I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

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

foglio 260

VIAREGGIO

a cura di:
P. Conti[1,2], L. Carmignani[1,2], G. Massa[1], M. Meccheri[2], P.L. Fantozzi[2], G. Masetti[3], R. Rossetto[4]

Con contributi di:
Stratigrafia delle unità liguri: **G. Plesi[5]**
Geomorfologia: **F. Baldacci[5]**
Quaternario della piana costiera: **L. D'Argliano[6], N. Bastardi[7]**
Idrogeologia: **M. Nocchi[2], R. Rossetto[4]**
Biostratigrafia: **F. Botti[5], S. Palandri[5]**
Preistoria: **C. Balducci[8], P. Fenu[8], G. Pizziolo[8]**
Miniere: **S. Mancini[1]**
Geologia della parte a mare: **F. Fanucci[9], D. Morelli[9]**

(1) - Centro di GeoTecnologie, Università degli Studi di Siena; (2) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena; (3) - CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa; (4) - Scuola Superiore Sant'Anna, Pisa; (5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa; (6) - Provincia di Massa-Carrara, Settore Difesa del Suolo, Massa; (7) - Libero Professionista, Viareggio; (8) - Dipartimento di Archeologia e Storia delle Arti, Università degli Studi di Siena; (9) - Dipartimento di Scienze Ambientali, Università degli Studi di Trieste.

Ente realizzatore
Università degli Studi di Siena
Centro di GeoTecnologie
Dipartimento di Scienze della Terra

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 l'Università di Siena - Dipartimento di Scienze della Terra: **A. Lazzarotto**

Per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

Revisione Scientifica:
F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, V. Campo, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
D. Tacchia, V. Pannuti

Per L'Università di Siena - Centro di GeoTecnologie:

Allestimento editoriale e cartografico:
M.F. Bastone, B. Graziosi, D. Graziosi, L. Giannetti

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
B. Graziosi, F. Gamberi, N. Marsico, L. Giannetti

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca dati a cura del: **Laboratorio di Cartografia Digitale e GIS, Centro di GeoTecnologie dell'Università degli Studi di Siena**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*
A.M. Bambini - *Università di Siena - Dipartimento di Scienze della Terra*

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

INDICE

I - INTRODUZIONE . . . . . pag. 7

II - STUDI PRECEDENTI . . . . . » 9
1. - EVOLUZIONE DELLE CONOSCENZE GEOLOGICHE NELLE ALPI APUANE . . . . . » 10
2. - LA ZONA DELLO STAZZEMESE . . . . . » 16

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE . . . . . » 27
1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA . . . . . » 27
1.1. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MONTUOSA . . . . . » 27
1.1.1. - *Forme di origine gravitativa* . . . . . » 30
1.1.2. - *Forme di origine fluviale* . . . . . » 32
1.1.3. - *Forme di origine carsica* . . . . . » 33
1.2. - GEOMORFOLOGIA DELLA PIANURA . . . . . » 33
1.2.1. - *La spiaggia* . . . . . » 33
1.2.2. - *Fascia dei cordoni dunari* . . . . . » 34
1.2.3. - *Fascia depressa interna* . . . . . » 35
1.2.4. - *Fascia delle conoidi pedemontane* . . . . . » 37
2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . . » 38
2.1. - ASSETTO STRUTTURALE GENERALE . . . . . » 38
2.2. - EVOLUZIONE DEI DOMINI PALEOGEOGRAFICI . . . . . » 41
2.3. - EVOLUZIONE TETTONICA . . . . . » 42
2.4. - IL QUATERNARIO COSTIERO . . . . . » 44
3. - CENNI SULLE TESTIMONIANZE PREISTORICHE . . . . . » 45
4. - GEOLOGIA DELLA PARTE A MARE . . . . . » 46
4.1. - GENERALITÀ SULL'AREA IN ESAME . . . . . » 47
4.2. - LA PIATTAFORMA ATTUALE . . . . . » 47
4.3. - CARATTERI MORFOLOGICI E SEDIMENTOLOGICI DELLA PIATTAFORMA . . . . . » 48
4.4. - EVOLUZIONE DELLA PIATTAFORMA NEL PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE . . . . . » 48

IV - STRATIGRAFIA . . . . . » 51
1. - DOMINIO LIGURE . . . . . » 52
1.1. - UNITÀ TETTONICA DI OTTONE . . . . . » 52
1.1.1. - *Complesso di Monte Veri* **(MVE)** . . . . . » 52
1.1.2. - *Flysch di Ottone* (**OTO**) . . . . . » 53

2. - DOMINIO SUBLIGURE . . . . . » 54
2.1. - UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO . . . . . » 54
2.1.1. - *Argille e calcari di Canetolo* (**ACC**) . . . . . » 54
3. - DOMINIO TOSCANO . . . . . » 55
3.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA . . . . . » 55
3.1.1. - *Calcare Cavernoso* (**CCA**) . . . . . » 55
3.1.2. - *Calcari e marne a* Rhaetavicula contorta (**RET**) . . . . . » 57
3.1.3. - *Calcare Massiccio* (**MAS**) . . . . . » 58
3.1.4. - *Calcare Rosso Ammonitico (***RSA***)* . . . . . » 58
3.1.5. - *Calcare selcifero di Limano* (**LIM**) . . . . . » 59
3.1.6. - *Calcari e marne a Posidonia* (**POD**) . . . . . » 59
3.1.7. - *Calcare selcifero della Val di Lima* (**SVL**) . . . . . » 60
3.1.8. - *Diaspri* (**DSD**) . . . . . » 60
3.1.9. - *Maiolica* (**MAI**) . . . . . » 61
3.1.10. - *Scaglia Toscana (***STO***)* . . . . . » 62
3.1.11. - *Macigno* (**MAC**) . . . . . » 62
3.2. - UNITÀ TETTONICA DI MASSA . . . . . » 63
3.2.1. - *Formazione del Monte Folgorito* (**MFG**) . . . . . » 63
3.2.2. - *Marmi del Monte Brugiana* (**BUI$_a$**) . . . . . » 64
3.2.3. - *Quarziti e Filladi* (**QFL**) . . . . . » 64
3.3. - UNITÀ TETTONICA "AUTOCTONO" *Auctt.* . . . . . » 65
3.3.1. - *Filladi Inferiori* (**FAF**) . . . . . » 65
3.3.2. - *Porfiroidi e Scisti Porfirici* (**PRS**) . . . . . » 66
3.3.3. - *Quarziti e Filladi Superiori* (**MRQ**) . . . . . » 67
3.3.4. - *Formazione di Vinca* (**VIN**) . . . . . » 67
3.3.5. - *Grezzoni* (**GRE**) . . . . . » 69
3.3.6. - *Brecce di Seravezza* (**BSE**) . . . . . » 70
3.3.7. - *Marmi delle Apuane* (**AUN**) . . . . . » 71
3.3.8. - *Metacalcari con selce* (**CLF**) . . . . . » 72
3.3.9. - *Metaradiolariti* (**MDT**) . . . . . » 72
3.3.10. - *Scisti Sericitici* (**SSR**) . . . . . » 73
3.3.11. - *Pseudomacigno* (**PSM**) . . . . . » 74
4. - FILONI . . . . . » 75
5. - DEPOSITI QUATERNARI . . . . . » 75
5.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI . . . . . » 75
5.1.1. - *Brecce di Metato* (**BME**) . . . . . » 75
5.1.2. - *Depositi di frana antica* (**a$_{1q}$**) . . . . . » 76

5.2. - DEPOSITI OLOCENICI. . . . . » 76
5.2.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_{n1-2}**) . . . . . » 76
5.2.2. - *Depositi palustri* (**e_3**). . . . . » 77
5.2.3. - *Depositi lacustri* (**e_2**). . . . . » 78
5.2.4. - *Depositi eolici* (**d**). . . . . » 78
5.2.5. - *Depositi di spiaggia* (**g_2**) . . . . . » 79
5.2.6. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**) . . . . . » 79
5.2.7. - *Depositi alluvionali* (**b**) . . . . . » 80
5.2.8. - *Detriti di falda* (**a_3**). . . . . » 80
5.2.9. - *Depositi di versante* (**a**) . . . . . » 80
5.2.10. - *Depositi di frana* (**a_1**) . . . . . » 80
5.2.11. - *Depositi antropici* (**h, h_1**) . . . . . » 81

V - TETTONICA . . . . . » 83
1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI . . . . . » 83
2. - BRECCE TETTONICHE TRA L'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA E LE UNITÀ METAMORFICHE . . . . . » 84
2.1. - CATACLASITI AD ELEMENTI DI MARMI E DOLOMIE . . . . . » 85
2.2. - CATACLASITI AD ELEMENTI DI CALCARI RETICI E LIASSICI » 85
2.3. - DEPOSITI DI ORIGINE CARSICA NELLE CATACLASITI . . . . . » 86
3. - LA FASE D_1 . . . . . » 87
3.1. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DELL'AUTOCTONO *Auctt.*» 87
3.2. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI MASSA . . . . . » 88
3.3. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA» 89
3.4. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO . . . . . » 89
3.5. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI OTTONE . . . . . » 90
4. - LA FASE D_2 . . . . . » 91
4.1. - FASE D_2 NELL'UNITÀ TETTONICA DELL'AUTOCTONO *Auctt.*» 91
4.2. - FASE D_2 NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA» 94
4.3. - FASE D_2 NELL'UNITÀ TETTONICA DI MASSA . . . . . » 94
4.4. - FASE D_2 NELLE UNITÀ LIGURI . . . . . » 96
4.5. - STRUTTURE COMUNI ALLE VARIE UNITÀ TETTONICHE. . . . » 96
4.5.1. - *Strutture antiformi e sinformi* . . . . . » 96
4.5.2. - *Le faglie tardive* . . . . . » 97

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA . » 99
1. - RISORSE MINERARIE . . . . . » 99
1.1. - INTRODUZIONE. . . . . » 99
1.2. - GIACIMENTOLOGIA ED EVOLUZIONE METALLOGENETICA . » 101
1.2.1. - *Miniera del Bottino*. . . . . » 103

1.2.2. - *Miniera di Gallena* . . . . . » 105
1.2.3. - *Miniera di S. Barbara (o dell'Argentiera o di S. Anna)*. . . . . » 105
1.2.4. - *Miniera di Monte Arsiccio* . . . . . » 106
1.2.5. - *Miniera della Buca dell'Angina*. . . . . » 106
1.2.6. - *Miniera del Canale della Radice* . . . . . » 106
1.2.7. - *Miniera di Ripa* . . . . . » 107
1.2.8. - *Miniera di Strettoia*. . . . . » 108
2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE . . . . . » 108
2.1. - CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI . . . . . » 108
2.1.1. - *Cave di marmo*. . . . . » 108
2.1.2. - *Cave di brecce marmoree*. . . . . » 109
2.1.3. - *Cave di Pietra del Cardoso e Ardesia Apuana* . . . . . » 109
2.2. - ALTRE CAVE. . . . . » 110
2.2.1. - *Cave di dolomia*. . . . . » 110
2.2.2. - *Cave di inerti*. . . . . » 110
3. - IDROGEOLOGIA . . . . . » 110
3.1. - LINEAMENTI IDROGRAFICI DELLA PIANURA. . . . . » 110
3.1.1. - *Il Fosso Versilia* . . . . . » 111
3.1.2. - *Il Fosso di Camaiore*. . . . . » 112
3.1.3. - *Il Rio Baccatoio* . . . . . » 112
3.1.4. - *Il Lago di Massaciuccoli* . . . . . » 112
3.1.5. - *Il Lago di Porta* . . . . . » 115
3.2. - LINEAMENTI IDROGEOLOGICI DELLA PIANURA . . . . . » 116
3.3. - ACQUIFERI CARSICI . . . . . » 119
4. - DISSESTI. . . . . » 120
4.1. - FRANE. . . . . » 120
4.2. - SPROFONDAMENTI . . . . . » 121
4.3. - INONDAZIONI . . . . . » 121

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI . . . . . » 123

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 260 - Viareggio della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 438/95), tramite Accordo di Programma tra il Servizio Geologico d'Italia e l'Università degli Studi di Siena, Dipartimento di Scienze della Terra.

Il Foglio è ubicato nella Toscana settentrionale, ricade quasi interamente nella Provincia di Lucca e comprende sei capoluoghi comunali: Seravezza, Stazzema, Forte dei Marmi, Pietrasanta, Viareggio, Camaiore e Massarosa; parte del margine settentrionale del Foglio ricade nella provincia di Massa-Carrara, mentre l'estremità meridionale ricade nella provincia di Pisa.

La porzione nord-orientale del Foglio è occupata dalla terminazione meridionale della catena delle Alpi Apuane rappresentata da alcune vette minori come ad esempio M. Lieto (1016 m) e M. Gabberi (1109 m). Rilievi collinari raccordano la zona montuosa alla pianura versiliese. La porzione centrale e sud-occidentale del Foglio, per un'estensione di circa 370 km^2, è occupata dal Mar Ligure. Le precedenti edizioni della cartografia geologica alla scala 1:100.000 (Carta Geologica d'Italia) che hanno interessato il territorio compreso nel Foglio 260 - Viareggio sono la I e la II edizione del Foglio 104 - Pisa (ZACCAGNA & LOTTI, 1908; TREVISAN *et alii*, 1968).

Il Coordinatore Scientifico del Foglio è il Prof. L. CARMIGNANI, i Direttori del Rilevamento sono il Prof. M. MECCHERI e il Dott. P. CONTI.

I rilevamenti geologici sono stati eseguiti alla scala 1:5.000 negli anni 1998-2001 sulla base della Carta Tecnica Regionale della Regione Toscana e utilizzando

gli usuali criteri litostratigrafici e strutturali. Le formazioni sono raggruppate in unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde, e alcune di loro sono suddivise in membri e litofacies.

Le unità litostratigrafiche distinte sono state istituite in tempi diversi ed alcune di esse sono qui riportate per la prima volta. Per queste ultime si è fatto riferimento agli "Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - Formazioni geologiche" degli anni 1968-71 ad opera, prima del Comitato Geologico d'Italia e poi della Commissione stratigrafica - Catalogo delle formazioni, fasc. 1 - Unità validate, Quaderni ser. III vol. 7, della Carta Geologica d'Italia 1:50.000.

Per le unità litostratigrafiche non formalizzate ma entrate nell'uso corrente della letteratura geologica, già introdotte nei fogli 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia, ci siamo riferiti a CARIMATI *et alii* (1980). Le unità litostratigrafiche di rango formazionale sono indicate nel Foglio con una sigla a tre lettere maiuscole. I membri, formali e informali, sono siglati con le tre lettere indicative della formazione di appartenenza e con un numero a pedice. Le litofacies sono distinte aggiungendo lettere minuscole a pedice della sigla della formazione. I depositi quaternari sono identificati con una o due lettere minuscole.

A proposito delle coperture neogeniche e quaternarie, si fa osservare che per la successione pleistocenica non sono state utilizzate le UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) in quanto la conclusione dei rilievi di campagna nel 2001 ha anticipato di due anni l'entrata in vigore della normativa di cui al Prot. 31151 del 18.11.2003 che ha introdotto l'adozione delle UBSU nella cartografia geologica ufficiale a scala 1:50.000. Vista l'estensione dei depositi quaternari, l'adeguamento a detta normativa richiederebbe un tempo estremamente lungo per una meticolosa, nuova campagna di rilevamento.

Durante gli anni 1998-2001 sono stati eseguiti nell'ambito del Progetto CARG rilevamenti geologici originali da parte di L. CARMIGNANI, M. MECCHERI, P. CONTI, G. MASSA, R. ROSSETTO, G. MASETTI, L. D'ARGLIANO e N. BASTARDI.

Per la realizzazione del Foglio sono state inoltre utilizzate carte geologiche inedite di: L. CARMIGNANI (1975), N. CARDACI e M. MECCHERI (1986), A. DI PISA e M. MECCHERI (1984), P. CONTI e M. MECCHERI (1986-1987), P. CONTI (1988-1989), M. MECCHERI (1991-1992), P.L. Fantozzi (1993), E. PANNELLA e M. MECCHERI (2000-2001) e M. MECCHERI (2000-2001).

II - STUDI PRECEDENTI

Un'analisi storica del progresso delle conoscenze geologiche nell'area delle Alpi Apuane è trattata da CARMIGNANI & GIGLIA (1984), TREVISAN (1984), AMORFINI (2002), CONTI *et alii* (2004) e MASSA (2007). In questo capitolo viene dapprima brevemente illustrata la storia delle interpretazioni geologiche per l'intera area delle Alpi Apuane e in seguito viene illustrata in maggior dettaglio l'evoluzione delle conoscenze per la Zona dello Stazzemese. Occorre sottolineare infatti che il Foglio 260 - Viareggio comprende la porzione meridionale delle Alpi Apuane, ed in particolare esso comprende un'area nota nella letteratura geologica come "Zona dello Stazzemese" (o anche come "Parautoctono dello Stazzemese" o "Zona a scaglie dello Stazzemese"). Quest'area ha destato l'interesse di generazioni di geologi a causa della particolare complicazione strutturale che la caratterizza e per la presenza di mineralizzazioni e di pregiati materiali lapidei. L'area comprende gli abitati di Stazzema, Pomezzana, Farnocchia e Sant'Anna di Stazzema ed è contraddistinta da un esteso affioramento di Pseudomacigno, il maggiore nel massiccio apuano, e dalla presenza di corpi lentiformi di spessore e continuità laterale variabile, costituiti da rocce paleozoiche, triassiche e mesozoiche. La Zona della Stazzemese si estende ulteriormente verso nord nell'angolo sudorientale del Foglio 249 - Massa Carrara comprendendo i paesi di Cardoso, Pruno e Volegno.

1. - EVOLUZIONE DELLE CONOSCENZE GEOLOGICHE NELLE ALPI APUANE

Nel 1800 sono pubblicati i primi importanti lavori relativi alla geologia delle Alpi Apuane. Tra gli altri sono da segnalare i lavori di REPETTI (1820), SAVI (1833, 1863), GUIDONI (1829, 1840b), SIMI (1855), COCCHI (1871), COQUAND (1874, 1875), DE STEFANI (1874-75, 1880a,b, 1881a,b,c, 1887a,b, 1889) MENEGHINI (1880, 1881, 1886), LOTTI & FOSSEN (1880); LOTTI (1881a,b, 1882b,a), ZACCAGNA (1880, 1881a, 1894, 1895, 1896, 1897, 1898a,b,c). L'argomento del dibattito scientifico nel corso dell'ottocento era principalmente inerente l'età delle rocce del basamento paleozoico (variamente denominate: steascisti, micascisti, scisti gneissici, gneiss), i rapporti stratigrafici di queste con le dolomie e i marmi e la genesi ed età dei marmi.

Il primo e più importante progresso della conoscenza geologica dell'area apuana si deve ai rilevamenti geologici di DOMENICO ZACCAGNA che, con il contributo di BERNARDINO LOTTI, tra la seconda metà del 1800 e l'inizio del 1900 produsse una cartografia geologica di tutte le Alpi Apuane a scala 1:25.000. 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, 1925). 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 ed infine nel 1932 venne data alle stampe la fondamentale "Descrizione Geologica delle Alpi Apuane" (ZACCAGNA, 1932). L'inventario completo degli innumerevoli documenti geologici editi ed inediti prodotti da ZACCAGNA è stato realizzato da ROSSI (1996). L'alta qualità del lavoro svolto rende tutto il materiale prodotto da ZACCAGNA ancora oggi di estremo interesse per chiunque si occupi della geologia delle Alpi Apuane; tra i numerosi lavori segnaliamo: ZACCAGNA 1880; 1881a; 1881b; 1894; 1895; 1896; 1897; 1898a; 1898b; 1898c; 1904; 1920; 1925; 1932; 1933; 1937; 1938.

Le interpretazioni geologiche di ZACCAGNA sono fortemente influenzate dalle idee geologiche del tempo, tutte concordi verso un'interpretazione autoctonista della formazione delle catene montuose. Secondo l'autore la chiave di lettura delle 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 distribui-

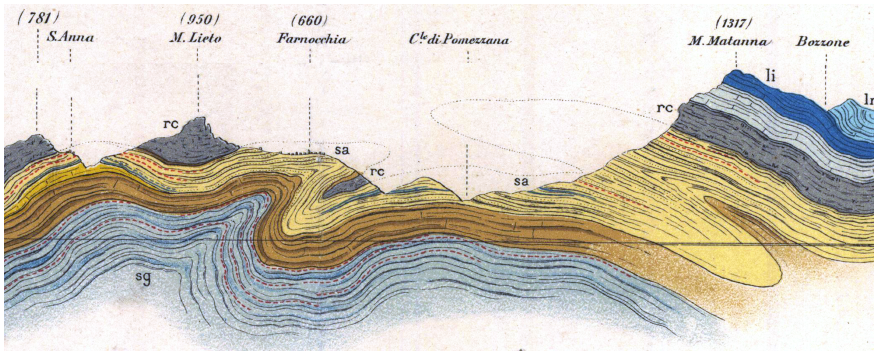


Fig. 1 - *Sezione geologica attraverso le Alpi Apuane meridionali; da* LOTTI & ZACCAGNA *(1881).*

ti nella zona periferica dell'ellissoide apuano. Non venne quindi riconosciuta una delle più importanti superfici tettoniche dell'area apuana cioè il sovrascorrimento dell'Unità tettonica della Falda Toscana sulle sottostanti formazioni metamorfiche. ZACCAGNA descrive l'assetto tettonico dell'area apuana come costituito da strutture plicative centripete aventi i piani assiali immergenti verso O-SO nel versante affacciato al Mar Ligure, ed E-NE in quello della Garfagnana. Tali strutture erano interpretate come il frutto di una duplice tettonica compressiva a vergenza convergente verso il centro del gruppo montuoso che avrebbe determinato la "doppia vergenza centripeta" delle strutture plicative (fig. 1).

Una simile interpretazione ispirata ai profili realizzati da HEIM (1878) per descrivere la struttura alpina di Glarus (*Glarner doppelfalte*), provocò perplessità nei successivi autori faldisti a causa dei problemi di natura cinematica indotti dalla doppia vergenza delle strutture plicative. In particolare la regione compresa fra il M.te Corchia e la Pania della Croce, in analogia con tutti i versanti della zona orientale del massiccio apuano, venne descritta come interessata "...da fortissimi ripiegamenti per lo più ribaltati ad Ovest...". ZACCAGNA sosteneva che le strettissime pieghe presenti in quest'area, sinclinale del M.te Corchia e anticlinale a nucleo di paleozoico di Mosceta, si sviluppassero verso sud-est in direzione degli abitati di Pruno e Cardoso e che "il forte rilievo delle pieghe" avrebbe generato la ricomparsa nei dintorni di Stazzema di altre pieghe secondarie "bizzarramente conformate". L'autore segnala quindi la complessità strutturale che contraddistingue l'area delle Alpi Apuane meridionali presso l'abitato di Stazzema.

A partire dagli anni trenta geologi principalmente nordeuropei (TILMANN, 1926, 1929; KOBER, 1927; DE WIJKERSLOOTH, 1930, 1934; STAUB, 1932; TEICHMÜLLER, 1932, 1935; TEICHMÜLLER & QUITZOW, 1935) in seguito alla na-

scita ed affermazione delle prime interpretazioni faldiste sulla geologia della catena alpina, applicarono tali teorie anche all'Appennino settentrionale, proponendo una struttura dominata da sovrascorrimenti di portata regionale. LENCEWICZ (1917) fu il primo che segnalò la presenza di sovrascorrimenti e di unità tettoniche sovrapposte nell'Appennino settentrionale. TILMANN (1926) in seguito sostenne 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 tettoniche sovrapposte (elencate di seguito dal basso verso l'alto):

a) Toscanide I (detta anche "Unità 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";
b) Toscanide II (denominata anche "Serie di La Spezia" o "Falda Tuscanica") alloctona, non metamorfica, comprendente terreni dal Calcare Cavernoso alla formazione del Macigno;
c) Falda Ligure (o "Complesso delle Argille Scagliose") alloctona e non metamorfica.

Vengono quindi individuate le unità parautoctone di Massa e di Stazzema che saranno oggetto nei successivi decenni di un comune destino dal punto di vista della loro interpretazione geologica.

È il geologo svizzero STAUB (1932) che per primo introdusse nell'area occidentale e meridionale del massiccio apuano una zona di scaglie parautoctone che denominò "*Schuppenzone von Massa*", costituita da terreni strappati alla Serie di Carrara e porzioni del primitivo substrato della Serie di La Spezia. Il modello regionale proposto da STAUB prevedeva come patria d'origine delle unità alloctone dell'Appennino l'area adriatica, con formazione di strutture vergenti verso Ovest, sostenendo che le radici del sovrascorrimento apuano andavano ricercate in corrispondenza dell'attuale regione dello spartiacque appenninico (fig. 2). Più in generale STAUB riteneva che le metamorfiti apuane appartenessero alle Unità Pennidiche delle Alpi e che fossero generate dall'accavallamento dell'Austroalpino (con la sua copertura sedimentaria rappresentata dalle unità alloctone) sul continente europeo in un evento a vergenza tirrenica. Utilizzando questa interpretazione STAUB aggirò il problema della doppia vergenza che rimaneva ancora irrisolto.

DE WIJKERSLOOTH (1934), diversamente da STAUB, riteneva che il movimento dei terreni alloctoni dell'Appennino si sarebbe realizzato verso Est in direzione del "cratone adriatico" mediante falde di scivolamento gravitative (fig. 3). La genesi delle scaglie parautoctone e delle vistose pieghe nell'Unità tettonica

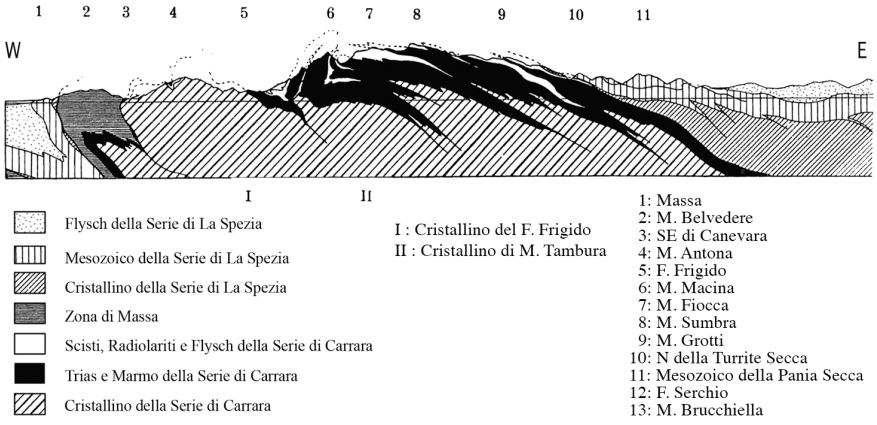


Fig. 2 - *Sezione geologica attraverso le Alpi Apuane, da* STAUB *(1932), modificata.*

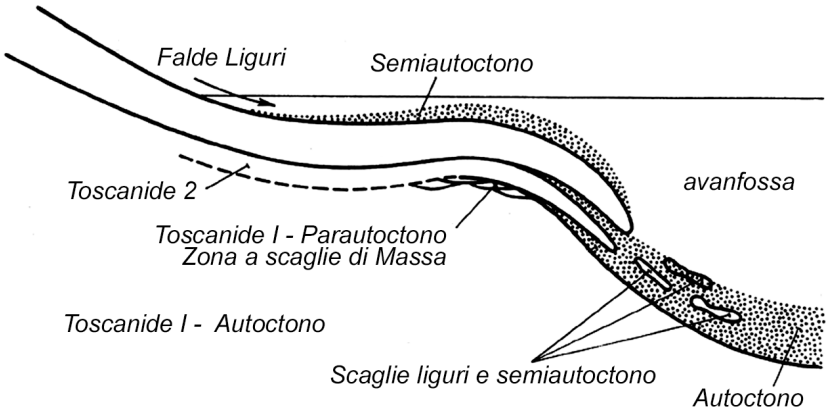


Fig. 3 - *Messa in posto delle unità alloctone dell'Appennino settentrionale, da* DE WIJKERSLOOTH *(1934), modificato.*

dell'Autoctono sarebbero secondo DE WIJKERSLOOTH da mettere in relazione a fenomeni d'attrito prodotti fra la base della Toscanide II ed il substrato di natura irregolare. Ulteriori deformazioni si sarebbero prodotte nell'Oligocene inferiore con fenomeni locali di piegamento e scagliatura. Dal Miocene medio ad oggi la Geoanticlinale toscana sarebbe sprofondata nell'area della Geosinclinale ligure con contemporaneo sollevamento dell'attuale catena appenninica, producendo una geoanticlinale dell'avanfossa ligure. 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.

Le nuove interpretazioni faldiste proposte dagli autori stranieri non furono accettate e condivise dai geologi italiani. TREVISAN (1984) analizza le ragioni storiche del rifiuto preconcetto delle nuove interpretazioni faldiste da parte dei geologi italiani di allora, spesso mostranti disprezzo e rifiuto nei confronti di qualsiasi novità o innovazione.

Solo in seguito tra i geologi italiani venne progressivamente dato credito alle nuove teorie faldiste (MERLA, 1932; MASINI, 1937; BONATTI, 1938; MERLA, 1948). Da segnalare è il lavoro di BONATTI (1938), che realizzò il primo importante studio petrografico sulle metamorfiti 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). L'autore riconobbe a ZACCAGNA un'ottima attendibilità del rilevamento geologico, mentre sulla base delle teorie faldiste ne criticò le concezioni tettoniche. Secondo Ippolito la regione Apuana risulterebbe "...come in una grande lacerazione della Falda Ligure..." in cui sono riconoscibili due stili tettonici nettamente distinti: il primo tipo con prevalenza di pieghe da ampie a strette fino ad acuminate ed a vergenza variabile nell'Unità tettonica dell'Autoctono, il secondo con prevalenza di scaglie tettoniche nel Parautoctono della Zona di Massa e dello Stazzemese prevalentemente sviluppato nella parte occidentale e sud-orientale, corrispondente alla *Schuppenzone* di Staub.

Con i lavori di TREVISAN (1950) e MERLA (1951) l'interpretazione faldista fu definitivamente accettata dall'intera comunità scientifica, nonostante la persistenza di alcune critiche.

Il successivo passo in avanti delle conoscenze della geologia apuana si concretizzerà con la realizzazione dei fogli 96 - Massa e 104 - Pisa della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 (TREVISAN *et alii*, 1968, 1971). Questi autori ritenevano che le rocce metamorfiche della Toscanide I, che costituivano la massa centrale del massiccio apuano, non fossero state interessate da traslazioni orizzontali importanti, ma semplicemente si fossero corrugate e sollevate. Questa interpretazione li indusse a sostituire il termine Toscanide I con "Autoctono". Inoltre ritenevano che

il complesso alloctono costituito dalla Toscanide II (ribattezzata Falda Toscana) e Liguridi, durante la fase di accavallamento, avesse strappato scaglie rocciose di enormi proporzioni diventate tettonicamente indipendenti denominate Scaglie Parautoctone affioranti nel versante occidentale (Zona di Massa) e meridionale (Zona dello Stazzemese) del massiccio apuano.

Successivamente durante gli anni settanta e ottanta, grazie al contributo delle tecniche dell'analisi strutturale viene inquadrata l'orogenesi appenninica terziaria nell'ambito della teoria della Tettonica delle Placche, affermata e diffusa alla fine degli anni sessanta. Viene riconosciuta nell'Appennino settentrionale una fase deformativa (denominata Fase D_1) 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 l'Unità tettonica della Falda Toscana ed un segmento crostale più esterno (Dominio Umbro), avvenuto nell'Oligocene superiore - Miocene inferiore. Nel massiccio apuano la Fase D_1 sarebbe responsabile della formazione di pieghe isoclinali plurichilometriche con vergenza adriatica. Contribuirono a questa fase dello sviluppo dello geologia apuana numerosi autori (BOCCALETTI *et alii*, 1971a; HACCARD *et alii*, 1972; CARMIGNANI & GIGLIA, 1975, 1977; PERTUSATI *et alii*, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978b; KLIGFIELD, 1979; BOCCALETTI & GOSSO, 1980; CARMIGNANI *et alii*, 1981; KLIGFIELD *et alii*, 1981; BOCCALETTI *et alii*, 1982, 1983).

COLI (1989) e CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) e proposero in seguito una similitudine fra l'evoluzione dell'area delle Alpi Apuane e i *Core Complex* nord americani. Strutture estensionali, formatesi durante una fase deformativa denominata D_2 nel Miocene-Pliocene, si sarebbero sovraimposte a 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 antiforme di scistosità di dimensioni paragonabili all'intero massiccio. Le due fasi tettoniche avrebbero interessato oltre all'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*, in corrispondenza di un livello crostale più superficiale anche l'Unità tettonica della Falda Toscana e le Liguridi.

Una sintesi dal punto di vista cartografico dei progressi della geologia strutturale nell'area apuana negli anni 70 e 80 è riportata nella *Carta Geologico-strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane (Foglio Nord)* in scala 1:25.000 (CARMIGNANI, 1985).

Occorre ricordare che parallelamente agli studi di geologia strutturale e alla realizzazione di carte geologiche di dettaglio sono stati compiuti anche numerosi studi sul metamorfismo delle unità tettoniche affioranti nell'Appennino settentrionale (BONATTI, 1938; WUNDERLICH, 1960; WACHSMUTH, 1966; AZZARO *et alii*, 1977; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; FRANCESCHELLI *et alii*, 1984, 1986; AZZARO *et alii*, 1987; FRANCESCHELLI *et alii*, 2004) e sull'età della deformazio-

ne (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et alii*, 1986). Viene evidenziato che le rocce dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* sono caratterizzate da paragenesi tipiche delle zone a clorite e biotite della facies degli scisti verdi ed una brusca discontinuità del grado metamorfico fra l'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e Unità tettonica di Massa con la soprastante Unità tettonica della Falda Toscana.

Durante gli ultimi vent'anni il numero di studi inerenti la geologia delle Alpi Apuane è cresciuto in maniera esponenziale avvalendosi anche di moderne tecniche come ad esempio l'analisi microstrutturale o l'analisi delle inclusioni fluide. Le principali tematiche di approfondimento sono rivolte sia alla comprensione di problematiche locali sia al tentativo di 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.

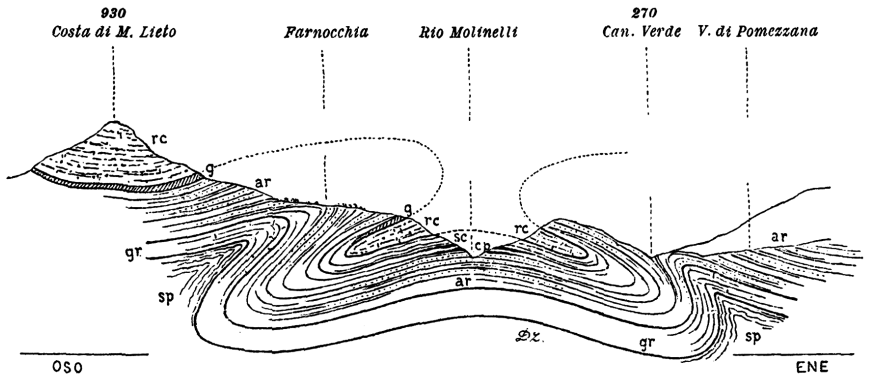
2. - LA ZONA DELLO STAZZEMESE

Nell'angolo NE del Foglio, tra Ponte Stazzemese-M. Lieto-Pomezzana, e nella finestra tettonica di S. Anna di Stazzema, affiorano rocce metamorfiche appartenenti all'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* fortemente deformate. Questo settore e la sua prosecuzione verso nord e nord-est, fino al gruppo delle Panie e alla zona di Fornovolasco (rispettivamente nell'adiacente Foglio 249 - Massa Carrara e Foglio 250 - Castelnuovo di Garfagnana), ha un complicato assetto strutturale con giustapposizione di rocce di età molto diversa, acquisito sia durante la Fase D_1 che la Fase D_2. Quest'area e la sua struttura tettonica è stata oggetto in passato di numerose diverse interpretazioni da parte di vari studiosi, nella letteratura geologica delle Alpi Apuane quest'area è nota come "Zona dello Stazzemese", "Zona a Scaglie di Stazzema" o "Parautoctono dello Stazzemese". Nel seguito si fornisce una rapida rassegna di queste opinioni.

Nella sua interpretazione rigidamente autoctonista ZACCAGNA (1932) pone le rocce affioranti nell'area di Stazzema (fig. 4 e fig. 5), come tutte le rocce al di sopra della formazione dei Marmi, nella "zona degli scisti superiori" a cui attribuisce un'età triassica ("zona raibliana"), ubicata tra i Marmi (considerati triassici) e i sovrastanti calcari infraliassici ("zona retica"). La costituzione eterogenea di questi "scisti superiori" (marmi, cipollini, Scisti Sericitici e arenarie+ardesie) è interpretata come dovuta almeno in parte a cause primarie (eteropie), sulle quali le deformazioni successive, responsabili delle pieghe con a nucleo calcari retici, hanno esercitato azioni di ulteriore laminazione (fig. 6).

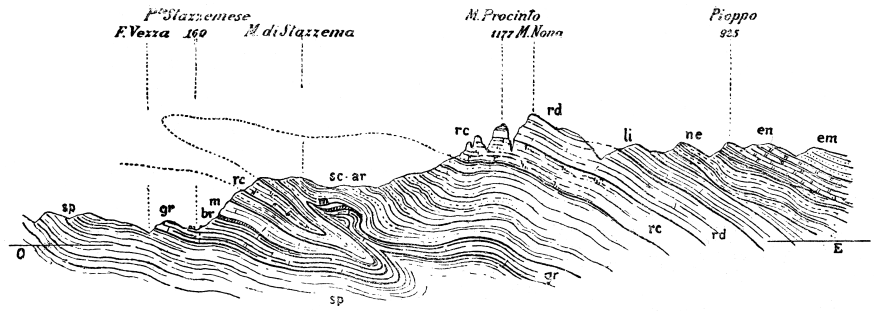
Dopo qualche anno MASINI (1937) e BONATTI (1938) mettono in dubbio la interpretazione dello Stazzemese di ZACCAGNA. Il primo correla i metacalcari

Fig. 4 - *Carta geologica della Zona dello Stazzemese, da* ZACCAGNA *(1894). Sono indicate tracce di sezioni geologiche.*



rc - Calcare cavernoso (Retico); *g* - Grezzone sup.; *sc* - Scisti nodulosi sericitici; *cp* - Cipollini piritiferi; *ar* - Arenaria pseudomacigno e scisti ardesiaci (Trias sup.); *gr* - Grezzone inferiore (Trias medio); *sp* - Scisti paleozoici (Permiano).

Fig. 5 - *Sezione geologica attraverso il Rio Mulinelli (Canale della Radice) presso Farnocchia, da* ZACCAGNA *(1932).*



Sezione geologica attraverso il Monte Stazzema.

Paleozoico: *sp* scisti permiani. — **Trias**: *gr* grezzoni; *br* brecce; *m* marmi; *sc - ar* scisti ed arenarie triassiche. — **Retico**: *rc* calcare dolomitico e cavernoso; *rd* dolomia superiore e portoro. — **Lias**: *li* calcari liassici. — **Neocomiano**: *ne* calcare bianco selcifero. — **Eocene**: *en* calcare nummulitico: *em* arenaria macigno.

Fig. 6 - *Sezione geologica attraverso la Zona dello Stazzemese, da* ZACCAGNA *(1920).*

con quarziti alla formazione liassica del Calcare selcifero, assegna i sottostanti Marmi al Lias inferiore e attribuisce a cause solo tettoniche l'associarsi di litotipi così diversi. Il secondo dimostra: a) l'identità petrografica di litotipi da Zaccagna assegnati a età diverse; b) le differenze litologiche e metamorfiche tra gli "scisti superiori" dei settori occidentale e nord-orientale delle Apuane. Di conseguenza, pur accettando il quadro generale di Zaccagna, i due autori suggeriscono di rivedere numerosi particolari stratigrafici e tettonici, anche alla luce delle posizioni faldiste sostenute per le Alpi Apuane da numerosi studiosi stranieri.

Successivamente IPPOLITO (1950) sposa nelle linee generali quanto già detto da STAUB (1932) affermando che nelle Apuane esiste una struttura a unità tettoniche sovrapposte e che tra l'Unità della Falda Toscana e l'Unità dell'Autoctono *Auctt.* esiste un gruppo di rocce metamorfiche con struttura dominante a scaglie, che forma un livello continuo nei versanti O-SO-S delle Alpi Apuane (da Carrara a Stazzema e oltre).

MERLA (1951), aderendo nelle grandi linee a quanto già ipotizzato da TILMANN (1926) e MASINI (1937), sottolinea l'esistenza di un raddoppio tettonico (Unità della Falda Toscana sopra l'Unità tettonica dell'Autoctono) e descrive l'associazione delle rocce dello Stazzemese (da riferire alle analoghe formazioni della successione metamorfica) come dovuta ad un quadro strutturale tra i più complessi e deformati delle Alpi Apuane.

TREVISAN (1962) descrive le rocce della regione come somiglianti a quelle della Unità tettonica dell'Autoctono sottostante: esse formano una struttura a scaglie tettoniche strappate ad opera dell'Unità tettonica della Falda Toscana e trascinate alla sua base durante il sovrascorrimento sopra rocce e strutture dell'Unità tettonica dell'Autoctono. Per questo le scaglie formano un insieme definito come *Parautoctono dello Stazzemese*, che viene suddiviso in due corpi (fig. 7): a) il Parautoctono I in posizione inferiore e affiorante nell'area di Stazzema e a sud di questa, formato da litologie del basamento ercinico e da Grezzoni, Marmi, Filladi, Calcescisti e Pseudomacigno, tettonicamente a contatto tra loro; b) il Parautoctono II soprastante al precedente, rappresentato dall'intero gruppo delle Panie e formato da un solo corpo tettonico con una successione sedimentaria dai Grezzoni alle Filladi (Scaglia metamorfica) polideformata e leggermente meno metamorfica rispetto alle formazioni dell'Unità tettonica dell'Autoctono. Nel quadro della tettonica compressiva terziaria, la patria d'origine di queste scaglie è individuata all'interno (cioè a Ovest) dell'Unità tettonica dell'Autoctono e all'esterno dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

NARDI (1963a) dedica un'importante pubblicazione alla geologia dello Stazzemese. Egli suddivide i terreni appartenenti agli Scisti sopra i Marmi definiti da Zaccagna in due gruppi di formazioni dai caratteri litologici nettamente diversi: a) una serie di terreni (calcari selciferi, diaspri, Scisti Sericitici, Pseudomacigno)

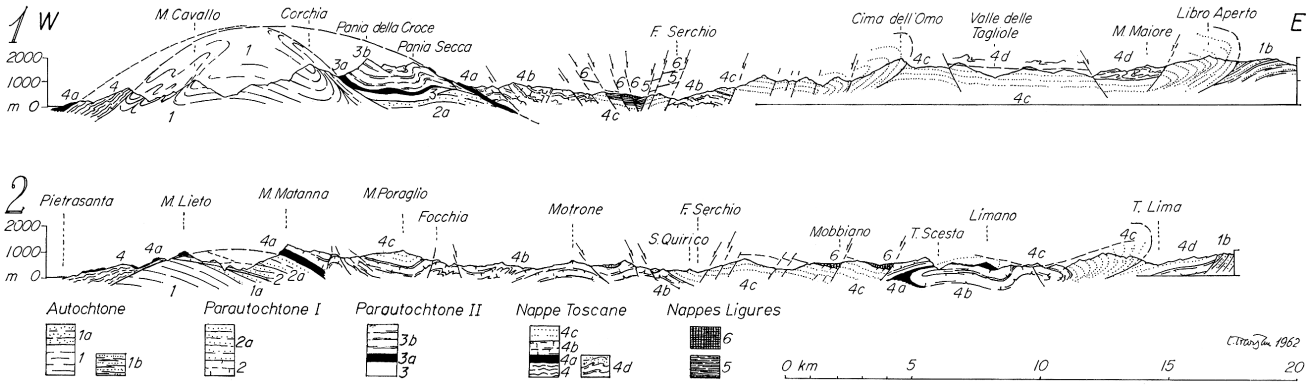


Fig. 7 - *Sezioni geologiche schematiche attraverso l'Appennino settentrionale, da* TREVISAN *(1962). 1: Terreni metamorfici (Carbonifero -Eocene), 1a: Pseudomacigno (Oligocene), 1b: Flysch non metamorfici (Oligocene - Miocene). 2: Terreni metamorfici (Carbonifero - Eocene), 2a: Pseudomacigno (Oligocene), 3: Filladi e porfiroidi pre-norici, 3a: Evaporiti noriche, 3b: Formazioni a dominante calcarea debolmente metamorfiche (Retico - Giurassico superiore), 4: Verrucano (Carnico), 4a: Evaporiti (Norico); 4b: Formazioni a dominante calcarea (Retico -Giurassico superiore), 4c: Macigno (Oligocene), 4d: Argille varicolori (Eocene) e Macigno scollati e scivolati verso Est, 5: Argille varicolori (Cretacico medio) e Flysch alberese (Cretacico superiore), 6: Ofioliti e Argille scagliose con Calcari a Palombini (Giurassico superiore - Cretacico inferiore).*

affioranti principalmente nel settore settentrionale e nord-orientale delle Apuane in successione stratigrafica sui Marmi ("Formazioni scistoso calcaree in serie con i marmi") di età dal Lias all'Oligocene; b) una serie di terreni (anageniti, quarziti, lenti calcaree e calcareo dolomitiche intercalate) discordanti sui terreni autoctoni e riferibile nell'insieme al "Verrucano *s.l.*", quindi di età compresa fra il Carbonifero medio superiore e il Carnico, analoghi litologicamente agli scisti centrali dell'Unità tettonica dell'Autoctono, sottostanti la formazione dei Grezzoni. Questi ultimi sarebbero limitati al versante occidentale e alla parte meridionale delle Alpi Apuane (area di Massa e di Stazzema), in discordanza tettonica al di sopra dell'Unità tettonica dell'Autoctono e denominati da Nardi "Scisti verrucani superiori" (fig. 8, fig. 9).

TREVISAN *et alii* (1965) mettono in relazione il Parautoctono dello Stazzemese con i terreni della Zona di Massa affiorante nel versante occidentale del massiccio apuano. La porzione delle Apuane meridionali sarebbe costituita dalla zona frontale dell'Unità tettonica di Massa in cui i terreni verrucani si dividerebbero in una serie di digitazioni fasciate da un complesso di rocce mesozoiche e terziarie metamorfiche.

Pochi anni più tardi GIGLIA (1967) pubblica la carta geologica della Tavoletta del M. Altissimo che interessa la terminazione meridionale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane. Egli sottolinea che con il termine Parautoctono si individuano nelle Apuane metamorfiti comprendenti termini in facies di Verrucano e terreni riferibili a formazioni varie della copertura toscana mesozoica e terziaria. L'autore individua cinque scaglie tettoniche estese da Stazzema a Fornovolasco, tettonicamente comprese tra l'Unità tettonica dell'Autoctono (sinclinale del Corchia) e l'Unità delle Panie. La prima scaglia (dal basso) e la quinta sono costituite da litotipi "verrucani" in senso lato e, pur con locali assottigliamenti e/o laminazioni, si collegano agli analoghi litotipi del Parautoctono del versante occidentale apuano attraverso la zona di Stazzema-Farnocchia. Ne consegue che "... anche i terreni mesozoici ... impigliati fra le lame di verrucano, vanno considerati di origine più interna dell'Autoctono...". Secondo GIGLIA questo assetto si sarebbe sviluppato durante le fasi compressive della tettonica terziaria, durante la quale si completa l'accavallarsi dell'Unità tettonica della Falda Toscana sull'Unità tettonica dell'Autoctono e il trascinamento e scagliatura dei corpi parautoctoni tra i due.

Agli inizi degli anni '70 vengono realizzati studi dei giacimenti minerari delle Alpi Apuane sulla base delle interpretazioni faldiste ormai diffusamente accettate (CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1975, 1976, 1978a). Questi autori dubitano che il Parautoctono nella zona della finestra di S. Anna di Stazzema e anche gran parte del Parautoctono che affiora nello Stazzemese siano da correlare ai terreni della Zona di Massa. Sarebbero invece da ritenersi lembi strappati al substrato Autoc-

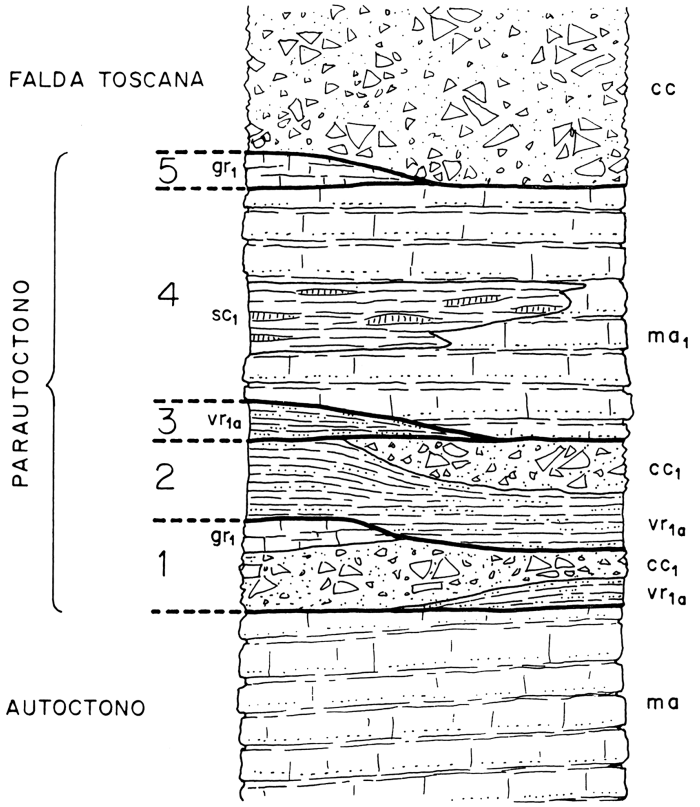


Fig. 8 - *Successione dei complessi tettonici nei dintorni di Stazzema, da* NARDI *(1963a). L'Autoctono (rappresentato dallo Pseudomacigno - ma) è sormontato da cinque scaglie. Parautoctono - Vr1a: Scisti verrucani superiori; cc1: Calcare Cavernoso e dolomie cariate; gr1: Grezzoni; ma1: Pseudomacigno con intercalazioni di Scisti Sericitici sc1. Falda Toscana - CC: Calcare Cavernoso).*

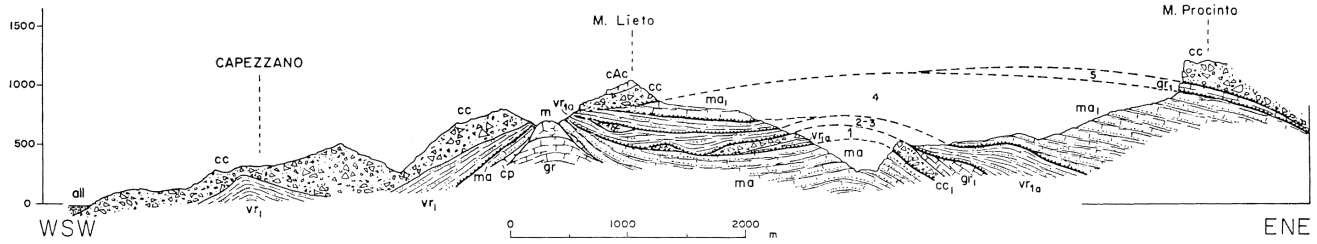


Fig. 9 - *Sezione geologica attraverso le Alpi Apuane meridionali, da* NARDI *(1963a). AUTOCTONO - gr : grezzoni, m : marmi, cp : calcescisti e cipollini, ma : pseudomacigno. PARAUTOCTONO - vr1a : scisti verrucani superiori, cc1 : calcare cavernoso e dolomie cariate, gr1 : grezzoni, ma : pseudomacigno. FALDA TOSCANA - vr1 : scisti verrucani superiori, cc : calcare cavernoso, cAc : calcari neri ad Avicula contorta. All : alluvioni.*

tono del tutto simili a quest'ultimo per evidenze litologiche e grado metamorfico. CARMIGNANI *et alii* (1976) realizzarono un rilevamento geologico allo scopo di studiare i giacimenti a barite, pirite e ossidi di ferro presenti nelle Alpi Apuane meridionali: la carta geologica prodotta è stata per molti anni l'unico documento cartografico pubblicato in scala di dettaglio della Zona dello Stazzemese. CARMIGNANI & GIGLIA (1975) ribadiscono che la Zona dello Stazzemese e la Zona di Massa non sono correlabili essenzialmente a causa della differente tipologia delle rocce affioranti nelle due aree ed individuano varie scaglie tettoniche nell'area di Stazzema (fig. 10).

Successivamente geologi della scuola perugina elaborano un nuovo modello (CIARAPICA & PASSERI, 1980, 1982; CIARAPICA *et alii*, 1985; PASSERI, 1985) in cui: a) è confermata la suddivisione dell'Unità tettonica della Falda Toscana in due unità tettoniche, la Falda Nord e la Falda Sud; b) è avanzata una nuova interpretazione del Parautoctono di Stazzema, una parte del quale insieme al "gruppo delle Panie" è da riferire all'Unità Fornovolasco-Panie, tettonicamente sovrapposta al Nucleo Metamorfico Apuano e derivata da un settore paleogeografico laterale e più interno rispetto a quello del Nucleo Apuano. Questa unità ha un grado metamorfico complessivamente minore rispetto a quello del sottostante "Nucleo" ed è costituita da una serie stratigrafica che va dal Carnico al Giurassico.

Più recentemente, CARMIGNANI *et alii* (2000) confermano l'appartenenza di tutte le rocce dello Stazzemese alle omologhe formazioni di basamento e copertura dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e descrivono la complessa struttura della Zona dello Stazzemese come il risultato dello sviluppo di pieghe isoclinali chilometriche sia durante la Fase D_1 sia durante la Fase D_2 della deformazione terziaria. La complessa struttura plicativa polifasica dell'area è stata in seguito studiata in dettaglio da MASSA (2005).

Numerosi sono infine negli ultimi anni i lavori che prendono in esame la struttura tettonica delle Alpi Apuane meridionali e delle aree adiacenti, tra gli altri ricordiamo i lavori di CAROSI *et alii* (2002, 2004a,b, 2005).

Per una più dettagliata ricostruzione della storia delle interpretazioni geologiche della Zona dello Stazzemese si rimanda a MASSA (2007).

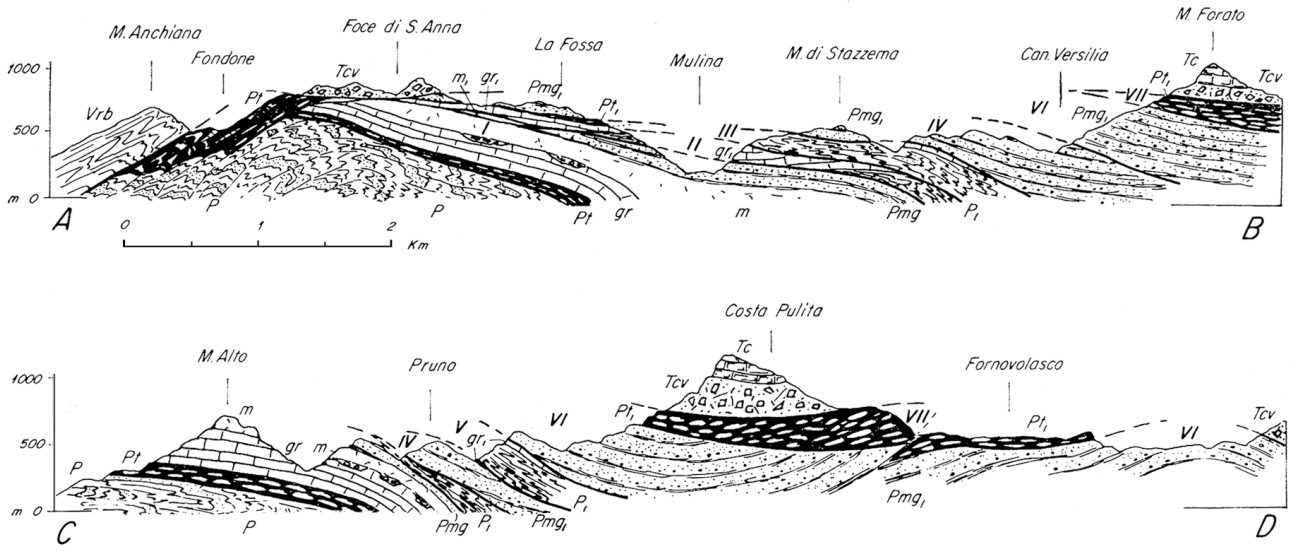


Fig. 10 - *Sezioni geologiche della terminazione sud-est delle Alpi Apuane e della Zona delle scaglie dello Stazzemese (*CARMIGNANI & GIGLIA, *1975).*

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

1.1. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MONTUOSA

La porzione montuosa del Foglio 260 - Viareggio è caratterizzata da due zone ben distinguibili dal punto di vista morfologico: una zona montuosa nel settore NE del Foglio (fig. 11) e una zona collinare (fig. 12) che collega la precedente alla pianura costiera e ai bacini di Camaiore e Stiava.

Il contrasto morfologico tra questi due settori è ben pronunciato, con dislivelli che in pochi chilometri raggiungono circa i 1000 metri, traducendosi in una forte energia di rilievo. Le due zone corrispondono ad aree con differente assetto tettonico. Nella zona montuosa affiorano quasi esclusivamente formazioni metamorfiche dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e dell'Unità tettonica di Massa, nonché cataclasiti fortemente cementate originatesi a spese di formazioni carbonatiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Nella zona collinare prevalgono invece le formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana e delle Unità liguri e subliguri, tutte fortemente interessate da una tettonica estensionale che, mediante lo sviluppo di faglie normali ad alto angolo, ha portato al collasso dell'area e all'individuazione di bassi strutturali (Camaiore, Stiava).

Nella zona montuosa l'aspetto morfologico più evidente è rappresentato dal generale ringiovanimento del sistema idrografico e dal contestuale approfondimento degli alvei, desumibile dai profili trasversali di molte valli nonché dalla reincisione

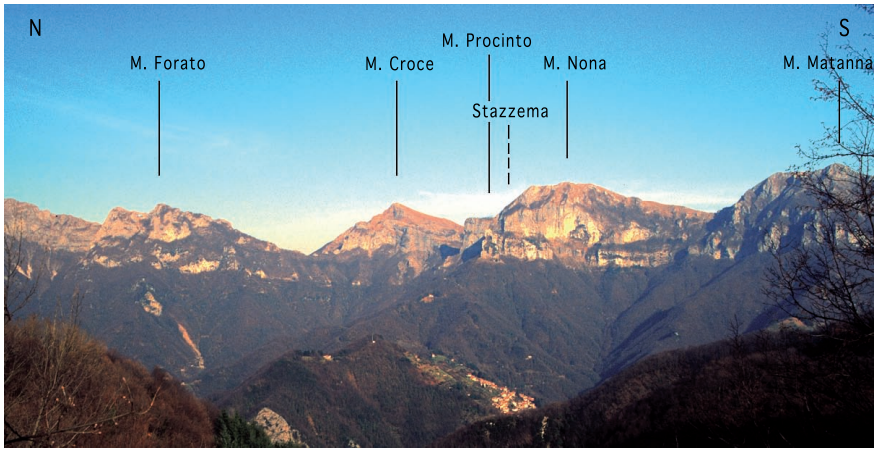


Fig. 11 - *Panorama dell'area nord-orientale del Foglio.*

e dal terrazzamento di numerosi depositi quaternari di origine sia gravitativa che fluviale. Forme e processi sono rappresentativi di una tettonica e di una morfogenesi tuttora attive, in un'area che è in sollevamento continuo a partire sicuramente dal Pliocene superiore, e probabilmente già dal Pliocene medio (FEDERICI & RAU, 1980; BARTOLINI *et alii*, 1982; RAGGI, 1985; JAURAND, 1996).

I caratteri litologici delle formazioni affioranti, assai diverse tra loro, fanno sì che la morfologia del sistema crinale-versante-fondovalle appaia nettamente selettiva in funzione del fattore litologico. Alle formazioni più resistenti ai fenomeni erosivi corrispondono i rilievi più pronunciati, mentre i paesaggi più dolci e meno acclivi corrispondono tipicamente alle formazioni a dominante argilliticomarnosa. In particolare, nel settore settentrionale (M. Lieto, M. Gabberi), dove affiorano i massicci carbonatici, è riconoscibile il tipico "paesaggio apuano" con speroni rocciosi, profili aspri e dirupati, versanti acclivi, valli incassate tipo canyon o forre e scarsità di zone pianeggianti. A questo settore si contrappone quello centro-meridionale di affioramento delle successioni liguri e subliguri e del Macigno, caratterizzato da forme più dolci e meno acclivi nonché dalla scarsità di valli profondamente incise e con versanti ripidi.

Nell'area indagata non sono state riconosciute forme di sicura origine glaciale, l'unica segnalazione è quella di FEDERICI (1981) nel versante nord- occidentale di M. Gabberi.

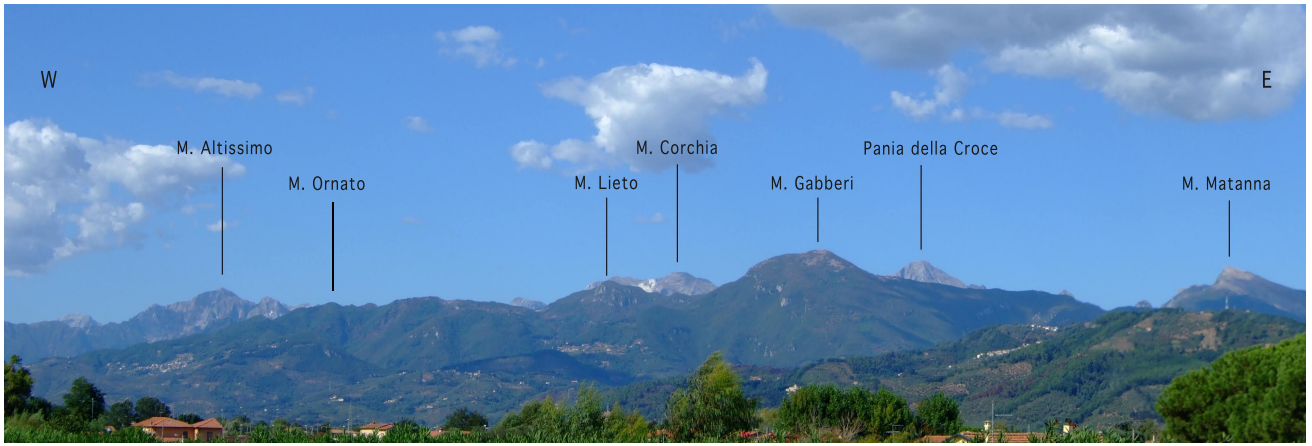


Fig. 12 - *Panorama della zona collinare antistante la pianura della Versilia.*

1.1.1. - *Forme di origine gravitativa*

Sulla base delle Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale del Servizio Geologico d'Italia, gli accumuli di frana presenti nel Foglio 260 - Viareggio sono stati cartografati come "frane" (**a$_{1a}$**) e "frane antiche" (**a$_{1q}$**), distinguendo cioè la franosità attuale e recente olocenica da quella antica (o "ereditata","relitta", o"fossile") riferita alle paleofrane, cioè a movimenti gravitativi di versante verificatisi in età pre-olocenica in un quadro morfoclimatico e morfoevolutivo diverso da quello attuale. Tra le frane (**a$_{1a}$**) sono comprese sia le frane con indizi di movimenti in atto che quelle senza indizi di movimento in atto, le frane antiche (**a$_{1q}$**) sono tutte non attive.

L'area del Foglio 260 - Viareggio è risultata moderatamente franosa, con una distribuzione della franosità fortemente dipendente dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti. Tipicamente, il settore meridionale del Foglio, a sud di Camaiore, dove affiorano le formazioni liguri e soprattutto quelle subliguri a dominante argilloso-marnosa, è interessato da franosità diffusa sia attuale che antica e a scala soprattutto piccola e media; il modellamento morfogravitativo, più di altri fattori, ha prevalso certamente in questo settore nel determinarne le tipiche forme dolci e poco acclivi. Poco franose sono invece risultate le zone di affioramento delle successioni carbonatiche massicce nel settore settentrionale del Foglio (M. Penna, M. Gabberi, M. Lieto), nel quale sembrano prevalere frane antiche di grandi dimensioni. Fanno eccezione alcune zone a diffusa franosità attuale, nelle quali l'elevata energia di rilievo, nonché le particolari condizioni strutturali, determinarono l'innesco di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante evolute poi in grandi frane rotazionali. È a carico di questi litotipi, le cui caratteristiche meccaniche sono assai scadenti, che si è sviluppata tale franosità di tipo secondario. In altri casi, situazioni strutturali sfavorevoli si sono sommate a particolari condizioni idrogeologiche, come nel caso della frana di Casoli del Gennaio 1979.

Dal punto di vista del tipo di movimento, definito secondo la classificazione di VARNES (1958), VARNES (1978) e CARRARA *et alii* (1985), nell'area rilevata prevalgono decisamente le frane di tipo complesso, generalmente rappresentate da frane di scivolamento rotazionale ("scoscendimenti" secondo DESIO, 1971) che evolvono in colate.

Le frane di scivolamento sono le frane semplici più ricorrenti, specialmente nelle zone di affioramento dei litotipi carbonatici o arenacei a comportamento rigido. Frane semplici di colamento sono meno frequenti e sono registrate a spese dei litotipi argillosi e soprattutto delle coltri detritiche. L'alluvione del Settembre 1998 ha prodotto nell'area del Foglio numerose piccole frane superficiali, al limite tra colata e soliflusso, a spese delle coltri detritiche superficiali rese instabili dalle abbondanti precipitazioni. Le frane di crollo caratterizzano aree assai circoscritte, e sono tipicamente limitate alle pareti rocciose subverticali (M. Gabberi, M.

Lieto). Ai piedi di tali pareti sono presenti spesso falde e coni detritici.

Sono state riconosciute numerose frane antiche (paleofrane), che si presentano intensamente rimodellate e spesso "sospese" (o "terrazzate") per effetto della reincisione e dell'approfondimento degli alvei evidentemente successivi alla loro messa in posto. Generalmente di grandi dimensioni, si tratta sovente di frane complesse e/o ad evoluzione policiclica. Tra le più importanti meritano di essere ricordate quelle di Stazzema, il cui fronte si trova sospeso di circa 100 metri sul fondovalle, nonché quelle di Gallena e di Valdicastello. Talora i fenomeni di scalzamento e di erosione al piede hanno innescato sulla parte frontale o mediana di tali paleofrane una franosità "attuale". Si tratta di fenomeni che interessano solo parzialmente il corpo della paleofrana, con meccanismi diversi da quelli originari (ormai esauriti) ed in un differente quadro morfoclimatico rispetto a quello in cui tali paleofrane si svilupparono.

Nell'area del Foglio sono state inoltre riconosciute alcune Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV). In particolari aree il contrasto di competenza tra litotipi a differente comportamento meccanico ed idraulico (rocce lapidee a comportamento rigido e permeabili, su formazioni a comportamento plastico-duttile e meno permeabili), talora con superfici di contatto in giacitura sfavorevole (franapoggio) e su versanti caratterizzati da una notevole energia del rilievo, sono fattori che predispongono a DGPV con frequente evoluzione in frane rotazionali (scoscendimenti) di grandi dimensioni. Come già accennato, impostata su tali DGPV si è spesso poi sviluppata tutta una serie di fenomeni franosi secondari ed a carattere più superficiale.

A S di Camaiore, il versante compreso tra Corsanico e Stiava è caratterizzato dalla sovrapposizione dei litotipi calcareo-marnosi del Flysch di Ottone su quelli argillosi e tettonizzati della formazione delle Argille e calcari di Canetolo. Il flysch calcareo-marnoso è qui conservato nella sua posizione originaria solo in corrispondenza della zona di crinale, all'altezza dell'abitato di Casesi; nella restante area sono presenti grandi blocchi scoscesi verso valle, probabilmente secondo meccanismi tipo cedimento differenziale, e dal successivo allontanamento reciproco dei blocchi così individuatisi. Ben visibili sono tipiche forme quali trincee e contropendenze che disegnano una morfologia "a gradoni". Su uno di questi è fondato il paese di Bargecchia.

Sul versante a monte dell'abitato di Casoli una simile situazione strutturale ha determinato movimenti verso valle di un importante spessore di Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* sui sottostanti Scisti Sericitici; in questo caso, un ruolo fondamentale è certamente stato giocato dalla forte acclività. Nelle DGPV di Capriglia, a nord di Pietrasanta, la stessa tipologia di fenomeni gravitativi è riconducibile alla sovrapposizione di brecce, calcari dolomitici cataclastici, dolomie e marmi sulle formazioni filladiche dell'Unità tettonica di Massa.

1.1.2. - *Forme di origine fluviale*

L'area indagata mostra un generale diffuso ringiovanimento della rete idrografica. L'approfondimento degli alvei ha prodotto nelle valli un profilo trasversale spesso simmetrico sui due versanti, caratterizzato da una sezione basale a "V", molto stretta con fianchi assai ripidi e talora con aspetto di gola o forra, con una sezione medio-sommitale più ampia e con versanti meno acclivi. Le fasce basali e medio-sommitali dei versanti sono spesso chiaramente distinguibili per una netta rottura di pendio che sovente ha prodotto il terrazzamento dei depositi quaternari; in sua corrispondenza si attestano spesso paleofrane sospese ed alluvioni antiche terrazzate, mentre al di sotto affiora il substrato roccioso.

I profili d'equilibrio dei corsi d'acqua mostrano aste assai ripide nella loro parte alta e mediana ed una brusca diminuzione di pendenza in corrispondenza dell'ingresso nelle aree sub-pianeggianti. Una tale conformazione, oltre a rappresentare un evidente fattore di rischio, ha favorito in passato il colmamento di aree depresse come la conca di Camaiore o quella di Stiava tramite reiterati alluvionamenti.

Attualmente le conoidi alluvionali, tipicamente concentrate laddove i corsi d'acqua sboccano nelle zone pianeggianti, si presentano reincise e terrazzate con scarpate che sovente raggiungono un'altezza di 30 metri sul fondovalle principale. Le conoidi più estese si trovano lungo il margine settentrionale ed orientale della conca di Camaiore ed in destra idrografica del T. Lucese. La loro composizione a ciottoli a dominanti elementi di Macigno riflette la costituzione litologica del bacino di alimentazione, cosicché esse testimoniano un'epoca in cui gli affioramenti di Macigno erano ben più estesi di quelli attuali (la formazione del Macigno attualmente non affiora nel bacino di alimentazione del F.so di Camaiore). Esse sono state perciò riferite alla vigorosa fase di sollevamento che si ebbe nel Pleistocene superiore, cui si accompagnò una generale erosione e smantellamento di gran parte degli affioramenti di Macigno (FEDERICI & RAU, 1980; RAGGI, 1985).

Anche la fascia pedemontana di transizione alla pianura versiliese è caratterizzata dalla presenza di coni di deiezione in corrispondenza dello sbocco dei corsi d'acqua principali. Si tratta delle grandi conoidi deposte dal F.so Versilia e dal Rio Baccatoio, con forma assai pronunciata, nonché di quella, piuttosto "piatta", associata al F.so di Camaiore.

Similarmente alla distinzione cronologica operata per le frane, i depositi alluvionali sono stati distinti in recenti (**b**) ed antichi ($\mathbf{b_{n1\text{-}2}}$). Spesso, laddove non è stato possibile stabilire una correlazione certa tra i depositi alluvionali terrazzati, come criterio guida per la loro classificazione è stata scelta l'entità della loro reincisione. Piccoli lembi isolati di alluvioni terrazzate o superfici piane di origine erosiva sono presenti a quote elevate sul fondovalle in diverse zone dell'area esplorata e sono stati considerati come originati da dinamiche fluviali pre-oloceniche.

Tra le altre forme di origine fluviale sono stati riconosciuti alcuni tracciati di alvei abbandonati, come nella zona immediatamente a valle di Lombrici oppure a nord di Capezzano Pianore, sebbene in alcuni casi, su tutti quello del F.so Versilia, non si tratti di fenomeni naturali ma bensì antropici e dovuti alla deviazione di tali corsi d'acqua in età storica.

1.1.3. - *Forme di origine carsica*

Nonostante la grande diffusione di formazioni a dominante carbonatica, la scarsità di aree subpianeggianti e di spianate sommitali ha reso difficile il riconoscimento di forme di origine carsica che pure sono presenti immediatamente al di fuori dei limiti del Foglio (M. Prana, M. Pedone, ecc.). Forme di dissoluzione carsica potrebbero essere alcune delle numerose depressioni che caratterizzano la zona di S. Lucia-Monteggiori, in destra idrografica del F.so di Camaiore.

1.2. - GEOMORFOLOGIA DELLA PIANURA

La Pianura Versiliese si estende parallelamente alla costa con una orientazione NO-SE, è delimitata verso l'interno dalle Alpi Apuane, presenta un'estensione trasversale media di circa 5 km, debolmente inclinata verso il mare (pendenza media 0,13%) e si attesta generalmente su quote di poco superiori o inferiori allo zero. A partire dalla costa vi si possono individuare quattro diverse fasce fisiografiche parallele tra loro (fig. 13):

a) una spiaggia sabbiosa larga fino a 700 m circa;
b) una fascia di cordoni dunari sabbiosi attestati su quote medie di +2.0 m s.l.m.;
c) una fascia depressa interna, in corrispondenza della quale si trovano le zone lacustri di Massaciuccoli e di Porta;
d) una zona più interna corrispondente alle conoidi pedemontane che si raccordano ai rilievi apuani.

1.2.1. - *La spiaggia*

La spiaggia si estende da nord-ovest a sud-est tra le località Marina dei Ronchi (MS) e Marina di Vecchiano (PI). La delimitazione interna della spiaggia (**g**) è marcata da opere di edilizia (strade, stabilimenti balneari ed abitazioni in genere) ad eccezione del tratto a sud del porto di Viareggio dove esistono ancora cordoni di dune sabbiose di origine eolica; tratti limitati di tale morfologia si ritrovano ancora nella zona di Motrone e tra il Cinquale e Vittoria Apuana.

La dinamica evolutiva della spiaggia è stata caratterizzata, in epoca storica, da un progressivo avanzamento verso O. In epoca attuale la dinamica costiera è fortemente influenzata da interventi antropici (escavazioni in alveo dei principali

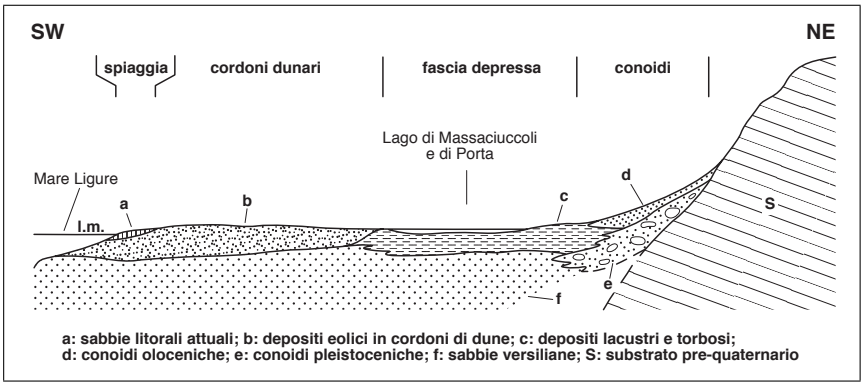


Fig. 13 - *Sezione schematica attraverso la pianura versiliese, con le varie fasce fisiografiche; da* FEDERICI *(1987), modificata.*

fiumi, costruzione di opere portuali: ROSI & DI PAOLA, 2001). Esempi sono quelli del porto di Viareggio, la cui diga foranea ha causato una massiccia deposizione di sedimenti lungo la spiaggia di Levante e fenomeni erosivi in ampi tratti della spiaggia di Ponente.

I sedimenti che costituiscono la spiaggia sono per la quasi totalità sabbie a granulometria media e fine.

1.2.2. - *Fascia dei cordoni dunari*

Questa unità fisiografica corre parallelamente al litorale con direzione NO- SE e si estende verso l'interno per una larghezza massima di circa 4 km nella parte sud del Foglio (Macchia di Migliarino) ed una minima di circa 1 km nella parte nord (Cinquale, Ronchi).

È costituita da una successione di cordoni litorali, barre sabbiose e dune costiere paralleli alla linea di riva ("cotoni" o "tomboli") di origine eolica e marina (**d**), con quota media di 2,0-2,5 m s.l.m., tra i quali si interpongono aree morfologicamente più basse ("lame"), in origine lagune e paduli successivamente colmati da depositi alluvionali limosi e sabbiosi fini (**e_3**). Attualmente le lame sono sede di stagni o paludi. Tale morfologia è ancora evidente nelle aree non urbanizzate (fig. 14) in particolare nella Macchia di Migliarino e nella Macchia Lucchese (parte sud del Foglio), Le Focette (parte centrale) e Pineta della Versiliana (parte nord del Foglio). Come riportato da PADERI (1935) e MAZZANTI (1991), è possibile riconoscere nella parte meridionale del Foglio cordoni dunari più antichi formatisi circa 5000 anni fa; essi si estendevano all'incirca parallelamente alla ferrovia Pisa-Genova tra la Fossa dell'Abate e Torre del Lago e tra il fosso della Bufalina

(località Chiesaccia) ed il Troncolo di Migliarino (sottostante Foglio 272 - Marina di Pisa).

Per quanto riguarda le lame esse sono distribuite, più o meno uniformemente, lungo tutta la fascia dunare. Particolarmente evidenti le lame che caratterizzano la Macchia Lucchese e la Macchia di Migliarino (zona sud del Foglio) spesso in corrispondenza di fossi di scolo della pineta. Alcune di esse (es. in località La Lecciona o Marina di Levante nella Macchia Lucchese) sono sede pressoché permanente di stagni mentre la maggior parte ha le caratteristiche di zona umida, con ristagni d'acqua che si prolungano per periodi più o meno lunghi in funzione della piovosità.

Depressioni occupate in passato da stagni o paludi molto più estese si ritrovano nell'entroterra tra Lido di Camaiore e Le Focette: queste lame formavano, fino alle bonifiche del XVII secolo, una vasta area dove ristagnavano le acque del Fiume Versilia la cui foce, sovente interrata, si trovava presso Motrone (BENZIO, 1987; MUSETTI, 1999). Nella parte settentrionale del Foglio (Forte dei Marmi e Marina di Pietrasanta) le lame corrispondono in larga parte ai vecchi alvei dei fossi di bonifica, in particolare il Fiumetto e il Tonfano. Tali terreni palustri non sono oggi sempre evidenti a causa dell'urbanizzazione che ne copre in buona parte la superficie.

1.2.3. - *Fascia depressa interna*

Questa zona è la fascia intermedia tra i depositi di litorale e le conoidi pedemontane (fig. 13). La sua origine è legata alla formazione dei primi lidi sabbiosi (IV-V millennio a.C.) ed originariamente era sede di una laguna che si estendeva parallelamente alla linea di riva dal Lago di Massaciuccoli al Lago di Porta. La successiva progradazione del litorale ed il progressivo interrimento dovuto all'apporto solido dei corsi d'acqua hanno trasformato la laguna in laghi poi in paludi. La continuità di questa fascia è stata interrotta soprattutto dai depositi alluvionali del fiume Camaiore, del F. Versilia e del Canale di Montignoso le cui conoidi delimitano oggi tre depressioni principali:

a) il bacino del Lago di Massaciuccoli;
b) la depressione del Giardo-Saponiera, tra la ferrovia Genova-Pisa e la via di Tonfano;
c) il bacino del Lago di Porta e del Padule del Campo d'Aviazione.

Fino al XVIII Secolo questa fascia era sede di vaste paludi (**e_2**) successivamente bonificate mediante canalizzazione e deviazione di corsi d'acqua, dei quali la deviazione del T. Versilia nel Lago di Porta è la più importante, oppure mediante il metodo delle colmate, consistente nell'allagare i terreni con le acque di piena dei fiumi, con successiva deposizione del materiale solido in carico.

Fig. 14 - *Andamento dei cordoni dunari tra Viareggio e il Fiume Arno evidenziati dall'allineamento di vegetazione. Si noti come tutti gli allineamenti di dune siano oggi completamente obliterati dall'intensa antropizzazione della piana versiliese a nord di Torre del Lago. Subset immagine LANDSAT 7 ETM, 15-02-2001 track 192 frame 29, FCC 453 RGB.*

I corsi d'acqua apuani, per il loro regime torrentizio con portate irregolari, giunti nella fascia depressa avevano difficoltà di sbocco in mare, sia perché dovevano superare la soglia delle dune litoranee, sia a causa delle frequenti ostruzioni delle foci dovute al deposito di sabbie ad opera delle correnti marine. Per questo motivo spandevano, specie durante le piene, le loro acque nelle aree morfologicamente depresse. I sedimenti che caratterizzano la fascia depressa sono sia di ambiente palustre/lacustre (torbe, limi e/o argille torbosi) che alluvionale (colmate di bonifica): limi, limi argilloso-sabbiosi con abbondante frazione organica.

Una ricca raccolta cartografica storica della pianura versiliese relativa ai secoli XV e XVII è contenuta nei lavori di NEPI (2003) e BERTUCCELLI MIGLIORINI & CACCIA (2006).

1.2.4. - *Fascia delle conoidi pedemontane*

È la fascia di raccordo tra la pianura e le prime pendici collinari delle Alpi Apuane. Si estende con direzione NO-SE ed ha una larghezza variabile da poche centinaia di metri a circa 3 km in corrispondenza delle maggiori conoidi, quelle dei fiumi Camaiore e Versilia. La presenza di conoidi di deiezione fluviale è una costante nella geomorfologia della piana versiliese, ove esse giungono con piatti apparati da altezze di qualche decina di metri fino ad immergersi sotto i terreni alluvionali e palustri olocenici della pianura (FEDERICI, 1987). Oltre alle due conoidi principali citate ne sono individuabili altre di estensione minore in corrispondenza dello sbocco nella piana di rii e torrenti. Tutte sono oggi non attive, anzi localmente in erosione e terrazzate, come osservabile presso Ripa e lungo la ferrovia tra Ponte Baccatoio ed il sottopasso a nord-est della stazione di Pietrasanta. Terrazzamenti minori si hanno anche tra Capezzano Pianore e Piano del Quercione.

Per quanto riguarda la granulometria, si ha una classazione in funzione della distanza dai rilievi: ghiaie, ciottoli e sabbie prevalgono immediatamente a ridosso delle colline, sabbie e sabbie limose nella fascia intermedia e limi ed argille nelle parti più distali delle conoidi.

La formazione delle conoidi avviene sia durante il Pleistocene che durante l'Olocene. Olocenica è l'ampia conoide del F.so Camaiore, estremamente piatta e non incisa in modo significativo durante l'evoluzione fluviale attuale. Oloceniche sono anche la quasi totalità delle conoidi minori che si affacciano sulla pianura versiliese. Di probabile età pleistocenica è invece la conoide del T. Versilia che ha un'altezza di qualche decina di metri s.l.m. e che nella zona di Ripa è profondamente reincisa dal corso olocenico del T. Versilia. Sempre di probabile età pleistocenica sono le conoidi della valle di Camaiore.

Le conoidi pleistoceniche sicuramente si prolungano verso SO al di sotto dei depositi olocenici della pianura versiliese (fig. 13, MARTELLI, 1906; CREMA,

1911; MAZZANTI, 1983; MAZZANTI & PASQUINUCCI, 1983; FEDERICI, 1987, 1993) come testimoniato da numerosi sondaggi, per esempio quello di Serrelle nell'area del Brentino, tra Viareggio e Piano di Conca. Tale sondaggio ha incontrato tra -35 e -44 m un conglomerato alluvionale cementato (localmente conosciuto come "calcestruzzo") attribuibile ad una conoide pleistocenica.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1. - ASSETTO STRUTTURALE GENERALE

La catena a falde che costituisce l'Appennino settentrionale è originata dalla deformazione cretacico-terziaria di unità derivate dal Dominio oceanico ligure e dal margine continentale Apulo (BOCCALETTI *et alii*, 1971b; ELTER, 1973; ALVAREZ *et alii*, 1974; KLIGFIELD, 1979; SCANDONE, 1979; DERCOURT *et alii*, 1986; STAMPFLI *et alii*, 2001, fig. 15 e 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 Domino oceanico ligure in un cuneo d'accrezione (TREVES, 1984). A partire dall'Oligocene superiore 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 nord-est, con sviluppo di metamorfismo sin-cinematico, in facies degli scisti verdi, nelle unità più profonde. Il sistema catena-avanfossa-avampaese appenninico realizza una progressiva migrazione spazio temporale verso nord-est.

Attualmente la zona di avampaese dell'Appennino settentrionale è ubicata nella Pianura 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 della regione 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 260 - Viareggio affiorano sia i terreni metamorfici più profondi della catena dell'Appennino settentrionale che le unità tettoniche liguri strutturalmente più elevate. Nel Foglio sono infatti esposte le seguenti Unità tettoniche (dal basso verso verso l'alto):

a) Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*
b) Unità tettonica di Massa
c) Unità tettonica della Falda Toscana

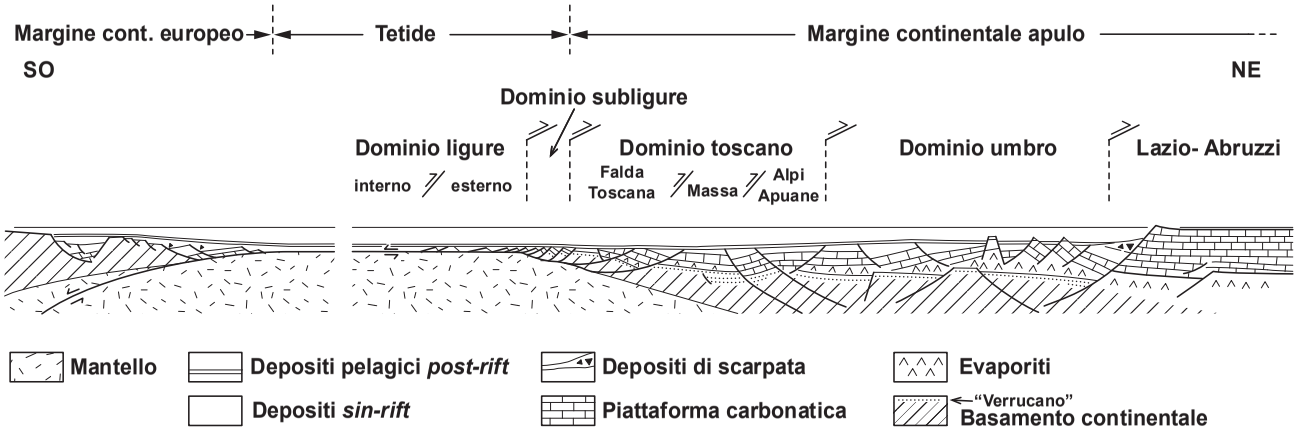


Fig. 15 - *Ricostruzione al Giurassico superiore del Margine continentale apulo, dell'area oceanica della Tetide e del Margine continentale europeo. Le frecce indicano i sovrascorrimenti tra le unità tettoniche principali dell'Appennino settentrionale; SW e NE sono riferiti alle coordinate attuali; da* HOOGERDUJIN STRATING *(1990),* BERNOULLI *(2001),* PEYBERNÈS et alii *(2001),* ROSSI et alii *(2002) e* MARRONI & PANDOLFI *(2007), modificato.*

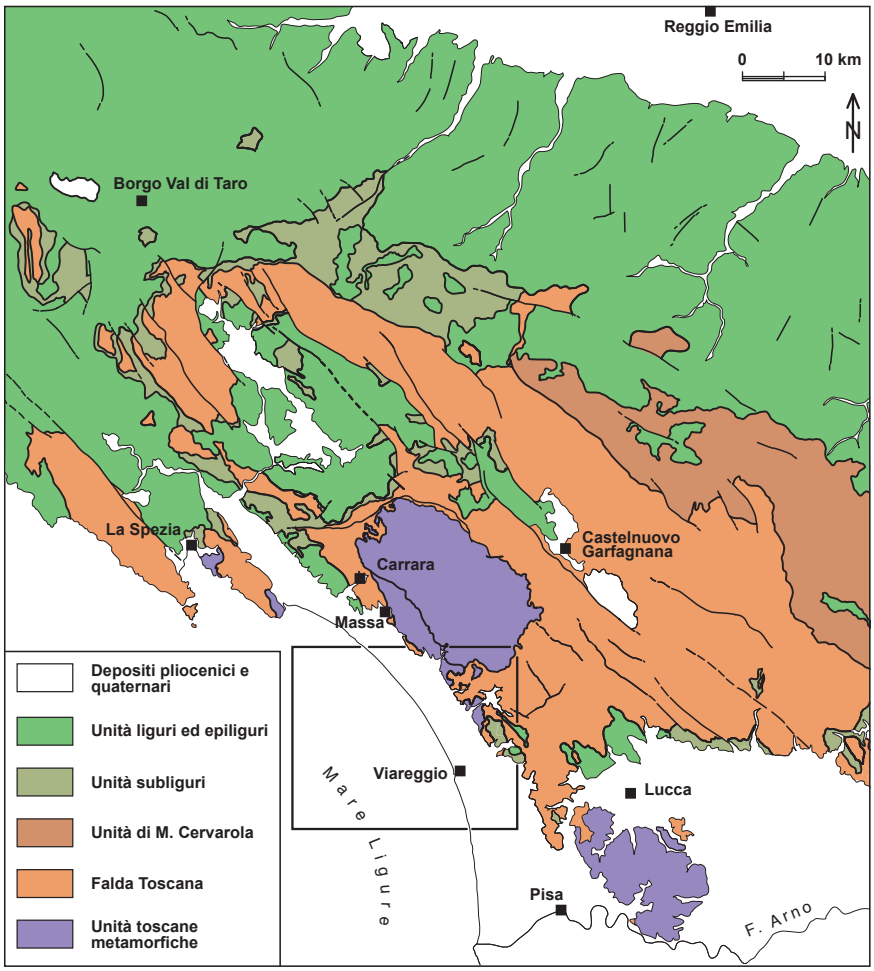


Fig. 16 - *Schema tettonico dell'Appennino settentrionale; il rettangolo indica l'area del Foglio 260 - Viareggio.*

d) Unità tettonica di Canetolo
e) Unità tettonica di Ottone

Sono inoltre conservati ed esposti gli assetti derivati dall'interferenza a livelli medio crostali tra la tettonica compressiva e la successiva tettonica distensiva.

2.2. - EVOLUZIONE DEI DOMINI PALEOGEOGRAFICI

Realizzando una restaurazione palinspastica della catena appenninica settentrionale lungo la trasversale delle Alpi Apuane vengono tradizionalmente distinti, dall'interno verso l'esterno, i seguenti domini paleogeografici (fig. 15):

a) il Dominio Ligure derivato dal dominio oceanico della Tetide;
b) il Dominio Subligure derivato dalla zona di transizione tra il dominio oceanico e quello continentale;
c) il Dominio Toscano che rappresenta il margine continentale della Microplacca Adriatica.

Il Dominio Ligure è ulteriormente suddiviso in un Domino Ligure Interno ed un Dominio Ligure Esterno (MARRONI & PANDOLFI, 2007, *cum biblio*). Il Dominio Ligure Interno comprende un basamento oceanico e sovrastanti depositi pelagici del tardo Giurassico-Cretacico inferiore e flysch cretacico-paleogenici scollati dal loro substrato (Arenarie di M. Gottero). Questi depositi non affiorano nel Foglio 260 - Viareggio. Il Dominio Ligure Esterno è costituito da successioni cretacico-eoceniche comprendenti *melange* con elementi di ofioliti (es. Complesso di Casanova) e flysch a dominante calcarea (Flysch di Ottone, affiorante nel Foglio) completamente scollati dal loro substrato. Il Dominio Subligure è presente nel Foglio ed è rappresentato da una successione paleogenica (Unità tettonica di Canetolo: ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et alii*, 1964) e localmente del Cretacico superiore (PLESI *et alii*, 1993) intensamente tettonizzata, sedimentatasi in un'area di transizione tra la crosta oceanica ligure e il substrato continentale del Dominio toscano.

Il Dominio Toscano (DALLAN NARDI & NARDI, 1972, *cum biblio*) comprende termini deformati a livelli strutturali differenti. Il Dominio Toscano Interno (Unità tettonica della Falda Toscana) è rappresentato da formazioni da anchimetamorfiche a non metamorfiche di età dal Triassico superiore al Miocene. Il Dominio Toscano Esterno (Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*) comprende una copertura mesozoica e terziaria discordante sul sottostante Basamento ercinico già interessato da deformazioni e metamorfismo in facies scisti verdi legate all'Orogenesi ercinica. L'Unità tettonica di Massa, tettonicamente interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*, è costituita da rocce paleozoiche e del Triassico inferiore e medio e rappresenta un dominio paleogeografico intermedio tra il Dominio toscano interno ed esterno (fig. 15).

Le successioni del Dominio Toscano Esterno e del Dominio Toscano Interno presentano molte similitudini e il loro studio permette di ricostruire l'evoluzione stratigrafica di questa porzione del Margine continentale apulo.

Rocce di età medio triassica affiorano nell'Unità tettonica di Massa ove costituiscono una sequenza silicoclastica con subordinati carbonati, interpretata come testimonianza di un tentativo di rifting precursore di quello del Triassico superiore - Giurassico inferiore che porterà all'apertura della Tetide mediterranea (RAU *et alii*, 1985).

La successione stratigrafica del Triassico superiore-Paleogene riflette la evoluzione di un margine continentale passivo:

a) durante la fase *syn-rift*, caratterizzata da una subsidenza iniziale corrispondente all'apertura dello *hiatus* ocenico (Triassico superiore - Lias superiore-?Dogger inferiore), si assiste allo sviluppo di una piattaforma carbonatica (Carnico terminale Norico/Lias inferiore), alla sua frammentazione e progressivo annegamento (Hettangiano superiore-?Pliensbachiano inferiore) e all'instaurarsi di una sedimentazione (emi)-pelagica, con facies controllate dall'attività di faglie e subsidenza differenziale;
b) durante la fase *post-rift* si assiste ad un graduale aumento delle profondità deposizionali (intensità crescente di dissoluzione del carbonato di calcio), e ad una graduale omogeneizzazione di facies che dal Malm interessa anche i domini oceanici.

A partire dalla fine del Cretacico inferiore l'evoluzione del Dominio oceanico (Tetide) comincia a differenziarsi da quella dei domini del margine continentale apulo; mentre il primo viene interessato durante il Cretacico superiore e il Paleogene da deposizioni di flysch, si passa nel Dominio Toscano da una sedimentazione carbonatica ad una prevalentemente argillitica.

Nelle successioni del Dominio Toscano la sedimentazione (emi)pelagica (Giurassico *p.p.*-Paleogene) è ripetutamente interrotta da episodi clastici. Si tratta di materiali risedimentati provenienti anche da aree di piattaforma, sebbene nell'Appennino Settentrionale queste non siano documentate in affioramento oltre il Lias inferiore medio *p.p.*

L'evoluzione sedimentaria dell'Oligocene superiore-Neogene è dominata dalla deformazione dei domini toscano e umbro marchigiano. L'età dei flysch permettono di seguire il progressivo avanzamento verso l'avampaese delle unità alloctone e la deformazione di domini sempre più esterni dell'originario margine adriatico (RICCI LUCCHI, 1986).

2.3. - EVOLUZIONE TETTONICA

Le Alpi Apuane costituiscono una finestra tettonica nell'Appennino settentrionale in cui affiorano le unità più profonde dell'orogene (fig. 16). 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 di età eocenica in corrispondenza di un sistema cuneo di accrezione - piano di subduzione (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 appartenete al Domino 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, a partire dall'Oligocene, superiore si realizzano le fasi compressive denominate "Toscane" durante le quali le Unità Liguri già strutturate nel ciclo precedente si accavallano sul Dominio toscano dando luogo al cuneo orogenico dell'Appennino settentrionale sviluppato in seguito alla convergenza e collisione del Blocco sardo-corso e la Microplacca adriatica. Durante questa fase l'Unità tettonica della Falda Toscana è deformata ed interessata da metamorfismo solo 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 con valori di temperatura di 350-420 °C e pressione di circa 0,4-0,6 GPa, per l'Unità tettonica di Massa sono stimati valori leggermente superiori (DI PISA *et alii*, 1985; FRANCESCHELLI *et alii*, 1986; JOLIVET *et alii*, 1998; MOLLI *et alii*, 2000b, 2002). L'età di questa fase deformativa, integrando dati radiometrici e biostratigrafici, è stimata attorno a 20 Ma (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et alii*, 1986; COSTA *et alii*, 1992; CATANZARITI *et alii*, 1996).

A partire dal Tortoniano un'importante fase distensiva caratterizzata da faglie dirette a basso e ad alto angolo interessa tutto il margine interno dell'Appennino settentrionale. Questa fase porta allo sviluppo sulla trasversale apuana dei *graben* del Serchio, della Versilia e più a Sud dei bacini neogenici della Toscana meridionale in cui la sedimentazione ha inizio dal Tortoniano superiore. L'esumazione del complesso metamorfico apuano deriva dalla denudazione tettonica causata dal sollevamento isostatico ed erosione connesse con la tettonica distensiva miocenica e più recente, che ha anch'essa prodotto deformazioni penetrative duttili nel complesso metamorfico (CARMIGNANI & GIGLIA, 1979; CARMIGNANI *et alii*, 1993)

e da duttili-fragili a fragili in quello anchimetamorfico.

L'età dell'inizio del sollevamento è stimata attorno a 10-13 Ma (FELLIN *et alii*, 2007; ABBATE *et alii*, 1994; BALESTRIERI *et alii*, 2003). La distensione si realizza nell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* prevalentemente mediante zone di taglio duttili, la cui giacitura è controllata dalle precedenti strutture compressive, nell'Unità tettonica della Falda Toscana e nelle Liguridi mediante faglie dirette e rotazione di blocchi. I due complessi sono separati da un orizzonte continuo di cataclasiti costituite da elementi metamorfici e non (Calcare Cavernoso) che ha funzionato come superficie di *thrust* NE-vergente durante le fasi compressive e come superficie di scollamento (*detachment*) durante la tettonica distensiva (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). Sono evidenti due successive generazioni di faglie: la prima caratterizzata da faglie poco inclinate che si raccordano al livello delle evaporiti triassiche; la seconda disloca le faglie precedenti ed è caratterizzata da faglie ad alto angolo: esse delimitano le depressioni tettoniche del Serchio e della Versilia colmate da sedimenti pliocenici e quaternari.

2.4. - IL QUATERNARIO COSTIERO

L'attuale morfologia della Piana Versiliese è il risultato di movimenti tettonici lungo faglie dirette a direzione appenninica a partire dal Miocene superiore. Tali movimenti hanno originato una depressione delimitata a est dalle Alpi Apuane e ad ovest dalla dorsale sommersa di Viareggio riempita successivamente da depositi marini e continentali.

Gli studi eseguiti in passato (BLANC, 1934, 1936; MARCHETTI, 1934) e le attuali conoscenze permettono di ricostruire la storia della formazione della pianura a partire dalla trasgressione würmiana del Pleistocene superiore (80.000 anni fa con il livello medio marino più basso di circa -100 m dall'attuale) fino a tutto l'Olocene (18.000 anni fa) per giungere agli attuali lineamenti morfologici. In questo intervallo temporale è iniziata ed esaurita l'ultima grande glaciazione würmiana al cui interno si sono alternate oscillazioni climatiche che hanno determinato di volta in volta fasi trasgressive marine, con sommersione della pianura, e fasi di regressione con denudamento ed innalzamento delle terre.

Dopo l'acme della glaciazione würmiana il livello del mare è tornato a salire (trasgressione versiliana: BLANC, 1942), al culmine della trasgressione la linea di riva ha toccato le conoidi pedemontane delle Apuane (SESTINI, 1950; AMBROSI, 1967). Successivamente, dal II-I sec. a.C., si è verificato un avanzamento delle spiagge con formazione di una serie di cordoni dunari che hanno isolato una fascia depressa interna (fig. 13); questo fenomeno è stato determinato dall'aumento degli apporti solidi dei fiumi (Arno, Serchio, Magra). Tra i cordoni e le conoidi, o in genere alla base dei monti, sono rimaste racchiuse delle lagune ristrette, poi colmate, o trasformate in stagni e paludi. L'evoluzione del litorale in tempi storici

è stata poi largamente influenzata da interventi antropici, tra cui opere di bonifica e opere di difesa costiere (MAZZANTI, 1983; MAZZANTI & PASQUINUCCI, 1983; ROSI & DI PAOLA, 2001).

La successione stratigrafica e cronostratigrafica dei terreni dal Pleistocene superiore ad oggi della Pianura Versiliese è ben documentata dai sondaggi effettuati (FEDERICI, 1993) e datati (FERRARA *et alii*, 1961). In sintesi, dal basso verso l'alto, è possibile ricostruire la seguente successione:

Pleistocene superiore:

a) sedimenti marini sabbioso-ghiaiosi accumulatisi durante la trasgressione tirreniana;
b) depositi continentali argillosi e ghiaiosi di origine fluvio-lacustre (G e C4, regressione Würm I);
c) depositi sabbiosi marini (S3, trasgressione interglaciale Würm I - II);
d) argille e argille torbose di ambiente lacustre (C3, regressione glaciale Würm II);
e) depositi sabbiosi marini (S2, trasgressione interglaciale Würm II - III) datati a 35.000 anni (MAZZANTI, 1991);
f) argille e torbe lacustri (C2, regressione glaciale Würm III); datazioni isotopiche ne datano il tetto a circa 18000 anni;

Olocene:

a) depositi sabbiosi di ambiente marino (S1b, trasgressione versiliana); il tetto è datato a circa 5500 anni;
b) sabbie eoliche e argille torbose e torbe di ambiente lacustre-palustre (attuale).

3. - CENNI SULLE TESTIMONIANZE PREISTORICHE

Allo stato attuale delle ricerche, le più antiche tracce della presenza umana in Versilia e nelle Alpi Apuane risalgono al Paleolitico medio (corrispondente all'interstadio Wurm II-III). A tale fase infatti sono da riferire i più antichi insediamenti finora scoperti, in cui sono stati ritrovati resti faunistici tipici di questo periodo ed industrie attribuibili al Musteriano. Fino ad oggi non è avvenuta nessuna scoperta relativa al Paleolitico inferiore, documentato tuttavia in altre aree della Toscana, a sud dell'Arno, e in Liguria.

I gruppi umani del Paleolitico medio dovevano avere le loro sedi stabili nella pianura costiera della Versilia, come attestano i numerosi strumenti di tipo musteriano raccolti, fuori strato, alle cave di sabbia di Massaciuccoli. Soltanto episodicamente gli stessi gruppi sembrano aver frequentato l'entroterra per la caccia degli animali di montagna, utilizzando le grotte (ad es. Grotta all'Onda) come rifugio temporaneo, probabilmente stagionale. Le attestazioni di frequentazione relative al Paleolitico superiore sono scarse. Nella zona in questione fra le testimonianze

riferibili a questo periodo si ricordano Grotta all'Onda e Buca della Iena. Il fatto che tracce di industrie litiche relative al Paleolitico superiore siano state finora riconosciute prevalentemente a quote basse potrebbe indicare che durante il Wurm III e IV le condizioni climatiche erano tali da rendere inospitali i rilievi frequentati durante il Musteriano. A conferma di ciò si può rilevare la presenza di essenze come il Pino mugo e silvestre e la Peccia nella torba di Massaciuccoli, per la quale si hanno datazioni che si aggirano attorno ai 19-18.000 anni da oggi. Per quanto riguarda il Mesolitico non sono presenti tracce di presenza umana in questa zona.

Piuttosto scarse sono le testimonianze di una frequentazione della Versilia durante il Neolitico, riferibili prevalentemente ad una fase tarda collocabile alla fine del IV millennio a.C. I siti in cui finora sono comparsi materiali attribuibili a questo periodo sono Grotta all'Onda e Candalla (Camaiore) nel Riparo dell'Ambra e nel Riparo del Lauro. L'età del rame nella Toscana nord-occidentale, nel territorio compreso tra l'Arno e il Magra, è rappresentato da numerose testimonianze, provenienti soprattutto da sepolture. Grotte naturali venivano utilizzate per seppellire più individui i cui resti si trovano spesso sconvolti, probabilmente per l'uso ripetuto degli ambienti. Non si conosce ancora il tipo di abitato permanente, mentre testimonianza di insediamenti stagionali, probabilmente ricollegabili alla pratica della transumanza, sono emerse a Candalla e a Grotta all'Onda (Camaiore).

Le quattro fasi in cui viene comunemente suddivisa l'Età del Bronzo sono tutte documentate nella Toscana nord-occidentale; soltanto per il Bronzo medio tuttavia le testimonianze sono abbondanti e particolarmente significative. È in questo periodo che si verifica la più consistente utilizzazione, a scopo abitativo, dei ripari di Candalla; in tutti quelli finora esplorati è infatti comparsa una notevole quantità di materiali che hanno permesso l'individuazione di un gruppo culturale peculiare della Toscana nord-occidentale. Per le fasi recente e finale la documentazione è alquanto carente.

Per una trattazione più dettagliata si rimanda alle varie pubblicazioni esistenti (PUCCIONI, 1922; ANTONUCCI & CREMONESI, 1967; FORNACIARI, 1977; PALMA DI CESNOLA, 1980; COCCHI GENICK, 1984a,b, 1985a,b,c,d; CREMONESI, 1985a,b; VIGLIARDI, 1985a,b,c; COCCHI GENICK, 1990).

4. - GEOLOGIA DELLA PARTE A MARE
(A cura di F. FANUCCI e D. MORELLI)

Il Foglio 260 - Viareggio comprende anche una parte marina molto estesa per la quale tuttavia il Progetto CARG non ha previsto una specifica cartografia geologica. Il Coordinatore scientifico del Foglio, con l'approvazione della Regione Toscana e dell'ISPRA, ha comunque assegnato a F. FANUCCI e D. MORELLI

(Università degli Studi di Trieste) il compito di illustrare le conoscenze a tutt'oggi acquisite sulla geologia della piattaforma continentale versiliese.

4.1. - GENERALITÀ SULL'AREA IN ESAME

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 corsi d'acqua di grande importanza. Nondimeno il Magra il Serchio e l'Arno forniscono apporti terrigeni consistenti, derivanti dall'attiva erosione della Catena Appenninica, continuamente ringiovanita. Il materiale terrigeno rimane intrappolato nella depressione tettonica detta Bacino di Viareggio, già attiva nel Miocene superiore e forse anche in precedenza (FANUCCI & NICOLICH, 1984), in rapido approfondimento. Strutturalmente può essere definita come un ampio *half graben* o *graben* asimmetrico la cui *master fault* è situata verso terra, al piede della dorsale Apuana.

Il depocentro del Bacino, situato nel Miocene superiore in prossimità dell'alto strutturale che lo limita verso il largo (Dorsale della Meloria, NICOLICH, 1977), migra successivamente verso E, sino a situarsi attualmente nell'immediato entroterra di Viareggio, dove si valuta una potenza di circa 2.200 m per il solo Plio-Pleistocene. La risposta acustica dei livelli tardo miocenici permette di ipotizzare la loro appartenenza, almeno in parte, alla sequenza evaporitica del Messiniano. Nel Pliocene l'area mantiene però caratteri bacinali; la colmata vera e propria è un fenomeno ascrivibile al solo Pleistocene. Secondo PASCUCCI (2005) la geometria della parte meridionale del Bacino è regolata da una *master fault* a basso angolo, alla quale si appoggiano le faglie dirette listriche che rialzano la Dorsale della Meloria, mantre nel settore settentrionale le faglie bordiere verso terra sarebbero ad alto angolo. La colmata del Bacino (3500 m in totale) appoggerebbe su unità toscana sottocosta e su unità liguri o subliguri più al largo.

4.2. - LA PIATTAFORMA ATTUALE

La costruzione e il modellamento della piattaforma attuale sono il risultato di tre fenomenologie fondamentali: apporto sedimentario dei corsi d'acqua 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 nella fascia costiera e sulla piattaforma interna, verso il fronte della piattaforma stessa che costituiva la zona di sedimentazione durante tutta la fase di basso stazionamento 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 glacioeustatico 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.

4.3. - CARATTERI MORFOLOGICI E SEDIMENTOLOGICI DELLA PIATTAFORMA

La piattaforma fronteggia un'ampia falcata sabbiosa la cui forma è dovuta sostanzialmente al trasporto dei sedimenti lungo costa, operato dalle correnti indotte dal moto ondoso (fig. 17). Nel punto in cui due diverse direzioni di trasporto si incontrano (da NO e da S) si genera un'ampia zona di convergenza individuata da:

a) un costante protendimento del litorale nel contesto di una generalizzata erosione di tutti gli altri settori della falcata, ad eccezione di quelli protetti da opere marittime;
b) la presenza di un'area di sedimento fine in prossimità della costa.

La batimetria di dettaglio mostra un canale poco accentuato che parte dalla spiaggia sommersa e si perde verso il largo. Anche questa particolarità può essere interpretata come conseguenza della convergenza delle correnti lungo costa con conseguente allontanamento della masse d'acqua in senso normale al litorale. La piattaforma interna è ampia e non presenta altre emergenze morfologiche; il limite con la piattaforma esterna può essere ubicato in corrispondenza dell'isobata dei -30 m. Oltre questa profondità si registra una graduale accentuazione della pendenza: una ulteriore accentuazione segnala il ciglio della piattaforma, non particolarmente marcato in quanto zona di potente accumulo. La distribuzione dei sedimenti sulla piattaforma è relativamente monotona con poche differenze litologiche.

4.4. - EVOLUZIONE DELLA PIATTAFORMA NEL PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE

Il quadro evolutivo generale sopra delineato descrive l'evoluzione pleistocenica della piattaforma in esame, ma non mancano differenze tra le diverse sequenze. Mentre nel Pleistocene inferiore-medio la progradazione aveva di gran lunga prevalso, pur con fasi di aggradazione intercalate, nel Pleistocene superiore una ripre-

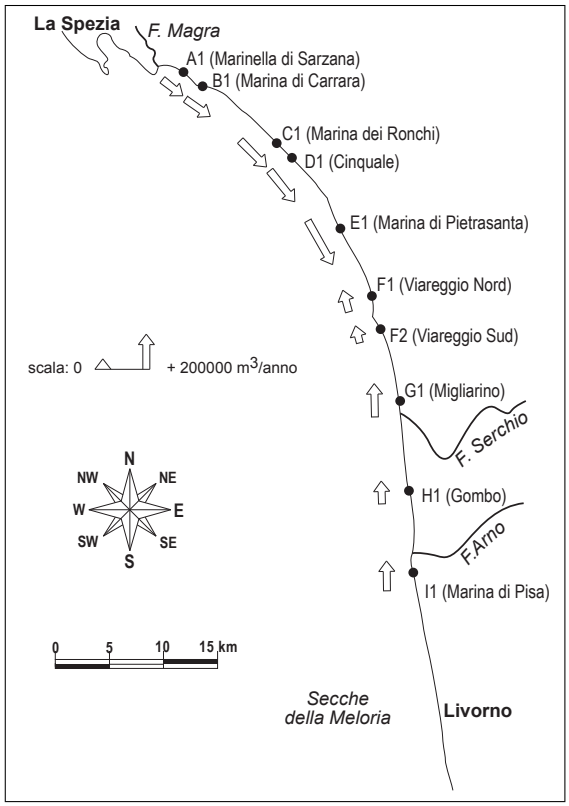


Fig. 17 - *Andamento medio annuo del trasporto solido potenziale, da* ROSI & DI PAOLA *(2001).*

sa della subsidenza favorisce l'aggradazione; è solo con le ultime due sequenze e con l'ingente apporto terrigeno che le accompagna, che la progradazione riprende in maniera considerevole pur accoppiata con una aggradazione non trascurabile.

I due momenti di evoluzione descritti possono essere distinti in base alle modalità di subsidenza: prevalentemente differenziale all'inizio, sottolineata da una sensibile contropendenza delle superfici erosive (cioè massima verso terra); generalizzata, ma forse attenuata in seguito. La sequenza relativa all'ultimo ciclo glacioeustatico si distingue ulteriormente: i corpi di regressione forzata e di basso stazionamento (FST e LST) formano sul fronte della piattaforma un prisma di potenza notevole, di gran lunga maggiore di quelli delle precedenti sequenze. La risalita prostglaciale del livello marino modella ulteriormente la superficie erosiva; questa viene successivamente ricoperta da un potente ed esteso corpo terrigeno che corrisponde alla piana costiera dello Younger Dryas, percorsa da canali fluviali meandriformi (ABBATE *et alii*, 2005).

La successiva ripresa della trasgressione ne colma le depressioni e delinea un livello che corrisponde alla superficie di massima ingressione (MFS). Il livello olocenico di alto stazionamento del livello marino (HST) ricopre il tutto ispessendosi verso terra dove emerge a formare l'attuale piana costiera. Recenti ricerche finalizzate al reperimento di sabbie relitte utili al ripascimento dei litorali in erosione, hanno fornito dati di grande dettaglio sui corpi postglaciali, nella parte meridionale del Foglio, che consentono di suddividere il TST in diverse unità a differente natura e granulometria.

IV - STRATIGRAFIA

In questo capitolo sono descritte le unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio 260 - Viareggio che, secondo uno schema ormai classico, sono state accorpate in unità tettoniche. Le unità tettoniche sono descritte dall'alto verso il basso, le unità litostratigrafiche all'interno di ogni unità tettonica vengono descritte dalla più antica alla più recente. Le unità tettoniche distinte nel Foglio appartengono ai seguenti domini paleogeografici (fig. 15, tav. tav. 1):

a) Dominio Toscano (Autoctono *Auctt.*, Unità tettonica di Massa e Unità tettonica della Falda Toscana);
b) Dominio Subligure (Unità tettonica di Canetolo);
c) Dominio Ligure Esterno (Unità tettonica di Ottone).

Sono stati inoltre distinti e cartografati i depositi quaternari di copertura maggiormente estesi e di spessore significativo.

Le formazioni dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e dell'Unità tettonica di Massa sono interessate da metamorfismo in facies scisti verdi. Nella maggior parte dei casi esso ha portato all'obliterazione dei caratteri stratigrafici primari e perciò nelle descrizioni litologiche è stata utilizzata la terminologia in uso per le rocce metamorfiche (quarziti, filladi, ecc.). Nei litotipi più competenti e/o di composizione particolare si sono invece preservati molti dei caratteri primari, in questi casi le rocce vengono descritte usando termini stratigrafico-sedimentologici (dolomie, arenarie, ecc.).

Le rocce delle diverse unità tettoniche hanno subito in modo variabile gli effetti della tettonica terziaria, con laminazioni ed elisioni sia di singole formazioni

che di intervalli di successioni stratigrafiche. Ne consegue che talvolta è impossibile riconoscere in affioramento la base e il tetto stratigrafico di molte formazioni e quindi il loro reale spessore. Gli spessori indicati di seguito sono quindi spesso inferiori a quelli assegnati alle stesse formazioni al di fuori del Foglio. La complicazione delle deformazioni unitamente alle non ottimali condizioni di affioramento in alcuni casi non hanno permesso di osservare i contatti di alcune formazioni con quelle sovra- e sottostanti. Nei paragrafi seguenti i contatti stratigrafici tra le varie unità litostratigrafiche sono stati descritti solo ove possibile.

Molti dati inerenti la stratigrafia delle unità toscane e i caratteri di laboratorio di vari litotipi sono desunti da studi condotti da E. PATACCA e P. SCANDONE (Università degli Studi di Pisa) per la realizzazione del Foglio 249 - Massa Carrara (CARMIGNANI *et alii*, 2011), dove le condizioni di affioramento per alcune formazioni sono nettamente migliori.

1. - DOMINIO LIGURE

1.1. - UNITÀ TETTONICA DI OTTONE

L'Unità tettonica di Ottone affiora a S di Camaiore, sovrapposta tettonicamente all'Unità tettonica di Canetolo e all'Unità tettonica della Falda Toscana. Tra i vari termini formazionali che nell'Appennino settentrionale vengono riferiti a questa unità tettonica, nell'area rilevata sono state riconosciute unicamente brecce poligeniche contenenti elementi di ofioliti giurassiche (Complesso di Monte Veri) e il Flysch di Ottone.

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

Questa unità litostratigrafica (cfr. Complessi di base, Argilliti a blocchi di M. Veri, Argille a palombini di M. Veri: BERTINI & ZAN, 1974; MECCHERI, 1977; MARINI & TERRANOVA, 1980; TERRANOVA & ZANZUCCHI, 1983; BERTOTTI *et alii*, 1986; ELTER *et alii*, 1991) affiora molto limitatamente a S dell'abitato di Spezzi tra Stiava e Massarosa, al tetto dell'Unità tettonica di Canetolo e alla base del Flysch di Ottone.

Si tratta di brecce poligeniche costituite da una matrice carbonatica in cui sono presenti elementi di calcari micritici talvolta intensamente fratturati, rocce plutonico-gneissiche, ofioliti, dolomie, argilliti e micriti con radiolari.

Nell'area del Foglio lo spessore massimo di questa unità litostratigrafica è di circa una decina di metri, spessore che aumenta nell'adiacente Foglio 261- Lucca, come già riportato da DALLAN (1963).

Il Complesso di M. Veri è il risultato di ripetute frane sottomarine (olistostromi) generatesi a spese delle ofioliti liguri e soprattutto della loro copertura sedi-

mentaria durante gli eventi tettonici che hanno interessato il Dominio ligure nel Cretacico (Campaniano), come riflesso delle fasi eo-alpine dell'Orogenesi alpina.

Campaniano.

1.1.2. - *Flysch di Ottone* (**OTO**)

Le migliori esposizioni di questa formazione si trovano in corrispondenza della parte sommitale del rilievo compreso tra Stiava e Massarosa ed immediatamente ad E dell'abitato di Casesi, alla testa dell'area montuosa interposta tra i bacini di Camaiore e Stiava.

La formazione del Flysch di Ottone (cfr. Flysch ad elmintoidi *Auctt.*, Flysch di M. Caio, Calcari di Ottone, Flysch ad elmintoidi di Ottone-S. Stefano: MAXWELL, 1964; BELLINZONA *et alii*, 1971; BONI *et alii*, 1971; BERTINI & ZAN, 1974; BERTOTTI *et alii*, 1986; ELTER *et alii*, 1991) è caratterizzata, nella sua associazione più diffusa, da calcari e calcari marnosi grigi scuri con patina di alterazione nocciola-cinerea e tipica frattura scheggiosa, e marne anch'esse grigie scure. I calcari di solito sono ben stratificati in strati di spessore fino ad oltre 2 metri; in subordine si associano sottili livelli di marne siltose, argilliti più o meno calcaree, arenarie fini e siltiti.

Al tetto delle varie sequenze torbiditiche gli intervalli marnoso-siltosi e pelitici formano livelli continui talvolta spessi fino ad oltre un metro. La base della successione è caratterizzata dalla presenza di strati calcarenitici fini e ben laminati, come osservabile lungo il tratto di strada compreso tra Bargecchia e Pradale oppure a NO di Massarosa, in località Spezzi. Qui in particolare sono osservabili anche i rapporti primari, per quanto debolmente tettonizzati, tra il Flysch di Ottone e le brecce poligeniche del Complesso di M. Veri, desumibili dal passaggio per alternanza tra le due formazioni.

Nel suo insieme il Flysch di Ottone affiora per uno spessore di circa 120 m. I campioni dei litotipi calcareo-marnosi e marnosi raccolti nell'area del Foglio 260 - Viareggio hanno evidenziato associazioni a nannofossili calcarei riferibili al Campaniano-Maastrichtiano, in accordo con l'età determinata da MARRONI & PERILLI (1988, 1990, 1992) e da MARRONI *et alii* (1992). In particolare, la presenza di frequenti *Micula decussata*, *Watznaueria barnesae* e di più rari *Aspidolithus parcus parcus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Calculites obscurus* e *Quadrum trifidum*, nonché l'assenza di *Reinhardtites anthophorus*, hanno permesso di attribuire a questi campioni un'età corrispondente alla biozona CC23 di SISSINGH (1977), al limite tra il Campaniano ed il Maastrichtiano.

Il Flysch di Ottone, così come gli altri flysch liguri ad elmintoidi del Cretacico superiore, rappresenta il risultato di apporti torbiditici distali di provenienza austro-sudalpina, connessi alle fasi pre-Gosau che avevano determinato l'emersione di una parte del settore austroalpino. Sulla base delle caratteristiche sedi-

mentologiche OTTRIA *et alii* (1995) ipotizzano per questi depositi dei processi di sedimentazione tipo torbida a bassa densità.

Lo scarso o nullo contenuto in carbonati dei livelli argillosi di origine emipelagica, depostisi tra una torbida e l'altra, suggeriscono inoltre per queste ultime un ambiente di sedimentazione posto al di sotto del limite di compensazione dei carbonati e probabilmente corrispondente ad un bacino profondo ed allungato come le attuali fosse oceaniche (ABBATE & SAGRI, 1962, 1990). È in uno di tali bacini che le torbiditi calcareo-marnose di provenienza distale si sarebbero incanalate longitudinalmente, andando ad interferire con i materiali caotici grossolani provenienti dal fianco del bacino stesso ("Complessi di base", Complesso di M. Veri, BERTOTTI *et alii*, 1986) che oggi troviamo intercalati nella parte basale del Flysch di Ottone.

Campaniano - Maastrichtiano.

2. - DOMINIO SUBLIGURE

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO

L'Unità tettonica di Canetolo, rappresentata nel Foglio dalla sola formazione delle Argille e calcari di Canetolo, affiora con buona esposizione tra Camaiore e Massarosa, come già riportato da TREVISAN *et alii* (1968) e da DALLAN NARDI & NARDI (1972).

2.1.1. - *Argille e calcari di Canetolo* (**ACC**)

Questa formazione (ZANZUCCHI, 1967) è stata indicata in passato come Formazione dell'Alberese da TREVISAN *et alii* (1968) e Formazione di Canetolo *s.s.* da DALLAN NARDI & NARDI (1972).

Nel Foglio 260 - Viareggio la formazione delle Argille e calcari di Canetolo è stata suddivisa in due litofacies, una calcarea e una calcareo-argillitica, con la seconda largamente prevalente sulla prima, che coincidono con quelle riconosciute da OTTRIA *et alii* (1995) nelle colline tra Massa e Carrara. Le due litofacies sono indicate con le sigle ACC_b e ACC_c in quanto la sigla ACC_a è già utilizzata nel Progetto CARG per la litofacies arenaceo-calcarea (Foglio 264 - Borgo San Lorenzo).

La litofacies calcarea (**ACC_b**) ha la sua migliore esposizione lungo il Rio dei Pianacci. Ad essa sono stati attribuiti anche gli affioramenti di località Marignana e Torti, a S di Camaiore, nonché quelli immediatamente ad O di Massarosa.

È costituita da torbiditi calcaree debolmente marnose, a granulometria fine, spesso con base calcarenitica, in banchi di spessore generalmente superiore al metro, associate a livelli plurimetrici di marne siltose grigie, siltiti marnose e argilliti

grigio scure quasi nere. Nonostante l'intensa tettonizzazione, questa litofacies presenta livelli più o meno continui che mostrano rapporti concordanti e primari con la litofacies calcareo-argillitica, alla quale sono irregolarmente alternati.

La litofacies calcareo-argillitica (**ACC_c**) è caratterizzata da argilliti grigio scure, con patina di alterazione lucida e varicolore e siltiti da marroni a grigiastre, cui si intercalano calcareniti grigie in liste di spessore mai superiore a 10 centimetri. È diffusa un'intensa tettonizzazione cosicché, dato il predominio dei litotipi argillitici, sono largamente dominanti gli assetti caotici, che rendono spesso difficile il riconoscimento della stratificazione. Solitamente i livelli calcarei sono boudinati in modo disordinato all'interno della componente argillitico- siltosa, non sono rari grossi blocchi calcilutitici grigi, più o meno marnosi, di taglia anche metrica tettonicamente sparsi nella matrice argillitico-siltosa. Lungo il crinale a sud di Pedona si rinviene infine una associazione di strati arenitici quarzoso-feldspatico-micacei a cemento carbonatico e subordinate argilliti.

Nel suo insieme, la formazione delle Argille e calcari di Canetolo mostra uno spessore massimo di circa 200 metri; data l'intensa tettonizzazione è però verosimile che tale spessore possa essere minore di quello originario.

I campioni raccolti hanno evidenziato nei litotipi marnosi associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Eocene medio. In particolare, con la presenza di *Toweius* spp., *Neocrepidolithus* spp., *Sphenolithus radians* e di più rari *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus luminis*, *C. floridanus*, *Cruciplacolithus intermedius*, *Dictyococcites bisectus*, *Cribrocentrum reticulatum*, *Reticulofenestra umbilica* e *Chiasmolithus gigas*, sono state documentate le biozone NP15 *p.p.*, NP16 e NP17 di MARTINI (1971), corrispondenti all'intervallo Luteziano *p.p.*-Bartoniano *p.p.*.

In altre aree di affioramento dell'Appennino settentrionale è documentato il Cretacico superiore-Eocene medio (CERRINA FERONI *et alii*, 1991; PLESI *et alii*, 1993; ELTER *et alii*, 1997).

Ecocene medio.

3. - DOMINIO TOSCANO

3.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

3.1.1. - *Calcare Cavernoso* (**CCA**)

Il Calcare Cavernoso (ZACCAGNA, 1932; BURCKHARDT, 1946; VIGHI, 1958) è la formazione più vecchia dell'Unità tettonica della Falda Toscana e nel Foglio affiora tra Strettoia ed il Lago di Porta, e nei pressi di Capriglia a N Pietrasanta.

Questa formazione è costituita da calcari, dolomie e calcari dolomitici da chiari a grigi, a cui si associano brecce a prevalenti elementi dolomitici friabili e pulverulenti ("carniole", "calcari a cellette", "calcari cariati e vacuolari" *Auctt.*).

Queste litologie sono derivate da originari depositi carbonatici di ambiente evaporitico costituiti da calcari grigi con caratteristica struttura vacuolare. Questa struttura è legata in parte alla dissoluzione di originari cristalli di sali (presenza di pseudomorfi di sparite/microsparite su gesso e/o halite) e in parte a processi di dissoluzione tardiva che hanno dato luogo ad una grossolana struttura a cellette irregolari (*boxwork structure*).

La genesi e la messa in posto di questa formazione, tradizionalmente ritenuta l'orizzonte su cui si è verificato lo scollamento dell'Unità tettonica della Falda Toscana dal proprio substrato e il suo sovrascorrimento sopra le unità metamorfiche, sono state in passato oggetto di numerosi studi (PATACCA *et alii*, 1973; DALLAN NARDI & NARDI, 1973; FEDERICI & RAGGI, 1974; CERRINA FERONI *et alii*, 1976; GROSCURTH & REUTTER, 1977; DALLAN, 1979; SANI, 1985). L'opinione degli scriventi è che il Calcare Cavernoso abbia rappresentato un livello preferenziale di scorrimento non soltanto durante la tettonica compressiva, ma anche durante le deformazioni estensionali associate al sollevamento del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane.

La formazione è quasi ovunque interessata da importanti fenomeni cataclastici (vedi Brecce di Maralunga del Foglio 248 - La Spezia, ABBATE *et alii*, 2005) e successiva rielaborazione quaternaria ad opera di fenomeni carsici e altri processi superficiali. Il paleocarsismo nelle brecce è testimoniato dalla presenza di dicchi e *sill* riempiti da brecce poligeniche massive (vedi Brecce di Lerici nel Foglio 248 - La Spezia) e da silt vadoso rossastro-ocraceo, che a luoghi mostra sottili strutture sedimentarie da attribuire a correnti trattive sotterranee.

L'intensa cataclasi è evidente in tutti gli affioramenti di Calcare Cavernoso del Foglio e non permette mai di osservare i caratteri stratigrafici primari di questa formazione. In ampie aree di affioramento del Calcare Cavernoso sono stati cartografati potenti livelli di cataclasiti con elementi di rocce metamorfiche (marmi) e cataclasiti con elementi di calcari retici e giurassici. Queste cataclasiti sono rappresentate in carta con un sovrassegno; per la loro descrizione si rimanda al capitolo "V - Tettonica".

Il Calcare Cavernoso poggia con contatto tettonico sulle formazioni sia dell'Unità tettonica di Massa che dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e, a causa dell'intensa tettonizzazione interna, anche il suo contatto con i sovrastanti Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* è ovunque privo dei normali caratteri di continuità sedimentaria. Lo spessore è molto variabile, i valori maggiori (circa 100 m) si incontrano nella zona di Monte Gabberi.

L'età è attribuita al Norico superiore per la presenza di *Triasina hantkeni*, rinve-

nuta nella sezione del M. Tontorone, lungo la strada sterrata per Roggio, nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara (CARMIGNANI *et alii*, 2011) e per la posizione stratigrafica sotto i Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*.

Norico superiore.

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

La formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (cfr. Formazione della Spezia e Formazione della Pania di Corfino: CIARAPICA & ZANINETTI, 1984) affiora lungo il crinale M. Gabberi-M. Gevoli e a E di Metato, ove è costituita da calcari e calcari marnosi di colore grigio-nerastro alternati a marne e argilliti di colore nerastro, spesso con patina d'alterazione giallo-ocra. I calcari sono in strati di spessore variabile, da circa 10 cm fino a qualche metro, le alternanze marnose e argillitiche hanno invece spessori inferiori, non oltre qualche decimetro. Lo spessore massimo della formazione si registra nella parte sommitale di M. Gabberi ove essa supera i 100 m. In zone adiacenti alle Alpi Apuane questa formazione mostra una porzione basale dolomitica (es. Pania di Corfino: AZZAROLI, 1955; FAZZUOLI & TURI, 1981), nel Foglio 260 - Viareggio questa litofacies non è stata riconosciuta essendo con ogni probabilità tettonicamente elisa. Il contatto stratigrafico con il sovrastante Calcare Massiccio è invece netto.

Studi condotti nel Foglio 249 - Massa Carrara (CARMIGNANI *et alii*, 2011) hanno evidenziato che la parte bassa della formazione è prevalentemente costituita da dolomicriti peloidiche con ostracodi a guscio sottile, *mudstone* per lo più ricristallizzati in microsparite con sparsi romboedri di dolomite contenenti rari ostracodi e foraminiferi bentonici. Nella parte alta della successione compaiono e diventano poi frequenti *packstone* a ooidi e bioclastici più o meno ricristallizzati con *Involutina* spp., *Gandinella* spp., *Triasina hantkeni*, *Aulotortus friedli*, *A.* ex gr. *sinuosus*, *Auloconus permodiscoides*, *Glomospira* sp., piccole frondicularie, duostominidi, calcitornellidi e hoyenellidi assieme a *wackestone* con radiolari e spicole di spugna.

Questa formazione è attribuita al Retico sulla base di un ricco contenuto faunistico (brachiopodi, gasteropodi, molluschi, ammoniti, briozoi, ecc.) documentato sia nelle Alpi Apuane (DE STEFANI, 1889; ZACCAGNA, 1932; DALLAN & NARDI, 1964; NARDI, 1963c; FAZZUOLI *et alii*, 1988), sia in altre aree dell'Appennino settentrionale (LOTTI, 1883; FUCINI, 1908; VINASSA DE REGNY, 1927; MUCCHI *et alii*, 1968; CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; CIRILLI *et alii*, 1992). L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica omoclinale con sedimentazione prevalentemente subtidale.

Retico.

3.1.3. - *Calcare Massiccio* (**MAS**)

Nel Foglio 260 - Viareggio questa formazione affiora nella zona a SO di Pedona e a NE di Camaiore ed è costituita da calcilutiti bianche o grigie chiare non stratificate o con stratificazione grossolana. La diffusa deformazione cataclastica presente in quest'area impedisce un'analisi attendibile dei caratteri stratigrafici e sedimentologici originari.

In entrambe le zone di affioramento lo spessore è valutabile in non più di alcune decine di metri. Nelle pur limitate esposizioni è possibile osservare che il contatto di base è netto e anche quello con la sovrastante formazione del Calcare Rosso Ammonitico è netto con caratteri stratigrafici ancora bene conservati. Ulteriori informazioni sulla stratigrafia del Calcare Massiccio a Nord dell'Arno si ritrovano nei lavori di BOCCALETTI *et alii* (1975) e FAZZUOLI (1974, 1980).

Questa formazione è attribuita all'Hettangiano-Sinemuriano *p.p.* sulla base di una ricca associazione paleontologica a resti di alghe, gasteropodi, lamellibranchi, brachiopodi, crinoidi, foraminiferi, ecc. (DE STEFANI, 1887b; FUCINI, 1894; LOTTI, 1910; ZACCAGNA, 1932; MERLA, 1951), non rinvenuta però nel Foglio 260 - Viareggio. L'ambiente di sedimentazione è sottotidale, riferibile alla parte interna di una piattaforma carbonatica, di mare meno profondo rispetto a quello dei calcari retici (DECANDIA *et alii*, 1968; MUCCHI *et alii*, 1968; BOCCALETTI *et alii*, 1969; FAZZUOLI *et alii*, 1994; CIARAPICA & PASSERI, 1994, 1998).

Hettangiano - Sinemuriano p.p.

3.1.4. - *Calcare Rosso Ammonitico (***RSA***)*

La formazione del Calcare Rosso Ammonitico è costituita da calcilutiti e calcari marnosi nodulari rossi, rosati e subordinatamente giallastri, in strati decimetrici, con sottili interstrati di marne e argilliti rosse. Sporadicamente sono presenti selci da bianche a rosse e rosate. Compare in affioramenti molto limitati e discontinui nelle stesse aree di affioramento del Calcare Massiccio, e al pari di questo è fortemente tettonizzato. I contatti di base e di tetto sono netti, anche se spesso tettonizzati. Lo spessore della formazione è di circa 15-20 m nei dintorni di Metato.

Analisi in sezione sottile di campioni raccolti nel Foglio 249 - Massa Carrara hanno evidenziato che i calcari appaiono come *wackestone* con resti di ammoniti, lamellibranchi pelagici, piccoli gasteropodi, ostracodi a guscio sottile, *Globochaete* sp., radiolari, spicole di spugna e rari foraminiferi. In via del tutto subordinata sono presenti *packstone* bioclastici con frammenti di echinodermi e crinoidi. L'ambiente di formazione è riferibile da un altofondo pelagico a bacino.

Il contenuto fossilifero costituito da ammoniti, gasteropodi, foraminiferi bentonici, radiolari, crinoidi, ostracodi, lamellibranchi, spicole di spugna, ecc. rende

possibile l'attribuzione di questa formazione all'intervallo Sinemuriano *p.p.* (Lotharingiano, Cronozona a *Obtusum p.p.*) - Pliensbachiano *p.p.* (parte bassa del Domeriano, Cronozona a *Lavinianum*: DE STEFANI, 1874-75, 1877; FUCINI, 1898, 1908; BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; FEDERICI, 1967a; FISCHER, 1971, 1972; WIEDENMAYER, 1980; PASSERI & VENTURI, 2005).

Sinemuriano p.p. - *Pliensbachiano* p.p.

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

Il Calcare selcifero di Limano è presente in affioramenti ancor più limitati di quelli delle due formazioni precedenti, il maggiore è una lente tettonizzata spessa non più di 15 m nel versante settentrionale del M. Ciglione nei pressi di Metato.

Si tratta di calcilutiti da grigie chiare a giallastre, talvolta leggermente marnose, alternate a subordinate calcareniti fini ben stratificate, entrambe contenenti liste e noduli di selce grigia chiara; a luoghi sono presenti interstrati di argille e marne fissili. Le calcilutiti sono *mudstone* e *wackestone* a *pellet*, bioclasti (radiolari, spicole di spugna, foraminiferi bentonici, alghe calcaree, lamellibranchi pelagici, *Stomiospheaera* sp., *Globochaete* sp.) e granuli di quarzo. Nella parte sommitale della formazione si ritrovano *packstone* a bioclasti (radiolari, spicole e foraminiferi).

L'età della formazione è riferita al Pliensbachiano *p.p.* (Domeriano, dalla Cronozona a *Lavinianum* alla Cronozona a *Emaciatum*) per le specie di ammoniti presenti in aree al di fuori del Foglio. La parte alta del Domeriano (tra la Cronozona ad *Algovianum* e la parte bassa della Cronozona a *Tenuicostatum*) è documentata anche dai nannofossili per la co-presenza di *Calcivascularis jansae* e *Lotharingius haufii* (D'AMATO AVANZI *et alii*, 2010). L'ambiente di formazione è riferibile da un altofondo pelagico a bacino.

Pliensbachiano p.p.

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

Questa formazione (cfr. "Scisti a *Posidonomya*", "Marne grigie e calcari marnosi con *Posidonomya alpina*") formazione affiora in maniera molto limitata sul versante settentrionale del M. Riglione, dove raggiunge uno spessore massimo di circa 20 metri: la causa è ancora una volta da attribuirsi alla tettonica terziaria che, come discusso da CARMIGNANI *et alii* (1991), ha sviluppato lungo questa formazione una fascia di taglio a cinematica diretta. Questa formazione è costituita da marne e calcari marnosi nei colori da grigio-verdastri a giallo-ocracei fino a grigio-bruni con intercalazioni di marne o argilliti rosse e di calcareniti talora selcifere. La granulometria è generalmente fine e nel suo insieme la formazione presenta una buona fissilità lungo piani subparalleli alla stratificazione.

L'età della formazione è riferita all'intervallo Toarciano-Bathoniano (FUCINI, 1905; ZACCAGNA, 1932; FEDERICI, 1967b; FAZZINI *et alii*, 1968; KÄLIN *et alii*, 1979; PERILLI & REALE, 1996; FAZZUOLI *et alii*, 1988; PASSERI & VENTURI, 2005). L'ambiente di formazione è riferibile ad un altofondo pelagico a bacino.

Toarciano - Bathoniano.

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

Il Calcare selcifero della Val di Lima (BOCCALETTI *et alii*, 1969) è stato cartografato in passato in aree adiacenti al Foglio 260 - Viareggio con vari nomi: "calcari seciferi grigio-scuri con selci nere" (NARDI, 1961), "calcari selciferi superiori" (AZZAROLI & CITA, 1963), "calcare selcifero superiore" (BELLINCIONI, 1959; BOCCALETTI & SAGRI, 1966; BOCCALETTI, 1968; CERRINA FERONI & PATACCA, 1975) e "calcari grigio-scuri a selce nera" (MUCCHI *et alii*, 1968; BOCCALETTI & MANETTI, 1969).

Anche questa formazione, per motivi tettonici, è ridotta ai pochi e limitati affioramenti sul versante N del M. Riglione e soprattutto a SE di Piano di Mommio, lo spessore massimo è di circa 25 metri. Si tratta di calcilutiti silicee ben stratificate di colore grigio e calcareniti fini talvolta oolitiche, con caratteristiche selci nere in liste, noduli e forme convolute, rare intercalazioni di marne e marne argillose.

La potenza degli strati calcarei varia tra 50 cm e 2 m, le selci hanno uno spessore compreso tra qualche millimetro e il decimetro. L'età di questa formazione è riferita ad un intervallo compreso fra il Bajociano *p.p.* ed il Bathoniano (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973).

Bajociano p.p. - *Bathoniano.*

3.1.8. - *Diaspri* (**DSD**)

La formazione dei Diaspri è rappresentata in affioramenti numerosi ma di limitata estensione, le migliori esposizioni si trovano a SO di Mommio Castello.

Si tratta di radiolariti in una serie regolare di strati sottili silicei a granulometria fine, di colore dal rosso scuro a verde e colori di alterazione grigi chiari e biancastri. Lo spessore medio degli strati varia dal centimetro al decimetro.

Negli affioramenti a SO di Mommio Castello, nella parte inferiore della formazione sono presenti intercalazioni calcaree di spessore centimetrico, che potrebbero rappresentare i termini di passaggio con la sottostante formazione del Calcare selcifero della Val di Lima. Sempre nella stessa zona, nella parte alta della formazione e in prossimità del contatto con la Maiolica, si notano strati argillitico-marnosi e siltosi.

A causa dell'intensa deformazione anche i Diaspri mostrano una potenza molto variabile, raggiungendo uno spessore massimo di circa 30-40 metri.

Sulla base di associazioni a radiolari e di associazioni ad aptici (in particolare varie specie dei generi *Lamellaptychus* e *Punctaptychus*) l'età della formazione è riferita all'intervallo Calloviano-Titonico (CANUTI, 1968; KÄLIN *et alii*, 1979; CORTESE, 1991, 1993). L'ambiente di formazione è riferibile ad un bacino marino profondo, al di sotto della CCD.

Calloviano - Titonico.

3.1.9. - *Maiolica* (**MAI**)

Le migliori esposizioni di questa formazione si trovano nella zona di M. Riglione, a NE di Camaiore, mentre limitati affioramenti sono presenti a Montramito, nella zona di Col Sereno (nei pressi del paese di Piano di Conca) e tra Piano di Mommio e Mommio Castello.

Si tratta di calcilutiti ben stratificate a frattura concoide, di colore da grigio chiaro a biancastro (quest'ultimo soprattutto nella parte inferiore della formazione), in strati di spessore medio da 15-20 cm sino a oltre il metro con liste di selce chiara. Non di rado gli strati calcilutitici presentano base calcarenitica; nella parte alta della formazione, oltre a rari livelli calcarenitici, si osserva anche la presenza di intercalazioni argillitico-marnose di colore variabile da rosso vinato a verdognolo.

Analisi di laboratorio condotti su campioni raccolti nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara (CARMIGNANI *et alii*, 2011) hanno fornito i seguenti risultati: *mudstone* e *wackestone* con *Globochaete* sp., tintinnidi, aptici, calcisferulidi, radiolari, rari foraminiferi bentonici ialini ed arenacei biseriati e rari foraminiferi planctonici fra i quali *Globuligerina hoterivica*.

I contatti con le formazioni sottostanti e sovrastanti sono sempre tettonizzati e lo spessore massimo osservabile è di oltre 100 m.

L'età della formazione è riferibile all'intervallo Berriasiano - Barremiano ed è documentata da tintinnidi (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellites darderi*: 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), aptici (*Lamellaptychus aplanatus*, *L. didayi*, *L. angulocostatus*, ZACCAGNA, 1928, 1932; FAZZINI *et alii*, 1968; KÄLIN *et alii*, 1979), nonché da nannofossili (*Nannoconus bronnimani*, *N. steinmani* e *Markalius circumradiatus*: FAZZUOLI *et alii*, 1998) e di *Palorbitolina* spp. (dato originale E. PATACCA, P. SCANDONE) presenti nelle Calcareniti di Monte Mosca della Val di Lima. L'ambiente di formazione è riferibile da altofondo pelagico a bacino.

Berriasiano - Barremiano.

3.1.10. - *Scaglia Toscana (***STO***)*

Questa formazione è esposta in discontinui affioramenti ad E di Camaiore, lembi minori si trovano tra Mommio Castello e Piano di Mommio.

I litotipi dominanti sono costituiti da argilliti, marne e siltiti marnose con colori variabili dal rosso fegato al verde e al grigio cenere, con locali intercalazioni di calcilutiti silicee verdoline o rosate sempre molto chiare, oppure biancastre, in strati spessi 5-10 cm, e banchi di calcareniti fini.

La forte tettonizzazione subita da questa formazione nell'area del Foglio e gli affioramenti discontinui non rendono possibile una partizione cartografica di questa formazione in membri o litofacies ed impedisce indicazioni attendibili di spessore. L'associazione litologica può essere genericamente riferita a parte delle Argilliti di Brolio e/o delle Marne del Sugame. Nell'area a SE di Camaiore (loc. Pieve) e poco ad E di Piano di Mommio sono presenti affioramenti di calcareniti ricche in nummuliti. Si tratta di calcareniti a grana da fine a grossa, fino a microbrecce, con strutture laminitiche e liste di selci chiare. La stratificazione è in genere ben evidente, con strati che possono raggiungere i 2 metri di spessore. Il colore varia dal grigio chiaro fino a biancastro all'alterazione, grigio più scuro al taglio fresco.

In aree adiacenti al Foglio la formazione è attribuita al Cretacico inferiore - Oligocene (CANUTI & PIRINI, 1964; CANUTI *et alii*, 1965; BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; CANUTI & MARCUCCI, 1971; FAZZUOLI *et alii*, 1985; CATANZARITI *et alii*, 1996).

L'ambiente di formazione è riferibile ad un *plateaux* pelagico a bacino.

Cretacico inferiore - Oligocene.

3.1.11. - *Macigno* (**MAC**)

Si tratta di una sequenza torbiditica ben conosciuta in tutto l'Appennino settentrionale che nell'area del Foglio affiora estesamente S di Camaiore. La formazione è costituita da arenarie quarzoso-feldspatiche alternate con strati siltitici e argillitici di spessore maggiore prevalentemente al tetto della formazione, e rari microconglomerati alla base della formazione. Molto spesso la stratificazione non è riconoscibile, essendo mascherata sia da una probabile amalgamazione primaria degli intervalli arenitici, sia soprattutto da un'alterazione assai accentuata.

Buoni affioramenti si incontrano sui versanti a NE di Pedona, dove le arenarie hanno sovente colore grigiastro mentre le siltiti e le argilliti sommitali variano dal grigio scuro al marrone bruno, ed al Monte Meto, interamente costituito da questa formazione. Arenarie a componente carbonatica affiorano a N di Pedona (Rio dei Pianacci e Fosso della Mela) e tra Stiava e Vitiano (Fosso delle Grotte). Le

sequenze di Bouma individuabili sono spesso incomplete. Frequenti sono la T_a e $T_{c\text{-}e}$ con l'orizzonte T_b praticamente assente.

In letteratura la base del Macigno veniva generalmente riferita all'Oligocene medio-superiore, sulla base di dati puntuali forniti da associazioni a foraminiferi (ELTER, 1959; BORTOLOTTI & PIRINI, 1965), mentre il tetto veniva attribuito all'Oligocene superiore, fino a quando AMADESI (1966) e DECANDIA & LAZZAROTTO (1972) non documentarono nella parte sommitale della formazione il Miocene inferiore. Segnalazioni di MONTANARI & ROSSI (1983), CATANZARITI *et alii* (1991, 1996) e COSTA *et alii* (1992) permettono di attribuire questa formazione all'Oligocene superiore (Chattiano) - Miocene inferiore (Aquitaniano).

L'ambiente di formazione è riferibile ad un bacino di avanfossa.

Oligocene superiore - Miocene inferiore.

3.2. - UNITÀ TETTONICA DI MASSA

L'Unità tettonica di Massa è costituita nelle Alpi Apuane da un Basamento ercinico rappresentato da metasedimenti e metavulcaniti acide interessati da metamorfismo di basso grado e da una copertura post-ercinica rappresentata da depositi terrigeni e carbonatici con subordinate vulcaniti basiche, anch'essi interessati da metamorfismo. Le rocce del basamento conservano l'impronta metamorfica ercinica (275 Ma per il basamento del Monte Pisano, BORSI *et alii*, 1966) sulla quale si è sovrimposto il metamorfismo alpino. Nel Foglio 260 - Viareggio l'Unità tettonica di Massa è rappresentata unicamente da alcuni termini della copertura post-ercinica, mentre è del tutto assente la sottostante successione paleozoica che affiora nelle aree immediatamente a nord del Foglio.

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

È la formazione dell'Unità tettonica di Massa che affiora più estesamente nel Foglio, in particolare nelle colline antistanti la pianura costiera. In questa formazione è possibile riconoscere un'alternanza di metarenarie e metapeliti (**MFG**) in cui sono intercalate lenti di metaconglomerati (**MFG_a**).

Le metarenarie e metapeliti (**MFG**) sono costituite da metarenarie a granulometria media e localmente grossolana, verdastre e caratterizzate da abbondante matrice filladica grigia con dispersi granuli di quarzo ialino e rari clasti di quarziti chiare; localmente assumono una punteggiatura verde scura, dovuta alla presenza di cloritoide. Alle metarenarie sono alternate metapeliti grigie e grigio-verdastre che diventano prevalenti nella parte alta della formazione. Nelle metarenarie sono localmente preservate strutture da *ripple* e ciottoli ben arrotondati di quarzo.

I metaconglomerati (**MFG_a**) sono meta-paraconglomerati con ciottoli da centimetrici a decimetrici costituiti da metamorfiti del basamento ercinico (soprattutto

quarziti e quarziti filladiche grigio-verdi) e da quarzo, dispersi in una matrice metapelitica grigia; localmente gli elementi sono più concentrati e la matrice si riduce a sottili livelli e pellicole che avvolgono in modo discontinuo i clasti quarzosi. In affioramento questa litofacies ha un aspetto massiccio, con lo sviluppo di tratti morfologici più aspri rispetto alle zone circostanti e perciò facilmente distinguibili in panorama, come ad esempio nei versanti a O di Seravezza e per qualche tratto anche a SE del Fosso di Camaiore.

Lo spessore complessivo della formazione è valutabile in 200-250 metri. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un ambiente alluvionale con passaggio ad un ambiente di mare basso costiero e di piattaforma interna. L'età è riferita all'Anisico *p.p.* (CARMIGNANI *et alii*, 2011).

Anisico p.p.

3.2.2. - *Marmi del Monte Brugiana* (**BUI$_a$**)

Questa formazione è presente in due soli piccoli affioramenti a nord del cimitero di Strettoia, nella parte NO del Foglio. Si tratta di marmi molto fratturati, tanto da non riconoscere i caratteri sedimentari originari e, soprattutto, gli articoli di crinoidi e i resti di diplopore e di biocostruzioni algali che invece risultano abbondanti nei più vasti affioramenti del Foglio 249 - Massa Carrara. La sigla usata (**BUI$_a$**) è in accordo con quanto in corso di stampa nel sovrastante Foglio 249 - Massa Carrara; in questo foglio infatti la formazione ha uno spessore nettamente maggiore ed è suddivisa in due litofacies.

Si tratta di marmi bianchi, venati e grigi che mostrano sempre una ben sviluppata struttura saccaroide, derivati da calcari deposti in ambiente di mare basso ben ossigenato. Lo spessore massimo è di 10-15 metri, mentre verso N nel Foglio 249 - Massa Carrara è di circa 60 metri. L'ambiente di formazione è di piattaforma di mare basso. L'età è riferibile all'intervallo Anisico *p.p.* - Ladinico *p.p.*

Anisico p.p. - *Ladinico* p.p.

3.2.3. - *Quarziti e Filladi* (**QFL**)

Questa formazione(ABBATE *et alii*, 2005) è costituita da metaquarzoareniti da biancastre a giallo chiare con elevata maturità tessiturale e composizionale, alternate a metasiltiti e metapeliti chiare ricche in muscovite. Formano un solo affioramento poco a E di Ripa, allungato a lente verso NO e limitato da contatti probabilmente tettonici con la Formazione del Monte Folgorito. Lo spessore non supera la trentina di metri. L'età di questa formazione è attribuita al Ladinico superiore-Carnico inferiore (ABBATE *et alii*, 2005; CARMIGNANI *et alii*, 2011).

Ladinico superiore -Carnico inferiore.

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

Basamento ercinico

Per una descrizione più dettagliata dei litotipi del basamento ercinico e soprattutto dei caratteri petrografici e geochimici, si rimanda ai lavori di BONATTI (1938), BARBERI & GIGLIA (1965), GIGLIA (1967), AZZARO *et alii* (1977), GIANELLI & PUXEDDU (1979), PUXEDDU *et alii* (1984), TUCCI (1980), CONTI *et alii* (1993), PANDELI *et alii* (1994), VERRUCCHI *et alii* (1994) e SCHULTZ (1996).

3.3.1. - *Filladi Inferiori* (**FAF**)

La formazione delle Filladi Inferiori (BARBERI & GIGLIA, 1965) affiora estesamente nella parte settentrionale del Foglio, lungo il versante sinistro del T. Vezza tra Seravezza e Ponte Stazzemese. Le migliori esposizioni si trovano lungo la strada per Gallena e nei versanti a sud di Ruosina.

Si tratta di filladi quarzitico-muscovitiche grigio-scure e grigio-verdastre alternate a livelli di spessore variabile dal centimetro al metro di quarziti grigio-chiare. Spesso la componente quarzitica può diventare prevalente, fino a formare livelli fino ad alcuni metri di spessore di quarziti a granulometria arenacea grossolana. Queste alternanze composizionali rappresentano verosimilmente l'originaria stratificazione, inoltre non è raro notare nei livelli più quarzitici strutture che potrebbero essere tracce residue di laminazioni incrociate e gradazioni. Molto diffuse sono vene di quarzo, spesso boudinate, parallele o subparallele alla foliazione.

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, mentre tra i minerali accessori comuni sono rutilo, tormalina, apatite, epidoto e zircone. Sovente si rinvengono spessori metrici di quarziti grigio-chiare o verde-chiare ricche in albite, molto compatte e con sottili livelli muscovitici ("Quarziti sericitiche ad albite" di BARBERI & GIGLIA, 1965).

Lo spessore reale delle Filladi Inferiori non è valutabile in quanto la base della formazione non affiora, ma uno spessore apparente di oltre 500 m è ipotizzabile. Il contatto con i sovrastanti Porfiroidi e Scisti Porfirici è netto e solitamente avviene nello spazio di pochi centimetri.

In questa formazione non sono stati rinvenuti fossili, viene proposta un'età Cambriano-Ordoviciano inferiore sulla base di analogie litologiche con successioni del basamento ercinico della Sardegna sudorientale (vedi CARMIGNANI *et alii*, 1977; BAGNOLI *et alii*, 1979; GATTIGLIO *et alii*, 1989). Questa formazione verrebbe correlata con le potenti successioni torbiditiche sarde (Arenarie di San Vito e

Formazione di Solanas) depostesi sul margine passivo settentrionale del continente di Gondwana.

Cambriano - Ordoviciano inferiore.

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

Questa formazione (BARBERI & GIGLIA, 1965) affiora tra il M. Ornato e il M. Rocca, a nord-ovest di Sant'Anna di Stazzema. È costituita da quarziti e filladi quarzitiche di colore grigio-chiaro e verde-chiaro, caratterizzate dalla presenza di abbondanti granuli di quarzo ialino con dimensioni massime attorno al centimetro e di feldspati, in una matrice quarzoso-muscovitica e subordinatamente cloritica. In molti affioramenti la roccia presenta un patina di alterazione giallastra o bruno-ocracea. In sezione sottile è possibile osservare che i granuli di quarzo e feldspati sono originari fenocristalli di origine vulcanica con evidenze di riassorbimento e strutture mirmekitiche. I feldspati sono rappresentati da cristalli di albite e microclino solitamente sericitizzati o con strutture peciloblastiche.

In accordo con BONATTI (1938) e BARBERI & GIGLIA (1965), alla scala dell'affioramento e in sezione sottile è possibile distinguere due litotipi caratteristici che rappresentano i termini estremi delle varietà litologiche di questa formazione. Il primo (Porfiroidi *s.s.*) è costituito dai litotipi più massicci, caratterizzati dalla presenza di numerosi fenocristalli di quarzo vulcanico, feldspati e subordinata matrice e probabilmente rappresentano originarie rocce vulcaniche (effusive e piroclastiche), il secondo (Scisti porfirici *s.s.*) rappresenta i litotipi più filladici, in cui i feldspati sono del tutto assenti e i fenocristalli di quarzo sono scarsi nell'abbondante matrice quarzo-filladica e probabilmente rappresentano originarie rocce epiclastiche. Durante il rilevamento è risultato difficile porre un limite cartografico tra i Porfiroidi *s.s.* e gli Scisti porfirici *s.s.* a causa dei complessi rapporti tra le due litofacies, probabilmente dovuti a originarie variazioni laterali ulteriormente complicate durante le deformazioni dell'orogenesi ercinica e terziaria. Per questo motivo entrambe le litofacies e tutti i termini intermedi sono state riunite in un'unica formazione.

Lo spessore apparente dei Porfiroidi e Scisti porfirici è di circa 100 metri. Il contatto con le sottostanti Filladi Inferiori è netto, mentre quello con le sovrastanti Metarenarie quarzose non è osservabile. I Porfiroidi e Scisti porfirici vengono dubitativamente riferiti all'Ordoviciano medio sulla base di correlazioni con le formazioni vulcaniche del Basamento ercinico sardo.

Ordoviciano medio.

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

Questa formazione (BARBERI & GIGLIA, 1965; Metarenarie, Quarziti e Filladi di GATTIGLIO & MECCHERI, 1987; CONTI *et alii*, 1991, 1993) affiora nella parte settentrionale del Foglio, a ovest e a sud-ovest di Ponte Stazzemese. Gli affioramenti migliori si ritrovano lungo la strada di fondovalle immediatamente a ovest di Ponte Stazzemese.

Si tratta di quarziti massicce o in spessi banchi, di colore variabile dal grigio verde al grigio scuro, con alternanze di sottili e discontinui livelli di filladi grigie. In affioramento è possibile riconoscere abbondanti granuli di quarzo arrotondati di origine magmatica di dimensioni millimetriche o submillimetriche generalmente ben classati, che formano strati equigranulari granulo-sostenuti. Talvolta è possibile osservare gradazioni granulometriche all'interno degli strati; non sono invece stati rinvenuti livelli carbonatici. In sezione sottile i litotipi più diffusi risultano essere quarzoareniti, quarzo-grovacche e arcosi, con dominanti granuli di quarzo e subordinati feldspati (plagioclasi) completamente albitizzati; i livelli filladici hanno composizione muscovitico-cloritica.

Lo spessore massimo apparente è di circa 100 m. Nelle Alpi Apuane solitamente le Quarziti e Filladi Superiori poggiano al di sopra dei Porfiroidi e Scisti porfirici, nell'area del Foglio 260 - Viareggio sono invece in contatto stratigrafico con le Filladi Inferiori: la base della formazione è quindi discordante su diverse formazioni. Nell'area rilevata il tetto è rappresentato dai depositi triassici della Formazione di Vinca.

Non sono stati rinvenuti fossili in questa formazione, essa viene attribuita allo Ordoviciano superiore sulla base di analogie litologiche con successioni del basamento sardo. Il fondamentale apporto di quarzo di origine vulcanica e la scarsità di feldspati e materiale filladico permettono di attribuire a questa formazione il significato di un sedimento molto maturo, derivato dallo smantellamento dei precedenti edifici vulcanici ordoviciani in ambienti da subaerei a marini costieri. Questi depositi possono quindi essere trasgressivi sulle vulcaniti sottostanti (Porfiroidi e Scisti porfirici) o sul substrato di queste ultime (Filladi Inferiori).

Ordoviciano superiore.

Successione mesozoica e terziaria

3.3.4. - *Formazione di Vinca* (**VIN**)

Questa formazione è stata istituita da NARDI (1967), ma in passato già ZACCAGNA (1932) riconobbe al di sotto della formazione dei Grezzoni la presenza di depositi conglomeratici (che indicò con la sigla "an": anageniti) e carbonatici. In

seguito altri autori descrissero questi depositi e ne confermarono la posizione stratigrafica (BONATTI, 1938; IPPOLITO, 1950; BARBERI & GIGLIA, 1965; BRANDI *et alii*, 1967; NARDI, 1967; PELLEGRINI, 1985; COLI *et alii*, 2003).

La Formazione di Vinca affiora con buona continuità tra Ponte Stazzemese e M. Rocca nella parte settentrionale del Foglio, ed è stata suddivisa in tre litofacies rappresentate, dal basso verso l'alto, da (a) metaconglomerati, (b) alternanze di dolomie, filladi e metaconglomerati e (c) Calcari di Retignano. Dato il limitato spessore di questa formazione, le tre litofacies non sono state rappresentate separatamente in carta.

I metaconglomerati basali sono stati indicati in passato da vari Autori come "Anageniti" o "Verrucano". Sono costituiti da conglomerati poligenici a matrice filladica di colore variabile dal grigio-verdastro al violaceo, i clasti possono avere dimensioni fino ad alcuni centimetri e sono costituiti da clasti arrotondati di quarzo spesso arrossato di origine vulcanica e frammenti sub-arrotondati di quarziti e di filladi.

Verso l'alto si passa ad una litofacies costituita da un'alternanza di dolomie, calcari dolomitici, filladi e conglomerati poligenici. Le dolomie si presentano in strati da decimetrici a metrici e contengono caratteristici livelli di materiale detritico rappresentato da quarzo e frammenti di rocce metamorfiche. I conglomerati spesso hanno matrice carbonatica.

Localmente alla sommità della formazione o intercalata nella parte alta della litofacies precedente è stata riconosciuta la litofacies dei Calcari di Retignano. Si tratta di calcari e calcari dolomitici rosa-violacei spesso brecciati con subordinati livelli di filladi e conglomerati quarzosi, noti anche con i nomi commerciali di "Rosso Rubino" e "Fior di Pesco". Questi calcari erano già stati riconosciuti da ZACCAGNA (1932) e sebbene finora non siano stati paleontologicamente datati, la maggior parte degli Autori finora attribuisce loro un'età devoniana e vengono considerati parte del Basamento ercinico (BARBERI & GIGLIA, 1965; BAGNOLI & TONGIORGI, 1979; BAGNOLI *et alii*, 1979; GATTIGLIO *et alii*, 1989; CONTI *et alii*, 1993). Durante i rilevamenti per questo Foglio è stato osservato che che nell'area a sud-ovest di Ponte Stazzemese il Calcare di Retignano è intercalato stratigraficamente in depositi conglomeratici in facies di Verrucano, per questo motivo è stato considerato una litofacies della Formazione di Vinca e gli è stata attribuita un'età triassica.

La litofacies conglomeratica raggiunge uno spessore massimo di circa 30 m, la litofacies costituita da dolomie, filladi e metaconglomerati è potente fino a 50 m, mentre la litofacies dei Calcari di Retignano non supera i 10 m; lo spessore totale della formazione varia da pochi metri fino a non oltre i 50-60 m. La formazione è discordante sul Basamento ercinico sottostante, mentre ciascuna delle tre litofacies può passare stratigraficamente alla sovrastante formazione dei Grezzoni.

La Formazione di Vinca rappresenta il primo deposito del ciclo alpino nell'area apuana dopo una lunga fase di emersione. L'ambiente di sedimentazione è costiero ad elevata energia con formazione di barre silicoclastiche ed aree più riparate (PELLEGRINI, 1985), le facies brecciate testimonierebbero fasi trasgressive con smantellamento dei depositi già litificati oppure instabilità tettoniche legate ad eventi distensivi. Nell'area del Foglio non è stata rinvenuta alcuna documentazione paleontologica, un'età riferibile al Carnico superiore *p.p.* è proponibile sulla base dei rapporti con la sovrastante formazione dei Grezzoni e per la documentazione paleontologica rinvenuta nell'adiacente Foglio 249 - Massa Carrara (CARMIGNANI *et alii*, 2011).

Carnico superiore p.p.

3.3.5. - *Grezzoni* (**GRE**)

La formazione dei Grezzoni, termine con cui i cavatori indicano le rocce carbonatiche non lucidabili sottostanti i marmi, affiora con continuità tra Ponte Stazzemese e M. Rocca. Nei versanti tra Stazzema e M. Lieto la formazione si trova sia in scaglie, sia coinvolta in pieghe isoclinali, affiorando in modo discontinuo e presentandosi estremamente deformata.

La formazione è costituita da dolomie e calcari dolomitici massicci oppure in strati da medi a spessi, di colore variabile dal biancastro al rosato e al grigio scuro. Nella parte basale sono diffusi livelli a colorazione rossastra che fanno transizione ai sottostanti Calcari di Retignano. In generale, per la composizione dolomitica la formazione non mostra effetti di ricristallizzazione metamorfica, per cui sono spesso riconoscibili strutture sedimentarie primarie (CIARAPICA & FAZZUOLI, 1976; CIARAPICA & PASSERI, 1978).

Per motivi tettonici tra Stazzema e M. Lieto (Zona dello Stazzemese) i Grezzoni sono estremamente laminati, brecciati e fratturati con importanti volumi di cataclasiti a cemento carbonatico spesso molto simili in affioramento alle cataclasiti presenti nella formazione del Calcare Cavernoso.

Fra Ponte Stazzemese e M. Rocca lo spessore di questa formazione è di circa 300 m. A NE di Ponte Stazzemese è ben osservabile il contatto per alternanze con la sottostante Formazione di Vinca, mentre lungo la strada Ponte Stazzemese-Stazzema è visibile quello netto con le sovrastanti Brecce di Seravezza.

Lo studio dei caratteri di laboratorio ha evidenziato che si tratta di dolomicriti e dolospariti, talora con cristalli sparsi di albite. Frequentemente è conservata la tessitura originaria della roccia e in questo caso le microfacies più comuni sono rappresentate da microspariti con fantasmi di allochimici, microspariti con lamine stromatolitiche, *wackestone* peloidici, *packstone* e subordinati grainstone ooidici, *packstone* bioclastici con frammenti di bivalvi e gasteropodi e con rari foraminiferi bentonici. Tra i foraminiferi SGUAZZONI (1968) riporta *Aulotortus* gr. *sinuosus*,

Glomospirella cfr. *friedli*, mentre CIARAPICA & PASSERI (1978) riconoscono *Ophtalmidium triadicum*, *Agathammina austroalpina*, *Glomospirella parallela* e *G. friedli*.

I fossili più significativi sono rappresentati da *Worthenia escheri* STOPP. rinvenuta in prossimità del paese di Levigliani (DE STEFANI, 1874-75), ed esemplari di *Gyroporelle*, *Cirsostoma guidonii* DE STEF., *Turbo* sp., *Terebratula* sp. e *Trochammina oolitica* n. sp. (ZACCAGNA, 1932). La formazione è attribuita al Norico *p.p.* per i fossili contenuti all'interno delle dolomie e per la posizione stratigrafica di queste al di sotto del Nero di Colonnata (affiorante nel Foglio 249 - Massa Carrara) che contiene una microfauna dominata da *Aulotortus* (*Aulotortus gaschei praegaschei*, *A.* gr. *sinuosus* e *A. tenuis*) in associazione con *Pentaporella rhaetica*.

L'ambiente deposizionale è lagunare protetto di bassa profondità, i livelli brecciati e rossastri rinvenuti alla base potrebbero rappresentare cicli lagunari-tidali (CIARAPICA & PASSERI, 1978).

Norico.

3.3.6. - *Brecce di Seravezza* (**BSE**)

Le Brecce di Seravezza (GIGLIA & TREVISAN, 1966) affiorano quasi esclusivamente tra Stazzema e Ponte Stazzemese, i migliori affioramenti sono ubicati lungo la strada di fondovalle tra Ponte Stazzemese e Mulina. Questi litotipi hanno avuto in passato alto valore commerciale come pietre ornamentali denominate "Fior di Pesco", "Breccia medicea", "Breccia arlecchina", ecc...

Si tratta di brecce ad elementi marmorei e subordinatamente dolomitici in matrice filladica di colore violaceo-rossastro, viola-grigio, grigio-verde e verdastro; essa ha composizione molto variabile ed è stata studiata dal punto di vista petrografico da vari autori (D'ACHIARDI, 1887; BONATTI, 1938; MANASSE, 1910; FRANCESCHELLI *et alii*, 1996, 1998; PANNUTI, 1992) che hanno descritto la presenza di livelli ricchi in cloritoide, clorite ed epidoti ("Scisti a cloritoide" *Auctt.*); tra questi ultimi quelli manganesiferi (piemontite) conferiscono colori rossastri. Al di fuori dell'area del Foglio 260 - Viareggio sono segnalati livelli bauxitici (FRANCESCHELLI *et alii*, 1998).

Nell'area del Foglio lo spessore massimo della formazione è di circa 40 m, i contatti con le formazioni a letto e a tetto sono netti.

La posizione stratigrafica occupata dalle Brecce di Seravezza indica una età compresa fra il Norico superiore e l'Hettangiano. Al limite Triassico-Giurassico è stata riconosciuta a scala globale una serie di eventi regressivi tra loro ravvicinati (GRADSTEIN *et alii*, 2004) che in aree di piattaforma carbonatica hanno determinato importanti episodi di esposizione subaerea.

L'ambiente deposizionale testimonia una fase di emersione della successione carbonatica, con smantellamento in ambiente subaereo e locale rielaborazione della successione sottostante.

Norico superiore - Hettangiano p.p.

3.3.7. - *Marmi delle Apuane* (**AUN**)

La formazione dei Marmi delle Apuane affiora in modo continuo ed esteso a M. Costa (SE di Seravezza), mentre costituisce numerosi e limitati affioramenti nell'area a SO di Stazzema e a M. Alto. Si tratta di marmi bianchi e subordinatamente grigi o venati di aspetto spesso massiccio, solo localmente foliati, con struttura granoblastica e caratteri sedimentari quasi sempre del tutto obliterati dalla ricristallizzazione metamorfica. Nella zona di M. Costa si trovano alcune cave, oggi quasi tutte inattive; dove sono riconoscibili vari tipi litologici identificabili merceologicamente come marmo ordinario, marmo venato, marmo nuvolato e quantità minori di altre varietà. A SO di Stazzema e presso M. Alto si rilevano numerose piccole cave dismesse da molti anni nelle quali sono presenti particolari varietà merceologiche note come "bardigli fioriti" e "bardigli tigrati": si tratta di marmi e metacalcari grigi attraversati da una trama anastomizzata e molto fitta di vene carbonatiche spesse da un millimetro fino ad alcuni centimetri. Localmente sono presenti brecce monogeniche ad elementi marmorei con dimensioni dei clasti da centimetrici a metrici.

Studi microstrutturali condotti su campioni prelevati in tutte le Alpi Apuane hanno evidenziato una microstruttura molto variabile, da granoblastica regolare costituita da cristalli di calcite geminati, a microstrutture orientate legate a ricristallizzazione dinamica. Descrizioni dettagliate delle microstrutture e tessiture sono contenute in MOLLI *et alii* (2000a) e LEISS & MOLLI (2003). Solo in rari casi il metamorfismo non ha completamente obliterato l'originaria tessitura del calcare.

I contatti con le formazioni sottostanti e sovrastanti sono spesso tettonizzati: il passaggio dai Grezzoni si osserva tra M. Lieto e Ponte Stazzemese e appare sfumato, mentre quello a tetto con la formazione dei Calcari selciferi è netto ed esposto solo a M. Costa.

La massima potenza di questa formazione si raggiunge nell'area di Stazzema, ove i Marmi delle Apuane sono in serie diritta sopra i Grezzoni. Lungo la valle di Molina lo spessore massimo è di circa un centinaio di metri e si riduce nel versante ovest del colle di Stazzema e a sud di Ponte Stazzemese. Presso il M. Costa, tenendo conto dei raddoppi dovuti alle numerose strutture plicative presenti in zona, a sud-est della cima del monte sono misurabili circa 75 m di Marmi delle Apuane nel fianco diritto della sinclinale geometricamente più bassa (il contatto di base dei Marmi è tettonico con le Filladi Inferiori).

Alla formazione dei Marmi delle Apuane delle Apuane viene attribuita un'età riferita all'Hettangiano *p.p.*, per correlazione con la porzione superiore del Calcare Massiccio dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Hettangiano.

3.3.8. - *Metacalcari con selce* (**CLF**)

Nel Foglio 260 - Viareggio questa formazione è presente in affioramenti limitati solo nel gruppo di M. Costa subito a sud di Seravezza.

Si tratta di metacalcari micritici grigi da scuri a chiari in strati di spessore da decimetrico a metrico, con lenti e livelli centimetrici di quarziti biancastre; si rinvengono anche sporadiche intercalazioni di filladi carbonatiche e banchi di metacalcareniti. L'intensa deformazione ha portato spesso ad una variazione di spessore delle quarziti, che di solito in affioramento sono molto discontinue e boudinate. Il contatto con i sottostanti Marmi delle Apuane è in genere netto. Nel settore tra Stazzema, M. Lieto e il confine NE del Foglio affiorano altre limitate lenti, laminate tettonicamente. Tra queste se ne segnalano alcune poco a ovest di Stazzema e a sud di Ponte Stazzemese, presenti nella parte alta degli affioramenti di marmi sopra i Grezzoni di Ponte Stazzemese.

Non è possibile stabilire lo spessore reale per questa formazione in quanto non affiora mai il contatto stratigrafico di tetto; anche negli affioramenti più estesi, quelli di M. Costa, affiora a nucleo di sinclinali. Tenendo conto di queste complicazioni, a M. Costa è ipotizzabile uno spessore apparente di alcune decine di metri.

Nell'area di studio questa formazione non ha fornito fossili, l'età è riferita al Pliensbachiano *p.p.* per correlazione con il Calcare Selcifero di Limano dell'Unità tettonica della Falda Toscana e per le forme di ammoniti presenti (FUCINI, 1892; ZACCAGNA, 1932; MASINI, 1937; SGUAZZONI, 1963, 1964, 1966).

L'ambiente di sedimentazione è più profondo rispetto a quello della formazione dei Marmi delle Apuane e testimonia la frammentazione e l'annegamento della preesistente piattaforma carbonatica.

Pliensbachiano p.p.

3.3.9. - *Metaradiolariti* (**MDT**)

Questa formazione è l'equivalente metamorfico dei Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana ed è presente con un solo esiguo affioramento a SE di Farnocchia.

È costituita da metaradiolariti in strati regolari dello spessore medio di alcuni centimetri, alternati a sottili livelli di filladi e filladi quarzitiche. Il colore varia

dal verde al rosso cupo e al violaceo, più rari sono alcuni livelli grigi scuri. Lo spessore è di circa 10 m, ma non è assolutamente rappresentativo di quello originario in quanto il contatto alla base è tettonico e tutta l'area è interessata da intensa deformazione e laminazioni tettoniche lungo la pervasiva foliazione.

Per correlazione con i Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana la formazione delle Metaradiolariti è attribuita all'intervallo Calloviano-Titonico.

Questa formazione testimonia un ulteriore approfondimento dell'area deposizionale, che staziona per un certo intervallo di tempo al di sotto del livello di compensazione del carbonato.

Calloviano - Titonico.

3.3.10. - *Scisti Sericitici* (**SSR**)

La formazione degli Scisti Sericitici è l'equivalente metamorfico della Scaglia Toscana, all'interno è stato distinto come membro il **Cipollino (SSR$_1$)**.

Gli Scisti Sericitici si ritrovano in affioramenti molto limitati a SE di Farnocchia e ad E di Pomezzana. Si tratta di filladi e metasiltiti generalmente di colore verde, localmente rosso-violacee e grigie, talvolta con componente carbonatica. Lo spessore massimo è di qualche decina di metri. Anche in questo caso il valore non è quello primario in quanto inferiormente la formazione è ovunque in contatto tettonico con i Metacalcari con selce (**CLF**) o con i Marmi delle Apuane (**AUN**).

Il **Cipollino** (**SSR$_1$**) costituisce affioramenti abbastanza estesi e continui a SE di Farnocchia. È costituito da calcescisti e marmi a clorite di colore verde o grigio-verdastro, in cui la componente fillosilicatica può essere abbastanza omogeneamente diffusa nella dominante calcite (con accessori quarzo, albite, rara dolomite), oppure concentrata in sottili livelli paralleli alla foliazione principale; talvolta si possono avere intercalazioni di filladi grigio-verdi. Diffuse sono inoltre vene di calcite e quarzo di spessore e lunghezza assai variabili e per lo più parallele alla foliazione principale. Lo spessore massimo apparente raggiunge qualche decina di metri, ma le numerose strutture plicative riconosciute in quest'area ne impediscono una valutazione reale.

Nell'area del Foglio gli Scisti Sericitici non hanno fornito alcuna associazione paleontologica. Per le correlazioni con la formazione della Scaglia Toscana non metamorfica e per il contenuto fossilifero documentato in altre aree (IPPOLITO, 1950; MERLA, 1951; NARDI, 1962; GIANNINI & LAZZAROTTO, 1967; GIGLIA, 1967), sono stati attribuiti all'intervallo Aptiano-Rupeliano. Il membro del Cipollino è attribuito al Turoniano-Maastrichtiano.

Questa formazione è testimone di una sedimentazione di ambiente bacinale.

Aptiano - Oligocene inferiore.

3.3.11. - *Pseudomacigno* (**PSM**)

La formazione dello Pseudomacigno (SAVI, 1847, 1932; ZACCAGNA, 1932) è da tempo correlata con la formazione del Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana (BONATTI, 1938; MERLA, 1951; NARDI, 1961). Affiora estesamente nell'area a est e a sud di Stazzema fino al contatto con la sovrastante Unità tettonica della Falda Toscana ed è la formazione maggiormente rappresentata fra le formazioni dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*

Si tratta di depositi torbiditici costituiti da metarenarie a composizione quarzosa e micaceo-feldspatica, alternate a metasiltiti e filladi (scisti ardesiaci). Le metarenarie hanno colore grigio, granulometria da fine a medio-grossolana e bancate con spessori variabili da qualche decimetro a oltre 20 m. Nonostante deformazione e metamorfismo le bancate arenacee sono spesso gradate, sovente passano verso l'alto a metapeliti ed hanno generalmente stratificazione piano-parallela, con saltuaria presenza di superfici di stratificazione ondulate e tracce di erosioni localizzate. I livelli di metasiltiti e filladi possono raggiungere spessori massimi di oltre 20 m e in alcune zone rappresentano la quasi totalità degli affioramenti, hanno colorazione variabile dal nero al grigio-bluastro e spesso al loro interno sono riconoscibili orizzonti decimetrici grafitosi.

Analisi di laboratorio hanno evidenziato che si tratta di metagrovacche a quarzo, feldspato e mica e subordinati litici (prevalentemente rocce metamorfiche). I livelli metapelitici e metasiltitici appaiono con alternanze da millimetriche a centimetriche di letti granoblastici fini a quarzo, albite e miche e letti lepidoblastici costituiti da clorite e mica bianca. Una più completa descrizione litologica e petrografica di questa formazione è riportata nei lavori di BONATTI (1938), DENEKE & GÜNTHER (1981) e FERRINI & PANDELI (1985). L'intensa deformazione subita da questa formazione nell'area del Foglio rende difficile un'attendibile valutazione sia dei rapporti stratigrafici primari tra le litofacies arenacee e quelle siltoso-pelitiche, sia lo spessore della formazione, pur stimabile in qualche centinaia di metri nella zona di Pomezzana.

Anche in questo caso i pur vasti affioramenti di Pseudomacigno nell'area del Foglio 260 - Viareggio non hanno rivelato alcun contenuto paleontologico, di conseguenza la sua età è tratta da determinazioni in altre aree. In particolare la base della formazione è Oligocene superiore (Chattiano), grazie alla ricca fauna a macroforaminiferi rinvenuta in livelli calcarenitici nelle Alpi Apuane nord-orientali (DALLAN NARDI, 1976; MONTANARI & ROSSI, 1983; NARDI, 1963b); l'età della restante parte della formazione invece non è nota, mancando ogni altra documentazione paleontologica, e potrebbe quindi essere rappresentato anche il Miocene inferiore.

Oligocene superiore - Miocene inferiore.

4. - FILONI

Rocce magmatiche subvulcaniche a composizione acida (riolitico-riodacitica) sono presenti in due piccoli affioramenti presso S. Anna di Stazzema e poco a N di Farnocchia.

Alla scala dell'affioramento la roccia presenta struttura massicca priva di anisotropie primarie e foliazioni. All'osservazione in sezione sottile si rileva una struttura porfirica con fenocristalli di quarzo, ricco di inclusioni fluide, e rara biotite, mentre la pasta di fondo è data da abbondante sericite, quarzo microcristallino e scarso feldspato. I cristalli di sericite mostrano una debole orientazione preferenziale.

I filoni formano corpi di qualche metro di lunghezza e spessi solo 0,5-2 metri; per questo non sono cartografabili e sono stati rappresentati in carta con un apposito simbolo. Al di fuori del Foglio altri affioramenti sono stati segnalati da ZACCAGNA (1932) e studiati dal punto di vista petrografico da BONATTI (1933, 1938) presso Fornovolasco.

Lo stato fortemente alterato presente in ogni affioramento ha vanificato i tentativi di datazione radiometrica. Si propone la possibile attribuzione all'intervallo Miocene(?)-Pleistocene.

5. - DEPOSITI QUATERNARI

5.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

5.1.1. - *Brecce di Metato* (**BME**)

Le Brecce di Metato affiorano principalmente nella zona orientale del Foglio nei dintorni dell'abitato di Metato e di M. Penna (dove venivano cavati come pietre ornamentali: ZACCAGNA, 1932), nella valle di Conchiusori e sul versante a S delle Rocce di Gevoli. Affioramenti di limitata estensione si ritrovano anche nell'area collinare compresa tra Pietrasanta, Capezzano Pianore e Camaiore. Si tratta di depositi continentali costituiti da brecce poligeniche da clasto-sostenute a matrice-sostenute. I clasti hanno dimensioni eterometriche e differente grado di elaborazione, provengono sia dall'Unità tettonica della Falda Toscana (calcari e calcari selciferi, dolomie, arenarie quarzoso-feldspatiche tipo Macigno, marne, radiolariti), sia dalle unità toscane metamorfiche. La matrice è costituita in prevalenza da silt vadoso ocraceo. A luoghi sono evidenti strutture sedimentarie (laminazione parallela e incrociata, gradazione inversa) legate a circolazione di acque sotterranee. Sono riconoscibili numerose generazioni di riempimento paleocarsico.

L'aspetto del deposito, solitamente in affioramenti di spessore non superiore a 8-10 m, è ben cementato, caotico, privo di gradazione interna e di qualsiasi struttura sedimentaria. Nei pressi di Montebello l'affioramento presenta granulometria

minore e un maggior grado di arrotondamento dei clasti, inoltre talvolta si individuano porzioni di strati dello spessore non superiore ai 30 cm. Localmente questi depositi sono interessati da fenomeni di dissoluzione, evidenziati da superfici stilolitiche suborizzontali.

Affioramenti di brecce sono riportati per la prima volta da ZACCAGNA (1932), che li interpreta come dei depositi derivanti dalla "cementazione naturale del detrito di falda" e li attribuisce al Quaternario. Sulla base del rinvenimento di faune marine nella matrice DALLAN NARDI (1979) indica invece un'età del Miocene superiore e li colloca stratigraficamente discordanti al tetto della successione metamorfica dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e tettonicamente sovrascorsi dall'Unità tettonica della Falda Toscana. Nei loro studi sulle Brecce della Versilia, SANI (1985) e PAGLIAZZI *et alii* (1994) attribuiscono a questi depositi il nome di Brecce di Metato, confermando l'origine sedimentaria marina e l'età miocenica. FANTOZZI (1993) presenta un rilevamento dettagliato di questi depositi, li attribuisce al Miocene superiore-Pliocene e li colloca stratigraficamente discordanti al tetto della successione dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

Nell'area rilevata questi depositi poggiano indistintamente su varie formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana e non sono mai stati rinvenuti interposti tra la base di questa e il tetto dell'Unità dell'Autoctono *Auctt.* Per le loro caratteristiche sono ritenuti dei depositi continentali subaerei e localmente è plausibile ipotizzare una certa importanza del trasporto ad opera di acque correnti.

Considerando rimaneggiate le faune fossili descritte dagli Autori precedenti, questi depositi sono riferiti genericamente al Pleistocene.

Pleistocene.

5.1.2. - *Depositi di frana antica* (**a_{1q}**)

Si tratta di accumuli gravitativi caotici, localmente ben cementati, costituiti da materiali eterogenei ed eterometrici, la cui messa in posto è avvenuta in condizioni morfo-climatiche nettamente diverse dalle attuali e perciò da considerarsi stabilizzati.

Pleistocene.

5.2. - DEPOSITI OLOCENICI

5.2.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_{n1-2}**)

I depositi alluvionali terrazzati più recenti (**b_{n1}**) si estendono con continuità lungo la fascia pedemontana arrivando quasi a contatto con le sabbie eoliche in corrispondenza delle conoidi del F. Versilia e del F.so di Camaiore. Sono stati deposti dalle piene dei corsi d'acqua a partire dall'Olocene ed in parte si sono

sovrapposti ai terreni delle aree depresse retrodunari interrompendo anche la continuità della fascia laco-palustre che si estendeva dal Lago di Massaciuccoli al Lago di Porta. I depositi più grossolani affiorano lungo la fascia pedemontana allo sbocco nella piana dei corsi d'acqua apuani con una continuità pressoché ininterrotta formando coni di deiezione e terrazzamenti. Sono costituiti da ghiaie con ciottoli a spigoli vivi o comunque poco arrotondati, in matrice limo-sabbiosa marrone-rossastra. Gli spessori di questi livelli più grossolani si hanno nella conoide del F. Versilia (alcune decine di metri) mentre in media non superano i 10 metri.

La maggiore estensione della formazione è costituita da sedimenti a granulometria media, in prevalenza sabbie limose e limi sabbiosi color marrone o marrone giallastro. Questi depositi costituiscono la piatta conoide del F.so Camaiore ed un'ampia fascia che da Querceta (conoide del F. Versilia) si restringe fino alla depressione del Giardo, presso Capezzano Pianore. I terreni più fini sono costituiti da limi e limi argillosi di colore dal marrone al grigio. Questi sedimenti occupano una fascia ristretta del Foglio 260 - Viareggio, corrispondente alla parte distale della conoide del Versilia, dal Lago di Porta allo svincolo Versilia dell'Autostrada A12. Gli spessori sono anche in questo caso di qualche metro. L'età di questi depositi è olocenica.

I depositi dei terrazzi più antichi (**b_{n2}**) sono costituiti da conglomerati e ghiaie poligeniche in matrice sabbiosa con livelli di sabbie e limi; lo spessore è superiore ai 20 m, come risulta dalla stratigrafia di alcuni pozzi. Sono rappresentati dalle conoidi del Fosso Versilia, del Fosso Baccatoio, dalle conoidi che bordano il piede occidentale delle Alpi Apuane, dalle conoidi che si gettano nella pianura di Camaiore e di Stiava, da depositi presenti sui rilievi collinari tra Pietrasanta e Camaiore. Questi depositi più antichi vengono attribuiti al Pleistocene medio e superiore (MAZZANTI, 1983; FEDERICI, 1987; FEDERICI & MAZZANTI, 1988; BOSSIO *et alii*, 1993).

Pleistocene medio - Olocene.

5.2.2. - *Depositi palustri* (**e_3**)

Questi depositi colmano le depressioni interdunari e retrodunari dei Depositi eolici, in origine sedi di lagune o paduli e disposte in fasce strette ed allungate con direzione parallela alla linea di costa, con particolare rilevanza nella zona compresa tra Forte dei Marmi, la Macchia Lucchese e la Macchia di Migliarino.

Sono costituiti da sabbie fini limose con importante componente organica di origine vegetale, limi sabbiosi con locali intercalazioni torbose, e limi argillosi di colore dal grigio scuro al nerastro. Presentano spessori variabili da un minimo di circa 3 m (riscontrabili in località Le Focette a NE di Viareggio) a circa 5 m presso la località il Giardo (tra Capezzano Pianore e Lido di Camaiore), fino a 8-10 metri

nelle zone limitrofe al Lago di Porta. Spessori più limitati (2-3 m) caratterizzano invece le depressioni interdunari e retrodunari.

Olocene.

5.2.3. - *Depositi lacustri* (**e_2**)

Questi depositi sono presenti in ampie parti del Foglio 260 - Viareggio e sono legati alla presenza dei bacini del Lago di Massaciuccoli e del Lago di Porta, che in epoca recente hanno subito una drastica riduzione sia per le opere di bonifica e di colmata sia per un naturale processo di interrimento. La torbiera di Massaciuccoli occupa una vasta area della pianura meridionale del Foglio e delimita la massima estensione raggiunta in epoca recente dalla zona palustre.

Si tratta di torbe e limi torbosi di colore nero o bruno nerastro, formatisi in condizioni di clima temperato, con un elevato contenuto in acqua (FEDERICI, 1987, 1993). L'aspetto è quello di un gel amorfo, ad eccezione delle parti superficiali, dove la torba è tutt'ora in formazione ed è possibile riconoscere fibre delle piante di cui è principalmente costituita (GEMINA S.P.A., 1985)].

Questi depositi mostrano uno spessore variabile da pochi metri fino ad un massimo di 8 metri nelle zone più prossime ai rilievi e poggiano su sedimenti sabbiosi silicei grossolani di origine eolica e localmente su argille lacustri, come testimoniato da un sondaggio effettuato nei pressi della stazione ferroviaria di Pietrasanta (DEL CARLO, 1956; PANDOLFI, 1974; FEDERICI, 1987, 1993; DUCHI *et alii*, 1995; MARCHISIO & D'ONOFRIO, 1997; ANTONIOLI *et alii*, 1999).

Negli strati torbosi è documentata una fauna a vertebrati con resti di *Bos* sp., *Castor* sp., *Cervus* sp., *Capreulus* sp., *Equus* sp. e la presenza di pollini di specie vegetali simili alle attuali quali *Carex* sp., *Quercus* sp., *Pinus* sp., *Phragmites* sp., *Sphagnum* sp. (GEMINA S.P.A., 1985; FEDERICI, 1987, 1993).

Datazioni recenti effettuate con il C^{14} sulla materia organica vegetale hanno fornito età variabili tra i 5400 ed i 2200 anni (ANTONIOLI *et alii*, 1999; GRASSI *et alii*, 1999).

Olocene.

5.2.4. - *Depositi eolici* (**d**)

Sono i depositi quaternari che affiorano più estesamente nel Foglio 260 - Viareggio, formando cordoni dunari con direzione parallela alla linea di costa putroppo oggi solo parzialmente riconoscibili nella parte meridionale del Foglio (Macchia di Migliarino) e nella zona di Vittoria Apuana-Pietrasanta (MAZZANTI, 1983; MAZZANTI & PASQUINUCCI, 1983; FEDERICI, 1987, 1993).

Sono costituiti da sabbie e sabbie limose silicee a granulometria da fine a media, con granuli arrotondati di origine eolica e colore grigio-marrone, fossilifere

(bivalvi, gasteropodi, ecc.) e con resti di vegetali. Nell'area del Lago di Massaciuccoli, all'approssimarsi del passaggio ai depositi torbosi, mostrano un aumento nella frazione limosa (MERIGGI & SPANDRE, 1996). Presentano spessori molto potenti che diminuiscono verso i rilievi e variano da circa 30 m nella zona di Viareggio a circa 15 m presso Forte dei Marmi.

Olocene.

5.2.5. - *Depositi di spiaggia* (**g_2**)

Costituiscono le spiagge del litorale attuale e sono rappresentati da sedimenti esclusivamente sabbiosi, ad eccezione del tratto di lido a N di Forte dei Marmi dove si ha anche presenza di ghiaie, con ciottoli ben appiattiti di dimensioni centimetriche. I sedimenti sabbiosi, con abbondanti bivalvi e gasteropodi marini e resti di vegetali, variano di colore dal marrone chiaro al grigio e sono caratterizzati da un elevato grado di maturità composizionale per l'alta percentuale di quarzo.

Sulla base dello studio dei frammenti di rocce e di significative differenze composizionali GANDOLFI & PAGANELLI (1975) suddividono questi depositi in due subprovince petrografiche, rispettivamente a N e a S di Marina di Pietrasanta. Entrambe le subprovince, indicate nel Foglio 104 - Pisa dell'Atlante delle Spiagge Italiane del C.N.R. (MAZZANTI *et alii*, 1985) rispettivamente con T1 quella a N di Marina di Pietrasanta e con T2 quella a S, sono caratterizzate da un contenuto in carbonati minore del 20%. La granulometria delle sabbie della subprovincia T1 è da fine a molto fine mentre per la T2 si va da sabbie fini (spiaggia di Focette) a sabbie medie (marina di Torre del Lago). Sempre secondo GANDOLFI & PAGANELLI (1975, 1977) la subprovincia T1 ha un'origine settentrionale con apporti dal Fiume Magra, mentre la subprovincia T2 ha un apporto meridionale dai fiumi Serchio e Arno (ALBANI, 1940; FANUCCI *et alii*, 1974; AIELLO *et alii*, 1975; ROSI & DI PAOLA, 2001, fig. 17). Ulteriori informazioni su granuometria e analisi composizionale di queste spiagge si ritrovano in CIPRIANI *et alii* (2001), PRANZINI (2004) e SARTI *et alii* (2001).

Olocene.

5.2.6. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**)

Si tratta di accumuli di depositi eterogenei ed eterometrici immersi in matrice fine derivanti dall'azione di processi di dilavamento superficiale e dal disfacimento *in situ* della roccia subaffiorante.

Lo spessore di questa unità litostratigrafica è mal valutabile, l'età è probabilmente post-würmiana.

Olocene.

5.2.7. - *Depositi alluvionali* (**b**)

Si tratta di depositi ben classati con elementi bene arrotondati ad alto grado di maturità, attualmente mobilizzati lungo i principali corsi d'acqua. Affiorano lungo gli alvei dei fossi Versilia e di Camaiore.

Lungo il F.so Versilia prevalgono depositi grossolani (ghiaie, ciottoli e blocchi) fino alla confluenza del Rio di Strettoia, nei pressi del Lago di Porta; da qui fino alla foce l'alveo è costituito da sedimenti a granulometria più fine (limi prevalenti e sabbie). Anche l'alveo del F.so di Camaiore è caratterizzato da ghiaie e depositi grossolani fino al ponte della ferrovia Genova-Pisa; da qui alla foce prevalgono sedimenti sabbiosi e limosi.

Olocene.

5.2.8. - *Detriti di falda* (**a_3**)

Si tratta di depositi detritici spigolosi a varia granulometria accumulati per gravità alla base dei versanti rocciosi più acclivi. Si ritrovano alla base delle ripide pareti calcaree delle Rocce di Gevoli, di M. Gabberi e in alcuni canaloni con elevate pendenze a formare talus detritici e coni di detrito coalescenti. Sono costituiti da clasti e blocchi di natura calcareo-dolomitica privi di matrice oppure immersi in scarso sedimento sabbioso-limoso.

Olocene.

5.2.9. - *Depositi di versante* (**a**)

Coperture detritiche derivate da alterazione *in situ* delle rocce, in seguito mobilizzate da processi di versante. Sono costituiti da clasti eterometrici di varia litologia in matrice pelitica e sabbiosa e sono diffusi in tutta l'area del Foglio. È da segnalare l'esistenza di affioramenti molto limitati e non cartografabili alla scala della carta (NE di M. Lieto e in località Le Lupaie sul versante settentrionale del dosso La Porta) di depositi di versante stratificati costituiti da elementi calcarei da angolosi a sub-angolosi, clasto sostenuti, alternati a strati di materiale più fine, ben cementati (*éboulis ordonné*) con spessore di qualche metro. Questi depositi, già documentati da FEDERICI (1981) nella Valle di Renara (Massa), sono più antichi e probabilmente da riferirsi ad un periodo glaciale o tardo glaciale.

Olocene

5.2.10. - *Depositi di frana* (**a_1**)

Si tratta di accumuli gravitativi caotici costituiti da materiali eterogenei ed eterometrici, prevalentemente sciolti, la cui messa in posto è avvenuta nelle attuali condizioni morfo-climatiche. All'interno di questi depositi sono compresi i corpi

di frana con o senza evidenze di movimenti in atto (frane attive, frane stabilizzate e frane inattive).

Olocene.

5.2.11. - *Depositi antropici* (**h, h_1**)

I depositi di origine antropica presenti nel Foglio 260 - Viareggio sono stati raggruppati in: discariche per inerti e rifiuti solidi urbani, discariche minerarie, ravaneti e discariche legate all'attività di cava (**h_1**) e terreni di riporto (**h**).

Discariche per inerti e rifiuti solidi urbani sono ubicate nei pressi del Lago di Porta, dove una cava inattiva è stata destinata ad accogliere la marmettola proveniente dall'escavazione e lavorazione dei marmi, e poco a monte della stazione ferroviaria di Querceta dove si trova una discarica di materiali di scarto della lavorazione del marmo ed una di inerti. Discariche per rifiuti solidi urbani si trovano a O e a N del Lago di Massaciuccoli (località Le Carbonaie e Pioppogatto) ed in località Falascaia nel Comune di Pietrasanta.

Le discariche minerarie, tutte attualmente inattive, si trovano presso le miniere del Bottino, del Pollone, di M. Arsiccio e dell'Argentiera ed erano legate all'attività estrattiva di minerali di Fe, Ag e Ba. Si tratta di materiali di scarto, accumuli di scorie, principalmente minerali primari di ganga e metalliferi (silicatici, carbonatici e solfuri metallici), che costituiscono una sorgente potenziale di inquinamento da metalli pesanti (MASCARO *et alii*, 2000).

I ravaneti e le discariche legate all'attività di cava, se si esclude una piccola discarica presso una cava di Pseudomacigno nei dintorni di Pomezzana, sono depositi legati all'attività estrattiva dei marmi. Sono prevalentemente localizzati nell'area di M. Costa, dove sono costituiti da blocchi di marmo di colore bianco-avorio, e di Ponte Stazzemese, dove invece prevalgono i blocchi di colore grigio scuro e chiaro con venature e clasti di brecce marmoree. Il prelievo di inerti attualmente è in atto esclusivamente in un unico ravaneto sul versante settentrionale di M. Costa. L'età di tali depositi è generalmente superiore alla decina d'anni ed è dedotta dalla presenza della tipica patina alterazione nerastra dovuta ai licheni.

Come terreni di riporto (**h**) sono stati indicati quei depositi di origine antropica utilizzati per la preparazione di aree destinate alle opere di urbanizzazione, come nella zona di Montramito.

Olocene.

V - TETTONICA

1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI

Come già discusso in precedenza, l'assetto strutturale di questa porzione di Appennino settentrionale è il risultato di:

a) fasi deformative terziarie legate al coinvolgimento del Dominio toscano nel regime tettonico costrizionale, con impilamento delle varie unità tettoniche e loro deformazione interna, e successivamente;
b) fasi deformative legate all'esumazione della crosta ispessita che, cessata la compressione, subisce sollevamento e deformazione estensionale interna.

In queste Note Illustrative viene usato il termine "Fase D_1" per indicare tutti gli eventi deformativi legati al regime tettonico compressivo, mentre si usa il termine "Fase D_2" per indicare tutti gli eventi deformativi legati al processo di sollevamento ed esumazione. Di conseguenza all'interno della Fase D_1 e della Fase D_2 è possibile riconoscere un'evoluzione polifasica della deformazione, con più superfici di scistosità sovrapposte e strutture plicative, con piani assiali e orientazione degli assi differenti.

Nell'area del Foglio 260 - Viareggio durante la fase deformativa D_1 si ha la messa in posto delle varie unità tettoniche, che dal basso verso l'alto sono (tav. tav. 1):

a) Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*;
b) Unità tettonica di Massa;
c) Unità tettonica della Falda Toscana;
d) Unità tettonica di Canetolo;

e) Unità tettonica di Ottone.

La direzione di trasporto tettonico durante questa fase per tutte queste unità è "top-NE", come verificata in numerose località al di fuori del Foglio. Nel Foglio 260 - Viareggio le non buone condizioni di affioramento lungo i contatti tettonici principali e la loro locale riattivazione durante la Fase D_2 non ha permesso di osservare indicatori cinematici legati alla Fase D_1. La storia deformativa D_1 è accompagnata da metamorfismo in facies scisti verdi nell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e nell'Unità tettonica di Massa, mentre nell'Unità tettonica della Falda Toscana e nelle Unità Liguri esso è di tipo anchizonale oppure manca del tutto.

Tutte le strutture che si sono originate durante la Fase D_1 sono successivamente deformate durante la Fase D_2 la quale produce, specialmente nell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*, strutture plicative ed elementi strutturali planari e lineari che obliterano quasi completamente le precedenti strutture D_1. L'area dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* dove la Fase D_2 produce una complicata struttura tettonica con pieghe isoclinali e contatti stratigrafici e tettonici D_1 trasposti lungo la S_2 è nota nella letteratura geologica apuana come "Zona dello Stazzemese".

A livelli strutturali più superficiali (Unità tettonica della Falda Toscana) durante la Fase D_2 si ha lo sviluppo di faglie dirette a basso e ad alto angolo legate a processi di denudazione tettonica e sollevamento delle unità più profonde.

Nel Foglio affiorano anche formazioni del Basamento ercinico che presentano analogie stratigrafiche con le successioni affioranti nella Sardegna centro-meridionale. Queste formazioni del Basamento ercinico potrebbero, come per le successioni sarde, essere state coinvolte nelle deformazioni di età carbonifera che hanno portato alla formazione della Catena ercinica, con sviluppo di foliazioni, sovrascorrimenti, pieghe, ecc. A causa dell'intensa tettonica alpina, in questo settore delle Alpi Apuane ogni evidenza di eventuali strutture erciniche è stata obliterata. Localmente alcune superfici di scistosità più vecchie della foliazione principale potrebbero essere attribuite all'Orogenesi ercinica, ma la mancanza di paragenesi metamorfiche erciniche di più alto grado rispetto a quelle alpine rende sempre difficoltosa questa attribuzione.

2. - BRECCE TETTONICHE TRA L'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA E LE UNITÀ METAMORFICHE

Nella parte basale dell'Unità tettonica della Falda Toscana a contatto con le sottostanti unità metamorfiche, la formazione del Calcare Cavernoso è ovunque interessata da fenomeni di cataclasi. In alcune aree di affioramento all'interno del Foglio 260 - Viareggio queste cataclasiti mostrano struttura e natura dei clasti differente, questo ha reso possibile distinguere all'interno del Calcare Cavernoso:

a) cataclasiti ad elementi di marmi e dolomie;
b) cataclasiti ad elementi di calcari retici e liassici.

2.1. - CATACLASITI AD ELEMENTI DI MARMI E DOLOMIE

Queste cataclasiti formano livelli continui e potenti (fino ad oltre 200 m) nella Valle del Fondo, a NO di Valdicastello, al di sopra dell'Unità tettonica di Massa. Solo pochi affioramenti si trovano in altre zone (dintorni di San Rocchino).

Si tratta di brecce tettoniche ad elementi di marmi, calcari e calcari dolomitici bianchi, grigi chiari e grigi, ed elementi di dolomie grigie. I marmi hanno aspetto "ceroide" quasi sempre evidente e dovuto a struttura finemente cristallina della roccia; questa struttura appare meno sviluppata nei litotipi con componente dolomitica. Non si sono trovati elementi di rocce a componente filladica. Le dimensioni dei clasti sono molto eterogenee, le più comuni vanno dal centimetro al decimetro e raramente superano alcuni decimetri. La loro forma è sempre a spigoli vivi, anche nei frammenti più piccoli.

Ovunque i clasti predominano sulla matrice, ma alla scala dell'affioramento queste brecce possono presentare aspetti abbastanza diversi. Talvolta l'insieme è più eterogeneo (primi tornanti della strada per Capezzano Monte poco a SE di Pietrasanta), dato da locali aggregati ben litificati di elementi a composizione diversa. Altrove si hanno volumi di brecce praticamente monogeniche a dominanti clasti di marmo bianco e grigi chiaro con matrice molto scarsa (M. Preti, Monteggiori, Capezzano Monte). Talvolta in queste brecce alcuni elementi di marmi hanno struttura saccaroide a grana grossa (talvolta con dimensioni dei granuli maggiori di quelli dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*).

La posizione di questa cataclasite, nella parte basale del Calcare Cavernoso, rende possibile l'ipotesi che essa derivi, almeno in parte, dalla deformazione di successioni mesozoiche metamorfiche al tetto dell'Unità tettonica di Massa, oggi non più affioranti.

L'assenza di un fabric meso e microscopico legato ad una deformazione di alta temperatura rivela che questa deformazione deve essersi attuata relativamente a freddo, probabilmente durante gli sviluppi della tettonica distensiva (D_2) legata al sollevamento apuano.

2.2. - CATACLASITI AD ELEMENTI DI CALCARI RETICI E LIASSICI

Queste cataclasiti si ritrovano nella parte sommitale della formazione del Calcare Cavernoso ed affiorano nella regione a oriente dell'allineamento Camaiore - M. Rocca dove, grazie all'elevata competenza, formano una balza morfologica piuttosto continua e caratteristica ben visibile nei versanti sud-occidentali dei

monti Gevoli, Gabberi e Lieto. Anche le pareti che chiudono la vallata di Stazzema sono per la maggior parte scolpite in quest'unità, che in certi punti (pareti NE di M. Lieto e O di M. Matanna) arriva a superare i 150 m di spessore.

Si tratta di brecce tettoniche di composizione eterogenea costituite da elementi quasi esclusivamente carbonatici: dominano i calcari grigi da chiari a scuri, meno spesso anche biancastri, grigio-verdi e rosati, derivati da originarie calcilutiti prive di ricristallizzazioni metamorfiche, ma sono anche rappresentati calcari dolomitici e dolomie. I clasti hanno taglia media di 2-5 cm, ma non mancano i volumi con clasti di dimensioni molto diverse (dal centimetro o meno fino a 15-20 cm).

La matrice è calcarea e in affioramento queste cataclasiti sono quasi ovunque molto compatte e tenaci, tanto che a luoghi sono state oggetto di tentativi di sfruttamento come materiale ornamentale (zone a N di Metato ed a O di Casoli).

Altri caratteri notevoli sono l'assenza sia di elementi metamorfici che di qualsiasi traccia di metamorfismo a carico di matrice ed elementi, inoltre non si distinguono orientazioni preferenziali dei clasti.

Queste cataclasiti sono interpretate come una breccia tettonica che si è prodotta principalmente a spese della porzione inferiore della formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* durante le fasi tettoniche estensionali (D_2).

2.3. - DEPOSITI DI ORIGINE CARSICA NELLE CATACLASITI

Quando le cataclasiti descritte in precedenza si trovato a diretto contatto con formazioni filladiche impermeabili (formazioni metamorfiche dell'Unità tettonica di Massa o dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.*) sono caratterizzate da sviluppo di cavità carsiche quaternarie. In queste cavità le acque ipogee depositano un cemento terrigeno-carbonatico fine che precipitando ingloba frammenti spigolosi di filladi, metareanarie e marmi. Queste brecce sono sicuramente di origine sedimentaria e hanno spessori molto esigui (qualche decina di metri) difficilmente cartografabili alla scala della carta. Queste brecce corrispondono a parte delle Brecce della Grotta all'Onda di SANI (1985).

Gli affioramenti più importanti si trovano nella finestra di Sant'Anna e nei pendii a O e SO di Monteggiori, lembi minori si incontrano subito a N di Capriglia, presso Monte Rose poco a O di Camaiore, nei dintorni di Sant'Andrea e nei versanti a O di Pedona.

Più in dettaglio i clasti sono rappresentati da filladi, cui si aggiungono frammenti di metarenarie, calcescisti e metacalcari. I frammenti variano da pochi millimetri ad alcuni decimetri (rare le taglie maggiori), con prevalenza delle dimensioni 1-5 cm. La matrice è costituita dalla frazione granulometrica più fine dei clasti e da quantità variabili di un cemento di colore da bruno a ocra, a composizione terrigena medio-fine e con subordinata componente carbonatica. Mentre i clasti (anche

quelli più minuti) hanno sempre natura metamorfica e polideformata, la matrice è del tutto priva di ricristallizzazioni e/o deformazioni pervasive.

Queste brecce si trovano alla base di tutte le cataclasiti viste in precedenza e la loro età di formazione è sicuramente quaternaria.

3. - LA FASE D_1

In questo capitolo sono illustrati gli effetti della fase deformativa D_1 nelle varie unità tettoniche.

3.1. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DELL'AUTOCTONO *Auctt.*

L'unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* affiora nella parte settentrionale del Foglio e nelle due finestre tettoniche di Sant'Anna e di Casoli a sud del crinale M. Ornato-M. Gabberi-S. Rocchino. In questa unità tettonica le strutture legate alla fase deformativa D_1 sono osservabili soprattutto negli affioramenti della parte settentrionale del Foglio, tra Seravezza e Ponte Stazzemese. Negli affioramenti presenti ad Est di Ponte Stazzemese e nelle finestre di Sant'Anna e Casoli le strutture tettoniche più evidenti alla scala dell'affioramento sono infatti legate alle fasi estensionali D_2 (Zona dello Stazzemese).

Tra Seravezza e Ponte Stazzemese affiorano rocce del Basamento ercinico e rocce della successione giurassica a M. Costa, a SE di Seravezza. Tutte queste rocce sono interessate da pieghe isoclinali fortemente non cilindriche a tutte le scale, da una foliazione di piano assiale S_1 che rappresenta la superficie strutturale più evidente alla scala dell'affioramento e da marcate lineazioni mineralogiche e di estensione (L_1). Alla mesoscala le pieghe mostrano fianchi assottigliati e cerniere ispessite.

La struttura plicativa più importante in quest'area è la sinclinale di M. Costa, una struttura di dimensioni chilometriche costituita da due nuclei di Metacalcari con selce separati da un'anticlinale di Marmi. Sono tutte pieghe che hanno la S_1 come foliazione di piano assiale, l'asse medio ha direzione NO-SE con immersione verso SE, e i piani assiali immergono verso SO con inclinazioni di circa 40-60°.

La deformazione D_1 è accompagnata da metamorfismo sincinematico di basso grado (scisti verdi). Nella formazione dei Marmi (es. M. Costa) una microstruttura granoblastica priva di evidenti orientazioni preferenziali della forma dei granuli di calcite si sovraimpone alla foliazione evidente in affioramento, indicando che una ricristallizzazione statica, e possibilmente anche l'acme del metamorfismo, è posteriore allo sviluppo delle principali strutture isoclinali e della foliazione principale S_1.

La S_1 si distingue in modo chiaro come foliazione di piano assiale delle strutture di M. Costa; la sua giacitura generale ha direzione NO-SE con inclinazioni verso SO. Nelle rocce paleozoiche non sono state rinvenute paragenesi di grado più alto di quello degli scisti verdi, indicando che alla fine dell'Orogenesi ercinica queste rocce dovevano essere non metamorfiche o comunque con un grado metamorfico basso, non superiore agli scisti verdi.

La lineazione di estensione L_1, evidente in tutti i litotipi, mostra direzione SO-NE con inclinazioni verso SO. Gli assi delle pieghe D_1 sono generalmente paralleli alle lineazioni di estensione L_1.

Tutte queste strutture deformative non sono evidenti nella formazione dei Grezzoni, che grazie alla propria composizione dolomitica conserva ancora tutti i caratteri sedimentari primari.

3.2. - Fase D_1 nell'Unità tettonica di Massa

Per i maggiori spessori ed estensioni d'affioramento, le filladi e scisti della Formazione del Monte Folgorito offrono i migliori esempi dell'assetto tettonico polideformato di quest'unità. In queste rocce, dalla micro alla megascala la struttura più evidente è la foliazione S_1, resa evidente dall'orientazione preferenziale dei minerali del metamorfismo sincinematico terziario e quasi ovunque parallela o ad angolo molto basso rispetto al *layering* litologico primario. Essa assume aspetti variabili a seconda dei litotipi: da una foliazione molto penetrativa nelle filladi e filladi quarzitiche si passa ad una foliazione più spaziata con il diminuire della frazione pelitica (quarziti filladiche e metaruditi arenitiche), infine appare sporadicamente nei metaconglomerati. In alcuni affioramenti la foliazione principale ripiega una foliazione precedente; data la difficoltà nell'attribuire in questi affioramenti a questa foliazione più antica strutture plicative cartografabili, è ancora in discussione se essa è risultato di un'evoluzione polifasica durante la Fase D_1 oppure se la foliazione più evidente in affioramento in questi casi sia da attribuire alla fase deformativa D_2.

Anche la lineazione di allungamento L_1 è riconoscibile in quasi tutti i litotipi. Essa è visibile sulla S_1 dalla disposizione orientata dei minerali metamorfici (fillosilicati, quarzo, ecc.), dalle ricristallizzazioni nelle *pressure shadows* dei porfiroclasti e, soprattutto, dalle forme allungate ed appiattite dei clasti nelle metaruditi. Si noti che in queste ultime rocce la forma più comune assunta dai porfiroclasti di varia dimensione è quella dell'ellissoide prolato: sovente questo fatto aiuta a riconoscere la giacitura della S_1 anche all'interno dei metaconglomerati e delle anageniti, come superficie di appiattimento massimo dei clasti.

A causa delle condizioni di affioramento scarsi sono gli esempi di pieghe D_1; le numerose interdigitazioni tra filladi e metaruditi, parallele alla S_1, non mostrano i caratteri delle pieghe e sembrano piuttosto da riferire ai rapporti primari tra i due

sedimenti clastici. Gli assi di pieghe e le lineazioni di intersezione di questa fase misurate in campagna (A_1) hanno direzione dispersa intorno a SO-NE, nell'insieme parallela a quella delle lineazioni L_1, mentre le variazioni di immersione ed inclinazione sono da imputare alle successive strutture plicative D_2.

3.3. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Le formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana affiorano principalmente nella parte orientale del Foglio: nell'area a NO di Camaiore affiora quasi esclusivamente la formazione triassica del Calcare Cavernoso, mentre a E e a S di Camaiore affiorano le formazioni più recenti.

Gli effetti della tettonica D_1 non sono molto evidenti in questa unità tettonica: le rocce risultano non metamorfiche e alla scala dell'affioramento una foliazione legata a questa fase (S_1) è osservabile solo raramente in zone di cerniera, ad alto angolo rispetto alla S_0. Pieghe legate alla deformazione D_1 non sono comuni e ugualmente difficoltoso è stato raccogliere informazioni sul senso di trasporto di questa unità tettonica durante la Fase D_1. Il senso di trasporto dell'Unità tettonica della Falda Toscana verso NE è invece ben documentato nelle aree adiacenti al Foglio.

Questa scarsità di informazioni sugli elementi strutturali a scala mesoscopica è dovuta alle generali non buone condizioni di affioramento e al fatto che l'Unità tettonica della Falda Toscana è interessata in tutta l'area del Foglio da un'intensa tettonica estensionale durante la Fase D_2, che rende difficile il riconoscimento delle strutture tettoniche D_1.

Sicuramente attribuibile a questa fase tettonica è l'intensa brecciatura tettonica del Calcare Cavernoso in tutta l'area del Foglio. Questa è la formazione basale dell'Unità tettonica della Falda Toscana e sicuramente ha agito come un orizzonte preferenziale di movimento durante le fasi di accavallamento dell'Unità tettonica della Falda Toscana sulle unità tettoniche sottostanti. In affioramento si osserva come tutto lo spessore della formazione sia interessato da cataclasi e come i caratteri primari della formazione siano ormai completamente obliterati.

Il processo di brecciatura tettonica del Calcare Cavernoso è sicuramente proseguito durante la Fase D_2, come testimonia lo sviluppo di cataclasiti che affiorano estesamente nel Foglio.

3.4. - FASE D_1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO

In questa unità sono assai scarse le strutture sicuramente legate a questa fase deformativa, soprattutto nella litofacies a dominante componente pelitica. Qui l'assetto strutturale prevalente è caratterizzato da una diffusa foliazione molto irregolare e discontinua (fig. 18), generalmente a basso angolo rispetto alla stratifi-

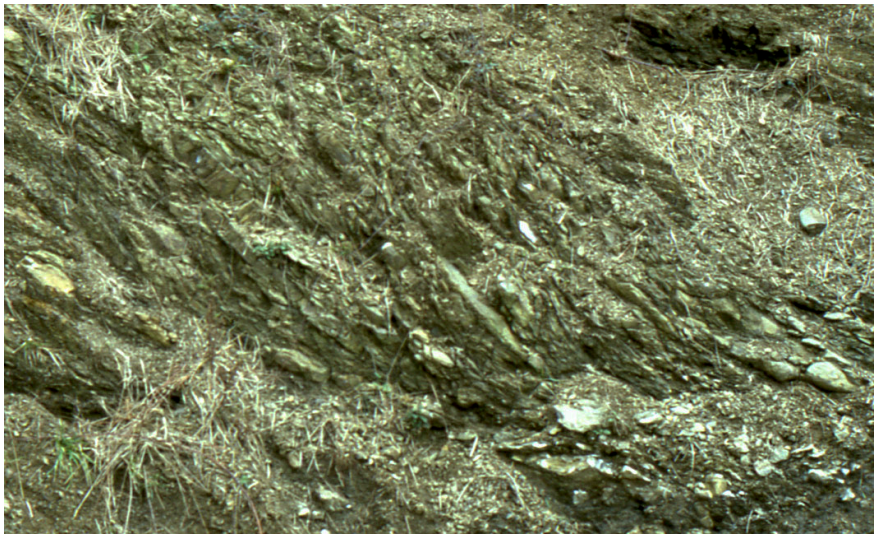


Fig. 18 - *Aspetto tettonizzato dell'Unità tettonica di Canetolo, formazione delle Argille e calcari di Canetolo, litofacies calcareo-argillitica. Colli di Pedona, a S del paese.*

cazione. La stratificazione si riconosce solo localmente in corrispondenza di alternanze pelitico-siltitiche meno disturbate, oppure in livelli di calcareniti, calcilutiti e areniti. Questi strati in genere hanno dimensioni medie da qualche centimetro a oltre il metro e per la maggior parte sono boudinati e dispersi nelle dominanti argilliti caotiche: ne risultano talvolta strutture simili a brecce sedimentarie.

Date le limitate aree di affioramento non è stato possibile indagare i rapporti tra la foliazione nei livelli argillitici della formazione delle Argille e calcari di Canetolo e le principali strutture plicative del Foglio e stabilire se essa si è originata durante le fasi D_1 oppure se è legata a deformazioni più antiche che hanno interessato il Dominio ligure e aree adiacenti.

3.5. - Fase D_1 nell'Unità tettonica di Ottone

A parte un esiguo spessore del Complesso di M. Veri poco a S dell'abitato di Casella (limite orientale della carta a nord-est di Piano del Quercione), quest'unità tettonica è rappresentata dalla sola formazione del Flysch di Ottone. Gli affioramenti delle formazioni dell'Unità tettonica di Ottone rispetto a quelle dell'Unità tettonica di Canetolo sono caratterizzate da una minore deformazione interna, con i caratteri primari delle rocce ancora ben preservati. Una foliazione è stata riconosciuta solo in rari affioramenti.

In nessun affioramento sono state osservate giaciture rovesciate, di conseguenza non è stato possibile individuare l'assetto a pieghe rovesciate e coricate che accompagnano la struttura regionale a sinclinale dell'Unità tettonica di Ottone, ben documentata più a N nell'Appennino ligure-emiliano (Val Trebbia, Val d'Aveto, Val di Taro) e tosco-emiliano (Lunigiana, Val Parma). È verosimile che il Flysch di Ottone del Foglio 260 - Viareggio appartenga al fianco diritto di questa megastruttura, ipotesi sostenuta anche dalla presenza del Complesso di M. Veri in serie diritta sotto il flysch poco a S di Caselle; tuttavia l'esiguità degli affioramenti e l'entità delle elisioni tettoniche D_2 rendono molto ipotetiche le ricostruzioni strutturali a scala regionale.

4. - LA FASE D_2

4.1. - FASE D_2 NELL'UNITÀ TETTONICA DELL'AUTOCTONO *Auctt.*

La fase deformativa D_2 è la fase responsabile dello sviluppo delle principali strutture tettoniche osservabili nella Zona dello Stazzemese, cioè nella area compresa tra Stazzema-Farnocchia-M. Lieto. Quest'area è caratterizzata da una foliazione molto penetrativa alla scala dell'affioramento (S_2) che è di piano assiale di pieghe isoclinali chilometriche. Questa fase è associata ad una forte deformazione interna delle rocce, che produce oltre all'intenso piegamento anche un assetto tettonico complicato con numerosi contatti tettonici ed importanti elisioni di serie. La formazione dolomitica dei Grezzoni implicata in queste strutture è ovunque cataclastica e spesso ha un aspetto cariato e vacuolare con frammenti più o meno pulverulenti che può ricordare alcune cataclasiti nella formazione del Calcare Cavernoso.

A differenza di quanto riportato in precedenti carte geologiche, in quest'area la foliazione principale è la S_2 in quanto:

a) in sezione sottile è evidente che la foliazione principale è ovunque crenulante una precedente foliazione (la S_1) marcata da minerali metamorfici, che sono da piegati a trasposti parallelamente alla foliazione principale. Anche a scala dell'affioramento le alternanze litologiche nei fianchi delle pieghe isoclinali sono trasposte parallelamente alla S_2;
b) contatti tettonici sin-metamorfici sono ripiegati da pieghe isoclinali; questi contatti tettonici sono particolarmente evidenti in campagna in quanto mettono a contatto formazioni di età anche molto diversa (es. Filladi Inferiori cambriane e Pseudomacigno terziario). Il rilevamento in campagna ha mostrato che queste pieghe isoclinali presentano la foliazione principale S_2 come scistosità di piano assiale e quindi i contatti tettonici devono essersi formati durante la precedente Fase D_1;

c) contatti tettonici paralleli alla foliazione principale interessano la formazione dei marmi. Questi contatti tettonici sviluppano microstrutture orientate solitamente assenti nella formazione dei Marmi sottoposta alla sola deformazione D_1, in quanto la ricristallizzazione statica post-D_1 produce microstrutture isotrope che obliterano evidenze di ricristallizzazione sintettonica D_1. Il fatto che questi marmi mostrino microstrutture orientate implica che queste (e quindi l'attività lungo il contatto tettonico) si siano formate durante la Fase D_2 e durante un sollevamento della crosta in quanto non interessate da ricristallizzazione statica.

In quest'area la giacitura della S_2 è suborizzontale o debolmente immergente verso NE, gli assi di queste pieghe hanno orientazione NO-SE con deboli inclinazioni verso SE. Sulla foliazione S_2 è evidente una lineazione d'allungamento (L_2), soprattutto lungo i livelli milonitici e nelle rocce con componente carbonatica. Questa lineazione è marcata da disposizione lineare dei minerali metamorfici sin-D_2, dalla riorientazione di minerali cresciuti durante la precedente fase deformativa (sin-D_1) e da tutti gli oggetti pre-tettonici contenuti nei protoliti (clasti di brecce, ecc.). La L_2 è orientata NE-SO, con deboli inclinazioni verso NE e E.

Sulla base delle evidenze sopra esposte è possibile prospettare per la Zona dello Stazzemese una strutturazione che è il risultato di un'evoluzione tettonica a pieghe isoclinali chilometriche sia durante la Fase D_1 sia durante la Fase D_2:

a) durante la prima fase deformativa D_1 (fig. 19a) il generale regime tettonico compressivo ha generato in questa parte delle Alpi Apuane pieghe chilometriche isoclinali: la Sinclinale di M. Corchia a nucleo di Pseudomacigno e l'Anticlinale del Retrocorchia a nucleo di rocce paleozoiche. Il fianco rovescio della Sinclinale di M. Corchia è interessato da importante laminazione tettonica, con rocce terziarie (Pseudomacigno) a diretto contatto con rocce paleozoiche (Filladi Inferiori). La foliazione S_1 traspone la stratificazione e il senso di trasporto tettonico durante questa fase è "top-NE";
b) durante la seconda fase deformativa D_2 (fig. 19b) il generale regime tettonico distensivo ha nuovamente generato nella Zona dello Stazzemese pieghe isoclinali chilometriche: la Sinforme di Stazzema che ripiega un contatto tettonico D_1 Filladi Inferiori/Pseudomacigno e l'Antiforme della Crepata, anch'essa a nucleo di Filladi Inferiori. Un'importante zona di taglio si sviluppa tra le due pieghe producendo rocce cataclastiche e milonitiche e determinando importanti elisioni tettoniche. Lungo questo contatto tettonico, che mette a contatto per centinaia di metri la formazione delle Filladi Inferiori con la formazione dello Pseudomacigno, si impostano le principali mineralizzaioni presenti nella Zona dello Stazzemese (Buca dell'Angina, miniera del Pollone presso Valdicastello, miniera di Monte Arsiccio, miniera del Canale della Radice, ecc.).

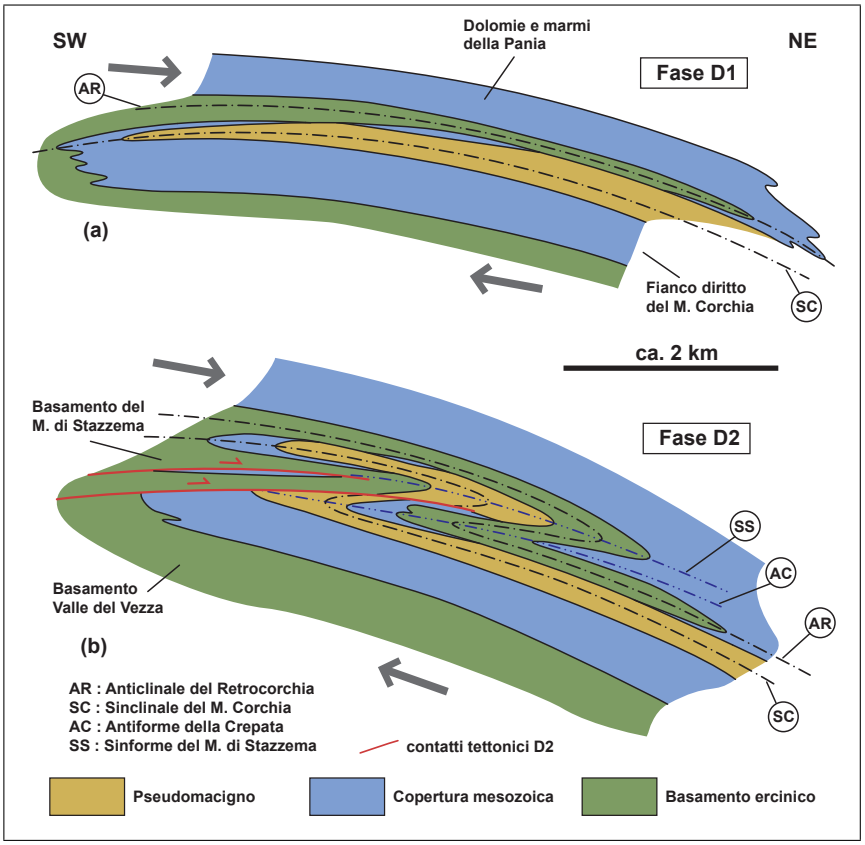


Fig. 19 - *Sezioni geologiche schematiche che illustrano l'evoluzione tettonica della Zona dello Stazzemese; alcune di queste strutture (es. Anticlinale del Retrocorchia e Sinclinale del M. Corchia) affiorano più estesamente nell'adiacente Foglio 249 - Massa Carrara. a) Geometria alla fine della prima fase deformativa (D_1). b) Geometria alla fine della seconda fase deformativa (D_2).*

4.2. - FASE D_2 NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Durante le fasi estensionali D_2 la successione dell'Unità tettonica della Falda Toscana è interessata da faglie normali a basso angolo che:

a) provocano importanti elisioni di serie, portando le formazioni più recenti (es, Macigno, Maiolica, ecc.) a diretto contatto con la formazione basale del Calcare Cavernoso;
b) provocano un'intensa cataclasi nella formazione del Calcare Cavernoso;
c) portano allo sviluppo di notevoli spessori di cataclasiti a prevalenti elementi di calcari non metamorfici retici e giurassici.

La più importante tra queste faglie normali è il contatto tettonico che mette a contatto a ovest di Pedona il Macigno con le formazioni metamorfiche dell'Unità tettonica di Massa. Questo contatto tettonico prosegue a nord di Camaiore alla base della Maiolica e la mette a contatto con le cataclasiti ad elementi di calcari retici e giurassici. Ancora più verso N questo contatto mette a contatto la formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (con al di sopra in successione diritta le altre formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana) con le cataclasiti ad elementi di calcari retici e giurassici. Il contatto poi continua verso nord-est (M. Matanna- M.Croce-Fornovolasco), rappresentando il limite del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane verso sud-est (vedi tav. tav. 1).

Spostandoci da Sud (Camaiore) verso Nord (M. Matanna) il contatto tettonico taglia formazioni sempre più antiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana, e molto probabilmente significa che originariamente il contatto tettonico immergeva verso nord. Questo contatto tettonico è ora deformato dagli ultimi eventi tettonici legati al sollevamento del duomo apuano e ha un'andamento ad antiforme, immergendo verso S nella zona di Camaiore e verso N-NE nella zona di Fornovolasco.

4.3. - FASE D_2 NELL'UNITÀ TETTONICA DI MASSA

Come già detto in precedenza, in queste Note tutte le scistosità penetrative presenti nell'Unità tettonica di Massa sono state dubitativamente considerate come un'evoluzione polifasica della Fase D_1, ne risulta quindi che alla Fase D_2 sono attribuite soprattutto pieghe aperte che ripiegano la foliazione principale.

Pieghe D_2 sono osservabili soprattutto lungo le incisioni a O e NO di Pedona e nei canali a N di Capriglia (fig. 20).

Negli affioramenti a O e NO di Pedona pieghe metriche da chiuse ad aperte deformano una S0 parallela alla S_1, rappresentata da alternanze di livelli filladici e metaruditici. Gli assi A2 hanno direzione N 100-120°E con inclinazioni di 10- 20° verso SE, invece i piani assiali hanno direzione N80-100°E e inclinazioni medie di 20-40° verso S. A N di Capriglia pieghe plurimetriche deformano alter-

Fig. 20 - *Pieghe D_2 nelle matarenarie e filladi della Formazione del M. Folgorito. Versante occidentale di M. Meto.*

nanze parallele alla S_1 di filladi e filladi quarzitiche con meno abbondanti quarziti e quarzoareniti. Anche qui gli assi hanno giacitura media con direzione NO- SE e inclinazioni deboli verso SE, mentre i piani assiali sono da suborizzontali a poco inclinati verso SO (più raramente anche verso E).

Le asimmetrie di queste strutture e delle strutture plicative minori associate indicano un locale senso di rovesciamento verso S e SO e sono interpretabili come legate a zone di taglio duttili D_2, inclinate nelle stesse direzioni e con cinematica normale. Queste pieghe sono quasi sempre accompagnate da una foliazione S_2 di piano assiale, che in generale mostra i caratteri tipici di un clivaggio di crenulazione oppure uno *slaty cleavage*.

Alla scala del Foglio la S_2 presenta giaciture medie molto variabili. Nella zona più settentrionale (dal limite Nord del Foglio fino alla trasversale di Rio Baccatoio, poco a SE di Pietrasanta) prevalgono le direzioni appenniniche (NO- SE) con immersioni verso SO. Nel settore sud-orientale del Foglio invece la S_2 assume immersioni sono verso S e SE. Questa variazione riflette la geometria delle megastrutture antiformi e sinformi che interessano tutte le unità tettoniche (vedi 4.5.).

4.4. - FASE D_2 NELLE UNITÀ LIGURI

A causa delle non buone condizioni di affioramento si sono riconosciute solamente alcune pieghe aperte con piani assiali e direzioni assiali variabili, che non permettono il loro inquadramento in quadro cinematico definito.

A grande scala nell'affioramento di Mommio Castello-Corsanico l'Unità tettonica di Canetolo e l'Unità tettonica di Ottone seguono lo stesso largo motivo sinforme disegnato dal sottostante Macigno. Più a S, nel vasto affioramento di Campo Romano-Piano del Quercione, si rileva una semplice struttura monoclinale immergente verso NE con inclinazioni medio-basse e con alcune deboli ondulazioni molto aperte intorno ad assi in direzione da N-S a N30°E, che deformano anche il contatto tettonico con la sovrastante Unità tettonica di Ottone.

Questa generale struttura monoclinale è confermata dal piccolo affioramento di Macigno, poco ad oriente di Poggio del Quercione, e verso meridione è interrotta da una faglia normale fortemente inclinata verso SSO. Nelle pendici settentrionali di questo colle le rocce di quest'unità sono laminate tra Macigno e Flysch di Ottone.

4.5. - STRUTTURE COMUNI ALLE VARIE UNITÀ TETTONICHE

In questo capitolo vengono illustrati alcuni lineamenti tettonici di tipo duttile e fragile che interessano tutta la pila delle unità tettoniche e i loro reciproci contatti.

4.5.1. - *Strutture antiformi e sinformi*

Nell'area del Foglio sono presenti pieghe aperte di dimensioni chilometriche, aventi assi inclinati verso SE e piani assiali verticali, che interessano la terminazione periclinale verso SE delle unità tettoniche delle Apuane meridionali. Si riconoscono due antiformi, Antiforme del Gabberi e Antiforme di Monteggiori, separate dalla Sinforme di Valdicastello.

La prima di queste strutture è sulla prosecuzione sud-orientale dell'Antiforme di Ruosina, gia citata a proposito dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* e la cui geometria è seguita anche dai livelli cataclastici di base e dalle formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana. La zona di cerniera corrisponde alla dorsale M. Lieto-M. Gabberi, ha direzione NO-SE e immerge verso SE in modo che la struttura va a terminare sotto le formazioni più recenti dell'Unità tettonica della Falda Toscana nel tratto fra Camaiore e Metato. Il fianco orientale corrisponde alla zona di M. Gevoli-Casoli ed appare inclinato verso ESE per la suddetta immersione assiale della struttura; invece il fianco occidentale occupa la vasta fascia di territorio che dalla trasversale Ripa Seravezza - T.Vezza arriva fino a Salapreti - T. Lucese, attraverso la finestra di Sant'Anna.

La giacitura monoclinale verso O e SO di questo fianco viene interrotta, da M. Anchiana verso SE, dalla seconda antiforme ancora con asse NO-SE e poco inclinato verso SE e con a nucleo le metamorfiti dell'Unità tettonica di Massa. L'esposizione più chiara della struttura è lungo la valle del Rio Baccatoio, mentre il fianco orientale si segue dall'altezza di M. Anchiana fino alla confluenza Lombricese-Lucese e quello occidentale corrisponde alle colline pedemontame tra Pietrasanta e Capezzano Pianore.

Infine, la Sinforme di Valdicastello coincide con la fascia compresa tra i fianchi SO dell'Antiforme del Gabberi e NE dell'Antiforme di Monteggiori; ha ancora asse con la medesima giacitura e un profilo ben delineato nel versante sud- orientale di M. Anchiana, che diviene più aperto e articolato verso SE nella zona di Montebello.

Queste tre ampie strutture sono ben definite lungo la trasversale Capezzano Pianore-Ponte Stazzemese (quasi coincidente con la sezione geologica), ma si noti che: a) la Sinforme di Valdicastello non è più distinguibile a NO di M. Anchiana e b) poco più verso Seravezza, lungo la sezione Pietrasanta-Ruosina, scompare anche l'Antiforme di Monteggiori poiché il fianco SO dell'Antiforme del Gabberi si estende in monoclinale senza interruzioni fino ai depositi della pianura.

Tutte queste strutture antiformi e sinformi si sono originate durante gli stadi finali del sollevamento del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane durante la Fase D_2. Il loro sviluppo è legato alla presenza di faglie dirette immergenti verso SO (le faglie principali con rigetto maggiore) e verso NE (le faglie antitetiche). Le strutture antiformi si originano al letto delle maggiori faglie dirette.

4.5.2. - *Le faglie tardive*

Come faglie "tardive" si intendono le faglie ad alto angolo sviluppatesi durante gli stadi più recenti del sollevamento apuano, caratterizzate da cinematiche prevalentemente dirette con subordinati movimenti trascorrenti.

Le faglie sono quasi del tutto concentrate nelle unità non metamorfiche, in particolare nella Falda Toscana, dove isolano piccole depressioni tettoniche separate da blocchi sollevati. Tra le depressioni più marcate citiamo quelle di Corsanico e Marignana: esse sono spesso state descritte come sinformi al cui nucleo affiorano le formazioni delle Unità liguri di sopra del Macigno, ma è indubbio che i loro profili sono accentuati dalla presenza di faglie dirette.

La sinforme di Corsanico è bordata a SO da faglie con direzione NO-SE immergenti verso ENE che si esauriscono verso Mommio Castello e aumentano di rigetto verso SE, lungo la trasversale di Montramito-Stiava. Sull'altro lato, poco a N di Stiava la struttura è limitata da una faglia N-S e molto inclinata verso O, che mette il Macigno di Cima dei Colli quasi a contatto con il Flysch di Ottone

di Bargecchia; è probabile che la faglia si esaurisca sotto la piana alluvionale di Stiava, dal momento che non se ne trovano tracce nella collina di Caselle.

La sinforme di Marignana (a NE della sinforme di Corsanico) è ancora limitata da due faglie dirette delle quali quella sud-occidentale potrebbe prolungarsi verso NO, sotto la piana di Camaiore, per collegarsi alle faglie dirette ipotizzate nei dintorni di Montebello.

Le strutture fragili più evidenti comunque sono le faglie dirette che interessano la formazione della Maiolica della Scaglia Toscana immediatamente a NE di Camaiore. Hanno tutte direzione NO-SE e immersione verso SO, solo due sono antitetiche rispetto alle dominanti (inclinate verso NE) in modo da isolare altrettanti ristretti settori tettonicamente depressi: il primo di questi ha al centro il Macigno di Colle Carbonaia mentre il secondo, più spostato verso NE, abbassa notevolmente la Maiolica nella valle a SO di Metato. Le due depressioni sono separate da un minuscolo horst che nella valle suddetta e in quella adiacente a Salapreti porta ad affiorare il Calcare Massiccio.

In tutte queste aree il rigetto delle faglie non appare molto importante, forse non superiore ad alcune centinaia di metri, ma esso sembra aumentare verso SE nell'adiacente Foglio 261 - Lucca. In direzione opposta è invece evidente che tutte queste faglie diminuiscono di rigetto: a NO dell'allineamento F.so di Camaiore-T. Lombricese ne rimangono alcune d'importanza solo locale, mentre oltre la trasversale Monteggiori-M. Gabberi sono praticamente assenti.

Nel quadro delle strutture fragili molto recenti e della loro influenza sul modellamento morfologico, un cenno particolare merita la conca pianeggiante di Camaiore, compresa tra i versanti sud-occidentali dei monti Gabberi e Prana (Foglio 261 - Lucca) e l'alto morfologico di M. Moneta-Colli di Pedona. È una depressione di natura tettonica, come dimostra lo spessore di 140 m dei depositi recenti e attuali al di sopra del substrato roccioso, rivelato da sondaggi profondi. Come accennato, tale depressione dev'essere in relazione con le faglie normali a rigetto verso SO e con le poche antitetiche a rigetto contrario rilevate all'intorno dell'area: il conseguente bacino è stato progressivamente colmato dall'accumularsi di depositi alluvionali.

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - RISORSE MINERARIE

1.1. - INTRODUZIONE

Le più importanti mineralizzazioni delle Alpi Apuane si concentrano nel settore meridionale del gruppo montuoso e una buona parte di queste ricadono nell'area del Foglio 260 - Viareggio (fig. 21). L'attività estrattiva, attualmente ovunque terminata, ha interessato la zona a partire dal periodo etrusco ed è stata molto importante alla fine dell'ottocento e all'inizio del secolo scorso, proseguendo con alterne vicende e fortune fino ad una decina di anni fa (GUIDONI, 1840a, 1841; PILLA, 1845; SIMI, 1855; CAILLOUX, 1857; D'ACHIARDI, 1873; BLANCHARD, 1887; D'ACHIARDI, 1920; PELLOUX, 1922; SAGUI, 1924, 1933; DESSAU, 1935; LOPES PEGNA, 1953; CAROBBI & RODOLICO, 1976; MATRAIA, 1976; PIPINO, 1977; FABRETTI & GUIDARELLI, 1980; CIPRIANI & TANELLI, 1983; AZZARI, 1990; BALDI, 1990; MASCARO *et alii*, 1991; BENVENUTI *et alii*, 1992, 1993a,b; AQUATER S.P.A., 1994; LATTANZI *et alii*, 1994; ABELA, 1995; MANCINI, 1998; BARTELLETTI *et alii*, 2008-2009).

Nell'area esistono ancora molte infrastrutture come centri di lavorazione e gallerie, ed in alcuni casi queste ultime mostrano interessanti affioramenti di mineralizzazioni in gallerie facilmente accessibili. Per un quadro più completo sulle attività minerarie nell'area delle Alpi Apuane e una descrizione dettagliata delle singole miniere, anche dal punto di vista storico-archeologico, si rimanda agli stu-

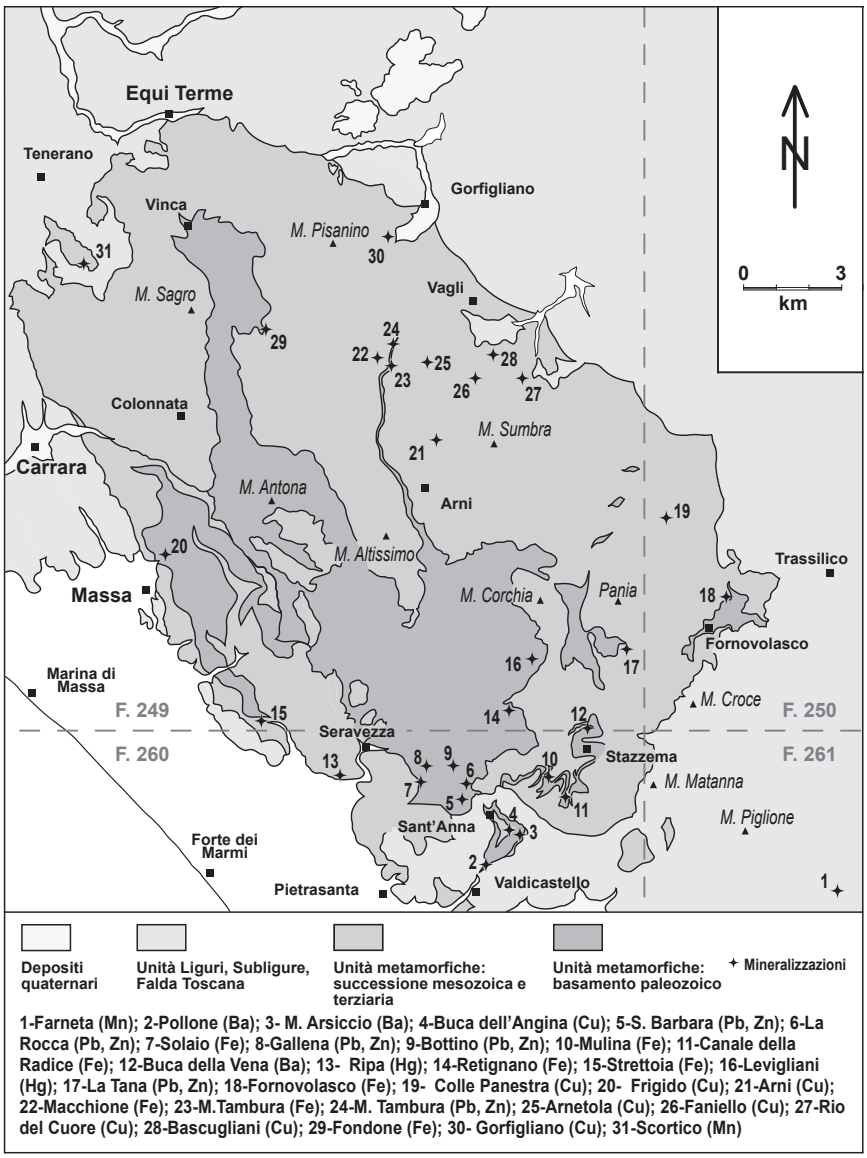


Fig. 21 - *Principali giacimenti minerari delle Alpi Apuane (da* CARMIGNANI et alii*, 1972, modificato). A tratteggio sono indicati i limiti dei fogli a scala 1:50.000.*

di della Regione Toscana sull'inventario del patrimonio minerario e mineralogico in Toscana (MASCARO *et alii*, 1991).

La varietà dei minerali dei giacimenti apuani ha indotto numerosi studi a carattere mineralogico fin dal secolo XIX, 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 tramite l'analisi strutturale alla luce delle interpretazioni faldiste (CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1976, 1978a; CIARAPICA *et alii*, 1985).

Come già discusso in precedenza, gli studi geologico-strutturali compiuti negli ultimi decenni nell'area apuana hanno permesso di stabilire una evoluzione polifasica complessa delle unità metamorfiche, con lo sviluppo di contatti tettonici sinmetamorfici di tipo duttile durante le deformazioni sia compressive che estensionali. È verificato che per la maggior parte i giacimenti apuani sono localizzati sia lungo contatti tettonici sinmetamorfici estensionali (faglie normali a basso angolo), sia lungo faglie normali ad alto angolo, a testimonianza del fatto che la messa in posto delle mineralizzazioni ha accompagnato tutta la distensione crostale connessa con l'esumazione del complesso metamorfico. Tale contemporaneità ha determinato geometrie generalmente complesse dei corpi minerari, una caratteristica che ha da sempre compromesso il valore economico dei giacimenti a causa della loro frammentazione e scarsa continuità. L'entità dell'estensione legata al sollevamento è stata molto più importante nella zona meridionale rispetto a quella settentrionale del Complesso metamorfico apuano, e questo ha condizionato la distribuzione delle mineralizzazioni, quasi tutte concentrate nelle Alpi Apuane meridionali.

1.2. - GIACIMENTOLOGIA ED EVOLUZIONE METALLOGENETICA

Le associazioni mineralogiche presenti nelle Alpi Apuane possono essere suddivise nei seguenti tipi (CORTECCI *et alii*, 1985):

a) ossidi di Fe (śpirite) e quarzo (Casone e Macchione);
b) Fe (Mn, Cr) siderite (barite) - quarzo (Strettoia)
c) barite - ossidi di Fe (Mn) - pirite - quarzo (siderite) (Valdicastello, Fornovolasco)
d) carbonati, silicati e ossidi di Mn, pirite, ematite e quarzo (Scortico);
e) solfuri di Cu (Fe, Pb, Zn,), quarzo, calcite (Vagli, Colle Panestra)
f) solfuri di Cu (Fe, Ni, Sb, As, Bi, Pb, Zn) e solfosali - siderite, quarzo (valle del Frigido)
g) solfuri di Pb, Zn, Ag, (Cu, Fe, Sb, As, Au) e solfosali - barite - fluorite, quarzo, tormalina, carbonati (Bottino)
h) solfuri di Hg (Sb, Zn, Fe) - quarzo (Levigliani, Ripa).

Le mineralizzazioni sono ospitate prevalentemente nelle formazioni del basamento paleozoico e in corrispondenza dei contatti tettonici fra le rocce paleozoiche ed i Grezzoni, in misura minore invece all'interno dei Grezzoni e lungo il contatto Grezzoni-Marmi. Negli ultimi decenni ricerche hanno evidenziato l'esistenza di tre principali eventi metallogenici nell'area apuana (LATTANZI *et alii*, 1994): fase paleozica, fase mesozoica medio-triassica, fase cenozoica oligo- miocenica.

Un evento di età paleozoica è proposto per le mineralizzazioni della zona del Bottino-Gallena-S. Barbara (BENVENUTI *et alii*, 1989), secondo un modello genetico che prevede la formazione di pre-accumuli tormalinitici paleozoici in ambiente vulcanico (magmatismo bimodale tardo-caledoniano) a seguito di fenomeni di tipo esalativo-idrotermale. Successivamente durante l'evoluzione dell'orogene ercinico sarebbe intervenuto un processo polifasico di mobilitazione di metalli ed altri elementi dalle rocce attraversate ad opera di fluidi di natura metamorfica. Le mineralizzazioni di vena attualmente esistenti si sarebbero formate a seguito della deposizione del contenuto in metalli dei fluidi suddetti in strutture filoniane.

Secondo un'altra ipotesi l'origine dei fluidi mineralizzanti è stata invece attribuita all'esistenza di un corpo magmatico intrusivo profondo. Questo avrebbe indotto mineralizzazioni in corrispondenza d'importanti contatti tettonici (DESSAU, 1935; NARDI, 1961; CARMIGNANI *et alii*, 1972). Questi ultimi autori considerano inoltre che la zonalità dei giacimenti polimetallici attorno alle manifestazioni pneumatolitico-idrotermali del Bottino, fino a quelle a mercurio di Ripa e Levigliani, sia un indizio a favore dell'origine magmatica per i giacimenti apuani.

La fase metallogenetica mesozoica, ancora oggetto di dibattito, è messa in relazione da alcuni autori (TANELLI, 1983; CIARAPICA *et alii*, 1985; COSTAGLIOLA *et alii*, 1990) ad un magmatismo basico (es. Prasiniti di Punta Bianca e M. Brugiana nell'Unità tettonica di Massa) in un contesto paleogeografico quale quello che caratterizzava l'area del rift abortito pre-tetideo nell'Unità di di Massa tra il Permiano superiore e il Triassico medio.

La fase metallogenetica cenozoica connessa alla formazione dell'orogene appenninico è unanimemente considerata come responsabile dell'attuale assetto dei depositi di minerale nell'area apuana. Tutte le mineralizzazioni nell'area del Foglio 260 - Viareggio sono sistematicamente ubicate lungo contatti tettonici che caratterizzano la Zona dello Stazzemese, e le deformazioni dei minerali e delle ganghe che li contengono dimostrano che le mineralizzazioni si sono formate quando la tettonica era ancora attiva.

Di seguito vengono descritti i principali giacimenti delle Apuane meridionali compresi nel Foglio 260 - Viareggio: le miniere del Bottino (solfuri misti), di Gallena (solfuri misti), di Valdicastello (solfuri misti, pirite, barite), di S. Barbara (o dell'Argentiera o di S. Anna, solfuri misti, ossidi di Fe), di M. Arsiccio (barite, pirite, ossidi di Fe), del Canale della Radice (ossidi di Fe) e di Ripa (Hg). Informa-

Tab. 1 - *Produzione e risorse delle principali miniere del Foglio 260 - Viareggio (da* LATTANZI et alii*, 1994). Ba=barite; Ba+Fe = barite e ossidi di ferro; py = pirite; Pb, Zn = blenda, galena e ossidi di zinco; Hg = sulfuri di mercurio; Ag = argento.*

Miniera	*Produzione (P) e Risorse (R)* (in tonnellate)
Bottino-Gallena-Vitoio	Pb=4000 (P), Ag=22 (P), Zn=600 (P)
Pollone (Valdicastello)	Ba+Fe = 320000 (P)
Monte Arsiccio - Buca dell'Angina	Py = 65.000 (P), Fe = 70.000 (P), Pb = 20 (P), Ag = 0,050 (P)
Strettoia	Fe = 1000 (P), 200000 (R)
Ripa	Hg = 600 (P)
Canale della Radice - Calcaferro	Fe = 10000 (P), 100000 (R)
Santa Barbara - Argentiera di S.Anna	Py = 8500 (P), 3500 (R)

zioni sull'entità della produzione e delle risorse nelle varie miniere sono riportate in tab. 1.

1.2.1. - *Miniera del Bottino*

Una delle più importanti miniere delle Alpi Apuane è quella del Bottino, ubicata sul versante settentrionale di M. Ornato nel Comune di Stazzema. Si pensa che la coltivazione di minerale in quest'area avvenisse già nel periodo etrusco, mentre il periodo di maggiore attività estrattiva si è realizzato durante XVI secolo e nel periodo compreso fra gli anni 1918 e 1930; la miniera fu definitivamente chiusa nel 1969 (BLANCHARD, 1887; D'ACHIARDI, 1920; PELLOUX, 1922; CASAGRANDE, 1982; CIPRIANI & TANELLI, 1983; BENVENUTI *et alii*, 1992; MANCINI, 1998).

L'interesse non solo economico per questa miniera è ampiamente testimoniato dai numerosi lavori a carattere mineralogico-giacimentologico che la riguardano, ai quali si rimanda per una più completa descrizione delle mineralizzazioni e delle ipotesi genetiche del giacimento (GRATTAROLA, 1876; D'ACHIARDI, 1883, 1903; PELLOUX, 1923; SAGUI, 1924, 1933; DESSAU, 1935; GARAVELLI, 1957, 1962; AMODIO MORELLI & MENCHETTI, 1969; MORELLI & MENCHETTI, 1969; CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1976; DUCHI *et alii*, 1988; BENVENUTI *et alii*, 1989, 1991; BENVENUTI, 1991; BENVENUTI *et alii*, 1992; MASCARO *et alii*, 2000; ORLANDI *et alii*, 2002).

I filoni mineralizzati sono interamente incassati nella formazione delle Filladi Inferiori del Basamento paleozoico, hanno spessore variabile fino ad un massimo di circa 3 metri, direzione appenninica e immergono verso O-SO con inclinazione di 50-70°. Questi filoni sono tagliati da faglie talvolta mineralizzate ("incrociatori") con direzione N-S. La giacitura dei filoni è concordante, localmente subconcordante, con la scistosità principale.

La mineralizzazione mostra una paragenesi costituita da galena, calcopirite, pirrotina, pirite, tetraedrite, boulangerite e minerali minori quali ullmannite, gersdorffite, pirargirite, Ag-pentlandite, stibina, jamesonite, covellina, calcocite, cassiterite (BENVENUTI *et alii*, 1989). La galena, oltre ad un arricchirnento in Ag, presenta un tenore costantemente elevato in Sn (fino a 720 ppm). La blenda delle geodi (marmatite) presenta tenori in Fe più elevati rispetto al minerale del corpo filoniano. La presenza di minerali di Ni (ullmannite, gersdorffite e Ag-pentlandite) caratterizza la mineralizzazione del Bottino differenziandola dal distretto minerario della Toscana meridionale nel quale manca qualunque mineralizzazione a Ni e il rapporto Co/Ni è maggiore di uno.

La mineralizzazione del Bottino è costituita principalmente da galena argentifera con percentuali minori, ma sempre assai sensibili, di vari solfoantimoniti di piombo. Abbondanti sono anche blenda estremamente ferrifera (marmatite), pirrotina, calcopirite, pirite, tetraedrite, arsenopirite, meneghinite, boulangerite. La ganga è principalmente costituita da quarzo, siderite e mica. Legata alla mineralizzazione è l'associazione mineralogica complessa nota in letteratura come "tormalinolite" (o tormalinite), costituita da prevalente tormalina con quarzo, mica bianca, carbonati, clorite, apatite, zircone, rutilo, pirrotina, pirite, arsenopirite e galena. Le tormaliniti si ritrovano in livelli centimetrici all'interno sia delle Filladi Inferiori che dei Porfiroidi e scisti porfirici.

Caratteristica di tutta la mineralizzazione è l'intensa deformazione subita dai riempimenti filoniani, osservabile in affioramento e confermata da osservazioni microscopiche, principalmente a luce riflessa (quarzo finemente frantumato nei solfuri, pirrotine distorte e con estinzione ondulata, ricristallizzazione pavimentosa di aggregati di galena e solfosali, ecc.).

Vari sono stati i modelli genetici formulati per spiegare il giacimento del Bottino. La mineralizzazione è sintettonica di età terziaria, con una prima fase pneumatolitica responsabile della formazione delle tormaliniti e degli elevati tenori in Sn della galena. Successivamente si avrebbero mineralizzazioni legate a deformazione tettonica, come testimoniato dalla contemporanea presenza di mineralizzazioni pretettoniche, sintettoniche e post-tettoniche.

Le mineralizzazioni conclusive post-tettoniche si avrebbero comunque in condizioni di relativa alta termalità, come evidenziato dalla presenza di cristalli indeformati di marmatite e pirrotina. Molte sono comunque le ipotesi genetiche

alternative.

BERGMANN (1969) e CIARAPICA *et alii* (1985) propongono per le tormaliniti una genesi connessa a magmatismo sinsedimentario triassico con locali rimobilizzazioni metamorfiche; BENVENUTI *et alii* (1989) propongono invece un'età paleozoica per la formazione delle tormaliniti, con processi di mobilizzazione e riconcentrazione dei metalli durante il Terziario a seguito degli eventi tettono-metamorfici alpini.

1.2.2. - *Miniera di Gallena*

È situata nei pressi del paese di Gallena immediatamente a nord-ovest della miniera del Bottino (MATRAIA, 1978), con la quale condivide caratteristiche strutturali e paragenetiche. Non è stato accertato con sicurezza il collegamento tra le due mineralizzazioni, anche se è documentata la prosecuzione del filone Senicioni-Sciorinello della miniera del Bottino verso nord-ovest. La miniera di Gallena è stata sfruttata con brevi gallerie e tutte risultano oggi inaccessibili.

1.2.3. - *Miniera di S. Barbara (o dell'Argentiera o di S. Anna)*

La miniera è nota anche come Miniera dell'Argentiera o Minera di S. Anna. Questo giacimento, ubicato sui versanti meridionali del M. Rocca e del M. Ornato, è costituito da un filone principale con direzione NO-SE ed immersione verso SO, parallelo alla scistosità principale ed ai contatti tettonici osservabili nell'area (CARMIGNANI *et alii*, 1976).

Sono presenti due tipi di mineralizzazioni: un sistema filoniano incassato nelle Filladi Inferiori paleozoiche con paragenesi a galena, blenda, pirite, calcopirite, tetredite, meneghinite, bournonite, boulangerite, covellite, digenite, quarzo, siderite e calcite; corpi lentiformi lungo i contatti tettonici tra le Filladi Inferiori e la copertura carbonatica triassico-liassica (Grezzoni, Marmi), caratterizzati da una paragenesi a magnetite, pirite, ematite, galena, siderite, calcite e quarzo.

Come già visto per la miniera del Bottino, le rocce paleozoiche del basamento metamorfico in prossimità delle mineralizzazioni sono intensamente "tormalinizzate". La natura epigenetica della tormalina è evidente sia alla scala dell'affioramento che in sezione sottile. Le sue relazioni con gli elementi strutturali delle rocce incassanti dimostrano che, come le mineralizzazioni a cui è associata, essa si è messa in posto successivamente allo sviluppo della scistosità principale durante le deformazioni distensive (CARMIGNANI *et alii*, 1975).

Come abbiamo già ricordato, la mineralizzazione a pirite e ossidi di ferro della Miniera di S. Barbara interessa il contatto tettonico tra i Porfiroidi ed i sottostanti Grezzoni e Marmi. Alle quote più alte (gallerie Del Fabbro q. 623, Bussoli q. 706, dell'Acqua q. 728 e la Fontana q. 750) la mineralizzazione si trova tra i Porfiroidi

a tetto ed i Marmi a letto. Alle quote inferiori (Galleria S. Barbara q. 554 e Ribasso S. Barbara q. 585) la mineralizzazione è al contatto tra i Porfiroidi e i Grezzoni.

Nella zona mineraria del Pollone, presso Valdicastello, affiorano filoni a barite, pirite e solfuri misti che sembra rappresentino la prosecuzione verso oriente della mineralizzazione di S. Barbara.

1.2.4. - *Miniera di Monte Arsiccio*

Questa miniera di barite, pirite e ossidi di Fe, coltivata fino a tempi recenti, è ubicata sul versante nord-occidentale del M. Gabberi circa 1 km a nord-est del giacimento di Valdicastello.

La mineralizzazione interessa una fascia intorno al contatto tra le Filladi Inferiori e i Grezzoni sovrastanti. Gli affioramenti del giacimento principale hanno direzione NE-SO e si sviluppano per circa 600 m lungo il contatto filladi-dolomie. Il contatto tra la mineralizzazione e le rocce carbonatiche è molto irregolare e sono inclusi nel minerale grandi blocchi rotondeggianti di calcare dolomitico che confermano la sostituzione della roccia carbonatica da parte della mineralizzazione. È interessante notare che verso S il giacimento è troncato da una faglia antiappenninica (non cartografata alla scala della carta); faglie con direzione SO-NE sono note da tempo anche nel giacimento di Valdicastello.

1.2.5. - *Miniera della Buca dell'Angina*

Un'altra mineralizzazione collegata allo sviluppo tettonico tardivo nella finestra tettonica di S. Anna è costituita dal filone a solfosali di rame in ganga di barite e fluorite della Buca dell'Angina (TANELLI *et alii*, 1991; MANCINI, 1997). La mineralizzazione è impostata su faglie ad andamento N-S subverticali, successivamente carsificate all'interno delle dolomie dei Grezzoni. Il filone, di potenza massima intorno al metro, è costituito da una matrice quarzosa contenente zone con mosche e filoncelli di tetraedrite (con interessanti tenori in Hg e Au) e bande di barite e fluorite inquinata da minerali secondari di Cu (azzurrite, malachite).

1.2.6. - *Miniera del Canale della Radice*

Si tratta di un giacimento a pirite, con pochissimi ossidi di Fe, che affiora sul versante meridionale della conca di Stazzema e a varie quote lungo il Canale della Radice. Tradizionalmente le coltivazioni dell'alto corso del Canale della Radice vengono chiamate Miniera di Farnocchia, mentre quelle più a valle prendono il nome di Miniera di Calcaferro. L'attività delle miniere, iniziata nel XVII secolo e ripresa in modo industriale nel 1920, fu rivolta all'estrazione della pirite e magnetite da parte di alcune società private dal 1921 al 1930, dal 1941 al 1943 e dal 1947 al 1960. Dal 1962 al 1968 furono compiuti limitati saggi di ricerca.

Sul fondovalle del Canale della Radice la formazione dello Pseudomacigno è sormontata da un elemento tettonico costituito da un nucleo estremamente laminato di Filladi Inferiori e Porfiroidi, in contatto tettonico con livelli discontinui di Grezzoni e Marmi. La mineralizzazione ha interessato il contatto tettonico, sostituendo i piccoli lembi di Grezzoni e Marmi.

Oltre che lungo il Canale della Radice, piccoli affioramenti di carbonati mineralizzati si rinvengono, lungo lo stesso contatto tettonico, sia più ad O nella valle del Fosso delle Rove, che più ad E presso la confluenza del Fosso di Pomezzana nel Canale della Radice. Cone già accennato, l'entità della mineralizzazione appare direttamente controllata dalla presenza di lenti di marmo e di dolomia lungo questo contatto tettonico. Sia le rocce filladiche che quelle carbonatiche sono inoltre attraversate da filoncelli di quarzo con pirite. Nelle Filladi Inferiori è frequente la tormalinite sia in filoncelli discordanti rispetto alla scistosità che in ghiandole. Frammenti di tormalinite e di quarzo filoniano si trovano nelle cataclasiti associate ai vari contatti tettonici.

Le Filladi Inferiori sono attraversate da un fascio di filoni (alcuni fino a circa 1 m di spessore) costituiti da quarzo con pirite o da barite con tracce di ematite. I filoni sono nettamente discordanti con la locale scistosità principale, e in basso terminano contro i Grezzoni ed i Marmi, che a partire da questi filoni sono parzialmente sostituiti da ossidi di Fe e pirite. In alto essi vengono bruscamente troncati al contatto con l'elemento tettonico sovrastante, localmente costituito da litotipi carbonatici cataclastici; dentro questi ultimi non si trova mai traccia di mineralizzazione.

1.2.7. - *Miniera di Ripa*

Si tratta di un giacimento a solfuri di Hg (cinabro) di limitata estensione, interamente posizionato nelle filladi dell'Unità tettonica di Massa.

Il corpo mineralizzato ha direzione generalmente appenninica e immersione verso SO (ZACCAGNA, 1932; CARMIGNANI *et alii*, 1972; CAROBBI & RODOLICO, 1976; CIARAPICA & PASSERI, 1982; DINI *et alii*, 2001). La mineralizzazione, consistente in venette e corpi irregolari a ganga quarzosa di 1-3 cm di spessore, si presenta concordante con la scistosità principale, lungo zone di taglio e con caratteristiche sinmetamorfiche, ed è probabilmente legata alle fasi deformative distensive duttili (DINI *et alii*, 2001).

La scoperta di questo giacimento risale al 1836 ed è stato coltivato in sotterraneo e a cielo aperto fino al 1851 (ZACCAGNA, 1932). Negli anni 1842- 1848 furono scavate varie gallerie con una divisione dei lavori in tre società esercenti. Nel 1919-1921 furono compiuti solo scarsi lavori di ricerca. Dal 1946 la società Motosi e Porciatti, poi Aldo Motosi Spa di La Spezia, fece compiere una discontinua attività estrattiva fino al 1970.

1.2.8. - *Miniera di Strettoia*

Giacimento con indizi di escavazioni etrusche sfruttato a partire dal XVII secolo, ma riesplorato dal 1917 in sotterraneo con pozzi, gallerie in direzione e discenderie, per una lunghezza di circa 300 m in direzione e 50 in profondità. Dal 1938 al 1942 il giacimento fu riattivato dalle società Francesconi e Rimifer con l'escavazione di altre gallerie e l'estrazione di limitate quantità di ossidi di ferro.

Il giacimento è costituito da una piccola massa lenticolare di limonite che affiora nei litotipi dell'Unità tettonica di Massa come sostituzione di un livello marmoreo intercalato negli scisti (CARMIGNANI *et alii*, 1972). La lente ferrifera si trova a poca distanza dal contatto tettonico con il Calcare Cavernoso dell'Unità tettonica della Falda Toscana e presenta giacitura concordante con quella delle rocce incassanti. Il giacimento ha una potenza di circa 8-9 m e continua in profondità oltre i limiti raggiunti dalle ricerche, con una stima di oltre 200.000 tonnellate di minerale di buona qualità al 50-60% in Fe. I lavori non vennero proseguiti per problemi di venute d'acqua (MONETTI, 1922).

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

L'attività estrattiva di pietre ornamentali ha reso famose le Alpi Apuane nel mondo ed in particolare sono celebri i giacimenti marmiferi coltivati dall'antichità. Nell'area interessata dal Foglio 260 - Viareggio sono presenti cave di pietre ornamentali e cave di dolomia nella zona montuosa, mentre nella zona collinare e della pianura si trovano cave di inerti.

2.1. - CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI

2.1.1. - *Cave di marmo*

Cave di marmo si ritrovano nella zona di M. Costa e Ponte Stazzemese, attualmente quasi tutte inattive.

Le varietà merceologiche dei marmi di M. Costa sono rappresentate da bianco ordinario e venato con subordinato bardiglio e arabescato. Le cave sono a cielo aperto e sono costituite generalmente da un unico gradone. Nel versante meridionale del monte (località Ceragiola, Solaio, Vitoio) si trovano cave di marmi grigi (nuvolati) e bianchi venati abbandonate, dove sono documentate tracce di attività preromana e di successiva coltivazione a partire dal XIII secolo.

Nelle cave di marmo di Ponte Stazzemese la varietà estratta più pregiata è nota come "bardiglio fiorito". Si tratta di un marmo di colore grigio da chiaro a bluastro con venature grigie scure fino a nere, coltivato fino a metà degli anni settanta. In quest'area le cave hanno sempre limitata estensione e sono sia del tipo sottotecchia che a gradoni. Altre zone di cava presentano marmi venati o grigi.

Nell'area di Farnocchia e di Ponte Stazzemese sono diffusi numerosi saggi di cava e piccole cave attualmente non attive nel Cipollino. Si tratta di marmi ricchi in clorite noti commercialmente anche come Verde Apuano, caratterizzati da uno fondo verde con venature verde scuro e vene biancastre di calcite.

2.1.2. - *Cave di brecce marmoree*

Nel Foglio 260 - Viareggio cave di brecce di marmo si trovano nella formazione delle Brecce di Seravezza. Si tratta di metabrecce poligeniche con clasti marmorei bianchi e rosa e subordinatamente dolomitici con cemento policromo. Tale materiale non è più coltivato industrialmente, ma è di grande valore commerciale per utilizzi in restauri ed arredamenti. Attualmente è attiva una cava in sinistra idrografica del Canale delle Muline ubicata lungo la strada tra Ponte Stazzemese e Mulina. Si tratta di una piccola cava sottotecchia che si sviluppa in sotterraneo. Il materiale estratto è noto commercialmente con vari e fantasiosi nomi: Breccia Africana o Africano di Stazzema, Breccia Caprara, Breccia Cenerina, Breccia Medicea, Breccia Fior di Pesco, Breccia di Stazzema, Breccia Persichina, Breccia Montalto, Breccia Gialla-Viola, Breccia Violetta Smyrne, Skyros d'Italia ed altri ancora.

Sono inoltre presenti piccoli saggi di cava presso Ponte Stazzemese nei Calcari di Retignano. Il materiale è costituito da metacalcari e calcari dolomitici nodulari e brecciati, è piuttosto pregiato ed è noto commercialmente con il nome di Rosso Rubino e Breccia Arlecchina. Attualmente non viene svolta attività estrattiva.

2.1.3. - *Cave di Pietra del Cardoso e Ardesia Apuana*

Si intende con il nome commerciale di Pietra del Cardoso la porzione della formazione dello Pseudomacigno costituita da metarenarie a grana da media a grossolana, di colore grigio, caratterizzata da una scistosità poco sviluppata. Con questo tipo di materiale, praticamente non gelivo e di buona resistenza meccanica, vengono prodotte lastre grezze per l'edilizia utilizzate nella realizzazione di scale, davanzali, soglie, mensole ecc.

Nell'area del Foglio 260 - Viareggio sono presenti alcune cave attive di Pietra del Cardoso ubicate nei dintorni dell'abitato di Pomezzana. L'attività delle cave di Pietra del Cardoso ha subito negli ultimi anni un forte incremento produttivo, con progressione di cave a fossa e a pozzo e con alcune problematiche relative alla sicurezza dei fronti di scavo (COLI & LIVI, 2003; OGGERI & VINAI, 2003).

Dalla stessa formazione dello Pseudomacigno viene estratta l'Aredesia Apuana, che rappresenta la porzione pelitica della formazione. Vengono estratte lastre di colore nerastro caratterizzate da una marcata fissilità planare (CARRIERO, 1978).

2.2. - ALTRE CAVE

2.2.1. - *Cave di dolomia*

Viene segnalata un'unica cava nella formazione dei Grezzoni presso Ponte Stazzemese, oggi non attiva, nella quale si estraeva dolomia che frantumata e polverizzata in loco era destinata a polveri per additivi e per cementi.

2.2.2. - *Cave di inerti*

Nella zona collinare del Foglio varie cave di inerti sono aperte nella zona di affioramento del Calcare Cavernoso e sono attualmente tutte inattive. In alcune di queste sono in funzione impianti di granulazione. Una cava di inerti inattiva localizzata a NE del Lago di Porta, immediatamente a monte della S.S. Aurelia, è stata recentemente adibita a discarica di rifiuti non pericolosi (marmettola).

Nella zona lacustre adiacente il Lago di Massaciuccoli sono ubicate varie cave di sabbia silicea, attualmente inattive. L'estrazione iniziò alla fine del XVI secolo, ma la sabbia venne utilizzata industrialmente a partire dal XVIII secolo e destinata agli opifici di Seravezza per la segagione del marmo (PEDRESCHI, 1956). Nel corso degli anni il progredire dell'attività d'escavazione nella zona lacustre ha prodotto un espandersi progressivo di bacini artificiali e lo sviluppo di depressioni con profondità tra i 15 e i 20 m e pareti con inclinazioni variabili tra 20° e 30° (PANDOLFI, 1974).

La sabbia silicea è coperta da un deposito torboso che può raggiungere uno spessore massimo di circa una decina di metri e costituisce una sorta di "capellaccio". Tale deposito, asportato per l'estrazione della sabbia, fu sfruttato per la produzione di combustibile (PANDOLFI, 1974).

3. - IDROGEOLOGIA

3.1. - LINEAMENTI IDROGRAFICI DELLA PIANURA

L'area del Foglio 260 - Viareggio comprende gran parte dei bacini del F.so Versilia, del F.so Camaiore, del Lago di Porta e del Lago di Massaciuccoli, più alcuni corsi minori che sfociano direttamente a mare. Tutti i corsi d'acqua hanno le proprie sorgenti sul versante occidentale delle Alpi Apuane e nella piana seguono direzioni diverse a causa dei numerosi interventi antropici finalizzati al miglioramento delle condizioni idrauliche del territorio. Tutti i corsi d'acqua presentano un regime torrentizio con portate estremamente variabili tra la stagione estiva e quella autunno-invernale.

3.1.1. - *Il Fosso Versilia*

Nasce nel Comune di Seravezza dalla confluenza tra il T. Serra, la cui sorgente è ubicata nel versante S del M. Altissimo, ed il T. Vezza, proveniente dal Gruppo delle Panie. Ha un bacino imbrifero di circa 115 km^2 ed una lunghezza, considerando l'asta principale che nasce a Fonte di Moscoso poco a nord-est di Stazzema (angolo SO del Foglio 250 - Castelnuovo Garfagnana), di circa 21 km dei quali 7 nella sola parte pianeggiante dalle strette di Corvaia (quota 28 m s.l.m. dove sbocca nella piana versiliese). Mantiene un corso naturale fino alla località Pontaranci-San Bartolomeo dove compie una brusca deviazione verso ovest verso il Lago di Porta realizzata artificialmente a partire dal XVI secolo. In questo tratto il fiume riceve le acque del Rio Bonazzera (che drena i versanti tra Ripa e Strettoia), del Rio di Strettoia e del Canale di Montignoso (proveniente da N dalla zona del Pasquilio); lo sbocco a mare avviene in località Cinquale. Una sintesi delle opere idrauliche intraprese sul corso d'acqua si può reperire in PADERI (1935), (CAVAZZA, 1986), (GIOVANNINI, 1993) e (MUSETTI, 1999).

Anticamente il F.so Versilia divagava disordinatamente nel pianura versiliese con due rami principali: uno verso sud, corrispondente all'attuale corso della Gora degli Opifici, ed un secondo verso sud-ovest corrispondente in parte agli attuali alvei dei fossi Fiumetto e Tonfano. Le acque, ostacolate dai cordoni dunari litoranei, avevano difficoltà di sbocco a mare dando origine ad ampie aree palustri nell'immediato retroterra che va da Forte dei Marmi a Le Focette. Una testimonianza storica riporta che il fiume "...andava a morire verso la inferiore campagna di Valdicastello, al di qua del torrente Baccatoio, spagliando le sue acque per la campagna medesima, con grandissimo suo pregiudizio e con pregiudizio della pubblica salute, attesi i ristagni che lasciava in più punti, i quali putrefacendosi appestavano l'aria di cattive esalazioni...". Nel Medio Evo il suo corso fu incanalato nella foce di Motrone, ove esisteva un porto fiorente.

Per salvaguardare la zona costiera dalle alluvioni e provvedere, con il carico solido del fiume, alla bonifica per colmata del Lago di Porta, il Granduca Cosimo I negli anni 1569-1573 costruì un canale per il deflusso di parte delle piene del Versilia verso il Lago di Porta. Successivamente questo canale fu ulteriormente allargato da Maria Cristina nel 1617. Questa deviazione del F.so Versilia provocò una notevole diminuzione delle portate del ramo meridionale (Gora degli Opifici) causandone un interrimento progressivo che ebbe come risultato anche l'interrimento del porto di Motrone. Opere idrauliche sul corso della Gora degli Opifici consentono oggi a questo corso d'acqua di raccogliere e drenare verso Motrone le acque dei rilievi attorno a Pietrasanta tra Pontaranci e Ponte Baccatoio.

3.1.2. - *Il Fosso di Camaiore*

Ha origine presso Camaiore, ad una quota di 26 metri s.l.m., dalla confluenza dei torrenti Lucese e Lombricese. Il primo nasce ai piedi del versante orientale del Monte Prana, aggira il Monte Pedone quindi con un'ampia ansa verso nord, si dirige verso l'abitato di Camaiore; il secondo nasce ai piedi del Monte Matanna, segue un percorso più o meno rettilineo con direzione NE-SO e dopo l'abitato di Camaiore si unisce al T. Lucese in località Ai Frati. Il bacino imbrifero ha una estensione di circa 49 km^2 interamente ricadenti nel Comune di Camaiore (GIOVANNINI, 1993). L'alveo è naturale fino alla stretta del Ponte di Sasso e poi diviene pensile e rettilineo verso SO fino alla località Cateratte (tra l'autostrada A12 e la ferrovia Genova-Pisa), da qui prende il nome di Fossa dell'Abate e piega a O-SO segnando il confine tra Viareggio e Lido di Camaiore fino alla costa.

Come il Versilia, lungo la piana il F.so Camaiore non ha un alveo naturale, ma è stato soggetto a rettifiche e modifiche varie (PADERI, 1935; GIUSTI, 1986; BENZIO, 1987). Fin dall'anno mille dal Ponte di Sasso il corso si dirigeva verso Motrone passando per le attuali località di Paduletto, Carraia, Giardo e confluendo nel Rio Baccatoio. Le sue ripetute alluvioni danneggiavano il basso territorio di Pietrasanta (Le Focette) formando anche estese paludi nella depressione del Giardo. Questa situazione fu causa di lunghe contese tra i confinanti pietrasantini e camaioresi finché nel 1533 il fiume venne deviato dal suo antico alveo, ristretto fra argini e direzionato nella Fossa dell'Abate per lo sbocco a mare.

3.1.3. - *Il Rio Baccatoio*

Il Rio Baccatoio, detto Fosso di Motrone nel tratto che precede la foce, è un modesto corso d'acqua a regime torrentizio attestato nel bacino minerario di Valdicastello, ma viene ad assumere una certa importanza nel tratto planiziale come colatore artificiale della depressione bonificata posta fra le conoidi dei fossi Versilia e Camaiore. La testata è formata dalla confluenza del Canale di Fondo e del Canale dei Molini.

Il bacino misura complessivamente 45 km^2, di cui 12 km^2 intramontani e 33 km^2 planiziali, dove, in sinistra orografica, raccoglie anche per sollevamento meccanico artificiale i deflussi di un denso ventaglio di fossi e scoline. In destra vi confluiscono il Fosso della Quadrellara (di bonifica), la Gora degli Opifici ed il Fosso di S. Maria (provenienti dai colli circostanti Pietrasanta).

3.1.4. - *Il Lago di Massaciuccoli*

Per omogeneità di descrizione si comprendono nella presente descrizione del Lago di Massaciuccoli aspetti e caratteri che rientrano sia nel Foglio 260 - Via-

reggio, sia nell'adiacente Foglio 261 - Lucca, che sono necessari a completare le informazioni sull'elemento idrologico trattato.

Il bacino idrografico del Lago di Massaciuccoli è situato nelle province di Lucca e di Pisa (comuni di Viareggio, Massarosa e Vecchiano) e ricade in larga parte all'interno del Foglio 260 - Viareggio. Il bacino idrografico è ampio circa 114 km^2 ed è delimitato verso nord dal rilevato della via di Montramito, verso est dai rilievi dei Monti d'Oltre Serchio - Monti di Massarosa dove è situato il punto più elevato di tutto il bacino (465 m del Monte Ghilardona, Foglio 261 - Lucca), mentre verso sud è rappresentato dal F. Serchio (Foglio 272 - Marina di Pisa). Verso il mare il limite del bacino è definito dalla presenza di uno spartiacque sotterraneo mobile individuato nella falda acquifera della duna costiera.

L'origine del bacino è ben riconducibile alle vicende che hanno caratterizzato l'evoluzione della pianura versiliese a partire dalla fine del Pleistocene. La chiusura dell'alveo lacustre sarebbe avvenuta nel periodo "ipsitermale" (circa 6000 anni or sono), corrispondente al massimo dell'accumulo eolico delle dune costiere (GIOVANNINI, 1993). Una volta isolato, lo specchio lacustre è andato soggetto ad un lento ma inesorabile processo di interrimento ed impaludamento che ne ha ridotto l'estensione e la profondità, a causa degli apporti del Serchio, del Camaiore e dei minori immissari dai colli circostanti e dai tomboli.

Il territorio adiacente al lago è stato oggetto di bonifica sin da tempi storici, della quale una dettagliata descrizione si trova in GIUSTI (1986), (BENZIO, 1987), (GIOVANNINI, 1993) e (MERIGGI & SPANDRE, 1996) e (Consorzio di Bonifica Versilia-Massaciuccoli, 2006). Prescindendo dagli interventi realizzati in epoca romana (scavo delle Fosse Papiriane) e fra il XVIII ed il XIX secolo per opera dello Stato Lucchese, gli interventi idraulici di maggiore rilevanza sono stati eseguiti tra gli anni 20 e '40 del secolo scorso in seguito all'introduzione di pompe idrovore; le aree bonificate e gli impianti idrovori, attraverso cui si realizza la bonifica, sono gestiti, dal 1997, dal Consorzio di Bonifica Versilia-Massaciuccoli.

Il Lago di Massaciuccoli presenta in generale tutte le caratteristiche dei laghi costieri, un'ampia descrizione sia geografica che socio-economica è stata fatta da (PEDRESCHI, 1956). Il lago ha oggi un'estensione di circa 7 km^2 compresa entro l'isoipsa di +1 m s.l.m.; il fondale si stabilisce tra 1,0 e 2,5 m di profondità in quasi tutto lo specchio d'acqua che dista circa 4 km dal mare (AMOS *et alii*, 2004). La distanza dal mare e la forma non rispettano strettamente i canoni dei laghi costieri (SPANDRE & MERIGGI, 1997): tali aspetti trovano giustificazione nel fatto che la notevole distanza dalla costa è dovuta alla grande massa dei depositi fluviali portati dal sistema Arno-Serchio e allineati dalle correnti marine contro il lago, che in origine non doveva essere lontano dal mare.

Esistono tuttavia dei fattori geomorfologici che mostrano come il lago dovesse comunicare con il mare non solo attraverso la foce di Viareggio (verso la quale

i romani fecero confluire le Fosse Papiriane, attuali Burlamacca e Malfante), ma anche attraverso altre aperture situate tra le dune litorali. A conferma di tutto ciò sarebbero le isoipse dei 2 e 3 metri (PADERI, 1935; SPANDRE & MERIGGI, 1997) che mettono in evidenza degli sbocchi di comunicazione del bacino con la costa tra le dune a Torre del Lago e Migliarino.

Il Serchio a sud ed il Camaiore a nord sono stati gli agenti colmatori principali della depressione; attualmente le arginature artificiali dei due corsi d'acqua, la mancanza di grosse quantità di sedimenti provenienti da questi ultimi e l'allontanamento dal mare, hanno limitato il processo di interrimento naturale, che attualmente è dovuto agli apporti derivanti dal sistema della bonifica.

La circolazione delle acque superficiali è regolata dalle sistemazioni idrauliche realizzate nel bacino: dei corsi d'acqua fluenti dai rilievi solo due si gettano direttamente nel lago, mentre i restanti recapitano o nell'area palustre o nei sottobacini di bonifica dove le acque sono convogliate attraverso il reticolo di drenaggio agli impianti idrovori e quindi sollevate nel lago o nell'area palustre. Il recapito delle acque del lago in mare è infine complicato dalla complessità naturale del sistema mare-laguna costiera. Poiché il battente idraulico del lago oscilla durante l'anno tra circa -0.5 m s.l.m. e + 0.5 m s.l.m.

Il Canale Burlamacca, principale emissario del lago, svolge la sua funzione solo quando il livello del lago è superiore a quello del mare, mentre nei mesi estivi si ha una generale inversione del flusso delle acque superficiali. Questo ingresso delle acqua comporta un aumento della salinità del lago. Già a partire dal XVIII secolo si era cercato di impedire l'ingressione di acque marine nello specchio lacustre, per cui, a circa un chilometro dalla foce furono realizzate da B. ZENDRINI delle cateratte, le Porte Vinciane, il cui funzionamento è legato alle relazioni tra battente idraulico del canale e del mare.

Recentemente (Settembre 2009), a causa del cattivo funzionamento delle suddette porte, è stata inaugurata una paratoia mobile sul canale Burlamacca, in grado di alzarsi ed abbassarsi automaticamente a seconda del grado di salinità dell'acqua del lago, rilevato da una serie di sensori posti sul canale.

Il Canale Burlamacca recapita nel porto di Viareggio un volume medio annuo di acqua stimato in circa 35 Mm^3/anno. L'altro emissario, il Canale della Bufalina, è stato recentemente riattivato ed il suo funzionamento, legato all'accensione di una idrovora, è intermittente e avviene al superamento della quota +0.40 m s.l.m. del battente idraulico del lago.

Gli unici corsi d'acqua naturali presenti nel bacino sono quelli provenienti dai monti di Massarosa e di Quiesa (Foglio 261 - Lucca), tra i quali si distinguono il Rio di Bozzano ed il Rio di Quiesa. Le bonifiche a sud del lago recapitano nel lago stesso per mezzo delle idrovore del sottobacino di Vecchiano e del sottobacino di Massaciuccoli, mentre il Fosso Barra-Barretta in estate funge da emissario in

quanto le acque vengono utilizzate per scopi irrigui.

Il più importante tra i canali emissari è il Canale Burlamacca, che ha una lunghezza di 9,5 km, una pendenza modestissima e sfocia a mare nel porto di Viareggio. Altri emissari del lago sono i fossi Malfante, Venti e Quindici che sfociano nel Burlamacca all'altezza delle Cave di San Rocchino. Il Fosso della Bufalina, situato poco a sud di Torre del Lago, era stato scavato come emissario del lago ma attualmente non ha più questa funzione a causa dei frequenti interrimenti della foce e dell'asta; attualmente drena le acque della Macchia di Migliarino e della Macchia Lucchese a sud della Tenuta Borbone e le recapita al lago o verso mare, essendo presente una soglia lungo il suo corso.

Al Burlamacca confluisce inoltre tutta la rete di canali della Macchia Lucchese (nord) e dei terreni tra Viareggio e Torre del Lago. Presso le Porte Vinciane il canale riceve inoltre le acque provenienti dal compluvio che si attesta su Stiava, dal Monte Meto e dalla bonifica nord di Viareggio (Gora di Stiava, Canale Sassaia-Fosso Farabola, Fosso Fiumetto o Fossa Pisana, antico scolmatore del Camaiore).

Un cenno merita anche il piccolo laghetto di Montramito, che rappresenta il relitto della terminazione nord-occidentale del Lago di Massaciuccoli. L'invaso occupa una depressione alimentata da una copiosa risorgenza carsica (al contatto tra i calcari del colle di Montramito ed il Macigno. Il laghetto copre un'area di circa 6 km^2 , ha una quota di +1.5 m s.l.m. ed una profondità di 6-7 m dal piano campagna. Un antico emissario del laghetto era il Fosso Selice che correva parallelamente alla via di Montramito confluendo nel Burlamacca. Navigabile fino agli inizi del secolo scorso, adesso è in pratica scomparso a causa della costruzione della zona industriale di Massarosa.

Infine un accenno alle attività legate al Lago di Massaciuccoli. Fino agli anni '40 fu utilizzato come pista d'atterraggio per gli idrovolanti dell'Aeronautica Militare e Civile, in seguito il bacino del lago è stato sede di una attività estrattiva di sabbia silicea (PANDOLFI, 1974) e di torba. L'escavazione è stata molto intensa ed ha portato alla formazione di numerosi specchi d'acqua profondi ("chiari") determinando scompensi all'ecosistema.

3.1.5. - *Il Lago di Porta*

Il piccolo lago di Porta è sito nella pianura costiera a cavallo tra le province di Lucca e di Massa-Carrara (comuni di Pietrasanta e Montignoso). Completamente circondato dai campi, spesso sfugge all'osservazione e di conseguenza è poco conosciuto. Il primo naturalista, un botanico, che si occupò di questo specchio d'acqua fu SIMI (TOMEI & BARTELLETTI, 1977) che lo descrive come una palude circolare formata dalle espansioni delle acque di alcuni rii e fossi. La più antica memoria di questo lago si trova in un diploma del 4 marzo 1329 dell'Imperatore Lodovico IV e non se ne hanno segnalazioni prima di questa epoca; questo fatto e

la scoperta di una pietra miliare romana (MAZZANTI & PASQUINUCCI, 1983) fanno giustamente supporre che la formazione di questa palude risalga ad un periodo storico non molto antico.

Nella storia evolutiva del lago è stato determinante l'intervento antropico diretto, attraverso opere idrauliche di varia natura. In antichità il F.so Versilia sboccava a mare in corrispondenza delle foci di Fiumetto, del Tonfano e di Motrone. Le frequenti alluvioni in quella parte di pianura indussero COSIMO I negli anni 1569-1573 a costruire un canale per il deflusso delle piene del Versilia verso il Lago di Porta, successivamente questo canale fu ulteriormente allargato da MARIA CRISTINA nel 1617. Con gli apporti del Versilia il Lago di Porta si colmò molto velocemente e con la piena del 1885 il lago si ridusse ad uno stagno. Durante la Prima Guerra Mondiale il Lago di Porta divenne sede di un campo di aviazione e a tale scopo si cambiò il corso del fiume. Fu colmato il ramo che si dirigeva nella bassa palustre e fu ostruito il ramo più a mare che convogliava le acque direttamente alla foce. Il fiume fu voltato verso monte per poi fargli fare un gran cerchio intorno al campo d'aviazione. Attualmente il perimetro è di circa due chilometri per lo più arginato; durante il XX secolo gran parte dell'alveo è andato scomparendo perché utilizzato come discarica di marmettola e materiali vari.

L'unico immissario del lago è un modestissimo corso d'acqua denominato Fossa Fiorentina la cui sorgente si trova ai piedi delle Rupi di Porta, al contatto tra la formazione rocciosa del Calcare Cavernoso ed i sedimenti alluvionali della pianura. L'emissario è un fosso che drena le acque nel Canale di Montignoso. Ciò che resta del Lago di Porta è stato dichiarato oggi zona protetta e gode di tutte le salvaguardie e vincoli naturalistici.

3.2. - LINEAMENTI IDROGEOLOGICI DELLA PIANURA

Uno studio completo sull'idrogeologia della piana versiliese è quello redatto in più fasi da FERRARI *et alii* (1986). Ulteriori studi sono stati svolti in tempi più recenti da vari Autori su aree più limitate (SALVATORI & SPANDRE, 1995; MARCHISIO & D'ONOFRIO, 1997; CORTOPASSI, 1999; FERRARI *et alii*, 1999; CORTOPASSI, 2000; SALVATORI, 2000) con l'obiettivo di valutare gli effetti dell'ingressione di acque salate negli acquiferi sabbiosi.

L'interpretazione stratigrafica mostra l'esistenza di un bacino nel quale i sedimenti dei 100 metri superiori si sono formati in epoche recentissime. Questo è costituito, nella parte meridionale del foglio, da un'alternanza di livelli sabbiosi e argillosi passanti, verso nord, a un orizzonte indifferenziato di ghiaie di origine alluvionale che costituisce anche la base degli stessi sedimenti argillosi e sabbiosi. Le torbe superiori hanno poca importanza dal punto di vista idrogeologico, in quanto per il loro esiguo spessore e la loro limitata estensione interessano solo marginalmente la falda.

I due orizzonti argillosi, intercalati alle sabbie e idrogeologicamente impermeabili, costituiscono il tetto o la base dei livelli sabbiosi e ghiaiosi impedendo i rapporti tra le acque contenute in quest'ultimi.

Il livello di conglomerato ("calcestruzzo") al tetto delle ghiaie di conoide separa queste dalle sabbie marine sovrastanti. Questo orizzonte cementato è anch'esso impermeabile e costituisce un diaframma tra le sabbie e le ghiaie impedendo la comunicazione tra le acque di questi due orizzonti.

I livelli di sabbie e ghiaie sono invece formazioni idrogeologiche permeabili sede di acquiferi. Le sabbie marine superiori, che si estendono su quasi tutta la pianura, sono limitate verso l'interno dalle ghiaie di conoide e costituiscono, assieme a queste ultime, un acquifero a falda libera: si tratta di sabbie ben classate, con buona permeabilità, limitate verso il basso da argille lacustri.

L'orizzonte delle ghiaie di conoide ha una doppia funzione. Nella parte settentrionale interna della pianura, dove è in affioramento, forma l'acquifero a falda libera; nelle restanti aree della pianura, in corrispondenza delle quali si trova a varie profondità, è limitato al tetto da orizzonti impermeabili costituendo quindi un acquifero confinato.

L'orizzonte delle sabbie marine inferiori si incontra nella parte meridionale della pianura. È anch'esso un acquifero confinato, ma non costituisce una buona riserva d'acqua a causa del suo limitato spessore.

Nella pianura versiliese la falda libera è contenuta quindi negli orizzonti costituiti dalla sabbie marine superiori e dalle ghiaie di conoide. Inoltre sono presenti altre falde, tutte in pressione, in corrispondenza sia delle sabbie marine inferiori che in una successione di sottili livelli lenticolari all'interno delle ghiaie di conoide.

Su base morfologica è possibile dividere la pianura in tre fasce:

a) fascia pedemontana, è la zona posta a coronamento dei rilievi collinari e che in genere rappresenta i maggiori livelli freatici. In quote assolute rispetto al livello marino, si va da circa -16 m della conoide del Versilia presso Ripa e Pozzi, fino a -6 e -2 m nelle parti rispettivamente apicale e distale della conoide del Camaiore. L'orizzonte sabbioso-ghiaioso sede della falda è in questa zona ricoperto da un sottile strato di alluvioni a matrice siltosa che molto spesso la rendono leggermente artesiana. Rappresenta la zona di ricarica dell'intera falda acquifera costiera in coincidenza con gli affioramenti calcarei collinari o con la presenza di grosse conoidi allo sbocco delle valli importanti;
b) fascia pianeggiante intermedia, si tratta di una serie pressoché continua di aree depresse in genere bonificate che ricevono apporti idrici da tutto il sistema che li circonda. La superficie freatica si trova spesso sotto il livello marino (-1.5 m) laddove anche il piano di campagna mostra quote sotto lo zero o prossime ad esso. I valori minimi della superficie freatica si registrano negli specchi aperti

dalle cave di sabbia silicea (Brentino, San Rocchino, Lago di Massaciuccoli): questo è dovuto sia al pompaggio delle idrovore del Consorzio di Bonifica, sia all'evaporazione naturale degli specchi d'acqua che è quattro volte maggiore rispetto al terreno. Ciò provoca un ulteriore abbassamento della superficie delle acque libere nelle cave che vengono a trovarsi a quote inferiori rispetto alla superficie freatica esercitando perciò un drenaggio nei confronti della falda stessa;

c) fascia dunare, sede di un alto freatimetrico allungato parallelamente alla costa (quote tra +0.5 e +1.0 m s.l.m.). L'alimentazione di questa fascia di territorio è prevalentemente meteorica e per tale ragione la falda risente dei forti emungimenti stagionali.

Considerata la buona permeabilità dei terreni e la concentrazione di insediamenti umani (sia civili che industriali) in tutta la piana, questo acquifero è molto vulnerabile all'inquinamento per cause antropiche. Esso è anche soggetto ad un tipo di inquinamento "naturale" causato dall'ingressione di acque marine, fenomeno più o meno accentuato dall'eccessivo emungimento delle acque di falda per usi diversi. È da evidenziare comunque che l'elevata piovosità dell'area contribuisce a mantenere un certo equilibrio ed a mitigare gli effetti negativi dell'ingressione del cuneo salino.

Gli studi di MARCHISIO & D'ONOFRIO (1997) effettuati mediante sondaggi elettrici verticali nella Macchia Lucchese e nella Macchia di Migliarino hanno evidenziato un andamento normale del cuneo salino che si esaurisce a circa un chilometro dalla linea di riva; andamenti simili sono stati altresì riscontrati nella parte nord del foglio nel Comune di Forte dei Marmi.

L'ingressione di acque marine in falda è dovuta principalmente alla risalita dell'acqua di mare lungo i fiumi ed i fossi che sfociano in mare, soprattutto in concomitanza di forti libecciate e scarse portate dei corsi d'acqua. Numerosi prelievi ed analisi del contenuto in cloruri e di conducibilità elettrica lungo i corsi d'acqua mostrano una forte contaminazione di acque salate molto all'interno, in particolare: lungo il corso del Versilia fino alla confluenza del Rio di Strettoia; lungo F.so di Motrone, F.so del Secco, Lama della Torre; lungo il C. Burlamacca e nei chiari del Bacino di Massaciuccoli; all'interno del bacino dei chiari del Brentino.

Per quanto riguarda il F.so Fiumetto, esso era considerato come una delle cause della salinizzazione della falda nella località di Roma Imperiale (Forte dei Marmi). La costruzione di una paratia mobile sulla foce, che regola il flusso dell'acqua aprendosi e chiudendosi automaticamente a seconda che prevalga il carico del fosso o del mare allo scopo di evitare ristagni d'acqua ed allagamenti, ha sicuramente migliorato la situazione evitando nello stesso tempo l'ingressione di acque salate.

Lungo la costa un forte squilibrio può essere determinato dagli eccessivi emungimenti (pozzi per irrigazione di orti e giardini, impianti per scavi sotto falda)

e dai consumi particolarmente importanti durante il periodo estivo, quando l'afflusso turistico determina un aumento della popolazione di circa l'80%. Infine un'altra causa della salinizzazione della falda, soprattutto nelle aree depresse interne, è il richiamo di acque marine "fossili" ovvero sacche di acqua marina rimasta intrappolata nei sedimenti durante la loro deposizione (es. antiche lagune salmastre).

3.3. - ACQUIFERI CARSICI

Nelle diverse successioni litologiche delle unità tettoniche presenti nella parte meridionale delle Alpi Apuane, sono individuabili una serie di complessi idrogeologici carbonatici caratterizzati da permeabilità elevata, legata alla fratturazione e soprattutto ai fenomeni carsici.

Il principale di questi complessi è quello costituito dalla serie carbonatica metamorfica formata da Grezzoni, Marmi e localmente Metacalcari con selce. Tale complesso costituisce il principale acquifero di tutto il massiccio apuano ed è delimitato in basso dalle rocce impermeabili del Basamento, in alto da rocce a permeabilità medio-bassa o bassa, soprattutto Calcescisti e Metaradiolariti.

L'altro complesso idrogeologico importante è quello che comprende la successione carbonatica giurassica dell'Unità tettonica della Falda Toscana, compresa tre il Calcare Cavernoso di base e i Calcari e marne a Posidonia. Tale successione, costituita da Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*, Calcare Massiccio, Calcare Rosso Ammonitico e Calcare selcifero di Limano, ha una permeabilità confrontabile con quella della corrispettiva serie metamorfica, ma la maggiore fratturazione è causa di una circolazione più dispersa ed un minore sviluppo dei sistemi carsici sotterranei. Un altro complesso acquifero della successione non metamorfica è quello costituito dalla Maiolica, confinato verso il basso dai Calcari e marne a Posidonia o, quando presenti, dai Diaspri.

Scambi idrici tra i due acquiferi carbonatici principali, quello del complesso metamorfico e quello inferiore dell'Unità tettonica della Falda Toscana, sono possibili laddove le due unità sono separate solo dal Calcare Cavernoso.

Nei complessi acquiferi carbonatici, caratterizzati da una elevata permeabilità superficiale e quindi da un elevato coefficiente di infiltrazione, la circolazione sotterranea avviene prevalentemente lungo condotti carsici e fratture allargate per dissoluzione dalle acque di percolazione. Il moto e la direzione della circolazione profonda sono, a grande scala, prevalentemente condizionati dalla quota della linea perimetrale delle idrostrutture, con richiamo verso i punti maggiormente depressi.

Nei bacini che drenano verso il Serchio, il livello di base carsico dei complessi carbonatici metamorfici si trova sempre al di sopra di 500 m di quota, mentre nel versante marino esso scende a 200-300 metri. Questa differenza, che ha la sua causa nell'evoluzione morfo-tettonica recente della regione, è alla base del preva-

lente deflusso sotterraneo da NE a SO e quindi della cattura di acqua da parte dei bacini versiliesi (ad esempio quelli del F.so Camaiore e del Lago di Massaciuccoli) a scapito dei bacini contigui del versante garfagnino.

Per gli acquiferi dell'Unità tettonica della Falda Toscana, quando il substrato impermeabile, costituito dalle formazioni metamorfiche, è situato a quote superiori a quelle del livello di base, esso guida il flusso sotterraneo in funzione della sua giacitura. Un caso particolare è dato dagli acquiferi della Maiolica, che costituiscono quasi sempre acquiferi sospesi nei quali le sorgenti si dispongono al contatto con le formazioni impermeabili sottostanti (RAGGI & RAGGI, 1989; PICCINI *et alii*, 1999).

4. - DISSESTI

4.1. - FRANE

Le frane sono presenti soprattutto nelle zone di affioramento delle formazioni rocciose dotate di caratteristiche meccaniche scadenti e/o maggiormente soggette a fenomeni di alterazione superficiale. Si rilevano tipologie dei dissesti variabili: si passa da fenomeni al limite con il soliflusso, che interessano coltri detritiche di esiguo spessore (2-3 m), a frane legate a fenomeni di scoscendimento, scivolamento e colamento eventualmente sovrapposti, oltre a frane di colamento a carico della coltre detritica e frane di scorrimento che coinvolgono il substrato.

Le zone di affioramento delle formazioni prevalentemente argillitiche, maggiormente interessate dai fenomeni franosi ora descritti, corrispondono alle pendici collinari immediatamente a E-NE di Capezzano ed ai due versanti della valle del F.so Camaiore nel tratto compreso tra la confluenza dei torrenti Lombricese e Lucese e lo sbocco nella pianura vera e propria, alla zona compresa tra Loc. Polletta e Salapreti fino alla digitazione collinare ad Est di Malborghetto, al modesto rilievo tra Acquaviva e Marignana, alla sponda sinistra del T. Lucese dalle pendici del M. Rondinaio fino al paese di Torcigliano, alla zona circostante gli abitati di Trinità, Stignano, Casciana, ai dintorni di Misigliano e Orbicciano e alla zona a S-SE di Bastianella, al confine con il Comune di Massarosa.

Nelle formazioni prevalentemente carbonatiche e in quelle prevalentemente arenacee prevalgono invece le frane di scorrimento rotazionale, anche di notevoli dimensioni, legate sia alla presenza di elevati spessori delle coltri detritiche e della parte alterata-decompressa del substrato, sia a situazioni strutturali sfavorevoli (disposizione a franapoggio degli strati o di altre superfici di discontinuità), associate a particolari condizioni idrogeologiche (ne è un esempio tipico la frana di Casoli del Gennaio 1979).

Considerando che le formazioni carbonatiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana e dell'Unità tettonica dell'Autoctono *Auctt.* sono dotate in genere di buo-

ne caratteristiche geomeccaniche, si rileva che la maggiore concentrazione di fenomeni franosi di notevole entità si ha in corrispondenza delle zone di affioramento del Macigno e dello Pseudomacigno, del Flysch di Ottone e della formazione della Scaglia Toscana. In particolare, concentrazioni importanti di movimenti franosi si rilevano nei dintorni delle località Luciana, Casoli e Bollogno, tra Lombrici e Metato, tra Pedona e Bastianelle, tra Fibbiano e S. Maria Albiano, tra Ricetro e Montemagno e nei dintorni di Migliano.

4.2. - SPROFONDAMENTI

Nell'area del Foglio è da segnalare lo sprofondamento (*sinkhole*) avvenuto il 15 ottobre 1995 nell'abitato di Camaiore, in località Le Funi (BUCHIGNANI, 2002; BUCHIGNANI & CHINES, 2002; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2002; RIZZO, 2002; BUCHIGNANI *et alii*, 2008; NISIO, 2008). La voragine è stata di forma circolare con diametro di circa 30 m ed ha portato a vistosi cedimenti della sede stradale e nei fabbricati prossimi alla zona di sprofondamento. La causa principale del fenomeno sembra da imputare al collasso di cavità carsiche ipogee nel substrato roccioso (Calcare Cavernoso dell'Unità tettonica della Falda Toscana), presente ad oltre 100 m sotto i depositi alluvionali.

4.3. - INONDAZIONI

Nella piana eventi alluvionali legati alle piene del F.so Versilia si sono susseguiti periodicamente dal XVI secolo. Tra le più recenti e distruttive ricordiamo quelle del 1636, 1774, 1846, 1885, 1902, 1885, che hanno interessato una vasta area da Forte dei Marmi alla via Aurelia presso Motrone, e quella del Giugno 1996 che ha visto allagata una parte di territorio inferiore ma che ha causato gravi danni alle infrastrutture viarie e alle abitazioni, soprattutto per la maggior densità di popolazione rispetto al secolo precedente (LEONARDI, 1996; RAPETTI & RAPETTI, 1996; D'AMATO AVANZI, 1999; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2000; GIANNECCHINI & D'AMATO AVANZI, 2010). In seguito a questo evento sono stati intrapresi e sono tuttora in corso d'opera numerosi lavori per migliorare l'assetto idraulico del Versilia e del suo bacino.

Fra gli eventi alluvionali legati alle piene del F.so Camaiore ricordiamo quello del settembre 1998. Le acque del Lucese e del Lombricese allagarono gran parte del centro storico di Camaiore mentre il corso d'acqua principale ruppe gli argini presso il viadotto autostradale alle Cateratte, allagando parte della zona industriale delle Bocchette e la località Gli Ortacci a N di Viareggio.

Da citare è inoltre l'evento alluvionale del 24 Dicembre 2009 causato da una rottura arginale lungo il Fiume Serchio nei pressi dell'abitato di Nodica (Foglio 261 - Lucca) che ha portato al completo allagamento della bonifica del sottobacino

di Vecchiano in parte compresa nel Foglio 260 - Viareggio. Da allora l'alveo e gli argini sono oggetto di interventi di miglioria e messa in sicurezza idraulica.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLI 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.

ABBATE E. & SAGRI M. (1962) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Memorie della Società Geologica Italiana, **24** (2): 115–126.

ABBATE E. & SAGRI M. (1990) - *I flysch ad elmintoidi del Dominio ligure*. In: G. ZANZUCCHI (Ed.), *Appennino Ligure Emiliano*, *Guide Geologiche Regionali*, vol. 6, pp. 42–49. Società Geologica Italiana, Roma.

ABELA E. (1995) - *Materiali altomedievali e medievali dal territorio versiliese*. In: *Museo Archeologico Versiliese B. Antonucci*. Toscana Musei, Editore Pezzini, Viareggio.

AIELLO E., BARTOLINI C., CAPUTO C., D'ALESSANDRO L., FANUCCI F., FIERRO G., GNACCOLINI M., LA MONICA G., LUPIA 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. GRISELLI & A. MORI (Eds.), *Ricerche sulle Variazioni delle Spiagge Italiane. Le Spiagge Toscane*, pp. 11–86. C.N.R., Comitato per la Geografia, Roma.

ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**: 309–314.

AMADESI E. (1966) - *Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. Giornale di Geologia, **34**: 441–446.

AMBROSI A. (1967) - *L'antica costa lunense, versiliese, pisana e la Lucchesia nella interpretazione della fotografia aerea di Giulio Schmiedt*. Giornale Storico della Lunigiana e del Territorio Lucense, **18** (1-4): 150–154.

AMODIO MORELLI L. & MENCHETTI S. (1969) - *Su alcuni minerali della zona del Bottino e del Canale dell'Angina-Zulfello (Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **76**: 417–445.

AMORFINI A. (2002) - *Appunti storici sulle prime sezioni e carte geologiche delle Alpi Apuane*. Acta Apuana, **1**: 25–33.

AMOS C.L., BANESCHI I., CIPOLLINI P., FRIEND P.L., GULIA L., HELSBY R. & SCOZZARI A. (2004) - *Study of a highly modified coastal lake by side-scan sonar, modeling and remote sensing*. Geophysical Research Abstracts, **6**: 6384.

ANTONIOLI F., GIROTTI O., IMPROTA S., NISI M., PUGLISI C. & VERRUBBI V. (1999) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica nella pianura versiliese*. In: *Atti del Convegno: Le Pianure - Conoscenza e Salvaguardia*, pp. 214–218. Regione Emilia-Romagna, Ferrara, 8-11 Novembre 1999.

ANTONUCCI B. & CREMONESI G. (1967) - *I risultati dei saggi di scavo condotti in alcune grotte della Versilia*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **74**: 452–469.

AQUATER S.P.A. (1994) - *Ricerca Mineraria di Base sulle Formazioni Paleozoiche e Triassiche delle Alpi Apuane. Inquadramento Geologico e Geominerario dell'Area di Indagine*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato - Direzione Generale delle Miniere, Roma.

AZZARI M. (1990) - *Le Ferriere Preindustriali delle Alpi Apuane*. Edizioni All'Insegna del Giglio, Regione Toscana, Firenze.

AZZARO E., DI SABATINO B. & NEGRETTI 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.

AZZARO E., NEGRETTI & TUCCI P. (1987) - *A chemiostratigraphic study of the metadolomitic sequence of the southern side of Mount Corchia (Alpi Apuane, Italy)*. Geologica Romana, **26**: 293–303.

AZZAROLI A. (1955) - *La struttura della valle del Serchio nei dintorni di Castelnuovo di Garfagnana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **74**: 73–79.

AZZAROLI A. & CITA M. (1963) - *Geologia Stratigrafica*. La Goliardica, Milano.

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.

BALDI M. (1990) - *L'impresa metallurgica di Valdicastello. Vita travagliata di una grande industria della Versilia (1832-1837)*. Studi Versiliesi, **8**: 5–26.

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.

BARBERI F. & GIGLIA G. (1965) - *La serie scistosa basale dell'Autoctono delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84** (6): 41–92.

BARTELLETTI A., COPPEDÉ M., GABRIELLI E., GRAZIANI D., GUAZZI E., MANCINI S., VEZZONI G. & VEZZONI S. (2008-2009) - *Archeologia Industriale in Alta Versilia: Il sito archeominerario e gli stabilimenti industriali di Calcaferro*, vol. 16. Istituto Storico Lucchese, Sezione Versilia Storica. Studi Versiliesi, 219 pp.

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.

BELLINCIONI P. (1959) - *Il nucleo mesozoico della Val di Lima (Appennino Lucchese)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **78** (2): 44–73.

BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 71 - Voghera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

BENVENUTI M. (1991) - *Ni-sulphides from the Bottino Mine (Tuscany, Italy)*. European Journal of Mineralogy, **3** (1): 79–84.

BENVENUTI M., BRIZZI G. & DINI A. (1992) - *La miniera piombo-argentifera del Bottino (Lucca) - 1° Parte*. Rivista Mineralogica Italiana, **16** (4): 219–234.

BENVENUTI M., BRIZZI G. & DINI A. (1993a) - *La miniera piombo-argentifera del Bottino (Lucca) - 2° Parte*. Rivista Mineralogica Italiana, **17** (1): 1–22.

BENVENUTI M., BRIZZI G. & DINI A. (1993b) - *La miniera piombo-argentifera del Bottino (Lucca) - 3° Parte*. Rivista Mineralogica Italiana, **17** (2): 103–119.

BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P., LATTANZI P. & TANELLI G. (1991) - *Mineral chemistry of tourmalines from the Bottino mining district, Apuane Alps (Italy)*. European Journal of Mineralogy, **3**: 537–548.

BENVENUTI M., LATTANZI P. & TANELLI G. (1989) - *Tourmalinite-associated Pb-Zn-Ag mineralization at Bottino, Apuane Alps, Italy; geologic setting, mineral textures, and sulfide chemistry*. Economic Geology, **84** (5): 1277–1292.

BENZIO C. (1987) - *Storia di un Territorio. Le Marine Lucchesi tra il XV e il XIX secolo*. Pacini Editore, Pisa.

BERGMANN H. (1969) - *Geologische und lagerstaettenkundliche Untersuchungen in den suedwestlichen Apuaner Alpen (Toskana/ Italien)*. Ph.D. thesis, Ludwig-Maximilians-Univ. Munich.

BERNOULLI D. (2001) - *Mesozoic-tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily*. In: G. VAI & I. MARTINI (Eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, pp. 307–326. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

BERTINI G. & ZAN L. (1974) - *Nuovi dati riguardanti i Calcari di Ottone e il Complesso di Casanova*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **93**: 913–926.

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 MIGLIORINI A. & CACCIA S. (2006) - *Mirabilia Maris. Le marine lucchesi tra XVI e XVIII secolo*. Edizioni ETS, Pisa, 208 pp.

BLANC A. (1936) - *La stratigraphie de la plaine côtière de la Basse Versilia (Italie) et la trasgression flandrienne en Méditerranée*. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, **9**: 273–279.

BLANC A. (1942) - *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era Glaciale*. Sonderabdruck aus Geologie der Meere und Binnengewässer, **5**: 50–90.

BLANC A.C. (1934) - *Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **43** (5): 129–143.

BLANCHARD F. (1887) - *Les mines de plomb argentifère du Bottino près de Serravezza (Toscane, Italie), depuis les Etrusques et les Romains, jusqu' à nos jours*. Bulletin Societé de l'Industrie Minerale, **1**.

BOCCALETTI M. (1968) - *Slups intraformazionali e frane sottomarine nel Gruppo Calcareo Mesozoico della Serie Toscana*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **75** (2): 525–530.

BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana. 1 - Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane*. 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. & GOSSO G. (1982) - *Strutture di interferenza a scala megascopica nel settore nord delle Alpi Apuane*. Memorie della Società Geologica Italiana, **24**: 289–292.

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., FAZZUOLI M. & MANETTI P. (1975) - *Caratteri sedimentologici del Calcare massiccio a nord dell'Arno*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **94**: 377–405.

BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. 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. & MANETTI P. (1969) - *Osservazioni petrografiche e sedimentologiche sui calcari con selce della serie autoctona e sovrascorsa nella parte nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio*. Memorie della Società Geologica Italiana, **8** (3): 325–342.

BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2 - Brecce e lacune al passag-*

gio Maiolica–Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima. Memorie della Società Geologica Italiana, **5**: 19–66.

BONATTI S. (1933) - *La roccia porfiroide di Forno Volasco (Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **43**: 210–216.

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.

BONI A., BRAGA G., CONTI S., GELATI R., MARCHETTI G. & PASSERI L. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 83-Rapallo, Foglio 94-Chiavari*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

BORSI S., FERRARA G., RAU A. & TONGIORGI M. (1966) - *Determinazione col metodo Rb/Sr dell'eta della formazione delle filladi e quarziti listate di Buti (Monti Pisani)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **73** (2): 632–646.

BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84**: 29–36.

BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoautoctono Toscano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **49**: 17–98.

BRANDI G., DALLAN L. & NARDI R. (1967) - *Alcuni livelli caratteristici nei Grezzoni delle Alpi Apuane. Considerazioni stratigrafiche e sedimentologiche*. Memorie della Società Geologica Italiana, **6** (3): 315–328.

BUCHIGNANI V. (2002) - *Indagini geologiche e geofisiche relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in loc. Le Funi Camaiore capoluogo. rapporto di aggiornamento (aprile 2001)*. In: *Le Voragini Catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*, pp. 202–209. Regione Toscana, Grosseto, 31 marzo 2000.

BUCHIGNANI V., AVANZI G., GIANNECCHINI R. & PUCCINELLI A. (2008) - *Evaporite karst and sinkholes: a synthesis on the case of Camaiore (Italy)*. Environmental Geology, **53** (5): 1037–1044.

BUCHIGNANI V. & CHINES C. (2002) - *Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località Le Funi - Camaiore capoluogo*. In: *Le Voragini Catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*, pp. 176–201. Regione Toscana, Grosseto, 31 marzo 2000.

BURCKHARDT C. (1946) - *Il sondaggio di Belagajo (Grosseto) e il suo significato geologico*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **65**: 97–107.

CAILLOUX M. (1857) - *Etudes sur les mines de la Toscane*. Bulletin Societé de l'Industrie Minerale, **2**: 677–710.

CANUTI P. (1968) - *Aptici nei "Diaspri" del Chianti settentrionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **87** (1): 195–215.

CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazioni e genesi 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.

CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, **101**: 343–542.

CARMIGNANI L. (1985) - *Carta Geologico-Strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane, Foglio Nord*. Scala 1:25.000, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

CARMIGNANI L., CONTI P., DISPERATI L., FANTOZZI P.L. & MECCHERI M. (2000) - *Structure and deformation history of the Stazzema zone, southern Apuane Alps*. In: *Evoluzione Geologica*

dell'Appennino, Convegno G. Pialli, pp. 65–67. Foligno.

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 Metamorfico Apuano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **49**: 99–124.

CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975) - *Le fasi tettoniche terziarie dell'Autoctono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **94** (6): 1957–1981.

CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (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**: 109–126.

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., MECCHERI M., CONTI P., MASSA G., PATACCA E. & SCANDONE P. (2011) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 249 - Massa Carrara*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

CARMIGNANI L., RAU A., SQUARCI P., TONGIORGI M. & VAI G. (1977) - *Le successioni paleozoiche-triassiche della Sardegna centrale e dell'Autoctono Apuano: analogie e possibili correlazioni*. In: G. VAI (Ed.), *Escursione in Sardegna - Risultati e commenti*, vol. 2, pp. 11–14. C.N.R. - Gruppo di Lavoro sul Paleozoico, Parma.

CAROBBI G. & RODOLICO F. (1976) - *I Minerali della Toscana. Saggio di Mineralogia Regionale*. Olschki, Firenze.

CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P. (2004a) - *Le pieghe della zona di Pescaglia (Alpi Apuane meridionali): un esempio di interferenza chilometrica di pieghe tardive nella Falda Toscana*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **109**: 77–83.

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. (2002) - *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. (2004b) - *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.

CASAGRANDE L. (1982) - *Bottino Mine area*. Lapidary Journal, **36** (4): 720–733.

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 della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **103**: 105–134.

CATANZARITI R., RIO D., CHICCHI S. & PLESI G. (1991) - *Età e biostratigrafia a nannofosili 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. (1986) - *Studio idrologico delle piene della zona dell'ex Lago di Porta, del Torrente Montignoso e del Fiume Versilia*. Regione Toscana.

CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N. (1991) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di canetolo in Val Cedra (Appennino parmense)*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **46**: 301–312.

CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C. & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica delle brecce sedimentarie associate al calcare cavernoso dell'Appennino 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.

CIARAPICA G. & FAZZUOLI M. (1976) - *Analisi sedimentologiche di due sequenze nei Grezzoni delle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **95** (1-2): 147–160.

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. (1980) - *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. & 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), Appennin septentrional*. Revue de Paléobiologie, **3** (1): 117–134.

CIPRIANI C. & TANELLI G. (1983) - *Le risorse minerarie della Toscana: note storiche ed economiche*. Accademia Toscana di Scienze e Lettere La Colombaria, pp. 241–283.

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., BUCEFALO PALLIANI R. & PONTINI R. (1992) - *Palynostratigraphy and palynofacies of the Norian-Rhaetian Rhaetavicula contorta facies in the Northern Apennines: I. The La Spezia Formation*. Revue de Paléobiologie, **12**: 179–192.

COCCHI I. (1871) - *Della vera posizione stratigrafica dei marmi saccaroidi delle Alpi Apuane*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **2**: 113–133.

COCCHI GENICK D. (1984a) - *L'insediamento dell'età del bronzo di Candalla (Camaiore, Lucca)*. Rassegna di Archeologia, **4**: 105–148.

COCCHI GENICK D. (1984b) - *Testimonianze relative al tardo neolitico delle cave di Massaciuccoli*. In: *Il Bacino del Massaciuccoli*, *Collana di Indagini Tecniche e Scientifiche per la Migliore Conoscenza del Lago di Massaciuccoli e del suo Territorio*, vol. 3. Consorzio Idraulico di II Categoria, Canali Navigabili Burlamacca, Malfante, Venti e Quindici, Pisa.

COCCHI GENICK D. (1985a) - *Buca della Gigia*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 170–181. Pacini, Pisa.

COCCHI GENICK D. (1985b) - *Buca delle Fate-Nord*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 139–145. Pacini, Pisa.

COCCHI GENICK D. (1985c) - *Buca delle Fate-Sud*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 146–151. Pacini, Pisa.

COCCHI GENICK D. (1985d) - *Buca di Fondineto*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 127–138. Pacini, Pisa.

COCCHI GENICK D. (1990) - *La media età del bronzo al Riparo Grande (Camaiore-Lucca)*. Origini, **14**: 283–302.

COLI M. (1989) - *Times and mode of uplift of the Apuane Alps metamorphic complex*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **32**: 47–56.

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. & LIVI E. (2003) - *Studi sulla Pietra del Cardoso: caratterizzazione geologica e geomineraria*. GEAM, **108** (3): 13–20.

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., 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. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, pp. 609–621. Springer-Verlag, Berlin.

COQUAND H. (1874) - *De l'àge et de la position des marbres blancs statuaires des Pirénées et des Alpes Apuénnes 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 réferant aux periodes primaire, paleozoique, triasique, rhétienne et jurassique*. Bulletin de la Société Géologique de France, **3-4**: 26–46, 126–150.

CORTECCI G., LATTANZI P. & TANELLI G. (1985) - *Barite-iron oxide-pyrite deposits from Apuane Alps (northern Tuscany, Italy)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30** (3): 337–345.

CORTESE G. (1991) - *Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Sequence) from the Lima Valley, Tuscany, Northern Apennines*. In: *InterRad VI, Meeting of the International Association of Radiolarian Students*. October, 4th – 6th, Florence, Italy.

CORTESE G. (1993) - *Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines*. Paleopelagos, **3**: 165–185.

CORTOPASSI P. (1999) - *Acque salate nella falda superiore della pianura meridionale della Versilia*. Comune di Massarosa, Massarosa.

CORTOPASSI P. (2000) - *Salinizzazione della falda acquifera e razionalizzazione della gestione della risorsa idrica in Versilia*. In: *Studi e proposte per la soluzione della crisi idrica in Versilia*, pp. 23–28. Amici della Terra, Viareggio.

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.

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.

CREMA C. (1911) - *Acque salienti della Liguria orientale e della Lunigiana*. Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia, **42**.

CREMONESI G. (1985a) - *Buca delle Fate di Cardoso*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 187–193. Pacini, Pisa.

CREMONESI G. (1985b) - *Tana della Volpe*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 182–186. Pacini, Pisa.

D'ACHIARDI A. (1873) - *Mineralogia della Toscana. Vol. I e II*. Ed. Nistri, Pisa.

D'ACHIARDI A. (1883) - *Tormalinolite del Bottino nelle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **4**: 204–208.

D'ACHIARDI A. (1887) - *Rocce ottrelitiche delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **8**: 442–454.

D'ACHIARDI A. (1903) - *Le forme cristalline della Pirrotina del Bottino*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **13**: 3.

D'ACHIARDI G. (1920) - *La miniera del Bottino nelle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **4**: 204–208.

DALLAN L. (1963) - *Studio paleontologico di una microfauna paleocenica ritrovata nel flysch calcareo dei monti di Massarosa (F° 104, I SE)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **82**: 405–438.

DALLAN L. & NARDI R. (1964) - *Polymorphinidae nel Retico delle Alpi Apuane (zona ad Avicula contorta Portl.)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **83** (4): 191–202.

DALLAN N.L. (1979) - *Microfossili miocenici nella matrice sedimentaria delle brecce situate alla base della Falda toscana nelle Apuane meridionali*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **98** (1): 119–128.

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. (1979) - *Microfossili miocenici nella matrice sedimentaria delle brecce situate*

alla base della Falda toscana nelle Apuane meridionali. Bollettino della Società Geologica Italiana, **98** (1): 119–128.

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.

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., GIANNECCHINI 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., PERILLI N. & PUCCINELLI A. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 250 - Castelnuovo di Garfagnana*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

D'AMATO AVANZI G., PUCCINELI A. & VERANI M. (2002) - *La geologia della Piana di Camaiore in relazione al fenomeno di sprofondamento del 15 ottobre 1995*. In: *Le Voragini Catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*, pp. 154–175. Regione Toscana, Grosseto, 31 marzo 2000.

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. (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. (1881a) - *Le pieghe dei terreni eocenici delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 283–285.

DE STEFANI C. (1881b) - *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. (1881c) - *Pieghe costituenti le Alpi Apuani*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 156–157.

DE STEFANI C. (1887a) - *Carta Geologica della Regione Centrale delle Alpi Apuane*. R. Ist. Studi Superiori, Tip. Paris, Firenze.

DE STEFANI C. (1887b) - *Lias inferiore ad Arietiti dell'Appennino settentrionale*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **8**: 9–76.

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 WIJKERSLOOTH P. (1930) - *The mineralisation of the Tuscan Mountains in connection with their tectonic evolution*. Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam, **33**: 557–564.

DE WIJKERSLOOTH P. (1934) - *Bau und Entwicklung des Apennins besonders der Gebirge Toscanas*. Selbstverlag Geologisch Institut, Amsterdam, 426 pp.

DECANDIA F. & LAZZAROTTO A. (1972) - *Ritrovamento di macroforaminiferi oligocenici nella parte inferiore del Macigno del Chianti in località Farnetella (Siena)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **91**: 511–521.

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 CARLO G. (1956) - *Sulle condizioni di stabilità del suolo circostante alle cave di sabbia nel comprensorio di bonifica della Versilia (Bacino settentrionale Lucchese)*. Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo - Firenze, Tipografia B. Coppini, Firenze.

DENEKE E. & GÜNTHER K. (1981) - *Petrography and arrangement of Tertiary graywacke and sandstone sequences of the northern Apennines*. Sedimentary Geology, **28**: 189–230.

DERCOURT J., ZONENSHAIN L., RICOU L., KAZMIN V., LE PICHON X., KNIPPER A., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I., GEYSSANT J., LEPVRIER 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.

DESIO A. (1971) - *Guida alla classificazione delle frane ad ai primi interventi*. Ministero dell'Industria, Commercio e Artigianato, Direzione Generale delle Miniere, III Sottocommissione per lo studio dei fenomeni idrogeologici connessi con la difesa del suolo, Roma.

DESSAU G. (1935) - *Studi sulla miniera del Bottino*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **54** (2): 333–352.

DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MECCHERI M. (1985) - *Regional variation of the metamorphic temperatures across the Tuscanid 1 Unit and its implications on the alpine metamorphism (Apuan Alps, N-Tuscany)*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **151** (2): 197–211.

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.

DUCHI G., FERRARI R., MATRAIA M. & VITI C. (1995) - *Contributo alle conoscenze idrogeologiche sul bacino del Lago di Massaciuccoli*. In: P. TOMEI & E. GUAZZI (Eds.), *Il Bacino del Massaciuccoli*, *Collana di Indagini Tecniche e Scientifiche per la Migliore Conoscenza del Lago di Massaciuccoli e del suo Territorio*, vol. 4, pp. 11–42. Consorzio Idraulico di II Categoria, Canali Navigabili Burlamacca, Malfante, Venti e Quindici, Viareggio.

DUCHI V., MINISSALE A. & PAOLIERI M. (1988) - *A geochemical contribution to the metallogeny of the Bottino-Gallena Pb-Ag-Zn-sulphides ore-bodies from Apuane Alps, Northern Tuscany, Italy*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **95**: 51–62.

ELTER P. (1959) - *Nota illustrativa sulla carta geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **78**: 157–188.

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., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 197 - Bobbio*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

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., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M. Penna/Casanova*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **34**: 97–106.

FABRETTI M. & GUIDARELLI L. (1980) - *Iniziative dei Medici in campo minerario*. In: *Potere Centrale e Strutture Periferiche. Studi sulla Toscana Medicea*. Editore L. S. Olschki, Firenze.

FANTOZZI P. (1993) - *Carta Geologica della zona di Metato tra M.te Prana e M.te Gevoli (Alpi Apuane meridionali)*. Scala 1:10.000, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena.

FANUCCI F., FIERRO G. & PICCAZZO M. (1974) - *Caratteri geomorfologici e sedimentologici del li-*

torale - 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., 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. (1974) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio nell'area della Pania di Corfino (Provincia di Lucca)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **93** (3): 735–752.

FAZZUOLI M. (1980) - *Frammentazione ed annegamento della piattaforma carbonatica del Calcare massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana*. Memorie della Società Geologica Italiana, **21**: 181–191.

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 Rhaetavicula contorta Auctt. (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., 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. & TURI A. (1981) - *Ricerche stratigrafiche e petrografiche sulla sequenza triassica della Pania di Corfino (Appennino settentrionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **100**: 541–553.

FEDERICI P. (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. (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. (1987) - *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino del Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*. In: M. CENNI, F. SIMONI, G. BALDACCINI, P. BIANUCCI, G. BERNACCHI, P. FEDERICI, P. 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. (1993) - *The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the light of drillings and rediometric data*. Memorie della Società Geologica Italiana, **49**: 217–225.

FEDERICI P. & MAZZANTI R. (1988) - *L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno inferiore*. Bollettino della Società Geografica Italiana, **5**: 573–615.

FEDERICI P. & RAU A. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 104 - Pisa*. In: *Contributi Preliminari alla Realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, *Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica*, vol. 356, pp. 1383–1398. C.N.R., Roma.

FEDERICI P.R. (1981) - *The Quaternary glaciation on the seaward side of the Apuan Alps*. Rivista Geografica Italiana, **88** (2): 183–199.

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.

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).

FERRARA G., FORNACA R. & TONGIORGI E. (1961) - *Carbon 14 dating in Pisa - II*. Radiocarbon, **3**: 99–104.

FERRARI R., DUCHI G., MUSETTI R. & LOJACONO F. (1986) - *Studio Idrogeologico della Piana versiliese*. Studio Idrogeologico della Piana versiliese, Associazione Intercomunale Versilia, Viareggio.

FERRARI R., MORELLI G. & DUCHI G. (1999) - *Area sud del territorio di Viareggio. Primi risultati derivanti dal monitoraggio della falda acquifera in funzione della salinizzazione*. In: *Studi e proposte per la soluzione della crisi idrica in Versilia*, pp. 17–21. Amici della Terra, Viareggio.

FERRINI G. & PANDELI E. (1985) - *Un'ipotesi alternativa allo Pseudomacigno apuano nel quadro dei bacini torbiditici toscani*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **104** (2): 257–265.

FISCHER R. (1971) - *Die Coeloceratinen (Ammonoidea) des Monte Cetona (Prov. Siena). Palaeontologie, Geologie und Stratigraphie eines Profils im mediterranean Carixium und Lotharingium*. Geologica et Paleontologica, **5**: 93–129.

FISCHER R. (1972) - *Protogrammoceras und Fuciniceras (Ammonoidea) im Lotharingium und Carixium Mittelitaliens*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **141** (1): 37–80.

FORNACIARI G. (1977) - *I risultati dei saggi di scavo condotti in alcune grotte a Piano di Mommio di Massarosa nella Bassa Versilia*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **84**: 122–155.

FRANCESCHELLI M., GIANELLI G., PANDELI E. & PUXEDDU M. (2004) - *Variscan and Alpine metamorphic events in the northern Apennines (Italy): a review*. Periodico di Mineralogia, **73** (special issue 2): 43–46.

FRANCESCHELLI M., LEONI L. & FRANCESCA R. (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. 50.

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., 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. & MEMMI I. (1998) - *Li, B-rich Rhaetian metabauxite, Tuscany, Italy: reworking of older bauxites and igneous rocks*. Chemical Geology, **144** (3-4): 221–242.

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. (1894) - *Fauna di calcari bianchi ceroidi con Phylloceras cylindricum Sow. sp. del Monte Pisano*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **14**: 125–351.

FUCINI A. (1898) - *Di alcune nuove ammoniti dei calcari rossi inferiore della Toscana*. Palaeontographia Italica, **4**: 239–251.

FUCINI A. (1905) - *Cefalopodi liassici del Monte Cetona*. Palaeontographia Italica, pp. 7–11.

FUCINI A. (1908) - *La Pania di Corfino*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **27**: 91–123.

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.

GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1977) - *Le provincie petrografiche del litorale toscano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **96**: 653–663.

GARAVELLI C. (1957) - *Contributo alla conoscenza della boulangerite*. Atti Della Società Toscana Di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **64**: 133–151.

GARAVELLI C. (1962) - *Contenuto di ferro e temperatura di formazione delle blende italiane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **69**: 52–96.

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.

GEMINA S.P.A. (1985) - *La torba di Massaciuccoli*. In: *Ligniti e Torbe dell'Italia Continentale*, pp. 171–173. Industria Libraria Tipografica Editrice, Torino.

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.

GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1979) - *An attempt at classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**: 435–446.

GIANNECCHINI R. & D'AMATO AVANZI G. (2010) - *Historical data and flood/landslide hazard: main results in the Versilia River basin (Tuscany, Italy)*. Rendiconti online della Società Geologica Italiana, **11**: 594–595.

GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1967) - *Stratigrafia dei terreni metamorfici sopra ai marmi della Montagnola Senese*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **74**: 43–60.

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 brecce tra Grezzoni e Marmi delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **73** (2): 503–517.

GIOVANNINI A. (1993) - *Inquadramento Geologico ed Idrogeologico Provincia di Lucca e bacino del Fiume Serchio*. Provincia di Lucca, Lucca.

GIUSTI M. (1986) - *La bonifica delle marine lucchesi nel XVIII secolo*. In: *Paludi e Bonifiche, L'Ambiente Storico*, vol. 8-9. Simoncini, G., Roma.

GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (2004) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge School Press, Cambridge.

GRASSI R., MARIOTTI LIPPI M., ZANCHETTA G., BIANCIARDI T. & BONADONNA F. (1999) - *Studio preliminare di due sondaggi superficiali eseguiti nella piana della bassa Versilia (Toscana nord-occidentale)*. In: *Atti del Convegno: Le Pianure, Conoscenza e Salvaguardia*, p. 219. Regione Emilia-Romagna, Ferrara, 8-11 Novembre 1999.

GRATTAROLA G. (1876) - *Traedrite del Bottino*. Bollettino Del Regio Comitato Geologico D'italia, **7**: 339–340.

GROSCURTH J. & REUTTER K. (1977) - *Beziehungen zwischen Rauhwackenbildung und Deckenbau im Nordapennin*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1977** (8): 449–465.

GUIDONI G. (1829) - *Considerazioni geognostiche sopra le Alpi Apuane e i marmi di Carrara*. Nuovo Giorn. Lett. It., **19**: 9pp.

GUIDONI G. (1840a) - *Cenni sull'esistenza di una nuova miniera cinabriana ne' monti di Seravezza*. Giornale del Commercio Toscano.

GUIDONI G. (1840b) - *Della geologia generale delle Alpi Apuane*. Atti I Congr. It. Sc. Nat. tenuto in Pisa, p. 69.

GUIDONI G. (1841) - *Illustrazioni storiche e geologiche sulle miniere di mercurio e cinabro del Seravezzino*. In: *Atti della III Riunione Italiana di Scienze*. Firenze.

HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénètique de la liason Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabrie)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **II**: 309–342.

HEIM A. (1878) - *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebergsbildung. Im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe*. Schwabe Verlagssbuchhandlungen, Basel.

HOOGERDUJIN STRATING E. (1990) - *The evolution of the Piemonte– Ligurian ocean. A structural study of ophiolite complexes in Liguria (NW Italy)*. Geologica Ultraiectina, **74**: 1–127.

IPPOLITO F. (1946a) - *Sulla geologia delle Alpi Apuane*. Acta Pont. Acc. Sc., **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.

JAURAND E. (1996) - *Les traces glaciaiers exeptionellement basses d'une moyenne montagne mediterraneenne: les Alpes Apueanes (Toscane, Italie Centrale)*. Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée, **38-39**: 71–81.

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 B: Solid Earth, **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**: 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. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/39Ar techniques; results from the Northern Apennines*. Journal of Structural Geology, **8** (7): 781–798.

KOBER L. (1927) - *Beitrage zur Geologie des Nordappennines und der angrenzenden Alpen*. Sitz. Ber. Ak. Wiss., Wien, Math. Naturwiss. Kl., **136**.

LATTANZI P., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P. & TANELLI G. (1994) - *An overview on recent research on the metallogeny of Tuscany, with special reference to the Apuane Alps*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 613–625.

LEISS B. & MOLLI G. (2003) - *"High-temperature" texture in naturally deformed Carrara marble from the Alpi Apuane, Italy*. Journal of Structural Geology, **25** (4): 649–658.

LENCEWICZ S. (1917) - *Profile geologiczne przez Apenin Toskanski (Sezioni geologiche dell'Appennino Toscano)*. Rend. Soc. di Scienze di Varsavia, **10** (6): 637–662.

LEONARDI E. (1996) - *Il Fiume di Sassi*. Il Vento Cercine, Basati (Seravezza), 71 pp.

LOPES PEGNA M. (1953) - *Le antiche miniere d'argento della Versilia*. L'Universo, **33** (3).

LOTTI B. (1881a) - *La doppia piega di Arni e la sezione trasversale delle Alpi Apuane*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **12**: 419–428.

LOTTI B. (1881b) - *Nota sopra una piega con rovesciamento degli strati paleozoici e triassici tra il M. Corchia e la Pania della Croce presso Mosceta*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **12**: 85–96.

LOTTI B. (1882a) - *Sulla dissimetria del rilievo delle Alpi Apuane*. Boll. R. Comit. Geol. d'It., **13**: 3.

LOTTI B. (1882b) - *Sulla separazione degli scisti triasici da quelli paleozoici nelle Alpi Apuane*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **13** (3-4): 82–91.

LOTTI B. (1883) - *Serie stratigrafica nei Monti Pisani fra il Lias superiore e l'Eocene*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **3**: 94–101.

LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*, vol. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

LOTTI B. & FOSSEN P. (1880) - *Nuovi fossili delle Alpi Apuane*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **11**: 11–12.

LOTTI B. & ZACCAGNA D. (1881) - *Sezioni geologiche nella regione centrale delle Alpi Apuane*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **12**: 5–82.

MANASSE E. (1910) - *Cloritoide (ottrelite) delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **26**: 121–142.

MANCINI S. (1997) - *La Buca dell'Angina. Una grotta e miniera delle Alpi Apuane*. Talp, **17**: 20–24.

MANCINI S. (1998) - *Miniere in Versilia. Storia e itinerari*. Petrart Edizioni, Pietrasanta.

MARCHETTI M. (1934) - *Una torba glaciale del Lago di Massaciuccoli*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **43** (5): 143–150.

MARCHISIO M. & D'ONOFRIO L. (1997) - *Indagini geofisiche nel Lago di Massaciuccoli e nella fascia costiera tra Migliarino e Torre del Lago*. In: *Lago di Massaciuccoli. Ricerche finalizzate al risanamento. 2° Contributo*, vol. 13, pp. 7–21. Ente Parco Regionale Migliarino - San Rossore - Massaciuccoli, Pisa.

MARINI M. & TERRANOVA R. (1980) - *I complessi ofiolitiferi dei Monti Aiona e Penna e loro rapporti con le serie sedimentarie (Appennino ligure-emiliano)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **99**: 183–203.

MARRONI M. (1994) - *Deformation path of the Internal Liguride Units (Northern Apennines, Italy): record of shallow-level underplating in the Alpine accetionary wedge*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 179–194.

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) - *Nuovi dati sull'età del Complesso di M. Penna/Casanova (Unità Liguri Esterne, Appennino Settentrionale)*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **13**: 139–142.

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.

MASCARO I., BENVENUTI M., CORSINI F., COSTAGLIOLA P., FERRARI M., MAINERI C., PARRINI P., TANELLI G., VITIELLO G., GABBRIELLI R., GONNELLI C., DA PELO S., LATTANZI P. & BINI C. (2000) - *Studio ambientale dell'area mineraria dismessa del Bottino (Alpi Apuane - Toscana settentrionale)*. Geologia Tecnica e Ambiente, **2**: 3–12.

MASCARO I., GUIDERI S., BENVENUTI M., FRANCOVICH R., TANELLI G., NUZZO A. & MICHELI L. (1991) - *Inventario del Patrimonio Minerario e Mineralogico in Toscana: Aspetti Naturalistici e Storico-Archeologici (con 18 tavole a scala 1:100.000)*. Edizioni della Giunta Regionale Toscana, Firenze, 240 pp.

MASINI R. (1937) - *La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **56** (3): 367–384.

MASSA G. (2005) - *Evoluzione tettonica della Zona dello Stazzemese (Alpi Apuane meridionali) e costruzione di un Sistema Informativo Territoriale per la gestione dei dati geologici e delle risorse litoidi*. Ph.D. thesis, Università di Siena.

MASSA G. (2007) - *Storia delle interpretazioni geologiche della Zona dello Stazzemese (Alpi Apuane meridionali)*. Acta Apuana, **6**: 5–26.

MATRAIA G. (1976) - *Le origini di Valdicastello Carducci ei i suoi giacimenti minerari*. La Provincia di Lucca, **16**.

MATRAIA R. (1978) - *Il villaggio di Gallena in Alta Versilia*. Rivista di Storia, Archeologia e Costume, **6** (4): 17–20.

MAXWELL J. (1964) - *Structural geology of the Ottone area, Piacenza and Genova*. Memorie della Società Geologica Italiana, **4** (1): 69–92.

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. (1991) - *Geomorfologia del Comune di Vecchiano*. In: O. BANTI, G. BIAGIOLI, S. DUCCI, A. GIUSTI, R. MAZZANTI, M. PASCUINUCCI & F. REDI (Eds.), *Il Fiume, la Campagna, il Mare. Reperti, Documenti, Immagini per la storia di Vecchiano*, pp. 23–46. Bandecchi e Vivaldi, Pontedera.

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. & PASQUINUCCI M. (1983) - *L'evoluzione del litorale lunense-pisano fino alla metà del XIX secolo*. Bollettino della Società Geografica Italiana, **12**: 605–628.

MECCHERI M. (1977) - *Nota preliminare sulle Argille a Palombini di M. Veri (alta Val Trebbia - Val d'Aveto; Appennino ligure-Emiliano)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **96**: 451–456.

MENEGHINI G. (1880) - *Nuovi fossili delle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 102–109.

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.

MERIGGI A. & SPANDRE R. (1996) - *Studio della circolazione idrica all'interno del Padule e Lago di Massaciuccoli*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **103**: 1–15.

MERLA G. (1932) - *I graniti della formazione ofiolitica dell'Appennino e il loro significato tettonico*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **41** (2): 32–37.

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.

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., GIORGETTI G. & MECCHERI M. (2000b) - *Structural and petrological constrains 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.

MONETTI L. (1922) - *Giacimento ferrifero di Strettoia*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze G. Capellini, **3**: 84–87.

MONTANARI L. & ROSSI M. (1983) - *Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali del Nordappennino. 2 - Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostratigrafici e loro implicazioni*. Memorie della Società Geologica Italiana, **25**: 185–217.

MORELLI L.A. & MENCHETTI S. (1969) - *Su alcuni minerali della zona del Bottino e del canale dell'Angina-Zulfello (Alpi Apuane)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **76**: 417–445.

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.

MUSETTI R. (1999) - *Cenni di geomorfologia, geologia, idrogeologia del territorio versiliese. Livelli di rischio nelle zone collinari e di pianura: cause, danni e prevenzioni*. In: *Atti del Convegno Calamità Naturali e Dissesto Ambientale in Versilia*, pp. 8–27. Pietrasanta, 20 Marzo 1999.

NARDI R. (1961) - *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Gallicano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **80** (2): 257–334.

NARDI R. (1962) - *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.

NEPI C. (2003) - *La Via di Marina. Alle origini di Forte dei Marmi*. Edizioni Monte Altissimo, Pietrasanta, 95 pp.

NICOLICH R. (1977) - *Some remarks on the uppermost structure of the Ligurial Sea based on seismic reflection data*. Bollettino di Geofisica, **75-76**: 207–221.

NISIO S. (2008) - *I sinkholes in Toscana*. In: *I Fenomeni Naturali di Sinkhole nelle Aree di Pianura Italiane*, *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. 85, pp. 213–268. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

OGGERI C. & VINAI R. (2003) - *Analisi geomeccaniche per la stabilità degli scavi in sotterraneo della Pietra del Cardoso*. GEAM, **109** (3): 55–61.

ORLANDI P., DINI A., PAGANO R. & CERRI M. (2002) - *I minerali del Bottino della Collezione Cerpelli*. Rivista Mineralogica Italiana, **26** (2): 81–100.

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.

PADERI E. (1935) - *Modificazioni storiche del litorale dal Serchio a Motrone*. L'Universo, **2**.

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.

PALMA DI CESNOLA A. (1980) - *Il Paleolitico della Toscana settentrionale*. In: A. RADMILLI, P. MENCACCI & M. ZECCHINI (Eds.), *La Toscana settentrionale dal Paleolitico all'Alto Medioevo: Atti del I Congresso di Archeologia, Lucca 5-6 1978*, pp. 23–39. Istituto di Antropologia e Paleontologia Umana dell'Università di Pisa e Centro di Studi Archeologici di Lucca, Nuova Grafica Lucchese, Lucca.

PANDELI E., GIANELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F. (1994) - *The Paleozoic basement of the northern Appennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and Alpine hydrothermal processes*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 627–654.

PANDOLFI D. (1974) - *La Sabbia Silicea della Bassa Versilia e i suoi Impieghi*. S.E.A., Carrara.

PANNUTI F. (1992) - *Formazione delle Brecce di Seravezza: evoluzione sedimentaria e metamorfica di un orizzonte residuale triassico nelle Alpi Apuane*. Ph.D. thesis, Università di Cagliari, Dipartimento di Scienze della Terra.

PASCUCCI V. (2005) - *Neogene evolution of the Viareggio Basin, Northern Tuscany (Italy)*. GeoActa, **4**: 123–138.

PASSERI L. (1985) - *I principali eventi tettonici nell'area apuana in accordo con le nuove ricostruzioni paleogeografiche*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 225–231.

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.

PEDRESCHI L. (1956) - *Il Lago di Massaciuccoli e il suo territorio*. Memorie della Società Geografica Italiana, **22**: 1–226.

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. (1922) - *La zona metallifera del Bottino e della Valle di Castello. I suoi minerali e le sue miniere*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze G. Capellini, **3** (1): 39–83.

PELLOUX A. (1923) - *Tetraedrite ed altri minerali della miniera del Bottino (Serravezza)*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze G. Capellini, **4**: 3–5.

PERILLI N. & REALE V. (1996) - *Jurassic calcareous nannofossils assemblage of the Marne a Posidonia Fm. of the Tuscan Succession, Northern Apennines (Italy)*. In: *Riun. Paleopelagos, 3-6.6.1996*, p. 10.

PERTUSATI P., PLESI G. & CERRINA F.A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda toscana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **96** (4): 587–603.

PEYBERNÈS B., DURAND-DELGA M. & CUGNY P. (2001) - *Reconstitution, en Corse, au Jurassique moyen–supérieur, de la marge européenne de l'océan Liguro-Piémontais, grâce à des niveaux repères à Praekurnubia crusei (foraminifère)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **332**: 499–506.

PICCINI L., PRANZINI G., TEDICI L. & FORTI P. (1999) - *Le risorse idriche dei complessi carbonatici del comprensorio apuo-versiliese*. Quaderni di Geologia Applicata, **6** (1): 61–78.

PILLA L. (1845) - *Breve Cenno sulla Ricchezza Minerale della Toscana*. Rocco Vannucchi Editore, Pisa, 224 pp.

PIPINO G. (1977) - *Il banco di S. Giorgio e le miniere di Pietrasanta*. L'Industria Mineraria, **7**.

PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) - *Le unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **36**: 183–230.

PRANZINI E. (2004) - *Caratteristiche morfologiche e sedimentologiche di una zona di convergenza del trasporto litoraneo (Versilia, Toscana)*. Studi Costieri, **8**: 135–149.

PUCCIONI N. (1922) - *Esplorazione sistematica della "Buca del Tasso"- Industria e resti scheletrici*. Archivio per l'Antropologia e l'Etnologia, pp. 22–44.

PUXEDDU M., SAUPÉ F., DECHOMETS R., GIANNELLI G. & MOINE B. (1984) - *Geochemistry and stratigraphic correlations. Application to the investigation of the geotermal and mineral resources of Tuscany, Italy*. Chemical Geology, **43**: 77–113.

RAGGI D. & RAGGI G. (1989) - *Il bacino del fiume Camaiore (Alpi Apuane, Versilia): caratteri idrogeologici e disponibilità idriche*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze G. Capellini, **57-58**: 77–100.

RAGGI G. (1985) - *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del Fiume Magra*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 35–62.

RAPETTI C. & RAPETTI F. (1996) - *L'evento pluviometrico eccezionale del 19 giugno 1996 in alta*

Versilia (Toscana) nel quadro delle precipitazioni delle Alpi Apuane. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **103**: 143–159.

RAU A., TONGIORGI M. & MARTINI I. (1985) - *La successione di Punta Bianca: un esempo di rift abortivo nel Trias medio del Dominio Toscano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 115–125.

REPETTI E. (1820) - *Sopra l'Alpe Apuana e i marmi di Carrara*. Badia Fiesolana, Firenze.

REUTTER K., TEICHMULLER M., TEICHMULLER R. & ZANZUCCHI G. (1983) - *The coalification pattern in the Northern Apennines and its paleogeothermic and tectonic significance*. Geologische Rundschau, **72**: 861–894.

RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. In: P. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.), *Foreland Basins*, *Special Publications*, vol. 8, pp. 105–139. International Association of Sedimentologists, Oxford.

RIZZO S. (2002) - *La geofisica applicata nel controllo e nelle indagini sui sinkholes: l'esempio di Camaiore*. In: *Le Voragini Catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*, pp. 176–201. Regione Toscana, Grosseto, 31 marzo 2000.

ROSI M. & DI PAOLA G. (2001) - *Informazioni di base inviate agli esperti internazionali*. In: M. ROSI & G. DI PAOLA (Eds.), *Workshp 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.

ROSSI P., COCHERIE A., LAHONDÈRE D. & FANNING C. (2002) - *La marge européenne de la Téthys jurassique en Corse : datation de trondhjémites de Balagne et indices de croûte continentale sous le domaine Balano-Ligure*. Comptes Rendus Geosciences, **334**: 313–322.

SAGUI C. (1924) - *Primary and Secondary Ores of the Bottino Mines, Italy*. Economic Geology, **19** (6): 542–549.

SAGUI C. (1933) - *De quelques donnees sur la genese de la pyrrhotite colloidale et des autres minerais de la mine du Bottino*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **196** (19): 1424–1426.

SALVATORI I. & SPANDRE R. (1995) - *Aspetti idrogeologici e idrochimici delle acque sotterranee della pianura apuana*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **102**: 73–85.

SALVATORI P. (2000) - *Studio idrogeologico della pianura versiliese compresa tra Viareggio e Forte dei Marmi con particolare riguardo al fenomeno dell'intrusione marina*. In: *Studi e proposte per la soluzione della crisi idrica in Versilia*, pp. 29–35. Amici della Terra, Viareggio.

SANI M. (1985) - *Le brecce 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., ZANCHETTA G., MAZZA P. & GRASSI R. (2001) - *Sedimentologic and palaeontologic features of an ancient humid alluvial palin in the Lucca Basin (Northern Tuscany, Central Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **94**: 107–117.

SAVI P. (1833) - *Tagli geologici delle Alpi Apuane e del Monte Pisano e cenno sull'Isola d'Elba*. Nuovo Giornale dei Letterati, **27** (70-71): 81–99.

SAVI P. (1847) - *Considerazioni sulla struttura geologica delle montagne Pietrasantine*. Tip. Nistri, Pisa.

SAVI P. (1863) - *Sulla costituzione geologica delle ellissoidi della catena metallifera ed in particolare di quella delle Alpi Apuane*. Nuovo Cimento, **18**: 156–201.

SAVI P. (1932) - *Osservazioni geognostiche sui terreni più antichi della Toscana, concernenti specialmente i Monti Pisani, le Apuane e la Lunigiana*. Nuovo Giornale dei letterati, **24**: 198–199.

SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Bollettino della Società

Geologica Italiana, **98**: 27–34.

SCHULTZ H. (1996) - *Analyse der variszisch-apenninischen Deformationsgeschichte des paläozoischen Basements der Apuaner Alpen (Toskana, Italien)*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A: Geologie und Paläontologie, **188**: 1–108.

SESTINI A. (1950) - *Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **57**: 1–6.

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. (1968) - *Stratigrafia dei Grezzoni al Monte Grondilice (Alpi apuane)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **7** (4): 393–415.

SIMI E. (1855) - *Sull'Alpe della Versilia e la sua ricchezza naturale. Saggio corografico*. Stamperia Ducale, Massa.

SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**: 47–65.

SPANDRE R. & MERIGGI A. (1997) - *Studio idrologico del bacino del Lago di Massaciuccoli*. In: *Lago di Massaciuccoli. Ricerche finalizzate al risanamento*, vol. 13, pp. 23–91. Ente Parco Regionale Migliarino - San Rossore - Massaciuccoli.

STAMPFLI G., BOREL G., CAVAZZA W., MOSAR J. & ZIEGLER P. (2001) - *The Paleotectonic Atlas of the Peritethyan Domain*, vol. 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.

TANELLI G. (1983) - *Mineralizzazioni metallifere e minerogenesi in Toscana*. Memorie della Società Geologica Italiana, **25**: 91–109.

TANELLI G., LATTANZI P., RUGGIERI G. & CORSINI F. (1991) - *Metallogeny of Gold in Tuscany*. In: *Atti del Convegno Brazil Gold '91*, pp. 109–114. Ladeira Editor, Rotterdam.

TEICHMÜLLER R. (1932) - *Über das Vorland des Apennin*. Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, **4** (17): 8–52.

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.

TERRANOVA R. & ZANZUCCHI G. (1983) - *Relationships between ophiolites and flysch sequences in the Mt. Penna-Mt. Ragola area*. Ofioliti, **6**: 286–292.

TILMANN N. (1926) - *Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toscanas*. Geologische Rundschau, **Sonderband 17a**: 631–660.

TILMANN N. (1929) - *Zum Bau der nordlichen Tyrrhenis*. Geologische Rundschau, **20**.

TOMEI P. & BARTELLETTI A. (1977) - *Il Lago di Porta, contributo naturalistico*. Rivista di Archeologia, Storia, Economia, Costume, **5** (2).

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'Universita di Padova, **16**: 5–39.

TREVISAN L. (1962) - *Considérations sur deux conpes à travers l'Apennin septentrional*. Bulletin de la Société Géologique de France, **7**: 675–681.

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., BARBERI F., ELTER P., GIGLIA G., RAU A. & TONGIORGI M. (1965) - *Guida alle escursioni in Toscana. Atti del Symposium sul Verrucano*. Tipografia Pacini Mariotti, Pisa.

TREVISAN L., DALLAN L., FEDERICI P., GIGLIA G., NARDI R. & RAGGI G. (1971) - *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.

TUCCI P. (1980) - *Le metamorfiti della Serie Scistosa Basale del Monte Corchia (Alpi Apuane)*. Periodico di Mineralogia, **49** (1): 57–148.

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.

VERRUCCHI C., PANDELI E., MINISSALE A., ANDREOTTI P. & PAOLIERI M. (1994) - *New data for the geochemical characterization of the Tuscan Paleozoic sequences (northern Apennines, Italy)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 655–666.

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.

VIGLIARDI A. (1985a) - *Grotta del Tambugione*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 160–162. Pacini, Pisa.

VIGLIARDI A. (1985b) - *Grotta della Penna Buia*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 163–165. Pacini, Pisa.

VIGLIARDI A. (1985c) - *Grotta delle Pianacce*. In: D. COCCHI GENICK & R. CREMONESI GRIFONI (Eds.), *L'Età dei Metalli nella Toscana Nord-Occidentale*, pp. 165–167. Pacini, Pisa.

VINASSA DE REGNY P. (1927) - *Fossili retici di Caprona*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **25**: 825–845.

WACHSMUTH W. (1966) - *Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen*. Master's thesis, FU Berlin.

WIEDENMAYER F. (1980) - *Die Ammoniten der mediterranean Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen)*. Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., **93**: 1–261.

WUNDERLICH H.G. (1960) - *Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen*. Akad. Wiss. Goettingen, Mat.-Phys. Kl., Nachr., **6**: 117–158.

ZACCAGNA D. (1880) - *Osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Castelpoggio*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **11** (3): 139–155.

ZACCAGNA D. (1881a) - *In risposta alle osservazioni del De Stefani sopra alcune pubblicazioni del R. Comitato Geologico Italiano nelle Alpi Apuane*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **2**: 179–186.

ZACCAGNA D. (1881b) - *Una escursione nella regione marmifera carrarese*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **12**: 476–501.

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. (1895) - *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. (1896) - *Carta geologica delle Alpi Apuane. Sezioni Geologiche*.

ZACCAGNA D. (1897) - *Carta e sezioni geologiche delle Alpi Apuane*, vol. 28. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, Roma.

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.

ZACCAGNA D. (1898b) - *Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **39**: 97–121, 248–271.

ZACCAGNA D. (1898c) - *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, Roma, 110 pp.

ZACCAGNA D. (1925) - *Carta geologica d'Italia. F. 96 - Massa*. Scala 1:100.000, Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.

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. (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.

ZANZUCCHI D. (1963) - *La geologia dell'alta Val Parma*. Memorie della Società Geologica Italiana, **82** (4): 131–167.

ZANZUCCHI G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val di Taro*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **3**: 58–89.

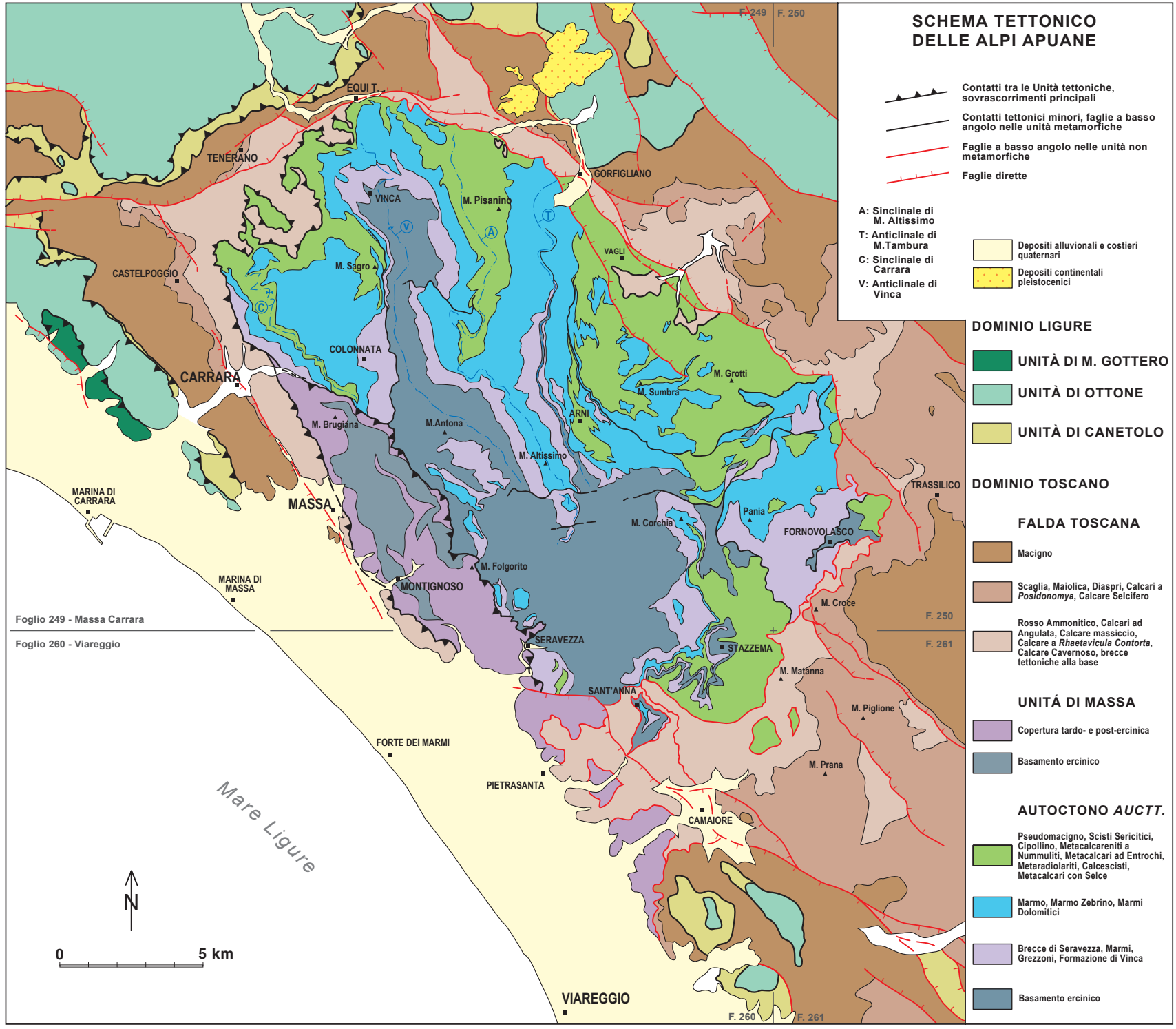


Tavola 1 - *Schema tettonico delle Alpi Apuane.*