



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

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

foglio 249

MASSA CARRARA

a cura di:

P. Conti^(1,2), **L. Carmignani**^(1,2), **G. Massa**⁽¹⁾, **M. Meccheri**⁽²⁾,
E. Patacca⁽³⁾, **P. Scandone**⁽³⁾, **D. Pieruccioni**⁽³⁾

Con contributi di:

G. Molli⁽³⁾, **L. Vaselli**⁽⁴⁾ (Geologia strutturale)

S. Ravani⁽²⁾ (Stratigrafia)

F. Baldacci⁽³⁾, **F. Bonciani**⁽¹⁾ (Geomorfologia)

L. D'Argliano⁽⁵⁾, **E. Aiello**⁽¹⁾ (Quaternario della piana costiera)

R. Rossetto⁽⁶⁾, **B. Baldi**⁽¹⁾ (Idrogeologia)

S. Mancini⁽¹⁾, **L. Vaselli**⁽⁴⁾ (Miniere, attività estrattiva)

F. Fanucci⁽⁷⁾, **D. Morelli**⁽⁷⁾, **L. Cipriani**⁽⁸⁾, **C. Nicola**⁽⁹⁾ (Geologia della parte a mare)

(1) - Centro di GeoTecnologie, Università degli Studi di Siena; (2) - Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università degli Studi di Siena; (3) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa; (4) - CNR - IGG, Pisa; (5) - Provincia di Massa-Carrara, Massa; (6) - Scuola Superiore S. Anna, Pisa; (7) - Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine, Università degli Studi di Trieste; (8) - Regione Toscana, D.G. Politiche Territoriali e Ambientali; (9) - Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova.

Ente realizzatore:



Regione Toscana

Sistema Informativo Territoriale e Ambientale
P.O. Geologia, Pedologia e BD Geomatiche

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Toscana: G. Lavorini

*Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -
ISPRA: M.T. Lettieri*

Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Toscana: G. Lavorini

Per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

Revisione Scientifica:

F. Capotorti, C. Muraro

S. D'Angelo, A. Fiorentino (parte a mare)

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**[†]

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Per L'Università di Siena:

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	7
II	- STUDI PRECEDENTI	11
III	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO	23
1.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	23
1.1.	- UNITÀ MORFOLOGICA MONTUOSA APUANA	25
1.1.1.	- <i>Forme e depositi di origine glaciale</i>	27
1.1.2.	- <i>Forme di origine carsica</i>	29
1.2.	- UNITÀ MORFOLOGICA COLLINARE PERI-APUANA	30
1.2.1.	- <i>Forme e depositi dovuti alla gravità</i>	31
1.2.2.	- <i>Forme di origine fluviale</i>	32
1.3.	- UNITÀ MORFOLOGICA DEL LITORALE VERSILIESE	33
1.3.1.	- <i>Fascia delle conoidi pedemontane</i>	34
1.3.2.	- <i>Fascia dei cordoni dunari</i>	35
1.4.	- LA SPIAGGIA	35
2.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	39
2.1.	- I DOMINI PALEOGEOGRAFICI	42
2.2.	- EVOLUZIONE TETTONICA	44
2.3.	- EVOLUZIONE METAMORFICA	46
IV	- STRATIGRAFIA	51
1.	- DOMINIO LIGURE	52
	- DOMINIO LIGURE INTERNO	52
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DI M. GOTTERO	52
1.1.1.	- <i>Arenarie di Monte Gottero (GOT)</i>	52
	- DOMINIO LIGURE ESTERNO	53
1.2.	- UNITÀ TETTONICA DI M. ANTOLA	53
1.2.1.	- <i>Formazione di Monte Antola (FAN)</i>	53
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DI OTTONE	53
1.3.1.	- <i>Complesso di Casanova (CCV)</i>	54
1.3.2.	- <i>Complesso di Monte Veri (MVE)</i>	55
1.3.3.	- <i>Flysch di Ottone (OTO)</i>	56
2.	- DOMINIO SUBLIGURE	57
2.1.	- UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO	57
2.1.1.	- <i>Argille e Calcari di Canetolo (ACC)</i>	57
2.1.2.	- <i>Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)</i>	58

2.1.3.	- Arenarie di Ponte Bratica (ARB)	»	59
3.	- DOMINIO TOSCANO	»	59
3.1.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA	»	72
3.1.1.	- <i>Calcare Cavernoso</i> (CCA)	»	82
3.1.2.	- <i>Calcari e Marne a Rhaeticula contorta</i> (RET)	»	86
3.1.3.	- <i>Dolomie del M. Castellana</i> (DMC)	»	89
3.1.4.	- <i>Calcari ad Angulata</i> (ANL)	»	90
3.1.5.	- <i>Rosso Ammonitico</i> (RSA)	»	94
3.1.6.	- <i>Calcare Selcifero</i> (CSF)	»	96
3.1.7.	- <i>Calcari e Marne a Posidonia</i> (POD)	»	100
3.1.8.	- <i>Diaspri</i> (DSD)	»	103
3.1.9.	- <i>Maiolica</i> (MAI)	»	105
3.1.10.	- <i>Scaglia Toscana</i> (STO)	»	107
3.1.11.	- <i>Macigno</i> (MAC)	»	119
3.2.	- UNITÀ TETTONICA DI MASSA	»	120
3.2.1.	- <i>Filladi Inferiori</i> (FAF)	»	121
3.2.2.	- <i>Porfroidi e Scisti Porfirici</i> (PRS)	»	121
3.2.3.	- <i>Formazione di Montignoso</i> (NGN)	»	124
3.2.4.	- <i>Formazione del Monte Folgorito</i> (MFG)	»	126
3.2.5.	- <i>Marmi del Monte Brugiana</i> (BUI)	»	128
3.2.6.	- <i>Metavulcaniti</i> (PAI)	»	134
3.2.7.	- <i>Quarziti e Filladi; Scisti di San Terenzo</i> (QFL)	»	137
3.3.	- UNITÀ TETTONICA "AUTOCTONO" Auctt.	»	139
3.3.1.	- <i>Filladi Inferiori</i> (FAF)	»	139
3.3.2.	- <i>Porfroidi e Scisti Porfirici</i> (PRS)	»	141
3.3.3.	- <i>Quarziti e Filladi Superiori</i> (MRQ)	»	142
3.3.4.	- <i>Scisti neri e Dolomie ad Orthoceras</i> (OHT)	»	142
3.3.5.	- <i>Calcescisti</i> (LCT)	»	143
3.3.6.	- <i>Formazione di Vinca</i> (VIN)	»	146
3.3.7.	- <i>Grezzoni</i> (GRE)	»	151
3.3.8.	- <i>Marmo Nero di Colonnata</i> (NCN)	»	156
3.3.9.	- <i>Marmi a Megalodontidi</i> (MMG)	»	158
3.3.10.	- <i>Brecce di Seravezza e Scisti a Cloritoide</i> (BSE)	»	162
3.3.11.	- <i>Marmi Dolomitici</i> (MDL)	»	164
3.3.12.	- <i>Marmi delle Apuane</i> (AUN)	»	166
3.3.13.	- <i>Metacalcari con Selce</i> (CLF)	»	171
3.3.14.	- <i>Metaradiolariti</i> (MDT)	»	176
3.3.15.	- <i>Metacalcari ad Entrochi</i> (ENT)	»	177
3.3.16.	- <i>Scisti Sericitici</i> (SSR)	»	178
3.3.17.	- <i>Pseudomacigno</i> (PSM)	»	185

4.	- DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI.	»	187
4.1.	- SUCCESSIONE DEL BACINO DI AULLA-OLIVOLA.	»	188
4.1.1.	- <i>Formazione di Aulla (AUA)</i>	»	188
4.1.2.	- <i>Conglomerati di Monte Lupacino (MLP)</i>	»	189
5.	- DEPOSITI QUATERNARI.	»	190
5.1.	- DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI E PARALICI.	»	190
5.1.1.	- <i>Depositi di versante (a_b)</i>	»	190
5.1.2.	- <i>Deposito di frana antica (a_{1b})</i>	»	190
5.1.3.	- <i>Till indifferenziato (c₁)</i>	»	191
5.1.4.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati (b_{n1-3})</i>	»	191
5.1.5.	- <i>Depositi palustri (e₃)</i>	»	192
5.1.6.	- <i>Depositi eolici (d)</i>	»	192
5.1.7.	- <i>Depositi di spiaggia (g₂)</i>	»	192
5.1.8.	- <i>Depositi alluvionali (b)</i>	»	193
5.1.9.	- <i>Detriti di falda (a₃)</i>	»	193
5.1.10.	- <i>Depositi di versante (a_a)</i>	»	193
5.1.11.	- <i>Deposito di frana (a_{1a})</i>	»	193
5.1.12.	- <i>Depositi antropici (h₁)</i>	»	194
5.2.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA SOMMERSA.	»	194
5.2.1.	- <i>Depositi di fronte del delta (g₆)</i>	»	194
5.2.2.	- <i>Depositi di piattaforma interna (g₁₉)</i>	»	194
V	- GEOLOGIA MARINA	»	195
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO.	»	195
2.	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO.	»	195
3.	- CENNI STORICI.	»	196
4.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.	»	197
5.	- SISMOSTRATIGRAFIA.	»	199
6.	- I SEDIMENTI SUPERFICIALI.	»	201
VI	- TETTONICA	»	203
1.	- FASI LIGURI.	»	204
2.	- FASI TOSCANE (FASE D1).	»	205
2.1.	- FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA "AUTOCTONO" <i>Auctt.</i>	»	206
2.2.	- FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI MASSA.	»	216
2.3.	- FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.	»	217
2.4.	- FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO.	»	217
3.	- FASI DI ESUMAZIONE (FASE D2 e FASE D3).	»	218
3.1.	- LE STRUTTURE PRINCIPALI DELLA FASE D2.	»	219
3.2.	- LE STRUTTURE PRINCIPALI DELLA FASE D3.	»	221

VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA . . . »	225
1.	- RISORSE MINERARIE »	225
1.1.	- MINIERE DEL FRIGIDO »	226
1.2.	- MINIERE DELLA TAMBURA »	226
1.3.	- MINIERA DI SCORTICO »	227
1.4.	- MINIERE DI LEVIGLIANI »	227
1.5.	- MINIERA DI BUCA DELLA VENA »	228
1.6.	- GIACIMENTI MINERARI MINORI »	229
1.7.	- I MINERALI DEI MARMI »	231
2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE »	232
2.1.	- CAVE DI MARMO »	232
2.2.	- CAVE DI ARDESIA »	241
2.3.	- CAVE DI CALCESCISTI E MARMI A CLORITE »	241
2.4.	- CAVE DI DOLOMIA »	241
3.	- IDROGEOLOGIA »	242
3.1.	- INQUADRAMENTO CLIMATOLOGICO E IDROGRAFICO »	242
3.2.	- LINEAMENTI IDROGEOLOGICI DELLA PIANURA »	243
3.3.	- IL CORPO IDRICO SOTTERRANEO SIGNIFICATIVO DELLE ALPI APUANE »	244
3.4.	- PRINCIPALI SISTEMI IDROGEOLOGICI »	246
3.4.1.	- <i>Sistemi idrogeologici del Bacino del Fiume Magra</i> »	246
3.4.2.	- <i>Sistemi idrogeologici dei bacini costieri della Versilia</i> »	247
3.4.3.	- <i>Sistemi idrogeologici del Bacino del Fiume Serchio</i> »	249
	BIBLIOGRAFIA »	251

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 249 - Massa Carrara della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 438/95), tramite convenzione del 3/12/1998 tra la Regione Toscana e la Presidenza del Consiglio dei Ministri - Servizio Geologico d'Italia (ora ISPRA). Il rilevamento, l'informatizzazione e l'allestimento per la stampa è stato effettuato nell'ambito della Convenzione tra la Regione Toscana e l'Università degli Studi di Siena sottoscritta in data 6/12/1999. La base topografica a scala 1:50.000 è stata ultimata e resa disponibile dall'Istituto Geografico Militare nel Maggio 2012. Il Foglio è ubicato nella Toscana settentrionale ed interessa le Province di Massa-Carrara e Lucca, ad eccezione di un limitato settore del margine occidentale che ricade nella Regione Liguria, Provincia di La Spezia. Nell'area del Foglio sono compresi i capoluoghi comunali di Careggine, Carrara, Castelnuovo Magra, Fosdinovo, Massa, Minucciano, Montignoso, Ortonovo e Piazza al Serchio, Vagli di Sotto.

L'area del Foglio è occupata in gran parte dalla catena montuosa delle Alpi Apuane (fig. 1), mentre rilievi collinari raccordano la zona montuosa alla pianura versiliese verso SO e alle valli del Fiume Magra-Torrente Aulella e del Fiume Serchio, rispettivamente verso N e NE. La porzione sud-occidentale del Foglio, per un'estensione di circa 30 km², è occupata dal Mar Ligure.

La precedente cartografia geologica ufficiale che ha interessato l'area del Foglio sono le famose carte in scala 1:25.000 e 1:50.000 di ZACCAGNA (1894, 1896b, 1897, 1898a) che rappresentano uno dei primi prodotti cartografici del Regio Servizio Geologico d'Italia e le precedenti edizioni sistematiche della Carta Geologica

d'Italia: prima e seconda edizione del Foglio 96 - Massa (ZACCAGNA, 1925a; TREVISAN *et alii*, 1971b).

Il direttore scientifico del Foglio è il Prof. L. CARMIGNANI, i direttori del rilevamento sono il Dott. P. CONTI e il Prof. M. MECCHERI. Per la realizzazione della carta geologica sono stati utilizzati rilevamenti di campagna eseguiti tra il 1974 e il 1985 per la realizzazione della "Carta geologico - strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane - Foglio Nord" (CARMIGNANI, 1985) da: M.L. ANTOMPAOLI, L. BURBI, L. CARMIGNANI, G. FORNACE, M. GATTIGLIO, G. GOSSO, R. KLIGFIELD, V. LORENZONI, S. MATTEOLI, M. MECCHERI, P.F. MILANO, L. MONI, P. NOTINI, P. PALAGI, F. RICCERI, G. RUFFINI, rilevamenti successivi eseguiti da M. MECCHERI, G. BIGONI, P. CONTI, M. PILI, N. VIETTI ed infine i rilevamenti effettuati nell'ambito del Progetto CARG a partire dall'anno 2000 eseguiti da: L. CARMIGNANI, M. MECCHERI, P. CONTI, G. MASSA, L. VASELLI, G. MOLLI, E. GUASTALDI, M. ROSSI, F. BONCIANI, I. CALLEGARI, M. ZAZZERI, G. MASETTI, S. MANCINI, D. PIERUCCIONI e F. MILAZZO.

E. PATACCA e P. SCANDONE hanno curato la stratigrafia delle successioni toscane. La geologia dell'area sommersa è a cura di F. FANUCCI, D. MORELLI, L. CIPRIANI e C. NICOLA. La revisione finale degli aspetti relativi alla geomorfologia è stata realizzata da F. BALDACCI e da F. BONCIANI. Contributi di geologia strutturale sono stati forniti da G. MOLLI, L. VASELLI e D. PIERUCCIONI. Contributi relativi al capitolo di geologia tecnica e applicata sono stati forniti dal S. MANCINI, L. VASELLI, R. ROSSETTO, B. BALDI, E. AIELLO.

I rilevamenti geologici sono stati eseguiti alla scala 1:5.000 nelle aree di affioramento delle unità metamorfiche e alla scala 1:10.000 nelle restanti aree, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione Toscana. Le frane e le coperture delimitate nei rilevamenti originali sono ovviamente assai più numerose di quelle che è stato possibile rappresentare sul foglio 1:50.000, avendo privilegiato

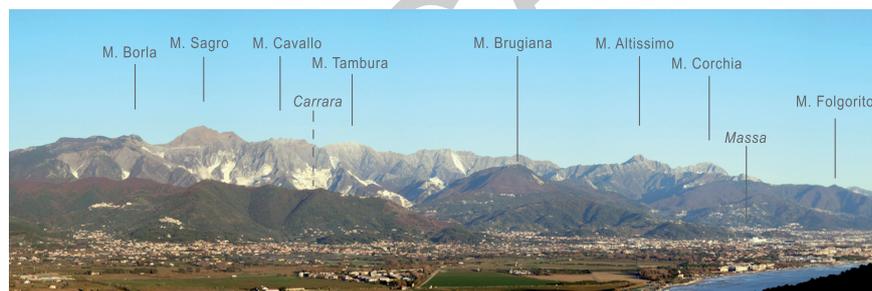


Fig. 1 - Panorama delle Alpi Apuane, vista da ovest.

una maggiore leggibilità della geologia delle rocce del substrato che è generalmente assai complicata. Le formazioni sono raggruppate in unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde ed alcune di queste sono suddivise in membri e litofacies.

Nell'area del Foglio affiora la quasi totalità delle unità tettoniche che costituiscono l'Appennino settentrionale, di seguito elencate a partire dall'unità geometricamente più bassa:

- a) Unità tettoniche toscane metamorfiche:
 - UNITÀ TETTONICA "AUTOCTONO" *Auctt.*, costituita da un Basamento ercinico e relativa copertura mesozoica e terziaria, interessata da metamorfismo in facies degli scisti verdi;
 - UNITÀ TETTONICA DI MASSA, anch'essa interessata da metamorfismo in facies degli scisti verdi e costituita da un Basamento ercinico e da una copertura permo-triassica;
- b) Unità tettoniche toscane non metamorfiche:
 - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA;
- c) Unità tettoniche subliguri:
 - UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO;
- d) Unità tettoniche liguri:
 - UNITÀ TETTONICA DI OTTONE;
 - UNITÀ TETTONICA DI MONTE ANTOLA;
 - UNITÀ TETTONICA DI MONTE GOTTERO.

Sono inoltre presenti i depositi post-orogenici fluvio-lacustri del Bacino di Aulla-Olivola-Villafranca e i depositi quaternari.

La legenda del Foglio è stata impostata secondo il criterio litostratigrafico. Non sono state utilizzate le UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*) per le successioni plio-quaternarie continentali. Tale scelta è stata guidata dall'esigenza di evitare una proliferazione eccessiva di unità stratigrafiche ed anche dalla considerazione che nella zona collinare le condizioni di esposizione dei depositi plio-quaternari non sono ottimali a causa delle estese coperture boschive dove si riscontrano basse percentuali di affioramenti significativi. Inoltre nell'area montuosa centrale del Foglio le elevate pendenze dei versanti hanno impedito l'accumulo di importanti coperture quaternarie di spessore ed estensione cartografabili alla scala 1:50.000. Nell'area della pianura versiliese la generale assenza di esposizioni naturali di spessore ed estensione significativi e l'intensa urbanizzazione dell'area ha indotto al riconoscimento delle unità litostratigrafiche sulla base di sondaggi geognostici, tecniche di fotointerpretazione e tramite l'utilizzo di carte geologiche edite e storiche inedite.

Le Note e la Legenda della Carta sono allestite in base alle prescrizioni per il Progetto CARG del Servizio Geologico d'Italia (PASQUARÈ *et alii*, 1992), in questo

ambito ci siamo però sforzati di conservare per quanto possibile le denominazioni delle unità tettoniche e stratigrafiche che spesso in quest'area sono usate da più di un secolo.

Il Foglio 249 - Massa Carrara comprende anche una parte marina, relativa alla sola sezione 1:25.000 Massa, per la quale il Progetto CARG ha previsto una copertura cartografica a integrazione della cartografia a terra. Inizialmente si è proceduto a raccogliere materiale bibliografico, sedimentologico e di sismica a riflessione disponibile e successivamente ad effettuare, nell'area del Foglio, una campagna di sismica a riflessione ad alta risoluzione. Per il rilevamento e la cartografia delle aree sommerse si sono seguite le linee guida per il rilevamento geologico, la cartografia e l'informatizzazione dei dati delle aree marine del Servizio Geologico d'Italia (BATTAGLINI & D'ANGELO, 2009).

II - STUDI PRECEDENTI

L'ottima esposizione degli affioramenti rocciosi e la complessità strutturale del massiccio apuano, unitamente alla grande rilevanza economica della coltivazione dei marmi e al passato interesse per alcuni giacimenti minerari, hanno attirato generazioni di geologi e naturalisti sia italiani che stranieri.

Se si escludono i primissimi manoscritti inediti realizzati fin dal 1600 ad opera dei naturalisti VALLISNIERI, SPALLANZANI e ARDUINO, i primi documenti geologici riprodotti a mezzo di stampa nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara e in tutte le Alpi Apuane risalgono agli inizi del XIX secolo. Un'analisi storica del progresso degli studi della geologia nell'area apuana è trattata in CARMIGNANI & GIGLIA (1984), TREVISAN (1984), AMORFINI (2002), CONTI *et alii* (2004) e MASSA (2007). Tra i più importanti lavori pubblicati durante il 1800 sono da segnalare i contributi di REPETTI (1820), SAVI (1833, 1863), SIMI (1855), COCCHI (1871), COQUAND (1874, 1875), DE STEFANI (1874-75, 1880b,c, 1881a,b,c,d, 1887, 1889), MENEGHINI (1880a, 1881, 1886) e ZACCAGNA (1880, 1894, 1897, 1898b). Notevole è la produzione di cartografia geologica che costituisce uno dei primi esempi a scala mondiale di moderna cartografia geologica su base topografica a curve di livello. Questa antica cartografia oltre all'ovvio valore storico spesso mantiene inalterato il proprio valore scientifico.

Il primo rilevamento geologico sistematico dell'intero massiccio montuoso delle Alpi Apuane venne realizzato da D. ZACCAGNA e B. LOTTI a partire dal 1879. Il monumentale lavoro dei due autori si concretizzò con la stampa dei Fogli 96 - Massa e 104 - Pisa, alla scala 1:100.000, in occasione della I Edizione della Carta

Geologica d'Italia (ZACCAGNA & LOTTI, 1908; ZACCAGNA, 1925a). Nel 1897 fu pubblicata una carta geologica in quattro fogli in scala 1:50.000 corredata da sezioni geologiche e negli anni successivi furono stampate diciassette tavolette in scala 1:25.000 di tutta l'area apuana. ZACCAGNA pubblicò le *Note illustrative della Carta Geologica delle Alpi Apuane* successivamente nel 1920, e nel 1932 venne data alle stampe la definitiva *Descrizione Geologica delle Alpi Apuane* (ZACCAGNA, 1932). L'inventario completo dei numerosi documenti geologici editi ed inediti prodotti da D. ZACCAGNA è stato realizzato da ROSSI (1996).

Il lavoro di D. ZACCAGNA rispecchia le idee geologiche del tempo basate sull'interpretazione autoctonista della formazione delle catene montuose (LOTTI & ZACCAGNA, 1881; ZACCAGNA, 1896a,b, 1897, 1898a,b, 1904, 1920, 1932, 1933, 1938). Secondo l'autore la chiave di lettura della geologia apuana consisteva nell'individuazione di un orizzonte guida, "...che attornia quasi ininterrottamente tutta la cerchia dell'ellissoide...", formato da calcari e dolomie del Triassico superiore. Il livello dei calcari retici venne reputato un orizzonte "guida" per la sua continuità d'affioramento e per il contenuto fossilifero che separava una sottostante successione stratigrafica di terreni metamorfici, denominata Formazione marmifera, dai soprastanti terreni più giovani distribuiti nella zona periferica dell'ellissoide apuano. Nelle sezioni geologiche realizzate da ZACCAGNA e LOTTI risulta evidente una simmetria centripeta delle strutture plicative, indotta dal fatto che i piani assiali delle pieghe principali immergono verso O-SO nel versante tirrenico e verso E-NE nel versante orientale del massiccio apuano (fig. 2). Una simile interpretazione, ispirata ai due autori dai profili realizzati da HEIM (1878) per descrivere la struttura di Glarus nelle Alpi (*Glerner Doppelfalte*), provocò perplessità nei successivi autori faldisti a causa dei problemi di natura cinematica indotti dalla doppia vergenza delle strutture plicative.

A partire dagli anni trenta studiosi principalmente nord europei (TILMANN, 1926; KOBER, 1927; TILMANN, 1929; STAUB, 1932; DE WIJKERSLOOTH, 1934; KOBER, 1935; TEICHMÜLLER, 1935; TEICHMÜLLER & QUITZOW, 1935), in seguito alla nascita ed affermazione delle interpretazioni faldiste sulla geologia della catena alpina, applicarono tali teorie anche all'Appennino settentrionale, proponendo una struttura dominata da accavallamenti di portata regionale. LENCEWICZ (1917) fu il primo autore che segnalò la presenza di sovrascorrimenti e di unità tettoniche sovrapposte nell'Appennino settentrionale. TILMANN (1926) concluse che "...le profonde sezioni nelle Alpi Apuane mostrano chiaramente che non si tratta di una semplice struttura a scaglie con piccolo raccorciamento tangenziale, ma che vi è una struttura a sovrascorrimenti, che si può definire con piena ragione come una struttura a falde ...".

Gli autori sopra citati proponevano per l'area apuana una successione costituita da tre unità sovrapposte (dal basso verso l'alto): Toscanide I (detta anche Unità

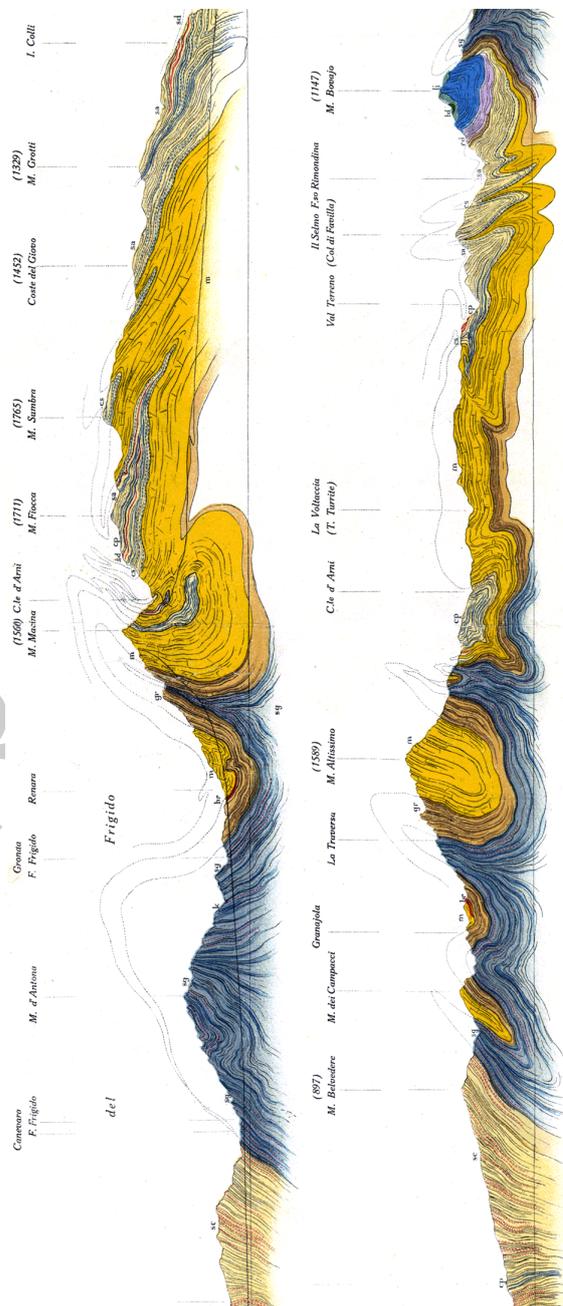


Fig. 2 - Sezioni geologiche attraverso le Alpi Apuane centrali (ZACCAGNA, 1898a).

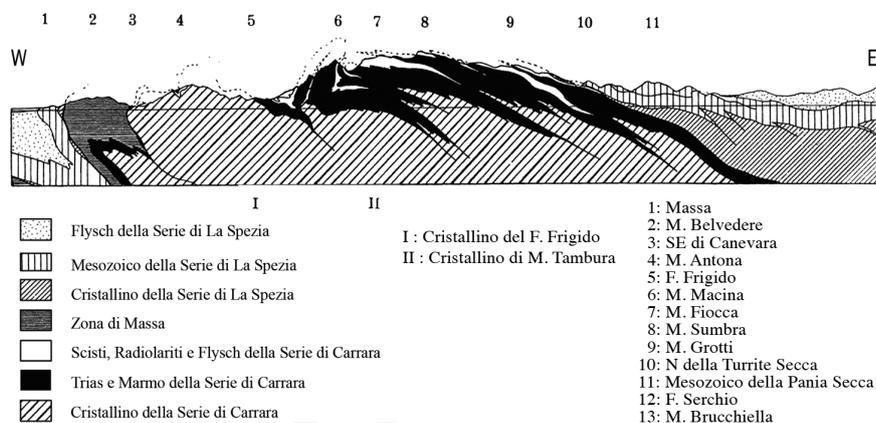


Fig. 3 - Sezione attraverso la zona centrale delle Alpi Apuane, da STAUB (1932).

delle Carraridi o Serie di Carrara) corrispondente alla Formazione marmifera definita da Zaccagna, costituita da rocce metamorfiche affioranti in finestra tettonica e suddivisa in un'unità inferiore denominata Autoctono e una superiore Parautoctono; Toscanide II (denominata anche Serie di La Spezia o Falda Tuscanica) alloctona, non metamorfica, comprendente terreni dal Calcare Cavernoso alla formazione del Macigno; Falda Ligure (o complesso delle Argille Scagliose) alloctona e non metamorfica. L'autore svizzero STAUB (1932) per primo introdusse nell'area occidentale e meridionale del massiccio apuano una zona di scaglie parautoctone che denominò *Schuppenzone von Massa*. Egli propose come patria d'origine delle unità alloctone dell'Appennino l'area adriatica con formazione di strutture vergenti verso il Mar Tirreno, sostenendo che le radici del sovrascorrimento apuano andavano ricercate in corrispondenza dell'attuale regione dello spartiacque appenninico, conferendo così a tutto l'Appennino settentrionale un aspetto "Alpino" (fig. 3).

DE WIJKERSLOOTH (1934), diversamente da STAUB, riteneva che il movimento dei terreni alloctoni dell'Appennino si fosse realizzato verso est in direzione del "cratone adriatico" mediante falde di scivolamento gravitative (fig. 4). La brillante interpretazione dell'Appennino settentrionale da parte di DE WIJKERSLOOTH riconosce anche uno spostamento progressivo della pulsione orogenica che migra da ovest verso est ed una successiva attività di distensione e formazione di faglie dirette nell'orogene stesso.

Tra i geologi italiani credito alle nuove teorie faldiste fu dato da MASINI (1937), BONATTI (1938), MERLA (1948, 1951), IPPOLITO (1948, 1950) e TREVISAN (1962). Come è noto MERLA propose l'esistenza nell'Appennino settentrionale di sei rughe tettoniche sviluppate dal Miocene al Pliocene inferiore e distribuite in

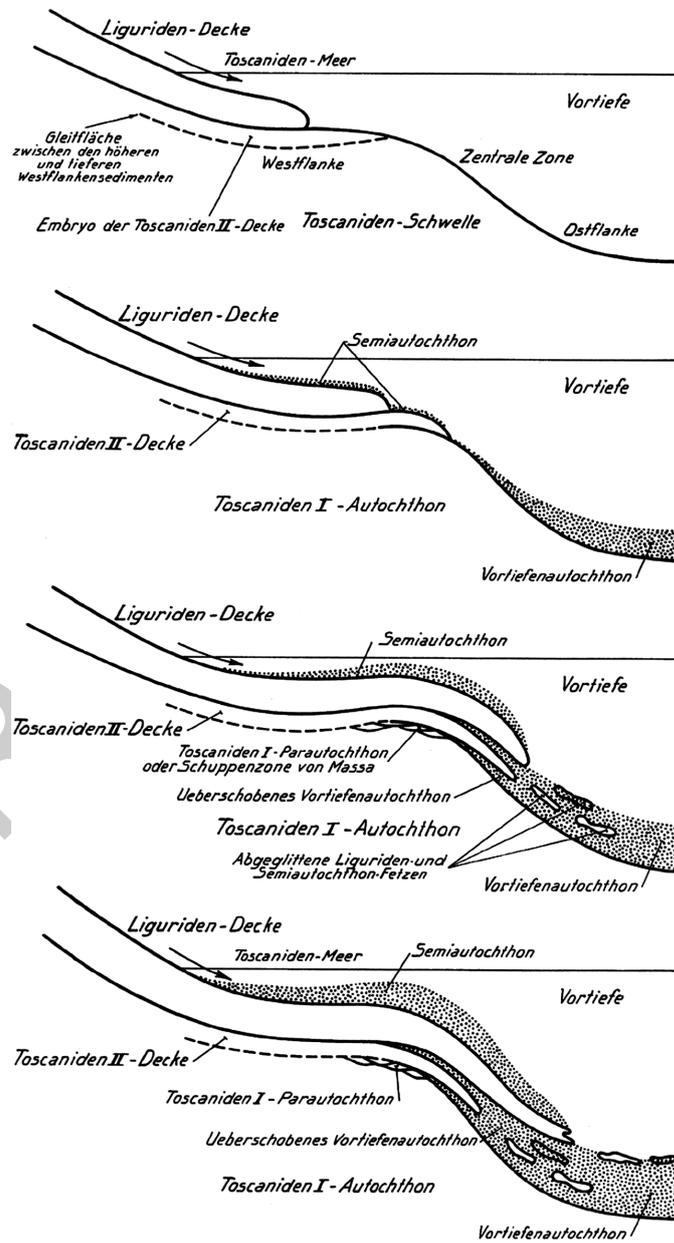


Fig. 4 - Massa in posto delle unità alloctone dell'Appennino settentrionale, da DE WIJKERSLOOTH (1934).

regolare successione cronologica dal Tirreno all'Adriatico. Il raddoppio tettonico nelle Alpi Apuane si sarebbe formato in corrispondenza della terza ruga (MERLA, 1951). BONATTI (1938) realizzò il primo importante studio di natura petrografia sulle metamorfite apuane e dimostrò l'identità petrografica di alcuni litotipi a cui ZACCAGNA attribuiva differenti età.

Una spinta determinante verso l'accettazione delle teorie faldiste si deve alle ricerche di IPPOLITO (1946a,b, 1948, 1950), in cui veniva riconosciuta la marcata alloctonia della Falda Toscana sul substrato metamorfico. IPPOLITO riconobbe a ZACCAGNA un'ottima attendibilità del rilevamento geologico mentre, sulla base delle teorie faldiste, ne criticò le concezioni tettoniche. Con i lavori di TREVISAN (1950) e MERLA (1951), l'interpretazione faldista fu definitivamente accettata dall'intera comunità scientifica.

Negli anni cinquanta la scuola di Pisa (TREVISAN, 1962, 1963) riteneva che le rocce metamorfiche della Toscanide I, che costituivano la massa centrale del massiccio apuano, non fossero state interessate da traslazioni orizzontali importanti, ma si fossero corruagate e sollevate da cui la denominazione di "Autoctono" per tutto il complesso metamorfico. Questi autori ritenevano che il complesso allocatone costituito dalla Toscanide II (ribattezzata Falda Toscana) e dalle Liguridi, durante la fase di accavallamento, avesse strappato scaglie diventate tettonicamente indipendenti denominate "Scaglie Parautoctone" limitata al versante occidentale ("Zona di Massa") e meridionale ("Zona dello Stazzemese") del massiccio apuano. Il Parautoctono meridionale fu suddiviso in due corpi: Parautoctono I, in posizione inferiore e affiorante nell'area di Stazzema, Farnocchia e Cardoso, formato da litotipi del Basamento paleozoico insieme a Grezzoni, Marmi, filladi e calcescisti e Pseudomacigno, giustapposte tettonicamente in modo complicato; il Parautoctono II soprastante al precedente, rappresentato dall'intero gruppo delle Panie (NARDI, 1961) e formato da un solo corpo tettonico con una successione sedimentaria che inizia dai Grezzoni, leggermente meno metamorfica rispetto all'Autoctono (TREVISAN, 1962, fig. 5).

L'attribuzione del massiccio delle Panie alla Formazione Marmifera o alla "Successione non metamorfica" fu dibattuta fino dai lavori di LOTTI e ZACCAGNA con le relative polemiche sulla possibilità di estrazione di marmi da questo massiccio. La difficoltà d'attribuzione di questo massiccio (MAXWELL, 1956) derivava fondamentalmente dalla minore cristallinità delle rocce e dal fatto che il Calcare Cavernoso, generalmente alla base della "Successione non metamorfica" affiorasse alla base della delle Panie, tra questo massiccio e il Monte Corchia. Questa incertezza si è protratta negli anni tanto che ancora nella carta di Monte Altissimo (GIGLIA, 1967) il complesso delle Panie è riferito all'Unità tettonica della Falda Toscana. È con la carta geologica di NARDI (1961) che viene istituita l'Unità tettonica delle Panie intesa come unità metamorfica completamente separata da

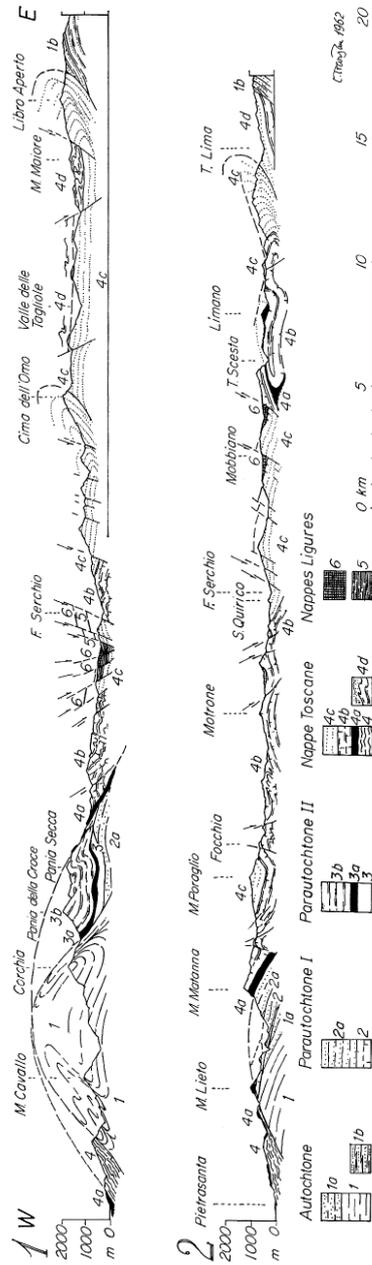


Fig. 5 - Sezioni schematiche attraverso l'Appennino settentrionale (TREVISAN, 1962).
 AUTOCTONO - 1: terreni metamorfici (Carbonifero - Eocene), 1a: Pseudomacigno (Oligocene), 1b: flysch non metamorfici (Oligocene - Miocene).
 PARAUTOCTONO II: 2: = 1; 2a: = 1a. Parautoctono II): 3: Filladi e porfiroidi pre norici, 3a: Evaporiti noriche, 3b: Formazioni a dominante calcarea debolmente metamorfici (Retico - Giurassico sup.).
 FALDA TOSCANA - 4: Verrucano (Carnico), 4a: Evaporiti (Norico); 4b: Formazioni a dominante calcarea (Retico - Giurassico sup.), 4c: Macigno (Oligocene), 4d: Argille varicolori (Eocene) e Macigno scollati e scivolati verso Est. Falde Liguri: 5: Argille varicolori (Cretacico medio) e Flysch alberese (Cretacico superiore), 6: Ofioliti e Argille scagliose con Calcarei a Palombini (Giurassico sup. - Cretacico inf.).

un punto di vista tettonico dal resto dell'“Autoctono” *Auctt.* I rilevamenti CARG hanno sostanzialmente confermato questa interpretazione in cui l'unità tettonica delle Panie è considerata un'unità metamorfica individuata durante le fasi tettoniche d'esumazione del complesso metamorfico apuano.

Il successivo passo in avanti delle conoscenze della geologia apuana si concretizzerà con i Fogli 96 - Massa e 104 - Pisa della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (TREVISAN *et alii*, 1968, 1971b).

Sulla base del quadro generale sopra descritto furono realizzati numerosi studi inerenti la stratigrafia e la tettonica dell'Appennino settentrionale nella regione apuana che avevano come oggetto le unità alloctone Liguri (ELTER, 1960; ELTER *et alii*, 1960), l'Unità tettonica della Falda Toscana (VALDUGA, 1957; GIANNINI *et alii*, 1962; BORTOLOTTI, 1965; BALDACCI *et alii*, 1967; DECANDIA *et alii*, 1968) e le unità metamorfiche (NARDI, 1961, 1962a,b, 1963a,b,c; SGUAZZONI, 1963, 1964; BARBERI & GIGLIA, 1965; GIGLIA & TREVISAN, 1966; GIGLIA, 1967; NARDI, 1967; SGUAZZONI, 1968a,b)

Negli anni '60 tutta la struttura dell'Appennino settentrionale fu profondamente rivista in chiave alloctonista, ma la struttura interna del nucleo metamorfico apuano mantenne sostanzialmente inalterata la struttura centripeta basata sulla carta e sulle sezioni di Zaccagna dell'inizio del secolo (vedi sintesi in BOCCALETTI & COLI, 1982).

Durante gli anni '70 e '80 grazie al contributo delle tecniche dell'analisi strutturale viene inquadrata l'orogenesi appenninica terziaria nell'ambito della teoria della Tettonica a Placche, affermata e diffusa alla fine degli anni sessanta. Viene riconosciuta una fase deformativa (denominata “fase D1”) sviluppata in corrispondenza di una fascia di taglio ensialica generata dall'avvicinamento di una porzione di crosta di origine interna, costituita dalle Unità Liguri e Falda Toscana ed un segmento crostale più esterno (Dominio Umbro), avvenuto nell'Oligocene superiore - Miocene inferiore. Nel massiccio apuano la fase D1 viene ritenuta responsabile della formazione di pieghe isoclinali plurichilometriche con vergenza adriatica. Strutture estensionali, formatesi durante successive fasi deformative denominate “fase D2” e “fase D3” nel Mio-Pliocene, si sono sovrainposte alle strutture precedentemente realizzate durante la tettonica compressiva nell'edificio appenninico a falde. Ne deriva la natura polideformata delle rocce metamorfiche del massiccio apuano con generazione di una mega antiformali di scistosità di dimensioni paragonabili all'intero massiccio. Le due fasi tettoniche hanno interessato oltre all'“Autoctono” *Auctt.*, in corrispondenza di un livello crostale più superficiale, anche l'Unità tettonica della Falda Toscana e le Liguridi. Contribuirono a questa nuova fase dello sviluppo della geologia apuana vari autori, tra cui: HACCARD *et alii* (1972), CARMIGNANI & GIGLIA (1975a,b, 1977, 1979), PERTUSATI *et alii* (1977), CARMIGNANI *et alii* (1978b, 1981), KLIGFIELD (1979), BOCCALETTI & GOSSO (1980), KLIGFIELD

et alii (1981), BOCCALETTI *et alii* (1983) e CARMIGNANI & GIGLIA (1984).

L'individuazione dell'assetto geometrico molto complicato sopra descritto ha permesso di risolvere il problema della doppia vergenza, ad esempio nella zona di Arni, inquadrando l'area nel contesto della complessa storia polifasica sopra descritta (CARMIGNANI & GIGLIA, 1983). Una sintesi dal punto di vista cartografico dei progressi inerenti la geologia strutturale nell'area apuana in questo periodo sono sintetizzati nella "Carta geologico strutturale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane (Foglio Nord)" in scala 1:25.000 (CARMIGNANI, 1985). CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) proposero in seguito una similitudine fra l'evoluzione dell'area Appennino-Alpi Apuane e i *core complex* nordamericani (fig. 6).

Successivamente alla cartografia monumentale di D. ZACCAGNA sono stati numerosi i contributi di cartografia geologica di cui si è avvantaggiato il presente Foglio, tra i quali:

- *Geologic Map of Pania della Croce - Pania Secca Area* (MAXWELL, 1956);
- *Carta Geologica dei Monti di Carrara ad Ovest di Monte Sagro* (VALDUGA, 1957);
- *Carta Geologica della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana* (NARDI, 1961);
- *Carta Geologica della zona tra Vinca, Gorfigliano e il Monte Tambura* (NARDI, 1962a);
- *Carta Geologica delle Alpi Apuane - Tav. M. Altissimo* (GIGLIA, 1967);
- *Carta dei Depositi Continentali dell'Alta Garfagnana* (BARTOLINI & BORTOLOTTI, 1971);
- *Geological Map of the northwestern Apuane Alps between Campo Cecina and Monzone* (BODE, 1979);
- *Carta Geologica delle Alpi Apuane Centro-Settentrionali* (SGUAZZONI, 1981);
- *Carta Strutturale del bacino marmifero di Orto di Donna (Alpi Apuane)* (COLI *et alii*, 1987);
- *Carta Geologico-Strutturale dell'area di Gorfigliano* (MORATTI *et alii*, 1989);
- *Carta Strutturale del Bacino Marmifero di Boana (Alpi Apuane)* (COLI, 1992);
- *Carta Geologica dell'area M. Sagro-Morlunco* (COLI *et alii*, 1992)
- *I marmi del Carrarese: carta geologico-strutturale delle varietà merceologiche* (MECCHERI, 2000);
- *Carta geologico-strutturale dei marmi del M. Altissimo* (MECCHERI *et alii*, 2007b).

A conclusione di questo capitolo occorre ricordare anche i vari studi sul metamorfismo delle unità tettoniche dell'Appennino settentrionale (BONATTI, 1938; WUNDERLICH, 1960; WACHSMUTH, 1966; GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; AZZARO *et alii*, 1977; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; FRANCESCHELLI *et alii*, 1984, 1986; KLIGFIELD *et alii*, 1986; FRANCESCHELLI *et alii*, 1989; FRAN-

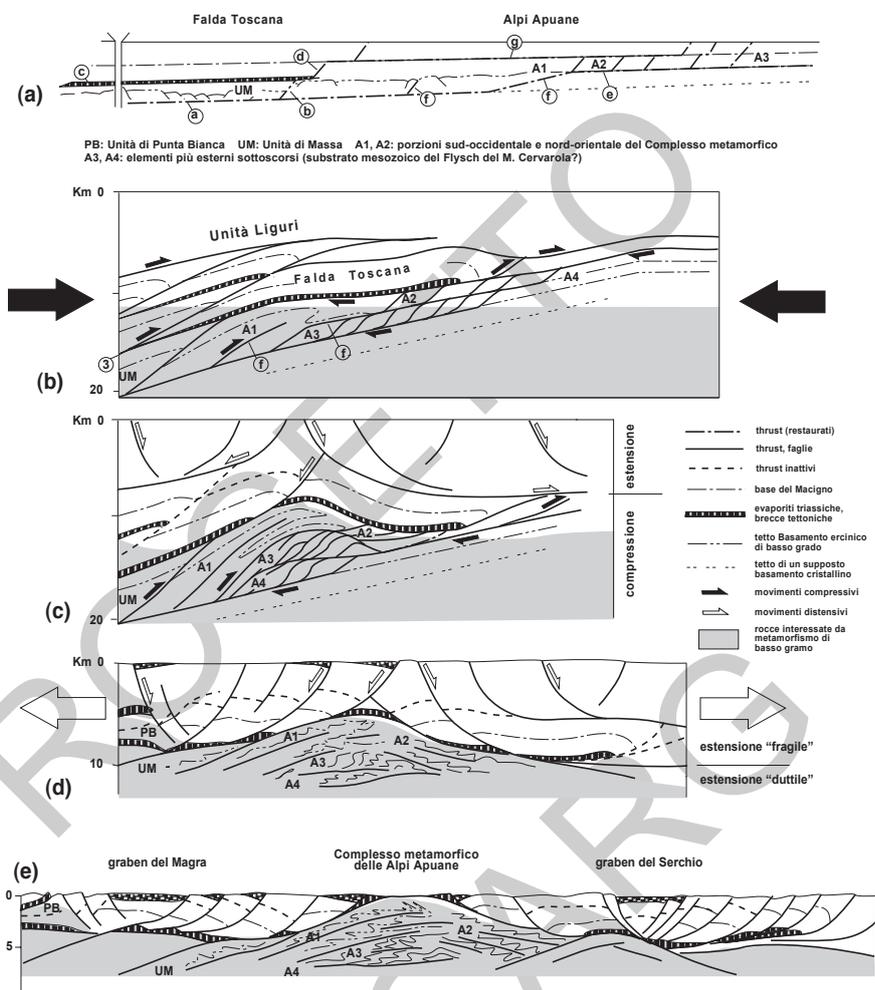


Fig. 6 - Schema dell'evoluzione tettonica compressiva (a, b, c) e distensiva (d, e) delle Alpi Apuane, da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). (a) Geometria pre-collisione con le tracce restaurate dei principali accavallamenti. (b) Sviluppo del core complex apuano (?Oligocene superiore). (c) Sviluppo di antiformal stack nel Complesso Metamorfoico e possibile inizio della tettonica distensiva a livelli alto-crostaali (Miocene inferiore). (d) Individuazione del core complex apuano. Il thrust di base della Falda Toscana è riattivato come detachment; esso separa settori estesi principalmente mediante faglie listriche e rotazione di blocchi (Falda Toscana e Liguridi s.l.) da settori estesi mediante zone di taglio duttile sinmetamorfiche (Complesso Metamorfoico delle Alpi Apuane) la cui giacitura è controllata dalle precedenti strutture compressive (Miocene medio-superiore). (e) Esposizione delle metamorfite del core complex per denudamento e sollevamento connessi con ulteriore assottigliamento crostale (Pliocene-Pleistocene).

CESCHELLI & MEMMI, 1999; MOLLI *et alii*, 2000b, 2002, 2018b) in cui viene evidenziato che le rocce dell'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* sono caratterizzate da paragenesi tipiche delle zone a clorite e biotite della facies degli scisti verdi ed è confermata una brusca discontinuità del grado metamorfico fra l'Unità tettonica Autoctono *Auctt.* e l'Unità tettonica di Massa con la soprastante Falda Toscana.

Durante gli ultimi anni il numero di studi inerenti la geologia dell'area apuana è cresciuto in maniera esponenziale avvalendosi di recenti tecniche quali l'analisi microstrutturale e l'analisi delle inclusioni fluide. Le principali tematiche d'approfondimento sono rivolte sia alla comprensione di problematiche locali sia al tentativo d'interpretare geometria e cinematica delle strutture di rilevanza regionale con particolare riferimento ai possibili meccanismi di esumazione del massiccio ed al contesto tettonico in cui le strutture plicative delle diverse fasi riconosciute si sono formate. Tra i contributi segnaliamo i lavori di COLI (1989b), ABBATE *et alii* (1994), CELLO & MAZZOLI (1996), COLI (1996), SCHULTZ (1996), DEL TREDICI *et alii* (1997), BARSOTTELLI *et alii* (1998), JOLIVET *et alii* (1998), CORTECCI *et alii* (1999), COSTAGLIOLA *et alii* (1999), FRANCESCHELLI & MEMMI (1999), MOLLI & HEILBRONNER PANOZZO (1999), BARONI *et alii* (2000), LEISS & WEISS (2000), MOLLI & MECCHERI (2000), MOLLI *et alii* (2000a), MOLLI *et alii* (2000b), OTTRIA & MOLLI (2000), CARMIGNANI *et alii* (2001b), CAROSI *et alii* (2002a,b), MOLLI *et alii* (2002), PANDELI (2002), COLI *et alii* (2003), FRANCESCHELLI *et alii* (2003), LEISS & MOLLI (2003), CARMIGNANI *et alii* (2004), CAROSI *et alii* (2004), CONTI *et alii* (2004), CAROSI *et alii* (2005), MOLLI & VASELLI (2006), FELLIN *et alii* (2007), MECCHERI *et alii* (2007b), OESTERLING *et alii* (2007), CANTISANI *et alii* (2009) MOLLI *et alii* (2010) THOMSON *et alii* (2010), MOLLI & MALAVIEILLE (2011), PATACCA *et alii* (2011), MOLLI & MECCHERI (2012), VASELLI *et alii* (2012), PATACCA *et alii* (2013) e MOLLI *et alii* (2018b,a).

PROGETTO

CARG

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il Foglio 249 - Massa Carrara comprende un territorio caratterizzato da un'estrema varietà morfologica e paesaggistica che si esprime tipicamente nella prossimità di ambienti propriamente "alpini" alla fascia costiera, attraverso una stretta zona di raccordo (fig. 7). In funzione di tali caratteristiche, della recente evoluzione tettonica, dei cambiamenti climatici pleistocenico-olocenici, delle caratteristiche litologiche delle rocce e, non ultimo, dell'impatto delle attività antropiche in tali territori, la zona apuo-versiliese presenta un'eccezionale concentrazione di forme e processi riferibili ai principali insiemi geomorfologici (dinamico, climatico e strutturale).

Il territorio del Foglio include la porzione centrale e settentrionale delle Alpi Apuane, una fascia collinare peri-apuana che comprende zone periferiche dei bacini del Serchio a nord-est, del Magra a nord-ovest e ad ovest, la fascia di transizione alla piana costiera versiliese che occupa a sua volta la porzione sud-occidentale del Foglio (BARONI *et alii*, 2015). Alle zone sopra elencate corrispondono rispettivamente le tre principali unità morfologico-territoriali dell'area: Unità montuosa apuana, Unità collinare peri-apuana e Unità litorale versiliese, che si distinguono anche per le caratteristiche geologico-strutturali dei terreni affioranti.

L'area montuosa apuana è costituita quasi esclusivamente da formazioni metamorfiche dell'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* e dell'Unità tettonica di Massa, nonché da cataclasi cementate originatesi a spese prevalentemente delle forma-

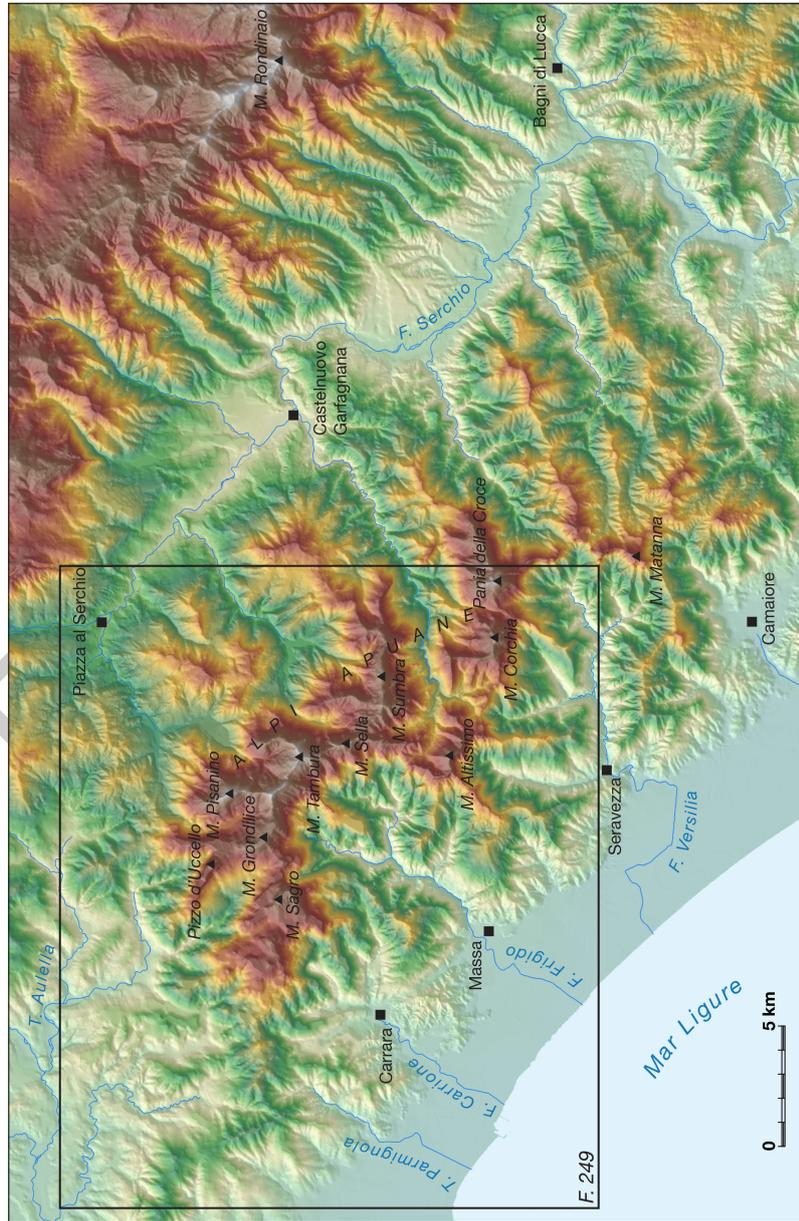


Fig. 7 - Modello Digitale del Terreno delle Alpi Apuane e aree circostanti; il rettangolo indica l'area del Foglio 249 - Massa Carrara.

zioni carbonatiche basali della Falda Toscana (Calcare Cavernoso); nella zona collinare peri-apuana prevalgono le formazioni sedimentarie dell'Unità tettonica della Falda Toscana e delle Unità liguri e subliguri, ed infine nella fascia litorale alto-versiliense sono rappresentati depositi pleistocenico-olocenici di origine continentale e marino-transizionale.

Il reticolo idrografico è condizionato dalla particolare conformazione geografico-strutturale dell'area: a grande scala mostra un drenaggio centripeto attorno al "duomo" apuano, ed è individuato da tre spartiacque principali che si diramano radialmente a partire dal M. Grondilice, posto circa nel centro geometrico del Foglio. Il drenaggio verso sud-ovest è caratterizzato da una serie di bacini minori, tra loro circa paralleli, che sfociano tra Marina di Carrara e Marina di Massa dopo tragitti di 10-15 km al massimo.

1.1. - UNITÀ MORFOLOGICA MONTUOSA APUANA

Le parti più elevate e con morfologia più aspra del Foglio corrispondono praticamente agli affioramenti delle metamorfite e costituiscono un complesso orografico che ben si distingue dall'usuale paesaggio appenninico sia per la posizione geografica (le sue vette distano pochi chilometri dal mare), sia per le caratteristiche geologiche dei terreni affioranti, sia, infine, per la marcata individualità morfologica. Fu STOPPANI (1876) il primo ad introdurle nella letteratura geologica con il nome di "Alpi" Apuane e più recentemente SESTINI (1963) a caratterizzarle come una specifica unità di paesaggio ("paesaggio apuano", fig. 8).

I tratti morfologici di maggior evidenza consistono nell'elevata energia del rilievo dovuta ad un recente ringiovanimento di questo, che si caratterizza per i profili aspri e dirupati e per la presenza di speroni rocciosi. Il conseguente approfondimento degli alvei ha determinato lo sviluppo di valli incassate tipo *canyon* o forre, la scarsità di zone pianeggianti, la reincisione ed il terrazzamento dei versanti. Nell'area del Foglio i drenaggi sono orientati verso nordest, dove il collettore principale è il Fiume Serchio, verso NO, in direzione Val di Magra, e verso sud-ovest, dove le aste fluviali raggiungono la piana costiera con i caratteri tipici del torrente intermontano.

Il recente sollevamento del massiccio è testimoniato da alcuni terrazzi fluviali, privi di depositi, lungo il T. Vezza e la valle del Giardino a quote intorno a 400 metri s.l.m. (Gallena, Basati, Retignano). Lo sviluppo di versanti con elevate pendenze, lungo i quali si impostano modesti corpi di depositi gravitativi ai limiti della stabilità, è più evidente sul versante sud-occidentale, dove il crinale apuano, posto ad una quota media di circa 1700 m s.l.m. tra il M. Sagro e la Pania della Croce, degrada in pochi chilometri fino al livello del mare verso la costa versiliense. Il versante nord-orientale si connette invece con il solco della Garfagnana, lungo un dislivello ben minore del precedente e dando luogo a morfologie meno aspre. Tale asimmetria

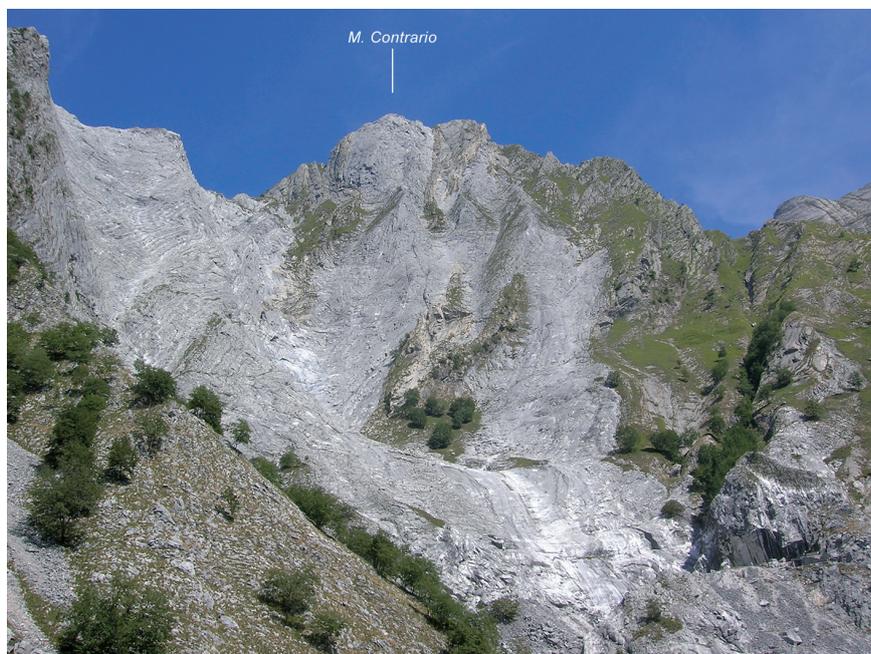


Fig. 8 - Tipico panorama montuoso delle Alpi Apuane, Valle degli Alberghi.

ha prodotto interessanti differenze nello sviluppo delle morfologie glaciali, di cui oggi sono conservate importanti testimonianze.

La fisiografia spiccatamente alpina si caratterizza per la presenza di forme di erosione quali creste in roccia, pinnacoli e scarpate di erosione lungo i profondi solchi vallivi. I depositi sono costituiti per la maggior parte da corpi detritici eterometrici alla base di scarpate in roccia, con forme di falda o cono, locali accumuli per frane di crollo/ribaltamento, da depositi incanalati lungo solchi ad elevata pendenza dove si sviluppano episodi tipo *debris-flow* in occasione dei principali eventi meteorologici o durante lo scioglimento delle nevi, e da pietraie, ma ciò che maggiormente colpisce l'osservatore è l'estensione dei corpi di accumulo dei materiali di scarto delle attività estrattive (denominati "ravaneti"), che in nessun altro luogo al mondo rappresentano un elemento caratterizzante del paesaggio come nell'area del Carrarese.

Connesse all'attività estrattiva nei bacini marmiferi si riscontrano problematiche geomorfologiche specifiche che riguardano sia i versanti che incombono sui piazzali di cava, soggetti a fenomeni di crollo, sia le discariche di detrito, dove possono svilupparsi movimenti di massa tipo *debris-flow* (BARONI *et alii*, 2000, 2001).

I processi morfogenetici che tuttavia più hanno caratterizzato questo peculiare gruppo montuoso sono il già citato glacialismo pleistocenico e il carsismo.

1.1.1. - *Forme e depositi di origine glaciale*

Il glacialismo apuano, le cui tracce sono state per la prima volta individuate nel 1872 da COCCHI e STOPPANI (vedi FEDERICI, 2005a), si è sviluppato, nel corso del Pleistocene, essenzialmente sul versante nord-orientale della catena, dove il clima rigido, in combinazione con le abbondanti precipitazioni orografiche e la conformazione del rilievo, hanno permesso lo sviluppo di un certo numero di ghiacciai vallivi, i cui fronti d'avanzamento hanno lasciato tracce a quote eccezionalmente basse, come 600 metri s.l.m. per i ghiacciai M. Contrario-Orto di Donna e M. Tambura-Acqua Bianca e 500 metri s.l.m. per il ghiacciaio Pizzo d'Uccello-Solco di Equi (MERCIALI, 1912; SUTER, 1934; ZACCAGNA, 1937; TONGIORGI & TREVISAN, 1940; BENEIO, 1945; LOSACCO, 1949; MASINI, 1969; BRASCHI *et alii*, 1986; FEDERICI, 2005a; fig. 9).

Circa l'entità del fenomeno, vari autori hanno sostenuto ipotesi contrastanti che vanno dallo sviluppo di imponenti coltri glaciali, alla presenza sporadica di fenomeni glaciali d'importanza marginale anche durante l'Ultimo Massimo Glaciale. Alcune stime, fondate su dati geomorfologici, indicano i ghiacciai di M. Contrario-Orto di Donna e M. Tambura-Acqua Bianca come i più grandi sia in lunghezza (circa 6 km) sia in estensione areale (rispettivamente 12 km² e 8 km²).

Lungo il versante occidentale l'elevata energia del rilievo non ha permesso la formazione di ghiacciai consistenti, pur in presenza di un glacialismo diffuso di cui riporta notizie FEDERICI (1981b); le forme ed i depositi osservabili sono comunque sempre da inserirsi in un contesto di profonde trasformazioni morfologiche che hanno avuto inizio in conseguenza del riadattamento morfo-climatico post-glaciale a cui si è aggiunta, in tempi recenti, l'escavazione dei bacini marmiferi. A tal riguardo merita una segnalazione la sella di trasfluenza di Passo Focolaccia, profondamente modificata dall'attività di estrazione del marmo, di Campo Cecina e le rare segnalazioni di rocce montonate, riportate già nella cartografia di ZACCAGNA e ben conservate sul fondo della Valle di Orto di Donna.

Le forme di erosione più comuni e spettacolari sono i circhi glaciali, spesso composti dall'unione di più cavità, più raramente (M. Pisanino, M. Altissimo, M. Pelato, M. Roccandagia) costituiti da un'unica grande conca (FEDERICI, 2005b). Lungo alcune vallate sono osservabili forme tipiche del modellamento glaciale, quali sezioni vallive trasversali a "truogolo" (Pania Secca, Grotta Giuncona e Fatonero), talora interessate da fenomeni di sovrimposizione post-glaciale (Val Serenaia, segnalata già da VALDUGA, 1946) e gradini di valle glaciale (Orto di Donna, M. Pisanino, M. Tambura, M. Corchia) rilevati sempre a quote comprese tra 1.300 e 1.500 m s.l.m.

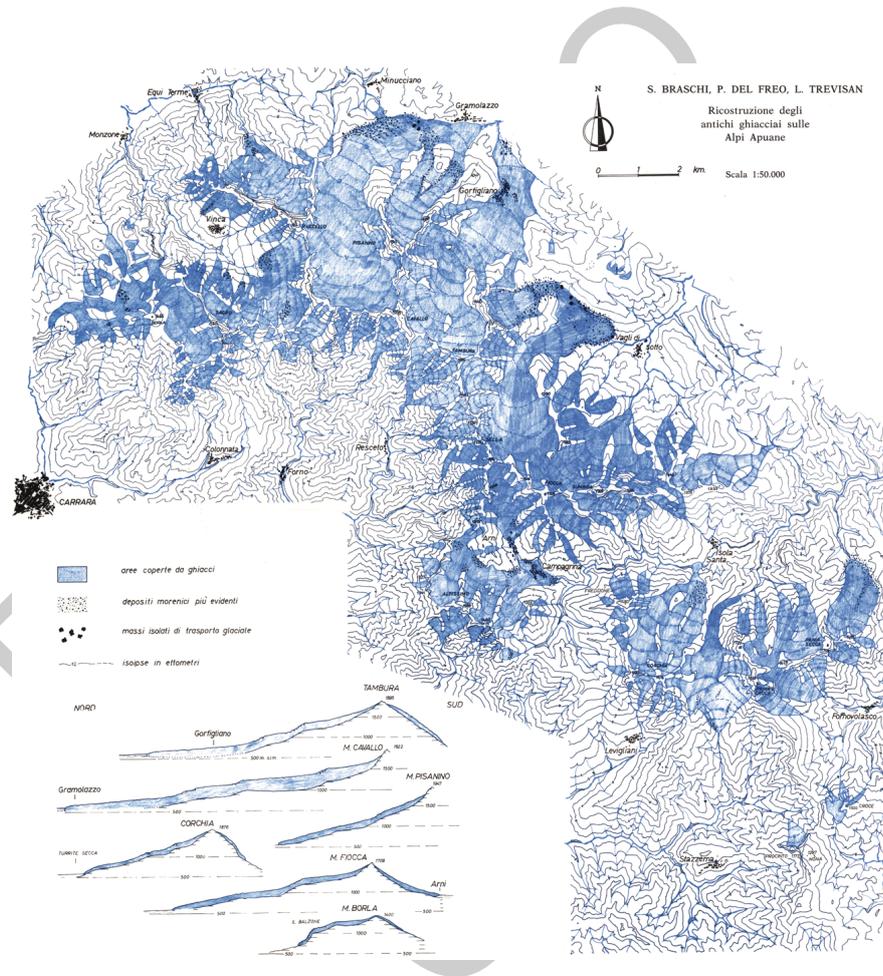


Fig. 9 - Ricostruzione dell'estensione massima dei ghiacciai nelle Alpi Apuane, da BRASCHI et alii (1986).

Numerose sono infine le forme minori quali conche di sovrescavazione sul fondo di alcuni circhi, docce e solchi glaciali, resti di superfici levigate (MERCIAI, 1912; ZACCAGNA, 1932; ROMAGNOLI, 1964) e varie tracce di modellamento misto carsico e glaciale (“Catino del Sagro”) e, secondo alcuni autori (FEDERICI *et alii*, 1981), carsico e fluvio-glaciale. Molto note a tal proposito sono le “marmitte dei giganti” della Turrite Secca, dell’Anguillaia e del Fatonero (FEDERICI *et alii*, 1981; FEDERICI, 2005b).

Circa le forme di deposito sono segnalati corpi morenici terminali e rari esempi di morene stadiali (morena del Pianellaccio) e morena frontale di Campocatino, vari corpi di accumulo sono segnalati a valle dei ghiacciai M. Macina-Arni, M. Corchia-Val Terreno e nella zona di Pianizza, a quote comprese tra 925 e 1.100 metri s.l.m. (FEDERICI, 2005a). A valle dell’ampia conca di Gorfigliano è presente un corpo morenico stadiale che ha ostruito il deflusso superficiale creando un piccolo lago di sbarramento oggi estinto.

L’età della glaciazione apuana viene generalmente stabilita in analogia con l’Appennino settentrionale, dove FEDERICI (1979) segnala resti d’industria del Mesolitico nei circhi più alti e soltanto tre o quattro stadi tardiglaciali di ritiro riconoscibili in campagna. È ragionevole pensare quindi che il ritiro dei ghiacci sia stato estremamente veloce e che le masse glaciali costruite nei 55 mila anni precedenti siano rapidamente scomparse 10 mila anni fa. Sporadiche segnalazioni di depositi morenici cementati pre-würmiani testimoniano fasi glaciali antiche che in alcune occasioni hanno lasciato indizi a quote più basse dei depositi riferibili all’Ultimo Massimo Glaciale (Solco d’Equi: BRASCHI *et alii*, 1986).

1.1.2. - *Forme di origine carsica*

Le Alpi Apuane rappresentano una delle aree carsiche più importanti d’Italia, con sviluppo di forme di dissoluzione epigea, ma soprattutto di un impressionante sistema di gallerie e pozzi sotterranei tra i maggiori in Europa per sviluppo e profondità. Nel Foglio 249 - Massa Carrara l’importanza di tale fenomeno è da ricondursi principalmente alle formazioni metamorfiche, prevalentemente Grezzoni e Marmi. Per un’esauriente illustrazione dei sistemi carsici ipogei apuani e delle attività speleologiche compiute si rimanda alle numerose pubblicazioni esistenti, tra cui: FEDERICI *et alii* (1981), SIVELLI & VIANELLI (1982), PICCINI (1991, 1994, 1998, 2001, 2005, 2011), RONCIONI (2002), PICCINI *et alii* (2003), ISOLA *et alii* (2005), UTILI (2010), ZANCHETTA *et alii* (2011), PICCINI *et alii* (2008) e alla bibliografia ivi riportata.

Il carsismo superficiale si manifesta diffusamente sia con forme di dissoluzione come scannellature, impronte e docce che danno luogo, soprattutto a quote elevate, ai tipici campi solcati, sia con forme di interfaccia (MYLROIE, 1984) quali doline di dissoluzione o crollo (catino del M. Sagro, M. Borla, Carcaraia, M. Pisanino, M.

Sumbra) che risultano tuttavia relativamente rare in Apuane, specie sul versante sud-occidentale, per la scarsità di aree a morfologia sub-pianeggiante. La frequenza di queste trova il suo massimo tra i 1450 ed i 1500 metri di quota risultando sede di nivazione prolungata anche in virtù della forma stretta e profonda, fino a diventare veri e propri “pozzi a neve” (PICCINI, 2005).

Il carsismo profondo caratterizza le zone di affioramento dei marmi e delle dolomie (formazione dei Grezzoni), mentre nelle formazioni non metamorfiche del Foglio 249 - Massa Carrara le cavità conosciute sono in numero minore e di minori dimensioni. I sistemi carsici ipogei a sviluppo verticale si snodano principalmente lungo la linea di spartiacque tra il M. Sagro e la Panja della Croce raggiungendo talora valori ragguardevoli per profondità (l'Abisso Paolo Roversi con i suoi 1.358 m è il più profondo d'Italia) ed estensione (il Complesso carsico del M. Corchia ha uno sviluppo complessivo stimato di oltre 70 km). Le cavità a sviluppo orizzontale si collocano ai margini delle strutture carbonatiche, nelle zone di recapito delle acque sotterranee e, in molti casi, funzionano ancora da cavità-sorgenti perenni o di troppo pieno (PICCINI, 2005).

Una ricostruzione precisa delle tappe evolutive del carsismo apuano è argomento assai ampio ed ancora aperto. Vari indizi portano a pensare che i sistemi più antichi (cavità relitte delle aree sommitali della catena, generalmente a quote maggiori di 1500 metri s.l.m. di cui solo il complesso del M. Corchia mantiene significative testimonianze) siano da riferirsi al Pliocene superiore. Nel corso del Pleistocene l'esposizione di aree calcaree sempre più vaste e l'abbassamento delle soglie impermeabili porta alla formazione di nuovi sistemi carsici, riconosciuti in tre generazioni principali (quattro nel Complesso carsico del M. Corchia) sulla base della distribuzione altimetrica dei condotti freatici (PICCINI, 1998, 2011).

Limitatamente al versante marino si osservano sorgenti carsiche attestate a quote di 250-350 metri s.l.m. che seguono una recente fase di erosione delle soglie impermeabili dovuta all'abbassamento post-glaciale del livello di base (PICCINI *et alii*, 2003; PICCINI, 2005, 2011) che ha innescato un processo di riequilibrio verso il mutato assetto idrogeologico ancora in corso di svolgimento attraverso progressive catture sotterranee verso i bacini costieri. Nel Complesso Carsico del M. Corchia è registrato il sollevamento pleistocenico dell'area e più in dettaglio sono individuate due fasi principali di sollevamento in cui sono evidenti più fasi di stasi e sollevamento che sono testimonianza di un sollevamento complessivo superiore a 1000 m durante il Pleistocene (ZANCHETTA *et alii*, 2011, *cum biblio*).

1.2. - UNITÀ MORFOLOGICA COLLINARE PERI-APUANA

Le aree periferiche al nucleo apuano (fig. 10) mostrano i tratti geomorfologico-paesaggistici più tipici dell'Appennino settentrionale, con quote medie e pendenze dei versanti decisamente inferiori a quelli delle aree montuose, e dove i processi



Fig. 10 - Panorama dell'area collinare adiacente alla pianura della Versilia (area a est della città di Massa).

morfogenetici in atto risentono fortemente della litologia del substrato, dominata da arenarie e successioni torbiditiche particolarmente favorevoli allo sviluppo di fenomeni gravitativi. I fondovalle si fanno più ampi e si osservano forme e depositi caratteristici dei tratti intermontani dei corsi d'acqua e delle zone di raccordo con le aree di pianura.

1.2.1. - *Forme e depositi dovuti alla gravità*

I depositi cartografati lungo i versanti e riconducibili a processi morfogenetici gravitativi puri o con il contributo del ruscellamento superficiale, sono stati distinti in “depositi di versante”, “detriti di falda” e “deposito di frane”. Per queste ultime è prevista la classificazione morfoevolutiva in frane con indizi di attività, che comprendono tutte le frane attive o con manifestazioni morfologiche di attività recente, e frane senza indizi di attività, comprendenti le frane quiescenti, stabilizzate, antiche, e le paleofrane.

I depositi di versante e di falda costituiscono modeste coltri di ricoprimento laddove la morfologia ne consente l'accumulo, ma nell'insieme non danno luogo a corpi di entità rilevante date le difficoltà di permanenza del materiale sciolto lungo i ripidi pendii.

La franosità rappresenta invece un motivo ricorrente, strettamente relazionato alla presenza di litologie argilloso-calcaree del substrato e quindi alle zone di affioramento delle formazioni liguri e subliguri, od a particolari assetti geostrutturali. In particolare una franosità diffusa e spesso superficiale, con attività in corso o recente, caratterizza l'area occidentale e settentrionale del Foglio. Il tipo di movimento, definito secondo la classificazione di VARNES (1958, 1978) e CARRARA *et alii* (1985), è spesso riconducibile a "scoscendimenti" che evolvono rapidamente in colata o colamenti di materiale sciolto.

Le frane di maggior estensione, stabilizzate o antiche, appartengono quasi sempre al tipo "scorrimento traslazionale" lungo versanti a franapoggio, anche se non mancano esempi di movimento complesso ed evoluzione policiclica. Alcune di queste mostrano ancora una relazione con la morfologia del versante, altre risultano profondamente reincise, sospese o terrazzate dal successivo approfondimento del reticolo idrografico, e sono riferibili ad un quadro morfoclimatico e morfoevolutivo diverso da quello attuale. Il ringiovanimento del reticolo idrografico, con conseguente approfondimento degli alvei, rappresenta sicuramente una delle cause principali della franosità dell'area e, in associazione con l'intensità dei fenomeni meteorologici, ha prodotto in tempi storici episodi catastrofici con gravi danni per le comunità locali e le infrastrutture.

L'episodio del Giugno 1996 ha evidenziato la vulnerabilità dell'area dell'entroterra versiliese di fronte a precipitazioni brevi, ma violente capaci di innescare in tempi rapidissimi movimenti gravitativi superficiali delle coperture e del regolite lungo i ripidi versanti e piene improvvise negli stretti fondovalle. Il tipo di movimento è riconducibile principalmente allo scorrimento traslazionale a spese di litotipi arenacei (Pseudomacigno) con piani di discontinuità ben definiti lungo i quali si impostano le superfici di scorrimento nei versanti a franapoggio, e colamenti dei materiali sciolti superficiali, mentre rare sono le frane di scoscendimento (D'AMATO AVANZI, 1999; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2000, 2004). Il materiale di frana riversato negli alvei è andato ad alimentare *debris-flow* o ad ostruire temporaneamente gli alvei per dar luogo in seguito a catastrofiche rotte.

Il regime d'attività e le conseguenti forme di erosione e deposito prodotte da fiumi e torrenti nell'area del Foglio sono condizionati in primo luogo dal recente ringiovanimento del reticolo idrografico, che si presenta con alvei rettilinei e fortemente incisi nei tratti montani.

1.2.2. - *Forme di origine fluviale*

Nell'area collinare e nel tratto costiero i fiumi hanno tendenza a formare ampi letti ghiaiosi, con tratti a canali anastomizzati, lungo le aste principali. Il carattere torrentizio delle aste fluviali in virtù di un'infelice combinazione di fattori tra cui la brusca diminuzione di pendenza dei profili allo sbocco della piana costiera, l'intensa

urbanizzazione di questa, l'elevato carico solido, il carattere temporalesco delle precipitazioni e la loro abbondanza, è da ritenersi ad elevato rischio idraulico.

I depositi di origine fluviale sono distinti sulla base di correlazioni tra i terrazzi e dell'entità della reincisione. Sui versanti nord-orientali del massiccio apuano sono presenti diversi ordini di terrazzi lungo i fondovalle principali. A quote decisamente più alte (fino a 900 m presso M. Lupacino) affiorano depositi conglomeratici fluviali grossolani attribuiti al Pleistocene inferiore.

Le forme più comuni sono le conoidi di deiezione. Lungo la fascia costiera che si presentano reincise e terrazzate (conoide del F. Frigido e F. Carrione), con scarpate che sovente raggiungono un'altezza di 30 metri sul fondovalle, e che vanno a costituire una serie di grandi ventagli, talora coalescenti, dove sono impostati i principali centri abitati. L'attività erosiva è molto intensa e le forme conseguenti assai diffuse: scarpate rettilinee ed erosioni laterali di sponda. I depositi più antichi appaiono fortemente rimodellati dall'azione erosiva recente e rare sono le forme conservate intatte (tra queste le conoidi della fascia costiera, la superficie sommitale del terrazzo su cui sorge il paese di Bedizzano presso Carrara).

1.3. - UNITÀ MORFOLOGICA DEL LITORALE VERSILIESE

La fascia litoranea versiliese ricade nel Foglio 249 - Massa Carrara per una lunghezza totale di circa 10 km, ed appartiene all'estremità settentrionale dell'unità fisiografica della costa settentrionale della Regione Toscana, estesa da Bocca di Magra al porto di Livorno, e definita dall'ampia e regolare falcata che termina a nord contro la costa rocciosa del promontorio di Punta Bianca (GANDOLFI & PAGANELLI, 1975; RAGGI & SANSONI, 1993; RAGGI, 2016).

La costa si presenta di tipo basso e sabbioso e mostra le tipiche fasce di interazione tra processi geomorfologici continentali e marini che si traducono nella presenza di un'ampia spiaggia cui seguono, procedendo verso l'interno, una fascia di cordoni dunali ed ampie zone depresse di interduna, spesso impaludate ed anticamente occupate da lagune ("lame") sottoposte a bonifica fin da epoca medievale e di cui rimangono oggi laghetti residui e limitate zone paludose (Lago del Pradaccio, Lago Tornabuoni). Questi depositi si raccordano e ricoprono le porzioni distali delle conoidi alluvionali di piana costiera, che mostrano le zone apicali in corrispondenza degli sbocchi dei maggiori torrenti provenienti dalla zona apuana, attestandosi su valori di pendenza compresi tra 1 e 2 gradi. La fascia litoranea appare tra le più antropizzate della Toscana, al punto da richiedere un'indagine storica piuttosto che geomorfologica per ricostruirne le tappe evolutive (GIAMPAOLI, 1984). Il riconoscimento delle forme del territorio è reso quasi impossibile dall'urbanizzazione estensiva che ha obliterato gli allineamenti di pinete che, pur piantate prevalentemente durante gli ultimi 200 anni in sostituzione delle spontanee macchie di lecci,

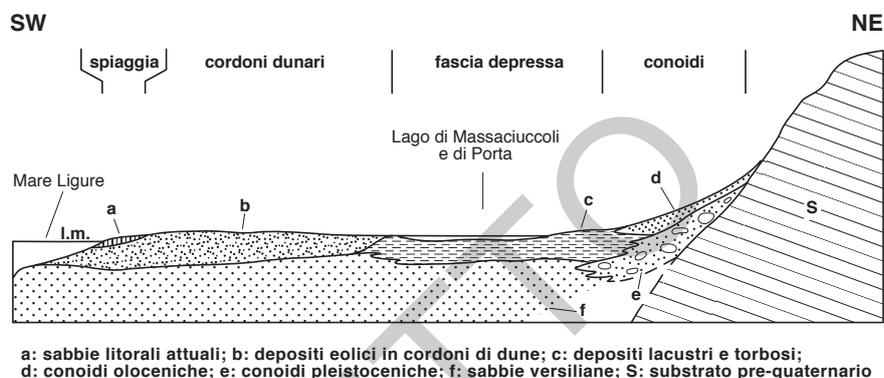


Fig. 11 - Sezione schematica attraverso la pianura versiliese, con indicate le varie fasce fisiografiche; da FEDERICI (1987), modificata.

seguivano le dune e ne indicavano l'andamento (MAZZANTI & PASQUINUCCI, 1983).

Un capitolo a parte meriterebbe la descrizione del costante impegno profuso per far fronte al fenomeno dell'erosione costiera iniziata in modo evidente contestualmente alla costruzione delle prime importanti opere foranee (primi decenni del 1900) e che ha costretto a continui ripascimenti ed alla realizzazione di importanti opere di difesa, nonché a significative modifiche della viabilità litoranea (ROSI & DI PAOLA, 2001).

1.3.1. - Fascia delle conoidi pedemontane

Le conoidi coalescenti pedemontane versiliesi sono costruite da corpi di sedimenti depositi dai torrenti provenienti dall'area apuana, allo sbocco delle strette valli montane nella piana costiera (fig. 11). Si tratta di apparati con geometrie piatte e larghe, modeste pendenze ed altezze di qualche decina di metri, che si prolungano verso sud-ovest al di sotto dei depositi olocenici della pianura versiliese (MARTELLI, 1906; CREMA, 1911; MAZZANTI, 1983; FEDERICI, 1987, 1993) come testimoniato da numerosi sondaggi. Oltre alle conoidi del T. Parmignola, del F. Carrione e del F. Frigido ne sono individuabili numerose altre, di estensione minore, in corrispondenza dello sbocco nella piana di rii e torrenti. Tutte quante sono oggi non attive, anzi localmente in erosione e terrazzate (SESTINI, 1950).

1.3.2. - *Fascia dei cordoni dunari*

I cordoni dunari si allungavano parallelamente alla costa alternandosi a zone depresse occupate da lagune e paludi (“lame”) per un’estensione di 1,5 km in media dal limite con la spiaggia. Il deposito, elaborato dall’azione del moto ondoso e quindi portato dal vento al di fuori del raggio d’azione di questo, si è accumulato in corpi allungati paralleli alla linea di riva (dune, “còtoni”, “tomboli”) con altezza media di 2-2,5 metri, colonizzati da una tipica vegetazione psammofila di cui oggi non si trova praticamente traccia. Le morfologie originarie sono raramente osservabili nei tratti di costa a sud del Foglio, in particolare nella Macchia di Migliarino e nella Macchia Lucchese, Le Focette e Pineta della Versiliana, mentre l’ipertrofia insediativa e infrastrutturale ha obliterato, nel tratto tra Marina di Carrara e Marina di Massa, ogni forma del territorio di modellazione naturale. Piccole superfici incolte, residui lembi di pineta e sottili fasce di vegetazione igrofila legata ai principali corsi d’acqua (F. Carrione, F. Frigido) rappresentano gli ultimi testimoni di un paesaggio costiero ormai scomparso.

La fascia depressa interna rappresenta una zona di raccordo tra i depositi litorali e le porzioni distali delle conoidi pedemontane. La sua origine è legata alla formazione dei primi lidi sabbiosi (IV-V millennio a.C.) ed originariamente era occupata da ambienti lagunari che si estendevano parallelamente alla linea di riva. La successiva progradazione del litorale ed il progressivo interrimento dovuto all’apporto solido dei corsi d’acqua hanno trasformato la laguna in laghi e poi in paludi. La continuità di questa fascia è interrotta dai depositi alluvionali del T. Parmignola, del F. Carrione, e del F. Frigido le cui conoidi delimitano tre depressioni principali oggi completamente bonificate.

1.4. - LA SPIAGGIA

Nell’area del Foglio la spiaggia emersa si estende verso l’entroterra per alcune decine di metri ed è costituita da sabbie da medie a grossolane, con lenti di ciottoletti e subordinati ciottoli concentrati nella berma ordinaria e di tempesta. Il rifornimento dei sedimenti è da riferirsi principalmente al F. Magra. Nelle porzioni più riparate dagli apporti detritici il sedimento passa a sabbie fini e molto fini, mentre nei pressi della foce del F. Frigido e del F. Carrione è caratteristica l’abbondanza dei prodotti della lavorazione del marmo (“marmettola”).

La spiaggia dell’area del Foglio appartiene ad un’unica grande unità fisiografica i cui limiti naturali superano l’ambito del tratto di costa di interesse e sono rappresentati a nord dal promontorio di Punta Bianca e a sud dal porto di Livorno. Questo tratto di litorale è caratterizzato da una falcata a grande raggio e rappresenta il limite naturale tra la pianura alluvionale dei fiumi Magra, Serchio ed Arno e la porzione di piattaforma continentale, una delle più vaste dei Mari Ligure e

Tirreno. Questo litorale è stato in costante avanzamento in epoca storica (SESTINI, 1950; MAZZANTI & PASQUINUCCI, 1983; PASQUINUCCI & MAZZANTI, 1987; MAZZANTI *et alii*, 1989; FAZZINI & MAFFEI, 2000, fig. 12).

Le condizioni medie meteomarine di questo tratto di litorale (AIELLO *et alii*, 1975; CELESTRE *et alii*, 1976) indicano i venti di ponente come regnanti (maggiore frequenza), mentre il libeccio assume il carattere di dominante (maggiore intensità). Le maree sono alquanto modeste con variazioni medie del livello marino di 0,30 m.

Il trasporto litoraneo di questo tratto di costa toscana è caratterizzato da due direttrici principali di trasporto di verso opposto (fig. 13). Studi più in dettaglio (AIELLO *et alii*, 1975; GANDOLFI & PAGANELLI, 1975; CORTEMIGLIA, 1978; CAVAZZA, 1984; CIPRIANI *et alii*, 2001; PRANZINI, 2004a; SARTI & BERTONI, 2007) hanno mostrato come lungo un determinato tratto di costa possano manifestarsi contemporaneamente due tipi di *drift* indipendenti, a diverse profondità e anche di verso opposto: un *drift* prossimale ed un *drift* distale (fig. 14). Il primo interessa la *surf zone* e la *swash zone*, mentre quello distale la *breaker zone* e le zone più esterne. Quest'ultimo, di notevole intensità, presiede all'alimentazione e all'equilibrio delle spiagge, mentre il *drift* prossimale ha un ruolo diversificato in relazione al tratto di costa preso in considerazione.

Il grado di antropizzazione è molto elevato nel tratto compreso tra la foce del Fiume Magra ed il porto di Viareggio. L'intervento antropico si è esplicitato nella realizzazione di insediamenti turistici e portuali, ma comprende anche attività estrattiva in alveo e lungo i litorali, le opere di bonifica realizzate, le opere marittime, i ripascimenti, le opere idrauliche che hanno indotto modificazioni sul regime dei corsi d'acqua. Queste caratteristiche hanno determinato e determinano le condizioni di stabilità delle spiagge e influenzano, almeno in parte, il trasporto litoraneo dei materiali.

L'analisi della linea di riva per il periodo 1938-1998 tra la foce del Fiume Magra e quella del Fiume Frigido mostra settori in arretramento ed altri in accrescimento (ALBANI, 1940, 1952; AIELLO *et alii*, 1975; BENASSAI *et alii*, 1977; CORTEMIGLIA, 1981; BARTOLINI *et alii*, 1989; ROSI & DI PAOLA, 2001; SARTI & BERTONI, 2007). In arretramento è la costa tra la foce del F. Magra e il T. Parmignola, fenomeni di accrescimento sono rilevati invece tra la foce del T. Parmignola e Marina di Carrara. Immediatamente sopraflutto al porto di Marina di Carrara si è avuto un accrescimento fino a 100 m della spiaggia, favorito dall'ostacolo al trasporto litoraneo da nord verso sud rappresentato dal molo settentrionale del porto. Nel settore posto a sud del porto di Marina di Carrara (Partaccia, Marina di Massa) il litorale è stato eroso ed il fenomeno si verifica anche attualmente. Nel periodo 1938-1998 la spiaggia è, infatti, regredita di circa 100 m, con un arretramento medio di circa 2 m/anno. Attualmente l'evoluzione della spiaggia è fortemente condizionata dalle numerose opere di difesa che alterano profondamente i naturali equilibri

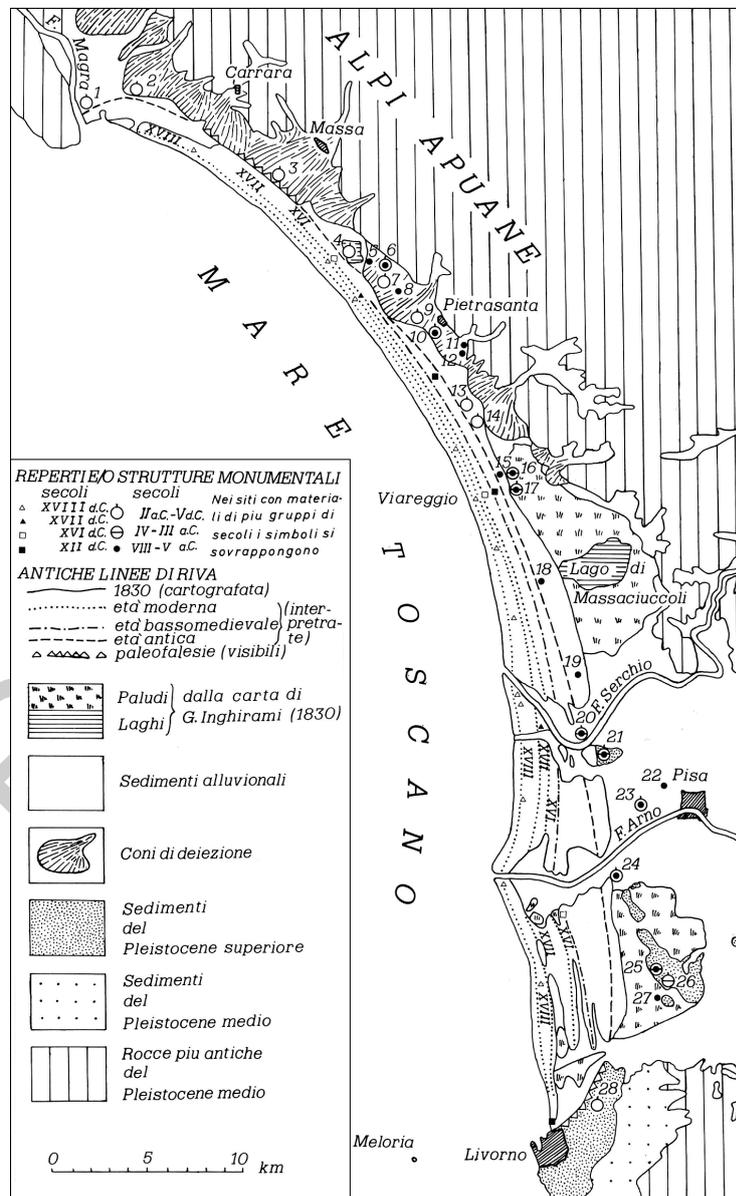


Fig. 12 - Principali lineamenti geomorfologici della Versilia e tracciato delle antiche linee di riva. I numeri in figura rappresentano i vari reperti e strutture monumentali dati e utilizzati per determinare la posizione della linea di riva; da MAZZANTI et alii (1989).

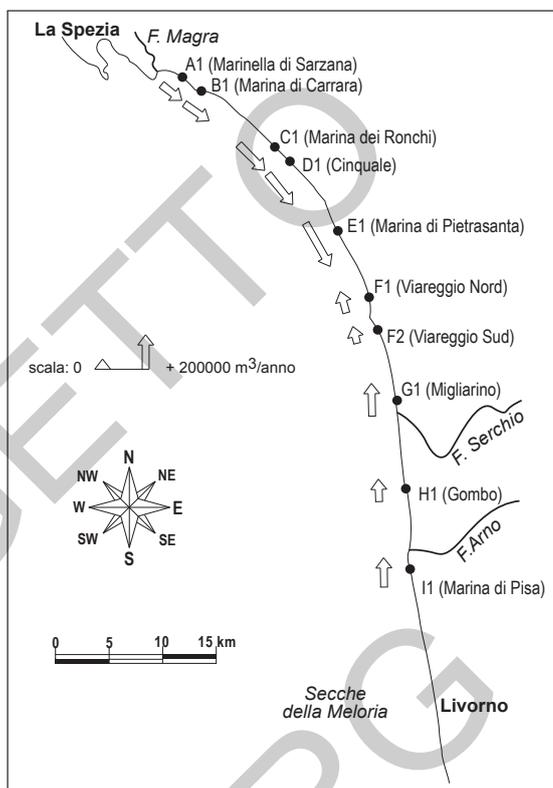


Fig. 13 - *Andamento medio annuo del trasporto solido potenziale, da ROSI & DI PAOLA (2001)*

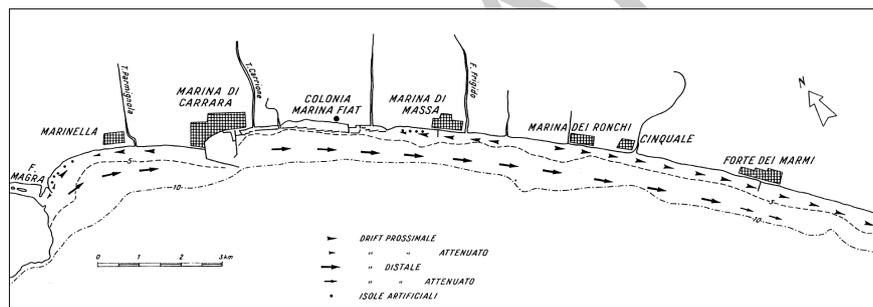


Fig. 14 - *Direzione dei drift prevalenti lungo la costa del Foglio 249 - Massa Carrara, da AIELLO et alii (1975). Il tratto di costa è alimentato in maniera preponderante dai materiali del F. Magra.*

di erosione/trasporto/sedimentazione (AMINTI *et alii*, 1998; FERRI *et alii*, 2008; ANFUSO *et alii*, 2011). Per ulteriori informazioni si rimanda ai numerosi studi eseguiti dalla Regione Toscana in collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze che ha portato nel 1989 alla realizzazione della Carta delle linee di riva in scala 1:5.000 di tutta la costa toscana e alla stampa di un atlante con carte a scala 1:10.000 (REGIONE TOSCANA, 1994).

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La catena a falde che costituisce l'Appennino settentrionale (fig. 15) è originata dalla deformazione cretacico-terziaria di unità derivate dal Dominio oceanico ligure e dal margine continentale Apulo (BOCCALETTI *et alii*, 1971a; ELTER, 1973; ALVAREZ *et alii*, 1974; KLIGFIELD, 1979; SCANDONE, 1979; DERCOURT *et alii*, 1986; STAMPFLI *et alii*, 2001, fig. 16).

Dal Cretacico superiore l'avvicinamento fra la Placca europea (Blocco Sardo-corso) e la Placca africana (Microplacca adriatica) ha determinato il coinvolgimento del Dominio oceanico ligure in un cuneo d'accrezione (TREVES, 1984). A partire dalla fine dell'Oligocene la collisione fra la Placca europea e la Microplacca adriatica ha prodotto la definitiva consunzione della crosta oceanica, determinando l'accavallamento delle unità ofiolitiche e delle loro coperture sul paleomargine continentale apulo e generando una catena a pieghe e sovrascorrimenti con senso di trasporto tettonico verso NE, con sviluppo di metamorfismo sin-cinematico, in facies degli scisti verdi, nelle unità più profonde oggi affioranti. Il sistema catena-avanfossa-avampaese appenninico realizza una progressiva migrazione spazio temporale verso i quadranti nord orientali.

Attualmente la zona d'avampaese dell'Appennino settentrionale è ubicata nell'area padana e nel Mare Adriatico. Nella porzione interna della catena le strutture compressive sono state interessate da un'importante tettonica distensiva contemporanea all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale. Dal Miocene inferiore la tettonica distensiva ha coinvolto l'area toscana con intensità crescente verso le zone meridionali. La sismicità attuale testimonia il perdurare di un regime compressivo nel margine adriatico e distensivo nell'area tirrenica.

Nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara affiorano sia i terreni metamorfici più profondi della catena dell'Appennino settentrionale sia le unità tettoniche liguri strutturalmente più superficiali. Soprattutto nel Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane sono conservati e ben esposti gli assetti derivati dall'interferenza a livelli medio-crosta tra la tettonica compressiva e la successiva tettonica distensiva.

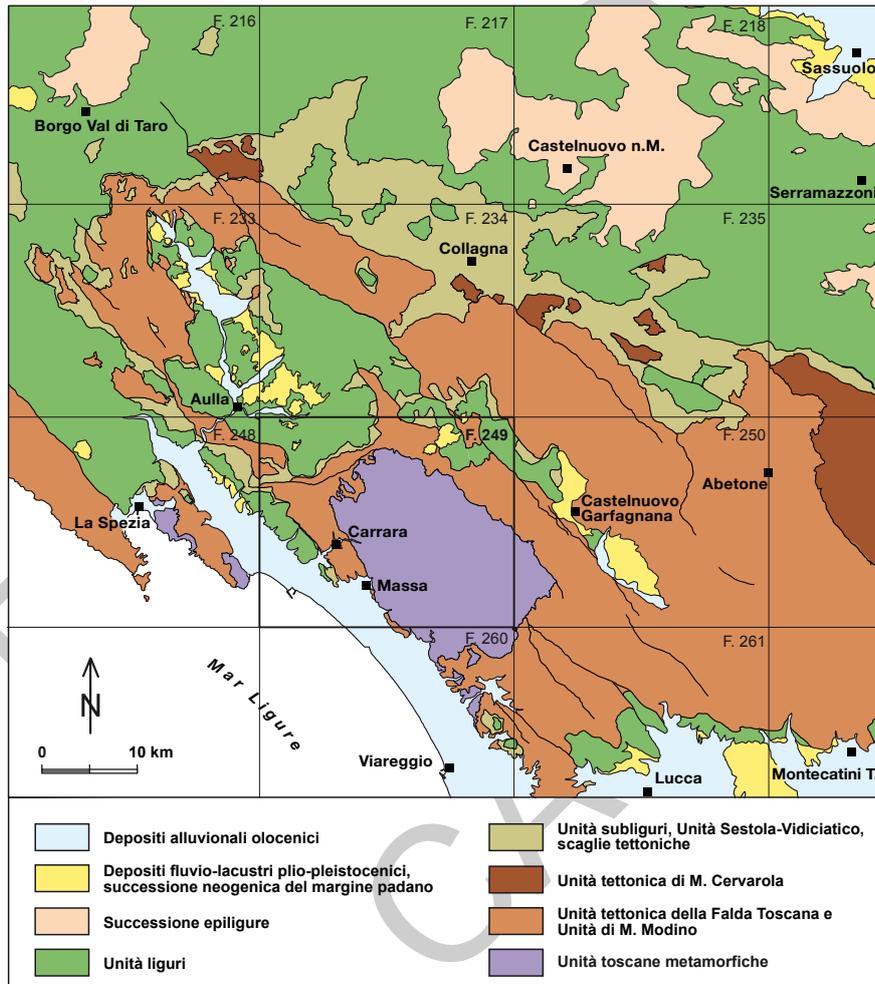


Fig. 15 - Schema tettonico dell'Appennino settentrionale, è indica la posizione del Foglio 249 - Massa Carrara e dei fogli adiacenti.

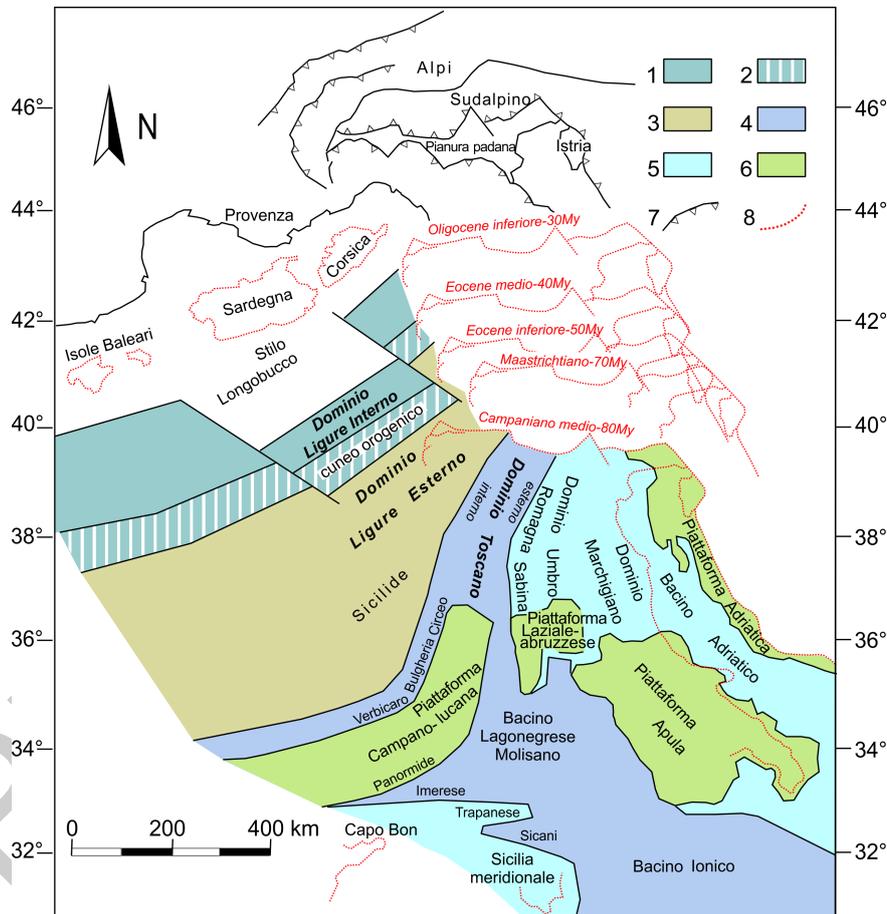


Fig. 16 - Ricostruzione palinspastica dei domini appenninici al Campaniano medio (a circa 80 Ma). 1) aree a crosta oceanica caratterizzate da risedimenti torbiditici a composizione mista carbonatico-siliciclastica. 2) cuneo orogenico eoalpino. 3) aree bacinali a crosta assottigliata o transizionale caratterizzate, nelle aree prossime al cuneo orogenico, da imponenti accumuli gravitativi con blocchi di crosta oceanica e continentale e nelle aree distali da risedimenti torbiditici a composizione mista. 4) aree bacinali con profondità prossima alla CCD, caratterizzate da risedimenti torbiditici intrabacinali. 5) aree bacinali e altofondi sottomarini al di sopra della CCD, a sedimentazione calcarea prevalentemente emipelagica. 6) aree di mare basso o emerse. 7) fronti di sovraccorrimento, anche sepolti, selezionati come elementi di riferimento attuali. 8) Elementi di riferimento che evidenziano il movimento relativo dell'Africa rispetto all'Europa tra 80 e 30 Ma e la posizione delle Baleari e del Blocco Sardo-Corso prima dell'apertura del Bacino Balearico.

2.1. - I DOMINI PALEOGEOGRAFICI

Nel Foglio 249 - Massa Carrara sono tradizionalmente distinti dall'alto verso il basso due gruppi di unità tettoniche: le Unità Liguri, derivanti da un dominio a crosta oceanica e a crosta continentale assottigliata (Dominio Ligure) e le Unità Toscane derivanti dal margine continentale più interno della Placca Adria (Dominio Toscano). Tra i due gruppi di unità tettoniche si interpongono le Unità Subliguri appartenenti a un dominio intermedio a crosta continentale assottigliata.

Il *Dominio Ligure* è suddiviso in *Dominio Ligure Interno* e *Dominio Ligure Esterno* (MARRONI & PANDOLFI, 2007; MARRONI *et alii*, 2010, *cum biblio*):

- il *Dominio Ligure Interno* rappresentato dalle ofioliti con la classica copertura sedimentaria costituita dalle formazioni dei Diaspri (Calloviano-Titoniano), dei Calcari a Calpionella (Berriasiano-Valanginiano) e delle Argille a Palombini (Cretacico inferiore post Valanginiano), non affioranti nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara, e da flysch cretacico-paleocenici scollati dal loro substrato (Arenarie di Monte Gottero). Nell'area del Foglio il *Dominio Ligure Interno* è rappresentato dalle Arenarie di M. Gottero;
- il *Dominio Ligure Esterno* è costituito da successioni cretacico-eoceniche comprendenti *mélanges* con elementi di ofioliti (es. Complesso di Casanova) e flysch a dominante calcarea (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) anch'essi completamente scollati dal loro substrato. Nell'area del Foglio il *Dominio Ligure Esterno* è rappresentato dalla Unità tettonica di Ottone e dall'Unità del M. Antola.

Il *Dominio Subligure* è rappresentato da una successione paleogenica (Unità tettonica di Canetolo: ZANZUCCHI, 1963a; ELTER *et alii*, 1964) intensamente tettonizzata, deposta in un'area di transizione tra il *Dominio Ligure* e il *Dominio Toscano*.

Il *Dominio Toscano* (DALLAN NARDI & NARDI, 1972), suddiviso in *Dominio Toscano Interno* e *Dominio Toscano Esterno*, comprende le seguenti unità tettoniche rappresentate da successioni deformate a livelli strutturali differenti:

- l'*Unità tettonica della Falda Toscana*, appartenente al *Dominio Toscano Interno*, è rappresentata da formazioni di età comprese tra il Triassico Superiore e il Miocene inferiore, da anchimetamorfiche a non metamorfiche;
- l'*Unità tettonica dell'“Autoctono” Auctt.*, appartenente al *Dominio Toscano Esterno*, è rappresentata da una copertura mesozoico-terziaria che poggia in non conformità su un basamento ercinico costituito da formazioni paleozoiche; basamento e copertura sono entrambi interessati da metamorfismo in facies scisti verdi;
- l'*Unità tettonica di Massa*, interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica dell'“Autoctono” *Auctt.*, è costituita da un basamento paleozoico e da una copertura sedimentaria che si estende con ampie lacune dal Permiano Superiore a parte del Triassico medio e superiore. Anche questa unità, derivata

da un dominio paleogeografico intermedio tra il Dominio Toscano Interno ed il Dominio Toscano Esterno, è interessata da metamorfismo in facies scisti verdi.

Le successioni stratigrafiche del Dominio Toscano documentano l'evoluzione alpina di un'area continentale ercinica con sedimentazione prevalentemente clastica tra il tardo Carbonifero-Permiano e il Triassico e che a partire dal Norico è sede di una sedimentazione carbonatica tidale testimoniante un ampio *shelf* epireico con tasso di subsidenza costantemente compensato dalla velocità di sedimentazione. I caratteri di questa sedimentazione, che perdura fino a quasi tutto l'Hettangiano, sono controllati soprattutto dalle variazioni eustatiche del livello del mare a scala globale. A partire dal Sinemuriano una tettonica estensionale legata alle prime fasi di apertura dell'Atlantico Centrale porta allo smembramento e al successivo completo annegamento dell'ampio *shelf* continentale. Dal Sinemuriano superiore (Lotharingiano) *p.p.* - Pliensbachiano superiore (Domeriano) *p.p.* l'intero Dominio Toscano corrisponde ad un ambiente pelagico sottoalimentato, con il fondo del mare posto al di sopra del limite di compensazione dell'aragonite. La morfologia del fondo doveva essere molto irregolare, con aree caratterizzate da sedimentazione condensata ed aree caratterizzate da potenti accumuli di materiale di mare basso risedimentato da aree di piattaforma. Durante tutto il Giurassico l'evoluzione sedimentaria del Dominio Toscano indica un progressivo approfondimento del fondo marino con una sedimentazione che, ancora controllata dai più importanti eventi climatici globali, a partire dal Giurassico Medio e per tutto il Giurassico Superiore indica profondità ben superiori al limite di compensazione della calcite. Tutto ciò in concomitanza con la definitiva apertura dell'Atlantico Centrale segnata dall'anomalia magnetica "Blake Spur". Nel corso del Cretacico e per gran parte del Paleogene le irregolarità morfologiche del fondo marino, irregolarità ancora esistenti nel Cretacico Inferiore, vengono progressivamente livellate finché l'intero Dominio Toscano diventa un unico ampio bacino che risente sempre dei maggiori eventi climatici globali. Nell'Oligocene superiore l'intero Dominio Toscano diventa un bacino d'avanfossa come testimonia l'improvviso e consistente apporto di materiale silicoclastico extrabacinale.

La fig. 16 è una ricostruzione palinspastica dei domini appenninici riferita al Campaniano medio (a circa 80 Ma). In grassetto sono evidenziati i domini deposizionali da cui derivano le unità presenti nel Foglio 249 - Massa Carrara. Nella figura non compare il Dominio Subligure perché impostatosi nel Paleogene. Nella figura la posizione a 80 Ma delle linee di costa di Capo Bon, della Sicilia meridionale, della Puglia e dell'Istria, considerati elementi africani, deriva dalla ricostruzione della traiettoria di spostamento dell'Africa rispetto all'Europa fornita in ROSENBAUM *et alii* (2002). La posizione del Blocco Sardo-Corso rispetto all'Europa stabile, invariato tra 80 e 30 Ma, prima dell'apertura del Bacino Balearico, segue PATACCA & SCANDONE (2011), *cum biblio*. Nella figura è riportato anche il percorso tra 80 e 30 Ma di alcuni elementi, quali la costa veneto-istriana e il margine settentrionale

dell'avampaese sudalpino, considerati come semplici elementi di riferimento. La posizione di questi elementi, derivata anch'essa dai dati di ROSENBAUM *et alii* (2002), permette di ricostruire e seguire indirettamente la traiettoria di movimento del Dominio Toscano nell'intervallo temporale compreso tra il Campaniano e l'Oligocene inferiore, prima di evolvere in bacino di avanfossa ed essere coinvolto nella deformazione appenninica. Si noti che nella ricostruzione palinspastica di fig. 16 il Dominio Ligure Interno fronteggia il tratto sardo del margine europeo e non la Corsica come comunemente riportato in letteratura (vedi tra gli altri MARRONI *et alii*, 2010; MOLLI & MALAVIEILLE, 2011).

2.2. - EVOLUZIONE TETTONICA

Le Alpi Apuane costituiscono una finestra tettonica nell'Appennino settentrionale in cui affiorano le unità più profonde della catena (fig. 15 e fig. 17). Diverse fasi tettoniche hanno portato alla strutturazione dell'edificio a falde così come oggi ci appare.

ELTER *et alii* (1964) e successivamente altri autori individuano una fase tettonica compressiva precoce denominata "Fase Ligure" (Cretacico Superiore - Eocene medio) che ha interessato le Unità Liguri interne e successivamente quelle esterne. Ne deriva la formazione di una catena a vergenza alpina in corrispondenza di un sistema "cuneo di accrezione-piano di subduzione" (BOCCALETTI *et alii*, 1971a,b; TREVES, 1984) con coinvolgimento di crosta oceanica e relativa copertura. Durante questa fase tettonica si registrano più eventi deformativi nel Dominio Ligure Interno (ELTER & MARRONI, 1991; MARRONI, 1994) e si determina il generale rovesciamento di tutta la successione del Flysch di Ottone appartenente al Dominio Ligure Esterno (ELTER *et alii*, 1964; ELTER & MARRONI, 1991). La fase Ligure si conclude nell'Eocene superiore-Oligocene come testimoniato dai depositi post-orogenici trasgressivi del Bacino Terziario Piemontese sulle Unità Liguri Interne e dalla Successione Epiligure sulle Unità Liguri Esterne.

Successivamente, nel Miocene, si realizzano le fasi compressive denominate "Toscane" (fase D1) durante le quali le Unità Liguri già strutturate nel ciclo precedente si accavallano sul Dominio Toscano (fig. 6). Il senso generale di trasporto orogenico di tutte le unità tettoniche durante questa fase è *top-NE*. Durante questa fase l'Unità tettonica della Falda Toscana è deformata ed interessata da metamorfismo anchizonale (CERRINA FERONI *et alii*, 1983; REUTTER *et alii*, 1983; CAROSI *et alii*, 2003), la sottostante Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.* è intensamente deformata con pieghe isoclinali chilometriche e raggiunge un metamorfismo in facies scisti verdi (DI PISA *et alii*, 1985; FRANCESCHELLI *et alii*, 1986; JOLIVET *et alii*, 1998; MOLLI *et alii*, 2000b, 2002).

A partire dal Miocene superiore un'importante tettonica estensionale caratterizzata da zone di taglio, faglie dirette a basso e ad alto angolo interessa tut-

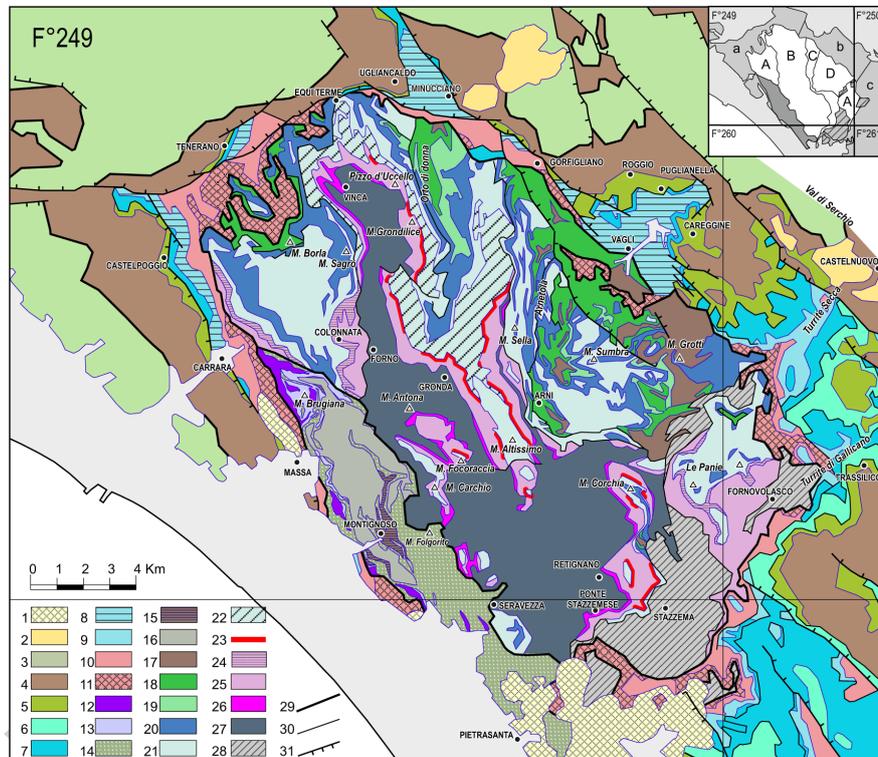


Fig. 17 - Schema tettono-stratigrafico semplificato della regione apuana con accorpamenti litostratigrafici significativi. Nel riquadro in alto a destra i poligoni indicati con le lettere **A-D** e **a-c** circoscrivono aree caratterizzate dallo stesso tipo di successione sedimentaria. In figura sono indicate le località citate nella descrizione delle unità litostratigrafiche. 1: Pseudocarniole e megabrecce del Pleistocene inferiore; 2: Depositi fluvio-lacustri del Rusciano p.p.-Villafranchiano inferiore (Pliocene inferiore p.p.-Pliocene superiore); 3: Unità Subliguri e Liguri. 5-11: Falda Toscana (4 Macigno; 5 Scaglia Toscana; 6 Maiolica; 7 Maiolica (nelle successioni condensate di tipo a e b), Diaspri, Calcare Selcifero della Val di Lima (nelle successioni bacinali di tipo c), Calcari e Marne a Posidonia, Calcare Selcifero, Rosso Ammonitico; 8 Calcari ad Angulata, Dolomie del M. Castellana; 9 Calcare Massiccio; 10 Calcari e Marne a R.contorta; 10 Calcare Cavernoso). 12-16: Unità di Massa (12 Gr. del Verrucano; 13 Marmi del Monte Brugiana, Metabrecce Poligeniche, Metavulcaniti; 14 Formazione del M. Folgorito; 15 Formazione di Montignoso; 16 Basamento ercinico). 17-28: Unità "Autoctono" Auctt. (17 Pseudomacigno; 18 Scisti Sericitici; 19 Metacalcari ad Entrochi, Metaradiolariti; 20 Calcescisti, Metacalcari con Selce; 21 Marmi delle Apuane; 22 Marmi Dolomitici; 23 Breccie di Seravezza e Scisti a Cloritoide; 24 Marmo Nero di Colonnata, Marmi a Megalodontidi; 25 Grezzoni; 26 Formazione di Vinca; 27 Basamento ercinico; 28 "Zona a Scaglie" di basamento e copertura dello Stazzemese); 29: Superfici di accavallamento alla base delle Unità Subliguri e Liguri, della Falda Toscana e dell'Unità di Massa; 30: Sovrascorrimenti e retroscorrimenti all'interno dell' "Autoctono" Auctt., superfici di scollamento e faglie dirette a basso angolo nella Falda Toscana; 31: Faglie dirette e (margine nord delle Apuane) faglie trascorrenti.

to il margine interno dell'Appennino settentrionale. Questa fase porta allo sviluppo finale nell'area apuana del *Graben* del Serchio, del Bacino di Viareggio e più a sud dei bacini neogenici della Toscana meridionale in cui la sedimentazione inizia dal Tortoniano superiore. L'esumazione del complesso metamorfico apuano è legata al collasso del cuneo orogenico, al sollevamento isostatico ed erosione, ed è associata a strutture plicative a livello di crosta media (es. struttura di Arni) e a livello delle coperture (es. piega di Castelpoggio) e a deformazioni penetrative duttili nel complesso metamorfico (CARMIGNANI & GIGLIA, 1979; CARMIGNANI *et alii*, 1993) e da duttili a fragili in quello anchimetamorfico.

L'età dell'inizio del sollevamento è stimata attorno a 10-13 Ma (ABBATE *et alii*, 1994; BALESTRIERI *et alii*, 2003; FELLIN *et alii*, 2007; THOMSON *et alii*, 2010; BALESTRIERI *et alii*, 2011). La distensione nell'Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.* si realizza prevalentemente mediante zone di taglio duttili la cui giacitura è controllata dalle precedenti strutture compressive; nell'Unità tettonica della Falda Toscana e nelle Unità Liguri si realizza mediante faglie dirette e rotazione di blocchi. I due complessi (Falda Toscana e Complesso Metamorfico Apuano) sono separati da un orizzonte continuo di cataclasiti costituite da elementi metamorfici e non, da vari autori incluse nel Calcare Cavernoso, come ad esempio nel Foglio 104 - Pisa (TREVISAN *et alii*, 1968) e nel Foglio 96 - Massa (TREVISAN *et alii*, 1971b) in scala 1:100.000, che ha funzionato come superficie di *thrust* NE-vergente durante le fasi compressive e come superficie di scollamento durante la tettonica estensionale (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). Nell'area del Foglio sono evidenti due successive generazioni di faglie: la prima caratterizzata da faglie poco inclinate immergenti verso NE e verso SO; la seconda da faglie ad alto angolo antitetiche delle prime che delimitano depressioni tettoniche colmate successivamente da sedimenti pliocenici e quaternari (es. il bacino del Fiume Serchio).

Opinioni differenti esistono sui dettagli della cronologia di esumazione, sui movimenti differenziali durante l'esumazione tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e il Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane e sull'età del sollevamento dell'area delle Alpi Apuane. Per una completa discussione si vedano i lavori di BARTOLINI & BORTOLOTTI (1971); FEDERICI (1973); CALISTRI (1974); RAGGI (1985); COLI (1989a); ABBATE *et alii* (1994); BERNINI & PAPANI (2002); BALESTRIERI *et alii* (2003); PICCINI *et alii* (2003); MOLLI (2005); PICCINI (2005); MOLLI & VASELLI (2006); FELLIN *et alii* (2007); COLTORTI *et alii* (2008); THOMSON *et alii* (2010); BALESTRIERI *et alii* (2011); PATACCA *et alii* (2013).

2.3. - EVOLUZIONE METAMORFICA

Le unità tettoniche che formano il Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane già distinte nella precedente cartografia a scala 1:100.000 del Servizio Geologico

d'Italia (TREVISAN *et alii*, 1971b), cioè l'Unità tettonica di Massa e l'Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.*, sono deformate e metamorfosate in facies scisti verdi, ma mostrano condizioni ed evoluzione metamorfica differenti.

L'Unità tettonica di Massa è caratterizzata da una paragenesi a cianite, cloritoide e muscovite fengitica. Già COCCHI (1864) e ZACCAGNA (1932) avevano notato che i micascisti di Ripa e quelli del canale di Bedizzano (appartenenti all'Unità di Massa) si caratterizzassero per la presenza e particolare abbondanza di staurolite e distene (cianite). Le condizioni di picco del metamorfismo stimate da DI PISA *et alii* (1985) con T di 420-460 °C e P attorno a 0,4 GPa furono confermate da FRANCESCHELLI *et alii* (1986). JOLIVET *et alii* (1998) indicano valori più alti sia per quanto riguarda la temperatura (450 - 480 °C) sia per quanto riguarda la pressione, con valori di P pari a 0,9 GPa. Questi valori furono in seguito confermati da FRANCESCHELLI & MEMMI (1999) che ottennero temperature comprese nell'intervallo 460 - 560 °C e pressioni tra 0,6 - 0,8 GPa. Più recentemente MOLLI *et alii* (2000b) stimano valori di T attorno a 455 °C e P > 0,8 GPa, all'interno del campo di stabilità del Mg-cloritoide e della cianite, seguiti poi da un decremento delle condizioni termobariche fino a 430 - 400 °C e 0,8 GPa (campo di stabilità della pirofillite).

L'Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.* è caratterizzata da una paragenesi a pirofillite, cloritoide, clorite, muscovite fengitica, epidoto e aragonite. DI PISA *et alii* (1985) indicano per questa associazione valori di picco di T attorno a 420 °C e pressioni di 0,3 GPa. Successivamente KLIGFIELD *et alii* (1986) ottennero valori di temperatura tra 300 e 450 °C, con pressioni di 0,3 GPa, sostanzialmente confermati da FRANCESCHELLI *et alii* (1986). Valori più elevati sono indicati da JOLIVET *et alii* (1998), con temperature comprese tra 390 e 410 °C e pressione di 0,8 GPa. MOLLI *et alii* (2000b, 2002) stimano condizioni di T comprese tra 350 e 450 °C e P tra 0,4 e 0,6 GPa. Valori di temperatura più bassi (circa 350 - 370 °C) e pressione di circa 0,8 GPa sono stati segnalati da DI SABATINO *et alii* (1977) per la zona della Panie.

Sull'Unità tettonica delle Panie esistono pochi dati quantitativi sul metamorfismo. Il minore grado di ricristallizzazione dei termini litologici di questa unità è risultato evidente a tutti i geologi che si sono occupati delle Alpi Apuane (ZACCAGNA, 1932; NARDI, 1961) e ha costituito elemento di discussione per l'attribuzione o meno di questa unità al complesso metamorfico. Il metamorfismo di questa unità è stata al centro anche di un acceso dibattito sulla idoneità dei marmi delle Panie ad essere utilizzati come pietra ornamentale al pari degli altri marmi apuani (ZACCAGNA, 1932).

Nonostante le differenti stime indicate dai vari autori, esiste un sostanziale accordo sul fatto che:

- a) le paragenesi indicano un maggior seppellimento dell'Unità tettonica di Massa

rispetto all'Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.*;

- b) le due unità tettoniche hanno subito un'evoluzione termo-barica seguendo percorsi P-T differenti (FRANCESCHELLI *et alii*, 1997; JOLIVET *et alii*, 1998; MOLLI *et alii*, 2000b; DINI *et alii*, 2001; MOLLI *et alii*, 2002);
- c) per quanto non esistano studi esaustivi sull'unità tettonica delle Panie, nessuno negli ultimi decenni ha messo in dubbio l'appartenenza di questa unità al complesso metamorfico apuano.

Queste interpretazioni sono state essenzialmente confermate anche dallo studio delle inclusioni fluide in vene sintettoniche condotto da BORSELLI (1984); ORBERGER (1985); COSTAGLIOLA (1987); BENVENUTI *et alii* (1990); COSTAGLIOLA *et alii* (1990); COSTAGLIOLA (1992); COSTAGLIOLA *et alii* (1992, 1994); DINI *et alii* (1995); COSTAGLIOLA *et alii* (1998, 1999); DINI *et alii* (2001); MONTOMOLI *et alii* (2005).

Le relazioni tra blastesi, deformazione e metamorfismo sono state investigate da vari autori, soprattutto per quanto riguarda minerali indice quali cloritoide e cianite. Per quanto riguarda l'Unità tettonica di Massa FRANCESCHELLI *et alii* (1986), CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) e FRANCESCHELLI & MEMMI (1999) ipotizzano una blastesi essenzialmente tra le fasi D1 e D2. Secondo DI PISA *et alii* (1987) la crescita di cloritoide e cianite avviene esclusivamente durante la fase D2, mentre per MOLLI *et alii* (2002) la crescita di cloritoide avviene durante la fase D1 e possibilmente sin-cinematica anche durante la fase D2 e la crescita di cianite durante la fase D1.

Nell'Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.* BOCCALETTI & GOSSO (1980) e BOCCALETTI *et alii* (1983) segnalano la crescita di cloritoide su una foliazione precedente quella principale legata alla fase D1. Per CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) il cloritoide cresce in modo analogo a quanto visto nell'Unità tettonica di Massa, cioè tra l'evento D1 e i primi stadi dell'evento D2, per DI PISA *et alii* (1987) durante la fase D2. Crescita del cloritoide con relazioni sin-tettoniche e post-tettoniche sia con la fase D1 che con la fase D2 sono testimoniate da FRANCESCHELLI *et alii* (1997), FRANCESCHELLI & MEMMI (1999) e MOLLI *et alii* (2002).

Circa l'età del metamorfismo del Complesso Metamorfico Apuano GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO (1970) riportano età K/Ar di 14 Ma per l'Unità tettonica di Massa e di 11 Ma per l'Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.*, includendo in quest'ultima anche la cosiddetta "Zona a scaglie" dello Stazzemese. In un lavoro più recente KLIGFIELD *et alii* (1986) riportano età K/Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ che vanno da 28 a 8 Ma con concentrazioni intorno a 27; 12 e 8-10 Ma. Queste concentrazioni sono state interpretate come età rappresentative della prima fase deformativa (27 Ma), della seconda e terza fase (intorno a 12 Ma) e della chiusura del sistema (8-10 Ma). Sulla scia di questi risultati nella letteratura geologica corrente viene comunemente

riportato come fatto accertato che la storia metamorfica delle Alpi Apuane sia iniziata 27 milioni di anni fa e sia terminata 8-10 milioni di anni fa. Esiste però una palese contraddizione tra il “dato” numerico radiometrico e le informazioni di carattere stratigrafico in corrispondenza della trasversale apuana. Questi indicano infatti che i depositi più recenti della Falda Toscana e dell’ “Autoctono” *Auctt.* (rispettivamente la formazione del Macigno e dello Pseudomacigno) hanno un’età compresa tra l’Oligocene superiore (Chattiano) e il Miocene inferiore (Aquitano) ovvero tra circa 26 e 21 Ma secondo la Scala dei Tempi di GRADSTEIN *et alii* (2012), sarebbero quindi più giovani dell’età di metamorfismo comunemente accettata in letteratura. Per una discussione sul problema dell’età di metamorfismo del Complesso Metamorfico Apuano si veda PATACCA *et alii* (2013).

PROGETTO

CARG

IV - STRATIGRAFIA

Le unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio 249 - Massa Carrara, raggruppate per unità tettoniche di appartenenza, sono descritte partendo dalle più antiche. Le unità tettoniche, a loro volta raggruppate secondo i domini paleogeografici di provenienza, seguiranno l'ordine geometrico di sovrapposizione partendo dalle più alte che sono le più interne dal punto di vista paleogeografico. Successivamente sono descritti i depositi discordanti fluvio-lacustri del Plio-Pleistocene inferiore, attribuiti in letteratura al Rusciniano *p.p.*-Villafranchiano *p.p.* della scala cronostratigrafica basata sui mammiferi continentali europei. Per la calibratura della Scala Stratigrafica Internazionale delle unità cronostratigrafiche definite in base ai mammiferi terrestri europei si veda GRADSTEIN *et alii* (2012), *cum biblio*. Una suddivisione aggiornata del Villafranchiano è contenuta in ROOK & MARTÍNEZ-NAVARRO (2010). Da tenere presente che, per quanto riguarda i piani del Pliocene, in queste note è stata adottata la Scala Cronostratigrafica Internazionale aggiornata al 2015 che include il Gelasiano (ex Pliocene superiore) nel Pleistocene inferiore, prima del Calabriano. La base del Gelasiano viene quindi a coincidere con la base del Quaternario come è stato ratificato dall'International Union of Geological Sciences (IUGS) nel 2009 (GIBBARD *et alii*, 2010). Alla fine verranno descritti brevemente i depositi continentali e marino-transizionali del Quaternario più recente (Pleistocene Medio - Olocene).

1. - DOMINIO LIGURE

Le successioni appartenenti alle unità liguri costituiscono affioramenti discontinui spesso profondamente pedogenizzati. Le considerazioni riportate sulle formazioni liguri si basano prevalentemente su quanto riportato in altre aree della Toscana settentrionale e della Liguria dove affiorano con migliori esposizioni e con maggiore continuità.

DOMINIO LIGURE INTERNO

1.1. - UNITÀ TETTONICA DI M. GOTTERO

1.1.1. - *Arenarie di Monte Gottero* (GOT)

SINONIMI: la formazione delle Arenarie di Monte Gottero nel Foglio 96 - Massa (TREVISAN *et alii*, 1971b) era inclusa nella “Serie della Val di Vara” del Cretacico superiore e venne cartografata come “Arenarie quarzoso-micacee-feldspatiche” e contrassegnata con la sigla “Car”. Alla base, in continuità stratigrafica e parzialmente eteropiche a queste, erano inoltre segnalate “Argille fissili e siltiti policrome, marne siltose con calcari e arenarie” contrassegnate con la sigla “Csp”.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la formazione affiora esclusivamente nel settore occidentale del presente Foglio in una fascia collinare allungata in direzione nord-ovest sud-est compresa fra gli abitati di Castelnuovo Magra e Nicola. In quest’area le argilliti e marne poste da TREVISAN *et alii* (1971b) alla base delle arenarie sono state incluse in queste note nel Complesso di Monte Veri dell’Unità tettonica di Ottone.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita da torbiditi quarzo-feldspatiche, micacee, di colore grigio o marrone chiaro, con subordinate intercalazioni di argilliti e siltiti scure. Gli strati arenacei possono raggiungere uno spessore superiore a 2-3 metri, mentre i livelli pelitici non superano generalmente la decina di centimetri. Alla base delle arenarie sono talvolta presenti livelli di brecciole con elementi delle dimensioni di 3-4 centimetri e controimpronte del tipo *load cast* e *groove cast*.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: a sud-est del Torrente Parmignola, dove le Arenarie di M. Gottero sono in contatto tettonico con l’Unità di Ottone e, in direzione sud-occidentale, scompaiono sotto i depositi pleistocenico-olocenici della pianura versiliese, lo spessore è valutabile in circa 600 metri. Il contatto con le altre formazioni in quest’area è sempre di tipo tettonico.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: si tratta di una conoide sottomarina prossimale (SAGRI & MARRI, 1980; CASNEDI, 1982; NILSEN & ABBATE, 1984) accumulata a profondità prossima al limite di compensazione della calcite (CCD) come si deduce

dalla scarsità del contenuto in nannoflore calcaree e la loro pessima preservazione all'interno delle peliti intertorbiditiche.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano superiore - Paleocene inferiore.

L'attribuzione di età è basata sulle associazioni a nannofossili calcarei rinvenute in aree limitrofe (MARRONI & PERILLI, 1990; MARRONI *et alii*, 1992; ABBATE *et alii*, 2005).

DOMINIO LIGURE ESTERNO

1.2. - UNITÀ TETTONICA DI M. ANTOLA

1.2.1. - *Formazione di Monte Antola* (FAN)

SINONIMI: "Flysch di M. Antola" *Auctt.*; "Flysch ad Elmintoidi" (ELTER *et alii*, 1966a).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: questa formazione affiora esclusivamente nel settore occidentale del Foglio in aree molto limitate tra Castelnuovo Magra e il T. Parmignola, nell'area collinare antistante la pianura (CERRINA FERONI *et alii*, 1995).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita da torbiditi calcareo-marnose rappresentate da calcareniti in strati spessi alternate a marne, marne calcaree e argilliti marnose. Osservazioni più dettagliate risultano difficili a causa delle scarse condizioni di affioramento.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: la formazione è limitata alla base e al tetto da contatti tettonici; il suo spessore è valutabile in circa 300 metri.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: si tratta di una conoide sottomarina accumulata ad una profondità prossima al limite di compensazione della calcite (CCD).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano medio-Maastrichtiano inferiore.

L'età si basa sulle associazioni a nannofossili rinvenute in aree limitrofe (MARRONI *et alii*, 1992; ABBATE *et alii*, 2005; CATANZARITI & PERILLI, 2006). CATANZARITI & PERILLI (2011) attribuiscono la Formazione di Monte Antola alle biozone a nannofossili calcarei CC20-CC21 e CC22/23 dello schema biozonale di SISSINGH (1977) corrispondenti alle Zone NC19 e NC20 di ROTH (1978).

1.3. - UNITÀ TETTONICA DI OTTONE

La successione rappresentativa dell'Unità tettonica di Ottone è costituita dai depositi gravitativi di mare profondo del Complesso di Casanova seguiti in continuità stratigrafica dalle torbiditi calcareo marnose cretache del Flysch di Ottone, attraverso l'interposizione discontinua delle breccie poligeniche in matrice argillosa del Complesso di Monte Veri (BERTOTTI *et alii*, 1986; DEL TREDICI & ROBBIANO, 1997b).

1.3.1. - *Complesso di Casanova (CCV)*

SINONIMI: complesso basale eterogeneo del “Gruppo del Flysch Cretaceo” (TREVISAN *et alii*, 1968, 1971a,b); “Complesso Cretacico *p.p.*” (MERLA *et alii*, 1967); “Complesso di Base” *Auctt.*

Il Complesso di Casanova, un insieme di litologie deposte prevalentemente da meccanismi di trasporto in massa e flussi gravitativi di tipo “*debris flow*”, è suddiviso in varie litofacies caratterizzate da breccie che si differenziano per la diversa tipologia dei clasti contenuti e per la natura e abbondanza della matrice. Nel Foglio 249 - Massa Carrara all'interno di questa formazione sono stati riconosciuti diversi litosomi: breccie ad elementi ofiolitici (**CCV_f**), breccie ad elementi calcarei (**CCV_e**), breccie a matrice pelitica (**CCV_b**) e arenarie ofiolitiche (**CCV_a**). Sono inoltre presenti a varie altezze olistoliti di basalti (β) e graniti (γ). Per omogeneità cartografica a questi corpi sono state attribuite le sigle utilizzate nell'adiacente Foglio 250-Castelnuovo Garfagnana. Gli affioramenti sono limitati al settore nord-orientale del Foglio, nei dintorni di Gramolazzo e Piazza al Serchio. Il Complesso di Casanova costituisce la parte basale del Gruppo del Flysch Cretaceo cartografato nel Foglio 96 - Massa (TREVISAN *et alii*, 1971b) al quale veniva attribuita un'età Cretacico Superiore.

Breccie ad elementi ofiolitici (CCV_f): affiorano nei dintorni del paese di Piazza al Serchio. Si tratta di breccie clasto-sostenute caratterizzate dalla abbondanza di clasti di ofioliti e da rari clasti calcarei e silicei appartenenti alla loro copertura sedimentaria (Calcari a Palombini e radiolariti silicee). Il diametro dei clasti varia da pochi centimetri a 1-2 metri.

Breccie ad elementi calcarei (CCV_e): si rinvengono affioramenti discontinui nella zona nord-orientale del Foglio, nei dintorni del Lago di Gramolazzo. Le breccie sono clasto-sostenute a prevalenti elementi calcareo-silicei (Calcari a Palombini); i clasti sono da subangolosi a subarrotondati con diametro variabile da pochi centimetri fino a qualche decimetro. Subordinatamente possono essere presenti clasti di radiolariti, ofioliti e graniti.

Breccie a matrice pelitica (CCV_b): queste breccie, conosciute in letteratura come Breccie di S. Maria, sono limitate ai dintorni del paese di Piazza al Serchio e Casciana. Si tratta di depositi clastici, con clasti rappresentati da calcari silicei, radiolariti, ofioliti e più raramente marne e graniti, immersi in abbondante matrice argillitico-siltitica o subordinatamente siltitico-arenitica di colore dal grigio scuro al marrone chiaro. Queste breccie, denominate “Paraconglomerati polimitici” in PUCCINELLI *et alii* (2010b), sono state attribuite al Campaniano inferiore in base ad associazioni a nannofossili calcarei.

Arenarie ofiolitiche (CCV_a): queste arenarie, conosciute anche come Arenarie di Casanova *Auctt.*, sono presenti in affioramenti isolati nel settore nord-orientale del Foglio, nei dintorni del Lago di Gramolazzo presso il paese di Verrucolette. Si tratta

di depositi torbiditici, rappresentati da litareniti ofiolitiche, areniti quarzoso-micacee e grovacche feldspatiche, con intercalazioni di argilliti e siltiti. Lo spessore non supera i 350 metri nell'area di Ponzanello e Falcinello, situati poco a nord del limite settentrionale del Foglio (DEL TREDICI & ROBBIANO, 1997b). Il contatto col soprastante Flysch di Ottone è stratigrafico ed avviene per alternanze (DEL TREDICI & ROBBIANO, 1997b). In aree esterne al Foglio le Arenarie di Casanova sono state attribuite al Campaniano inferiore sulla base delle associazioni a nannoplanton calcarei (MARRONI & PERILLI, 1988; ABBATE *et alii*, 2005).

Olistoliti di basalti (β) e *Graniti* (γ): si rinvengono diffusamente nel settore nord-orientale del Foglio ad est del Lago di Gramolazzo, rappresentati da grandi masse basaltiche spesso brecciate e da un piccolo olistolite di granito già segnalato da TREVISAN *et alii* (1971b), ubicato ad est dei paesi di Piazza al Serchio e San Donnino. I corpi basaltici, spesso di dimensioni ettometriche e con strutture a *pillows* molto ben preservate, appaiono raramente separati da livelli di breccie.

Questo assetto a grandi masse rende difficile una valutazione corretta dello spessore originario di questa formazione, tuttavia uno spessore di circa 300 metri può essere indicato per la zona di San Donnino - Orzaglia.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: piana bacinale al piede di scarpate tettonicamente attive.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano inferiore-medio.

L'età deriva da correlazioni a scala regionale (MARRONI & PERILLI, 1992; CATANZARITI & PERILLI, 2006; PUCCINELLI *et alii*, 2010a, 2015). Recentemente CATANZARITI & PERILLI (2011) attribuiscono il Complesso di Casanova alle biozone a nannofossili calcarei CC18/CC19-CC20 *p.p.* di SISSINGH (1977), corrispondente alle Zone NC18-NC19 *p.p.* nella scala biozonale di ROTH (1978).

1.3.2. - *Complesso di Monte Veri (MVE)*

SINONIMI: nel Foglio 96 - Massa a scala 1:100.000 il Complesso di Monte Veri era incluso nei depositi caotici presenti alla base del "Flysch Cretaceo" ed indicato con la sigla "acC" in TREVISAN *et alii* (1971b); in letteratura è conosciuto anche come "Argilliti di Monte Veri" (PUCCINELLI *et alii*, 2015) o come "Complesso di Base" *Auctt.*

AFFIORAMENTI TIPICI: affiora esclusivamente nella porzione più occidentale del presente Foglio, nell'area compresa fra i paesi di Nicola e Ortonovo (nella provincia di La Spezia) e in zone limitate della porzione settentrionale (M. Cucco).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: il Complesso di Monte Veri è caratterizzato da breccie poligeniche, grossolanamente stratificate, con clasti di calcari, ofioliti, diaspri e arenarie immersi in abbondante matrice argillosa grigia. Questa unità passa gradualmente verso l'alto e lateralmente al Flysch di Ottone. Le breccie del Complesso di Monte Veri si differenziano da quelle del Complesso di Casa-

nova per la presenza di una matrice prevalentemente argillitica e una maggiore percentuale di clasti calcarei.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore della formazione, valutato nei dintorni del paese di Nicola, è di circa 60 metri.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: si tratta di depositi caotici debritici accumulati in una piana bacinale prossima alla CCD, al piede di scarpate tettonicamente attive.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano inferiore-medio.

L'età, basata su correlazioni a scala regionale, comprende le biozone a nanofossili calcarei CC18/CC19 *p.p.*-CC21 *p.p.* dello schema di SISSINGH (1977), corrispondente alle Zone NC18 *p.p.*-NC19 *p.p.* di ROTH (1978) in CATANZARITI & PERILLI (2006, 2011).

1.3.3. - *Flysch di Ottone (OTO)*

SINONIMI: è parte del "Gruppo del Flysch Cretaceo" (TREVISAN *et alii*, 1968, 1971a,b) ed indicato con la sigla "mcC" nel Foglio 96 - Massa; "Flysch ad Elmintoidi" *Auctt.*.

AFFIORAMENTI TIPICI: nel Foglio 249 - Massa Carrara il Flysch di Ottone è la formazione più estesa delle successioni liguri esterne. Affiora nel settore nord-occidentale (nell'ampia valle del torrente Aulella) in continuità con i Fogli 233 - Pontremoli e 234 - Fivizzano e in quello occidentale nei dintorni del paese di Ortonovo. Nei versanti occidentali delle colline di Ortonovo affiora la parte basale del Flysch di Ottone, in continuità stratigrafica con il sottostante Complesso di Monte Veri.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: si tratta di torbiditi calcareo-marnose grigio-scure, in strati di spessore da decimetrico a metrico, costituite da calcari marnosi e marne calcaree cui s'intercalano marne siltose, argilliti e argilliti marnose. Raramente si rinvencono anche livelli di arenarie fini e siltiti. Spesso la base degli strati si presenta gradata e caratterizzata da livelli calcarenitici. Le torbiditi presentano di norma sequenze di Bouma T_{c-e}. Sono state riconosciute impronte di fondo tipo *groove cast* e *flute cast* e più raramente tracce fossili di organismi limivori. TREVISAN *et alii* (1971b) descrivono nei calcari microfacies con spicole di spugna, heterohelicidi, hedbergellidi, radiolari e frequenti esemplari di *Pithonella ovalis* (KAUFFMANN). Per analogia e in continuità con quanto riportato nell'adiacente Foglio 234 - Fivizzano, è stato cartografato nella parte settentrionale del Foglio un membro (**OTO₁**) costituito da paraconglomerati, brecce ed olistoliti ad elementi calcarei, radiolariti e ofioliti, in abbondante matrice argillitico-siltitica.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore della formazione a causa della deformazione è difficilmente valutabile, è ipotizzabile uno spessore superiore a 300 metri.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: si tratta di una conoide sottomarina da intermedia a distale accumulata in una piana bacinale prossima alla CCD.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano inferiore-Maastrichtiano inferiore.

L'età è stata riferita al Cretacico Superiore *p.p.* da TREVISAN *et alii* (1971b). Sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei l'età del Flysch di Ottone affiorante in aree limitrofe al Foglio comprende un intervallo temporale che va dalla Zona CC18/CC19 *p.p.* alla Zona CC22/CC23 di SISSINGH (1977), corrispondenti alle Zone NC18 *p.p.*-NC20 dello schema biozonale di ROTH (1978) come riportato in CATANZARITI & PERILLI (2006, 2011).

2. - DOMINIO SUBLIGURE

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO

Nel Foglio 96 - Massa a scala 1:100.000 l'Unità tettonica di Canetolo era stata attribuita al "Gruppo dell'Alberese" (TREVISAN *et alii*, 1971b). Nel Foglio 249 - Massa Carrara l'Unità di Canetolo è rappresentata, dal basso verso l'alto, dalle seguenti formazioni: Argille e Calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo ed Arenarie di Ponte Bratica.

2.1.1. - Argille e Calcari di Canetolo (ACC)

SINONIMI: "Argille Scagliose" *p.p.* (MERLA *et alii*, 1967); nel Foglio 96 - Massa, in scala 1:100.000, questa unità litostratigrafica era stata attribuita alla parte basale del "Gruppo dell'Alberese" ed indicata con la sigla "alb" (TREVISAN *et alii*, 1971b). DALLAN NARDI & NARDI (1972) introducono successivamente la "Formazione di Canetolo *s.s.*" corrispondente alla "Formazione argilloso-calcareo di Canetolo-Cirone" di ZANZUCCHI (1963a).

Nel presente Foglio per uniformità cartografica con il contiguo Foglio 260 - Viareggio sono state distinte, ove possibile, due porzioni: una calcarea (ACC_b) e l'altra calcareo-argillitica (ACC_c), largamente prevalente sulla prima.

AFFIORAMENTI TIPICI: Argille e Calcari di Canetolo prevalentemente calcaree (ACC_b) affiorano a ovest della città di Massa (Candia); quelle calcareo-argillitiche (ACC_c) affiorano nel settore nord-occidentale ed occidentale e più limitatamente nel settore nord-orientale del Foglio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la porzione calcareo-argillitica (ACC_c) è costituita prevalentemente da argilliti fissili grigio scure o nere cui si intercalano torbiditi calcaree e silicoclastiche in strati di spessore da decimetrico a pluridecimetrico. La base delle torbiditi è talvolta rappresentata da calcareniti o anche calciruditi, ricche in macroforaminiferi (nummuliti e discocicline). Nella zona delle

colline del Candia a nord ovest della città di Massa affiorano torbiditi calcareo marnose T_{b-e} e T_{c-e} spesso con base calcarenitica, in banchi di spessore generalmente superiore al metro (OTTRIA *et alii*, 1995).

SPESSORE DELL'UNITÀ: nella zona delle colline del Candia è stato valutato uno spessore complessivo di circa 400 metri.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: conoide sottomarina da intermedia a distale.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Paleocene superiore - Eocene medio.

Nelle marne affioranti nell'area del Foglio 260 - Viareggio (CONTI *et alii*, 2012) sono presenti associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Eocene medio. In particolare sono state documentate le Zone NP15 *p.p.*, NP16 e NP17 di MARTINI (1971), corrispondenti all'intervallo Luteziano *p.p.*-Bartoniano *p.p.*. Nei Fogli adiacenti (ABBATE *et alii*, 2005; PERILLI *et alii*, 2009; PUCCINELLI *et alii*, 2010b, 2015) questa formazione comprende anche il Paleocene superiore e l'Eocene inferiore.

2.1.2. - *Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)*

SINONIMI: nel Foglio 96 - Massa a scala 1:100.000 la formazione dei Calcari di Groppo del Vescovo era stata considerata parte integrante del "Gruppo dell'Alberese" ed indicato con la sigla "alb" (TREVISAN *et alii*, 1971b).

AFFIORAMENTI TIPICI: la formazione affiora nei settori nord-occidentale e nord-orientale del Foglio, in contatto tettonico con la sottostante formazione del Macigno della Falda Toscana.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i migliori affioramenti sono presso i paesi di Cecina e Marciaso.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è caratterizzata da calcitorbiditi bioclastiche e calcari marnosi di colore grigio-chiaro con interstrati argillitici grigio-scuri. Lo spessore degli strati varia da decimetrico a pluridecimetrico.

SPESSORE DELL'UNITÀ: la formazione ha spessore generalmente inferiore al centinaio di metri; solo presso i paesi di Marciaso e Ponte di Monzone lo spessore della formazione supera il centinaio di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i rari contatti visibili in affioramento con la sottostante formazione delle Argille e Calcari di Canetolo sono di natura tettonica. Recentemente PERILLI *et alii* (2009) propongono rapporti di eteropia tra i Calcari di Groppo del Vescovo e la porzione più calcarea della formazione delle Argille e Calcari di Canetolo, attribuita all'Eocene inferiore e parte del medio.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: si tratta di depositi di conoide sottomarina da intermedia a distale.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Eocene inferiore-medio.

L'età si basa sulle associazioni a nannofossili presenti nei calcari compresi nell'adiacente Foglio 250 - Castelnuovo Garfagnana che indicano un'età riferibile all'Eocene inferiore (PUCCINELLI *et alii*, 2010b). Nel contiguo Foglio 234 - Fivizzano è stato documentato, sempre in base ad associazioni a nannofossili calcarei, anche la parte bassa dell'Eocene medio (PERILLI *et alii*, 2009; PUCCINELLI *et alii*, 2010a,b, 2015).

2.1.3. - Arenarie di Ponte Bratica (ARB)

SINONIMI: "Arenarie e Conglomerati di Petriagnacola" (ELTER *et alii*, 1966a).

AFFIORAMENTI TIPICI: le Arenarie di Ponte Bratica sono rappresentate da limitati affioramenti in prossimità del margine nord-occidentale del Foglio e più diffusamente nell'adiacente Foglio 248 - La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: si tratta di arenarie torbiditiche a granulometria medio-fine, micacee, a matrice carbonatica, di colore grigio, in strati spessi mediamente 15-20 centimetri. Sono presenti interstrati argillitici grigio chiari dello spessore variabile fra 5 e 20 centimetri.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore è intorno ai 50 metri. Nell'adiacente Foglio 248 - La Spezia, in località Cadriano, viene segnalato uno spessore massimo di 250 metri.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: conoide sottomarina da intermedia a distale.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Oligocene-?Miocene inferiore *p.p.*

DEL TREDICI & ROBBIANO (1997a) attribuiscono la formazione all'Oligocene superiore sulla base di associazioni a nannofossili calcarei indicativi delle Biozone NP24-NN2. Più recentemente PUCCINELLI *et alii* (2015) attribuiscono le Arenarie di Ponte Bratica ad un generico Oligocene e la parte alta all'Oligocene superiore/?Miocene inferiore in base al rinvenimento di associazioni a nannofossili calcarei che indicano la Zona NP25 e con incertezza la Zona MNN1 di FORNACIARI & RIO (1996).

3. - DOMINIO TOSCANO

Come già introdotto precedentemente, il Dominio Toscano nel Foglio 249 - Massa Carrara è rappresentato dall'Unità tettonica della Falda Toscana e dalle Unità metamorfiche di Massa e dell' "Autoctono" *Auctt.*. I depositi della Falda Toscana non sono stati interessati da metamorfismo pur avendo subito una diagenesi molto spinta, fino alla medio-alta anchizona, come suggeriscono i caratteri della deformazione e come dimostrano i risultati degli studi sulla cristallinità dell'illite (CERRINA FERONI *et alii*, 1983; CAROSI *et alii*, 2003).

In fig. 17 è riportato uno schema tettono-stratigrafico semplificato della regione apuana con accorpamenti stratigrafici significativi. Per completare il quadro stra-

tigrafico del Dominio Toscano e chiarire i rapporti stratigrafici tra le varie unità tettoniche la figura include anche parte dei Fogli limitrofi 250 - Castelnuovo Gargagnana e 260 - Viareggio; nel riquadro in alto i poligoni circoscrivono aree con lo stesso tipo di successione sedimentaria. Le lettere minuscole si riferiscono alle successioni che caratterizzano la Falda Toscana, quelle maiuscole alle successioni metamorfiche dell' "Autoctono" *Auctt.*. Le lettere sono quelle riportate negli schemi cronostatigrafici di fig. 18 e fig. 19 e negli schemi di correlazione stratigrafica di fig. 21 e fig. 22.

Nella letteratura geologica corrente non esiste un accordo generale sulla ricollocazione palinspastica della Falda Toscana rispetto al Complesso Metamorfico Apuano. Per la gran parte degli autori il dominio paleogeografico della Falda Toscana (Dominio Toscano Interno) occupava una posizione occidentale rispetto al dominio di appartenenza delle unità metamorfiche (Dominio Toscano Esterno), con il Dominio Toscano Esterno adiacente al Dominio Umbro-Marchigiano. A questa ricostruzione "classica" si contrappone un modello proposto verso la fine degli anni settanta che vede l'Unità della Falda Toscana provenire non da occidente ma da oriente, cioè da un dominio paleogeografico adiacente al Dominio Umbro-Marchigiano (DALLAN NARDI & NARDI, 1978; BOCCALETTI *et alii*, 1980). In quegli stessi anni veniva proposto anche un altro modello più complesso ed articolato (CIARAPICA & PASSERI, 1980b, 1982), riproposto anche successivamente in CIARAPICA & PASSERI (2005), secondo il quale una parte dell'Unità tettonica della Falda Toscana *p.p.* ("Falda Nord" o "Falda di La Spezia" in CIARAPICA & PASSERI, 1994 e Unità di La Spezia in CIARAPICA & PASSERI, 2005) avrebbe avuto le sue radici ad ovest della Zona di Massa-Punta Bianca mentre un'altra parte della stessa Falda Toscana ("Falda Sud" o "Unità Monte Orsaro-Monte Cetona" in CIARAPICA & PASSERI, 1994 e "Unità Toscane" in CIARAPICA & PASSERI, 2005) avrebbe avuto radici ad est delle Apuane. Questo modello, basato essenzialmente sulla distribuzione delle facies dei depositi carbonatici del Triassico Superiore e del Giurassico Inferiore, veniva criticato poco dopo la sua iniziale formulazione da MONTANARI & ROSSI (1983) perché non ritenuto coerente con il quadro paleogeografico relativo all'Oligocene superiore, ricostruito attraverso i dati biostratigrafici provenienti dal Macigno e dallo Pseudomacigno, depositi di avanfossa appartenenti rispettivamente alla Falda Toscana e all'Unità dell' "Autoctono" *Auctt.*. A sostegno della provenienza interna della Falda Toscana rispetto all'Unità dell' "Autoctono" *Auctt.* è infatti opportuno considerare l'intero sistema catena-avanfossa-avampaese. A questo proposito è molto indicativo prendere in esame la coppia Macigno-Pseudomacigno che testimonia l'esistenza di un cuneo clastico di depositi di avanfossa aperto verso occidente, con facies più prossimali nell'area di La Spezia e facies più distali nella zona delle Apuane.

La certezza di un confronto tra depositi quantomeno in parte coevi viene dalla

presenza di lepidocycline riconducibili a *Nephrolepidina morgani* (vedi discussione in MONTANARI & ROSSI, 1983) sia nella parte bassa dello Pseudomacigno (DALLAN NARDI, 1976) che alla base del Macigno di varie località dalla zona di La Spezia (*Lepidocyclina tourneri* in ABBATE, 1966) alla Valle del Serchio (MONTANARI & ROSSI, 1983). Si noti che la distribuzione stratigrafica di *Nephrolepidina morgani* va dal Chattiano al limite Aquitaniano-Burdigaliano (WIELANDT, 1996; CAHUZAC & POIGNANT, 1997) e rientra pertanto nell'intervallo di età coperto dal Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Monte Orsaro (CATANZARITI *et alii*, 1991; COSTA *et alii*, 1992, 1997). La nostra principale critica al modello della doppia provenienza riguarda la totale assenza di evidenze tettoniche di terreno che confermino la ricostruzione geometrica e cinematica proposta. Un modello con opposti sensi di trasporto richiede l'esistenza di una zona di svincolo delineata da rampe laterali. Questa zona di svincolo dovrebbe trovarsi in corrispondenza della valle della Turrice Secca (vedi discussione in CIARAPICA & PASSERI, 1982, pp. 206-207). Il rilevamento geologico di dettaglio di quest'area, tuttavia, ha mostrato una sostanziale integrità dell'Unità tettonica della Falda Toscana a nord e a sud della supposta zona di svincolo e questa integrità non si accorda con un modello che postula lo smembramento dell'Unità tettonica della Falda Toscana in due unità aventi diversa area di origine ed opposta direzione di trasporto. Riteniamo pertanto di dover scartare il modello della doppia provenienza. Restano il modello "classico" e il modello con provenienza dell'Unità tettonica della Falda Toscana da oriente nella sua totalità. In queste Note Illustrative seguiremo il modello "classico" per motivi sia strutturali sia stratigrafici dal momento che una ricollocazione palinspastica della Falda Toscana, nella sua interezza, in un dominio posto ad occidente del Dominio Toscano Esterno è perfettamente coerente con la distribuzione spaziale delle facies mesozoiche e terziarie (FAZZUOLI *et alii*, 1994), anche a livello di Triassico.

La fig. 18, la fig. 19 e la fig. 20 forniscono uno schema cronostratigrafico delle successioni toscane metamorfiche e non metamorfiche affioranti nel Foglio 249 - Massa Carrara e nelle aree limitrofe.

In particolare, le fig. 18 e fig. 19 si riferiscono alle successioni stratigrafiche della Falda Toscana e dell' "Autoctono" *Auctt.* che coprono un intervallo temporale compreso tra il Triassico Superiore *p.p.* e il Miocene inferiore *p.p.* La fig. 20 inquadra temporalmente la successione dell'Unità tettonica di Massa, di cui si conoscono termini esclusivamente permo-triassici, correlandola con successioni metamorfiche analoghe affioranti nel resto della Toscana e in Liguria. Nelle fig. 18 e fig. 19 le lettere minuscole e maiuscole in corrispondenza delle colonne delle unità litostratigrafiche della Falda Toscana e dell' "Autoctono" *Auctt.* si riferiscono ai poligoni nel riquadro della fig. 17 che delimitano aree con la stessa successione stratigrafica. È da precisare che le lettere **a** e **b** nel riquadro di fig. 17 e negli schemi

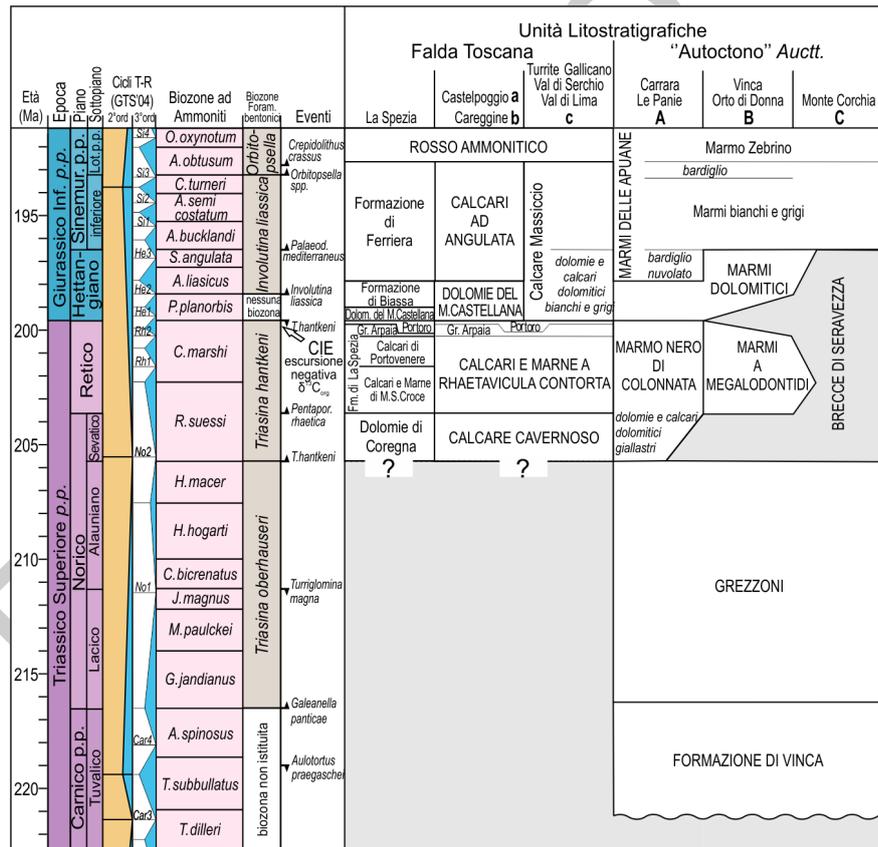


Fig. 18 - Schema cronostratigrafico delle successioni della Falda Toscana e dell' "Autoctono" Auctt. dal Triassico Superiore p.p. al Giurassico Inferiore p.p. (vedi spiegazioni nel testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano). Le lettere minuscole e maiuscole in corrispondenza delle colonne relative alle unità litostratigrafiche si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di fig. 17 e alle colonne stratigrafiche di fig. 21 e fig. 22. I nomi delle formazioni distinte cartograficamente nel Foglio 249 - Massa Carrara sono in maiuscolo.

cronostratigrafici si riferiscono alle successioni della Falda Toscana caratterizzate da spessori ridotti e da una sedimentazione estremamente condensata a partire dal Pliensbachiano (fig. 21). I nomi delle unità litostratigrafiche nelle colonne **a** e **b** sono quelli utilizzati nella cartografia del presente Foglio. La lettera **c** individua invece successioni sedimentarie della Falda Toscana affioranti in aree limitrofe (Turrice di Galliciano, Val di Serchio e Val di Lima), comprese nei fogli 250 - Castelnuovo Garfagnana e 251 - Porretta Terme (ovvero nei fogli 96 - Massa e 104 - Pisa in scala 1:100.000), caratterizzate da successioni sedimentarie spesse centinaia di metri e da potenti accumuli sedimentari gravitativi (fig. 21). Questo tipo di successione è stato introdotto negli schemi cronostratigrafici sia per definire meglio l'attribuzione temporale delle unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio 249 - Massa Carrara sia, soprattutto, per facilitare le correlazioni con le equivalenti successioni metamorfiche dell' "Autoctono" *Auctt.* Per completare il quadro dei rapporti stratigrafici con successioni di aree limitrofe, nelle fig. 18, fig. 20 e fig. 23 le correlazioni stratigrafiche sono state estese anche alla zona di La Spezia. Per quanto riguarda la nomenclatura litostratigrafica si è scelto di adottare il più possibile nomi formazionali tradizionali ormai consolidati dall'uso comune. La scelta è giustificata dal fatto che l'utilizzo di nomi formazionali che specificano (come prevede il Codice di Nomenclatura Stratigrafica) le caratteristiche litologiche dell'unità e il nome della località tipo, in contesti deposizionali non uniformi quali quello del Dominio Toscano, favorisce una proliferazione incontrollata di nomi formazionali locali che certo non semplifica il quadro delle correlazioni stratigrafiche.

In tutti e tre gli schemi cronostratigrafici la scala dei tempi e la calibratura delle diverse biozone, deriva da GRADSTEIN *et alii* (2004). Nello schema di fig. 19 le biozone relative ai foraminiferi planctonici sono quelle proposte da BLOW (1969) per il Neogene e da BERGGREN & MILLER (1988) per il Paleogene; per il Cretacico le biozone sono quelle proposte da ROBASYNSKI (1998), modificate da ERBA *et alii* (1999) e da LECKIE *et alii* (2002). Le biozone a calpionellidi sono quelle di REMANE *et alii* (1986) e REMANE (1998). Gli schemi biozonali relativi ai nannofossili calcarei seguono per il Paleogene la zonazione standard di MARTINI (1971), per il Cretaceo quella di ROTH (1978, 1983) emendata da BRALOWER *et alii* (1995) e per il Giurassico quella istituita da MATTIOLI & ERBA (1999). Lo schema biozonale relativo ai radiolari è quello proposto da BAUMGARTNER *et alii* (1995). La calibratura tra le zone a radiolari e le zone a nannofossili calcarei nell'intervallo compreso tra il Bajociano e il Titoniano è ripresa da CHIARI *et alii* (2007).

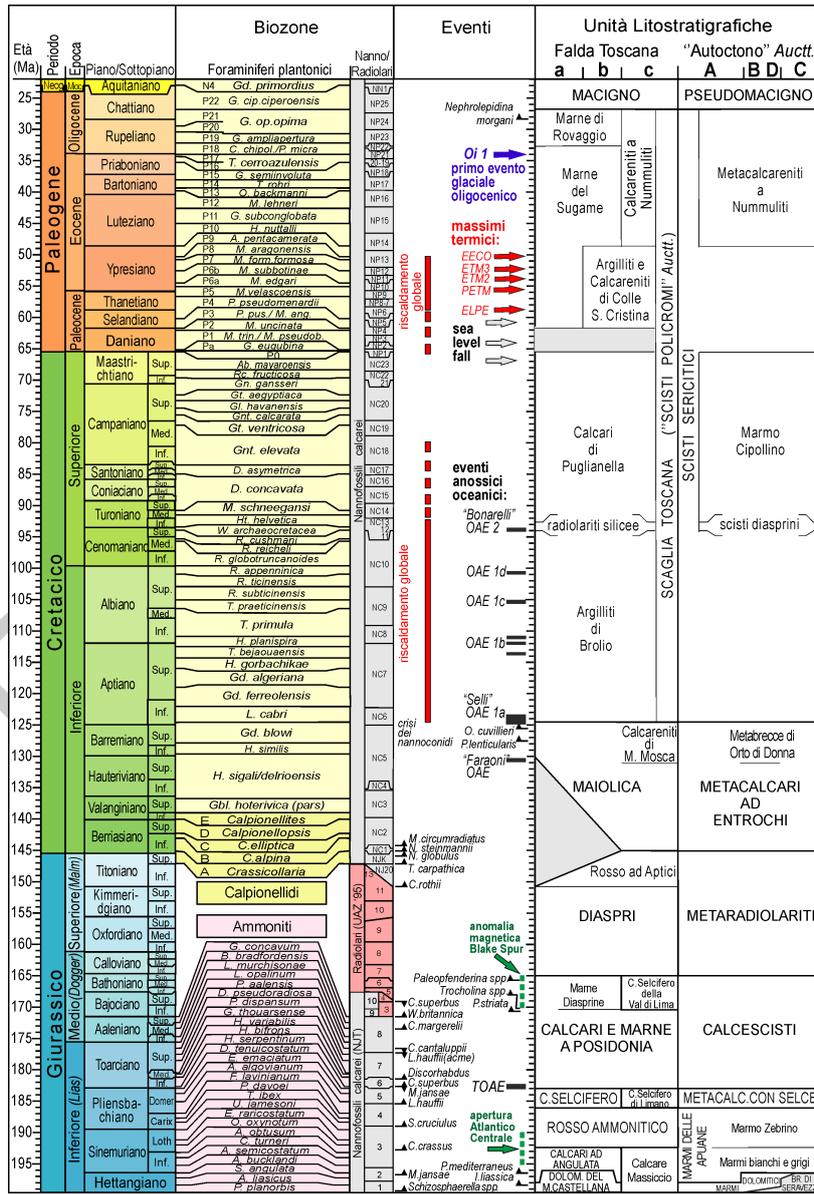
Negli schemi cronostratigrafici di fig. 18 e fig. 19 sono indicati anche gli eventi fisici globali e/o i bioeventi utilizzati per la definizione temporale delle unità litostratigrafiche delle successioni toscane. Da GRADSTEIN *et alii* (2004) deriva la calibratura degli eventi anossici oceanici (OAE) e quella della gran parte degli

eventi biologici. La calibratura di alcuni bioeventi di comparsa di foraminiferi bentonici è basata su dati di WIELANDT (1996), per quanto riguarda la comparsa di *Nephrolepidina morgani* e di VELIĆ (2007) per quanto riguarda la comparsa di *Trocholina* spp., *Protopenneroplis striata* e *Palaeodasycladus mediterraneus*. Gli eventi fisici globali di abbassamento del livello del mare alla sommità del Cretacico Superiore e nel Paleocene inferiore-medio, così come il dato dell'evento glaciale oligocenico inferiore, provengono da KOMINZ *et alii* (1998, 2008); MILLER *et alii* (2005, 2011); VAN SICKEL *et alii* (2004). Gli eventi di riscaldamento globale sono tratti da BRALOWER *et alii* (2002, 2006), LOURENS *et alii* (2005), PETRIZZO (2005), AGNINI *et alii* (2007) e WESTERHOLD *et alii* (2008). Da SAHABI *et alii* (2004), LABAILS *et alii* (2009) e LABAILS *et alii* (2010) deriva infine l'età dell'inizio dell'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale e della anomalia magnetica "Blake Spur" lungo il margine continentale americano, che marca l'inizio della accelerazione della velocità di spreading oceanico.

Da GRADSTEIN *et alii* (2004) deriva anche la calibratura della cronostratigrafia sequenziale utilizzata per precisare ulteriormente l'età delle unità litostратigrafiche della Falda Toscana e delle unità toscane metamorfiche prima dell'annegamento generalizzato della piattaforma del Calcare Massiccio avvenuta nel Sinemuriano *p.p.*. L'andamento dei cicli T-R di 2° ordine e in parte di quello di 3° ordine (fig. 20) ha guidato la calibratura temporale delle unità litostратigrafiche del Permiano superiore e del Triassico Medio e Superiore appartenenti alle successioni del Complesso Metamorfico Apuano e a successioni analoghe toscane. Tra il Retico e l'Hettangiano la definizione temporale dei limiti delle unità litostратigrafiche e la loro correlazione è stata guidata dall'andamento delle sequenze T-R di 3° ordine (fig. 18). Le sigle alfanumeriche che marcano gli eventi regressivi derivano dai limiti di sequenza riconosciuti nelle regioni alpine (vedi in proposito GRADSTEIN *et alii*, 2004) e calibrate con le zone ad ammoniti da DE ZANCHE *et alii* (1993); GIANOLLA *et alii* (1998); GIANOLLA & JACQUIN (1998).

L'adozione di scale temporali che integrano schemi biozonali riferiti ad organismi diversi, ciclicità sequenziale di vario ordine ed eventi fisici e biologici riconoscibili a scala globale ha consentito di implementare la risoluzione cronostratigrafica della successione toscana basata, soprattutto a livello del Triassico e del Giurassico Inferiore, su scarsi reperti organici. In questo lasso di tempo l'analisi

Fig. 19 (pagina a fronte) - Schema cronostratigrafico delle successioni della Falda Toscana e dell'"Autoctono" Auctt. dal Giurassico inferiore al Miocene inferiore *p.p.* (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano). Le lettere minuscole e maiuscole in corrispondenza delle colonne relative alle unità litostратigrafiche si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di fig. 17 e alle colonne stratigrafiche di fig. 21 e fig. 22. I nomi delle formazioni distinte cartograficamente nel Foglio 249 - Massa Carrara sono in maiuscolo.



sequenziale ha permesso non solo di precisare meglio i limiti delle unità litostratigrafiche, che nella gran parte dei casi coincidono con limiti di sequenze deposizionali ma anche di individuare gli eventi fisici che favoriscono una correlazione a scala regionale tra successioni appartenenti ad unità tettoniche e domini deposizionali differenti. È da precisare che questa correlazione è possibile nel Triassico e nel Giurassico Inferiore, prima dell'apertura dell'Atlantico centrale, quando il Dominio Toscano costituiva insieme agli altri domini appenninici e ai domini alpini un ampio *shelf* che bordava ad occidente la Tetide triassica. Qui di seguito sintetizzeremo gli eventi e le correlazioni a scala regionale che ci hanno guidato nella definizione temporale dei limiti formazionali delle unità toscane. Questa definizione è ovviamente intesa in età relativa dal momento che una definizione in termini di età assoluta è fortemente condizionata dalla scala adottata, soprattutto in intervalli temporali critici quali il Triassico. Ricordiamo che in queste note la Scala dei Tempi adottata è quella di GRADSTEIN *et alii* (2004), già superata da quella di GRADSTEIN *et alii* (2012) soprattutto per quanto riguarda le età assolute assegnate ai piani del Triassico Superiore.

Lo schema cronostratigrafico di fig. 18 sintetizza l'attribuzione cronologica assegnata alle diverse unità stratigrafiche dell' "Autoctono" *Auctt.* e della Falda Toscana relativamente all'intervallo temporale Triassico Superiore-Giurassico Inferiore. Dallo schema risulta che il termine più antico appartiene alle successioni metamorfiche ed è rappresentato dalla Formazione di Vinca. A questa possono essere equiparati i "Metacarbonati del Tinello" che affiorano nella zona di Fornovolasco, appena fuori il Foglio 249 - Massa Carrara, alla base dell'Unità delle Panie (PANDELI *et alii*, 2004). Ambedue i termini litologici, caratterizzati da quarziti e metaconglomerati quarzosi passanti in alto gradualmente a depositi peritidali misti carbonatico-silicoclastici, localmente evaporitici, corrispondono almeno in parte agli "Scisti di San Terenzo" del contiguo Foglio 248 - La Spezia e alla Formazione di Tocchi affiorante in Toscana meridionale (fig. 20) attribuiti unanimemente in letteratura al Carnico (COSTANTINI *et alii*, 1980; PANDELI *et alii*, 2004; ABBATE *et alii*, 2005). La base delle due formazioni è stata fatta coincidere con l'inizio del tratto trasgressivo del ciclo di 2° ordine *Car3-No2*, corrispondente al ciclo 3b in GIANOLLA & JACQUIN (1998). La trasgressione alla base di questo ciclo infatti è rappresentata nei domini tetidei da facies carbonatico-terrigene di piana costiera/mare basso deposte in condizioni di relativa aridità (facies "raibliane" *Auctt.*) che evolvono verso l'alto agli spessi ed omogenei depositi di piattaforma carbonatica peritidale di età norica rappresentati nelle Alpi Settentrionali e Meridionali dalla Dolomia Principale e nelle Apuane dai Grezzoni. L'età norica dei Grezzoni è documentata dalla presenza di *Worthenia contabulata* in DE STEFANI (1922), *Turbo solitarius* in DE STEFANI (1880a), *Worthenia escheri* in MERLA (1951) e, fin dalla base, da associazioni a microforaminiferi bentonici con *Aulotortus*, *Gandinella* e

Triasina oberhauseri. I Grezzoni sono organizzati in due megasequenze verosimilmente separate dall'evento regressivo di 3° ordine *No1*. La base dei Grezzoni è fatta coincidere con il momento di massimo annegamento del ciclo TR di 2° ordine *Car4-No1* (fig. 18) poiché al tetto della Formazione di Vinca è stato rinvenuto un esemplare di *Galeanella panticae* che compare alla base del Norico. L'età del tetto dei Grezzoni è fissata dall'età del Marmo Nero di Colonnata che contenendo *Triasina hantkeni* deve essere attribuito al Norico superiore-Retico. Tra i Grezzoni e il Marmo Nero di Colonnata è presente un intervallo di 4-5 metri costituito da dolomie e metacalcari dolomitici giallastri con strutture di disseccamento sostituite lateralmente da breccie carbonatiche intraformazionali e livelli arrossati indicativi di temporanee, ripetute emersioni. A questo episodio regressivo, correlabile con l'evento *No2*, seguono condizioni marine prevalentemente subtidali e scarsamente ossigenate, rappresentate dai metacalcari del Marmo Nero di Colonnata. All'evento regressivo *No2* e agli eventi del tardo Retico (*Rh1-Rh2*) e dell'Hettangiano (*He1-He3*) sono da attribuire le Breccie di Seravezza. Questi eventi regressivi di 3° ordine molto ravvicinati nel tempo possono dar luogo ad un'unica ampia lacuna che si estende dal Norico superiore a quasi tutto l'Hettangiano. È da sottolineare che breccie carbonatiche pedogenetiche e paleosuoli rossi simili, a parte il metamorfismo, alle Breccie di Seravezza caratterizzano anche il tetto della Dolomia Principale del margine occidentale del Bacino Lombardo e della Piattaforma Veneta. In questi settori delle Prealpi, così come nelle Apuane, ripetuti episodi di emersione sono registrati dal Norico superiore/Retico all'Hettangiano (GAETANI *et alii*, 1998; JADOUL *et alii*, 2005; DAL PIAZ *et alii*, 2007; BERRA *et alii*, 2010). Breccie di emersione e terre rosse si rinvengono infatti interposte tra la Dolomia Principale (equivalente dei Grezzoni) e il soprastante Calcere di Zu (equiparabile al Marmo Nero di Colonnata), nonché all'interno del Calcere di Zu e alla base dei calcari di piattaforma più o meno dolomitizzati dell'Hettangiano/Sinemuriano equiparabili ai Marmi Dolomitici e ai Marmi delle Apuane.

Nell'Unità tettonica della Falda Toscana non sono conosciuti termini più vecchi del Norico superiore (Sevatico), come testimonia la presenza di *Triasina hantkeni* nella parte basale delle Dolomie di Coregna (La Spezia) e del Calcere Cavernoso nei dintorni di Roggio (Foglio 249 - Massa Carrara), le prime attribuite comunemente in letteratura al Carnico-Norico inferiore (ABBATE *et alii*, 2005), il secondo al Norico-Retico *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1968, 1971a,b; DALLAN NARDI & NARDI, 1978) e da alcuni anche al Carnico (CITA SIRONI *et alii*, 2006). L'età del tetto delle Dolomie di Coregna è vincolata dalla presenza di *Griphoporella curvata* (= *Pentaporella rhaetica* in BARATTOLO *et alii*, 1993) rinvenuta alla base della Formazione di La Spezia. L'insieme delle Dolomie di Coregna-Formazione di La Spezia del Foglio 248 - La Spezia e l'insieme Calcere Cavernoso-Calcari e Marne a Rhaeticavola contorta del Foglio 249 - Massa Carrara sono quindi perfettamente

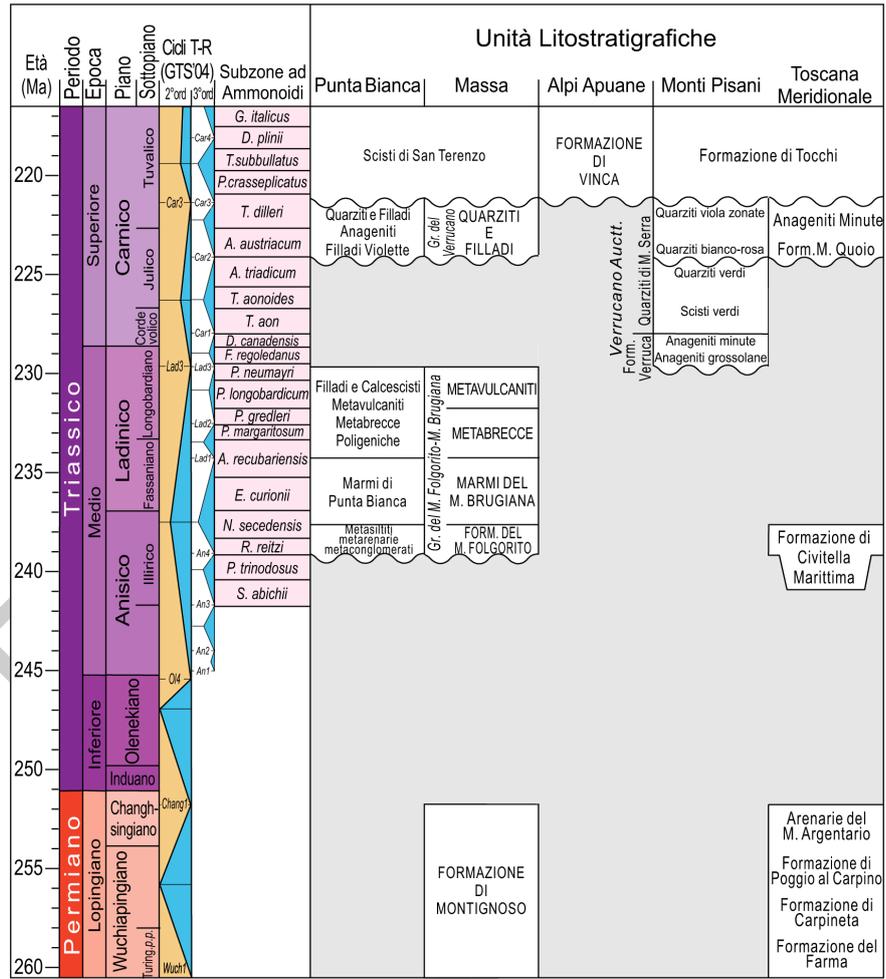


Fig. 20 - Schema cronostratigrafico della successione dell'Unità di Massa dal Permiano superiore al Triassico Superiore p.p. e correlazione con analoghe successioni metamorfiche della Toscana e di Punta Bianca (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano). I nomi delle formazioni distinte cartograficamente nel Foglio 249 - Massa Carrara sono in maiuscolo.

coevi ed evidenziano nel complesso una architettura deposizionale in approfondimento, identificabile con il tratto trasgressivo del ciclo di 2° ordine limitato alla base dall'evento regressivo *No2*. Una analisi sedimentologica condotta nei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta affiorante a nord e ad est del nucleo metamorfico apuano ha permesso il riconoscimento degli episodi regressivi di 3° ordine *Rh1* e *Rh2* che caratterizzano il tratto retico di questa trasgressione. Nella parte alta dei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta è presente un orizzonte argillitico nero correlabile con gli "Strati di Grotta Arpaia" (Portovenere - La Spezia) espressione di un evento anossico conosciuto a scala globale in prossimità del limite Retico-Hettangiano (HESSELBO *et alii*, 2007; MCROBERTS *et alii*, 2007; BONIS *et alii*, 2010; RIGO *et alii*, 2013). Questo evento coincide con una forte escursione negativa nell'andamento del $\delta^{13}\text{C}$, nota come "Latest Triassic CIE" (Carbonate Isotope Excursion), e con una altrettanto forte sottosaturazione in CaCO_3 delle acque oceaniche che determina una crisi nel potenziale di biocalcificazione e una minore produttività di carbonati nelle piattaforme. Questa sottosaturazione delle acque marine viene comunemente associata all'intensa attività vulcanica che ha dato luogo alla Provincia Magmatica Centro-Atlantica (CAMP in HESSELBO *et alii*, 2007). È molto probabile che gli "Strati di Grotta Arpaia" rappresentino il massimo approfondimento (*maximum flooding surface*) del ciclo di 3° ordine *Rh2-He1* (fig. 18). Le Dolomie del M. Castellana, caratterizzate come nell'area tipo (Foglio 248 - La Spezia) da cicli inter-sopratidali con frequenti episodi di emersione sono attribuibili all'Hettangiano *p.p.*, un intervallo temporale caratterizzato a livello globale da cicli T-R di 3° ordine estremamente ravvicinati nel tempo (OGG *et alii*, 2016). Da calcari dolomitici biancastri sovrastanti i "Calcari a Rhaetavicula contorta" (quindi dalla formazione denominata in queste note Dolomie del M. Castellana) proviene l'esemplare di *Arietites (Alsasites) liasicus* D'ORBIGNY rinvenuta presso Tenerano da Savi nel 1833 (MERLA, 1951; TREVISAN, 1959), esemplare che definisce l'omonima biozona dell'Hettangiano. Allo stesso intervallo temporale devono essere assegnati parte dei Marmi Dolomitici dell'"Autoctono" *Auctt.* per l'eccezionale ritrovamento di *Caloceras* sp. rinvenuto in marmi oncoidici di mare basso affioranti a Poggio Troncone presso Vinca (TREVISAN, 1959). Il genere *Caloceras* infatti comprende la parte alta della Zona Planorbis e la Zona Liasicus. La formazione del Calcare Massiccio (colonna c in fig. 18) non affiora nell'area compresa nel Foglio 249 - Massa Carrara, la sua definizione cronostatigrafica però è indispensabile per fissare l'età dei Marmi delle Apuane che ne rappresentano l'equivalente metamorfico. A partire dalla Turrite di Gallicano, poco fuori del Foglio 249 - Massa Carrara e spostandosi verso sud, il Calcare Massiccio comprende una porzione inferiore costituita da dolomie e calcari dolomitici prevalentemente grigi e una porzione superiore costituita da calcari bianchi (NARDI, 1961). Nello schema cronostatigrafico da noi proposto la porzione inferiore è correlata in parte

con le Dolomie del M. Castellana (e nella successione metamorfica con i Marmi Dolomitici), la porzione superiore è correlata con la parte alta dei Calcari ad Angulata e, nella successione metamorfica, con la parte dei Marmi delle Apuane che comprende i Marmi bianchi e grigi e la varietà bardiglio localmente presente al tetto. La gran parte del Calcare Massiccio bianco è attribuito al Sinemuriano inferiore perché contiene comunemente *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Aeolisaccus dunningtoni* e *Palaeodasycladus mediterraneus* (FAZZINI *et alii*, 1968) mai associati ad *Orbitopsella praecursor* o ad altri foraminiferi bentonici con endoscheletro complesso quali hauranidi e lituoseptidi che compaiono nel Sinemuriano superiore (Lotharingiano). A testimoniare i rapporti di eteropia tra i Calcari ad Angulata (Formazione di Ferriera nel Foglio 248 - La Spezia) e la parte alta del Calcare Massiccio è la presenza di *Asteroceras* sp. e di *Catullocceras (Angulaticeras) dumortieri* nella parte alta dei Calcari ad Angulata affioranti a La Spezia (FEDERICI, 1968) e di *Kammerkaroceras guidonii*, *Partschiceras partschi* e *Cymbites laevigatus* al tetto del Calcare Massiccio, in facies encrinetica, affiorante nelle Colline di Campiglia e di Gerfalco in Toscana meridionale (DE STEFANI, 1874-75, 1877) indicative, ambedue le associazioni, della Zona Obtusum. L'eteropia tra le due formazioni era già stata messa in evidenza da SIMONELLI (1883) che attribuisce una associazione a gasteropodi e lamellibranchi rinvenuta nel Calcare Ceroide (= Calcare Massiccio) di Campiglia alla Zona Angulata. L'eteropia tra le due formazioni è confermata comunque dal fatto che ambedue sono sormontate dal Rosso Ammonitico, un corpo isopico a sedimentazione pelagica e condensata, deposto in tutto il Dominio Toscano a partire dal Sinemuriano superiore (Lotharingiano), Zona Obtusum *p.p.*

Lo schema cronostratigrafico di fig. 20 definisce la posizione stratigrafica e l'età delle unità litostratigrafiche dell'Unità di Massa fornendo anche una correlazione con la successione di Punta Bianca (Foglio 248 - La Spezia) e con altre successioni metamorfiche affioranti in Toscana. Nello schema cronostratigrafico proposto il nome delle unità litostratigrafiche delle successioni di Punta Bianca e dei Monti Pisani derivano rispettivamente dalle Note Illustrative del Foglio 248 - La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005) e da RAU & TONGIORGI (1974). Il nome e l'età delle varie unità litostratigrafiche appartenenti alle successioni metamorfiche della Toscana meridionale seguono COSTANTINI *et alii* (1980), CIRILLI *et alii* (2002), ALDINUCCI *et alii* (2003), CASSINIS (2003) e LAZZAROTTO *et alii* (2003), nonché ALDINUCCI *et alii* (2008a); PANDELI *et alii* (2008) per quanto concerne la Formazione del Farma. Nello schema, al Permiano superiore è attribuita la successione clastica che costituisce la base della copertura post-ercinica dell'Unità di Massa che, avendo affinità litologiche con la Formazione del Farma della Toscana meridionale, recentemente attribuita al Permiano superiore da ALDINUCCI *et alii* (2008a,b), potrebbe rappresentare il ciclo sedimentario di 2° ordine compreso tra gli eventi *Wuch1* e *Chang1*. A partire dal ciclo di 2° ordine medio triassico delimitato dagli eventi *O14*

e *Lad3* è attribuibile la successione a composizione mista silicoclastico-carbonatica appartenente al Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana. Questa attribuzione si basa sulla presenza nel Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana di metacalcari (Marmi del M. Brugiana) perfettamente correlabili con i metacalcari affioranti nel contiguo Foglio 248 - La Spezia (Marmi di Punta Bianca) attribuiti all'Anisico superiore-Ladinico inferiore sulla base di numerosi reperti fossiliferi includenti alghe, ammonoidi e conodonti (ABBATE *et alii*, 2005). L'evento di emersione che deve necessariamente limitare i depositi marini medio-triassici (a Punta Bianca e nell'Unità di Massa) dai sovrastanti depositi continentali del Gruppo del Verrucano è stato correlato con il picco regressivo di 2° ordine *Lad3* che rappresenta un'importante abbassamento del livello del mare a scala globale. Questo evento nei domini tetidei occidentali e in particolare nel Sudalpino è testimoniato dalle profonde incisioni paleocarsiche al tetto delle piattaforme medio triassiche che indicano una generalizzata diminuzione nel tasso di subsidenza dei bacini e prolungati episodi di emersione (GIANOLLA & JACQUIN, 1998; GAETANI *et alii*, 1998; FEIST BURKHARDT *et alii*, 2008). Nelle Alpi Giulie questo evento, testimoniato dalla presenza di un paleosuolo bauxitico spesso fino a due metri al tetto della Dolomia dello Sciliar, è stratigraficamente molto ben vincolato da un'associazione a conodonti, rinvenuta nei depositi sovrastanti il paleosuolo, che contiene *Paragondolella inclinata* la cui comparsa coincide con la base della Subzona ad ammoniti *Frankites regoledanus* (JADOUL *et alii*, 2002). Questo comporta che la base del Gruppo del Verrucano è prossima al limite Ladinico-Carnico. È molto verosimile che la successione clastica del Verrucano dei Monti Pisani (RAU & TONGIORGI, 1974), interpretata in termini sequenziali, possa rappresentare l'intero ciclo di 2° ordine *Lad3*-*Car3*. I depositi fluviali che marcano la base della trasgressione (Formazione della Verruca) sono infatti seguiti verso l'alto da depositi lagunari di età cordevolica e quindi deltizi (Quarziti di M. Serra) che rappresenterebbero rispettivamente il massimo approfondimento e il tratto regressivo del ciclo. Le metapeliti di piana alluvionale con poligoni di disseccamento e impronte di tetrapodi presenti al tetto delle Quarziti di M. Serra rappresenterebbero la chiusura del ciclo e non possono quindi essere più recenti del picco regressivo *Car3* che cade all'inizio del Tuvalico. Impronte di tetrapodi sono state rinvenute anche a nord di Punta Bianca in quarziti e filladi al tetto dei depositi del Gruppo del Verrucano (SIRIGU & NICOSIA, 1995; NICOSIA & LOI, 2003). L'età degli Scisti di San Terenzo è basata sulla correlazione con la Formazione di Tocchi affiorante in Toscana meridionale la cui età carnica è basata su dati micropaleontologici (COSTANTINI *et alii*, 1980). La Formazione di Tocchi non è stata distinta cartograficamente nei Monti Pisani perché sottile e mal affiorante ma è stata riconosciuta al Colle La Panieretta (vedi RAU & TONGIORGI, 1974, pag. 335). Sull'età degli Scisti di San Terenzo correlabili, oltre che con la Formazione di Tocchi, anche con i Metacarbonati del Tinello e con la Formazione

di Vinca del nucleo metamorfico apuano abbiamo già discusso precedentemente a proposito dello schema cronostratigrafico di fig. 18.

La posizione stratigrafica e l'età dei depositi del Gruppo del Verrucano di Punta Bianca e dell'Unità di Massa possono essere ulteriormente precisate se si utilizza la cronostratigrafia sequenziale di 2° ordine che scandisce tre sequenze deposizionali all'interno del ciclo di 2° ordine *Lad3-Car3*. Basandosi sulle dettagliate descrizioni sedimentologiche di RAU & TONGIORGI (1974), anche nel Verrucano dei Monti Pisani sono riconoscibili più sequenze deposizionali trasgressivo-regressive. L'ultima di queste, costituita dall'insieme Quarziti bianco-rosa più Quarziti viola zonate, rappresenta la sequenza *Car2-Car3*. Poiché il Gruppo del Verrucano di Punta Bianca, così come quello dell'Unità di Massa, costituisce nel suo insieme una unica sequenza trasgressivo-regressiva, è ovvio che esso sia correlabile con la parte alta delle Quarziti di Monte Serra dei Monti Pisani, ovvero con l'insieme Quarziti bianco-rosa e Quarziti viola zonate (fig. 20).

Nella fig. 21 e fig. 22 sono riportate alcune sezioni colonnari composite rappresentative delle diverse successioni sedimentarie della Falda Toscana (a-c) e dell' "Autoctono" *Auctt.* (A-D). La sezione colonnare (c) in fig. 21, rappresentativa delle potenti successioni affioranti nella Turrice di Galliciano, in Val di Serchio e in Val di Lima situate subito a est e a sud del Foglio 249 - Massa Carrara (fig. 17), è stata inclusa perché oltre a rappresentare l'equivalente non metamorfico delle successioni che caratterizzano l'Unità dell' "Autoctono" *Auctt.*, permette di evidenziare le notevoli differenze di facies e spessore esistenti nelle successioni del Dominio Toscano.

Dettagli sulla copertura post-ercinica dell'Unità tettonica di Massa sono forniti nella fig. 23 nella quale viene anche proposta una correlazione tra le successioni stratigrafiche composite dell'Unità di Massa e la successione di Punta Bianca. I nomi delle unità litostratigrafiche della successione di Punta Bianca derivano dal Foglio 248 - La Spezia.

3.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

L'Unità tettonica della Falda Toscana affiora ampiamente intorno al nucleo metamorfico delle Alpi Apuane ed è rappresentata da una successione stratigrafica che si estende dal Triassico Superiore *p.p.* (formazione del Calcere Cavernoso) a parte del Miocene inferiore (formazione del Macigno). La successione è spesso tagliata da importanti faglie dirette a basso angolo (LANF, *Low-Angle Normal Faults*) che hanno determinato localmente l'elisione di importanti porzioni di successioni (fig. 17). Le superfici di taglio maggiori, riconosciute alla base della Scaglia Toscana, portano l'insieme Scaglia-Macigno direttamente a contatto con i Calcari ad Angulata (es. nella zona di Uglianaldo e lungo il versante sinistro orografico della Valle dell'Edron a sud di Careggine), con la totale elisione della porzione di successione

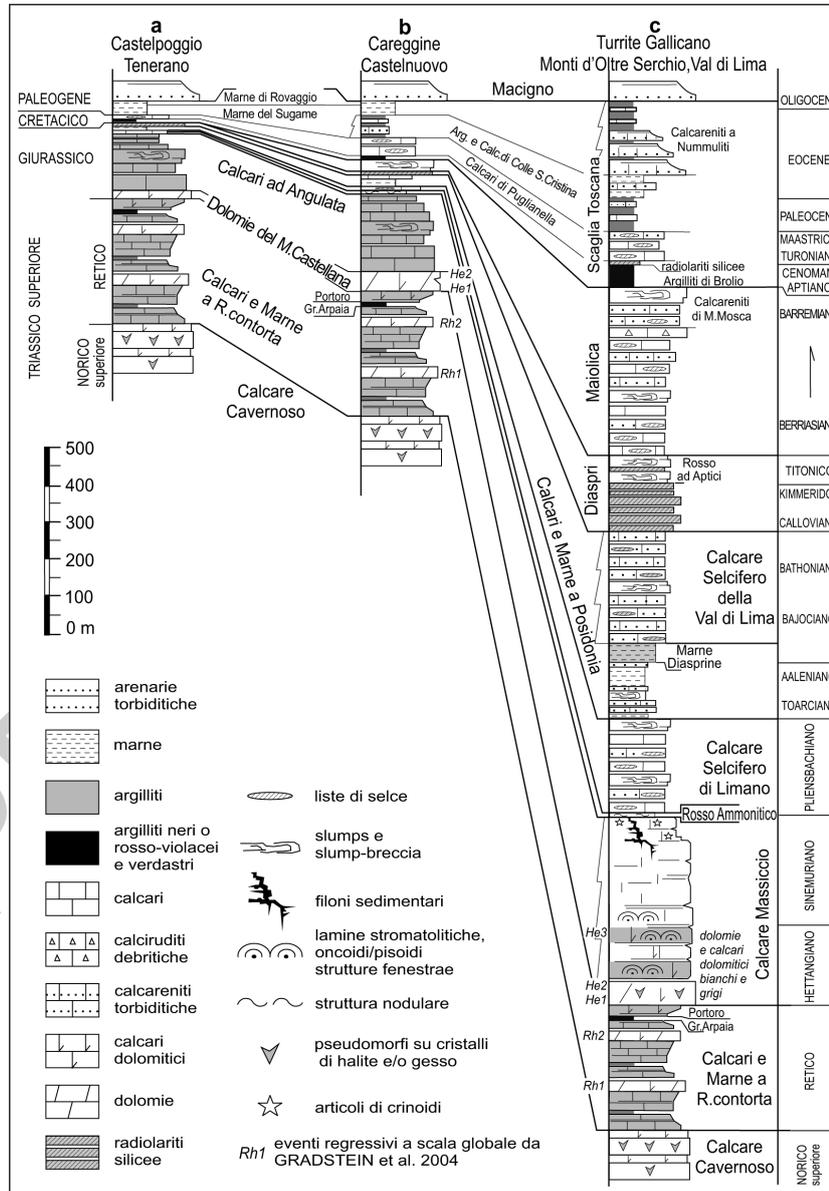


Fig. 21 - Schema di correlazione tra le successioni sedimentarie che caratterizzano la Falda Toscana nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara e in aree limitrofe. Le lettere minuscole in corrispondenza delle sezioni colonnari si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di fig. 17 (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano).

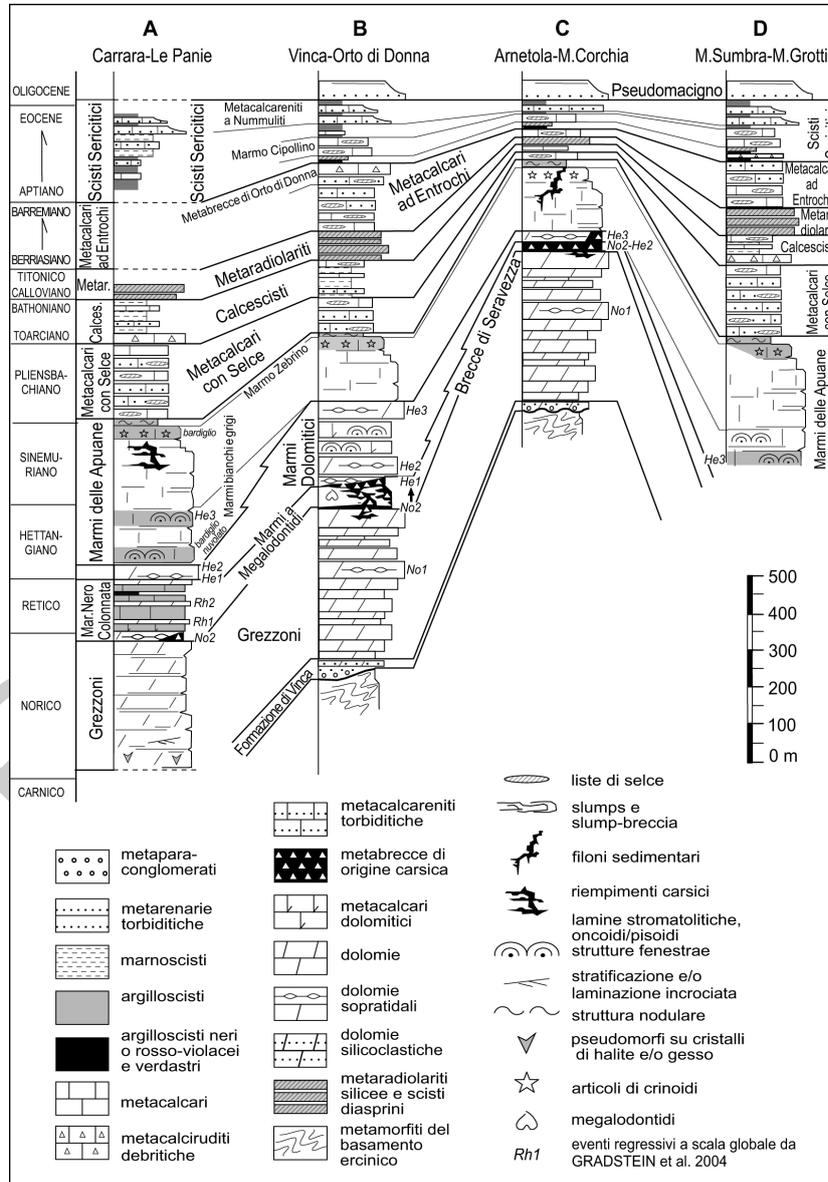


Fig. 22 - Schema di correlazione tra le successioni sedimentarie che caratterizzano l'Unità tettonica dell' "Autoctono" Auctt. Le lettere maiuscole in corrispondenza delle sezioni colonnari si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di fig. 17 (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano).

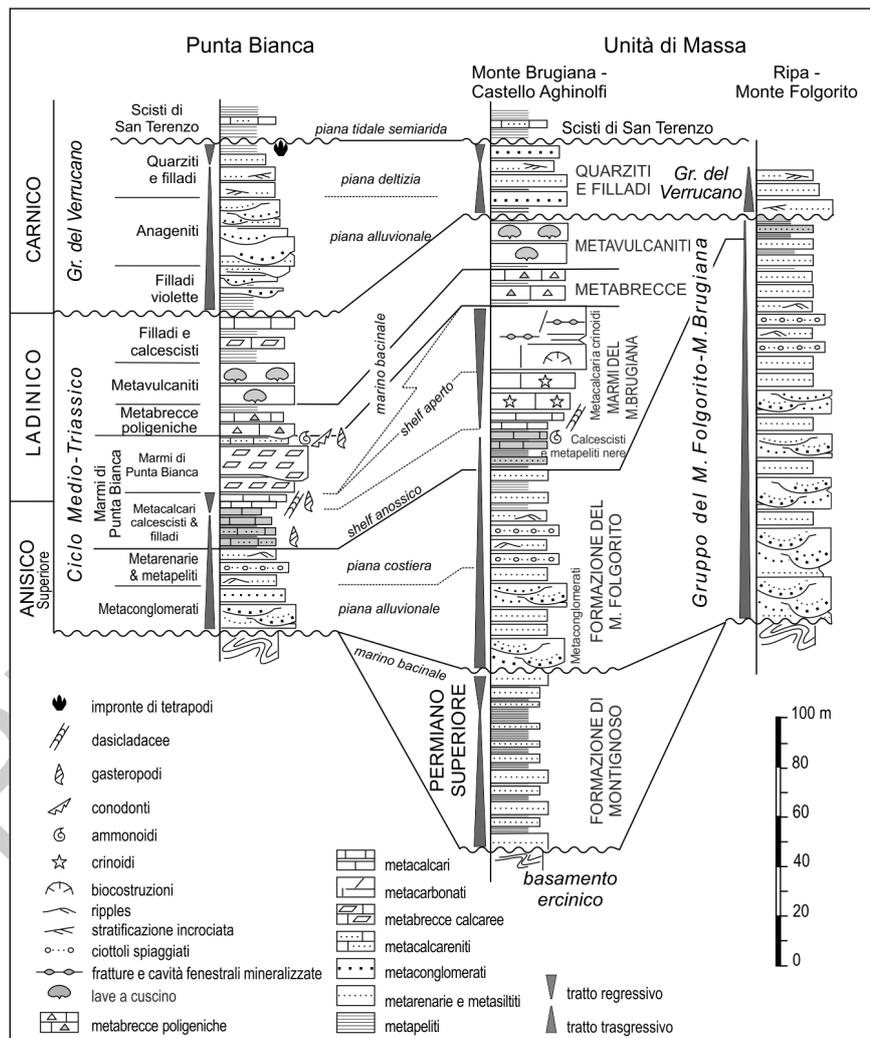


Fig. 23 - Sezioni colonnari composite della successione post-ercinica dell'Unità tettonica di Massa e sua correlazione con la successione di Punta Bianca (La Spezia). I nomi delle formazioni distinte cartograficamente nel Foglio 249 - Massa Carrara sono in maiuscolo. I nomi delle unità litostratigrafiche della successione di Punta Bianca derivano dal Foglio 248 - La Spezia.

compresa tra la parte bassa della Scaglia Toscana e il Rosso Ammonitico. Filtrando le riduzioni di spessore imputabili ad elisioni tettoniche nell'area peri-apuana si riconoscono tre tipi di successioni stratigrafiche che presentano caratteristiche di facies diverse a partire dall'Hettangiano *p.p.* (fig. 18, fig. 19, fig. 21 e fig. 22):

- a) successioni caratterizzate da depositi carbonatici intertidali dell'Hettangiano *p.p.* (Dolomie del M. Castellana) seguiti da depositi di rampa carbonatica distale dell'Hettangiano *p.p.*-Sinemuriano superiore (Lotharingiano) *p.p.* (Calcari ad Angulata) e quindi da depositi emipelagici più o meno condensati (Rosso Ammonitico). È la successione tipo **a** che caratterizza la zona a ovest e a nord delle Apuane (fig. 18 e fig. 21);
- b) successioni come le precedenti ma meno condensate a partire dal Rosso Ammonitico e che nella porzione cretacico superiore-eocenica inferiore contengono risedimenti con abbondante materiale derivato da piattaforme di mare basso. È la successione di tipo **b** che caratterizza in parte la zona est del nucleo metamorfico apuano (fig. 19 e fig. 21);
- c) successioni caratterizzate da depositi di piattaforma carbonatica intertidale fino al Sinemuriano sup (Lotharingiano *p.p.*) (Calcare Massiccio) seguiti dal Rosso Ammonitico e quindi da spessi depositi bacinali con risedimenti gravitativi a partire dal Pliensbachiano superiore (Domeriano) *p.p.* e con consistenti apporti di materiale di mare basso a partire dal Bajociano *p.p.*. È la successione di tipo **c** che caratterizza parte delle aree a est e soprattutto a sud delle Apuane (fig. 18, fig. 19 e fig. 21).

Le caratteristiche deposizionali dei Calcari ad Angulata e la loro distribuzione areale suggeriscono una debole flessura della piattaforma infraliassica verso nord ovest guidata da faglie dirette o transtensive molto probabilmente cieche per la assenza di importanti risedimenti grossolani indicativi di scarpate di faglia attiva. L'annegamento generalizzato dello *shelf* carbonatico verificatosi successivamente, nel corso del Sinemuriano superiore, è stato invece accompagnato da sistemi di frattura che hanno lasciato la loro impronta di fagliazione superficiale al tetto del Calcare Massiccio e che sono rappresentati dai filoni sedimentari riempiti di sedimenti calcarei pelagici equivalenti del Rosso Ammonitico (FAZZUOLI *et alii*, 2002). È da notare a questo proposito che l'annegamento della piattaforma infraliassica del Dominio Toscano coincide grosso modo con le fasi di *rifting* dell'Atlantico Centrale posto tra 190 e 195 Ma (fig. 19). Anche il successivo drastico cambio di sedimentazione che avviene nel Dominio Toscano, quello che si manifesta con la sedimentazione biosilicea delle radiolariti (Diaspri) è in concomitanza con un drastico aumento della velocità di espansione dell'Atlantico Centrale verificatosi tra il Bajociano/inizio Calloviano (età della anomalia magnetica "Blake Spur") e la base del Titoniano (SAHABI *et alii*, 2004; LABAILS *et alii*, 2009, 2010).

Prima di passare alla descrizione delle unità litostratigrafiche distinte nel Foglio

249 - Massa Carrara, riteniamo opportuno fare alcune considerazioni di carattere generale sui termini triassici delle successioni toscane metamorfiche e non, che rivestono problematiche regionali a nostro avviso ancora aperte. Queste considerazioni riguardano:

- a) i rapporti tra i termini triassici della successione non metamorfica della Falda Toscana e i termini triassici della successione metamorfica di Punta Bianca-Lerici;
- b) l'età dei termini più antichi della Falda Toscana;
- c) i rapporti tra il Calcare Cavernoso e le evaporiti triassiche toscane attribuite alla Formazione di Burano.

Per quanto riguarda i rapporti tra i termini triassici non metamorfici della Falda Toscana e i termini triassici metamorfici di Punta Bianca-Lerici è da rilevare che nel Foglio 96 - Massa a scala 1:100.000 e nelle relative Note Illustrative (TREVISAN *et alii*, 1971b) la successione metamorfica di Punta Bianca veniva considerata come la base stratigrafica della Falda Toscana, la quale si sarebbe scollata dal suo substrato in corrispondenza di depositi evaporitici. Negli anni successivi la successione di Punta Bianca è stata per lo più assimilata all'Unità di Massa o più genericamente al sistema di scaglie "parautoctone" che separa la Falda Toscana dal cosiddetto "Autoctono" *Auctt.*. Successivamente CIARAPICA & PASSERI (1982, 1994) e CIARAPICA & ZANINETTI (1984) hanno riproposto l'ipotesi dell'originaria continuità stratigrafica tra la successione di Punta Bianca e la successione della Falda Toscana affiorante a La Spezia legando in un unico ciclo sedimentario marino gli Scisti di S. Terenzo (parte alta della successione di Punta Bianca di età verosimilmente carnica) e le Dolomie di Coregna (parte bassa della successione mesozoico-terziaria del Monte Parodi, attribuita al Carnico). Questa ricostruzione, più recentemente ripresa anche in ABBATE *et alii* (2005) e CIARAPICA & PASSERI (2005) è del tutto insostenibile. Infatti, anche a voler considerare come una superficie di scollamento locale il contatto tettonico tra Scisti di San Terenzo e le sovrastanti Dolomie di Coregna (Calcare Cavernoso *Auctt.*), osservabile in tutta la parte orientale del Golfo di La Spezia, bisogna comunque spiegare il salto di metamorfismo che esiste tra gli Scisti di San Terenzo (LEONI & PERTUSATI, 2003) e la soprastante Falda Toscana (CAROSI *et alii*, 2003; MOLLI *et alii*, 2018b). Questo salto di metamorfismo implica l'esistenza di una sezione crostale di spessore non indifferente che doveva essere originariamente interposta tra le due unità e che è stata elisa dopo il raggiungimento del picco metamorfico, con ogni probabilità nel corso dell'esumazione dell'unità inferiore. Non è pertanto possibile accorpare in un'unica successione stratigrafica termini che hanno registrato storie di seppellimento e deformazione diverse nel corso della compressione neogenica.

Per quanto riguarda l'età da attribuire ai termini più antichi della Falda Toscana

è da notare che nel Foglio 95 - Spezia a scala 1:100.000 (rilevato da D. Zaccagna nel 1884-1896) il termine più antico della successione toscana, affiorante al Monte Parodi, era rappresentato da calcari brecciformi e cavernosi (Calcare Cavernoso *Auctt.*) attribuiti al Retico. Nel Foglio 248 - La Spezia a scala 1:50.000 il Calcare Cavernoso dei vecchi autori è stato re-interpretato come una breccia tettonica (Brecce di Maralunga in ABBATE *et alii*, 2005) e la base della Falda Toscana è fatta coincidere con l'unità litostratigrafica denominata Dolomie di Coregna (CIARAPICA & PASSERI, 1980a). Questa formazione, indicativa di una piana tidale a sedimentazione prevalentemente carbonatica, è costituita da alcune decine di metri di dolomie con pseudomorfi di cristalli di gesso, calcari dolomitici localmente stromatolitici e subordinate calcareniti ooidiche grigie caratterizzate dall'abbondanza di granuli di quarzo detritico che, ove concentrati, disegnano una evidente laminazione piano-parallela e incrociata da *ripple*. CIARAPICA & ZANINETTI (1984) hanno rinvenuto nelle Dolomie di Coregna un'associazione a foraminiferi bentonici costituita da *Triadodiscus eomesozoicus*, *Aulotortus praegaschei*, *A. ex gr. sinuosus*, *A. ex gr. tenuis*, *A. ex gr. impressus*, *Agathammina ?iranica*, *Glomospirella capellinii* e *G. ex gr. kuthani* ed hanno attribuito la formazione al Carnico-?Norico inferiore. L'età attribuita alle Dolomie di Coregna ha rappresentato un'importante vincolo sull'età della sovrastante Formazione di La Spezia (equivalente di una parte dei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta *Auctt.*) considerata norica nella sua parte inferiore e retica nella sua parte superiore dove sono state rinvenute sempre dagli stessi autori diversi esemplari di *Triasina hantkeni*. Verso il basso, come già detto, le Dolomie di Coregna sono state legate stratigraficamente agli Scisti di San Terenzo e questo ha portato ad estendere al Carnico le correlazioni tra la successione della Falda Toscana e le successioni toscane metamorfiche, con tutte le conseguenze che ne derivano in termini di ricostruzioni paleogeografiche (vedi CIARAPICA, 1990; CIARAPICA & PASSERI, 1994, 1998, 2005). Una rivisitazione della successione triassica di La Spezia ci ha permesso di raccogliere nuovi dati che portano a conclusioni differenti da quelle espresse nella letteratura citata precedentemente. Nei calcari alla base della successione del Monte Parodi, cartografato da D. Zaccagna come calcari brecciformi e cavernosi (Calcare Cavernoso *Auctt.*) si rinvengono, come in molti altri affioramenti della Toscana settentrionale, pseudomorfi di sparite/microsparite su cristalli di gesso ed halite associati a cavità poligonali corrispondenti a modelli esterni di sali. Litotipi analoghi, tipici del Calcare Cavernoso, testimoniano condizioni iperaline e sono stati riconosciuti anche all'interno delle Dolomie di Coregna. Queste osservazioni ci hanno spinto ad effettuare una fitta campionatura nelle Dolomie di Coregna delle località descritte in CIARAPICA & ZANINETTI (1984) con l'obiettivo di riesaminarne la microfacies. Il risultato principale è rappresentato dal ritrovamento, in calcareniti ooidiche con al nucleo granuli di quarzo, di ben preservati esemplari di *Triasina hantkeni* associati a *T. oberhauseri*, *Auloconus*

permodiscoides, *Aulotortus communis*, *A. friedli*, *A. tenuis*, *Gandinella* spp., *Griphoporella curvata* e numerosissime *Parafavreina thoronetensis* sin dalla parte più bassa della successione. Il riconoscimento di *Triasina hantkeni* nelle Dolomie di Coregna, unitamente alla presenza di litologie tipiche del Calcare Cavernoso alla base e all'interno di questa unità ci riporta, in accordo con i vecchi autori, ad un'età della base della Falda Toscana non più vecchia del Norico superiore (Sevatico). Conseguentemente qualunque ricostruzione paleogeografica del Dominio Toscano Interno riferita a tempi precedenti il Norico superiore-Retico non può essere basata che su speculazioni, dal momento che non è conservata nell'Unità tettonica della Falda Toscana alcuna registrazione sedimentaria più vecchia di questa età. È da sottolineare che depositi analoghi alle Dolomie di Coregna, caratterizzati dall'abbondanza di quarzo detritico e dalla presenza di *Triasina hantkeni* (fig. 24a,b), sono noti anche nel Retico del Bacino Lombardo, ad esempio nella porzione inferiore del Calcare di Zu (JADOUL *et alii*, 2005).

Quanto infine ai rapporti tra il Calcare Cavernoso e le evaporiti triassiche toscane attribuite alla Formazione delle Anidriti di Burano è da ricordare che a partire dall'importante sintesi di MERLA (1951) sull'Appennino settentrionale e soprattutto dopo i lavori di TREVISAN (1955, 1963) e VIGHI (1958) viene comunemente riportato in letteratura (CITA SIRONI *et alii*, 2005) come fatto accertato:

- che il Calcare Cavernoso derivi da un'originaria alternanza di dolomie ed anidriti;
- che questi depositi evaporitici costituiscano l'orizzonte di scollamento della Falda Toscana ed abbiano agito da lubrificante tettonico nel corso della traslazione di questa verso oriente;
- che in Toscana meridionale sia conservato il passaggio stratigrafico tra il Calcare Cavernoso e una potente successione evaporitica del Triassico Superiore, osservabile in superficie soltanto in limitati sparsi affioramenti ma ben conosciuta in sottosuolo perché attraversata da numerosi sondaggi;
- che questa successione evaporitica sia correlabile per facies ed età alla Formazione delle Anidriti di Burano della successione umbro-marchigiana definita da MARTINIS & PIERI (1964) e attribuita al Norico-Retico da CIARAPICA *et alii* (1987).

Secondo il Catalogo delle formazioni della Carta Geologica D'Italia in scala 1:50.000 (CITA SIRONI *et alii*, 2006), in Toscana meridionale le Anidriti di Burano poggerebbero sulla Formazione di Tocchi (filladi e quarzareniti interstratificate con dolomie e anidriti) o sulle Filladi di Boccheggiano (alle quali le Anidriti di Burano farebbero passaggio graduale attraverso non meglio specificati "cicli anidritico-dolomitico-filladici") e sarebbero delimitati a tetto dai Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta. Appare sorprendente che in documenti ufficiali di cartografia geologica siano riportati come fatti accertati scenari quantomeno inverosimili e che nessun autore si sia posto il problema di spiegare come sia possibile una continuità

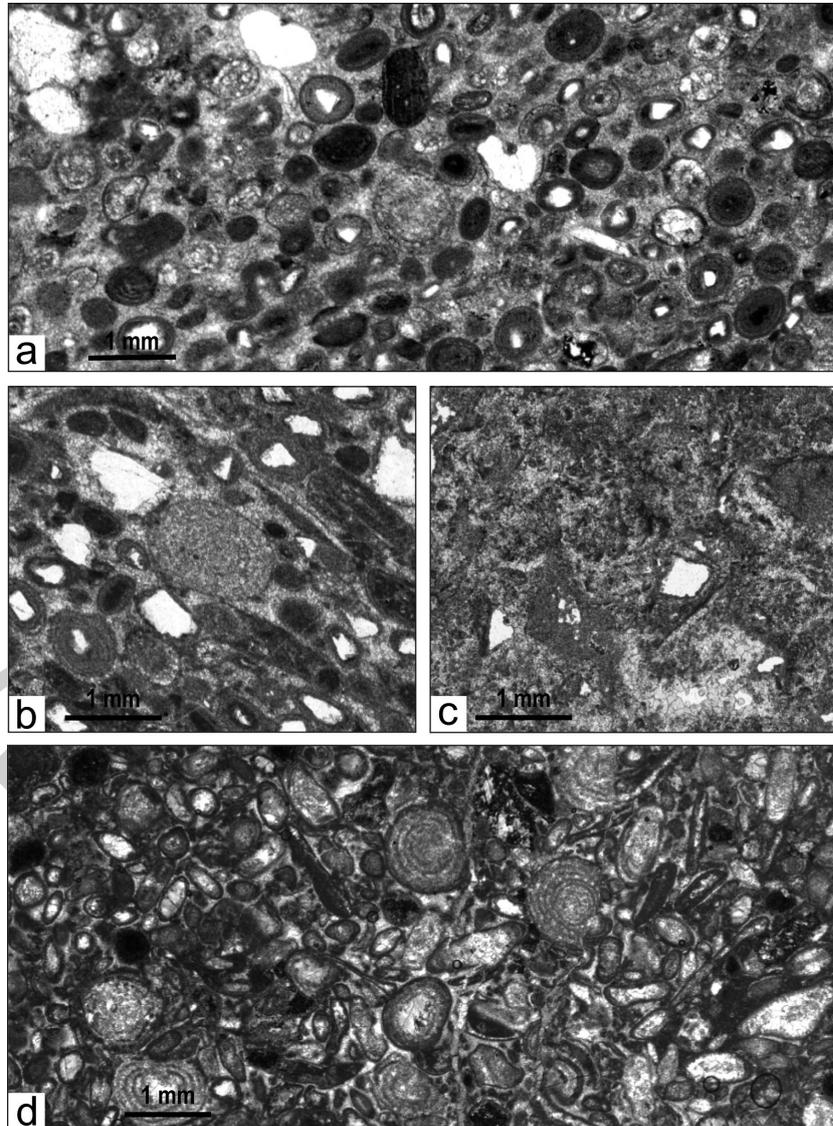


Fig. 24 - Falda Toscana. a, b) Dolomie di Coregna, versante est di M. Parodi (La Spezia), cava abbandonata: packstone ricristallizzati con ooidi, granuli di quarzo e *Triasina hantkeni*; c) Calcare Cavernoso, Monte Tontorone a sud-est di Gorfigliano: facies vacuolare con cavità da dissoluzione di sali parzialmente riempite da micrite; d) Calcare Cavernoso, Monte Tontorone a sud-est di Gorfigliano: packstone ricristallizzati con *Triasina hantkeni*.

deposizionale all'interno di una successione costituita in basso da terreni carnici interessati da un metamorfismo neogenico in facies scisti verdi (Formazione di Tocchi e Filladi di Boccheggiano, vedi età dei depositi in COSTANTINI *et alii* 1980, 1983) e in alto da terreni del Norico superiore-Retico (Calcare Cavernoso e Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta) non interessati da metamorfismo. Lo stesso discorso vale anche in Toscana settentrionale dove gessi e anidriti affiorano in giacitura problematica insieme a quarziti e metamorfiti di basso grado al Passo del Cerreto (GHELARDONI *et alii*, 1965; DALLA CASA & GHELARDONI, 1967a,b; CALZOLARI *et alii*, 1987) e nella finestra tettonica di Soraggio (Gessi di Sassalbo in PLESI, 2002; PUCCINELLI *et alii*, 2015). Questi depositi evaporitici, assimilati in letteratura alle Anidriti di Burano, sarebbero legati stratigraficamente al Calcare Cavernoso e al resto della successione toscana non metamorfica, dimenticando che in realtà questi termini hanno una storia termo-barica completamente differente (LUGLI, 2001; LEONI & PERTUSATI, 2003). Per il resto della Toscana settentrionale, prendendo in considerazione tutte le zone nelle quali il Calcare Cavernoso si trova in regolare giacitura alla base della Falda Toscana e in sicuro contatto stratigrafico con il Calcare a Rhaetavicula contorta, soltanto in un sondaggio presso Lucca sono state incontrate delle anidriti e queste sono state descritte come un classico esempio di "roccia madre" del Calcare Cavernoso alla base della Falda Toscana (GIANNINI & NARDI, 1965). La sezione geologica rappresentata nella fig. 25 del citato lavoro mostra tuttavia che queste anidriti, attraversate per circa 350 metri, giacciono su metapeliti e metarenarie del Verrucano e potrebbero pertanto appartenere alla successione metamorfica. Una loro posizione primaria tra il Verrucano e i marmi non richiederebbe gli artifici grafici geologicamente poco credibili che sono stati necessari per giustificare la loro giacitura alla base della Falda Toscana. In conclusione noi riteniamo che il postulato dell'esistenza nel Dominio Toscano di una potente successione di evaporiti continua dal Carnico al Norico, sostituita lateralmente nell'area di La Spezia dai depositi misti silicoclastici-carbonatici delle Dolomie di Coregna (Bacino di La Spezia in CIARAPICA & PASSERI, 2005), debba essere seriamente messo in discussione, tanto più che un Norico evaporitico rappresenta un'anomalia nel quadro stratigrafico di tutto l'Appennino e delle Alpi sia meridionali che settentrionali. Con questo non intendiamo certamente negare che il Calcare Cavernoso rappresenti un episodio evaporitico e che sia quindi legato da rapporti stratigrafici a depositi evaporitici. Intendiamo solo affermare che il Calcare Cavernoso della Falda Toscana può essere legato solamente ad una parte delle evaporiti attribuite alle Anidriti di Burano, certamente non a quelle associate alle metamorfiti. È molto probabile che al Calcare Cavernoso siano legate solo le evaporiti con intercalate dolomie che hanno restituito le ricche associazioni a microforaminiferi bentonici di età Norico superiore-Retico includenti i generi *Aulotortus*, *Gandinella*, *Glomospirella* (MARTINI *et alii*, 1989) e *Triasina hantkeni* (CIARAPICA *et alii*,

1987). Mentre le evaporiti attraversate in sondaggio nell'area di Boccheggiano e in altre parti della Toscana meridionale (vedi VIGHI, 1966), associate a metamorfiti di basso grado e contenenti microfaune scarse e mal preservate indicative del Carnico (presenza di *Triadodiscus eomesozoicus*, “*Trochamminids*” in MARTINI *et alii*, 1989) e mal preservati microforaminiferi bentonici agglutinati del tipo *Meandrospira* e *Meandrospiranella* (in COSTANTINI *et alii*, 1983), potrebbero rappresentare l'evento Carnico al tetto del Verrucano ed essere quindi coeve della Formazione di Tocchi (fig. 20). Vale la pena ricordare che nei domini peritetidei l'episodio di aridità e di generalizzata sedimentazione evaporitica è testimoniata proprio nel Carnico superiore dalle facies “raibliane” *Auctt.*, depositi terrigeni di piana costiera seguiti da evaporiti e dolomie, anche cariate, di piana tidale come la Formazione di Travenanzes nel Sudalpino orientale (NERI *et alii*, 2007; ZANFERRARI *et alii*, 2011). Da non dimenticare infine che calcari vacuolari del Norico superiore-Retico, simili al Calcare Cavernoso, sono noti in varie località della regione mediterranea (es. nelle Prealpi Lombarde: GAETANI *et alii*, 1998; GALLI *et alii*, 2007; JADOUŁ *et alii*, 2012, e in Sicilia: MARTINI *et alii*, 2007) e testimoniano episodi evaporitici che si sono verificati intorno al limite Norico-Retico e nel Retico.

3.1.1. - *Calcare Cavernoso (CCA)*

SINONIMI: “Calcare a cellette” *Auctt.*; “Rauckwacke” o “Rauchkalk” degli autori tedeschi; “Dolomite cellulosa” (PILLA, 1845); “Calcare Cavernoso e Carniole” (COCCHI, 1864); “Calcari cavernosi” (CAPELLINI, 1902); “Calcari dolomitici brecciformi e Cavernosi” (ZACCAGNA, 1928); “Retico Cavernoso” (ZACCAGNA, 1932, 1935); “Dolomie di Coregna” (CIARAPICA & PASSERI, 1982).

AFFIORAMENTI TIPICI: Monte Tontorone a sud di Gorfigliano, Torre di Monzone.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: il Calcare Cavernoso è sviluppato tutt'intorno alla finestra tettonica delle Alpi Apuane alla base dell'Unità della Falda Toscana.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: il termine “Calcare Cavernoso” si riferisce a calcari grigi vacuolari caratterizzati dalla presenza di cavità poligonali legate alla dissoluzione di originari cristalli di sale. Queste cavità sono spesso obliterate da una pervasiva dissoluzione differenziale che dà luogo ad una struttura a cellette (*boxwork structure*) rappresentata da un reticolo grossolano di cavità irregolari (fig. 25a). Nelle facies non vacuolari sono localmente presenti all'interno della roccia plaghe irregolari e sferule millimetriche di color bianco o giallo oro che risaltano nella massa del calcare grigio scuro. Il Calcare Cavernoso è classicamente considerato derivare dalla trasformazione di una originaria alternanza di dolomie ed anidriti trasformata a seguito di fenomeni di idratazione, dedolomitizzazione, brec-

ciatura (autoclastica e non) e successiva dissoluzione dei solfati (BURCKHARDT, 1946; MERLA, 1951; TREVISAN, 1955; VIGHI, 1958; TREVISAN *et alii*, 1971b).

Nella cartografia geologica corrente sono state spesso incluse nel Calcere Cavernoso breccie monogeniche e poligeniche, caratterizzate anch'esse da un aspetto vacuolare ma contenenti clasti provenienti dalle successioni non metamorfiche della Falda Toscana e dalle sottostanti successioni metamorfiche dell' "Autoctono" *Auctt.*. A queste breccie sono state date interpretazioni molto diverse, da depositi discordanti sulle unità metamorfiche prima della messa in posto della Falda Toscana (DALLAN NARDI & NARDI, 1973; PATACCA *et alii*, 1973; FEDERICI & RAGGI, 1974; SANI, 1985; PAGLIAZZI *et alii*, 1994) a breccie cataclastiche sviluppate alla base del Calcere Cavernoso della Falda Toscana (TREVISAN *et alii*, 1968, 1971b; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990), successivamente rimaneggiato da fenomeni carsici più o meno recenti (CERRINA FERONI *et alii*, 1976). Breccie di questo tipo, spesso confuse con le "Carniole" *Auctt.*, si rinvengono frequentemente in molti settori di catena, dalle Alpi Meridionali (ALBERTO *et alii*, 2005, 2007) alla Grecia (POMONI-PAPAIOANNOU & KARAKITSIOS, 2002) alla Spagna meridionale (OROZCO *et alii*, 1999), sempre in corrispondenza di importanti discontinuità tettoniche che coinvolgono successioni carbonatico-evaporitiche triassiche. Per questo tipo di depositi, di età compresa tra il tardo Neogene e il Quaternario, ALBERTO *et alii* (2005, 2007) hanno istituito il termine di "pseudocarniole", proponendo anche una loro classificazione genetica in base alle diverse facies e ai differenti rapporti giacitureali che esse hanno con il substrato. Una classificazione resa necessaria, secondo gli autori, per la caratteristica di queste breccie di presentare una notevole complessità genetica dovuta a diversi e molteplici processi di formazione spesso anche sovrapposti nel tempo. Agli iniziali processi di idratazione e dissoluzione dei depositi evaporitici infatti fanno seguito, in tempi anche piuttosto recenti, clastizzazione anche tettonica, cementazione, fenomeni di trasporto gravitativo e/o selettivo fino agli innumerevoli e diversi processi carsici e di esposizione subaerea.

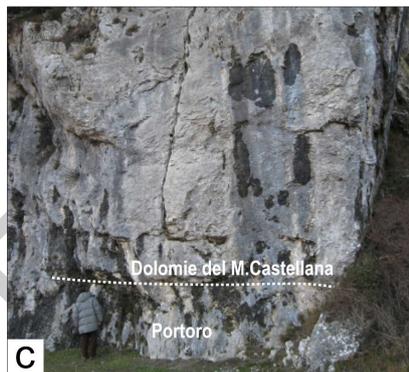
Per ragioni di scala, nel Foglio 249 - Massa Carrara non sono state distinte cartograficamente dal Calcere Cavernoso le "pseudocarniole" *sensu* ALBERTO *et alii* (2005, 2007). Spessori modesti di breccie monogeniche e poligeniche (pseudocarniole detritiche) di sicura origine paleocarsica sono frequentissime e ben esposte lungo tutto il margine settentrionale del nucleo metamorfico all'interno del Calcere Cavernoso. Queste breccie presentano cavità con diverse generazioni di riempimento costituito da silt vadoso e calcareniti a luoghi gradate e/o con laminazione piano-parallela e incrociata. Si tratta certamente di un carsismo non molto recente dal momento che queste breccie risultano fagliate e vistosamente deformate. Importanti spessori di "pseudocarniole" affiorano invece lungo il margine occidentale e meridionale della finestra tettonica apuana (fig. 17) dove a limitati affioramenti di breccie

cataclastiche interposte tra il nucleo metamorfico e la soprastante Falda Toscana si associano molto più estesi affioramenti di “pseudocarniole” autoclastiche, residuali e in gran parte detritiche. Queste ultime, ben riconoscibili per la presenza di strutture sedimentarie indicative di trasporto gravitativo o selettivo ad opera di correnti trattive subacquee epigee ed ipogee, giacciono non solo sulle unità metamorfiche dell’Unità di Massa e dell’ “Autoctono” *Auctt.*, ma anche sulla Falda Toscana.

La formazione del Calcere Cavernoso nel Foglio 249 - Massa Carrara comprende quindi sia calcari dolomitici grigio scuri con tipica struttura a cellette spesso associate a breccie da dissoluzione e collasso di originarie successioni carbonatico-evaporitiche del Norico superiore (Calcere Cavernoso), sia un complesso eterogeneo di breccie monogeniche e poligeniche di origine cataclastica ed in gran parte sedimentaria (“pseudocarniole”). Queste ultime deposte attraverso vari meccanismi di trasporto e deposito in ambiente carsico e/o subaereo durante e successivamente l’esumazione del nucleo metamorfico apuano, hanno un’età da tardo neogenica a quaternaria. Negli affioramenti dei dintorni di Massa le pseudocarniole sono associate a megabreccie continentali di *talus*, caratterizzate dalla presenza di blocchi di dimensioni anche decametriche provenienti da successioni toscane metamorfiche e non. Questo tipo di breccie, testimonianti accumuli al piede di rilievi acclivi, in corrispondenza di probabili scarpate di faglia e indicative quindi di un momento di rapido sollevamento nella regione apuana, sono sviluppate soprattutto nella zona di Pietrasanta (fig. 17) e cartografate nel Foglio 260 - Viareggio come Breccie di Metato (CONTI *et alii*, 2012). L’età di queste breccie è molto verosimilmente pleistocenica inferiore come suggeriscono le velocità di *uplift* della regione apuana basate sulle analisi morfometriche del sistema carsico apuano (PICCINI, 2011) e i dati paleontologico-stratigrafici provenienti dai depositi intramontani periapuani (conglomerati di Olivola e di Barga) che fissano al Villafranchiano superiore (ovvero al Calabriano *p.p.*) il primo importante apporto di materiale metamorfico di provenienza apuana (PUCCINELLI *et alii*, 2010b, 2015, *cum biblio*).

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile il Calcere Cavernoso appare per lo più come una microsparite, talora con relitti di lamine algali attraversate da numerose cavità da dissoluzione di cristalli di gesso e halite in parte riempite da microsparite o sparite (fig. 24c). Le facies non vacuolari in sezione sottile appaiono come microspariti con dispersi aggregati e sferule di ankerite in piccola parte sostituite da calcite. In campioni prelevati al M. Tontorone, lungo la strada sterrata

Fig. 25 (pagina a fronte) - Falda Toscana. a) Calcere Cavernoso, Monte Tontorone: dolomie vacuolari con livelli discontinui di calcilutiti e dololutiti; b) Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta (parte alta) a SSE di Uglianaldo; c) contatto tra i Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta e le Dolomie del M. Castellana, versante sud-orientale di M. La Piza; d) Calcari ad Angulata a est di Castelpoggio; e) Rosso Ammonitico a est di Castelpoggio; f) Calcere Selcifero a sud di Tenerano.



per Roggio, le facies microspartiche hanno rivelato la presenza di esemplari ben preservati di *Triasina hantkeni* (fig. 24d), *T. oberhauseri*, *Aulotortus friedly*, *A. sinuosus*, *A. tenuis* e *A. impressus*.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore massimo del Calcare Cavernoso, osservato lungo il margine nord-occidentale della finestra delle Apuane è di oltre 200 m (Torre di Monzone).

RAPPORTI STRATIGRAFICI: il Calcare Cavernoso è limitato alla base da un prominente contatto tettonico sui terreni metamorfici dell' "Autoctono" *Auctt.* e passa superiormente con gradualità alla formazione dei Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta*. L'unità corrisponde per età e posizione stratigrafica alle Dolomie di Coregna del Foglio 248 - La Spezia

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: piattaforma carbonatica in condizioni parzialmente evaporative.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Norico superiore (Sevatico).

L'età si basa sulla presenza di *Triasina hantkeni* associata a *Triasina oberhauseri* e sulla posizione stratigrafica sotto i Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* di età retica sin dalla base. È da sottolineare che carbonati vacuolari evaporitici del Norico superiore sono segnalati nelle Prealpi Bergamasche (Bacino Lombardo) alla base del Calcare di Zu (GAETANI *et alii*, 1998; GALLI *et alii*, 2007). Una successione questa, costituita da depositi lagunari, in parte anossici, equivalenti per facies ed età ai Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* della Falda Toscana.

3.1.2. - *Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta* (RET)

SINONIMI: "Calcare bruno a bivalvi" (PILLA, 1845); "Calcare grigio cupo senza selce" (SAVI & MENEGHINI, 1850); "Calcare nero infraliassico e Scisti a Bactrilli" (COCCHI, 1864); "Infralias" (DE STEFANI, 1880c); "Calcari neri con *Avicula contorta* e scisti marnosi neri a *Bactrylli*" (UGOLINI, 1905); "Calcare fossilifero retico" e "Retico fossilifero" (ZACCAGNA, 1932, 1935); "Calcari ad *Avicula*" (VALDUGA, 1957; MERLA & ABBATE, 1969); "Calcare a *Rhaetavicula contorta*" (MUCCHI *et alii*, 1968); "Calcari neri e marne grigie a *Rhaetavicula contorta*" (TREVISAN *et alii*, 1971b); "Formazione di La Spezia" suddivisa in due membri: Calcari e marne di Monte Santa Croce e Calcari di Portovenere (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; ABBATE *et alii*, 2005); "Formazione del M. Cetona" (CIARAPICA *et alii*, 1987); "Formazione della Pania di Corfino" e "Formazione di La Spezia" (FAZZUOLI *et alii*, 1988).

Nel Foglio 249 - Massa Carrara la formazione dei Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* include il Portoro, distinto invece cartograficamente come formazione nel contiguo Foglio 248 - La Spezia. Questa scelta si è imposta oltre che per la sostanziale identità di facies tra le due unità, ambedue testimonianti condizioni ambientali disossiche, anche per l'esiguo spessore che raggiunge il Portoro nel

Foglio 249 - Massa Carra. Il “Portoro” era conosciuto in passato come “marmo venato di Portovenere” (SAVI, 1833; PILLA, 1845).

AFFIORAMENTI TIPICI: strada tra Minucciano e Uglianaldo; zona di Castelpoggio e Tenerano.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: l’unità affiora estesamente lungo tutto il bordo della finestra delle Apuane, con le migliori esposizioni lungo il margine nord-occidentale e il margine nord-orientale. Una sezione quasi completa dei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta è perfettamente esposta al M. La Pizza (a nord di Castelpoggio) e nella Cava della Torrite presso Castelnuovo Garfagnana non lontano dal limite orientale del Foglio 249 - Massa Carrara.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita da calcari e calcari marnosi ben stratificati grigio-scuri e neri, fetidi alla percussione. La successione è divisibile in tre intervalli corrispondenti ad altrettanti cicli trasgressivo-regressivi limitati dagli eventi regressivi *Rh1* e *Rh2* (fig. 18 e fig. 21). In ogni ciclo l’intervallo corrispondente al *maximum flooding* è marcato da 10-15 metri di calcari marnosi e marne subtidali grigio-scuri sottilmente stratificati, mentre il tratto di stazionamento alto è rappresentato da un set di unità deposizionali *shallowing-upward* culminanti con dolomie biancastre inter-sopratidali. Il primo ciclo, correlabile con il membro dei Calcari e Marne di Monte Santa Croce della Formazione di La Spezia nel Foglio 248 - La Spezia e con la Formazione della Pania di Corfino *p.p.* di FAZZUOLI *et alii* (1988), è costituito da calcilutiti grigio-scure talora parzialmente dolomitizzate in strati decimetrici, frequentemente caratterizzate dalla presenza di strutture stromatolitiche e pseudomorfi di microsparite su cristalli di halite e gesso. Nel secondo ciclo, correlabile con i Calcari di Portovenere del Foglio 248 - La Spezia, l’intervallo di *maximum flooding* è costituito da calcari e calcari marnosi più sottilmente stratificati di quelli appartenenti al primo ciclo, ed associati a frequenti livelli lumachellici. Nel terzo ciclo l’evento di *maximum flooding* è caratterizzato da un livello di argilliti e calcilutiti nere sottilmente stratificate (fig. 25b), dello spessore massimo di un metro, correlabile con l’orizzonte argilloso degli “strati di Grotta Arpaia” del Foglio 248 - La Spezia (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; RIGO *et alii*, 2013). La porzione regressiva del terzo ciclo è rappresentata da un livello di 4-5 metri di spessore in facies simile al Portoro del Foglio 248 - La Spezia in quanto costituita da calcilutiti da grigio-scure a nere fortemente bioturbate, grossolanamente stratificate ed attraversate da un fitto reticolo di stiloliti giallastre. In quest’ultimo intervallo sono sporadicamente presenti lumachelle a gasteropodi. A differenza delle porzioni regressive dei due cicli precedenti, i caratteri deposizionali della facies tipo Portoro indicano una persistente sedimentazione in ambiente subtidale. CARATTERI DI LABORATORIO: le microfacies del primo ciclo sono rappresentate da dolomicriti talora peloidiche con ostracodi a guscio sottile e da microspariti con sparsi romboedri di dolomite, contenenti rari ostracodi, piccole frondicolarie, calci-

tornellidi ed esemplari di *Hoyenella inconstans*. Nel secondo ciclo la microfauna, sempre molto scarsa, è rappresentata da ostracodi, piccole frondicularie e sporadiche *Gandinella apenninica*. Nel terzo ciclo compaiono e diventano successivamente sempre più frequenti sia *packstone* ooidici e bioclastici più o meno ricristallizzati con *Involutina* spp., *Gandinella apenninica*, *Triasina hantkeni*, *Aulotortus friedli*, *A. ex gr. sinuosus* ed *Auloconus permodiscoides* sia *packstone* pelbioclastici con spine di echinidi e vertebre di ofiuridi insieme a frequenti esemplari di *Parafavreina thoronetensis* (*Bactryllium* “Auctt.”), grosse spicole di spugna monoassone, nodosaridi e piccoli embrioni di ammoniti. In corrispondenza del livello argilloso equiparabile agli “strati di Grotta Arpaia” compaiono i primi radiolari. La facies assimilabile al Portoro è rappresentata nella parte bassa da *packstone/wackestone* con dispersi romboedri di ankerite, contenenti sporadiche *Triasina* sp., *Aulotortus* spp., *Auloconus* sp. e *Gandinella* spp. Questa facies diventa quasi sterile nella parte alta dove è rappresentata da *mudstone* contenenti rare, piccole e sottili frondicularie tra cui *Frondicularia woodwardii*, piccole involutine e hoyenellidi, sparsi ostracodi, sporadiche piccole *Parafavreina* spp., rari calcisphaerulidi, spicole di spugna e spine di echinidi.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: dove l'unità si presenta completa, lo spessore è di 300-350 metri così distribuiti: 100-130 metri per il primo ciclo, 120-130 metri per il secondo ciclo e 80-90 metri per il terzo ciclo.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* passano in basso gradualmente al Calcare Cavernoso e in alto bruscamente alle Dolomie del M. Castellana.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica epireica prevalentemente subtidale, da scarsamente ossigenata ad anossica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Retico per la presenza di *Rhaetavicula contorta* sin dalla base.

La base e il tetto dei Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* sono caratterizzati dallo sviluppo di facies ben conosciute in molte regioni della Tetide occidentale (es. nel Calcare di Zu delle Prealpi Lombarde, nella formazione di Kössen delle Alpi Calcaree Settentrionali) perché sono il riflesso di drastici cambi climatici avvenuti a scala globale. La base, coincidente con l'inizio di litofacies calcareo-marnose scure, è legata ad un cambio climatico (da arido a umido) avvenuto in prossimità del limite Norico/Retico (BERRA *et alii*, 2010); le argilliti nere al tetto, equivalenti degli “strati di Grotta Arpaia” affiorante a Portovenere (La Spezia), indicano la prossimità del limite Triassico-Giurassico (fig. 18). L'orizzonte anossico di Grotta Arpaia infatti coincide con una forte escursione negativa nella curva del $\delta^{13}\text{C}$ (RIGO *et alii*, 2013) che, come in altre successioni dell'area mediterranea, caratterizza la parte sommitale del Retico (es. livello marnoso grigio-scuro al tetto del Calcare di Zu in GALLI *et alii*, 2005 e al tetto della Formazione di Kössen in KRYSZYN *et alii*,

2005; MCROBERTS *et alii*, 2007). Questo evento, noto come “Latest Triassic CIE” (Carbonate Isotope Excursion) si colloca immediatamente sopra la scomparsa di *Choristoceras marshi* e sotto la comparsa dei psiloceratidi (LUCAS *et alii*, 2007). In corrispondenza di esso viene registrata una decrescita della sovrassaturazione del carbonato di calcio negli oceani con conseguente crisi del potenziale di biocalcificazione e una minore produttività di CaCO₃ nelle piattaforme. La sottosaturazione in CaCO₃ delle acque marine è probabilmente legata all’intensa attività vulcanica nella Provincia Magmatica Centro-Atlantica (CAMP in HESSELBO *et alii*, 2007).

3.1.3. - Dolomie del M. Castellana (DMC)

SINONIMI: “Dolomite” (SAVI, 1833; PILLA, 1845); “Dolomia” (COCCHI, 1864; CAPELLINI, 1902); “Calcari dolomitici grigio chiari e giallicci con banchi di Portoro *p.p.*” (ZACCAGNA, 1928); “Retico dolomitico” (ZACCAGNA, 1932, 1935); “Calcari massicci” (VALDUGA, 1957); “Formazione della Turrîte Secca” (NARDI, 1961, riproposta in FAZZUOLI, 1980 e FAZZUOLI *et alii*, 1985); “Calcarea Massiccio” (BOCCALETTI & SAGRI, 1967; MUCCHI *et alii*, 1968; CARMIGNANI *et alii*, 2000); “Calcari e calcari dolomitici grigio scuri passanti a calcari grigi e grigio-chiari, massicci o grossolanamente stratificati” (TREVISAN *et alii*, 1971b); “Dolomia saccaroide” (CIARAPICA & PASSERI, 1980a), ritenuta da questi autori il prodotto di una dolomitizzazione tardiva della parte alta dei Calcari di Portovenere e della parte bassa dei Calcari ad Angulata della successione di La Spezia.

Il nome formazionale adottato in questo Foglio deriva dal contiguo Foglio 248 - La Spezia a scala 1:50.000 (ABBATE *et alii*, 2005). Non abbiamo ritenuto opportuno utilizzare il termine Formazione della Turrîte Secca, proposto in letteratura già dall’inizio degli anni ‘60, perché nella sua accezione originaria la Formazione della Turrîte Secca include il Portoro, facies che è stata da noi accorpata ai Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta. La formazione delle Dolomie del M. Castellana del Foglio 249 - Massa Carrara comprende anche la Formazione di Biassa del Foglio 248 - La Spezia perché anch’essa costituita per la quasi totalità da dololutiti. Le Dolomie del M. Castellana sono correlabili con parte delle dolomie e dei calcari dolomitici bianchi e grigi che formano la metà inferiore del Calcarea Massiccio affiorante in Val di Serchio (fig. 18 e fig. 21) caratterizzate, come le Dolomie del M. Castellana, da dolomitizzazione pervasiva e da abbondanti e ben preservati pseudomorfi di sparite/microsparite su gesso e halite.

AFFIORAMENTI TIPICI: Monte La Pizza presso Campocecina; Strada Minucciano - Uglianaldo.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: margine settentrionale della finestra tettonica delle Apuane tra Castelpoggio e Gorfigliano.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: dolomie e calcari dolomitici bianco-giallastri e rosati, massivi nella parte bassa (fig. 25c) e grossolanamente stratifi-

cati nella parte alta ove compaiono calcilutiti grigio-scure che finiscono con il prevalere al tetto dell'unità. La porzione inferiore, caratterizzata da dolomie interopratidali con strutture di disseccamento, pseudomorfi di sparite/microsparite su gesso e halite, brecce di dissoluzione e livelli arrossati dovuti ad episodi di emersione, deve aver registrato gli eventi regressivi, ravvicinati nel tempo, *He1* e *He2* (fig. 18 e fig. 21). Nella porzione superiore, costituita da calcilutiti e dololutiti grossolanamente stratificate sono localmente presenti brecce di canali tidali.

CARATTERI DI LABORATORIO: nella porzione inferiore, caratterizzata da dolospariti e dolomicrospariti con pseudomorfi di sparite/microsparite su gesso, sono raramente presenti rarissimi ostracodi e coproliti. La parte alta della successione è costituita da *mudstone* e *wackestone* (fig. 26a,b) contenenti piccoli ostracodi a guscio sottile, coproliti, involutine di piccole dimensioni (tra le quali *Involutina liassica*), *Fronicularia woodwardi*, lenticuline, nubecularidi e, nella parte altissima, radiolari, grosse spicole di spugna tetraxone e monaxone e calcisphaerulidi del genere *Schizosphaerella*.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da 25-30 metri nella zona di Castelpoggio ad un massimo di una cinquantina di metri nella zona del Lago di Vagli.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: la formazione giace in conformità con contatto piuttosto netto sui Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta e passa gradualmente in alto ai Calcari ad Angulata.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica interna soggetta a sporadici fenomeni di evaporazione, evolvente a rampa distale al passaggio con i soprastanti Calcari ad Angulata.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Hettangiano *p.p.*, (Zona Planorbis e Zona Liasicus *p.p.*).

L'attribuzione di età è basata sulla posizione stratigrafica e sulla presenza dell'esemplare di *Arietites (Alsasites) liasicus* D'ORBIGNY rinvenuto da Savi nel 1833 presso Tenerano (MERLA, 1951; TREVISAN, 1959) e sulla presenza di *Involutina liassica* nella parte alta della formazione. Poiché il passaggio Dolomie del M. Castellana-Calcari ad Angulata esprime un trend in approfondimento il limite tra queste due unità deposizionali deve essere compreso nel tratto trasgressivo della sequenza *He2-He3* e quindi all'interno della Zona Liasicus (fig. 18).

3.1.4. - *Calcari ad Angulata* (ANL)

SINONIMI: "Calcari nero con scisti interposti e ammoniti piritizzate" (COCCHI, 1864); "Calcari neri ammonitiferi" (DE STEFANI, 1875); "Calcari grigi" (CAPELLINI, 1902); "Calcari grigio cupi e scisti marnosi ad Aegoceras" (ZACCAGNA, 1928); "Calcari grigio-cupi ad Angulata" (ZACCAGNA, 1932); "Calcari grigi a liste chiare" e "Calcari grigi con letti di scisti argillosi e marnosi" (VALDUGA, 1957);

“Calcari grigio scuri stratificati” (NARDI, 1961); “Calcari grigi a liste chiare” e soprastante “Formazione della Ferriera” (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; BOCCALETTI & SAGRI, 1967); “Calcari ad Angulata” (MUCCHI *et alii*, 1968); “Calcari ad Angulati” (TREVISAN *et alii*, 1971b); “Membro calcareo stratificato della Formazione della Turrite Secca” e “Formazione di Ferriera” (FAZZUOLI *et alii*, 1985, 1988); “Formazione di Ferriera” nel Foglio 248 - La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005). Sono equivalenti dei Calcari ad Angulata i “Calcari di Villa Giusti” affioranti a Monsummano in provincia di Pistoia (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973; FAZZUOLI & COLI, 1992).

Per quanto riguarda il Foglio 249 - Massa Carrara abbiamo ritenuto più corretto adottare il termine “Calcari ad Angulata” dal momento che ci si riferisce al nome specifico dell’ammonite *Schlotheimia angulata* che non può essere italianizzato in “angulati”.

AFFIORAMENTI TIPICI: strada Minucciano-Ugliancaldo, dove è esposto il contatto stratigrafico con le sottostanti Dolomie del M. Castellana; strada Gragnana-Castelpoggio-Campocecina, dove è esposto il contatto con le sottostanti Dolomie del M. Castellana e con il soprastante Rosso Ammonitico; Valle del Torrente Edron (presso Vagli).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: margini nord-occidentale, settentrionale e nord-orientale della finestra tettonica delle Apuane.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: alternanza regolare di calcilutiti di colore grigio-scuro e marne calcaree grigie, giallastre all’alterazione (fig. 25d). Sono distinguibili tre intervalli. L’intervallo inferiore è caratterizzato da calcilutiti grigie in strati da decimetrici a pluridecimetrici alternate a marne calcaree grigie, spesso deformate da fenomeni di *slumping*. In questo intervallo una bioturbazione pervasiva conferisce alla roccia un aspetto massivo. L’intervallo intermedio differisce dal precedente per la presenza anche di calcari marnosi, per la stratificazione più sottile dei livelli calcarei, che generalmente non supera il decimetro, e per la regolarità dell’alternanza con le marne calcaree, verosimilmente rapportabile ad una ciclicità astronomica visto il carattere della sedimentazione, quasi esclusivamente emipelagica. Anche nell’intervallo intermedio sono frequenti le deformazioni da *slumping*. Il terzo intervallo, che non supera mai una ventina di metri di spessore, è caratterizzato da più frequenti interstrati marnosi o marnoso-argillosi che possono raggiungere singolarmente uno spessore di 10-15 centimetri.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile le calcilutiti di questa unità risultano essere *mudstone* e *wackestone*, spesso ricristallizzati in microsparite e debolmente dolomitizzati, contenenti involutine, tra cui *Involutina liassica*, nodosarie e dentaline, cui si associano placche di echinidi, vertebre di ofiuridi, embrioni di ammoniti, radiolari e spicole di spugna (monassone e tetrassone nella parte bassa e

prevalentemente esattinelle nella parte alta). Negli *slumps* al tetto è localmente presente scarsissimo materiale di piattaforma risedimentato, rappresentato da sporadici oncoidi, granuli rivestiti e piccoli foraminiferi arenacei (fig. 26c,d).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore varia da 160 metri nella zona di Castelpoggio (rispettivamente 50, 90 e 15-20 metri per i tre intervalli descritti) a 220 metri nella Valle dell'Edron (80, 120 e 20 metri rispettivamente per i tre intervalli) che rappresenta il valore minimo nell'area dal momento che non è esposta la base.

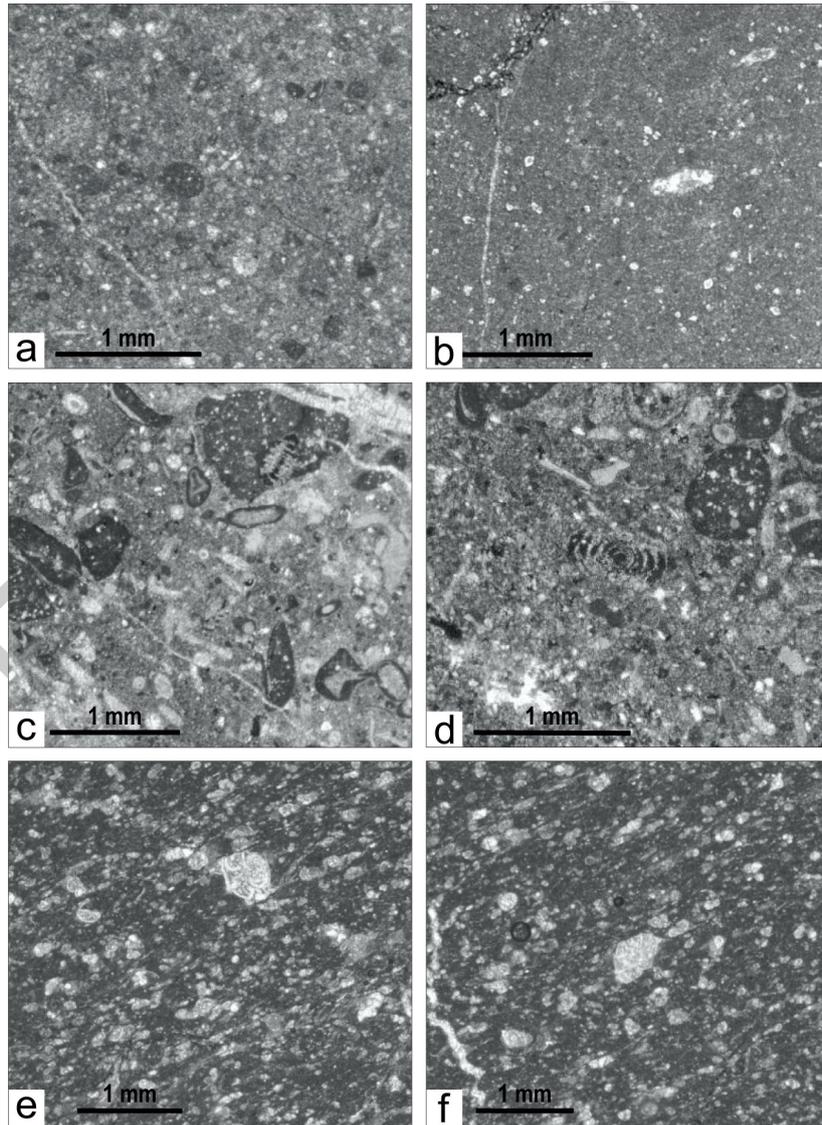
RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Calcari ad Angulata passano in basso alle Dolomie del M. Castellana e in alto al Rosso Ammonitico con contatti stratigrafici conformi e graduali. A sud e a sud-est del nucleo metamorfico apuano i Calcari ad Angulata passano lateralmente ai calcari intertidali della parte alta del Calcare Massiccio (vedi fig. 18 e fig. 21).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica distale/bacino a sedimentazione emipelagica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Hettangiano *p.p.* (Zona Liasicus *p.p.*) - base Sinemuriano *p.p.* (Lotharingiano, Zona Obtusum *p.p.*)

Questa attribuzione cronologica è diversa da quella proposta da ABBATE *et alii* (2005) per il limitrofo Foglio 248 - La Spezia dove la Formazione di Ferriera (equivalente dei Calcari ad Angulata) è attribuita all'Hettangiano *p.p.*-Sinemuriano *p.p.* (Zona Angulata e Zona Bucklandi). La differenza, soprattutto per il tetto della formazione (fig. 18), si basa su una serie di considerazioni esplicitate nel seguito. Nella zona di La Spezia ABBATE *et alii* (2005) segnalano la presenza dei generi *Schlotheimia*, *Arietites*, *Vermiceras*, *Metophioceras*, *Coroniceras* e *Analytoceras* che documentano la parte alta dell'Hettangiano e la base del Sinemuriano (Biozona *Schlotheimia angulata* e Biozona *Arietites bucklandi*). Questi generi sono però associati a *Lytoceras fimbriatum* (SOWERBY) e *Calaiceras* cfr. *calais* (MENEHINI) indicativi del Lotharingiano-Carixiano. Gli altri generi citati, che includono *Geyroceras*, *Ectocentrites*, *Paracaloceras* e *Paradasyceras*, non sono significativi per una definizione di età perchè hanno una distribuzione abbastanza ampia che va dall'Hettangiano a tutto il Sinemuriano. Sempre nella zona di La Spezia, FEDERICI (1968) descrive nella metà superiore dei Calcari ad Angulata

Fig. 26 (pagina a fronte) - Falda Toscana. a) Dolomie del M. Castellana (parte alta), sud-est di Ugliancaldo: wackestone con radiolari e coproliti; b) Dolomie del M. Castellana (parte alta), sud-est di Ugliancaldo: mudstone con un esemplare ricristallizzato di *Involutina* liassica di piccole dimensioni; c, d) Calcari ad Angulata, La Maestà di Castelpoggio: packstone con materiale di piattaforma, spicole di spugna monassone ed esemplari ben preservati di *Involutina* liassica; e, f) Scaglia Toscana (Marne del Sugame), La Maestà di Castelpoggio: wackestone con foraminiferi plantonici paleocenici ed esemplari rimaneggiati di *Globotruncana* arca (al centro delle foto).



varie specie del genere *Arnioceras* di per sé indicativo della Biozona *Arnioceras semicostatum* (Sinemuriano inferiore), nonché *Catullocceras (Angulaticeras) dumortieri* (THIOLLIÈRE) e *Asteroceras* sp. che indicano la Biozona *Asteroceras obtusum* del Lotharingiano inferiore. L'attribuzione a questa biozona, già suggerita dalla presenza di *Phylloceras (Parthschiceras) partschi* (STUR), *Lytoceras fimbriatum* (SOWERBY) e *Phylloceras (Zetoceras) zetes* (D'ORBIGNY) citati da DE STEFANI (1874-75, 1877), è avvallata anche dalla presenza di *Crepidolithus crassus* nella associazione a nannofossili calcarei riportata in ABBATE *et alii* (2005) la cui comparsa cade proprio nella Biozona *Asteroceras obtusum*. Nel Foglio 249 - Massa Carrara è documentato l'Hettangiano-Sinemuriano inferiore dagli esemplari di *Rhacophyllites (Paradasyceras) stella* (SOWERBY), *Lytoceras (Lytoconites) phillipsi* (SOWERBY), *Lytoceras (Analytoceras) subbiforme* (CANAVARI), *Ectocentrites meneghinii* CANAVARI e *Schlotheimia (Charmassiceras) catenata* (SOWERBY) rinvenuti nella zona di Ugliancaldo (DE STEFANI, 1874-75; FUCINI, 1892) e dagli esemplari di *Pleuracanthites bififormis* (SOWERBY), *Lytoceras (Lytoconites) phillipsi* (SOWERBY) e *Schlotheimia compta* (SOWERBY) rinvenuti in varie altre località lungo il margine settentrionale e nord-occidentale del nucleo metamorfico apuano (ZACCAGNA, 1932). Nella zona di Castelpoggio è documentato il Sinemuriano inferiore dai generi *Analytoceras*, *Charmassiceras*, *Canavarites* e *Coroniceras* (DECANDIA *et alii*, 1968).

3.1.5. - Rosso Ammonitico (RSA)

SINONIMI: "Calcere rosso ammonitifero" (COCCHI, 1864); "Calcari rossi compatiti, amandolati, scistosi ad Arietites" (ZACCAGNA, 1928); "Calcari stratiformi rossi e giallastri ad Arietites" (ZACCAGNA, 1932); "Calcari ad Arietites" (VALDUGA, 1957; MERLA & ABBATE, 1969).

AFFIORAMENTI TIPICI: zona di Gragnana-Castelpoggio e Tenerano.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: tra Carrara e Pulica e a sud di Roggio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: calcilutiti e calcari marnosi nodulari rossi, rosati e subordinatamente giallastri, in strati decimetrici, con interstrati millimetrici di marne verdastre nella parte bassa e interstrati più spessi, fino a decimetrici, di marne argillose e argilliti rosse nella parte alta (fig. 25d). Sporadicamente sono presenti selci da bianche a rosse. Frequenti sono le deformazioni sinsedimentarie da *slumping*.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile i calcari appaiono come *wackestone* con resti di ammoniti, piccoli gasteropodi, articoli di crinoidi, ostracodi a guscio sottile, radiolari, abbondanti calcisphaerulidi, numerosi e ben preservati esemplari di *Globochaeta alpina* e rari microforaminiferi a guscio ialino tra i quali *Spirillina* sp. e *Lingulina tenera*. In via del tutto subordinata sono presenti *packstone* bioclastici con frammenti di echinodermi e crinoidi.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: 6-7 metri a Castelpoggio e Tenerano.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: la formazione del Rosso Ammonitico passa in basso ai Calcari ad Angulata e in alto al Calcare Selcifero con contatti stratigrafici conformi e gradualità.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica distale/bacino pelagico con profondità massima sopra il lisoclino dell'aragonite.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Sinemuriano superiore (Lotharingiano) *p.p.*-Pliensbachiano superiore (Domeriano) *p.p.*.

L'attribuzione al Lotharingiano, Zona Obtusum *p.p.*-Domeriano, Zona Lavinianum, si basa sulle numerose ammoniti rinvenute nel Rosso Ammonitico toscano. Esemplari di ammoniti indicativi del Lotharingiano-Carixiano all'interno del Rosso Ammonitico erano note sin dalla seconda metà dell'800 (DE STEFANI, 1874-75, 1877) sia in Toscana settentrionale (Sassorosso presso Corfino, Monti d'Oltre Serchio) sia in Toscana meridionale (Campiglia Marittima, Gerfalco). Il primo importante elenco di forme significative, provenienti da varie località della Toscana (Corfino, Sassorosso, Gerfalco, Campiglia) e riferibili ai generi *Arnioceras*, *Asteroceras*, *Hypasteroceras*, *Microderoceras*, *Lytoconites*, *Paltechioceras* e *Oxynoticeras*, si deve a FUCINI (1898) che riconosce *Arietites* (*Arnioceras*) *ceratitoides* (QUENSTEDT), *Arietites* (*Asteroceras*) *stellaris* (SOWERBY), *Arietites* (*Hypasteroceras*) *montii* (MENEGHINI), *Arietites* (*Microderoceras*) *oosteri* (DUMORTIER), *Microderoceras* *nothum* (MENEGHINI), *Microderoceras* *basispinatum* (GEYER), *Microderoceras* *keindeli* (EMMRICH), *Arietites* (*Lytoconites*) *hierlatzicus* (HAUER), *Arietites* (*Paltechioceras*) *tardecrecens* (HAUER), *Oxynoticeras* *janus* GEYER e *O. drieri*? (DUMORTIER) che indicano un intervallo di età compreso tra la Zona Obtusum e la Zona Oxinotum (Lotharingiano *p.p.*), nonché forme più recenti che includono *Platypleuroceras* *brevispina* (SOWERBY), *Tropidoceras* *masseanum* (D'ORBIGNY) e *Acanthopleuroceras* *maugenesti* (D'ORBIGNY) che documentano le Biozone *Uptonia jamesoni* e *Tragophylloceras* *ibex* (Carixiano *p.p.*). La presenza di queste ultime biozone nel Rosso Ammonitico toscano è riconfermata da FUCINI (1908) in un lavoro dell'inizio del '900 nel quale sono riportate *Tropidoceras* *masseanum* (D'ORBIGNY), *Catriceras* *campiliense* (FUCINI), *Acanthopleuroceras* *maugenesti* (D'ORBIGNY) e *Acanthopleuroceras* (*Tropidoceras*) *actaeon* (D'ORBIGNY). In tempi più recenti FEDERICI (1967a) ha documentato per il Rosso Ammonitico della zona di La Spezia un'età che va dal Lotharingiano, Biozona *Asteroceras obtusum* per la presenza del fossile guida, al Carixiano, parte alta della Biozona *Uptonia jamesoni* per la presenza di *Coeloceras* (*Cetonoceras*) *psiloceroides* (FUCINI) e alla parte più bassa del Domeriano, Biozona *Fucinoceras* *lavinianum* per la presenza di *Fucinoceras* gr. *portisi* (FUCINI). Lo stesso autore, inoltre, segnala nella parte più alta della formazione la presenza di *Protogrammoce-*

ras sp., genere che si estende dal Carixiano, Biozona *Tragophylloceras ibex*, alla base del Toarciano inferiore, Biozona *Dactylioceras tenuicostatum*. La presenza del Domeriano inferiore anche nella parte alta del Rosso Ammonitico affiorante in Toscana meridionale è stata riconosciuta inoltre da WIEDENMAYER (1980) che ha ringiovanito il tetto della formazione rispetto alle precedenti datazioni di FISCHER (1971, 1972) il quale, nelle stesse aree, attribuiva al Rosso Ammonitico un'età compresa tra la Zona Obtusum e la Zona Ibex. Le datazioni di FEDERICI (1967a) e di WIEDENMAYER (1980) sono in accordo con PASSERI & VENTURI (2005) che riportano anche per la zona del Monte Cetona i generi *Arnioceras* e *Oxinotoceras* del Sinemuriano, *Coeloceras* del Carixiano inferiore e infine *Fuciniceras* e *Protogrammoceras* che indicano la parte alta del Carixiano e la parte più bassa del Domeriano.

3.1.6. - *Calcarea Selcifera* (CSF)

SINONIMI: “Calcarea grigio-chiaro con selce” (COCCHI, 1864); “Calcari stratiformi grigio-chiaro con selce ad Harpoceras” (ZACCAGNA, 1928); “Calcari grigio chiaro con selce” (ZACCAGNA, 1932); “Calcarea selcifera inferiore” (LOSACCO, 1953); “Calcari grigi con selci chiare” (FEDERICI, 1967a); “Calcari selciferi (1)” (MERLA & ABBATE, 1969); “Calcarea selcifera di Limano” (BOCCALETTI *et alii*, 1969); “Calcari grigio-chiaro o rosei con selci chiare” (TREVISAN *et alii*, 1971a); “Calcari grigio-chiaro con liste di selce” (TREVISAN *et alii*, 1971b).

Nel Foglio 249 - Massa Carrara abbiamo ritenuto opportuno adottare il nome di Calcarea Selcifera piuttosto che quello di “Calcarea Selcifera di Limano” perché le caratteristiche sedimentarie e il contesto deposizionale del Calcarea Selcifera affiorante nell'area periapuana è completamente diverso da quello affiorante nella vicina Val di Lima dove è stato formalizzato il termine di “Calcarea Selcifera di Limano”. In questa località infatti il Calcarea Selcifera identifica una successione bacinale della potenza di alcune centinaia di metri (BOCCALETTI *et alii*, 1969), caratterizzata dalla presenza di abbondanti risedimenti torbiditici, mentre nel Foglio 249 - Massa Carrara la Formazione del Calcarea Selcifera è rappresentata da pochi metri di calcilutiti emipelagiche estremamente condensate.

AFFIORAMENTI TIPICI: Castelpoggio e Tenerano per i depositi più condensati, il Pianellaccio, presso i Prati del M. Pisanino, per la successione relativamente più spessa.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: nel Foglio 249 - Massa Carrara esistono solo piccoli affioramenti lungo il margine nord-occidentale (Castelpoggio e Tenerano) e il margine nord-orientale (Pianellaccio) della finestra tettonica delle Apuane.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: negli affioramenti di Castelpoggio e Tenerano, calcilutiti grigio-chiare e rosate in strati regolari dello spessore massimo

del decimetro con rare liste di selce chiara (fig. 25f). Nella zona di Castelpoggio la base è deformata da un vistoso fenomeno di *slumping* di qualche metro di spessore. Nell'affioramento del Pianellaccio il Calcere Selcifero è costituito da calcilutiti grigie con selce bianca, regolarmente stratificate, sormontate da un livello di *slump-breccia* dello spessore di 6-8 metri (fig. 27b). Non sono stati riconosciuti risedimenti torbiditici. Il Calcere Selcifero del Pianellaccio era stato attribuito da SGUAZZONI (1966) all'Unità dell' "Autoctono" *Auctt.*, probabilmente per la sua posizione geometrica tra marmi sicuramente appartenenti alla successione metamorfica del M. Pisanino-M. Mirandola e il Calcere Cavernoso del M. Castri-M. Calamaio che affiora con buona continuità alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Al Pianellaccio l'autore descrive una successione costituita dal basso in alto da Marmi, Calcari selciferi sormontati da un complesso di bioerma, Scisti Diasprini e Calcari Selciferi ad Entrochi. In realtà al Pianellaccio è ben esposta una successione stratigrafica, che va dal Calcere Selcifero alla Maiolica, con tutti i termini privi di metamorfismo, a differenza della successione affiorante nel vicino Monte Pisanino che presenta gli stessi termini ma con i caratteri tipici di una successione metamorfica. La successione del Pianellaccio, pertanto, è stata da noi inclusa nella Falda Toscana. La facies descritta da SGUAZZONI (1966) come un complesso di bioerma, inoltre, è in realtà uno *slump* evolvente lateralmente in *slump-breccia* nella parte alta del Calcere Selcifero. Questo livello, indicativo di instabilità deposizionale, forma una bancata massiva più prominente nel profilo di erosione tra la parte regolarmente stratificata del Calcere Selcifero e i soprastanti Calcari e Marne a Posidonia più facilmente erodibili.

CARATTERI DI LABORATORIO: *mudstone/wackestone* con numerosi resti di embrioni di ammoniti, radiolari, calcisferulidi, spicole di spugna, ostracodi, *Globochaeta alpina* e rari microforaminiferi a guscio ialino tra i quali *Lingulina tenera* e *Dentalina* sp. Nella successione del Pianellaccio si aggiungono, in corrispondenza dello *slump-breccia*, *packstone* con abbondanti articoli di crinoidi associati a materiale derivato da aree di piattaforma (ooidi, oncoidi e foraminiferi bentonici tra i quali nodosaridi, valvulinidi e textularidi).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da 5-6 metri nelle successioni più condensate della zona di Castelpoggio-Tenerano a 10-15 metri nella successione del Pianellaccio.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: a Castelpoggio e a Tenerano il Calcere Selcifero passa gradualmente in basso al Rosso Ammonitico e in alto ai Calcari e Marne a Posidonia. Al Pianellaccio la base del Calcere Selcifero non affiora; il contatto con la sovrastante formazione dei Calcari e Marne a Posidonia è conforme e graduale come nelle altre località.

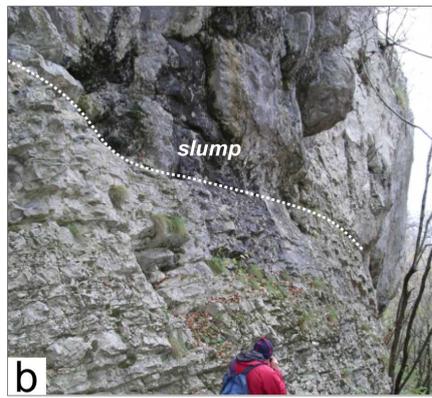
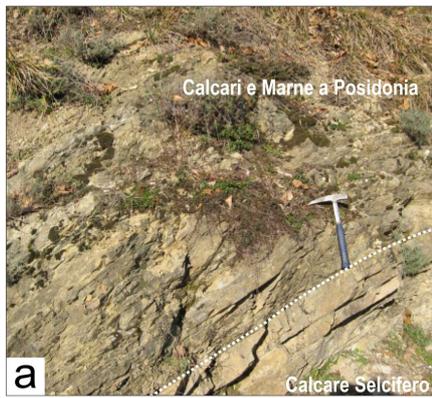
AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa distale/bacino pelagico a profondità com-

presa nella lisoclina dell'aragonite.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Pliensbachiano superiore (Domeriano) *p.p.* per correlazione a scala regionale.

L'attribuzione al Domeriano, dalla Zona Lavinianum *p.p.* alla Zona Emaciatum, deriva dalle ammoniti presenti nel Calcarea Selcifero di varie località della Toscana. La prima sicura attribuzione del Calcarea Selcifero al Lias medio (Pliensbachiano) risale alla seconda metà dell'800 ad opera di DE STEFANI (1874-75, 1877), ZACCAGNA (1880) e CANAVARI *et alii* (1883) ed è documentata da diverse specie di ammoniti tra le quali *Hildoceras/Harpoceras (Arietoceras) algovianum* (OPPEL), *Phylloceras (Calaiceras) calai* (MENEHINI), *Amaltheus margaritatus* (DE MONTFORT) e *Rhacophyllites (Paradasyceras) stella* (SOWERBY) ritrovate in varie località della Toscana, incluso Castelpoggio. Qualche anno dopo FUCINI (1896) e CAPELLINI (1902) segnalano nel Calcarea Selcifero della zona di La Spezia *Amaltheus margaritatus* (DE MONTFORT), *Amaltheus (Pleuroceras) spinatus* (BRUGUIERE), *Rhacophyllites (Juraphyllites) libertus* (GEMMELLARO), *Phylloceras (Zetoceras) zetes* (D'ORBIGNY), *Phylloceras (Partschiceras) tenuistriatum* (MENEHINI), *Hildoceras (Arietoceras) algovianum* (OPPEL) e *Lytoceras sepositum* (MENEHINI) indicative del Domeriano. In un lavoro successivo sul Monte Cetona FUCINI (1905b) fornisce un lungo elenco di ammoniti provenienti dal Calcarea Selcifero. Tra queste, *Hildoceras (Fucinoceras) portisi* (FUCINI), *Hildoceras (Fucinoceras) lavinianum* (MENEHINI), *Hildoceras (Amaltheus) cornacaldense* (TAUSCH), *Caeloceras (Cetonoceras) psiloceroides* (FUCINI), *Caeloceras (Cetonoceras) avanzatii* (FUCINI), *Caeloceras (Cetonoceras) incertum* (FUCINI), *Caeloceras (Reynesocaeloceras) aegrum* (FUCINI), *Caeloceras (Reynesocaeloceras) fallax* (FUCINI), *Caeloceras (Reynesocaeloceras) similans* (FUCINI) e *Caeloceras (Reynesocaeloceras) obesum* (FUCINI) documentano il Domeriano dalla Biozona *Fucinoceras lavinianum* alla Biozona *Emaciatoceras emaciatum*. Tutte le successive segnalazioni di ammoniti confermano questa attribuzione stratigrafica. Ci riferiamo in particolare alle segnalazioni di *Hildoceras (Arietoceras) algovianum* (OPPEL) e *Hildoceras (Arietoceras) ruthenense* (REYNÈS) nel Calcarea Selcifero di Corfino (FUCINI, 1908), di *Amaltheus (Pleuroceras) spinatum* (BRUGUIERE) e *Phylloceras (Zetoceras) bonarellii* (BETTONI) in Val di Lima (MASINI, 1932; BOCCALETTI *et alii*, 1969), di *Amaltheus margaritatus* (DE MONTFORT) e *Arietoceras algovia-*

Fig. 27 (pagina a fronte) - Falda Toscana. a) Contatto Calcarea Selcifero - Calcari e Marne a Posidonia a sud di TENERANO; b) Calcarea Selcifero al Pianellaccio (NNO di M. Mirandola): nella parte alta livello massivo con deformazione da slumping; c) contatto Diaspri-Maiolica al Pianellaccio; d) Scaglia Toscana, membro delle Marne del Sugame alla Maestà di Castelpoggio; e) Scaglia Toscana, membro dei Calcari di Puglianella a nord di Careggine; f) Scaglia Toscana, membro delle Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina a Roggio.



num (OPPEL) nella zona di La Spezia (FEDERICI, 1967b), e infine *Bettoniceras italicum* (FUCINI), *Arieticerias ruthenense* (REYNÈS) e *A. bertrandi* (KILIAN) a Monsummano-Montecatini (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973; FAZZUOLI & COLI, 1992). Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nella parte alta del Calcarea Selcifero (Calcarea Selcifero di Limano *Auctt.*) affiorante in Val Gordana (Foglio 233 - Pontremoli in PUCCINELLI *et alii*, 2010a) e nella zona di Montecatini (PERILLI *et alii*, 2008) confermano l'attribuzione temporale basata sulle ammoniti. Infatti la presenza concomitante di *Microlithus jansae* e *Lotharingius hauffii* in assenza di *L. sigillatus* e *Carinolithus cantaluppii* indica la Biozona NJT5a, cioè il Domeriano che comprende la parte alta della Zona Lavinianum, la Zona Algovianum e la Zona Emaciatum (equivalente alla parte alta della Zona Margaritatus e alla Zona Spinatum delle province sub-boreali).

3.1.7. - Calcari e Marne a *Posidonia* (POD)

SINONIMI: “Scisti a Posidonomie” (COCCHI, 1864); “Calcari marnosi grigio-verdastri e scisti argillosi giallastri con Posidonomya Bronni” (ZACCAGNA, 1928); “Scisti a Posidonomya” (ZACCAGNA, 1932; VALDUGA, 1957); “Calcari marnosi e marne a Posidonomya alpina (NARDI, 1961); “Calcari e Marne a Posidonia” *Auctt.* (MERLA & ABBATE, 1969; CITA SIRONI *et alii*, 2005); “Marne grigie e calcari marnosi con Posidonia alpina” (TREVISAN *et alii*, 1971b).

Come risulta dall'elenco dei sinonimi esiste una certa confusione e un generale disaccordo nell'attribuzione del nome generico ai lamellibranchi pelagici della famiglia *Posidoniidae* che si rinvencono come orizzonti lumachellici all'interno di questa formazione. Il nome *Posidonia* fu introdotto originariamente da BRONN nel 1828 per i bivalvi posidoniformi del Carbonifero inferiore (con la specie-tipo *P. becheri*), nome ripreso da ROEMER nel 1836 per i bivalvi pelagici posidoniformi del Giurassico medio (con la specie-tipo *P. buchii*). Nel 1837 BRONN stesso emenda il nome del genere *Posidonia* in *Posidonomya* poichè era venuto a conoscenza che il nome *Posidonia* era già stato utilizzato precedentemente da KÖNIG (1805) per le piante acquatiche marine appartenenti alla famiglia delle *Posidoniaceae*. A complicare il quadro si aggiunga che nel 1852 GRAS istituisce la specie *Posidonomya alpina* per i bivalvi pelagici posidoniidi del Giurassico Superiore, specie ritenuta da JEFFERIES & MINTON (1965) sinonimo di *P. buchii*. Alcuni paleontologi tutt'ora (ad esempio tra gli altri SEPKOSKI, 2002 e AMLER, 2004) continuano a ritenere valido il nome generico di *Posidonia* per i bivalvi pelagici posidoniformi distribuiti dal tardo Paleozoico al Giurassico superiore. La tendenza attuale è quella di attribuire al genere *Posidonomya* (BRONN 1837) (nome certamente più corretto per i bivalvi pelagici posidoniidi) le grandi forme del tardo Paleozoico e al genere *Bositra* (DE GREGORIO 1886), le forme di dimensioni più piccole, aventi probabilmente anche un tipo diverso di ligamento, forme che si rinvencono frequentemente in Europa dal

Toarciano fino all'Oxfordiano (DUFF, 1978). Attualmente quindi, la *Posidonomya alpina* (GRAS, 1852) è in sinonimia con *Posidonia buchii* e con *Bositra buchii*. In questo Foglio l'adozione del termine Calcari e Marne a Posidonia per questa unità litostratigrafica è scaturita dalla necessità di adeguarsi alle direttive ISPRA. È fuori dubbio però che il nome formazionale più corretto per questa unità litostratigrafica sarebbe Calcari e Marne a Posidonomya alpina che rispetterebbe quanto meno la nomenclatura originaria di GRAS oppure, in termini ancora più corretti, Calcari e Marne a Bositra.

AFFIORAMENTI TIPICI: zona di Castelpoggio, Tenerano, Pianellaccio e Careggine.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: margine settentrionale e margine nord-orientale del Foglio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nelle successioni estremamente condensate, come nella zona di Castelpoggio e Tenerano, calcilutiti crema in strati centimetrici con sottili intercalazioni di marne e marne calcaree grigio-verdastre più sviluppate verso l'alto (fig. 27a). Frequenti lumachelle a lamellibranchi pelagici nella parte bassa. Nelle successioni relativamente più spesse, come al Pianellaccio e a Careggine, marne giallastre con intercalazioni di calcilutiti grigio-rosate, più sviluppate nella parte bassa, dove appaiono deformate da ripetuti fenomeni di *slumping*. In livelli di *slump-breccia*, al tetto della formazione, sono presenti numerosi resti di ammoniti che attestano una provenienza del materiale da alti strutturali situati al di sopra dell'ACD. In affioramenti molto limitati nella parte orientale del Foglio 249 - Massa Carrara la parte alta della successione si presenta spesso silicizzata. Nelle successioni bacinali della Val di Lima e della Val di Serchio questa porzione silicizzata della formazione, costituita da radiolariti e marne silicee verdognole cui si intercalano calcareniti con selce in strati decimetrici, raggiunge uno spessore che va dai 50 agli 80, fino ad oltre 100 metri ed è stata distinta da BOCCALETTI *et alii* (1969) e FAZZUOLI *et alii* (1985, 1998) come un vero e proprio membro (Membro radiolaritico in BOCCALETTI *et alii*, 1969 e Marne diasprine in FAZZUOLI *et alii*, 1985, 1998). Un evento analogo di silicizzazione è registrato nelle successioni bacinali umbre a partire dal Bajociano con un aumento della sedimentazione biosilicea e del potenziale di preservazione dei radiolari (MORETTINI & BARTOLINI, 1999). In Toscana, nelle potenti successioni bacinali della Val di Serchio-Val di Lima le radiolariti e marne silicee possono essere sostituite lateralmente, in toto o in parte, dal "Calcere selcifero della Val di Lima", noto anche in letteratura come "Calcere selcifero superiore". Il "Calcere selcifero della Val di Lima" è caratterizzato dall'abbondanza di risedimenti carbonatici costituiti da materiale proveniente da aree di piattaforma di mare basso, tra cui numerosi foraminiferi bentonici quali *Trocholina palastiniensis* (*Trocholina alpina* in FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973), *T. elongata*, *T. conica*, *Protopeneroplis striata* e *Pfenderina* sp. (MUCCHI *et alii*,

1968; BOCCALETTI *et alii*, 1969; FAZZUOLI & COLI, 1992; FAZZUOLI *et alii*, 1998) indicativi del Giurassico medio.

CARATTERI DI LABORATORIO: *wackestone/packstone* con lamellibranchi pelagici, numerosi embrioni di ammoniti, radiolari, spicole di spugna e rari microforaminiferi bentonici ialini. La presenza di embrioni di ammoniti e bivalvi pelagici caratterizza la parte bassa dell'unità, la presenza dei radiolari la parte alta.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: 10-15 metri nelle successioni di Castelpoggio-Tenerano; non meno di una decina di metri al Pianellaccio (mal valutabile per la copertura vegetale), 25-35 metri a Careggine.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: nella sezione di Tenerano e nella sezione del Pianellaccio è ben esposto il contatto stratigrafico conforme e graduale con il sottostante Calcere Selcifero. Nella sezione del Pianellaccio, inoltre, è ben esposto il passaggio ai soprastanti Diaspri.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: bacino pelagico a profondità compresa tra il lisoclino dell'aragonite e il limite di compensazione della calcite.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Toarciano-Bathoniano, per correlazione a scala regionale.

I Calcari e Marne a Posidonia costituiscono una unità isocrona limitata alla base e al tetto da due eventi fisici globali che hanno fortemente condizionato la sedimentazione in tutto il Dominio Toscano. Si tratta di un corpo sedimentario che, pur presentando eteropie di facies al suo interno, è nel complesso più argilloso rispetto ai termini sottostanti e soprastanti. La base, corrispondente ad un forte ed improvviso aumento nel contenuto in argilla, cade subito sotto l'evento anossico toarciano (TOAE), il tetto coincide con un aumento della produttività biosilicea negli oceani causata dall'espansione accelerata dell'Atlantico Centrale avvenuta tra 170 e 165 Ma (anomalia magnetica "Blake Spur", vedi SAHABI *et alii*, 2004; LABAILS *et alii*, 2009, 2010). La presenza del Toarciano nei Calcari e Marne a Posidonia è stata documentata già all'inizio del secolo scorso da FUCINI (1905a) al Monte Cetona dove l'autore ha riconosciuto ammoniti della Biozona a *Hildoceras bifrons*. Questa età è stata successivamente confermata da FAZZINI *et alii* (1968) che nella stessa zona hanno segnalato la specie *Hildoceras semipolitum* (BUCKMAN) e i generi *Crassiceras*, *Brodieia*, *Litoceras*, *Frechiella*, *Phymatoceras* e *Mercaticeras* che indicano il Toarciano medio (Biozona *Hildoceras bifrons* e Biozona *Haugia variabilis*), nonché da PASSERI & VENTURI (2005) che riportano i generi *Hildoceras* e *Mercaticeras* indicativi del Toarciano medio, Biozona *Hildoceras bifrons*. La parte alta del Toarciano inferiore è stata documentata per la prima volta da ZACCAGNA (1932) che nei Calcari e Marne a Posidonia della zona di La Spezia riconobbe *Ammonites (Polyplectus) discoides* (ZIETEN) che documenta la Biozona *Harpoceras serpentinum*. Nella stessa regione FEDERICI (1967b) ha descritto un esemplare di *Catulloceras (Catacoeloceras) dumortieri* (THIOLLIÈRE), specie che si estende dal

Toarciano superiore, Biozona *Pleydellia aalensis*, alla parte bassa dell'Aaleniano, Biozona *Leioceras opalinum*. Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute alla base dei Calcari e Marne a Posidonia affioranti lungo il margine orientale e meridionale del nucleo metamorfico apuano e nel pistoiese precisano meglio l'età di inizio della sedimentazione marnosa che cade nella Biozona NJT5b per la presenza concomitante di *Lotharingius hauffii*, *Microlithus jansae* e *Carinolithus cantaluppii*, in assenza di *C. superbus* e *Discorabdus* spp. (PERILLI *et alii*, 2008, 2009). Negli schemi biozonali di GRADSTEIN *et alii* (2012) la Biozona NJT5b corrisponde alla Zona *Tenuicostatum* ovvero alla base del Toarciano.

Il brusco incremento nel contenuto in minerali argillosi accompagnato dall'altrettanto brusco decremento in carbonato di calcio che caratterizza il passaggio Calcare Selcifero-Calcari e Marne a Posidonia precede immediatamente, nelle successioni toscane sia bacinali che condensate, un livello di "black shales" attribuito, in base alla presenza di *C. superbus*, alla Biozona NJT6 (PERILLI *et alii*, 2008, 2009) che corrisponde alla Biozona *Harpoceras serpentinum* (Biozona *H. falciferum* della provincia sub-boreale) secondo GRADSTEIN *et alii* (2012). Questo livello è la testimonianza dell'evento anossico TAOE causato dal riscaldamento globale che si verificò alla base della Zona Falciferum, a seguito della attività eruttiva testimoniata dalla imponente provincia magmatica di Karoo-Ferrar (ERBA, 2004). L'età del tetto dei Calcari e Marne a Posidonia è meno ben definita della base. La presenza di *Cyclogelosphaera margerelli* e *Carinolithus superbus* nella parte alta dei Calcari e Marne a Posidonia della zona di La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005) indica l'Aaleniano superiore-Bajociano (Zona a nannofossili NJT8 *p.p.*-NJT10 *p.p.*); la presenza di *Watznaueria britannica*, che compare alla base della Zona NJT9, documenta la presenza del Bajociano nei Calcari e Marne a Posidonia della zona di Pescaglia in lucchesia (PUCCINELLI *et alii*, 2010b). È nostra opinione, tuttavia, che la formazione debba includere l'intero Bathoniano dal momento che in Toscana meridionale alla base della soprastante formazione dei Diaspri è presente un'associazione ad aptici di sicura età calloviana (KÄLIN *et alii*, 1979).

3.1.8. - Diaspri (DSD)

SINONIMI: "Diaspri, ftaniti e scisti rossi con Aptici e Belemniti" (ZACCAGNA, 1935); "Radiolariti" (TREVISAN *et alii*, 1971a); "Radiolariti rosse, verdi e nere (diaspri)" in TREVISAN *et alii* (1971b).

AFFIORAMENTI TIPICI: dintorni di Noceto e Tenerano; Pianellaccio a nord del Monte Pisanino.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la formazione affiora nei dintorni di Noceto e Tenerano, al Pianellaccio e alla Madonna del Soccorso presso Minucciano.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: radiolariti silicee rosse (Noceto, Tenerano, Madonna del Soccorso) e grigio-verdognole (Pianellaccio) in straterelli

centimetrici separati da sottilissimi interstrati argillitici; localmente alla sommità sono presenti marne silicee. Questa porzione è equiparabile al “Rosso ad Aptici” o “Scisti ad Aptici” *Auctt.*. È molto probabile che da questo livello provengano gli aptici segnalati da ZACCAGNA (1880) a Castelpoggio e da DE STEFANI (1884) a Tenerano.

CARATTERI DI LABORATORIO: *wackestone/packstone* a radiolari.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da 6 a 10 metri nelle zone di Noceto e Tenerano; pochi metri al Pianellaccio e alla Madonna del Soccorso.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Diaspri passano in basso gradualmente ai Calcari e Marne a Posidonia e in alto, piuttosto bruscamente, alla Maiolica, ove questa è presente.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: marino profondo, al di sotto del limite di compensazione della calcite. Il tetto indica una profondità compresa nel lisocline della calcite.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Calloviano-Titoniano per correlazione a scala regionale.

Le associazioni a radiolari contenute nella parte bassa della formazione dei Diaspri toscani, a livello regionale, hanno finora dato indicazioni di età abbastanza imprecise indicative di un intervallo compreso tra il Bajociano terminale/Calloviano inferiore, biozona a radiolari UAZ 5-7 dello schema biozonale di BAUMGARTNER *et alii* (1995) e l'Oxfordiano medio-superiore, biozona a radiolari UAZ9 (CONTI, 1986; ABBATE *et alii*, 2005; PUCCINELLI *et alii*, 2010a). Il limite inferiore della formazione è invece precisato da un'associazione ad aptici del genere *Cornaptychus* rinvenuta alla base dei Diaspri affioranti nella zona di Rapolano e nei Monti di Poggiano, in Toscana meridionale, che indica un sicuro Calloviano (KÄLIN *et alii*, 1979). Per quanto riguarda l'età della parte alta dei Diaspri, rappresentata da marne silicee equiparabili al “Rosso ad Aptici” *Auctt.* è da ricordare che ZACCAGNA (1880) cita il rinvenimento a Castelpoggio di *Punctaptychus punctatus* (indicativa del Titoniano-Berriasiano) e DE STEFANI (1884) segnala la presenza di *Lamellaptychus beyrichi* (indicativo del Kimmeridgiano-Titoniano) in diaspri, scisti e calcari verdognoli affioranti a Tenerano. La porzione sommitale dei Diaspri è riferibile al Titoniano superiore in base alla associazione a nannoconidi rinvenuta negli “Scisti ad Aptici” *Auctt.* affioranti in Val Gordana (Foglio 233 - Pontremoli, PUCCINELLI *et alii*, 2010a). La stessa età è documentata anche in Toscana meridionale dagli aptici (varie specie dei generi *Lamellaptychus*, *Laevaptychus* e *Punctaptychus*) rinvenuti assieme a *Crassicollaria parvula* e *C. massutiniana* (indicativi del Titoniano superiore) al tetto dei Diaspri in facies “Rosso ad Aptici” nella zona di Rapolano e Cintoia (KÄLIN *et alii*, 1979).

La sedimentazione più francamente silicea dei Diaspri, compresa tra il Calloviano e la base del Titoniano, coincide con l'improvvisa forte accelerazione della

velocità di espansione dell'Atlantico Centrale verificatosi tra 165-170 Ma (SAHABI *et alii*, 2004; LABAILS *et alii*, 2009, 2010) e 150 Ma (LABAILS *et alii*, 2010).

3.1.9. - *Maiolica* (MAI)

SINONIMI: “Calcari del Neocomiano” (ZACCAGNA, 1894); “Calcicare compatto stratiforme biancastro selcifero con *Aptycus Didayi*” (ZACCAGNA, 1928); “Calcicare Maiolica” (VALDUGA, 1957); “Calcari litografici e sublitografici selciferi grigio chiari” (TREVISAN *et alii*, 1971a); “Calcari e calcari litografici e selciferi bianco latte” (“Maiolica”) in TREVISAN *et alii* (1971b).

AFFIORAMENTI TIPICI: Castelpoggio, Tenerano e Minucciano per le successioni estremamente condensate; Pianellaccio e Careggine per le successioni relativamente più complete dal punto di vista temporale.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: piccoli affioramenti, spesso non rappresentabili alla scala 1:50.000, lungo il margine nord-occidentale e il margine nord-orientale del nucleo metamorfico apuano.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nelle successioni estremamente condensate calcilutiti silicee verdastre, bianche e rosate, violacee nella parte alta, con selci rosse ed interstrati argillitici rossi nella parte media e alta dell'unità (Tenerano). Nei tre-quattro metri basali della successione i calcari sono frequentemente deformati da fenomeni di *slumping*. Nella zona di Castelpoggio la *Maiolica* è rappresentata solamente da un livello di 70 cm di *slump-breccia* costituito da clasti molli di calcilutiti bianche e rosate immersi in marne calcaree rosse e rosate. Nella successione di Careggine, dove cominciano ad aprirsi facies relativamente più spesse, la *Maiolica* è costituita da circa trenta metri di calcilutiti grigie con selci bianche, grigie e nere, fittamente stratificate verso l'alto. Sempre a Careggine la *Maiolica* è caratterizzata, oltre che da deformazioni sinsedimentarie, dalla presenza al tetto di un livello di brecciola debtritica di spessore pluridecimetrico. In tutti gli affioramenti del Foglio 249 - Massa Carrara la base della *Maiolica* è marcata da una più o meno ampia lacuna deposizionale. Nelle potenti successioni bacinali che affiorano fuori del Foglio 249 - Massa Carrara e in particolare nella successione della Val di Lima, lo *hiatus* deposizionale alla base della *Maiolica* non sussiste. In queste successioni, come a Careggine ma con spessori maggiori, la parte alta della formazione è costituita da calcareniti grossolane con materiale risedimentato proveniente da una coeva piattaforma carbonatica di mare basso (Calcareniti di Monte Mosca in BOCCALETTI & SAGRI, 1966).

CARATTERI DI LABORATORIO: nelle successioni estremamente condensate *mudstone* con radiolari, mal preservati calpionellidi, calcispherulidi (tra cui *Stomiosphaera* spp.), aptici e piccoli globigerinidi come *Globuligerina hoterivica* e *Hedbergella sigali*. Nel livello di *slump-breccia* di Castelpoggio i clasti molli sono rappresentati da *packstone* con bivalvi pelagici e *mudstone* con sole *G. hoterivica*;

la matrice calcareo marnosa rossa è invece costituita da *packstone* con una ricca associazione a *G. hoterivica*, *H. sigali*, *H. similis*, *Clavhedbergella* sp. e rare *Blo-wiella* sp. indicativa del Barremiano. Nella sezione del Pianellaccio la base della Maiolica è rappresentata da *mudstone* con esemplari mal preservati di *Calpionella alpina* che indica il Berriasiano inferiore. Nella sezione di Careggine la base della Maiolica (fig. 27c) è rappresentata da *mudstone/wackestone* con *Calpionellopsis oblonga* indicativa della parte alta del Berriasiano, associate a piccole globigerine (*G. hoterivica*) e *praehedbergellidi* del Barremiano a partire da una ventina di metri dalla base. La brecciola al tetto della successione contiene clasti molli provenienti da successioni bacinali (Rosso Ammonitico, Calcare Selcifero, Calcari e Marne a Posidonia), clasti costituiti da *packstone* silicei a radiolari, frammenti di encriniti, litoclasti di piattaforma di mare basso arrotondati, ossidati e microperforati e infine frammenti isolati di alghe codiacee insieme ad ooidi e granuli micritizzati.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: una decina di metri nelle successioni estremamente condensate (Tenerano); da 15 metri (Pianellaccio) ad una trentina di metri (Careggine) nelle successioni più spesse.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: la Maiolica è limitata in basso dai Diaspri e in alto dalla Scaglia Toscana (Membro delle Argilliti di Brolio). Il passaggio con le soprastanti Argilliti di Brolio è spesso oblitterato dallo sviluppo di piani di taglio legati a faglie normali a basso angolo.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: bacino pelagico posto sopra il limite di compensazione della calcite.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Berriasiano-Barremiano.

Nelle successioni molto condensate la base della Maiolica ha un'età barremiana. Al Pianellaccio e a Careggine, dove cominciano ad aprirsi facies relativamente più spesse, la base della Maiolica è berriasiana. Anche nelle successioni bacinali più complete affioranti nel resto della Toscana settentrionale e in Toscana meridionale l'età berriasiano-barremiana della Maiolica è documentata da ricche associazioni a calpionellidi con forme appartenenti a *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnop-sella carpathica*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellites darderi* (vedi tra molti altri BELLINCIONI, 1959; BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; GHELARDONI *et alii*, 1965; BOCCALETTI & SAGRI, 1966; FAZZINI *et alii*, 1968; MUCCHI *et alii*, 1968; BOCCALETTI *et alii*, 1969; FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973; CERRINA FERONI & PATACCA, 1975; KÄLIN *et alii*, 1979; FAZZUOLI *et alii*, 1998), da numerosi aptici tra cui *Lamellaptychus aplanatus*, *L. didayi* e *L. angulo-costatus* (vedi ZACCAGNA, 1928, 1932; FAZZINI *et alii*, 1968, KÄLIN *et alii*, 1979) e da associazioni a nannoflore dominate da nannoconidi tra i quali *Nannoconus bronnmanni*, *N. steinmanni*, *N. globulus* e *N. colomi*, associati a *Markalius circum-radiatus*, *Watznaueria* sp., *Ciclagaelosphaera* sp. e *Cretaturbella rothii* (FAZZUOLI *et alii*, 1998). L'età del tetto (Barremiano) è in accordo anche con la presenza di

Orbitolinopsis cfr. *cuvillieri* (BOCCALETTI & SAGRI, 1966) e di *Palorbitolina* spp. e *Protopeneroplis trochoangulata* (dato originale) nel membro delle Calcareniti di Monte Mosca della Maiolica affiorante in Val di Lima.

3.1.10. - *Scaglia Toscana* (STO)

La Scaglia Toscana è una successione bacinale potente fino a diverse centinaia di metri costituita da argilliti più o meno silicee policrome e marne prevalentemente rosse con intercalazioni più o meno frequenti di calcilutiti e calcareniti torbiditiche. Il rapporto percentuale tra litotipi calcarei e litotipi argillosi varia arealmente in funzione della paleobatimetria del bacino di sedimentazione, della fluttuazione nel tempo del lisocline della calcite (fluttuazione controllata da importanti eventi climatici a scala globale, vedi fig. 19) e soprattutto dell'entità degli apporti di materiale carbonatico risedimentato a mezzo di correnti di torbida. Una caratterizzazione e definizione architettonica della successione in termini di unità deposizionali valida per l'intero Dominio Toscano Interno è resa problematica da una serie di fatti che includono:

- a) esistenza di forti variazioni di facies, soprattutto nel rapporto argille/calcari, sia in senso orizzontale che verticale a causa della inevitabile irregolare distribuzione nel tempo e nello spazio dei corpi torbiditici calcarei che impedisce una corretta correlazione delle unità deposizionali sia a scala locale che regionale;
- b) estrema povertà di fossili nei depositi argillitici intertorbiditici, spesso depositi in prossimità del lisocline della calcite o addirittura sotto la CCD e frequente rimaneggiamento delle associazioni microfaunistiche nei litotipi calcarei, di norma risedimentati da correnti gravitative, che impediscono una attendibile determinazione di età;
- c) severe deformazioni della successione in corrispondenza di zone di taglio che hanno generato una pervasiva foliazione con trasposizione dell'originaria stratificazione;
- d) presenza di faglie normali a basso angolo che, spesso non riconosciute come tali, causano localmente l'elisione di significative porzioni di successione, erroneamente attribuite in letteratura a lacune deposizionali.

Il primo importante tentativo di caratterizzare la successione definendo sistematicamente le varie parti che la costituiscono fu fatto negli anni sessanta da CANUTI *et alii* (1965) che distinsero all'interno degli "Scisti Policromi" dei Monti del Chianti quattro formazioni:

- la Formazione di Brolio (argilliti talora manganesifere e subordinate calcilutiti silicee). Età: Albiano-Cenomaniano;
- le Marne del Sugame (marne, marne calcaree e calcilutiti marnose grigie e rossastre con intercalazioni di calcareniti gradate). Età: Paleocene-Eocene inferiore/medio;

- la Formazione di Dudda (calcareniti fini gradate e calcilutiti in strati centimetrici alternate ad argilliti brune). Età: Eocene medio-superiore;
- il “Nummulitico” *Auctt.* (calcareniti più o meno grossolane gradate con macroforaminiferi). Età: Cretacico Superiore?-Eocene.

L’istituzione di quattro formazioni e l’attribuzione del rango di gruppo alla successione degli “Scisti Policromi” *Auctt.* trovavano giustificazione nelle marcate differenze litologiche tra le varie unità (differenze riscontrate anche in altre parti della Toscana e dell’Umbria occidentale), nel loro spessore che le rendeva regionalmente cartografabili alla scala 1:25.000, nei reciproci rapporti geometrici che apparivano mantenersi inalterati anche al di fuori dell’area tipo e infine nella ben precisa posizione cronostratigrafica di ciascuna unità.

Negli stessi anni BOCCALETTI & BORTOLOTTI (1965) istituivano all’interno degli “Scisti Policromi” *Auctt.* dell’alta Garfagnana (versante orientale delle Apuane), la Formazione di Puglianella costituita da calcilutiti bianche e subordinate calcareniti sottilmente stratificate di età cretacica superiore. Secondo questi autori in alcune zone dell’area (es. Trassilico) la Formazione di Puglianella si troverebbe intercalata tra depositi argillitici riferiti alla Formazione di Brolio *sensu* CANUTI *et alii* (1965) e una successione costituita da un’alternanza di calcareniti, calcari marnosi, marne e argilliti del Cretacico superiore-Eocene inferiore, denominata, sempre dagli stessi autori, Membro Colle S. Cristina della Formazione di Dudda. In altre località della stessa zona (es. Colle S. Cristina) la Formazione di Puglianella si troverebbe intercalata all’interno del Membro Colle S. Cristina della Formazione di Dudda e assieme a questo farebbe parte di una successione di età compresa tra il Turoniano e il Maastrichtiano. La porzione del Membro Colle S. Cristina soprastante la Formazione di Puglianella, sarebbe sormontata a sua volta dalla Formazione di Brolio a cui verrebbe attribuita, in quest’area, un’età maastrichtiana. La collocazione di un’unità litostratigrafica del rango di formazione (Formazione di Puglianella) all’interno di un membro di un’altra formazione (Membro Colle S. Cristina della Formazione di Dudda) desta ovvie perplessità perchè contro le più elementari norme che regolano il codice di nomenclatura stratigrafica (HEDBERG, 1976; SALVADOR, 1994), così come desta perplessità lo schema dei rapporti geometrici tra le varie unità secondo il quale la Formazione di Brolio giacerebbe a luoghi sotto e a luoghi sopra la Formazione di Dudda. Non si capisce, infine, come all’interno di una successione bacinale la stessa unità possa cambiare età nello spazio di pochi chilometri (es. Membro Colle S. Cristina della Formazione di Dudda attribuito al Cretacico superiore nell’area di Puglianella-Roggio e all’Eocene inferiore nella zona di Trassilico).

Un anno più tardi BOCCALETTI & SAGRI (1966) descrivevano gli “Scisti Policromi” della Val di Lima utilizzando per i vari termini della successione, tranne che per il “Nummulitico”, la nomenclatura proposta da CANUTI *et alii* (1965) nel

Chianti. Al “Nummulitico” veniva attribuito il nome di Calcareniti di M. Grossi (da Montegrossi, frazione di Gaiole in Chianti) e veniva assegnata loro un’età compresa tra il Cretacico inferiore e il Paleogene anche se a Montegrossi affiorano solamente calcareniti paleogene attribuite da CANUTI *et alii* (1965) al “Nummulitico”. Secondo i citati autori anche in Val di Lima la sovrapposizione delle varie unità non seguirebbe sempre il medesimo ordine e la stessa unità assumerebbe età diverse su distanze anche molto piccole.

A poca distanza di tempo dalla pubblicazione di questi lavori SESTINI (1967) riconosce la sostanziale inconsistenza di unità stratigrafiche istituite con criteri che entrano in conflitto con qualunque codice di nomenclatura stratigrafica e propone di considerare gli “Scisti Policromi” non più come un gruppo, quale era stato definito da CANUTI *et alii* (1965) qualche anno prima, bensì come una sola formazione costituita da diverse litofacies corrispondenti a quelle che in precedenza erano state definite formazioni.

Con queste premesse avrebbe dovuto essere ovvio che semplici associazioni litologiche possono essere utili per elaborare carte di facies, ma non possono essere utilizzate per costruire carte geologiche a scale comprese tra 1:25.000 e 1:100.000 dal momento che per definizione queste carte devono essere basate su unità litostratigrafiche (formazioni, membri, orizzonti) che devono soddisfare ben precisi requisiti fissati a livello internazionale dai codici di nomenclatura stratigrafica (vedi ad esempio SALVADOR, 1994; MURPHY & SALVADOR, 1999; NACSN, 2005). Nella letteratura geologica sull’Appennino Settentrionale (vedi ad esempio BORTOLOTTI *et alii* 1970; FAZZUOLI *et alii* 1985, 1998) è invece rimasto insoluto il grave equivoco tra unità litostratigrafiche (corpi definiti in base a caratteristiche litologiche e a una ben precisa posizione stratigrafica) e litofacies (suddivisioni all’interno di unità litostratigrafiche basate sulle sole caratteristiche litologiche). Anche in alcuni Fogli della Toscana del Progetto CARG corpi definiti come litofacies, con posizioni stratigrafiche diverse all’interno della Scaglia Toscana, sono stati cartografati utilizzando impropriamente nomi di formazioni che in origine erano state definite correttamente anche in termini di età. In alcune aree si è arrivati addirittura al paradosso di cartografare come Argilliti di Brolio i termini paleogenici della Scaglia Toscana, cronologicamente correlabili con la Scaglia Variegata della successione umbro-marchigiana, non tenendo in considerazione il fatto che nell’area tipo le Argilliti di Brolio erano state definite come il termine più basso degli “Scisti Policromi”, di età aptiano-cenomaniana, correlabile quindi con le Marne a Fucoidi e con la parte bassissima della Scaglia umbro-marchigiana.

Nella seconda metà degli anni ’60 infine i geologi della scuola di Berlino e nello specifico GÜNTHER (1966) e GÜNTHER & WACHSHUT (1969) distinguono al tetto della Scaglia Toscana affiorante nei nuclei mesozoici a nord e a nord-est delle Apuane (Maestà di Castelpoggio, Equi, Casola in Lunigiana, Mommio,

Soraggio e Corfino) un intervallo di marne siltose grigio chiare, di età oligocenica, di transizione al Macigno. A questo intervallo, che caratterizza la parte alta della Scaglia Toscana nelle aree in cui sono assenti le Calcareniti a Nummuliti, KRAMPE (1964) attribuì il nome Marne di Rovaggio dal nome del canale a sud di Sassalbo nell'Appennino tosco-emiliano.

Nello schema cronostratigrafico di fig. 19 abbiamo le disparate informazioni esistenti in letteratura sugli "Scisti l'area a nord dell'Arno. Abbiamo ritenuto opportuno adoperare il termine "Scaglia Toscana", già in uso nella letteratura geologica, piuttosto che il termine "Scisti Policromi", più adatto ad una successione metamorfica, ed abbiamo attribuito alla Scaglia Toscana il rango di formazione.

All'interno di questa formazione abbiamo riconosciuto i seguenti cinque intervalli, aventi il rango di membri e litofacies, elencati dal basso verso l'alto:

- *Argilliti di Brolio* (CANUTI *et alii*, 1965), con al tetto un paio di metri di radiolariti rosse, una litofacies identificabile come orizzonte guida per le caratteristiche di facies facilmente riconoscibili e per l'ampia estensione areale;
- *Calcari di Puglianella* (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965);
- *Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina* (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965);
- *Marne del Sugame* (CANUTI *et alii*, 1965);
- *Marne di Rovaggio* (GÜNTHER, 1966).

Le Argilliti di Brolio e i Calcari di Puglianella sono separati tra loro da un orizzonte radiolaritico non cartografabile per l'esiguo spessore. Nella carta le Marne del Sugame e le Marne di Rovaggio sono state accorpate per motivi di risoluzione cartografica visto l'esiguo spessore di ambedue i termini. Nelle successioni bacinali della Turrice di Galliciano, Val di Serchio e Val di Lima (successione stratigrafica identificata con c nelle fig. 19 e fig. 21) la parte alta delle Marne del Sugame e le Marne di Rovaggio sono sostituite lateralmente dalle Calcareniti a Nummuliti. Si tratta di un potente accumulo di depositi gravitativi di conoide sottomarina, di età compresa tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore, identificato in letteratura con nomi diversi in base alla facies dominante (Calcareniti di M. Grossi se prevalgono facies grossolane, Calcareniti di Dudda o Argilliti di Brolio se prevalgono le calcareniti medio-fini o le argilliti). Nella ridefinizione della Scaglia Toscana abbiamo utilizzato per i membri nomi già esistenti in letteratura laddove, a parte il rango, età e posizione stratigrafica coincidessero con la definizione originaria dell'unità. Nel caso delle Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina, occorre precisare che quest'unità corrisponde fisicamente al Membro Colle Santa Cristina della Formazione di Dudda di BOCCALETTI & BORTOLOTTI (1965) ma la sua posizione stratigrafica e la sua età (Paleocene-Eocene inferiore, vedi fig. 19) esclude una parentela con la Formazione di Dudda che appartiene invece all'Eocene medio e superiore.

La chiave di lettura per decifrare l'architettura deposizionale e stratigrafica della Scaglia Toscana, identificandone in tal modo i membri, è la presenza nella

successione di due intervalli costituiti in prevalenza da argilliti silicee deposte in aree bacinali, sotto il limite di compensazione della calcite, durante periodi più o meno prolungati di riscaldamento globale causato da forti emissioni di CO₂ (fig. 19). Il primo di essi, Aptiano-Turoniano basale è rappresentato dalle Argilliti di Brolio, il secondo sviluppato nel Paleocene-Eocene inferiore, è rappresentato dalle Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina. Questi intervalli argillitici chiave, prevalentemente scure le prime, policrome le seconde, si riconoscono molto bene nella regione periapua così come in tutto il Dominio Toscano sia nelle successioni condensate sia in quelle più spesse e più ricche in risedimenti gravitativi.

In accordo con CANUTI *et alii* (1965) le Argilliti di Brolio dovrebbero in realtà essere considerate una vera e propria formazione per le specifiche caratteristiche litologiche che ne permettono il riconoscimento a scala regionale, dalla Toscana meridionale (CANUTI & MARCUCCI, 1971) al Pontremolese (GHELARDONI *et alii*, 1965). Tuttavia abbiamo preferito includere le Argilliti di Brolio nella Formazione della Scaglia Toscana considerato il loro esiguo spessore in tutto il Foglio 249 - Massa Carrara che le rende mal riconoscibili ove le condizioni di esposizione non siano più che buone. La sedimentazione delle Argilliti di Brolio, caratterizzate da un elevato contenuto in materia organica e da un contenuto in carbonato di calcio scarsissimo o nullo, appare essere stata controllata, così come le coeve Marne a Fucoidi della successione umbro-marchigiana, dai ripetuti eventi anossici verificatisi a livello globale nell'Aptiano-Albiano e nel tardo Cenomaniano inizio Turoniano, eventi che sono ben conosciuti e studiati sia in perforazioni oceaniche sia in sezioni di superficie (NORRIS *et alii*, 2001; ERBA, 2004; LUCIANI *et alii*, 2006; BRALOWER *et alii*, 2006; COCCIONI *et alii*, 2012). La presenza di "black-shales" e l'assenza o estrema povertà del carbonato di calcio in questi depositi è stata messa in relazione, tra le varie ipotesi, alle forti emissioni di CO₂ vulcanogenica legata alla messa in posto di imponenti plateaux basaltici e alla formazione di grandi province magmatiche generate dalla risalita di "superplumes" caldi (LARSON, 1991a,b; OHKOUCHI *et alii*, 2015). Anche il livello di radiolariti rosse del Turoniano basale che marca il tetto delle Argilliti di Brolio e che si ritrova anche nella successione umbro-marchigiana in corrispondenza del livello Bonarelli (SALVINI & MARCUCCI PASSERINI, 1998; MUSAVU-MOUSSAVOU *et alii*, 2007) potrebbe essere messo in relazione alla acidificazione degli oceani ed alla concentrazione di metalli biolimitanti durante la messa in posto dei grandi plateaux vulcanici sottomarini che avrebbe inibito la calcificazione nel nannoplancton e favorito la proliferazione del plancton a guscio siliceo (ERBA, 2004).

Salendo nella successione della Scaglia Toscana, il brusco cambio litologico tra i Calcari di Puglianella e le sovrastanti Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina, passando cioè da una sedimentazione prevalentemente calcarea nel Cretacico ad una sedimentazione più argillosa nel Paleogene (con un valore massimo del rapporto

argilla/calcare al limite Paleocene/Eocene) appare essere il riflesso di una serie di eventi fisici e climatici che ebbero luogo a partire dalla fine del Maastrichtiano. Agli eventi di abbassamento del livello del mare a scala globale registrati tra il tardo Maastrichtiano e il Paleocene inferiore (VAN SICKEL *et alii*, 2004; MILLER *et alii*, 2005; KOMINZ *et alii*, 2008) è attribuibile molto verosimilmente il contatto brusco tra i Calcari di Puglianella e le sovrastanti Argilliti e Calcareni di Colle S. Cristina/Marne del Sugame e lo *hiatus* deposizionale che caratterizza sistematicamente la base della Scaglia Toscana paleogenica. Agli eventi ipertermici ripetuti e ravvicinati nel tempo che determinarono, tra il Paleocene superiore e l'Eocene inferiore il riscaldamento globale culminato nell'optimum climatico dell'Eocene inferiore (BRALOWER *et alii*, 2002, 2006; LOURENS *et alii*, 2005; WESTERHOLD *et alii*, 2008) è da attribuire l'aumento improvviso del contenuto in argilla nella Scaglia Toscana paleogenica, come si registra d'altronde in altre successioni sia oceaniche (PETRIZZO, 2005; ZACHOS *et alii*, 2005; BRALOWER *et alii*, 2006) sia continentali (SCHMITZ *et alii*, 2011; COCCIONI *et alii*, 2012). Sulle cause di queste pulsazioni termiche, non ancora del tutto chiare, sono state fatte varie ipotesi (ZACHOS *et alii*, 2001; SVENSEN *et alii*, 2004; LOURENS *et alii*, 2005; HIGGINS & SCHRAG, 2006).

SINONIMI: "Scisti galestrini" (SAVI & MENEGHINI, 1850); "Scisti argillosi policromi" (UGOLINI, 1905); "Scisti policromi e calcari marnosi rossi" (Scaglia) in ZACCAGNA, 1928; "Scisti Policromi" (VALDUGA, 1957); "Scisti Policromi e Scaglia Toscana" (MERLA *et alii*, 1967); "Scisti argillosi policromi con calcareniti e calciruditi" (TREVISAN *et alii*, 1971a); "Argille fissili policrome" (Scaglia Toscana) in TREVISAN *et alii* (1971b); "Scaglia rossa" (NARDI, 1961; DALLAN NARDI & NARDI, 1972).

AFFIORAMENTI TIPICI: zona di Gragnana-Castelpoggio; zona di Puglianella-Roggio; Careggine.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: margine nord-occidentale, settentrionale e nord-orientale del nucleo metamorfico apuano. È da ricordare che nell'area periapuana la Scaglia Toscana è quasi dappertutto limitata in basso da importanti faglie dirette a basso angolo che elidono porzioni più o meno significative di successione. Poiché numerose superfici tettoniche sono presenti anche al suo interno, la Scaglia Toscana nel Foglio 249 - Massa Carrara non affiora completa di tutti i suoi termini.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nel Foglio 249 - Massa Carrara la Scaglia Toscana è stata suddivisa in 5 parti (membri e litofacies): Argilliti di Brolio con al tetto l'orizzonte delle radiolariti rosse (STO₂), Calcari di Puglianella (STO_b), Argilliti e Calcareni di Colle S. Cristina (STO₈), Marne del Sugame (STO₁) e Marne di Rovaggio (STO₅). Per l'esiguità dello spessore le Marne di Rovaggio nel Foglio 249 - Massa Carrara sono state cartografate insieme alle sottostanti Marne

del Sugame e riportate assieme in carta con la sigla STO₁₋₅.

Argilliti di Brolio (STO₂): questo intervallo, ben esposto lungo il margine nord-orientale del nucleo metamorfico e soprattutto nella zona di Careggine, è costituito da argilliti e marne silicee grigio-scure e verdastre, localmente color vinaccia, con sporadiche sottili intercalazioni di calcilutiti silicee mangesifere. Le Argilliti di Brolio sono presenti anche nella zona di Castelpoggio, in pessime condizioni di affioramento. Nella zona di Colle S. Cristina, alla sommità delle argilliti rosse, è presente un livello di radiolariti rosse mangesifere. Radiolariti silicee rosse al tetto delle Argilliti di Brolio, contenenti associazioni a radiolari del Turoniano basale, sono segnalate anche in aree contigue a quella del Foglio 249 - Massa Carrara (MARCUCCI *et alii*, 1994; PIGNOTTI, 1994). L'orizzonte radiolaritico rosso affiorante nella zona di Colle S. Cristina è stato riconosciuto anche da BOCCALETTI & BORTOLOTTI (1965) ed evidenziato come livello 4 nella sezione colonnare di Colle S. Cristina del lavoro citato. Argilliti silicee violacee e grigio plumbee associate a marne silicee verdastre, equivalenti alle Argilliti di Brolio, affiorano anche a La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005) e in Val Gordana (Pontremoli) dove sono state attribuite alle Marne a Fucoidi (GHELARDONI *et alii*, 1965; PUCCINELLI *et alii*, 2010a).

Calcari di Puglianella (STO_b): i Calcari di Puglianella affiorano piuttosto estesamente lungo il bordo nord-orientale del nucleo metamorfico. Pochi metri affiorano anche a Castelpoggio, quasi del tutto coperte da una spessa coltre di detrito. La metà inferiore di questo intervallo è costituita da calcari, spesso deformati da fenomeni di *slumping*, con interstrati marnosi rossi via via più frequenti verso l'alto. I calcari sono rappresentati prevalentemente da calcilutiti silicee bianco-verdastre e rosate bioturbate, calcisiltiti conturritiche di spessore centimetrico e subordinate calcitorbiditi fini T_{c-e} con liste e noduli di selce chiara (fig. 27e). Nella metà superiore i Calcari di Puglianella si arricchiscono gradualmente verso l'alto in calcitorbiditi di spessore decimetrico (T_{b-e}) e raramente pluridecimetrico (T_{a-e}) separati da interstrati di argilliti silicee rosse. In aree contigue a quella del Foglio 249 - Massa Carrara (Val di Serchio e Val di Lima) la Scaglia Toscana del Cretacico Superiore, ricca in risedimenti torbiditici, è stata attribuita alle Calcareniti di Dudda o alle Calcareniti di Montegrossi (BOCCALETTI & SAGRI, 1966; FAZZUOLI *et alii*, 1998) in base a considerazioni litologiche (rapporto percentuale tra calcitorbiditi e argilliti intertorbiditiche) più che stratigrafiche dal momento che nel Chianti (a Dudda e a Montegrossi) le calcareniti hanno età eocenica (CANUTI *et alii*, 1965). In altre aree del Dominio Toscano Interno come La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005), Pontremoli (GHELARDONI *et alii*, 1965), Val di Nievole (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANNETTI, 1973) e Toscana meridionale (CANUTI & MARCUCCI, 1971) i Calcari di Puglianella sono sostituiti lateralmente da calcari marnosi biancastri e marne più o meno calcaree rosse contenenti associazioni a foraminiferi planctonici del Cretacico

Superiore.

Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina (STO₈): le Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina sono confinate a est del nucleo metamorfico apuano, nelle zone di Gorfigliano, Roggio e Careggine (successione tipo **b** in fig. 19 e fig. 21). La successione è rappresentata da alcune decine di metri di argilliti silicee policrome rosso-brune, grigio-verdi ed avana cui si intercalano calcitorbiditi grigio scure T_{a-e} e T_{b-e} di spessore decimetrico e livelli centimetrici di calcilutiti silicee grigio-verdastre e calcisiltiti conturritiche organizzate in piccole sequenze *fining-upward* (fig. 27f). Nella porzione inferiore della successione sono piuttosto frequenti i risedimenti torbiditici T_{a-e} a granulometria ruditica fine contenenti materiale lito-bioclastico proveniente da aree di piattaforma di mare basso. A ovest e a nord del nucleo metamorfico, nella zona di Castelpoggio e Tenerano, le Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina sono sostituite da marne rosse emipelagiche (Marne del Sugame nelle fig. 19 e fig. 21). Argilliti silicee policrome con intercalazioni calcitorbiditiche simili a quelle che affiorano a Roggio e a Careggine sono presenti anche in Val di Serchio e in Val di Lima (successione tipo **c** in fig. 19 e fig. 21) a costituire una successione potente più di un centinaio di metri.

Marne del Sugame (STO₁): alle Marne del Sugame sono state attribuite le marne argillose e le marne calcaree variegiate rosse, biancastre e verdognole del Paleocene-Eocene (fig. 27d) che ricoprono i Calcari di Puglianella ad ovest e a nord del nucleo metamorfico apuano (zona di Castelpoggio, Tenerano e Ugliancaldo) e quelle dell'Eocene medio-superiore - Oligocene inferiore *p.p.* che ricoprono le Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina ad est, zona di Roggio e Careggine. Marne identiche alle Marne del Sugame per caratteristiche litologiche ed età, attribuite da ABBATE *et alii* (2005) al "membro delle Argilliti di Brolio", affiorano anche nella zona di La Spezia tra i paesi di Casella e Biassa. In Val di Serchio e Val di Lima (successione tipo **c** in fig. 19 e fig. 21) le Marne del Sugame dell'Eocene medio-superiore e di parte dell'Oligocene inferiore sono sostituite lateralmente da un potente complesso di calcitorbiditi e depositi gravitativi iperconcentrati ("Calcareniti a brecciole a Nummuliti", "Calcarea screziato o nummulitico" in SAVI & MENEGHINI, 1850; "Nummulitico" in COCCHI, 1864). Questi risedimenti, attribuiti al membro delle Calcareniti di Montegrossi nel Foglio 250 - Castelnuovo Garfagnana (PUCCINELLI *et alii*, 2010b) e nel Foglio 251 - Porretta Terme (BOTTE *et alii*, 2017), formano corpi a geometria lenticolare organizzati in sequenze multiple *fining-upward* testimoniando la presenza di spesse conoidi sottomarine incise da un complesso sistema di canalizzazioni. Il materiale più grossolano, di dimensioni ruditiche, proviene da aree di piattaforma di mare basso (dolomie triassiche, calcari a *Palaeodasy-cladus* del Lias, calcari con *Salpingoporella* del Giurassico Superiore-Cretacico Inferiore), da rampe carbonatiche paleoceniche (calcari con alghe rodoficee) e da aree bacinali (calcilutiti riferibili alla Maiolica e alla Scaglia cretacica). A questo

materiale si associano localmente, seppure in percentuale modesta, litoclasti di rocce metamorfiche di basso grado e arenarie.

Marne di Rovaggio (STO₅): marne e marne calcaree grigio-verdi via via più silteose verso l'alto. Affiorano nella zona di Roggio dove è ben esposto un passaggio graduale con il sovrastante Macigno. Nelle successioni bacinali tipo c (fig. 19 e fig. 21) le Marne di Rovaggio sono sostituite lateralmente dalla parte alta delle Calcareniti a Nummuliti, di età oligocenica, per la presenza di lepidocicline (*Nephrolepidina praemarginata* e *Eulepidina dilatata*) rinvenute nei dintorni di Barga (in Val di Serchio) da MIGLIORINI (1944) e da MONTANARI & ROSSI (1983). Un equivalente delle Calcareniti a Nummuliti oligoceniche costituite da argilliti con subordinati livelli calcitorbiditici, organizzati in una successione *fining-up*, è presente anche in Val di Lima sotto il nome di Argilliti di Brolio in FAZZUOLI *et alii* (1985, 1994) e Calcareniti di Dudda in BOTTI *et alii* (2017) ed attribuiti al Rupeliano *p.p.*-Chattiano *p.p.* in base alla presenza di associazioni a nannoflore indicative delle Zone NP22/23-NP24. In Val di Lima tra le calcareniti oligoceniche e il sovrastante Macigno BOTTI *et alii* (2017) riconoscono anche poche decine di metri di marne con sottili intercalazioni di arenarie attribuite alle Marne di Rovaggio e datate, in base alla presenza di nannofossili, al Chattiano *p.p.* (Zona NP25a).

CARATTERI DI LABORATORIO:

Argilliti di Brolio (STO₂): a Careggine le calcilutiti sono rappresentate da *mudstone* e *wackestone* con piccoli radiolari e sottili spicole di spugna associati a foraminiferi planctonici indicativi dell'Aptiano (scarsi esemplari di *Globuligerina hoterivica*, *Hedbergella sigali* e *Globigerinelloides blowi* nella parte bassa e *Gd. ferreolensis*, *Gd. algeriana*, *H. trochoidea* ed *H. planispira* salendo nella successione). Nella zona di Pontremoli GHELARDONI *et alii* (1965) attribuiscono il tetto delle Marne a Fucoidi (equivalente delle Argilliti di Brolio) all'Albiano-base Cenomaniano per la presenza di *Ticinella roberti* e *Rotalipora* sp. Nelle Argilliti di Brolio del Chianti CANUTI *et alii* (1965) segnalano la presenza anche di forme indicative dell'Albiano superiore e della parte alta del Cenomaniano (*Planomalina buxtorfi*, *Rotalipora appenninica*, *R. cfr. cushmani* e *Praeglobotruncana* sp.).

Calcari di Puglianella (STO_b): le calcilutiti silicee intercalate ai livelli conturritici e calcitorbiditici sono costituite da *mudstone* e *wackestone* con un detrito bioclastico finissimo rappresentato da frammenti di prismi di inocerami, sottili spicole di spugna e spine di echinidi cui si associano rari radiolari, abbondanti calcispherulidi (*Pithonella sphaerica* e *P. ovalis*) e foraminiferi planctonici di taglia molto piccola, non significativi dal punto di vista cronologico, appartenenti ai generi *Hedbergella*, *Ticinella*, *Globigerinelloides* ed *Heterohelix*. Lo stesso contenuto bioclastico, associato anche a peloidi, caratterizza i livelli conturritici, tessituralmente rappresentati da *packstone* spesso quasi del tutto ricristallizzati. Associazioni a microforaminiferi planctonici cronologicamente più significative si rinvennero nei livelli calcitor-

biditici, pur con tutte le incertezze legate al rimaneggiamento. Nei risedimenti della parte bassa dei Calcari di Puglianella infatti sono presenti associazioni a *Dicarinella* (tra cui *D. canaliculata*) e *Marginotruncana* (*M. renzi*, *M. marginata* e *M. coronata*) indicative del Turoniano sommitale e del Coniaciano-Santoniano. Salendo nella successione nei livelli calcitorbiditici si rinvencono forme indicative del Campaniano-Maastrichtiano con i generi *Globotruncana* (*G. arca*, *G. bulloides* e *G. tricarinata*), *Globotruncanita* (*G. stuarti* e *G. conica*) e *Contusotruncana* (*C. fornicata* e *C. patelliformis*) associate costantemente ad esemplari rimaneggiati di *Dicarinella* e *Marginotruncana*. Nei livelli più grossolani sono presenti anche litici calcarei di piattaforma, selci e litoclasti calcarei ossidati. Questa porzione dei Calcari di Puglianella, assieme alle sottostanti argilliti e radiolariti silicee rosse, da noi considerate parte alta delle sottostanti Argilliti di Brolio, è stata attribuita in letteratura alle Calcareniti di Dudda (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965).

Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina (STO₈): le calcilutiti sono rappresentate comunemente da *mudstone* e *wackestone* con piccoli esemplari di *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides* e *Globanomalina compressa* associati a globigerinelloidi, heterohelicidi e calcisphere, sempre di taglia molto piccola, indicativi di un generico Paleocene inferiore-medio. Nei livelli conturritici, costituiti da *packstone* bioclastici ricristallizzati, insieme ai foraminiferi planctonici paleocenici si rinvencono abbondanti esemplari rimaneggiati di globotruncane del Senoniano superiore (Campaniano-Maastrichtiano) e rare marginotruncane del Turoniano-Senoniano inferiore (Coniaciano-Santoniano). Nelle calcitorbiditi, in cui domina il materiale proveniente da aree di piattaforma di mare basso, i foraminiferi cretacici sono talmente abbondanti da indurre facilmente ad errate determinazioni di età. Questi risedimenti infatti sono comunemente rappresentati da *packstone* bioclastici medio-grossolani, quasi del tutto ricristallizzati, costituiti da frammenti di rudiste (radiolitidi ed ippuritidi), prismi di inocerami, spine di echinidi, coralli, granuli micritizzati, ooidi, microforaminiferi bentonici biserati e milioliformi, abbondanti frammenti di macroforaminiferi bentonici del Senoniano superiore (*Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Sulcoperculina* sp. e *Lepidorbitoides* sp.) e infine da una abbondante associazione a microforaminiferi planctonici con ben preservate e diversificate globotruncane del Senoniano superiore (*Contusotruncana contusa*, *C. patelliformis*, *C. fornicata*, *Globotruncanita conica*, *Gt. stuarti*, *Gt. elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *G. bulloides*, *G. arca* e *G. rosetta*) insieme a scarsi esemplari di *Marginotruncana* e *Dicarinella* del Senoniano inferiore e a rarissimi esemplari di *Rotalipora* del Cenomaniano. Tutte queste forme planctoniche, indicative di un forte rimaneggiamento temporale, sono caratterizzate dall'aver le camere riempite di micrite/microsparite di tipo diverso, pigmentata dalla presenza di glauconite o di ossidi di ferro. Il rimaneggiamento dei fossili cretacici è provato dalla presenza, sin dalla parte bassa dell'intervallo, di sporadiche forme del Paleo-

cene medio-superiore *p.p.* (rare *Morozovella* gr. *aequa-angulata* tra i foraminiferi planctonici e frequenti *Miscellanea* spp., *Lockhartia* sp. e piccole rotalie tra i foraminiferi bentonici). Nelle calcitorbiditi a granulometria più grossolana (da arenitica molto grossolana a ruditica) la componente litica prevale su quella bioclastica. I granuli litici sono rappresentati da frammenti arrotondati e microperforati di calcari di piattaforma protetta (*packstone* pseudooidici con *Aeolisaccus dunningtoni* del Giurassico Inferiore, *packstone* con *Pseudocyclammina sphaeroidea* del Senoniano) e di margine di piattaforma (*grainstone* ooidici con *Protopenneroplis striata* del Giurassico Medio-Superiore, *grainstone* con *Protopenneroplis trochoangulata* del Cretacico Inferiore), da dolospariti ankeritiche di probabile età triassica, da calcari carsificati con fratture riempite di terre rosse (questi ultimi provenienti da aree di piattaforma emersa) e da calcari provenienti da successioni mesozoiche bacinali e pelagiche condensate. Tra questi sono stati riconosciuti *wackestone* con radiolari, embrioni di ammoniti e articoli di crinoidi (Rosso Ammonitico), lumachelle a bivalvi pelagici (Calcari e Marne a Posidonia), *mudstone* e *wackestone* con radiolari e spicole di spugna (Calcari Selcifero), *mudstone* e *wackestone* con calpionellidi (Maiolica) e *packstone* con prismi di inocerami, *Dicarinella* e *Marginotruncana* (Scaglia del Coniaciano-Santoniano). Nella zona di Roggio ai litoclasti calcarei si associano localmente, anche se in percentuale molto modesta, clasti di metamorfiti di basso grado (scisti quarziferi, calcescisti, micascisti, aggregati di quarzo-albite-muscovite) e rarissime arenarie. In letteratura risedimenti simili, con clasti aventi lo stesso tipo di provenienza, sono descritti nelle Marne del Sugame del Chianti e di varie altre località della Toscana meridionale (CANUTI & PIRINI, 1964; CANUTI *et alii*, 1965; CANUTI & MARCUCCI, 1971). La presenza di clasti, arrotondati, ossidati e microperforati presuppone erosione e rielaborazione in aree costiere e/o emerse. Queste condizioni potrebbero essersi verificate a seguito degli importanti abbassamenti del livello del mare a scala globale che si sono verificati nella parte terminale del Maastrichtiano e nel Paleocene inferiore-inizio Paleocene medio (fig. 19). È da sottolineare a questo proposito che nelle piattaforme carbonatiche periadriatiche è ovunque riconoscibile al tetto dei calcari cretacici lacune più o meno ampie legate a fasi di continentalità connesse agli eventi regressivi del tardo Cretacico-Paleocene inferiore (vedi tra gli altri MATTEUCCI & PIGNATTI, 1991 e VLAHOVIĆ *et alii*, 2005). È ovvio invece che i litici provenienti da successioni bacinali, rappresentativi di intervalli temporali non più recenti del Senoniano inferiore, presuppongono eventi deformativi intrabacinali verificatisi durante il Cretacico Superiore.

Marne del Sugame (STO₁): nella parte bassa delle successioni di Castelpoggio e Tenerano, dove le Marne del Sugame sostituiscono lateralmente le Argilliti e Calcareniti di Colle Santa Cristina, *wackestone* con globotruncane rimaneggiate (fig. 26e,f) ma molto ben preservate del Campaniano-Maastrichtiano (*Globotrunc-*

canita stuarti, *Globotruncanita conica*, *Contusotruncana contusa*, *Globotruncana arca*, *Gansserina gansseri*, *Ventilabrella* spp. e *Rugoglobigerina* spp.) associate a forme del Paleocene medio-superiore *p.p.* quali *Igorina pusilla*, *Globanomalina* gr. *pseudomenardii*, *Morozovella* gr. *angulata* e *Subbotina triloculinoides* (associazione indicativa delle biozone P3 e P4). Questa attribuzione biozonale è in accordo con i dati biostratigrafici basati sulle associazioni nannofloristiche rinvenute da CATANZARITI *et alii* (1996) nell'affioramento di Castelpoggio che indicano la biozona NP5. Negli schemi biostratigrafici integrati infatti la zona a nannofossili NP5 corrisponde in parte alle zone a foraminiferi planctonici P3-P4 (fig. 19). Nella zona di Careggine le Marne del Sugame sono caratterizzate dalla presenza esclusiva, fin dalla base, di microforaminiferi planctonici dell'Eocene medio-superiore (grosse *Subbotina* spp., *Catapsidrax* spp. e, più in alto nella successione, *Globoboquadrina* sp.). Le Marne del Sugame affioranti in aree limitrofe (Pontremoli e Monsummano) che contengono anche *Morozovella velascoensis* e *M. aragonensis*, oltre ad esemplari di *Subbotina* gr. *triloculinoides-linaperta* (GHELARDONI *et alii*, 1965; FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973), completano e confermano l'età attribuita alle Marne del Sugame.

Marne di Rovaggio (STO₅): *mudstone* e *wackestone* con rari foraminiferi planctonici rappresentati dai soli generi *Catapsidrax* e *Globoquadrina*, indicativi di un'età non più vecchia dell'Eocene terminale. Associazioni nannofloristiche segnalate nelle Marne di Rovaggio affioranti a Castelpoggio e in aree limitrofe (Cinque Terre, Mommio, Corfino) da CATANZARITI *et alii* (1996, 2002) indicano il Rupeliano *p.p.* (Zona NP23). In Val Gordana (Pontremoli) CATANZARITI & PERILLI (2009) segnalano associazioni a nannofossili indicativi della biozona NP24 e in Val di Lima (Foglio 251 - Porretta Terme) BOTTI *et alii* (2017) indicano la presenza della biozona NP25a (Chattiano *p.p.*).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: circa 150 metri nelle sezioni più complete (6-7 metri per le Argilliti di Brolio, 30-40 metri per i Calcari di Puglianella, una ottantina di metri per le Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina, una quindicina di metri per le Marne del Sugame ed altrettanti per le Marne di Rovaggio).

RAPPORTI STRATIGRAFICI: le Argilliti di Brolio, ove presenti, come a Careggine, passano in basso alla Maiolica con un contatto stratigrafico brusco, determinato da un improvviso deficit di carbonato di calcio. Anche il contatto fra i Calcari di Puglianella e le Argilliti e Calcareniti di Colle S. Cristina è brusco. Tutti gli altri contatti tra i membri costituenti la Scaglia Toscana sono gradualì, così come è graduale il contatto tra le Marne di Rovaggio e la sovrastante formazione del Macigno.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: marino bacinale sotto la profondità di compensazione della calcite nell'Aptiano-Turoniano inferiore (Argilliti di Brolio) e

successivamente entro il lisoclino della calcite.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Cretacico inferiore (Aptiano) - Oligocene superiore (Chattiano) *p.p.*.

Nel dettaglio: Aptiano-Turoniano basale per le Argilliti di Brolio; Turoniano *p.p.*-Maastrichtiano per i Calcari di Puglianella; Paleocene medio - Eocene inferiore per le Argilliti e Calcareni di Colle S. Cristina; Eocene medio, Eocene superiore e parte basale dell'Oligocene inferiore per le Marne del Sugame della zona di Roggio-Careggine (successioni tipo **b** in fig. 19) e Paleocene medio-Eocene superiore per le Marne del Sugame della zona di Castelpoggio - Tenerano (successioni tipo **a** in fig. 19); Oligocene *p.p.* (Rupeliano-Chattiano *p.p.*) per le Marne di Rovaggio.

3.1.11. - *Macigno* (MAC)

SINONIMI: “Arenaria Macigno” (SAVI, 1833); “Arenaria compatta in banchi e strati (Macigno)” in ZACCAGNA (1928); “Macigno del Chianti” (MERLA, 1969); Formazione del “Macigno” (TREVISAN *et alii*, 1971b).

AFFIORAMENTI TIPICI: Ugliancaldo-Minucciano.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: il Macigno è sviluppato lungo i margini nord-occidentale e nord-orientale del Foglio 249 - Massa Carrara.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: arenarie torbiditiche quarzo-feldspatiche grigie, ocracee all'alterazione, in strati di spessore da pluridecimetrico a metrico, questi ultimi sviluppati soprattutto nella parte bassa della formazione. Lungo il bordo occidentale del Foglio, analogamente a quanto cartografato nell'adiacente Foglio 248 - La Spezia, sono presenti limitati affioramenti di arenarie medio-fini e siltiti in strati da decimetrici a centimetrici (MAC_a: litofacies delle Arenarie zonate di ABBATE *et alii*, 2005). Al tetto della successione olistostromi e olistoliti di materiale ligure e subligure (MAC_d) analogamente con quanto cartografato nell'adiacente Foglio 234 - Fivizzano (PUCCINELLI *et alii*, 2015), costituiti da paraconglomerati e breccie con prevalenti clasti di calcari silicei tipo “palombino” messi in posto attraverso meccanismi di *debris flow*.

CARATTERI DI LABORATORIO: *wacke* a grana da fine a grossolana, mal classate, con granuli da sub-angolosi a sub-arrotondati di quarzo, feldspati e subordinati granuli litici nei quali prevalgono rocce metamorfiche di basso grado.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore è difficilmente valutabile a causa delle cattive esposizioni; nella parte settentrionale del Foglio è non inferiore ad alcune centinaia di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: il contatto con la sottostante Scaglia Toscana (membro delle Marne di Rovaggio) è graduale.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: bacino di avanfossa.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Oligocene superiore (Chattiano) *p.p.*-Miocene inferiore (Aquitano *p.p.*) per correlazione a scala regionale.

Questa età deriva da MONTANARI & ROSSI (1983); CATANZARITI *et alii* (1991, 1996); PLESI (2002). Sulla base di associazioni a nannoflore calcaree CATANZARITI & PERILLI (2009) attribuiscono la base del Macigno affiorante in Val Gordana (Pontremoli) alla zona NP25a. BOTTI *et alii* (2017) attribuiscono al Macigno affiorante in Val di Lima un'età compresa tra le biozone a nannofossili calcarei NP25a e NN1d.

3.2. - UNITÀ TETTONICA DI MASSA

L'Unità tettonica di Massa, affiorante in corrispondenza del versante sudoccidentale del massiccio apuano, alle spalle della città di Massa, è rappresentata da un basamento ercinico costituito da metasedimenti e metavulcaniti acide e da una copertura epimetamorfica post-ercinica rappresentata da depositi terrigeni e carbonatici associati a subordinate vulcaniti basiche. Al complesso metamorfico che costituisce il basamento ercinico è attribuita un'età compresa tra il Cambriano e l'Ordoviciano e alla copertura post-ercinica un'età compresa tra il Permiano superiore e il Carnico. Sono sconosciuti nell'Unità di Massa termini più recenti del Triassico Superiore. Tutta la successione è interessata da un metamorfismo di basso grado in facies scisti verdi (FRANCESCHELLI & MEMMI, 1999; MOLLI *et alii*, 2000b). Gli effetti di questo metamorfismo, unitamente ad importanti elisioni tettoniche tardo-post metamorfiche, hanno reso problematico sia il riconoscimento degli originari rapporti stratigrafici tra i vari termini della successione sia la loro valutazione in termini di spessore. Diversi autori fin dall'800 hanno sottolineato le analogie litologiche fra i terreni metamorfici affioranti nella zona occidentale delle Alpi Apuane e la successione affiorante tra Punta Bianca e Capo Corvo presso La Spezia (PILLA, 1845; MURCHISON, 1849; COCCHI, 1864; ZACCAGNA, 1928, 1932, 1935; ELTER *et alii*, 1966b; PASSERI, 1985; RAU *et alii*, 1985; ABBATE *et alii*, 2005). A MURCHISON (1849) e successivamente a CAPELLINI (1864) si deve una prima valida e corretta descrizione della successione affiorante tra Punta Bianca e Capo Corvo. Nel Foglio geologico 96 - Massa a scala 1:100.000 la successione metamorfica dell'Unità di Massa, così come quella di Punta Bianca, è considerata la base stratigrafica delle "Formazioni di tipo Toscano" ovvero dell'unità non metamorfica della "Falda Toscana". Nelle successive note illustrative (TREVISAN *et alii*, 1971b) la copertura metamorfica dell'Unità di Massa viene attribuita al complesso delle "Scaglie Parautoctone" mentre non è chiara l'appartenenza della successione epimetamorfica di Punta Bianca. Questa infatti nel paragrafo riguardante la stratigrafia apparterebbe alla Falda Toscana mentre nel paragrafo riguardante la tettonica apparterebbe alle "Scaglie Parautoctone metamorfiche". Sempre nel Foglio 96 - Massa la successione affiorante alle spalle della città di Massa (Unità di Massa in queste Note) sarebbe rappresentata da un insieme eterogeneo

denominato “Verrucano *s.l.*” di età Ladino-Carnico contenente lenti carbonatiche e ortoprasiniti come nella successione di Punta Bianca.

BASAMENTO ERCINICO

Esiste una sostanziale affinità litologica fra le unità che costituiscono il basamento ercinico dell’Unità di Massa e quelle che costituiscono l’“Autoctono” *Auctt.*, che offre le migliori esposizioni. Si rimanda quindi al paragrafo dedicato all’Unità dell’“Autoctono” *Auctt.* per una loro dettagliata descrizione. Il basamento dell’Unità tettonica di Massa si distingue da quello dell’“Autoctono” *Auctt.* per presentare un grado di metamorfismo relativamente più elevato (CARMIGNANI *et alii*, 1987; MOLLI *et alii*, 2002). L’assenza di fossili nel basamento ercinico dell’Unità di Massa ha indotto vari autori ad attribuire un’età sulla base di analogie litologiche con le successioni del basamento ercinico della Sardegna sudorientale (CARMIGNANI *et alii*, 1977; BAGNOLI *et alii*, 1979; GATTIGLIO *et alii*, 1989). Ribadiamo che, trattandosi di successioni polideformate e polimetamorfiche ed interessate da una severa tettonica terziaria traspositiva, la ricostruzione delle successioni e la valutazione dei loro spessori originari è alquanto ipotetica.

3.2.1. - *Filladi Inferiori (FAF)*

AFFIORAMENTI TIPICI: la formazione delle Filladi Inferiori (BARBERI & GIGLIA, 1965) affiora estesamente e con le migliori esposizioni nella valle del Fiume Frigido presso la città di Massa.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è rappresentata da filladi quarzítico-muscovitiche grigio-verdastre e grigio-scure alternate a livelli, di spessore variabile dal centimetro al metro, di quarziti grigio-chiare. La parte filladica è localmente predominante.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore affiorante delle Filladi Inferiori dell’Unità tettonica di Massa è valutabile intorno a 250 metri.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Cambriano-Ordoviciano inferiore sulla base di analogie litologiche con successioni del basamento ercinico della Sardegna sudorientale (CARMIGNANI *et alii*, 2001a).

3.2.2. - *Porfiroidi e Scisti Porfirici (PRS)*

AFFIORAMENTI TIPICI: i migliori affioramenti dell’unità dei Porfiroidi e Scisti Porfirici (BARBERI & GIGLIA, 1965) sono in corrispondenza del versante meridionale del Monte Brugiana.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita da quarziti e filladi quarzifere di colore grigio-chiaro e verde-chiaro, caratterizzate dalla presenza

di abbondanti granuli di quarzo ialino (di dimensioni massime attorno al centimetro) e di feldspato immersi in una matrice quarzoso-muscovitica, subordinatamente cloritica.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore affiorante non supera il centinaio di metri.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ordoviciano medio sulla base di correlazioni con le formazioni vulcaniche del basamento ercinico sardo (CARMIGNANI *et alii*, 2001a).

COPERTURA POST-ERCINICA

Prima del rilevamento del Foglio 249 - Massa Carrara la successione stratigrafica della copertura post-ercinica dell'Unità di Massa era scarsamente conosciuta. In uno dei pochi lavori a carattere stratigrafico, pubblicato negli Atti del Symposium sul Verrucano del Settembre 1965, ELTER *et alii* (1966b) descrivono per la zona occidentale delle Alpi Apuane (Unità di Massa *Auctt.*) una successione metamorfica che comprende, alla base di metacalcari attribuiti al Ladinico su basi paleontologiche, depositi clastici grossolani equiparati alle "Anageniti grossolane" del Verrucano dell'area tipo (Monti Pisani). La successione stratigrafica ricostruita dagli Autori e correlata con la successione di Punta Bianca, si è rivelata tuttavia sostanzialmente errata dal momento che i depositi clastici equiparati dagli Autori alle "Anageniti grossolane" ed attribuiti al Ladinico sono in realtà più vecchi. Nell'Unità tettonica di Massa, come nella successione di Punta Bianca, i depositi clastici coevi del Verrucano sono invece quelli che costituiscono la parte alta della successione e che ricoprono in disconformità i metacalcari ladinici. Già COCCHI (1864) riteneva che "...i marmi della Punta Bianca (*Spezia*) della Brugiana (*Massa*)e di Strettoia" (appartenenti alla "zona marmorea inferiore" dell'Autore) fossero "...sottostanti alle rocce del Verrucano propriamente detto" poiché "...quei calcari sono ricoperti dalla formazione delle Quarziti, degli Scisti, delle Anageniti...". Nel Convegno dell'ottobre 1985 in memoria di GIOVANNI CAPELLINI, centrato sugli aspetti geologici dell'area di La Spezia, PASSERI (1985) e RAU *et alii* (1985) mettono in discussione l'attribuzione al Verrucano dei metasedimenti terrigeni sottostanti i marmi di Punta Bianca, attribuzione che d'altronde era già stata messa in discussione da CAPELLINI nel 1864. CAPELLINI (1864) infatti riconosce che nella successione affiorante a La Spezia tra Capo Corvo e Punta Bianca (riferita dai suoi contemporanei ad un generico Verrucano) solamente la "anagenite superiore" che poggia sul "calcare ceroide" corrisponde alla "Anagenite" del Verrucano affiorante alla Verruca dei Monti Pisani ed attribuita al Triassico. La "massa schistosa....ricca di noccioli quarzosi" sottostante il "calcare ceroide" è invece attribuito al Paleozoico. Questi depositi, molto immaturi dal punto di vista composizionale e tessiturale, sono attualmente considerati far parte di un ciclo sedimentario più antico, ciclo

che secondo PASSERI (1985) sarebbe molto ben rappresentato arealmente nella zona di Massa (Gruppo del Monte Folgorito). La mancanza di successioni stratigraficamente continue, unita alla complessità delle deformazioni tettoniche ed alle pessime condizioni di esposizione, ha reso alquanto difficile la ricostruzione della successione stratigrafica che costituiva originariamente la copertura post-ercinica dell'Unità di Massa. Tuttavia lo studio di dettaglio dei termini metasedimentari e metavulcanici affioranti nelle zone di Montignoso (a E della città di Massa), al Monte Folgorito (a ESE di Massa) e al Monte Brugiana (a N di Massa), ancorché discontinui e interessati da severe deformazioni, ha permesso di ricostruire l'ordine dei vari termini dell'originaria successione stratigrafica (fig. 20 e fig. 23). La base della copertura post-ercinica, riconosciuta nella zona di Montignoso, è rappresentata da una successione di metarenarie torbiditiche e di metapeliti, denominata Formazione di Montignoso. Questa è a sua volta sormontata in disconformità da una potente successione clastica di piana da alluvionale a costiera (Formazione del Monte Folgorito) affiorante estesamente poco più a sud di Montignoso, al Monte Folgorito. Al Monte Brugiana è preservato il tetto della Formazione del Monte Folgorito con il passaggio graduale ai sovrastanti termini carbonatici, il corpo principale dei marmi del M. Brugiana e le sovrastanti metabrecce polimittiche associate a metavulcaniti basiche. Questo insieme litologico, compreso tra due importanti discontinuità stratigrafiche che individuano un ciclo di 2° ordine a scala globale (fig. 20), è stato denominato Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana. La porzione più alta della successione, rappresentata dal Verrucano e dagli Scisti di San Terenzo, si rinviene alla cima e a nord-est del M. Brugiana e in piccoli affioramenti sparsi lungo il margine sud-occidentale dell'Unità tettonica di Massa, tra Massa e Strettoia, alla base della Falda Toscana. Uno schema cronostratigrafico riassuntivo è fornito nella fig. 20. La fig. 23 mostra due sezioni colonnari composite della successione post-ercinica dell'Unità di Massa e la loro correlazione con la successione di Punta Bianca. Le successioni stratigrafiche ricostruite testimonierebbero in sostanza tre cicli sedimentari di 2° ordine (fig. 20):

- la Formazione di Montignoso, caratterizzata come si dirà in seguito da una architettura deposizionale testimoniante un ciclo trasgressivo-regressivo, rappresenta molto verosimilmente il ciclo sedimentario di 2° ordine del Permiano superiore (Lopingiano) date le analogie litologiche con alcune formazioni della Toscana meridionale attribuite su base paleontologica al Permiano superiore;
- il Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana (costituito dai depositi clastici della Formazione del Monte Folgorito seguiti verso l'alto dai Marmi del Monte Brugiana, dalle Metabrecce e dalle Metavulcaniti) rappresenta il ciclo trasgressivo-regressivo di 2° ordine del Triassico Medio bruscamente interrotto, nel tardo Fassaniano, da un evento tettonico trastensivo/estensionale. La successione del Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana, costituita da depositi

clastici trasgressivi cui seguono metacalcari e metapeliti nere rappresentativi della massima trasgressione e infine metacarbonati regressivi con crinoidi e resti algali che ha molte analogie con la successione sedimentaria rappresentativa del Ciclo Anisico-Ladinico che caratterizza il bordo occidentale del Bacino Lombardo (sequenza A2-L1 in GAETANI *et alii*, 1998).

- il Gruppo del Verrucano, costituito dalla formazione delle Quarziti e Filladi con alla base a al tetto sottili e discontinui livelli di anageniti rappresentano la porzione finale del ciclo di 2° ordine Ladino-Carnico.

3.2.3. - *Formazione di Montignoso (NGN)*

SINONIMI: la formazione di Montignoso, riconosciuta e distinta in carta per la prima volta nella Toscana settentrionale, è correlata, per le spiccate analogie litologiche e l'intera architettura deposizionale, con la Formazione del Farma e le sovrastanti Formazioni di Carpineta e Poggio alle Pigne e con la Formazione di Poggio al Carpino dell'Unità di Monticiano-Roccastrada in Toscana meridionale (ALDINUCCI *et alii*, 2008a,b). La parte medio-alta della Formazione di Montignoso viene inoltre correlata in queste Note con la formazione delle Arenarie di Monte Argentario, sempre in Toscana meridionale, per la cui età si veda CIRILLI *et alii* (2002) e LAZZAROTTO *et alii* (2003).

AFFIORAMENTI TIPICI: dintorni di Montignoso, in particolare lungo la strada che da Montignoso sale verso il Monte Belvedere, poco dopo il bivio per Vietina. In questa sezione gli strati hanno giacitura da sub-verticale a rovesciata con direzione compresa tra N-S e NNO-SSE (fig. 28a). L'alto stratigrafico, evidenziato dalla presenza di gradazione all'interno delle metarenarie, è rivolto verso oriente.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: l'unità si estende verso nord fino al Monte Brugiana e verso sud fino alla zona del Castello Aghinolfi a SSE di Massa.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la successione è costituita da una alternanza di metarenarie grigie, brune all'alterazione, e di metapeliti grigio-scure e nere a luoghi carboniose. L'insieme, organizzato in una megasequenza inizialmente *fining-upward* e successivamente *coarsening-upward* costituisce un ciclo unico trasgressivo-regressivo. Il tratto trasgressivo, rappresentato dalla porzione *fining-upward*, occupa più di due terzi dell'intera formazione ed è costituito da metarenarie gradate in strati di spessore decimetrico alternate a livelli centimetrici di metapeliti; nelle arenarie sono spesso presenti *clay chips*. A questi seguono metapeliti con sottili intercalazioni di metasiltiti testimonianti il massimo approfondimento (fig. 28b) che passano gradualmente verso l'alto ad arenarie di spessore massimo decimetrico.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile le metarenarie sono rappresentate da *metawacke* a matrice carbonatica con prevalente quarzo monocristallino e muscovite, rari granuli di feldspati molto alterati e subordinati litici carbonatici e metamorfici. Sono localmente presenti lamine arricchite in tormaline e zirconi

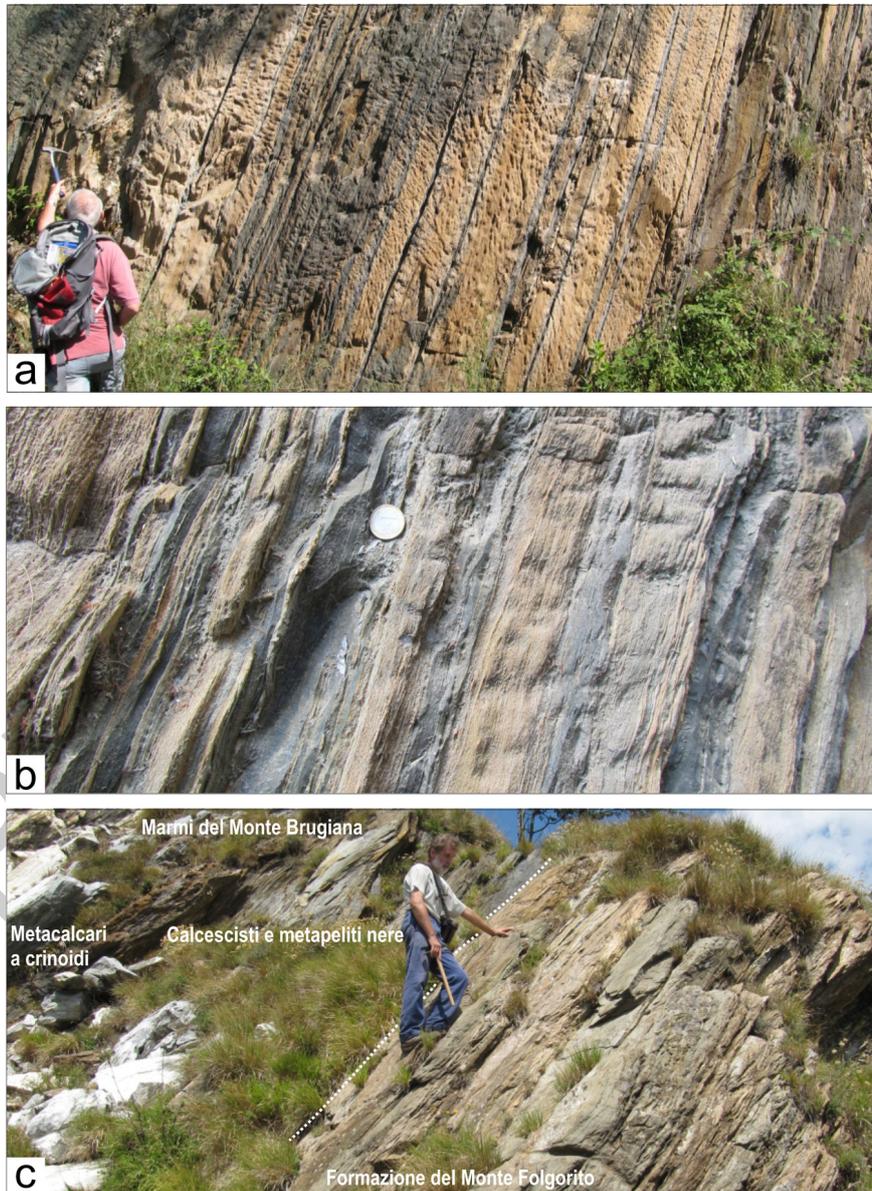


Fig. 28 - Unità di Massa. a) Formazione di Montignoso a est di Montignoso; b) Formazione di Montignoso a est di Montignoso, particolare dell'intervallo più sottilmente stratificato; c) contatto tra la Formazione del Monte Folgorito e i Marmi del Monte Brugiana, versante sud del M. Brugiana.

detritici. Le metapeliti sono costituite da letti lepidoblastici a muscovite e subordinata clorite con disseminati minuti granuli di quarzo. Tanto nelle metarenarie quanto nelle metasiltiti, sono riconoscibili, all'interno di pieghe intrafoliari, relitti di S1 trasposti assieme all'S0 in una S2 che in tutti gli affioramenti costituisce la scistosità principale.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore apparente massimo osservato si aggira sui 70 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: la Formazione di Montignoso poggia in disconformità sulle metamorfite del basamento ercinico ed è ricoperta in disconformità dai metaconglomerati della Formazione del Monte Folgorito. Si noti che la scistosità principale (S2), molto penetrativa, simula localmente contatti conformi a letto e a tetto ma la disconformità ha buone evidenze cartografiche alla scala regionale.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: marino bacinale.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Permiano superiore (Lopingiano)-?Triassico inferiore.

L'età attribuita alla Formazione di Montignoso deriva dalla correlazione con la Formazione del Farma della Toscana meridionale alla quale è stata recentemente assegnata un'età turingiana (a cavallo tra il Permiano medio e il superiore) da (ALDINUCCI *et alii*, 2008a,b) e con le Arenarie del Monte Argentario attribuite da CIRILLI *et alii* (2002) al Permiano superiore-Triassico Inferiore. Se l'architettura stratale della Formazione di Montignoso rappresenta, come è verosimile supporre, un intero ciclo sedimentario, la sua età sarebbe confinata al Lopingiano (Permiano superiore) tra i picchi regressivi del 2° ordine *Wuch1* e *Chang1* (fig. 20).

GRUPPO DEL M. FOLGORITO - M. BRUGIANA

3.2.4. - *Formazione del Monte Folgorito (MFG)*

SINONIMI: "Schisto talcoso noduloso" (CAPELLINI, 1864); "Scisti quarzosi sericitici" (ZACCAGNA, 1932); "Anageniti e Scisti Arenacei con livelli di Scisti a Cloritoide" (ELTER *et alii*, 1966b); "Gruppo del Monte Folgorito" (CIARAPICA & PASSERI, 1982); "Formazione conglomeratica basale" della successione di Punta Bianca e "Gruppo del Monte Folgorito" (PASSERI, 1985); "Unità A e B" del primo ciclo sedimentario di Punta Bianca (MARTINI *et alii*, 1986); "Metaconglomerati, metarenarie e metasiltiti" del ciclo sedimentario medio triassico di Punta Bianca (ABBATE *et alii*, 2005).

La Formazione del Monte Folgorito è correlabile per caratteristiche litologiche, architettura deposizionale e posizione stratigrafica alla Formazione di Civitella Marittima (fig. 20) affiorante in Toscana meridionale (LAZZAROTTO *et alii*, 2003; ALDINUCCI *et alii*, 2003, 2005, 2008a).

AFFIORAMENTI TIPICI: cresta del Monte Folgorito che con andamento SO-NE divide la vallata di Montignoso-Vietina dalla vallata di Strettoia.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: l'unità affiora ampiamente in tutta l'area di estensione dell'Unità tettonica di Massa, dal M. Brugiana alla zona di Pietrasanta.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la successione, organizzata secondo una architettura stratale *fining-upward*, è costituita da metarenarie grigie e verdastre a granulometria media e localmente grossolana alternate a metapeliti grigie e verdastre che diventano prevalenti e gradualmente più scure verso l'alto. Nella parte medio-alta della successione le metarenarie preservano localmente fantasmi di laminazione da *ripples* e stringhe di ciottoli ben arrotondati di quarzo spiaggiato. Nella parte basale della formazione è stato distinto il membro dei "metaconglomerati" (**MFG_a**). Si tratta di metaparaconglomerati a matrice metapelitica grigia con subordinate intercalazioni di metarenarie grigie e verdastre caratterizzate da granuli di quarzo ialino e abbondante matrice filladica grigia. I ciottoli dei metaparaconglomerati hanno diametro da centimetrico a decimetrico e sono costituiti prevalentemente da epimetamorfiti riferibili al basamento ercinico e da quarzo di vena bianco latte. La parte sommitale della successione, che fa transizione ai soprastanti Marmi del Monte Brugiana, è costituita da metapeliti nere con intercalati sottili livelli di metarenarie fini e metasiltiti scure. Le strutture sedimentarie presenti nella Formazione del Monte Folgorito, le caratteristiche litologico-petrografiche e l'intera architettura deposizionale, testimoniano un approfondimento dell'ambiente di sedimentazione, da continentale a marino costiero, e sono perfettamente correlabili con la successione clastica basale del ciclo sedimentario medio-triassico di Punta Bianca (fig. 23).

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile le metarenarie appaiono sempre ricche in quarzo policristallino e monocristallino, sia di origine plutonica che riolitica. Al quarzo, prevalentemente arrotondato o subarrotondato, si associano subordinati granuli di feldspati molto alterati e rarissimi litici rappresentati da cloritoscisti e micascisti. La tessitura delle metarenarie della parte medio-bassa della successione è per lo più matrice-sostenuta e i granuli appaiono sempre mal classati. Si tratta infatti di *metaquartzwacke* con matrice argillosa ricristallizzata prevalentemente in muscovite e subordinatamente in clorite. È molto frequente il cloritoide, presente a più altezze stratigrafiche in crescita sia sin-cinematica che post-cinematica, quest'ultima chiaramente diastolica sulla scistosità principale.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore originario è difficilmente valutabile se si considerano le numerose pieghe isoclinali responsabili della scistosità principale. Nella zona del Monte Folgorito, tuttavia, è stato possibile valutare uno spessore non inferiore ai 150 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: l'unità giace in disconformità sulle metamorfite del basamento ercinico e sulla Formazione di Montignoso; superiormente fa passaggio

graduale ai calcescisti e alle metapeliti nere che sono alla base dei Marmi del Monte Brugiana.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: da piana alluvionale, rappresentata dalla parte bassa, conglomeratica, della Formazione del Monte Folgorito a marino costiero (parte alta della formazione).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Anisico superiore (Illirico) *p.p.*.

L'età si basa sulla correlazione con la porzione clastica basale della successione di Punta Bianca, attribuita all'Anisico da MARTINI *et alii* (1986) e sulla correlazione con il ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo di 2° ordine delimitato dai picchi regressivi *Ol4-Lad3* (fig. 20). L'utilizzo della cronostratigrafia sequenziale di 2° ordine permette di precisare meglio l'età del tetto della Formazione del Monte Folgorito che non andrebbe oltre l'Anisico terminale (tra 237 e 238 Ma secondo la calibratura di GRADSTEIN *et alii*, 2004) ma non permette di precisare l'età della base che comunque deve necessariamente ricadere nel tratto trasgressivo del ciclo *Ol4-Lad3*. L'età della base della Formazione del Monte Folgorito si precisa meglio se si utilizza la scansione temporale delle sequenze di 3° ordine. Infatti poiché il tratto trasgressivo del ciclo di 2° ordine Anisico-Ladinico *Ol4-Lad3* contiene 4 sequenze di 3° ordine (GIANOLLA & JACQUIN, 1998; GRADSTEIN *et alii*, 2004) l'età del limite di sequenza della più recente di esse (siglato con *An4* in GIANOLLA & JACQUIN, 1998; GRADSTEIN *et alii*, 2004) dovrebbe molto verosimilmente corrispondere all'età della base della Formazione di Monte Folgorito che ricadrebbe quindi nel tardo Illirico, a circa 239 Ma secondo la calibratura di GRADSTEIN *et alii* (2004).

3.2.5. - Marmi del Monte Brugiana (BUI)

La formazione dei Marmi del M. Brugiana è costituita da due unità metasedimentarie (fig. 28c): i Marmi, calcescisti e metapeliti nere (BUI_a) e le Metabrecce (BUI_b).

Marmi, calcescisti e metapeliti nere (BUI_a)

SINONIMI: “Marmi della Brugiana” *Auctt*; “Calcescisti carboniosi e calcari saccaroidi bianchi con Crinoidi” (ELTER *et alii*, 1966b).

Sono eteropici dei “Marmi di Punta Bianca” del ciclo sedimentario medio-triassico di Punta Bianca (ABBATE *et alii*, 2005).

AFFIORAMENTI TIPICI: cresta del M. Brugiana; cave del versante occidentale del M. Brugiana, versante nord-orientale del M. Brugiana tra il paese di Bergiola Foscalina e la cava di “Marmo Verdello”.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: dalla zona del M. Brugiana a Montignoso, attraverso San Carlo Terme (Massa). Spostandosi da nord a sud si nota un

progressivo assottigliamento dell'unità, assottigliamento che potrebbe essere legato a fatti sedimentari piuttosto che a laminazioni tettoniche.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: dal basso verso l'alto si distinguono:

- a) "Calcescisti e metapeliti nere": alternanza regolare di metacalcilutiti più o meno marnose grigio-scure, foliate, di spessore da centimetrico a decimetrico, intercalati a metasiltiti ocracee e metapeliti nere di spessore centimetrico che si diradano verso l'alto fino a scomparire del tutto (fig. 29a). I metacalcari contengono localmente resti di echinodermi e rarissimi embrioni di ammoniti, ben visibili ad occhio nudo. Questa parte della successione è particolarmente ben esposta all'ingresso della cava di "Marmo Verdello" che si trova sul versante nord-orientale del M. Brugiana ed è facilmente raggiungibile da Bergiola Foscilina. Nell'area del Monte Folgorito la componente calcarea diminuisce e questo intervallo è rappresentato prevalentemente da metapeliti e metasiltiti nere, bioturbate.
- b) "Metacalcari a crinoidi": metacalcari bianchi e grigio-chiari da foliati a massivi che preservano, soprattutto nell'unità inferiore, abbondanti articoli di crinoidi (fig. 29a,b). Nella parte bassa di questo intervallo i marmi hanno un aspetto foliato e un colore screziato crema e verdognolo per la presenza di lamine diffuse ed irregolari di metapeliti ocracee e letti lepidoblastici con muscovite e clorite (Marmo Verdello). Nella porzione medio-alta dei marmi, che appare invece piuttosto massiva, sono localmente riconoscibili fantasmi di cavità tipo "stromatactis" con riempimento interno geopetale e rivestimento di calcite a drusa. Queste strutture, visibili solo nei tagli di cava, (ad esempio nelle cave della Rocchetta lungo il versante nord-orientale del M. Brugiana) presuppongono l'esistenza di "carbonate mud mounds", ovvero di rilievi di fango carbonatico spesso colonizzati e stabilizzati da crinoidi (RIDING, 2002; SCHMID *et alii*, 2001; AUBRECHT *et alii*, 2009). Tutta la successione, ma soprattutto la parte alta, preserva concrezioni e bande mineralizzate ad ankerite e subordinata calcopirite associate ad una pervasiva dolomitizzazione. La presenza nelle porzioni dolomitizzate di ampie cavità lentiformi bordate a drusa da grossi cristalli di ankerite insieme a dolomie a struttura zebra testimoniano una circolazione di fluidi idrotermali in sovrappressione. La presenza di blocchi di metacalcari bianchi mineralizzati ad ankerite nelle metabrecce dei "Marmi di Punta Bianca" testimonia l'età intra ladinica inferiore della mineralizzazione.

CARATTERI DI LABORATORIO:

- a) i "Calcescisti e metapeliti nere" sono caratterizzati da fitte pieghe intrafoliari che deformano le originarie superfici di stratificazione e le superfici di una prima scistosità sub-parallela alla S0. Alle pieghe intrafoliari che deformano la S1 è associata una scistosità di piano assiale S2 fortemente penetrativa che simula una stratificazione. Le metapeliti risultano costituite da un aggregato finissimo



Fig. 29 - Unità di Massa. a) Marmi del Monte Brugiana, Cave della Rocchetta (versante nord-orientale del M. Brugiana): passaggio graduale tra Calcescisti e metapeliti nere e soprastanti Metacalcari a crinoidi; b) Metacalcari a crinoidi al M. Brugiana; c) Metacalcari a crinoidi (parte alta), Cave della Rocchetta: porzione dolomitizzata con cavità mineralizzate ad ankerite; d) Metabrecce a Cave della Rocchetta.

di quarzo e sericite con una abbondante quantità di sostanze carboniose. Le porzioni più calcaree in sezione sottile risultano essere delle microsparti o sparti localmente ricche in materiale carbonioso la cui presenza contribuisce a preservare localmente la tessitura originaria. Sono stati infatti riconosciuti abbondanti molluschi, radioli di echinidi, articoli di crinoidi e vertebre di ofiuridi associati a meno frequenti resti di diplopore, embrioni di ammoniti e foraminiferi bentonici tra i quali forme attribuibili molto probabilmente al genere *Endotriadella* (fig. 30a,b,c,d).

- b) i “Metacalcari a crinoidi”, massivi, scarsamente foliati e privi di impurezze, in sezione sottile mostrano un mosaico granoblastico da equigranulare a inequigranulare con cristalli di calcite ben sviluppati e regolarmente geminati. La tessitura deposizionale, completamente obliterata dalla ricristallizzazione preserva solo articoli di crinoidi e, localmente, fantasmi di biocostruzioni algali.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: al M. Brugiana lo spessore varia in poco spazio in relazione ad ispessimenti o laminazioni tettoniche. Considerando le sezioni meno deformate, gli spessori apparenti sono di 10-15 m per l'intervallo inferiore e di 50-60 m per l'intervallo superiore. Spostandosi da nord verso sud (zona di San Carlo Terme-Massa) e tra i paesi di Cerreto e Montignoso i “Marmi del Monte Brugiana” tendono ad assottigliarsi fino a chiudersi.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: in basso l'unità fa passaggio graduale alla Formazione del Monte Folgorito. Il contatto con le soprastanti Metabrecce è invece brusco.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: *shelf* epireico da scarsamente ossigenato (Calcescisti e metapeliti nere) a ben ossigenato (Metacalcari a crinoidi).

Riferendoci alla correlazione con la successione di Punta Bianca (fig. 23) la successione della Brugiana rappresenta lo *shelf* dal cui margine derivano le megabrecce dei Marmi di Punta Bianca s.s.. Il rapporto di eteropia tra la parte alta dei metacalcari a crinoidi del Monte Brugiana e le metabrecce calcaree dei Marmi di Punta Bianca è testimoniato dalla presenza in queste ultime di blocchi di metacalcari chiari mineralizzati ad ankerite identici a quelli che caratterizzano la parte alta dei Marmi del Monte Brugiana.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Triassico medio *p.p.* (Anisico terminale-Ladinico inferiore *p.p.*).

L'attribuzione cronologica dei Marmi del Monte Brugiana è basata sulla correlazione con i “Marmi di Punta Bianca” (fig. 20 e fig. 23) descritti in ABBATE *et alii* (2005) ed attribuiti su base paleontologica all'Anisico superiore-Ladinico inferiore. In particolare l'intervallo dei “Calcescisti e metapeliti nere” della Brugiana trovano corrispondenza nella porzione inferiore, anossica, dei “metacalcari, calcescisti e filladi di Punta Bianca”, la porzione superiore più calcarea invece, contenente gasteropodi ladinici e diplopore, è il corrispondente in posizione di

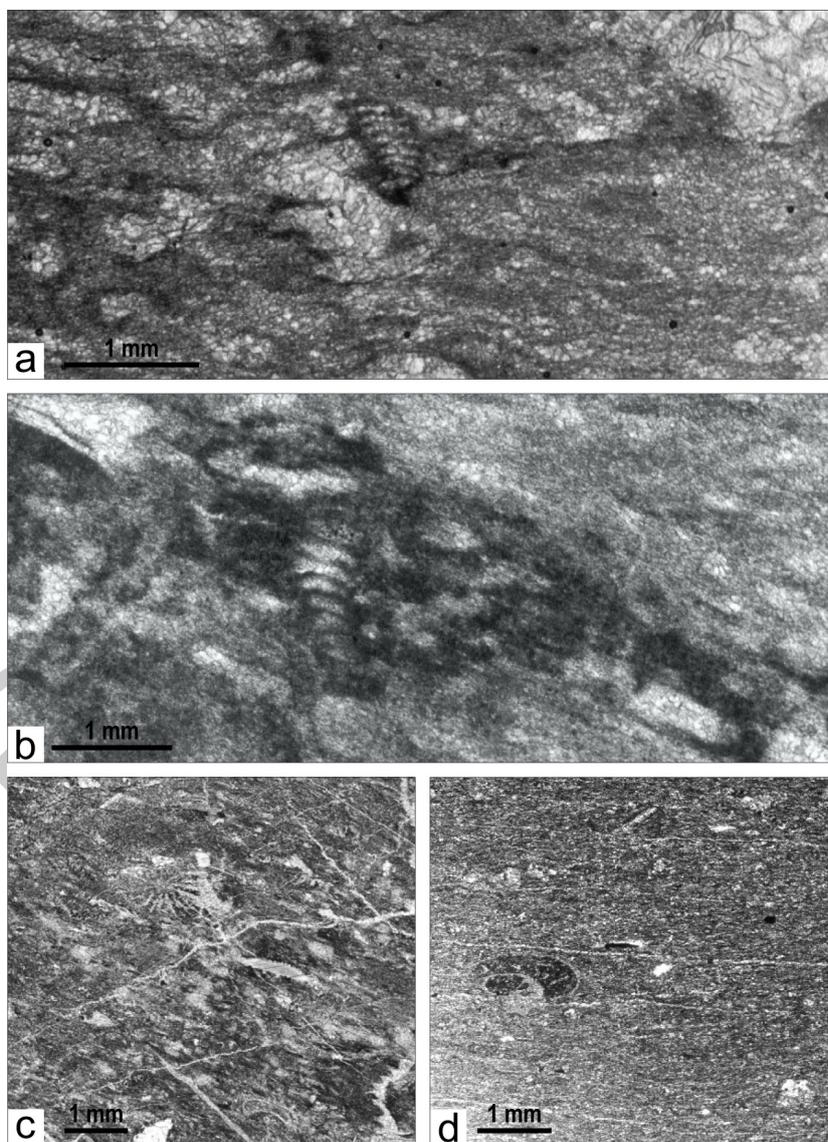


Fig. 30 - Unità di Massa. Marmi del Monte Brugiana - Calcescisti e metapeliti nere, versante nord-orientale del M. Brugiana a, b) esemplari deformati e parzialmente ricristallizzati di Endotriadella; c) wackestone ricristallizzato: al centro un corallo isolato e subito sotto a destra una sottile spina di echinide; d) mudstone ricristallizzato, sulla sinistra al centro residuo di embrione di ammonioide.

distalità della parte inferiore dei Marmi del M. Brugiana. Le metabrecce calcaree bianche (“Marmi di Punta Bianca” *s.s.* in ABBATE *et alii*, 2005) con crinoidi e diplopore deriverebbero dallo smantellamento dei *mounds* a crinoidi parzialmente dolomitizzati e mineralizzati individuati nella parte alta dei Marmi del M. Brugiana. L’attribuzione cronologica dei Marmi del M. Brugiana può essere precisata meglio se la si inquadra nel ciclo sedimentario di 2° ordine *O14-Lad3*. I calcescisti e le metapeliti nere dell’intervallo inferiore infatti rappresentano i depositi di massimo approfondimento all’interno del Gruppo del M. Folgorito-M. Brugiana e sarebbero quindi confinati al tetto dell’Anisico superiore, in coincidenza con il momento di massima trasgressione del ciclo *O14-Lad3* (fig. 20). Questi depositi anossici corrispondono alla Formazione di Besano (*Grenzbitumenzone*) dell’Anisico sommitale, la nota formazione fossilifera costituita da peliti nere ricche di vertebrati, che nella successione del Bacino Lombardo Occidentale (Varesotto) rappresenta il massimo approfondimento della sequenza anisico-ladinica A2-L1 riconosciuta da GAETANI *et alii* (1998). I metacalcari a crinoidi dell’intervallo superiore, invece, rappresentando il tratto regressivo della successione sarebbero del Ladinico inferiore (fig. 20). In questo quadro i metacalcari a crinoidi dei Marmi del Monte Brugiana coinciderebbero con il momento di impostazione e massimo sviluppo delle piattaforme carbonatiche del Sudalpino e in particolare della regione dolomitica come testimoniato dalla Formazione dello Sciliar (GIANOLLA *et alii*, 1998; GIANOLLA & JACQUIN, 1998; FEIST BURKHARDT *et alii*, 2008).

Metabrecce (BU1_b)

SINONIMI: “Brecce ad elementi calcarei” (ELTER *et alii*, 1966b).

Questa unità litologica è l’equivalente delle “Metabrecce Poligeniche” descritte nella successione di Punta Bianca da ABBATE *et alii* (2005).

AFFIORAMENTI TIPICI: cresta del Monte Brugiana; cave del versante occidentale del M. Brugiana; versante nord-orientale del M. Brugiana, tra i paesi di Bergiola e Bergiola Maggiore.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: dal M. Brugiana a Strettoia attraverso Castello Aghinolfi (Massa).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metabrecce poligeniche (fig. 29d) a matrice filladica e metasiltitica fine, verdognola e violetta nella parte bassa e crema nella parte alta. I clasti, fortemente appiattiti, sono costituiti da metacalcari bianchi, nerastri, rosati e violacei e da dolomie ankeritiche giallastre. Il diametro dei clasti varia da qualche centimetro a qualche decimetro. In via del tutto subordinata, sono presenti ciottoli di quarzo di vena ben arrotondati per lo più di color bianco latte. A est della città di Massa, tra San Carlo Terme e il Castello Aghinolfi, sono presenti metabrecce a matrice calcarea associate a metacalcareniti più o meno silicoclastiche color crema e metarenarie calcaree caratterizzate dalla presenza di abbondante

ankerite. Le metabrecce e le metacalcareniti sono interpretate come detriti deposte al piede di scarpate sottomarine.

CARATTERI DI LABORATORIO: le metabrecce hanno una S2 ben sviluppata sulla quale sono trasposte la S0 e la S1. Localmente, tuttavia, è possibile riconoscere cerniere di micropieghe che deformano la S1, soprattutto dove è abbondante la matrice filladica delle breccie.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: a nord lo spessore di questa unità, a meno di ispessimenti tettonici, è di circa una quindicina di metri; tende ad assottigliarsi a sud (zona Castello Aghinolfi-Strettoia) dove le metabrecce sono associate o sostituite da metacalcareniti grossolane che raggiungono soltanto qualche metro di spessore.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: a nord, dove i rapporti stratigrafici sono preservati, le Metabrecce poggiano con contatto brusco sui Metacalcari a crinoidi. A sud di Massa, nella zona del Castello Aghinolfi, le metabrecce calcaree poggiano direttamente sulla Formazione del Monte Folgorito. Non è chiaro se il contatto diretto Metabrecce-Formazione del Monte Folgorito, senza l'interposizione dei Metacalcari a crinoidi, sia dovuto ad elisione tettonica di questi ultimi o se sia stratigrafico. In quest'ultimo caso le Metabrecce sostituirebbero lateralmente, con originari rapporti di eteropia, i Metacalcari a crinoidi. Il contatto con le soprastanti metavulcaniti è netto.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: bacino antistante scarpate.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ladinico *p.p.*

L'età attribuita alle Metabrecce si basa sulla correlazione con le "metabrecce poligeniche" della successione metamorfica di Punta Bianca attribuite al Ladinico *p.p.* (ABBATE *et alii*, 2005). Da sottolineare che la presenza di queste metabrecce, stratigraficamente sopra i metacalcari a crinoidi della Brugiana, testimoniano un drastico e improvviso annegamento della piattaforma ladinica. La presenza, al tetto dei metacalcari a crinoidi di mineralizzazioni legate a flussi dolomitizzanti idrotermali indica che l'annegamento è causato da un'attività tettonica, probabilmente transtensiva. Questa attività è documentata all'inizio del Longobardiano (Ladinico superiore) in gran parte delle piattaforme ladiniche nell'area dolomitica (GIANOLLA *et alii*, 1998; STEFANI *et alii*, 2004).

3.2.6. - *Metavulcaniti (PAI)*

SINONIMI: "prasinite epidotica" (ZACCAGNA, 1879-93).

AFFIORAMENTI TIPICI: versante occidentale del M. Brugiana.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: lungo i versanti occidentali ed orientali del M. Brugiana, dove i Metacalcari a crinoidi e le Metabrecce raggiungono la massima estensione e il massimo spessore.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: si tratta di metabasiti verdognole da massive a foliate con probabili relitti di varioliti e strutture a cuscino, riconducibili ad effusioni sottomarine. Le metabasiti sono associate anche a cloritoscisti e metapeliti quarzifere verdastre.

CARATTERI DI LABORATORIO: metavulcaniti costituite da plagioclasio, clorite ed epidoto, localmente è presente un anfibolo monoclinico (actinolite). Nelle cave presenti lungo il versante occidentale del M. Brugiana i metabasalti presentano una tessitura vescicolare con vescicole riempite da quarzo, clorite e raro epidoto associati a sparsi glomerocristalli di plagioclasio zonato, spesso cloritizzato. La pasta di fondo è costituita da un aggregato finissimo da intersertale a intergranulare di quarzo, plagioclasio, clorite e femiçi epidotizzati.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: 15-20 metri nell'area di Bergiola Foscina, a ovest del M. Brugiana, 4-5 metri nel versante orientale del M. Brugiana.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: contatto netto con l'unità sottostante (Metabreccia) e con quella soprastante (Gruppo del Verrucano).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ladinico superiore (Longobardiano) *p.p.*

L'età ladinica delle Metavulcaniti è basata sulla posizione stratigrafica e sulle analogie litologiche con la successione di Punta Bianca (ABBATE *et alii*, 2005). È molto probabile che le metabasiti di Punta Bianca e dell'Unità di Massa siano l'espressione della attività vulcanica sottomarina responsabile dei potenti accumuli di basalti a cuscino e dei depositi ialoclastici conosciuti nel Sudalpino centro-orientale e attribuiti al Longobardiano medio (Subzona Longobardicum) (GIANOLLA *et alii*, 1998; NERI & STEFANI, 1998; BOSELLINI *et alii*, 2003; STEFANI *et alii*, 2004; FEIST BURKHARDT *et alii*, 2008).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: marino bacinale.

È da sottolineare che la profondità del bacino doveva essere in ogni caso molto modesta, tale cioè da non impedire la colmatazione della depressione prima che l'evento regressivo *Lad3* (fig. 20) portasse all'esposizione subaerea generalizzata di tutta l'area. La successione di Punta Bianca è stata interpretata come espressione di un rift abortito da RAU *et alii* (1985) e da MARTINI *et alii* (1986), in accordo con l'interpretazione data da BECHSTÄDT *et alii* (1978) ad analoghe coeve successioni vulcano-sedimentarie affioranti nel Sudalpino. La stessa interpretazione è stata data anche nelle Dinaridi alle successioni caratterizzate dalla presenza di vulcaniti mediotriassiche (VELIĆ *et alii*, 2002). A noi sembra invece che l'estensione a Punta Bianca dei modelli di tettonica trascorrente proposti per il Sudalpino negli anni ottanta da DOGLIONI (1984), BLENDINGER (1985) e MASSARI (1986) giustifichi meglio sia i rapporti volumetrici tra sedimenti e vulcaniti (con queste ultime nettamente subordinate) sia il modesto sviluppo delle aree bacinali, poco profonde, scarsamente subsidenti e rapidamente colmate, tanto da subire esposizione subaerea nel corso dell'evento regressivo *Lad3*.

GRUPPO DEL VERRUCANO

I depositi che costituiscono il Gruppo del Verrucano dell'Unità di Massa sono rappresentati solo da qualche decina di metri al massimo di quarziti e filladi associate a bancate di anageniti. Il termine "Verrucano" fu introdotto in geologia da SAVI (1832a,b) per indicare quarziti e anageniti quarzose affioranti nei Monti Pisani. Con questo nome si indicava l'anagenite proveniente dal Monte della Verruca presso Calci, utilizzata come pietra da macine (SAVI & MENEGHINI, 1850). La gran parte del Verrucano *s.l.* cartografato nel Foglio 96 - Massa a scala 1:100.000 con la sigla v_{r1c} , nel versante occidentale delle Apuane, comprende il basamento ercinico, la Formazione di Montignoso e i metasedimenti del Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana distinti in questa nota.

Il Gruppo del Verrucano dell'Unità di Massa occupa la stessa posizione stratigrafica del Gruppo del Verrucano di Punta Bianca (ABBATE *et alii*, 2005), quest'ultimo correlato da MARTINI *et alii* (1986) con la successione della località tipo dei Monti Pisani che comprende dal basso la Formazione della Verruca e la Formazione delle Quarziti del Monte Serra (RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI *et alii*, 1977). ELTER *et alii* (1966b) consideravano il Gruppo del Verrucano dell'Unità di Massa coevo solo della parte superiore del Gruppo del Verrucano di Punta Bianca.

Nello schema da noi proposto in fig. 20 anche il Verrucano di Punta Bianca è correlato con la parte alta del Verrucano dei Monti Pisani, ovvero con i depositi di piattaforma deltizia rappresentati dalle Quarziti bianco-rosa e dalle sovrastanti Quarziti viola zonate (RAU & TONGIORGI, 1974). In questa correlazione, che giustificherebbe tra l'altro la notevole differenza di spessore del Verrucano dei Monti Pisani (più di 700 metri) rispetto anche a quello affiorante a Punta Bianca-Capo Corvo (100-150 metri), le successioni di Punta Bianca e dell'Unità di Massa, in accordo con i principi e i metodi di correlazione stratigrafico-sequenziale, rappresenterebbero depositi fluvio-deltizi più interni rispetto a quelli della successione dei Monti Pisani. In questa nota per questioni di scala tutte le litofacies del Gruppo del Verrucano sono state attribuite ad una unica formazione denominata Quarziti e Filladi, essendo queste le litologie dominanti.

Sempre per questioni di scala e di affioramenti molto limitati, nel Foglio 249 - Massa Carrara il Gruppo del Verrucano comprende cartograficamente anche la formazione degli Scisti di San Terenzo, una unità sedimentaria che per caratteristiche litologiche, deposizionali e di sequenzialità stratigrafica appartiene in realtà al ciclo sedimentario successivo caratterizzato da una sedimentazione prevalentemente carbonatica (vedi discussione nella parte introduttiva alla stratigrafia del Dominio Toscano).

3.2.7. - *Quarziti e Filladi; Scisti di San Terenzo (QFL)*

Dato il loro esiguo spessore con la sigla QFL sono state accorpate in carta la formazione delle Quarziti e Filladi e la formazione degli Scisti di San Terenzo.

Quarziti e Filladi

SINONIMI: “Quarzite e anagenite superiore” (CAPELLINI, 1864); “Anageniti e Quarziti superiori” (COCCHI, 1864); “Puddinghe quarzose bianche e rosee con tormalite (anageniti) e quarziti biancastre, bionde e grigiastre” (ZACCAGNA, 1879-93). Corrispondono alle “Quarziti verdastre, violacee e bianco-rosate” in ELTER *et alii* (1966b); sono correlabili con le “Quarziti e Filladi” della parte alta del Gruppo del Verrucano affiorante nei dintorni di La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005) e con la parte alta delle Quarziti di Monte Serra dei Monti Pisani (RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI *et alii*, 1977).

AFFIORAMENTI TIPICI: M. Brugiana, in particolare in corrispondenza della cresta che da SE conduce alla cima.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: da Bedizzano a Seravezza, lungo una stretta fascia prossima al contatto tra l'Unità tettonica di Massa e l'Unità tettonica della Falda Toscana.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: dal basso verso l'alto della formazione si riconoscono:

- a) “Filladi”: metapeliti e metasiltiti rosso-violacee ricche in clorite, muscovite ed ossidi di ferro, con rare intercalazioni di quarziti fini grigio-chiare.
- b) “Anageniti”: metaconglomerati oligomittici a granulometria da fine a medio-grossolana con scarsissima matrice arenitica, caratterizzati dalla presenza di quarzo bianco e rosa e di tormalinolite. Raramente la matrice si arricchisce in pelite e solo in questi casi i banchi di metaconglomerato assumono un accenno di stratificazione con foliazione più o meno marcata, in concomitanza con la crescita di clorite e mica bianca. Lo spessore delle bancate anagenitiche non supera in genere il mezzo metro. L'insieme delle Filladi e delle Anageniti è riportato in carta con sigla **QFL_a** “Anageniti e filladi”.
- c) “Quarziti”: metaquarzareniti biancastre e verdastre, giallognole all'alterazione, con elevata maturità tessiturale e composizionale, alternate a metasiltiti e metapeliti quarzose verdastre, ricche in muscovite. Le quarziti hanno granulometria da medio-fine a medio-grossolana, spessore da centimetrico a decimetrico, e presentano localmente piuttosto ben preservate strutture sedimentarie rappresentate da laminazione incrociata planare e laminazione ondulata da *ripple*. Nella parte alta delle quarziti, come ad esempio nei pressi del Castello Aghinolfi, alle quarzareniti si intercalano bancate pluridecimetriche di microanageniti.

CARATTERI DI LABORATORIO: le metapeliti e metasiltiti appaiono al micro-

scopio fortemente foliate, con una scistosità principale sulla quale si sviluppano muscovite e clorite. Alle lamine fillosilicatiche si alternano letti per lo più millimetrici di granuli di quarzo contenenti lamelle sparse di clorite e muscovite. Le quarziti hanno sempre originari caratteri di alta maturità sia tessiturale (assenza di matrice, granuli arrotondati e ben classati) sia mineralogica (granuli costituiti quasi esclusivamente da quarzo).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: nella zona del M. Brugiana il Gruppo del Verrucano raggiunge complessivamente 20-25 metri di spessore. Spostandosi verso sud lo spessore si riduce a pochi metri, ma non è chiaro se ciò avviene per ragioni sedimentarie o (più probabilmente) per ragioni tettoniche.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i metasedimenti del Gruppo del Verrucano giacciono con evidenti rapporti di disconformità sui diversi termini del Gruppo del M. Folgorito-M. Brugiana e sono ricoperti stratigraficamente dagli Scisti di San Terenzo.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: piana deltizia.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Carnico *p.p.*

L'attribuzione al Carnico *p.p.* (non più recente del Tuvalico inferiore, vedi fig. 20) deriva dalla correlazione con il Gruppo del Verrucano di La Spezia e della parte alta delle Quarziti di Monte Serra della successione dei Monti Pisani, questi ultimi correlati con la sequenza di 3° ordine delimitata dagli eventi regressivi *Car2-Car3*.

Scisti di San Terenzo

SINONIMI: L'unità corrisponde alla Formazione di Tocchi della Toscana meridionale (SIGNORINI, 1946; COSTANTINI *et alii*, 1980).

AFFIORAMENTI TIPICI: Castello Aghinolfi.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: piccoli affioramenti sparsi tra il Castello Aghinolfi e Strettoia. Questa unità affiora più estesamente nella zona di Lerici del contiguo Foglio 248 - La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: alternanze decimetriche di metacarbonati silicoclastici giallastri e ocracei, bruni all'alterazione, e di metapeliti verdognole, presenza di subordinati sottili livelli di quarziti biancastre a matrice carbonatica.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile i metacarbonati sono rappresentati sia da dolospariti ankeritiche con dispersa mica bianca e granuli di quarzo, sia da metacalcari costituiti da un mosaico granoblastico irregolare di cristalli appiattiti di calcite e quarzo, con piccoli romboedri di ankerite dispersa o concentrata in plaghe e lamine. Le quarziti sono rappresentate da *metawacke* con granuli di quarzo plutonico mono e policristallino, quarzo metamorfico e clasti di carbonati feriferi dispersi in una matrice carbonatica costituita da ankerite e subordinata

calcite. Le metapeliti sono rappresentate da una alternanza di letti millimetrici lepidoblastici con muscovite e clorite e letti granoblastici costituiti esclusivamente da quarzo.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: una decina di metri al massimo.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: l'unità poggia stratigraficamente sulle Quarziti e Filladi del Gruppo del Verrucano, superiormente è troncata dalla Falda Toscana.

AMBIENTE DI FORMAZIONE: piana tidale in ambiente semiarido.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Carnico superiore (Tuvalico) *p.p.*

L'attribuzione di età deriva dalla correlazione, per analogia di facies e posizione stratigrafica, con la Formazione di Tocchi della Toscana meridionale attribuita al Carnico su base micropaleontologica da COSTANTINI *et alii* (1980).

3.3. - UNITÀ TETTONICA "AUTOCTONO" *Auctt.*

BASAMENTO ERCINICO

Nel Foglio 96 - Massa a scala 1:100.000 il complesso metamorfico che costituisce il substrato della copertura metasedimentaria dell'"Autoctono" *Auctt.* era stato attribuito al "Verrucano *s.l.*" da TREVISAN *et alii* (1971b). Questo complesso litologico di età paleozoica comprende un insieme inferiore costituito da filladi e quarziti, e un insieme superiore rappresentato da porfiroidi, scisti porfirici, filladi, quarziti, dolomie scistose ad orthoceratidi e calcescisti.

3.3.1. - *Filladi Inferiori (FAF)*

SINONIMI: "Formazione filladica inferiore e gneiss albitici e quarziti sericitiche ad albite" (BARBERI & GIGLIA, 1965); "Formazione Filladica inferiore" (ELTER *et alii*, 1966b); "Verrucano *s.l.*" *p.p.* (vr_a in TREVISAN *et alii*, 1971b); "Quarziti e Filladi inferiori" (GATTIGLIO *et alii*, 1989).

Le Filladi Inferiori sarebbero correlabili con le Filladi e Quarziti Listate di Buti affioranti nei Monti Pisani (TREVISAN *et alii*, 1971a; GATTIGLIO *et alii*, 1989).

AFFIORAMENTI TIPICI: la formazione delle Filladi Inferiori (BARBERI & GIGLIA, 1965) affiora estesamente lungo le valli del F. Frigido e del T. Giardino.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: le migliori esposizioni si trovano lungo la strada di fondovalle che dalla città di Massa conduce agli abitati di Forno e Casette (Via Bassa Tambura) e lungo Via d'Arni che sale dal paese di Ruosina verso la galleria del Cipollaio, nell'area meridionale del Foglio. Rocce filoniane basiche ("Metabasiti", FAF_a) si trovano nella valle del Giardino, ben visibili anche lungo la strada provinciale per Arni con spessori fino ad alcuni metri.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita da filladi quarzítico-muscovitiche da grigio-scure a grigio-verdastre alternate a livelli di spessore variabile dal centimetro al metro di quarziti di colore da grigio-chiaro a

verde-chiaro ricche in albite, molto compatte e con sottili listature muscovitiche (“Quarziti sericitiche ad albite” di BARBERI & GIGLIA, 1965). Spesso la componente quarzifica può diventare prevalente, fino a formare livelli di alcuni metri di spessore di quarziti a granulometria arenitica grossolana. Le alternanze composizionali rappresentano l’originaria stratificazione; inoltre non è raro notare nei livelli quarzificati delle strutture che potrebbero essere tracce residue di laminazioni ondulate e gradazioni. Molto diffuse sono vene di quarzo, spesso boudinate.

Per quanto riguarda le “Metabasiti” (FAF_a), si tratta di rocce omogenee massive di colore verde o grigio-verde. In alcuni casi si riscontra la presenza di sottili alternanze di livelli chiari quarzoso feldspatici e livelli cloritici. Nel passato alcuni autori indicavano per le metabasiti un protolite di origine sedimentaria (“scisto gneissico a clorite” BONATTI, 1938; “gneiss albitici” BARBERI & GIGLIA, 1965). Successivamente BAGNOLI *et alii* (1979) ne individuano un’origine magmatica indicandole come “Metabasiti della valle del Giardino”. GIANELLI & PUXEDDU (1979) sulla base di indagini geochemiche propongono come protolite rocce basaltiche di intraplacca ad affinità debolmente tholeiitica.

CARATTERI DI LABORATORIO: l’analisi petrografica ha confermato la presenza di una sottile alternanza di livelli lepidoblastici a muscovite e clorite e livelli granoblastici quarzosi; diffuso è il plagioclasio albitico, accessorio abbondante il rutilo, scarsa è la presenza di tormalina, apatite, epidoto e zirconio. Per quanto riguarda le metabasiti l’analisi petrografica ha evidenziato due distinti motivi tessiturali: blastoporfirico e blastofitico. In entrambi i casi la paragenesi è costituita da plagioclasio sodico in fenocristalli distribuiti in una pasta di fondo costituita da clorite, epidoto, mica bianca, calcite e quarzo neoblastico (CONTI *et alii*, 1988). Nella tessitura blastoporfirica è sempre abbondante l’ilmenite in bacchette spesso sostituite da leucoxene. La presenza di clorite conferisce alla roccia il caratteristico colore verde. Sovente si rinvengono spessori metrici di quarziti grigio-chiare.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore delle Filladi Inferiori non è valutabile in quanto la base non affiora; lo spessore massimo varia dai circa 600 metri sul versante orientale di M. Carchio ai 400 metri nella zona di Forno. Le metabasiti sono caratterizzate da uno spessore medio variabile da alcuni decimetri a 15-20 metri. Fa eccezione la lente ad est delle Cervaiole che raggiunge uno spessore massimo di oltre 100 metri.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Cambriano-Ordoviciano inferiore.

L’età si basa su analogie litologiche con successioni del basamento ercinico sardo. Questa formazione è stata infatti correlata con le potenti successioni torbiditiche silicoclastiche della Sardegna sud-orientale (Arenarie di San Vito, Formazione di Solanas, “Post-gotlandiano” *Auctt.*), deformate dalla “Fase sarda” e sormontate in discordanza dalle vulcaniti dell’Ordoviciano medio (CARMIGNANI *et alii*, 1977; BAGNOLI *et alii*, 1979; GATTIGLIO *et alii*, 1989; CONTI *et alii*, 1993). Recen-

temente PAOLI *et alii* (2017) e PIERUCCIONI *et alii* (2018), sulla base di studi condotti su zirconi detritici, confermano questa età.

3.3.2. - Porfiroidi e Scisti Porfirici (PRS)

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i migliori affioramenti della formazione dei Porfiroidi e Scisti Porfirici (BARBERI & GIGLIA, 1965) sono ubicati nella valle del Fiume Frigido lungo la strada che dalla città di Massa conduce al Passo del Vestito.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita prevalentemente da metarioliti e metariodaciti (BARBERI & GIGLIA, 1965) associate ad epiclastiti metamorfiche derivanti dal loro disfacimento. Il colore varia da grigio-chiaro a verde-chiaro e sono caratterizzate dalla presenza di abbondante quarzo ialino con dimensioni massime attorno al centimetro e di feldspati immersi in una matrice quarzoso-muscovitica, subordinatamente cloritica. In molti affioramenti la roccia presenta una patina di alterazione giallastra o bruno-ocracea. In accordo con BONATTI (1938) e BARBERI & GIGLIA (1965) alla scala dell'affioramento è possibile distinguere i due litotipi che rappresentano i termini estremi delle varietà litologiche di questa formazione. I porfiroidi (ovvero le metavulcaniti) rappresentano i litotipi più massicci, con numerosi fenocristalli di quarzo vulcanico e feldspato immersi in subordinata matrice, gli scisti porfirici (ovvero le *metawacke* prodotte originariamente dal disfacimento ed alterazione di vulcaniti) rappresentano i litotipi più foliati in cui i feldspati sono del tutto assenti e il quarzo è scarso nell'abbondante matrice quarzo-filladica. Durante il rilevamento non è risultato possibile porre un limite cartografico tra i porfiroidi e gli scisti porfirici a causa dei complessi rapporti tra questi litotipi, probabilmente dovuti a originarie variazioni laterali ulteriormente complicate durante le deformazioni dell'orogenesi ercinica e terziaria.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile è possibile osservare che il quarzo e i feldspati sono primitivi fenocristalli di origine vulcanica con evidenze rispettivamente di riassorbimento magmatico e strutture mirmekitiche; i feldspati sono rappresentati da cristalli di albite e microclino solitamente sericitizzati o con strutture peciloblastiche.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore affiorante è di circa 150 metri.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ordoviciano medio.

I Porfiroidi e gli Scisti Porfirici vengono riferiti all'Ordoviciano medio sulla base di correlazioni con i porfiroidi del basamento ercinico della Sardegna sud-orientale (GATTIGLIO *et alii*, 1989; CONTI *et alii*, 1991; CARMIGNANI *et alii*, 2001c). Recentemente, su un campione di porfiroidi proveniente dal M. Corchia, è stata determinata da PAOLI *et alii* (2017) un'età (U/Pb su zircone) di 457 ± 3 Ma.

3.3.3. - *Quarziti e Filladi Superiori (MRQ)*

SINONIMI: “Metarenarie, quarziti e filladi” (GATTIGLIO & MECCHERI, 1987; CONTI *et alii*, 1991, 1993); “Metarcose e metarenarie” (GATTIGLIO *et alii*, 1989).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: questa formazione affiora nel versante settentrionale del M. Antona, ad est della città di Massa, e presso foce di Mosceta nel settore sudorientale del Foglio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: si tratta in prevalenza di quarziti in bancate massive di colore variabile dal grigio-verde al grigio scuro, con alternati sottili e discontinui livelli di filladi grigie e subordinate metarenarie. In affioramento è possibile riconoscere una tessitura granulo-sostenuta con abbondanti granuli arrotondati di quarzo di origine vulcanica, di dimensioni da millimetriche a sub-millimetriche. L'apporto di quarzo di origine vulcanica e la scarsità di feldspati e materiale filladico permettono di attribuire a questa formazione l'originario significato di un sedimento derivato dallo smantellamento dei precedenti edifici vulcanici ordoviciani.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile i litotipi più diffusi risultano essere quarzareniti caratterizzate dalla presenza di abbondante tormalina e plaghe di carbonati ferriferi; più rare sono le metarcose, con dominanti granuli di quarzo associati a subordinati feldspati (plagioclasti) completamente albitizzati; i livelli filladici hanno composizione muscovitico-cloritica.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore massimo affiorante, valutato a sud del M. Corchia, è di circa 200 metri.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ordoviciano superiore.

Questo complesso viene attribuito all'Ordoviciano superiore sulla base di analogie litologiche con successioni del basamento sardo (GATTIGLIO *et alii*, 1989; CONTI *et alii*, 1991).

3.3.4. - *Scisti neri e Dolomie ad Orthoceras (OHT)*

SINONIMI: “Scisti grafitici a Graptoliti” (GORTANI, 1933), “Dolomie scistose” (BARBERI & GIGLIA, 1965); “Dolomie scistose a Orthoceras *p.p.*” (ELTER *et alii*, 1966b); “Dolomie e calcari dolomitici ad Orthoceras” (GATTIGLIO *et alii*, 1989).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: gli affioramenti più estesi si trovano presso Foce di Mosceta nel settore sud-orientale del Foglio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita da filladi nere e grigio scure ricche in grafite cui si intercalano localmente livelli da decimetrici a metrici di metacalcari e metacalcari dolomitici più o meno scistosi e dolomie grigio scure massive, caratterizzate da una patina di alterazione ocrea. All'interno delle dolomie sono sporadicamente presenti livelli centimetrici di metarenarie grigio scure e più raramente intercalazioni di quarziti biancastre a grana fine. Nella parte

bassa di questa unità sono localmente presenti livelli di quarziti nere (“liditi” *Auctt.*) associati a filladi quarzifere nere.

CARATTERI DI LABORATORIO: l’analisi petrografica ha evidenziato che i livelli filladici hanno una composizione quarzítico-muscovítica con abbondante grafite e ossidi, mentre la porzione carbonatica contiene granuli di quarzo.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: il contatto con le sottostanti Quarziti e Filladi Superiori è graduale, si passa in pochi decimetri di spessore dall’alternanza di metarenarie e filladi a dolomie e metacalcari dolomitici con intercalate metarenarie. La formazione ha uno spessore di una ventina di metri. Nella zona di Mosceta questa formazione è coinvolta in strutture plicative polifasiche e nelle zone di cerniera lo spessore apparente della formazione può arrivare a oltre 100 metri.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Siluriano superiore.

Nelle filladi grafitiche non sono stati rinvenuti fossili. Le uniche segnalazioni sono resti indeterminabili di graptoliti nella zona di Vinca e a Foce di Mosceta da parte di GORTANI (1933). Una documentazione paleontologica è invece presente nei livelli carbonatici. Le dolomie oltre ai resti di *Orthoceras* ed abbondanti articoli di crinoidi (MENEGHINI, 1880b; GORTANI, 1933; ZACCAGNA, 1932) contengono una fauna a conodonti del Ludlowiano (Siluriano superiore) (VAI, 1972; BAGNOLI & TONGIORGI, 1979).

3.3.5. - *Calcescisti (LCT)*

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la formazione affiora solo presso Foce di Mosceta nell’area sud orientale del Foglio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: si tratta di calcescisti grigio-chiari con intercalazioni di filladi carbonatiche cloritico-muscovitiche, di colore variabile da grigio-chiaro a verde. Localmente sono presenti livelli di dolomie scistose da chiare a grigio chiare, attraversate da fitte vene di quarzo e metacalcari grigio scuro con abbondanti resti di crinoidi. In località Franchino presso foce di Mosceta questi litotipi, variamente associati alle dolomie a orthoceratidi, formano la quasi totalità dell’imponente balza di rocce brune e scure che si contrappone ai carbonati mesozoici grigio-chiari del versante sud-orientale del M. Corchia. Altri affioramenti di calcescisti, doloscisti e scisti appartenenti a questa unità si trovano poco a nord del Rifugio Del Freo presso il Canale delle Verghe e lungo il versante settentrionale del massiccio delle Panie ad est di Colle Teverone.

CARATTERI DI LABORATORIO: l’analisi microscopica ha messo in evidenza quantità variabili di quarzo microcristallino concentrato in lamine nei livelli carbonatici.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: il contatto con la formazione sottostante è graduale. La formazione ha uno spessore di circa 150 metri

nella zona di Mosceta.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Siluriano - Devoniano?.

Mancano per questa formazione dati paleontologici, ma per la posizione stratigrafica, per la composizione litologica e per correlazioni con facies analoghe che contraddistinguono molte catene erciniche circummediterranee (BAGNOLI & TONGIORGI, 1979; BOURROUILH, 1981; GATTIGLIO *et alii*, 1989; PANDELI *et alii*, 1994), questa unità viene attribuita ad un probabile Siluriano-Devoniano.

COPERTURA POST-ERCINICA

La copertura post-ercinica dell'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* è rappresentata da una successione metamorfica in facies scisti verdi di età compresa fra il Carnico superiore (Tuvalico) *p.p.* e l'Oligocene superiore-Miocene inferiore. La presenza di termini più antichi di quelli rappresentati nell'Unità tettonica della Falda Toscana, dove la registrazione sedimentaria parte dal Norico superiore-Retico, ci permette di ricostruire quantomeno nel Dominio Toscano Esterno i principali caratteri della paleogeografia nel Carnico superiore e nel Norico. A partire dal Retico, è possibile poi analizzare comparativamente le caratteristiche deposizionali del Dominio Toscano Esterno e del Dominio Toscano Interno. I diagrammi cronostratigrafici di fig. 18 e fig. 19 sintetizzano la correlazione temporale tra le successioni che caratterizzano la Falda Toscana e quelle che caratterizzano l'"Autoctono" *Auctt.* nel Foglio 249 - Massa Carrara e aree limitrofe. Le relative sezioni colonnari sono riportate in fig. 22. Come nell'Unità tettonica della Falda Toscana, anche nell'Unità dell'"Autoctono" *Auctt.* sono presenti importanti faglie dirette a basso angolo alcune delle quali riprese in zone di taglio con caratteri di deformazione duttile e pertanto attive in ambiente metamorfico, prima della definitiva esumazione del nucleo apuano (fig. 31a,b; fig. 32a,b,c).

In varie località (es. zona di Canale d'Abbia presso Campocecina, Monte Pallerina in destra orografica della Valle dell'Arnetola) queste faglie a basso angolo hanno portato le metapeliti del Cretacico-Paleogene (Scisti Sericitici) direttamente sui metacalcari liassici (Marmi delle Apuane), con elisione dei Metacalcari ad Entrochi, delle Metaradiolariti, dei Calcescisti e dei Metacalcari con Selce. In alcuni casi i termini elisi sono ancora osservabili nel blocco di tetto, tagliati obliquamente dalla faglia. Un esempio spettacolare è visibile al Morlungo nel Carrarese, tra Campocecina e le cave di Castelbaito, dove a tetto dei Marmi delle Apuane una superficie di taglio a basso angolo tronca obliquamente una successione bacinale che comprende dai Metacalcari con Selce agli Scisti Sericitici. Presso le Cave di Castelbaito la troncatura degli strati del blocco di tetto contro la superficie di taglio è stata interpretata e descritta in letteratura come un originario appoggio stratigrafico con geometria di tipo *onlap* dei Metacalcari con Selce (Calcari Selciferi *Auctt.*) su una paleoscarpata sviluppata al margine di un alto strutturale rappresentato

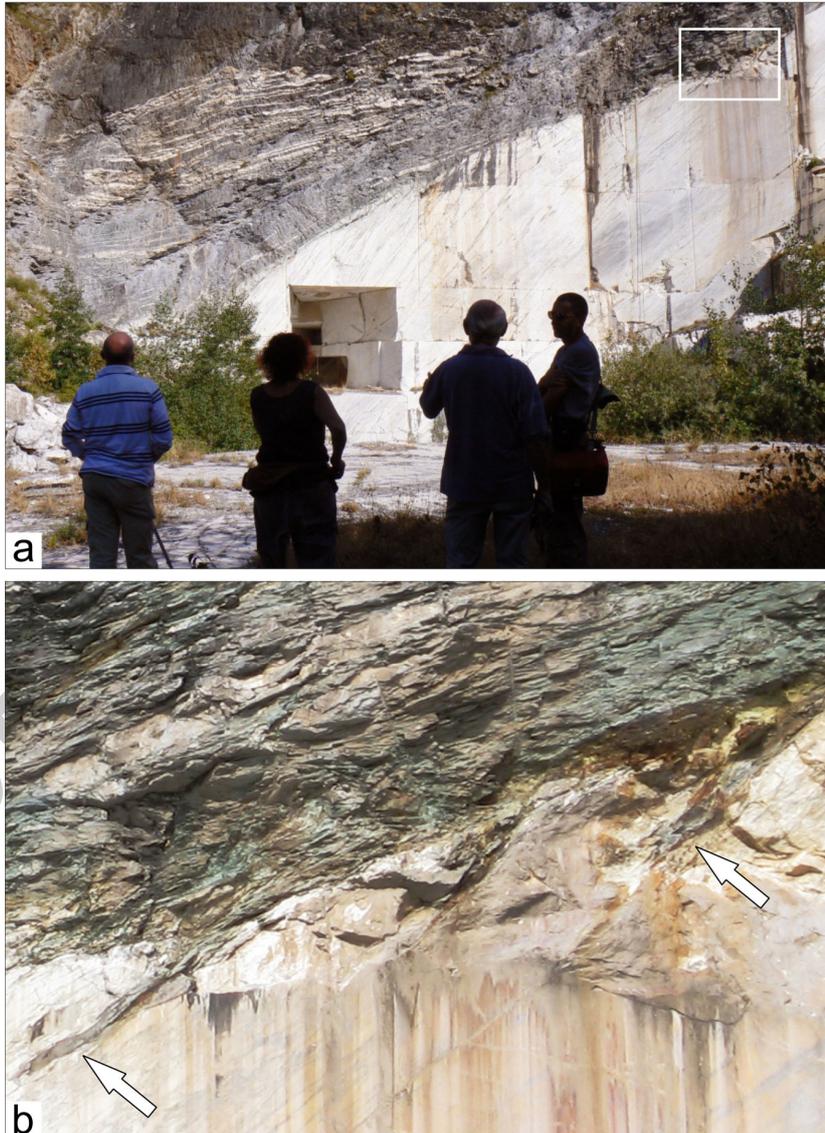


Fig. 31 - "Autoctono" Aucutt. a) contatto tettonico (faglia diretta) tra Scisti Sericitici e Marmi delle Apuane, Canale d'Abbia a ovest di Campocecina: il riquadro in alto a destra indica la posizione della foto sottostante; b) particolare del contatto Scisti Sericitici-Marmi delle Apuane in fig. Macro 5a: le frecce indicano un precedente contatto tettonico tra Scisti Sericitici e Marmi delle Apuane.

dai Marmi delle Apuane (COLI & FAZZUOLI, 1992; COLI *et alii*, 1992; COLI & FAZZUOLI, 1994). Un altro esempio interessante di faglia normale a basso angolo è osservabile al Monte Pallerina in un taglio di cava della Cooperativa Apuana Vagli dove gli Scisti Sericitici poggiano direttamente sui Marmi delle Apuane o sui risedimenti grossolani che caratterizzano la base dei Calcescisti (fig. 32c). Questa situazione è stata interpretata in letteratura come rappresentativa di alto strutturale con sedimentazione lacunosa (CARMIGNANI *et alii*, 1987). In realtà tra la Cava Minerva e il fondovalle dell'Arnetola sono conservati nel blocco di letto, troncati obliquamente da una faglia normale a basso angolo, tutti i termini compresi tra i Metacalcari con Selce e le Metaradiolariti e si può vedere che non si tratta di originari depositi condensati e lacunosi in corrispondenza di alti strutturali bensì di depositi bacinali caratterizzati dalla presenza di risedimenti gravitativi più o meno grossolani localmente interessati da vistosi fenomeni di *slumping*. Anche la gran parte delle metabrecce monogeniche che caratterizzano i Marmi delle Alpi Apuane sono breccie cataclastiche legate all'attività di faglie dirette, riprese successivamente in zone di taglio con deformazione duttile. Nel riquadro della fig. 17 sono indicate, in corrispondenza del nucleo apuano, zone caratterizzate da successioni di tipo diverso (fig. 22, fig. 34a,b,c), tre con facies bacinali (A, B, D) e una con facies condensate (C). Nelle pagine che seguono verranno descritte per ogni unità litostratigrafica le principali caratteristiche litologiche mettendo in evidenza le differenze esistenti tra le facies condensate e le facies bacinali a partire dai Metacalcari con Selce.

3.3.6. - *Formazione di Vinca* (VIN)

SINONIMI: "Anageniti talcose biancastre e rosee" e "Brecce policrome alla base dei grezzoni" (ZACCAGNA, 1879-93); "Conglomerato poligenico a cemento scistoso-dolomitico" (IPPOLITO, 1950); "Anageniti" (NARDI, 1962a); "Conglomerati alla base del grezzone" e "Conglomerati anagenitici" (ELTER *et alii*, 1966b); "Verrucano *s.l.*" *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b); "Verrucano e Formazione di Vinca" (CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2000; COLI *et alii*, 2003).

In qualche caso (BONATTI, 1938) la Formazione di Vinca è stata denominata Mischio, alla stregua del Mischio di Stazzema (=Breccia di Seravezza in queste note) con il quale può condividere l'abbondanza di cloritoide, pur essendone stata riconosciuta la giacitura "anomala" tra il Basamento e i Grezzoni.

AFFIORAMENTI TIPICI: fianco occidentale e fianco orientale dell'anticlinale di Vinca, ove è stata istituita la formazione (NARDI, 1967); Monte Corchia; in località La Risvolta a est di Retignano.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la Formazione di Vinca è diffusa in tutta l'area apuana centrale, dalla Valle del Lucido (nord) allo Stazzemese (Foglio

260 - Viareggio) costituendo affioramenti discontinui e di spessore modesto.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: pur presentando variazioni laterali di facies di un certo rilievo, la Formazione di Vinca può essere divisa in tutta l'area di affioramento in tre intervalli (fig. 36a).

L'intervallo inferiore (intervallo 1) è costituito da metaparaconglomerati polimitici con matrice filladico-metapsammitica scistosa, di colore grigio-scuro, verdastro e da metarenarie quarzitiche medio-grossolane, tessituralmente immature, biancastre e verdognole contenenti dispersi ciottoli eterometrici da angolosi ad arrotondati di quarzo bianco e subordinatamente rosato. Tra i clasti sono anche presenti metamorfiti di basso grado (soprattutto filladi quarzifere verdastre e quarziti), vulcaniti acide, rare dolomie ankeritiche giallastre e rosate (noduli rimaneggiati di "caliches"), metapeliti rossastre e violacee (frammenti di croste lateritiche) e rarissime dololutiti biancastre. La parte più alta dell'intervallo 1 è frequentemente costituita da metarenarie più o meno scistose che contengono abbondante cloritoide in grossi cristalli ben visibili anche ad occhio nudo (es. M. Corchia). Questo intervallo, rappresentativo di depositi silicoclastici continentali di piana alluvionale, è nella gran parte dei casi identificato in letteratura come Verrucano (NARDI, 1967; CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2000; COLI *et alii*, 2003) l'intervallo 1 è considerato parte della sovrastante formazione dei Grezzoni da BRANDI *et alii* (1967); SGUAZZONI (1968b); CIARAPICA & PASSERI (1982) ed è infine distinto come parte inferiore della Formazione di Vinca da PELLEGRINI (1985).

L'intervallo intermedio (intervallo 2) è costituito da dolomie silicoclastiche gialle e rosate alternate localmente a metarenarie a matrice carbonatica con stratificazione incrociata planare a basso angolo. Il contatto con il sottostante intervallo è graduale. In questa parte della formazione sono presenti anche metaparaconglomerati a matrice carbonatica (es. Monte Antona) e dolomie silicoclastiche caratterizzate da abbondanza di granuli ben classati di quarzo con dispersi ciottoli sovradimensionati e molto ben arrotondati di quarzo bianco di vena e feldspato potassico (es. Vinca). A Retignano questo intervallo è rappresentato da dolomie rosse e rosate fittamente straterellate, caratterizzate dalla presenza di strutture di tipo "stromatoclastis" (fig. 36b) e di sottili livelli millimetrici irregolari di filladi verdastre. Le dolomie rossastre passano verso l'alto a dolomie da crema a rosate, fortemente nodulari, con livelli discontinui da centimetrici a subdecimetrici di metapeliti verdi ricchissime di cloritoide (spessore complessivo: 7-8 metri). In letteratura le dolomie rosse e rosate, in passato cavate come pietra ornamentale con il nome commerciale di "Rosso Rubino", sono state erroneamente attribuite al Devoniano e considerate parte del Basamento ercinico (BAGNOLI & TONGIORGI, 1979; PANDELI *et alii*, 2004). La parte altissima dell'intervallo 2 è costituita ovunque, tranne che a Vinca, da dolomie sopratidali fortemente arrossate ed ematizzate testimonianti ripetuti

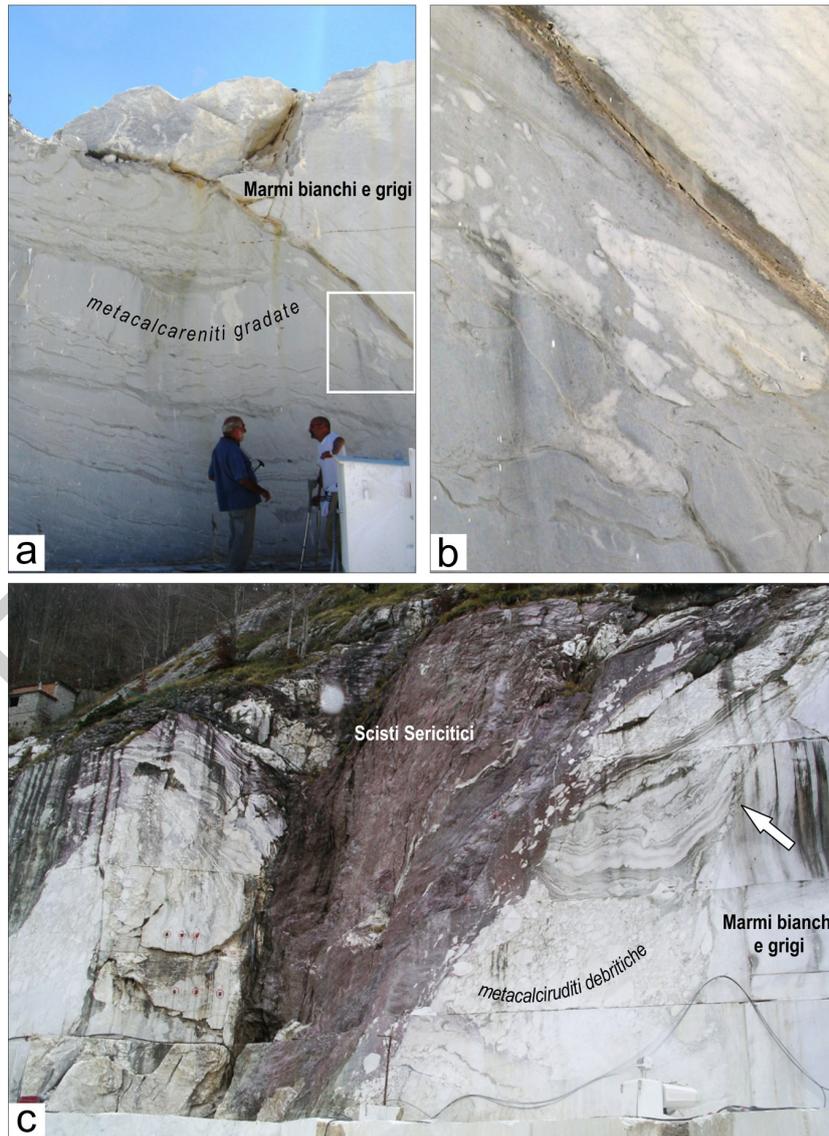
episodi di emersione in clima semiarido. Abbiamo correlato questi episodi di emersione con l'evento regressivo *Car4* (vedi fig. 18). Questo intervallo intermedio, caratterizzato da depositi misti carbonatico-silicoclastici preservanti localmente le caratteristiche deposizionali tipiche di barre tidali è quello che in letteratura viene identificato come Formazione di Vinca (NARDI, 1967; TREVISAN *et alii*, 1971b; CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2000) e che costituisce la parte centrale della Formazione di Vinca descritta da PELLEGRINI (1985).

L'intervallo superiore della Formazione di Vinca (intervallo 3), che ha un contatto piuttosto brusco con l'intervallo sottostante ed è sviluppato soprattutto nella parte settentrionale del Foglio, è rappresentato da dololutiti giallastre e subordinatamente grigie, con ben preservati cicli inter-sopratidali di spessore metrico. Sono presenti anche brecce intraclastiche rappresentative di riempimenti di canali tidali e la frazione silicoclastica è limitata a sporadici letti con dispersi granuli di quarzo ben arrotondati. L'episodio regressivo tra l'intervallo 2 e 3, da noi correlato con l'evento *Car4*, non si riconosce nella zona di Vinca dove l'ambiente di sedimentazione appare essere stato più francamente marino, con barre tidali molto ben sviluppate. In quest'area l'intervallo superiore è infatti costituito da dolomie grigie e grigio-scuere in bancate pluridecimetriche, con evidente laminazione incrociata planare a basso angolo. La presenza di livelli arricchiti in fillosilicati conferisce alle dolomie che caratterizzano questo intervallo un aspetto scistoso. L'intervallo superiore, rappresentato da depositi carbonatici tidali con scarsissimi apporti silicoclastici, è a seconda degli autori attribuito alla soprastante formazione dei Grezzoni o alla parte alta della Formazione di Vinca (PELLEGRINI, 1985; COLI *et alii*, 2003).

A differenza di quanto riportato in gran parte della letteratura, noi riteniamo che le quarzareniti e i metaconglomerati quarzosi dell'intervallo 1 per l'immatùrità composizionale e tessiturale che le caratterizza e per l'evidente passaggio graduale con i sovrastanti intervalli carbonatici misti, rappresentino la base del ciclo T-R di 2° ordine Carnico superiore-Norico (*Car3-No2*), cui appartengono anche i sovrastanti Grezzoni, piuttosto che al ciclo Ladino-Carnico (*Lad3-Car3*) cui appartiene il Gruppo del Verrucano.

CARATTERI DI LABORATORIO: i metaparaconglomerati dell'intervallo 1 e le

Fig. 32 (pagina a fronte) - "Autoctono" Auctt. a) contatto tettonico tra Marmi delle Apuane (Marmi bianchi e grigi) e la parte bassa dei Calcescisti caratterizzata, nelle successioni bacinali, da metacalcareniti risedimentate, Cave Castelbaito a est di Campo Cecina; il riquadro a destra indica la posizione della foto di lato; b) particolare del contatto nel riquadro di fig. 32a: la foto evidenzia i clasti di marmo inglobati tettonicamente nei Calcescisti; c) contatto tettonico con deformazione duttile tra gli Scisti Sericitici e le metacalciruditi debritiche alla base dei Calcescisti delle successioni bacinali, Cave Cooperativa Apuana Vagli, Monte Pallerina, in destra orografica della Valle di Arnetola: nella foto è ben visibile la breccia tettonica con deformazione duttile tra gli Scisti Sericitici e le debritiche, indicato dalla freccia, il contatto tettonico tra questi e i Marmi delle Apuane (Marmi bianchi e grigi).



metarenarie sono caratterizzate dalla presenza di granuli di quarzo (metamorfo e vulcanico), di subordinato feldspato (sia potassico che albitico) e di granuli litici metamorfici; la matrice, sempre abbondante, è costituita da un aggregato di quarzo e sericite. In via del tutto subordinata nelle metarenarie sono presenti anche minerali accessori quali tormalina, zircone e apatite. A luoghi, (es. M. Corchia, Retignano e Ponte Stazzemese, al limite con il sottostante Foglio 260 - Viareggio) nella parte alta dell'intervallo 1 sono presenti bande centimetriche e decimetriche arricchite in fillosilicati contenenti altissime concentrazioni di cloritoide post-cinematico.

Le dolomie silicoclastiche dell'intervallo 2, il cui colore rosato deriva dall'abbondanza di ankerite, appaiono in sezione sottile come dolomicrospariti e dolomicriti con frequenti strutture di disseccamento e locali glomeruli di aghi di anidrite. A Retignano le dolomie dell'intervallo 2 preservano relitti di strutture stromatolitiche cui si associano noduli costituiti da un aggregato di pseudomorfi di dolomite su piccoli cristalli di gesso. Il materiale silicoclastico presente nelle dolomie di questo intervallo è rappresentato, oltre che da quarzo plutonico e vulcanico, da granuli litici metamorfici (metarenarie, filladi, scisti quarziticci e micascisti). A Vinca le dolospariti silicoclastiche dell'intervallo 2 contengono sporadiche *Gyroporella* sp. e un fantasma di *Turriglomina* (fig. 33).

Sempre a Vinca, le dolospariti silicoclastiche della parte altissima dell'intervallo 3 hanno rivelato la presenza di sporadici ooidi e granuli rivestiti, di un *Aulotortus* sp. e di un esemplare di *Galeanella panticae* (fig. 33c), la cui comparsa coincide con il limite Carnico-Norico. Sempre a Vinca nell'intervallo 3 sono presenti dolomicriti peloidiche ed ooidiche con dispersi pseudomorfi di grossi cristalli di gesso e halite (fig. 33d).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore complessivo della Formazione di Vinca va da pochi metri nelle aree più meridionali del Foglio ad un massimo di una sessantina di metri nella zona di Vinca e al M. Sagro. L'intervallo 1 varia da un minimo di 25-30 centimetri a Ponte Stazzemese (Foglio 260 - Viareggio) a 7-8 metri al M. Corchia, fino ad una ventina di metri circa nella zona del Pizzo d'Uccello. Nella zona di Vinca non supera il metro. L'intervallo 2 varia da meno di un metro a Ponte Stazzemese ad una quindicina di metri nella zona di Vinca. L'intervallo 3 ha uno spessore costante di 4-5 metri nelle aree meridionali mentre nella zona di Vinca si ispessisce fino a 20-25 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: La Formazione di Vinca giace in discordanza su vari termini del basamento ercinico. In alto passa gradualmente alla formazione dei Grezzoni. Il contatto Formazione di Vinca-Grezzoni è particolarmente ben esposto a Ponte Stazzemese, a Retignano e al M. Corchia lungo la strada per l'Antro del Corchia. PANDELI *et alii* (2004) correlano la Formazione di Vinca ai "Metacalcari del Tinello" che affiorano nella zona di Fornovolasco alla base dei Grezzoni dell'Unità delle Panie (fig. 17) e che contengono microforaminiferi

bentonici ad affinità ladino-carnica (CIARAPICA & ZANINETTI, 1983). Anche in questa zona affiorano quarziti e metaconglomerati immaturi, analoghi a quelli presenti alla base della Formazione di Vinca, che passano in alto a metapeliti con intercalazioni carbonatiche caratterizzate dalla presenza di vacuoli poligonali derivati dalla dissoluzione di sali. La Formazione di Vinca è correlabile, per analogia di facies e posizione stratigrafica, anche con la formazione degli “Scisti di San Terenzo” e con la Formazione di Tocchi affioranti rispettivamente nella zona di La Spezia e in Toscana meridionale ed attribuite al Carnico (PELLEGRINI, 1985; COLI *et alii*, 2003; ABBATE *et alii*, 2005).

AMBIENTE DI FORMAZIONE: da un iniziale ambiente continentale di tipo alluvionale ad una piana tidale a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica, in condizioni di clima semiarido, parzialmente evaporativo.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Carnico superiore (Tuvalico) *p.p.*-base Norico.

Il limite inferiore della Formazione di Vinca è stato fatto coincidere con quello del ciclo trasgressivo-regressivo di 2° ordine, successivo al picco regressivo *Car3*; pertanto alla base della formazione può essere attribuita un'età più recente ma non più vecchia di quella attribuita da GRADSTEIN *et alii* (2004) al picco regressivo *Car3*. Questa attribuzione è avvalorata dal fatto che litofacies indicative di ampie piane costiero-tidali a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica, in condizioni semiaride e parzialmente evaporitiche, come quelle della Formazione di Vinca, caratterizzano nelle Alpi meridionali la nota formazione tuvalica di Raibl/Travenanzes (STEFANI *et alii*, 2004; HORNUNG *et alii*, 2007; LUCAS *et alii*, 2007; FEIST BURKHARDT *et alii*, 2008; STEFANI *et alii*, 2010; ZANFERRARI *et alii*, 2011). Questa unità deposizionale, deposta dopo l'evento regressivo *Car3*, precede la deposizione della Dolomia Principale/Hauptdolomit (DE ZANCHE *et alii*, 1993; GIANOLLA *et alii*, 1998; GIANOLLA & JACQUIN, 1998) considerata classicamente l'equivalente dei “Grezzoni” dell'area apuana. La sommità della Formazione di Vinca può essere attribuita alla base del Norico per la presenza di *Gleanella panticae*.

3.3.7. - Grezzoni (GRE)

SINONIMI: “Grezzone” (COCCHI, 1864); “Dolomie massicce e stratificate; Calcari dolomitici” (TREVISAN *et alii*, 1971b). Il termine “Grezzone”, originariamente utilizzato a Seravezza per indicare “pietra senza alcun valore” era sostituito a Carrara dal termine “Tarso” (COCCHI, 1864). MASINI (1937) specifica che il termine “Grezzone” deriva “da grezzo o rozzo, in confronto alla roccia marmorea che vi sta sopra”.

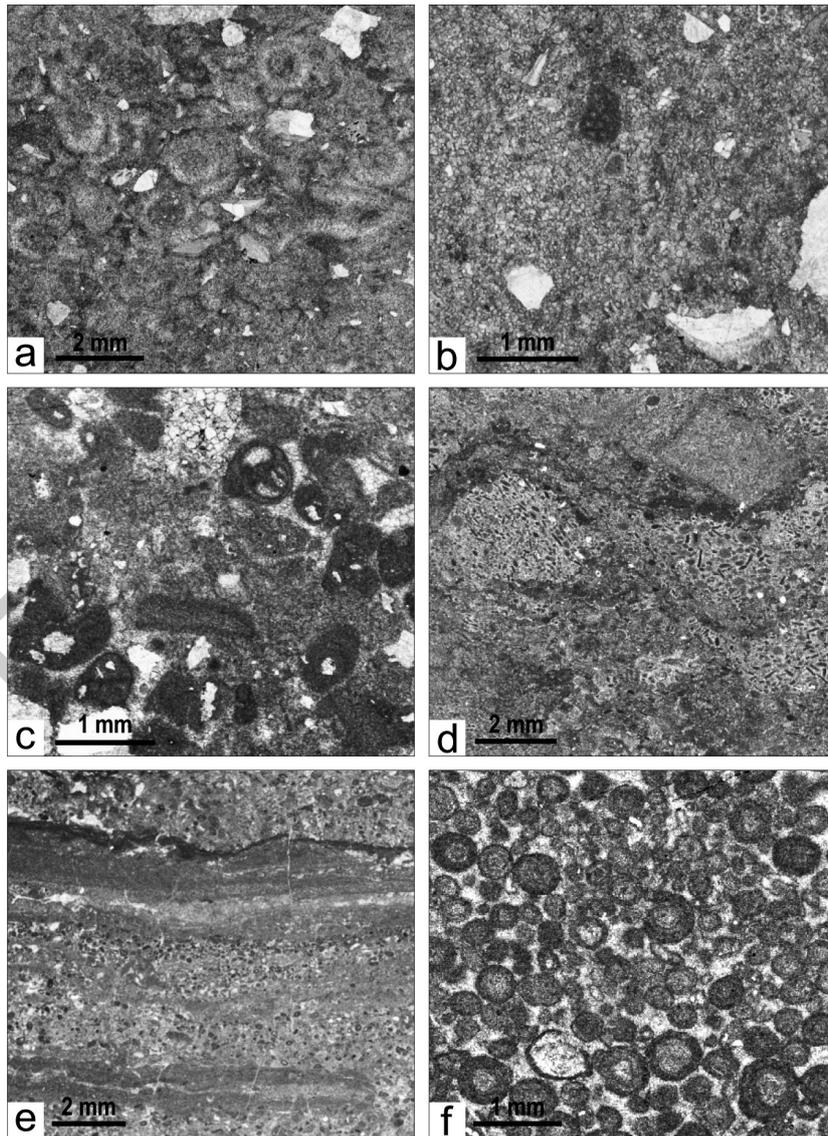
AFFIORAMENTI TIPICI: Monte Grondilice; Monte Altissimo; Canale di Renara a est di Gronda; M. Corchia. Affioramenti e caratteristiche tipiche dei Grezzoni sono descritti in BRANDI *et alii* (1967); SGUAZZONI (1968b); CIARAPICA & PASSERI (1978).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la formazione dei Grezzoni è sviluppata in tutta l'area apuana, dalla Valle del Lucido (a nord) allo Stazzemese (a sud).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nelle aree **B**, **C** e **D** del riquadro di fig. 17 la formazione, interamente costituita da dolomie peritidali, è divisibile in due parti separate da un evento regressivo da noi correlato con l'evento *No1* (fig. 18). Nei principali rilievi carbonatici, dal M. Grondilice alla zona di Forno e soprattutto in corrispondenza dei versanti occidentali del M. Altissimo e del M. Corchia, il limite tra le due porzioni è ben espresso da uno stacco morfologico in corrispondenza di una cengia piuttosto prominente che separa l'unità inferiore della successione, con profilo acclive, dalla superiore, che ha un profilo morfologico più dolce (fig. 36c,d). La porzione inferiore, organizzata in tre sequenze *shallowing-upwards*, rappresenta la parte regressiva del ciclo di 3° ordine limitata al tetto dell'evento regressivo *No1* (fig. 18). Questa è infatti costituita da dolomie prevalentemente inter-sopratidali con lamine stromatolitiche e strutture *fenestrae* associate frequentemente a breccie di disseccamento e superfici arrossate da episodi di emersione. La porzione superiore dei Grezzoni, caratterizzata da un andamento stratale prima trasgressivo e quindi regressivo, rappresenta nel complesso l'intera sequenza di 3° ordine *No1-No2* (fig. 18). La metà inferiore è infatti caratterizzata da una stratificazione più sottile, che diventa molto fitta ad una settantina di metri dalla base dove dololutiti grigio-scure subtidali fortemente laminate rappresentano l'episodio di massimo approfondimento. Seguono dolomie biancastre e rosate in strati più spessi all'interno delle quali sono riconoscibili, come nella megasequenza inferiore, episodi di emersione. Nella parte superiore della successione è presente *Worthenia contabulata* (= *Worthenia escheri* = *Turbo solitarius*) racchiusa in dolomie biancastre (DE STEFANI, 1880a, 1922; MERLA, 1951).

Nel Carrarese e alla Pania della Croce (area **A** in fig. 17) la base dei Grezzoni è costituita da dololutiti biancastre grossolanamente stratificate alternante a bancate

Fig. 33 (pagina a fronte) - "Autoctono" Auctt. a, b) Formazione di Vinca - intervallo 2, Vinca: packstone ricristallizzati con granuli di quarzo, Gyroporella (a) e Turriplomina (b); c, d) Formazione di Vinca - intervallo 3, Vinca: c) packstone ricristallizzato con granuli di quarzo, ooidi, granuli rivestiti e Galeanella panticae (in alto quasi al centro), d) pseudomorfi di microsparite peloidica e micrite su cristalli di halite parzialmente disciolti; e) Grezzoni, Canale di Renara: microcicli peritidali costituiti dall'alternanza di lamine peloidiche e lamine criptalgali interrotte da strutture fenestrae; f) Grezzoni, nord-est di Ponte Stazzemese: packstone-grainstone ooidico con un esemplare piuttosto ben preservato di *Triasina oberhauseri* (al centro della foto).



di dolomie e calcari dolomitici grigi vacuolari, nei quali sono preservati modelli esterni di cristalli di sali (**GRE_a**). Questa porzione della successione è ben esposta in corrispondenza del fianco rovescio della sinclinale di Carrara lungo la strada Ponti di Vara-Miseglia. È molto probabile che questa porzione, analogamente alle facies miste carbonatico-evaporitiche raibliane, passi lateralmente alla Formazione di Vinca. Sempre nel Carrarese i Grezzoni, ben esposti ad esempio a Casette, sono costituiti da dolomie scure di ambiente prevalentemente lagunare e da bancate plurimetriche di breccie di canale tidale. Sporadicamente sono presenti a più altezze calcareniti ooidiche con laminazione incrociata, indicative di temporanei episodi di alta energia. Nella zona di Colonnata, sempre nel Carrarese, nella parte alta dei Grezzoni bianco-rosati compaiono livelli ricchi di cavità romboedriche e cubiche derivanti dalla dissoluzione di piccoli cristalli di gesso e halite.

CARATTERI DI LABORATORIO: dolomicriti e dolospariti con tessitura deposizionale comunemente obliterata dalla ricristallizzazione e dalla dolomitizzazione e caratterizzate dalla frequente presenza di cristalli di albite neogenica. Ove la tessitura originaria della roccia è ben preservata come nei livelli subtidali, sono riconoscibili *wackestone* e *packstone* con rare e mal preservate coproliti, peloidi ed ostracodi; *wackestone* e *packstone/grainstone* con ooidi, *Triasina oberhauseri* (fig. 33e,f), *Gandinella appenninica*, *Glomospira* sp., *Aulotortus tumidus* e calcitornellidi. SGUAZZONI (1968b) riporta la presenza di *A.* cfr. *sinuosus*, *Glomospirella* cfr. *friedli* (attualmente sinonimo di *Aulotortus friedli*) e una forma possibilmente riferibile a *Triasina* sp. (che tuttavia dalla foto non appartiene sicuramente a questo genere). CIARAPICA & PASSERI (1978) riconoscono *Ophthalmidium triadicum*, *Agathammina austroalpina*, *Glomospirella parallela*, *Aulotortus tenuis* e *A. friedly*. Nei livelli sopratidali sono sporadicamente preservati aggregati di aghi di anidrite. **SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da un massimo di circa 400 metri nelle aree settentrionali e centrali del Foglio, a un minimo di 250-300 metri a sud. Nelle aree settentrionali e centrali lo spessore della porzione inferiore è di circa 250 metri ripartiti in 80, 70 e 100 metri per i tre sets di sequenze *shallowing-upwards*. Lo spessore della porzione superiore è di circa 150 metri ripartiti in circa 70 metri per la porzione rappresentativa del tratto trasgressivo, circa 20 metri per l'episodio di *maximum flooding* e circa 50 metri per il tratto regressivo. Spessori molto minori, come al Monte Carchio dove i Grezzoni non raggiungono i cento metri, sono legati a fatti tettonici piuttosto che a fatti sedimentari.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: la formazione dei Grezzoni poggia con contatto conforme e graduale sulla Formazione di Vinca. Nel Carrarese e alla Pania della Croce (successione tipo **A** nella fig. 18 e fig. 22) il contatto con il sovrastante Marmo Nero di Colonnata è alquanto brusco, marcato da un orizzonte di dolomie giallastre indicative di sporadiche emersioni. In tutte le altre aree del nucleo metamorfico apuano i Grezzoni sono limitati al tetto da breccie carsiche e terre residuali (Breccie

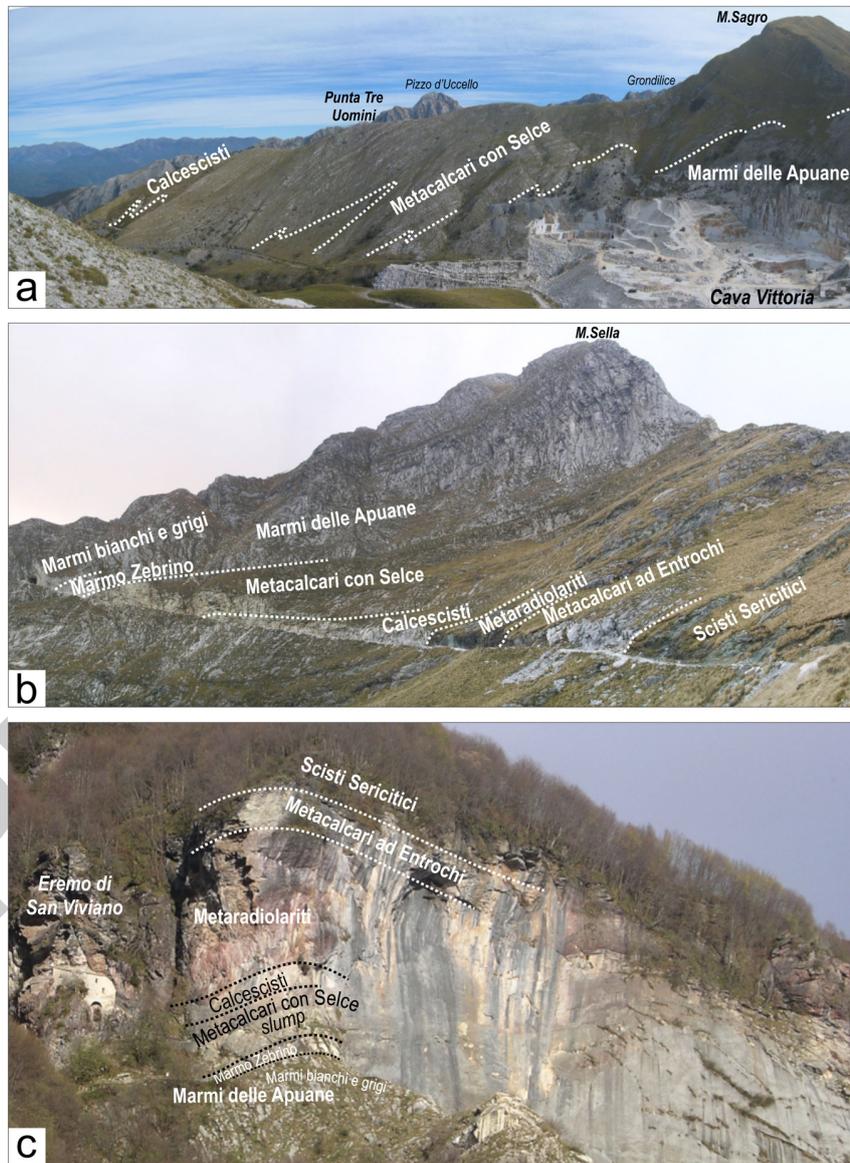


Fig. 34 - "Autoctono" Auctt. a) panoramica sulla successione bacinale della zona di Carrara (A in fig. 17, fig. 19 e fig. 22), dalle pendici orientali di M. Borla; b) successione condensata a Passo Sella (C in fig. 17, fig. 19 e fig. 22); c) successione condensata in sinistra orografica della Valle di Arnetola (C in fig. 17, fig. 19 e fig. 22).

di Seravezza) indicative di emersioni più prolungate.

AMBIENTE DI FORMAZIONE: piana tidale appartenente ad una ampia rampa epireica a sedimentazione carbonatica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Norico *p.p.* (Lacico-Alauniano).

L'attribuzione di età è basata sul contenuto fossilifero delle dolomie e in particolare sulla presenza di *Worthenia contabulata* e di una diversificata associazione a microforaminiferi bentonici del genere *Aulotortus* quali *Aulotortus friedli*, *A. tumidus* e *A. tenuis* associati a *Triasina oberhauseri*. Inoltre la posizione stratigrafica dei Grezzoni, al di sopra della Formazione di Vinca (alla cui sommità abbiamo rinvenuto *Galeanella panticae*) e al di sotto del Marmo Nero di Colonnata (che contiene una microfauna dominata da *Aulotortus* in associazione con *Pentaporella rhaetica* e *Triasina hantkeni*), confina l'attribuzione dei Grezzoni al Norico inferiore e medio. I "Grezzoni" sono perfettamente correlabile per facies ed età con la "Dolomia Principale" affiorante nelle prealpi lombarde dove la "Dolomia Principale", che si estende fino al Norico medio, è sormontata da calcari scuri di ambiente riducente del Norico superiore-Retico attraverso una superficie di emersione (CITA SIRONI *et alii*, 2005; JADOUL *et alii*, 2005; BERRA *et alii*, 2010).

3.3.8. - Marmo Nero di Colonnata (NCN)

SINONIMI: "Calcari marmorei neri" (ZACCAGNA, 1879-93); "Grezzone tipo Portoro" (ZACCAGNA, 1932; BONATTI, 1938); "Grezzoni di Colonnata" *p.p.*, "Grezzoni di Casette e Cagliaglia" *p.p.* e "Grezzoni di Bedizzano e di Torano" *p.p.* in CIARAPICA & PASSERI (1978); "Grezzoni" *p.p.* (CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2000); "Marmo scistoso; facies Marmo Nero di Colonnata" (COLI & FAZZUOLI, 1992); "Calcari e marne di Colonnata" (FAZZUOLI *et alii*, 1994). È noto commercialmente con il nome "Nero di Colonnata".

AFFIORAMENTI TIPICI: area di Colonnata.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: il Marmo Nero di Colonnata affiora esclusivamente nel Carrarese (a monte di Colonnata e a nord di Torano tra La Porcinacchia e Boccanaglia) e nel gruppo delle Panie. Nel Foglio 96 - Massa a scala 1:100.000 il Marmo Nero di Colonnata non viene distinto dai Grezzoni, così come nelle carte geologiche redatte da CARMIGNANI (1985) e CARMIGNANI *et alii* (2000).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metacalcri ben stratificati da grigio-scuro a neri, frequentemente bioturbati, e subordinate dolomie grigio-chiare regolarmente stratificate, in banchi di spessore pluridecimetrico, separati da interstrati metapelitici grigio-scuro e neri, giallastri all'alterazione. Nei metacalcri sono localmente preservati livelli lumachellici (accumuli di tempesta) e lamine ooidiche ad andamento ondulato indicative di trasporto trattivo. Lungo il versante occidentale di

Cima d'Uomo e a ovest di Casette (rispettivamente a nord e a sud di Colonnata) nei due terzi inferiori della formazione sono presenti due spessi orizzonti di dolomie giallastre con lamine arrossate, rappresentative molto verosimilmente degli eventi *Rh1* e *Rh2* (fig. 18 e fig. 22). Gli strati di passaggio tra Grezzoni e Marmo Nero di Colonnata (4-5 metri, per ragioni di scala inclusi cartograficamente nel Nero di Colonnata) sono rappresentati da livelli di dololutiti e metacalcari dolomitici giallastri ed ocracei (fig. 37a), dello spessore da pluridecimetico a metrico, con strutture da disseccamento e lamine discontinue di dolosiltiti rossastre indicative di episodi di emersione. Questo intervallo litologico è sostituito lateralmente (zona di Cave della Rocchetta, a sud di Colonnata) da breccie policrome intraformazionali con clasti spigolosi di dolomie giallastre e metacalcari dolomitici variegati (da giallastri a rosati a verdognoli) contenenti lamelle disperse di muscovite e clorite. I clasti sono immersi in una matrice dolosiltitica ferruginosa giallo-rossastra e verdastra indicativa di esposizione subaerea. Queste breccie hanno affinità litologica con le Breccie di Seravezza. A La Porcinacchia (a nord di Torano) al tetto del Marmo Nero di Colonnata sono presenti marnoscisti e metacalcari marnosi neri fissili correlabili con l'evento anossico conosciuto a scala globale in prossimità del limite Retico-Hettangiano (MCROBERTS *et alii*, 2007; BONIS *et alii*, 2010; RIGO *et alii*, 2013). Sempre a Cave della Rocchetta sono presenti anche metacalcari neri straterellati con vene e stiloliti giallastre molto simili al Portoro. La successione è inequivocabilmente l'equivalente metamorfico dei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta della Falda Toscana dal momento che, oltre ad avere le stesse caratteristiche di facies (inclusi gli equivalenti degli strati di Grotta Arpaia e del Portoro), registra anche gli stessi eventi regressivi *Rh1* e *Rh2*.

CARATTERI DI LABORATORIO: microspaciti con disperse sostanze carboniose e finissimo detrito silicoclastico, derivanti dalla ricristallizzazione di *wackestone* con spine di echinidi, frammenti di gasteropodi e lamellibranchi, coproliti ed esemplari di *Gandinella* sp. e *Aulotortus* sp.; di *packstone* con microforaminiferi bentonici tra i quali predominano *Aulotortus friedly*, *A. communis*, *A. gr. sinuosus*, e *A. tenuis* associati ad *Angulodiscus* sp., *Meandrospira* sp., *Pentaporella rhaetica* e *Triasina hantkeni* (fig. 35a,b,c); di *packstone/grainstone* con ooidi dolomitizzati, localmente preservanti la originaria struttura concentrica. La parte alta della successione è caratterizzata da *mudstone* e *wackestone* con ostracodi, radiolari e spicole di spugna e da *packstone* bioclastici con bivalvi, ben preservate spine di echinidi, vertebre di ofiuridi e articoli di crinoidi.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: nelle due aree di affioramento lo spessore, quando non ridotto tettonicamente, raggiunge e forse supera i cento metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: il Marmo Nero di Colonnata ricopre in paraconcordanza i Grezzoni, attraverso una superficie di parziale inconformità diastemica.

Gli strati di passaggio tra le due formazioni (4-5 metri, per ragioni di scala inclusi cartograficamente nel Marmo Nero di Colonnata) sono caratterizzati dalla presenza di livelli dolomitici giallastri (fig. 18 e fig. 22) indicativi di temporanee e ripetute emersioni. Superiormente, il Marmo Nero di Colonnata fa passaggio stratigrafico ai Marmi Dolomitici con contatto brusco.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica inizialmente soggetta a momenti di emersione e successivamente caratterizzata da sedimentazione prevalentemente subtidale, con acque scarsamente ossigenate e con debole apporto argilloso. La presenza di sporadiche lamine da trasporto trattive testimonia un ambiente di rampa intermedia ove si risente dell'attività del moto ondoso durante sporadici episodi di tempesta.

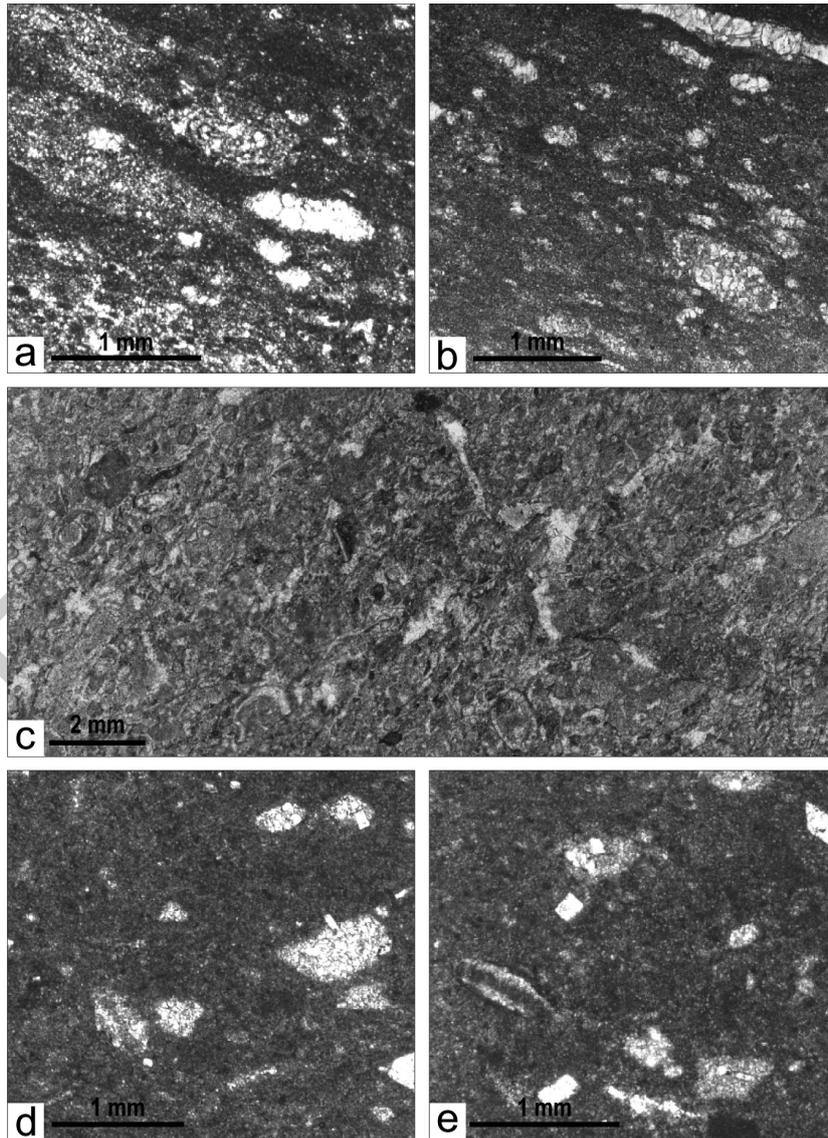
ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Norico superiore (Sevatico)-Retico, includendo in questa formazione le dolomie giallastre e le breccie di emersione che affiorano alla base del tipico Marmo Nero di Colonnata.

L'attribuzione di età è basata sul contenuto fossilifero caratterizzato dalla presenza concomitante di *Aulotortus* spp. e *Triasina hantkeni*. È molto probabile che il livello di dolomie e metacalcari dolomitici giallastri e le associate breccie di emersione tra il Marmo Nero di Colonnata e i Grezzoni siano l'espressione dell'evento regressivo No2 alla base del Norico superiore (Sevatico). È da sottolineare che breccie carsiche e paleosuoli testimonianti importanti e prolungati episodi di emersione sono presenti anche tra la Dolomia Principale (equivalente dei Grezzoni apuani) e i depositi misti calcareo-marnosi, in parte anossici, di età retica, rappresentati dal Calcare di Zu (equivalente dei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta e del Marmo Nero di Colonnata) affioranti nelle Dolomiti del Brenta tra il margine della Piattaforma Veneta e l'adiacente Bacino Lombardo (membro di Malga Flavona in DAL PIAZ *et alii*, 2007; BERRA *et alii*, 2010). Il tetto del Marmo Nero di Colonnata è costretto temporalmente a La Porcinacchia dall'orizzonte anossico, molto verosimilmente coevo di quello conosciuto a scala globale in prossimità del limite Retico-Hettangiano.

3.3.9. - Marmi a Megalodontidi (MMG)

SINONIMI: "Grezzoni" *p.p.* (SGUAZZONI, 1968b); "Marmi a Megalodonti" (CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2000); "Marmo scistoso" *p.p.* (COLI &

Fig. 35 (pagina a fronte) - "Autoctono" Auctt. a, b, c) Marmo Nero di Colonnata, cave a nord-ovest di Colonnata: a) wackestone con un esemplare parzialmente ricristallizzato e deformato di *Triasina hantkeni*; b) wackestone con *Aulotortus gr. sinuosus* (in basso a destra); c) packstone ricristallizzato con fantasmi di *Pentaporella rhaetica*; d, e) Marmi delle Apuane - base dei Marmi bianchi e grigi, M. Corchia: esemplari di *Involutina liassica* (in basso a sinistra nelle due foto).



FAZZUOLI, 1992).

AFFIORAMENTI TIPICI: pendici del Monte Grondilice salendo da Orto di Donna; Canale di Renara a est di Gronda.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i Marmi a Megalodontidi affiorano discontinuamente in tutto il nucleo metamorfico, da Pizzo d'Uccello al Monte Corchia (successioni **B** e **C** in fig. 18) e con più continuità ai due lati della sinclinale di Orto di Donna-Monte Altissimo (versante orientale di Cresta Garnerone).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metacalcari ceroidi biancastri, carnici-
ni, crema e rosati, talora debolmente dolomitizzati, con cicli tidali ben sviluppati riconoscibili dalla presenza di ben preservate strutture *fenestrae*, interrotte localmente da banchi con grossi *Megalodon*. Splendidi Marmi a Megalodontidi, con grosse valve di *Megalodon* in gran parte disarticolate e accumulate a formare bancate metriche, vengono estratti a Cava Capraia (fig. 37b), nel versante settentrionale del M. Focoraccia, alle spalle della città di Massa. La presenza di lamelle sparse di mica, ben visibili anche ad occhio nudo, conferisce talora ai metacalcari un accenno di scistosità. In località Biforco (a nord-est di Forno) sono presenti anche metacalcari grigio-scuri (GIGLIA & TREVISAN, 1966) depositi in ambiente piuttosto riducente. Nel Canale di Renara i Marmi a Megalodontidi presentano inequivocabili segni di emersione dal momento che si presentano fortemente arrossati e caratterizzati dallo sviluppo di ripetute strutture di disseccamento ed emersione cui si associa un reticolo di dicchi e sills riempiti di materiale bruno violaceo e verdastro ricco di cloritoide.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile i metacalcari mostrano un mosaico granoblastico disequigranulare da micro a mesocristallino interrotto da bande arricchite in fillosilicati nelle quali sono disperse lamelle isorientate di muscovite e clorite. Queste ultime, pur non arrivando a creare una vera tessitura lepidoblastica conferiscono tuttavia alla roccia una marcata foliazione che giustifica il termine "Marmo scistoso" talora usato in letteratura (COLI & FAZZUOLI, 1992). La porzione granoblastica mesocristallina è costituita da cristalli di calcite localmente associata a minuti cristalli di quarzo; la calcite si presenta sempre limpida ad estinzione retta e con bordi sempre suturati e fittamente compenetrati.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: massimo 50-60 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Marmi a Megalodontidi sostituiscono lateralmente in parte il Marmo Nero di Colonnata affiorante nel Carrarese e nel gruppo delle Panie e sono separati dai sottostanti Grezzoni da una lacuna stratigrafica marcata da depositi continentali (Brecce di Seravezza *p.p.*). Un'altra lacuna, anch'essa marcata da depositi continentali (Brecce di Seravezza *p.p.* e Scisti a Cloritoide), separa i Marmi a Megalodontidi dai soprastanti Marmi Dolomitici o dai Marmi delle Apuane, ove i Marmi Dolomitici sono assenti. Localmente (es. M. Corchia) i Marmi a Megalodontidi possono mancare e in questo caso al tetto dei Grezzoni,

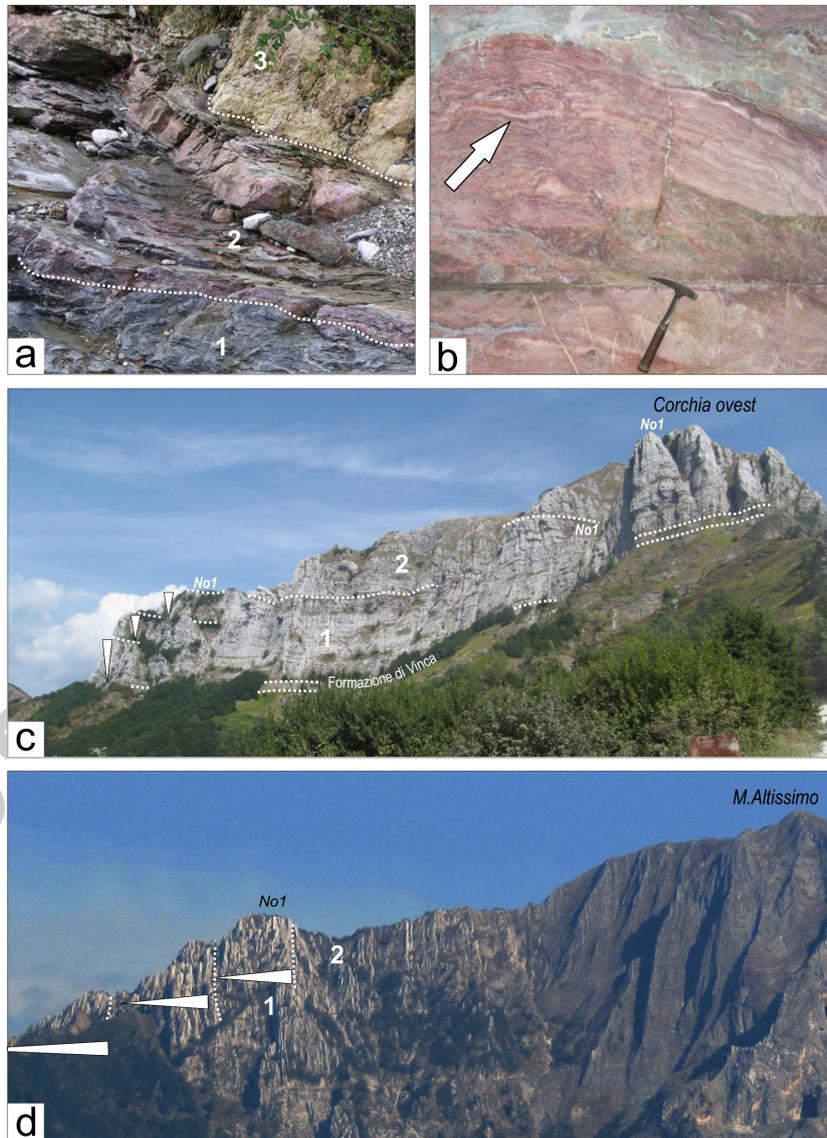


Fig. 36 - "Autoctono" Auctt. a) Formazione di Vinca, Ponte Stazzemese: i numeri arabi indicano gli intervalli distinti nel testo; b) Formazione di Vinca, cava abbandonata in località La Risvolta a SSE di Retignano: la freccia indica strutture di tipo "stromatactis"; c,d) Grezzoni, versante ovest e sud-ovest rispettivamente del M. Corchia e del M. Altissimo: i triangoli indicano sequenze di facies "shallowing-up" e No1 l'evento regressivo alla sommità del Norico inferiore (vedi fig. 18).

sormontati direttamente dai Marmi delle Apuane, si sviluppa un'unica ampia lacuna stratigrafica marcata dalle Brecce di Seravezza, che si estende dalla base del Norico superiore (Sevatico) a quasi tutto l'Hettangiano (fig. 18).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica peritidale, soggetta a ripetute e prolungate emersioni.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Retico per posizione stratigrafica.

A prescindere dal metamorfismo, facies equiparabili ai Marmi a Megalodontidi dell' "Autoctono" *Auctt.* caratterizzano nelle Prealpi orientali il Calcare del Dachstein, calcari di piattaforma scarsamente subsidente costituiti da una alternanza di calcari intertidali con *fenestrae* e calcari subtidali ricchi in megalodontidi di grandi dimensioni, accumulati a costituire bancate di spessore metrico (ZANFERARI *et alii*, 2011). Il Calcare del Dachstein ha la stessa posizione stratigrafica dei Marmi a Megalodontidi delle Apuane dal momento che poggia sulla Dolomia Principale (equivalente dei Grezzoni) e, contenendo Aulotortidi e *Triasina hantkeni*, è eteropico dei depositi subtidali scuri del Calcare di Zu del Bacino Lombardo (corrispondente del Marmo Nero di Colonnata).

3.3.10. - *Brecce di Seravezza e Scisti a Cloritoide (BSE)*

SINONIMI: "Mischio o Brecciato di Seravezza" in SAVI (1830) (*vide* D'ACHIARDI, 1887); "Brecce", "Persichino" (COCCHI, 1864); "Breccia africana", "Breccia o Mischio ottrelitico" (D'ACHIARDI, 1887); "Brecce policrome tra i marmi ed i grezzoni", "Brecce policrome-ferrifere" (ZACCAGNA, 1879-93); "Mischio di Stazzema" (BONATTI, 1938); quando i clasti sono rari o mancano del tutto il termine "Brecce di Seravezza" è sostituito dal termine "Scisti a Cloritoide" con i sinonimi di "Ottrelitifero" (D'ACHIARDI, 1887) e "Scisti Ottrelitici" (ZACCAGNA, 1879-93).

Con il termine "Mischio" nel gergo dei cavaatori viene intesa una breccia con clasti policromi a colori vivi che si confondono con la matrice, mentre con "Brecciato" viene intesa una roccia analoga ma con clasti poco colorati e ben distinti dalla matrice. Le Brecce di Seravezza sono conosciute commercialmente anche con i nomi di "Fior di Pesco" e "Breccia Medicea".

AFFIORAMENTI TIPICI: nord-nordest di Forno (subito a nord della sorgente del Frigido in località Biforco), Canale di Renara a est di Gronda, al M. Corchia e a sud di Colonnata, lungo la strada che da Casette conduce a Cave La Rocchetta.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: le Brecce di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide affiorano in tutto il nucleo metamorfico da Pizzo d'Uccello al Monte Altissimo e al M. Corchia ove raggiungono il massimo spessore. Affioramenti limitati sono quelli alle pendici di M. Alto (bordo meridionale del Foglio 249 - Massa Carrara) e nel versante settentrionale del M. Focoraccia. Le Brecce di Sera-

vezza sono scarsamente rappresentate o del tutto assenti nella zona di Colonnata e alle Panie. Le Breccie di Seravezza interposte tra i Grezzoni e il Marmo Nero di Colonnata o tra i Grezzoni e i Marmi a Megalodontidi, sono meno sviluppate ed arealmente più circoscritte delle Breccie di Seravezza comprese tra i Marmi a Megalodontidi e i Marmi Dolomitici (fig. 37c,d), oppure tra i Marmi a Megalodontidi e i Marmi delle Apuane, ove i Marmi Dolomitici sono assenti (fig. 18).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metabrecce in filoni sedimentari all'interno dei Marmi a Megalodontidi e in ammassi irregolari tra i Grezzoni in basso e il Marmo Nero di Colonnata o i Marmi Dolomitici o i Marmi delle Apuane in alto. Le breccie sono costituite in gran parte da clasti di marmo ceroide e subordinatamente saccaroide di dimensioni da centimetriche a decimetriche (raramente metriche) con bande e macchie di alterazione pigmentate da ossidi di ferro (ematite e limonite), bordi frastagliati e di colori diversi dall'avorio al giallo crema, al rosso, al grigio e al nero. Subordinati sono i clasti dolomitici derivanti dai Grezzoni, anche questi con bordi arrossati da ematite. I clasti sono immersi in una matrice massiva criptocristallina o scistosa, pigmentata per la presenza di ematite o limonite e sempre ricca di cloritoide. La matrice scistosa può diventare localmente il litotipo prevalente e in questo caso si parla di "Scisti a Cloritoide". Gli Scisti a Cloritoide ("Scisti ottrelitici" *Auctt.*) caratterizzano la parte delle Breccie di Seravezza compresa tra i Marmi Dolomitici (o i Marmi delle Apuane ove questi sono assenti) e i Marmi a Megalodontidi (es. tra Pizzo d'Uccello e il M. Grondilice) mentre sono assenti o scarsamente rappresentati nelle Breccie di Seravezza tra i Marmi a Megalodontidi e i Grezzoni (vedi fig. 18). GIGLIA & TREVISAN (1966) hanno dimostrato la natura continentale della matrice delle breccie che in origine doveva essere formata da terre residuali di tipo lateritico fortemente arricchite in titanio, ferro e allumina formatesi in clima caldo umido (FRANCESCHELLI *et alii*, 1996, 1998, 2003).

CARATTERI DI LABORATORIO: i clasti delle breccie, prevalentemente calcarei e in misura minore dolomitici, presentano una forte ricristallizzazione che impedisce il riconoscimento della tessitura originaria. I clasti calcarei sono rappresentati da microspariti con cavità interne e bordi disciolti, cariati e pigmentati da ematite o limonite (marmi ceroidi) e da spariti da meso a macrocristalline, disequigranulari, costituiti da cristalli di calcite a geminazione polisintetica, estinzione netta e bordi finemente suturati e compenetrati (marmi saccaroidi). In questi clasti l'alterazione esterna è resa più evidente dalla presenza di uno spesso bordo irregolare di microsparite pigmentata da ossidi di ferro con colori che sfumano verso l'interno del clasto. La matrice, quando massiva, è calcareo ferrifera ed appare come un fitto aggregato di micrite ed ossidi di ferro, a volte quasi interamente coperta da cristalli di cloritoide statico. Dove invece la matrice appare foliata, il cloritoide mostra una crescita sin-cinematica e forma insieme alla sericite, alla clorite ed alla mica bianca

sottili letti lepidoblastici secondo la foliazione principale della roccia. Alla crescita sin-cinematica ha fatto comunque seguito una crescita di cloritoide statico con evidente tessitura diablastica. Sono presenti anche quantità subordinate di quarzo, epidoto, calcite, ematite e minerali accessori quali apatite, zircone e titanite.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da zero ad una quindicina di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: contatti netti di originaria inconformità diastemica alla base e al tetto. Le Breccie di Seravezza sono limitate superiormente dalla superficie di trasgressione dei Marmi Dolomitici o dei Marmi delle Apuane (come di regola a sud del M. Altissimo) e in basso da una superficie di disconformità, modellata dal paleocarsismo, sui Marmi a Megalodontidi o direttamente sui Grezzoni.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: continentale con clima caldo umido.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: dove più episodi continentali si fondono dando luogo ad un'unica ampia lacuna stratigrafica, le Breccie di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide hanno un'età compresa fra il Norico superiore (Sevatico) e quasi tutto l'Hettangiano pre picco regressivo *He3* (fig. 18).

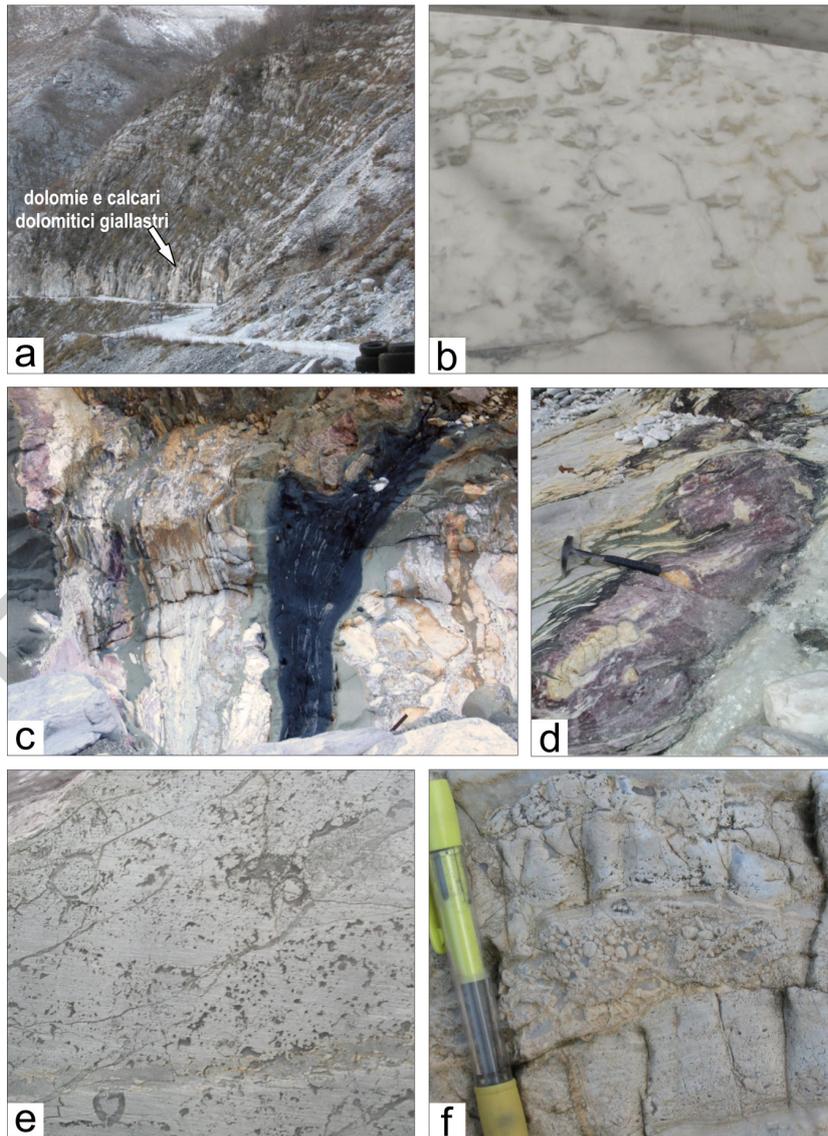
Gli episodi di continentalità sono stati correlati con l'evento regressivo *No2* e con gli eventi *Rh1*, *Rh2* ed *He1-He3* di GRADSTEIN *et alii* (2004) (fig. 18). Importanti episodi di esposizione subaerea legati agli eventi regressivi che si sono verificati intorno al limite Triassico-Giurassico sono noti anche in altri domini della Tetide occidentale, dal Bacino Lombardo alle Alpi Calcaree Settentrionali (MCROBERTS *et alii*, 1997; GAETANI *et alii*, 1998; JADOUL *et alii*, 2005; BERRA *et alii*, 2010).

3.3.11. - Marmi Dolomitici (MDL)

SINONIMI: "Calcere cristallino di apparenza dolomitica" (COCCHI, 1864); "Dolomite con Lithothamnium (*Evinospongia*)" (DE STEFANI, 1881a); "Dolomie cristalline associate ai marmi" (ZACCAGNA, 1879-93); "Marmi dolomitici e dolomie cristalline" (CARMIGNANI, 1985); "Marmo dolomitico" (COLI & FAZZUOLI, 1992).

AFFIORAMENTI TIPICI: Canale di Renara a est di Gronda e a nord-nord-est di Forno.

Fig. 37 (pagina a fronte) - "Autoctono" Auctt. a) Marmo Nero di Colonnata, strada per Cave Ravalunga e Tagliatella a NNO di Colonnata: la freccia indica il livello di dolomie e calcari dolomitici presenti alla base, al contatto con i sottostanti Grezzoni; b) Marmi a Megalodontidi, Cava Capraia (versante nord del M. Focoraccia); c) Breccie di Seravezza, nord-nord-est di Forno in località Biforco; d) Breccie di Seravezza, Canale di Renara a est di Gronda; e) Marmi Dolomitici, versante nord di Pizzo d'Uccello; f) Marmi Dolomitici, Canale di Renara.



ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i Marmi Dolomitici affiorano estesamente dal margine settentrionale del nucleo apuano fino alla zona del Monte Altissimo, ai lati della sinclinale di Orto di Donna. Affioramenti molto più limitati e circoscritti sono quelli della zona di Colonnata nel Carrarese e del M. Corchia. I Marmi Dolomitici nel Foglio 96 - Massa non sono stati distinti dai soprastanti Marmi.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metacalcari dolomitici grigio chiari e raramente biancastri nei quali sono spesso ben preservati, proprio grazie ai processi pervasivi di dolomitizzazione, cicli loferitici prevalentemente inter-sopratidali associati a strutture stromatolitiche. Sulla superficie erosa della roccia sono frequenti e ben riconoscibili pisoidi, oncoidi e bioclasti di vario genere, con prevalenza di bivalvi e gasteropodi (fig. 37e,f). Le strutture *fenestrae*, talora con chiara polarità geopetale, sono molto ben sviluppate. Alla base dei Marmi Dolomitici soprastanti il Marmo Nero di Colonnata è sempre presente e ben evidente un livello di 2-3 metri al massimo di spessore, di dolomie variegata da giallo ocraceo a rosate, con sottili e discontinui livelli di dolosiltiti arrossate e strutture paleocarsiche, testimonianti molto verosimilmente gli eventi regressivi *He1* e *He2* alla base del Giurassico Inferiore.

CARATTERI DI LABORATORIO: spariti mesocristalline, equigranulari con cristalli di calcite a geminazione polisintetica, estinzione netta, margini frequentemente rettilinei con giunzioni triple. Le strutture sedimentarie e gli allochimici, quando preservati, si riconoscono perché disegnati da allineamenti ed aggregati compatti di romboedri di dolomite opaca.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da 250-300 metri nelle aree settentrionali a pochi metri a sud del Monte Altissimo.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: ricoprono in concordanza stratigrafica, con contatto piuttosto brusco, il Marmo Nero di Colonnata e poggiano, in trasgressione, sulle Breccie di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide. Verso l'alto passano in conformità ai Marmi delle Apuane.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: piana tidale a sedimentazione carbonatica, scarsamente subsidente ed emersa verso sud.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Hettangiano.

L'attribuzione di età si basa sulla posizione stratigrafica tra il Marmo Nero di Colonnata e i Marmi delle Apuane e sull'esemplare di *Caloceras* sp. rinvenuta a Poggio Troncone presso Vinca (TREVISAN, 1959) che ha una distribuzione stratigrafica che comprende la parte alta della Zona Planorbis e la Zona Liasicus.

3.3.12. - Marmi delle Apuane (AUN)

Sotto il nome "Marmi delle Apuane" sono stati riuniti gli equivalenti metamorfici di parte del Calcere Massiccio e del soprastante Rosso Ammonitico (fig. 18), due unità litostratigrafiche con significato deposizionale e caratteristiche litologi-

che molto diverse ma non cartografabili separatamente per ragioni di scala e non sempre facilmente identificabili per ragioni di metamorfismo e forte trasposizione del contatto originario. Per evidenziare e facilitare le correlazioni stratigrafiche tra le successioni metamorfiche dell'“Autoctono” *Auctt.* e quelle non metamorfiche della Falda Toscana, negli schemi stratigrafici le due unità sono state distinte con i nomi di “Marmi bianchi e grigi” e “Marmo Zebrino” equivalenti metamorfici rispettivamente del Calcarea Massiccio e del Rosso Ammonitico.

Marmi bianchi e grigi

SINONIMI: “Calcarea salino” (SAVI & MENEGHINI, 1850); “Calcarea saccaroide” (COCCHI, 1864); “Marmi bianchi, venati, statuari e bardigli” (ZACCAGNA, 1879-93); “Calcari saccaroidi (marmi)” in TREVISAN *et alii* (1971b); “Marmi *Auctt.*” (CARMIGNANI, 1985); “Marmi *s.l.*” (COLI & FAZZUOLI, 1994).

AFFIORAMENTI TIPICI: zona di Carrara.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: oltre che nel Carrarese, i Marmi bianchi e grigi affiorano estesamente in tutto il nucleo apuano dal Solco d'Equi al Monte Altissimo e, verso sud, fino a Seravezza.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metacalcari saccaroidi bianchi e grigi massivi. I marmi grigi (bardigli in termini commerciali) sono maggiormente diffusi nella parte inferiore dei marmi affioranti nel Carrarese e costituiscono il cosiddetto bardiglio nuvolato, una varietà merceologica di marmo grigio caratterizzato da “macchie” irregolari più chiare fino a biancastre (fig. 38a). Queste sono spesso associate a relitti di strutture intertidali, preservate da una debolissima dolomitizzazione, in cui si riconoscono cavità *fenestrae* riempite di silt vadoso ocraceo, oncoidi e pisoidi (fig. 38b). Marmi grigi più omogenei e compatti di colore uniforme o con bande di tonalità di grigio diverse, quasi sempre punteggiati da relitti di articoli di crinoidi (fig. 38c), danno luogo ai bardigli della parte alta dei marmi affioranti nella zona di Carrara, nella sinclinale di Vinca-Orto di Donna (a nord di Pizzo d'Uccello) e nella struttura del M. Sumbra (successioni stratigrafiche **A**, **B** e **D** in fig. 22). Rarissime strutture ciclotemiche dolomitizzate, con chiare cavità da disseccamento nei livelli inter-sopratidali e fantasmi di gasteropodi e lamellibranchi nei livelli subtidali, sono presenti anche nei marmi bianchi a indicare originarie superfici deposizionali. Nella parte alta dei marmi bianchi sono spesso presenti cavità paleocarsiche sottolineate da orli di calcite a drusa e riempimenti anche geopetali di silt vadoso da ocraceo a rossastro. Ai Marmi bianchi e grigi appartengono, oltre ai bardigli, numerose altre varietà merceologiche quali il “bianco ordinario”, lo “statuario”, il marmo “bianco P” (quest'ultimo dal nome dell'industriale belga Puissant che per primo lo estrasse in grandi quantità e lo mise in commercio), il “venato” e l'“arabescato” (CARMIGNANI *et alii*, 2007; MECCHERI *et alii*, 2007c,b). È molto frequente nei marmi apuani la presenza di metabrecce monogeniche con clasti e

blocchi eterometrici di marmo bianco in matrice carbonatica criptocristallina più o meno abbondante, di varie tonalità di grigio e grigio-verde. I clasti, a spigoli vivi e margini spesso riaccostabili sono indicativi di trasporto nullo. Queste metabrecce, tessituralmente assimilabili alle breccie di faglia del tipo “*crackle breccia*” e “*mosaic breccia*” *sensu* WOODCOCK & MORT (2008), riprese successivamente in regime deformativo duttile (fig. 38d,e,f), rappresentano la gran parte dei marmi apuani noti commercialmente come marmo “venato” e marmo “arabescato”. Nelle successioni condensate (successione stratigrafica C in fig. 22) il tetto dei marmi è rappresentato da marmi saccaroidi bianchi ricchi di articoli di crinoidi.

CARATTERI DI LABORATORIO: i Marmi bianchi e grigi presentano una tessitura granoblastica molto variabile, da un mosaico regolare di cristalli di calcite a complesse microstrutture con foliazione più o meno evidente legata a ricristallizzazione dinamica. Descrizioni dettagliate delle microstrutture e delle tessiture sono contenute in MOLLI *et alii* (2000a), LEISS & MOLLI (2003) e OESTERLING *et alii* (2007). Il marmo bianco è caratterizzato da una tessitura granoblastica tendenzialmente equigranulare, mesocristallina, con cristalli di calcite da subedrali ad euedrali, a geminazione polisintetica, estinzione netta e margini rettilinei con giunzioni triple. Il marmo bardiglio è in genere rappresentato da tessiture granoblastiche più fini, variabili da equigranulari a disequigranulari, con cristalli di calcite anedrali e bordi suturati e compenetrati; nel mosaico granoblastico sono spesso disseminate sostanze carboniose insieme a piccolissimi cristalli di pirite, quarzo, muscovite e albite. Nei litotipi encrinotici si individuano anche grossi monocristalli di calcite con bordi di ricristallizzazione sintassiale che rappresentano resti di articoli di crinoidi. Nel bardiglio nuvolato e spesso anche nel marmo bianco le originarie tessiture deposizionali sono preservate come livelli granoblastici microcristallini di calcite, con dispersa dolomite e muscovite, alternati a livelli granoblastici mesocristallini. Solo in casi rarissimi nei livelli dolomicrosparitici, dove il metamorfismo non ha completamente distrutto la originaria tessitura deposizionale, sono riconoscibili fantasmi di lamine stromatolitiche e strutture *fenestrae* evidenziate da concentrazioni di limonite e aggregati di piccolissimi cristalli di pirite. Al M. Corchia in un *wackestone* parzialmente ricristallizzato alla base dei Marmi bianchi e grigi è stato possibile riconoscere anche esemplari di *Involutina liassica* ancora discretamente preservati (fig. 35d,e).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da un minimo di 100-150 metri a un massimo di 300-350 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Marmi bianchi e grigi ricoprono in conformità i Marmi Dolomitici e poggiano in trasgressione sulle Breccie di Seravezza con associati Scisti a Cloritoide .

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica di ambiente peritidale, in condizioni iniziali di parziale anossia (bardiglio inferiore, nuvolato) e successi-

vamente ben ossigenata (marmi bianchi), che evolve verso l'alto a rampa esterna permanentemente sottotidale con scarsa circolazione delle acque (bardiglio superiore).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Hettangiano *p.p.*-Sinemuriano superiore (Lotharingiano) *p.p.* per correlazione con la porzione superiore del Calcarea Massiccio della Falda Toscana.

Marmo Zebrino

SINONIMI: "Calcari rosati" della zona del Monte Sagro-Morlunco (COLI *et alii*, 1992; FAZZUOLI *et alii*, 1994).

Il termine "zebrino" deriva da una varietà merceologica di marmo colorato caratterizzato da una alternanza piuttosto regolare di livelli chiari più spessi e livelli rosati o verdastri più sottili ad andamento subparallelo. Varietà commerciali di marmi derivanti dal metamorfismo del Rosso Ammonitico sono il "Cremo delicato" e il "Calacatta" o "Calacata".

AFFIORAMENTI TIPICI: strada da Carrara a Colonnata in corrispondenza dell'incrocio con la strada per Cava Fantiscritti; Valle della Turrite Secca, località Campaccio (fig. 39a); Eremo di San Viviano nella Valle di Arnetola; versante orientale del Solco di Equi (a nord di Pizzo d'Uccello).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: il Marmo Zebrino è presente quasi ovunque a tetto dei Marmi bianchi e grigi.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metacalcari da crema a rosati talora nodulari, più spesso listati in bande parallele alla scistosità principale, separate da sottilissimi veli metapelitici rossi e verdastri (fig. 39b). Localmente nella parte alta sono presenti interstrati millimetrici marnoscistosi e rare selci rosate e rosse. Nella successione condensata di San Viviano nella Valle di Arnetola (successione C in fig. 21), la parte bassa del Marmo Zebrino è sostituita da qualche metro di metacalcari encrinetici di colore più tenue. La varietà commerciale "Zebrino" è l'equivalente metamorfico della parte medio alta del Rosso Ammonitico, più regolarmente stratificato, in cui si alternano strati calcarei rosati di spessore da pluridecimetrico a decimetrico e letti metapelitici rossi o verdastri subcentimetrici. La varietà "Cremo Delicato" bianco avorio con fasce e venature rosate e verde chiaro e tessitura prevalentemente afanitica, rappresenta l'equivalente metamorfico della parte bassa, più calcarea, del Rosso Ammonitico. La varietà commerciale "Calacatta" o "Calacata" è un marmo brecciato, con clasti monogenici anche pluridecimetrici di colore da avorio a rosato con esili venature giallo crema in matrice carbonatica più o meno abbondante da giallo crema a rossastra e deriva da una breccia tettonica a spese del Rosso Ammonitico. Al piede del versante nordorientale del Monte Pisanino nei Marmi delle Apuane sono documentati filoni sedimentari riempiti da più generazioni di materiale riferibile ad un originario Rosso Ammonitico

(FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1981). Il materiale che riempie i filoni è in effetti costituito da metacalcari rosati con resti di crinoidi ed ammoniti e da breccie con clasti di metacalcari bianchi di dimensioni decimetriche chiaramente provenienti dalla roccia incassante e clasti di dimensioni centimetriche di metacalcari rosati con resti di ammoniti. La matrice delle breccie, microspartica di colore crema e rosato, è parzialmente dolomitizzata e silicizzata. I filoni sedimentari sono suturati da qualche metro di metacalcari rosati foliati litologicamente simili a quelli che riempiono i filoni sedimentari. Questi metacalcari rosati passano in alto stratigraficamente ai Metacalcari con Selce. Anche se riconosciuta con sicurezza in un solo affioramento (un secondo affioramento è segnalato nella zona di Campocecina, vedi FAZZUOLI & COLI, 1992), la presenza nei Marmi bianchi e grigi di filoni sedimentari riempiti di un equivalente del Rosso Ammonitico è una chiara testimonianza dell'attività tettonica di carattere estensionale che nel Sinemuriano superiore portò al definitivo annegamento della piattaforma carbonatica di mare basso infraliassica nell'intero Dominio Toscano (MOLLI & MECCHERI, 2012). È da ricordare infatti che al di fuori del Foglio 249 - Massa Carrara FAZZUOLI *et alii* (2002) documentano, al tetto del Calcare Massiccio della Falda Toscana, filoni sedimentari riempiti di materiale riferibile al Rosso Ammonitico sia in aree che dopo l'annegamento sono diventate sede di sedimentazione bacinale (Val di Lima) sia in aree che hanno costituito altofondi pelagici quantomeno per tutto il Giurassico (Pania di Corfino).

CARATTERI DI LABORATORIO: i livelli chiari sono costituiti da letti granoblastici di cristalli anedrali di calcite fortemente appiattiti che conferiscono alla roccia un aspetto foliato, alternati a sottilissimi letti lepidoblastici a clorite e mica bianca. I letti più scuri corrispondono a livelli microspartici con bande pigmentate da ossidi di ferro. Caratteristica è la presenza di trame sottili di stiloliti con concentrazioni di sericite e minerali opachi (limonite, ematite, magnetite, pirite) e localmente epidoto. Nei livelli granoblastici sono spesso dispersi cristalli idiomorfi di quarzo e romboedri di dolomite. In corrispondenza dell'interfaccia metacalcare-metapelite sono ben riconoscibili relitti di superfici S0 e S1 tra loro subparallele, trasposte su una superficie S2 che in affioramento corrisponde alla scistosità principale e che coincide con la superficie di foliazione nei metacalcari.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: massimo 10-15 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: il Marmo Zebrino ricopre stratigraficamente i Marmi bianchi e grigi e passa in alto in conformità ai Metacalcari con Selce. Un contatto stratigrafico tra Marmo Zebrino e sottostanti bardigli encrinotici è esposto nelle cave lungo il versante occidentale di M. Baldozzana (a nord di Pizzo d'Uccello) mentre un contatto graduale con marmi bianchi encrinotici è osservabile a Passo Sella. Un passaggio stratigrafico ben esposto tra Marmo Zebrino e soprastanti Metacalcari con Selce in facies bacinale è osservabile lungo la Turrite Secca (in località Campaccio), in giacitura rovescia; un contatto con Metacalcari con Selce in

facies condensata è ad esempio molto ben preservato a Passo Sella e a San Viviano. AMBIENTE DEPOSIZIONALE: marino pelagico.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Sinemuriano superiore (Lotharingiano) *p.p.* - Pliensbachiano superiore (Domeriano) *p.p.*

L'attribuzione di età deriva dalla correlazione con il Rosso Ammonitico dell'Unità tettonica della Falda Toscana. In un lavoro su una fauna ad ammoniti rinvenuta nei Calcari Selciferi metamorfici delle Alpi Apuane (che include il Marmo Zebrino distinto in queste note) SGUAZZONI (1963) elenca numerose ammoniti raccolte non in posto in varie località. Tra le ammoniti elencate provengono con ogni probabilità dal Marmo Zebrino: *Rhacophyllites planispira* (*Juraphyllites planispiroides*) (REYNÈS), *Rhacophyllites* (*Paradasyceras*) *stella* (SOWERBY), *Pleuracanthites biformis* (SOWERBY), *Deroceras* (*Crucilobicerias*) *evolutum* (FUCINI), *Deroceras* (*Crucilobicerias*) cfr. *gemmellaro* (LEVI), *Harpoceras* (*Tropidoceras*) *galatense* (GEMMELLARO) e *Coeloceras pettos* (QUENSTEDT). Queste ammoniti indicano le biozone comprese tra la Zona Oxynotum e la Zona Ibex incluse: ovvero le biozone del Lotharingiano-Carixiano che definiscono l'età del Rosso Ammonitico nella Falda Toscana.

3.3.13. - *Metacalcari con Selce* (CLF)

I Metacalcari con Selce rappresentano l'equivalente metamorfico del Calcare Selcifero dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Per motivi cartografici nel Foglio 249 - Massa Carrara ai Metacalcari con Selce è stata accorpata l'unità litostratigrafica dei "Calcescisti", che rappresentano l'equivalente metamorfico dei Calcari e Marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

Metacalcari con Selce

SINONIMI: "Calcari grigi stratiformi con liste e noduli di selce" (ZACCAGNA, 1879-93); "Calcari listati con selce" (BONATTI, 1938); "Calcare selcifero" (NARDI, 1962a); "Calcari grigi con liste di selce" (TREVISAN *et alii*, 1971b); "Calcari selciferi" (CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2000); "Calcari e marne del Sagro" *p.p.* in COLI *et alii* (1992); "Calcare Selcifero ad Ammoniti" (FAZZUOLI *et alii*, 1994).

AFFIORAMENTI TIPICI: Eremo di San Viviano (nella valle di Arnetola) e a Passo Sella per le successioni condensate (successione **C** in fig. 22); Monte Sagro e versante sud-est di M. Grotti per le successioni bacinali (rispettivamente **A** e **D** in fig. 22).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i Metacalcari con Selce sono rappresentati in tutto il nucleo metamorfico apuano.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nelle successioni condensate, metacalcilutiti da crema a grigio-chiare a verdastre, in strati di spessore da centimetrico a decimetrico con intercalazioni di metapeliti verdastre di spessore millimetrico. La presenza di noduli e liste di selce chiara, anche di spessore centimetrico (fig. 39c), le differenzia dai cipollini. All'Eremo di San Viviano la parte bassa si presenta più massiva per la presenza di deformazioni da *slumping*. A Passo Sella nella parte alta dei Metacalcari con Selce sono presenti anche alcuni livelli di metacalcareniti gradate grigio-scuro con selci violacee. Nelle successioni bacinali, come ad esempio quelle affioranti al M. Sagro (nella sinclinale di Carrara) e alle pendici sud-orientali di M. Grotti (a est di Capanne di Careggine), i metacalcari con selce sono rappresentati da metacalcari grigi in strati di spessore decimetrico e pluridecimetrico con regolari intercalazioni di metapeliti grigio-scure. Nei metacalcari è caratteristica la presenza di liste di selce chiara ben sviluppate e continue e di stiloliti pigmentate da limonite. Presenza di frequenti metacalcareniti grigio-scure torbiditiche e rare debriti di spessore metrico.

CARATTERI DI LABORATORIO: spariti e microspariti pigmentate da un finissimo detrito di materia organica associata a siderite parzialmente limonitizzata, concentrato anche in stringhe irregolari. Nelle lamine microspartitiche sono a volte riconoscibili fantasmi di radiolari spumellidi preservati in sparite o micro-quarzo, appiattiti secondo la superficie di scistosità principale. Nelle successioni bacinali le lamine spartitiche mostrano frequentemente una gradazione nelle dimensioni dei cristalli e i livelli metacalcarenitici grossolani preservano spesso allochimici microspartizzati insieme a grossi articoli di crinoidi e spine di echinidi, ben riconoscibili per la caratteristica ricristallizzazione sintassiale (fig. 40a). I letti metapelitici sono costituiti da un fine aggregato di sericite, clorite, materia organica, subordinato quarzo e scarsa mica bianca. Nei livelli granoblastici più grossolani la calcite può essere in parte sostituita da quarzo anche concentrato in plaghe.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da 5-6 metri a un massimo di 20 metri nelle successioni condensate; 150-200 metri nelle successioni bacinali.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Metacalcari con Selce poggiano in conformità stratigrafica sul Marmo Zebrino e passano gradualmente in alto alla formazione dei Calcescisti. Il passaggio ai Calcescisti avviene attraverso un progressivo infittimento degli interstrati metapelitici e attraverso una progressiva riduzione dello spessore degli strati calcarei che assumono un aspetto lastroide. Questo passaggio graduale è osservabile sia nelle successioni bacinali affioranti al M. Sagro, a Orto di Donna e a est di Capanne di Careggine sia nelle successioni condensate come quelle dell'Eremo di San Viviano (nella Valle di Arnetola) e a Passo Sella.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: da altofondo pelagico a bacino.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Pliensbachiano superiore (Domeriano) *p.p.*.

L'attribuzione di età è basata sulla correlazione con il Calcere Selcifero del-

l'Unità tettonica della Falda Toscana e per le ammoniti elencate da SGUAZZONI (1963). Ricordiamo che le ammoniti elencate da SGUAZZONI (1963) provengono da erratici di calcari selciferi *sensu lato* che includono, oltre ai Metacalcari con Selce, il Marmo Zebrino e i Calcescisti contemplati in queste note. Escludendo le ammoniti indicative delle biozone tra la Zona Oxynotum e la Zona Ibex, che quasi sicuramente provengono dal Marmo Zebrino e gli esemplari indicativi del Toarciano, che noi pensiamo provengano dai Calcescisti, equivalenti metamorfici dei Calcari e Marne a Posidonia, l'elenco fornito da SGUAZZONI (1963) comprende sia ammoniti con una distribuzione stratigrafica ampia che si estende tra il Sinemuriano e il Toarciano, sia ammoniti confinate temporalmente nel Domeriano. Tra le prime figurano: *Rhacophyllites (Harpophylloceras) eximius* (HAUER), *Rhacophyllites (Juraphyllites) libertus* (GEMMELLARO), *Phylloceras (Partschiceras) partschi* (STUR), *Phylloceras (Zetoceras) zetes* (D'ORBIGNY), *Phylloceras (Zetoceras) cfr. perzetes* MONESTIER, *Phylloceras (Zetoceras) bonarellii* (BETTONI), *Phylloceras frondosum* (REINÈS), *Phylloceras hebertinum* (REINÈS), *Phylloceras* GEMMELLARO, *Phylloceras microgonium* GEMMELLARO, *Phylloceras (Tragophylloceras) cfr. loscombi* (D'ORBIGNY). Tra le ammoniti indicative del Domeriano e che provengono quindi sicuramente dai Metacalcari con Selce figurano: *Grammoceras (Leptaleoceras) sublaeve* (MONESTIER), *Grammoceras (Leptaleoceras) affricense* (REINÈS), *Harpoceras (Protogrammoceras) isseli* (FUCINI), *Hildoceras (Fuciniceras) falciplicatum* (FUCINI), *Hildoceras (Arietoceras) perspiratum* (FUCINI), *Amaltheus actaeonoides* (SAVI e MENEGHINI), *Amaltheus* sp. aff. *striatus* (HOWARTH), *Paltopleuroceras (Pleuroceras) solare* (PHOLLIPS), *Paltopleuroceras (Pleuroceras) spinatum* (BRUGUIÈRE), *Paltopleuroceras (Pleuroceras) sp. aff. apyrenum* (BUCKMAN) e *Coeloceras (Cetonoceras) incertum* (FUCINI).

Calcescisti

La formazione dei Calcescisti rappresenta l'equivalente metamorfico dei Calcari e Marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Un'equivalenza tra i Calcescisti ("argilloscisti filladici grigio-giallastri talora calcariferi, passanti a filladi con straterelli calcarei grigi") e i Calcari e Marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana era già stata riconosciuta da VALDUGA (1957) nella zona del Monte Sagro.

SINONIMI: "Cipollini zonati" (NARDI, 1962a); "Calcari e marne del Sagro" *p.p.* in COLI *et alii* (1992); "Calcescisti e Cipollini" (FAZZUOLI *et alii*, 1994).

AFFIORAMENTI TIPICI: Eremo di San Viviano (nella Valle di Arnetola) e Passo Sella per le successioni condensate; Orto di Donna, strada Capanne di Careggine-

Colli (versante sud-orientale di M. Grotti) e zona del Morlungo-M. Sagro (sinclinale di Carrara) per le successioni bacinali.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i Calcescisti sono presenti in tutto il nucleo apuano, ma per ragioni di scala sono stati inseriti cartograficamente nei sottostanti Metacalcari con Selce.

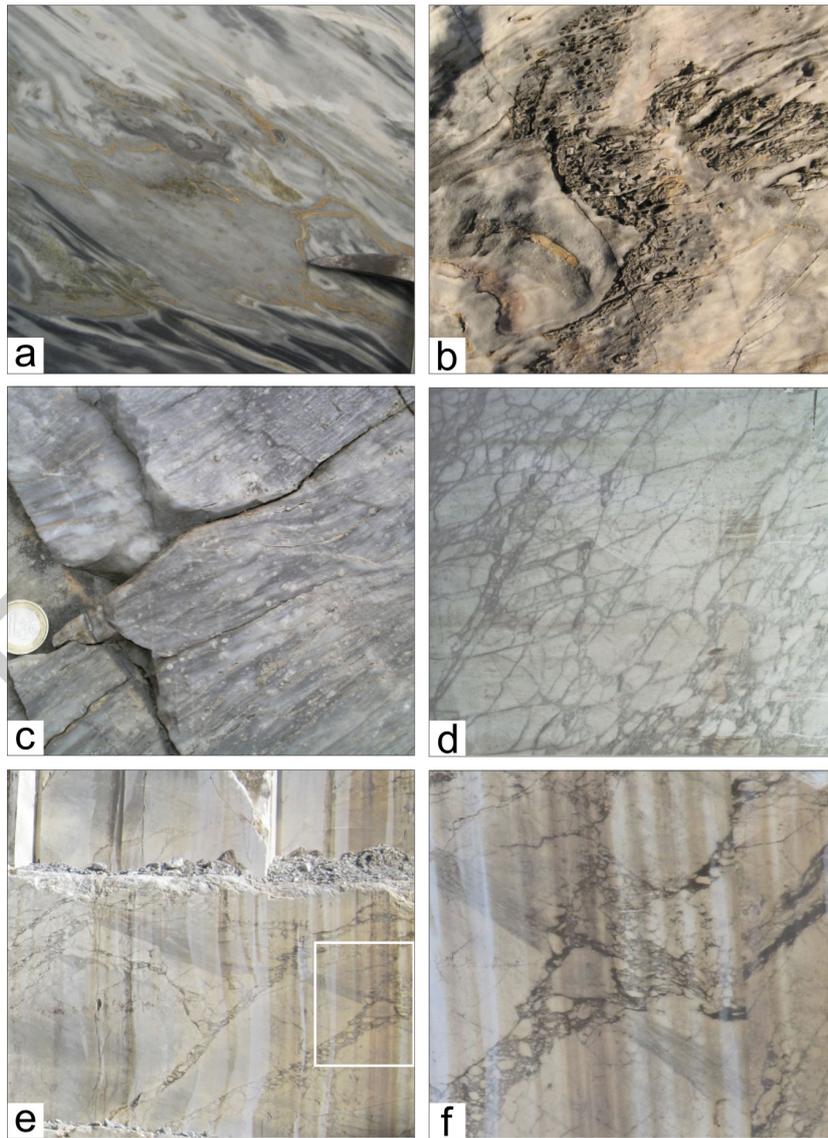
CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nelle successioni condensate, metacalcilutiti listate e sottilmente stratificate da crema a rosate, con veli filladici verdi e intercalazioni di sottili livelli marnoscistosi rossi. Presenza di rare e sottili liste di selce rosata. Nelle successioni bacinali, fitta alternanza di metacalcari foliati, marnoscisti e metapeliti grigio-verdi, giallastrati all'alterazione (fig. 39d), nei quali sono spesso riconoscibili originarie calcareniti gradate, di spessore da centimetrico a decimetrico, parzialmente silicizzate. Alla base (fig. 39c) sono presenti spessi banchi debritici (es. cornice del Morlungo nella zona di Campocecina-Monte Borla; strada di fondo valle dell'Arnetola in corrispondenza del bivio per Cava Minerva).

CARATTERI DI LABORATORIO: nelle successioni condensate, microspartiti debolmente foliate con lamelle disperse e isorientate di sericite, muscovite e localmente clorite. Nelle successioni bacinali fitte alternanze (da centimetriche a submillimetriche) di letti granoblastici di calcite disequigranulare da micro a mesocristallina, appiattita e localmente sostituita da quarzo, e letti lepidoblastici a clorite, sericite e mica bianca, con dispersa subordinata calcite microcristallina. È frequente la presenza di stringhe con concentrazioni di sostanze carboniose, pirite ed ossidi di ferro. In pochi casi dove la ricristallizzazione è meno spinta sono riconoscibili originari *wackestone* con filamenti calcitici, resti di lamellibranchi pelagici (fig. 40b).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da 6-7 metri nelle successioni condensate a un centinaio di metri nelle successioni bacinali.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: A Orto di Donna, a sud-est di M. Grotti e all'Eremo di San Viviano i Calcescisti passano gradualmente in basso ai Metacalcari con Selce e in alto alle Metaradiolariti. Se le sovrastanti Metaradiolariti sono rosse (come a sud-est di M. Grotti e all'Eremo di San Viviano) i Calcescisti tendono ad assumere

Fig. 38 (pagina a fronte) - "Autoctono" Auctt. *Marmi delle Apuane - Marmi bianchi e grigi.* a) bardiglio nuvolato, Canale d'Abbia a ovest di Campocecina: le macchie irregolari con bande concentriche bianche e grigie sono fantasmi di oncoidi; b) versante sud di M. Borla in località Morlungo: sono ancora visibili oncoidi e pisoidi appiattiti secondo la superficie di scistosità principale; c) bardiglio al tetto dei Marmi bianchi e grigi, versante nord di Pizzo d'Uccello: i punti bianchi che emergono dal fondo grigio sono relitti di articoli di crinoidi; d) breccia tettonica (classificabile come "crackle breccia") nei Marmi bianchi e grigi, Cave Cooperativa Apuana Vagli, Monte Pallerina, in destra orografica della Valle di Arnetola; e, f) reticolo di fratture estensionali riempite da brecce cataclastiche, riprese in regime di deformazione duttile. Le fratture tagliano una scistosità precedente (vedi dettaglio in f), Cave Cooperativa Apuana Vagli.



verso l'alto una colorazione più rosata.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: da altofondo pelagico a bacino.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Toarciano-Bathoniano.

L'attribuzione di età è basata sulla correlazione con i Calcari e Marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Tra le ammoniti riconosciute da SGUAZZONI (1963) in materiale non in posto *Juraphyllites* cfr. *mimatensis* (D'ORBIGNY), *Phylloceras doederleinianum* (CATULLO), *Lytoceras* cfr. *cornucopiae* (YOUNG & BIRD), *Grammoceras* (*Protogrammoceras*) *alternans* (GEMMEL-LARO) e *Cotteswoldia* cfr. *distans* (BUCKMAN), essendo forme esclusive del Toarciano, potrebbero provenire dai Calcescisti.

3.3.14. - *Metaradiolariti* (MDT)

Questa formazione rappresenta l'equivalente metamorfico dei Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

SINONIMI: "Scisti diasprini e diaspri verdi e rossi con radiolarie" (ZACCAGNA, 1879-93); "Diaspri e scisti diasprini" (NARDI, 1962a); "Diaspri, scisti diasprini, calcescisti e cipollini" in TREVISAN *et alii* (1971b); "Diaspri *Auctt.*" in CARMIGNANI (1985); "Diaspri e Scisti Diasprini" (FAZZUOLI *et alii*, 1994).

AFFIORAMENTI TIPICI: Eremo di San Viviano per le successioni condensate; Orto di Donna e versante sud-orientale di M. Grotti per le successioni bacinali.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: le Metaradiolariti sono diffuse e ben riconoscibili in tutto il nucleo metamorfico apuano alla base dei Metacalcari ad Entrochi. Ove mancano, ciò avviene per laminazione tettonica.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nelle successioni condensate, un paio di metri di metaradiolariti calcaree rosse sottilmente stratificate, con selci rosso fegato, seguite da metaradiolariti silicee rosse di spessore centimetrico con sottili interstrati metapelitici verdi e rossi. Nelle successioni bacinali, metaradiolariti da verdi a grigio-verdi a ocre, ma anche a tratti rosse (come a M. Grotti) sottilmente stratificate, spesso foliate, talora nodulari, con interstrati di metapeliti silicee grigio-verdi più frequenti e spesse nella parte bassa della formazione (fig. 39e).

CARATTERI DI LABORATORIO: quarziti a tessitura microcristallina e aggregati microcristallini di quarzo e calcite, con aghi dispersi di sericite ed ossidi di ferro (originari *packstone*) contenenti radiolari spumellidi e rari nasellidi preservati in micro-quarzo e più raramente in sparite. I radiolari contenuti nei livelli metapelitici e calcareo-silicei sono sempre appiattiti secondo i piani di scistosità principale. Sottili livelli lepidoblastici arricchiti in sericite, clorite e subordinata mica bianca.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da una quindicina di metri nelle successioni condensate a una cinquantina di metri nelle successioni bacinali.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: le Metaradiolariti passano in basso gradualmente ai Calcescisti. Il contatto con i soprastanti Metacalcari ad Entrochi, quando è preservato, come all'Eremo di San Viviano, e ad Orto di Donna è piuttosto brusco.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: marino, nel lisoclino della calcite nella parte bassa e sotto la CCD nella parte alta della formazione nelle successioni condensate; sotto la CCD sin dalla base nelle successioni bacinali.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Calloviano-Titoniano.

L'età è attribuita per correlazione con i Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

3.3.15. - *Metacalcari ad Entrochi* (ENT)

La formazione rappresenta l'equivalente metamorfico della Maiolica dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

SINONIMI: "Calcari selciferi a entrochi" (NARDI, 1962a; CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2000); "Calcari Selciferi ad Entrochi" e "Cipollini" (FAZZUOLI *et alii*, 1994).

AFFIORAMENTI TIPICI: Passo Sella ed Eremo di San Viviano per le successioni condensate; Orto di Donna per le successioni bacinali.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i Metacalcari ad Entrochi sono diffusi in tutto il nucleo apuano, tranne nella zona di Carrara dove importanti faglie a basso angolo, riprese in zone di taglio con deformazione duttile, elidono porzioni notevoli di successione bacinale mettendo a contatto gli "Scisti Sericitici" del Cretacico-Paleogene con i vari termini giurassici fino ai marmi hettangiano-sinemuriani.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: nelle successioni condensate, metacalcilutiti rosate e verde chiaro fino a bianche con letti filladici verdastrì e con selci bianche o violacee al passaggio con le sottostanti Metaradiolariti. Nelle successioni bacinali, metacalcilutiti bianche e rosate, spesso foliate, e metacalcareniti grigio-chiare gradate, di spessore da decimetrico a pluridecimetrico con ben sviluppate e spesse liste di selce bianca. Sono abbastanza comuni gli articoli di crinoidi che diventano più frequenti nella metà superiore dell'unità. Nella parte più alta, metacalcareniti grossolane gradate in bancate plurimetriche amalgamate e metabrecce calcaree (debriti) in bancate grossolane (Metabrecce di Orto di Donna) con sottili interstrati di metapeliti grigio-verdi (fig. 39f). Le Metabrecce di Orto di Donna rappresentano l'equivalente metamorfico delle Calcareniti di Monte Mosca presenti nella parte alta della Maiolica bacinale dell'Unità tettonica della Falda Toscana (fig. 19).

CARATTERI DI LABORATORIO: le metacalcilutiti, ricristallizzate in microspatite, presentano una debolissima foliazione per la presenza di sericite e di sottili lamelle di mica chiara disperse o concentrate in veli discontinui ad andamento

subparallelo. Nelle metacalcareniti a grana fine è tipica la ricristallizzazione con tessitura granoblastica da fine a grossolana, con cristalli di calcite per lo più fortemente appiattiti, quarzo autigeno anche concentrato in plaghe e sparsi, rari “romboerdi” di ankerite. Le metacalcareniti più grossolane, mai ricristallizzate del tutto, mostrano la loro derivazione da *packstone* lito-bioclastici (fig. 40d) contenenti abbondanti e ben preservati articoli di crinoidi (rappresentati da placche sia brachiali che colonnali) e subordinate spine di echinidi, vertebre di ofiuridi, aptici e frammenti di inoceramidi. Molto raramente tra i bioclasti si individuano anche alcuni esemplari di microforaminiferi bentonici preservati nel cemento sintassiale che avvolge i resti di echinodermi; tra questi sono stati riconosciuti *Spirillina* sp., *Conicospirillina basiliensis* e *Neotrocholina valdensis* (fig. 40e), indicativi del Berriasiano-Valanginiano. In queste metacalcareniti la tessitura dei litoclasti, in genere carbonatici, è di norma obliterata dalla ricristallizzazione. In alcuni casi sono ancora riconoscibili dolospariti ankeritiche, microspariti con fantasmi di radiolari o bivalvi pelagici e litici calcarei di piattaforma con fantasmi di tessitura ooidica.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: da 10-12 metri nelle successioni condensate a 150-200 metri nelle successioni bacinali.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Metacalcari ad Entrochi passano in basso alle Metaradiolariti e in alto gradualmente agli Scisti Sericitici come è osservabile lungo la strada per Orto di Donna. Frequentemente, al contatto con le Metaradiolariti, la base dei Calcari ad Entrochi è marcata da un livello di *slump breccia* come ad esempio, sempre lungo la strada per Orto di Donna, subito dopo il rifugio Donegani.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: da altofondo pelagico a bacino.

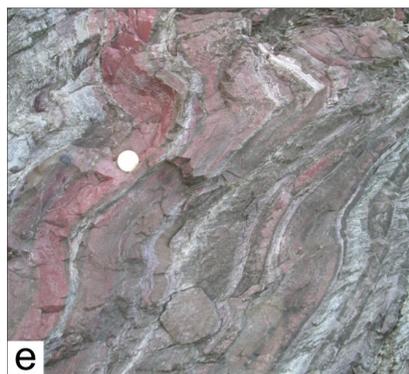
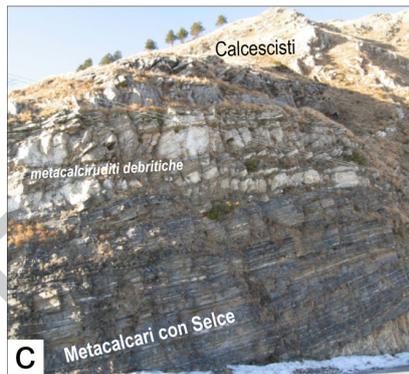
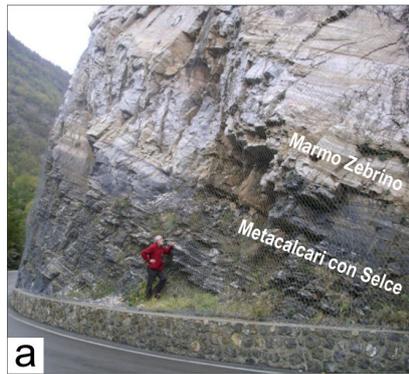
ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Berriasiano - Barremiano.

L'età è attribuita per correlazione con la formazione della Maiolica della Falda Toscana oltre che per la presenza di *Conicospirillina* e *Neotrocholina*.

3.3.16. - Scisti Sericitici (SSR)

La formazione degli Scisti Sericitici è l'equivalente metamorfico della Scaglia Toscana e come questa presenta al suo interno vari membri: il Marmo Cipollino, equivalente metamorfico dei “Calcari di Puglianella”, e le Metacalcareniti a Num-

Fig. 39 (pagina a fronte) - “Autoctono” Auctt. a) contatto tra Marmo Zebrino (parte alta dei Marmi delle Apuane) e Metacalcari con Selce in successione rovesciata, Valle della Turrite Secca in località Campaccio; b) Marmo Zebrino, Cava di Poggio di Sante alla base della parete nord di Pizzo d'Uccello; c) contatto tra Calcescisti e Metacalcari con Selce delle successioni bacinali, Punta Tre Uomini (a nord-nordovest di M. Sagro); alla base dei Calcescisti spessi livelli di metacalciruditi debritiche; d) Calcescisti lungo il sentiero per Cava di Poggio di Sante, alla base della parete nord di Pizzo d'Uccello; e) Metaradiolariti, Passo Sella; f) Metacalcari ad Entrochi, strada per Orto di Donna a sud di Minucciano.



muliti, equivalente metamorfico delle “Calcareniti a Nummuliti” (fig. 19 e fig. 22). Quest’ultimo non è stato distinto cartograficamente perchè limitato ad affioramenti molto ristretti.

SINONIMI: “Scisti filladici grigi, rossi e verdicci” (ZACCAGNA, 1879-93); “Scisti sericitici verdi e rossastri” (NARDI, 1961); “Scisti sericitici varicolori” (NARDI, 1967); “Scisti sericitici grigi, rossi e verdi” in TREVISAN *et alii* (1971b); “Scisti Sericitici Varicolori con Cipollini” e “Calcareniti a Nummuliti” (FAZZUOLI *et alii*, 1994).

AFFIORAMENTI TIPICI: Campocecina e sinclinale di Orto di Donna per gli Scisti Sericitici; Isola Santa e Monte Fiocca per il Marmo Cipollino; fianco sud-occidentale del Monte Tontorone per le Metacalcareniti a Nummuliti (vedi NARDI, 1962b).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la Formazione degli Scisti Sericitici è rappresentata in tutto il nucleo Apuano; il Marmo Cipollino è anch’esso molto esteso ma non è rappresentato nelle Apuane nord-occidentali probabilmente perchè eliso dalle faglie a basso angolo largamente presenti nell’area; le Metacalcareniti a Nummuliti sono state riconosciute soltanto lungo il margine nord-orientale del nucleo metamorfico e in piccoli affioramenti lungo la Turrice Secca.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metapeliti verdi e rosso-violacee con intercalazioni di metacalcari frequentemente foliati e metacalcareniti che preservano localmente relitti di strutture torbiditiche (fig. 41e). Nel Serchio di Gramolazzo, lungo la strada per Orto di Donna, nella parte più bassa della successione sono stati riconosciuti 5-6 metri di scisti neri e rosso violacei con sottili intercalazioni di metacalcareniti grigio-scure a grana fine, probabilmente correlabili con le Argilliti di Brolio nonché con le Marne a Fucoidi della successione umbro-marchigiana. Nella parte medio-inferiore dell’unità è localmente riconoscibile un intervallo, di pochi metri di spessore, costituito da marnoscisti e scisti silicei associati a metaradiolariti rosso-brune e verdastre sottilmente stratificate correlabile con il livello di radiolariti silicee turoniane presenti nella Scaglia Toscana (scisti diasprini in fig. 19 e fig. 22). Nella parte media della formazione prevalgono i metacalcari, in genere chiari, che possono presentare anche sporadici noduli di selce, nella parte alta prevalgono invece le metapeliti, in prevalenza verdastre, con intercalazioni di metacalcareniti grigie a grana media e grossolana. Nella zona di Vagli-Arnetola e localmente anche nella Valle di Arni, sotto l’orizzonte di metaradiolariti rosso-brune e verdastre, sono presenti metabrecce calcaree policrome (fig. 41a,b) contenenti clasti e blocchi di marmo bianco con relitti di oncoidi e strutture di disseccamento, di metacalcari dolomitici grigi, di metacalcari rosati e giallastri con abbondanti articoli di crinoidi, di metacalcilutiti rosse, di subordinate metaradiolariti rosse e di rare selci rosso-fegato. La matrice è costituita da metapeliti, scisti e marnoscisti silicei prevalentemente rossi ma anche verdi con ben evidenti lamelle di clorite.

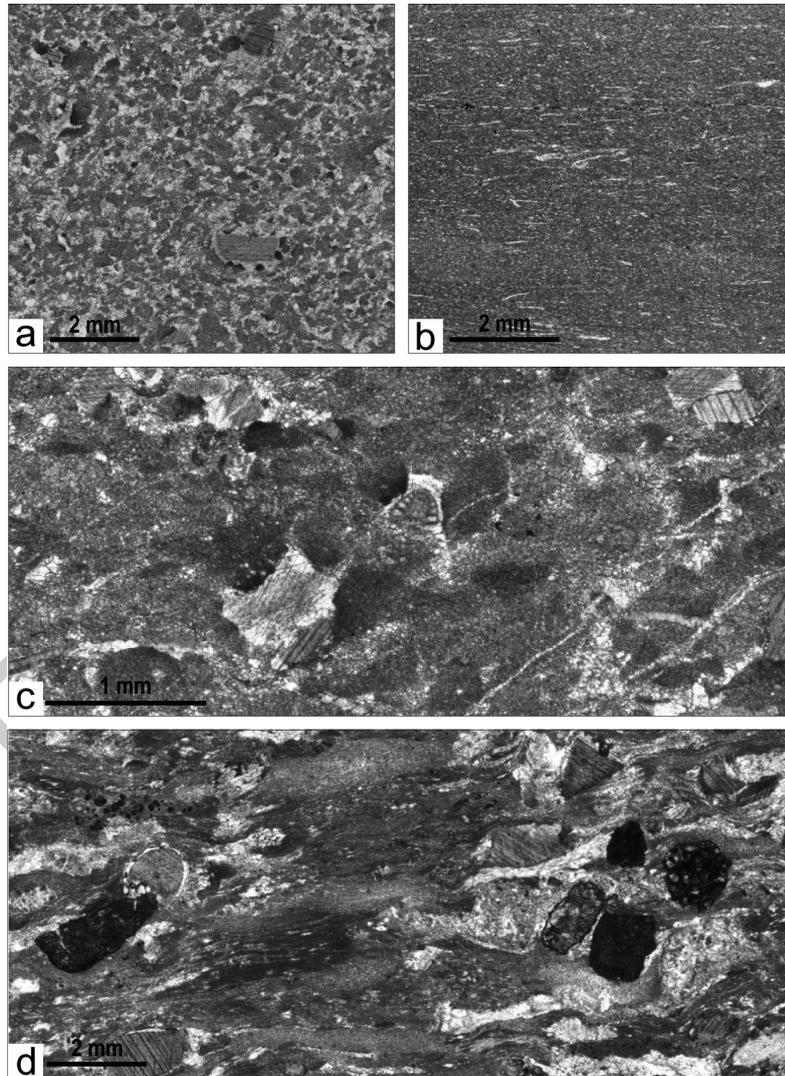


Fig. 40 - "Autoctono" Auctt. a) *Metacalcari con Selce, M. Sagro*: packstone peloidico con matrice ricristallizzata in sparite in crescita sintassiale sugli articoli di crinoidi; b) *Calcescisti, M. Sagro*: wackestone con frammenti di bivalvi pelagici; c, d) *Metacalcari ad Entrochi, strada per Orto di Donna a sud di Minucciano*: packstone lito-bioclastici con articoli di crinoidi ed altri resti di echinodermi, in c) esemplare di *Neotrocholina valdensis* preservato nella calcite sintassiale al centro della foto.

Riteniamo che queste metabrecce, rappresentative di originarie breccie di talus e detriti, debbano essere messe in relazione alla presenza di scarpate di faglia lungo le quali era esposta l'intera originaria successione dal Calcere Massiccio alla Maiolica. Nella successione non metamorfica metabrecce analoghe, occupanti la stessa posizione stratigrafica sotto l'orizzonte radiolaritico della Scaglia Toscana e attribuite al Cenomaniano da GÜNTHER (1966), GÜNTHER & REUTTER (1966), GÜNTHER & WACHSHUT (1969) sono conosciute nella zona di Mommio, Soraggio e Corfino.

Marmo Cipollino (SSR₁): il membro del Marmo Cipollino, correlabile con l'intervallo turoniano-maastrichtiano della Scaglia Toscana ricco in livelli conturritici e calcitorbiditici fini (Membro dei Calcari di Puglianella), rappresenta la parte media, prevalentemente calcarea, della formazione degli Scisti Sericitici. L'unità è caratterizzata da una alternanza regolare di metacalcari chiari di spessore da centimetrico a decimetrico e metapeliti più o meno marnose verdi e subordinatamente rosso-brune (fig. 41c,d). I metacalcari, compatti o foliati, sono caratterizzati da bande di colore grigio-chiaro e verdastro. Localmente sono presenti anche sottili livelli quarziticci bianchi derivanti da originarie liste di selce che rendono il Marmo Cipollino difficilmente distinguibile dalla porzione inferiore dei Metacalcari ad Entrochi. Per la difficoltà di separare i due intervalli litologici in affioramenti isolati e in situazioni in cui non è chiara la originaria posizione stratigrafica è probabile che una parte delle rocce cartografate come Marmo Cipollino appartengano in realtà ai Metacalcari ad Entrochi. In questo intervallo sono presenti anche sottili livelli di metacalcareniti fini grigio-chiare con interstrati filladici verdi a clorite e mica bianca.

Metacalcareniti a Nummuliti: costituiscono la parte alta degli Scisti Sericitici. Sono rappresentati da metacalcareniti grigio-scure a grana media e grossolana, in bancate anche metriche, e subordinate metacalcilutiti silicee grigio-verdastre con livelli decimetrici di metapeliti cloritiche verdi. Nelle metacalcareniti è frequentemente preservata la originaria gradazione granulometrica.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile le metapeliti risultano costituite da fitte alternanze di letti lepidoblastici di sericite, clorite e scarsa mica bianca e letti finemente granoblastici con calcite, quarzo e dispersa sericite. Il colore deriva dalla presenza, spesso abbondante, di ossidi di ferro o di plaghe con elevate concentrazioni di fibre di clorite. Gli scisti nero-violacei nella parte basale degli Scisti Sericitici, al passaggio con i sottostanti Metacalcari ad Entrochi, sono costituiti da un aggregato di microquarzo e sostanze carboniose con ben preservati gusci di radiolari. I marnoscisti silicei associati alle metaradiolariti sempre nella parte bassa degli Scisti Sericitici al microscopio si rivelano costituiti da una alternanza millimetrica o sub-millimetrica di letti lepidoblastici con sericite, clorite e subordinata mica e letti granoblastici costituiti da calcite microcristallina, spesso silicizzata, e

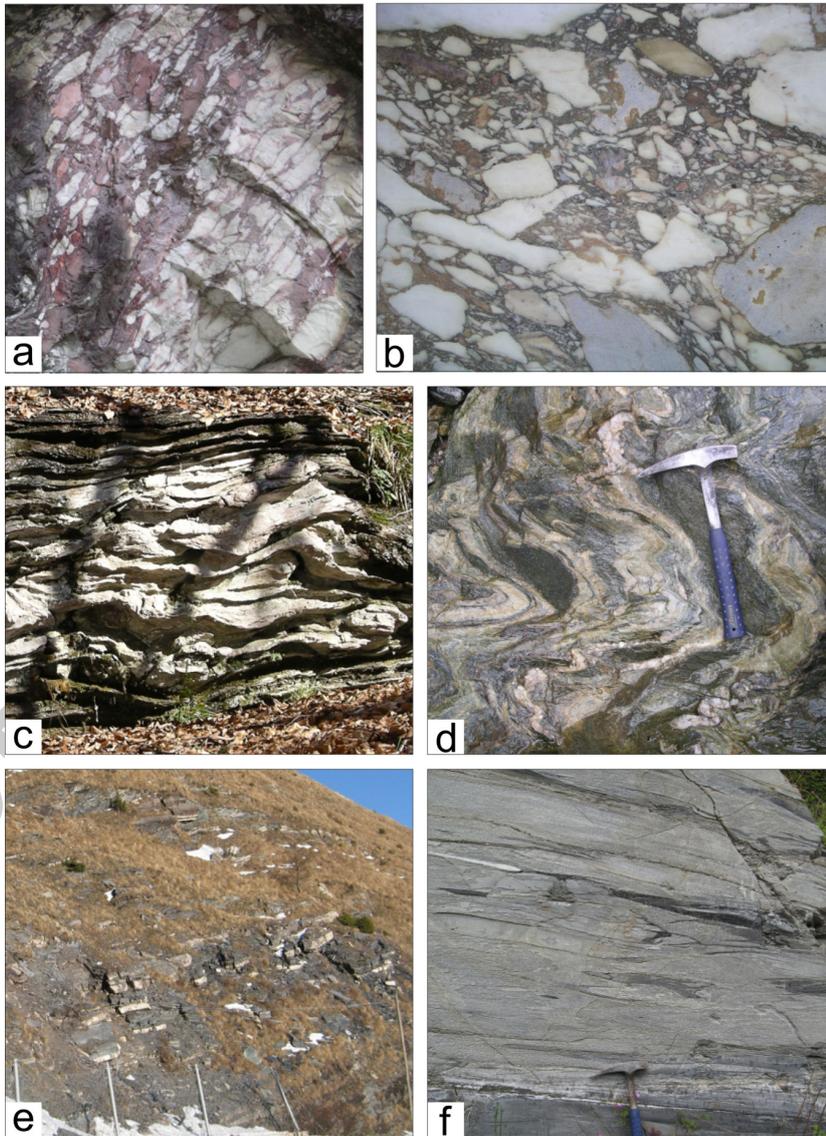


Fig. 41 - "Autoctono" Auctt. a, b) Scisti Sericitici, Monte Pallerina (cava abbandonata in destra orografica della Valle di Arnetola): metacalciruditi debritiche; c) Scisti Sericitici - Marmo Cipollino, Eremo di San Viviano in sinistra orografica della Valle di Arnetola; d) Scisti Sericitici - Marmo Cipollino, cava abbandonata a sud-ovest di Isola Santa in destra orografica della Turrîte; e) Scisti Sericitici, Campocecina; f) Pseudomacigno, Cardoso.

dispersa sericite. È frequente nei livelli granoblastici la presenza di relitti ricristallizzati o silicizzati di radiolari e di probabili planctonici con caratteristiche ombre di pressione. Nelle metacalcareniti sono sempre riconoscibili originari *packstone* bioclastici con frammenti di echinodermi rappresentati quasi esclusivamente da spine e placche di echinidi.

Marmo Cipollino (SSR₁): microscopicamente i metacalcari sono caratterizzati da una tessitura granoblastica in cui si alternano lamine con dimensioni cristalline diverse da medio-fini a medio-grossolane. I cristalli di calcite, localmente sostituiti da quarzo, sono fortemente appiattiti sulla superficie di scistosità principale. Nei livelli granoblastici sono presenti in quantità variabile albite neogenica, aghi di sericite e clorite isorientati e minerali opachi spesso concentrati in radii veli sub-paralleli, irregolari e discontinui. Sono frequenti le suture stilolitiche in cui sono concentrati minerali argillosi, ossidi di ferro, clorite, epidoto e scarse lamelle di muscovite. Ai letti calcitici si intercalano con frequenza variabile letti lepidoblastici verdi costituiti da abbondante clorite e mica bianca. La scistosità principale è sempre una superficie S₂, come mostrato dai frequenti relitti di superfici S₀ e S₁, tra loro sub-parallele, preservati nelle cerniere di micropieghe con fianchi trasposti in S₂.

Metacalcareniti a Nummuliti: in sezione sottile le metacalcareniti si presentano come *packstone* lito-bioclastici parzialmente ricristallizzati con matrice preservata in microsparite/sparite e litici calcarei, in genere micritizzati, appiattiti secondo la scistosità principale. Molto raramente si riconoscono tra i litici calcari di piattaforma con fantasmi di ooidi e dolospariti ankeritiche. Tra i bioclasti si riconoscono sempre grosse placche e spine di echinidi e, nella Valle del Serchio di Gramolazzo, anche sporadici fantasmi di rotalie, frammenti di nummulitidi, amphistegine e foraminiferi bentonici milioliformi. Al Monte Tontorone nelle metacalcareniti più grossolane sono presenti esemplari piuttosto ben preservati appartenenti ai generi *Nummulites*, *Amphistegina*, *Operculina*, *Assilina*, *Discocyclina* ed *Alveolina* insieme a frammenti di alghe rosse e gusci di ostreidi (fig. 42a,b). Nella Valle del Serchio di Gramolazzo nelle metacalcareniti associate alle metacalcareniti sono stati rinvenuti alcuni esemplari di foraminiferi planctonici appartenenti al genere *Catapsidrax* (fig. 42c) che, in assenza di forme riferibili a morozovellidi, testimonia un'età non più vecchia dell'Eocene superiore. È da ricordare come CANAVARI (1887) e SILVESTRI (1939) pur avendo riconosciuto per primi la presenza di Nummulitidi nelle Metacalcareniti a Nummuliti metamorfiche delle Alpi Apuane, attribuiscano le calcareniti al Triasico per la loro posizione geometrica (NARDI, 1962b), istituendo anche una nuova specie di Nummulitide per giustificare l'età differente.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: nella zona di Campocecina-Monte Borla, dove gli Scisti Sericitici sono molto ben sviluppati, lo spessore complessivo è non inferiore a 150-200 metri. Lo spessore del Marmo Cipollino così come quello dei Metacalcari a Nummuliti è al massimo di una cinquantina di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: gli Scisti Sericitici passano in basso ai Metacalcari ad Entrochi e in alto allo Pseudomacigno con contatti stratigrafici originariamente conformi.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: marino bacinale.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Aptiano - Oligocene superiore (Chattiano) *p.p.* L'attribuzione di età è basata sulla correlazione con la Scaglia Toscana.

3.3.17. - *Pseudomacigno* (PSM)

La formazione rappresenta l'equivalente metamorfico del Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

SINONIMI: "Arenarie (Pseudomacigno) grigie, scisti grigi fogliettati e scisti ardesiaci" (ZACCAGNA, 1879-93); "Arenarie e scisti ardesiaci" (NARDI, 1961).

Il termine "pseudomacigno" fu coniato da SAVI (1863) per indicare le arenarie scistose della zona di Stazzema.

AFFIORAMENTI TIPICI: terminazione settentrionale della sinclinale di Orto di Donna; zona tra Campocatino e San Viviano; Valle della Turrice Secca a oriente di Isola Santa, Capanne di Careggine; Cardoso.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: lo Pseudomacigno affiora lungo tutto il margine orientale del nucleo metamorfico apuano.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metarenarie quarzoso-feldspatiche grigio-scure (fig. 41f), scistose, in bancate da pluridecimetriche a metriche soprattutto nella parte bassa della successione. Lo spessore degli strati tende a diminuire nella parte alta dell'unità, dove diventano frequenti e più spesse le intercalazioni metapelitiche e metasiltitiche ("ardesie" *Auctt.*). Nelle bancate arenacee grigio-scure, scistose, a granulometria medio-grossolana è di solito ben preservata la gradazione. Frequenti i "clay chips". Nella zona di Stazzema nell'adiacente Foglio 260 - Viareggio sono presenti olistostromi di materiale ligure (PATACCA *et alii*, 2013).

CARATTERI DI LABORATORIO: *metawacke* feldspatolitiche con matrice costituita da un aggregato di calcite e più o meno abbondante sericite con qualche lamella di muscovite. Tra i granuli: quarzo (in prevalenza plutonico), feldspato (rappresentato da albite, ortose, microclino, pertiti e rarissimo plagioclasio zonato), mica chiara e scura, abbondanti litici e minerali accessori quali apatite, zircone e tormalina. I litici sono rappresentati principalmente da rocce metamorfiche di basso grado (quarziti, aggregati di quarzo e mica chiara, calcescisti, cloritoscisti, filladi e micascisti più o meno quarziferi) e localmente (ad esempio nella Valle del Serchio di Gramolazzo, lungo la strada per Orto di Donna) da abbondanti frammenti di vulcaniti basiche con relitti di tessitura intersertale data da microliti di plagioclasio immersi in vetro cloritizzato. I livelli metapelitici e metasiltitici appaiono come alternanze da millimetriche a centimetriche di letti granoblastici fini a quarzo e

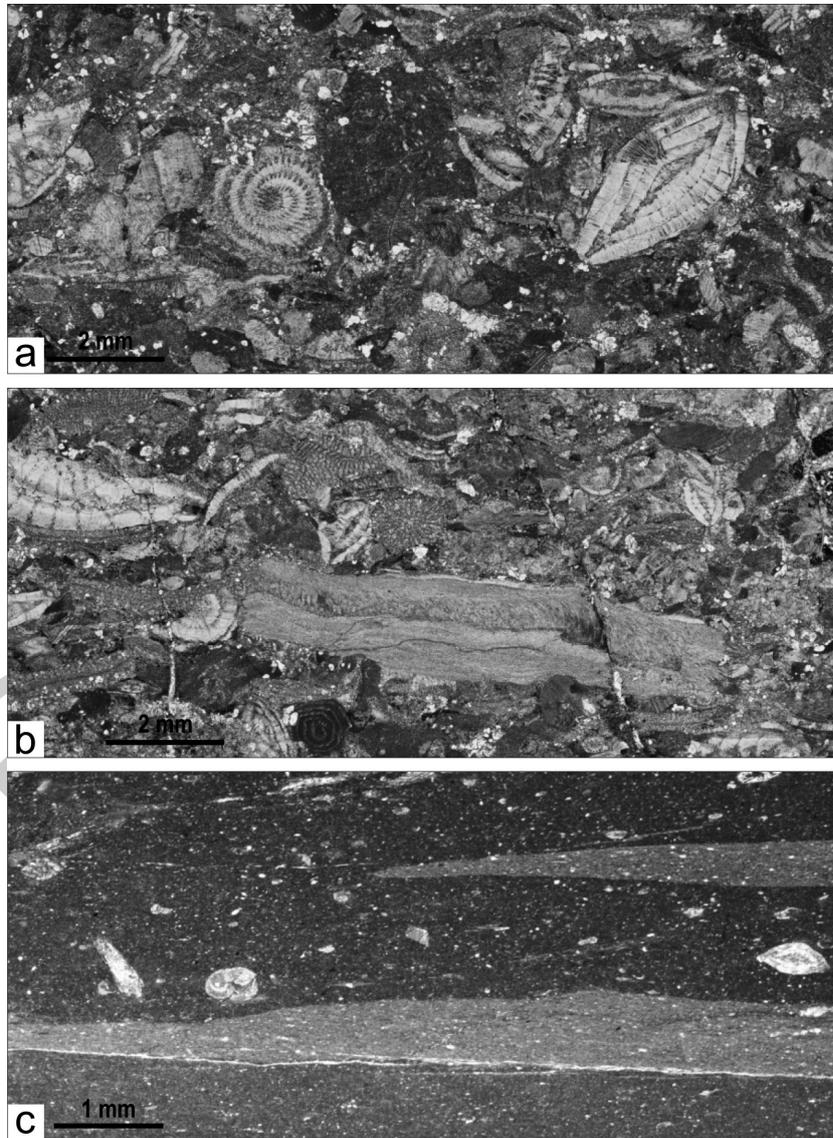


Fig. 42 - "Autoctono" Auctt. a, b) Scisti Sericitici - Metacalcareniti a Nummuliti, M. Tontorone: packstone bioclastici con nummuliti ed anfistegine; in b) discocycline e un esemplare di alveolina (in basso a destra) e grossi frammenti di gusci di ostreidi; c) Scisti Sericitici - Metacalcareniti a Nummuliti, Valle del Serchio di Gramolazzo: wackestone con *Catapsidrax* (a sinistra) ed *Amphistegina* (estrema destra).

albite e letti lepidoblastici costituiti da calcite, clorite e mica bianca con disperse più o meno abbondanti sostanze carboniose. Descrizioni petrografiche dettagliate sono contenute in BONATTI (1938) e in FERRINI & PANDELI (1985).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore della formazione dello Pseudomacigno è di difficile valutazione perché sempre intensamente deformata e interessata da elisioni e zone di taglio. Gli spessori maggiori sono presenti nella zona di Cardoso e sono dell'ordine di 700-800 metri, si tratta però sicuramente di spessori apparenti legati alla complessa struttura tettonica dell'area, con ispessimenti legati alle numerose e vistose pieghe isoclinali presenti nell'area.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: lo Pseudomacigno passa in basso stratigraficamente agli Scisti Sericitici.

AMBIENTE: bacino d'avanfossa.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Oligocene superiore (Chattiano *p.p.*) - Miocene inferiore (Aquitano *p.p.*).

L'età si basa sulla presenza di *Nephrolepidina morgani* (NARDI, 1963b; DAL-LAN NARDI, 1976; MONTANARI & ROSSI, 1983) e sulla correlazione con la formazione del Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

4. - DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI DEL BACINO DI AULLA-OLIVOLA

Nell'area settentrionale del Foglio i depositi fluvio-lacustri del Bacino di Aulla-Olivola, che affiorano estesamente in Lunigiana, costituiscono i primi termini discordanti sulle formazioni implicate nella tettonica appenninica. Questi depositi affiorano in Lunigiana presso Aulla, Olivola fino a Pontremoli (AZZAROLI, 1950; FEDERICI, 1978a, 1980, 1981a; BARTOLINI *et alii*, 1982; FEDERICI *et alii*, 1982; RAGGI, 1985; BERNINI & PAPANI, 2002; PUCCINELLI *et alii*, 2010a, 2015). BERNINI & PAPANI (2002) hanno cartografato e studiato in dettaglio la successione dei bacini di Pontremoli e Aulla-Olivola, quest'ultimo immediatamente a nord del Foglio. Secondo questi autori la successione di Aulla-Olivola comprende dal basso verso l'alto depositi lacustri del Ruscignano *p.p.*-Villafranchiano inferiore *p.p.* (Peliti di Aulla) sormontati da conglomerati fluviali con clasti derivanti da Unità Liguri e dai termini più recenti della Falda Toscana, privi di clasti derivanti dall'"Autoctono" *Auctt.* (Conglomerato di Collecchia). Quest'ultima formazione, attribuita ad un generico Villafranchiano *p.p.*, è a sua volta sormontata in disconformità da conglomerati poligenici contenenti elementi della successione metamorfica (Conglomerato di Olivola) del Villafranchiano superiore (PUCCINELLI *et alii*, 2015, *cum biblio*). La successione descrive bene un'accelerazione nel Villafranchiano del sollevamento del nucleo apuano che ha determinato un'energica erosione prima delle coperture liguri e toscane non metamorfiche per arrivare poi, con i Conglomerati di Olivola, ad erodere anche il complesso metamorfico.

Nel Foglio 249 - Massa Carrara la porzione pelitica del Rusciniano *p.p.* - Villafranchiano inferiore è testimoniata da modestissimi affioramenti alla base del M. Lupacino, mentre la maggior parte dello spessore dei depositi villafranchiani è costituita da conglomerati fluviali ad elementi di Macigno prevalenti, subordinati elementi della successione Ligure e rari elementi del resto della successione toscana non metamorfica. La mancanza di clasti di rocce metamorfiche e di importanti disconformità all'interno dei Conglomerati di Monte Lupacino, che con la sottostante Formazione di Aulla forma una unica sequenza *coarsening-up*, fa supporre che nel Foglio 249- Massa Carrara non siano rappresentati i Conglomerati di Olivola del Villafranchiano superiore.

Per inquadrare cronologicamente le unità cronostratigrafiche continentali è utile specificare che in ROOK & MARTÍNEZ-NAVARRO (2010) il limite Rusciniano-Villafranchiano (ovvero il limite MN15-MN16 della scala cronostratigrafica basata sui mammiferi terrestri europei in GRADSTEIN *et alii*, 2012) approssima il limite Pliocene inferiore (Zancleano) - Pliocene superiore (Piacenziano, considerato Pliocene medio prima della nuova definizione della base del Quaternario ratificata dall'IUGS nel 2009), che il limite Villafranchiano inferiore - Villafranchiano medio corrisponde al limite Pliocene superiore (Piacenziano) - Pleistocene inferiore (Gelasiano) e che il limite Villafranchiano medio - Villafranchiano superiore cade nella parte alta del Gelasiano.

4.1. - SUCCESSIONE DEL BACINO DI AULLA-OLIVOLA

4.1.1. - *Formazione di Aulla (AUA)*

La Formazione di Aulla così come definita in queste Note corrisponde alle Peliti di Aulla e ad una parte dei Conglomerati di Collecchia distinti da BERNINI & PAPANI (2002) nel bacino di Aulla-Olivola. Corrispondono alle "Argille di Castagnola", alle "Sabbie e ciottolami di Carpineta" e ai "Ciottolami di Campo della Noce" distinti da BARTOLINI & BORTOLOTTI (1971) nella carta geologica della zona di M. Lupacino. Tra i primi due termini e la parte inferiore del terzo ci sarebbero rapporti di eteropia. Affioramenti di limitata estensione sono stati cartografati dagli autori immediatamente a monte dell'abitato di Castagnola. I due autori segnalano nelle argille e argille sabbiose turchine resti di lignite xiloide e livelli sottili di torba. Sono presenti inoltre lenti di sabbie fini ciottolose e sporadiche lenti di sabbie fini argillose caratterizzate dallo spessore massimo inferiore al metro. Lo spessore totale massimo è di circa 30 metri. I sedimenti in oggetto poggiano in discordanza sul substrato costituito dalle Unità Liguri. Le ghiaie poligeniche sono caratterizzate da una matrice sabbiosa e sabbioso-argillosa. I ciottoli sono costituiti da marne, calcari marnosi, subordinate arenarie fini e grossolane e calcari bianchi in gran parte provenienti da Unità liguri e da frammenti di rocce ofiolitiche.

Solamente verso l'alto compaiono anche clasti di arenaria Macigno. I conglomerati poggiano direttamente sul substrato ad eccezione della zona di Castagnola dove poggiano sulle peliti basali.

Lo spessore è molto variabile, BARTOLINI & BORTOLOTTI (1971) segnalano uno spessore massimo a sudovest di Costa Belfiore di circa 100 metri. Durante il rilevamento di campagna la diffusa copertura, costituita da depositi eluvio-colluviali e piccole frane, ha impedito il ritrovamento degli affioramenti più significativi segnalati in passato da BARTOLINI & BORTOLOTTI (1971).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: fluvio-lacustre. Il corpo costituito da ghiaie poligeniche è riferibile ad un ambiente di sedimentazione di conoide alluvionale da intermedio a distale.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Zancleano *p.p.*-Piacenziano *p.p.* (Ruscignano *p.p.*-Villafranchiano inferiore *p.p.* in BERNINI & PAPANI, 2002); Zancleano *p.p.* (Villafranchiano inferiore *p.p.* in BARTOLINI & BORTOLOTTI, 1971).

4.1.2. - *Conglomerati di Monte Lupacino (MLP)*

Corrisponde alla parte alta del Conglomerato di Collecchia di BERNINI & PAPANI (2002) e alla parte sommitale dei Ciottolami di Campo della Noce con i sovrastanti Ciottolami di M. Lupacino distinti da BARTOLINI & BORTOLOTTI (1971). Si tratta di conglomerati a prevalenti elementi di Macigno in matrice sabbiosa, con rari clasti di Scaglia Toscana, Diaspri, diabase e serpentiniti. Le dimensioni dei clasti variano dal centimetro al metro. Affiorano lungo lo spartiacque tra la Garfagnana e la Lunigiana in un tratto dove questo presenta profili piatti a quota costante di circa 900 metri s.l.m., facendo supporre che sia conservata l'originaria superficie deposizionale (BARTOLINI & BORTOLOTTI, 1971). Lo spessore massimo è di circa 200 metri.

Già interpretati da ZACCAGNA (1932) come alluvioni derivanti dall'elaborazione di depositi morenici, e poi da LOSACCO (1956) come depositi alluvionali e da BARTOLINI & BORTOLOTTI (1971) come conoide alluvionale villafranchiana, sono costituiti da una potente successione conglomeratica *coarsening-up* con ciottoli provenienti dal Macigno e subordinatamente dalle Unità liguri (parte alta dei Ciottolami di Campo della Noce di BARTOLINI & BORTOLOTTI, 1971) passanti verso l'alto a sabbie e ciottolami monogenici ad elementi di solo Macigno (Ciottolami di M. Lupacino di BARTOLINI & BORTOLOTTI, 1971). Nell'adiacente Foglio 250 - Castelnuovo Garfagnana questi depositi sono segnalati a quote maggiori nell'area della Pania della Croce (ZACCAGNA, 1896b; MASINI, 1956; NARDI, 1961; FEDERICI, 1978b).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: conoide alluvionale da intermedia a prossimale.
ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Piacenziano-Gelasiano *p.p.* (Villafranchiano *p.p.*), molto probabilmente pre-Villafranchiano superiore per la mancanza di clasti

di metamorfiti di provenienza apuana.

5. - DEPOSITI QUATERNARI

5.1. - DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI E PARALICI

I depositi quaternari di maggiore estensione e spessore del Foglio 249 - Massa Carrara costituiscono la pianura versiliese e sono rappresentati dai depositi alluvionali attuali o terrazzati, dai depositi eolici di duna ed interduna, dai depositi palustri delle aree depresse, e dai depositi di spiaggia. I dati forniti dalle indagini geognostiche finalizzate alle ricerche idriche e geotecniche hanno consentito la ricostruzione della stratigrafia dei depositi della pianura costiera, ma non è noto il loro spessore totale, non avendo mai raggiunto il substrato. Nelle aree collinari e montuose sono state cartografate le coperture di maggiore estensione legate per lo più ad ambienti alluvionali, all'attività dei ghiacciai pleistocenici, all'azione della gravità e del ruscellamento, e all'attività antropica.

5.1.1. - *Depositi di versante (a_b)*

Si tratta di depositi stratificati clasto-sostenuti, da moderatamente a ben cementati, disposti lungo i versanti in livelli di spessore decimetrico con inclinazione circa uguale a quella dei versanti stessi (*éboulis ordonné*), costituiti da alternanze di elementi calcarei da angolosi a sub-angolosi con granulometria delle ghiaie medie, con materiale più fine. Gli affioramenti più estesi si trovano alla base delle pareti sud occidentali della Pania della Croce raggiungendo presumibilmente uno spessore massimo di una decina di metri. Questi depositi, documentati da FEDERICI (1981b) nella Valle di Renara (Massa), sono da riferirsi ad un periodo glaciale o tardo-glaciale e per questo vengono attribuiti genericamente al Pleistocene.

Pleistocene

5.1.2. - *Deposito di frana antica (a_{1b})*

Nell'area del Foglio sono stati rilevati, lungo numerosi versanti, corpi di deposito con assetto caotico derivanti da processi gravitativi che, per gli indizi di un prolungato periodo di inattività o perché riferibili a contesti morfoclimatici diversi da quelli attuali, sono stati interpretati come frane stabilizzate. Rientrano quindi in questa categoria sia le frane che mostrano ancora un chiaro legame con la morfologia attuale del versante, ma che non manifestano alcun segno di attività anche passata (es. frana di Altagnana, frane del versante di Azzano), sia le frane antiche, profondamente reincise, e non legate dall'attuale fisiografia del versante (es. frana di Casciana).

Pleistocene

5.1.3. - *Till indifferenziato (c₁)*

Con questo termine si indicano depositi con scarso o nullo grado di elaborazione connessi al trasporto ed alla sedimentazione ad opera dei ghiacciai. Tali depositi si presentano privi di strutture interne, costituiti da materiale fine (limi e sabbie) inglobante clasti e blocchi subangolosi ed angolosi, anche di dimensioni plurimetriche. Il loro rinvenimento è collegato senza dubbio a contesti morfologici di modellazione glaciale, dove tali depositi assumono talora forme tipiche. Nell'area di Vagli di Sopra il potente corpo di detrito, anche a grossi blocchi, che interessa il versante prospiciente l'omonimo lago artificiale, è in connessione con l'area di Campocattino, un piccolo ma caratteristico circo glaciale dove si osservano inconfondibili forme di sovrascavazione e di deposito (cordoni morenici laterali). Nell'area di Gorfigliano e nella valle di Gramolazzo i depositi morenici frontali, riferibile ad una fase stadiale i primi e terminale i secondi, hanno sbarrato il deflusso superficiale andando a creare dei laghetti estinti a seguito dello sfondamento della soglia. Nel complesso il till indifferenziato costituisce corpi di limitata estensione e spessore, ma di notevole importanza per il significato paleoclimatico e per la determinazione dell'estensione massima e delle fasi di ritiro dei ghiacciai apuani durante l'ultima glaciazione. Lo spessore raramente supera la decina di metri, fa eccezione il deposito di Campocattino in cui si raggiungono alcune decine di metri di spessore. Per la datazione di questi depositi non sono disponibili analisi polliniche o datazioni radiometriche, indirettamente sono riferibili al periodo di massima espansione glaciale (Würm III).

Pleistocene superiore

5.1.4. - *Depositi alluvionali terrazzati (b_{n1-3})*

I sedimenti alluvionali più antichi (b_{n2} e b_{n3}) si ritrovano sia nell'area apuana e periapuana, in forma di corpi deposizionali relativamente poco estesi lungo i versanti dei principali solchi vallivi, o in vaste aree in prossimità delle aste fluviali dei maggiori corsi d'acqua, in genere in corpi terrazzati incisi e notevolmente sollevati rispetto agli alvei attuali. Sono depositi alluvionali di spessore di alcuni metri costituiti prevalentemente da conglomerati e ghiaie, sovente monomittici (ad elementi di Macigno e, più raramente, di calcari marnosi riferibili in genere al Flysch ad Elmintoidi delle unità liguri *s.l.*) eterometrici e mal classati, sia clastocche matrice-sostenuti. I depositi alluvionali terrazzati più recenti (b_{n1}) sono presenti lungo i corsi dei principali fiumi provenienti dalle Alpi Apuane (Carrione, Frigido, Aulella, Lucido, ecc.).

Sulla piana costiera lunense-versiliese i depositi alluvionali antichi hanno costruito le ampie e piatte conoidi pedemontane, nonché le conoidi di deiezione minori. Le prime sono caratterizzate da materiale non classato, con blocchi di dimensioni fino a metriche frammentati a materiale più fine tipicamente poligenico, mentre le

conoidi minori mostrano una bassa variabilità litologica in funzione del loro ridotto bacino alimentatore.

Pleistocene medio-superiore-Olocene

5.1.5. - *Depositi palustri (e₃)*

Sono rappresentati prevalentemente da argille limose e torbe, ed affiorano estesamente lungo alcune fasce depresse interdunali della piana costiera, un tempo occupate da paludi (“lame”) bonificate ad opera dell’uomo ed oggi intensamente urbanizzate. La complessa storia evolutiva recente della fascia costiera è evidenziata dal ritrovamento anche in sottosuolo, a vari livelli, di depositi limoso-argillosi e torbe, secondo ciclicità che riflettono le variazioni eustatiche del livello marino e le migrazioni dei relativi ambienti di retrospiaggia.

Olocene

5.1.6. - *Depositi eolici (d)*

Occupano una larga fascia a ridosso del litorale, formando una serie di cordoni dunari con direzione parallela alla linea di costa oggi quasi totalmente obliterate dall’azione antropica (MAZZANTI & PASQUINUCCI, 1983; FEDERICI, 1987, 1993). Sono costituiti da sabbie e sabbie limose prevalentemente silicee a granulometria da fine a media, con granuli arrotondati mostranti spesso le morfologie superficiali tipiche del trasporto eolico (smerigliatura). Il sedimento si presenta con colore grigio-marrone, e risulta ricco in frammenti organogeni (bivalvi, gasteropodi, ecc.) nonché di resti di vegetali.

Olocene

5.1.7. - *Depositi di spiaggia (g₂)*

Costituiscono le spiagge del litorale attuale, tra la linea di battigia e le prime dune eoliche e sono rappresentati da sedimenti sabbiosi con limitati corpi lenticolari di ciottoli. I sedimenti sabbiosi contengono bivalvi, gasteropodi marini e resti di vegetali, variano di colore dal marrone chiaro al grigio in virtù dei litotipi dominanti. Dal punto di vista della composizione dei frammenti litici costituenti il sedimento, il tratto di costa del Foglio appartiene alla “sub-provincia petrografica settentrionale” (MAZZANTI *et alii*, 1985), definita dall’abbondanza di rocce ofiolitiche ed altri significativi indici composizionali (GANDOLFI & PAGANELLI, 1975). Gli apporti sono da riferire essenzialmente al Fiume Magra, attraverso un documentato *drift* litoraneo distale diretto da nord verso sud (ALBANI, 1940; FANUCCI *et alii*, 1974; AIELLO *et alii*, 1975; ROSI & DI PAOLA, 2001).

Olocene

5.1.8. - Depositi alluvionali (b)

I depositi alluvionali attuali sono costituiti da sedimenti ciottolosi, ghiaiosi e sabbiosi, in variabili percentuali relative, e solo subordinatamente da argille e limi. Occupano le zone lungo i corsi d'acqua principali ed i loro maggiori affluenti, allungandosi fino al mare nella porzione settentrionale della piana costiera versiliese, o formando ampi terrazzi olocenici dove l'uomo non ha esitato ad impiantare strutture industriali o abitative. In virtù del regime torrentizio delle portate, anche dei fiumi principali, e dell'abbondante carico solido, specie nella zona montuosa apuana, si osservano localmente forme di deposito riconducibili a processi massivi, di transizione tra trasporto fluviale e di *debris-flow*. In questi casi il deposito mostra un minor grado di maturità tessiturale, con abbondante matrice limosa e scarsa cernita del sedimento che ingloba anche grossi blocchi subangolosi.

Olocene

5.1.9. - Detriti di falda (a₃)

Si tratta di depositi detritici spigolosi clasto-sostenuti con granulometria generalmente grossolana, raramente con matrice fine, accumulati essenzialmente per gravità alla base dei versanti rocciosi più acclivi. Si ritrovano principalmente alla base delle ripide pareti calcareo-dolomitiche dei principali picchi apuani (tra Pizzo d'Uccello e M. Grondilice, tra M. Tombaccia e M. Rocchandagia ecc.), e in alcuni canali con elevate pendenze a formare talus detritici e coni di detrito coalescenti.

Olocene

5.1.10. - Depositi di versante (a_a)

Sono rappresentati da coperture detritiche derivate da materiale di alterazione in situ delle rocce di substrato, in seguito mobilizzato da processi gravitativi e dovuti al dilavamento. Sono costituiti da clasti eterometrici di varia litologia in abbondante matrice pelitica e sabbiosa e sono diffusi in tutta l'area del Foglio, laddove le pendenze dei versanti consentono l'accumulo di materiale sciolto, poi stabilizzato dalla vegetazione.

Olocene

5.1.11. - Deposito di frana (a_{1a})

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. I depositi di frana comprendono sia i corpi franosi con indizi di evoluzione sia quelli in cui gli indizi di evoluzione non sono manifesti.

Olocene

5.1.12. - *Depositi antropici (h₁)*

I depositi di origine antropica sono rappresentati da discariche per inerti e rifiuti solidi urbani, discariche minerarie, ravaneti e discariche legate all'attività di cava. Le discariche delle cave di marmo denominate "ravaneti" e delle pietre ornamentali in genere costituiscono i depositi antropici maggiormente rappresentati soprattutto nell'entroterra della città di Carrara. Sono caratterizzati da un'estensione areale nella zona apuana di circa 10 km², di cui 8,5 km² nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara. Attualmente il materiale di scarto derivante dall'attività estrattiva rappresenta circa i 2/3 dello scavo a monte attestandosi a circa 2.400.000 ton/anno. I ravaneti formati da pezzame di dimensioni comprese fra 30 centimetri e 1 metro di marmo bianco o grigio prevalgono nettamente sulle altre tipologie. Le discariche per attività mineraria hanno un'estensione areale esigua interessando un territorio di circa 6400 m². Sono presenti immediatamente a valle delle miniere di Buca della Vena nella zona meridionale del Foglio e della miniera di Scortico presso il Canal d'Arpa.

Olocene

5.2. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA SOMMERSA

5.2.1. - *Depositi di fronte del delta (g₆)*

Sono depositi che appartengono al sistema deposizionale del Fiume Magra e costituiscono una conoide sommersa con apice in corrispondenza della foce del fiume, attualmente in erosione, che alimenta di sabbie i litorali a sud. I depositi si caratterizzano per una tendenza alla polimodalità verso le frazioni fini per probabile presenza di più popolazioni sedimentarie.

Olocene

5.2.2. - *Depositi di piattaforma interna (g₁₉)*

Comprende sedimenti influenzati dall'apporto fluviale, evidenziato dalla presenza di specie dulcicole tra i resti di ostracodi e fauna marina ben caratterizzata. Si tratta di depositi da siltoso-sabbiosi a siltosi, la cui grana media va diminuendo verso nord-ovest.

Olocene

V - GEOLOGIA MARINA

a cura di F. FANUCCI, D. MORELLI, L. CIPRIANI e C. NICOLA

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Il tratto di piattaforma da esplorare è contenuto interamente nel settore di piattaforma interna e di zona sublitoranea e litoranea, per cui si è ritenuto utile procedere ad una levata sismica ad altissima risoluzione con uno *sparker* leggero (500 J) della Ditta COLMAR di La Spezia, tarando l'interpretazione dei dati ottenuti con altri dati a maggiore penetrazione in possesso della Regione Toscana (fig. 43). I dati sedimentologici sono stati desunti dalla letteratura in materia, riportante carte a diversa scala e da dati originali della Regione Toscana.

2. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

La piattaforma fronteggia un'ampia falcata sabbiosa la cui forma è dovuta sostanzialmente al trasporto dei sedimenti del Fiume Magra lungo costa, operato dalle correnti indotte dal moto ondoso (*longshore currents*; vedi "Atlante delle Spiagge Italiane" del CNR, Foglio 96; AA. VV., 1996). La morfologia del litorale e della spiaggia sommersa è fortemente influenzata dalle opere marittime e in generale dall'antropizzazione. Il protendimento della Foce del Magra, che raggiunse la sua massima estensione durante il XIX secolo è oggi quasi interamente smantellato

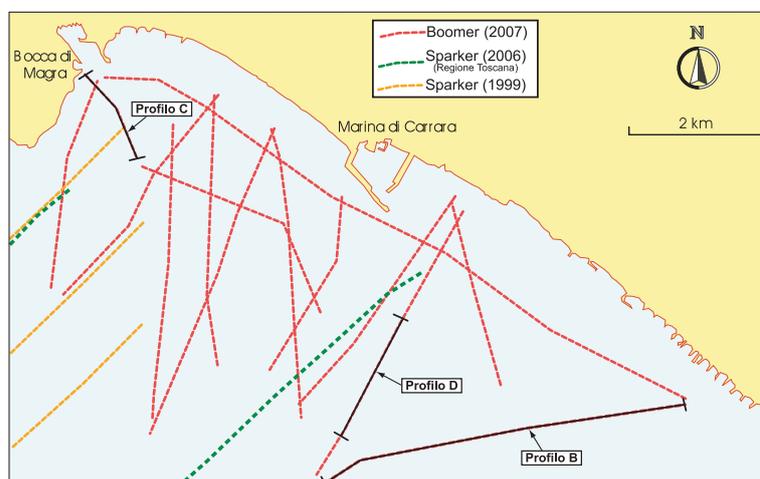


Fig. 43 - Ubicazione dei profili sparker distinti per potere risolutivo. Le linee in rosso rappresentano i dati ad altissima risoluzione ottenuti nel 2007; le linee arancioni e verdi si riferiscono ai dati a media risoluzione ottenuti dalla Regione Toscana nel 1999 e nel 2006. I profili B e C sono riportati in fig. 45, il profilo D è riportato in fig. 46.

dall'erosione; i sedimenti sottratti a questa parte del litorale, seguendo la deriva litoranea verso sud, vanno ad accumularsi sopraflutto al porto di Marina di Carrara che costituisce un'autentica diga al flusso di materiale sabbioso lungo costa. Di conseguenza il litorale di Marina di Massa, sottoflutto alla suddetta opera, è in forte erosione. Nel complesso tutto il tratto di litorale entro il Foglio è mediamente in arretramento. La spiaggia sommersa mostra localmente segni d'erosione, ma il prisma costiero, nelle sue parti inferiori appare relativamente integro unitamente alla conoide sommersa del Magra, unico elemento morfologico di rilievo. Naturalmente in mancanza di dati pregressi sulla morfologia sommersa non è possibile dare una valutazione precisa sull'impatto degli attuali processi erosivi su detti prismi sedimentari.

La piattaforma interna p.d. non presenta emergenze morfologiche; il limite con la piattaforma esterna può essere ubicato in corrispondenza dell'isobata dei - 30 m. Oltre si registra una graduale accentuazione della pendenza.

3. - CENNI STORICI

Gli studi su questa parte di piattaforma lunense-pisana sono stati condotti sin dai primi anni del secolo scorso in relazione alle problematiche della dinamica dei

litorali e dell'erosione costiera. Negli anni '30 si iniziò a collegare le problematiche del litorale a quelle della piattaforma (ALBANI, 1940). Negli anni '70-'80 detti studi ebbero un impulso notevole dai Programmi Speciali (VERSINO, 1976) e dai successivi Progetti Finalizzati del C.N.R. (P.F. Difesa del Suolo, Subprogetto "Dinamica dei litorali"). Prodotto finale di tali ricerche fu l'Atlante delle Spiagge Italiane, completato dal C.N.R nel 1996.

Sempre in epoca pre-bellica erano iniziati studi sulla composizione, granulometria e dispersione dei sedimenti sulla piattaforma, ripresi sempre nell'ambito dei Progetti Finalizzati (Subprogetti "Oceanografia e Fondi Marini" e "Placers") e condotti talvolta anche in relazione all'interazione sedimenti-inquinanti (FANUCCI *et alii*, 1979). Studi sull'alimentazione, dispersione e composizione dei sedimenti vennero portati avanti dall'ENEA sino agli anni '90.

Le ricerche con mezzi geofisici sul Bacino di Viareggio e gli altri bacini peritirrenici iniziarono negli anni '60 per iniziativa del Ministero dei Lavori Pubblici e proseguirono per opera dell'ENI e nell'ambito dei Progetti Finalizzati. Successivamente, un "Progetto per la ricerca di sabbie relitte atte al ripascimento dei litorali" della Regione Toscana si avvalse di tali mezzi d'indagine, ma le ricerche riguardarono solo marginalmente l'area in esame. Nuovi studi sono infine stati intrapresi per la realizzazione dell'adiacente Foglio 248-La Spezia a scala 1:50.000 del Servizio Geologico d'Italia (ABBATE *et alii*, 2005).

4. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Tutto il tratto di piattaforma tirrenica che si estende tra il Golfo di La Spezia e Livorno rappresenta una tipica piattaforma di costruzione sedimentaria, di ampiezza insolita per il Mediterraneo in assenza di grandi fiumi. Nondimeno il Magra, il Serchio e l'Arno forniscono apporti terrigeni consistenti, derivanti dall'attiva erosione della catena appenninica, continuamente ringiovanita. Detti apporti rimangono intrappolati nella depressione tettonica detta Bacino di Viareggio, già attiva nel Miocene superiore (e forse anche in precedenza: FANUCCI & NICOLICH, 1984), in rapido approfondimento compensato dalla veloce colmata nel corso di tutto il Plio-Quaternario (fig. 44). Nel depocentro del Bacino, situato nell'immediato entroterra di Viareggio, si valuta uno spessore di circa 2200 m per il solo Plio-Pleistocene.

La costruzione e il modellamento della piattaforma (e della piana costiera) sono il risultato di tre fenomenologie fondamentali: apporto sedimentario dei fiumi e sua ridistribuzione all'interno del bacino, subsidenza di quest'ultimo, cicli di eustatismo collegati con le glaciazioni pleistoceniche. Ad ogni ciclo la regressione climaticamente "forzata" del mare causava il trasferimento di grandi masse di sedimento, accumulate sulla piattaforma o sulla costa, verso il fronte della piattaforma, che permaneva zona di sedimentazione attiva durante tutta la fase di basso staziona-

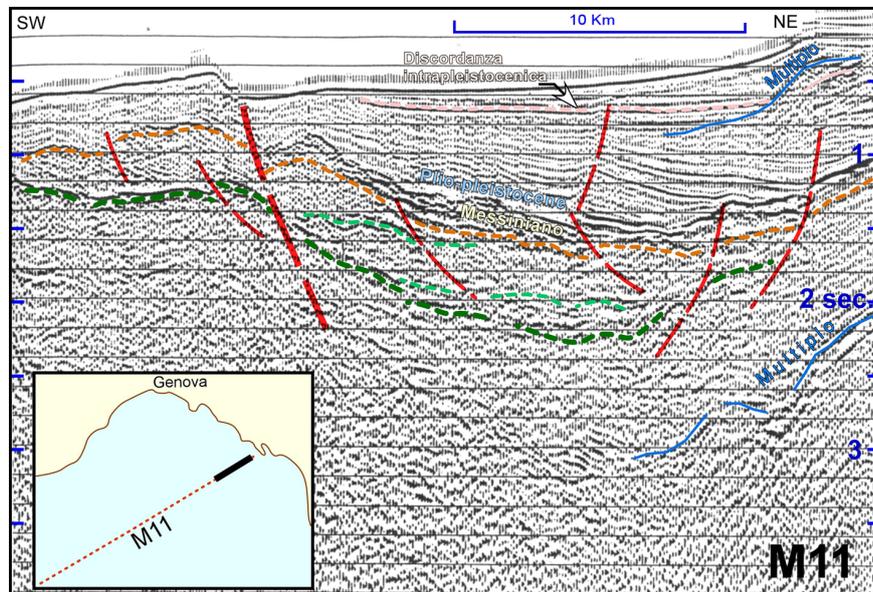


Fig. 44 - Dal profilo crostale CROP M11, sismostratigrafia e struttura del Bacino di Viareggio. I corpi sedimentari delimitati in verde rappresentano formazioni mioceniche pre-messiniane. Sono evidenziate strutture di diverse fasi deformative. La linea più marcata in rosso rappresenta una importante linea, attualmente attiva in trazione.

mento del livello marino. Durante la trasgressione si formavano, sopra la superficie d'erosione precedentemente modellata, nuovi corpi sedimentari che si andavano accrescendo, complice la subsidenza, durante la fase di alto stazionamento del livello marino. All'inizio del successivo ciclo glacio-eustatico ricominciava la successione dei fenomeni di erosione e di trasferimento dei sedimenti verso il largo, ma non tutta la massa precedentemente depositata poteva essere asportata, perché parzialmente sottratta alle azioni erosive dalla subsidenza stessa. Così, ad ogni ciclo, si generava una nuova piattaforma più estesa verso mare della precedente (progradazione) e con maggiori spessori di sedimento al di sotto della sua superficie (aggradazione). Il concorrere dei due processi, progradazione e aggradazione, ha finito per produrre un enorme prisma sedimentario che colma quasi tutta la depressione tettonica corrispondente al bacino, al cui interno la sismostratigrafia registra gli effetti di almeno otto cicli glacioeustatici del tipo descritto. Una parte del prisma emerge come pianura costiera. I caratteri strutturali del Bacino di Viareggio sono quelli di un'ampio *half graben* limitato, verso terra, da un imponente linea diretta al piede della Dorsale Apuana, e verso il largo da strutture minori di tipo trassensivo (fig. 44).

Nella zona di piattaforma esterna prospiciente il litorale lunense sono rilevabili gli effetti di almeno cinque cicli glacio-eustatici (fig. 45a). I primi tre rappresentano una fase di evoluzione della piattaforma dominata dall'aggradazione (complesso A), mentre nel corso dei due più recenti si è verificata sia una consistente aggradazione che una progradazione veramente notevole (complesso B). Durante il penultimo ciclo glacio-eustatico, all'inizio della relativa trasgressione postglaciale, si formò un profondo canale di drenaggio, poi colmato col progredire della trasgressione. Si trattò di un fenomeno del tutto analogo a quello che, durante la trasgressione postglaciale versiliana, dette origine, più a N, alla testata dell'attuale Canyon di Levante, antistante le Cinque Terre (si veda il Foglio 248 - La Spezia). I livelli indicati in fig. 45a con le lettere C, D ed E rappresentano rispettivamente l'insieme dei corpi di basso stazionamento, trasgressivi e di alto stazionamento del ciclo tardo pleistocenico-olocenico.

5. - SISMOSTRATIGRAFIA

I depositi quaternari recenti dell'area del Foglio sono in continuità con i corpi sedimentari coevi dell'adiacente Foglio 248 - La Spezia, alle cui note illustrative si rimanda per ulteriori dettagli (ABBATE *et alii*, 2005). Alla base della successione sedimentaria vi è un corpo depositato nel corso della trasgressione postglaciale (*TSTa*, *Transgressive System Tract*) che si appoggia sulla superficie di erosione modellata durante le prime fasi trasgressive. Esso rappresenta una momentanea interruzione della trasgressione stessa durante una fase climatica caratterizzata da forti apporti terrigeni (*Younger Dryas*). L'estesa canalizzazione al top del corpo stesso e la facies acustica dimostrano che si formò una piana costiera piuttosto estesa, percorsa da un reticolo idrografico divagante.

Al di sopra, uno spesso corpo (max 36 m), suddiviso in più livelli, rappresenta la sedimentazione olocenica. Verso il largo si presenta come una successione di strati concordanti le cui uniche particolarità salienti sono causate da accumuli e zone di rilascio di gas (fig. 45b, fig. 46). Verso terra compare una serie di altri corpi clinostratificati (fig. 45c), distinti come segue:

- un corpo simile al *TSTa*, il *TSTb*, sia come risposta acustica che morfologia superficiale (canalizzazioni, cordoni litoranei) clinostratificato nella parte frontale. Rappresenta un ulteriore stadio di equilibrio tra accumuli terrigeni e trasgressione. Lo si ritrova nell'attigua area di La Spezia. I canali, ovviamente più brevi di quelli del corpo sottostante, hanno andamento in parte simile e in parte diverso rispetto al ciclo precedente: in particolare il paleo-Magra scorre per un buon tratto in direzione parallela al litorale attuale, mentre precedentemente si indirizzava a S e a SO;
- al di sopra dei corpi trasgressivi si sviluppano due distinti corpi di alto staziona-

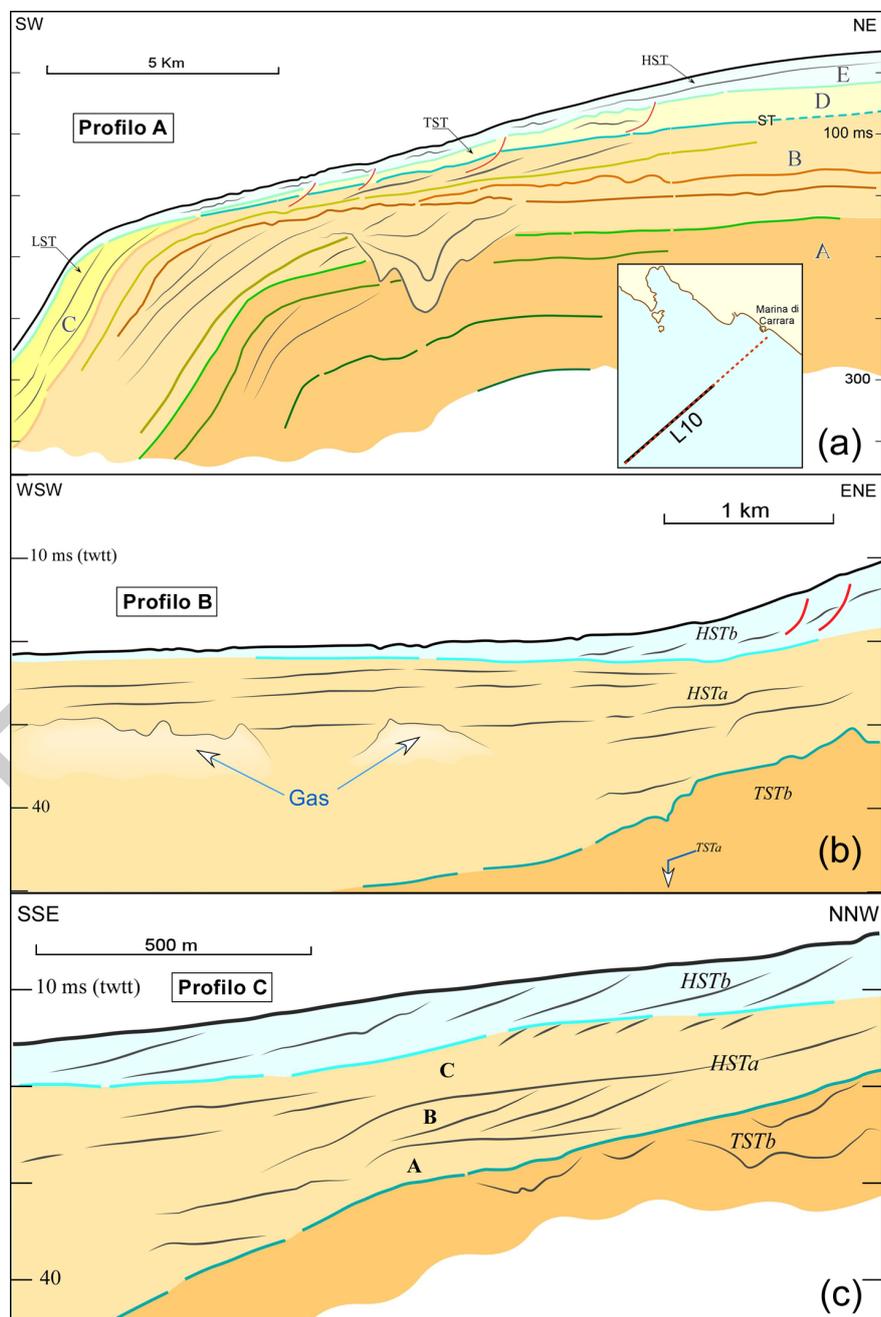


Fig. 45 - (a) Sismostratigrafia d'insieme della costa lunense. (b) Livelli superiori della sequenza tardo pleistocenica-olocenica. (c) Dettaglio sismostratigrafico dei livelli di alto stazionamento (Olocene). Per l'ubicazione dei profili B e C vedi fig. 43.

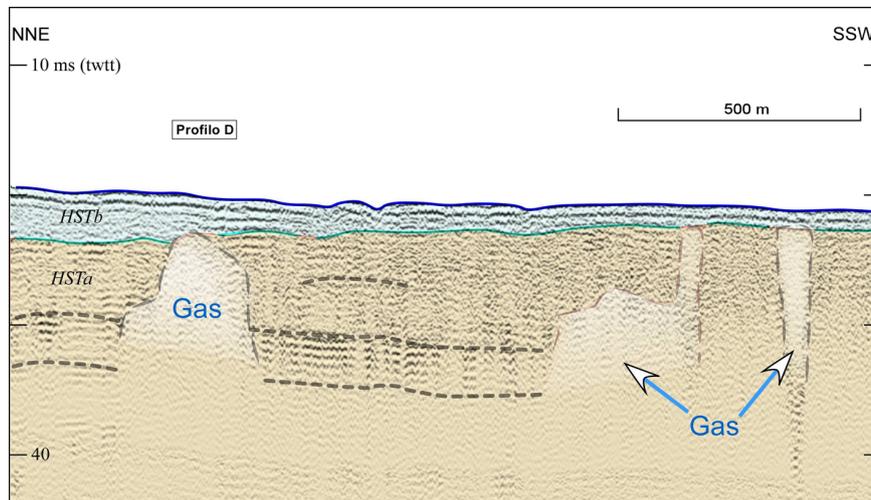


Fig. 46 - Impregnazione e "tavole" di gas nei livelli olocenici. Vedi fig. 43 per l'ubicazione del profilo.

mento *HST* (*Highstanding Systems Tract*); l'inferiore (*HSTa*), il più potente, è suddiviso sottocosta in più livelli (se ne riconoscono principalmente tre in tutta l'area), ciascuno dei quali ha caratteri di prodelta;

- al top di tutta la successione è il corpo *HSTb*, anch'esso a caratteri di prodelta o di prisma costiero progradante, che rappresenta la fase di accumulo sedimentario più recente, posteriore alla fase di apertura ad estuario della foce del Magra (rappresenta all'incirca gli ultimi 1200-1500 anni a giudicare dalle testimonianze storiche). Il suo spessore si riduce drasticamente verso il largo dove tale corpo si confonde con i depositi di piattaforma interna. I massimi spessori corrispondono ovviamente alla conoide del F. Magra.

Si è già detto della estrema frequenza di sacche o tavole o "sbuffi" di gas (fig. 45b, fig. 46): nel tratto sud-occidentale del Foglio compare una zona in cui il fondale è articolato in piccoli rilievi tondeggianti e in altrettanto piccole depressioni che non paiono legate all'attività dei gas. L'ipotesi più semplice è quella di associarli ad altre zone a morfologia irregolare, come effetti di erosione operata da correnti di fondo.

6. - I SEDIMENTI SUPERFICIALI

La limitata superficie di piattaforma interna contenuta entro i limiti del Foglio presenta solo due distinte situazioni sedimentologiche:

- il prisma costiero (spiaggia sommersa) costituito da sabbie medie e si estende mediamente sino alla batimetria dei -12 m;
- la piattaforma p.d. caratterizzata da sabbie fini o sabbie siltose.

La conoide sommersa del Fiume Magra non si differenzia sensibilmente dalla zona sublitoranea.

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

Come già illustrato in precedenza, l'assetto strutturale di questa porzione di Appennino settentrionale è il risultato di:

- a) fasi deformative del Cretacico-Eocene medio che hanno interessato esclusivamente il Dominio oceanico ligure ("Fasi Liguri"), i cui effetti nell'area del Foglio si ritrovano nell'Unità tettonica Ottone, avvenute durante le fasi di convergenza legate alla subduzione della crosta oceanica ligure e alla chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese (ELTER *et alii*, 1964; ELTER, 1973; ZANZUCCHI, 1980);
- b) fasi deformative mioceniche legate alla subduzione della crosta continentale adriatica, con messa in posto delle Unità Liguri sul Dominio Toscano e delle Unità Toscane su domini più esterni (Unità di M. Cervarola, ecc.). La messa in posto del cuneo d'accrezione (Unità Liguri e Subliguri) sul Dominio Toscano Interno (Falda Toscana) è vincolata dall'età del tetto del Macigno (Aquitaniense). Recentemente olistostromi di formazioni liguri sono state riconosciute anche all'interno della formazione dello Pseudomacigno (PATACCA *et alii*, 2013). Questo dato pone all'Aquitaniense il limite superiore per la messa in posto del Dominio Toscano Interno (Falda Toscana) sul Dominio Toscano Esterno ("Autoctono" *Auctt.*), modificando sensibilmente l'età del metamorfismo e raccorciamento all'interno delle unità metamorfiche, che in base a dati radiometrici (KLIGFIELD *et alii*, 1986) è stata per lungo tempo riferita all'Oligocene superiore (27 Ma);
- c) successive fasi deformative legate all'esumazione delle varie unità tettoniche.

In queste Note tutte le fasi deformative che si sviluppano nelle Unità Toscane durante la messa in posto delle Unità Liguri e durante la subduzione e *underthrusting* delle Unità Toscane, sono indicate come “Fase D1”. Come “Fase D2” e “Fase D3” sono indicati gli eventi deformativi legati all’esumazione delle Unità Toscane.

In conclusione di questo capitolo introduttivo sono necessarie alcune precisazioni sulla terminologia di foliazioni e fasi deformative e sulla rappresentazione cartografica di contatti tettonici. Nel capitolo “Stratigrafia” spesso sono descritte le foliazioni riconoscibili in affioramento e in sezione sottile; in questi casi le foliazioni sono descritte sulla base dei rapporti di sovrapposizione realmente osservabili, utilizzando le sigle S1, S2, S3. In questo capitolo “Tettonica” le sigle S1, S2, S3 e i termini Fase D1, Fase D2 e Fase D3 sono utilizzati invece per descrivere superfici metamorfiche ed eventi correlabili alla scala dell’intero Complesso Metamorfico Apuano e attribuiamo ad esse un significato tettonico regionale e geodinamico. Per quanto riguarda la simbologia dei contatti tettonici anche nel Foglio 249 - Massa Carrara, per analogia con i Fogli adiacenti, i contatti tra le unità tettoniche principali sono indicati come sovrascorrimenti, anche se comunemente tali contatti sono riattivati come faglie normali a basso ed alto angolo. Nelle unità metamorfiche la forte deformazione interna delle rocce (*strain*) porta a continui fenomeni di boudinage di intere formazioni ed elisioni di serie per varie centinaia di metri. In tutti questi casi, e su vaste aree, i contatti tra le varie formazioni sono di natura tettonica, ma per motivi di migliore leggibilità della carta si è deciso di indicare ugualmente tutti questi contatti con la simbologia del contatto stratigrafico.

1. - FASI LIGURI

Le Unità Liguri affiorano in modo discontinuo nella parte nord occidentale del Foglio (colline del Candia, Santa Lucia, Castelnuovo Magra) e nell’angolo nord orientale (Valle del T. Aulella e del T. Bardine). A causa delle non buone condizioni di affioramento e della loro limitata estensione e discontinua distribuzione, non è possibile un’adeguata valutazione della tettonica che ha interessato questo complesso alloctono, né un preciso studio delle relazioni tra le diverse Unità Liguri.

Negli affioramenti di Unità Liguri del Foglio le uniche segnalazioni di strutture riferite con certezza alle Fasi Liguri sono pieghe a scala metrica (es. Ortonovo: CERRINA FERONI *et alii*, 1995) e gli estesi rovesciamenti del Flysch di Ottone nella parte nord-occidentale del Foglio. In quest’area vaste porzioni della formazione del Flysch di Ottone hanno giacitura rovesciata (DEL TREDICI, 1996; DEL TREDICI & ROBBIANO, 1997b) e potrebbero rappresentare le porzioni sudorientali delle grandi strutture isoclinali con fianchi rovesciati chilometrici che interessano le successioni liguri affioranti più a nord-ovest nell’Appennino settentrionale (ZANZUCCHI, 1961, 1963b; ELTER & RAGGI, 1965; ELTER, 1973; MONTEFORTI &

RAGGI, 1968; VESCOVI, 1986; CERRINA FERONI *et alii*, 1987-1988, 1988). A scala dell'affioramento sono presenti pieghe isoclinali con clivaggio di piano assiale di tipo ardesiaco, che per analogia con le strutture affioranti più a nord-ovest sono attribuite alle Fasi Liguri. Queste pieghe hanno orientazione assiale NO-SE e senso di trasporto tettonico verso Nord-Est (DEL TREDICI, 1996; DEL TREDICI & ROBBIANO, 1997a). Strutture analoghe come la grande sinclinale coricata che interessa il Flysch del Caio in Val Baganza e in Val D'Enza (ELTER, 1973; CERRINA FERONI *et alii*, 1988) sono note in altre località dell'Appennino tosco-emiliano.

2. - FASI TOSCANE (FASE D1)

Il Foglio 249 - Massa Carrara comprende le migliori esposizioni delle Unità toscane metamorfiche dell'Appennino settentrionale, oggetto di numerosissimi studi fino da metà ottocento. La complessità tettonica delle unità metamorfiche apuane è stata rappresentata già alla fine dell'ottocento nelle sezioni geologiche di D. ZACCAGNA (fig. 2). Per quanto ovviamente le concezioni di ZACCAGNA riguardo alla tettonica fossero frutto delle conoscenze geologiche di fine ottocento, è interessante notare come in alcune sezioni geologiche derivate da spaccati naturali in corrispondenza del M. Rasori il fianco rovesciato dell'anticlinale coricata di Vinca sia ripiegato secondo piani assiali molto inclinati. È pure interessante notare come la concezione strutturale di ZACCAGNA delle Alpi Apuane, caratterizzata dall'idea della "doppia vergenza", derivata dalle contemporanee sezioni delle Alpi di A. HEIM, sia resistita a lungo, tanto che è ancora adottata nel Foglio 96 - Massa della carta geologica a scala 1:100.00 (TREVISAN *et alii*, 1971b) e ancora successivamente nella carta geologica dell'Appennino settentrionale di BOCCALETTI & COLI (1982). La concezione ottocentesca di ZACCAGNA era così consolidata sui dati di rilevamento di campagna che è persistita nella letteratura geologica per quasi un secolo. A partire dagli anni Settanta, l'applicazione delle moderne tecniche di analisi strutturale ha consentito una più attendibile ricostruzione della geometria delle unità metamorfiche e, attraverso questa, sono state tentate diverse interpretazioni della cinematica di queste unità e con esse di tutto l'Appennino settentrionale. Fino dalle prime indagini di analisi strutturale (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975a,b; CARMIGNANI *et alii*, 1975) furono riconosciute tre fasi deformative caratterizzate da tre distinte scistosità S1, S2 ed S3. Successivamente è stata data un'interpretazione geodinamica delle tre fasi deformative attribuendo la prima fase (D1) alla tettonica collisionale responsabile anche della messa in posto delle unità alloctone. Le fasi successive furono invece attribuite al sollevamento ed esumazione del complesso metamorfico che complessivamente danno luogo all'attuale culminazione della finestra tettonica delle Alpi Apuane e che nel 1990 venne assimilato ad una struttura tipo *core complex* (CARMIGNANI & KLIGFIELD,

1990).

2.1. - FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA "AUTOCTONO" *Auctt.*

Nell'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* strutture legate a questa fase deformativa sono ben conservate soprattutto nella parte nord-occidentale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane. La deformazione con trasporto "top-NE" associata a questa fase è evidenziata dalla pervasiva lineazione di estensione e dalla asimmetria e senso di trasporto tettonico (*facing*) delle pieghe isoclinali.

La fase D1 ha sviluppato pieghe isoclinali di ogni dimensione, da metriche (fig. 47), fino alla scala dell'intera finestra tettonica (fig. 48, fig. 49, fig. 50), con fianchi rovesciati e associati accavallamenti di dimensioni chilometriche, e una scistosità sin-metamorfica (S1) che generalmente traspone completamente l'originaria stratificazione.

La S1 è parallela al piano assiale di pieghe isoclinali con vario grado di non cilindrisimo, spesso con geometria "a guaina" i cui assi sono sub-paralleli alla lineazione d'estensione. La deformazione interna (*strain*) è molto pronunciata in tutti i litotipi (fig. 51) con la sola eccezione delle dolomie triassiche e liassiche (formazione dei Grezzoni e dei Marmi Dolomitici) che compensano l'estensione con boudinage anche alla scala di tutta la formazione. L'estensione associata a questa scistosità è indicata da una marcata lineazione evidenziata dall'asse maggiore dei clasti nelle litologie conglomeratiche e più spesso dall'orientazione preferenziale di forma dei cristalli di quarzo e calcite: in tutto il Complesso metamorfico la lineazione d'estensione della fase D1 ha orientazione NE-SO.

Gli assi delle pieghe e le lineazioni di intersezione della fase D1 hanno invece direzioni variabili: nella parte sud-occidentale del massiccio sono poco inclinati e diretti NO-SE, facendo quindi un angolo di circa 90° con le lineazioni d'estensione. Nella parte nord-orientale e centrale della finestra tettonica gli assi delle pieghe D1 sono invece ovunque orientati NE-SO, paralleli alla direzione d'estensione. Queste variazioni di orientazione degli assi delle pieghe della fase D1 sono state attribuite a una rotazione passiva degli assi delle pieghe verso la direzione di massima estensione in un regime deformativo di taglio semplice progressivo "top-NE" (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). I rapporti angolari tra assi e lineazioni d'estensione e lo stile delle strutture della fase D1 suggeriscono che mediamente lo *strain* di taglio aumenti da sud-ovest a nord-est, cioè verso le zone strutturalmente più profonde. Le pieghe della zona di Carrara sarebbero quindi pieghe "non ruotate", mentre le pieghe nella parte nord-orientale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane rappresenterebbero le pieghe "ruotate" parallele alla direzione di massima estensione e di trasporto tettonico D1.

Rotazioni orarie e antiorarie degli assi delle pieghe portano inevitabilmente a pieghe a guaina (*sheath fold*, COBBOLD & QUINQUIS, 1980) cioè pieghe con



Fig. 47 - *Pieghe D1 nella formazione dei Marmi delle Apuane (Marmo Zebrino). Bacino marmifero di Bettogli, Carrara (foto V. Prayer).*

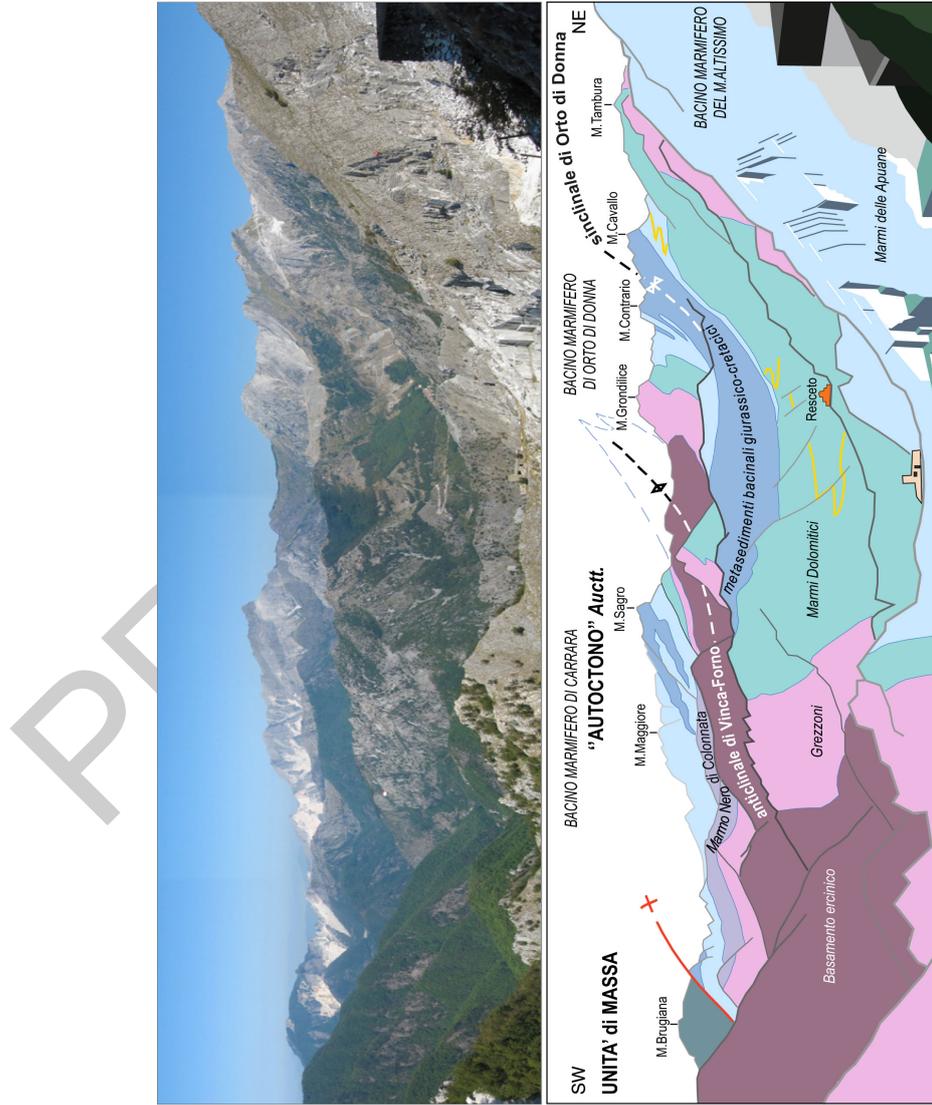


Fig. 48 - Vista panoramica della parte settentrionale del Nucleo Metamorfico Apuano dalla strada Antona-Arni, prima della Galleria del Passo del Vestito.



Fig. 49 - Sezioni geologiche attraverso le Alpi Apuane settentrionali, da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). (a) Profilo con riportate le formazioni geologiche e l'andamento della stratificazione. (b) Solito profilo con riportato solo l'andamento della scistosità S1 e S2. (c) Zone di taglio che si sviluppano durante la Fase D2. FT: Falda Toscana; CV: Calcare cavemoso/cataclastiti; PT: filladi, metavulcaniti e quarziti (Paleozoico); Tr: dolomie (Triassico superiore); G1: marmi (Liassico inferiore); G2: metacalcri con selce, metaradiolariti, calcescisti (Liassico-Malm); CO: metacalcri ad entrochi, metarenarie e filladi (Cretacico-Oligocene). Per la traccia delle sezioni vedi fig. 56.

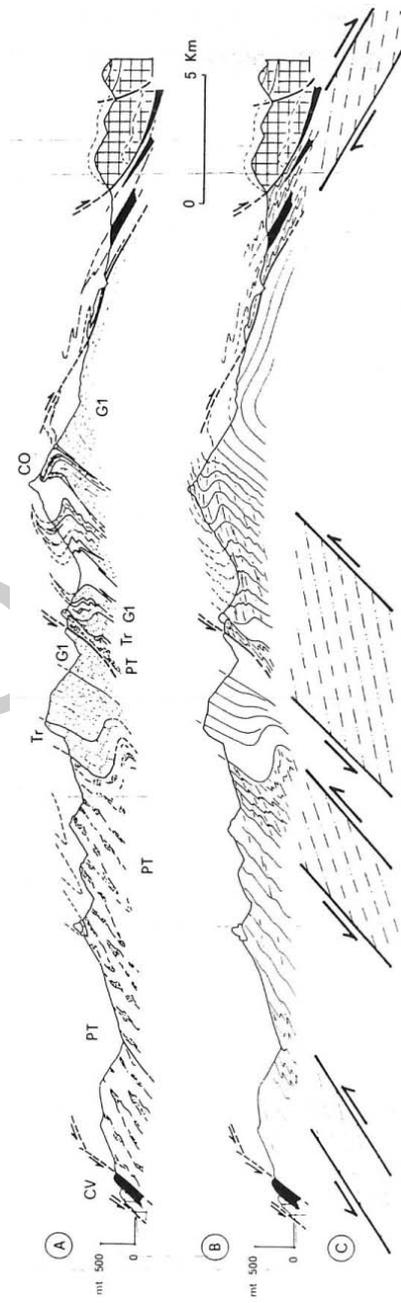


Fig. 50 - Sezione geologica attraverso le Alpi Apuane centrali, da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). (a) Profilo con riportate le formazioni geologiche e l'andamento della stratificazione. (b) Solito profilo con riportato l'andamento della scistosità S1 e S2. (c) Zone di taglio che si sviluppano durante la Fase D2. Per le sigle delle formazioni vedi didascalia della fig. 49, per la traccia vedi fig. 56.



Fig. 51 - Liste di selce boudinate lungo la foliazione S1 nella formazione dei Metacalcari con selce, Capanne di Careggine.

marcate culminazioni e depressioni assiali. Le culminazioni delle anticlinali e le depressioni delle sinclinali determinano forme d'affioramento chiuse e strutture con direzione di trasporto tettonico (*facing*) opposte nei due fianchi delle pieghe. Queste forme d'affioramento sono comuni nelle Apuane centrali e nord-orientali e sono ben esposte a scala dell'affioramento nel Canale di Cerignano e a scala cartografica nelle valli di Arni, Arnetola e Orto di Donna. In zone con pieghe a guaina la direzione assiale delle pieghe è essenzialmente una questione di scala. Mentre a scala dell'affioramento o anche del versante le direzioni assiali sono parallele alla direzione di estensione, a scala regionale l'involuppo della linea di cerniera mantiene la direzione ortogonale alla direzione d'estensione. Questo consente ancora di proiettare la "grande geometria" su profili diretti circa SO-NE (vedi sezioni di fig. 49). Le tracce delle superfici assiali delle principali pieghe della fase D1 sono riportate nello schema tettonico a scala 1:200.000 in calce alla Carta.

Da sud-ovest a nord-est le strutture principali della fase D1 sono le seguenti:

- a) la sinclinale di Carrara;
- b) l'anticlinale di Vinca;
- c) la sinclinale di Orto di Donna - M. Altissimo;
- d) l'anticlinale del M. Tambura.

Sinclinale di Carrara

Costituisce la struttura D1 più occidentale dell'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* Il fianco diritto è costituito dai Grezzoni di Colonnata e il fianco rovesciato è costituito dai Grezzoni dell'allineamento Miseglia-Torano. La sinclinale di Carrara ha a nucleo la formazione dei Metacalcari selciferi e degli Scisti Sericitici. Più a nord, nella zona di Campocecina - M. Sagro, oltre alla Sinclinale di Carrara sono presenti strutture plicative minori sempre riferibili alla fase D1 quali l'anticlinale di Pianza con a nucleo di marmi e le strutture di M. Sagro comprendenti due strette anticlinali di Marmi delle Apuane e due sinclinali di Metacalcari con Selce ben esposte sul versante meridionale del M. Sagro. Queste strutture sono delimitate ad est da una zona di taglio diretta orientata nord-sud immergente verso ovest che taglia obliquamente alla base la formazione dei Grezzoni di Colonnata (fig. 52), e a sud ovest dal contatto tettonico di base dell'Unità di Massa anch'esso attivato come zona di taglio diretta nella fase D3. Quest'ultimo contatto tettonico a sud ovest tronca obliquamente tutta la sinclinale di Carrara dal suo fianco rovescio fino al suo fianco dritto. Tutte queste strutture plicative sono state attribuite alla fase D1 (CARMIGNANI, 1985). Questa attribuzione è stata successivamente confermata da ulteriori numerosi lavori (MECCHERI, 2000; MOLLI & MECCHERI, 2000, 2012). Questa interpretazione è mantenuta nello schema tettonico del presente Foglio. Alcune pieghe minori nei Metacalcari con Selce del nucleo della Sinclinale di Carrara ripiegano però una precedente scistosità e le relative lineazioni d'estensione (rapporti osservabili in affioramento e in sezione sottile); queste osservazioni potrebbero far pensare ad una evoluzione polifasica durante la fase D1 oppure ad uno sviluppo di strutture plicative locali durante la fase D2.

Anticlinale di Vinca

Insieme alla contigua sinclinale di Orto di Donna - M. Altissimo costituisce la principale struttura della fase D1 nel Complesso metamorfico apuano. Il fianco rovesciato di questa struttura si sviluppa per una lunghezza di quasi quindici chilometri, dall'altezza del paese di Vinca fino al M. Cervaiolo. A nucleo affiorano le formazioni delle Filladi Inferiori e dei Porfiroidi e Scisti Porfirici. Le prime affiorano alla base dei Grezzoni del fianco dritto a partire dall'altezza di Colonnata fino al paese di Vinca, mentre i Porfiroidi sono in contatto con il fianco rovesciato per tutta la sua estensione da Vinca fino al M. Cervaiolo. Restaurando la deformazione della fase D1 la formazione dei Grezzoni poggia quindi stratigraficamente su due formazioni erciniche differenti, questa è la più vistosa manifestazione della discordanza alla base del ciclo alpino nota nell'Appennino. Il contatto fra i Grezzoni e le filladi paleozoiche del fianco dritto è interessato da una zona di taglio diretta che da sud verso nord taglia progressivamente la formazione dei Grezzoni, che è ridotta ad

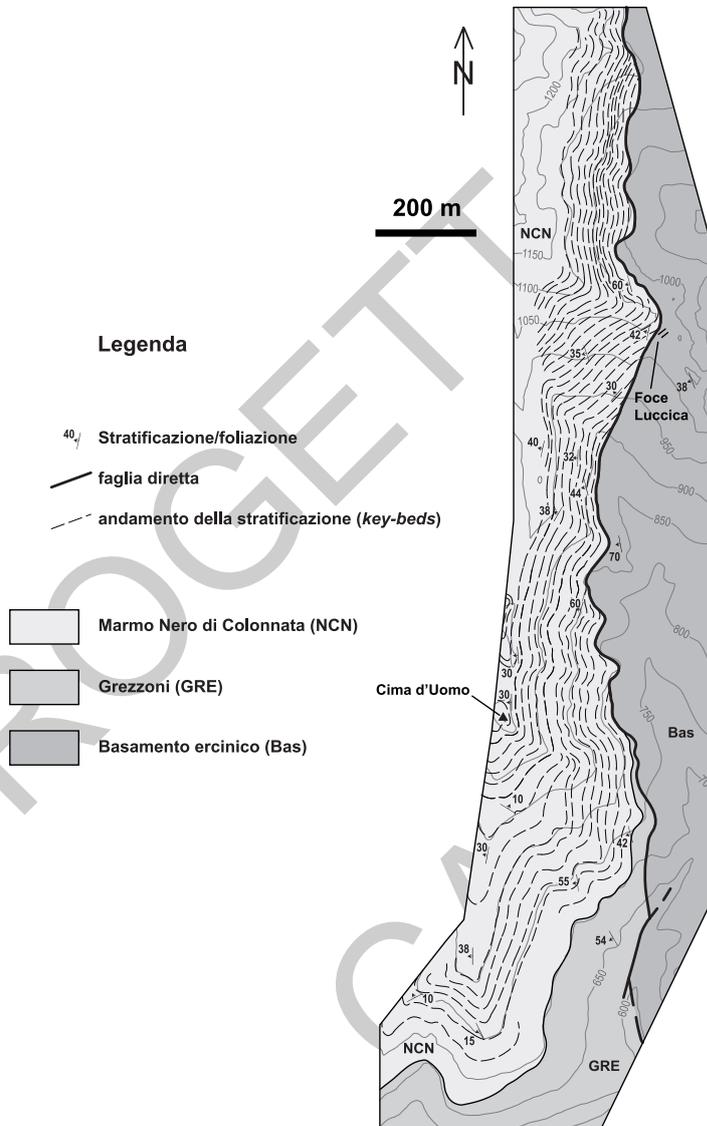


Fig. 52 - Linee di forma della stratificazione (key-beds) nella formazione dei Grezzoni e del Marmo Nero di Colonnata nell'area di Cima d'Uomo-Vergheto-Foce Luccica, a nord-est di Colonnata (da MARGHERITI, 2008, modificato). La stratificazione è tagliata ad alto angolo dal contatto con il Basamento ercinico sottostante, indicando così la natura tettonica del contatto.

una decina di metri sulla trasversale del M. Rasori (fig. 52). La zona di cerniera dell'Anticlinale di Vinca affiora a nord del paese di Vinca tra il Pizzo d'Uccello e il torrente Lucido ed è complicata da una serie di pieghe minori della fase D1 in cui la Formazione di Vinca o i Porfiroidi e Scisti Porfirici si insinuano profondamente dentro ai Grezzoni della zona di cerniera. Il fianco rovesciato è ben esposto al M. Grondilice e sul versante occidentale di M. Altissimo. Nella alta valle del F. Frigido il fianco rovesciato è complicato da una grande struttura plicativa della fase D2 e da zone di taglio tardive che saranno descritte più avanti.

Sinclinale di Orto di Donna – M. Altissimo

La traccia del piano assiale di questa struttura può essere seguita per circa 20 km, da Orto di Donna fino a sud di M. Altissimo, dove è tagliata obliquamente da una zona di taglio diretta della fase D3 che da Gorfigliano si segue fino alla Valle del Giardino. Il nucleo della sinclinale è costituita da formazioni di età cretacea ed affiora estesamente nella valle di Orto di Donna, nella parte più settentrionale a nucleo della sinclinale affiorano anche alcuni lembi di Pseudomacigno. Nella valle di Orto di Donna il fianco rovesciato della struttura è complicato da una anticlinale ed una sinclinale di secondo ordine che si possono seguire per una lunghezza di circa 5 chilometri. All'altezza del paese di Resceto il nucleo della sinclinale è deformato dalla struttura D2 dell'alta valle del Frigido e da una zona di taglio della fase D3. Verso sud la struttura è completamente tagliata dalla già citata zona di taglio D3 Gorfigliano - M. Cervaiolo. La restaurazione della fase D2 e delle fasi D3 consente di seguire il fianco dritto della struttura della sinclinale Orto di Donna - M. Altissimo nei rilievi carbonatici che dal M. Corchia arrivano a Ponte Stazemese e quindi ai Pizzi del Bottino (Foglio 260 - Viareggio).

Anticlinale del M. Tambura

È la seconda anticlinale, dopo l'Anticlinale di Vinca, con a nucleo rocce del Basamento ercinico. Il fianco dritto dell'anticlinale è costituito da tutte le formazioni dell'"Autoctono" *Auctt.*, ben conservate. La superficie assiale dell'anticlinale è testimoniata da un esiguo spessore di Basamento ercinico che si segue con direzione N-S dal M. Tambura fino al T. Renara. Più a sud la struttura cambia progressivamente di direzione partecipando alla "virgazione di Arni". Il sottile spessore del nucleo di rocce paleozoiche di questa struttura contrasta con l'ampio affioramento di Basamento ercinico che costituisce il nucleo dell'Anticlinale di Vinca qualche chilometro più a ovest. È possibile che questo sia dovuto ad una forte riduzione di spessore causato da una zona di taglio normale "top-W" che dalla zona immediatamente a est del M. Pisanino prosegue a sud del M. Cervaiolo fino alla località Piastra Nera troncando completamente la sinclinale di M. Altissimo. Infatti, a sud

del M. dei Ronchi, a letto di questa zona di taglio diretta il nucleo di rocce del Paleozoico si apre bruscamente a costituire il più grande affioramento di Basamento ercinico delle Alpi Apuane, occupando tutta la Valle del Giardino. La prosecuzione a sud del M. dei Ronchi dell'anticlinale del M. Tambura è assai complicata dalle fasi D2 e D3. La compressione delle strutture D1 a sud della Turrîte Secca (Alpi Apuane meridionali) è ovviamente legata alla restaurazione delle strutture plicative rovesciate chilometriche della fase D2 e delle zone di taglio dirette e trascorrenti della fase D3. Ci limiteremo qui a sottolineare come il fianco rovesciato di questa struttura si possa seguire a est del M. dei Ronchi con direzione N80E fino al M. Freddone. Tra il M. Freddone e il M. Corchia questo fianco è intensamente deformato da fasce di taglio dirette/sinistre orientate circa NE-SO e dirette/destre orientate NO-SE e prosegue con direzione NE-SO sul versante sinistro del Canale delle Verghe.

Le strutture D1 sottostanti all'Anticlinale di M. Tambura sono costituite da una serie di strette pieghe isoclinali spesso con struttura "a guaina" che arrivano a comprendere a nucleo delle sinclinali la formazione dello Pseudomacigno, mentre il nucleo delle anticlinali è costituito dalla formazione dei marmi delle Apuane e probabilmente solo della sua parte superiore poiché non affiora più la formazione dei Marmi Dolomitici. Ad est dell'Anticlinale del M. Tambura la formazione dei Grezzoni è nota sola nella grotta dei Draghi Volanti a nord del M. Sumbra, 500 metri al di sotto del piano di campagna (COLI, 1992). Tra le strutture D1 più importanti (a nucleo di Pseudomacigno) segnaliamo la Sinclinale di Gorfigliano, che dal paese omonimo si segue verso sud lungo il versante orientale del M. Tambura dove è trasposta secondo una fascia di taglio che costituisce la caratteristica zona milonitica bene esposta sul versante orientale del M. Tambura ("Le Cintole"). Alla sinclinale di Gorfigliano segue verso est l'Anticlinale del M. Rocchandagia e quindi la sinclinale a nucleo di Pseudomacigno di San Viviano che verso sud prosegue nella Sinclinale di Arni dove assume direzione circa E-O fino al Puntato, dove comprende il vasto affioramento di Pseudomacigno affiorante fin quasi alla Turrîte Secca. Ancora più a est al di sotto di questa sinclinale si riconoscono strutture fortemente deformate dalle fasi successive, ma che si possono seguire con una buona continuità dalla zona di Vagli fino alla valle della Turrîte Secca: l'anticlinale a nucleo di Marmi delle Apuane di M. Pallerina - Passo Sella che prosegue partecipando alla "virgazione di Arni" nella valle della turrîte Secca e la sinclinale a nucleo di Pseudomacigno del M. del Gallone - M. Fiocca che probabilmente prosegue nello Pseudomacigno di Capanne di Careggine - M. Grotti - M. La Cima.

Per quanto la strutturazione della fase D1 sia stata profondamente deformata nelle fasi successive, tutti i caratteri esposti finora permettono di ritenere che l'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* sia stata deformata in una zona di taglio compresa tra l'Unità di Massa e unità inferiori non affioranti provenienti da zone più esterne

sulle quali presumibilmente si accavalla.

2.2. - FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI MASSA

L'Unità tettonica di Massa rispetto all'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* occupa una posizione paleogeograficamente più interna e caratterizzata da un grado metamorfico maggiore, è coinvolta precocemente nella deformazione e raggiunge profondità e condizioni P-T maggiori durante le fasi collisionali. Tutte le litologie in questa unità tettonica mostrano una forte deformazione interna e una complessa evoluzione polifasica e polimetamorfica. Questo risulta sia in affioramento sia in sezione sottile nello sviluppo di varie superfici di scistosità tra loro sovrapposte, con orientazione differente e vari sistemi di pieghe con orientazione assiale variabile. Vari autori hanno effettuato studi di dettaglio nell'Unità tettonica di Massa e queste varie superfici di scistosità sono state differenziate e caratterizzate (MOLLI *et alii*, 2000b, 2002; PATACCA *et alii*, 2011; MONTOMOLI *et alii*, 2014). Anche lo studio in sezione sottile effettuato per il rilevamento di questo Foglio ha mostrato sistematicamente che la superficie di scistosità più evidente in campagna è una S2 e questo anche nelle formazioni triassiche. Questa strutturazione microscopica può dare luogo a due interpretazioni: a) la scistosità principale dell'Unità tettonica di Massa è riferibile alle fasi estensionali che hanno profondamente trasposto la scistosità della fase collisionale; b) la scistosità più evidente è una foliazione derivata da una elevata deformazione associata alla fase collisionale che ha sviluppato una foliazione composita completamente trasposta secondo il piano assiale di pieghe isoclinali chilometriche.

A scala cartografica l'Unità tettonica di Massa è costituita essenzialmente da una anticlinale rovesciata chilometrica, con direzione di trasporto tettonico verso nord-est, con a nucleo le formazioni del Basamento ercinico (Filladi Inferiori e Porfiroidi e Scisti Porfirici) che si estende dal paese di Bedizzano fino alla valle di Montignoso. Si tratta di una piega isoclinale il cui fianco rovesciato è estremamente laminato e complicato da numerose pieghe parassite e zone di taglio. Il piano assiale della piega e la foliazione principale associata riconoscibile in campagna immergono costantemente verso SO. L'immersione generale della scistosità verso SO è uno dei caratteri generali dell'Unità tettonica di Massa, giaciture differenti si ritrovano solo localmente, in corrispondenza di strutture dove la scistosità principale è ripiegata da strutture plicative tardive rovesciate verso sud ovest anche di dimensioni chilometriche, esempio nella zona di San Carlo. Alla scistosità principale è associata una lineazione di estensione costantemente orientata NE-SO.

Attualmente il contatto tettonico di base dell'Unità tettonica di Massa è rappresentato da una zona di taglio normale D3 "top-SW" che la mette a contatto con l'unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.* tranciando obliquamente tutta la struttura della Sinclinale di Carrara, dal suo fianco dritto a quello rovesciato, mentre il con-

tatto a tetto è rappresentato da faglie dirette fortemente immergenti verso sud-ovest (ad “alto angolo”) che la mettono in contatto con la Falda Toscana.

2.3. - FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

La Falda Toscana è chiaramente sovrapposta tettonicamente all'Unità di Massa e all'“Autoctono” *Auctt.* ed è caratterizzata da un grado metamorfico inferiore rispetto alle due unità precedenti. Il contatto di base dell'Unità tettonica della Falda Toscana sul versante occidentale del massiccio delle Alpi Apuane avviene prevalentemente con l'Unità di Massa tramite faglie dirette ad alto angolo del Bacino di Viareggio. A nord ovest tra il M. La Piza ed il paese di Equi Terme tra i calcari retici della Falda toscana e l'“Autoctono” *Auctt.* si interpone un grosso spessore di Calcare cavernoso. Ad est di Equi Terme fino quasi alla valle della Turrice Secca il contatto tra la successione metamorfica e quella della Falda Toscana è costituito da faglie dirette destre orientate circa E-O, sismicamente attive, e più a sud da faglie dirette poco inclinate particolarmente ben esposte nella zona di Vianova.

Durante questa fase deformativa nella Falda Toscana non si ha sviluppo di pieghe a scala regionale o sovrascorrimenti importanti, da segnalare sono solo locali contatti tettonici paralleli alla stratificazione in prossimità del contatto tra formazioni a differente competenza (es. contatto Scaglia Toscana-Macigno). L'unico diffuso indizio di questo evento tettonico è una foliazione S_1 , solitamente un clivaggio di dissoluzione o uno *slaty cleavage*, che si sviluppa soprattutto nelle litologie a dominante argillitica e marnosa. I rapporti tra foliazione, stratificazione e senso di ringiovanimento degli strati indicano costantemente un senso di trasporto “top-NE” per questo evento tettonico (PERTUSATI *et alii*, 1977). Pieghe ettometriche e decametriche legate a questa fase sono comunque localmente presenti, come quelle segnalate da DEL TREDICI (1996) nella zona di Pulica. Cerniere isolate di pieghe isoclinali sono talvolta osservabili nella formazione della Scaglia Toscana. Il metamorfismo è di grado molto basso tra l'anchizona e i primi stadi dell'epizona (CERRINA FERONI *et alii*, 1983)

2.4. - FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO

In tutte le aree di affioramento l'Unità tettonica di Canetolo è caratterizzata da una diffusa foliazione irregolare e discontinua, generalmente a basso angolo rispetto alla stratificazione, sviluppata specialmente nelle litologie pelitico-siltitiche in condizioni di basso grado metamorfico. Comuni sono pieghe da chiuse a isoclinali di dimensioni da metriche e decimetriche e direzioni assiali molto variabili. Secondo DEL TREDICI & ROBBIANO (1997a) attualmente i contatti tra le Arenarie di Ponte Bratica e la formazione delle Argille e Calcari di Canetolo presenti nella parte occidentale del Foglio sono sovrascorrimenti con senso di trasporto “top-NE” e la

strutturazione interna dell'Unità tettonica di Canetolo in questa area è di età post-Oligocene superiore, cioè attribuibile alla fase D1. La presenza di deformazioni di età pre-Eocene medio nella formazione delle Argille e Calcari di Canetolo non può comunque essere esclusa.

3. - FASI DI ESUMAZIONE (FASE D2 e FASE D3)

Le modalità di esumazione del Complesso metamorfico apuano sono state oggetto di vari lavori a partire dagli anni novanta e già descritti nel capitolo introduttivo della geologia. I rilevamenti CARG hanno portato un ulteriore significativo contributo a questo tema. Per quanto infatti le analisi strutturali alla scala mesoscopica e microscopica definissero nel Complesso metamorfico apuano tre fasi deformative fino dagli anni settanta (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975b, 1977), le successive ricostruzioni delle modalità di esumazione anche secondo il modello dei *core complex* prevedevano un'evoluzione relativamente semplice caratterizzata da un collasso post-orogenico della crosta ispessita secondo modelli di taglio puro (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) o di taglio semplice (JOLIVET *et alii*, 1998). Il rilevamento del Foglio ha mostrato un quadro più complesso in cui l'esumazione avviene secondo due fasi successive: fase D2 e fase D3.

La fase D2 è testimoniata sia nel Complesso metamorfico che nella Falda Toscana da zone di taglio dirette a basso angolo "top-SW" associate a pieghe rovesciate chilometriche con la medesima direzione di trasporto tettonico (vergenza) (fig. 53). Sembra probabile che l'accoppiamento delle successioni metamorfiche con quelle non metamorfiche si sia realizzato durante questa fase attraverso un importante *detachment* diretto che ha giustapposto le unità alto crostali direttamente con le unità medio crostali con una interposizione di uno spessore di rocce deformate per flusso cataclastico, costituite da elementi carbonatici provenienti dalla successione metamorfica e non metamorfica, che costituiscono i Calcari cavernosi s.l., probabilmente derivati dall'alternanza originaria di evaporiti e dolomie triassiche (TREVISAN, 1955).

La fase D3 sviluppa sia nel complesso metamorfico che nelle unità sovrastanti zone di taglio a basso angolo e faglie ad alto angolo sia ancora "top-SW" sia "top-NE" secondo il classico schema di CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). Queste zone di taglio e faglie a basso angolo dirette sono associate a complicati sistemi di trasferimento sia destri che sinistri che complessivamente determinano l'immersione assiale verso NE del complesso metamorfico nelle Apuane settentrionali e verso SO nelle Alpi Apuane meridionali.

Durante queste fasi cristallizzano fengite e clorite. Cianite e cloritoide sono post-tettonici rispetto alla fase D1 e sintettonici con l'inizio della fase D2 (BOCCALETTI & GOSSO, 1980; DI PISA *et alii*, 1985) e suggeriscono un picco termico posteriore

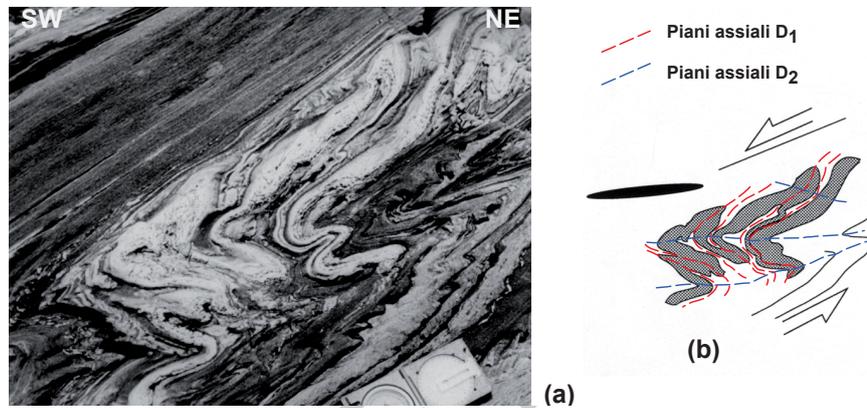


Fig. 53 - Interferenza tra pieghe D1 e D2 nel versante sud-occidentale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane. Metacalcari ad Entrochi, versante meridionale del M. Contrario.

alla fase D1 e contemporaneo all'inizio della fase D2. L'evento deformativo D2, come già detto, ha carattere polifasico e mostra caratteristiche geometriche differenti in varie aree dell'Unità tettonica "Autoctono" *Auctt.* Molto probabilmente anche dal punto di vista cronologico questa fase deformativa si sviluppa in tempi diversi in aree differenti.

3.1. - LE STRUTTURE PRINCIPALI DELLA FASE D2

Le strutture plicative D2 hanno dimensioni chilometriche e il rilevamento di questo Foglio ha dimostrato che si sviluppano per lunghezze anche di alcune decine di chilometri. Seguire l'andamento della traccia del piano assiale di queste strutture è però estremamente complesso in quanto deformate e rigettate in modo complesso dalle zone di taglio dirette e trascorrenti della fase D3.

La struttura D2 più studiata è senz'altro quella di Arni (LOTTI, 1881; ZACCA-GNA, 1898b, 1932; CARMIGNANI & GIGLIA, 1979, 1983; MOLLI & VASELLI, 2006, fig. 54). In questa area le strutture principali della fase D1 sono costituite da due sinclinali isoclinali principali a nucleo di Pseudomacigno: la Sinclinale di Arni e la Sinclinale del M. Fiocca, separate dall'Anticlinale a nucleo di Marmi delle Apuane di Passo Sella. Esse sono ripiegate durante la fase D2 da una sinforme ed una antiforme chilometriche (Sinforme ed Antifforme di Arni, fig. 54) che viste da sud realizza il classico profilo a "S" che si ritrova in tutte le pieghe D2. Per quanto riguarda la struttura di Arni essa si segue dalla zona di San Viviano (vicino all'abitato di Vagli) fino alla zona di Arni - M. Fiocca; in questo primo tratto la linea di cerniera ha una direzione circa N-S e una debole immersione verso nord. A

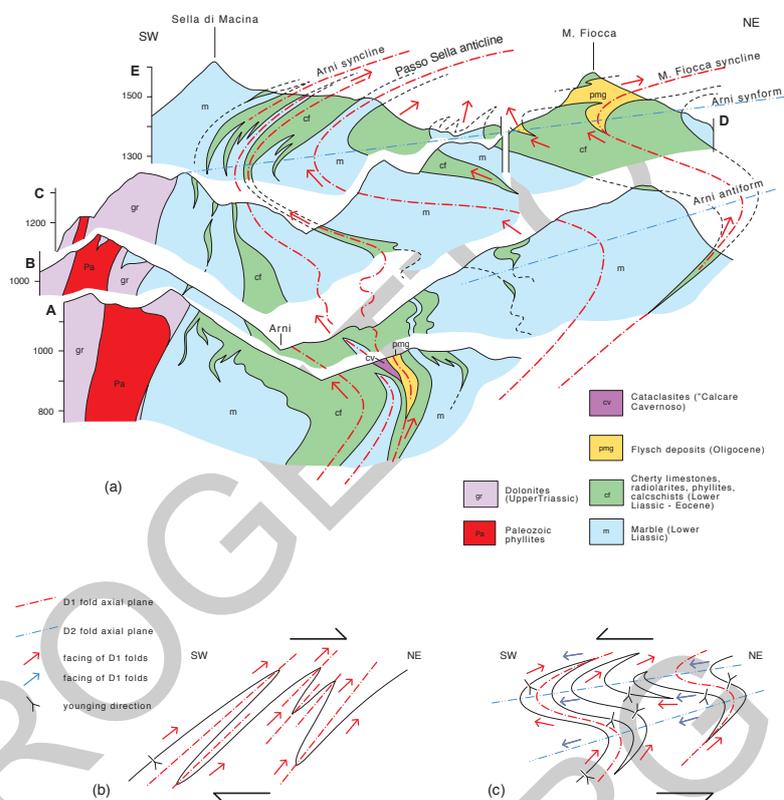


Fig. 54 - (a) Sezioni geologiche attraverso la struttura di interferenza della valle di Arni. (b) Schema della struttura alla fine della fase D1. (c) Schema della struttura alla fine della fase D2. Per la traccia delle sezioni vedi fig. 56.

partire dall'altezza di Arni la direzione della struttura cambia gradualmente fino a disporsi NO-SE con leggera immersione verso SE realizzando quella che è nota in letteratura come "virgazione di Arni" (GIGLIA, 1967). La traccia del piano assiale della sinforme di Arni passa presso la cima del M. Fiocca e corre con direzione circa E-O lungo tutta la cresta del M. Sumbra. La traccia della superficie assiale della sottostante Antiforme di Arni corre poco ad ovest e a sud della precedente e si può seguire fino alla zona del Campaccio. Il fianco rovesciato che affiora sul versante orientale della valle di Arni ha una larghezza misurata ortogonalmente all'asse di circa 1 km. Nota la vergenza della fase D1 la geometria di questa struttura come di tutte le strutture plicative di seconda fase in tutto il Foglio indica una direzione di

trasporto variabile da E verso O, a NNE verso SSO. Queste variazioni di direzione suggeriscono un meccanismo di dispersione degli assi delle pieghe sul proprio piano assiale come avviene in modo più esasperato per le pieghe a guaina della fase D1 (MOLLI & VASELLI, 2006).

Più a est della struttura di Arni nell'angolo sudorientale del Foglio si sviluppa una struttura con il tipico profilo a "S" già visto per la struttura di Arni ma con piani assiali mediamente immergenti verso O o NO. Si tratta della Sinforme del M. Corchia sormontata dall'Antiforme della Crepata. Il nucleo dell'Antiforme della Crepata è costituito dal nucleo paleozoico dell'anticlinale di prima fase della Tambura che affiora estesamente tra Mosceta e il paese di Cardoso. Il nucleo della sottostante sinforme del M. Corchia è costituito dalle formazioni paleozoiche che affiorano a nord del Monte di Stazzema, riferibile al nucleo paleozoico dell'Anticlinale di Vinca. È interessante sottolineare come questa struttura D2 ripieghi entrambe le principali anticlinali D1 del Complesso metamorfico. Il piano assiale si segue agevolmente dal M. Stazzema fino al versante settentrionale di M. Corchia dove è rigettato da una serie di faglie dirette sinistre e destre, per proseguire sul versante in destra orografica del Canale delle Verghe fino al versante meridionale del M. Grotti. Nel Foglio lo sviluppo complessivo di questa struttura è di oltre dieci chilometri.

A ovest della struttura di Arni si sviluppa una terza piega della fase D2 che dal M. Rasori arriva fino all'altezza del M. Cervaiolo. Anche in questo caso la struttura è assai complicata da zona di taglio dirette della fase D3 sia immergenti verso SO che a NE, comunque il suo fianco rovesciato è bene espresso in destra idrografica del torrente di Renara tra il M. Girello e Casania.

Nell'Unità tettonica della Falda Toscana sono ben note due strutture con il solito profilo, ordine di grandezza e senso di rovesciamento di quelle appena descritte nel metamorfico e che chiaramente ripiegano la scistosità S1. Si tratta dei noti affioramenti di rocce mesozoiche di Castelpoggio e Tenerano (ZACCAGNA, 1932; VALDUGA, 1957; DECANDIA *et alii*, 1968; CARMIGNANI *et alii*, 1991; DEL TREDICI *et alii*, 1997; CAROSI *et alii*, 2002b, fig. 55). Le due pieghe come già prospettato da DECANDIA *et alii* (1968) derivano da un'unica struttura D2 separate da una faglia D3 con una componente di rigetto destra di almeno 5 chilometri.

A nord-ovest e a sud-est del Foglio sono note pieghe D2 di dimensioni ancora maggiori (piega di La Spezia: Foglio 248 - La Spezia, e piega di Pescaglia: Foglio 261 - Lucca).

3.2. - LE STRUTTURE PRINCIPALI DELLA FASE D3

Prima degli attuali rilevamenti CARG la fase D3 del complesso metamorfico è stata rilevata a livello di micro- e meso-strutture ma ignorata o decisamente sottovalutata a livello di grandi strutture cartografabili. È emerso invece che essa origina

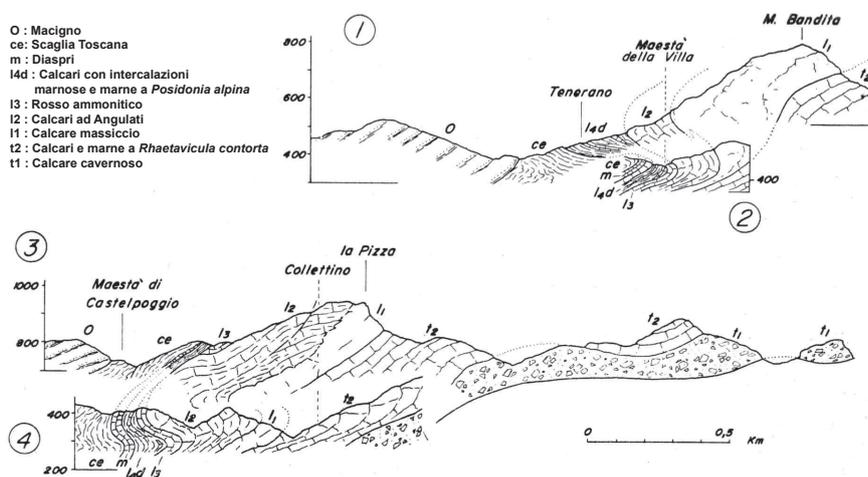


Fig. 55 - Sezioni geologiche attraverso la zone di Tenerano (sezioni 1 e 2) e Castelpoggio (sezioni 3 e 4), da DECANDIA et alii (1968).

importanti strutture sia nel Complesso metamorfico che nella Falda Toscana. Questa fase sviluppa zone di taglio dirette e faglie dirette a basso ed alto angolo. Queste strutture estensionali immergono verso NO e verso SO rispettivamente sui versanti nord-orientale e sud-occidentale del nucleo metamorfico. Queste strutture distensive con direzione variabile tra N-S e NO-SE passano a direzioni variabili tra NO-SE e NE-SO, attivando meccanismi di trasferimento sia destri che sinistri sempre con forte componente diretta, che controllano l'immersione assiale sia verso NO che verso SE del nucleo metamorfico. Alla fine la caratteristica forma ellissoidica del nucleo metamorfico già notata fin dai primi lavori di geologia apuana ("ellissoide apuano", SAVI, 1863) è determinata proprio dalle geometrie delle strutture della fase D3. Le strutture trascorrenti spesso tagliano ad alto angolo le pieghe della fase D2 in modo tale da rendere possibile ricostruire l'andamento delle tracce dei piani assiali di queste pieghe attraverso tutto il Complesso metamorfico solo dopo che sono state riconosciute e restaurate le faglie trascorrenti di trasferimento della fase D3.

Il limite nord-orientale tra Complesso metamorfico e la Falda Toscana è costituita da un sistema di faglie a basso angolo immergenti verso NE che a partire dal paese di Gorfigliano si dirige verso NO e verso O e che passa da Equi Terme fino ad arrivare all'abitato di Monzone. Questo cambio di direzione è stato interpretato come la transizione tra una faglia diretta inclinata verso nord-est ad una faglia di trasferimento destra inclinata verso nord (BONCIO *et alii*, 2000; DI NACCIO *et alii*, 2013). Il sistema di trasferimento prosegue verso SO tagliando la struttura

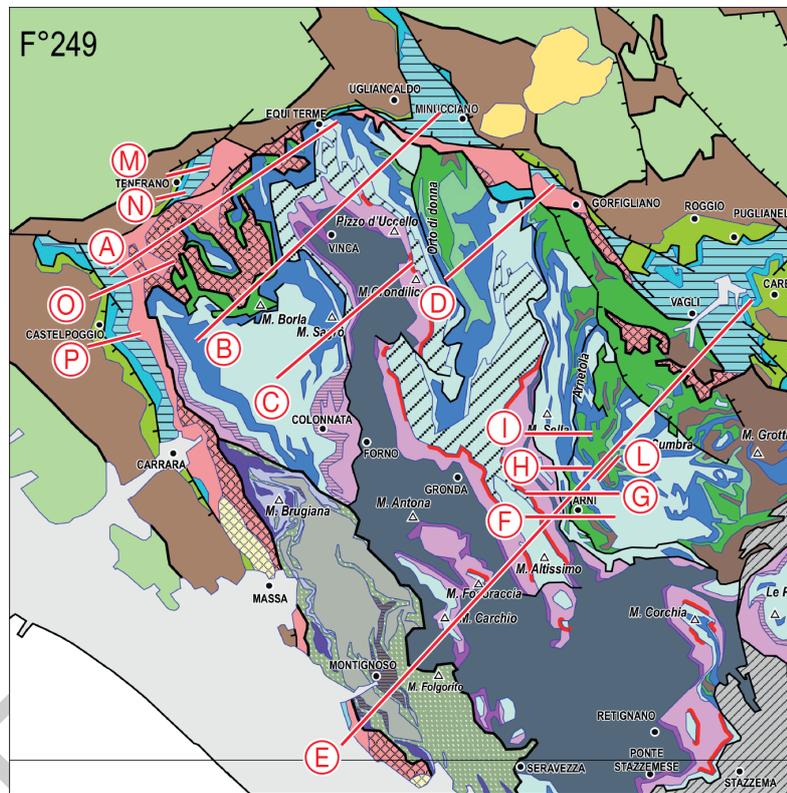


Fig. 56 - Tracce delle sezioni geologiche riportate in queste Note Illustrative. A-D: tracce delle sezioni in fig. 49; E: traccia della sezione in fig. 50; F-L: tracce delle sezioni in fig. 54; M-P: tracce delle sezioni in fig. 55. Per la legenda dello schema tettonico vedi fig. 17.

D2 di Tenerano e di Castelpoggio. La zona di trasferimento citata è una delle zone sismicamente più attive della Toscana (SOLARINO *et alii*, 2002, *cum biblio*). Il tracciato attivo è secondo la maggior parte degli autori connesso verso O con le faglie dirette sempre inclinate verso NO che fuori dal Foglio bordano il versante destro del Fiume Serchio (DI NACCIO *et alii*, 2013).

A sud di M. La Torre il sistema immergente a NO che mette a contatto la serie metamorfica con quella non metamorfica prosegue verso SO in una zona di trasferimento sinistra seguendo il corso della Turrice Secca lungo un'ampia fascia di cataclasti di Marmi Dolomitici e Grezzoni. All'altezza di Pizzorno questa zona di taglio si divide in due: il ramo settentrionale segue il nucleo con elementi di rocce paleozoiche dell'anticlinale di M. Tambura lungo il Canale delle Fredde, quindi

passa a sud del crinale di M. Freddone separando i Marmi delle Apuane della cresta di questo monte dal paleozoico della Valle del Giardino. Il ramo meridionale segue la valle del Canale delle Verghe fino a Mosceta tagliando la cerniera di seconda fase della sinforme del M. Corchia. Prosegue fino a Fociomboli quindi con direzione NE-SO e scende nella valle di Levigliani tagliando entrambi i fianchi della sinforme del M. Corchia. Altre zone di taglio minori "top-NE" seguono il crinale del M. Gallone e passano nella valle della Turrite Secca tagliando alla base il M. Sumbra. Un'ultima zona di taglio sempre con il medesimo senso di trasporto da poco a sud del M. Rasori arriva a nord di M. Altissimo.

Un altro sistema della fase D3 comprende almeno due importanti zone di taglio "top-E" di alcune centinaia di metri di spessore, la prima inizia all'altezza di Gorfigliano e prosegue con direzione N-S seguendo l'anticlinale del M. Tambura e soprattutto i marmi del suo fianco rovesciato fino all'altezza dell'alta valle di Arni; qui passa a trasferimento destro con direzione NO-SE e taglia nettamente il fianco rovesciato dell'anticlinale del M. Tambura, infine più a sud-ovest taglia completamente la sinforme del M. Corchia e prosegue con la stessa direzione nella zona della Pania della Croce. Le fasce di taglio più occidentali di questa zona tagliano completamente la sinclinale di Orto di Donna - M. Altissimo dal fianco dritto al fianco rovesciato. Questo fascio di trascorrenti destre sono più recenti delle faglie di trasferimento sinistre legate alle faglie dirette "top-NE" del versante del nucleo metamorfico.

La seconda zona di taglio ad andamento nord-sud segue la seconda zona di taglio "top-W" e segue il nucleo filladico dell'anticlinale di Vinca e il contatto Grezzoni-Marmi delle Apuane del suo fianco dritto. Più a sud-ovest le faglie dirette a basso ed alto angolo del versante sud occidentale del nucleo metamorfico cambiano direzione: da N-S passano a NO-SE; la più nord-occidentale è il contatto di base dell'Unità di Massa costituito da una stretta fascia di taglio a basso angolo che taglia obliquamente, dal fianco rovesciato a quello dritto, tutta la sinclinale di Carrara. Più a sud-ovest sono presenti una serie di faglie ad alto angolo, le principali sono quelle che separano il complesso metamorfico dalla Falda Toscana, la Scaglia dalla successione carbonatica della Falda Toscana (nota in letteratura come "Faglia della Foce") ed infine le Unità Liguri dal Macigno.

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - RISORSE MINERARIE

Le più importanti mineralizzazioni delle Alpi Apuane si concentrano nella parte meridionale dell'area di affioramento delle unità metamorfiche e la quasi totalità ricadono nell'area del sottostante Foglio 260 - Viareggio. Le mineralizzazioni presenti nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara raramente hanno avuto importanza industriale. Nessuna attività mineraria è oggi attiva, sono ancora parzialmente accessibili alcuni tratti di gallerie minerarie. Fino dal secolo XIX sono stati realizzati studi sulle varietà dei minerali dei giacimenti apuani, ma è solo a partire dagli anni settanta del secolo scorso che si hanno i primi tentativi di correlazione fra l'evoluzione tettonica del gruppo montuoso e la minerogenesi (CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1976, 1978a; CIARAPICA *et alii*, 1985). Come discusso in precedenza, gli studi geologico-strutturali compiuti negli ultimi decenni nell'area apuana hanno permesso di stabilire un'evoluzione polifasica complessa delle unità metamorfiche, con sviluppo di contatti tettonici sin-metamorfici di tipo duttile durante le deformazioni sia compressive che estensionali. Più in particolare, è stato verificato che i giacimenti apuani sono localizzati lungo contatti tettonici di tipo duttile che hanno determinato corpi minerari frammentati e di scarsa continuità, che ha sempre compromesso il valore economico dei giacimenti apuani.

Di seguito vengono descritti i principali giacimenti compresi nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara che sono stati oggetto di coltivazione in passato: le miniere del Frigido, della Tambura, di Scortico, di Levigliani, di Buca della Vena e altri giacimenti minori.

1.1. - MINIERE DEL FRIGIDO

Sul fondovalle del Fiume Frigido in località Capannelle, presso Massa, è noto un filone a siderite e calcopirite, coltivato con gallerie su entrambe le sponde del fiume alle quote comprese tra 50 e 120 metri. L'origine delle miniere può essere fatta risalire al XIV sec., ma è solo a partire dal XVIII sec. che si hanno documentazioni più attendibili (CAILLOUX, 1857). Ricerche discontinue e frammentarie avvennero tra il 1875 e il 1900 ad opera di società private e dal 1919 al 1942 l'attività fu ripresa dalla società "Anonima delle Miniere dell'Argentiera" e dalla società "Anonima Massa" per l'Industria Mineraria.

La mineralizzazione non appare interessata da deformazioni ed è impostata lungo una faglia diretta ad alto angolo di direzione appenninica appartenente al sistema che delimita a sudovest il massiccio apuano. Si tratta di un filone di grande regolarità, incassato nel Basamento ercinico dell'Unità di Massa, spesso circa 0,5 metri, con direzione NO-SE e forte immersione verso SO. Il riempimento del filone è costituito quasi esclusivamente da siderite grossolanamente spatica in cui si notano ad occhio nudo "mosche" di calcopirite. Al microscopio, associati alla calcopirite, si riconoscono pirrotina, pirite, blenda, galena, tetraedrite (nota come "frigidite" da MANASSE, 1906) e un solfoantimonio di piombo, oltre a marcasite secondaria e ad altri minerali di alterazione. Rispetto agli altri filoni apuani questo è caratterizzato da una giacitura e spessore regolare, che fa supporre una messa in posto relativamente tardiva.

Analisi chimiche realizzate da MONETTI (1922a) hanno dato una resa media in rame del 7-15 % e un tenore in ferro variabile dal 30 al 44 %. Piccole quantità di minerale di galena, debolmente argentifera, furono estratte in piccole masse incluse nella calcopirite. Il minerale di rame risultava separabile dalla ganga di siderite con difficoltà, nonostante prove di separazione anche magnetica. Il minerale fu riscontrato inoltre in diminuzione con la profondità e nel 1942 fu cessata ogni attività esplorativa. CAPUZZI & CARRIERO (1974) hanno in seguito nuovamente analizzato il giacimento escludendo future possibilità di riattivazione.

Per ulteriori informazioni su questa miniera si rimanda ai lavori pubblicati da D'ACHIARDI (1879), MANASSE (1906), MONETTI (1922b), PEROTTO (1970), ANGELILLIS (1973), GREGORIO *et alii* (1979), KUTUFÀ & RUGGIERI (1979), BARBUCCI (1989), CARROZZINI *et alii* (1991, 1993) e DUCHI *et alii* (1994).

1.2. - MINIERE DELLA TAMBURA

Comprendono tre diverse mineralizzazioni coltivate a sud del M. Tambura non lontano dal passo omonimo.

Una mineralizzazione a galena argentifera e sfalerite è costituita da sottili filoncelli incassati nelle Filladi Inferiori, milonitiche, del nucleo dell'anticlinale

della Tambura. Nel corso del XIX secolo alcune ricerche furono indirizzate su questa mineralizzazione poco a est del Passo della Tambura (Buca dei Gracchi). Vecchie carte minerarie riportano mineralizzazioni a piombo e zinco per parecchi chilometri più a sud, sempre lungo lo stesso nucleo filladico.

Una mineralizzazione a ossidi di ferro interessa il contatto tra i Grezzoni e le Filladi Inferiori poco sotto al Passo della Tambura in località Casone. Il banco ha una potenza massima di 3,5 m, con un tenore in ferro del 52-58% e fu sfruttato in modo saltuario fin dal XVII secolo. Una coltivazione più sistematica in sotterraneo fu effettuata tra il 1920 e il 1928.

Infine in prossimità del Passo della Tambura in località Macchione, sul versante massese, nel periodo compreso tra il 1938 e il 1941 fu tentata la coltivazione dei livelli di ematite presente tra la formazione dei Grezzoni e le Breccie di Seravezza.

Le Miniere della Tambura sono descritte da TRABUCCO (1917), MONETTI & STELLA (1921), CORI (1926a,b), PELLOUX (1928-29, 1936), ZACCAGNA (1932), VANNINI (1938) e da RODOLICO (1940). Recenti studi storici sono stati realizzati con rilievi di dettaglio delle gallerie da BERTUCCELLI & GIACOMELLI (2002).

1.3. - MINIERA DI SCORTICO

La mineralizzazione ad ossidi, silicati e carbonati di manganese di Scortico-Ravazzone si trova nella finestra tettonica del Canale d'Arpa, a nord di Carrara, nella zona più settentrionale del massiccio apuano. Il giacimento è stato coltivato dal 1938 al 1943 dalla FIAT sez. Ferriere Piemontesi. La mineralizzazione si presenta come un filone-strato incassata nelle Metaradiolariti, con spessore di circa 2 metri, immersione verso sud est di 25°, e presenta una lunghezza in affioramento di circa 200 metri (MANCINI, 1997, 2000). I minerali presenti sono rodonite e rodocrosite e altri silicati manganesiferi tra cui: piroxmangite, tefroite, spessartina, Mn-cummingtonite, kutnohorite e ossidi di manganese derivati dall'alterazione dei carbonati. Una descrizione petrografico-mineralogica della mineralizzazione è fornita da DI SABATINO (1967).

1.4. - MINIERE DI LEVIGLIANI

Le miniere di Levigliani sono ubicate in località Riseccoli, presso l'omonimo paese, sulla sinistra orografica del Canale delle Volte dove questo cambia nome divenendo il Canale del Bosco. Queste miniere sono citate in documenti e atti del Comune di Pisa fin dal XII secolo. Hanno avuto una attività discontinua e poco redditizia fino al 1967, a causa della scarsa mineralizzazione presente in "venette" e "mosche" di cinabro disperse in filoni di quarzo, con tenori inferiori allo 0,2-0,3% di Hg alla flottazione. La miniera era nota per la relativa abbondanza di mercurio nativo e per la "leviglianite" (MANASSE, 1921), una varietà zincifera

di metacinabro (DINI, 1995), oltre alla grumiplucite, un solfosale di mercurio e bismuto descritto da ORLANDI *et alii* (1998). I lavori minerari, tutti ubicati sulla riva sinistra del Canale delle Volte in rocce appartenenti alla formazione delle Quarziti e Filladi Superiori, sono costituiti da brevi gallerie e discenderie in direzione o in traversobanco (ZACCAGNA, 1932; VIGHI, 1956). Per ulteriori informazioni si rimanda ai vari lavori a carattere giacimentologico e mineralogico che riguardano questa miniera (SIMI, 1855; D'ACHIARDI, 1876; GALLERINI & GALLERINI, 1975; DINI, 1992, 1995; DINI *et alii*, 1995; ORLANDI *et alii*, 1998; DINI *et alii*, 2001; BATONI & CECCANTINI, 2004; DINI & BIAGIONI, 2010).

1.5. - MINIERA DI BUCA DELLA VENA

Il giacimento affiora sulle pendici settentrionali del M. di Stazzema, a SO del paese di Cardoso, ed è costituito da due distinti livelli mineralizzati ad ematite-magnetite, barite e pirite, che affiorano sul versante a quote poco diverse. Si tratta di un giacimento storicamente sfruttato in modo sistematico a partire dal XVII secolo per l'uso di minerale di ferro di buona qualità per le ferriere locali del Capitanato di Pietrasanta. Nel 1848-1850 riprendono ricerche discontinue sui filoni ad ossidi di ferro che solo dal 1938-1942 vennero seriamente sfruttati da società private (PAOLICCHI, 1998). Nel secondo dopoguerra a partire dal 1957-1959 la società SIMA del gruppo EDEM S.p.A. di Roma riprese le coltivazioni per l'utilizzo della barite nelle perforazioni petrolifere e nell'industria degli isolanti delle centrali nucleari, con uno sfruttamento dei solfuri e ossidi di ferro per l'industria siderurgica. La produzione rimase costante con una buona qualità complessiva dei minerali. L'attività mineraria è proseguita fino al 1990 con il riassorbimento della società SIMA e il successivo fallimento della EDEM, con il trasferimento della concessione mineraria al Comune di Pietrasanta nel 2003. I lavori minerari coltivavano una mineralizzazione a corpo "stratoide" con direzione NNE-SSO e immergente a SE impostata tra le Filladi Inferiori, tormalinizzate, e la copertura carbonatica (Grezzoni, Breccie di Seravezza e Marmi) in una complessa struttura isoclinale di prima fase (CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1976; PIERUCCIONI *et alii*, 2018).

Buca della Vena è località tipo per 11 nuovi minerali, tra cui il primo ossi-cloro solfosale di piombo e antimonio (ORLANDI *et alii*, 1999, 2001), rari minerali di uranio (ORLANDI *et alii*, 1997; BIAGIONI *et alii*, 2014) e gli ossi-solfuri Apuanite e Versiliaite (MELLINI *et alii*, 1979). Numerosi sono i lavori a carattere giacimentologico e mineralogico che riguardano questa miniera, a cui si rimanda per maggiori informazioni anche sulle numerose specie mineralogiche ivi rinvenute (PANICHI, 1911; CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1976; MELLINI *et alii*, 1979, 1983; MERLINO & ORLANDI, 1983; BENVENUTI *et alii*, 1986; MELLINI *et alii*, 1986; ORLANDI & CHECCHI, 1986a,b; DUCHI *et alii*, 1993; DINI & ORLANDI, 1995; ORLANDI *et alii*, 1997, 1999; ORLANDI, 2003; ORLANDI *et alii*, 2004, 2005; ORLANDI &

PASERO, 2006; ORLANDI *et alii*, 2007; BIAGIONI & ORLANDI, 2009; ORLANDI *et alii*, 2010; BIAGIONI *et alii*, 2013, 2014; D'ORAZIO *et alii*, 2017; GEORGE *et alii*, 2018).

1.6. - GIACIMENTI MINERARI MINORI

Nell'area del Foglio sono presenti molti altri siti oggetto di modeste ricerche minerarie e che non hanno mai dato luogo a coltivazioni vere e proprie.

Nella zona di Arni, Colle Panestra, Vagli e Gorfigliano sono state praticate brevi gallerie in varie località per ricerche di rame già note a TARGIONI TOZZETTI (1773) e a D'ACHIARDI (1873). La mineralizzazione, incassata nella formazione degli Scisti Sericitici, è rappresentata da vene di quarzo nelle quali sono presenti modeste quantità di calcopirite, bornite e le fasi di alterazione secondaria. Le mineralizzazioni più importanti a calcopirite, si trovano nella zona di Vagli (Arnetola, Nocchia, Bascugliani e sul versante sinistro del Rio del Cuore) ove sono presenti filoncelli con ganga quarzosa, e ad Arni (Faniello, Orioli, Fosso del Mantello e Fosso di Nicola) dove invece la ganga è calcitica. Lo spessore di questi filoni non supera i 30-40 cm, con il minerale metallifero nettamente subordinato rispetto alle ganghe. Nella zona di Vagli si trovano inoltre mineralizzazioni di scarsa entità anche di minerali di ferro e alcuni tentativi di ricerca vi furono compiuti negli anni '50 del XX secolo. Sempre a Vagli, nell'area dell'Eremo di San Viviano e nella Valle di Arnetola, all'interno delle Metaradiolariti sono presenti piccole ricerche di manganese. La mineralizzazione costituita da braunite, al massimo spessa qualche centimetro, si presenta concordante con la scistosità principale. Dal sito della Valle di Arnetola provengono gli unici campioni di tinenite delle Alpi Apuane.

Queste piccole ricerche minerarie sono descritte, insieme alla giacimentologia e alla mineralogia, da LOTTI (1888), CORI (1927), NARDI (1961), CARMIGNANI *et alii* (1972), BERTOLINI (1988), MANCINI (1998), ORLANDI *et alii* (2002a), BIAGIONI (2004), PERCHIAZZI & BIAGIONI (2005) e BIAGIONI (2009).

Presso il M. Brugiana, a nord della città di Massa, in località Combratta presso Bergiola Foscalina, furono realizzati dalla prima metà del XX secolo scavi minerari compiuti per lo sfruttamento di piccoli filoni di pirite e ossidi di ferro (ZACCAGNA, 1932; DI GIOVANNI, 1981; BONAZZI *et alii*, 1992). Sempre in quest'area si segnala inoltre il giacimento di minerali di manganese (principalmente braunite) di Artana ubicato sulle pendici occidentali e settentrionali del M. Zuccone, contrafforte posto ad ovest del M. Rocchetta, presso le cave di marmo di Artana. La mineralizzazione è ubicata sul contatto fra la formazione dei Metacalcari con Selce con i Marmi delle Apuane. Il filone ha uno spessore medio di 50 centimetri ma, in qualche punto si presenta con concentrazioni dello spessore di circa un metro. La paragenesi è data da rodocrosite, Mn-dolomite, manganite e braunite (DI GIOVANNI, 1981; BONAZZI *et alii*, 1992; MANCINI, 2000).

Nella zona montuosa del comune di Massa sono segnalate modeste mineralizzazioni ad ematite e magnetite, tra le quali segnaliamo:

- le miniere di Casania nel M. Girello presso il paese di Forno, oggetto di ricerche condotte nel periodo tra il 1935 e il 1943 (MICHELUCCI, 1998; BERTUCCELLI & GIACOMELLI, 2002);
- la miniera del Fondone o della Casa Traversa presso il Canal Fondone, che consiste in un affioramento di circa 1 metro di spessore di ossidi di ferro, in gran parte magnetite granulare, al contatto fra i Grezzoni ed il Basamento ercinico;
- le miniere di ferro di Biforco, a monte del paese di Forno, dove i minerali estratti erano ematite e magnetite.

Nell'Alta Versilia sotto la Pania della Croce, in località La Tana situata sulla sinistra del Canale di Deglio poco a nord-est dell'abitato di Pruno, sono note alcune mineralizzazioni minori a solfuri di Pb e Zn, con paragenesi simili a quelle delle più note Miniere del Bottino, ubicate nel vicino Foglio 260 - Viareggio, e costituite da galena, sfalerite, pirite tetraedrite e un solfosale di Pb e Sb. La mineralizzazione è incassata nella formazione delle Filladi Inferiori con ganga quarzosa (CARMIGNANI *et alii*, 1972). Nelle vicinanze di questo luogo si hanno altri cantieri, posti in località Cupigliaia e La Fania (MANCINI, 1998). Attivi già nel 1545, citati anche da (TARGIONI TOZZETTI, 1773), furono riattivati tra il 1927 e il 1930, seguiti poi da modesti interventi svolti intorno agli anni cinquanta. Altri lavori di ricerca di solfuri di Pb e Zn furono svolti negli alpeggi situati sulle pendici settentrionali del Monte Altissimo e Monte Corchia, ed in particolare nelle località Betigna, Malagine, Pian di Mela, Campanice, Lanzino e Puntato. In quest'area i piccoli lavori di ricerca furono eseguiti già sotto il governo mediceo nel periodo 1542-1545 e proseguiti con scarsi risultati nel corso del settecento (TARGIONI TOZZETTI, 1773; D'ACHIARDI, 1873; JERVIS, 1874).

Nei dintorni del paese di Retignano in località Boscose, sono stati indagati in vari periodi con saggi minerari alcuni filoni a ossidi di ferro (ematite e magnetite) di scarso interesse economico incassati nella formazione delle Filladi Inferiori. Altre modeste ricerche di minerali di ferro (ematite, magnetite, pirite e limonite) furono praticate nella zona degli alpeggi del versante settentrionale del Monte Corchia. In particolare lungo il Canale delle Fredde, sul versante nordorientale del Monte Freddone si trovano due piccoli scavi, prodotti all'interno della formazione dei Grezzoni, già descritti da TARGIONI TOZZETTI (1773), e conosciuti come "Buca della Miniera Bassa" e "Buca della Miniera Alta". Un altro piccolo saggio ad ossidi di ferro è ubicato in Val Terreno, tra l'alpeggio di Puntato e Colle di Favilla, a NE del M. Corchia, aperto nel 1938 dalla società "Apuania" con risultati insoddisfacenti. Lo stesso tipo di deposito è presente in località Teverone lungo il Canale delle Verghe, tra la formazione delle Filladi Inferiori ed i Grezzoni, dove fu aperta la "Cava del Ferro", citata dal colonnello Mill nel '700, e dove fu anche

aperta una piccola fonderia (RAFFAELLI, 1879). Il località Crocicchio presso Ponte dei Merletti, lungo il corso della Turrice Secca, è presente un'altra piccola ricerca mineraria conosciuta come "Buco miniera del Culaccio" realizzata nella formazione dei Grezzoni per la ricerca di pirite e limonite. La mineralizzazione, analoga a quella del Canale delle Fredde presso Puntato, era già nota a TARGIONI TOZZETTI (1773) e SIMI (1855).

1.7. - I MINERALI DEI MARMI

Nei marmi delle Alpi Apuane sono spesso presenti fratture e cavità (geodi) in cui si rinvennero numerose e rare specie mineralogiche. Il colore e l'abito di questi minerali nella matrice bianca del marmo rende questi minerali particolarmente ricercati dai collezionisti.

A partire dal secolo XVI si hanno le prime segnalazioni di calcite spatica (luccica) e quarzo (cristalli di rocca) e alla fine del XIX secolo le specie erano circa una decina (BUSATTI, 1882, 1883; BOMBICCI, 1982; D'ACHIARDI, 1873; VIOLA, 1899; D'ACHIARDI, 1905a, 1897, 1899; ZAMBONINI, 1903; MANASSE, 1904; D'ACHIARDI, 1905b, 1906a,b; ALOISI, 1909; D'ACHIARDI, 1911a,b; PELLOUX, 1919, 1920). Con il passare degli anni le specie riconosciute sono aumentate in modo esponenziale (ORLANDI, 1974a,b; LEONI & ORLANDI, 1975; FRANZINI *et alii*, 1987; ORLANDI & FRANZINI, 1994). Attualmente le specie riconosciute sono oltre un centinaio e alcune sono state qui istituite (carraraite, zaccagnaite, zincalstibite, molëoite, ecc.).

I minerali si sono formati nelle cavità del marmo in condizioni chimico-fisiche che variano da quelle immediatamente successive al picco metamorfico a quelle più recenti quasi ambientali, questo ha portato allo sviluppo in varie aree delle Alpi Apuane di associazioni paragenetiche molto differenti tra loro. Per ulteriori informazioni si rimanda all'ampia bibliografia esistente: BOERIS (1923/24), DEL GROSSO (1924/25), ZACCAGNA (1926), DELL'ANNA & QUAGLIARELLA (1967), BONATTI (1969), BOSCARDIN (1974), DE MICHELE (1974), ORLANDI (1974a,b), LEONI & ORLANDI (1975), ORLANDI & BIANCHI (1976), THEY (1977), DEL TREDICI (1978), BRACCI *et alii* (1978a,b), BRACCI *et alii* (1980), DEL TREDICI (1980), DUCHI *et alii* (1981), ORLANDI *et alii* (1980, 1981), FRANZINI *et alii* (1982a,b), BOSCARDIN *et alii* (1983), GRANAI (1985), BRIZZI (1986), FRANZINI *et alii* (1987), ORLANDI & DEL CHIARO (1989), DINI (1989), DEL CHIARO & LARI (1990), FRANZINI *et alii* (1992) ORLANDI & FRANZINI (1994), OLMI *et alii* (1994), ORLANDI *et alii* (1996), ORLANDI (1997), BELLÈ & SIMONINI (1997), PASSARINO (1998), BOMBARDA *et alii* (1999), ORLANDI (1999, 2000), MERLINO & ORLANDI (2001), ORLANDI & BELLÈ (2002), ORLANDI *et alii* (2002b), ORLANDI (2004), BONACCORSI *et alii* (2007), ORLANDI & CRISCUOLO (2009),

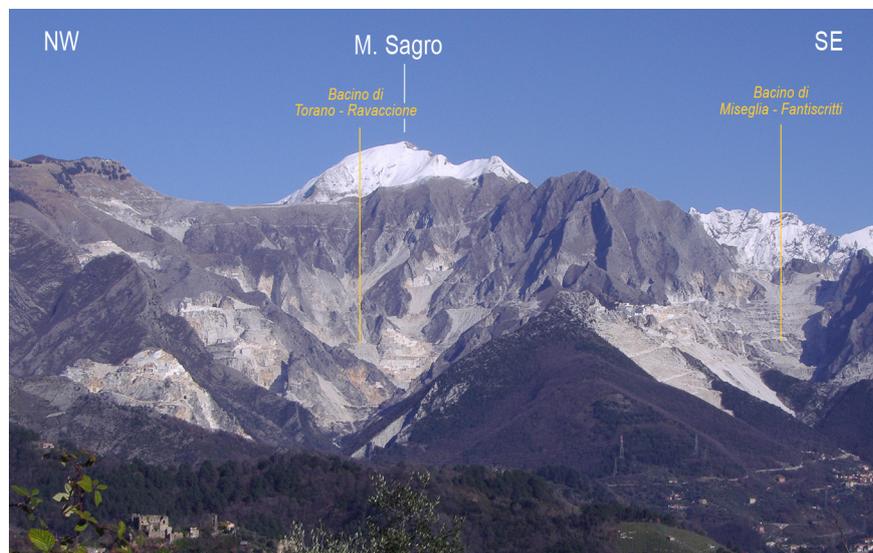


Fig. 57 - Panoramica dell'area estrattiva marmifera di Carrara, Alpi Apuane settentrionali.

BIAGIONI (2009), ORLANDI *et alii* (2010), ORLANDI *et alii* (2014) e MORINO & PASSARINO (2016).

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

L'attività estrattiva di pietre ornamentali ha reso famose le Alpi Apuane nel mondo. Nell'area del Foglio sono presenti cave attive di marmo (fig. 57), di metarenarie, calcescisti e alcune cave inattive di ardesia, di dolomia e calcari per inerti e di marna da cemento.

2.1. - CAVE DI MARMO

I marmi delle Alpi Apuane, utilizzati fin dall'epoca etrusca e romana (DOLCI, 1980, 1985; BORGHINI, 2001; BRUSCHI *et alii*, 2003; CANTISANI *et alii*, 2003), rappresentano certamente i materiali lapidei più conosciuti al mondo, trovando largo impiego in campo edilizio (rivestimenti e pavimentazioni) e artistico (decori e statue). Durante gli oltre duemila anni di storia, l'attività estrattiva nella regione apuana è stata caratterizzata sia da periodi di sfruttamento intensivo della risorsa (Età imperiale, Rinascimento), alternati a momenti di limitata attività e/o ripresa dell'escavazione (periodo Pre-romano/Età repubblicana), sia da fasi di forte rallenta-

mento e/o stasi della coltivazione (Medioevo). Nel Foglio sono presenti i principali bacini marmiferi della regione (bacino marmifero di Carrara, del M. Altissimo, di Arni-Vagli, del M. Corchia, di Orto di Donna, ecc.) dai quali vengono estratti circa 1.200.000 ton/anno di materiale tra blocchi ed informi con produzione di circa 2.400.000 ton/anno di detriti di scarto (MECCHERI *et alii*, 2007c).

Delle oltre 700 cave presenti all'interno del Foglio risultano ad oggi attive 159 cave di cui 108 nel solo bacino marmifero di Carrara (fig. 58), dove viene raggiunta una densità di 8 cave attive/km².

Per ragioni di scala non è stato possibile rappresentare in carta tutte le cave di marmo. Si è cercato di rappresentare tutte le cave attive, solo nell'area di Carrara questo non è stato possibile, e in alcune zone sono state riportate solo le cave attive maggiori. Per un repertorio completo delle cave di marmo si rimanda alla fig. 59.

La maggior parte delle cave sono a cielo aperto e vengono coltivate attraverso un gradone unico o più gradoni. Soprattutto a partire dagli anni novanta però, le moderne tecniche di taglio e le sempre più importanti esigenze ambientali stanno determinando il rapido passaggio in sotterraneo delle coltivazioni.

La vasta gamma di pietre ornamentali estratte nella regione apuana è rappresentata da marmi, metabrecce, calcescisti, metarenarie ed ardesie appartenenti a diverse formazioni delle successioni metamorfiche. Nell'Unità tettonica dell'"Autoctono" *Auctt.* litologie marmoree (marmi, metabrecce mono o poligeniche) caratterizzano, infatti, sia formazioni triassiche (Formazione di Vinca, Breccie di Seravezza, Marmi a Megalodontidi) ma soprattutto formazioni del Lias inferiore (Marmi Dolomitici, Marmi delle Apuane e Marmo Zerbino), mentre marmi impuri, metabrecce poligeniche e calcescisti si trovano in formazioni del Dogger e del Cretacico (Calcescisti, Cipollini, ecc.). Dalla formazione dello Pseudomacigno dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore derivano invece le metareniti e le ardesie. Nell'Unità tettonica di Massa litologie marmoree (marmi impuri e metabrecce) sono costituite unicamente dalla formazione dei Marmi del Monte Brugiana.

Dal punto di vista litologico i marmi apuani possono essere suddivisi in quattro principali tipologie (CARMIGNANI *et alii*, 2002, 2007):

- a) marmi bianchi: marmi da bianchi a bianco-perlacei, in genere massicci e piuttosto uniformi o con venature, lenti o macchie grigio chiare o scure;
- b) marmi venati e grigi: marmi bandati, da bianchi a grigio chiari, con venature più scure molto irregolari e marmi da grigio-chiari a grigio-scuro con o senza venature bianche o grigio-scure;
- c) marmi brecciati: metabrecce, da clasto- a matrice-sostenute, a prevalenti elementi di marmo con matrice colorata dal grigio-verde al rosso-violaceo;
- d) calcescisti: calcescisti e marmi ricchi in clorite di colore da verde a rosso-violaceo con venature verde-scuro e vene di calcite biancastre.

All'interno di queste quattro principali tipologie di marmo vengono tradizional-



Fig. 58 - Cava di marmo della zona Betogli-Calocara, Carrara.

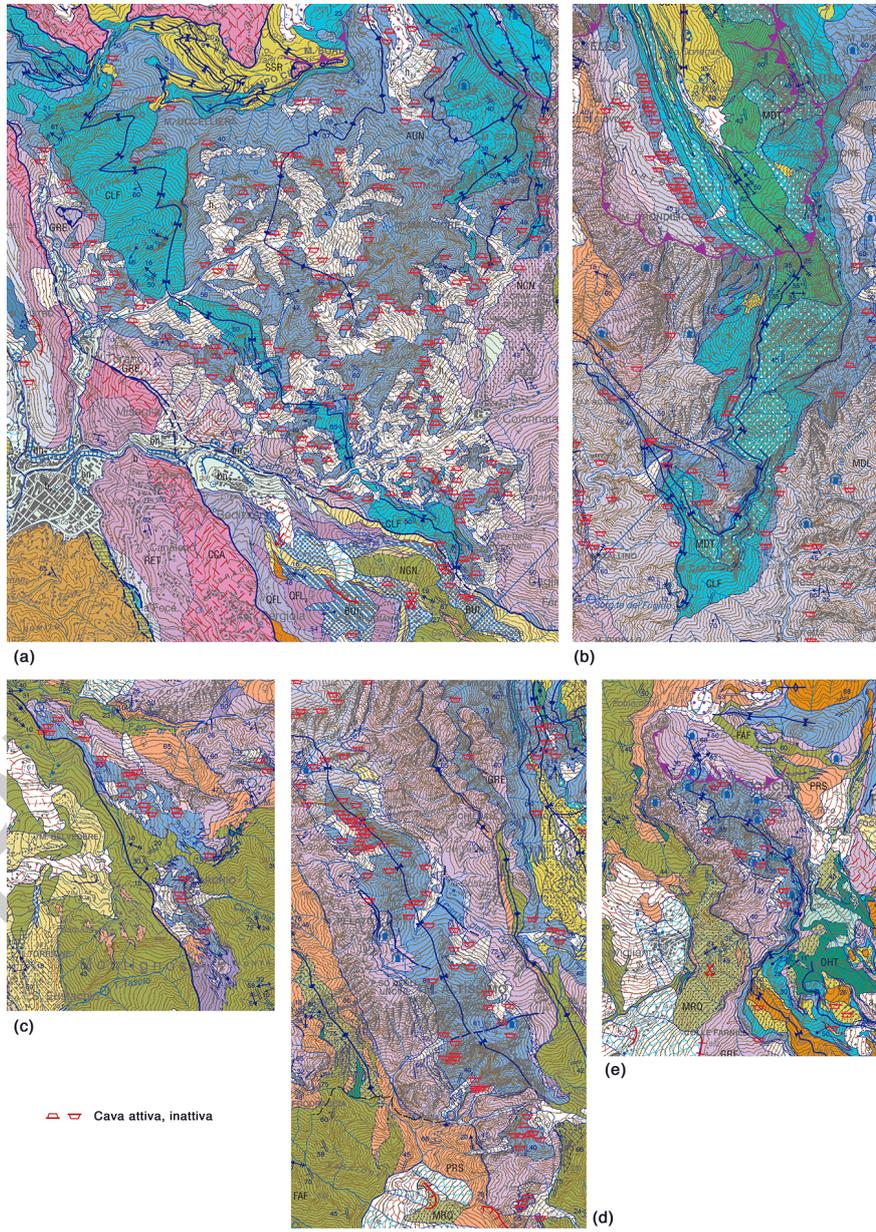


Fig. 59 - Cave di marmo attive e inattive presenti nei bacini estrattivi di: (a) Carrara, (b) Orto di Donna - Fondone - Cerignano, (c) Carchio - Caprara - Madielle, (d) M. Altissimo, (e) M. Corchia. Per la legenda e sigle delle formazioni si veda la Carta geologica.

mente distinte numerose varietà merceologiche, es. Marmo Ordinario, Venato, Statuario, Nuvolato, Bardiglio, Zebrino, Arabescato, Calacatta, Fior di Pesco, Breccia Rossa, Cipollino, ecc. (vedi fig. 60).

Nell'area del Foglio gli affioramenti di marmo oggetto di coltivazione (o potenzialmente coltivabili) raggiungono un'estensione totale di circa 44 km² dei quali il 41% è rappresentato da marmi bianchi, il 36% da marmi venati e/o grigi, il 16% da marmi cipollini, il 7% da marmi brecciati. I marmi bianchi si trovano in quasi tutti i principali bacini marmiferi apuani. In particolare al loro interno la varietà merceologica Ordinario costituisce giacimenti di considerevole spessore e continuità laterale ed è estensivamente coltivato nel bacino marmifero di Carrara (fig. 61). Le varietà Statuario e Bianco (o Bianco P), caratterizzate da affioramenti di modesto spessore e con continuità laterale dell'ordine di poche centinaia di metri, sono invece localizzate, rispettivamente, nei bacini di Carrara, del M. Altissimo, di Forno e del M. Corchia (fig. 62), ed in corrispondenza di una fascia centrale a cavallo dei bacini del M. Altissimo, di Forno, di Orto di Donna e di Gorfigliano. Anche i marmi venati e/o grigi sono diffusi in tutti i principali bacini marmiferi, con la varietà merceologica Venato (o Bianco venato, o Venatino) che si concentra prevalentemente nel settore centro-settentrionale e sud-orientale del Foglio, mentre le varietà Nuvolato e Bardiglio si trovano sia nei bacini marmiferi occidentali che in quelli orientali. La varietà Zebrino, invece, è localizzata in prevalenza nel settore occidentale del bacino di Carrara e nelle aree nord-orientali delle Alpi Apuane.

Tra i marmi brecciati la varietà Arabescato, oltre ad essere la più rappresentata, è anche quella distribuita in modo più omogeneo nei diversi bacini marmiferi. In particolare nei settori centro-orientali e sud-orientali, questo materiale costituisce giacimenti di notevole spessore e con una discreta continuità laterale. I principali "corsi" della varietà Calacatta caratterizzano, invece, il bacino marmifero di Carrara e quello di Arni-Vagli, mentre quelli delle varietà Breccia Rossa e Fantastico risultano confinati quasi esclusivamente nel bacino di Arni-Vagli. Le metabrecce estratte dalla formazione delle Breccie di Seravezza, note commercialmente con vari nomi (es. Breccia Africana o Africano di Stazzema, Breccia Capraia, Breccia Medicea, Breccia Fior di Pesco, Breccia di Stazzema, Breccia Persichina, Breccia Montalto, Breccia Giallo-Viola ed altri ancora), sono state utilizzate in modo intensivo tra il XVI ed il XX secolo. Tale materiale è di grande valore commerciale per impieghi in restauri ed arredamenti. Nell'area del Foglio la coltivazione di queste metabrecce è oggi limitata ad una sola cava in sotterraneo (Cava Capraia) ubicata sul versante nordoccidentale del M. Focoraccia, nel bacino marmifero delle Madielle (MASSA *et alii*, 2013).

Affioramenti di calcescisti e marmi a clorite (es. varietà merceologica Cipollino, Verde Apuano, Verde imperiale) caratterizzano i settori orientali e sudorientali del massiccio apuano, costituendo giacimenti di notevole spessore ed estensione.

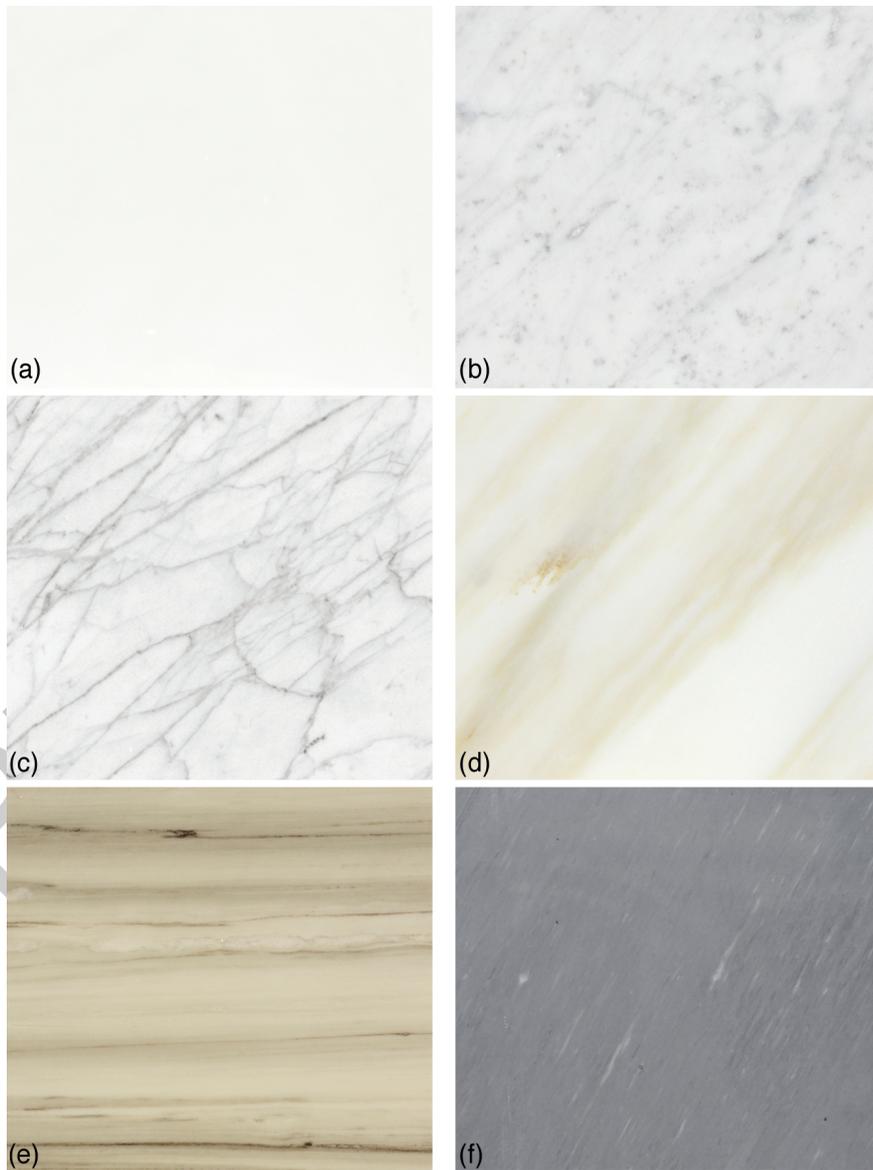


Fig. 60 - Alcune varietà merceologiche dei marmi delle Alpi Apuane, da BLASI & RAGONE (2010). (a) Bianco P. (b) Bianco ordinario. (c) Venato. (d) Calacata. (e) Zebrino. (f) Bardiglio.

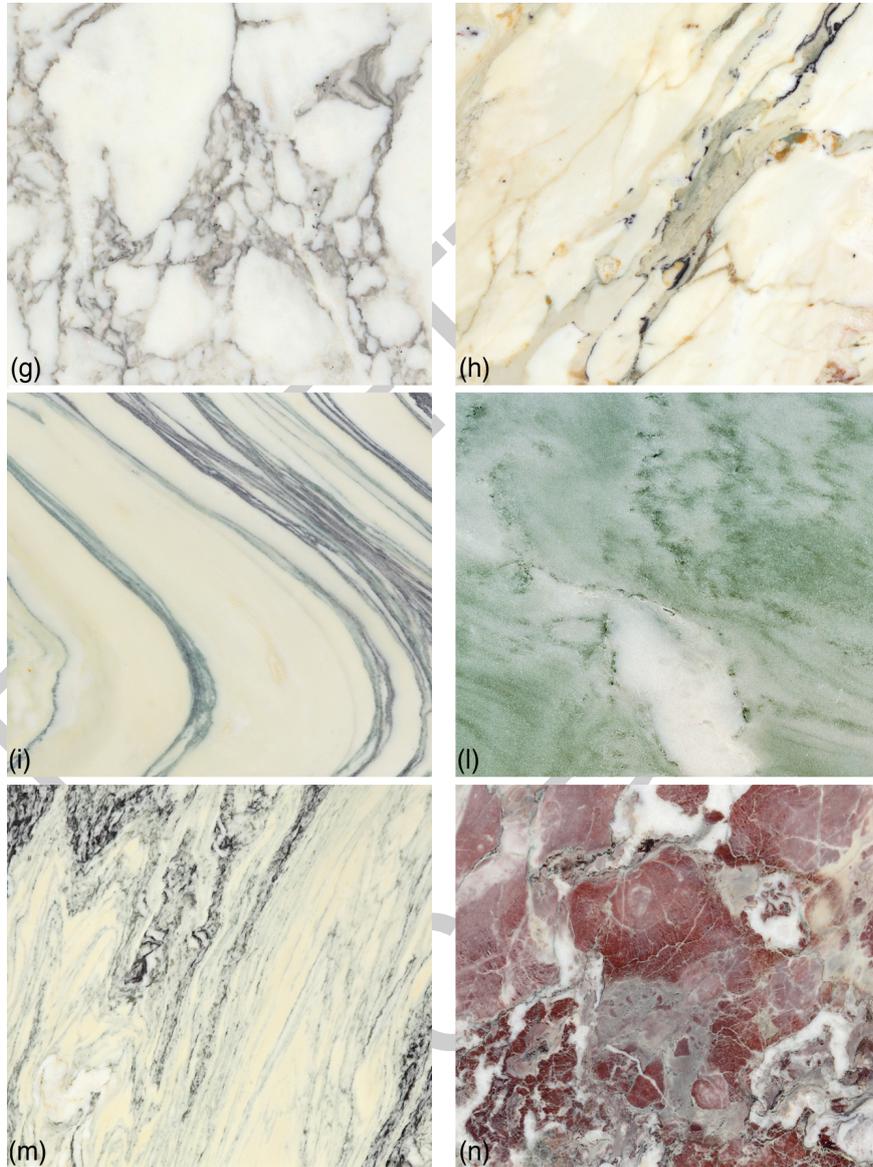


Fig. 60 (continua) - (g) Arabescato. (h) Breccia Capraia. (i) Fantastico. (l) Cipollino. (m) Crema. (n) Fior di Pesco.

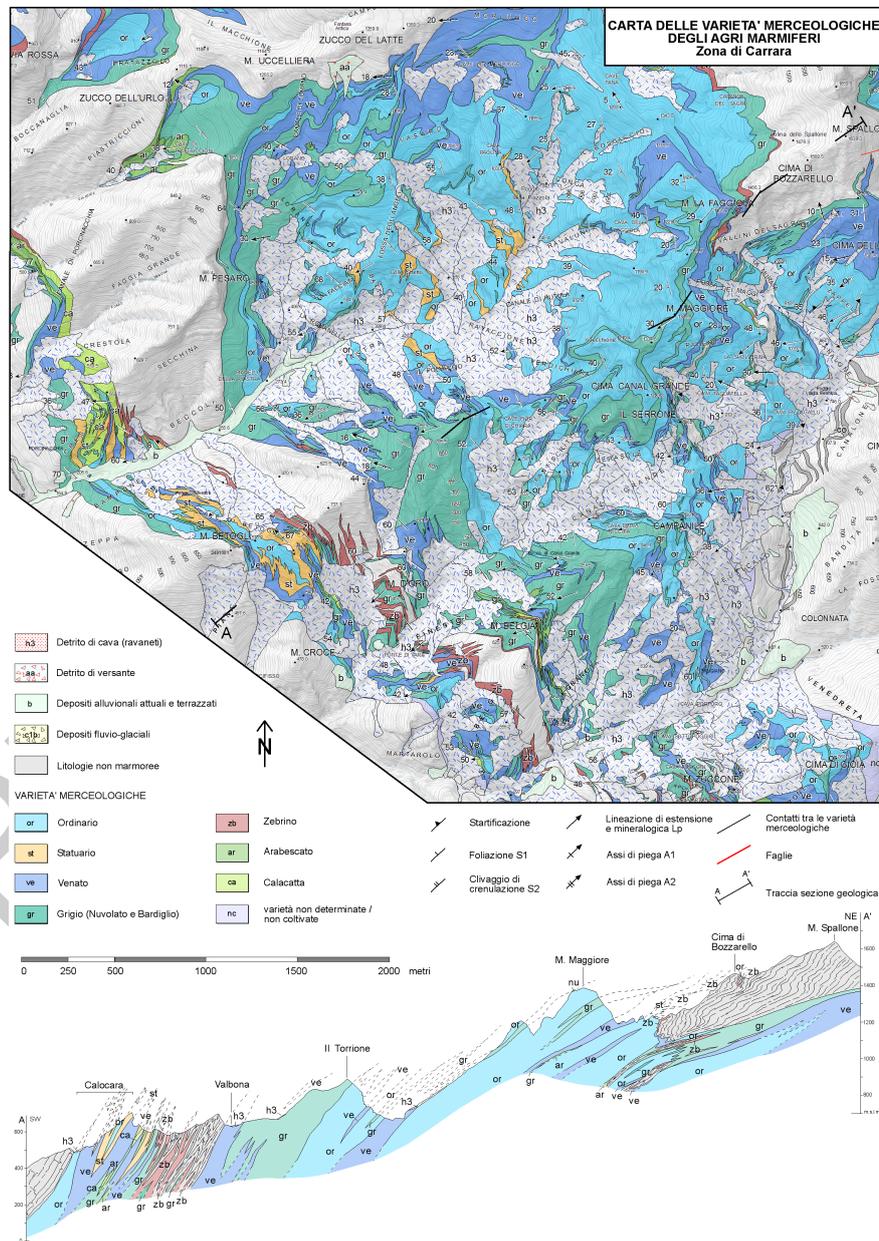


Fig. 61 - Carta delle varietà merceologiche dei marmi della zona di Carrara, da CARMIGNANI et alii (2007).

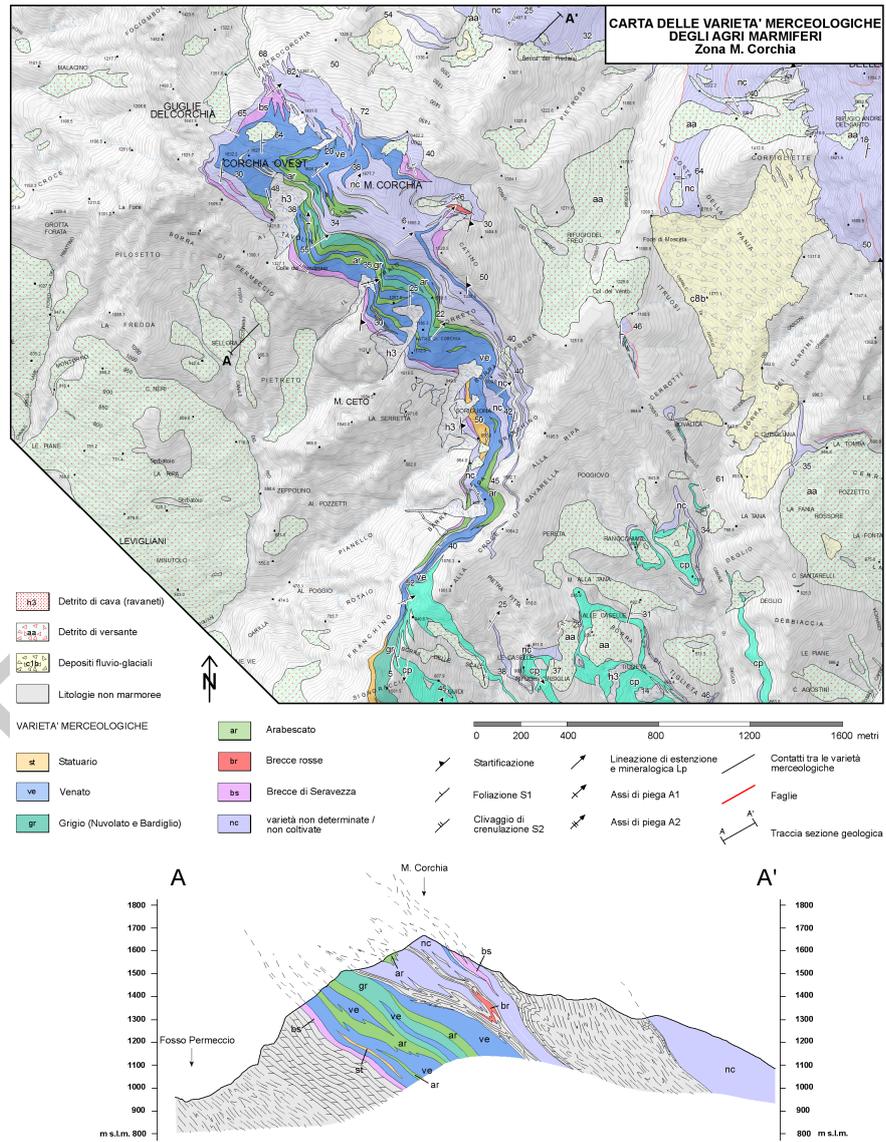


Fig. 62 - Carta delle varietà merceologiche dei marmi della zona di M. Corchia, da CARMIGNANI et alii (2007).

Anche in questo caso la coltivazione di tale materiale è oggi limitata ad una sola cava a cielo aperto localizzata nel bacino marmifero di Boana, a sud di Vagli di Sotto. Tra marmi oggi non più oggetto di coltivazione vale la pena di ricordare il Marmo Nero di Colonnata ed il Rosso Rubino (o Breccia Arlecchina) caratterizzati da affioramenti di limitata estensione e confinati, rispettivamente, nell'alta Valle di Colonnata e nella zona di Ponte Stazzemese.

Per ulteriori informazioni sui marmi e sulle varietà merceologiche dei marmi delle Alpi Apuane si rimanda alle varie pubblicazioni esistenti, tra le quali: CRISCI *et alii* (1975), ERTAG - REGIONE TOSCANA (1980), COLI *et alii* (1988), COLI (1989a), D'AMATO AVANZI & VERANI (1998), PINNA (1999), MOLLI *et alii* (2000a), BARONI *et alii* (2001), COLI *et alii* (2002), BRUSCHI *et alii* (2003), MECCHERI *et alii* (2007c,b), MASSA *et alii* (2013) e alle carte geologiche, merceologiche e geomorfologiche pubblicate: CARMIGNANI (1985), COLI *et alii* (1987), COLI (1992), MECCHERI (1996), CARMIGNANI *et alii* (2002), MECCHERI *et alii* (2004a,b) MECCHERI *et alii* (2007a), CORTOPASSI *et alii* (2008), BARONI *et alii* (2010).

2.2. - CAVE DI ARDESIA

Nell'area del Foglio vengono estratte dalla formazione dello Pseudomacigno metarenarie a grana medio-grossolana, di colore grigio-bluastro e filladi nerastre note nel commercio, rispettivamente, con i nomi di Pietra del Cardoso e Ardesia Apuana (CARRIERO, 1978; COLI & LIVI, 2003; OGGERI & VINAI, 2003; MANCINI *et alii*, 2009). La coltivazione è circoscritta al settore sud-orientale del Foglio, in particolare nei dintorni dell'abitato di Cardoso dove sono attualmente attive 4 cave.

2.3. - CAVE DI CALCESCISTI E MARMI A CLORITE

Nell'area del Foglio attualmente è presente un'unica cava attiva di calcescisti e marmi a clorite appartenenti alla formazione degli Scisti Sericitici, ed in particolare al membro del Marmo Cipollino. La cava è ubicata in località Boana nel comune di Vagli, nella quale vengono estratti calcescisti noti con il nome di "Rosso Luana" e "Verde Luana". Questi sono litotipi marmorei impuri caratterizzati da un'ampia gamma di colorazioni e disegni, in funzione dei diversi quantitativi tra gli elementi costituenti la roccia stessa.

2.4. - CAVE DI DOLOMIA

Nel comune di Massa sono presenti alcune cave, attualmente inattive, nella formazione dei Grezzoni, a monte del paese di Forno (Cava Serroni, fig. 63; Cava Sordola) e in località Renara, dalle quali veniva estratta dolomia che, frantumata



Fig. 63 - Cava di dolomia nella formazione dei Grezzoni in località Serroni, a nord di Forno.

e polverizzata in loco, era destinata a polveri per additivi (acciaierie, vetrerie, ceramica) e per cementi. All'inizio degli anni novanta la produzione di pietra dolomitica complessiva era di circa 1 milione di tonnellate.

3. - IDROGEOLOGIA

L'assetto idrogeologico del Foglio si presenta alquanto composito, comprendendo la parte terminale del sistema acquifero alluvionale della pianura ed il sistema acquifero carbonatico delle Alpi Apuane. Il primo è un sistema permeabile per porosità primaria, il secondo per permeabilità legata a fratturazione e carsismo. I due domini sono stati codificati dalla normativa della Regione Toscana (DGRT 225/2003) come Corpo Idrico Sotterraneo Significativo della Versilia e Corpo Idrico Sotterraneo Significativo delle Alpi Apuane.

3.1. - INQUADRAMENTO CLIMATOLOGICO E IDROGRAFICO

I principali aspetti climatologici dell'area sono legati alla presenza di una pianura sulla quale si innalza, a pochi chilometri dalla linea di costa, il rilievo delle

Alpi Apuane. Ciò comporta afflussi meteorici sui rilievi, sia sotto forma di piogge sia di precipitazioni nevose, fino a 3500 mm/anno (PICCINI, 2002; PICCINI *et alii*, 2008). L'andamento delle precipitazioni è tale per cui si ha un massimo nel periodo primaverile ed uno nel periodo autunnale, il principale, mentre non si può parlare di una vera e propria stagione secca.

Nel Foglio 249 - Massa Carrara si individuano tre principali sistemi idrografici il cui recapito è, rispettivamente, nel Mar Ligure, nel Bacino del Fiume Serchio e nel Bacino del Fiume Magra. Il primo di essi comprende quattro corsi d'acqua principali: il Torrente Parmignola, il Torrente Carrione, il Fiume Frigido ed il Canale di Montignoso.

La natura carbonatica dei principali complessi idrogeologici unitamente all'assetto orografico e alla diffusa presenza del carsismo superficiale fa sì che il tasso di infiltrazione sia molto elevato. PICCINI *et alii* (1999) riportano per i complessi dei Marmi delle Apuane e dei Grezzoni un tasso di infiltrazione fino al 75%, per il Calcare Cavernoso fino al 65%, e fino al 50% per le formazioni carbonatiche della Falda Toscana.

3.2. - LINEAMENTI IDROGEOLOGICI DELLA PIANURA

Dalle litostratigrafie disponibili in REGIONE TOSCANA (2008) e in PRANZINI (2004b) è ricostruibile una successione idrostratigrafica definita dall'alto verso il basso stratigrafico da:

- a) depositi eluvio-colluviali alla base dei rilievi, a granulometria prevalentemente fine, con una permeabilità relativa mediamente bassa;
- b) depositi alluvionali costituiti da ghiaie, sabbie e ciottoli, con intervalli limoso-argillosi. Questi depositi, composti prevalentemente da ciottoli ad elementi carbonatici, costituiscono un fascia interna ai piedi dei rilievi e sono geneticamente riferibili a conoidi alluvionali. Le intercalazioni limoso-argillose si ritrovano prevalentemente nella parte distale e laterale delle conoidi;
- c) sedimenti sabbiosi di origine marina ed eolica, con spessore massimo di 30-35 m in prossimità della linea di costa, al di sotto dei quali si ritrovano i depositi alluvionali a partire da circa la metà della pianura. Al passaggio ai sottostanti depositi alluvionali non è infrequente il rinvenimento di livelli conglomeratici cementati;
- d) sedimenti argilloso-limosi, localmente torbosi, presenti in una ristretta fascia alla base delle conoidi alluvionali;
- e) copertura alluvionale limosa e argillosa di pochi metri di spessore, all'interno della quale si ritrovano livelli ghiaiosi e localmente torbe.

I depositi ghiaiosi delle conoidi costituiscono un potente acquifero libero alla base dei rilievi, di medio-alta permeabilità relativa ed elevata trasmissività. Questo acquifero è ampiamente sfruttato per scopi prevalentemente idropotabili e industriali.

Tab. 1 - *Prelievi per la Provincia di Massa-Carrara, da PRANZINI (2004b).*

Uso	Mm ³
Prelievi industriali	24,793
Prelievi irrigui	0,169
Prelievi acquedotto	7,256
Prelievi domestici	0,377
Altri usi	1,736

La presenza della copertura alluvionale a granulometria fine, e localmente del livello conglomeratico cementato, confina l'acquifero nelle ghiaie e localmente gli conferisce carattere di artesianità lungo la fascia costiera.

I depositi di conoide sono interessati da una scarpata di erosione marina all'altezza della linea autostradale Genova-Livorno (SESTINI, 1950): ai piedi della scarpata era un tempo presente un allineamento di risorgive legato alla presenza del salto morfologico.

Un ulteriore acquifero freatico, sfruttato prevalentemente per utilizzi irrigui e domestici, è costituito dai depositi sabbiosi ed è caratterizzato da una buona permeabilità relativa. Laddove l'acquifero superficiale nelle sabbie, non è separato dall'acquifero ghiaioso dal livello conglomeratico cementato, i due sono in connessione idraulica diretta e definiscono un acquifero monostrato potente fino ad un centinaio di metri. PRANZINI (2004b) stima un totale dei prelievi dalle acque sotterranee per la sola Provincia di Massa-Carrara pari a 34,331 Mm³/anno (tab. 1).

3.3. - IL CORPO IDRICO SOTTERRANEO SIGNIFICATIVO DELLE ALPI APUANE

Gli acquiferi fessurati e carsici presenti nel Foglio 249 - Massa Carrara costituiscono la parte settentrionale del Corpo Idrico Sotterraneo Significativo delle Alpi Apuane (CISS-AP: REGIONE TOSCANA, 2007). La complessità geologico-strutturale del dominio di studio associata all'andamento del rilievo condiziona la circolazione idrica sotterranea e porta all'individuazione di sistemi idrogeologici carbonatici in roccia definiti da complessi idrogeologici a permeabilità secondaria per fratturazione o fratturazione e carsismo. Il carsismo inoltre, determinando un elevato coefficiente di infiltrazione e causando una riduzione del ruscellamento superficiale, rappresenta uno dei più importanti fattori di controllo nel sistema idrodinamico in oggetto.

Le principali serie idrogeologiche del CISS-AP sono costituite da litotipi carbonatici a permeabilità da alta a media e sono distinte dai complessi idrogeologici non carbonatici della successione metamorfica. La serie idrogeologica dei complessi carbonatici della successione mesozoica e terziaria dell'"Autoctono" *Auctt.* (costi-

tuita da Grezzoni, Marmi Dolomitici, Marmi delle Apuane e Metacalcri con Selce) è stratigraficamente limitata a letto dai complessi idrogeologici a permeabilità da bassa a molto bassa del ciclo medio-triassico inferiore e del Basamento ercinico, e a tetto dai complessi definiti da Metaradiolariti, Scisti Sericitici e Pseudomacigno. Tra i complessi degli Scisti Sericitici e dello Pseudomacigno si individua il complesso a media permeabilità rappresentato dal membro del Marmo Cipollino appartenente alla formazione degli Scisti Sericitici.

La successione idrogeologica costituita dai complessi carbonatici della Falda Toscana comprende le cataclasi di base (Calcere Cavernoso), che separano l'Unità tettonica della Falda Toscana dalla sottostante successione metamorfica, e i complessi carbonatici mesozoici, rappresentati principalmente dalle Dolomie del M. Castellana e dalla Maiolica. Questi ultimi sono divisibili nei complessi della successione giurassica, separati dai Calcari e Marne a Posidonia, dai Diaspri, dalla Maiolica e dai membri carbonatici della Scaglia Toscana. Questa successione è limitata a tetto dai complessi non carbonatici della Falda Toscana (formazione della Scaglia Toscana e del Macigno) e dai complessi idrogeologici delle Unità Liguri e Subliguri.

Nel complesso del Macigno e nei complessi idrogeologici delle Unità Liguri e Subliguri sono compresi locali acquiferi permeabili per fessurazione, costituiti rispettivamente da rocce arenacee e calcareo-marnose. Acquiferi di limitata estensione ed importanza sono individuabili anche nei marmi dell'Unità di Massa.

Per quanto riguarda la circolazione idrica nei complessi idrogeologici carbonatici della serie metamorfica, la presenza di strutture a pieghe coricate fa sì che la funzione di substrato impermeabile esercitata dai complessi del Basamento ercinico non controlli l'andamento del deflusso sotterraneo, se non in aree circoscritte (PICCINI *et alii*, 1999). Di contro, questi complessi idrogeologici delimitano lateralmente i sistemi idrogeologici (come ad esempio per i sistemi idrogeologici del bacino di Carrara, del Lucido, di Equi Terme e del Frigido) e svolgono prevalentemente una funzione di soglia per molte sorgenti (si veda ad esempio il caso della sorgente La Polla di M. Altissimo). La circolazione è invece controllata dal livello di base carsico, che si trova a quote diverse nel versante nordorientale e nel versante sudoccidentale del massiccio. Nel versante della valle del Serchio il livello di base carsico è localizzato intorno a 500 m sul livello del mare, mentre sul versante marino è compreso tra i 200 ed i 300 m s.l.m. Tale differenza causa il prevalente deflusso sotterraneo da NE verso SO e la conseguente estensione dei bacini idrologici della Versilia sul lato della valle del Serchio (si veda ad es. il caso del Fiume Frigido: MASINI, 1956; PICCINI & PRANZINI, 1989; PICCINI *et alii*, 2014).

Nel caso invece della circolazione negli acquiferi costituiti dalle formazioni carbonatiche della Falda Toscana, la geometria dei complessi metamorfici a bassa

permeabilità guida il deflusso sotterraneo quando questi sono situati al di sopra della quota del livello di base carsico. Scambi idrici tra la serie carbonatica della Falda Toscana e quella della successione metamorfica sono possibili quando al contatto si ritrovano le breccie tettoniche (Calcere Cavernoso). La circolazione nei complessi idrogeologici della Falda Toscana è guidata inoltre dall'andamento e dalle culminazioni assiali delle pieghe ad andamento appenninico e dalla presenza di complessi a permeabilità relativa bassa o molto bassa, quali i Calcari e Marne a Posidonia e la Scaglia Toscana. Localmente i complessi della Maiolica e del Calcere Selcifero, anche se separati da spessori di Diaspri, possono definire acquiferi "sospesi" importanti, dando luogo ad allineamenti di sorgenti al contatto con la formazione dei Calcari e Marne a Posidonia.

3.4. - PRINCIPALI SISTEMI IDROGEOLOGICI

Per sistema idrogeologico si intende l'insieme dei complessi idrogeologici carbonatici ed il loro assetto geometrico le cui acque hanno come recapito una sorgente od un gruppo di sorgenti (puntuali o lineari). La parte superficiale dei complessi carbonatici con le relative aree di ricarica allogenica costituisce l'area di alimentazione di un sistema idrogeologico. Per una dettagliata discussione della estensione delle aree di alimentazione di ciascun sistema idrogeologico si rimanda a REGIONE TOSCANA (2007).

Di seguito, sono descritti i principali sistemi idrogeologici. La denominazione dei sistemi idrogeologici è basata sul principale recapito sorgivo o sul principale elemento idrologico presente nel dominio.

3.4.1. - *Sistemi idrogeologici del Bacino del Fiume Magra*

I sistemi idrogeologici di maggiore importanza ricadenti nel Bacino del Fiume Magra sono il sistema delle sorgenti di Equi ed il sistema delle sorgenti del Lucido di Vinca. L'idrostruttura delle sorgenti di Equi (21,1 km²) è definita dai complessi carbonatici (in prevalenza Grezzoni, Marmi Dolomitici, Marmi delle Apuane) delle anticlinali di Vinca e della Tambura, ed è delimitata a ovest dai Porfiroidi e Scisti Porfirici del Basamento ercinico. E' caratterizzata da una circolazione idrotermale con scaturigini calde (Radium, $Q_{media}=50$ l/s e Radium alveare, $Q_{media}=200$ l/s) e fredde (Barrila, $Q_{media}=200$ l/s e Buca d'Equi, $Q_{media}=250$ l/s). L'area di alimentazione del sistema delle sorgenti del Lucido di Vinca (7,9 km²) è costituita principalmente da Marmi Dolomitici, Metacalcari con Selce, Grezzoni e subordinatamente dal Calcere Cavernoso. Principali recapiti del sistema sono le sorgenti alveari del Lucido di Vinca, serie di scaturigini in destra e in sinistra del torrente, tra cui le più importanti sono la Lucido inferiore, $Q_{media}=150$ l/s, e la Lucido superiore, $Q_{media}=70$ l/s. Altri due sistemi idrogeologici di minore estensione sono il sistema

idrogeologico delle sorgenti della Tecchia Tenerano e vari sistemi idrogeologici del limite nord-occidentale del CISS-AP delle Alpi Apuane.

3.4.2. - Sistemi idrogeologici dei bacini costieri della Versilia

I principali sistemi idrogeologici il cui recapito è verso i bacini costieri della Versilia sono il sistema di Carrara, il sistema del Cartaro, il sistema del Fiume Frigido, il sistema di Linara, il sistema del Monte Altissimo, il sistema idrogeologico di Renara ed il sistema del M. Antona.

Il sistema idrogeologico di Carrara (19,8 km²) corrisponde in gran parte con il bacino idrografico del Torrente Carrione; le sue emergenze sono concentrate prevalentemente nell'area di Torano e nei pressi di Miseglia. Il sistema è impostato prevalentemente sui Grezzoni, Marmi delle Apuane e Metacalcri con Selce della sinclinale di Carrara. Una soglia di permeabilità definita dai complessi a bassa permeabilità dell'Unità di Massa limita il sistema a sud e crea le condizioni per la presenza delle sorgenti del gruppo di Torano e delle Canalic. Il sistema idrogeologico è suddiviso in quattro sotto-sistemi (SPANDRE *et alii*, 2003; BALDI, 2004; DOVERI, 2005):

- a) il sottosistema Carbonera-Tana dei Tufi (sorgenti Carbonera, $Q_{media}=50$ l/s, e Tana dei Tufi, $Q_{media}=60$ l/s);
- b) il sottosistema Gorgoglio-Pizzutello (sorgenti Gorgoglio, $Q_{media}=40$ l/s, Pizzutello, $Q_{media}=30$ l/s, e Sponda 2, $Q_{media}=45$ l/s);
- c) il sottosistema delle Canalic (sorgenti Ratto Superiore e Ratto Inferiore, ciascuna con $Q_{media}=180$ l/s, Pero Inferiore, $Q_{media}=40$ l/s, Polla della Martana, $Q_{media}=40$ l/s, Ospedale Superiore, $Q_{media}=10$ l/s e Ravenna, $Q_{media}=10$ l/s);
- d) il sottosistema della sorgente Pero Superiore.

Ad ovest del sistema idrogeologico di Carrara è localizzato il sistema del gruppo delle sorgenti di Linara (4,8 km²; $Q_{media}=133$ l/s).

L'idrostruttura che costituisce il sistema idrogeologico del Cartaro (8,6 km²) è invece compresa nei complessi della successione metamorfica dei Marmi delle Apuane e dei Grezzoni del fianco diritto della sinclinale di Carrara. Le sorgenti del Cartaro sono costituite da due emergenze carsiche, captate a scopo idropotabile (Cartaro Piccola e Cartaro Grande, $Q_{media}=400$ l/s).

L'area di alimentazione del sistema idrogeologico del Fiume Frigido (28,7 km²), la cui sorgente presenta $Q_{media}=1600$ l/s, è costituita dai complessi carbonatici della successione triassica dell'"Autoctono" *Auctt.* caratterizzati da permeabilità per fratturazione e carsismo da media a molto elevata (prevalentemente Marmi delle Apuane, Grezzoni, Marmi Dolomitici e Metacalcri con Selce). I limiti dell'area di alimentazione sono da lungo tempo oggetto di studio, a partire dagli inizi del 1900, a causa delle importanti portate della sorgente del Frigido (PERRONE, 1912; ZACCAGNA, 1925b; MASINI, 1958a,b; PICCINI & PRANZINI, 1989; FORTI *et alii*,

1993; PICCINI, 1994; PICCINI *et alii*, 1999; PICCINI, 2001; PICCINI *et alii*, 2014). L'esistenza di numerose prove con traccianti e la caratterizzazione dell'idrostruttura (PICCINI & PRANZINI, 1989; PICCINI *et alii*, 2014) ne permette la delimitazione con una certa attendibilità rispetto al sistema di Equi, dell'Aiarone e della Pollaccia. Il limite occidentale del sistema è definito dai complessi a bassa permeabilità del Basamento ercinico, mentre quello meridionale con il sistema idrogeologico della sorgente di Renara è incerto (come definito in PICCINI *et alii*, 1997). Numerose sono le piccole sorgenti che si trovano nell'area: se ne contano diverse decine, alcune delle quali captate a scopi acquedottistici. La portata media di queste emergenze è limitata a poche decine di l/s.

Il sistema idrogeologico della sorgente di Renara (8,2 km²) è costituito prevalentemente da Grezzoni e Marmi delle Apuane. L'emergenza principale del gruppo delle sorgenti di Renara è una risorgenza carsica con portata media, altamente variabile, di circa 200 l/s. L'area di alimentazione confina a nord con il sistema del Frigido, mentre a ovest è circoscritta dai complessi a bassa permeabilità del Basamento ercinico (prevalentemente Porfiroidi e Scisti Porfirici). A sud il limite con il sistema de La Polla del M. Altissimo è definito con una certa attendibilità sulla base di prove con traccianti (VIANELLI, 1983; PICCINI & PRANZINI, 1989; PICCINI *et alii*, 2014); ad est la suddivisione con il sistema della sorgente della Pollaccia è incerta. PICCINI *et alii* (1999) ritengono che tale limite si estenda sino al versante occidentale del M. Sella fino quasi a raggiungere i complessi metamorfici a bassa permeabilità di Arni e Campagrina.

Il sistema idrogeologico de La Polla del Monte Altissimo (3,3 km²), la cui principale sorgente è La Polla (risorgente carsica, $Q_{media}=60$ l/s), è definito da un'idrostruttura sinclinale in cui i complessi idrogeologici prevalenti sono i Marmi delle Apuane ed i Grezzoni. L'area di alimentazione del sistema è delimitata quasi interamente dai complessi a bassa permeabilità del Basamento ercinico. Il limite settentrionale è incerto e coincide con il crinale del Monte Altissimo sulla base di colorazioni che permettono qualitativamente di discriminare le aree di pertinenza del sistema idrogeologico di Renara da quello del Monte Altissimo (VIANELLI, 1983; PICCINI & PRANZINI, 1989; PICCINI *et alii*, 2014).

Il sistema idrogeologico del M. Corchia si estende per 8,0 km² nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara ed è impostato principalmente sui Marmi delle Apuane e sui Grezzoni appartenenti al nucleo della sinforme del M. Corchia. L'area di alimentazione è limitata da NE a tutto il settore occidentale dai complessi a bassa permeabilità del Basamento ercinico e circoscritta dal complesso dello Pseudomacigno lungo il settore meridionale e orientale. Le principali emergenze sorgentizie sono localizzate nei pressi di Ponte Stazzemese (Sorgenti Ponte 1 e Ponte 2 entrambe con $Q_{media}=60$ l/s, note anche come le "Sorgenti del Corchia" o "Fontanacce").

Di minore estensione sono il sistema idrogeologico del Fosso di Antona (2 km²), delle Sorgenti di Porta (compreso solo in parte nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara), della sorgente Materna ($Q_{media}=20$ l/s) e il sistema idrogeologico della Polla di Altagnana (Polla di Altagnana, $Q_{media}=60$ l/s, e sorgenti oligominerali del Monte Belvedere).

3.4.3. - Sistemi idrogeologici del Bacino del Fiume Serchio

Nel Foglio 249 - Massa Carrara sono interamente compresi i sistemi idrogeologici dell'Aiarone, dell'Acqua Bianca e del Bottaccio ed una serie di sistemi il cui recapito avviene in aree contermini a quella del Foglio, tra cui i principali sono il sistema del Torrente Edron e della Pollaccia.

Il sistema idrogeologico della sorgente dell'Aiarone (18,4 km²; $Q_{media}=150$ l/s) è prevalentemente costituito dai complessi dell'"Autoctono" *Auctt.* (Marmi delle Apuane e Marmo Cipollino) e dalle cataclasi basali della Falda Toscana. I limiti dell'area di alimentazione con i sistemi delle sorgenti del Frigido e della Pollaccia, sono attendibili grazie alle prove con traccianti effettuate (RONCIONI, 2002; PICCINI *et alii*, 2014) ed all'assetto strutturale, mentre non si conoscono con certezza i rapporti con il sistema idrogeologico del Torrente Edron. Sono presenti inoltre sorgenti, di portata media inferiore ad 1 l/s, legate alla presenza di coperture detritiche o moreniche; molte di esse risultano captate a scopi idropotabili.

L'area di alimentazione del sistema idrogeologico dell'Acqua Bianca (4,9 km²) è limitata a ovest dal complesso delle Metaradiolariti dell'anticlinale della Tambura, da un limite incerto con i sistemi delle sorgenti di Equi e del Frigido, e dagli Scisti Sericitici lungo il settore orientale e settentrionale. I complessi idrogeologici prevalenti sono costituiti da Marmi delle Apuane e Marmi Dolomitici. Le aree di recapito principali possono essere individuate nelle sorgenti Fracassata ($Q_{media}=30$ l/s), Preto Marone ($Q_{media}=20$ l/s), Acqua Bianca ($Q_{media}=6$ l/s) e Fornacchione 4 ($Q_{media}=5$ l/s) nei pressi di Gorfigliano; tali sorgenti sono legate all'esistenza di una soglia sovrainposta definita dal complesso degli Scisti Sericitici sui Marmi delle Apuane.

L'area d'alimentazione del piccolo sistema idrogeologico della sorgente del Bottaccio (2,5 km²; $Q_{media}=20$ l/s), è impostata sull'affioramento dei complessi carbonatici di base della Falda Toscana (Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta, Calcari ad Angolata e Dolomie del M. Castellana). Tale area è limitata dal sistema idrogeologico del Fosso dell'Acqua Bianca dagli Scisti Sericitici, anche se non si escludono connessioni idrauliche tra i due sistemi per la laminazione di questi ultimi.

L'area di alimentazione della sorgente Pollaccia (21 km²) è in gran parte compresa nell'area del Foglio ed è prevalentemente costituita da Grezzoni e dai Marmi delle Apuane. Il principale recapito è costituito dalla sorgente Pollaccia, una ri-

sorgente carsica con $Q_{\text{media}}=880$ l/s (la seconda sorgente per portata nelle Alpi Apuane) e picchi fino a $4 \text{ m}^3/\text{s}$. PICCINI *et alii* (1999) citano inoltre, a valle della sorgente, ulteriori emergenze alveari nel Torrente Turrite Secca. Questa area è limitata ad ovest da un limite incerto con il sistema idrogeologico delle sorgenti di Renara e ad est con quello della sorgente del Fontanaccio, mentre a sud è definita lungo lo spartiacque idrografico dalla presenza dei complessi idrogeologici a bassa permeabilità delle Filladi Inferiori (PICCINI & PRANZINI, 1989; PICCINI *et alii*, 2014). Più complessa ed incerta è la delimitazione settentrionale con il sistema idrogeologico della sorgente Aiarone, fissato lungo lo spartiacque idrografico Monte Fiocca-Monte Sumbra.

BIBLIOGRAFIA

- AA. VV. (1996) - *Atlante delle Spiagge Italiane, Foglio 96 Massa*. scala 1:100.000, C.N.R., Progetto Finalizzato "Conservazione del Suolo", Sottoprogetto "Dinamica dei Litorali", SELCA, Firenze.
- ABBATE E. (1966) - *Nuovi dati sull'età del Macigno e degli Scisti Policromi della Spezia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **85**: 655–666.
- ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLO C. (1994) - *Fission-track dating and recent rapid denudation in Northern Apennines, Italy*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 579–585.
- ABBATE E., FANUCCI F., BENVENUTI M., BRUNI P., CIPRIANI N., FALORNI P., FAZZUOLI M., MORELLI D., PANDELI E., PAPINI M., SAGRI M., REALE V. & VANNUCCHI P. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 248 - La Spezia*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 204 pp.
- AGNINI C., FORNACIARI E., RAFFI I., RIO D., RÖHL U. & WESTERHOLD T. (2007) - *High-Resolution Nannofossil Biochronology Of Middle Paleocene To Early Eocene At Odp Site 1262: Implications For Calcareous Nannoplankton Evolution*. Marine Micropaleontology, **64**: 215–248.
- AIELLO E., BARTOLINI C., CAPUTO C., D'ALESSANDRO L., FANUCCI F., FIERRO G., GNACCOLINI M., LA MONICA G., LUPA PALMIERI E., PICCAZZO M. & PRANZINI E. (1975) - *Il trasporto litoraneo lungo la costa toscana fra la foce del Fiume Magra e i Monti dell'Uccellina*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **94**: 1519–1571.
- ALBANI D. (1940) - *Le spiagge della Toscana settentrionale dalla foce del Fiume Magra ai Monti Livornesi*. In: D. ALBANI, A. GRISSELLI & A. MORI (Eds.), *Ricerche sulle Variazioni delle Spiagge Italiane. Le Spiagge Toscane*, pp. 11–86. C.N.R., Comitato per la Geografia, Roma.
- ALBANI D. (1952) - *Nuove osservazioni sulle variazioni di spiaggia del litorale della Versilia*. In: *Studi Geografici in Onore di A.R. Toniolo*, pp. 1–38. Ist. Geogr. Università di Bologna, Bologna.
- ALBERTO W., CARRARO F., GIARDINO M. & TIRANTI D. (2005) - *Proposta di classificazione delle pseudocarniole dell'alta Valle di Susa (Alpi Occidentali)*. Il Quaternario, **18** (2): 187–200.
- ALBERTO W., CARRARO F., GIARDINO M. & TIRANTI D. (2007) - *Genesis and evolution of "Pseudocarniole": Preliminary observations from the Susa Valley (Western Alps)*. In: Schreiber B.C., Lugli S., Babel M. (Eds): *Evaporites through space time*. Geological Society London Special Publications, **285** (1): 155–168.
- ALDINUCCI M., BROGI A. & SANDRELLI F. (2005) - *The metamorphic units of the eastern side of Monti Leoni (Northern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 313–332.
- ALDINUCCI M., BROGI A. & SPINA A. (2008a) - *Middle-Late Permian sporomorphs from the Farma Formation (Monticiano-Roccastrada Ridge, southern Tuscany): New constraints for the tectono-sedimentary history of the Tuscan Domain*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **127** (3): 581–597.
- ALDINUCCI M., PANDELI E. & SANDRELLI F. (2008b) - *Tectono-sedimentary evolution of the Late Paleozoic-Early Mesozoic metasediments of the Monticiano-Roccastrada Ridge (southern Tuscany, Northern Apennines, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **127** (3): 567–579.
- ALDINUCCI M., SANDRELLI F. & PANDELI E. (2003) - *Tectono-sedimentary evolution of the Late Paleozoic-Early Mesozoic metasediments of the Monticiano-Roccastrada Ridge (southern Tuscany, Northern Apennines, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **Volume speciale 2**: 37–48.
- ALOISI P. (1909) - *Il quarzo dei marmi di Carrara*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., **25**: 87–125.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**: 309–314.
- AMINTI P., IANNOTTA P. & PRANZINI E. (1998) - *Morfodinamica di un sistema costiero intensamente protetto: il litorale di Marina di Massa*. In: *Convegno Nazionale "Rischio Idrogeologico", Accademia dei Lincei*. Roma.

- AMLER M.R.W. (2004) - *Bivalve biostratigraphy Kulm Facies (Early Carboniferous, Mississippian) in Central Europe*. Newsletter on Stratigraphy, **40**: 183–207.
- AMORFINI A. (2002) - *Appunti storici sulle prime sezioni e carte geologiche delle Alpi Apuane*. Acta Apuana, **1**: 25–33.
- ANFUSO G., PRANZINI E. & VITALE G. (2011) - *An integrated approach to coastal erosion problems in northern Tuscany (Italy): Littoral morphological evolution and cell distribution*. Geomorphology, **129** (3-4): 204–214.
- ANGELLILLIS R. (1973) - *Escursione mineralogica alla miniera del Frigido (Toscana)*. Notiz. Gr. Mineral. Lomb., **70**.
- AUBRECHT R., SCHLÖGL J., KROBICKI M., WIERZBOWSKI H., MATYJA B. & WIERZBOWSKI A. (2009) - *Middle Jurassic stromatactis mud-mounds in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians)—a possible clue to the origin of stromatactis*. Sedimentary Geology, **213** (3): 97–112.
- AZZARO E., DI SABATINO B. & NEGRETTO G. (1977) - *Grado metamorfico di alcune rocce della "Serie Scistosa Basale" dei dintorni della Foce del Giovo (Apuane Settentrionali)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **33** (2): 667–670.
- AZZAROLI A. (1950) - *Osservazioni sulla formazione villafranchiana di Olivola in Val di Magra*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **57**: 104–111.
- BAGNOLI G., GIANELLI G., PUXEDDU M., RAU A., SQUARCI P. & TONGIORGI M. (1979) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**: 99–116.
- BAGNOLI G. & TONGIORGI M. (1979) - *New fossiliferous Silurian (M. Corchia) and Devonian (Monticiano) layers in the Tuscan Paleozoic*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**: 301–313.
- BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **6** (2): 213–244.
- BALDI B. (2004) - *Studio idrogeologico dei bacini marmiferi carraresi mediante l'utilizzo di spore di Lycopodium clavatum. Rapporto Finale*. Università degli studi di Pisa, Comune di Carrara.
- BALESTRIERI M.L., BERNET M., BRANDON M.T., PICOTTI V., REINERS P. & ZATTIN M. (2003) - *Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines*. Quaternary International, **101-102**: 67–73.
- BALESTRIERI M.L., PANDELI E., BIGAZZI G., CAROSI R. & MONTOMOLI C. (2011) - *Age and temperature constraints on metamorphism and exhumation of the syn-orogenic metamorphic complexes of Northern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **509** (3-4): 254–271.
- BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (1993) - *Some remarks on Griphoporella Curvata (GÜMBEL 1872) PIA 1915, dasycladacean green alga from the Upper Triassic*. Boll. Soc. Paleont. Ital., Vol. Spec., **1**: 23–45.
- BARBERI F. & GIGLIA G. (1965) - *La serie scistosa basale dell'Autoctono delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84** (6): 41–92.
- BARBUCCI L. (1989) - *Studio del giacimento a Fe-Cu del Frigido (Massa)*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Firenze.
- BARONI C., BRUSCHI G., CRISCUOLO A. & RIBOLINI A. (2001) - *Il rischio geomorfologico indotto dall'attività estrattiva nei bacini marmiferi apuani (Alpi Apuane, Toscana)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **107**: 87–96.
- BARONI C., BRUSCHI G. & RIBOLINI A. (2000) - *Human-induced hazardous debris flows in Carrara marble basins (Tuscany, Italy)*. Earth Surface Processes and Landforms, **25** (1): 93–103.
- BARONI C., PIERUCCINI P., BINI M., COLTORTI M., FANTOZZI P.L., GUIDOBALDI G., NANNINI D., RIBOLINI A. & SALVATORE M.C. (2015) - *Geomorphological and Neotectonic Map of the Apuan Alps (Tuscany, Italy)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **38**: 201–227.
- BARONI C., RIBOLINI A., BRUSCHI G. & MANNUCCI P. (2010) - *Geomorphological map and raised-*

- relief model of the Carrara marble basin, Tuscany, Italy*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **33**: 233–243.
- BARSOTTELLI M., FRATINI F., GIORGETTI G., MANGANELLI DEL FÀ C. & MOLLI G. (1998) - *Microfabric and alteration in Carrara marble: a preliminary study*. Science and Technology for Cultural Heritage, **7**: 115–126.
- 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. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **101**: 523–549.
- BARTOLINI C. & BORTOLOTTI V. (1971) - *Studi di geomorfologia e tettonica. I - I depositi continentali dell'Alta Garfagnana in relazione alla tettonica plio-pleistocenica*. Memorie della Società Geologica Italiana, **10**: 203–245.
- BARTOLINI C., CIPRIANI L.E., PRANZINI E. & SARGENTINI M. (1989) - *Caratteristiche geomorfologiche ed evoluzione della linea di riva del litorale toscano: documenti e criteri di lettura*. In: R. TOSCANA (Ed.), *Coste Toscane – Studi sulla Erosione, sui Venti e sul Moto Ondoso*, pp. 34–56. Regione Toscana-Giunta Regionale, Firenze.
- BATONI M. & CECCANTINI L. (2004) - *La miniera di Levigliani, Lucca, Toscana*. Micro, **2**: 41–54.
- BATTAGLINI L. & D'ANGELO S. (2009) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Progetto CARG: Linee Guida per il Rilevamento Geologico, la Cartografia e l'Informatizzazione delle Aree Marine, Quaderni Serie III*, vol. 12. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, Roma.
- BAUMGARTNER P.O., BARTOLINI A.C., CARTER E.S., CONTI M., CORTESE G., DANELIAN T., DE WEVER P., DUMITRICA P., DUMITRICA-JUD R., GORICAN S., GUEX J., HULL D.M., KITO N., MARCUCCI M., MATSOUKA A., MURCHEY B., O'DOHERTY L., SAVARY J., VISHNEVSKAYA V., WIDZ D. & YAO A. (1995) - *Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations*. In: P.O. BAUMGARTNER, L. O'DOHERTY, S. GORICAN, E. URQUHART, A. PILLEVUIT & P. DE WEVER (Eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology, Mémoires de Géologie (Lausanne)*, vol. 23, pp. 1013–1048. Institut de Géologie et Paléontologie, Lausanne.
- BECHSTÄDT T., BRANDNER R., MOSTLER H. & SCHMIDT F. (1978) - *Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **156**: 157–178.
- BELLÈ E. & SIMONINI A. (1997) - *Nuovi ritrovamenti del marmo delle Apuane (Massa-Carrara)*. Riv. Min. It., **21**: 279–282.
- BELLINCIONI P. (1959) - *Il nucleo mesozoico della Val di Lima (Appennino Lucchese)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **78** (2): 44–73.
- BENASSAI E., CATALDO P. & RAGONE A. (1977) - *Considerazioni sulla configurazione del litorale apuano. Interpretazione dei fenomeni evolutivi in atto tra il Fiume Magra e il Cinquale*. In: *Atti del Convegno di Studi per il Riequilibrio della Costa fra il Fiume Magra e Marina di Massa*, pp. 181–201. Comune di Massa, Massa, 2-4 Giugno 1977.
- BENEO E. (1945) - *Nuova località fossilifera e nuovo ghiacciaio nelle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **64**: 40–42.
- BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P., TANELLI G., CORTECCI G. & LATTANZI P. (1990) - *Geology, mineralogy and geochemistry of the barite-pyrite (Pb-Ag) deposit at Pollone, Apuane Alps*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **109** (4): 735–741.
- BENVENUTI M., LATTANZI P., TANELLI G. & CORTECCI G. (1986) - *The Ba-Fe-pyrite deposit of Buca della Vena, Apuan Alps, Italy*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **41** (62): 347–358.
- BERGGREN W. & MILLER K. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology*. Micropaleontology, **34**: 362–380.
- BERNINI M. & PAPANI G. (2002) - *La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (con carta geologica alla scala 1:50.000)*. Bollettino della Società Geologica Italiana,

- 121:** 313–341.
- BERRA F., JADOUL F. & ANELLI A. (2010) - *Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the Central Alps: Coupling sea-level and climate changes*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, **290**: 138–150.
- BERTOLINI A. (1988) - *Miniere abbandonate di calcopirite di Arni (Lucca)*. *Rivista Mineralogica Italiana*, **3**: 126.
- 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.
- BERTUCCELLI G. & GIACOMELLI N. (2002) - *Miniere dell'Alta valle del Frigido (Comune di Massa)*. Coop. Itinere, Massa.
- BIAGIONI C. (2004) - *Le mineralizzazioni manganeseifere dei Diaspri auctt. di Vagli (Alpi Apuane, Lucca)*. Tesi di Laurea, Università di Pisa.
- BIAGIONI C. (2009) - *Minerali della Provincia di Lucca*. Associazione Micro-Mineralogica Italiana. Cremona.
- BIAGIONI C. & ORLANDI P. (2009) - *Tiemannite e metacinabro della miniera Buca della Vena (Alpi Apuane)*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie*, **114**: 13–17.
- BIAGIONI C., ORLANDI P., NESTOLA F. & BIANCHIN S. (2013) - *Oxycalcioromeite, Ca₂Sb₂O₆O, from Buca della Vena mine, Apuan Alps, Tuscany, Italy: a new member of the pyrochlore supergroup*. *Mineralogical Magazine*, **77**: 3027–3037.
- BIAGIONI C., ORLANDI P., PASERO M., NESTOLA F. & BINDI L. (2014) - *Mapiquiroite, (Sr,Pb)(U,Y)Fe₂(Ti,Fe³⁺)₁₈O₃₈, a new member of the crichtonite group from the Apuan Alps, Tuscany, Italy*. *European Journal of Mineralogy*, **26**: 427–437.
- BLASI P. & RAGONE M. (2010) - *The Tuscan Marble Identities*. Regione Toscana, Toscana Promozione, Ministero dello Sviluppo Economico, Istituto Nazionale per il Commercio Estero, 234 pp.
- BLENDINGER W. (1985) - *Middle Triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps)*. *Tectonophysics*, **113**: 105–121.
- BLOW W.H. (1969) - *Late-Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. In: P. BRÖNNIMANN & H.R. RENZ (Eds.), *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils; Geneva, 1967*, vol. 1, pp. 199–421. E. J. Brill, Leiden.
- BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana. I - Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **84** (5): 271–356.
- BOCCALETTI M., CAPITANI S., COLI M., FORNACE G., GOSSO G., GRANDINI G., MILANO P.F., MORATTI G., NAFISSI P. & SANI F. (1983) - *Caratteristiche deformative delle Alpi Apuane settentrionali*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **26**: 527–534.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale, 1:250.000*. Pubblicazione n. 429 C.N.R. - Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 5 - Modello Strutturale. SELCA, Firenze.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **21**: 359–373.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971a) - *Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. *Nature*, **234**: 108–111.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971b) - *Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **10** (1): 371–378.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **8** (4): 847–922.
- BOCCALETTI M. & GOSSO G. (1980) - *Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo*

- della blastesi metamorfica nell'area di Campo Cecina-M. Pisanino delle Alpi Apuane settentrionali. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **21**: 101–110.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2 - Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **5**: 19–66.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967) - *Lacune della Serie Toscana. 3 - Stratigrafia del Mesozoico nella zona di Equi Terme (Lunigiana)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **86** (3): 503–523.
- BODE S. (1979) - *Geological Map of the Northwestern Apuane Alps between Campo Cecina and Monzone*. *L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia*, **15** (1): 3–12.
- BOERIS G. (1923/24) - *Pirite del marmo di Carrara*. *Rend. Accad. Sci. Ist. Bologna*, **28**.
- BOMBARDA L., GRANAI F. & ORLANDI P. (1999) - *Le cave di Val Bona e Val Pulita (Carrara)*. *Rivista Mineralogica Italiana*, **2/1999**: 100–102.
- BOMBICCI L. (1982) - *Il quarzo di Carrara, del Vallese e dell'Isola d'Elba*. *Mem. Accad. Sci. Ist. Bologna*, **5**.
- BONACCORSI E., MERLINO S. & ORLANDI P. (2007) - *Zincalstibite, a new mineral, and Cualstibite: crystal-chemical and structural relationships*. *Am. Mineral.*, **92**: 198–203.
- BONATTI S. (1938) - *Studio Petrografico delle Alpi Apuane, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. 26. Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma, 116 pp.
- BONATTI S. (1969) - *I minerali delle geodi e delle fessure dei marmi apuani*. Guida alle escursioni. Congresso SIMP, Pisa.
- BONAZZI P., GARBARINO C. & MENCHETTI S. (1992) - *Crystal chemistry of piemontites; REE-bearing piemontite from Monte Brugiana, Alpi Apuane, Italy*. *European Journal of Mineralogy*, **4** (1): 23–33.
- BONCIO P., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (2000) - *Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy*. *Tectonics*, **19** (6): 1038–1055.
- BONIS N.R., RHUL M. & KÜRSCHNER (2010) - *Climate change driven black shale deposition during the end-Triassic in the western Tethys*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **290**: 151–159.
- BORGHINI G. (2001) - *Marmi antichi*. De Luca Editore, Roma.
- BORSELLI G. (1984) - *Il giacimento a barite di Valdicastello (Alpi Apuane)*. Tesi di Laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze.
- BORTOLOTTI V. (1965) - *Geologia dell'alta Garfagnana tra Poggio, Dalli e Gramolazzo*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **83** (4): 25–154.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.), *Development of the Northern Apennines Geosyncline, Sedimentary Geology*, vol. 4, pp. 341–444. Elsevier.
- BOSCARDIN M. (1974) - *Jordanite di Carrara. Beraunite dell'Elba*. *Notiz. Gr. Mineral. Lomb.*, **8/1**: 5.
- BOSCARDIN M., GUELFI F., ORLANDI P. & TURCONI B. (1983) - *Fluorapatite, aragonite, auricalcite, rosasite e calcocillite nelle geodi dei marmi di Carrara*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **90**: 69–74.
- BOSELLINI A., GIANOLLA P. & STEFANI M. (2003) - *Geology of the Dolomites*. *Episodes*, **26** (3): 181–185.
- BOTTI F., DANIELE G. & BALDACCIO F. (2017) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 251 - Porretta Terme"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 194 pp.
- BOURROUILH R. (1981) - *"Orthoceratitico-Rosso" et "Goniatitico-Rosso": facies marqueurs de la naissance et de l'évolution de paleomarges au Paleozoïque*. In: A. FARINACCI & S. ELMI (Eds.), *Rosso Ammonitico Symposium*. Edizioni Tecnoscienza, Roma.
- BRACCI G., DALENA D. & ORLANDI P. (1978a) - *Associazione blenda-wurtzite nei geodi del marmo di Carrara*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **85**: 243–251.
- BRACCI G., DALENA D. & ORLANDI P. (1978b) - *I geodi del marmo di Carrara*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **85**: 221–241.

- BRACCI G., DALENA D., ORLANDI P., DUCHI G. & VEZZALINI G. (1980) - *Guettardite from Tuscany, Italy; a second occurrence*. The Canadian Mineralogist, **18** (1): 13–15.
- BRALOWER T., PREMOLI SILVA I. & MALONE M. (2002) - *New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: An Ocean Drilling Program expedition to Shatsky Rise, northwest Pacific*. GSA Today, **November 2002**: 4–10.
- BRALOWER T.J., LECKIE R.M., SLITER W.V. & THIERSTEIN H.R. (1995) - *An integrated cretaceous microfossil biostratigraphy*. In: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (Eds.), *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication*, vol. 54, pp. 66–79. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Society for Sedimentary Geology).
- BRALOWER T.J., PREMOLI SILVA I. & MALONE M.J. (2006) - *Leg 198 synthesis: a remarkable 120-m.y. record of climate and oceanography from Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean*. In: Bralower T. J., Premoli Silva I., Malone M. J. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **198**: 1–47.
- BRANDI G., DALLAN L. & NARDI R. (1967) - *Alcuni livelli caratteristici nei "Grezioni" delle Alpi Apuane. Considerazioni stratigrafiche e sedimentologiche*. Memorie della Società Geologica Italiana, **6** (3): 315–328.
- BRASCHI S., DEL FREO P. & TREVISAN L. (1986) - *Ricostruzione degli antichi ghiacciai sulle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **93**: 203–219.
- BRIZZI G. (1986) - *Nuovo ritrovamento di sulvanite a Carrara*. Riv. Min. It., **10**: 39–41.
- BRUSCHI G., CRISCUOLO A. & ZANCHETTA G. (2003) - *Stratigrafia delle discariche di detrito dei bacini marmiferi di Carrara. I ravaneti antichi di Carbonera, Strinato, Gioia e Scalocchiella*. Acta apuana, **2**: 26–32.
- BURCKHARDT C.E. (1946) - *Il sondaggio di Belagajo (Grosseto) e il suo significato geologico*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **65** (1): 97–107.
- BUSATTI L. (1882) - *Fluorite di Carrara e dell'Isola del Giglio*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb., **3**: 177–178.
- BUSATTI L. (1883) - *Note mineralogiche. Fluorite di Carrara*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., **6**: 24–25.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bulletin de la Société Géologique de France, **168**: 155–169.
- CAILLOUX M. (1857) - *Etudes sur les mines de la Toscane*. Bulletin Société de l'Industrie Minerale, **2**: 677–710.
- CALISTRI M. (1974) - *Studi di geomorfologia e neotettonica. II - Il Pliocene fluvio-lacustre della Conca di Barga*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13**: 1–21.
- CALZOLARI M.A., FERRARI S., PATERLINI P.E. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Segnalazione di metasedimenti tra le evaporiti triassiche dell'Alta Val Secchia (RE)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **39**: 77–81.
- CANAVARI M. (1887) - *Di alcuni tipi di foraminifere appartenenti alla famiglia delle "Nummulitidae" raccolti nel Trias delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **5**: 184–187.
- CANAVARI M., LOTTI B. & ZACCAGNA D. (1883) - *Di alcune Ammoniti del Lias medio rinvenute al Monte Parodi di Spezia*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **3**: 246.
- CANTISANI E., FRATINI F., MOLLI G. & PANDOLFI L. (2003) - *Sulla provenienza apuana del marmo di cippi funerari etruschi*. Acta apuana, **2**: 19–25.
- CANTISANI E., PECCHIONI E., FRATINI F., GARZONIO C.A., MALESANI P. & MOLLI G. (2009) - *Thermal stress in the Apuan marbles: Relationship between microstructure and petrophysical characteristics*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **46** (1): 128–137.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazioni e geni degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84** (5): 93–166.
- CANUTI P. & MARCUCCI M. (1971) - *Lacune della Serie Toscana. 6 - Stratigrafia della Base degli*

- "Scisti Policromi (Scaglia Toscana)" nelle aree di Roccalbegna, Castell'Azzara, Semproniano, Monte Selvi e Monte Canino (Toscana Meridionale). Bollettino della Società Geologica Italiana, **90** (3): 315–380.
- CANUTI P. & PIRINI C. (1964) - *Microfossili liassici in ciottoli degli Scisti Policromi della zona del Chianti*. Palaeontographia Italica, **59**: 35–52.
- CAPELLINI G. (1864) - *Descrizione geologica dei dintorni del Golfo di La Spezia e Val di Magra inferiore*. Tipografia Gamberini e Parmeggiani, Bologna, 152 pp.
- CAPELLINI G. (1902) - *Note esplicative della carta geologica dei dintorni del Golfo della Spezia e Val di Magra inferiore*. Tip. Bertero, Roma.
- CAPUZZI Q. & CARRIERO M. (1974) - *La miniera del Frigido*. Il Frantoio, **7**: 3–7.
- CARMIGNANI L. (1985) - *Carta Geologico-Strutturale del Complesso Metamorfo delle Alpi Apuane, Foglio Nord*. Scala 1:25.000, Dipartimento Scienze della Terra Università di Pisa, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CARMIGNANI L., ANTONPAOLI M.L., FANTOZZI P.L. & MECCHERI M. (2002) - *Carta delle Varietà Merceologiche dei Bacini Marmiferi del Carrarese*. Scala 1:10.000. In: "Studi Conoscitivi sui Bacini Marmiferi Industriali di Carrara: Un Contributo per la Gestione Pianificata delle Attività", GEAM Associazione Georisorse e Ambiente - Quaderni di Studi e Documentazione, vol. 24, Torino.
- CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G. & MECCHERI M. (2004) - *The internal Northern Apennines, the Northern Tyrrhenian Sea and the Sardinia-Corsica Block*. In: U. CRESCENTI, S. D'OFFIZI, S. MERLINO & L. SACCHI (Eds.), *Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC Florence 2004*, pp. 59–77. Società Geologica Italiana, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (2000) - *Carta Geologica del Parco delle Alpi Apuane*. Scala 1:50.000, Parco Regionale delle Alpi Apuane, Massa - SELCA, Firenze.
- CARMIGNANI L., CONTI P., FANTOZZI P., MANCINI S., MASSA G., MOLLI G. & VASELLI L. (2007) - *I Marmi delle Alpi Apuane*. Geitalia, **21**: 19–30.
- CARMIGNANI L., CONTI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2001a) - *Correlation between different Variscan collisional transport direction in central-southern Sardinia*. In: *FIST-Geitalia 2001*, pp. 515–517. Chieti, 5-8 Settembre 2001.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., KLIGFIELD R., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (2001b) - *Inner Northern Apennines*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, pp. 197–214. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- CARMIGNANI L., DESSAU G. & DUCHI G. (1972) - *I giacimenti minerari delle Alpi Apuane e loro correlazioni con l'evoluzione del gruppo montuoso*. Memorie della Società Geologica Italiana, **11**: 417–431.
- CARMIGNANI L., DESSAU G. & DUCHI G. (1975) - *Una mineralizzazione sin tettonica; il giacimento di Valdicastello (Alpi Apuane)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **94** (4): 725–758.
- CARMIGNANI L., DESSAU G. & DUCHI G. (1976) - *I giacimenti a barite, pirite e ossidi di ferro delle Alpi Apuane; Studio minerogenetico e strutturale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **95** (5): 1009–1057.
- CARMIGNANI L., DESSAU G. & DUCHI G. (1978a) - *Structural control of mineralization in the Apuan Alps (Tuscany, Italy)*. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (Wien), **3**: 279–283.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P. & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza "sin" e "post-nappe" della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **110**: 351–369.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993) - *Pieghe associate alla distensione duttile del Complesso Metamorfo Apuano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **49**: 99–124.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., KAELIN O. & MECCHERI M. (1987) - *Guida all'escursione sul Complesso Metamorfo delle Alpi Apuane. Escursione conclusiva della "Summer School" di*

- Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini*", Settembre 1987. CNR - Università di Siena, Tipografia Editrice Pisana, Pisa, 110 pp.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975a) - *Aperçu sur la géologie des Apuanes*. Bulletin de la Société Géologique de France, **17** (6): 963–978.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975b) - *Le fasi tettoniche terziarie dell'Autoctono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **94** (6): 1957–1981.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1977) - *Analisi mesostrutturale della zona occidentale delle Apuane metamorfiche*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **96** (3): 429–450.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1979) - *Large scale reverse "drag folds" in the late Alpine building of the Apuane Alps (N. Apennines)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **86**: 109–125.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1983) - *Il problema della doppia vergenza sulle Alpi Apuane e la struttura del Monte Corchia*. Memorie della Società Geologica Italiana, **26**: 515–525.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1984) - *"Autoctono Apuano" e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti*. In: *Cento Anni di Geologia Italiana*, pp. 199–214. Volume Giubilare I° Centenario della Società Geologica Italiana, Società Geologica Italiana, Bologna.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978b) - *Structural evolution of the Apuane Alps; an example of continental margin deformation in the northern Apennines, Italy*. Journal of Geology, **86** (4): 487–504.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1981) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi apuane*. Memorie della Società Geologica Italiana, **21**: 93–100.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9** (6): 1275–1303.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001c) - *Geologia della Sardegna: Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. 60. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 283 pp.
- CARMIGNANI L., RAU A., SQUARCI P., TONGIORGI M. & VAI G.B. (1977) - *Le successioni paleozoiche-triassiche della Sardegna centrale e dell'Autoctono Apuano: analogie e possibili correlazioni*. In: G.B. VAI (Ed.), *Escursione in Sardegna - Risultati e commenti*, vol. 2, pp. 11–14. C.N.R. - Gruppo di Lavoro sul Paleozoico, Parma.
- CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P.C. (2005) - *Structural evolution of the Tuscan Nappe in the southeastern sector of the Apuan Alps metamorphic dome (Northern Apennines, Italy)*. Geological Journal, **40** (1): 103 – 119.
- CAROSI R., LEONI L., MONTOMOLI C. & SARTORI F. (2003) - *Very low-grade metamorphism in the Tuscan Nappe, Northern Apennines, Italy: relationships between deformation and metamorphic indicators in the La Spezia mega-fold*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **83**: 15–32.
- CAROSI R., MONTOMOLI C., BERTUCCELLI N. & PROFETI M. (2002a) - *The structural evolution of the southern Apuan Alps: new constraints on the tectonic evolution of the Northern Apennines (Italy)*. Comptes Rendus Geosciences, **334**: 339–346.
- CAROSI R., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P.C. (2002b) - *Late orogenic structures and orogen-parallel extension in the Northern Apennines*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **Volume Speciale n. 1**: 167–180.
- CAROSI R., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P.C. (2004) - *Late tectonic evolution of the Northern Apennines: new data on the exhumation of the Tuscan Units*. Geodinamica Acta, **17** (4): 253–273.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1985) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **20** (2): 223–243.
- CARRIERO R. (1978) - *L'ardesia Apuana*. Il Giornale di Carrara, **6**: 7–12.
- CARROZZINI B., GARAVELLI C. & VURRO F. (1991) - *Tetrahedrite (supposed Frigidite) and associated*

- Ni minerals from Frigido mine (Apuane Alps)*. Periodico di Mineralogia, **60**: 5–14.
- CARROZZINI B., GARAVELLI C. & VURRO F. (1993) - *Zinkenite and associated sulfides and sulfosalts from the Frigido mine (Apuane Alps)*. Periodico di Mineralogia, **62**: 13–28.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi nell'Appennino nord-occidentale (Valli Lavagna, Sturla, Trebbia e Aveto)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **30**: 42–66.
- CASSINIS G. (2003) - *Towards a stratigraphic reference table for the continental Permian of Italy*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **Volume Speciale n. 2**: 153–168.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra Dominio Subligure e Dominio Toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **103**: 105–134.
- CATANZARITI R., OTTRIA G. & CERRINA FERONI A. (2002) - *Tavole Stratigrafiche*. In: A. CERRINA FERONI, G. OTTRIA, P. MARTINELLI & L. MARTELLI (Eds.), *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, 1:250.000*, pp. 1–44. Regione Emilia-Romagna, C.N.R., Bologna.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2006) - *Age of the Ottone Unit in the Zignago area (External Ligurian Units, Northern Apennines): constraints from calcareous nannofossils*. Ofioliti, **31**: 11–24.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2009) - *Calcareous nannofossils: the key to revealing the relations between the Macigno and Monte Modino Sandstone, two widespread clastic wedges of the Northern Apennines*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **115** (2): 233–252.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2011) - *Chronostratigraphic framework of the external Ligurian Units (Late Cretaceous, Northern Apennines, Italy) based on calcareous nannofossils*. Ofioliti, **36** (1): 37–57.
- 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*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **46**: 187.
- CAVAZZA S. (1984) - *Regionalizzazione geomorfologica del trasporto solido in sospensione dei corsi d'acqua tra il Magra e l'Ombro*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **91**: 119–132.
- CELESTRE P., CORTEMIGLIA G.C. & LUPA PALMIERI E. (1976) - *Meteorologia e mareografia*. In: L. VERSINO (Ed.), *Ricerche sul regime e la Conservazione dei Litorali, Area Campione Alto Tirreno, Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, vol. 92, pp. 64–72. C.N.R., Roma.
- CELLO G. & MAZZOLI S. (1996) - *Extensional processes driven by large-scale duplexing in collisional regimes*. Journal of Structural Geology, **18**: 1275–1279.
- CERRINA FERONI A., FONTANESI G. & MARTINELLI P. (1987-1988) - *La struttura a sinclinale coricata del Flysch di M. Caio tra la Val Cedra e la Val Parma nell'Appennino settentrionale*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **57-58** (1): 43–54.
- CERRINA FERONI A., FONTANESI G. & MARTINELLI P. (1988) - *La sinclinale coricata di Pratopiano, in Val Cedra, nel quadro regionale dell'Unità Caio (Appennino settentrionale)*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **11**: 329–332.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1995) - *La posizione del Flysch ad Elmintoidi (Formazione del M. Antola e Formazione di Ortonovo) nella piega di Castelpoggio-Ortonovo a NW delle Alpi Apuane*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.), *Atti del Convegno "Rapporti Alpi-Appennino", Peveragno (CN) 31 Maggio - 1 Giugno 1994*, vol. 14, pp. 181–193. Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL, Scritti e Documenti, Roma.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C. & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al calcare cavernoso dell'Appennino settentrionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **95**: 1161–1174.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio Toscano interno tra il Trias superiore ed il Miocene medio*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **82**: 43–54.

- CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI G., LEONI L. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda toscana nell'area del ricoprimento apuano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **102** (2-3): 269–280.
- CHIARI M., COBIANCHI M. & PICOTTI V. (2007) - *Integrated stratigraphy (radiolarians and calcareous nannofossils) of the Middle to Upper Jurassic Alpine radiolarites (Lombardian basin, Italy): constraints to their genetic interpretation*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **249**: 233–270.
- CIARAPICA G. (1990) - *Central and northern Apennines during the Triassic: a review*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **109** (1): 39–50.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., TRINCIANTI E. & ZANINETTI L. (1987) - *"Anidriti di Burano" et "Formation du Monte Cetona" (Nouvelle Formation), biostratigraphie deux series-type du Trias superieur dans L'Apennin Septentrional*. Revue de Paleobiologie, **6** (2): 341–409.
- CIARAPICA G., OLIVERO S. & PASSERI L. (1985) - *Inquadramento geologico delle principali mineralizzazioni apuane ed indizi a favore di una metallogenesi triassica*. L'Industria Mineraria, **1**: 19–37.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1978) - *I Grezzoni del nucleo apuano; nascita, sviluppo e morte di una piattaforma carbonatica iperalina*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **97** (4): 527–564.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980a) - *La litostratigrafia della serie triassica del promontorio occidentale del Golfo di La Spezia*. Memorie della Società Geologica Italiana, **21**: 51–61.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980b) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica a livello del Trias nella Toscana a nord dell'Arno e sue implicazioni tettoniche*. Memorie della Società Geologica Italiana, **21**: 41–49.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1982) - *Panoramica sulla geologia delle Alpi Apuane alla luce delle più recenti ricerche*. Memorie della Società Geologica Italiana, **24** (2): 193–208.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1994) - *The Tuscan Nappe in the Northern Apennines: data, doubts, hypotheses*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48** (1): 7–22.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1998) - *Evoluzione paleogeografica degli Appennini*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **40**: 233–290.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (2005) - *Late Triassic and early Jurassic sedimentary evolution of the Northern Apennine: an overview*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 189–201.
- CIARAPICA G. & ZANINETTI L. (1983) - *Faune à foraminifères ladino-carniens dans les schistes de Fornovolasco, "Unità delle Panie" (Alpes Apuanes, Italie)*. Revue de Paléobiologie, **2** (1): 47–59.
- CIARAPICA G. & ZANINETTI L. (1984) - *Foraminifères et biostratigraphie dans le Trias supérieur de la série de La Spezia (Dolomie de Coregna et Formation de La Spezia, nouvelles formations), Apennin septentrional*. Revue de Paléobiologie, **3** (1): 117–134.
- CIPRIANI L., FERRI S., IANNOTTA P., PAOLIERI F. & PRANZINI E. (2001) - *Morfologia e dinamica dei sedimenti del litorale della Toscana settentrionale*. Studi Costieri, **4**: 119–156.
- CIRILLI S., DECANDIA F., LAZZAROTTO A., PANDELI E., RETTORI R., SANDRELLI F. & SPINA A. (2002) - *Stratigraphy and depositional environment of the Mt. Argentario sandstone Fm. (southern Tuscany, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **Volume Speciale n. 1**: 489–498.
- CITA SIRONI M., ABBATE E., BALINI M., CONTI M., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & F.M. P. (2005) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*, vol. 7/6. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- CITA SIRONI M., ABBATE E., BALINI M., CONTI M., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & F.M. P. (2006) - *Catalogo delle formazioni, Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia 1:50.000*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, **7** (VIII).
- COBBOLD P. & QUINQUIS H. (1980) - *Development of sheath folds in shear regimes*. Journal of Structural Geology, **2**: 119–126.
- COCCHI I. (1864) - *Sulla geologia dell'Italia Centrale - Estratto di alcune lezioni orali date nel Maggio 1864*. Tipografia G. Mariani, Firenze.

- COCCHI I. (1871) - *Della vera posizione stratigrafica dei marmi saccaroidi delle Alpi Apuane*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **2**: 113–133.
- COCCIONI R., JOVANE L., BANCALA G., BUCCI C., FAUTH G., FRONTALINI F., JANIKIAN L., SAVIAN J., PAES DE ALMEIDA R., MATHIAS G.L. & FERREIRA DA TRINIDADE R.I. (2012) - *Umbria-Marche Basin, Central Italy: a reference section for the Aptian-Albian interval at low latitudes*. Scientific Drilling, **13**: 42–46.
- COLI M. (1989a) - *Litho-structural assemblage and deformation history of "Carrara marble"*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **108** (4): 581–590.
- COLI M. (1989b) - *Times and mode of uplift of the Apuane Alps metamorphic complex*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **32**: 47–56.
- COLI M. (1992) - *Carta Strutturale del Bacino Marmifero di Boana (Alpi Apuane)*. Scala 1:5.000. Dipartimento di Scienze della Terra Università di Firenze, SELCA, Firenze.
- COLI M. (1996) - *La tettonica estensiva della Falda Toscana nella zona di Vagli (Garfagnana): considerazioni geodinamiche*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **115**: 39–45.
- COLI M. & FAZZUOLI M. (1992) - *Considerazioni sulla litostratigrafia e sull'evoluzione sedimentaria delle formazioni retico-liassiche del nucleo metamorfico apuano*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **35**: 43–60.
- COLI M. & FAZZUOLI M. (1994) - *New data on the lithostratigraphy of the Morlungo-Monte Sagro area (Apuan Alps): preliminary report*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48** (1): 67–70.
- COLI M., FAZZUOLI M., GIUNTI G. & PICCINI L. (1992) - *Carta Geologica dell'area M. Sagro-Morlungo*. scala 1:5.000, Dipartimento di Scienze della Terra Università di Firenze, SELCA, Firenze.
- COLI M., FROSINI S. & PANDELI E. (2003) - *The syn-rift Carnian transgression in the Apuan Alps metamorphic core (Northern Tuscany, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **122** (3): 387–403.
- COLI M., GRANDINI G. & MATTEINI L. (1987) - *Carta Strutturale del bacino marmifero di Orto di Donna (Alpi Apuane)*. scala 1:5.000, Dipartimento di Scienze della Terra Università di Firenze, SELCA, Firenze.
- COLI M., GRANDINI G. & MATTEINI L. (1988) - *Il bacino marmifero di Orto di Donna - Alpi Apuane*. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze - Copisteria San Gallo, Firenze.
- COLI M. & LIVI E. (2003) - *Studi sulla Pietra del Cardoso: caratterizzazione geologica e geomineraria*. GEAM, **108** (3): 13–20.
- COLI M., PINI G., PICCINI L., MARIOTTONI E., FROSINI S., ROSSI M., LIVI V., APPELIUS V., CARMIGNANI L., MECCHERI M., FANTOZZI P.L., SCIUTO P., BOCCI M., ANTONPAOLI M.L., CHIEREGHIN F., GRAZIOSI B., FORNARO M., LOVERA E. & BERGAMASCO L. (2002) - *Studi Conoscitivi sui Bacini Marmiferi Industriali di Carrara: Un Contributo per la gestione Pianificata dell'Attività*. Number 24 in Quaderni di Studi e Documentazione, GEAM - Geoingegneria Ambientale e Mineraria, Torino, 104 pp.
- COLTORTI M., PIERUCCINI P. & RUSTIONI M. (2008) - *The Barga Basin (Tuscany): A record of Plio-Pleistocene mountain building of the Northern Apennines, Italy*. Quaternary International, **189** (1): 56–70.
- CONTI M. (1986) - *New data on the biostratigraphy of the Tuscan Cherts at Monte Cetona (Southern Tuscany, Italy)*. Marine Micropaleontology, **11** (1-3): 107–112.
- CONTI P., CARMIGNANI L., GIGLIA G., MECCHERI M. & FANTOZZI P.L. (2004) - *Evolution of geological interpretations in the Alpi Apuane metamorphic complex, and their relevance for the geology of the Northern Apennines*. In: D. MORINI & P. BRUNI (Eds.), *The Regione Toscana Project of Geological Mapping: Case Histories and Data Acquisition*, pp. 241–262. Regione Toscana - Servizio Geologico Regionale, Firenze.
- CONTI P., CARMIGNANI L., MECCHERI M., MASSA G., FANTOZZI P.L., MASETTI G. & ROSSETTO R. (2012) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 260 - Viareggio"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 144 pp.

- CONTI P., COSTANTINI A., DECANDIA F., ELTER F., GATTIGLIO M., LAZZAROTTO A., MECCHERI M., PANDELI E., RAU A., SANDRELLI F., TONGIORGI M. & DI PISA A. (1991) - *Structural frame of the Tuscan Paleozoic: a review*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **110**: 523–541.
- CONTI P., DI PISA A., GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1993) - *The pre-Alpine basement in the Alpi Apuane (Northern Apennines, Italy)*. In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, pp. 609–621. Springer-Verlag, Berlin.
- CONTI P., DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. & VIETTI N. (1988) - *Nuovi dati sulle metabasiti di Valle del Giardino del basamento paleozoico apuano (Appennino Settentrionale)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **95**: 89–103.
- COQUAND H. (1874) - *De l'âge et de la position des marbres blancs statuariers des Pyrénées et des Alpes Apuennes en Toscane*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **79**: 411.
- COQUAND H. (1875) - *Histoire des terrains stratifiés de l'Italie centrale, se référant aux périodes primaire, paléozoïque, triasique, rhétienne et jurassique*. Bulletin de la Société Géologique de France, **3-4**: 26–46, 126–150.
- CORI E. (1926a) - *Il giacimento di minerale di ferro del Monte Tambura*. Rapporto interno RIMIN S.p.A, pp. 1–11.
- CORI E. (1926b) - *Le ricerche di minerali di ferro del Monte Tambura (comuni di Massa e Vagli di Sotto)*. Relazione sul servizio minerario, **XXVII** (48): 85–87.
- CORI E. (1927) - *Antiche miniere di Garfagnana e Lunigiana*. Rapporto interno RIMIN S.p.A, pp. 1–7.
- CORTECCI G., DINELLI E., INDRIZZI M., SUSINI C. & ADORNI BRACCESI A. (1999) - *The Apuane Alps metamorphic complex, northern Tuscany: chemical and isotopic features of Grezzoni and Marmi dolomitici*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **106**: 79–89.
- CORTEMIGLIA G. (1981) - *La funzione degli apporti del Fiume Magra nella dinamica del litorale lunense*. Istituto di Geologia dell'Università di Genova, Unità Operativa Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo, Sottoprogetto Dinamica dei Litorali, **149**: 51–56.
- CORTEMIGLIA G.C. (1978) - *Valutazione quantitative della variazione di fondale tra la foce del Magra ed il Porto di Marina di Carrara ed individuazione dei principali assi di transito del trasporto litoraneo*. Memorie della Società Geologica Italiana, **19**: 407–419.
- CORTOPASSI P., DADDI M., D'AMATO AVANZI G., GIANNACCCHINI R., LATTANZI G., MERLINI A. & MILANO P. (2008) - *Discariche di cava e instabilità dei versanti: valutazione preliminare di alcuni fattori significativi nel bacino marmifero di Carrara*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **Special issue 2008**: 99–118.
- 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 sulla evoluzione tettono-sedimentaria*. Studi Geologici Camerti, **Volume Speciale 1992/2**: 229–248.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G., VILLA G. & BALDINI C. (1997) - *I Flysch oligo-miocenici della trasversale Toscana meridionale-Casentino: dati biostratigrafici e petrografici*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **39**: 281–302.
- COSTAGLIOLA P. (1987) - *Il giacimento a barite pirite ed ossidi di ferro di Monte Arsiccio (Alpi Apuane)*. Tesi di Laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze.
- COSTAGLIOLA P. (1992) - *Minerogenesi idrotermale in ambiente metamorfico: le mineralizzazioni a barite e solfuri polimetallici del Pollone (Alpi Apuane)*. Tesi di Dottorato, Università di Firenze - Perugia.
- COSTAGLIOLA P., BENVENUTI M., LATTANZI P. & TANELLI G. (1992) - *Sollevarimento post-metamorfico nella finestra tettonica di S. Anna: percorso P-T dedotto dai dati delle inclusioni fluide*. In: *Società Geologica Italiana - 76° Riunione Estiva, Firenze, 21-23 Settembre 1992, Riassunti*, pp. 271–272.
- COSTAGLIOLA P., BENVENUTI M., LATTANZI P. & TANELLI G. (1994) - *Uplift path of metamorphic terranes in the Apuane Alps: evidence from fluid inclusions in the Pollone deposits*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 719–723.

- COSTAGLIOLA P., BENVENUTI M., LATTANZI P. & TANELLI G. (1998) - *Metamorphogenic barite-pyrite (Pb-Zn-Ag) veins at Pollone, Apuane Alps, Tuscany: vein geometry, geothermobarometry, fluid inclusions and geochemistry*. *Mineralogy and Petrology*, **62** (1-2): 29–60.
- COSTAGLIOLA P., BENVENUTI M., MAINERI C., LATTANZI P. & RUGGIERI G. (1999) - *Fluid circulation in the Apuane Alps core complex: evidence from extension veins in the Carrara marble*. *Mineralogical Magazine*, **63**: 111–122.
- COSTAGLIOLA P., BENVENUTI M., TANELLI G., CORTECCI G. & LATTANZI P. (1990) - *The barite-pyrite-iron oxides deposit of Monte Arsiccio (Apuane Alps): geological setting, mineralogy, fluid inclusions, stable isotopes and genesis*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **109** (2): 267–277.
- COSTANTINI A., GANDIN A. & MARTINI R. (1983) - *Prima segnalazione di Foraminiferi del Trias nelle evaporiti di Boccheggiano*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **25**: 159–164.
- COSTANTINI A., GANDIN A., MATTIAS P., SANDRELLI F. & TURI B. (1980) - *Un'ipotesi per l'interpretazione paleogeografica della Formazione di Tocchi*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **21**: 203–216.
- CREMA C. (1911) - *Acque salienti della Liguria orientale e della Lunigiana*. *Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia*, **42**.
- CRISCI G., LEONI L. & SBRANA A. (1975) - *La formazione dei marmi delle Alpi Apuane (Toscana): studio petrografico, mineralogico e chimico*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **82**: 199–236.
- D'ACHIARDI A. (1873) - *Mineralogia della Toscana. Vol. I e II*. Ed. Nistri, Pisa.
- D'ACHIARDI A. (1876) - *Su di alcuni minerali toscani. Guadalcazarite di Levigliani*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **2**: 112–113.
- D'ACHIARDI A. (1879) - *Su alcuni minerali della miniera del Frigido presso Massa nelle Alpi Apuane*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali*, **2**: 171–178.
- D'ACHIARDI A. (1887) - *Rocce ottrelitiche delle Alpi Apuane*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **8**: 442–454.
- D'ACHIARDI G. (1897) - *Note di mineralogia toscana. Epsomite di Jano. Cerussa di Valdaspra. Geminato di pirite di Carrara*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb.*, **10**: 210–214.
- D'ACHIARDI G. (1899) - *Minerali dei marmi di Carrara*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb.*, **11**: 161–163.
- D'ACHIARDI G. (1905a) - *I minerali dei marmi di Carrara (Parte I: Calcite, Dolomite, Malachite, Azzurrite)*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **21**: 49–57.
- D'ACHIARDI G. (1905b) - *I minerali dei marmi di Carrara. (Parte II: Solfo, Realgar, Orpimento, Blenda, Pirite, ecc...)*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **21**: 236–264.
- D'ACHIARDI G. (1906a) - *I minerali dei marmi di Carrara. (Aggiunte alle parti I e II)*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali*, **15**: 46–48.
- D'ACHIARDI G. (1906b) - *I Minerali dei marmi di Carrara. (Parte III: Epidoto, Miche, Anfiboli, Albite, Scapolite)*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **22**: 94–105.
- D'ACHIARDI G. (1911a) - *Minerali dei marmi di Carrara. I. Minerali con aspetto nuovo per la località*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali*, **20**: 54–56.
- D'ACHIARDI G. (1911b) - *Minerali dei marmi di Carrara. Minerali di rame*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali*, **20**: 77–78.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., MARTIN S., SELLI L., CARTON A., PELLEGRINI G.B., CASOLARI E., DAMIANO F., MONTRESOR L., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E. & CANTELLI L. (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 042 - Malè*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 144 pp.
- DALLA CASA G. & GHELARDONI R. (1967a) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 84-Pontremoli*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- DALLA CASA G. & GHELARDONI R. (1967b) - *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia in scala*

- 1:100.000, Foglio-85 Castelnuovo nei Monti. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- DALLAN NARDI L. (1976) - *Segnalazione di Lepidocycline nella parte basale dello "Pseudomacigno" delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **95** (3-4): 459-477.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **42**: 1-212.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1973) - *Ipotesi sulla genesi e sul significato delle brecce stratigrafiche associate ai "calcari cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda toscana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **92**: 461-478.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1978) - *Il quadro paleotettonico dell'Appennino settentrionale: un'ipotesi alternativa*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **85** (1): 289-297.
- D'AMATO AVANZI G. (1999) - *Landslides triggered by the intense rainstorm of June 19, 1996 in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy)*. Transactions of the Japanese Geomorphological Union, **20**: 203-218.
- D'AMATO AVANZI G., GIANNACCCHINI R. & PUCCINELLI A. (2000) - *Geologic and geomorphologic factors of the landslides triggered in the Cardoso T. basin (Tuscany, Italy) by the 19th June, 1996 intense rainstorm*. In: E. BROMHEAD, N. DIXON & M.L. IBSEN (Eds.), *Landslides in Research, Theory and Practice*, pp. 381-386. Thomas Telford, London.
- D'AMATO AVANZI G., GIANNACCCHINI R. & PUCCINELLI A. (2004) - *The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy)*. Engineering Geology, **73** (3-4): 215-228.
- D'AMATO AVANZI G. & VERANI M. (1998) - *Valenze ambientali ed economiche dei ravaneti delle Alpi Apuane (Toscana)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **53**: 489-501.
- DE MICHELE V. (1974) - *Guida mineralogica d'Italia*, vol. 2. Istituto Geografico De Agostini, Novara.
- DE STEFANI C. (1874-75) - *Considerazioni stratigrafiche sopra le rocce più antiche delle Alpi Apuane e del Monte Pisano*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **5-6** (5-6; 7-8; 9-10; 11-12; 1-2; 3-4); 131-145; 197-616; 259-270; 348-365; 31-46; 73-81.
- DE STEFANI C. (1875) - *Dell'epoca geologica dei marmi dell'Italia centrale*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **6**: 212-227.
- DE STEFANI C. (1877) - *Geologia del Monte Pisano*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **3**: 49-169.
- DE STEFANI C. (1880a) - *I fossili triassici delle Alpi Apuane*. Rendiconti dell'Istituto Lombardo di Scienze e Lettere, Serie A, **13**.
- DE STEFANI C. (1880b) - *Ordinamento cronologico dei terreni delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 118-130.
- DE STEFANI C. (1880c) - *Quadro comprensivo dei terreni che costituiscono l'Appennino settentrionale*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **5**: 206-253.
- DE STEFANI C. (1881a) - *Le alghe fossili nelle rocce delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 280-282.
- DE STEFANI C. (1881b) - *Le pieghe dei terreni eocenici delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 283-285.
- DE STEFANI C. (1881c) - *Osservazioni ad alcune pubblicazioni geologiche del R. Comitato Geologico d'Italia sulle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 141-156.
- DE STEFANI C. (1881d) - *Pieghe costituenti le Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 156-157.
- DE STEFANI C. (1884) - *Sugli studi del R. Ufficio Geologico nelle Alpi Apuane e nell'Appennino*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **3**: 23-40.
- DE STEFANI C. (1887) - *Carta Geologica della Regione Centrale delle Alpi Apuane*. R. Ist. Studi Superiori, Tip. Paris, Firenze.

- DE STEFANI C. (1889) - *Le pieghe delle Alpi Apuane*. Pubbl. R. Istit. di Studi Superiori Pratici e di Perfezionamento in Firenze, Sez. di Sc. Fis. e Nat., **1-2**: 5–25, 65–112.
- DE STEFANI C. (1922) - *Itinerario geologico della Versilia*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **3** (1): 7–38.
- DE WIJKERSLOOTH P. (1934) - *Bau und Entwicklung des Apennins besonders der Gebirge Toscanas*. Selbstverlag Geologisch Institut, Amsterdam, 426 pp.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. (1993) - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Memorie di Scienze Geologiche, **45**: 1–27.
- DECANDIA F.A., FEDERICI P.R. & GIGLIA G. (1968) - *Contributo alla conoscenza della Serie toscana; la zona de Castelpoggio e Tenerano (Carrara, Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **75** (1): 102–124.
- DEL CHIARO R. & LARI A. (1990) - *Osservazione sui solfuri dei marmi delle Apuane*. Riv. Min. It., **14**: 171–174.
- DEL GROSSO E. (1924/25) - *Sulla presenza della fuchsite nel marmo di Carrara*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **50**.
- DEL TREDICI C. (1978) - *Il rutilo nei marmi di Carrara*. Riv. Min. It., **2**: 31–33.
- DEL TREDICI C. (1980) - *L'anatasio nei marmi di Carrara*. Riv. Min. It., **4**: 46–47.
- DEL TREDICI S. (1996) - *Evoluzione post-collisionale delle Falde appenniniche nel settore settentrionale delle Alpi Apuane*. Tesi di Dottorato, Università di Genova, Dipartimento di Scienze della Terra.
- DEL TREDICI S., GIGLIA G. & ROBBIANO A. (1997) - *Le strutture estensionali duttili della Falda toscana nelle Apuane nord-occidentali (Appennino settentrionale)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **39**: 217–237.
- DEL TREDICI S. & ROBBIANO A. (1997a) - *Evoluzione strutturale dell'Unità subligure in Val di Magra (Appennino settentrionale)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **104**: 1–12.
- DEL TREDICI S. & ROBBIANO A. (1997b) - *Le strutture delle Unità liguri esterne in Lunigiana e nella bassa Val di Magra (Appennino settentrionale)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **39**: 129–147.
- DELL'ANNA L. & QUAGLIARELLA F. (1967) - *Jordanite nel marmo di Carrara*. Periodico di Mineralogia, **36**: 245–258.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L., RICOU L., KAZMIN V., LE PICHON X., KNIPPER A., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I., GEYSSANT J., LEPRVIER C., PECHERSKY D., BOULIN J., SIBUET J., SAVOSTIN L., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M., LAUER J. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241–315.
- DI GIOVANNI F. (1981) - *I minerali di Monte Brugiana, Massa*. Rivista Mineralogica Italiana, **5**: 67–70.
- DI NACCIO D., BONCIO P., BROZZETTI F., PAZZAGLIA F.J. & LAVECCHIA G. (2013) - *Morphotectonic analysis of the Lunigiana and Garfagnana grabens (northern Apennines, Italy): implications for active normal faulting*. Geomorphology, **201**: 293–311.
- DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MECCHERI M. (1985) - *Regional variation of the metamorphic temperatures across the Tuscanid I Unit and its implications on the alpine metamorphism (Apuan Alps, N-Tuscany)*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **151** (2): 197–211.
- DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MEMMI I. (1987) - *Metamorfismo*. In: L. CARMIGNANI, M. GATTIGLIO, O. KÄLIN & M. MECCHERI (Eds.), *Guida all'escursione sul Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane. Escursione conclusiva della "Summer School" di Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini*, Settembre 1987, pp. 50–67. CNR - Università di Siena, Tipografia Editrice Pisana, Pisa.
- DI SABATINO B. (1967) - *Su una paragenesi del giacimento manganesifero di Scortico (Alpi Apuane)*. Periodico di Mineralogia, **36**: 965–992.
- DI SABATINO B., GIAMPALO C. & POTENZA P. (1977) - *Metamorfismo di "very low grade" ed*

- altissima pressione nella "Unità delle Panie". Periodico di Mineralogia, **46**: 79–89.
- DINI A. (1989) - Carrara. Un'interessante associazione epitattica blenda-wurtzite-colusite. Notiz. Gr. Mineral. Fiorent., **14** (1): 7–11.
- DINI A. (1992) - Contributo alla minerogenesi dei giacimenti mercuriferi apuani. Tesi di Laurea, Università di Pisa.
- DINI A. (1995) - Metacinabro zincifero ("leviglianite") e sfalerite mercurifera della miniera di Levigliani (Alpi Apuane, Toscana). Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **102**: 67–71.
- DINI A., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P. & LATTANZI P. (2001) - Mercury deposits in metamorphic settings: the example of Levigliani and Ripa mines, Apuane Alps Tuscany, Italy. Ore Geology Reviews, **18**: 149–167.
- DINI A., BENVENUTI M., LATTANZI P. & TANELLI G. (1995) - Mineral assemblages in the Hg-Zn-(Fe)-S system at Levigliani, Tuscany, Italy. European Journal of Mineralogy, **7** (2): 417–427.
- DINI A. & BIAGIONI C. (2010) - Levigliani e Ripa: storia, genesi e mineralogia dei giacimenti mercuriferi. Rivista mineralogica italiana, **1**: 12–35.
- DINI A. & ORLANDI P. (1995) - Coloradoite (HgTe), from Buca della Vena mine, Apuan Alps, Tuscany, Italy. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **102**: 47–50.
- DOGLIONI C. (1984) - Tettonica triassica compressiva nelle Dolomiti. Giornale di Geologia, **46** (2): 47–60.
- DOLCI E. (1980) - Carrara Cave Antiche. Comune di Carrara, Carrara.
- DOLCI E. (1985) - I marmi lunensi: tradizione, produzione, applicazioni. Quaderni del Centro Studi Lunensi, **10-12**: 405–463.
- D'ORAZIO M., BIAGIONI C., DINI A. & VEZZONI S. (2017) - Thallium-rich pyrite ores from the Apuan Alps, Tuscany, Italy: constraints for their origin and environmental concerns. Mineralium Deposita, **52** (5): 687–707.
- DOVERI M. (2005) - Studio idrogeologico e idrogeochimico dei sistemi acquiferi del Bacino del Torrente Carrione e dell'antistante piana costiera. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra.
- DUCHI G., FRANZINI M., GIAMELLO M., ORLANDI P. & RICCOBONO F. (1993) - The iron-rich beryls of Alpi Apuane: mineralogy, chemistry and fluid inclusion. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, **1993** (5): 193–207.
- DUCHI G., P. O. & VEZZALINI G. (1981) - Colusite nelle geodi del marmo di Carrara. Canadian Mineralogist, **19**: 423–427.
- DUCHI V., BENCI L. & CATANI F. (1994) - Distribuzione di alcuni metalli pesanti nelle rocce metamorfiche del bacino del Frigido associate al filone mineralizzato a Cu (Massa, Italia). Bollettino della Società Geologica Italiana, **112** (3-4): 729–737.
- DUFF K.L. (1978) - Bivalvia from the English lower Oxford Clay (Middle Jurassic), Monographs, vol. 132. The Palaeontographical Society, London, 137 pp.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966a) - Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne, **19** (3): 279–377.
- ELTER P. (1960) - I lineamenti tettonici dell'Apennino a nord-ovest delle Apuane. Bollettino della Società Geologica Italiana, **79** (2): 273–312.
- ELTER P. (1973) - Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino Settentrionale. In: B. SEGRE, B. ACCORDI, P. ELTER, L. OGNIBEN & A. SCHERILLO (Eds.), Atti del Convegno sul Tema: Moderne Vedute sulla Geologia dell'Apennino, Quaderni, vol. 183, pp. 97–109. Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.
- ELTER P., GIANNINI E., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1960) - Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. Accademia Nazionale Lincei, Rendiconti della Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, ser. 8, **29** (6): 497–502.

- ELTER P., GIGLIA G., RAU A. & TONGIORGI M. (1966b) - *Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro delle serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana settentrionale*. In: M. TONGIORGI & A. RAU (Eds.), *Atti del Symposium sul Verrucano*, pp. 3–33. Società Toscana di Scienze Naturali, Pisa, Settembre 1966.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **83** (2): 373–394.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **46**: 121–138.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino Ligure: 3) - Tentativo di interpretazione delle breccie ofiolitiche cretacee in relazione con i movimenti orogenetici nell'Appennino ligure*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84** (5): 1–12.
- ERBA E. (2004) - *Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events*. Marine Micropaleontology, **52**: 85–106.
- ERBA E., CHANNELL J.E.T., CLAPS M., JONES C., LARSON R., OPDYKE B., PREMOLI SILVA I., RIVA A., SALVINI G. & TORRICELLI S. (1999) - *Integrated stratigraphy of the Cisono Apticore (Southern Alps, Italy): a "reference section" for the Barremian-Aptian interval at low latitudes*. Journal of Foraminiferal Research, **29**: 371–391.
- ERTAG - REGIONE TOSCANA (1980) - *I Marmi Apuani*. Nuova Grafica Fiorentina, Firenze.
- FANUCCI F., FIERRO G., GROSSO F. & PIACENTINO G.B. (1979) - *Contributo di una indagine sedimentologica a ricerche ecologiche nel Golfo di La Spezia*. Istituto Idrografico della Marina, Genova, 30 pp.
- FANUCCI F., FIERRO G. & PICCAZZO M. (1974) - *Caratteri geomorfologici e sedimentologici del litorale - Zona compresa tra la Foce del Magra ed il Porto di Livorno*. In: L. VERSINO (Ed.), *Ricerche sul Regime e la Conservazione dei Litorali, Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, vol. 92, p. 176. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.
- FANUCCI F. & NICOLICH R. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura e genesi di un "bacino marginale"*. Memorie della Società Geologica Italiana, **27**: 97–110.
- FAZZINI P. & MAFFEI M. (2000) - *The disappearance of the city of Luni*. Journal of Cultural Heritage, **1** (3): 247–260.
- FAZZINI P., PAREA G. & MANTOVANI M. (1968) - *Ricerche su Mesozoico della Toscana a Sud dell'Arno*. Memorie della Società Geologica Italiana, **7** (2): 1–193.
- FAZZUOLI M. (1980) - *Frammentazione ed annegamento della piattaforma carbonatica del Calcere massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana*. Memorie della Società Geologica Italiana, **21**: 181–191.
- FAZZUOLI M. & COLI M. (1992) - *Il Mesozoico della Falda Toscana e del nucleo metamorfico apuano: carbonati di mare sottile e sistemi alto-scarpata-bacino nel Triassico superiore-Giurassico della successione toscana e della successione metamorfica apuana*. In: *76a Riunione Estiva Società Geologica Italiana - Guida all'Escursione B2*, pp. 77–131. Firenze 21-23 Settembre 1992.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI G. (1985) - *Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 159–201.
- FAZZUOLI M., FOIS E. & TURI A. (1988) - *Stratigrafia e sedimentologia dei Calcari e marne a Rhaetavícula contorta Aucct. (Norico-Retico) della Toscana nord-occidentale, nuova suddivisione formazionale*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **94** (4): 561–618.
- FAZZUOLI M. & MAESTRELLI MANETTI O. (1973) - *I nuclei mesozoici di Monsummano, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **12** (1): 39–79.
- FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANI F. (1994) - *Considerations on the sedimentary and structural evolution of the Tuscan domain since Early Triassic to Tortonian*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48** (1): 31–50.
- FAZZUOLI M., SANI F. & COVELLI S. (2002) - *Structural evolution of Liassic carbonate platform margins documented by neptunian dyke systems, Northern Tuscany, Italy*. Bollettino della Società

- Geologica Italiana, **volume speciale n. 1**: 539–549.
- FAZZUOLI M., SANI F., FERRINI G., GARZONIO C.A., SGUAZZONI G., BECARELLI S., BURCHIETTI G. & MANNORI G. (1998) - *Geologia del nucleo mesozoico della Val di Lima (province di Pistoia e Lucca, Appennino Settentrionale); note illustrative della carta geologica (scala 1:25.000)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117** (2): 479–535.
- FAZZUOLI M. & SGUAZZONI G. (1981) - *Presenza di facies tipo "Rosso Ammonitico" e di forme paleocarsiche al tetto dei Marmi in località Pianellaccio (M. Pisanino; Alpi Apuane)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **100** (4): 555–566.
- FEDERICI P.R. (1967a) - *Prima segnalazione di Lias medio nel Calcare rosso ammonitico dell'Appennino ligure e considerazioni cronologiche sulla stessa formazione in Toscana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **86** (2): 269–286.
- FEDERICI P.R. (1967b) - *Un esemplare di ammonite delle "Marne a Posidonia" di Campiglia nei Monti Occidentali della Spezia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **86** (2): 367–374.
- FEDERICI P.R. (1968) - *Fossili sinemuriani della Liguria Orientale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **7** (1): 107–127.
- FEDERICI P.R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino; 1 - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **92** (2): 287–301.
- FEDERICI P.R. (1978a) - *La tettonica recente dell'Appennino; 2 - Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (Alta Val di Vara) e le sue implicazioni neotettoniche*. Quaderni St. Quat. Padano, **4**: 121–132.
- FEDERICI P.R. (1978b) - *Una possibile copertura terziaria dell'unità toscana delle Panie (a proposito di una morena di "macigno" nelle Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **85**: 51–59.
- FEDERICI P.R. (1979) - *Una ipotesi di cronologia glaciale wurmiana nell'Appennino Centrale*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **2**: 196–202.
- FEDERICI P.R. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 95 - La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84 - Pontremoli*. In: *Contributi Preliminari alla Realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica*, vol. 356, pp. 1345–1364. C.N.R., Roma.
- FEDERICI P.R. (1981a) - *Nuovi resti di vertebrato nel bacino fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra)*. Boll. Museo Storia Nat. Lunigiana, **1** (2): 71–74.
- FEDERICI P.R. (1981b) - *The Quaternary glaciation on the seaward side of the Apuan Alps*. Rivista Geografica Italiana, **88** (2): 183–199.
- FEDERICI P.R. (1987) - *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino del Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*. In: M. CENNI, F. SIMONI, G.N. BALDACCINI, P. BIANUCCI, G. BERNACCHI, P.R. FEDERICI, P.E. TOMEI & P. MARACCI (Eds.), *Il Bacino del Massaciuccoli, Collana di Indagini Tecniche e Scientifiche per la Migliore Conoscenza del Lago di Massaciuccoli e del suo Territorio*, vol. 3, pp. 27–52. Consorzio Idraulico di II Categoria, Canali Navigabili Burlamacca, Malfante, Venti e Quindici, Viareggio.
- FEDERICI P.R. (1993) - *The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the light of drillings and radiometric data*. Memorie della Società Geologica Italiana, **49**: 217–225.
- FEDERICI P.R. (2005a) - *Appunti per la storia della scoperta della glaciazione quaternaria nell'Appennino settentrionale*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **75**: 69–75.
- FEDERICI P.R. (2005b) - *Aspetti e problemi della glaciazione Pleistocenica nelle Alpi Apuane*. In: *Atti del Convegno "Le grotte raccontano: un milione di anni di storia naturale conservato nei sistemi carsici delle Alpi Apuane"*, Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, Serie II, vol. 18, pp. 19–32. Italiano di Speleologia.
- FEDERICI P.R., FOLLIERI M. & COCCOLINI G. (1982) - *Testimonianze palinologiche di Villafranchiano medio nel bacino neotettonico di Aulla-Olivola in Val di Magra*. In: *Contributi Conclusivi per la Realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, vol. 513, pp. 225–230. C.N.R. - Progetto

Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica, Roma.

- FEDERICI P.R. & RAGGI G. (1974) - *Brecce sedimentarie e rapporti tra le unità tettoniche toscane nel gruppo delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **93** (3): 709–722.
- FEDERICI P.R., SPAZZAFUMO A., CASOLI G., STRENTA D., DINI M. & PALAGI F. (1981) - *Ricerche sul carsismo delle Alpi Apuane*. Studi e Ricerche di Geografia, **4**: 86–119.
- FEIST BURKHARDT S., GOETZ A.E., SZULC J., BORKHATARIA R., GELUK M., HAAS J., HORNING J., JORDAN P., KEMPF O., MICHALIK J., NAWOCKI J., REINHARDT L., RICKEN W., ROEHLING H.G., RÜFFER T., TOROK A. & ZÜHLKE R. (2008) - *Triassic*. In: T. McCANN (Ed.), *The Geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic*, vol. 2, pp. 749–821. The Geological Society of London.
- FELLIN M., REINERS P., BRANDON M., WUTHRICH E., BALESTRIERI M. & MOLLI G. (2007) - *Thermochronologic evidence for the exhumation history of the Alpi Apuane metamorphic core complex, northern Apennines, Italy*. Tectonics, **26** (6).
- FERRI S., PELLICCIA F., PRANZINI E., RIZZO M. & VITALE G. (2008) - *Prima risposta della spiaggia di Marina di Carrara ad un ripascimento artificiale non protetto*. Studi Costieri, **15**: 3–20.
- FERRINI G. & PANDELI E. (1985) - *Un'ipotesi alternativa allo Pseudomacigno apuano nel quadro dei bacini torbidi toscani*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **104** (2): 257–265.
- FISCHER R. (1971) - *Die Coeloceras (Ammonoidea) des Monte Cetona (Prov. Siena). Palaeontologie, Geologie und Stratigraphie eines Profils im mediterranen Carixium und Lotharingium*. Geologica et Paleontologica, **5**: 93–129.
- FISCHER R. (1972) - *Protogrammoceras und Fucineras (Ammonoidea) im Lotharingium und Carixium Mittelitaliens*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **141** (1): 37–80.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1–36.
- FORTI P., PICCINI L. & PRANZINI G. (1993) - *Le risorse idriche di emergenza delle Alpi Apuane (Toscana, Italia)*. Quad. Tec. Prot. Amb., **49**: 303–318.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI M. & PUXEDDU M. (1986) - *Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy*. Journal of Metamorphic Geology, **4**: 309–321.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L. & RITA F. (1984) - *A note on the occurrence, chemistry and K/Ar data of stilpnomelane from Mt. Contrario (Apuan Alps, northern Tuscany)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **39**: 491–496.
- FRANCESCHELLI M., MELLINI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1989) - *Sudoite, a rock-forming mineral in Verrucano of the Northern Apennines (Italy) and the sudoite-chloritoid-pyrophyllite assemblage in prograde metamorphism*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **101**: 274–279.
- FRANCESCHELLI M. & MEMMI I. (1999) - *Zoning of chloritoid from kyanite-facies metapsammites, Alpi Apuane, Italy*. Mineralogical Magazine, **63**: 105–110.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., CARCANGIU G. & GIANELLI G. (1997) - *Prograde and retrograde chloritoid zoning in low temperature metamorphism, Alpi Apuane, Italy*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **77**: 41–50.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CARCANGIU G., GATTIGLIO M. & PANNUTI F. (1996) - *Breccia-hosted manganese-rich minerals of Alpi Apuane, Italy; a marine, redox-generated deposit*. Lithos, **37** (4): 309–333.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M. & GATTIGLIO M. (2003) - *Geochemistry and origin of chloritoid schist from the Alpi Apuane, Italy: evidence of a prevailing lateritic signature*. European Journal of Mineralogy, **15** (3): 575–588.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M. & MEMMI I. (1998) - *Li, B-rich Rhaetian metabauxite, Tuscany, Italy: reworking of older bauxites and igneous rocks*. Chemical Geology, **144** (3-4): 221–242.
- FRANZINI M., ORLANDI P., BRACCI G. & DALENA D. (1982a) - *Die Mineralien des Marmors von Carrara*. Mineralien Welt, **3** (4): 16–46.
- FRANZINI M., ORLANDI P., BRACCI G. & DALENA D. (1982b) - *I Minerali del Marmo di Carrara*. Rivista Mineralogica Italiana, Milano.

- FRANZINI M., ORLANDI P., BRACCI G. & DALENA D. (1987) - *Minerals of the Carrara Marble*. The Mineralogical Record, **18** (4): 263–296.
- FRANZINI M., ORLANDI P. & PASERO M. (1992) - *Morphological, chemical and structural studies of robinsonite (Pb₄Sb₆S₁₃) from Alpi Apuane, Italy*. Acta Vulcanologica, **2**: 231–235.
- FUCINI A. (1892) - *Alcuni fossili del Lias inferiore delle Alpi Apuane e dell'Appennino di Lunigiana*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **12**: 293–308.
- FUCINI A. (1896) - *Studio geologico sul circondario di Rossano in Calabria*. Atti Acc. Gioenia Sc. Natur., **73** (9): 1–87.
- FUCINI A. (1898) - *Di alcune nuove ammoniti dei calcari rossi inferiore della Toscana*. Palaeontographia Italica, **4**: 239–251.
- FUCINI A. (1905a) - *Cefalopodi liassici del Monte Cetona*. Palaeontographia Italica, pp. 7–11.
- FUCINI A. (1905b) - *Note illustrative della carta geologica del Monte Cetona*. Tipografia Vannucchi, Pisa.
- FUCINI A. (1908) - *La Pania di Corfino*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **27**: 91–123.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOUL F. & GAZANTI E. (1998) - *Multiorde sequence stratigraphy in the Triassic system of the western southern Alps*. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication, **60**: 701–717.
- GALLERINI L. & GALLERINI P. (1975) - *Ritrovamento di un cristallo di cinabro alla miniera di Levigliani*. Notiziario del Gruppo Mineralogico Fiorentino, **2**: 8.
- GALLI M., JADOUL F., BERNASCONI S., CIRILLI S. & WEISSERT H. (2007) - *Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic-Jurassic transition in the western Southern Alps (Northern Italy)*. In: S. HESSELBO, C. MCROBERTS & J. PÁLFY (Eds.), *Triassic-Jurassic Boundary Events: Problems, Progress, Possibilities.*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology., vol. 244, pp. 52–70. Elsevier.
- GALLI M.T., JADOUL F., BERNASCONI S.M. & WEISSERT H. (2005) - *Anomalies in global carbon cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from marine C-isotope record*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **216**: 203–214.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1975) - *Il litorale pisano-versiliese (Area Campione Alto Tirreno). Composizione, provenienza e dispersione delle sabbie*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **94**: 1273–1295.
- GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1987) - *Preliminary considerations on the lithostratigraphic succession of the Apuane Alps Paleozoic basement (northern Tuscany, Italy)*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.), *Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt*, Newsletter, vol. 7, pp. 57–59. IGCP Project No. 5, Siena.
- GATTIGLIO M., MECCHERI M. & TONGIORGI M. (1989) - *Stratigraphic correlation forms of the Tuscan Paleozoic basement*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **12**: 435–446.
- GEORGE L.L., BIAGIONI C., D'ORAZIO M. & COOK N.J. (2018) - *Textural and trace element evolution of pyrite during greenschist facies metamorphic recrystallization in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy): influence on the formation of Tl-rich sulfosalt melt*. Ore Geology Reviews, **102**: 59–105.
- GHELARDONI R., PIERI P. & PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castenuovo Ne' Monti)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84** (6): 297–416.
- GIAMPAOLI S. (1984) - *Vita di Sabbie e d'Acque. Il Litorale Massese (1500-1900)*, vol. Deputazione di Storia Patria per le Antiche Province Modenesi, Nuova serie. Biblioteca Civica Giampaoli, Massa.
- GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1979) - *An attempt at classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**: 435–446.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965) - *Geologia della zona nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84** (5): 197–270.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*.

- Bollettino della Società Geologica Italiana, **81** (2): 17–98.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution*. In: P.C. DE GRACIANSKY, T. HARDENBOL J. AND JAQUIN & P.R. VAIL (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Special Publication*, vol. 60, pp. 719–747. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- GIANOLLA P. & JACQUIN T. (1998) - *Triassic sequence stratigraphic framework of western European Basins*. In: P.C. DE GRACIANSKY, T. HARDENBOL J. AND JAQUIN & P.R. VAIL (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Special Publication*, vol. 60, pp. 643–650. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. *Journal of Quaternary Science*, **25** (2): 96–102.
- GIGLIA G. (1967) - *Geologia dell'alta Versilia settentrionale (Tav. M. Altissimo)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **6**: 67–95.
- GIGLIA G. & RADICATI DI BROZOLO F. (1970) - *K/Ar age of metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **89** (4): 485–497.
- GIGLIA G. & TREVISAN L. (1966) - *Genesi e significato paleogeografico delle breccie tra Grezzoni e Marmi delle Alpi Apuane*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **73** (2): 503–517.
- GORTANI M. (1933) - *Il Paleozoico delle Alpi Apuane*. *Rend. R. Accad. Sci. Ist. Bologna, Cl. Sc. Fis.*, **37**: 53–57.
- GRADSTEIN F., OGG J., SCHMITZ A. & OGG G. (2012) - *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Cambridge.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (2004) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge School Press, Cambridge.
- GRANAI F. (1985) - *Wurtzite nel marmo di Carrara*. *Riv. Min. It.*, **19**: 195–196.
- GRAS A. (1852) - *Catalogue des corps organisés fossiles du département de l'Isère*. *Bull. Soc. Statist. Sci. nat. Arts ind. Dép. Isère*, **2**: 1–54.
- GREGORIO F., LATTANZI P., TANELLI G. & VURRO F. (1979) - *Garavellite, FeSbBiS₄, a new mineral from the Cu-Fe deposit of Valle del Frigido in the Apuane Alps, northern Tuscany, Italy*. *Mineralogical Magazine*, **43** (325): 99–102.
- GÜNTHER K. (1966) - *Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Apennin Hauptkamm*. *Tesi di Laurea, Freie Univ. Berlin*.
- GÜNTHER K. & REUTTER K.J. (1966) - *Submarine Brekzienbildung als Folge cenomaner orogentischer Tätigkeit in den Toskaniden II bei Mommio (Provinz Massa - Carrara)*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **124** (3): 241–253.
- GÜNTHER K. & WACHSHUT W. (1969) - *Submarine Brekzien und Sedimentationlücken im Mesozoikum der Nordwestlichen Toskaniden*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **134** (1): 57–100.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liason Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabrie)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **II**: 309–342.
- HEDBERG H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*. John Wiley & Sons, New York, 200 pp.
- HEIM A. (1878) - *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe*. Benno Schwabe Verlagssbuchhandlungen, Basel, 346 pp.
- HESSELBO S.P., MCROBERTS C.A. & PÁLFY J. (2007) - *Triassic-Jurassic boundary events: Problems, progress, possibilities*. In: *Triassic-Jurassic boundary Events, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 244, pp. 1–10. Elsevier, Amsterdam.

- HIGGINS J.A. & SCHRAG D.P. (2006) - *Beyond methane: towards a theory for the Paleocene-Eocene thermal maximum*. Earth Planetary Science Letters, **245**: 523–537.
- HORNUNG T., BRANDNER R., KRYSZYN L., JOANCHIMSKU M. & KEIM L. (2007) - *Multi-stratigraphic constraints on the NW Tethyan "Carnian crisis"*. In: S. LUCAS & J. SPIELMANN (Eds.), *The Global Triassic*, vol. 41, pp. 59–67. New Mexico Museum of Natural History & Science, Albuquerque.
- IPPOLITO F. (1946a) - *Sulla geologia delle Alpi Apuane*. Acta Pontificia Academia Scientiarum, **10** (1): 1–20.
- IPPOLITO F. (1946b) - *Sulla geologia delle Alpi Apuane e del Monte Pisano (Nota riassuntiva)*. Ric. Scientifica e di Ricostruz., **16** (3-4): 302.
- IPPOLITO F. (1948) - *Sulla geologia delle Alpi Apuane*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli, **1**: 97–112.
- IPPOLITO F. (1950) - *Le Alpi Apuane*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli, **3**: 49–95.
- ISOLA I., PICCINI L., RONCONI A. & ZANCHETTA G. (2005) - *Le Grotte Raccontano: Un Milione di Anni di Storia naturale Conservato nei Sistemi Carsici delle Alpi Apuane, Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, Serie II*, vol. 18. Nuovastampa (PI), 199 pp.
- JADOUL F., GALLI M., CALABRESE L. & GNACCOLINI M. (2005) - *Stratigraphy of Rhaetian to lower Sinemurian carbonate platforms in Western Lombardy (Southern Alps, Italy): paleogeographic implications*. Riv. It. Pal. Strat., **111** (2): 285–303.
- JADOUL F., GALLI M.T., MUTTONI G., RIGO M. & CIRILLI S. (2012) - *The late Norian-Hettangian stratigraphic and paleogeographic evolution of the Bergamasc Alps*. GFT-Geological Field Trips, **4** (1): 1–55.
- JADOUL F., NICORA A., ORTENZI A. & POHAR C. (2002) - *Ladinian stratigraphy and paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebbano-Tarvisiano, Julian Alps, Italy)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **52** (1): 29–43.
- JEFFERIES R.P.S. & MINTON P. (1965) - *The mode of life of two Jurassic species of "Posidonia"*. Paleontology, **8** (19): 85–156.
- JERVIS G. (1874) - *I tesori sotterranei d'Italia*. Edizioni Loescher, Torino.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea*. Journal of Geophysical Research, **103**: 12123–12160.
- KÄLIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany; aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Eclogae geologicae Helvetiae, **72** (3): 715–762.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collision orogen*. American Journal of Science, **279** (6): 676–691.
- KLIGFIELD R., CARMIGNANI L. & OWENS W.H. (1981) - *Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias*. Journal of Structural Geology, **3** (4): 421–436.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAPEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques; results from the Northern Apennines*. Journal of Structural Geology, **8** (7): 781–798.
- KOBER L. (1927) - *Beitrag zur Geologie des Nordappennines und der angrenzenden Alpen*. Sitz. Ber. Ak. Wiss., Wien, Math. Naturwiss. Kl., **136**.
- KOBER L. (1935) - *Grundlagen des Deckenbaus des Appennins*. Forsch. und Fortschur., **25**.
- KOMINZ M.A., BROWNING J.V., MILLER K.G., SUGARMAN P.J., MIZINTSEVA S. & SCOTESE C.R. (2008) - *Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes an error analysis*. Basin Reseach, **20**: 211–226.
- KOMINZ M.A., MILLER K.G. & BROWNING J.V. (1998) - *Long-term and short-term global Cenozoic sea-level estimates*. Geology, **26**: 311–314.

- KÖNIG C. (1805) - *Addition to M. Cavolini's Treatise on Zostera oceanica L.* Annal of Botany, **2**: 91–99.
- KRAMPE K.D. (1964) - *Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza.* Diss. Frie Universitat, Berlin.
- KRISTYN L., BÖHM F. & KÜRSCHNER W. (2005) - *The Triassic-Jurassic boundary in the Northern Calcareous Alps.* In PÁLFY J. & OSZWART P. (Eds), "Program, Abstracts and Field Guide. 5th Field Workshop of IGCP 458 Project (Tata and Hallein, September 2005), A1-A14.
- KUTUFÀ C. & RUGGIERI G. (1979) - *Notizie sulla miniera del Frigido.* Notiziario del Gruppo Mineralogico Fiorentino, **6**: 1–4.
- LABAILS C., OLIVET J.L., ASLANIAN D. & ROEST W.R. (2010) - *An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean.* Earth and Planetary Science Letters, **297** (3-4): 355–368.
- LABAILS C., OLIVET J.L. & DAKHLA STUDY GROUP (2009) - *Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B—The tectonic heritage.* Tectonophysics, **468** (1): 83–97.
- LARSON R. (1991a) - *Geological consequences of superplumes.* Geology, **19**: 963–966.
- LARSON R. (1991b) - *Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume.* Geology, **19**: 547–550.
- LAZZAROTTO A., ALDINUCCI M., CIRILLI S., COSTANTINI A., DECANDIA F., PANDELI E., SANDRELLI F. & SPINA A. (2003) - *Stratigraphic correlation of the Upper Paleozoic-Triassic successions in southern Tuscany, Italy.* Bollettino della Società Geologica Italiana, **Volume speciale n. 2**: 25–35.
- LECKIE R.M., BRALOWER T.J. & CASHMAN R. (2002) - *Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous.* Paleoceanography, **17** (3): 1–29.
- LEISS B. & MOLLIG G. (2003) - *"High-temperature" texture in naturally deformed Carrara marble from the Alpi Apuane, Italy.* Journal of Structural Geology, **25** (4): 649–658.
- LEISS B. & WEISS T. (2000) - *Fabric anisotropy and its influence on physical weathering of different types of Carrara marbles.* Journal of Structural Geology, **22**: 1737–1745.
- LENCEWICZ S. (1917) - *Profile geologiczne przez Apenin Toskanski (Sezioni geologiche dell'Appennino Toscano).* Rend. Soc. di Scienze di Varsavia, **10** (6): 637–662.
- LEONI L. & ORLANDI P. (1975) - *Le blende dei marmi di Carrara (Alpi Apuane).* Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **31**: 65–71.
- LEONI L. & PERTUSATI P.C. (2003) - *Il metamorfismo dei depositi clastici triassici di Lerici-S. Terenzo, del Passo del Cerreto, di Collagna (Val di Secchia) e di Soraggio (Appennino Settentrionale).* Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **108**: 113–124.
- LOSACCO U. (1949) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale.* Rivista Geografica Italiana, **56**: 90–152; 196–272.
- LOSACCO U. (1953) - *La struttura dell'Appennino Modenese tra il Passo delle Radici e il Passo dell'Abetone.* Boll. Soc. Geol. It., **70** (2): 490–512.
- LOSACCO U. (1956) - *Note geologiche sulla galleria ferroviaria di Monte Lupacino (Prov. di Lucca).* Bollettino della Società Geologica Italiana, **75** (2): 80–93.
- LOTTI B. (1881) - *La doppia piega di Arni e la sezione trasversale delle Alpi Apuane.* Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **12**: 419–428.
- LOTTI B. (1888) - *I giacimenti cupriferi dei dintorni di Vagli nelle Alpi Apuane.* Bollettino del Regio Comitato Geologico d' Italia, **19**: 295–299.
- LOTTI B. & ZACCAGNA D. (1881) - *Sezioni geologiche nella regione centrale delle Alpi Apuane.* Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **12**: 5–32.
- LOURENS L.J., SLUIJS A., KROON D., ZACHOS J.C., THOMAS E., RÖHL U., BOWLES J. & RAFFI I. (2005) - *Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events.* Nature, **435** (23): 1083–1087.
- LUCAS S.G., TAYLOR D.G., GUEX J., TANNER L.H. & KRÄINER K. (2007) - *The proposed global*

- stratotype section and point for the base of the Jurassic System in the New York Canyon area, Nevada, Usa. In LUCAS S. G. & SPIELMANN J. A. (Eds), "Triassic of the American West". New Mexico Museum Nat. Hist. and Sc. Bull., **40**: 139–168.
- LUCIANI V., COBIANCHI M. & LUPI C. (2006) - *Regional record of a global oceanic event: OAE1a on the Apulia Platform margin, Gargano Promontory, southern Italy*. *Cretaceous Research*, **27**: 754–772.
- LUGLI S. (2001) - *Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum±anhydrite transitions and carbonate metasomatism*. *Sedimentary Geology*, **140**: 107–122.
- MANASSE E. (1904) - *Solfo del marmo di Carrara*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb.*, **14**: 110–114.
- MANASSE E. (1906) - *Tetraedrite del Frigido (Varietà Frigidite) e minerali che l'accompagnano*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **22**: 81–93.
- MANASSE E. (1921) - *Sulla Levigianite*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **33**: 156–163.
- MANCINI S. (1997) - *Le miniere di manganese di Scortico (Fivizzano, Massa-Carrara)*. *Rivista Mineralogica Italiana*, **3**: 295–296.
- MANCINI S. (1998) - *Miniere in Versilia. Storia e itinerari*. Petrart Edizioni, Pietrasanta.
- MANCINI S. (2000) - *Le mineralizzazioni a manganese delle Alpi Apuane*. Tesi di Laurea, Università di Pisa.
- MANCINI S., CONTI P. & MASSA G. (2009) - *Attività estrattive e caratteristiche litotecniche dello Pseudomacigno apuano*. *Rendiconti online della Società Geologica Italiana*, **6**: 317.
- MARCUCCI M., CABELLA R. & PASSERINI P. (1994) - *Early late Cretaceous radiolarian deposits in the Northern Apennines: biostratigraphy and mineralogical data from the "Scisti Policromi" in the Tuscan succession near Monsummano, Tuscany*. *Palaeopelagos*, **4**: 23–34.
- MARGHERITI S. (2008) - *Geologia dell'area tra Colonnata e Foce Luccica*. Tesi di Laurea, Centro di GeoTecnologie, Università degli Studi di Siena.
- MARRONI M. (1994) - *Deformation path of the Internal Liguride Units (Northern Apennines, Italy): record of shallow-level underplating in the Alpine accretionary wedge*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **48**: 179–194.
- MARRONI M., MENEGHINI F. & PANDOLFI L. (2010) - *Anatomy of the Ligure-Piemontese subduction system: evidence from Late Cretaceous–middle Eocene convergent margin deposits in the Northern Apennines, Italy*. *International Geology Review*, **52** (10-12): 1160–1192.
- MARRONI M., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992) - *Late Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy: age of inception of orogenesis-controlled sedimentation*. *Cretaceous Research*, **13**: 487–504.
- MARRONI M. & PANDOLFI L. (2007) - *The architecture of an incipient oceanic basin: a tentative reconstruction of the Jurassic Liguria-Piemonte basin the Northern Apennines–Alpine Corsica transect*. *International Journal of Earth Sciences*, **96**: 1059–1078.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1988) - *L'età della successione del Flysch ad Elmintoidi nell'area di Caranza (Val di Vara, Appennino settentrionale): nuovi dati sulla base del Nannoplancton calcareo*. *Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini"*, **57/58**: 27–41.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines): new data from calcareous nannofossils*. *Ofioliti*, **15**: 251–269.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Flysch ad Elmintoidi di Ottone / S. Stefano (Appennino Ligure-Emiliano)*. In: *76a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana: L'Appennino Settentrionale, Riassunti*, pp. 21–23. Firenze, 21-23 settembre 1992.
- MARTELLI A. (1906) - *Il regime sotterraneo delle acque nella Versilia pietrasantina*. *Giornale di Geologia Pratica*, **4**: 134–155.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), *Proceedings II Planktonic Conference, Rome 1970*, vol. 2, pp. 739–777. Ed.

Tecnoscienza, Roma.

- MARTINI I.P., RAU A. & TONGIORGI M. (1986) - *Syntectonic sedimentation in a Middle triassic Rift, Northern Apennines, Italy*. *Sedimentary Geology*, **47** (3-4): 191–219.
- MARTINI R., CIRILLI S., SAURER C., ABATE B., FERRUZZA G. & LO CICERO G. (2007) - *Depositional environment and biofacies characterization of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily)*. *Facies*, **53**: 389–400.
- MARTINI R., GANDIN A. & ZANINETTI L. (1989) - *Sedimentology, stratigraphy and micropaleontology of the Triassic evaporitic sequence in the subsurface of Boccheggiano and in some outcrops of southern Tuscany*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **95** (1): 3–28.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **4** (1): 649–678.
- MASINI R. (1932) - *La cupola secondaria della Val di Lima e dell'Orrido di Botri (Appennino settentrionale adiacente alle Alpi Apuane)*. Tip. Lischi, Pisa.
- MASINI R. (1937) - *La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **56** (3): 367–384.
- MASINI R. (1956) - *L'idrografia del Serchio nell'epoca preistorica e storica*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **63**: 41–70.
- MASINI R. (1958a) - *I bacini costieri delle Alpi Apuane*. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, **80**: 657–752.
- MASINI R. (1958b) - *Il Fiume Frigido di Massa Carrara e l'anomalia del suo rendimento idrologico*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, **65**: 358–361.
- MASINI R. (1969) - *I massi erratici della valle dell'Edron e il glacialismo nelle Alpi Apuane*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **89** (1): 45–56.
- MASSA G. (2007) - *Storia delle interpretazioni geologiche della Zona dello Stazzemese (Alpi Apuane meridionali)*. *Acta Apuana*, **6**: 5–26.
- MASSA G., BORSANI A., BLASI P., MANCINI S., MILAZZO F., PIERUCCIONI D., SARDISCO L. & PASQUINI A. (2013) - *Capraia quarry's precious marble (Apuan Alps, Tuscany)*. *Rendiconti Online Società Geologica Italiana*, **20**: 205–206.
- MASSARI F. (1986) - *Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine area (Italy)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **34**: 179–188.
- MATTEUCCI R. & PIGNATTI J.S. (1991) - *The Paleocene of the Apulian area (central-eastern Italy)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **14**: 189–194.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105** (3): 343–376.
- MAXWELL J.C. (1956) - *Tectonics of Pania della Croce-Pania Secca area, Alpi Apuane*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **75**: 55–79.
- MAZZANTI R. (1983) - *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'arcipelago di Toscana*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **102** (4): 419–556.
- MAZZANTI R., PALLA B., GANDOLFI G., PAGANELLI L., CAVAZZA S., MILANO V., MEGALE P. & CELESTRE P. (1985) - *Atlante delle Spiagge Italiane, Foglio 104-Pisa*.
- MAZZANTI R., PARIBENI E., STORTI S. & VAGGIOLI A. (1989) - *La pianura versiliese nel contesto geomorfologico*. In: *Etruscorum ante quam Ligurum. La Versilia tra il VII e III secolo a.C.*, pp. 33–43. Bandedecchi e Vivaldi, Pontedera.
- MAZZANTI R. & PASQUINUCCI M. (1983) - *L'evoluzione del litorale lunense-pisano fino alla metà del XIX secolo*. *Bollettino della Società Geografica Italiana*, **12**: 605–628.
- MCRROBERTS C., FURRER H. & JONES D. (1997) - *Palaeoenvironmental interpretation of a Triassic-Jurassic boundary section from Western Austria based on palaeoecological and geochemical data*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**: 79–95.
- MCRROBERTS C.A., WARD P.D. & HESSELBO S. (2007) - *A proposal for the base Hettangian Stage (= base Jurassic System) GSSP at New York Canyon (Nevada, USA) using carbon isotopes*. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Newsletter*, **34** (1): 43–49.

- MECCHERI M. (1996) - *Carta Geologico-Strutturale delle Varietà Merceologiche dei Marmi del Carrarese*. Scala 1:10.000, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena.
- MECCHERI M. (2000) - *I marmi del Carrarese: carta geologico-strutturale delle varietà merceologiche*. In: *Atti del Convegno su "Le Cave di Pietre ornamentali"*, pp. 79–86. GEAM - Associazione Georisorse e Ambiente, Torino, 28-29 novembre 2000.
- MECCHERI M., BELLAGOTTI E., BERRETTI G., CONTI P., DUMAS F., MANCINI S. & MOLLI G. (2007a) - *Carta geologico-strutturale dei marmi del M. Altissimo (Alpi Apuane centrali, Toscana)*. Scala 1:10.000. Bollettino della Società Geologica Italiana, v. 126, 25-35.
- MECCHERI M., BELLAGOTTI E., BERRETTI G., CONTI P., DUMAS F., MANCINI S. & MOLLI G. (2007b) - *The Mt. Altissimo marbles (Apuane Alps, Tuscany): commercial types and structural setting*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **126** (1): 25–35.
- MECCHERI M., MASSA G., BIGONI G., CONTI P. & CARMIGNANI L. (2004a) - *Carta giacimentologica delle Alpi Apuane. Sezione n. 249100-Carrara*. Scala 1:10.000, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena.
- MECCHERI M., MASSA G., NOTINI P., CARMIGNANI L. & CONTI P. (2004b) - *Carta giacimentologica delle Alpi Apuane. Sezione n. 249060-Gragnana*. Scala 1:10.000, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena.
- MECCHERI M., MOLLI G., CONTI P., BLASI P. & VASELLI L. (2007c) - *The Carrara Marbles (Alpi Apuane, Italy): a geological and economical updated review*. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **158** (4): 719–735.
- MELLINI M., MERLINO S. & ORLANDI P. (1979) - *Versiliaite and apuanite, two new minerals from the Apuan Alps, Italy*. American Mineralogist, **64** (11-12): 1230–1234.
- MELLINI M., ORLANDI P. & PERCHIAZZI N. (1983) - *Derbylite from Buca Della Vena Mine, Apuan Alps, Italy*. The Canadian Mineralogist, **21**: 513–516.
- MELLINI M., ORLANDI P. & VEZZALINI G. (1986) - *V-bearing derbylite from the Buca della Vena Mine, Apuan Alps, Italy*. Mineralogical Magazine, **50**: 328–331.
- MENEGHINI G. (1880a) - *Nuovi fossili delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 102–109.
- MENEGHINI G. (1880b) - *Nuovi fossili Siluriani della Sardegna*. Mem. Reale Acc. Lincei, **3** (5).
- MENEGHINI G. (1881) - *Ulteriori osservazioni sui trilobiti di Sardegna e sui fossili paleozoici delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 234–236.
- MENEGHINI G. (1886) - *Fossili triassici delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **5**: 69.
- MERCIAI G. (1912) - *Fenomeni glaciali nelle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **28**: 70–90.
- MERLA G. (1948) - *Le Argille Scagliose della zona di Firenze, e la tettonica del Macigno da S. Donato in Collina a Monte Scalari*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **67**: 3–28.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **70**: 95–382.
- MERLA G. (1969) - *Macigno del Chianti*. In: *Studi Illustrativi della Carta Geologica d'Italia, Formazioni Geologiche*, vol. 2, pp. 65–77. Servizio Geologico d'Italia.
- MERLA G. & ABBATE E. (1969) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 97-San Marcello Pistoiese*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- MERLA G., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1967) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 106 - Firenze*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- MERLINO S. & ORLANDI P. (1983) - *A second occurrence of stibivanite; Buca della Vena Mine (Apuan Alps), Italy*. The Canadian Mineralogist, **21**: 159–160.
- MERLINO S. & ORLANDI P. (2001) - *Carraraite and zaccagnaite, two new minerals from the Carrara marble quarries: Their chemical composition, physical properties and structural features*. American Mineralogist, **86**: 1293–1301.
- MICHELUCCI M. (1998) - *Le Antiche Fabbriche del Ferro nella Valle del Frigido*. Materiali per la

Ricerca, Biblioteca Civica Giampaoli, Massa.

- MIGLIORINI C.I. (1944) - *L'età del Macigno dell'Appennino sulla sinistra del Serchio e considerazioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **63** (1): 75–88.
- MILLER K., KOMINZ M., BROWNING J., WHRIGH T.J., MOUNTAIN G., KATZ M., SUGARMAN P.J., CREAMER B., CHRISTIE-BLICK N. & PEKAR S. (2005) - *The Phanerozoic record of global sea-level change*. Science, **310**: 1293–1298.
- MILLER K.G., MOUNTAIN G.S., WRIGHT J.D. & BROWNING J.V. (2011) - *A 180 million year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records*. Oceanography, **24** (2): 40–53.
- MOLLI G. (2005) - *Storia geologico-strutturale ed esumazione delle unità metamorfiche delle Alpi Apuane*. In: *Atti del Convegno "Le grotte raccontano: un milione di anni di storia naturale conservato nei sistemi carsici delle Alpi Apuane"*, pp. 13–18. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, serie II, vol. XVIII, Castelnuovo Garfagnana (LU) - 11/12 dicembre 2004.
- MOLLI G., CARLINI M., VESCOVI P., ARTONI A., BALSAMO F., CAMURRI F., CLEMENZI L., STORTI F. & TORELLI L. (2018a) - *Neogene 3-D structural architecture of the North-West Apennines: The role of the Low-Angle Normal Faults and Basement Thrusts*. Tectonics. doi:10.1029/2018TC005057.
- MOLLI G., CONTI P., GIORGETTI P., MECCHERI M. & OESTERLING N. (2000a) - *Microfabric study on the deformational and thermal history of the Alpi Apuane marbles (Carrara marbles), Italy*. Journal of Structural Geology, **22**: 1809–1825.
- MOLLI G., CORTECCI G., VASELLI L., OTTRIA G., CORTOPASSI A., DINELLI E., MUSSI M. & BARBIERI M. (2010) - *Fault zone structure and fluid-rock interaction of a high angle normal fault in Carrara marble (NW Tuscany, Italy)*. Journal of Structural Geology, **32**: 1334–1348.
- MOLLI G., GIORGETTI G. & MECCHERI M. (2000b) - *Structural and petrological constraints on the tectono-metamorphic evolution of the Massa Unit (Alpi Apuane, NW Tuscany, Italy)*. Geological Journal, **35**: 251–264.
- MOLLI G., GIORGETTI G. & MECCHERI M. (2002) - *Tectono-metamorphic evolution of the Alpi Apuane Metamorphic Complex: new data and constraints for geodynamic models*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **Volume speciale n. 1**: 789–800.
- MOLLI G. & HEILBRONNER PANOZZO R. (1999) - *Microstructures associated with static and dynamic recrystallization of Carrara marble (Alpi Apuane, NW Tuscany, Italy)*. Geologie en Mijnbouw, **78**: 119–126.
- MOLLI G. & MALAVIEILLE J. (2011) - *Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan*. International Journal of Earth Sciences, **100**: 1207–1224.
- MOLLI G. & MECCHERI M. (2012) - *Structural inheritance and style of reactivation at mid-crustal levels: A case study from the Alpi Apuane (Tuscany, Italy)*. Tectonophysics, **579**: 74–87.
- MOLLI G. & VASELLI L. (2006) - *Structures, interference patterns, and strain regime during midcrustal deformation in the Alpi Apuane (Northern Apennines, Italy)*. Geological Society of America Special Paper, **414**: 79–93.
- MOLLI G., VITALE BROVARONE A., BEYSSAC O. & CINQUINI I. (2018b) - *RSCM thermometry in the Alpi Apuane (NW Tuscany, Italy): New constraints for the metamorphic and tectonic history of the inner northern Apennines*. Journal of Structural Geology, **113**: 200–2016.
- MOLLI M. & MECCHERI M. (2000) - *Geometrie di deformazione nell'alta valle di Colonnata: un esempio di strutturazione polifasica e composita nelle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**: 379–394.
- MONETTI L. (1922a) - *Giacimento ferrifero di Strettoia*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **3**: 84–87.
- MONETTI L. (1922b) - *Miniera di rame e ferro detta del Frigido*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **3**: 88–89.
- MONETTI L. & STELLA A. (1921) - *Le miniere del Ferro d'Italia. I giacimenti ferriferi delle Alpi*

- Apuane. Lattes S. & Editori C., Torino.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1983) - *Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali del Nordappennino. 2 - Macigno s.s. e "Pseudomacigno". Nuovi dati cronostatigrafici e loro implicazioni*. Memorie della Società Geologica Italiana, **25**: 185–217.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1968) - *Osservazioni su una sezione geologica fra il M. Penna e il M. Gazzo (alta e media Val di Taro - Appennino ligure)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **74** (2): 549–565.
- MONTOMOLI C., CAROSI R., LANGONE A., BORSANI A. & IACCARINO S. (2014) - *Lower Miocene contractional shearing in the Massa Unit (Northern Apennines, Italy): in situ U-Th-Pb dating of monazite*. In: M. MARRONI, MOLLI, L. PANDOLFI & P.C. PERTUSATI (Eds.), *Abstract Volume, Meeting in memory of Piero Elter - The relationships between Northern Apennine and western Alps: state of the art fifty years after the "Ruga del Bracco"*. Pisa, June 26-27, 2014, pp. 39–40.
- MONTOMOLI C., RUGGIERI G., CAROSI R., DINI A. & GENOVESI M. (2005) - *Fluid source and pressure-temperature conditions of high-salinity fluids in syn-tectonic veins from the Northeastern Apuan Alps (Northern Apennines, Italy)*. Physics and Chemistry of the Earth, **30** (17-18): 1005–1019.
- MORATTI G., SANI F., POCCIANTI C. & ROSSELLI S. (1989) - *Analisi strutturale della zona di Gorfigliano (Alpi Apuane settentrionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **107**: 255–267.
- MORETTINI E. & BARTOLINI A. (1999) - *Stable carbon isotope stratigraphy in the Umbria-Marche and Sabina realm*. In: R. COLACICCHI, G. PARISI & V. ZAMPARELLI (Eds.), *Bioevents and integrated stratigraphy of the Triassic and Jurassic in Italy, Palaeopelagos, Spec. Publ.*, vol. 3, pp. 131–135. Università di Roma "La Sapienza".
- MORINO A. & PASSARINO G. (2016) - *Minerali nel marmo di Carrara: solfuri e solfosali*. Riv. Min. It., **40** (1): 22–33.
- MUCCHI A., PELLEGRINI M. & MANTOVANI M. (1968) - *Le serie mesozoiche di La Spezia e dei Monti d'Oltre Serchio*. Memorie della Società Geologica Italiana, **7** (2): 195–226.
- MURCHISON R.I. (1849) - *On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians, more especially to prove a transition from Secondary to Tertiary rocks, and the development of Eocene deposits in Southern Europe*. Quaternary Journal of the Geological Society, **5**: 157–312.
- MURPHY M.A. & SALVADOR A. (1999) - *International Stratigraphic Guide - An abridged version*. Episodes, **22** (4): 255–271.
- MUSAVU-MOUSSAVOU B., DANELIAN T., BAUDIN F., CIOCCIONI R. & FRÖHLICH F. (2007) - *The Radiolarian biotic response during OAE2. A high-resolution study across the Bonarelli level at Bottaccione (Gubbio, Italy)*. Revue de Micropaléontologie, **50**: 253–287.
- MYLROIE J.E. (1984) - *Hydrologic classification of caves and karst*. In: R.G. LAFLEUR (Ed.), *Groundwater as a Geomorphic Event*, pp. 157–172. Allen & Unwin, Boston.
- NACSN (2005) - *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. North American Stratigraphic Code, 2005*. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, **89**: 1547–1591.
- NARDI R. (1961) - *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **80** (2): 257–334.
- NARDI R. (1962a) - *Geologia della zona tra il Pizzo d'Uccello, il M. Pisanino e il M. Tambura (Alpi Apuane)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **81** (3): 231–246.
- NARDI R. (1962b) - *Sulla giacitura delle Calcareniti a nummuliti nei terreni metamorfici del versante nordorientale delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **81** (2): 1–12.
- NARDI R. (1963a) - *La "zona degli scisti sopra i marmi" nelle Alpi Apuane e i terreni che la costituiscono*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **82** (2): 505–522.
- NARDI R. (1963b) - *Sul ritrovamento di Nummuliti nello "Pseudomacigno" del versante nord orientale delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **82** (2): 439–444.
- NARDI R. (1963c) - *Una nuova specie di Megalodus nel Trias superiore delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **82** (2): 209–217.
- NARDI R. (1967) - *Schema stratigrafico e strutturale delle Apuane nord-orientali*. Memorie della Società Geologica Italiana, **6** (4): 421–438.

- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A. (2007) - *Note Illustrative del "Foglio 029-Cortina d'Ampezzo". Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione Veneto, Roma, systemcart edition.
- NERI C. & STEFANI M. (1998) - *Sintesi cronostatigrafica e sequenziale dell'evoluzione permiana superiore e triassica delle Dolomiti*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 417–463.
- NICOSIA U. & LOI M. (2003) - *Triassic footprints from Lerici (La Spezia, Northern Italy)*. Ichnos, **10**: 127–140.
- NILSEN T.H. & ABBATE E. (1984) - *Submarine-fan facies associations of the Upper Cretaceous and Paleocene Gottero Sandstone, Ligurian Apennines, Italy*. Geo-Marine Letters, **3** (2): 193–197.
- NORRIS R., KROON D., HUBER B. & ERBACHER J. (2001) - *Cretaceous-Palaeogene ocean and climate change in the subtropical North Atlantic*. In: D. KROON, R. NORRIS & A. KLAUS (Eds.), *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography, Geological Society of London Special Publications*, vol. 183, pp. 1–22. Geological Society of London, London.
- OESTERLING N., HEILBRONNER R., STÜNITZ H., BARNHOORN A. & MOLLI G. (2007) - *Strain dependent variation of microstructure and texture in naturally deformed Carrara marble*. Journal of Structural Geology, **29** (4): 681–696.
- OGG J.G., OGG G. & GRADSTEIN F.M. (2016) - *A Concise Geologic Time Scale*. Elsevier, 240 pp.
- OGGERI C. & VINAI R. (2003) - *Analisi geomeccaniche per la stabilità degli scavi in sotterraneo della Pietra del Cardoso*. GEAM, **109** (3): 55–61.
- OHKOUCHI N., KURODA J. & TAIRA A. (2015) - *The origin of Cretaceous black shales: a change in the surface ocean ecosystem and its triggers*. Proceedings of the Japan academy, series B, physical and biological sciences, **91** (7): 273–291.
- OLMI F., ORLANDI P. & PASSARINO G. (1994) - *Mushistonite e Lavendulano, Carrara*. Riv. Min. It., **4** (94): 348–350.
- ORBERGER B. (1985) - *Les gisements de barytine-pyrite-oxides de fer de la region de Santa Anna (Alpes Apuanes, Toscane, Italie)*. Tesi di Dottorato, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy.
- ORLANDI P. (1974a) - *Note di mineralogia toscana, 2. Minerali delle geodi dei marmi di Carrara*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **81**: 167–173.
- ORLANDI P. (1974b) - *Note di mineralogia toscana, 3. Solfuri e solfosali delle geodi dei marmi di Carrara*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **81**: 178–184.
- ORLANDI P. (1997) - *I solfuri delle cavità dei marmi apuani*. Plinius, **17**: 62–73.
- ORLANDI P. (1999) - *Zibaldone di mineralogia italiana*. Rivista Mineralogica Italiana, **3**: 170–174.
- ORLANDI P. (2000) - *Sulvanit, Colusit und Wurtzit aus den Marmorbrüchen bei Carrara, Italien*. LAPIS (Muenchen), **1/2000**: 13–15.
- ORLANDI P. (2003) - *Buca della Vena: i solfosali aciculari di piombo e antimonio (Alpi Apuane, Toscana, Italia)*. Rivista Mineralogica Italiana, **27** (4): 224–229.
- ORLANDI P. (2004) - *Carraraite, zaccagnaite, IMA 98-033 e altre specie rinvenute nelle geodi dei marmi apuani*. Rivista Mineralogica Italiana, **1/2004**: 24–27.
- ORLANDI P. & BELLÈ E. (2002) - *I minerali del marmo del bacino del Frigido, Massa*. Ed. Comune di Massa, Massa.
- ORLANDI P., BIAGIONI C., MOËLO Y. & BONACCORSI E. (2014) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). XIV. Disulfodadsonite, Pb₁₁Sb₁₃S₃₀(S₂)_{0.5}, a new mineral from the Ceragiola marble quarry, Apuan Alps: occurrence and crystal structure*. European Journal of Mineralogy, **25**: 1005–1016.
- ORLANDI P. & BIANCHI G. (1976) - *Nota di mineralogia toscana. I minerali delle geodi del marmo di Carrara*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **83**: 220–229.
- ORLANDI P., BRACCI G., DALENA D., DUCHI G. & VEZZALINI G. (1980) - *I minerali delle geodi della formazione marmifera di Carrara*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **87**: 93–124.
- ORLANDI P. & CHECCHI F. (1986a) - *The Buca della Vena Mine, Tuscany, Italy*. The Mineralogical

- Record, **17** (4): 261–268.
- ORLANDI P. & CHECCHI F. (1986b) - *La miniera di Buca della Vena e i suoi minerali*. Rivista Mineralogica Italiana, **2**: 49–61.
- ORLANDI P. & CRISCUOLO A. (2009) - *Minerali del Marmo delle Alpi Apuane*. Parco delle Alpi Apuane - Pacini Editore, Pisa, 180 pp.
- ORLANDI P. & DEL CHIARO L. (1989) - *Nuovi dati sui minerali delle geodi del marmo di Carrara*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **96**: 313–325.
- ORLANDI P., DEL CHIARO L. & PAGANO R. (1996) - *Minerals of the Seravezza marble, Tuscany, Italy*. The Mineralogical Record, **27**: 47–58.
- ORLANDI P., DINI A., GEMIGNANI E., PIEROTTI L., QUILICI U. & ROMANI M. (2002a) - *Alpi Apuane: i minerali delle vene di quarzo della Valle dell'Acqua Bianca (Gorfigliano, Lu)*. Rivista Mineralogica Italiana, **4**: 216–223.
- ORLANDI P., DINI A. & OLMI F. (1998) - *Grumiplucite, a new mercury-bismuth sulfosalt species from the Levigliani mine, Apuan Alps, Tuscany, Italy*. The Canadian Mineralogist, **36**: 1321–1326.
- ORLANDI P. & FRANZINI M. (1994) - *I Minerali del Marmo di Carrara*. Cassa di Risparmio di Carrara, Carrara.
- ORLANDI P., MEERSCHAUT A., MOËLO Y., PALVADEAU P. & LEONE P. (2005) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). VIII. Rouxelite, $Cu_2HgPb_{22}Sb_{28}S_{64}(O,S)_2$, a new sulfosalt from Buca della Vena mine, Apuan Alps: definition and crystal structure*. Canadian Mineralogy, **43**: 919–933.
- ORLANDI P., MEERSCHAUT A., PALVADEAU P. & MERLINO S. (2002b) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). V. Definition and crystal structure of moëloite, $Pb_6Sb_6S_{14}(S_3)$, a new mineral from the Ceragiola marble quarry*. European Journal of Mineralogy, **14**: 267–279.
- ORLANDI P., MERLINO S., DUCHI G. & VEZZALINI G. (1981) - *Colusite; a new occurrence and crystal chemistry*. The Canadian Mineralogist, **19** (3): 423–427.
- ORLANDI P., MOËLO Y. & BIAGIONI C. (2010) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). X. Dadsonite from the Buca della Vena mine and Bi-rich izoklakeite from the Seravezza marble quarries*. Periodico di Mineralogia, **79**: 113–121.
- ORLANDI P., MOËLO Y., CAMPOSTRINI I. & MEERSCHAUT A. (2007) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). IX. Marrucciite, $Hg_3Pb_{16}Sb_{18}S_{46}$, a new sulfosalt from Buca della Vena mine, Apuan Alps: Definition and crystal structure*. European Journal of Mineralogy, **19**: 267–279.
- ORLANDI P., MOËLO Y., MEERSCHAUT A. & PALVADEAU P. (1999) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). I. Scainiite, $Pb_{14}Sb_{30}S_{54}O_5$, the first Pb-Sb oxy-sulfosalt, from Buca della Vena mine*. European Journal of Mineralogy, **11**: 949–954.
- ORLANDI P., MOËLO Y., MEERSCHAUT A. & PALVADEAU P. (2001) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). III. Pillaite, $Pb_9Sb_{10}S_{23}Cl_{0.5}$, a new Pb-Sb oxy-chloro-sulfosalt, from Buca della Vena mine*. European Journal of Mineralogy, **13**.
- ORLANDI P., MOËLO Y., MEERSCHAUT A., PALVADEAU P. & LEONE P. (2004) - *Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). VI. Pellouxite, $(Cu,Ag)_2Pb_2Sb_2S_5ClO$, a new oxy-chloro-sulfosalt from Buca della Vena mine, Apuan Alps*. European Journal of Mineralogy, **16**: 839–844.
- ORLANDI P. & PASERO M. (2006) - *Allanite-(La) from Buca della Vena mine, Apuan Alps, Italy, an epidote-group mineral*. Canadian Mineralogist, **44**: 63–68.
- ORLANDI P., PASERO M., DUCHI G. & OLMI F. (1997) - *Dessauite, $(Sr,Pb)(Y,U)(Ti,Fe_{3+})_{20}O_{38}$, a new mineral of the crichtonite group from Buca della Vena mine, Tuscany, Italy*. Amer. Miner., **82**: 807–811. American Mineralogist, **82**: 807–811.
- OROZCO M., MOLINA J., CRESPO-BLANC A. & ALONSO-CHAVES F. (1999) - *Palaeokarst and rauhwaacke development, mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, Spain)*. Geologie en Mijnbouw, **78**: 103–117.
- OTTRIA G. & MOLLI G. (2000) - *Superimposed brittle structures in the late orogenic extension of the Northern Apennine: results from the Carrara area (Alpi Apuane, NW Tuscany)*. Terra Nova, **12**: 52–59.

- OTTRIA G., PANDOLFI L. & BARBIERI R. (1995) - *Le unità liguri e subliguri delle colline del Candia (Alpi Apuane): litostratigrafia ed assetto tettonico*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **102**: 137–146.
- PAGLIAZZI L., SANI M. & TAMBURINI L. (1994) - *Sedimentary structures in the "Versilia breccias" (Apuane Alps, northern Apennines)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48** (1): 109–113.
- PANDELI E. (2002) - *Sedimentary-tectonic evolution of the Tuscan area (Northern Apennines, Italy) from Late Autunian to Carnian*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **volume speciale n. 1**: 251–262.
- PANDELI E., BAGNOLI P. & NEGRI M. (2004) - *The Fornovolasco schists of the Apuan Alps (Northern Tuscany, Italy): a new hypothesis for their stratigraphic setting*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **123** (1): 53–66.
- PANDELI E., DOMINICI S., LANDI DEGL'INNOCENTI V., CIOPPI E. & TANGOCCI F. (2008) - *Marine fossils in the Late Carboniferous metasediments of the Pisani Mountains (Tuscany, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **127** (3): 559–565.
- PANDELI E., GIANELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F.M. (1994) - *The Paleozoic basement of the northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and Alpine hydrothermal processes*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 627–654.
- PANICHI U. (1911) - *Minerali che accompagnano il giacimento ferrifero della Buca della Vena presso Stazzema*. Atti R. Accad. Naz. Lincei, Rend., **20**.
- PAOLI G., STOKKE H.H., ROCCHI S., SIREVAAG H., KSIENZYK A.K., JACOBS J. & KOŠLER J. (2017) - *Basement provenance revealed by U–Pb detrital zircon ages: A tale of African and European heritage in Tuscany, Italy*. Lithos, **277**: 376–387.
- PAOLICCHI C. (1998) - *Cardoso: una comunità millenaria alla ricerca del proprio futuro*. Ediz. Banca di Credito Cooperativo della Versilia, Pietrasanta.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G., 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, Quaderni serie III*, vol. 1. Servizio Geologico Nazionale, Roma, 203 pp.
- PASQUINUCCI M. & MAZZANTI R. (1987) - *La costa tirrenica da Luni a Portus Cosanus*. In: *Colloques Internationaux C.N.R.S. Déplacements des Lignes de Rivage en Méditerranée*, pp. 95–105. Editions du C.N.R.S., Paris.
- PASSARINO G. (1998) - *Eccezionali cristalli di sylvanite di Carrara*. Riv. Min. It., **22**: 67.
- PASSERI L. (1985) - *Il Trias dell'Unità di Punta Bianca*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 105–114.
- PASSERI L. & VENTURI F. (2005) - *Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **124** (1): 247–258.
- PATACCA E., RAU A. & TONGIORGI M. (1973) - *Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **80**: 126–161.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2011) - *Calabria and Peloritani: Where did they stay before the Corsica - Sardinia rotation? Boundary conditions, internal geological constraints and first - order open problems*. Rendiconti online della Società Geologica Italiana, **15**: 97–101.
- PATACCA E., SCANDONE P., CONTI P., MANCINI S. & MASSA G. (2013) - *Ligurian-derived olistostrome in the Pseudomacigno Formation of the Stazzema Zone (Alpi Apuane, Italy). Geological implications at regional scale*. Italian Journal of Geosciences, **132** (2): 463–476.
- PATACCA E., SCANDONE P., MECCHERI M. & MASSA G. (2011) - *Stratigraphic and structural revision of the Massa "Schuppenzone" (Alpi Apuane, Northern Apennines)*. Rendiconti online della Società Geologica Italiana, **15**: 102–105.
- PELLEGRINI M. (1985) - *La Formazione di Vinca: stratigrafia e sedimentologia di un deposito di trasgressione del Trias superiore nel Nucleo Metamorfico Apuano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 327–336.

- PELLOUX A. (1919) - *La sellaite nel marmo di Carrara*. Atti R. Accad. Naz. Lincei, Rend., **28**: 284–287.
- PELLOUX A. (1920) - *Minerali della regione marmifera carrarese*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **1**: 99–103.
- PELLOUX A. (1928-29) - *Giacimenti a minerali di ferro della regione di M. Tambura e dell'Alta Valle di Forno nelle Alpi Apuane*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **9**: 57–80.
- PELLOUX A. (1936) - *Giacimenti a minerali di ferro della regione del Monte Tambura nelle Alpi Apuane*. Industria Mineraria, **2**: 41–46.
- PERCHIAZZI N. & BIAGIONI C. (2005) - *Sugilite e serandite dei Diaspri Aucct. di Vagli (Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **110**: 67–71.
- PERILLI N., CATANZARITI R., CASCELLA A. & NANNINI D. (2009) - *The Calcari di Groppo del Vescovo Formation (Subligurian Units; Northern Apennines, Italy): new dating based on calcareous nannofossils*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **114**: 75–83.
- PERILLI N., REALE V. & VEIGA DE OLIVEIRA L. (2008) - *Age of the onset of marly sedimentation and of the black shales in Tuscan basin (Northern Apennines, Italy)*. Riv. It. Paleont. e Strat., **114**: 125–139.
- PEROTTO G. (1970) - *Relazione geologico-mineraria sull'area richiesta in permissione denominata "Ischignano" (ex miniera del Frigido, comune di Massa)*. Rapporto interno RIMIN S.p.A. pp. 1–4.
- PERRONE E. (1912) - *Carta Idrografica d'Italia, corsi d'acqua del litorale toscano a N del Serchio e della Riviera Ligure*. Min. Agr. Ind e Comm., Roma.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA F.A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda toscana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **96** (4): 587–603.
- PETRIZZO M.R. (2005) - *An early late Paleocene event on Shatski Rise, northwest Pacific Ocean (ODP Leg 198): evidence from planktonic foraminiferal assemblages*. In: T. BRALOWER, I. PREMO-LI SILVA & M. MALONE (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 198, pp. 1–29. ODP Publications.
- PICCINI L. (1991) - *Ipotesi sulla origine e sulla evoluzione del Complesso Carsico del Monte Corchia*. In: *Atti VI Congresso Federazione Speleologica Toscana, Stazzema (Lucca)*, pp. 59–82.
- PICCINI L. (1994) - *Caratteri morfologici ed evoluzione dei fenomeni carsici profondi nelle Alpi Apuane (Toscana, Italia)*. Natura Bresciana, **30**: 45–85.
- PICCINI L. (1998) - *Evolution of karst in the Alpi Apuane (Italy): Relationships with the morphotectonic history*. Suppl. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **3** (4): 21–31.
- PICCINI L. (2001) - *I sistemi carsici del versante settentrionale del Monte Tambura (Alpi Apuane - Toscana)*. Speleologia, **44**: 58–65.
- PICCINI L. (2002) - *Acquiferi carbonatici e sorgenti carsiche delle Alpi Apuane*. In: *Le Risorse Idriche Sotterranee delle Alpi Apuane: Conoscenze Attuali e Prospettive di Utilizzo*. Atti del Congresso, p. 128. Parco Alpi Apuane e Federazione Speleologica Toscana, Forno (MS), 22 Giugno 2002.
- PICCINI L. (2005) - *Morfologia ed evoluzione dei sistemi carsici delle Alpi Apuane*. In: *Atti del Convegno "Le grotte raccontano: un milione di anni di storia naturale conservato nei sistemi carsici delle Alpi Apuane"*, pp. 33–54. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, serie II, vol. XVIII, Castelnuovo Garfagnana (LU)- 11/12 dicembre 2004.
- PICCINI L. (2011) - *Speleogenesis in highly geodynamic contexts: the quaternary evolution of Monte Corchia multi-level karst system (Alpi Apuane, Italy)*. Geomorphology, **134** (1): 49–61.
- PICCINI L., DRYSDALE R. & HEIJNIS H. (2003) - *Karst morphology and cave sediments as indicators of the uplift history in the Alpi Apuane (Tuscany, Italy)*. Quaternary International, **101-102**: 219–227.
- PICCINI L., MARIANNELLI G., FALLANI F. & MAGNANI D. (2014) - *Carta degli Acquiferi Carsici delle Alpi Apuane*. Scala 1:40.000, Federazione Speleologica Toscana, Firenze.
- PICCINI L. & PRANZINI G. (1989) - *Idrogeologia e carsismo del bacino del Fiume Frigido (Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **96**: 107–158.
- PICCINI L., PRANZINI G., TEDICI L. & FORTI P. (1997) - *Le risorse idriche dei complessi carbonatici*

- del comprensorio apuo-versiliense*. Carta alla scala 1:50.000. C.N.R., Pubbl. n. 1584, Gruppo Nazionale per la Difesa delle Catastrofi Idrogeologiche.
- PICCINI L., PRANZINI G., TEDICI L. & FORTI P. (1999) - *Le risorse idriche dei complessi carbonatici del comprensorio apuo-versiliense*. Quaderni di Geologia Applicata, **6** (1): 61–78.
- PICCINI L., ZANCHETTA G., DRYSDALE R.N., HELLSTROM J., ISOLA I., FALICK A.E., LEONE G., DOVERI M., MUSSI M., MANTELLI F., MOLLI G., RONCIONI A., REGATTIERI E., MECCHERI M. & VASELLI L. (2008) - *The environmental features of the Monte Corchia cave system (Apuan Alps, central Italy) and their effects on speleothems growth*. International Journal of Speleology, **37** (3): 153–172.
- PIERUCCIONI D., VEZZONI S. & PETRELLI M. (2018) - *A petrographic and U-Pb geochronological approach to the reconstruction of the pre-alpine history of Alpi Apuane (Tuscany)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **125**: 69–80.
- PIGNOTTI L. (1994) - *The Cenomanian-Turonian siliceous-anoxic event in the Scisti Policromi (Tuscan succession, Northern Apennines)*. Palaeopelagos, **4**: 141–153.
- PILLA L. (1845) - *Saggio comparativo dei terreni che compongono il suolo d'Italia*. Fratelli Nistri, Pisa.
- PINNA S. (1999) - *Il comprensorio apuano del marmo*. Memorie della Società Geografica Italiana, **57**: 1–210.
- PLESI G. (2002) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 235 - Pievepelago"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 138 pp.
- POMONI-PAPAIOANNOU F. & KARAKITSIOS V. (2002) - *Facies analysis of the Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in central-western Crete (Greece): an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias*. Sedimentology, **49**: 1113–1132.
- PRANZINI E. (2004a) - *Caratteristiche morfologiche e sedimentologiche di una zona di convergenza del trasporto litoraneo (Versilia, Toscana)*. Studi Costieri, **8**: 135–149.
- PRANZINI G. (2004b) - *Studio idrogeologico del Bacino Regionale Toscana Nord*. Rapporto Interno, Regione Toscana, Firenze.
- PUCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2010a) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 233 - Pontremoli"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, Roma.
- PUCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2010b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 250 - Castelnuovo di Garfagnana"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, Roma.
- PUCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2015) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 234 - Fivizzano"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, Roma, 158 pp.
- RAFFAELLI R. (1879) - *Descrizione Geografica Storica Economica della Garfagnana*. Tipografia Giusti, Lucca, 28 pp.
- RAGGI G. (1985) - *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del Fiume Magra*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 35–62.
- RAGGI G. (2016) - *La Bassa Val di Magra ed il sottosuolo della Piana Lunense, da Cappellini ai giorni nostri*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **86**: 137–177.
- RAGGI G. & SANSONI G. (1993) - *Variazioni storiche e tendenza evolutiva della linea di riva lunense*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **52-53**: 3–45.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1974) - *Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13** (3): 227–408.
- RAU A., TONGIORGI M. & MARTINI I.P. (1985) - *La successione di Punta Bianca: un esempio di rift "abortivo" nel Trias medio del Dominio Toscano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 115–125.
- REGIONE TOSCANA (1994) - *Atlante Diacronico delle Coste Toscane*. Regione Toscana-Giunta Regionale, Firenze, 98 pp.
- REGIONE TOSCANA (2007) - *Rapporto sull'attività svolta per la Convenzione tra la Regione Toscana ed il Centro di GeoTecnologie dell'Università degli Studi di Siena: "Studio idrogeologico prototipale"*

- del corpo idrico sotterraneo significativo dell'acquifero carbonatico delle Alpi Apuane, Monti d'Oltre Serchio e Santa Maria del Giudice". Relazione Inedita, Regione Toscana, Firenze.*
- REGIONE TOSCANA (2008) - *Bacino Regionale Toscana Nord. Ottimizzazione del monitoraggio della falda costiera Apuo-Versiliese e formazione della banca dati.* Regione Toscana, Firenze.
- REMANE J. (1998) - *Calpionellids.* In: P. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & P. VAIL (Eds.), *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication*, vol. 60, pp. 773–774. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Society for Sedimentary Geology).
- REMANE J., BAKALOVA-IVANOVA D. & BORZA K. (1986) - *Agreement on the subdivision of the Standard Calpionellid Zones defined at the 2nd Planktonic Conference, Roma 1971.* Acta Geol. Hungarica, **29**: 5–14.
- REPETTI E. (1820) - *Sopra l'Alpe Apuana e i marmi di Carrara.* Badia Fiesolana, Firenze, 231 pp.
- REUTTER K., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & ZANZUCCHI G. (1983) - *The coalification pattern in the Northern Apennines and its paleogeothermic and tectonic significance.* Geologische Rundschau, **72**: 861–894.
- RIDING R. (2002) - *Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories.* Earth-Science Reviews, **58** (1): 163–231.
- RIGO M., MROBERTS C., CIARAPICA G. & GIORDANO N. BACHAN A. (2013) - *New stratigraphic, paleontological and geochemical data around the Triassic-Jurassic boundary at Portovenere (Northern Apennines, Italy).* Tanner, L.H., Spielmann, J.A. and Lucas, S.G. eds., *The Triassic System.* New Mexico Museum of Natural History and Science, **61**.
- ROBASZYNSKI F. (1998) - *Planktonic foraminifera.* In: P. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & P. VAIL (Eds.), *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication*, vol. 60, p. Chart 5. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Society for Sedimentary Geology).
- RODOLICO F. (1940) - *Studio a luce riflessa di alcuni minerali italiani (Fe minerals of M. Tambura).* Periodico di Mineralogia, **11**: 1–14.
- ROMAGNOLI (1964) - *Nuove osservazioni sulla morfologia glaciale delle Alpi Apuane.* Rivista Geografica Italiana, **71** (2): 145–153.
- RONCIONI (2002) - *La Federazione Speleologica Toscana e le ricerche idrogeologiche nelle cavità carsiche delle Alpi Apuane.* In: *Le Risorse Idriche Sotterranee delle Alpi Apuane: Conoscenze Attuali e Prospettive di Utilizzo. Atti del Congresso*, pp. 77–104. Parco Alpi Apuane e Federazione Speleologica Toscana, Forno (MS), 22 Giugno 2002.
- ROOK L. & MARTÍNEZ-NAVARRO B. (2010) - *Villafranchian: the long story of a Plio-Pleistocene European large mammal biochronologic unit.* Quaternary International, **219**: 133–144.
- ROSENBAUM G., LISTER G.S. & DUBOZ C. (2002) - *Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny.* Tectonophysics, **359** (1): 117–129.
- ROSI M. & DI PAOLA G. (2001) - *Informazioni di base inviate agli esperti internazionali.* In: M. ROSI & G. DI PAOLA (Eds.), *Workshop Internazionale: Strategie per la Ricostruzione e la Stabilizzazione delle Spiagge Turistiche Lungo la Costa Apuo-Versiliese*, pp. 101–127. Pacini Editore, Forte dei Marmi, 17-22 Settembre 2001.
- ROSSI A. (1996) - *L'Archivio Domenico Zaccagna: le Alpi Apuane, la Città, i Trasporti.* Comune di Carrara, Accademia di Belle Arti di Carrara, Rotary Club di Carrara e Massa, 251 pp.
- ROTH P. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean.* In: W. BENSON & R. SHERIDAN (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, vol. 44, pp. 731–759. U.S. Government Printing Office, Washington.
- ROTH P. (1983) - *Jurassic and Lower Cretaceous calcareous nannofossils in the western North Atlantic (Site 534): biostratigraphy, preservation and some observations on biogeography and paleoceanography.* In: R. SHERIDAN & F. GRANDSTEIN (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, vol. 76, pp. 587–621. U.S. Government Printing Office, Washington.
- SAGRI M. & MARRI C. (1980) - *Paleobatimetria e ambienti di deposizione delle unità torbiditiche*

- cretaceo-superiori dell'Appennino settentrionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **21**: 231–240.
- SAHABI M., ASLANIAN D. & OLIVET J. (2004) - *Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central*. Comptes Rendus Geosciences, **336** (12): 1041–1052.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*. The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Boulder, 214 pp.
- SALVINI G. & MARCUCCI PASSERINI M. (1998) - *The radiolarian assemblages of the Bonarelli Horizon in the Umbria-Marche Apennines and Southern Alps, Italy*. Cretaceous Research, **19**: 777–804.
- SANI M. (1985) - *Le breccie della Versilia fra successione toscana metamorfica e Falda toscana nell'area di Casoli-Metato (Apuane meridionali)*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **8**: 25–29.
- SARTI G. & BERTONI D. (2007) - *Monitoring backshore and foreshore gravel deposits on a mixed sand and gravel beach (Apuane-Versilia coast, Tuscany, Italy)*. GeoActa, **6**: 73–81.
- SAVI P. (1830) - *Sul mischio di Serravezza, roccia dei traboccamenti dolomitici della Toscana*. Nuovo Giornale dei Letterati, **20**: 173–184.
- SAVI P. (1832a) - *Carta geologica dei Monti Pisani levata dal vero*. Pisa.
- SAVI P. (1832b) - *Lettera del Prof. Paolo Savi al Sig. Girolamo Guidoni di Massa, concernente osservazioni geognostiche su i terreni antichi Toscani*. Nuovo Giornale dei Letterati, **24** (202-224).
- SAVI P. (1833) - *Tagli geologici delle Alpi Apuane e del Monte Pisano e cenno sull'Isola d'Elba*. Nuovo Giornale dei Letterati, **27**: 81–99.
- SAVI P. (1863) - *Sulla costituzione geologica della ellissoide apuana della catena metallifera ed in particolare di quella delle Alpi Apuane*. Nuovo Cimento, **18**: 156–201.
- SAVI P. & MENEGHINI G. (1850) - *Considerazioni sulla geologia stratigrafica della Toscana*. In: R.I. MURCHISON (Ed.), *Memoria sulla Struttura Geologica delle Alpi e degli Appennini e dei Carpazi*, pp. 279–521. Stamperia Granducale, Firenze.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **98**: 27–34.
- SCHMID D.U., LEINFELDER R.R. & NOSE M. (2001) - *Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparisons to Mid-Palaeozoic mounds*. Sedimentary Geology, **145** (3): 343–376.
- SCHMITZ B., PUJALTE V., MOLINA E., MONECHI S., ORUE-ETXEBARRIA X., SPEIJER R.P., ALLEGRET L., APELLANIZ E., ARENILLAS I., AUBRY M.P., BACETA J.I., BERGGREN W.A., BERNAOLA G., CABALLERO F., CLEMMENSEN A., DINARES-TURELL J., DUPUIS C., HEILMANN-CLAUSEN C., ORUS A.H., KNOX R., MARTIN-RUBIO M., ORTIZ S., PAYROS A., PETRIZZO M.R., VON SALIS K., SPRONG J., STEURBAUT E. & THOMSEN E. (2011) - *The global stratotype sections and points for the bases of the Selandian (Middle-Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain*. Episodes, **34** (4): 226–243.
- SCHULTZ H. (1996) - *Analyse der variszisch-apenninischen Deformationsgeschichte des paläozoischen Basements der Apuaner Alpen (Toscana, Italien)*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A: Geologie und Paläontologie, **188**: 1–108.
- SEPKOSKI J.J. (2002) - *A Compendium of Fossil Marine Animal Genera*. Bulletins of American Paleontology, 363, pp. 560.
- SESTINI A. (1950) - *Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **57**: 1–6.
- SESTINI A. (1963) - *Il Paesaggio*, vol. Collana Conosci l'Italia. Touring Club Italiano, Milano.
- SESTINI G. (1967) - *Differenziazione di facies e unità stratigrafiche nelle serie di geosinclinali*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **86** (4): 645–671.
- SGUAZZONI G. (1963) - *Fauna ammonitica dei calcari selciferi metamorfici delle Alpi Apuane*. Palaeontographia Italica, **57**: 33–80.
- SGUAZZONI G. (1964) - *Formazioni di scogliera e bioerme a crinoidi nei calcari selciferi con ammoniti*

- del M. Pisanino (Alpi Apuane). Bollettino della Società Geologica Italiana, **83** (4): 203–205.
- SGUAZZONI G. (1966) - *Presenza di bioerme nei Calcari selciferi della serie metamorfica al M. Pisanino (Alpi Apuane)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **5** (2): 91–104.
- SGUAZZONI G. (1968a) - *Considerazioni paleontologiche, stratigrafiche e tettoniche a favore dell'età hettangiana dei marmi del M. Roccardaglia (Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **75** (2): 425–444.
- SGUAZZONI G. (1968b) - *Stratigrafia dei Grezzoni al Monte Grondilice (Alpi apuane)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **7** (4): 393–415.
- SGUAZZONI G. (1981) - *Carta Geologica delle Alpi Apuane Centro-Settentrionali*. CNR e Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze - SELCA, Firenze.
- SIGNORINI R. (1946) - *Cenni preliminari su un rilevamento nella Val di Merse*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **65**: 31–34.
- SILVESTRI A. (1939) - *Nummulitidi delle Alpi Apuane attribuite al Triassico*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **58** (2-3): 293–298.
- SIMI E. (1855) - *Sull'Alpe della Versilia e la sua ricchezza naturale. Saggio corografico*. Stamperia Ducale, Massa.
- SIMONELLI V. (1883) - *Faunula del calcare ceroide di Campiglia Marittima (Lias inferiore)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Memorie, **VI** (1): 111–128.
- SIRIGU I. & NICOSIA U. (1995) - *Piste di rettili triassici nel territorio della Spezia*. Mem. Acc. Lunigianese Sc. Giovanni Cappellini, **64-65**: 251–256.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**: 37–65.
- SIVELLI M. & VIANELLI M. (1982) - *Abissi delle Alpi Apuane*. Società Speleologica Italiana, Bologna, 255 pp.
- SOLARINO S., FERRETTI G. & EVA C. (2002) - *Seismicity of Garfagnana-Lunigiana (Tuscany, Italy) as recorded by a network of semi-broad-band instruments*. Journal of Seismology, **6**: 141–152.
- SPANDRE R., BATISTI G., DA ROSA FILHO E., HINDI E. & GIUSTI D. (2003) - *Emprego de esporas de Lycopodium clavatum como marcadores de aguas subterranas en acuíferos karsticos*. Revista Latino-Americana de Hidrogeologia, **3**: 43–47.
- STAMPFLI G., BOREL G., CAVAZZA W., MOSAR J. & ZIEGLER P. (2001) - *The Paleotectonic Atlas of the Peritethyan Domain*. CD-Rom, European Geophysical Society.
- STAUB R. (1932) - *Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana, nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins*. Vierteljahresschriften der naturforschenden Gesellschaft Zürich, **77**: 184–248.
- STEFANI M., BRACK P., GIANOLLA P., KEIM L., MAUER F., NERI C., PRETO N., RIVA A., ROGHI G. & RUSSO F. (2004) - *Triassic carbonate platform of the Dolomites: carbonate production, relative sea-level fluctuations and the shaping of the depositional architecture*. 32nd IGC Florence - Italy. Field trip guide book., **5**: 44.
- STEFANI M., FURIN S. & GIANOLLA P. (2010) - *The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, **290**: 43–57.
- STOPPANI A. (1876) - *Il Bel Paese. Conversazioni sulle bellezze naturali la geologia e la geografia fisica d'Italia*. Casa Editrice L. F. Cogliati, Milano, 662 pp.
- SUTER K. (1934) - *Über die eiszeitliche Vergletscherung des Gran Sasso d'Italia, Monte Velino und der Apuanischen Alpen*. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, **115**: 447–448.
- SVENSEN H., PLANKE S., MATHE-SORENSEN A., JAMTVEIT B., MYKLEBUST R., EIDEM R.T. & REY S.S. (2004) - *Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming*. Nature, **429**: 542–545.
- TARGIONI TOZZETTI G. (1773) - *Relazione d'alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali, e gli antichi monumenti di essa dal dottor Gio. Targioni Tozzetti*,

Seconda Edizione, vol. Tomo Sesto. Stamperia Granducale, Firenze.

- TEICHMÜLLER R. (1935) - *Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara*. Abhandlungen von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, **13** (14): 1–61.
- TEICHMÜLLER R. & QUITZOW H. (1935) - *Deckenbau im Appenninbogen*. Abhandlungen von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, **13**: 1–186.
- THEY A. (1977) - *Guida ai minerali del marmo di Carrara e Massa*. Calderini ed. Bologna.
- THOMSON S.N., BRANDON M.T., REINERS P.W., ZATTIN M., ISAACSON P.J. & BALESTRIERI M.L. (2010) - *Thermochronologic evidence for orogen-parallel variability in wedge kinematics during extending convergent orogenesis of the northern Apennines, Italy*. Geological Society of America Bulletin, **122** (7-8): 1160–1179.
- TILMANN N. (1926) - *Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toscanas*. Geologische Rundschau, **Sonderband 17a**: 631–660.
- TILMANN N. (1929) - *Zum Bau der nördlichen Tyrrhenis*. Geologische Rundschau, **20**: 390.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1940) - *Aspetti glaciali e forestali delle Alpi apuane durante l'ultima glaciazione*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **49** (3): 55–62.
- TONGIORGI M., RAU A. & MARTINI I.P. (1977) - *Sedimentology of early-alpine, fluvio-marine, clastic deposits (Verrucano, Triassic) in the Monti Pisani (Italy)*. Sedimentary Geology, **17**: 311–332.
- TRABUCCO G. (1917) - *Relazione sul giacimento ferrifero del Monte Tambura*. Rapporto interno RIMIN S.p.A, pp. 1–4.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**: 577–618.
- TREVISAN L. (1950) - *L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, **16**: 5–39.
- TREVISAN L. (1955) - *Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **62** (1): 1–30.
- TREVISAN L. (1959) - *Gli esemplari di ammoniti (Arietitacei) di Poggio Troncone e Tenerano (Apuane) e l'età dei marmi apuani*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **78** (2): 1–11.
- TREVISAN L. (1962) - *Considérations sur deux conpes à travers l'Apennin septentrional*. Bulletin de la Société Géologique de France, **7**: 675–681.
- TREVISAN L. (1963) - *La paléogéographie du Trias dans l'Apennin septentrional et central et ses rapports avec la tectogénèse*. In: *Livre à la Mèm. du Prof. P. Fallot*, vol. 2, pp. 217–225. Soc. Géol. France, Paris.
- TREVISAN L. (1984) - *Autoctonismo e faldismo nella storia delle idee sulla tettonica dell'Appennino settentrionale*. In: *Cento Anni di Geologia Italiana*, vol. Volume Giubilare I° Centenario della Società Geologica Italiana, pp. 183–197. Società Geologica Italiana, Roma.
- TREVISAN L., BRANDI G.P., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1971a) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 105 - Lucca*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- TREVISAN L., DALLAN L., FEDERICI P.R., GIGLIA G., NARDI R. & RAGGI G. (1971b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 96 - Massa*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- TREVISAN L., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., SQUARCI P. & TAFFI L. (1968) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 104 - Pisa*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- UGOLINI R. (1905) - *Descrizione geologica dei Monti d'Oltre Serchio*. Ann. Univ. Tosc., **25**: 1–55.
- UTILI F. (2010) - *L'Antro del Corchia o Buca d'Eolo*. Speleo Club Firenze, Gruppo Speleologico Fiorentino, Firenze, 353 pp.
- VAI G.B. (1972) - *Evidence of Silurian in the Apuane Alps (Tuscany, Italy)*. Giornale di Geologia, **38** (1): 349–372.
- VALDUGA A. (1946) - *Appunti sulla morfologia glaciale delle Alpi Apuane*. Rivista Geografica Italiana,

- 53: 20–33.
- VALDUGA A. (1957) - *Geologia dei monti di Carrara ad Ovest di M. Sagro*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **76** (2): 49–149.
- VAN SICKEL W., KOMINZ M., MILLER K. & BROWNING J. (2004) - *Late Cretaceous and Cenozoic sea-level estimates: backstripping analysis of borehole data, onshore New Jersey*. Basin Research, **16**: 451–465.
- VANNINI W. (1938) - *Relazione sui giacimenti di ematite di Monte Tambura*. Rapporto interno RIMIN S.p.A, pp. 1–3.
- VARNES D. (1958) - *Landslide types and processes*. In: E. ECKEL (Ed.), *Landslides and Engineering Practice, Special Report*, vol. 29, pp. 20–47. Highway Research Board, Washington.
- VARNES D. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: R. SCHUSTER & R. KRIZEK (Eds.), *Landslides Analysis and Control, Special Report*, vol. 176, pp. 11–33. National Academy of Science, Transportation Research Board, Washington.
- VASELLI L., CORTECCI G., TONARINI S., OTTRIA G. & MUSSI M. (2012) - *Conditions for veining and origin of mineralizing fluids in the Alpi Apuane (NW Tuscany, Italy): Evidence from structural and geochemical analyses on calcite veins hosted in Carrara marbles*. Journal of Structural Geology, **44**: 76–92.
- VELIĆ I. (2007) - *Stratigraphy and paleobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe)*. Geol. Croatica, **60** (1): 1–113.
- VELIĆ I., VLAHOVIĆ I. & MATIČEĆ D. (2002) - *Depositional sequences and palaeogeography of the Adriatic Carbonate Platform*. Memorie della Società Geologica Italiana, **57**: 141–151.
- VERSINO L. (1976) - *Ricerche sul Regime e la Conservazione dei Litorali, Rapporto 1974*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (Prov. Parma)*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **22**: 85–111.
- VIANELLI M. (1983) - *Abisso dei Fulmini: itinerario e note idrogeologiche*. Sottoterra, **64**: 15–16.
- VIGHI L. (1956) - *Relazione sulle mineralizzazioni a mercurio della zona di Levigliani, nelle Alpi Apuane, provincia di Lucca*. RIMIN, Rapporto Interno.
- VIGHI L. (1958) - *Sulla serie triassica "Calcare cavernoso-Verrucano" presso Capalbio (Orbetello - Toscana) e sulla brecciatura tettonica delle serie evaporitiche "rocce madri" del Cavernoso*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **77** (1): 221–235.
- VIGHI L. (1966) - *Descrizione di alcuni sondaggi che hanno attraversato lenti anidritico-dolomitiche intercalate alle filladi triassiche (Verrucano) nei dintorni di Massa Marittima (Grosseto - Toscana)*. In: M. TONGIORGI & A. RAU (Eds.), *Atti del Symposium sul Verrucano*, pp. 73–95. Società Toscana di Scienze Naturali, Pisa, Settembre 1966.
- VIOLA C. (1899) - *Sopra alcuni minerali italiani*. Rendiconti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, **8**: 535–542.
- VLAHOVIĆ I., TIŠLJAR J., VELIĆ I. & MATIČEĆ D. (2005) - *Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Paleogeography, main events and depositional dynamics*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **220** (3-4): 333–360.
- WACHSMUTH W. (1966) - *Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen*. Tesi di Laurea, FU Berlin.
- WESTERHOLD T., RÖHL U., RAFFI I., FORNACIARI E., MONECHI S., REALE V., BOWLES J. & EVANS H. (2008) - *Astronomical calibration of the Paleocene time*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **257**: 377–403.
- WIEDENMAYER F. (1980) - *Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen)*. Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., **93**: 1–261.
- WIELANDT U. (1996) - *Larger Foraminifera around the Oligocene/Miocene boundary*. Giorn. Geol., Serie 3a, **58**: 157–161.
- WOODCOCK N.H. & MORT K. (2008) - *Classification of fault breccias and related fault rocks*. Geol. Mag., **145** (3): 435–440.

- WUNDERLICH H.G. (1960) - *Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen*. Abhandlungen von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, **6**: 117–158.
- ZACCAGNA D. (1879-93) - *Carta geologica delle Alpi Apuane alla scala 1:25.000 F. 96 della Carta d'Italia*. Regio Ufficio Geologico d'Italia, Istituto Geografico De Agostini - Novara.
- ZACCAGNA D. (1880) - *Osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Castelpoggio*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **11** (3): 139–155.
- ZACCAGNA D. (1894) - *Carta Geologica della Alpi Apuane alla scala 1:50.000*. R. Stab. Lit. e Cartogr. C. Virano e C., Roma.
- ZACCAGNA D. (1896a) - *Carta geologica delle Alpi Apuane. Sezioni Geologiche*.
- ZACCAGNA D. (1896b) - *La carta geologica delle Alpi Apuane ed i terreni che le costituiscono*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **15** (2): 214–228; 248–252.
- ZACCAGNA D. (1897) - *Carta e sezioni geologiche delle Alpi Apuane*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **28**.
- ZACCAGNA D. (1898a) - *Cenni relativi alla Carta Geologica delle Alpi Apuane in quattro fogli alla scala di 1:50.000 con tre tavole di sezioni*. Tipografia Bertero, Roma, 48 pp.
- ZACCAGNA D. (1898b) - *Sezioni geologiche attraverso le Alpi Apuane secondo le linee tracciate sulla carta al 1:50.000*. Regio Ufficio Geologico, Litografia Virano, Roma.
- ZACCAGNA D. (1904) - *Osservazioni circa la costituzione geologica della Pania della Croce*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **35** (4): 331–335.
- ZACCAGNA D. (1920) - *Note Illustrative della Carta Geologica delle Alpi Apuane*. Regio Ufficio Geologico d'Italia, Tipografia Ludovico Cecchini, Roma, 110 pp.
- ZACCAGNA D. (1925a) - *Carta geologica d'Italia. F. 96 - Massa*. Scala 1:100.000, Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.
- ZACCAGNA D. (1925b) - *Sulla correlazione idrologica tra il canale del Forno e quello di Resceto (Massa)*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **6** (3): 109–112.
- ZACCAGNA D. (1926) - *Fuchsite del marmo di Carrara*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **51**.
- ZACCAGNA D. (1928) - *Carta geologica d'Italia. F. 95 - La Spezia*. Scala 1:100.000, Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Descrizione Geologica delle Alpi Apuane, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. 25. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 440 pp.
- ZACCAGNA D. (1933) - *Intorno all'età degli scisti centrali dell'Alpe Apuana*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **11** (1): 28–32.
- ZACCAGNA D. (1935) - *La geologia del Golfo della Spezia*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **16**: 69–30.
- ZACCAGNA D. (1937) - *Sulla estensione dei ghiacciai delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **46** (4): 65–66.
- ZACCAGNA D. (1938) - *Considerazioni sulla zona degli scisti superiori ai marmi apuani circa le vedute recentemente esposte dall'ing. Masini*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **57**: 366–372.
- ZACCAGNA D. & LOTTI B. (1908) - *Carta geologica d'Italia. F. 104 - Pisa*. Scala 1:100.000, R. Uff. Geol. It., Roma.
- ZACHOS J., PAGANI M., SOLAN L., THOMAS E. & BILLUPS K. (2001) - *Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present*. Science, **292**: 686–692.
- ZACHOS J., RÖHL U., STEPHEN A., SCHELLEMBERG A., SLUIJS D., KELLY D., THOMAS E., NICOLA M., RAFFI I., LOURENS L., MCCARREN H. & KROON D. (2005) - *Rapid acidification of the Ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum*. Science, **308**: 1611–1615.
- ZAMBONINI F. (1903) - *Epidot aus den Apuanischen Alpen*. Z. Kristall., **27**.
- ZANCHETTA G., ISOLA I., PICCINI L. & DINI A. (2011) - *The Corchia Cave (Alpi Apuane): a 2 Ma long temporal window on the Earth climate*. Geological Field Trips, **3**: DOI: 10.3301/GFT.2011.02.
- ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G., POLI M.E., AVIGLIANO R., CARRARO F., FARANDA C., GRANDESSO P., LIGIOS S., PODDA F., PONTON M., RIGO M., ROGHI G., ROMANO R., S.

- R. & STEFANI C. (2011) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 049 - Gemona del Friuli*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ZANZUCCHI D. (1963a) - *La geologia dell'alta Val Parma*. Memorie della Società Geologica Italiana, **82** (4): 131-167.
- ZANZUCCHI G. (1961) - *Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **80** (2): 133-158.
- ZANZUCCHI G. (1963b) - *Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino Emiliano*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **34**: 1-23.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense*. In: *Note Illustrative alla carta e sezioni geologiche della Provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000). Volume dedicato a S. Venzo*, pp. 201-233. Università di Parma, Grafiche STEP Editrice, Parma.