



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

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

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

foglio 316, 317, 328, 329

ISOLA D'ELBA

A cura di

**G. Principi^(1,3), V. Bortolotti⁽¹⁾, E. Pandeli^(1,3), F. Fanucci[†], M. Benvenuti⁽¹⁾,
M. Chiari⁽³⁾, A. Dini⁽⁴⁾, M. Fazzuoli⁽¹⁾, F. Menna⁽¹⁾, D. Morelli⁽²⁾,
S. Moretti⁽¹⁾, G. Nirta⁽¹⁾ & V. Reale⁽¹⁾**

Con contributi di:

M. D'Orefice⁽⁵⁾ e R. Graciotti⁽⁵⁾

- ⁽¹⁾ - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze
⁽²⁾ - Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università di Trieste
⁽³⁾ - CNR-Istituto di Geoscienze e Georisorse, Unità di Firenze
⁽⁴⁾ - CNR-Istituto di Geoscienze e Georisorse, Unità di Pisa
⁽⁵⁾ - ISPR A - Servizio Geologico d'Italia

Ente realizzatore



REGIONE TOSCANA

Direttore del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA): C. Campobasso

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

F. Capotorti, C. Muraro (aree emerse), **A. Fiorentino, S. D'Angelo** (aree sommerse)

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, S. Falcetti

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa a cura di:
S.EL.CA. s.r.l. - Firenze

Gestione amministrativa del Progetto CARG per la Regione Toscana:
M. Baldi

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

Stampa:

INDICE

| | | | |
|------------|--|------|----|
| I | - INTRODUZIONE | pag. | 11 |
| 1. | - FONTI CARTOGRAFICHE E DISTRIBUZIONE DEL LAVORO | » | 11 |
| 2. | - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO E PER LE PROCEDURE ANALITICHE | » | 12 |
| 2.1. | - PARTE A TERRA | » | 12 |
| 2.1.1. | - <i>Rilevamento geologico</i> | » | 12 |
| 2.1.2. | - <i>Rilevamento geomorfologico</i> | » | 14 |
| 2.2. | - PARTE A MARE | » | 14 |
| 2.2.1. | - <i>Premessa</i> | » | 14 |
| 2.2.2. | - <i>Metodologia di indagine</i> | » | 15 |
| II | - CENNI STORICI | » | 17 |
| 1. | - PARTE A TERRA | » | 17 |
| 2. | - PARTE A MARE | » | 33 |
| III | - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO | » | 35 |
| 1. | - PARTE A TERRA | » | 35 |
| 1.1. | - <i>Settore occidentale</i> | » | 36 |
| 1.2. | - <i>Settore centrale</i> | » | 39 |
| 1.3. | - <i>Settore sud-orientale</i> | » | 41 |
| 1.4. | - <i>Settore nord-orientale</i> | » | 42 |
| 2. | - PARTE A MARE - MORFOLOGIE E STRUTTURE SUPERFICIALI | » | 43 |
| IV | - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE | » | 51 |
| 1. | - PARTE A TERRA | » | 51 |
| 2. | - PARTE A MARE | » | 54 |
| V | - STRATIGRAFIA | » | 57 |
| 1. | - UNITÀ TETTONICHE DELL'ELBA CENTRO-ORIENTALE | » | 58 |
| 1.1. | - UNITÀ TETTONICA RIPANERA (Dominio Ligure) | » | 58 |

| | | | |
|----------|---|---|----|
| 1.1.1. | - Argille a Palombini (APA) | » | 58 |
| 1.1.2. | - "formazione del Golfo di Lacona" (GLF) | » | 60 |
| 1.1.3. | - "formazione di Marina di Campo" (MPO) | » | 61 |
| | - "membro delle arenarie di Ghiaieto" (MPO₁) | » | 63 |
| 1.2. | - UNITÀ TETTONICA LACONA (Dominio Ligure) | » | 64 |
| 1.2.1. | - "formazione di Madonna della Lacona" (NDL) | » | 64 |
| | - "litofacies delle brecce di Punta della Contessa" (NDL_a) | » | 65 |
| 1.3. | - BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA LE UNITÀ TETTONICHE LACONA E MONTE STREGA | » | 65 |
| 1.3.1. | - "brecce di Colle Reciso" (CEC) | » | 65 |
| 1.4. | - UNITÀ TETTONICA MONTE STREGA (Dominio Ligure) | » | 66 |
| 1.4.1. | - <i>BASAMENTO OFIOLITICO</i> | » | 68 |
| 1.4.1.1. | - "serpentiniti" (SRN) | » | 68 |
| 1.4.1.2. | - "oficalciti" (OFI) | » | 70 |
| 1.4.1.3. | - "gabbri" (GBB) | » | 71 |
| 1.4.1.4. | - "complesso filoniano" (CFI) | » | 73 |
| 1.4.2. | - <i>SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA</i> | » | 75 |
| 1.4.2.1. | - "brecce ofiolitiche" (BFO) | » | 75 |
| 1.4.2.2. | - "basalti" (BST) | » | 75 |
| 1.4.2.3. | - "diaspri di Monte Alpe" (DSA) | » | 77 |
| | - "litofacies delle brecce ofiolitiche" (DSA_a) | » | 78 |
| 1.4.2.4. | - "formazione di Nisportino" (FNI) | » | 80 |
| | - "membro della Rivercina" (FNI₁) | » | 81 |
| 1.4.2.5. | - Calcari a Calpionelle (CCL) | » | 82 |
| 1.4.2.6. | - Argille a Palombini (APA) | » | 83 |
| 1.5. | - UNITÀ TETTONICA GRÀSSERA (Dominio Ligure) | » | 84 |
| 1.5.1. | - "formazione di Cavo" (FCV) | » | 84 |
| | - "membro dei calcescisti" (FCV₁) | » | 86 |
| 1.6. | - UNITÀ TETTONICA FALDA TOSCANA (Dominio Toscano) | » | 86 |
| 1.6.1. | - <i>Formazione della Pania di Corfino</i> (PAC) | » | 87 |
| 1.6.2. | - "formazione del Monte Cetona" (FZM) | » | 88 |
| 1.6.3. | - <i>Calcare Massiccio</i> (MAS) | » | 89 |
| 1.6.4. | - "calcari di Grotta Giusti" (CGU) | » | 89 |
| 1.6.5. | - <i>Rosso Ammonitico</i> (RSA) | » | 90 |
| 1.6.6. | - <i>Calcare Selcifero di Limano</i> (LIM) | » | 91 |
| 1.6.7. | - <i>Calcari e Marne a Posidonia</i> (POD) | » | 92 |
| 1.7. | - BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA LE UNITÀ TETTONICHE MONTICIANO-ROCCASTRADA E FALDA TOSCANA | » | 93 |
| 1.7.1. | - "brecce di Rialbano" (RBC) | » | 93 |
| 1.8. | - UNITÀ TETTONICA MONTICIANO-ROCCASTRADA (Dominio Toscano) | » | 94 |
| 1.8.1. | - "formazione di Rio Marina" (RRN) | » | 95 |
| 1.8.2. | - <i>GRUPPO DEL VERRUCANO</i> | » | 96 |
| 1.8.2.1. | - "formazione della Verruca" (VEU) | » | 96 |

| | | |
|----------|---|-------|
| 1.8.2.2. | - <i>Quarziti di Monte Serra (QMS)</i> | » 97 |
| | - <i>membro delle quarziti verdi (QMS₁)</i> | » 97 |
| | - <i>membro delle quarziti bianco-rosa (QMS₂)</i> | » 98 |
| 1.8.3. | - <i>“calcari cristallini di Capo Pero” (CIE)</i> | » 99 |
| 1.8.4. | - <i>“calcari cristallini e calcescisti di Capo Castello” (CPT)</i> | » 99 |
| 1.8.5. | - <i>“calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove” (LGI)</i> | » 100 |
| 1.8.6. | - <i>“scisti sericitici” (SSR)</i> | » 101 |
| 1.8.7. | - <i>Pseudomacigno (PSM)</i> | » 102 |
| 1.9. | - UNITÀ TETTONICA ACQUADOLCE (Dominio Ligure) | » 102 |
| 1.9.1. | - SUBUNITÀ TETTONICA SANTA FILOMENA | » 103 |
| 1.9.1.1. | - <i>“serpentiniti” (SRN)</i> | » 103 |
| 1.9.2. | - SUBUNITÀ TETTONICA VALDANA | » 105 |
| 1.9.2.1. | - <i>“filladi e metasiltiti di Porticciolo” (FMI)</i> | » 105 |
| | - <i>“litofacies dei calcescisti” (FMI_a)</i> | » 105 |
| | - <i>“litofacies dei marmi della Valdana” (FMI_b)</i> | » 106 |
| 1.10. | - BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA LE UNITÀ TETTONICHE ACQUADOLCE ED ORTANO (Dominio Toscano) | » 107 |
| 1.10.1. | - <i>“breccie di Ortano” (OTN)</i> | » 107 |
| 1.11. | - UNITÀ TETTONICA ORTANO | » 108 |
| 1.11.1. | - <i>“scisti di Capo d’Arco” (SOO)</i> | » 109 |
| | - <i>“litofacies quarzítico-conglomeratica” (SOO_a)</i> | » 109 |
| 1.11.2. | - <i>“porfiroidi” (PRF)</i> | » 110 |
| 1.11.3. | - <i>“filladi e quarziti di Rio Ortano” (FQO)</i> | » 111 |
| | - <i>“litofacies delle quarziti e filladi nerastré” (FQO_a)</i> | » 111 |
| 1.12. | - BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA LE UNITÀ TETTONICHE ORTANO E PORTO AZZURRO E INTERNE ALL’UNITÀ PORTO AZZURRO | » 112 |
| 1.12.1. | - <i>“breccie di Zuccale” (RZU)</i> | » 112 |
| 1.12.2. | - <i>“breccie della Miniera di Calamita” (BMT)</i> | » 114 |
| 1.13. | - UNITÀ TETTONICA PORTO AZZURRO (Dominio Toscano) | » 114 |
| 1.13.1. | - <i>Complesso di Monte Calamita (CMI)</i> | » 115 |
| | - <i>“litodema delle filladi con intercalazioni di metarenarie” (CMI_a)</i> | » 115 |
| | - <i>“litodema dei micascisti” (CMI_b)</i> | » 116 |
| | - <i>“litodema delle anfiboliti” (CMI_c)</i> | » 116 |
| 1.13.2. | - <i>“quarziti di Barabarca” (FQB)</i> | » 117 |
| 1.13.3. | - <i>“formazione di Tocchi” (TCC)</i> | » 118 |
| 1.13.4. | - <i>“marni di Le Calanchiole” (MHM)</i> | » 119 |
| 1.14. | - ORIZZONTI CATACLASTICI NON CARTOGRAFABILI | » 120 |
| 2. | - UNITÀ TETTONICHE DELL’ELBA OCCIDENTALE | » 121 |
| 2.1. | - UNITÀ TETTONICA PUNTA LE TOMBE (Dominio Ligure) | » 123 |
| 2.1.1. | - <i>“serpentiniti” (SRN)</i> | » 123 |
| 2.1.2. | - <i>“calcari e marne di Monte Agaciaccio” (GAC)</i> | » 123 |

| | | |
|---------|---|-------|
| | - "litofacies delle brecce di Punta le Tombe" (GAC _a) | » 124 |
| 2.2. | - UNITÀ TETTONICA PUNTA POLVERAIA-FETOVAIA (Dominio Ligure) | » 124 |
| 2.2.1. | - "serpentiniti" (SRN) | » 126 |
| | - "litofacies delle serpentiniti con filoni" (SRN _a) | » 126 |
| 2.2.2. | - "gabbri" (GBB) | » 127 |
| | - "litofacies dei gabbri con filoni" (GBB _a) | » 127 |
| 2.2.3. | - "brecce ofiolitiche" (BFO) | » 128 |
| 2.2.4. | - "basalti" (BST) | » 128 |
| 2.2.5. | - "diaspri di Monte Alpe" (DSA) | » 129 |
| 2.2.6. | - Calcari a Calpionelle (CCL) | » 129 |
| 2.2.7. | - Argille a Palombini (APA) | » 130 |
| 3. | - UNITÀ MAGMATICHE NEOGENICHE | » 131 |
| 3.1. | - Aplite di Capo Bianco (ACB) | » 133 |
| 3.2. | - Microgranito di Punta del Nasuto (SUT) | » 135 |
| 3.3. | - Porfido di Portoferraio (FID) | » 136 |
| 3.4. | - Porfido di San Martino (PFM) | » 137 |
| 3.5. | - Monzogranito di Monte Capanne (MZM) | » 138 |
| | - "facies di Sant'Andrea" (MZM _a) | » 139 |
| | - "facies di San Francesco" (MZM _b) | » 140 |
| | - "facies di San Piero" (MZM _c) | » 140 |
| 3.6. | - "leucogranito di Sant'Ilario" (LSI) | » 141 |
| 3.7. | - "leucogranito di Punta del Cotoncello" (NCL) | » 142 |
| 3.8. | - Porfido di Orano (PFN) | » 142 |
| 3.9. | - Monzogranito di Porto Azzurro (MZS) | » 143 |
| 3.10. | - "filone di Monte Castello" (mc) | » 144 |
| 3.11. | - CORPI FILONIANI DI DIMENSIONI NON CARTOGRAFABILI | » 145 |
| 3.11.1. | - "filoni di Casa Carpini" (cc) | » 145 |
| 3.11.2. | - "filoni di Monte Capo Stella" (ms) | » 146 |
| 4. | - SKARN CON MINERALIZZAZIONI METALLICHE (sk) | » 146 |
| 5. | - DEPOSITI DELLE AREE SOMMERSE | » 147 |
| 5.1. | - COLTRE DI ALTO STAZIONAMENTO (HST) | » 147 |
| 5.1.1. | - Deposito di spiaggia sommersa (g ₈) | » 147 |
| 5.1.2. | - Deposito di piattaforma interna (g ₁₉) | » 147 |
| 5.1.3. | - Deposito di bacino (m ₁₁) | » 147 |
| 5.2. | - CORPI DELLA TRASGRESSIONE POST-GLACIALE (TST) | » 148 |
| 5.3. | - DEPOSITO DI FRANA SOTTOMARINA (g ₁₇) | » 148 |
| 5.4. | - CORPI PLEISTOCENICI INDIFFERENZIATI (sti) | » 148 |
| 5.5. | - SUBSTRATO INDIFFERENZIATO (sci) | » 148 |
| 6. | - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI | » 148 |
| 6.1. | - Deposito alluvionale terrazzato (bn) | » 148 |
| 6.2. | - Deposito eolico (d) | » 149 |
| 6.3. | - Deposito di frana (a ₁) | » 150 |
| 6.4. | - Deposito di versante (a) | » 152 |

| | | |
|-------------|---|-------|
| 6.5. | - <i>Coltre eluvio-colluviale (b₂)</i> | » 153 |
| 6.6. | - <i>Deposito alluvionale (b)</i> | » 153 |
| 6.7. | - <i>Deposito di spiaggia (g₂)</i> | » 154 |
| 6.8. | - <i>Deposito lagunare (e₁)</i> | » 155 |
| 6.9. | - <i>Discarica (h₁)</i> | » 155 |
| 6.10. | - <i>Deposito antropico (h)</i> | » 156 |
| 7. | - APPENDICE | » 156 |
| 7.1. | - CAVITÀ CARSIICHE | » 156 |
| 7.1.1. | - <i>Grotta di Reale (Porto Azzurro)</i> | » 156 |
| 7.1.2. | - <i>Grotta di San Giuseppe</i> | » 157 |
| VI | - CARATTERI GEOLOGICI DELL'AREA MARINA | » 159 |
| 1. | - I PRINCIPALI BACINI SEDIMENTARI | » 159 |
| 2. | - LE SEQUENZE SEDIMENTARIE | » 162 |
| 2.1. | - IL MIOCENE | » 162 |
| 2.2. | - IL PLIO-PLEISTOCENE | » 162 |
| 2.3. | - IL TARDO PLEISTOCENE | » 164 |
| 2.4. | - L'OLOCENE | » 165 |
| | - IL SETTORE SUDORIENTALE | » 166 |
| | - IL SETTORE OCCIDENTALE | » 166 |
| | - LA PIATTAFORMA SETTENTRIONALE | » 166 |
| 2.5. | - I SEDIMENTI SUPERFICIALI | » 167 |
| VII | - LE AUREOLE TERMOMETAMORFICHE | » 169 |
| 1. | - L'AUREOLA DELL'ELBA ORIENTALE | » 170 |
| 1.1. | - DISTRIBUZIONE DELLE ASSOCIAZIONI MINERALOGICHE LEGATE AL TERMOMETAMORFISMO | » 170 |
| 1.1.1. | - <i>Promontorio di Monte Calamita</i> | » 171 |
| 1.1.2. | - <i>Area Porto Azzurro-Rio Marina</i> | » 172 |
| 1.1.3. | - <i>Area Norsi - Valdana - Spiaggia del Lido</i> | » 173 |
| 2. | - L'AUREOLA DELL'ELBA OCCIDENTALE | » 174 |
| VIII | - TETTONICA | » 179 |
| 1. | - STRUTTURE A TERRA | » 179 |
| 1.1. | - ELBA CENTRO-ORIENTALE | » 180 |
| 1.1.1. | - <i>STRUTTURA INTERNA DELLE UNITÀ TETTONICHE</i> | » 180 |
| 1.1.1.1. | - <i>Unità tettonica Ripanera</i> | » 180 |
| 1.1.1.2. | - <i>Unità tettonica Lacona</i> | » 180 |
| 1.1.1.3. | - <i>Unità tettonica Monte Strega</i> | » 181 |
| | - Fase preorogena oceanica | » 181 |
| | - Fasi orogeniche | » 181 |
| | - Subunità tettonica Acquaviva | » 181 |

| | |
|---|-------|
| - Subunità tettonica Monte Serra | » 182 |
| - Subunità tettonica Sassi Turchini | » 183 |
| - Subunità tettonica Volterraio | » 183 |
| - Subunità tettonica Bagnaia | » 183 |
| - Subunità tettonica Casa Galletti | » 184 |
| 1.1.1.4. - <i>Unità tettonica Gràssera</i> | » 184 |
| 1.1.1.5. - <i>Unità tettonica Falda Toscana</i> | » 185 |
| 1.1.1.6. - <i>Unità tettonica Monticiano-Roccastrada</i> | » 185 |
| 1.1.1.7. - <i>Unità tettonica Acquadolce</i> | » 186 |
| 1.1.1.8. - <i>Unità tettonica Ortano</i> | » 187 |
| 1.1.1.9. - <i>Unità tettonica Porto Azzurro</i> | » 188 |
| 1.2. - ELBA OCCIDENTALE | » 189 |
| 1.2.1. - <i>Unità tettonica Polveraia-Fetovaia</i> | » 189 |
| 1.2.2. - <i>Unità tettonica Punta le Tombe</i> | » 194 |
| 2. - SUPERFICI TETTONICHE PRINCIPALI | » 195 |
| 2.1. - SUPERFICI TETTONICHE A BASSO ANGOLO TRA LE UNITÀ | » 195 |
| 2.1.1. - <i>SOVRASCORRIMENTI PRINCIPALI</i> | » 196 |
| 2.1.1.1. - Sovrascorrimento di Madonna della Lacona | » 196 |
| 2.1.1.2. - Sovrascorrimento di La Parata | » 196 |
| 2.1.1.3. - Sovrascorrimento di Mar dei Carpisi | » 197 |
| 2.1.1.4. - Sovrascorrimento di Valdana | » 197 |
| 2.1.2. - <i>FAGLIE NORMALI A BASSO ANGOLO</i> | » 197 |
| 2.1.2.1. - <i>Faglie pre-intrusioni</i> | » 198 |
| - Faglia di Monte Fico | » 198 |
| - Faglia di San Felo | » 198 |
| - Faglia di Monte Arco | » 198 |
| 2.1.2.2. - <i>Faglie sin-intrusioni</i> | » 199 |
| - Faglia di Fosso dell'Acqua | » 199 |
| - Faglia di Zuccale | » 199 |
| - Faglia di Colle Reciso | » 202 |
| - Faglia di Casa Unginotti | » 203 |
| - Faglia di Punta Rialbano | » 203 |
| - Faglia dell'Elba Centrale - CEF | » 203 |
| - Faglia di Fetovaia | » 204 |
| 2.2. - SUPERFICI TETTONICHE AD ALTO ANGOLO | » 204 |
| 2.2.1. - <i>Faglie normali ad alto angolo a direzione NE-SO</i> | » 204 |
| - Faglie di Monte Castello e dell'Acquacavalla | » 205 |
| 2.2.2. - <i>Faglie di trasferimento</i> | » 205 |
| 2.2.3. - <i>Faglie normali ad alto angolo a direzione N-S</i> | » 206 |
| 3. - STRUTTURE A MARE | » 207 |
| 3.1. - IL CANALE DELL'ELBA. | » 210 |

| | | |
|-----------|--|-------|
| IX | - EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'ISOLA D'ELBA | » 213 |
| 1. | - STADIO PRE-MAGMATICO | » 220 |
| 1.1. | - FASI PRE-COLLISIONALI | » 221 |
| 1.2. | - FASI SIN-COLLISIONALI | » 223 |
| 1.3. | - FASE ESTENSIONALE PRE-INTRUSIONI | » 226 |
| 2. | - STADIO SIN-INTRUSIONI MAGMATICHE | » 227 |
| 3. | - STADIO POST-INTRUSIONI MAGMATICHE | » 230 |
| | | |
| X | - RISORSE MINERARIE ED ATTIVITA ESTRATTIVE | » 233 |
| 1. | - MINIERE | » 235 |
| 1.1. | - GIACIMENTI FERRIFERI | » 235 |
| 1.1.1. | - <i>Mineralizzazioni a prevalente ematite (± pirite)</i> | » 235 |
| 1.1.2. | - <i>Mineralizzazioni a prevalente magnetite (± solfuri)</i> | » 237 |
| 1.1.3. | - <i>Genesi dei giacimenti</i> | » 240 |
| | - <i>Teorie "plutoniste - epigenetiche"</i> | » 240 |
| | - <i>Teorie "singenetico - metamorfiche"</i> | » 240 |
| 1.2. | - ALTRE RISORSE MINERARIE | » 241 |
| 2. | - RISORSE LAPIDEE | » 242 |
| 3. | - IDROGEOLOGIA | » 243 |
| | | |
| | BIBLIOGRAFIA | » 247 |

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

1. - FONTI CARTOGRAFICHE E DISTRIBUZIONE DEL LAVORO

Il Foglio Elba (316, 317, 328, 329) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge 226/1999) tramite una convenzione tra il Dipartimento Servizi Tecnici Nazionali (Servizio Geologico Nazionale, ora ISPRA) e la Regione Toscana, che ne ha affidato l'esecuzione al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze, e si avvale del coordinamento scientifico di G. PRINCIPI. Per la realizzazione della nuova carta geologica sono stati utilizzati e debitamente revisionati: a) i rilievi della precedente cartografia ufficiale in scala 1:100.000 (Foglio 126 Isola d'Elba, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b), stampato anche in due fogli alla scala 1:25.000 dalla sezione di Pisa del Centro Studi Geologia dell'Appennino (BARBERI *et alii*, 1967a) e diffuso ufficialmente solo nel 2001 sulla rivista *Ofioliti*; b) i rilevamenti effettuati da una parte degli scriventi nel corso degli ultimi anni e pubblicati nella "Carta geologica dell'Elba centrale e orientale" alla scala 1:15.000 (BABBINI *et alii*, 2001); c) i rilievi sulle intrusioni magmatiche nell'Elba centrale effettuati nell'ambito del Progetto CARG, "Progetto per la realizzazione di un atlante di cartografia prototipale" come "Cartografia di unità subvulcaniche: le 'Rocce Porfiriche' dell'Isola d'Elba" da altri autori e pubblicati come "*Geological map of the Late Miocene laccolith Complex of Elba*" alla scala 1: 40.000 (DINI *et alii*, 2004).

I nuovi rilevamenti alla scala 1:10.000 e, nei punti più interessanti, anche alla scala 1:5.000 e le revisioni dei rilevamenti precedenti sono state effettuate negli anni 2002-2007 da A. BABBINI, V. BORTOLOTTI, S. CORTI, M. FAZZUOLI, F. MENNA, M. MORELLI, G. NIRTA, E. PANDELI e G. PRINCIPI, sotto la direzione di G. PRINCIPI

(responsabile scientifico), di V. BORTOLOTTI e di E. PANDELI (direttori del rilevamento) e, per le rocce magmatiche, da A. DINI sotto la direzione di F. INNOCENTI[†]. Altri contributi al rilevamento provengono da C. DINI, S. SEGONI, S. VANNETTI, C. DI MAURO e M. ALDINUCCI. Il maggiore impegno è stato rivolto alla cartografia della parte occidentale (Monte Capanne) e sud-orientale (Promontorio del Monte Calamita) dell'isola che non erano coperte da rilievi recenti. Durante i rilevamenti geologici delle unità sedimentarie e metamorfiche sono state effettuate anche numerose stazioni di analisi meso-strutturale.

La petrografia delle rocce sedimentarie è stata curata da G. NIRTA, quella delle rocce magmatiche mioceniche da A. DINI ed E. PANDELI. La petrografia e l'analisi microstrutturale delle rocce metamorfiche e degli orizzonti cataclastico-milonitici è stata condotta da E. PANDELI, F. MENNA e S. VANNETTI. Gli aspetti relativi alle mineralizzazioni e risorse lapidee sono stati curati, da M. BENVENUTI ed E. PANDELI. Per i depositi quaternari hanno contribuito anche M. D'OREFICE e R. GRACIOTTI. Le analisi biostratigrafiche sono state effettuate da M. CHIARI (radiolari), M. MARCUCCI (calpionelle) e V. REALE (nannoplancton calcareo).

Cenni sulla idrogeologia dell'isola sono stati curati da G. PRINCIPI.

Lo studio della parte a mare è stato coordinato da F. FANUCCI[†], a cui si sono affiancati i rilevatori D. MORELLI e A. CUPPARI. Fino ad oggi la zona marina attorno all'Isola d'Elba non disponeva di cartografia geologica generale dettagliata. Uniche cartografie geologiche finora disponibili, ma a piccola scala, sono quelle dello *Structural Model of Italy* e della *Neotectonic Map of Italy*, entrambe prodotte dal Progetto Finalizzato CNR GEODINAMICA negli anni '80.

2. - CRITERI UTILIZZATI PER IL RILEVAMENTO E PER LE PROCEDURE ANALITICHE

2.1. - PARTE A TERRA

2.1.1. - Rilevamento geologico

Il criterio di rilevamento seguito è quello per la cartografia di unità litostratigrafiche (gruppi, formazioni e membri), che è stato esteso anche alle successioni metamorfiche, comprese quelle dell'aureola termometamorfica del Monte Capanne. Solo nel caso delle unità stratigrafiche metamorfiche di età pre-alpina (pre-triassiche) distinte nell'Unità Porto Azzurro è stato adottato il termine Complesso (Complesso di Monte Calamita), ammesso dal Quaderno n.1 del Servizio Geologico d'Italia per i casi di porzioni di basamento cristallino polideformate, nelle quali risulta difficile definire un preciso ordine stratigrafico delle unità litologiche (in questa carta distinte come litodemi).

Per le rocce magmatiche neogeniche le osservazioni sul terreno hanno riguardato: 1) identificazione delle caratteristiche litologiche e tessiturali delle rocce, 2) foliazioni e lineazioni mineralogiche (specialmente l'orientazione preferenziale dei fenocristalli di feldspato potassico), 3) misure di giacitura dei corpi intrusivi; 4) identificazione di eventuali effetti termometamorfici. La tipologia petrografica primaria delle rocce è stata trasferita nella cartografia; solo in rarissimi casi l'alterazione è talmente intensa da renderne difficoltoso il riconoscimento.

Nell'Isola d'Elba centro-occidentale le rocce neogeniche costituiscono un complesso intrusivo di unità plutoniche e ipoabissali. In particolare le rocce ipoabissali sono porfiriche o macroporfiriche, con masse fondamentali a grana da olcristallina fine a petroselciosa; in quest'ultimo caso l'aspetto microscopico della roccia è tipicamente vulcanico, mentre per le rocce a grana medio-fine risulta di tipo plutonico. Pertanto, per le rocce ipoabissali a grana fine è stata utilizzata la nomenclatura delle rocce vulcaniche di LE MAITRE *et alii* (1989), per le rocce ipoabissali faneritiche, che sono sistematicamente associate alle rocce plutoniche, viene seguita la nomenclatura delle rocce plutoniche (ARTINI, 1941).

Ciascuna unità magmatica ipoabissale è stata denominata in base ai caratteri litologico/tessiturali (es. Porfido di San Martino), mentre, per quanto riguarda le unità plutoniche, queste sono denominate con termini composizionali (es. Monzogranito di Monte Capanne) derivanti dalla classificazione chimica delle rocce plutoniche Q'-ANOR di STRECKEISEN & LE MAITRE (1979). L'uso della nomenclatura delle rocce plutoniche e di termini tessiturali, quali porfido e aplita, rispetta, inoltre, la tradizione della letteratura geologica regionale (es. MARINELLI, 1955, 1959a). L'analisi petrografica delle arenarie (con granulometria arenitica e rudite minuta) è stata effettuata con i metodi dell'analisi modale di Gazzi-Dickinson (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970; ZUFFA, 1980, 1985).

L'attribuzione cronologica delle varie unità litostratigrafiche è basata talora sulle notizie bibliografiche, ma principalmente sullo studio delle associazioni a nannofossili calcarei, rinvenuti nei litotipi marnoso-calcarei, e delle associazioni a radiolari, in quelli diasprini. Gli schemi biostratigrafici a nannofossili calcarei utilizzati sono quelli "standard" proposti per il Mesozoico e per il Cenozoico, in particolare per il Cretacico: SISSINGH (1977), BOWN *et alii* (1998) e BURNETT (1998); per il Paleogene: MARTINI (1971) e OKADA & BUKRY (1980). Per le associazioni a radiolari è stata utilizzata la zonazione di BAUMGARTNER *et alii* (1995) che comprende 22 UAZ (*Unitary Association Zone*) comprese tra l'Aaleniano e l'Aptiano.

2.1.2. - Rilevamento geomorfologico

Questa parte delle note illustrative fa riferimento alle caratteristiche geomorfologiche dell'isola e nasce in parallelo con il progetto pilota dell'ISPRA, Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia "Carta Geomorfologica dell'Arcipelago Toscano" (D'OREFICE *et alii*, 2009) di cui l'Isola d'Elba è parte integrante. Le considerazioni geomorfologiche qui esposte sono anche frutto dell'integrazione con tale progetto e ne seguono le linee espositive anche se con un dettaglio minore. Per eventuali approfondimenti si rimanda a tale lavoro.

2.2. - PARTE A MARE

2.2.1. - Premessa

Il Foglio della nuova Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 comprendente l'Isola d'Elba (316-317-328-329 dello schema I.G.M) racchiude una superficie marina di estensione superiore a quella della superficie occupata dall'Isola stessa (fig. 1).

Le aree a mare dell'Isola d'Elba, toccate marginalmente negli anni '60, '70 e '80 da parecchie campagne di esplorazione per puri scopi scientifici o per la

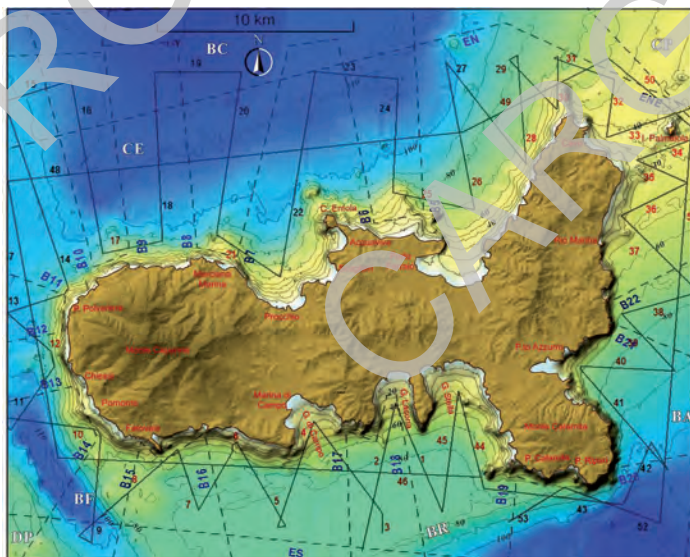


Fig. 1 - Morfobatimetria dei fondali circostanti l'Isola d'Elba. Sono riportate le rotte seguite nel corso delle indagini sismiche. Le linee continue si riferiscono alla campagna condotta appositamente per il Progetto CARG. Le linee tratteggiate si riferiscono a dati forniti dalla Regione Toscana. BC- Bacino di Capraia; BF- Bacino di Fetovaia; BR- Paleo-barra sommersa; CE- Canale dell'Elba; BA- Canale di Piombino. DP- Dorsale di Pianosa.

realizzazione di progetti finalizzati, sono state esplorate in dettaglio solo in aree ristrette. Queste ultime sono state prese in considerazione per scopi specifici all'interno di indagini a larga scala su tutto l'Arcipelago Toscano, ma comunque in modo non idoneo a una cartografia di dettaglio del tipo richiesto dalle norme del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA).

2.2.2. - Metodologie di indagine

In base all'esame critico sulla attendibilità e utilizzo dei dati raccolti in via preliminare è stata effettuata, nella prima decade di novembre 2004, una campagna *ad hoc* di sismica ad alta risoluzione (fig. 1), utilizzando uno *Sparker* multipunte (sistema Geo-Trace 7). Come mezzo nautico è stata scelta la m/n TETHIS del Laboratorio C.N.R. GEOMARE Sud. La resa tecnica ottimale dei mezzi impiegati e il grado di risoluzione dei profili ottenuti dopo le operazioni di elaborazione è risultato tale da giustificare pienamente le scelte operative fatte in partenza. Non sono stati effettuati campionamenti diretti, per cui ci si riservava la possibilità di una seconda campagna, limitata alle zone sub costiere, che non è stato possibile condurre per mancanza di mezzi economici. Comunque i dati di letteratura risultavano, a questo proposito, più che sufficienti.

Nel frattempo altri dati di sismica ad alta ed altissima risoluzione venivano acquisiti dalla Regione Toscana a fini di reperimento di sabbie relitte per il ripascimento di litorali. Attorno all'isola veniva acquisita una rete di dati *Subbottom* CHIRP utile come completamento e taratura dei dati da noi ottenuti. Detti dati sono stati trasferiti al Progetto CARG Elba per cortese disponibilità del Dott. Luigi CIPRIANI del Settore "Tutela del Territorio e della Costa" della Regione Toscana.

Dati di *Side-scan Sonar* erano stati ottenuti in precedenza nel corso di un Progetto orientato alla mappatura delle praterie di fanerogame. La grande massa e attendibilità dei dati sedimentologici già esistenti escludevano la necessità di una campagna di campionamenti superficiali in esteso.

PROGETTO

CARG

II - CENNI STORICI

1. - PARTE A TERRA

Nelle Note Illustrative della seconda edizione del Foglio 126 Isola d'Elba alla scala 1:100.000 (BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b) i cenni storici citano numerosi autori che si sono interessati dell'Isola d'Elba dalla fine del '700 agli anni sessanta del '900, senza però approfondire, per molti di loro, l'impulso dato alla conoscenza geologico-mineralogica dell'isola. Sembra quindi opportuno, in questo contesto, prendere in considerazione gli autori più importanti, che ci permettono di comprendere l'evoluzione delle idee sulla lunga e complessa evoluzione geologica dell'isola. Per questo scopo ci baseremo quasi interamente sull'introduzione storica che BORTOLOTTI *et alii* (2001b) hanno pubblicato nel volume speciale di Ofioliti dedicato all'Isola d'Elba; in molti casi si tratterà di una traduzione solo leggermente modificata e autorizzata dagli autori (tutti coinvolti in questo Progetto) e dalla rivista.

Partiremo dalla notevole monografia di LOTTI (1886) che accompagna la prima edizione della Carta Geologica (LOTTI, 1884) (fig. 2). Egli interpretò tutte le formazioni affioranti nell'Isola d'Elba come costituenti un'unica successione autoctona che dagli scisti pre-siluriani giungeva fino ai calcari e alle arenarie dell'Eocene.

Si deve a TERMIER (1909, 1910) il riconoscimento della presenza di unità alloctone. Egli distinse, infatti, tre serie, quella inferiore era considerata autoctona e le due superiori alloctone e separate da superfici di sovrascorrimento. La Serie I comprendeva il granito di Monte Capanne e la sua aureola metamorfica, i flysch con i filoni di "microgranito" e marmi, micascisti e gneiss; la Serie II comprendeva gli "*Schistes Lustrés*", identici a quelli della Corsica, con serpentiniti al tet-

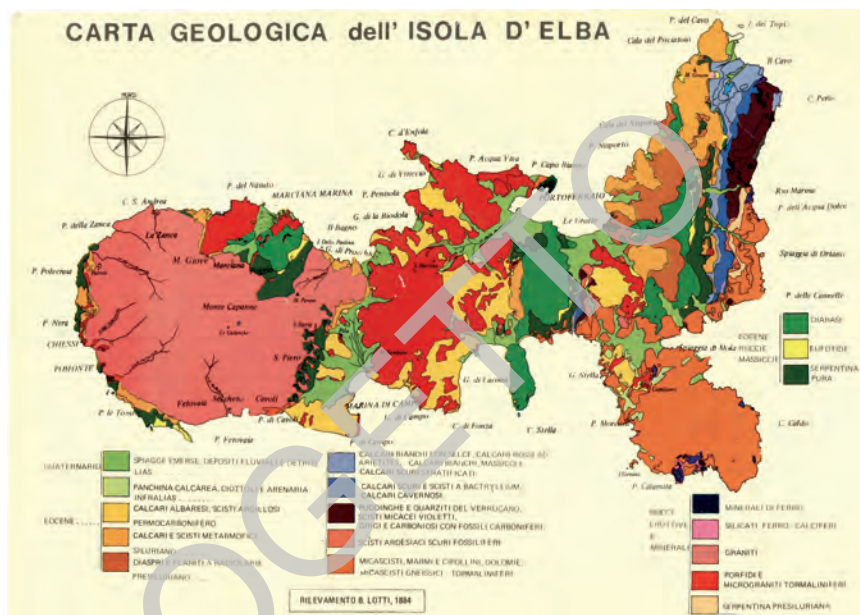


Fig. 2 - Carta geologica dell'Isola d'Elba redatta da Lotti (1887) in scala 1:25.000.

to; la Serie III, poggiante tettonicamente ora sulla Serie I oppure sulla Serie II, comprendeva la successione siluriano-liassica non metamorfica di Lotti fino al complesso ofiolitico ritenuto eocenico.

Questa sua idea fu fortemente avversata per molti anni dagli autori italiani, decisamente autoctonisti: tra questi LOTTI (1910), ALOISI (1910), NOVARESE (1910), etc.

DE WIJKERSLOOTH (1934), modificando lo schema tettonico di TERMIER, propose che la "Serie II" venisse considerata una porzione della successione toscana metamorfica e non l'equivalente degli "Schistes Lustrés". Le sei unità tettoniche da lui riconosciute venivano inserite in due complessi: il Complesso I ("Unterer Schuppenteil") e il Complesso II ("Oberer Schuppenteil").

Il Complesso I comprendeva:

- a- "Toscaniden I Autochthon", costituita dagli gneiss di Punta Calamita e dalla successione metamorfica della costa orientale;
- b- "Toscaniden I-Parautochthon", costituita dagli "Schistes Lustrés" di TERMIER;
- c- "Liguriden-Decke und Bedeckendes Autochthon-Semiautochthon" (Falda Ligure e Autoctono-Semiautoctono sepolto) con la serpentinite di Ortano e la massima parte di terreni liguri dell'anello metamorfico del

Monte Capanne, coperti in trasgressione dal flysch "Eocenico".

Il Complesso II comprendeva:

d- "*Toscaniden I-Autochthon*", costituito dai termini carbonifero-triassici della successione toscana;

e- "*Toscaniden II-Decke*", con la successione toscana giurassica coperta in trasgressione dal flysch "Eocenico";

f- "*Liguriden-Decke*", con le ofoliti e la loro copertura giurassica. L'impilamento delle varie unità tettoniche sarebbe stato causato dallo scioglimento delle varie unità da una "*Ligurische Geoantiklinale*", localizzata nel Mar Tirreno.

CADISH (1929) e COLLET (1938) (fig. 3) hanno accettato, con poche modifiche, lo schema di TERMIER. Può essere interessante notare che COLLET, come poco prima proposto da STAUB (1933), accetta l'idea di una provenienza delle unità

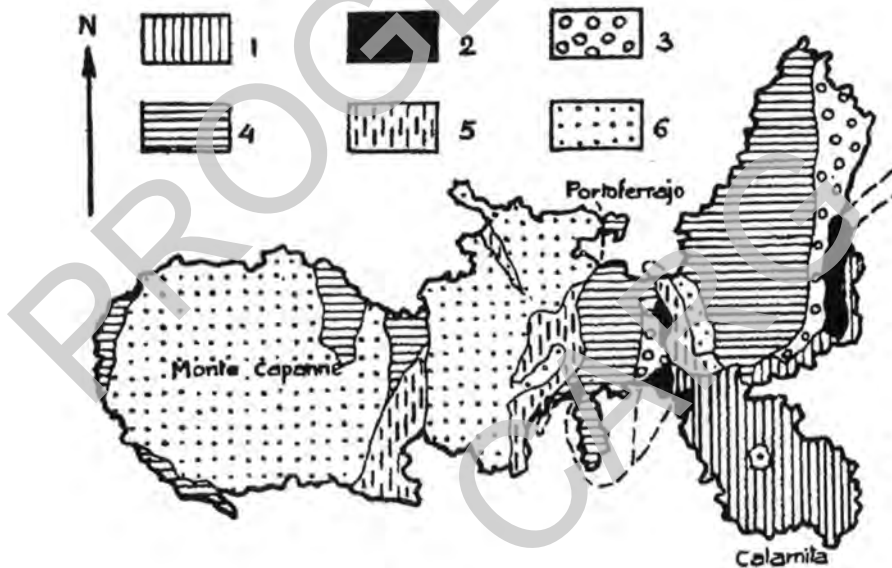


Fig. 3 - Schema tettonico dell'Isola d'Elba proposto da COLLET (1935, 1938). 1- Gneiss del Calamita; 2- "Schistes lustrés"; 3- Falda di La Spezia; 4- Falda ofiolitica e radiolaritica; 5- Terziario; 6- Graniti terziari.

tettoniche da E.

BENEO & TREVISAN (1943) e BENEIO (1948) hanno proposto una suddivisione della pila tettonica in quattro unità (fig. 4):

I - gli gneiss autoctoni del Calamita, la loro copertura metamorfica con al tetto serpentiniti, e una successione trasgressiva non metamorfica;

II - "Falda I", la "Serie del Lido" costituita da una successione basale di filladi, marmi e serpentiniti, una successione carbonifero-triassica fil-ladico-arenacea e, al tetto, una successione carbonatico-argillitica retico-giurassica media non metamorfica;

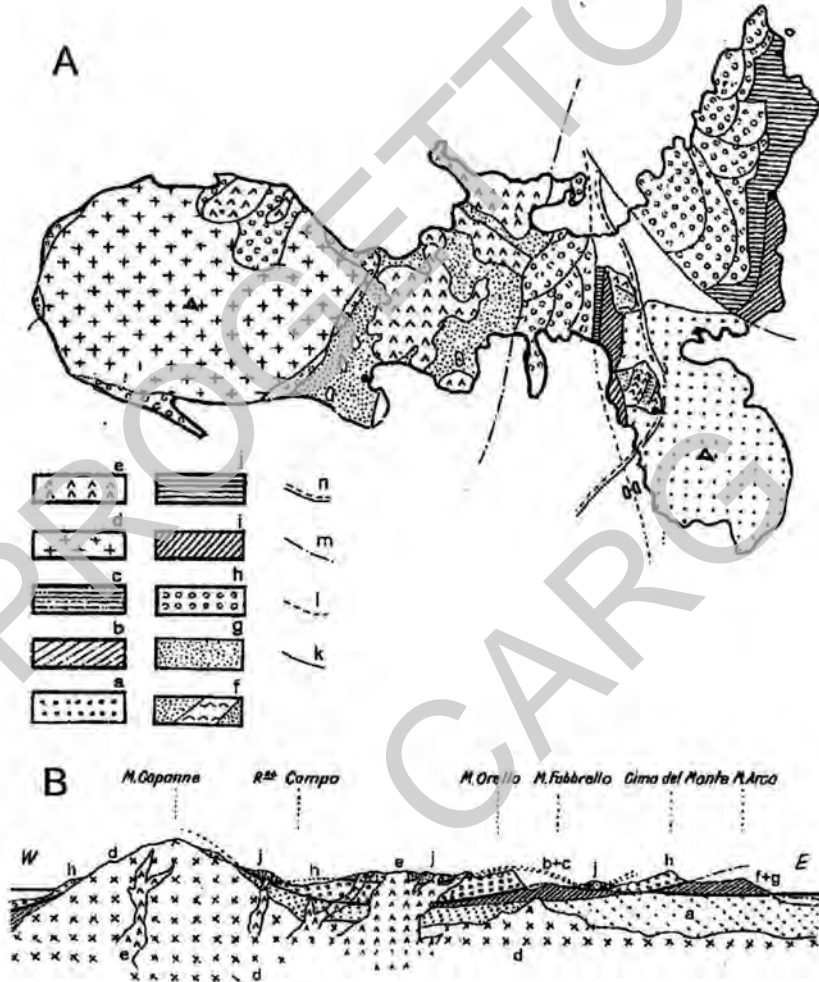


Fig. 4 - Schema tettonico dell'Isola d'Elba (ridisegnato da BENE, 1948). Autoctono: a- Gneiss del Calamita; b- Serie sedimentaria metamorfica; c- Serie sedimentaria non metamorfica; d- Monzogranito di Monte Capanne; e- Porfidi quarzitici. Alloctono: "Falda I": f- Serie sedimentaria metamorfica; g- serie sedimentaria non metamorfica; "Falda II": h- serie ofiolitica; "Falda III": i- Flysch; "Falda III₁": j- Flysch. k- limite occidentale della Falda I; l- limite orientale della Falda II; m- limite orientale della Falda III; n- limite orientale della falda III₁. B. Sezione E-O dell'isola.

III - “Falda II”, la successione ofiolitica;

IV- “Falda III” e “Falda III₁”, la serie dei Flysch che giacciono sui precedenti complessi e anche sul granito autoctono del Monte Capanne.

TREVISAN (1950) ha modificato il modello istituendo cinque complessi tettonici:

- Complesso I, comprendente gli gneiss del Calamita dei precedenti autori, e coperto direttamente da tutti gli altri complessi;
- Complesso II, formato dalle rocce metamorfiche di Ortano e della Valdana (in parte paragonate agli “*Schistes Lustrés*”), con una lente di serpentinite al tetto;
- Complesso III, comprendente la successione di tipo Toscano del Carbonifero-Giurassico medio di tipo toscano;
- Complesso IV, corrispondente alle “Argille scagliose ofiolitifere”, con le ofioliti e la loro copertura tortonico-eocenica, forse in successione continua sul complesso III;
- Complesso V, rappresentato da un flysch calcareo-marnoso arenaceo eocenico e forse anche oligo-miocenico, che viene considerato eteropico con il Macigno sul continente.

TREVISAN (1951) ha suggerito, inoltre, che le varie unità dell’Elba siano parte di un’unica successione smembrata e in parte metamorfosata dalle intrusioni dei granitoidi. Pertanto, sulla base di questa ipotesi, l’autore ha considerato l’unità ofiolitica Monte Strega come stratigraficamente intercalata entro le successioni di tipo toscano.

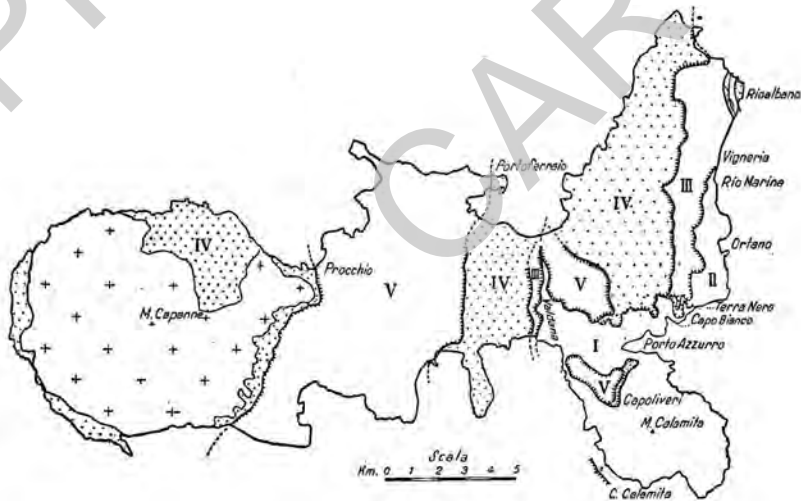


Fig. 5 - Distribuzione areale dei Complessi dell’Isola d’Elba, (da TREVISAN, 1951; vedi testo). Croci-Monzogranito di Monte Capanne.

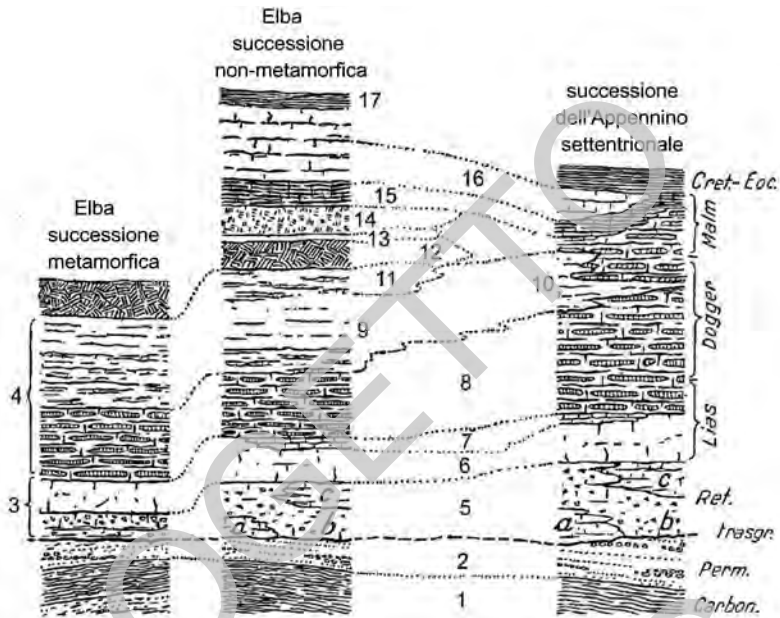


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le successioni dell'Isola d'Elba, metamorfiche e non metamorfiche, e la successione toscana dell'Appennino Toscano. 1- Argilliti; 2- Conglomerati quarzifici ("anageniti") e quarziti; 3- Marmi; 4- "Cipollini" e "Scisti Lucenti" (= Schistes Lustrés); 5- a- Dolomie, b- Calcarei vacuolari, c- Calcarei ad *Avicula contorta*; 6- Calcarei Massivi heptangiani ("Calcare Massiccio"); 7- Calcarei sinemuriani; 8- Calcarei selciferi; 9- Argilliti; 10- Marne a *Posidonomya*; 11- "Argille e Calcarei"; 12- Serpentiniti; 13- Gabbri; 14- Basalti; 15- Diaspri; 16- Calcarei a *Calpionelle*; 17- "Scaglia"; trasg.- trasgressione (da TREVISAN, 1951).

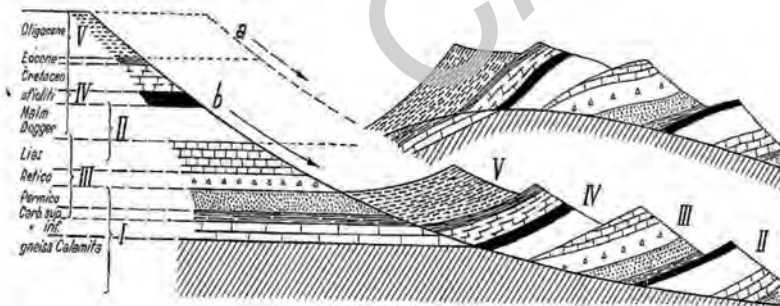


Fig. 7 - Schema dell'ipotetico scivolamento gravitativo dei complessi a partire da una successione unica. a- prima superficie di scorrimento; b- seconda superficie di scorrimento (da TREVISAN, 1950).

no. Infine egli ipotizzò che l'impilamento delle varie unità fosse legato a due successivi eventi di tettonica gravitativa a vergenza orientale connessi rispettivamente ai sollevamenti dei plutoni di Monte Capanne e di Porto Azzurro (figg. 5, 6, 7).

Negli stessi anni BONATTI & MARINELLI (1953) hanno fornito preziose indicazioni sulla petrografia delle rocce ignee e metamorfiche dell'isola.

BELLINCIONI (1958) ha riconosciuto la locale sovrapposizione delle "argille scagliose ofiolitifere" sulle unità del Flysch a ovest di Colle Reciso.

BODECHTEL (1960, in BODECHTEL 1964a, 1964b) (fig. 8) ha riconosciuto nella parte orientale dell'isola cinque unità tettoniche sovrastanti gli Gneiss di Monte Calamita considerati autoctoni. In particolare ha riconosciuto (dal basso verso l'alto della pila tettonica):

- a- un parautoctono comprendente i Complessi II e III di TREVISAN, con gli "Schistes Lustrés" di TERMIER datati come paleozoici;
- b- una *Schuppenzone* comprendente i termini basali del Complesso IV di TREVISAN;
- c- un complesso calcareo-diasprino-ofiolitico (la parte alta del Complesso IV di TREVISAN);
- d- i flysch calcarei di Valdana e Capoliveri (Complesso V di TREVISAN);
- e- la successione paleozoico-mesozoica dell'Elba centrale (includente parte del Complesso IV di TREVISAN).

RICHTER (1962) ha affermato che le formazioni toscane e liguri si erano depositate in uno stesso bacino, e quindi ha negato grandi spostamenti orizzontali tra



Fig. 8 - Schema dell'unità tettoniche dell'Isola d'Elba orientale. 1- Autoctono; 2- Successioni mesozoiche e paleozoiche dell'Elba centrale tra Colle Reciso e Valdana; 3- Scaglie di Flysch di Valdana e Capoliveri; 4- Complesso ofiolitico; 5- "Schuppenzone" suddivisa in tre scaglie minori (A, B, C dalla base al tetto); 6- Successioni "parautoctone" meso-paleozoiche lungo la costa orientale dell'isola. xxx- Flysch dell'Elba centrale (da BODECHTEL, 1964a).

logici sull'Isola d'Elba. Per quanto riguarda le fasi tettoniche, i Complessi II-IV sarebbero sovrascorsi sul Complesso I in un'unica fase, in quanto giacciono tutti direttamente sul Complesso I; il Complesso V invece sarebbe sovrascorso solo successivamente; infine, una terza fase, disgiuntiva con faglie normali, avrebbe interessato soltanto l'Elba orientale. L'ordine di successione degli eventi tettonici sarebbe così riassumibile:

- a- sovrascorrimento del Flysch cretacico su quello eocenico;
- b- intrusione dei dicchi acidi nei flysch;
- c- messa in posta gravitativa dei Complessi II-IV sul Complesso I;
- d- scivolamento gravitativo del Complesso V sugli altri;
- e- tettonica disgiuntiva con faglie normali e mineralizzazioni.

Nessuno dei lavori precedenti si è occupato del tipo di basamento su cui le sequenze ofiolitiche si erano formate. Infatti per l'Appennino settentrionale, dopo le idee precorritrici di GLANGEAUD (1957), solo alla fine degli anni '60, in seguito all'affermarsi della teoria della Tettonica delle Placche, DECANDIA & ELTER (1969), ABBATE *et alii* (1970), e BOCCALETTI *et alii* (1971) proposero modelli di oceanizzazione con la formazione di un bacino con crosta oceanica (Bacino Ligure-Piemontese) come luogo di formazione delle successioni liguri ofiolitiche.

PAREA (1964) ha pubblicato il primo studio sedimentologico sui flysch dell'Elba Centrale (Complesso V).

PERRIN (1969) ha riconosciuto nell'Elba orientale quattro sottoinsiemi tettonici. Successivamente, PERRIN (1975) ha distinto nell'isola due edifici tettonici distinti: un edificio tettonico centro-orientale appartenente alla catena appenninica e comprendente i Complessi I-III di TREVISAN, ma avente una strutturazione più articolata, con i vari complessi suddivisi in unità tettoniche minori; un edificio tettonico occidentale, ad affinità alpina, comprendente il Complesso IV di TREVISAN e l'aureola termometamorfica di Monte Capanne. Secondo questa concezione, nella zona centrale dell'Isola d'Elba passerebbe il limite tra Alpi e Appennini in sostanziale accordo con ELTER & PERTUSATI (1973).

AIELLO E. *et alii* (1977) hanno interpretato i Flysch dell'Elba come depositi di una conoide sottomarina ubicata presso il margine corso-sardo (vedi anche SAGRI, 1969).

Nello stesso anno un gruppo di lavoro delle tre Università toscane guidato da G. RAGGI ha rivisitato l'edificio elbano (BOCCALETTI *et alii*, 1977). Questi autori, pur confermando l'architettura tettonica di BARBERI *et alii* (1967a, 1967b, 1969a, 1969b), hanno posto l'attenzione su diversi problemi stratigrafici e strutturali e hanno sottolineato la presenza di una superficie tettonica principale a basso angolo a tetto del Complesso I sul quale poggiano in giacitura embricata gli altri complessi soprastanti.

SOFFEL (1981) ha studiato il paleomagnetismo delle unità ofiolitiche dell'Elba orientale trovando due componenti di magnetismo residuo, di cui la più antica

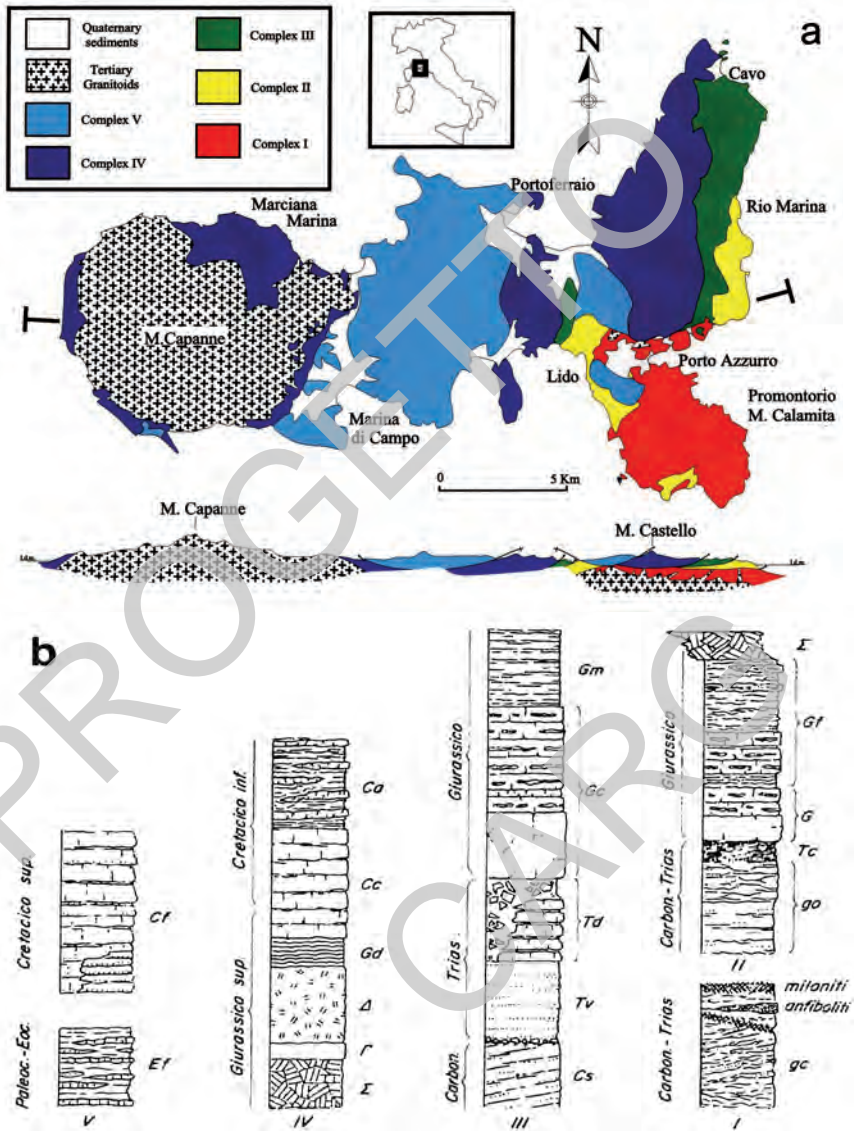


Fig. 10 - a- Schema tettonico e sezione E-O dell'Isola d'Elba; b- Colonne stratigrafiche dei Complessi I-V: gc- Complesso I; go- scisti macchiettati, porfiroidi e scisti porfirici; Tc- calcari dolomitici con filladi, calcare a cellette e marmo giallo; G- marmo, cipollini e calcescisti; Cf- filladi calcarifere e calcescisti; Cs- arenarie e conglomerati quarzitici con livelli carboniosi; Tv- anageniti; Td- calcari ad *Avicula contorta*; Gc- Calcare massiccio; Gm- argille marnose e marne; Σ- serpentine; Γ-; gabbro; Δ- diabasi; Gd- radiolariti; Cc- calcari con *Calpionelle*; Ca- Argilloscisti con calcari silicei; Ef- argilliti con calcari e arenarie; Cf- calcari marnosi con arenarie calcarifere; γ- Granodiorite del Monte Capanne; μ- Quarzo-monzonite di Porto Azzurro; π- Porfidi (da BARBERI et alii, 1969b).

veniva attribuita al Cretacico inferiore.

SPOHN (1981) e REUTTER & SPOHN (1982) hanno sostenuto che la strutturazione dell'unità ofiolitica dell'aureola del Monte Capanne è tettono-metamorfica e di età pre-miocenica, quindi pre-intrusione. Inoltre questi autori attribuiscono al *flysch* paleocenico di Fetovaia un ambiente di deposizione tipo *piggy back* nel prisma d'accrezione appenninico terziario.

BARRETT (1980, 1981, 1982) studia le successioni ofiolitiche dell'Appennino Settentrionale e dell'Isola d'Elba ricostruendo sezioni geologiche, colonne stratigrafiche ed ambiente geodinamico. Per i diaspri fornisce dati geochimici e ne descrive la natura risedimentata.

BOUILLIN (1983) interpreta le strutture duttili dell'aureola del Monte Capanne come connesse con l'intrusione del plutone.

VOISENET *et alii* (1983) hanno riconosciuto una successione Argille a Palombini - Formazione Varicolore alla base delle Arenarie di Ghiaieto (Complesso V), e datano con nannofossili al Cretacico superiore il *flysch* dell'Elba.

BAUMGARTNER (1984) ha attribuito all'Oxfordiano superiore-probabile Kimmeridgiano i radiolari dei Diaspri di Monte Alpe della successione ofiolitica elbana. Questa età è stata in seguito leggermente modificata da CONTI & MARCUCCI (1986), MARCUCCI & MARRI (1990), CHIARI *et alii* (1994), MARCUCCI & CONTI (1995); CHIARI *et alii* (2000) definiscono, invece, un'intervallo temporale più ampio (Oxfordiano medio-superiore - Kimmeridgiano superiore).

CENTAMORE *et alii* (1988) dettagliano gli aspetti geomorfologici relativi alle

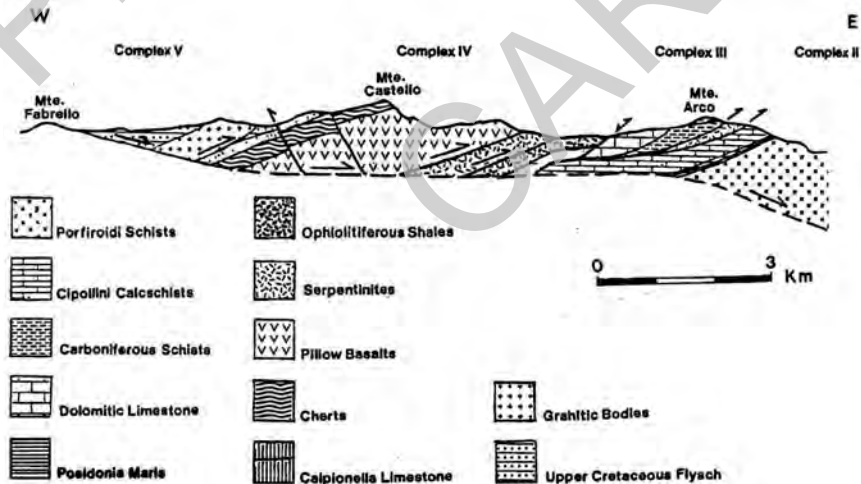


Fig. 11 - Sezione dell'Isola d'Elba orientale da Monte Fabrello a Monte Arco secondo KELLER & PIALLI (1990).

superfici di spianamento relitte ed alla evoluzione morfotettonica dell'isola.

KELLER & PIALLI (1990) (fig. 11) hanno distinto, entro il Complesso III di TREVISAN, l'Unità Massa (la successione epimetamorfica di Rio Marina comprendente la Formazione di Rio Marina paleozoica superiore e il sovrastante Verrucano triassico) dalla sovrastante Falda Toscana (Calcere Cavernoso - Marne a *Posidonomia*). Sugeriscono inoltre un'evoluzione in tre fasi:

- a- accrezione cretacico-eocenica per *underplating*;
- b- collisione del prisma di accrezione con il margine adriatico e sovrascorrimiento delle Liguridi sul continente; durante questa fase avvenne anche un ulteriore raccorciamento della pila tettonica che portò all'interposizione della serpentinite ligure tra il Complesso II (riferito ancora interamente alla successione toscana metamorfica del nucleo Apuano con a tetto lo Pseudomacigno) e la soprastante Unità di Massa, per l'attivazione tardiva di un sovrascorrimiento in "fuori sequenza";
- c- fase estensionale con faglie normali ad alto angolo, a basso angolo (es. Faglia di Zuccale) e intrusioni di granitoidi a partire dal Miocene superiore.

PANDELI & PUXEDDU (1990) hanno studiato in dettaglio e tentativamente attribuito al Paleozoico l'intera successione metamorfica del Complesso II; hanno inoltre interpretato le evaporiti triassiche di BARBERI *et alii* (1969a, 1969b) alla base dei marmi come breccia tettonica del Terziario superiore.

DURANTI *et alii* (1992) hanno datato al Cretacico inferiore la successione calcescistoso-filladica (definita come Unità degli Scisti carbonatici di Punta dell'Acquadolce) della parte superiore del Complesso II di TREVISAN, correlandola alle Argille a Palombini del Dominio Ligure. Inoltre legano la scistosità principale (S_2) delle rocce calcescistoso-filladiche all'intrusione forzata del Monte Capanne. Inoltre forniscono il quadro generale zoneografico del metamorfismo termico dell'Elba Orientale.

DEINO *et alii* (1992) hanno datato la scistosità principale (S_2) della suddetta successione a $19,68 \pm 0,5$ Ma, escludendo così la responsabilità di almeno gran parte del suo metamorfismo sin-cinematico ai plutoni tardo miocenici.

PERTUSATI *et alii* (1993) (fig. 12) e DANIEL & JOLIVET (1995) forniscono modelli dettagliati dell'evoluzione tettonico-magmatica dell'Isola d'Elba. Secondo questi autori la Faglia di Zuccale, considerata anche da loro una struttura estensionale, si è attivata subito dopo l'intrusione di Porto Azzurro ed è stata deformata dal sollevamento finale dei corpi magmatici e dalle successive faglie normali ad alto angolo.

Negli anni '90 un gruppo di lavoro dell'Università di Firenze, che in seguito ha eseguito il rilevamento per la presente Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ha iniziato lo studio della parte orientale dell'Isola.

BORTOLOTTI *et alii* (1991) hanno riconosciuto quattro subunità tettoniche nel Complesso IV; dal basso: Subunità Acquaviva, Sassi Turchini, Monte Serra e

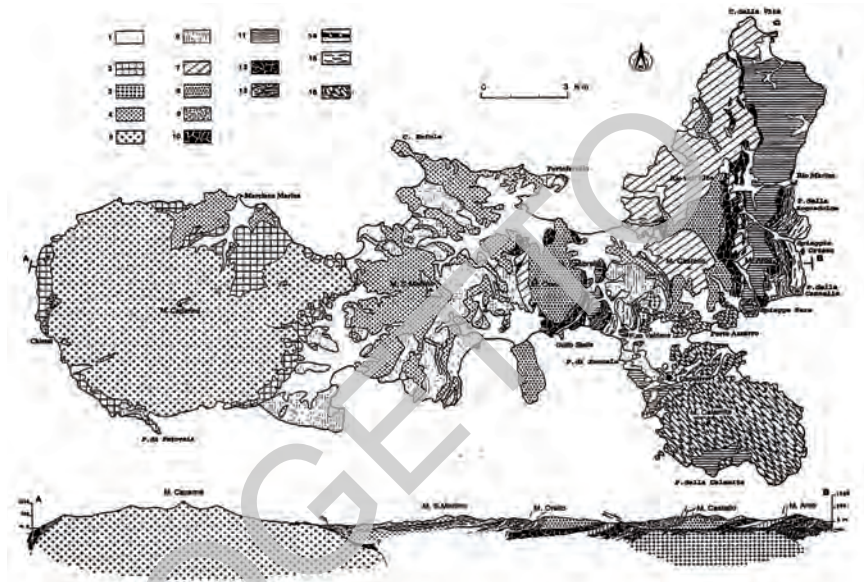


Fig. 12 - Carta geologica schematica e sezione geologica dell'Isola d'Elba. 1- Depositi quaternari; 2- Aureola metamorfica del Monte Capanne; 3- Monzogranito di Porto Azzurro; 4- Porfidi granitici e granodioritici e apliti; 5- Monzogranito di Monte Capanne. Complesso V: 6- Flysch cretacico e flysch paleocenoico-eocenico. Complesso IV: 7- Coperture sedimentarie delle ofioliti (Giurassico superiore-Cretacico inferiore "medio"); 8- Diabasi; 9- Gabbri; 10- Serpentiniti. Complesso III: 11- Successione Toscana (Triassico-Oligocene). Complesso IVa: 12- Serpentiniti; 13- Argille a Palombini metamorfiche (parte alta del Cretacico). Complesso II: 14- Metacalcari (Hettangiano?); 15- Micascisti, porfiroidi e meta-sedimenti terrigeni associati (Cambriano-Ordoviciano?). Complesso I: 16- Micascisti a cordierite ed andalusite di Monte Calamita (Paleozoico inferiore?). (da PERTUSATI et alii, 1993).

Volterraio. BORTOLOTTI *et alii* (1994b) hanno definito la Formazione di Nisportino un'unità stratigrafica interposta tra i Diaspri di Monte Alpe e i Calcari a Calpionella nell'Unità Ofiolitica (ex Complesso IV di TREVISAN, 1950) e riconosciuto una nuova Unità tettonica interposta tra le Unità Toscane e l'Unità ofiolitica Monte Strega: l'Unità tettonica Grässera.

BORTOLOTTI *et alii* (1994a) e TARTAROTTI & VAGGELLI (1994) hanno caratterizzato le serpentinitì dell'Elba orientale, notando che l'unica differenza tra quelle del Complesso II e quelle del Complesso IV è l'intensa evoluzione tettono-metamorfica delle prime.

MELLINI & VITI (1994) descrivono la tessitura retrograda di serpentinnizzazione e gli effetti del metamorfismo termico della serpentinite di Rio Marina.

PANDELI *et alii* (1995) hanno riconosciuto a Capo Castello e all'Isola dei Topi, a nord di Cavo, una successione metamorfica mesozoica-terziaria di tipo toscano includente i termini dalla Maiolica allo Pseudomacigno, che rappresenterebbe

parte dell'originaria prosecuzione stratigrafica della successione Formazione di Rio Marina - Verrucano già riferite da KELLER & PIALLI (1990) all'Unità di Massa.

CORTI *et alii* (1996) hanno presentato dati preliminari sul nuovo rilevamento dell'Isola Elba, e tra l'altro hanno correlato l'Unità Acquadolce (parte alta del Complesso II di TREVISAN) e l'Unità Gràssera con gli "Schistes Lustrés" della Corsica "alpina" e dell'Isola di Gorgona.

AIELLO (1997) definisce per le radiolariti dell'Unità ofiolitica Val di Vara, compresi gli affioramenti elbani, le facies sedimentarie che caratterizzano queste pelagiti.

MUHLSTRASSER & FRISCH (1998) hanno studiato i sistemi di faglia dell'Elba nord-orientale, identificando tre fasi tettoniche distinte: compressionale la prima; estensionale la seconda (come risposta all'impilamento gravitativo delle unità tettoniche) e la terza, pliocenica, connessa alla messa in posto del plutone di Porto Azzurro.

AIELLO I.W. *et alii* (2004), rivisitando i dati paleomagnetici di SOFFEL (1981) e collegandoli ai propri, riguardanti una vasta area compresa tra la Liguria e la Toscana meridionale e l'Isola d'Elba, li interpretano come una magnetizzazione secondaria riferibile ad una anomalia negativa del Miocene superiore.

Al termine del rilevamento dell'Elba orientale BABBINI *et alii* (2001),

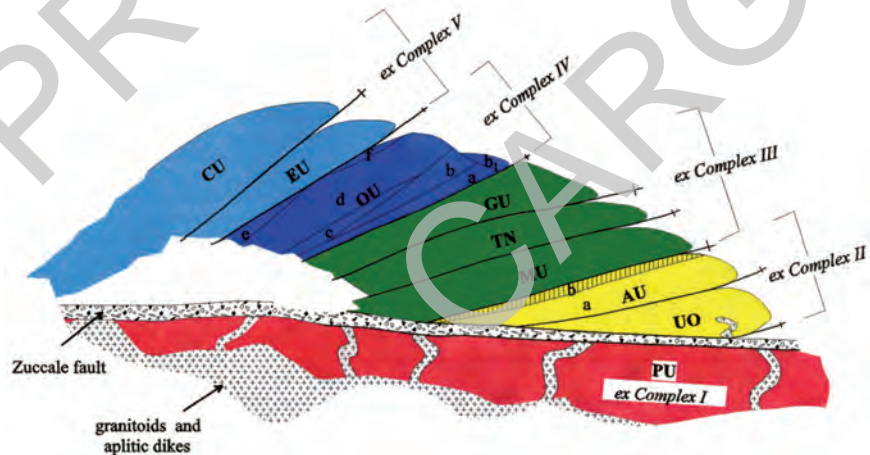


Fig. 13 - Pila tettonica dell'Isola d'Elba centro-orientale. PU- Unità Porto Azzurro; UO- Unità Ortano; AU- Unità Acquadolce (a- Subunità Valdana, b- Subunità Santa Filomena); MU- Unità Monticiano-Roccastrada; TN- Falda Toscana; GU- Unità Gràssera; OU- Unità Monte Strega (a- Subunità Acquaviva; b, b_f- Subunità Monte Serra; c- Subunità Sassi Turchini; d- Subunità Volterraio; e- Subunità Magazzini; f- Subunità Bagnai); EU- Unità Lacona; CU- Unità Ripanerà (da BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

BENVENUTI *et alii* (2001), BORTOLOTTI *et alii* (2001a) propongono un nuovo modello strutturale ed evolutivo cui ora accenneremo, senza scendere nei particolari, in quanto si tratta del modello seguito in queste note, del quale parleremo diffusamente nei capitoli dedicati alla stratigrafia e alla tettonica. In sintesi, i cinque complessi di TREVISAN (1950) sono stati rivisti in un contesto più complesso, organizzato in nove unità tettoniche (fig. 13), che dal basso sono:

- a- Unità Porto Azzurro (Complesso I di TREVISAN);
- b- Unità Ortano (parte inferiore del Complesso II);
- c- Unità Acquadolce (parte superiore del Complesso II);
- d- Unità Monticiano-Roccastrada (parte inferiore del Complesso III);
- e- Falda Toscana (parte medio-superiore del Complesso III);
- f- Unità Gràssera (parte sommitale del Complesso III);
- g- Unità Ofiolitica (Complesso IV), suddivisa in sette sub unità;
- h- Unità del Flysch Paleogenico (parte inferiore del Complesso V);
- i- Unità del Flysch Cretaceo (parte superiore del Complesso V).

Nello stesso volume speciale di Ofioliti (Vol. 26, 2a, 2001) sono state pubblicate anche le guide geologiche dell'Elba orientale (BENVENUTI *et alii*, 2001a, 2001b) e occidentale (COLI *et alii*, 2001); oltre a lavori di dettaglio sulla geologia e geofisica del Mar Tirreno settentrionale (CASSANO *et alii*, 2001; PASCUCCI *et alii*, 2001), sui caratteri litostratigrafici e petrografico-mineralogici degli argilloscisti dell'Unità Gràssera (PANDELI *et alii*, 2001a) e dei metasedimenti dell'Unità Acquadolce (PANDELI *et alii*, 2001b) e sull'evoluzione strutturale delle unità metamorfiche e anchimetamorfiche dell'Elba orientale (ELTER & PANDELI, 2001). Infine, GARFAGNOLI *et alii* (2005) hanno ricostruito la stratigrafia e l'evoluzione metamorfico-deformativa delle unità esposte nel Promontorio di Monte Calamita.

Per quanto riguarda i corpi magmatici, le ricerche moderne sono iniziate negli anni '50.

BONATTI & MARINELLI (1953) e MARINELLI (1955, 1959a) hanno pubblicato importanti sintesi sui complessi magmatici elbani e le relative aureole termometamorfiche. MARINELLI (1961) ha riconosciuto inoltre l'origine anatettica dei plutoni acidi elbani. SERRI *et alii* (1991, 1993) e INNOCENTI *et alii* (1992) hanno confermato l'origine anatettica delle plutoniti acide definendo per esse anche un mescolamento con magmi subcrustali e ne hanno proposto un modello di messa in posto. WESTERMAN *et alii* (2003), GAGNEVIN *et alii* (2004), DINI *et alii* (2007) e FARINA *et alii* (2010) hanno recentemente rivisitato il plutone del Monte Capanne, proponendo per esso nuovi modelli di messa in posto.

Le rocce cornubianitiche che circondano i plutoni sono state studiate da BARBERI & INNOCENTI (1965, 1966), BARBERI *et alii* (1967b), BOUILLIN (1983), DURANTI *et alii* (1992) e ROSSETTI *et alii* (2007).

Altri studi di dettaglio sul plutone del Monte Capanne sono stati pubblicati da POLI *et alii* (1989), POLI (1992), WESTERMAN *et alii* (2003), GAGNEVIN *et alii* (2004,

2005, 2008, 2010) e DINI *et alii* (2007). Studi strutturali condotti da BOCCALETTI & PAPINI (1989) hanno evidenziato in questo plutone la presenza di due principali domi magmatici. BOUILLIN *et alii* (1993) hanno usato invece la suscettività magnetica per dettagliare la modalità di messa in posto del granitoide.

Il complesso granitoide laccolitico-plutonico-filoniano dell'Elba centro-occidentale è stato studiato dettagliatamente e ricostruito da WESTERMAN *et alii* (2000, 2004), DINI *et alii* (2002, 2006) e ROCCHI *et alii* (2002). Le caratteristiche alterazioni a sericite (“euritizzazione”) di questi corpi aplifico-porfirici nell'Elba centrale sono state prese in esame da MAINERI *et alii* (2003) che le legano alla circolazione di fluidi tardo magmatici durante l'attività della *Central Elba Fault* (= CEF).

CONTICELLI *et alii* (2001) hanno studiato il dicco mafico di Monte Castello intrusi nell'Unità (ofiolitica) Monte Strega, presso Porto Azzurro, PANDELI *et alii* (2006) i filoni porfirici di Capo d'Arco nell'Unità Acquadolce.

ORLANDI *et alii* (1990), PEZZOTTA (1993, 1994) e ORLANDI & PEZZOTTA (1997) hanno studiato le apliti e le pegmatiti del complesso dei dicchi del Monte Capanne, mentre DANIEL & JOLIVET (1992, 1995) hanno studiato la struttura dell'aureola termometamorfica.

DINI (1997a, 1997b) ha eseguito studi geologici, geocronologici, mineralogici e geochimici sui dicchi dell'Elba centrale, definendone cinque tipi principali.

I filoni a quarzo e tormalina legati all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro sono stati studiati da DINI *et alii* (2008).

Per quanto riguarda le datazioni radiometriche sui corpi magmatici, i molti lavori eseguiti suggeriscono per l'intrusione di Monte Capanne un'età intorno ai 6,8 Ma (FERRARA *et alii*, 1961: 6-7 Ma; EBERARHARDT & FERRARA, 1962: 7,6-9,8 Ma; BORSI & FERRARA, 1971: 7 Ma; JUTEAU *et alii*, 1984: 5,8-8,1 Ma; FERRARA & TONARINI, 1985, 1993: 6,4-7,2 Ma; BOCCALETTI *et alii*, 1987: 7,9-8,1 Ma). L'intrusione di Porto Azzurro mostra invece un'età sui 5-6 Ma (4,9-5,9), come quella dei dicchi aplitici e del termometamorfismo (SAUPÉ *et alii*, 1982: 5,1-6,2 Ma; FERRARA & TONARINI, 1985, 1993: 4,9-6,2 Ma; MAINERI *et alii*, 2003: 5,9 Ma).

I laccoliti e i dicchi che tagliano il Monzogranito di Monte Capanne e i *flysch* hanno mostrato un'età vicina a quella dello stesso monzogranito (FERRARA *et alii*, 1961: 5,7-7,5 Ma; FERRARA & TONARINI, 1985, 1993: 5,1-7,3 Ma; BOCCALETTI *et alii*, 1987: < 8 and < 9 Ma; DINI *et alii*, 1996: < 7,2-8,4 Ma; BORSI & FERRARA, 1971: 8,5-9 Ma; EBERHARDT & FERRARA, 1962: 6,4 Ma; JUTEAU *et alii*, 1984: 8,2-9,5; DINI & LAURENZI, 1999: 6,8-7,2 Ma; MAINERI *et alii*, 2003: 8,5 Ma). L'età di 6,7 Ma per i fenomeni di sericitizzazione dei corpi magmatici nell'Elba centrale è stata definita da MAINERI *et alii* (2003).

Molti lavori hanno anche trattato le famose mineralizzazioni dell'isola, sfruttate dall'8°-7° secolo A.C. fino al 1981, anno di chiusura della Miniera del Ginevra (Capo Calamita). Dopo l'ultima guerra si possono citare i lavori di DEBENEDETTI (1951, 1952), BENE (1952), COCCO & GARAVELLI (1954), GILLIÉRON (1959),

DIMANCHE (1971), CALANCHI *et alii* (1976), TANELLI (1995a, 1995b), ORLANDI & PEZZOTTA (1997).

In particolare, i minerali a prevalente magnetite associati agli *skarn* del Monte Calamita e di Cannelle-Torre di Rio sono stati descritti da DIMANCHE (1971) e TANELLI (1977).

DESCHAMPS (1980) e DESCHAMPS *et alii* (1983) hanno studiato le mineralizzazioni di Rio Marina-Rialbano. Queste ultime sono state datate a 5,3 Ma da LIPPOLT *et alii* (1995).

L'origine epigenetica o singenetico-metamorfica delle mineralizzazioni a ferro dell'Elba è stata discussa da TANELLI (1983), TANELLI & LATTANZI (1986), ZUFFARDI (1990) e LATTANZI *et alii* (1994), in particolare:

a- i modelli "plutonistico-epigenetici" considerano le intrusioni come sorgente del calore che favoriva la circolazione di fluidi idrotermali (DEBENEDETTI, 1951; BENEIO, 1952; PENTA, 1952; GILLIERON, 1959; MARINELLI, 1959b, 1983; DECHOMETS, 1985);

b- i modelli "singenetico/idrotermale-metamorfici" sottolineano l'importanza dell'evento tettono-magmatico neogenico nel metamorfismo e nella parziale rimobilizzazione di precedenti corpi minerari di origine sedimentaria o idrotermale-sedimentaria di età triassica e/o paleozoica (*e.g.*, BODECHTEL, 1964b, 1965; DESCHAMPS *et alii*, 1983; LATTANZI & TANELLI, 1985).

Lo stato dell'arte sui giacimenti a ferro dell'Isola d'Elba è stato recentemente riassunto da TANELLI *et alii* (2001).

2. - PARTE A MARE

Mentre la nutrita letteratura sui diversi aspetti minero-petrografico-geologici dell'isola annovera lavori della fine del '700, nessuna notizia sulle aree marine circostanti compare nelle "Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; Foglio 126, Isola d'Elba", edite dal Servizio Geologico d'Italia nel 1969, con l'unica eccezione di un lavoro (BIANCHI, 1943) riguardante gli effetti morfologici dell'eustatismo. Nondimeno, negli anni '40 del secolo scorso l'interesse per queste aree fu risvegliato dalla necessità di compiere ricerche di tipo minerario sui sedimenti circostanti il settore sudorientale dell'Isola (ZABELLI, 1941; GRECO & CAMANZI, 1941). Si cominciò a parlare di spiagge relitte sottomarine come corpi di interesse economico. Il discorso venne ripreso negli anni '70 nell'ambito del Progetto Finalizzato del CNR "Oceanografia e Fondi Marini", subprogetto "Risorse Minerarie", che ebbe come risultato una serie di lavori mirati, ma contenenti anche importanti dati generali (BARLETTA *et alii*, 1976; AIELLO E. *et alii*, 1979; BARTOLINI *et alii*, 1979, 1986; AIELLO E. *et alii*, 1980). In particolare venne delineata per la prima volta la morfologia dei fondali e la distribuzione

e dinamica dei sedimenti, fornendo anche informazioni sul sottofondo marino. Lo studio proseguì sino a tutti gli anni '80 e l'area rientrò anche negli interessi di altri progetti con finalità sismostratigrafiche, strutturali e geodinamiche (FANUCCI *et alii*, 1979; REHAULT, 1981; FANUCCI *et alii*, 1982), i cui risultati furono compendati in numerose pubblicazioni e nelle carte “*Structural Model of Italy*” e “*Neotectonic map of Italy*”, edite dal CNR nel 1983.

Negli anni '90 gli interessi si focalizzarono soprattutto su studi a carattere geodinamico, mirati ad elaborare modelli di apertura del Tirreno, e sulla sismostratigrafia dei principali bacini (ZITELLINI *et alii*, 1986; CHIOCCI *et alii*, 1986, 1991; BOUILLIN *et alii*, 1992).

Un esteso lavoro (BARTOLE *et alii*, 1991) riguardò l'inquadramento dell'Arcipelago Toscano nel contesto evolutivo e geodinamico del Tirreno settentrionale e dell'Appennino, con importanti acquisizioni sismostratigrafiche e strutturali. Detto studio fu reso possibile da indagini geofisiche sui bacini, condotte a fini di ricerca di risorse potenziali, con mezzi di sismica ad altra penetrazione. Questo filone di ricerca è culminato più di recente con indagini di sismica crostale del progetto francese LISA e del progetto CROP.

Altri temi trattati negli anni '80 e '90 riguardarono la magnetometria e l'evoluzione tardoquaternaria dell'area (BOZZO *et alii*, 1984; ERIKSSON & SAVELLI, 1989; COLLINA-GIRARD, 1999). Nel decennio in corso gli studi di dettaglio sulla zona circostante l'Elba diventano rari, mentre continua l'interesse generale sull'evoluzione geodinamica dell'area tirrenica (CONTRUCCI *et alii*, 2005; MAUFFRET *et alii*, 1999; PASCUCCI, 2005, *cum bibl.*).

III - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il Foglio comprende un'area emersa ed una sommersa per le quali verranno definiti di seguito i lineamenti morfologici.

1. - PARTE A TERRA

Questa parte delle note illustrative fa riferimento alle caratteristiche geomorfologiche dell'isola, e nasce in parallelo con le attività svolte nel progetto pilota dell'ISPRA (Servizio Geologico d'Italia) "Carta Geomorfologia dell'Arcipelago Toscano", di cui l'Isola d'Elba è parte integrante (D'OREFICE *et alii*, 2009). A questo lavoro si rimanda per eventuali approfondimenti. L'inquadramento geomorfologico è anche frutto dell'integrazione di tale progetto e ne segue le linee espositive, anche se con minori dettagli.

L'Isola d'Elba si colloca di fronte alla costa toscana tra Livorno e il Promontorio dell'Argentario, ed assieme alle altre isole dell'Arcipelago Toscano forma un arco convesso rivolto verso la Corsica.

L'isola è caratterizzata da una elevata energia del rilievo con versanti ripidi ed altezze a volte consistenti, come la culminazione del Monte Capanne (1.018 m) costituito da un plutone monzogranitico.

La storia geologica dell'isola è legata all'evoluzione dell'orogene appenninico che la collega strettamente alle vicende geologiche della Toscana. In particolare la presenza del grande plutone monzogranitico di Monte Capanne a occidente e dell'intrusione monzogranitica di Porto Azzurro a oriente, assieme al particolare assetto morfostrutturale ed alla presenza di un grande numero di altre litologie, ha condizionato sensibilmente le varie fasi della sua evoluzione geomorfologica,

contribuendo a separarla in vari distretti geomorfologici nei quali hanno agito ed agiscono tuttora processi morfogenetici distinti. Fra tali settori si possono distinguere: quello occidentale (Monte Capanne - Monte Perone), quello centrale (Monte San Martino - Monte Orello), quello sud-orientale (Monte Calamita) e quello nord-orientale (dorsale Monte Castello - Monte Serra).

L'Isola d'Elba ha una forma caratteristica che si sviluppa principalmente in direzione est-ovest, ma sulla base dei settori già distinti si possono evidenziare una varietà di forme che si differenziano sia per la loro geometria, sia per le loro caratteristiche morfologiche. Si può riconoscere una forma allungata in direzione nord-sud nei rilievi della parte orientale, con alcune singolarità (piana di Mola) che ne interrompono la continuità morfologica. La parte centrale si caratterizza principalmente per la presenza di un generale restringimento articolato in varie insenature, con due strozzature più importanti (Golfo di Campo - Golfo di Procchio e Golfo Stella - Golfo di Portoferraio) che collegano la parte orientale a quella occidentale. La parte occidentale, ben diversa dalle altre, si presenta come un'area dalla forma planimetrica pseudo-circolare, indubbiamente condizionata, nei processi e nelle forme, dagli aspetti geologici dominanti dovuti alla presenza del plutone monzogranitico del Monte Capanne.

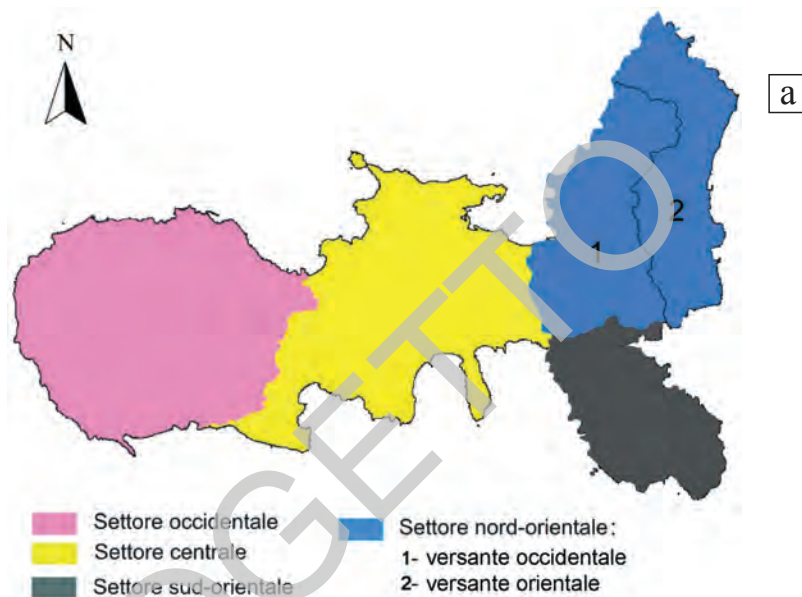
Sulla base della suddivisione nelle macroaree appena descritte e a causa delle diverse condizioni geomorfologiche e dei relativi processi, verranno descritte separatamente le caratteristiche geomorfologiche di ogni settore.

1.1. - *Settore occidentale*

La geologia dell'isola, ed in particolare quella della sua porzione occidentale rappresentata in fig. 14a, b dall'area Monte Capanne - Monte Perone, è il risultato di molteplici processi, che hanno interagito, a partire dagli eventi distensivi tardo-orogenici, con la messa in posto del plutone del Monte Capanne, la cui risalita ha generato un complessivo innalzamento che ha coinvolto la crosta oceanica e le sue coperture sedimentarie.

Le principali caratteristiche geologiche di questo settore, soprattutto dell'intorno di Monte Capanne, sono l'esteso affioramento monzogranitico, bordato da depositi della successione ofiolitica termometamorfica, interessata da fasi deformative sia duttili sia fragili. Su questi materiali hanno agito processi esogeni che hanno determinato la formazione di coperture detritiche sia d'origine primaria sia secondaria ed hanno portato all'attuale assetto geomorfologico.

Questo settore mostra una netta differenza fra parte settentrionale e meridionale, imputabile alla diversa esposizione dei versanti e ad una generale diversità degli agenti morfogenetici principali e delle forme ad essi collegate. La prevalente conformazione montuosa, la costituzione litologica e la storia strutturale dovrebbero privilegiare i processi dovuti alla gravità. Pur in tale contesto altre



| SISTEMA | CARATTERI GEOMORFOLOGICI |
|--|---|
| Settore Occidentale | <p>Morfologia: morfostruttura isolata subcircolare con morfologia aspra e accidentata ed elevata energia del rilievo.</p> <p>Fattori geostutturali: rocce ignee acide con anello termometamorfico di contatto, coperture detritiche di alterazione del monzogranito.</p> <p>Agenti morfogenetici: degradazione meteorica fisica e chimica (idrolisi), dilavamento (<i>overland flow</i>) ed erosione da acque incanalate (<i>stream flow</i>), processi gravitativi (colate detritiche, frane di crollo in roccia).</p> <p>Reticolo idrografico: radiale-angolare poco sviluppato.</p> <p>Densità di drenaggio: bassa.</p> |
| Settore Centrale | <p>Morfologia: complesso di rilievi morfologicamente omogenei con debole energia del rilievo.</p> <p>Fattori geostutturali: Unità Ripanera e Unità Lacona con filoni e porfidi, Unità Monte Strega.</p> <p>Agenti morfogenetici: modesti fenomeni di erosione per dilavamento ed acque incanalate, alterazione chimica delle rocce ignee, modeste frane di crollo lungo le falses costiere.</p> <p>Reticolo idrografico: dendritico, radiale <i>p.p.</i></p> <p>Densità di drenaggio: medio-alta.</p> |
| Settore Sud-Orientale | <p>Morfologia: rilievo isolato che forma il promontorio SE dell'isola, rilievo maturo con forme arrotondate e bassa energia del rilievo, superfici subpianeggianti a quote diverse (ripiani di erosione?).</p> <p>Fattori geostutturali: Unità Porto Azzurro con prevalenza di metapeliti; Unità Ripanera.</p> <p>Agenti morfogenetici: moderati processi di incisione da acque incanalate, modesti processi gravitativi (falde detritiche).</p> <p>Reticolo idrografico: radiale poco gerarchizzato / dendritico <i>p.p.</i></p> <p>Densità di drenaggio: alta-media.</p> |
| Settore Nord-Orientale Versante occidentale | <p>Morfologia: dorsale asimmetrica NS con elevata energia del rilievo.</p> <p>Fattori geostutturali: Unità Monte Strega con assetto monoclinale immergente a W, coperture detritiche.</p> <p>Agenti morfogenetici: intensi processi di desudazione per dilavamento ed erosione da acque incanalate, termoclastismo, processi gravitativi (coni detritici), processi antropici (terrazzamenti per attività agricola).</p> <p>Reticolo idrografico: parallelo / dendritico.</p> <p>Densità di drenaggio: media.</p> |
| Settore Nord-Orientale Versante orientale | <p>Morfologia: complesso di rilievi isolati separati da valli E-W con modesta energia del rilievo.</p> <p>Fattori geostutturali: Unità Ortano, Acquadolce, Monticiano-Roccastrada, Falda Toscana, Grassera, Unità Monte Strega <i>p.p.</i></p> <p>Agenti morfogenetici: degradazione meteorica di tipo fisico (termoclastismo), dilavamento ed erosione da acque incanalate, modesti processi gravitativi (frane di crollo).</p> <p>Reticolo idrografico: dendritico gerarchizzato, radiale <i>p.p.</i></p> <p>Densità di drenaggio: media.</p> |

Fig. 14 - a - Carta di distribuzione dei sistemi geomorfologici dell'Isola d'Elba; b- Tabella sinottica dei sistemi geomorfologici dell'Isola d'Elba.

tipologie di processi, legati principalmente all'alterazione meteorica, risultano di una certa importanza.

I processi legati alle acque incanalate evidenziano nella parte settentrionale la presenza di aste fluviali relativamente incise che costituiscono bacini mediamente sviluppati. Nella parte meridionale i bacini sono meno gerarchizzati, privi quindi di tributari di una certa importanza, e anche meno incisi rispetto al settore settentrionale. In entrambi i casi si nota un sostanziale allineamento fra le aste fluviali e i principali sistemi di fratture sia primarie da raffreddamento sia secondarie da rilascio distensionale di stress meccanici. A tali fratture sono, inoltre, legate anche altre forme strutturali ben evidenti, quali superfici strutturali generate da *joint* secondari, paralleli alla superficie topografica, che determinano piani preferenziali di esfoliazione, ed anche superfici di distacco e scivolamento di ammassi rocciosi. Questi riforniscono di materiale detritico i versanti ed il reticolo fluviale nei cui canali si possono in seguito generare consistenti movimenti di massa.

Fra i processi di alterazione delle rocce, l'esfoliazione determina la formazione di duomi (cima del Monte Capanne) e combinata con la generale alterazione (*weathering*) lungo le superfici dei *joint* che s'intersecano fra loro nelle rocce monzogranitiche, porta alla formazione di materiale granulare che in alcuni casi origina coltri di accumulo di alcuni metri, comunemente denominati sabbioni.

I fenomeni franosi di questo settore sono indubbiamente influenzati dalle scadenti caratteristiche geomeccaniche delle rocce affioranti e dalla loro giacitura. I principali movimenti risultano scivolamenti di blocchi di roccia su superfici preesistenti e crolli legati alla presenza di famiglie di *joint* che s'intersecano.

I movimenti di massa più importanti da un punto di vista della pericolosità s'individuano all'interno della rete idrografica, dove s'incanalano materiali detritici di varie tessiture (dalle sabbie ai blocchi anche di dimensioni metriche) che generano spesso *debris flow* che si accumulano allo sbocco delle valli principali. Questi fenomeni, con il progressivo accumulo di materiale, hanno a loro volta generato conoidi detritiche anche di una certa consistenza. Nella parte più ripida dei versanti meridionale e occidentale si verificano numerosi fenomeni di trasporto in massa di detrito causati dall'evoluzione di alcune frane, che convogliandosi nei canali sfociano a mare insistendo, anche in maniera pericolosa, sull'unica strada che, circoscrivendo il Monte Capanne, collega la parte meridionale con quella settentrionale dell'isola (strada denominata "anello occidentale n. 25").

Un caso interessante si trova nell'area della foce del Fosso Barione (a monte di Pomonte), dove è presente un'importante unità lito-geomorfologica, costituita da un conoide di origine mista più giovane delle altre unità presenti in zona. La petrografia prevalente dei clasti appartenenti a tale unità è monzogranitica visto che la quasi totalità dell'area del suo bacino idrologico insiste sul plutone del Monte Capanne. In questo conoide, così a ridosso del monte e che quindi risente in maniera consistente dell'influenza dell'energia di rilievo, uno dei principali

processi che hanno agito è il trasporto di massa, in flussi concentrati di detrito lungo il corso d'acqua. Questa tipologia di trasporto è caratterizzata dalla notevole eterogeneità dimensionale del materiale depositato e da una matrice costituita da sabbia con scarsa percentuale di materiale fine. I blocchi, anche di dimensioni metriche, ed il materiale litoide hanno un buon grado di arrotondamento (D'OREFICE *et alii*, 2009).

L'intero bacino del Rio di Pomonte è caratterizzato dalla presenza di una estesa copertura di materiali di alterazione del monzogranito. All'interno di questi materiali si sono verificati in epoca storica alcuni fenomeni di instabilità, classificabili come *soil slip - debris flow* (CAMPBELL, 1975) che hanno avuto conseguenze anche sulle infrastrutture (principalmente vie di comunicazione) dell'abitato di Pomonte. Il più recente dei fenomeni di questo tipo è il movimento franoso verificatosi nell'ottobre 1990 alle pendici del Monte Capanne, che ha raggiunto il mare dopo avere percorso tutta la valle provocando la distruzione di due ponti; alcune abitazioni sono state minacciate dal passaggio del flusso. Questa tipologia di fenomeni è caratterizzata da una velocità molto elevata (maggiore di 5 m/s).

Per quanto riguarda le forme derivanti dai processi erosivi di versante, queste si accentrano principalmente nella parte settentrionale, anche per il fatto che la copertura vegetale e lo sviluppo di suoli risulta maggiore rispetto a quella della parte meridionale, dove l'erosione si concentra più in fossi di forma lineare, condizionati probabilmente dalla presenza dei *joint* precedentemente descritti.

Particolare influenza in questo settore risulta avere l'erosione marina sulle coste, con forme di erosione concentrate sulle falesie che possono raggiungere diverse decine di metri di altezza.

1.2. - Settore centrale

Per quanto riguarda le forme legate ai processi sui versanti, in questo settore (fig. 14a, b) compreso nell'area Monte San Martino - Monte Orello, possiamo distinguere soprattutto scarpate di degradazione, con processi di distacco di materiale per piccole frane di crollo. Queste alla base sviluppano depositi di versante relativamente grossolani. Vi si possono associare frane di scorrimento di dimensioni ridotte che, originando piccole scarpate, innescano nuovi processi di degradazione e accumulo di materiale detritico.

Altre forme di degradazione di questo tipo si ritrovano sulle scarpate strutturali presenti nell'area di Monte Castello e Monte Orello; queste, all'aumentare dell'inclinazione degli strati, generano localmente ripide creste monoclinali (*hogback*).

Fra i fenomeni gravitativi di una certa importanza vi sono piccole frane di scorrimento, soprattutto nelle fasce detritiche che raccordano i versanti più ripidi di Monte Castello, Monte Pericoli, Monte Orello con i fondovalle. Questo pro-

cesso di accumulo nel tempo ha conferito ad alcune valli minori (valle del Fosso Forcioni e Fosso Gorgonnato) un tipico aspetto a conca. Rari sono i colamenti che si possono sviluppare sui depositi di tali versanti.

Per quanto riguarda il detrito di versante e i depositi colluviali in particolare, si può citare la monografia dedicata alla “Carta Geomorfologica dell’Arcipelago Toscano” (D’OREFICE *et alii*, 2009), che riporta testualmente: “localmente, lungo la strada che conduce alla Miniera della Crocetta, è stato possibile osservare la presenza di due generazioni di depositi colluviali. Quella più antica è alterata da un suolo profondo, rubefatto, lisciviato, con caratteristiche screziature e zone di concentrazione di ferro ridotto, che richiamano i caratteri di una vera e propria plintite, anche se il grado di cementazione non è elevato”. Questo processo denota caratteristiche di pedogenesi derivanti da un’alterazione profonda in condizioni stabili. Tale materiale, allo sbocco delle valli principali, si trova localmente intercalato con depositi di conoide alluvionale.

In questo settore si concentrano i principali corpi sedimentari di origine fluviale, infatti le principali forme di accumulo rilevate sono costituite dai depositi alluvionali dei fondovalle attuali ed hanno estensioni di alcuni km², come nel caso delle aree di Lacona e Magazzini - Schiopparello. Questi corpi si raccordano ai versanti più acclivi mediante depositi colluviali o di versante, e talvolta con conoidi alluvionali inattive. Alcuni di questi conoidi, insieme alle loro pianure alluvionali, sono state localmente incise dagli attuali corsi d’acqua e formano delle scarpate d’erosione fluviale inattive dove adesso agiscono fenomeni di degradazione dei versanti, o sono state parzialmente rimodellate dai processi erosivi (Lacona - Pian dei Lari, Procchio). Questi terrazzamenti non hanno una distinzione certa in ordini.

In corrispondenza della costa i materiali alluvionali che compongono le pianure si congiungono senza soluzione di continuità con i depositi di spiaggia (Marina di Campo, Lacona, Procchio) per cui l’individuazione di un limite preciso fra questi materiali risulta difficile.

Forme eoliche sono state individuate presso Marina di Campo, Procchio, Golfo di Lacona e nel Golfo Stella, e sono rappresentate da cordoni dunari di limitata estensione, a volte intensamente antropizzati e vegetati. Altri depositi eolici, costituiti da sabbie cementate, da moderatamente a scarsamente elaborate, con stratificazioni incrociate planari, e che localmente poggiano direttamente sul substrato, sono stati identificati lungo la costa di Capo Stella e nell’area di Viticcio, Scaglieri e Biodola. Come rilevato anche dagli autori della “Carta Geomorfologica dell’Isola d’Elba”, questi materiali sono caratterizzati da orizzonti intensamente alterati e da un paleosuolo relitto con figure pedogenetiche che definiscono un forte processo di lisciviazione e una conseguente presenza di argilla di neoformazione illuviale. Tali depositi affiorano anche sotto il livello del mare, a prova del fatto che si sono formati in un periodo in cui il mare si trovava

ad un livello inferiore rispetto all'attuale.

La parte costiera è articolata in tratti di coste alte e basse che corrispondono alle principali insenature. Le spiagge hanno una granulometria prevalentemente sabbiosa. In alcuni casi esse raggiungono estensioni superiori al chilometro, con presenza di barre e cordoni litoranei emersi; in altri casi vi si notano fenomeni di arretramento per processi erosivi connessi alla dinamica marina. A Cala di Mola si riconosce un'antica laguna costiera, che si estendeva verso l'interno per circa 1 km ed era sbarrata verso mare da un cordone dunare, di cui rimangono solo alcuni lembi residui nel tratto costiero settentrionale dell'insenatura.

Nelle aree costiere, soprattutto se in presenza di spiagge, si trovano i principali centri abitati, la cui attività antropica ha modificato sensibilmente alcune delle forme preesistenti. A Portoferraio, ad esempio, la presenza dell'area portuale e delle opere connesse hanno alterato profondamente la morfologia della costa, così come l'ha modificata la presenza delle saline, oggi in disuso.

In questo settore sono rilevabili varie superfici suborizzontali che si trovano a quote differenti sui versanti e talvolta sulla sommità dei rilievi. Tali superfici sono state attribuite a processi erosivi. Esse infatti incidono litotipi differenti del substrato, piegati e dislocati, e non sono inoltre ricoperte da depositi successivi.

Tra le principali forme di origine antropica vanno citate anche le miniere inattive a cielo aperto, che hanno lasciato nel paesaggio scarpate e superfici di sbancamento. Sono presenti, inoltre, alcune aree estrattive ancora in attività (versante settentrionale del Monte Orello, Miniera della Crocetta ad ovest di Porto Azzurro).

1.3. - *Settore sud-orientale*

In questo settore, rappresentato dall'area di Monte Calamita (fig. 14a, b), affiorano prevalentemente litotipi pre-quadernari, mentre i depositi quadernari hanno un'estensione piuttosto limitata e sono costituiti principalmente da sedimenti eolici, da depositi di spiaggia emersa, alluvionali, di versante e da coltri eluvio-colluviali.

Il rilievo che domina l'area sud-orientale dell'isola è il Promontorio del Monte Calamita, che a partire dai suoi 412 m di quota massima giunge fino alla costa, ove si trovano imponenti falesie attive, di altezza poco inferiore ai 100 m. Queste aree, interessate da un'intensa azione erosiva del mare, sono caratterizzate anche da numerose piccole grotte di origine marina.

La struttura generale dell'area è rappresentata dal rilievo del Monte Calamita, che influenza anche la rete di drenaggio: vi si trovano infatti corsi d'acqua ad alveo fisso, con sviluppo pressoché rettilineo e poco gerarchizzati, che giungono dopo brevi percorsi sulla costa. I depositi di versante, costituiti da materiale per lo più grossolano, affiorano su alcuni versanti meno acclivi e nelle valli a "V" dei

torrenti che scendono dal Monte Calamita, a volte occludendone parzialmente il percorso.

Depositi di spiaggia emersa si rinvengono all'interno delle piccole baie, e sono costituiti da materiale estremamente eterometrico (sabbie grossolane e grossi blocchi arrotondati).

In numerose aree, soprattutto nella parte orientale del Monte Calamita, si sono sviluppati processi erosivi diffusi (erosione per *inter-ril* e *rill*). Questo processo è stato favorito dagli incendi boschivi che recentemente hanno interessato vaste aree.

I processi legati alla gravità, quali movimenti di massa, si ritrovano lungo le coste alte a falesia, e sono rappresentati da piccoli movimenti franosi prevalentemente di crollo e di ribaltamento. Questi processi formano numerosi depositi di detrito di versante, eterometrici e a spigoli vivi, costituiti da clasti poligenici di rocce micascistose, quarzitiche e carbonatiche, con scarsa matrice sabbiosa e tessitura a supporto di clasti.

Alcuni depositi di natura prevalentemente eolica affiorano lungo la costa occidentale rocciosa del Monte Calamita e penetrano a volte all'interno del rilievo lungo alcune valli (Stecchi, Madonna delle Grazie, Morcone, Pareti e Innamorata). Questi depositi sono costituiti da sabbie a grana da medio-fine a grossolana e in minor misura da ghiaie minute. La tessitura è generalmente *open-work*. Il grado di cementazione è spesso così elevato da generare vere e proprie arenarie e microconglomerati.

L'attività antropica è caratterizzata dalla presenza di miniere a cielo aperto, come ad esempio la Miniera del Polverai (Punta della Calamita), che con un'estensione planimetrica di circa 2 km², rappresenta uno dei più vistosi esempi di attività mineraria dell'isola, o le miniere di dimensioni più contenute del Ginepro e dei Sassi Neri.

1.4. - Settore nord-orientale

Questo settore, rappresentato dall'area di Monte Grosso e Monte Arco verso oriente (fig. 14.2) e dall'area di Monte Strega e Monte Castello nella sua parte occidentale (fig. 14.1), è contraddistinto da una dorsale, con direzione N-S, geologicamente molto complessa. Vi si trovano frequenti alternanze di formazioni con litotipi molto diversi: calcari, diaspri, basalti, gabbri e rocce metamorfiche in genere, che con il loro complesso assetto strutturale hanno influenzato la geomorfologia di questo settore. Il controllo strutturale è testimoniato dalla presenza di faccette triangolari in varie parti dell'area (Valle di Ortano, Valle del Frasso). Anche il drenaggio è influenzato dall'assetto strutturale e dalle presenza di numerose faglie che orientano i corsi d'acqua, in direzione NO-SE. I singoli corsi d'acqua si sono sviluppati in prevalenza ad alveo fisso generando forme a "V".

Questa peculiarità, legata anche alla relativamente alta energia del rilievo, fa sì che non si siano sviluppate superfici particolarmente estese nei depositi fluviali. Al contrario, forme e depositi legati alla gravità sono principalmente diffusi ed attivi nell'area costiera, dove sono associati alle forme strutturali, e si presentano come fenomeni di crollo in corrispondenza degli affioramenti rocciosi.

In generale la morfologia del versante orientale risulta fortemente modificata dall'intervento antropico. In particolare si notano estese aree a terrazzamenti sia integri sia in degradazione.

Sul versante occidentale il paesaggio appare caratterizzato da maggiori valori medi di acclività rispetto al versante orientale. Sono presenti anche brusche variazioni d'inclinazione dei versanti, in corrispondenza dei litotipi maggiormente resistenti. In particolare, soprattutto in coincidenza dell'affioramento di diaspri, si rinvengono scarpate di degradazione attive. Coltri e falde di detrito, attive e inattive, sono ubicate soprattutto nella porzione meridionale del versante occidentale (tra Nisporto e Magazzini).

Alcuni movimenti di massa classificabili come frane di scorrimento e *debris flow* sono presenti a monte dell'abitato di Nisportino, mentre altri, di minore estensione, interessano spesso le coltri di alterazione dei diaspri.

La costa presenta aspetti morfologici simili sui due versanti ed è caratterizzata da una falesia di circa 25 m di altezza. Le spiagge, racchiuse solo nelle piccole baie che si aprono nella costa alta, sono costituite prevalentemente da materiali grossolani (ghiaie e ciottoli). I depositi di origine eolica, se pur ben evidenti, sono stati rinvenuti solo presso Cala Mandriola e Cavo.

2. - PARTE A MARE - MORFOLOGIE E STRUTTURE SUPERFICIALI

Nel Foglio Isola d'Elba, la superficie marina compresa è più vasta di quella occupata dall'isola stessa (fig. 1). La batimetria di dettaglio che costituisce la base cartografica su cui sovrapporre tutte le informazioni morfologico-geologiche del Foglio è stata fornita dall'Istituto Idrografico della Marina Militare. Quanto segue deriva altresì da un'elaborazione, in chiave geomorfologico-strutturale di dati di sismica ad alta e altissima risoluzione

L'area è parte della estesa piattaforma continentale che raccorda l'Elba al continente verso E, mentre ad O la ricollega alla Dorsale di Pianosa e, attraverso quest'ultima, all'Isola di Capraia. I limiti di detta piattaforma sono ben definiti solo in direzione del Canale di Corsica, vasto bacino i cui fianchi sono caratterizzati da scarpate relativamente ripide, di modo che il passaggio tra scarpate e piattaforma è segnato da una brusca rottura di pendio (*shelf-break*). A S e N dell'isola i limiti sono meno definiti, ma comunque quasi del tutto esterni all'area

occupata dal Foglio, così come il limite occidentale. Nel Foglio sono incluse parti delle principali depressioni tettoniche che circondano l'isola. A N l'area include buona parte del Bacino di Capraia con la Valle dell'Elba. Quest'ultima si ricollega al Bacino di Fetovaia che separa l'isola dalla Dorsale di Pianosa, mentre a SE si apre il Bacino di Punta Ala, che non ha evidenza morfologica. A S la piattaforma fa parte dei Bacini di Pianosa e di Montecristo (PASCUCCI, 2005) di cui rappresenta una parte marginale.

Per meglio definire i limiti delle piattaforme di prevalente costruzione sedimentaria, come quella in esame, si applica sovente il seguente criterio (VANNEY, 1977): viene considerata tale solo quella parte del prisma sedimentario modellata dalle ultime fasi di oscillazione glacioeustatica del livello marino del Pleistocene superiore, mentre alle parti dei corpi sedimentari che non sono mai state interessate dal fenomeno, o che non ne sono state più toccate a partire da una fase più o meno remota, si riservano le denominazioni di "plateau marginali" (che possono avere anche altra natura). Nel nostro caso, anche applicando scrupolosamente detto criterio, il limite della piattaforma rimane di difficile definizione nella zona nord-Elba (fig. 1), dove non è possibile identificare un ciglio (*shelf-break*) ben delineato (BARTOLINI *et alii*, 1979).

Nella piattaforma in esame possono essere riconosciuti, su tutto il contorno dell'isola, un settore interno o sublitoraneo la cui morfologia segue abbastanza fedelmente l'andamento delle coste, risentendo della morfologia di un substrato roccioso ancora subaffiorante, e un settore esterno la cui morfologia dipende unicamente dai processi di sedimentazione, tettonici e di erosione sottomarina o subaerea delle fasi pleistoceniche di *lowstanding* del livello medio marino. La fascia sublitoranea è:

- pochissimo sviluppata sul lato occidentale, dove il substrato si approfondisce molto rapidamente entro il Bacino di Fetovaia;
- altrettanto poco sviluppata sul versante orientale dove il fondale assume, già in prossimità della costa, una morfologia di "raccordo" tra l'isola e il Promontorio di Piombino ovvero tra l'isola e la piattaforma del Golfo di Follonica;
- ben estesa sul versante settentrionale, dove segue per ampio tratto l'andamento a golfi e promontori alternati della costa, mostrando a tratti anche rilievi isolati e approfondendosi sino ai -80/-90 m. Nel settore meridionale ha andamento simile, ma è meno estesa e si approfondisce al massimo sino ai -60 m.

Le isobate sono molto ravvicinate nei settori di costa alta, mentre si distanziano in corrispondenza dei golfi con sedimentazione importante e del Canale di Piombino.

Vistose eccezioni a questa regola si rilevano solamente in corrispondenza di Marciana Marina e di Acquaviva (fig. 1): a rientranze della costa corrispondono "promontori" sommersi orientati N-S. In entrambi i casi la sismica segnala corpi rocciosi subaffioranti che, data la situazione descritta, potrebbero essere costituiti

da litologie diverse da quelle costiere. Altre eccezioni meno evidenti risultano essere il prodotto di frane sottomarine e costiere in tratti a morfologia abrupta.

Il settore esterno, praticamente inesistente sul lato occidentale dell'isola, assume ad E, come si è detto, la caratteristica di una soglia con rilievi minori di substrato che in due casi affiorano (Isolotti di Palmaiola e Cerboli). A S esso mostra una certa articolazione morfologica del tutto indipendente dalla morfologia sublitoranea, mentre a N l'unica particolarità di rilievo è una depressione da cui si sviluppa il cosiddetto "Vallone dell'Elba" (BARTOLINI *et alii*, 1979), stretto canale sottomarino, orientato NNO-SSE che borda il prolungamento settentrionale della Dorsale di Pianosa. Si è ritenuto, in base ai criteri geomorfologici adottati a livello internazionale, di ridefinirlo come "Canale dell'Elba" (CE, fig. 1), scarutando la proposta di PASCUCCI (2005) che lo indica come "Canale di Capraia" per evitare possibili confusioni.

Un importante promontorio sommerso si delinea a partire dalla batimetrica dei -70 m tra Fetovaia e Pomonte. È orientato in senso NO-SE e separa il Bacino di Fetovaia dall'ampia zona pianeggiante che si estende a S dell'isola, sino a Punta dei Ripatti. Le uniche movimentazioni importanti in quest'ultima zona sono segnalate dagli andamenti della isobata dei -80 m, che evidenzia sia il "promontorio" citato che una barra pressoché continua, parallela al ciglio della piattaforma, e alcune barre minori (figg. 1 e 15). La sismica mostra che i caratteri di dettaglio della zona sono piuttosto complessi. La barra principale si articola in una serie di rilievi, fortemente riflettenti, a cui si addossa verso terra un prisma trasparente di sedimento recente (vedi schemi a cornice della carta; fig. 15). Essi rappresentano residui di apparati costieri risalenti a una fase di relativa stasi della trasgressione postglaciale, che si appoggiano su di una ben definita superficie erosiva. Tra essi e la costa, in posizione intermedia tra la superficie erosiva e i sedimenti recenti, si rileva un sottile corpo sedimentario a colmata di una depressione determinata dall'esistenza dei rilievi stessi: una tipica situazione di paleolaguna o lago costiero.

A valle della barra la pendenza si accentua per un breve tratto, a cui fa seguito un'altra zona pianeggiante con un modesto spessore di sedimento recente che ricopre una superficie d'erosione manifestamente più antica di quella su cui giace la barra precedentemente descritta (vedi schemi a cornice). Il "promontorio" che limita a occidente tutta questa zona è un rilievo controllato dalla tettonica e costituito da formazioni sedimentarie pleistoceniche.

Linee strutturali orientate circa NO-SE hanno generato anche la depressione da noi detta Bacino di Fetovaia (fig. 16), il cui fianco occidentale è costituito dall'alto morfologico-strutturale della Dorsale di Pianosa. La morfologia del fondo del bacino è tutt'altro che uniforme; vi si alternano zone in cui un non trascurabile spessore di sedimento (corpo A; fig. 16) ricopre una superficie d'erosione attenuandone le asperità, a zone in cui lo stesso corpo sedimentario si presenta

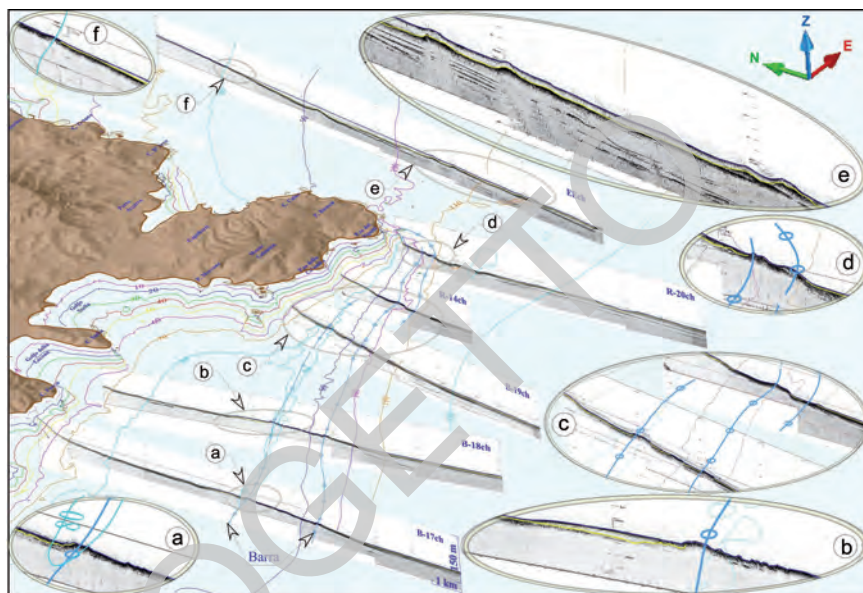


Fig. 15 - Vista morfo-batimetrica e della copertura tardo-quadernaria (sezioni Chirp) tridimensionale del settore marino sud-orientale. Nelle sezioni Chirp la linea gialla rappresenta la base della "coltre" olocenica lutitica. I rilievi localizzabili alle profondità di 80-100 metri rappresentano i relitti di un antico sistema di barre litorali (vedi testo).

eroso e rimaneggiato. La morfologia dei fianchi è determinata da corpi progredienti clinostratificati. Quelli del fianco orientale (corpi E; fig. 16) si appoggiano direttamente alla superficie d'erosione e sono quindi più antichi o coevi rispetto al corpo A, mentre quelli del fianco occidentale (corpi O) ricoprono, con i loro livelli frontali, i livelli superiori del corpo A, di cui risultano così più recenti. Le superfici terrazzate di detti corpi si situano costantemente tra i -80 e i -100 m (fig. 15).

Sul fianco della dorsale compare un rilievo isolato ad asse NO-SE. La sismica lo identifica come una piega antiforale isolata, a curvatura assiale piuttosto pronunciata che può essere relazionata a recenti deformazioni in compressione di tutta l'area al limite occidentale del Foglio.

Il versante N dell'isola fronteggia il Bacino di Capraia (BC in fig.1). Al di sotto della fascia sublitoranea già descritta la morfologia si fa pianeggiante, ma con particolarità minori diffuse. La sismica delinea il seguente quadro:

- la batimetrica dei -90 m segna il limite oltre il quale il substrato pre-miocenico subaffiorante si immerge al di sotto di una sequenza sedimentaria estremamente potente, trasgressiva sul substrato stesso, il quale, a batimetrie minori, è coperto solo da un sottile livello di sedimento fine olocenico e da alcuni corpi arenacei in

forma di piccole cuspidi o tomboli appoggiati al pendio, costantemente tra i 70 e gli 80 metri di profondità (vedi schemi a cornice; fig. 17). Terrazzi deposizionali relativamente ampi si rilevano al limite occidentale dell'area tra -90 e -100 m ;

- più al largo affiorano livelli sedimentari giacenti sulla superficie erosiva della massima regressione singlaciale (*Wurm* III), privi di copertura recente, anzi con vistose tracce d'erosione (fig. 16). Quest'ultima ha modellato il fondale a rilievi e depressioni alternate, il cui asse, a giudicare dalle batimetrie di dettaglio, si dispone NO-SE, particolarmente nella zona antistante Procchio. Questo fatto, osservato con minore grado di risoluzione, aveva in passato portato gli scriventi e altri Autori a ritenere che il Canale dell'Elba si avvicinasse alla costa, collegandosi in qualche modo al Golfo di Procchio. Al contrario l'asse del canale, tra le batimetrie dei -120 e dei -110 m, si presenta poco inciso ma decisamente ruotato di circa 120° , disponendosi NE-SO. Il modellamento superficiale di questo tratto di piattaforma deve essere imputato a processi idrodinamici che restano ancora da identificare;

- ad O di Procchio le strutture da erosione diffusa scompaiono e si rende evidente la modesta depressione che costituisce la vera testata del canale, più mar-

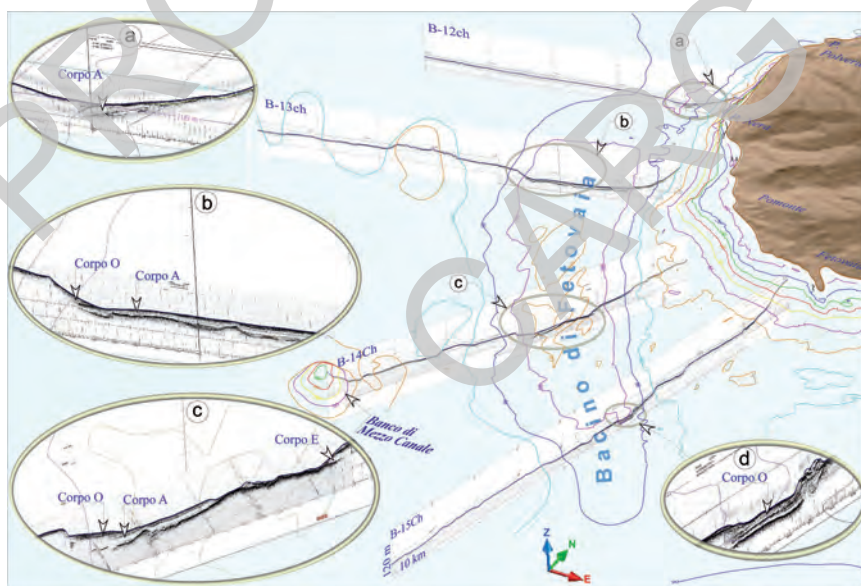


Fig. 16 - Vista morfo-batimetrica e della copertura tardo-quadernaria (sezioni Chirp) tridimensionale del settore marino sud-occidentale. Il Bacino di Fetovaia è caratterizzato dalla presenza di una superficie erosiva basale ricoperta a tratti da corpi deposizionali tabulari o clinostatificati, talora caotici (accumuli di frana?) sui fianchi della depressione (vedi testo).

cata nei livelli sottostanti che nella superficie del fondale; i processi di sedimentazione hanno per un certo tempo prevalso su quelli d'erosione producendo una colmata, ma localmente si notano anche indizi di erosione attiva;

- la superficie d'erosione singlaciale si segue sino ai -100 m ed oltre.

Il tratto compreso tra la testata del canale e il Bacino di Fetovaia ha batimetria costante, intorno ai -100 m e qualche piccola depressione chiusa, nonché sporadici rilievi puntiformi. All'indagine sismica ad alta risoluzione presenta una zona depressa, poco marcata, al piede della ripida scarpata di Monte Capanne, con un versante occidentale che risale dolcemente verso la dorsale. Il fondo della depressione contiene dei corpi di frana.

La sismica penetrativa conferma che il versante occidentale è occupato da un plateau tardo-pleistocenico progradante e mostra che la depressione, in passato più marcata ed estesa, collegava la testata del canale al Bacino di Fetovaia, generando un unico solco aggirante il Monzogranito di Monte Capanne. Il solco risulta oggi suddiviso in due parti per deposizione di sedimenti recenti.

La parte sudorientale del Foglio fa parte del Bacino di Punta Ala (BA, fig.1). Nel settore a S del Monte Calamita la morfologia dei fondali è essenzialmente determinata dal modellamento della superficie erosiva singlaciale non molto modificato dal corpo olocenico, mentre ad E quest'ultimo ricopre con potenze considerevoli i corpi e le morfologie più antiche, livellando il fondale. La transizione tra piattaforma e zona sublitoranea è qui veramente brusca, determinata da faglie dirette, essendo il bacino stesso un tipico *graben* tirrenico.

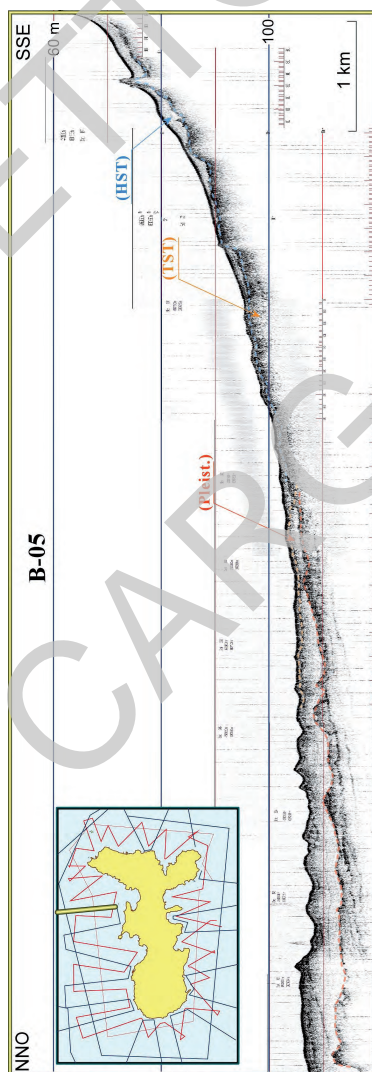


Fig. 17 - Profilo Chirp (B-5) che mostra una parte della piattaforma del Bacino di Capraia (area marina settentrionale del Foglio). La copertura olocenica luttica (HST - coltre di alto stazionamento) è rilevabile prevalentemente al sopra della batimetrica dei 90 m in corpi discontinui; TST - Corpi della trasgressione postglaciale. Nell'inserto le linee rosse si riferiscono alla campagna condotta appositamente per il Progetto CARG. Le linee blu si riferiscono a dati forniti dalla Regione Toscana.

La soglia di Piombino è caratterizzata da fondali a morfologia caotica, soggetti ad erosione prevalente, con tasche di deposizione assai limitate come estensione e potenza.

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

1. - PARTE A TERRA

L'Isola d'Elba è ubicata nel Mar Tirreno settentrionale a metà strada fra la Toscana (Appennino Settentrionale) e la Corsica (Corsica "Alpina"). Il complesso edificio tettonico dell'isola è tradizionalmente considerato l'affioramento più occidentale della catena orogenica nord-appenninica. Questa è caratterizzata dall'impilamento di una serie di unità tettoniche, l'ordine di sovrapposizione delle quali segue all'inverso la cronologia della loro tetto-genesi. Fin dagli anni '80 (vedi sintesi in PRINCIPI & TREVES, 1984, *cum bibl.*) la genesi e la strutturazione dell'edificio appenninico è stato assimilato a quello degli attuali sistemi arco-fossa. Le unità tettoniche dell'Appennino Settentrionale possono essere riferite a due domini: il Dominio Ligure ed il Dominio Tosco-Umbro-Marchigiano, posto ad oriente rispetto al primo. Queste distinzioni erano già presenti in MERLA (1951) e in TREVISAN (1951), che avevano più o meno accettato i venti alloctonisti che venivano dalle Alpi (es. ARGAND, 1924; STAUB, 1933 e la già citata sintesi di DE WIJKERSLOOTH, 1934), dove le Liguridi (Argille Scagliose *p.p.*) venivano collocate più ad O rispetto alle Toscanidi. Tuttavia tutti ancora avevano come riferimento geomorfogenetico la "Teoria della geosinclinale" di DANA (1873) più o meno rielaborata. Per approdare ad accezioni più moderne bisogna arrivare alla fine degli anni sessanta-inizio anni settanta, con la generale presa di coscienza della Tettonica a Zolle e del vero significato delle ofioliti cioè, per quanto riguarda l'Appennino, del vero significato paleogeografico delle Liguridi (ABBATE *et alii*, 1970; BOCCALETTI *et alii*, 1971; ELTER & PERTUSATI, 1973; GIANELLI & PRINCIPI, 1977; ABBATE *et alii*, 1980; PRINCIPI & TREVES, 1984, ecc.). Le Liguridi appartengono ad un dominio oceanico, in particolare a quello della "Tetide Occidentale"

(ABBATE *et alii*, 1980), mentre le Unità Tosco-Umbro-Marchigiane ad un dominio continentale, in particolare a quello della Microplacca Adria.

L'edificazione tettonica dell'Appennino Settentrionale (fig. 18) vede le Unità Liguri, oceaniche, sovrastare le unità del margine continentale adriatico, ovvero le Unità Toscane. Le Liguridi si articolano in unità definibili come "Interne", caratterizzate dalla presenza di un basamento ofiolitico e da flysch terminali di età cretatico superiore-paleocenica, ed "Esterne", con olistoliti ed olistostromi ofiolitici all'interno dei flysch cretatici ed eocenici. Le Unità Toscane, nella parte interna della catena appenninica, sono rappresentate da unità tettoniche basali metamorfiche (Unità Toscane Metamorfiche) e dalla sovrastante Falda Toscana anche non-metamorfica. Ambedue hanno termini norico-terziari analoghi, mentre le rocce paleozoico-carniche sono presenti solo nelle Unità Toscane Metamorfiche. Nell'Arcipelago Toscano (Isola di Gorgona e del Giglio) e lungo la costa toscana (Promontorio del Monte Argentario) sono inoltre presenti alcune unità oceaniche caratterizzate da metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, correlabili con le Unità Alpine "piemontesi" affioranti nella Corsica nord-orientale (*Schistes Lustrés*). In queste note tutte le successioni appartenenti all'ambiente oceanico

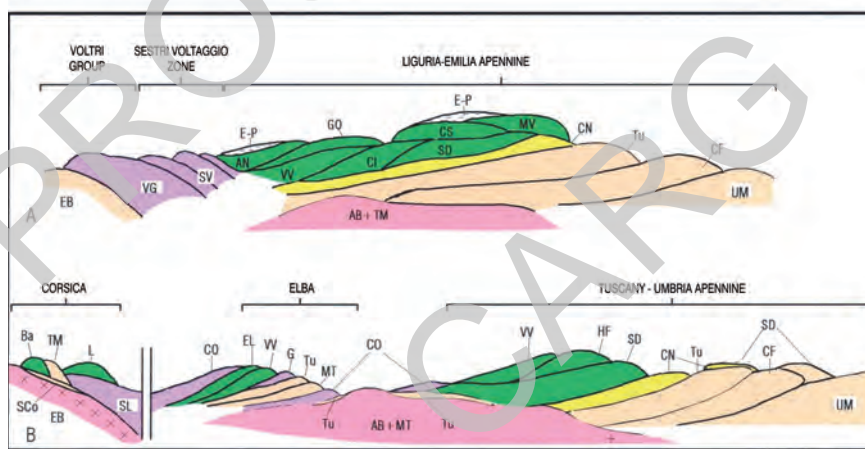


Fig. 18 - Sezioni interpretative dell'Appennino Settentrionale. A- Transetto ligure-piemontese, B- transetto corso-umbro (da BORTOLOTTI *et alii*, 2001c).

A: A Gruppo di Voltri e Appennino Ligure-Emiliano; B. Corsica alpina (NARDI *et alii*, 1978; DURAND-DELGA, 1984) e Isola d'Elba-Appennino toско-umbro.

AB- Basamento Adria; AN- Unità tettonica Antola; Ba- Complesso Balano Ligure; CF- U.t. Cervarola-Falterona; CI- U.t. Caio; CN- U.t. Canetolo; CO- U.t. dei Calcescisti con ofioliti; CS- U.t. Cassio; EB- Basamento Europa; EL- U.t. dei Flysch elbani (Lacona e Ripanera); E-P- U.t. Epiliguri; G- U.t. Gràssera; GO- U.t. Gottero; HF- U.t. Elmintoidi della Toscana meridionale; L- U.t. Liguride della Corsica; MT- U.t. Monticiano-Roccastrada; MV- U.t. Monte Venere-Monghidoro; SCo- Scaglie parautoctone corse (e.g., Scaglia di Corte); SD- U.t. Sporno-Sillano-Santa Fiora; SL- Schistes Lustrés; SV- Zona Sestri-Voltage; TM- Massiccio del Tenda; Tu- U.t. Falda Toscana; UM- U.t. Umbro-Marchigiane; VG- Gruppo di Voltri; VV- U.t. Vara.

sono state attribuite al Dominio Ligure. Pertanto le Unità Alpine “piemontesi” saranno denominate Unità Liguri Metamorfiche.

All’Isola d’Elba sono presenti sia Unità Liguri che Unità Toscane.

I rilevamenti effettuati per la stesura della carta geologica hanno portato ad una ricostruzione dell’evoluzione stratigrafico-strutturale dell’Isola d’Elba più articolata rispetto al classico schema di BARBERI *et alii* (1969 a, 1969b) che riconoscevano cinque “Complessi” tettonici sovrapposti (fig. 10a, b). In particolare, è stato infatti utilizzato lo schema geologico definito nella parte centro-orientale dell’isola da BABBINI *et alii* (2001) e BORTOLOTTI *et alii* (2001a) (figg. 13 e 18) nel quale sono state distinte nove unità tettoniche con numerose sottounità, che contengono successioni deposte in differenti domini paleogeografici:

- Dominio Toscano; rappresenta un settore del paleo-margine continentale della Placca Adria ed è costituito dal basamento cristallino varisico e dalle sue coperture sedimentarie, che includono formazioni silicoclastiche del Paleozoico e del Triassico medio-superiore, le soprastanti unità carbonatiche e carbonatico-silicee mesozoiche e quelle essenzialmente terrigene terziarie. Dalla tettonizzazione di questo dominio si originarono le Unità tettoniche Porto Azzurro, Ortano, Monticiano Roccastrada e la Falda Toscana. Queste unità sono esposte solo nella parte centro-orientale dell’isola.

- Dominio Ligure Interno; il basamento, di natura oceanica, è stato tettonicamente suddiviso nelle Unità tettoniche Ripanera, Lacona e Monte Strega, che include sei subunità (una in meno rispetto a quelle indicate in BORTOLOTTI *et alii*, 2001a) nella parte centro-orientale dell’isola. Queste rocce non presentano segni di metamorfismo di età alpina. Nella parte occidentale dell’isola sono invece presenti l’Unità (ofiolitica termometamorfica) Punta Polveraia-Fetovaia e l’Unità Punta Le Tombe, formata da un flysch di età paleogenica. La prima è stata generalmente ricollegata all’Unità Monte Strega dell’Elba centro-orientale. Non è del tutto esclusa l’attribuzione di parte di questi affioramenti alle unità metamorfiche ad alta pressione degli *Schistes Lustrés* della Corsica (quindi ad una Unità Ligure Metamorfica); la seconda potrebbe essere verosimilmente ricondotta all’Unità Lacona dell’Elba centrale. Per la mancanza di una correlazione fisica tra le corrispondenti suddette unità dell’Elba centro-orientale e quelle dell’Elba occidentale, preferiamo mantenere una distinzione formale tra questi due gruppi di Unità Liguri.

- Altre unità, interessate da metamorfismo di vario grado ed intense deformazioni, sono correlabili con le unità tettoniche piemontesi degli *Schistes Lustrés* della Corsica alpina: sono le Unità tettoniche Acquadolce e Grässera, da considerare appartenenti alle Unità Liguri Metamorfiche.

In molte di queste unità si sono intrusi corpi magmatici del Miocene superiore rappresentati da due grandi plutoni (quello del Monte Capanne ad O, e quello di Porto Azzurro ad E), dai complessi laccolitici dell’Elba centrale e dal corteggio

di filoni di varia natura che hanno preceduto, accompagnato e seguito la messa in posto di questi corpi.

Nel quadro tettonico strutturale dell'Isola d'Elba sono presenti elementi ascrivibili a fasi compressive riconducibili a quelle riscontrate nelle Liguridi e nelle Toscanidi dell'Arco appenninico; queste sono successivamente complicate per l'effetto della risalita dei plutoni di Monte Capanne e di Porto Azzurro. Queste risalite plutoniche sono responsabili dell'attivazione di numerose faglie di scarico e di scorrimenti a basso angolo (es. la Faglia di Zuccale) tra le unità incassanti e all'interno di esse.

L'edificio tettonico dell'Isola Elba è costituito da 9 unità tettoniche maggiori (vedi schema di BORTOLOTTI *et alii*, 2001a in fig. 13 e la nuova denominazione delle unità tettoniche nello schema strutturale della carta e in fig. 43). Dalla base al tetto delle pila tettonica, queste sono: 1) Unità tettonica Porto Azzurro sulla quale riposa mediante la Faglia di Zuccale l'embrice tettonico delle restanti unità. Queste ultime sono le unità tettoniche 2) Ortano, 3) Acquadolce, 4) Monticiano-Roccastrada, 5) Falda Toscana, 6) Gràssera, 7) Monte Strega, 8) Lacona e 9) Ripanera. Le Unità tettoniche Acquadolce e Monte Strega sono suddivise in subunità tettoniche.

Infine l'edificio elbano ha subito gli effetti di una tettonica distensiva ad alto angolo che ha "affettato" in senso N-S l'isola, specialmente nella parte orientale. Tutta questa tettonica distensiva in parte precede, in parte accompagna, con evidenti rapporti, la messa in posto dei plutoni mio-pliocenici e dell'intero corteggio di corpi magmatici minori. Inoltre a questi ultimi eventi sono da collegarsi anche alle mineralizzazioni, in particolare a quella a ferro, per le quali l'isola è da sempre famosa.

2. - PARTE A MARE

L'area di margine continentale tirrenico che comprende l'Arcipelago Toscano rappresenta una zona ritenuta relativamente stabile tra settori del Tirreno settentrionale caratterizzati da forte subsidenza. A N è separata dal Bacino di Viareggio e bacini satelliti mediante la Linea di Livorno, insieme di strutture sismogeniche, mentre a S vi è una transizione graduale alle aree più depresse. Ad ovest l'area è delimitata dal profondo Bacino del Canale di Corsica che la separa dall'isola omonima, mentre ad E la soglia del Canale di Piombino costituisce il tramite con il continente che ha funzionato da vero e proprio «ponte» di collegamento durante le fasi pleistoceniche di basso stazionamento del livello marino. I motivi geologici dominanti dell'area sono rappresentati da piccole isole costituite da complessi intrusivi o effusivi, dall'Isola d'Elba, a sviluppo prevalente E-O e a struttura complessa, e dalla Dorsale di Pianosa, estesa antiforale ad asse N-S, che

borda il Bacino del Canale di Corsica in tutto il suo sviluppo. All'interno dell'area sono contenuti bacini meno importanti di quelli che la delimitano, ma tutt'altro che trascurabili. I più notevoli per estensione e potenza delle serie sedimentarie sono il Bacino di Punta Ala, i Bacini di Pianosa e del Giglio e, a N dell'Elba, il Bacino di Capraia.

La tettonica responsabile dell'origine del Tirreno e dell'assetto attuale dell'area è stata di natura disgiuntiva. Fasi minori di carattere compressivo o transpressivo vengono riconosciute da alcuni Autori nei livelli plio-pleistocenici. L'evoluzione geodinamica recente (Pleistocene superiore) è stata caratterizzata da blanda subsidenza nei bacini e da relativa stabilità dei rilievi insulari. La Dorsale di Pianosa mostra chiari indizi di innalzamento e si rivela l'elemento tettonicamente più attivo di tutta l'area.

Nel dettaglio, dovendo schematizzare le situazioni geologiche dei fondali circostanti l'Isola d'Elba compresi nell'area del Foglio (fig. 1), è opportuno procedere seguendo una ripartizione dell'area in senso batimetrico, che risponde all'esigenza di affrontare problematiche diverse con distinte metodologie.

La fascia batimetrica sopra i -50 m è caratterizzata per la maggior parte da substrato affiorante o subaffiorante. Con quest'ultima espressione si intende indicare un basamento roccioso pre-tortoniano (Miocene superiore), vale a dire strutturato prima dell'apertura del Bacino Tirrenico, spoglio di sedimenti o coperto di uno spessore di depositi recenti non superiore ai 2 m. I limitati accumuli sedimentari dei Golfi Stella, Lacona, di Campo, di Procchio, Biodola, di Viticcio e di Portoferraio rappresentano la prosecuzione subacquea di *pocket-beach* o, come nel caso di Portoferraio, il risultato della decantazione di sedimenti medio-fini, trasportati in sospensione da correnti diverse, in aree di calma relativa (effetto baia). I fondali compresi in questa fascia batimetrica collegano l'Elba agli isolotti di Palmaiola e Cerboli e al Promontorio di Piombino; in quest'ultimo caso la situazione di subaffioramento del substrato è da considerarsi limitata ai -25 m.

La zona esterna alla batimetrica dei -50 m presenta tre situazioni distinte:

- la zona a N dell'isola è occupata da un vasto bacino di sedimentazione (già citato come Bacino di Capraia). La serie di colmata è nota in dettaglio per i soli livelli superiori. Il Plio-Quaternario, nell'area del Foglio, non raggiunge gli 0,25 secondi di spessore, vale a dire, approssimativamente, i 500 m. I livelli sono raggruppati in sequenze parzialmente ricollegabili ai vari sintemi plio-pleistocenici rilevati sulla costa, da Castiglioncello a Piombino. Detto bacino è considerato subsidente in tutto il Plio-Quaternario ed è limitato ad O dal canale sottomarino, orientato N150°E, detto Vallone o Valle dell'Elba o Canale dell'Elba, di natura controversa (vedi capitolo VIII.3.1). Il canale separa il bacino subsidente dal prolungamento settentrionale dalla Dorsale di Pianosa, che si ritiene tettonicamente attiva e in sollevamento nel Pleistocene superiore;

- La zona a SE è occupata dall'apice settentrionale del Bacino di Punta Ala.

Dettagli sulla sedimentazione tardo-quadernaria della zona sono stati ottenuti con mezzi ad altissima risoluzione (CHIOCCI *et alii*, 1991). Si segnalano ben sei sequenze sedimentarie, cinque delle quali sono attribuite alla fase di *lowstanding* del livello marino del Pleistocene superiore, mentre la sesta comprende i sedimenti olocenici;

- a S, al di sotto di una limitata copertura quadernaria, si sviluppa una piattaforma di abrasione su livelli sedimentari debolmente piegati che sovrastano a loro volta un substrato sordo. Detti livelli proseguono verso E andando a costituire il substrato dell'*half graben* di Punta Ala. Gli scriventi hanno già segnalato formazioni di questo tipo in varie zone del margine appenninico tosco-ligure e ritengono trattarsi di corpi del Miocene medio molto estesi e fortemente riflettivi, i cui caratteri acustici possono accordarsi con i caratteri formazionali di lembi residui della stessa età affioranti sporadicamente in Toscana, Liguria e Corsica;

L'area a SO dell'isola ha caratteri determinati dalla tettonica, essendo qui i tassi di accumulo sedimentario sensibilmente ridotti. Le due unità neotettoniche rappresentate rispettivamente dall'isola nel suo complesso e dalla Dorsale di Pianosa hanno orientamenti strutturali ortogonali. Inoltre, nel Pleistocene superiore hanno subito movimentazioni diverse, come indica anche la *Neotectonic Map of Italy* del CNR. Gli studi effettuati in questa sede precisano ulteriormente il tipo e l'importanza dei movimenti differenziali da cui prende origine il piccolo Bacino di Fetovaia che separa isola e dorsale. La diffusione dei corpi di frana nel bacino e lungo le scarpate che lo delimitano evidenzia ulteriormente l'importanza della neotettonica in quest'area.

V - STRATIGRAFIA

La descrizione delle formazioni seguirà il criterio CARG secondo il quale viene seguito l'ordine, dall'alto verso basso, dell'impilamento delle unità tettoniche, finendo con le coperture sedimentarie Plio?-Quaternarie.

Date le attuali difficoltà di correlazione tra le diverse unità tettoniche dell'Isola d'Elba occidentale con quelle affioranti nella parte centrale ed orientale, la stratigrafia delle due aree, come già accennato, sarà descritta separatamente. Per quanto riguarda la stratigrafia delle unità intrusive magmatiche neogeniche, anch'essa trattata a parte, è stato scelto il criterio litostratigrafico (vedi Quaderno n.1 del Servizio Geologico d'Italia), tenendo in considerazione le relazioni di intersezione tra i vari corpi affioranti e la loro età radiometrica; le diverse unità sono state denominate unendo il nome geografico con il termine tessiturale (es., Porfido di San Martino) o con il termine compositzionale per i corpi intrusivi principali (es., Monzogranito di Monte Capanne).

È inoltre da sottolineare che, data la peculiare complessità geologica dell'Isola d'Elba, le diverse unità tettoniche, che derivano da differenti domini paleogeografici (vedi capitolo precedente, Parte a terra), non possono essere raggruppate coerentemente per domini di competenza. Infatti, unità appartenenti a domini diversi si trovano tra loro ripetutamente intercalate nell'edificio strutturale elbano, a differenza di quanto avviene nella Toscana continentale, ove le Unità Toscane sono sempre sottostanti alle Unità Liguri.

Le descrizioni delle unità stratigrafiche è stata strutturata secondo la scheda proposta dalla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana per il Catalogo delle Formazioni (vedi DELFRATI *et alii*, 2000). La scheda prevede riferimenti in forma sintetica delle seguenti voci: nome della formazione, sigla, sinonimi, sezione tipo, estensione degli affioramenti, caratteri litologici di terreno, caratteri di laboratorio, spessore dell'unità stratigrafica e sue variazioni,

rapporti stratigrafici, fossili, attribuzione cronologica, ambiente deposizionale, dominio paleogeografico di appartenenza, unità tettonica di appartenenza. Va chiaramente segnalato che in queste note il termine di “Unità”, anche quando non singolarmente specificato viene sempre considerato sinonimo di “Unità tettonica”.

1. - UNITÀ TETTONICHE DELL'ELBA CENTRO-ORIENTALE

Quest'area è posta ad est della linea tettonica all'incirca N-S che va da Colle di Palombaia (O di Marina di Campo) a Procchio, ovvero della Faglia normale ad alto angolo Colle di Palombaia-Procchio (“s” nello schema tettonico, fig. 43).

1.1. - UNITÀ TETTONICA RIPANERA (Dominio Ligure)

L'Unità tettonica Ripanera rappresenta l'unità tettonica geometricamente più alta nella pila strutturale dell'Isola d'Elba ed affiora estesamente nella parte centro-orientale del Foglio (figg. 19, 43). Questa poggia tramite un sovrascorrimento (Sovrascorrimento di Madonna della Lacona, “a” in fig. 43) sull'Unità tettonica Lacona nelle zone della Valle di Pontecchio e di Colle Reciso e, tramite la Faglia normale a basso angolo di Zuccale (“k” in fig. 43), sulle Unità tettoniche Porto Azzurro, Ortano e Monticano-Roccastrada. È inoltre separata dai terreni dell'au-reola termometamorfica del Monte Capanne dalla Faglia normale ad alto angolo Colle di Palombaia-Procchio (“s” in fig. 43).

Questa unità comprende le pelagiti delle Argille a Palombini del Cretacico inferiore che passano in alto, con un contatto ora tettonico, ad argilliti varicolori e a torbiditi finemente stratificate (“formazione del Golfo di Lacona”); la successione termina con una successione torbiditica calcareo-silicoclastica del Cretacico superiore (“formazione di Marina di Campo”).

Lo spessore dell'unità, comprese le spesse intrusioni di filoni e laccoliti rappresentate dal Porfido di San Martino e dal Porfido di Portoferraio, è di circa 1500 m.

Le intrusioni neogeniche sigillano il contatto tra l'Unità Ripanera e la sottostante Unità Lacona.

1.1.1. - Argille a Palombini (APA)

(pb, Palombini shales, Bortolotti *et alii*, 2001a)

Le Argille a Palombini dell'Unità Ripanera affiorano unicamente lungo la costa occidentale del Golfo di Lacona.

Il litotipi principali sono rappresentati da argilliti grigio scure in livelli da decimetrici a metrici alternate a strati decimetrici di calcilutiti ricche in silice, calcareniti fini con spessori fino a 1 m e marne. Le calcilutiti possono essere classificate come pelbiomicriti composte da peloidi e bioclasti (radiolari, calcipionellidi e microforaminiferi) immersi in una matrice lutitica micritizzata. In subordine, sono riconoscibili anche frammenti di materiale extrabacinale rappresentato da quarzo, feldspati e fillosilicati in monocristalli. Le calcareniti sono deposte da correnti di torbida diluite rappresentate da strati con sequenze di Bouma T_{d-e} e più raramente T_{d-c} (Facies F9 di MUTTI, 1992) che fanno ipotizzare, unitamente al fatto che i livelli emipelagici sono privi di $CaCO_3$, un ambiente di deposizione riferibile alla piana bacinale al di sotto del limite (CCD) di compensazione dei carbonati (AIELLO E. *et alii*, 1977). Sono presenti anche strati torbiditici silicoclastici con frequenza e spessori minori (5-15cm) rispetto a quelli calcarei e composizione da quarzarenitica a subarcosica. Le argille sono caratterizzate dalla predominanza dell'illite (40-60%) con contenuti minori di caolinite (20-40%) e clorite (10%). La presenza di strati di quarzareniti e di diffusi livelli marnosi, portano a considerare le Argille a Palombini affioranti a come rappresentative della parte alta della formazione.

Lo spessore affiorante è di circa 20 m.

Benché il contatto con la soprastante formazione del Golfo di Lacona sia ovunque tettonico non è da escludere un originario passaggio stratigrafico tra le due formazioni.

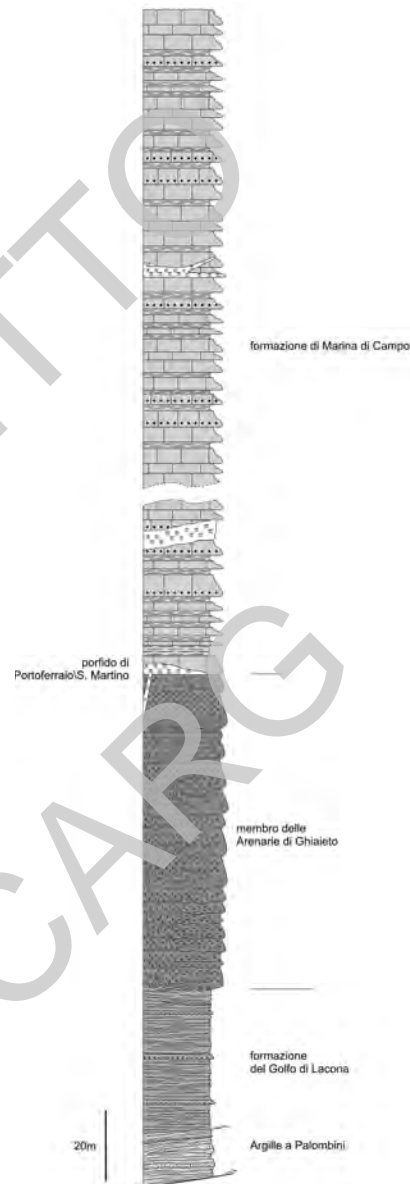


Fig. 19 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Ripanera. I corpi filoniani porfirici sono quelli del Porfido di Portoferraio e del Porfido di San Martino, di età miocenica.

Le Argille a Palombini sono state generalmente riferite al Cretacico inferiore (COBIANCHI & VILLA, 1992, *cum bibl.*) anche se nei settori più a Nord, nell'Appennino Settentrionale, la porzione più alta della formazione è riferibile al Santoniano (MARRONI & PERILLI, 1990). I campioni da noi studiati hanno fornito un'età compresa tra Titoniano superiore e Hauteriviano per la presenza di *Waznaueria barnesae*, *Rhagodiscus asper*, *Micrantholithus obtusus*, *Cyclageolosphaera margerelii*, *Helenea chiasia*, *Diazomatolithus lehmani*, *Crucillipsis cuvillieri*, *Polycostella beckmanii*, *Hexalitus* cfr. *noeliae*, *Nannoconus* sp. Considerando che nella corrispondente successione nell'Elba orientale i sottostanti Calcari a Calpionelle giungono all'Hauteriviano, la base della formazione dovrebbe essere dell'Hauteriviano e il tetto, visto il probabile passaggio alla "formazione del Golfo di Lacona", dovrebbe essere sempre compresa nel Cretacico inferiore. Inoltre BABBINI (1996) riporta il ritrovamento di una associazione a nannofossili calcarei databile al Neocomiano-Albiano. L'età è quindi probabilmente compresa tra l'Hauteriviano e l'Albiano *p.p.*

L'ambiente di formazione è una piana abissale in cui giungevano porzioni distali di torbide arenacee e torbide calcaree, di incerta provenienza.

1.1.2. "formazione del Golfo di Lacona" (GLF)

(s, BARBERI *et alii*, 1967; Argilliti Varicolori, AIELLO E. *et alii*, 1977; *av*, Varicoloured Shales, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

La formazione affiora unicamente sul versante occidentale del Golfo di Lacona e nella zona di Ripanera.

È costituita da torbiditi silicoclastiche fini alternate ad abbondanti argilliti e siltiti manganesifere (rapporto arenarie/peliti A/P <<1). Le argilliti hanno una colorazione nerastra accentuata dalle diffuse patine manganesifere ed al passaggio con la sovrastante "formazione di Marina di Campo" diventano rosso vinaccia per uno spessore di 2-10 metri. Gli strati torbiditici sono rappresentati da sequenze T_{d-c} e T_{c-e} di BOUMA (facies F9 di MUTTI, 1992), hanno spessori tra 2 e 20 cm e granulometrie che mostrano un trend di *coarsening and thickening upwards*. Le impronte di fondo, (*burrow cast* e *flute cast*) sono rare. La composizione della frazione arenitica di questi strati silicoclastici è riferibile al campo delle arcose. La frazione argillosa studiata tramite l'analisi diffrattometrica ai raggi X è rappresentata da un'associazione dei minerali argillosi dove predomina l'illite (50-55%) con minori quantità di caolinite (10-15%), illite-smectite (5-15%) e clorite-vermiculite (5-10%).

Lo spessore affiorante è molto variabile e passa da circa 70 m (spessore parziale) nella zona di Ripanera ai soli 17 m effettivi nella zona del Golfo di Lacona.

La formazione passa bruscamente, con contatto erosivo, alla sovrastante "formazione di Marina di Campo" quando alla base di quest'ultima è presente il

“membro delle arenarie di Ghiaieto” (zona del Golfo di Lacona) mentre il passaggio è segnato da un graduale aumento degli strati arenitici quando questo membro è assente (zona di Ripanera).

I campioni prelevati per le datazioni col nannoplancton calcareo hanno fornito nannofossili molto scarsi e mal conservati (*Watznaueria barnesae*, *W. britannica*, *Retacapsa crenulata*, *Diazomatholithus lehmanni*, *Micrantholithus obtusus*, *Conusphaera rothi* e *Calcicalathina oblongata*), che hanno dato Valanginiano inferiore-Barremiano inferiore. Questa datazione è poco congruente con le età delle formazioni sotto e sovrastanti. Possiamo solamente prendere in considerazione, vista l'età della sovrastante “formazione di Marina di Campo”, un'età che dall'Albiano *p.p.* giunga al Coniaciano/Campaniano *p.p.*

Tutti i caratteri di queste torbiditi portano a considerarle come depositate da correnti di torbida di bassa densità in un ambiente di piana bacinale.

1.1.3. - “formazione di Marina di Campo” (MPO)

(C₂, BARBERI *et alii*, 1967a; Cf *p.p.* BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; MC, Marina di Campo Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiora in tutte le località indicate per l'Unità tettonica Ripanera. Le migliori esposizioni si trovano lungo la costa dei Golfi di Lacona e di Campo e lungo la strada Portoferraio - Procchio.

La formazione è costituita da una successione torbiditica con strati silicoclastici, calcareo-marnosi e misti; alla sua base è stato distinto, un livello di depositi torbiditici arenaceo-conglomeratici canalizzati con geometria lenticolare al quale è stato attribuito il nome di “membro delle arenarie di Ghiaieto” (AIELLO E. *et alii*, 1978).

Gli affioramenti migliori della facies tipica si trovano tra il Golfo di Lacona e Marina di Campo.

La successione torbiditica è caratterizzata dall'alternanza di tre tipologie di strati: **a-** arcose che sfumano verso l'alto a siltiti e argilliti nerastre; **b-** calcareniti fini che sfumano verso l'alto a calcare marnoso e marne; **c-** strati torbiditici misti con base di arcose litica che passa in alto a calcareniti, calcari marnosi e marne.

a- Il rapporto A/P è sempre >1. Gli strati arcosici hanno spessore da decimetrico ad un massimo di 6 m con granulometria variabile da arenaria media ad arenaria grossolana, e sono organizzati internamente in sequenze di Bouma sia complete che incomplete (T_{b-c}, T_{a-b}, T_{a-c}, T_{d-e}; facies F8 e F8 + F9 di MUTTI, 1992). Gli strati con granulometria da arenaria grossolana a rudite presentano laminazioni piano parallele e sono riferibili alla facies F7 di MUTTI (1992). Sono presenti strutture erosive basali rappresentate da *groove cast* e *flute cast* e diffusi intraclasti pelitici erosi dal substrato. Il meccanismo deposizionale di questi strati è attribuibile a torbiditi ad alta densità in un ambiente di conoide. L'analisi

modale sulle areniti ha messo in luce una composizione del tutto simile a quella che riscontrata nel “membro delle arenarie di Ghiaieto” ($Q_{50}F_{48}L_2$) (fig. 20). Le analisi semiquantitative condotte sulle argilliti hanno mostrato una composizione con prevalenza di illite (60-65%) e in minor quantità di caolinite (20%) e clorite (5-10%).

b- Gli strati torbiditici calcareo-marnosi hanno spessori da decimetrici fino a 5 m e sono costituiti da sequenze di Bouma generalmente incomplete (T_{c-e} , T_{b-e}) che indicano la deposizione tramite correnti di torbida diluite.

c- Gli strati torbiditici misti sono meno frequenti, ma possono raggiungere spessori fino a 10-12 m. La base è frequentemente costituita da arcose litiche a cemento calcareo che verso l'alto passano a calcareniti e marne. Gli strati sono depositi da torbiditi diluite con sequenze di BOUMA T_{a-e} , T_{b-e} .

Il tetto della formazione non è presente.

Lo spessore della facies tipica è difficilmente calcolabile per la presenza delle intrusioni neogeniche, ma può raggiungere 700-900 m circa.

Questa formazione è stata datata al Campaniano-Maastrichtiano da VOISENET *et alii* (1983) ed al Campaniano da BABBINI (1996). Le associazioni a nannofossili nei campioni da noi prelevati hanno fornito la seguente associazione: *Watznaueria barnesae*, *Micula staurophora*, *Retacapsa crenulata*, *Cribospherella ehrebergii*, *Eiffelithus eximius*, *Arkhagelskiella cymbiformis*, *Calculites obscurus*, *Microrhabdulus decoratus*, *Tranolithus minimus*, *Uniplanarius gothicus*, *Helicolithus trabeculatus*, riferibile all'intervallo Turoniano-Maastrichtiano. Considerando che il membro basale delle arenarie di Ghiaieto appartiene al Campaniano, l'età della formazione risulta essere Campaniano *p.p.*-Maastrichtiano?.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, di conoide sottomarina.

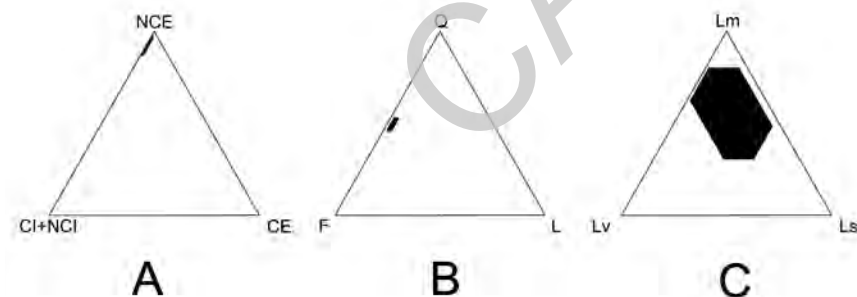


Fig. 20 - Composizione modale della frazione arenitica della “formazione di Marina di Campo”. A- diagramma NCE - CI+NCE - CE (rispettivamente: Noncarbonatici Extrabacinali - Carbonatici Intrabacinali+Non Carbonatici Intrabacinali - Carbonatici Extrabacinali) (ZUFFA, 1980); B- diagramma Q-F-L (DICKINSON, 1970); C- diagramma Lm-Lv-Ls relativo ai frammenti litici (< 63 μ): Lm- frammenti litici metamorfici; Lv- frammenti litici vulcanici. Lv- frammenti litici sedimentari.

“membro delle arenarie di Ghiaieto” (MPO₁)

(C₁, Barberi et al. 1967a; Cf *p.p.* BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Gh, Ghiaieto Sandstones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questo membro affiora sul versante orientale del Monte Fonza ed in piccoli lembi nella zona della Crocetta a NO di Porto Azzurro, e nello Scoglio Corbella a SO di Monte Calamita. Le migliori esposizioni si trovano lungo la spiaggia occidentale del Golfo di Lacona.

La successione è costituita da strati da spessi a molto spessi (fino a 4 m) con geometria lentiforme, costituiti da arenaria grossolana e conglomerati con clasti fino a 10-12 cm. Gli strati presentano contatti basali erosivi e frequenti amalgamazioni che raramente preservano gli interstrati argillosi e marnosi. I clasti sono sempre ben arrotondati e sono costituiti da metamorfiti di medio e alto grado e plutoniti acide. La sequenza di Bouma è rappresentata unicamente dall'intervallo T_a mentre sono comuni, in strati a granulometria variabile da arenitica medio-grossolana fino a ruditica, gradazioni inverse e normali, laminazioni incrociate e piano parallele riferibili rispettivamente alle facies F4, F5, F6 e F7 di MUTTI (1992). La frazione arenitica è caratterizzata da una composizione di tipo arcocico (Q₄₉F₄₈L₃). I granuli dell'ossatura sono rappresentati da quarzo prevalentemente monocristallino, feldspati e in minor misura da litici rappresentati da metamorfiti e rari frammenti di calcari micritici (pelbiomicriti). La frazione argillitica è caratterizzata dalla prevalenza di illite (65-75%) e in minor misura da illite-smectite (5-15%) e clorite-vermiculite (5-15%).

Lo spessore varia da 0 m nella zona di Ripanera a circa 250 m sul versante orientale del Monte Fonza.

Il passaggio tra questo membro e la porzione superiore della “formazione di Marina di Campo” avviene con la brusca scomparsa dei depositi canalizzati e l'arrivo degli strati torbiditici. Benché questo contatto sia sede preferenziale di estese intrusioni del Porfido di Portoferraio, è possibile osservarlo in piccole esposizioni ad E del Monte Tambone.

Gli studi biostratigrafici effettuati da BABBINI (1996) mostrano associazioni di microfossili riferibili al Campaniano. I nostri campioni, che hanno fornito le seguenti microflora: *Micula staurophora*, *Watznaueria barnesae*, *Eiffelithus turriseiffelli*, *E. eximius*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Calculites obscurus*, *Crybosphaerella ehrebergii*, *Retacapsa crenulata*, danno anch'essi come età il Campaniano l'età della formazione è quindi Campaniano *p.p.*

Le caratteristiche sedimentologiche (l'assenza di CaCO₃ nelle emipelagiti) portano a considerare questi depositi come deposti da correnti di torbida ad alta densità in corpi canalizzati in un ambiente di conoide sottomarino al di sotto del CCD (AIELLO E. *et alii*, 1978).

1.2. - UNITÀ TETTONICA LACONA (Dominio Ligure)

L'Unità tettonica Lacona è rappresentata da una formazione eocenica argillitica con scarse intercalazioni di calcari marnosi e depositi da *debris flow* ad elementi ofiolitici ("formazione di Madonna della Lacona") (fig. 21). Questa affiora in due fasce ad andamento meridiano nelle zone di Colle Reciso e di Casa Galletti - La Crocetta (fig. 43). I rapporti di sovrapposizione tra l'Unità Lacona e l'Unità Monte Strega nella zona di Casa Galletti - La Crocetta, in parte obliterati dalle intrusioni neogeniche, avvengono tramite una faglia normale a basso angolo (Faglia dell'Elba Centrale; "n" in fig. 43). Nella zona di Colle Reciso l'Unità Monte Strega poggia, sempre tramite una faglia normale a basso angolo (Faglia di Colle Reciso, "i" in fig. 43), sull'Unità Lacona. Questo contatto è sottolineato da una cataclasite ("brecce di Colle Reciso", vedi oltre). I rapporti originari tra le due unità tettoniche interessate non sono visibili, ma è probabile che le Unità Lacona e Ripanera sovrastassero l'Unità Monte Strega.

1.2.1. - "formazione di Madonna della Lacona" (NDL)

(E, BARBERI *et alii*, 1967a; Ef, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Re, Colle Reciso Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)



Fig 21 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Lacona.

Affiora tra Colle Reciso e Punta della Contessa. Piccoli affioramenti allungati sono presenti nel versante sinistro del Fosso Val Piano fino ad ovest della Costa di Casa Galletti (Zona della Crocetta) nella parte orientale dell'isola.

I migliori affioramenti si hanno tra Colle Reciso ed in destra del Fosso dell'Acqua, e a Punta della Contessa.

Litotipi principali sono argilliti grigie in banchi metrici, con intercalazioni fortemente frammentate per l'intensa tettonizzazione di calcilutiti silicizzate e marni grigio scure, in strati spessi fino ad alcuni decimetri, calcareniti di spessore variabile, deposte da correnti di torbida diluite e mo-

strano sequenze di Bouma T_{c-e}, T_{d-e}.

Filoni aplitici (Aplite di Capo Bianco) talora sericitizzati (“Eurite” *Auctt.*), e porfidi (Porfido di San Martino e Porfido di Portoferraio) intrudono la “formazione di Madonna di Lacona”, ma verso il basso non proseguono nell’Unità tettonica Monte Strega.

Gli scarsi nannofossili calcarei rinvenuti nei livelli marnosi danno, per la presenza di *Sphenolithus spinifer* e in accordo con le nummuliti rinvenute nelle brecce (*Nummulites lucasanus*) da RAGGI *et alii*, (1966), come età della formazione, l’Eocene medio.

L’ambiente di sedimentazione può essere riferito ad un bacino sintettonico probabilmente impostato su un substrato ofiolitico deformato.

“*litofacies delle brecce di Punta della Contessa*” (NDL_a)
(bn, BARBERI *et alii*, 1967; σ , *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Nella zona di Punta della Contessa e in altri piccoli affioramenti nella zona di Colle Reciso affiorano dei depositi di *debris flow* granulari ad elementi ofiolitici con matrice carbonatica. I clasti di queste brecce sono rappresentati da serpentiniti, gabbri e basalti, immersi in una matrice calcareo-sabbiosa che spesso contiene numerosi macroforaminiferi (nummuliti). Nella zona di Punta della Contessa queste brecce sono a contatto per faglia con serpentiniti che probabilmente appartengono sempre all’Unità Lacona (σ *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

1.3 - BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA L’UNITÀ TETTONICA MONTE STREGA E LA SOTTOSTANTE UNITÀ TETTONICA LACONA

1.3.1. - “*brecce di Colle Reciso*” (CEC)

Questo livello sottolinea il contatto dell’Unità tettonica Monte Strega sull’Unità tettonica Lacona ad ovest di Monte Orello ed include blocchi pluridecametrici di basalti, serpentiniti, della “formazione di Madonna della Lacona”, della Aplite di Capo Bianco e del Porfido di Portoferraio, in una matrice argillosa derivante dalla “formazione di Madonna della Lacona”. La presenza di frammenti del Porfido di Portoferraio entro la cataclasite indica, per il suo movimento, un’età più giovane di 8 Ma (ROCCHI *et alii*, 2002). Se, come noi ipotizziamo, il movimento è dovuto al sollevamento del Monzogranito di Porto Azzurro, la sua età dovrebbe essere ancora più giovane della suddetta intrusione (5,9 Ma). Inoltre questo elemento tettonico è stato interessato dai sistemi di faglie N-S datati al Messiniano superiore che, pertanto, supponiamo che anche l’età delle brecce sia Messiniano superiore.

1.4. - UNITÀ TETTONICA MONTE STREGA (Dominio Ligure)

L'Unità Monte Strega (fig. 22), è considerata un relitto della "trapped crust" della Tetide Occidentale, in origine presso il margine europeo (Corsica). La sua successione, attribuita al Supergruppo del Vara, è qui suddivisa in sei subunità, in base a discontinuità tettoniche locali. La suddivisione descritta in queste Note e mantenuta nello schema tettonico (fig. 43) non viene riportata nella legenda della carta, per non appesantirla.

Il contatto con la sottostante Unità tettonica Grässera avviene lungo una faglia normale a basso angolo (Faglia di San Felo, "f" in fig. 43).

La successione ofiolitica delle varie subunità differisce solamente per l'assenza di qualche formazione o per la diversità degli spessori. Perciò le formazioni verranno descritte in un'unica successione stratigrafica (Supergruppo del Vara), sottolineando la loro posizione nelle varie subunità tettoniche.

Dal basso le subunità (fig. 43) sono:

- a- Subunità tettonica Acquaviva, costituita da un complesso abbastanza tettonizzato di Argille a Palombini con alla base ridotti livelli di "diaspri di

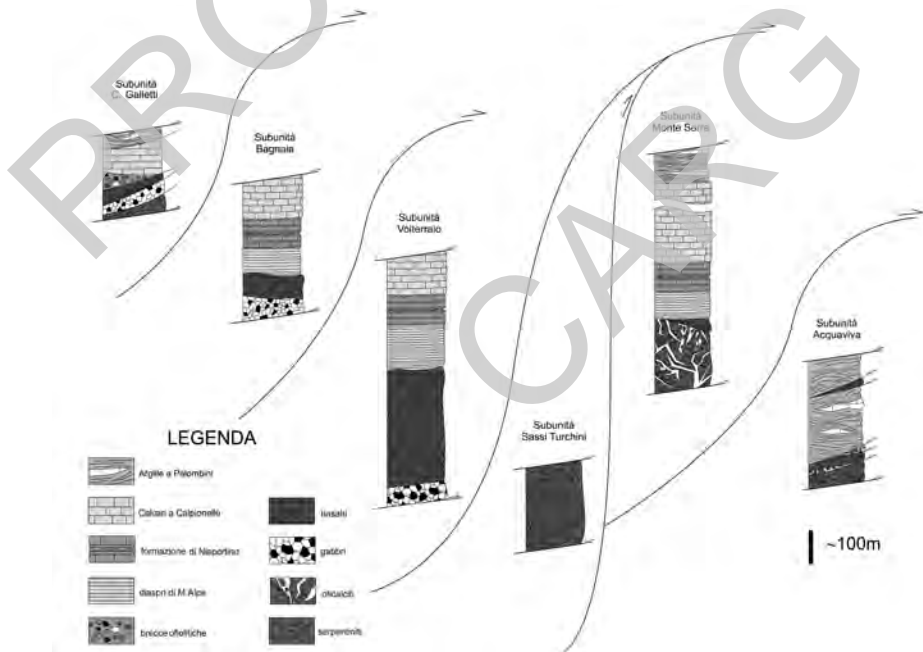


Fig. 22 - Colonne stratigrafiche delle subunità dell'Unità tettonica Monte Strega.

Monte Alpe”. Lenti di serpentiniti e oficalciti si trovano sia alla base che al tetto di queste sequenze spesso con relazioni non chiare. Talora però sembrano costituire la base stratigrafica della subunità.

b- Subunità tettonica Monte Serra, costituita da “oficalciti” alla base, talora stratigraficamente coperte dai “basalti”, seguiti da “diaspri di Monte Alpe”, “formazione di Nisportino”, Calcari a Calpionelle e, nella sua parte settentrionale, separata dal corpo principale dalla Faglia normale a basso angolo di Casa Unginotti (“l” in fig. 43), Argille a Palombini.

c- Subunità tettonica Sassi Turchini, costituita solamente dalle “serpentiniti”.

d- Subunità tettonica Volterraio, costituita da una potente successione di “gabbri”, “basalti”, “diaspri di Monte Alpe”, “formazione di Nisportino”, Calcari a Calpionelle e, solamente nell’Elba centrale, Argille a Palombini.

e- Subunità tettonica Bagnaia, costituita da “gabbri”, “basalti”, “diaspri di Monte Alpe”, “formazione di Nisportino” e Calcari a Calpionelle. Nel sovrascorrimento alla base dell’unità sono presenti lame di serpentiniti. A questa subunità sono stati ricondotti anche gli affioramenti già attribuiti alla subunità tettonica Magazzini da BORTOLOTTI *et alii* (2001a).

f- Subunità tettonica Casa Galletti, costituita da piccole scaglie tettoniche di “serpentiniti”, “gabbri”, “basalti”, “brecce ofiolitiche”, Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini, sempre senza chiari rapporti tra di loro.

Mentre la prima e l’ultima di queste subunità differiscono dalle altre, per la loro successione fortemente “ridotta” e, limitatamente alla prima, per l’abbondante presenza di oficalciti, le altre -esclusa la Subunità Sassi Turchini- presentano forti similitudini per tipo di successione e dovevano trovarsi paleogeograficamente molto vicine.

Si può aggiungere che la Subunità Volterraio è attraversata da rari filoni shonitici e calc-alcalini (“filone di Monte Castello” e vedi oltre), mentre in nessuna subunità sono presenti filoni acidi.

Successioni metamorfiche appartenenti a questo Supergruppo caratterizzano anche i terreni dell’anello metamorfico del Monte Capanne (vedi capitolo V.2 - Unità tettoniche dell’Elba occidentale).

I terreni del Supergruppo del Vara affiorano in due larghe fasce ad andamento N-S, nella parte orientale dell’isola, tra Capo Vita e Porto Azzurro e nella parte centrale tra Portoferraio e la Penisola di Lacona.

Come in Liguria e nella Toscana Marittima, anche nell’Isola d’Elba il Supergruppo del Vara inizia con un “basamento oceanico” serpentinitico-gabbriico, seguito in discordanza da una copertura vulcano-sedimentaria (PRINCIPI *et alii*, 2004, *cum bibl.*).

1.4.1 - *BASAMENTO OFIOLITICO*

Si può parlare di basamento anche in questo ambiente oceanico in quanto la parte basale della successione ofiolitica, almeno nell'areale alpino-appenninico è costituita da rocce metamorfiche (metamorfismo oceanico di bassa pressione/alta temperatura, vedi CORTESOGNO *et alii*, 1987, *cum bibl.*), coperte in discordanza angolare, e in presenza di uno *hiatus*, da una successione vulcano-sedimentaria non metamorfica (basalti e pelagiti oceaniche).

Questo basamento è costituito dalle "serpentiniti", che affiorano nelle Subunità Sassi Turchini e Casa Galletti (oltre che nell'Unità Acquadolce, vedi oltre), da serpentiniti che spesso passano gradualmente alle "oficalciti" nelle Subunità Acquaviva e Monte Serra, dai "gabbri" e dal "complesso filoniano" nella Subunità Volterraio.

Rapporti tra le "serpentiniti" e i "gabbri" non sono presenti in nessuna subunità, mentre filoni e piccole lenticelle di gabbro tagliano talora le serpentiniti.

L'età dell'evento principale di serpentinnizzazione delle peridotiti è Giurassico medio, quello genetico primario delle peridotiti è imprecisabile e forse riferibile agli eventi precoci proterozoici. I "gabbri", in analogia con quanto è documentato in Liguria da RAMPONE *et alii* (1998), potrebbero appartenere al Giurassico medio.

1.4.1.1 - "serpentiniti" (SRN)

(Σ, BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; σ, Serpentinites, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Le "serpentiniti" affiorano in diverse subunità tettoniche, ed in particolare, procedendo dal basso:

a- Nella Subunità Acquaviva, nell'Elba orientale, una fascia continua affiora tra il Fosso delle Macerate e Fosso di Gràssera, a nord del quale le "serpentiniti" vengono sostituite dalle "oficalciti"; nell'Elba centrale le "serpentiniti" formano piccoli affioramenti a sud di Monte Orello, lungo la costa.

b- Nella Subunità Sassi Turchini, nell'Elba orientale, formano una fascia continua che da Porto Azzurro giunge fino a poco oltre Rio nell'Elba, ed un affioramento minore, in finestra tettonica, ad est di Magazzini; nell'Elba centrale formano una fascia più o meno sottile e più o meno continua, che circonda su tre lati (N, E e S) il Monte Orello, e piccoli affioramenti nella piana della Valle di Colle Reciso (Lacona), a punta della Contessa, a Sud di San Giovanni e sulla rupe dei Forti di Portoferraio.

c- Nell'Elba orientale piccole plaghe isolate attribuite alla Subunità Monte Serra contengono alcuni affioramenti di serpentiniti nei dintorni di San Felo.

d- Alcuni minimi affioramenti si trovano anche nella Subunità Casa Galletti.

Le serpentiniti sono rocce di colore verde scuro, d'aspetto massiccio ma in genere fittamente fratturate. Si tratta di peridotiti di mantello con tessitura porfiroclastica a grana grossa, da parzialmente a completamente serpentinizzate e interessate da una moderata deformazione plastica.

Solamente in alcuni tratti del versante orientale dei Sassi Turchini, dove la serpentinizzazione è meno intensa, è spesso riconoscibile la paragenesi primaria (BOROLOTTI *et alii*, 1991, 1994a; TARTAROTTI & VAGGELLI, 1994). Si tratta di: **a-** lherzoliti povere di clinopirosseno, che mostrano plagioclasio in plaghe millimetriche o minuti dicchi di plagioclasio \pm clinopirosseno, interstiziali, prive di deformazioni; **b-** presenti anche harzburgiti a spinello con relitti di olivina e, **c-** rare piccole lenti di dunite, specie nelle zone harzburgitiche. L'olivina è in generale trasformata in serpentino, il plagioclasio spesso in saussurrite. Le plaghe e i dicchi mafici possono essere considerati prodotti della percolazione di un magma basico attraverso la parte superiore del mantello in ascesa, che danno origine ad un "mantello impregnato". Si può supporre che queste rocce si trovassero in origine vicino alla transizione mantello-crosta. Filoni rodingitici di colore biancastro, con spessore variabile da centimetrico a metrico tagliano la serpentinite. Hanno bordi cloritico-serpentinitici, e spesso all'interno si riconoscono ancora tracce della tessitura originaria, che è per lo più gabbrica, con il pirosseno generalmente sostituito da diopside, clorite, vesuviana e idrogrossularia.

La base delle "serpentiniti" non è mai visibile.

Nella Subunità Acquaviva (a S del Fosso Gràssera) è possibile che queste siano talora coperte, direttamente dai "diaspri di Monte Alpe", ma il contatto non è mai chiaramente osservabile.

Nella Subunità Monte Serra, nel solo affioramento presso San Felo, passano gradatamente verso l'alto alle "oficalciti", per la comparsa di una sempre maggiore quantità di fratture a calcite, e a nord del Fosso delle Maceratoie vengono sostituite lateralmente dalle "oficalciti" stesse.

Il tetto non è presente nella Subunità Sassi Turchini, costituita da sole serpentiniti.

L'età dei protoliti peridotitici, come già detto, non è valutabile, tuttavia, per analogia con quelli dell'Appennino Ligure, potrebbero aver subito una fusione parziale nel Permo-Triassico (fasi di *rifting*) e l'intrusione dei gabbrici nel Giurassico medio (apertura oceanica incipiente, RAMPONE *et alii*, 1996). L'età della serpentinizzazione delle peridotiti (e della rodingitizzazione dei filoni gabbrici), come effetto retrogrado del metamorfismo oceanico (CORTESOGNO *et alii*, 1987), può essere riferita al Giurassico medio *p.p.*

Riguardo all'ambiente di formazione, BECCALUVA *et alii* (1980) propendono per un coinvolgimento di una porzione di mantello, in risalita adiabatica al di

sotto di una dorsale medio-oceanica che, successivamente, ha subito il denudamento sul fondo ceanico, almeno in parte in zone di faglia trasformante (GIANELLI & PRINCIPI, 1977; CORTESOGNO *et alii*, 1987) e/o in una dorsale a lenta espansione (MENNA *et alii*, 2007, *cum bibl.*). Secondo PICCARDO *et alii* (1992) la massima parte delle serpentiniti appenniniche (Iherzoliti in origine) costituirebbe invece la parte superiore del mantello sottocontinentale, risalito tettonicamente fino alla superficie lungo piani di scorrimento profondi (*detachment*), decomprimendosi e dando fusi fin dal Permo-Triassico, molto prima dell'apertura dell'oceano nel Giurassico medio. I fusi di quest'ultimo periodo deriverebbero invece da un mantello astenosferico più profondo e non da quello litosferico direttamente sottostante alle successioni ofiolitiche. Il denudamento del mantello (di tipo galiziano) sarebbe dovuto alle fasi terminali del *detachment* litosferico, cioè solo durante le fasi immediatamente precedenti all'oceanizzazione vera e propria (tra i 180 ed i 170 Ma circa, PRINCIPI *et alii*, 2004, *cum bibl.*).

1.4.1.2. - "oficalciti" (OFI) (of, Ophicalcites, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Le "oficalciti" affiorano solamente nell'Elba orientale, in due subunità: nella Subunità Acquaviva formano una fascia continua tra il Fosso delle Maceratoie e il mare nella Cala del Pisciatolo, un affioramento subcircolare a sud di Casa Nardelli e in una fascia da O a SE a NE di Santa Caterina; nella Subunità Monte Serra, inoltre presso San Felo si trova un piccolo affioramento.

Come detto nel paragrafo precedente, la parte superiore delle "serpentiniti" è spesso estesamente tettonizzata e presenta sciami di fratture prive di una direzione preferenziale, anche molto vicine le une alle altre, riempite di calcite spatica, solo raramente ematizzata. Nel Foglio questa facies, molto rappresentata nella Subunità Acquaviva, è stata designata con il termine di "oficalciti", anche se forse sarebbe stato meglio chiamarla "serpentiniti oficalcizzate", visto che non mostrano tutte le strutture delle tipiche oficalciti della Liguria Orientale (per es. mancano le fratture con micriti più o meno arrossate inglobanti frammenti di serpentiniti). Questo livello, è caratterizzato spesso da ripetuti episodi di riempimento delle fratture, che evidenziano un'interazione fluido-roccia durante fasi di fratturazione, non molto al di sotto del fondo oceanico. Le "oficalciti" sono considerate una breccia tettonico-idrotermale che ha avuto una complessa evoluzione strutturale legata alla risalita delle serpentiniti, fino al loro affiorare sul fondo oceanico (CORTESOGNO *et alii*, 1987; TREVES & HARPER, 1994).

Nel piccolo affioramento della cavetta di San Felo (Subunità Monte Serra) le "oficalciti" sono costituite nella parte più alta da una breccia sedimentaria cui passano molto gradualmente. Questa breccia, che ricorda molto la Breccia di Bonassola (CORTESOGNO *et alii*, 1987), che si trova al tetto delle "serpentiniti"

nella Liguria Orientale, è composta da clasti serpentinitici, di varia pezzatura, con abbondante matrice carbonatico-serpentinitica, talora più o meno ematizzata. Il livello sedimentario segue immediatamente l'arrivo delle serpentiniti sul fondo oceanico. Verso l'alto, entro questa breccia si ritrovano alcuni pillow basaltici sradicati, che sono l'unico ritrovamento di basalti in questa sequenza ridotta, visto che le breccie passano direttamente ai "diaspri di Monte Alpe", tramite un sottile livello di argilliti rosse.

Nella Subunità Acquaviva lo spessore affiorante non supera i 100 m, nella Subunità Monte Serra è di circa 70 m, compresi i pochi metri di breccia sedimentaria.

La base delle "ofalciti" non è mai visibile nella Subunità Acquaviva; al tetto sembrano passare direttamente ai "diaspri di Monte Alpe" o addirittura alle Argille a Palombini, ma i contatti con queste ultime non sono mai evidenti per la presenza di una leggera copertura.

Nella Subunità Monte Serra sono comprese tra le "serpentiniti" e i "basalti" (a *pillow*) e/o passano direttamente ai "diaspri di Monte Alpe" spesso tramite pochi metri di breccie di *pillow*.

L'età della fratturazione delle serpentiniti e del riempimento delle fratture beanti deve essere successiva alla serpentinnizzazione ed all'intrusione di filoni basici e di poco precedente e/o contemporanea a quella delle sovrastanti coperture vulcano-sedimentarie (vedi oltre), analogamente a quanto descritto per l'Appennino Ligure (CORTESOGNO *et alii*, 1987) ed essere quindi compresa nel Giurassico medio *p.p.*

1.4.1.3. - "gabbri" (GBB)

(Γ, BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; Γ, Mg-Gabbros, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

I "gabbri" affiorano in quattro subunità:

- a) Nella Subunità Monte Serra costituiscono solamente un sottile affioramento immediatamente a nord-est di Rio nell'Elba.
- b) Nella Subunità Volterraio, nell'Elba Orientale si trovano in tre piccoli lembi a nord-est di Porto Azzurro, in una sottile fascia quasi continua tra il Fosso Acquaviva e Rio nell'Elba e in altri piccoli affioramenti più a nord, fin quasi al mare nel golfo a est di Punta dei Mangani. Alla stessa subunità appartiene anche l'affioramento tra il Fosso della Valle e il Fosso dell'Acqua, più ad est. Nell'Elba centrale costituiscono una sottile fascia abbastanza continua lungo il fianco orientale di Monte Orello, e due piccoli affioramenti sul lato occidentale.
- c) Nella Subunità Bagnaia formano una sottile fascia che accompagna la parte a direzione nord-sud del Fosso di Bagnaia.

d) Nella Subunità Casa Galletti compaiono infine in due piccoli affioramenti.

Va inoltre ricordato che piccole masserelle di gabbro non cartografabili e filoni sparsi si ritrovano entro le serpentiniti della Subunità Sassi Turchini, nel versante est dei Sassi Turchini, e che una masserella maggiore è stata cartografata entro le serpentiniti della stessa subunità sul versante orientale di Monte Orello.

Queste rocce sono quasi sempre così alterate da apparire come una ghiaietta di cristalli sciolti di plagioclasio e pirosseno, ed è difficile trovarle come corpi compatti. Le migliori esposizioni si trovano sulle pendici orientali di Monte Orello.

Si tratta di magnesio-gabbri, con grana media-grossolana, raramente pegmatoidi; il plagioclasio è generalmente sub-idiomorfo, clinopirosseno ed ortopirosseno sempre allotriomorfi; è difficile però trovare le loro fasi mineralogiche originali, a causa di un leggero metamorfismo oceanico cui sono stati sottoposti nel Giurassico medio, poco dopo la loro formazione. Infatti il plagioclasio è trasformato in sericite, prehnite o in aggregati di albite-epidoto, ortopirosseno e clinopirosseno (non sempre) in clorite su cui sono cresciuti in seguito aggregati di anfibolo attinolitico.

All'interno di un affioramento di gabbri alterati, sul fianco sinistro del Fosso Acquaviva poco a N di Porto Azzurro, è stato individuato un corpo non molto esteso di cumuliti mafico-ultramafiche in cui sono presenti wherliti e melatrocitoliti a spinello (BORTOLOTTI *et alii*, 1994a; TARTAROTTI & VAGGELLI, 1994). Si presentano come rocce molto compatte, di colore verde scuro con scarso plagioclasio. Olivina e spinello sono minerali di cumulo, clinopirosseno e plagioclasio di intercumulo. Anche qui l'alterazione è presente e l'olivina è parzialmente sostituita da serpentino, lo spinello da magnetite e il plagioclasio da prehnite. I rapporti con i magnesio-gabbri non sono visibili. Anche a N di Colle Reciso sono presenti gabbri cumulitici molto alterati.

Lo spessore massimo affiorante non supera le poche decine di metri (al massimo circa 70 m), ma la base non è mai visibile, essendo i "gabbri" tagliati alla base da superfici di scorrimento.

Il contatto superiore avviene sempre con i basalti, come in tutto l'Appennino Settentrionale, anche se il contatto non è mai chiaramente osservabile. Quindi anche nell'isola esiste uno *hiatus* tra basamento e copertura, essendo state queste rocce intrusive sottoposte prima, in condizioni ipogee, al metamorfismo oceanico, e successivamente esumate sul fondo oceanico e quindi coperte dalle effusioni basaltiche.

Non esistono datazioni dei "gabbri" elbani, ma si hanno età radiometriche di un gabbro nella vicina Toscana Meridionale (la Bartolina, 157/158 Ma; BORTOLOTTI *et alii*, 1995). Questa età corrisponde (COHEN *et alii*, 2013, *updated to* 2014) al limite Oxfordiano-Kimmeridgiano. Un'età più antica si ha per i gabbri della Liguria orientale (Massiccio del Bracco: 164±14 Ma, corrispondente

al Giurassico medio, RAMPONE *et alii*, 1998). Anche l'età dei "gabbri" dell'Isola d'Elba potrebbe essere Giurassico medio *p.p.*

L'ambiente di formazione è una dorsale medio-oceanica dove masse peridotitiche in risalita, per decompressione, subirono una fusione parziale. Il fuso magmatico si accumulò in alto, sotto la dorsale oceanica ligure e cristallizzò poi, formando rocce gabbriche che, per la circolazione idrotermale, acquisirono il metamorfismo oceanico di alta temperatura e bassa pressione. Questo tipo di metamorfismo vedi b-Parte Occidentale, interessò anche le peridotiti incassanti. Una serie di fasi a temperatura decrescente accompagnò l'esumazione di queste rocce, fino alla loro esposizione sul fondo oceanico dove furono ricoperte da basalti e/o sedimenti (vedi CORTESOGNO *et alii*, 1987; PRINCIPI *et alii*, 2004, *cum bibl.*).

1.4.1.4. - "complesso filoniano" (CFI)

Il "complesso filoniano" affiora a sud di Portoferraio, è ben osservabile lungo la strada che da Portoferraio sale al Passo del Colle Reciso ed appartiene probabilmente alla Subunità Volterraio. L'incertezza di questa attribuzione deriva dal fatto che, pur giacendo tettonicamente sull'Unità Lacona, come la Subunità Volterraio nel vicino Monte Orello, costituisce un affioramento isolato e delimitato da faglie.

Questo complesso è costituito da un insieme di dioriti, micro-gabbri, dicchi plagiogranitici, basalti e ferrobasalti che si intrudono come filoni di tutte le dimensioni nei "gabbri".

Le dioriti mostrano una struttura olocristallina con cristalli euedrali di plagioclasio, e sub-edrali di quarzo ed orneblenda e mostrano anche evidenti strutture fluidali, con allineamenti di cristalli di anfibolo e plagioclasio. Come minerali accessori sono presenti titanite e zircone. I microgabbri hanno una struttura olocristallina e sono costituiti in prevalenza da plagioclasio euedrale e pirosseno parzialmente anfibolitizzato. I plagiograniti hanno una struttura granulare olocristallina con plagioclasio euedrale, scarso quarzo subedrale e subordinati anfiboli magmatici. Minerali accessori sono epidoto, titanite ed ossidi. I basalti hanno le stesse caratteristiche che verranno descritte nel paragrafo seguente.

Un campione di ferrogabbro (CR1 in fig. 24) mostra di avere una marcata caratterizzazione geochemica di tipo MORB.

Lo spessore massimo del complesso non sembra superare i 50 m.

Non esistono datazioni locali di questo complesso ma un dato radiometrico su una ferrodiorite nella Toscana Meridionale (La Bartolina, BORTOLOTTI *et alii*, 1991, metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), indica un'età di 157/158 Ma. In Liguria orientale sono segnalate un'età di 161 ± 23 Ma (BIGAZZI *et alii*, 1973; tracce di fissione) e di 163 Ma in plagiograniti intrusi nelle peridotiti della zona di Masso (Liguria Orientale, area Bracco, CORTESOGNO *et alii*, 1987). Anche qui l'età potrebbe rientrare nel Giurassico medio *p.p.*

L'ambiente di formazione è lo stesso dei gabbri; le dioriti ed i plagiograniti sono il prodotto della differenziazione magmatica all'interno delle camere magmatiche che portava alla formazione di un magma residuale più acido e ricco di alcali.

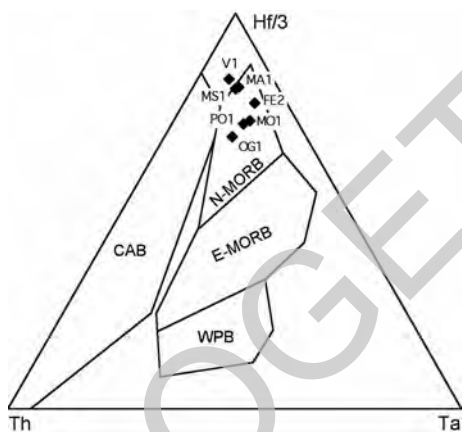


Fig 23 - Diagramma discriminante Th, Ta, Hf/3 (Wood, 1980) per i basalti dell'Isola d'Elba. Abbreviazioni, N-MORB: basalto normale di dorsale medio-oceanica; E-MORB: basalto arricchito di dorsale medio-oceanica; WPB: basalto alcalino entroplacca oceanica; CAB: basalto calcalkalino.

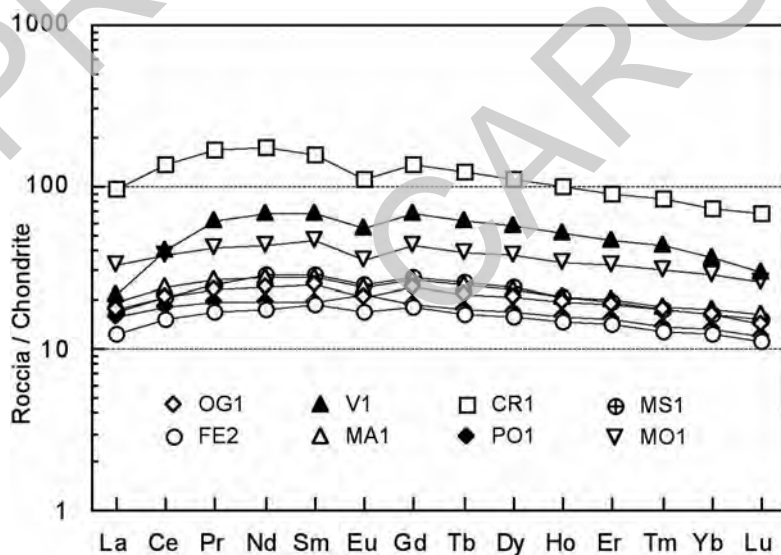


Fig 24 - Pattern delle terre rare normalizzati alla composizione della chondrite (SUN AND McDONOUGH, 1989) per i basalti e un ferrobasilto (CR1) dell'Isola d'Elba.

1.4.2 - *SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA*

La successione vulcano sedimentaria tipica del Supergruppo del Vara (Liguria Orientale, vedi PRINCIPI *et alii*, 2004, *cum bibl.*) inizia con breccie ad elementi di gabbro e serpentinite (Breccie di Monte Capra-Framura) seguite dalle effusioni basaltiche con eventuali breccie ad elementi ofiolitici intercalate (Breccie della Rossola) e/o al tetto (Breccie di Monte Zenone) e prosegue con pelagiti, prima silicee (Diaspri di Monte Alpe), poi carbonatiche (Calcari a Calpionelle) e quindi argillitico-calcaree (Argille a Palombini).

All'Isola d'Elba questa successione si presenta priva delle breccie, (eccetto un piccolo affioramento nelle "oficalciti" di San Felo). In compenso, tra le pelagiti diasprine giurassiche ("diaspri di Monte Alpe") e quelle calcaree (Calcari a Calpionelle) s'interpone una formazione di transizione del Cretacico basale: la "formazione di Nisportino" (BORTOLOTTI *et alii*, 1994b).

La successione è più o meno completa ad eccezione della Subunità Sassi Turchini, costituita di sole "serpentiniti", della Subunità Acquaviva ove mancano "basalti", "formazione di Nisportino" e Calcari a Calpionelle e della Subunità Casa Galletti, costituita da scaglie tettoniche senza rapporti stratigrafici tra di loro.

1.4.2.1 - "breccie ofiolitiche" (BFO)

(bo, Ophiolitic breccias, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Costituiscono un piccolo affioramento lungo il crinale in destra del Fosso del Borno a NE di Porto Azzurro, nella Subunità Casa Galletti e non presentano contatti stratigrafici primari con le litologie circostanti in quanto si tratta di una delle piccole scaglie tettoniche che compongono questa subunità. Si tratta di una breccia poligenica con scarsa matrice e con elementi clastici da centimetrici a decimetrici costituiti in gran parte da basalti intrusi da plagiograniti e da plagiograniti, gabbri e microgabbri.

Lo spessore massimo affiorante è di pochi metri.

L'età, per analogia con simili breccie ofiolitiche giurassiche dell'Appennino ligure (CHIARI *et alii*, 2000, BORTOLOTTI & PRINCIPI, 2003), è probabilmente Giurassico medio?-superiore *p.p?*

1.4.2.2. - "basalti" (BST)

(Δ, BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; β, Basalts, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

I "basalti" sono presenti nelle Subunità tettoniche Monte Serra, Volterraio e Bagnaia.

I migliori affioramenti si trovano lungo la strada del Volterraio e su Monte Orello.

Sono prevalentemente costituiti da *pillow-lava* tubolari o sferoidali, con un diametro massimo di circa 1 m, e subordinatamente da breccie di *pillow*. Quando i *pillow* sono poco alterati, sulla superficie esterna presentano la tipica struttura sferulitica con aggregati fibroso-raggiati di plagioclasio inclusi in una massa di fondo vetrosa o microcristallina. Talora, come vicino al Passo del Volterraio, all'interno di alcuni *pillow* si osservano delle cavità piatte (*pillow shelf*) vuote o riempite di sedimenti e/o concrezioni, silicei. Queste strutture rappresentano i canali lungo cui scorreva il magma, e sono assai utili per individuare l'originario piano orizzontale e la polarità stratigrafica dei basalti. Verso l'alto sono presenti tra i *pillow* frammenti isolati di diaspri. I *pillow* lava possono avere due tipi di tessitura: a) africana, e in questo caso la struttura è ofitica o subofitica, il plagioclasio è idiomorfo, trasformato generalmente in albite + epidoto o sericite, il clinopirosseno è allotriomorfo, generalmente cloritizzato e talora anfibolitizzato; b) porfiritica, e in questo caso i fenocristalli di plagioclasio sono idiomorfi o subidiomorfi, la massa di fondo ha struttura ofitica o subofitica con plagioclasio, clinopirosseno e scarsi ossidi di ferro. I basalti sono in genere caratterizzati da una moderata alterazione idrotermale.

Le analisi petrologiche e geochimiche, effettuate dal Prof. Emilio Saccani, che sentitamente ringraziamo, presso i laboratori del Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara (le metodologie applicate sono riportate in SACCANI *et alii*, 2008a), mostrano tutte evidenze di affinità N-MORB (vedi campioni V1, MO1 ed MS1 nei diagrammi delle figg. 23 e 24). Il leggero impoverimento in REE pesanti (Ho-Lu) rispetto a quelle intermedie è stata osservata anche nei basalti della Corsica "Alpina" e delle Liguri di Esterne dell'Appennino Settentrionale. MONTANINI *et alii* (2008) e SACCANI *et alii* (2008b) interpretano questo impoverimento come dovuto ad una genesi dei magmi primari nella zona di transizione oceano-continente.

Lo spessore della formazione è assai variabile (da 0 a più di 350 m) sia tra le subunità che all'interno della stessa subunità.

Nella Subunità Acquaviva, la cui successione è estremamente ridotta, i basalti mancano, e si passa dalle "oficalciti" a pochi metri di "diaspri di Monte Alpe", in alcune zone anche questi mancano e sembra che si passi direttamente alle Argille a Palombini.

Nella Subunità Monte Serra, nell'estremo S dei suoi affioramenti, nella cavetta poco a nord di San Felo, si hanno solamente pochissimi metri di breccia di *pillow*. Lo spessore maggiore si ha nell'affioramento di Casa del Macinino, attribuito tentativamente a questa subunità.

Nella Subunità Volterraio i basalti raggiungono i massimi spessori, che possono superare i 350 m a S delle Panche. Più a N, verso la Punta dei Mangani, lo spessore si riduce a circa 120-130 m, e nell'area più orientale, nel Fosso dell'Acqua, a non più di una sessantina di metri. Nell'area di Monte Orello lo spessore

si aggira sui 200 m e nella Penisola di Lacona lo spessore visibile (dal livello del mare) si aggira intorno ai 150 m.

Nella Subunità Bagnaia, ove la formazione non è mai completa, lo spessore affiorante non supera le poche decine di metri.

Nella Subunità Volterraio i "basalti" poggiano sempre sui "gabbri", con un contatto discordante; nella Subunità Monte Serra poggiano sulle "oficalciti". Al tetto passano ovunque, con un contatto stratigrafico netto, ben visibile in molte località, ai "diaspri di Monte Alpe".

Non disponiamo di datazioni radiometriche locali, ma un'età di circa 157 Ma (Ar/Ar), corrispondente al limite Oxfordiano-Kimmeridgiano secondo COHEN *et alii* (2013, *updated to* 2014), è stata ottenuta per i basalti affioranti nella vicina Toscana Meridionale (BORTOLOTTI *et alii*, 1995). Un livello diasprino entro i basalti nella Toscana Meridionale (Terriccio, CHIARI *et alii*, 2000) dà un'età Calloviano medio-Oxfordiano. L'età del tetto dei basalti è ricavabile da quella delle microfauze a radiolari presenti alla base dei sovrastanti "diaspri di Monte Alpe" (vedi paragrafo seguente). Sembrano esserci leggere differenze di età tra le varie subunità. L'età della base che potrebbe anch'essa avere delle leggere differenze, data la forte irregolarità nell'ambiente oceanico in cui effondevano, non è noto ma sicuramente più o meno contemporaneo all'età dei "diaspri di Monte Alpe", cioè dovrebbe essere compresa tra Calloviano *p.p.*? e Oxfordiano inferiore?

L'ambiente di formazione è quello di una dorsale medio-oceanica (vedi anche i "gabbri"), più o meno prossima ad una frattura trasformante, dove erano presenti bacini con morfologia accidentata (vedi ABBATE *et alii*, 1994, *cum bibl.*; PRINCIPI *et alii*, 2004, *cum bibl.*).

1.4.2.3. - "diaspri di Monte Alpe" (DSA)

(di, BARBERI *et alii*, 1967a; Gd, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Al, Mt. Alpe Cherts, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

La formazione è quasi sempre molto ben esposta; gli affioramenti migliori si trovano lungo le valli dei Fossi delle Foreste e del Grasso (Subunità Volterraio), a est di Bagnaia.

I "diaspri di Monte Alpe" affiorano in tutte le subunità tranne Sassi Turchini e Casa Galletti.

Nella Subunità Acquaviva costituiscono sottilissimi e discontinui lembi lenti-formi lungo tutta la sua area di affioramento nell'Elba orientale. Un affioramento a nord di Punta Puccino nell'Elba centrale è stato tentativamente attribuito a questa subunità.

Nella Subunità Monte Serra costituiscono affioramenti discontinui lungo tutta l'area occupata dalla subunità.

Nella Subunità Volterraio costituiscono grandi affioramenti quasi continui tra

il Fosso del Botro presso Porto Azzurro e il mare a Punta dei Mangani, nell'Elba orientale. Nell'Elba centrale un affioramento ad andamento NS occupa il fianco orientale della dorsale di Monte Petricciaia ed un piccolo affioramento emerge tra la coltre alluvionale di Lacona e la "formazione di Madonna della Lacona".

Nella Subunità Bagnaia formano alcuni affioramenti tra il Fosso della Valle e Bagnaia.

Questa formazione è costituita da una regolare alternanza di **a-** diaspri rossi, e raramente verdastri, sempre a grana finissima, in strati sottili, con laminazione parallela, scarsamente ricristallizzati, in cui sono talora presenti strutture riferibili a torbiditi, con abbondante presenza di radiolari generalmente ben conservati; **b-** diaspri argillosi e porcellaniti siltose, di colore rosso, in strati sottili, con radiolari molto scarsi o mancanti del tutto; **c-** argilliti siltose rosse, più o meno silicee da millimetriche a, più raramente, decimetriche. Nelle sezioni di un certo spessore la formazione presenta, salendo verso l'alto, tre litofacies leggermente differenziate, che gradano l'una nell'altra. Sopra a un livello argillitico basale, mai più spesso di un metro, si ha: **a-** la tipica facies della formazione: una regolare successione di diaspri rossi sottilmente stratificati con rari e sottili interstrati argillitici; **b-** diaspri, diaspri argillosi, porcellaniti alternati con abbondanti livelli argillitici; **c-** argilliti silicee e porcellaniti siltose con rari strati di diaspro.

"litofacies delle breccie ofiolitiche" (DSA_a).

(al, Ophiolitic Breccias, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Localmente, sulla sinistra del Fosso del Botro a nord di Porto Azzurro, poco sopra la base della formazione è stata distinta questa litofacies. Si tratta di un livello lentiforme costituito da una breccia ad elementi di basalto e diaspro, in una matrice sabbiosa rossastra ofiolitica. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a decimetriche.

Lo spessore non supera poche decine di metri.

Anche in questa formazione lo spessore varia da una subunità all'altra, e anche all'interno della stessa subunità.

Nella Subunità Acquaviva lo spessore non supera mai la ventina di metri, ma è in generale minore.

Nella Subunità Monte Serra lo spessore varia da poche decine a circa 100 m.

Nella Subunità Volterraio si ha lo spessore massimo, che può variare dai 120 a quasi 200 m.

Spessori simili, forse un po' minori si ritrovano nelle Subunità Magazzini e Bagnaia.

Nelle Subunità Volterraio e Bagnaia i "diaspri di Monte Alpe" passano molto gradualmente alla "formazione di Nisportino": la transizione è segnata dalla com-

parsa, tra gli strati diasprini e argillitici, di strati pluridecimetri di calcari selciferi grigio chiari e di abbondanti intercalazioni agillitico-marnose. Nella Subunità Monte Serra questa situazione non è presente nel suo affioramento più meridionale, nella cavetta di San Felo, ove si ha il passaggio diretto e abbastanza brusco, ai Calcari a Calpionelle. Infine, nella serie ridotta della Subunità Acquaviva si ha un passaggio graduale direttamente alle Argille a Palombini.

Per quanto riguarda l'età, nella Subunità Acquaviva un campione raccolto nella parte alta, al passaggio diretto alle Argille a Palombini, lungo la strada Rio - Cavo ha dato una associazione a radiolari del Titonico superiore-Valangiano superiore per la presenza di *Dicerosaturnalis trizonalis dicranacanthos*, *Pseudodictyomitra carpatica* e *Thanarla brouweri*. La presenza di un'associazione (*taxon*) di attribuzione incerta (*Pantanellium* sp. cf. *P. tredecimporatum*) potrebbe restringere l'età al Berriasiano.

Nelle Subunità Serra e Volterraio, sono stati esaminati campioni della parte basale della formazione; nella parte superiore non è stato possibile trovare associazioni a radiolari determinabili.

Nella Subunità Monte Serra sono state campionate alla base della formazione due sezioni: la prima nella parte più settentrionale dell'isola, lungo il Fosso Gorgoli, ha dato un'associazione a radiolari con scarsa preservazione attribuibile all'intervallo Bajociano inferiore/medio-Oxfordiano superiore/Kimmeridgiano inferiore (Uaz. 3-10), per la presenza di *Bernoullius dicera*, la seconda, al Colle la Piana, ha dato, nel primo metro dal contatto con i "basalti", un'associazione a radiolari ben preservata attribuibile al Oxfordiano medio/superiore - Kimmeridgiano superiore/Titonico inferiore (Uaz. 9-11) per la presenza di *Podocapsa amphitrepera* e *Triactoma blakei*, immediatamente sopra un'associazione che per la presenza di *Archaeodictyomitra minoensis*, *Podocapsa amphitrepera* e *Hexasaturnalis nakasekoi* è attribuibile all'intervallo Oxfordiano medio/superiore-Berriasiano basale. Nell'affioramento più meridionale, presso San Felo, BAUMGARTNER *et alii* (1995) indica un'età del Calloviano medio/Oxfordiano inferiore-Kimmeridgiano superiore/Titonico inferiore (Uaz. 8-11).

Nella Subunità Volterraio, Elba orientale, sono state campionate due sezioni, la prima alle Pietre Rosse ha interessato i primi 6 m della formazione ed ha fornito nella parte più bassa un'associazione a radiolari con bassa preservazione che, per la presenza di *Ristola altissima* s.l. è attribuibile all'intervallo Bajociano terminale/Bathoniano inferiore-Titonico inferiore/Titonico superiore (Uaz. 5-12), immediatamente sopra è presente un'associazione non ben preservata che indicherebbe un'età non più vecchia dell'Oxfordiano medio/superiore (Uaz. 9) per la presenza di *Podocapsa amphitrepera*. La seconda sezione, sopra Rio ha interessato i primi 12 m della formazione, qui particolarmente spessa. La porzione basale (≈ 1 m) è attribuibile all'intervallo Bajociano superiore-Bathoniano superiore/Calloviano inferiore (Uaz. 4-7) per la presenza di *Triactoma blakei* e *Parvicingula veghae*; circa

3 m sopra un'associazione con bassa preservazione ha dato un'età non più vecchia del Calloviano medio/Oxfordiano inferiore (Uaz. 8) per la presenza di *Tethysetta mashitaensis*; fino al tetto della sezione associazioni con media preservazione hanno dato un'età attribuibile all'intervallo Bathoniano superiore/Calloviano inferiore-Oxfordiano superiore/Kimmeridgiano inferiore (UAZ 7-10) per la presenza di *Protunuma japonicus*, *Parahsuum* sp. e *Pseudodictyomitrella tuscanica*.

Una terza sezione, campionata da BAUMGARTNER (1984) circa 200 m più a sud, ha dato un intervallo Calloviano medio/Oxfordiano inferiore-Oxfordiano superiore/Kimmeridgiano inferiore (Uaz. 8-10, BAUMGARTNER *et alii*, 1995).

Un'ultima sezione campionata da CONTI & MARCUCCI (1986) ha dato una età, aggiornata da CHIARI *et alii* (2000) del Bajociano terminale/Bathoniano inferiore-Kimmeridgiano superiore/Titonico inferiore (Uaz. 5-11). Nella stessa subunità ad ovest di Monte Orello, Elba centrale, una sezione alla base della formazione ha dato un'associazione a radiolari con scarsa preservazione attribuibile all'intervallo Calloviano inferiore-Oxfordiano inferiore, per la presenza di *Protunuma japonicus* e *Podobursa andreaei*. L'età del tetto della formazione, ove le microfaune a radiolari mancano completamente, è ricavata dall'età della base della sovrastante "formazione di Nisportino", che appartiene al Berriasiano inferiore. Confrontando i risultati delle varie campionature si può ipotizzare che l'età della formazione sia compresa tra Calloviano inferiore/Oxfordiano inferiore-Berriasiano *p.p.*?

L'ambiente di deposizione è pelagico, in un bacino oceanico profondo al di sotto del CCD.

1.4.2.4. - "formazione di Nisportino" (FNI) (NI, Nisportino Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

L'affioramento migliore si trova lungo la strada Rio nell'Elba - Nisporto.

La formazione, che affiora principalmente nell'Isola d'Elba, istituita da BORTOLOTTI *et alii* (1994b), rappresenta uno spesso livello di transizione tra i "diaspri di Monte Alpe" e i Calcari a Calpionelle. Che nell'isola il passaggio tra le due formazioni fosse più complesso che altrove era già stato segnalato da BODECHTEL (1964a) che parlava di "Zwischenserie" (= Serie di transizione) e da PERRIN (1969).

Essa affiora nelle Subunità Monte Serra, Volterraio e Bagnaia.

La formazione può essere suddivisa in tre sezioni: basale, centrale ("membro della Rivercina") e sommitale:

a- La sezione basale (spessa circa 20-30 m) è costituita da spessi strati di calcari selciferi silicizzati grigi chiari e anche verdastri, intercalati ad abbondanti argilliti e siltiti silicee e marnose rossastre. È presente ancora qualche raro straterello diasprino.

Lo spessore di questa sezione è di circa 20-30 m.

“membro della Rivercina” (FNI₁)
 (“R”, Rivercina Member, BORTOLOTTI *et alii*, 2001)

b- La sezione centrale, ben riconoscibile ovunque e formalizzata con il nome di “membro della Rivercina” (FNI₁), è costituito da un unico banco, spesso da 15 ad una trentina di metri, di calcilutiti marnose grigie, con frattura a saponetta.

c- La sezione superiore, la più spessa (50-70 m) ha alla base un livello di una decina di metri di siltiti ed argilliti rossastre con rari interstrati calcarei silicei, spessi da qualche decimetro al metro, che passa in alto ad un livello uniforme e non stratificato di argilliti marnoso-siltitiche con rari strati calcarei. Verso l’alto la litologia è variabile, si tratta di calcari micritici grigio chiari prevalenti su siltiti silicee o marnose, e infine si hanno calcari ben stratificati rosati. La formazione termina con un ultimo bancone plurimetrico di argilliti marnoso-siltose.

Sulle argilliti e siltiti della formazione sono state eseguite da BORTOLOTTI *et alii*, (1994b) analisi semiquantitative a raggi X e analisi sulla mineralogia delle argille. Risultano presenti quarzo, calcite, fillosilicati, e più raramente feldspati. I fillosilicati presenti sono caolinite, clorite, cl-vermiculite e illite idrata. La presenza di quest’ultima suggerisce che la formazione non ha mai raggiunto temperature superiori ai 140-150°C, restando sempre nel campo della diagenesi. La presenza di questi minerali indicherebbe come sorgente della porzione siliceoclastica di queste rocce, massicci cristallini di un basamento continentale.

Lo spessore della formazione può oscillare tra i 90 e i 130 m. Nella Subunità Monte Serra la formazione manca completamente nella cavetta di San Felo.

La formazione passa gradualmente alla base ai “diaspri di Monte Alpe”; altrettanto gradualmente passa ai Calcari a Calpionelle al tetto, con la graduale scomparsa dei livelli siltitico-argillitici.

Nella “formazione di Nisportino” non sono state da noi eseguite nuove ricerche biostratigrafiche. Ci riferiamo quindi ai dati ricavati da BORTOLOTTI *et alii* (1994b), che hanno eseguito lo studio dei nannofossili calcarei e dei calpionellidi presenti nelle tre sezioni sopra descritte. Nella sezione a- la presenza di nannofossili appartenenti alla Zona a *Microstaurus chiastius* e di *Calpionella elliptica* indica un’età Berriasiano inferiore. Nella sezione centrale (b- “membro della Rivercina”) sono presenti nannoflore delle Zone a *Nannoconus steinmanni* e *Retecapsa angustiforata*, delle Subzone ad *Assipetra infracretacea* e *Percivalia fenestrata*, il FO di *Cruciellopsis cuvillieri*, *Rucinolithus wisei* e *Tubodiscus venenae*, il LO di *Umbria granulosa*. L’età dedotta è il Berriasiano medio. Nelle calcilutiti della sezione sommitale (c)- sono presenti Calpionellidi della Zona D a *Calpionellopsis simplex* e *Cs. oblonga* che indicano un’età Berriasiano medio-superiore, e della Zona D3 a *Lorenziella ungarica* di REMANE (1985), che indica un’età Berriasiano terminale-Valanginiano iniziale; la presenza di quest’ultimo piano sarebbe però esclusa dall’assenza di *Calcicalathina oblongata*.

Si può concludere che la formazione appartiene al Berriasiano, in particolare: la sezione basale a)- al Berriasiano inferiore, la sezione b)- al Berriasiano medio-superiore *p.p.* e la sezione c)- al Berriasiano terminale.

L'ambiente di deposizione della formazione è pelagico oceanico, vicino al limite del CCD, come sembra essere suggerito dall'alternanza di depositi silicei e carbonatici.

1.4.2.5. - *Calcarei a Calpionelle (CCL)*

(Cc, BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; cc, Calpionella Limestones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

I Calcarei a Calpionelle affiorano in tutte le subunità ad eccezione della Subunità Sassi Turchini.

Si tratta di una formazione costituita essenzialmente da un solo litotipo: una calcilutite fine molto compatta, di colore bianco o grigio chiaro, in strati da decimetrici a metrici, con frattura concoide. Nella parte basale sono presenti anche banchi metrici di argilliti marnose grigio avana, e i calcari possono essere rosati e, raramente con selce, mentre nel resto della formazione tra gli strati calcarei sono spesso presenti solo spalmature millimetriche di argilliti grigio scuro o nerastre. Verso il tetto della formazione gli interstrati argillitici aumentano di numero e di spessore e i calcari diventano più scuri.

Lo spessore totale della formazione non è direttamente calcolabile in quanto nelle Subunità Volterraio e Bagnaia, in cui compare la base non compare il tetto, nella Subunità Monte Serra la faglia a basso angolo di Casa Unginotti ("1" in fig. 43) separa le aree in cui compaiono la base e il tetto. Essendo lo spessore affiorante dalla base di non molto superiore ai 160 m, e quello ove compare il tetto di non molto inferiore, si può ipotizzare uno spessore complessivo compreso tra i 200 e i 250 m.

Alla base i Calcarei a Calpionelle passano gradualmente alla "formazione di Nisportino" nelle Subunità Monte Serra (tranne all'estremo S degli affioramenti), Volterraio (Elba orientale) e Bagnaia.

Al tetto passano alle Argille a Palombini nelle Subunità Volterraio (Elba centrale) e Monte Serra, con un passaggio altrettanto graduale, segnato dalla comparsa quasi improvvisa di una notevole quantità di interstrati di argilliti grigio scure e dal cambio di colore da biancastro a grigio scuro dei calcari, che diventano spesso anche più marnosi. Nella Subunità Monte Serra, solamente nella cavetta di San Felo, la "formazione di Nisportino" manca e il passaggio basale, piuttosto netto, avviene con i "diaspri di Monte Alpe".

BORTOLOTTI *et alii* (1994b) hanno rinvenuto alla base della formazione, in sezioni campionate nella Subunità Volterraio, microfaune a calpionellidi della Zona D3 a *Lorenziella ungarica* di REMANE (1985), che indica un'età Berriasiano ter-

minale-Valanginiano iniziale. La contemporanea presenza di *Calpionellites* sp., anche se dubbia, potrebbe indicare il solo Valanginiano. Una nuova campionatura a Capo Vita (Subunità Monte Serra), riguardante il tetto della formazione, ha dato una scarsa associazione a nannofossili nella quale la presenza di *Crucellipsis cuvillieri*, in un campione, e di *Nannoconus steinmanni steinmanni* in un altro, indica un'età compresa tra il Valanginiano e l'Hauteriviano. L'età della formazione sarebbe così Berriasiano terminale-Hauteriviano *p.p.*

L'ambiente di formazione è pelagico, al di sopra del CCD. Più che a variazioni batimetriche si può ipotizzare un abbassamento del CCD (eutrofizzazione ed esplosione del fitoplancton a coccolitoforidi e/o a variazioni di circolazione di acque superficiali e profonde; vedi discussione in PRINCIPI *et alii*, 2004, *cum bibl.*).

1.4.2.6 - Argille a Palombini (APA)

(pb, BARBERI *et alii*, 1967a; Ca, in BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; pb, Palombini Shales, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

La formazione è presente nella Subunità Acquaviva nell'Elba orientale, tra Porto Azzurro e la Cala del Pisciatolo, in quella centrale, lungo il fianco sud-orientale di Monte Orello; nella Subunità Volterraio nell'Elba centrale, con un piccolo affioramento nel versante nord-occidentale del Monte Orello; nella Subunità Monte Serra in tutto il versante orientale della dorsale il Serrone - Capo Vita.

I litotipi principali che caratterizzano questa formazione sono argilliti grigio scure in livelli da decimetrici a metrici alternati a calciliti grigio chiare più o meno silicizzate in strati decimetrici, spesso pervase da un fitto reticolo di vene e fratture e caratterizzate da una tipica alterazione a incudine, che deriva dalla intensa silicizzazione vicino alle due superfici dello strato. Queste calciliti presentano talora laminazioni, e basi calcarenitiche a grana molto fine. Il rapporto tra calciliti e argilliti, a forte favore delle prime alla base, si sposta verso la netta prevalenza delle seconde salendo nella serie. Sono presenti anche rare arenarie quarzose a grana molto fine, che diventano abbondanti solamente negli affioramenti della Valle di Ortano.

Lo spessore della formazione è difficilmente definibile per la sua intensa tettonizzazione.

Le Argille a Palombini poggiano, con un contatto molto graduale sui Calcari a Calpionelle, e rappresentano il termine più alto della successione dell'Unità Monte Strega.

Una campionatura a Capo Vita, alla base della formazione ha fornito un'associazione a nannofossili calcarei (*Crucellipsis cuvillieri*, *Speetonia colligata*, *Tubodiscus jurapelagicus* e *Calcicalatina oblonga*) indicativa del Berriasiano/Valanginiano-Hauteriviano. Dato che Berriasiano e Valanginiano sono le età del-

la “formazione di Nisportino” e dei Calcari a Calpionelle, l’età delle Argille a Palombini non è più vecchia dell’Hauteriviano e potrebbe giungere nella parte alta, ove non abbiamo dati, all’Albiano-Aptiano e forse al Cenomaniano (vedi capitolo V.2.2.7.) Unità tettonica Punta Polveraia - Fetovaia, Bouillin, 1984), come anche nella vicina Toscana Meridionale (es. COSTANTINI *et alii*, 2002). L’età è quindi probabilmente Hauteridiano *p.p.*-Cenomaniano *p.p.*?

L’ambiente di formazione è una piana abissale in cui giungevano porzioni distali di torbide arenacee e calcaree, di incerta provenienza.

1.5. - UNITÀ TETTONICA GRASSERA (Dominio Ligure)

(Argille Variegate, TREVISAN, 1950; Formazione a Posidonia alpina, BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; Marne della Chiusa, PERRIN, 1975).

È esposta in modo quasi continuo secondo un allineamento circa nord-sud, da Cavo a Porto Azzurro. Inoltre affiora nell’area di Norsi (Campo del Pero - spiaggia di Norsi, fig. 43).

Si sovrappone, tramite il Sovrascorrimento di La Parata (“b” in fig. 43) a vari termini dell’Unità tettonica Falda Toscana a nord di Fosso Fegatelli, e più a sud direttamente alle “breccie di Rialbano”, ed è separata dalla sovrastante Unità Monte Strega dalla faglia normale a basso angolo (“f”, in fig. 43).

È composta in larghissima parte da argilloscisti varicolori (“formazione di Cavo”). Solo tra Cavo e l’area a ovest di Torre del Giove (a nord-ovest di Rio Marina), alla Parata, alla base di questa formazione è presente un orizzonte discontinuo di calcescisti (“membro dei calcescisti”) (fig. 25). TREVISAN (1950) la considerava la parte basale dell’“Unità Ofiolitica”; è stata successivamente assimilata ai Calcari e Marne a Posidonia del Giurassico medio (BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b) ed in parte alla Scaglia o Scisti Policromi cretacico-eocenici (BOCCALETTI *et alii*, 1977; KELLER & PIALI, 1990) della Falda Toscana. Viene qui considerata (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a e PANDELI *et alii*, 2001b) una Unità Ligure Metamorfica per le sue litologie in parte confrontabili con i Palombini dell’Unità Monte Strega e con l’argilliti cretacee del Supergruppo del Vara in Liguria (ABBATE & SAGRI, 1970) e per la sua tipica impronta metamorfica anchizonale.

1.5.1. - “formazione di Cavo” (FCV)

(Ca, Cavo Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

Questa formazione affiora lungo un allineamento meridiano dall’area di Cavo fino a Porto Azzurro. Altri affioramenti sono presenti nelle aree di Cala Seregola e di Norsi. Le migliori esposizioni sono lungo la strada della Parata (tra Rio Elba e Cavo) e lungo la valle di Rio Ortano.

È costituita principalmente da argilloscisti varicolori (grigio-verdi, verdi, ros-

so vinaccia e subordinatamente avana) spesso siltosi e raramente marnosi, con tipica frattura a lastre, spesso pervasi da un fitto reticolo di vene di quarzo spesso vistosamente deformate. Localmente possono essere presenti intercalazioni centimetriche-decimetriche (max 40 cm) di siltiti, diaspri e calcari silicizzati varicolori, spesso con patine ed impregnazioni bruno-nerastre iridescenti di ossidi di manganese. Alla base della formazione è stato distinto il “membro dei calcescisti”.

Lo spessore massimo apparente della formazione è di circa 200 m.

Il contatto tettonico con la soprastante Unità Monte Strega, è sottolineato dal brusco contatto litologico tra gli argilloscisti lastriformi della formazione di Cavo e le Argille a Palombini della Subunità Acquaviva.

L'attribuzione cronologica di questa formazione risulta complessa per l'assenza

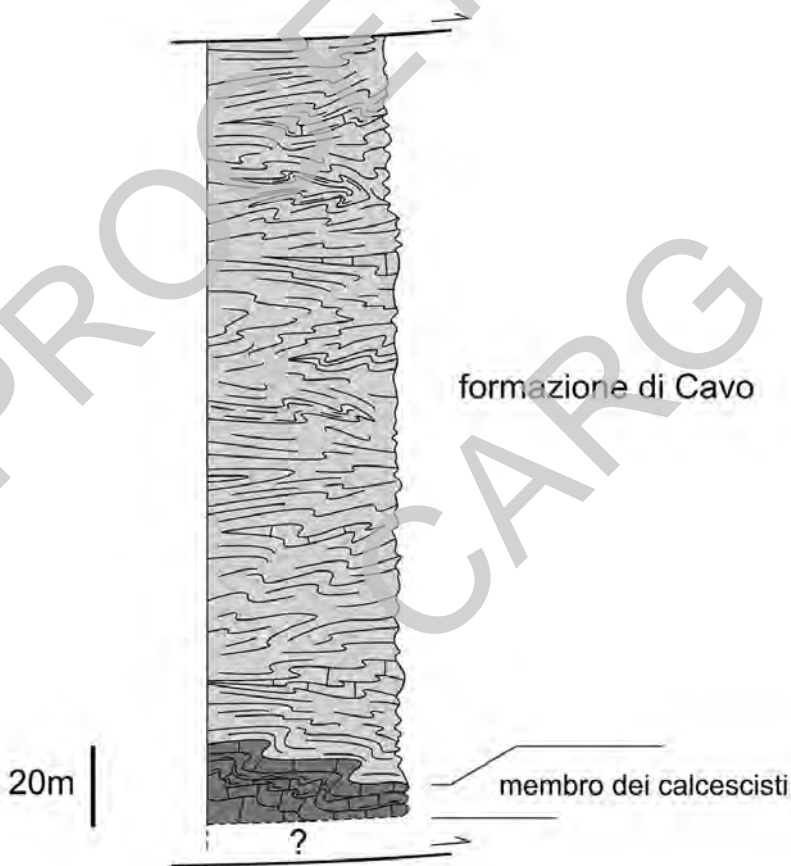


Fig. 25 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Gràssera.

di fossili, sono state proposte analogie con le litofacies metapelitiche varicolori degli *Schistes Lustrés* del Monte Argentario, nonostante il maggior grado di ricristallizzazione di queste ultime ed una maggiore presenza di intercalazioni metacarbonatiche (PANDELI *et alii*, 2001b). Per certe sue analogie litologiche con i sedimenti pelitici varicolori presenti alla base dell'Unità tettonica Gottero nelle Liguridi dell'Appennino Ligure, o con alcune litofacies degli Scisti di Val Lavagna (del Cretacico) può essere ipotizzata una età del Cretacico superiore?

L'ambiente di deposizione è pelagico.

“membro dei calcescisti” (FCV₁)

(Calcari a liste di selce grigio chiari, BARBERI *et alii*, 1967a e Gc *pp.*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; *ca.*, Calcschist Member, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questo membro, presente discontinuamente alla base della formazione, ha il suo affioramento tipico presso la località La Parata (a ovest di Torre del Giove) sull'omonima strada, dove sormonta tettonicamente le “breccie di Rialbano” e la “formazione della Pania di Corfino”.

È costituito da un livello, potente fino a 15 m, di calcescisti e calcari cristallini, talora selciferi, di colore grigio e grigio-bruno con sottili intercalazioni filladiche grigio scure.

Il passaggio alla facies tipica è netto.

Anche per questo membro basale è ipotizzabile un età Cretacico sup.?

1.6. - UNITÀ TETTONICA FALDA TOSCANA (Domino Toscano)

Tra la base dell'Unità Grassera e le “breccie di Rialbano”, tra Cavo e Porto Azzurro, si trova una successione che mostra significative somiglianze, già sottolineate da molti Autori, con gli affioramenti della Falda Toscana della Toscana centrale e meridionale, cui viene qui attribuita; pertanto sono stati qui utilizzati, quando possibile, gli stessi nomi formazionali (fig. 26).

La Falda Toscana affiora nella parte orientale dell'isola tra Cavo e Torre del Giove (fig. 43), dove si presenta al tetto delle breccie calcareo-dolomitiche, con una successione priva della porzione mesozoico superiore-terziaria per laminazione tettonica. È composta alla base da carbonati di mare sottile del Triassico superiore-Hettangiano seguiti da sedimenti calcareo-siliceo-marnosi, pelagici, del Sinemuriano-Giurassico medio. Più a sud, fino a Porto Azzurro e, nella parte centrale dell'isola, nella valle del Fosso Valdana, le formazioni della Falda Toscana mancano, e sono presenti le sole “breccie di Rialbano”.

Questa unità tettonica è separata dalla sottostante Unità tettonica Monticiano-Roccastrada da una faglia normale a basso angolo, la Faglia di Monte Arco (“g” in fig. 43).

I carbonati di tutte le formazioni mostrano diversi gradi di ricristallizzazione, con tessiture finemente o grossolanamente cristalline che sostituiscono le originali tessiture micritiche, tant'è che il *nannoplancton* delle formazioni pelagiche giurassiche è stato completamente distrutto. La ricristallizzazione potrebbe essere dovuta al carico della soprastante pila di unità tettoniche (e quindi alla profondità del seppellimento) o, più probabilmente, alla presenza di fluidi idrotermali circolanti. Quest'ultima possibilità ben si accorda con il locale alto contenuto di microcristalli di ossidi di Fe (più rari nelle stesse rocce della Toscana continentale) particolarmente in prossimità delle principali faglie distensive, a cui si associano anche importanti giacimenti di minerali di Fe.

Oltre alla ricristallizzazione, una dolomitizzazione più o meno intensa e verosimilmente sin-diagenetica si è sviluppata nelle formazioni più antiche, carbonatiche ("formazione della Pania di Corfino", Calcarea Massiccio e, subordinatamente, "formazione del Monte Cetona").

La successione stratigrafica è costituita dalle seguenti formazioni, dalla base verso l'alto.

1.6.1. - *Formazione della Pania di Corfino (PAC)*

(Td *pp*, Calcari più o meno dolomitici, cavernosi e a cellette, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; PC, Pania di Corfino Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

La formazione è presente tra Fosso Baccetti e Torre del Giove; affioramenti con caratteri tipici si trovano tra Monte Gorgoli e Fosso Calcinaia, a sud di Monte Magnani e a sud del Fosso del Giove.

I litotipi principali sono dolomie grigio scure, brune o biancastre (localmente rosate per la presenza di microcristalli di ossidi di ferro) in strati metrici. Soltanto nella parte alta della formazione sono presenti calcari dolomitici in strati decimetrici, con rari interstrati marnosi. La tessitura delle dolomie è grossolanamente cristallina (saccaroide), tuttavia, anche se la dolomitizzazione maschera quasi totalmente la struttura originaria, localmen-

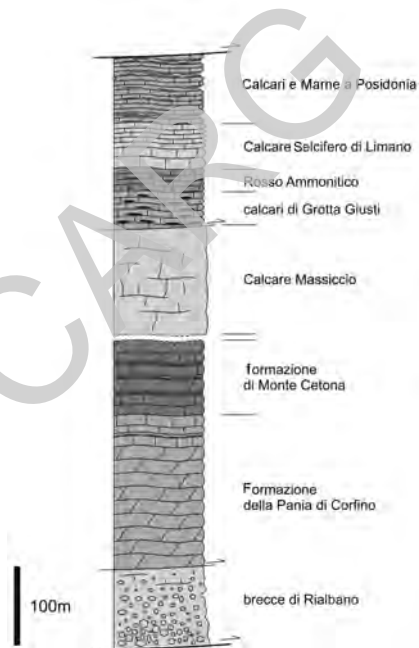


Fig. 26 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Falda Toscana (nord di La Parata).

te sono evidenti relitti di un originario *grainstone* oolitico. Nelle aree di Monte Bicocca e di Monte Magnani si hanno anche corpi di estensione limitata di breccie vacuolari o di calcari dolomitici brecciati. La distribuzione areale di queste facies non è legata alla stratificazione, ma a zone di frattura o di faglia.

Lo spessore della formazione è stimato in circa 200 m.

La presenza di strati calcarei e marnosi nella parte alta della formazione suggerisce un passaggio graduale alla “formazione del Monte Cetona”; tuttavia, sul terreno, i contatti tra le due formazioni appaiono sempre tettonizzati.

Poiché non sono stati rinvenuti fossili, l'età presunta, in analogia con quella della formazione nella Toscana continentale (FAZZUOLI *et alii*, 1988), è Norico-Retico *p.p.*

Dolomitizzazione e ricristallizzazione hanno nascosto la maggior parte delle strutture e tessiture sedimentarie; è quindi difficile ipotizzare l'ambiente deposizionale: in base ai pochi elementi, si può suggerire la zona marginale di una piattaforma carbonatica ad elevata turbolenza. Questa ipotesi si accorda bene con le caratteristiche della stessa formazione nell'area-tipo (FAZZUOLI *et alii*, 1985).

1.6.2. - “formazione del Monte Cetona” (FZM)

(Td *pp*, Calcari neri e strati di marne a *Rhaetavicula contorta*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b, Ce, Mt. Cetona Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa formazione affiora da Cala del Telegrafo fino a Case Pellegrini; esposizioni con caratteri tipici si trovano al Monte Bicocco e sul versante meridionale del Monte le Paffe.

I litotipi principali sono calcilutiti grigio scure in strati da decimetrici a metrici con intercalazioni marnose decimetriche e, subordinatamente, calcilutiti dolomitizzate ben stratificate o dolomie cristalline saccaroidi in banchi spessi da 1 a 2,5 m. Nella porzione superiore della formazione sono presenti strati calcarenitici grigio-scuro, spessi 20-50 cm, strati decimetrici costituiti da accumuli di bioclasti isorientati (*coquine*) di origine tempestiva e livelli metrici di marne grigio scure, avana per alterazione.

Le tessiture degli strati di calcilutiti consistono in *mudstone* e *wackestone* bioclastici (con pelecipodi, gasteropodi e foraminiferi planctonici), quelle delle calcareniti in *grainstone* e *packstone* bioclastici e oolitici e le *coquine* in *floatstone* bioclastici, principalmente con pelecipodi.

Lo spessore misurato della sezione lungo Via delle Fornacelle (strada Cavo - Riomarina) è 112 m; lo spessore totale della formazione è stimato in circa 120 m. Il passaggio al sovrastante Calcare Massiccio non è mai esposto.

I microfossili presenti sono mal determinabili a cause della forte ricristallizzazione, ma vi si possono riconoscere *Triasina hantkeni*, *Glomospirella* sp., *Aulotortus* sp. e *Gandinella falsofriedli* (CIARAPICA, *com. pers.*, 1998) che permet-

tono di attribuire la formazione al Reticio *p.p.*

L'ambiente di sedimentazione, in base ai caratteri sedimentologici, è simile a quello della stessa formazione nella Toscana continentale, e può essere riferito ad una rampa subtidale con sedimentazione calcarea e marnosa, spesso interessata da tempeste (CIARAPICA *et alii*, 1982, 1987; STEFANI & TROMBETTA, 1989).

1.6.3. - *Calcare Massiccio* (MAS)

(Gc *pp.*, Calcare massiccio bianco, grigio chiaro e rosato, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; "Calcare Massiccio", BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Il Calcare Massiccio affiora estensivamente al Monte le Paffe e sui due versanti del Fosso Baccetti; uno spettacolare affioramento è costituito dalla grande cava, lungo la strada Riomarina - Cavo.

La formazione è costituita da calcareniti grigio chiare o biancastre e da calciliti grigie massive, talvolta ricristallizzate e dolomitizzate; localmente il colore può essere rosato, per la presenza di abbondanti microcristalli di ossidi di Fe.

Nella parte inferiore la formazione è caratterizzata da calcari dolomitici con struttura grossolanamente cristallina (saccaroide), e da *grainstone* oolitici, intraclastici, pellettiferi e bioclastici (con pelecipodi, echinodermi e gasteropodi). Nella parte superiore sono presenti *wackestone* e *packstone* con intraclasti, oncoidi, cortoidi, *pellet* fecali e bioclasti (pelecipodi, gasteropodi, echinodermi e rari foraminiferi bentonici), nonché rari *mudstone*.

Lo spessore della formazione nell'area del Monte le Paffe è valutato in circa 120 m.

Il passaggio stratigrafico al soprastante "calcari di Grotta Giusti" non è stato osservato, poiché il contatto è sempre tettonico, probabilmente per le differenti caratteristiche meccaniche delle due formazioni.

Non sono stati trovati fossili significativi: l'età presunta della formazione, in analogia con gli affioramenti della Toscana continentale (FAZZUOLI *et alii*, 1985; FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1986) è Reticio *p.p.*?-Hettangiano.

L'ambiente di deposizione è riferibile alla zona marginale di una piattaforma carbonatica con alta turbolenza (barre oolitiche) passante ad aree di laguna.

1.6.4. - "calcari di Grotta Giusti" (CGU)

(Gc *pp.*, Calcari sottilmente stratificati, talvolta in banchi di 1-2 m di spessore, selciferi, di colore grigio scuro e subordinatamente grigio-chiaro, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; GG, Grotta Giusti Limestones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

La formazione è esposta presso Il Cavo, sulle due rive del Fosso Baccetti: affioramenti con caratteri tipici della porzione inferiore sono presenti a sud del Monte Belvedere e presso la cava di Calcare Massiccio al Monte Le Paffe, mentre

altri della porzione superiore si trovano presso il Cimitero del Cavo e lungo la Via delle Fornacelle.

La porzione inferiore della formazione è costituita da strati centimetrici di calcareniti fini e calcilutiti grigio scure (che divengono chiare verso l'alto), laminate orizzontalmente e localmente silicizzate, ricche di noduli e liste di selce grigio scura. La parte superiore è costituita da strati spessi da 5 a 100 cm (principalmente intorno a 10-20 cm) di calcilutiti grigie con subordinate calcareniti fini, spesso laminate orizzontalmente, con rari noduli e liste di selce. Il colore diviene più chiaro verso l'alto. Strati centimetrici di marne grigio scure e strati decimetrici di marne più o meno argillose sono frequenti. Nei calcari sono presenti abbondanti microcristalli di ossidi di Fe.

Le tessiture delle calcareniti fini consistono in *mudstone/wackestone* microspartiti, con abbondante quarzo detritico siltoso, rari bioclasti (lamellibranchi, spicole di spugne) e pellets fecali; le tessiture delle calcilutiti consistono in *mudstone* con granuli di quarzo siltoso ed aree silicizzate.

Uno spessore parziale, misurato lungo la strada Riomarina - Cavo, è di 19 m. Lo spessore totale è stimato sui 50 m.

Il passaggio stratigrafico al soprastante Rosso Ammonitico è molto graduale: il colore degli strati calcarei e quello dei sottili strati marnosi diventa più chiaro e infine biancastro o rosato.

Poiché non sono stati osservati fossili significativi, l'età presunta, in base alla posizione stratigrafica tra Calcarea Massiccio e Rosso Ammonitico e in analogia con quella della località-tipo presso Monsummano Terme (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1974; BURCHIETTI *et alii*, 1998), è probabilmente Sinemuriano *p.p.*?

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, di rampa intermedia; le calcareniti fini laminate possono essere interpretate come tempestite distali.

1.6.5. - Rosso Ammonitico (RSA)

(Gc *pp*, Calcari rossicci e rosei nodulari, stratificati, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; ra, "Rosso Ammonitico", BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

La formazione affiora da Cavo fino a Monte Gorgoli e a Fosso Recisso e presenta i caratteri tipici al Monte Belvedere, al Monte Gorgoli e a nord-est di Monte Magnani.

La formazione è costituita da strati, spessi fino a 70 cm (principalmente 5-20 cm), di calcilutiti grigio-chiare, avana e rosate, con interstrati marnosi centimetrici grigi o rosati; solo raramente sono presenti noduli di selce grigia. Le calcilutiti sono pervase da stiloliti, in prevalenza ondulate o sub-parallele alla stratificazione, così che talvolta la struttura appare grossolanamente nodulare. Nella parte inferiore della sezione studiata sono presenti alcuni strati di calcareniti grigie, spessi fino a 180 cm. A pochi metri dalla base sono presenti due strati calciruditi

di circa 50 cm, che mostrano caratteri di *slump* e di depositi da *debris-flow*, con clasti selciosi e calcarei centimetrici e decimetrici, passanti verso l'alto a calcareniti.

Le tessiture delle calcilutiti sono rappresentate da *mudstone* con granuli di quarzo silteoso e *wackestone* bioclastici con lamellibranchi, crinoidi e radiolari. Abbondanti i microcristalli di ossidi di Ferro.

Uno spessore parziale, misurato lungo la strada Riomarina - Cavo e lungo la Cala del Telegrafo, è 62 m; in altre località (Monte Argentiera) lo spessore della formazione è circa 100 m.

Il passaggio al soprastante Calcare selcifero di Limano è molto graduale ed è stato posto alla comparsa di un pacco di strati grigio-chiari con selci, con spessori tra 70 e 100 cm.

Non sono stati osservati fossili significativi. Sulla base del ritrovamento da parte di LOTTI (1886) a Cala del Telegrafo di rare ammoniti deformate, identificate dall'Autore come *Ariettes* sp., e in analogia con il Rosso Ammonitico della Toscana (FAZZUOLI *et alii*, 1985; FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1986), l'età presunta è Sinemuriano *p.p.*-Pleinsbachiano *p.p.*

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, con rari episodi di movimento in massa dei materiali, forse indicativi di attività tettonica sinsedimentaria.

1.6.6 - *Calcarea Selcifero di Limano (LIM)*

(Ge *pp.*, Calcari selciferi stratificati di colore grigio chiaro, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Li, Limano Cherty Limestones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affioramenti di questa formazione sono presenti al Monte Le Paffe e, con minore estensione, al Monte Belvedere - Monte Malpertuso e al Monte Bicocco. I caratteri tipici sono visibili lungo la costa di Punta delle Paffe.

La litologia dominante è costituita da strati di calcilutiti da biancastre a grigie e avana o rosate con alcuni noduli di selce grigia. La parte inferiore della sezione (che affiora lungo la strada ad ovest di Monte Le Paffe) è caratterizzata dalla presenza di molti strati spessi da 100 a 360 cm, mentre nella parte superiore prevalgono strati spessi 5-30 cm. Gli strati calcilutitici sono intersecati da abbondanti stiloliti, parallele alla stratificazione e da giunti di clivaggio, inclinati rispetto ad essa. I giunti di stratificazione consistono in stiloliti e in strati millimetrici marnosi e argillitici.

Sono presenti strati di calcareniti e calciruditi grigie spessi fino a 250 cm. Le calcareniti mostrano laminazioni orizzontali; le calciruditi, costituite da clasti calcilutitici da millimetrici a centimetrici e da matrice più marnosa, mostrano strutture gradate, laminazioni e deformazioni da *slump*. Questi caratteri sedimentologici indicano una deposizione per processi torbiditici e per *mass-flow*.

Le tessiture delle calcilutiti consistono in *mudstone*, talvolta bioturbati e in

wackestone bioclastici con radiolari e abbondanti granuli di quarzo siltoso. Sono presenti aree silicizzate e molti microcristalli di ossidi di Fe.

Lo spessore misurato è superiore a 36 m (spessore di una sezione parziale misurata lungo la costa di Punta delle Paffe).

Il passaggio ai sovrastanti Calcari e Marne a Posidonia è stratigrafico e transizionale: la frazione argillosa aumenta sia negli strati calcarei che in quelli marnosi, il colore diventa grigio e la selce scompare quasi completamente.

L'età presunta, in analogia con l'età della corrispondente formazione della Successione Toscana in terraferma (FAZZUOLI *et alii*, 1985; FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1986), è Pleinsbachiano *p.p.*-Toarciano *p.p.*,

L'ambiente di deposizione era pelagico, con frequenti episodi di risedimentazione.

1.6.7. - Calcari e Marne a Posidonia (POD)

(Gm, Argille marnose policrome, con in alto sporadici livelli di calcari selciferi, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; *mp*, Posidonia Marlstones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa formazione è presente da Punta delle Paffe fino a Fosso Recisso e affiora con buone esposizioni lungo la strada Riomarina - Cavo e lungo la costa a nordovest di Punta delle Paffe.

La formazione è costituita principalmente da strati spessi 5-20 cm di calcilutiti marnose o siltose grigio-chiare o avana, alternate a strati marnosi o argillitici grigi, di spessore centimetrico o decimetrico; localmente ci sono strati metrici. Le calcilutiti talvolta mostrano laminazioni fini parallele alla stratificazione; sono presenti anche strati decimetrici di calcareniti grigio scure finemente laminate con *filament* isoorientati.

Nella porzione superiore della sezione ci sono alcuni strati, spessi da 50 a 160 cm, di calciruditi clasto-sostenute; i clasti sono principalmente calcarei, da centimetrici a decimetrici, con contatti stilolitici; sono presenti anche alcuni clasti di selce; la matrice calcareo-marnosa è scarsa.

La tessitura delle calcilutiti consiste in *mudstone* con abbondanti clasti di quarzo siltoso; sono anche presenti cristalli autigeni di quarzo e di ossidi di Fe. La tessitura delle calcareniti consiste di *packstone/floatstone* bioclastici, con *filament* e crinoidi.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 40 m, ma il tetto non è visibile in affioramento in quanto in alto la formazione è tagliata dal Sovrascorrimento di La Parata ("b", in fig. 43).

Le microfacies con *filament* (FAZZUOLI *et alii*, 1985; FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1986) e la presenza di *Posidonomya bronni* (LOTTI, 1886; = *Posidonia alpina* GRAS), permettono di attribuire la formazione al Giurassico medio *p.p.* .

L'ambiente di deposizione era pelagico con abbondanti apporti di materiali

argillosi e da fenomeni di risedimentazione.

1.7. - “BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA L’UNITÀ TETTONICA MONTICIANO-ROCCASTRADA E LA FALDA TOSCANA”

1.7.1 - “*brecce di Rialbano*” (RBC)

(Calcere Cavernoso *Auctt.*; Td *p.p.*, Calcari più o meno dolomitici, cavernosi e a cellette, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; *cv*, “Calcere Cavernoso”, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Sono presenti in una fascia orientata nord-sud dal Fosso di Rialbano fino a Porto Azzurro, e in una stretta striscia alla Valdana, tra il mare e il Fosso Catenacci. Affioramenti tipici si trovano sul fondo della miniera a cielo aperto di Rialbano, e lungo il Fosso del Giove.

Queste breccie, che si interpongono tra la Falda Toscana e l’Unità Monticiano-Roccastrada (fig. 26), si presentano da clasto- a matrice-sostenute, massive o localmente vacuolari con scarso legante spatico microcristallino. I clasti sono di calcari più o meno dolomitici, talvolta saccaroidi, di colore variabile dal grigio scuro al grigio chiaro, biancastro o rosato (per la presenza di microcristalli di ossidi di Fe). I vacuoli, da millimetrici a centimetrici, hanno forma irregolare. In aree di limitata estensione la roccia si presenta intensamente fratturata, con i frammenti di dimensione fino a submillimetrica, fino ad apparire completamente polverizzata. Talvolta questa “polvere” dolomitica, fatta di piccoli cristalli, può riempire parzialmente i vacuoli. Presso il cimitero di Riomarina e lungo la Valle di Ortano queste breccie carbonatiche includono anche piccoli clasti di filladi che riteniamo provenienti dalla sottostante Unità tettonica Monticiano-Roccastrada. A Ortano, nella parte alta delle breccie sono presenti frammenti di marne e calcari marnosi debolmente metamorfici, probabilmente provenienti dalla sovrastante Unità Grässera. Inoltre, strutture sedimentarie di origine carsica, principalmente tasche con riempimenti di *silt* calcitici, sono frequenti.

Questi caratteri sono indicativi di un’origine tettonica delle breccie, originate dalla fratturazione meccanica di una formazione carbonatica rigida, identificabile con la sovrastante Formazione della Pania di Corfino. Questo processo di estrema fratturazione e di cataclasi può essere legato alla messa in posto della Falda Toscana sull’Unità Monticiano-Roccastrada. Successivamente queste cataclasi, assai più permeabili della sottostante unità tettonica e quindi sede di una importante falda acquifera, sono state sottoposte a processi carsici pervasivi, con dissoluzione di molti clasti e il riempimento (più o meno completo) delle cavità da parte di cristalli di calcite delle dimensioni del *silt* fino a sabbia fine, seguito da una cementazione finale da parte di calcite microcristallina.

Lo spessore massimo delle breccie è attorno ai 200 m nell’area della Valle di

Ortano.

Nella parte alta delle breccie appaiono cenni di stratificazione, che divengono sempre più sviluppati, mentre i vucooli e le fratture diminuiscono: la roccia sfuma in calcari dolomitici fratturati fino al contatto, solitamente tettonizzato, con i sovrastanti simili litotipi della Formazione della Pania di Corfino.

Non sono stati osservati fossili né nei clasti né nella matrice, ma si può ipotizzare un'età del Triassico superiore per la roccia carbonatica originaria, che presenta i caratteri della Formazione della Pania di Corfino. L'età della formazione è da ritenersi del Miocene. Successivamente è stata interessata da fenomeni carsici fino al Quaternario *p.p.*

1.8. - UNITÀ TETTONICA MONTICIANO-ROCCASTRADA (Dominio Toscano)

(Porzione inferiore del Complesso III, Cs + Tq, BARBERI *et alii*, 1967a e Cs + Tq, BARBERI *et alii*, 1969 a, 1969b; Unità di Rio Marina-Monte Calendozio, PERRIN, 1975; Unità di Massa, KELLER & PIALLI, 1990).

Questa unità tettonica epimetamorfica (figg. 27 e 43), esposta sia nell'Elba orientale (dall'area mineraria di Monte Calendozio - Monte Sassera fino a Terranera) che nell'Elba centrale (area di Monte Fabbrello - Norsì) è largamente rappresentata da metasedimenti silicoclastici carbonifero-triassici ("formazione di Rio Marina" di età permo-carbonifera e Gruppo del Verrucano di età triassica). Questi sedimenti ospitano le famose mineralizzazioni ad ematite prevalente nelle aree minerarie di Rio Marina e di Terranera (vedi capitolo X.1.1. sulle mineralizzazioni). Nell'area di Cavo (Capo Castello - Capo Scandellì e Isola dei Topi), di Capo Pero, e nell'Isola Palmaiola e presso l'area mineraria a nord-nordovest di Rio Marina (Valle del Giove), affiorano anche porzioni di successioni giurassico-oligoceniche ad affinità toscana, essenzialmente metacalcaree e metarenacee (dai "calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove" allo Pseudomacigno) che dovrebbero rappresentare le originarie coperture delle formazioni carbonifero-triassiche. Recentemente, BALESTRIERI *et alii* (2010) hanno definito un'età del picco metamorfico dell'Unità Monticiano-Roccastrada all'Isola d'Elba di circa 30 Ma sulla base delle tracce di fissione presenti entro gli zirconi detritici del Verrucano e dello Pseudomacigno.

Questa unità tettonica è separata dalla sottostante Unità tettonica Acquadolce da una faglia normale a basso angolo, la Faglia di Monte Fico ("e" in fig. 43). Il contatto è localmente segnato da cataclasi includenti scaglie tettoniche di serpentiniti e di "formazione di Rio Marina" (es. affioramento all'uscita dal centro abitato di Rio Marina sulla strada per Cavo).

1.8.1. - "formazione di Rio Marina" (RRN)

(Cs, BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; Scisti di Rio Marina, PERRIN, 1975; Formazione di Rio Marina, COCOZZA *et alii*, 1974; BAGNOLI *et alii*, 1979; RM, Rio Marina Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiora nell'Elba orientale nell'area di Rio Marina, lungo un tratto costiero immediatamente a nord di questa località (tra area mineraria di Vigneria e Malpasso), dall'area di Capo Pero (Punta del Fiammingo) fino alla Cala del Telegrafo, dall'area di Monte Fico fino a quella di Monte Arco e nell'area di Fosso Reale - Terranera. È presente anche nell'area Monte Fabbrello - Fosso Valdana e presso la spiaggia di Norsì. I migliori affioramenti si trovano lungo la costa a nord di Rio Marina (Vigneria - Malpasso).

È costituita da alternanze di filladi grigio scure e nerastre lucenti, di regola grafitose, e strati metasiltitici e metarenacei quarzosi di colore grigio (spesso con alterazioni giallo ocra o biancastre) generalmente di spessore centimetrico-decimetico.

Nelle metarenarie sono talvolta evidenti laminazioni piano-parallele o incrociate. Localmente sono presenti anche metaconglomerati con clasti subarrotondati/arrotondati, di taglia fino a decimetrica (max 15 cm), essenzialmente costituiti da quarzo bianco e grigio in matrice filladico-quarzosa. Queste ruditi possono costituire la base degli strati arenacei più potenti, o si presentano come singoli banchi a geometria lenticolare e ad aspetto massiccio o grossolanamente gradato.

Lo spessore massimo affiorante è attorno ai 250 m.

Il contatto con il soprastante Gruppo del Verrucano è netto e generalmente di natura stratigrafica (talora sottolineato da una superficie erosiva), anche se localmente risulta tettonizzato. Nel sottosuolo dell'area mineraria di Vigneria, tra questa formazione e le sottostanti "serpentiniti" dell'Unità Acquadolce (Subunità Santa Filomena) è presente un potente corpo lenticolare filladico-carbonatico

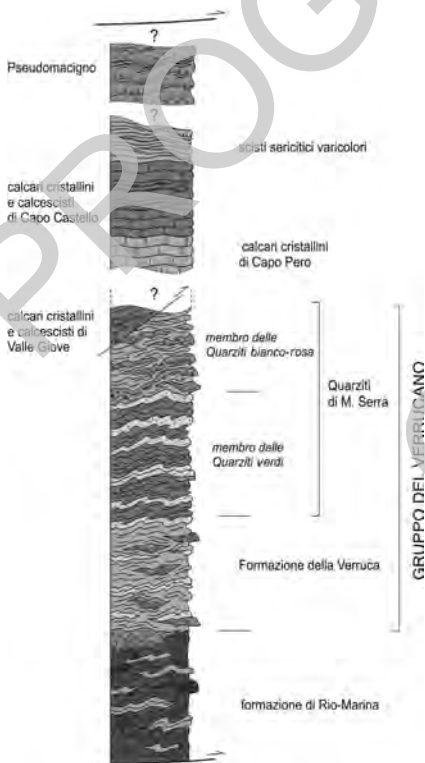


Fig. 27 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Monticiano-Roccastrada.

(Calcari di Vigneria di GILLIERON, 1959), non fossilifero, che da noi è stato interpretato come una scaglia tettonica di terreni mesozoici toscani correlabili con i “calcari di Valle Giove” (vedi oltre).

Nella formazione sono stati rinvenuti molti fossili marini (pelecipodi, brachiopodi, crinoidi, echinidi, fusulinidi) e resti vegetali (DE STEFANI, 1894, 1914; BODECHTEL, 1964a; KAHLER and KAHLER, 1969; VAI in COCOZZA *et alii*, 1974; VAI, 1978) che testimoniano un intervallo temporale compreso tra il tardo Carbonifero (limite Westfaliano/Stefaniano) e il Permiano inferiore (Autuniano). Non è stato possibile confermare la presenza anche di fossili del Paleozoico inferiore, o siluriani, segnalati da MENEGHINI in LOTTI (1910) nelle metapeliti grafitose di Vigneria (*Orthoceras* sp., *Cariola* cfr. *bohemica*, *Actinocrinus* sp.) e del Monte Arco (*Monograptus* sp.). L'età attribuita alla formazione è quindi Westfaliano/Stefaniano-Autuniano.

L'ambiente di deposizione è da litorale a neritico.

1.8.2. - GRUPPO DEL VERRUCANO

(Tq, BARBERI *et alii*, 1967a; Tv, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Vr, PERRIN, 1975; Verrucano Group, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa successione metasilicoclastica è correlabile con la sequenza tipo del Verrucano definita da RAU & TONGIORGI (1974) sui Monti Pisani. Anche all'Isola d'Elba sono state distinte le due formazioni dell'area tipo: la “formazione della Verruca” e le sovrastanti Quarziti di Monte Serra.

I migliori affioramenti si trovano a nord di Rio Marina.

Sui vari termini del Gruppo del Verrucano riposano in discordanza tettonica le “breccie di Rialbano”.

1.8.2.1. - Formazione della Verruca (VEU)

(Ve, Verruca Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Nell'Elba orientale è esposta nell'area di Fosso Reale - Terranera, sul Monte Arco e lungo l'allineamento Rio Ortano - Monte Fico - area mineraria di Rio Marina - Torre del Giove - Monte Calendozio - Cala del Telegrafo. Inoltre affiora tra il Monte Fabbrello e la spiaggia di Norsì. Le migliori esposizioni sono quelle delle aree a nord di Rio Marina (area mineraria di Valle Giove), del versante meridionale del Monte Sassera, sulla strada tra Rio Marina e Cavo presso l'area mineraria di Monte Calendozio e della Punta di Rialbano.

È formata da un'alternanza di litologie silicoclastiche organizzate di regola in cicli di spessore da metrico a decametrico, caratterizzati da diminuzione di spessore e grossolanità degli strati verso l'alto (cicli tipo “fining-“ e “thinning-upwards”).

Si possono distinguere le seguenti principali litologie:

a- metaconglomerati quarzosi (“Anageniti” *Auctt.*) grigio-chiari e rosati con clasti di quarzo bianco e rosa di dimensioni fino a 6 cm. Gli strati metaconglomeratici hanno uno spessore da decimetrico a metrico (fino oltre i 5 m), un aspetto massivo o grossolanamente stratificato, e talora presentano geometria lenticolare alla scala dell’affioramento e superfici di base erosive. Localmente appaiono grossolanamente gradati e caratterizzati da laminazioni incrociate nella parte superiore degli strati quarziticci grossolani.

- quarziti a grana media e grossolana, di regola poco selezionate (talora includono anche piccoli ciottoli dispersi), di colore grigio-rosato e subordinatamente verdastro, potenti da pochi centimetri a circa 3 m.

- filladi e metasiltiti rosse e violacee, localmente verdastre e grigie, presenti sia come intercalazioni da millimetriche a centimetriche tra litotipi precedentemente descritti sia come orizzonti pelitici di spessore fino a 5 m.

Lo spessore massimo di questa formazione è attorno ai 140 m.

Il passaggio al sovrastante “membro delle quarziti verdi” delle Quarziti di Monte Serra è stratigrafico ed avviene attraverso un’alternanza di spessore metrico caratterizzata da strati quarzítico-filladici varicolori, spesso caratterizzati da laminazioni da piano-parallele ad incrociate.

I litotipi descritti sono simili a quelli osservati negli “Scisti violetti” e nelle “Anageniti minute” della Formazione della Verruca del Monte Pisano (cfr. RAU & TONGIORGI, 1974) di età Ladinico superiore-Carnico?

L’ambiente di deposizione è fluviatile con canali a media-alta sinuosità, con associate piane di esondazione.

18.2.2. - *Quarziti di Monte Serra (QMS)* (*Ve*, Verruca Fm., BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa formazione è presente solo dalla Miniera di Valle Giove (a nord di Rio Marina) a quella di Monte Sassera - Monte Calendozio. Le migliori esposizioni sono sul fianco meridionale del Monte Sassera.

Può essere suddivisa dal basso verso l’alto in due membri:

membro delle quarziti verdi (QMS₁)

(*se*, Green Quartzites Member, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Una buona sezione di questo membro è presente la strada mineraria tra Le Conche e la Miniera di Pistello, sul fianco meridionale del Monte Sassera.

È rappresentato da quarziti grigio chiaro e verdastre, a grana da fine a media, spesso caratterizzate da buona selezione granulometrica. Questo litotipo risulta ben stratificato (strati di spessore da 30 cm a circa 2 m), con geometrie da

piano-parallele a cuneiformi. All'interno dei singoli strati sono spesso presenti laminazioni piano-parallele, incrociate piane a basso angolo e concave, più raramente bisensoriali alla scala metrica. Sono presenti intercalazioni da millimetriche a decimetriche di filladi verdastre e, nella parte inferiore del membro, anche strati di metaconglomerati quarzosi grigio-verdi. Questa associazione litologica è correlabile con quella dell'omonimo membro della successione tipo dei Monti Pisani (vedi RAU & TONGIORGI, 1974). Nella parte media e superiore di questo membro possono essere localmente presenti orizzonti metrici costituiti da straterelli di quarziti fini laminate, a geometria lenticolare o ondulata, con frequenti *ripple* simmetrici ed asimmetrici, e filladi verdastre. Quest'ultima associazione litologica risulta analoga al "membro degli scisti verdi" presente all'interno delle Quarziti del Monte Serra sui Monti Pisani (vedi RAU & TONGIORGI, 1974).

La transizione al sovrastante "membro delle quarziti bianco-rosa" è graduale per alternanza di litologie.

Lo spessore di questo membro è di circa 150 m nell'area del Monte Sasserà.

Nonostante l'assenza di reperti paleontologici, la posizione stratigrafica e la somiglianza litologica con i corrispondenti metasedimenti fossiliferi dei Monti Pisani, permetterebbe una loro possibile collocazione nel Carnico *p.p.*

Dal punto di vista paleo-ambientale questi metasedimenti possono essere riferiti ad un'area costiera essenzialmente sabbiosa, influenzata dalle maree e dal trasporto litoraneo di apporti silicoclastici legati ad un vicino apparato deltizio.

membro delle quarziti bianco-rosa (QMS₂)

(Se. White-pink Quatzites Member, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

È presente solo nell'area di Torre del Giove e di Monte Sasserà - Monte Calendozio, dove è conservata la parte più alta della successione del Gruppo del Verrucano legato all'Unità tettonica Monticano-Roccastrada.

Questo membro è costituito da una successione di strati e banchi di spessore generalmente metrico di metaconglomerati quarzosi (con clasti fino a 5 cm) di colore grigio e grigio-rosato, spesso grossolanamente o discretamente gradati e con stratificazione lenticolare "a festoni", contatti di base vistosamente erosivi e amalgamazioni. Sono comuni anche strati a base conglomeratica che sfumano in alto a quarziti rosate a grana grossolana e media, talora ciottolose. Localmente possono essere presenti discontinue intercalazioni millimetriche-centimetriche di filladi violacee e verdastre.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 100 m.

Anche in questo caso, dalla correlazione con la sezione tipica dei Monti Pisani, è ipotizzabile un'età Carnico *p.p.*

Questi metasedimenti potrebbero essere riferibili ad un ambiente alluvionale di piana costiera con canali a bassa sinuosità o alla parte subaerea canalizzata di

un apparato deltzio.

1.8.3. - “*calcari cristallini di Capo Pero*” (CIE)
(*Pe*, Capo Pero Limestones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiorano solo nell’area di Capo Pero, in contatto per faglia (cataclasite di Capo Pero) con gli “scisti sericitici”. Sono costituiti da strati da centimetrici a metrici di calcari finemente ricristallizzati di colore verdastro e grigio-verdastro, talora includenti lenti centimetriche di selci grigio-brune. Tra gli strati carbonatici sono di regola presenti intercalazioni filladiche e calcescistose di colore verdastro e subordinatamente rossastro.

Lo spessore massimo affiorante è di almeno 30 m.

L’età è imprecisata per la mancanza di fossili ma, per certe loro analogie litologiche con i Calcari e Marne a Posidonia metamorfiche del Nucleo Apuano, potrebbe essere Giurassico medio *p.p.*

Ambiente marino pelagico.

Le formazioni più recenti della successione toscana metamorfica, probabilmente in originaria continuità stratigrafica con i “calcari cristallini di Capo Pero” (anche se attualmente, per motivi tettonici, non sono esposti i termini di passaggio), sono esposte nell’area di Capo Castello, a nord di Cavo (PANDELI *et alii*, 1995) (fig. 28a, b).

1.8.4. - “*calcari cristallini e calcescisti di Capo Castello*” (CPT)
(*Cs*, Capo Castello Calcschists, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiorano solo nell’area di Capo Castello, al nucleo di una sinforme anticlinale.

La porzione basale è costituita da un’alternanza centimetrico-decimetrica di calcari cristallini e cipollini di colore biancastro-avana chiaro, talora con liste o noduli microquarzitici (selce) ed intercalazioni millimetrico-centimetriche di calcescisti e filladi spesso calcaree, varicolori (avana, verdastre e rossastro-violacee). Verso l’alto i calcescisti, di colore giallastro-avana, verdastro e violaceo, divengono prevalenti e passano infine bruscamente, con l’interposizione di un orizzonte di alcuni metri di cipollini, a metacalcari selciferi ben stratificati (potenza degli strati massimo 20 cm) di colore grigio scuro-nero al taglio fresco e grigio chiari per alterazione. Le selci sono di colore grigio chiaro.

È ipotizzabile una correlazione della porzione inferiore, essenzialmente metacalcarea-calcescistosa selciferi, con con i Calcari e Marne a Posidonia *p.p.* e/o i “calcari ad Aptici” e di quella superiore, metacalcarea selciferi, con la Maiolica.

Lo spessore complessivo della formazione è di almeno 80 m.

Il contatto con i sovrastanti "scisti sericitici" è netto.

Nella parte inferiore, sono stati riconosciuti radiolari calcitizzati, presenti anche nella parte superiore metacalcarea selcifera in associazione con probabili rare calpionellidi. Anche se i reperti fossili non permettono una sicura attribuzione stratigrafica, tenendo conto anche delle caratteristiche litologiche, questa formazione può essere collocata tra il Giurassico medio *p.p.*? e il Cretacico inferiore *p.p.*

L'ambiente di deposizione è marino pelagico.

1.8.5. - "*calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove*" (LGI) (VG, Valle Giove Limestones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa formazione costituisce alcune scaglie tettoniche intercalate nel Gruppo del Verrucano dell'area mineraria di Rio Marina (cantieri di Valle Giove e dei Falcacci) dove ha i suoi unici affioramenti.

La formazione è costituita da strati da centimetrici fino a circa 1 m di spessore di metacalcilutiti e metacalcareniti grigie, rosa e verdastre alternati a calcescisti e filladi grigie e verdi. Localmente sono presenti livelli di breccie ad elementi calcareo-dolomitici di taglia centimetrica (max 20 cm) in matrice calcescistosa verdastra. La porzione superiore della formazione è costituita da filladi più o meno carbonatiche e calcescisti di colore verde e rosso fegato.

Lo spessore massimo affiorante di questa formazione è circa 75 m.

La mancanza di fossili ed i rapporti tettonici con il Gruppo del Verrucano circostante ne rendono problematica l'attribuzione stratigrafica. DESCHAMPS (1980) e DESCHAMPS *et alii* (1983) interpretano questi terreni come un'intercalazione stratigrafica all'interno dei metasedimenti triassici. Non possono però essere escluse correlazioni con i termini mesozoici-terziari litologicamente corrispondenti della successione toscana metamorfica di Capo Castello (es. gli "scisti sericitici"). La loro età è pertanto incerta, ma propendiamo per il Cretacico inferiore?-Oligocene *p.p.*?

L'ambiente di deposizione è marino pelagico.

Nel sottosuolo dell'area mineraria di Rio Marina e Vigneria, tra la "formazione di Rio Marina" e le sottostanti "serpentiniti", è intercalato tettonicamente un corpo lenticolare, potente fino a circa 100 m, denominato "Calcari di Vigneria" da GILLIERON (1959) e costituito da "calcari compatti grigi, talvolta rosei, alternati con scisti calcarei o talcosi, grigio-verdi". Questa formazione non fossilifera e mai affiorante, tentativamente collocata nel Siluriano-Devoniano da PANDELI & PUXEDDU (1990) sulla base dei reperti fossiliferi ritrovati nell'area di Vigneria da MENEGHINI (in LOTTI, 1910), è stata da noi correlata, per le analogie litologiche, con i "calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove".

1.8.6. - “scisti sericitici” (SSR)

(sv, Varicoloured Sericitic Schists, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiorano lungo il promontorio di Capo Castello fino alla spiaggia di Cavo (Capo Scandelli), nella parte occidentale dell’Isola dei Topi, e lungo la costa a sud di Capo Pero.

La porzione inferiore di questa formazione è costituita da filladi viola-rossastre e verdastre con intercalazioni di calcescisti e metacalcari varicolori, talora selciferi e/o silicei, e di metacalcareniti e metacalcilutiti grigie, talora con strutture torbiditiche. A Capo Scandelli queste ultime litologie con sottili intercalazioni filladiche-calcescistose varicolori formano corpi potenti fino ad oltre 3 m. Con un brusco contatto queste associazioni litologiche passano a quelle della parte superiore, costituita da filladi verdi, grigie o nerastre con intercalazioni di spessore decimetrico di metacalcari. Questi ultimi sono di regola metacalcilutiti e metacalcareniti gradate, a grana da medio-grossolana a fine, con sequenze Bouma tipo T_{b-e} e T_{c-e} . L’intervallo sommitale pelitico è costituito da marnoscisti grigio scuri. Più raramente sono presenti anche metasiltiti calcaree.

Lo spessore varia tra i 15 ed i 50 m.

Localmente la transizione al soprastante Pseudomacigno è

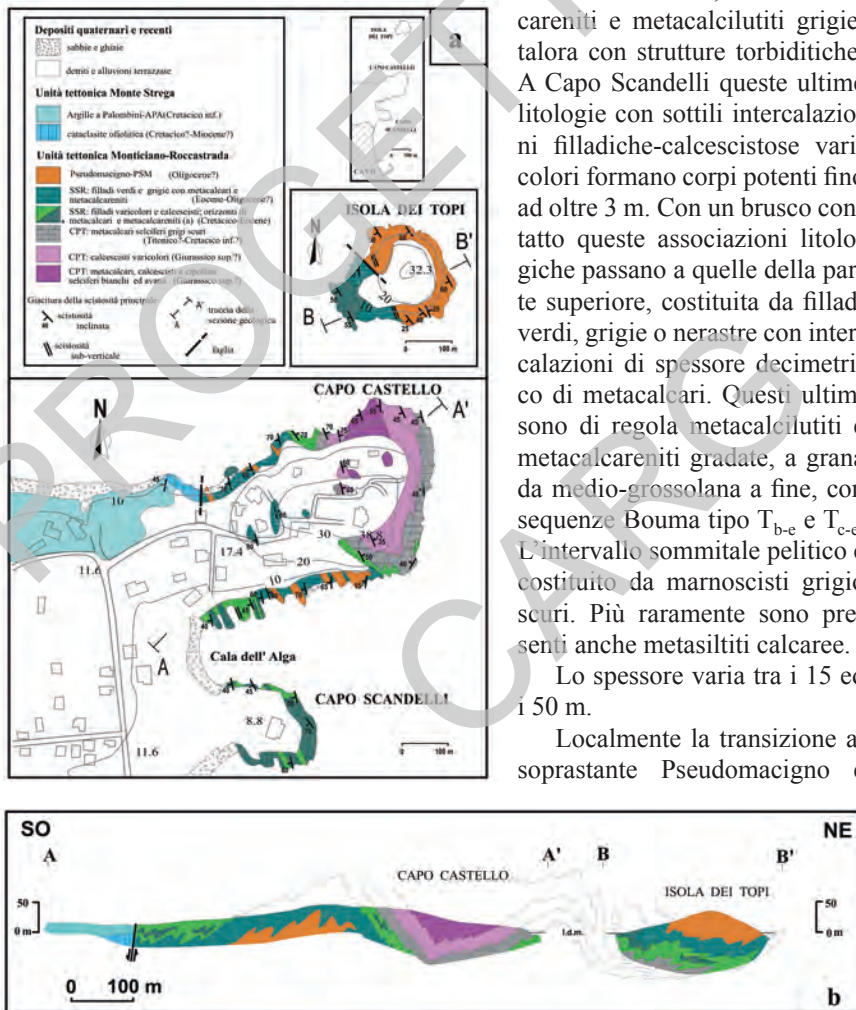


Fig. 28 - a- Carta geologica di dettaglio di Capo Castello; b- Sezioni geologiche.

graduale, attraverso un orizzonte metrico di filladi varicolori, metasiltiti e rare metarenarie calcaree.

I livelli calcescistosi e metacalcarei contengono abbondanti microfossili (globigerinidi, globorotalidi, orbitoidi, alveoline, piccole nummuliti, resti di echinidi e di briozoi) riferibili all'intervallo Cretacico superiore sommitale-Eocene (vedi PANDELI *et alii*, 1995). Non si può escludere una età della base cretatica inferiore e del tetto oligocenica, come è documentato per la Scaglia Toscana (es. Foglio La Spezia, ABBATE *et alii*, 2005). L'età attribuibile alla formazione è quindi Cretacico inferiore *p.p.*-Oligocene *p.p.*?

L'ambiente è marino pelagico nel quale si intercalavano torbiditi calcaree.

1.8.7. - *Pseudomacigno* (PSM)

(*ps*, "Pseudomacigno", BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiora lungo le coste del promontorio di Capo Castello, dell'Isola dei Topi e dell'Isola di Palmiolo; le migliori esposizioni sono quelle dell'Isola di Palmiolo e della parte orientale dell'Isola dei Topi.

È costituito prevalentemente da un'alternanza di strati da 50 cm fino a poco più di 2 m di metagrovacche torbiditiche quarzoso-feldspatico-micacee gradate, di colore grigio, a grana generalmente da media a medio-grossolana e talora con base microconglomeratica, alle quali si intercalano filladi e filladi calcaree grigie, nerastre e più raramente verdastre e marnoscisti laminati grigio scuri-nerastri di spessore centimetrico. Localmente all'interno degli strati arenacei sono riconoscibili sequenze di Bouma T_a, T_{a/c-e} and T_{a/d-e}. La base degli strati più potenti e grossolani è di solito erosiva. Sono anche presenti livelli decimetrici (spessore massimo 20 cm) di metasiltiti e metarenarie fini grigie e grigio scure con sequenze Bouma T_{b-e}, T_{c-e} e talora anche T_{d-e}.

Questa formazione era stata attribuita al Carbonifero da BARBERI *et alii* (1967b) e al Macigno della Falda Toscana da CENTAMORE in KELLER & PIALLI (1990).

Lo spessore massimo affiorante è attorno ai 60 m.

Nelle metarenarie PANDELI *et alii* (1995) hanno riconosciuto rari bioclasti con microforaminiferi planctonici e macroforaminiferi quali *Discocyclina* sp. e *Lepidocyclina* sp., che permettono di attribuire questa formazione all'Oligocene *p.p.*

L'ambiente di deposizione è pelagico torbiditico di avanfossa.

1.9. - UNITÀ TETTONICA ACQUADOLCE (Dominio Ligure)

(porzione superiore del Complesso II: c, cp, f ed Σ, BARBERI *et alii*, 1967 a; G, Gf ed Σ, BARBERI *et alii*, 1969 a, 1969b; parte superiore dell'Unità di Ortano + Unità degli Scisti e Cipollini, PERRIN, 1975; Unità del Marmo di Ortano + Unità degli Scisti Carbonatici di Punta dell'Acquadolce + Unità della Serpentinite di Rio Marina, DURANTI *et alii*, 1992); Acquadolce Unit, BORTOLOTTI *et alii.*, 2001a.

Questa Unità tettonica metamorfica è stata suddivisa in due subunità (figg. 29 e 43): quella superiore (Subunità Santa Filomena) è costituita da metaserpentiniti, quella inferiore (Subunità Valdana) è rappresentata da una successione metasedimentaria con marmi, filladi e calcescisti. Le due subunità sono separate da una superficie di sovrascorrimento secondario.

La suddivisione delle due subunità, presente in queste note e nello schema tettonico non è riportata nella legenda della carta, come già visto per le subunità dell'Unità Monte Strega.

L'Unità Acquadolce (escludendo le serpentiniti di tetto) è stata tradizionalmente interpretata, assieme alla sottostante Unità Ortano, come una successione metamorfica paleozoico-mesozoica-(?terziaria) toscana tipo la successione delle Alpi Apuane (BARBERI *et alii*, 1969b; PERRIN, 1975; BOCCALETTI *et alii*, 1977; KELLER & PIALLI, 1990). In particolare, la formazione era stata interpretata come Calcari e Marne a Posidonia del Giurassico medio (BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b); Scisti Sericitici cretacico-eocenici della successione metamorfica apuana (PERRIN, 1975; BOCCALETTI *et alii*, 1977), non escludendo la presenza anche dello Pseudomacigno oligocenico (KELLER & PIALLI, 1990); la parte marmorea come marmi heptangiani con i soprastanti metasedimenti carbonatici pelagici del Giurassico inferiore-medio del nucleo metamorfico apuano (KELLER & PIALLI, 1990); il solo corpo di marmo con i depositi carbonatici mesozoici della successione toscana metamorfica DURANTI *et alii* (1992)

Le caratteristiche litologiche e il rinvenimento di associazioni fossilifere a radiolari, calpionellidi e microforaminiferi, rinvenuti in un livello di calcescisti nei pressi di Punta dell'Acquadolce ha permesso a DURANTI *et alii* (1992) e PERTUSATI *et alii*, (1993), di attribuire la formazione (escluso il marmo) alla parte alta del Cretacico inferiore, e correlarla con le Argille a Palombini liguri, ricristallizzate a causa delle intrusioni magmatiche terziarie. CORTI *et alii* (1996) e BORTOLOTTI *et alii* (2001a) hanno ipotizzato che il marmo debba essere correlato con i Calcari a Calpionelle di età Cretacico inferiore delle successioni Liguri.

Questa unità è separata dalla sottostante Unità Ortano dal Sovrascorrimento di Valdana ("d" in fig. 43) sottolineato da una cataclasite ("brecce di Ortano", vedi oltre).

1.9.1. - SUBUNITÀ TETTONICA SANTA FILOMENA

1.9.1.1. - "serpentiniti" (SRN)

(Σ, BARBERI *et alii*, 1967b, 1969a, 1969b; serpentinite intercalata, PERRIN, 1975; Unità della Serpentinite di Rio Marina, DURANTI *et alii*, 1992; σ₁, serpentinites, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Queste rocce sono esposte in continuità lungo un allineamento circa NS tra

Rio Marina fino alla zona a sud di Monte Arco; affioramenti minori sono presenti nell'area del Fosso Reale - Terranera e del Fosso Valdana fino quasi alla spiaggia di Norsi. Gli affioramenti migliori sono i fronti delle cave su ambedue i versanti del Monte Fico e della Valle d'Ortano.

Si tratta di peridotiti di mantello ad aspetto massiccio o localmente foliato, prevalentemente di composizione lherzolitico-harzburgitica a spinello, intensamente serpentinite (BORTOLOTTI *et alii*, 1994a; TARTAROTTI & VAGELLI, 1994). Queste rocce, di colore verdastro di varia tonalità, sono caratterizzate da una tessitura porfiroclastica a grana da fine a media e da un evidente *fabric* tettonico. In particolare, all'interno della massa serpentinitica, a struttura cellulare o a setaccio, sono riconoscibili porfiroclasti di clinopirosseno con essoluzioni di ortopirosseno, circondati da neoblasti di clinopirosseni. Sono presenti anche porfiroclasti di ortopirosseno di taglia centimetrica, generalmente sostituiti da bastite. Vi sono inoltre state spesso osservate isorientazioni degli pseudomorfi bastitici e dei grani di spinello. MELLINI & VITI (1994) descrivono una tessitura retrograda di serpentinite nella parte nord degli affioramenti, mentre la parte sud ha subito gli effetti del metamorfismo termico.

Dai caratteri sopra riportati è evidente che la roccia peridotitica ha subito deformazioni duttili in condizioni astenosferiche che hanno prodotto la foliazione di alta temperatura. Sono inoltre riconoscibili deformazioni più recenti che hanno

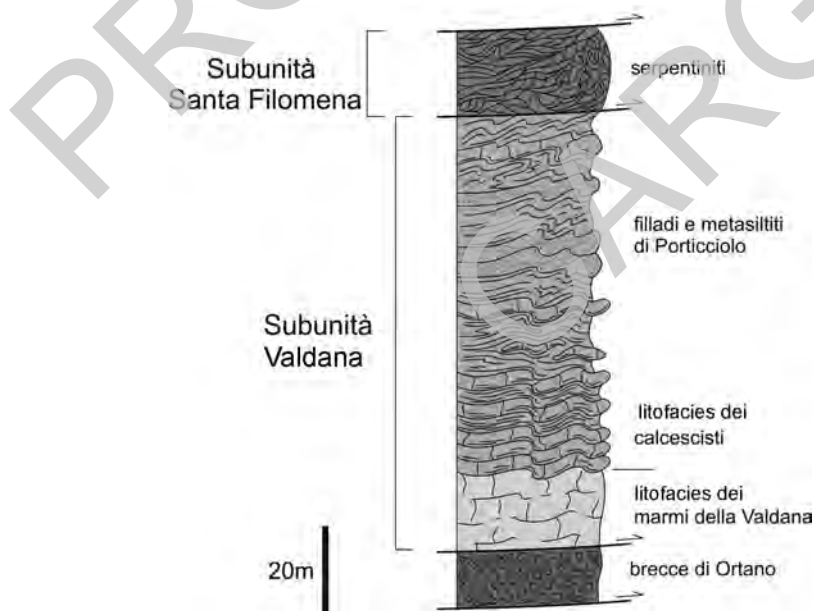


Fig. 29 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Acquadolce.

prodotto fasce di taglio e il *kinking* dei porfiroclasti di pirosseno, apparentemente non accompagnate da ricristallizzazione.

Lo spessore massimo delle “serpentiniti” è di circa 200 m al Monte Fico.

L'età del protolito, come già detto per le “serpentiniti” dell'Unità tettonica Monte Strega, è indefinibile, probabilmente proterozoico. La serpentinnizzazione primaria, avvenuta durante l'esumazione è del Giurassico medio *p.p.*?

1.9.2 - SUBUNITÀ TETTONICA VALDANA

1.9.2.1. - “filladi e metasiltiti di Porticciolo” (FMI)

(f, BARBERI *et alii*, 1967a; Gf, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Unità degli Scisti e Cipollini, PERRIN, 1975; Unità degli Scisti Carbonatici di Punta dell'Acquadolce, DURANTI *et alii*, 1992; fm, Phyllites and metasiltstones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa formazione affiora tra l'area di Punta delle Cannelle - Terranera e Rio Marnina e lungo la costa a nord-ovest di Spiaggia del Lido. È particolarmente ben esposta lungo i tagli stradali all'ingresso del Residence di Capo d'Arco, nella Valle di Ortano e a sud di Rio Marina (Santa Filomena) fino a il Porticciolo.

La facies tipica è composta soprattutto da filladi, filladi quarzose e metasiltiti grigie, grigio scure e grigio-verdastre, con locali livelli grafitosi ed intercalazioni, generalmente di spessore centimetrico-decimetrico, di metaarenarie quarzose e metagrovacche feldspatiche. Localmente questi ultimi litotipi possono diventare prevalenti e di spessore metrico; in particolare poco più a sud di Punta dell'Acquadolce costituiscono un peculiare corpo spesso fino ad alcune decine di metri.

Inoltre, lungo la costa a nord e poco più a monte di Porticciolo, è presente una particolare associazione litologica che è stata cartografata da BABBINI *et alii* (2001) come “fc”, ma non riportata in carta: costituisce un corpo potente fino ad oltre 30 m ed è costituita da filladi e filladi calcarifere grigio-scure o nerastre con intercalazioni spesse fino ad oltre 50 cm di marmi grigi, calcescisti grigio-verdastri e quarziti.

All'interno di questa formazione sono state distinte due litofacies:

“litofacies dei calcescisti” (FMI_a)

Si tratta di marmi e calcescisti, in singoli strati e banchi lenticolari di colore grigiastro e di spessore variabile da pochi centimetri fino ad oltre 10 m che sono stati distinti in carta, ove cartografabili. Questa litofacies affiora più frequentemente tra la Valle di Ortano e Rio Marina.

Inoltre il rapido passaggio per alternanza di litologie tra questa e la sottostante “litofacies dei marmi della Valdana”, presente alla base dell'unità (vedi oltre), è sottolineato negli affioramenti del Residence di Capo d'Arco, della Valle di

Ortano e del Fosso Valdana, da un particolare corpo, potente da poco più di 1 m fino a circa 100 m. Questo è costituito da calcescisti e cipollini a stratificazione decimetrica (max 50 cm) e di colore grigio, biancastro e grigio-verdastro. Gli strati di calcescisti sono al loro interno costituiti da una fitta alternanza di livelli millimetrici o centimetrici di marmi a grana molto fine e filladi grigie, localmente grafitose. Nell'affioramento della Valle di Ortano sono presenti anche locali livelli con noduli e liste microquartzitiche, probabilmente derivanti dalla ricristallizzazione di originarie selci.

“litofacies dei marmi della Valdana” (FMI_b)

(c + cp, BARBERI *et alii*, 1967a; G, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; parte superiore dell'Unità di Ortano, PERRIN, 1975; Unità del Marmo di Ortano, DURANTI *et alii*, 1992; mV, Valdana Marbles, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiora nell'Elba orientale tra il Residence di Capo d'Arco e l'area mineraria a nord della Valle di Ortano, e tra l'area del Fosso Valdana e la costa a nord-ovest della Spiaggia del Lido; le migliori esposizioni sono nelle cave del Residence di Capo Arco e di Ortano, e del Fosso Valdana.

Questa litofacies è presente alla base delle “filladi e metasiltiti di Porticciolo” ed è costituita da marmi saccaroidi a grana media e grossolana, massicci o grossolanamente stratificati e di colore generalmente da grigio chiaro a biancastro, ma talora con aree e bande giallo-brune ed orizzonti dolomitici, specie nella parte alta della litofacies. Localmente (ad es. nell'affioramento a nord-ovest della Spiaggia del Lido) possono essere presenti intercalazioni millimetriche di filladi o calcescisti.

Lo spessore della litofacies è variabile, ma di solito è tra i 10 e 20 m. Localmente può mancare, verosimilmente per causa di laminazioni tettoniche.

Nell'area del Residence di Capo d'Arco, lungo i versanti orientale e meridionale di Monte Arco, all'interno delle “filladi e metasiltiti di Porticciolo” sono presenti alcune intrusioni filoniane (“filoni di Casa Carpini”) a composizione quarzo-dioritica (vedi capitolo V.3.11.1).

Estesi fenomeni metasomatici connessi alle intrusioni mioceniche hanno prodotto la locale trasformazione dei litotipi carbonatici in corpi di *skarn* a silicati (wollastonite + pirosseni o hedembergite + ilvaite) e minerali metallici (pirrotina, magnetite). Nell'Elba orientale sono noti quelli legati alle intercalazioni marmo-ree-calcescistose delle “filladi e metasiltiti di Porticciolo” (*skarn* di Punta delle Cannelle e quello ben più famoso di Torre di Rio) o alla “litofacies dei marmi della Valdana” nell'area mineraria tra la Valle di Ortano e il Porticciolo (vedi capitolo V.4).

Lo spessore massimo apparente della formazione è di almeno 300 m (tetto non

esposto per la sovrapposizione tettonica delle Serpentiniti di Monte Fico.

Le associazioni fossilifere a radiolari, calpionellidi e micro foraminiferi (DURANTI *et alii*, 1992), indica la sicura presenza nella formazione della parte alta del Cretacico inferiore. Non è esclusa che la parte filladico-metasiltitica possa essere attribuita al Cretacico superiore/Terziario inferiore, e la parte marmorea al Cretacico inferiore.

L'età della formazione può quindi essere considerata Cretacico inferiore?-Paleocene inferiore.

1.10. - "BRECCE TETTONICHE INTERPOSTE TRA LE UNITÀ TETTONICHE ACQUADOLCE ED ORTANO"

1.10.1. - "*brecce di Ortano*" (OTN)

(T1, Formazione evaporitica - BARBERI *et alii*, 1967b; Tc, Dolomie e Calcari dolomitici gialli termometamorfici talvolta a cellette - BARBERI *et alii*, 1969b; c₂, Valdana cataclasite, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

Questo livello cataclastico (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a) sottolinea il contatto tettonico tra l'Unità Acquadolce e la sottostante Unità Ortano (fig. 29), forma un orizzonte più o meno continuo nell'Elba orientale (tra il Residence di Capo d'Arco e l'area a monte di Capo Ortano), ed è presente anche lungo la costa del Golfo Stella a NO della Spiaggia del Lido (presso la Località Casa Rubini). Gli affioramenti migliori sono quelli sui due versanti della valle di Ortano e sulla costa del Golfo Stella.

Questa cataclasite ha uno spessore fino a circa 15 m ed è costituita da una breccia ricristallizzata bruno-giallastra o grigiasta, di regola vacuolare, ad elementi essenzialmente marmorei (derivanti dalla sovrastante "facies dei marmi della Valdana") di taglia fino ad oltre 50 cm e, nella parte bassa, anche filladico-quarzitici (derivanti dalle "filladi e quarziti di Rio Ortano"). I clasti sono legati da sparite eterometrica (a grana da medio-fine a medio-grossolana). A luoghi questa cataclasite può presentare anche una grossolana pseudostratificazione o divenire foliata (es. presso la Cava all'ingresso del Residence di Capo d'Arco e nella cassetta a SO di Casa Rubini, lungo la costa del Golfo Stella). Localmente (a nord di Ortano) essa è trasformata in uno *skarn* a hedenbergite + ilvaite, con locali mineralizzazioni a pirite, pirrotina e calcopirite, verosimilmente connesso alla intrusione del Mozogranito di Porto Azzurro (5.9 Ma). Pertanto l'età della cataclasite, precedente all'intrusione, è Messiniano?

1.11. - UNITÀ TETTONICA ORTANO (Dominio Toscano)
 (porzione inferiore, go, del Complesso II, BARBERI *et alii*, 1969 a, 1969b; Unità di Ortano *p.p.*, PERRIN, 1975; Ortano Unit, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa unità tettonica (fig. 30) include formazioni metavulcaniche (“porfiroidi”) e metasedimentarie quarzítico-filladiche non fossilifere (gli “scisti di Capo d’Arco” e le “filladi e quarziti di Rio Ortano”) correlabili, per analogie litologiche, petrografiche e stratigrafiche, con le formazioni di età ordoviciane affioranti nella Sardegna centrale e nella Toscana continentale, ad esempio, Porfiroidi e Scisti porfirici, e Quarziti e filladi superiori del nucleo metamorfico delle Alpi Apuane (PANDELI & PUXEDDU, 1990; DURANTI *et alii*, 1992; PANDELI *et alii*, 1994).

L’Unità Ortano è esposta in continuità lungo una fascia ad andamento meridiano lungo la costa dell’Elba orientale tra il Residence di Capo d’Arco e l’area ad est di il Porticciolo (incluso l’Isolotto di Ortano), e nell’area tra il Fosso Valdana e la Spiaggia del Lido (fig. 43).

Gli “scisti di Capo d’Arco” sono geometricamente alla base della successione affiorante nelle due aree. Inoltre, nonostante il più elevato grado di metamorfismo termico, queste rocce mostrano forti analogie litologico-petrografiche e geochemiche con le “filladi e quarziti di Rio Ortano” presenti al tetto geometrico della successione (vedi PUXEDDU *et alii*, 1984 e PANDELI & PUXEDDU, 1990). Pertanto è verosimile che gli “scisti di Capo d’Arco” e le “filladi e quarziti di Rio Ortano”

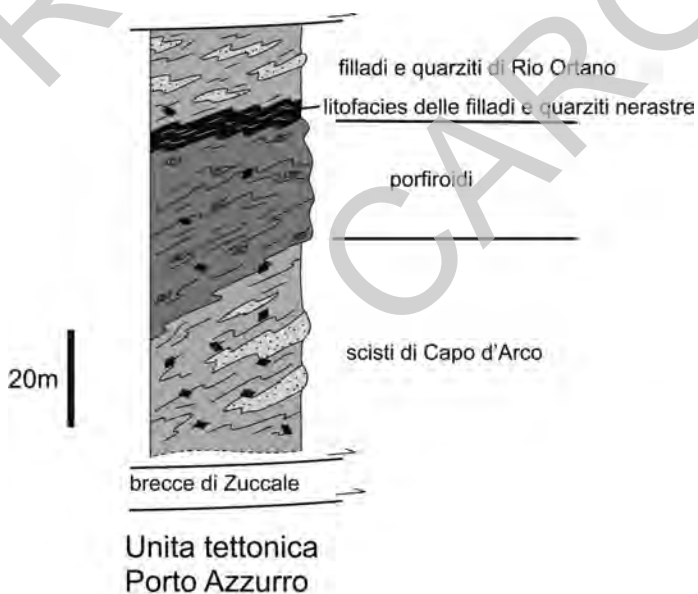


Fig. 30 - Colonna stratigrafica dell’Unità tettonica Ortano.

possano rappresentare un unico orizzonte stratigrafico sui fianchi di una megapiega anticlinale vergente ad oriente, con a nucleo i “porfiroidi” che costituirebbero, in questo caso, come qui proposto, la formazione stratigraficamente più antica di questa unità tettonica.

Questa Unità tettonica è separata dalla sottostante Unità Porto Azzurro dal Sovrascorrimento di Mar di Carpisi (“c” in fig. 43).

1.11.1. - “scisti di Capo d’Arco” (SOO)

(Scisti macchiettati, go₁, BARBERI *et alii*, 1969 a, 1969b; Scisti di Ortano, PERRIN, 1975; Unità dei micascisti di Capo d’Arco, DURANTI *et alii*, 1992; *Ar*, Capo d’Arco Schists, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa formazione affiora lungo tutto il tratto costiero dal Residence di Capo d’Arco fino a Punta della Madonnella; inoltre buoni affioramenti sono presenti presso la terminazione nord-ovest della Spiaggia del Lido. I migliori affioramenti si trovano in quest’ultima area e tra l’insenatura di Ortano e Punta della Madonnella.

Gli “scisti di Capo d’Arco” sono costituiti da micascisti, filladi e filladi quarzose di colore da grigio-bruno a grigio-verdastro che includono frequentemente vene e sottili lenti di quarzo sin-tettonico. Localmente all’interno degli Scisti di Capo d’Arco è presente la seguente litofacies:

“litofacies quarzítico-conglomeratica” (SOO_a)

Si tratta di intercalazioni di filladi e quarziti filladiche nerastre e grigio scure, e corpi lenticolari da decimetrici a metrici di quarziti e metaconglomerati quarzosi poco cerniti, da biancastri a bruno chiari.

È spesso evidente la ricristallizzazione termometamorfica ed in particolare le macchiettature di andalusite e di cordierite (spesso piritizzata).

Lungo la costa tra il Residence di Capo d’Arco e Ortano e all’Isolotto di Ortano le rocce filladico-quarzitiche polideformate sono attraversate da alcuni filoni aplitici-microgranitici, di spessore fino a circa 50 cm simili a quelli presenti nel Complesso di Monte Calamita.

Lo spessore apparente massimo affiorante degli “scisti di Capo d’Arco” è dell’ordine di 150 m.

Questi metasedimenti non sono fossiliferi. Per la loro posizione geometrica, sottostante ai “porfiroidi”, gli “scisti di Capo d’Arco” sono stati correlati in passato con le Arenarie di San Vito - Solanas della Sardegna centrale, di età Cambriano superiore-Ordoviciano inferiore e con le Quarziti e Filladi inferiori delle Alpi Apuane (PANDELI & PUXEDDU, 1990; DURANTI *et alii*, 1992). D’altra parte, l’assen-

za delle tipiche metagrovacche che caratterizzano le suddette formazioni e certe analogie petrografico-geochimiche con i metasedimenti sovrastanti i “porfiroidi” (le “filladi e quarziti di Rio Ortano”), porterebbero ad attribuire entrambe le formazioni all’Ordoviciano superiore ed, in particolare, a correlarle con i metasedimenti silicoclastici legati alla trasgressione caradociana in Sardegna e con le corrispondenti Quarziti e Filladi superiori delle Alpi Apuane. In questa ipotesi, le differenze cromatiche che caratterizzano talora i litotipi delle due formazioni potrebbero verosimilmente essere legate alla forte impronta termometamorfica che caratterizza gli “scisti di Capo d’Arco”. È da ricordare, infine, che, nell’area della Valdana, RAGGI *et alii* (1966) considerarono la successione dell’Unità tettonica Ortano in continuità stratigrafica con quella del sottostante Complesso di Monte Calamita, ma nei successivi lavori (es. BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b) il contatto è sempre stato considerato di tipo tettonico.

Il contatto con i geometricamente sovrastanti “porfiroidi” è netto.

L’età della formazione potrebbe essere Ordoviciano superiore?

Per la possibile correlazione con i sedimenti trasgressivi caradociani della Sardegna centrale, l’ambiente di deposizione sarebbe da continentale a neritico.

1.11.2. - “porfiroidi” (PRF)

(Porfiroidi e scisti porfirici in go_2 , BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Porfiroidi di Ortano, DURANTI *et alii*, 1992; π , Porphyroids, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

Affiorano in continuità tra il Residence di Capo d’Arco e l’area ad est de il Porticciolo e tra il tratto costiero subito a nord della Spiaggia del Lido ed il Fosso Valdana. I migliori affioramenti si trovano sui due fianchi della Valle di Ortano e nei tratti costieri immediatamente a sud e a nord di quest’ultima, nonché lungo la costa immediatamente a nord della Spiaggia del Lido.

Si tratta di rocce quarzitiche e quarzítico-filladiche, interpretabili come metavulcaniti, ad aspetto massiccio o grossolanamente stratificato (strati fino a 1-1,5 m di spessore) e di colore grigio di varia tonalità, localmente con livelli nerastri o violacei. Queste rocce sono caratterizzate da un’evidente tessitura microghiandolare (occhiadina) per la presenza di porfiroclasti, talvolta sub-idiomorfi, di quarzo o feldspato (sanidino e plagioclasio acido) di taglia fino a 2-3 mm. Orizzonti di metarenarie e di filladi quarzose, ricche in componenti vulcaniche (“scisti porfirici” *Auctt.*) e di spessore da decimetrico fino ad alcuni metri, sono localmente presenti all’interno ed al tetto della formazione.

Il contatto con gli “scisti di Capo d’Arco” (al letto geometrico) e le “filladi e quarziti di Rio Ortano” (al tetto geometrico) è netto.

Lo spessore massimo apparente è di 180-200 m, nella Valle di Ortano.

Queste metavulcaniti acide e i metasedimenti non fossiliferi a loro associati sono stati correlati con i Porfiroidi medio-ordoviciani della Sardegna (PUXEDDU

et alii, 1984; PANDELI & PUXEDDU, 1990) che testimoniano l'impostazione di un arco magmatico calc-alcalinio nel Paleozoico inferiore (PANDELI *et alii*, 1994, *cum bibl.*). MUSUMECI *et alii* (2010) hanno recentemente confermato tale ipotesi con la datazione radiometrica degli zirconi (U-Pb, 470-450 Ma) contenuti all'interno delle metavulcaniti e dei meta-sedimenti associati.

L'età della formazione è quindi Ordoviciano medio.

L'ambiente di deposizione era un continente con vulcanismo calc-alcalinio.

1.11.3. - "filladi e quarziti di Rio Ortano" (FQO)

(Quarziti e scisti quarziticici in go₂, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Metarenarie, metasiltiti e metaconglomerati, DURANTI *et alii*, 1992; fi, Silver-grey phyllites and quartzites, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiorano nell'area a nord del Residence di Capo Arco, a sud e a nord della Valle di Ortano e lungo la costa a nord-ovest della Spiaggia del Lido; i migliori affioramenti sono sul fianco meridionale della Valle di Ortano.

La formazione è costituita da filladi e filladi quarzose grigie e grigio-argentee, con locali intercalazioni di quarziti e metaconglomerati quarzosi di colore biancastro e grigio chiaro, più raramente anche grigio scuro-nerastre. Localmente queste ultime litologie costituiscono la seguente litofacies.

"litofacies delle quarziti e filladi nerastre" (FQO_a)

Nell'area immediatamente a sud della Valle di Ortano (ed in particolare lungo la mulattiera a circa q. 90 m s.l.m. davanti all'Isolotto di Ortano) e nella caletta immediatamente a nord-ovest della Spiaggia del Lido (all'uscita del cunicolo scavato per scopi bellici), tra i "porfroidi" e le "filladi e quarziti di Rio Ortano" si interpone questa litofacies (già segnalata da DURANTI *et alii*, 1992) (FQO_a in carta, ove cartografabile) spessa da alcuni decimetri a circa 15-20 m, costituita da quarziti nerastre localmente stratificate (strati di spessore fino a 15 cm) con sottili intercalazioni di filladi e filladi quarzose nerastre.

Le "filladi e quarziti di Rio Ortano" raggiungono uno spessore massimo apparente di circa 60 m.

Su di esse poggia tettonicamente tramite la Faglia normale a basso angolo di Monte Arco, l'Unità Acquadolce con l'interposizione della sua potente cataclaste basale ("brecce di Ortano").

Le "filladi e quarziti di Rio Ortano" non contengono fossili, ma per i loro caratteri litologico-composizionali e per la posizione geometrica, sono correlabili con i depositi silicoclastici trasgressivi dell'Ordoviciano superiore (Caradociano) delle successioni paleozoiche della Sardegna centrale e con le Quarziti e Filladi

superiori delle Alpi Apuane (PANDELI & PUXEDDU, 1990; PANDELI *et alii*, 1994). La formazione potrebbe quindi essere Ordoviciano superiore?

L'ambiente di deposizione è da continentale a neritico.

1.12 - "BRECCE TETTONICHE INTERPOSTE TRA LE UNITÀ TETTONICHE ORTANO E PORTO AZZURRO" E INTERNE ALL'UNITÀ PORTO AZZURRO

1.12.1. - "breccie di Zuccale" (RZU).

(KELLER & PIALLI, 1991; PERTUSATI *et alii*, 1993; DANIEL & JOLIVET, 1995; *c.*, Zuccale Cataclasite, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; COLLETTINI & BARCHI, 2004; COLLETTINI & HOLDSWORTH, 2004; COLLETTINI *et alii*, 2006, 2009).

Questo livello cataclastico si trova lungo la faglia normale a basso angolo (Faglia di Zuccale, "k" in fig. 43) che separa due pile tettoniche: a letto la successione delle Unità Porto Azzurro (intrusa dal Monzogranito di Porto Azzurro e dal suo corteo filoniano), Ortano, Acquadolce, Monticiano-Roccastrada, a tetto la successione delle Unità Ortano, Acquadolce, Monticiano-Roccastrada, Falda Toscana, Gràssera, Monte Strega, Lacona e Ripanera (figg. 13 e 43). Le aree tipiche di affioramento si trovano a Terranera e a Punta Zuccale (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; GARFAGNOLI *et alii*, 2005; VANNETTI, 2005).

a) Terranera. Nell'area compresa tra la Spiaggia di Reale e la miniera di Terranera (Spiagge Nere) al di sopra dell'orizzonte cataclastico è presente l'Unità tettonica Monticiano-Roccastrada, e al di sotto il Complesso di Monte Calamita, innettato da dicchi aplitici e microgranitici che si interrompono vistosamente sul contatto tettonico.

La cataclasite è costituita da una breccia poligenica spessa circa 10 metri per lo più di colore ocreo-giallastro, spesso foliata, in genere matrice-sostenuta ed è interessata da mineralizzazioni ad ematite + pirite (adularia) ed idrossidi di ferro in vene e diffusioni posteriori alla foliazione. Queste mineralizzazioni sono le stesse che sigillano i sistemi di fratture e faglie ad alto angolo della limitrofa area mineraria di Terranera (vedi capitolo X.1.1. Giacimenti ferriferi).

I clasti, di regola angolosi/sub-angolosi e di taglia da millimetrica a decimetrica (massimo 25 cm), derivano prevalentemente dalla sovrastante Unità Monticiano-Roccastrada (filladi e quarziti grafitose della "formazione di Rio Marina" e quarziti e filladi verdastre, madreperlacee e violacee del Gruppo del Verrucano), e dalle sottostanti Unità Porto Azzurro (filladi e micascisti, marmi e calcescisti, apliti e micrograniti) e Acquadolce (filladi e filladi quarzose sericitiche e sericitico-cloritiche, metaserpentinati, metacarbonati?).

Le componenti clastiche marmoreo-calcescistose risultano particolarmente

abbondanti negli affioramenti della porzione centrale e superiore della cataclasite (parte centrale ed orientale dell'affioramento di Spiagge Nere). I litotipi metamorfici risultano frequentemente interessati da termometamorfismo (es. blastesi di biotite, muscovite e anfiboli statici) ed idrotermalismo (es. epidotizzazioni) avvenuti antecedentemente ai fenomeni cataclastici. La matrice è in prevalenza carbonatico-filladica, talvolta anche piuttosto quarzosa, ed è di regola interessata da diffusione di idrossidi di ferro. Nella matrice non risultano deformazioni duttili penetrative, né evidenze di ricristallizzazione statica termometamorfica. Questo orizzonte include anche scaglie tettoniche lenticolari di dimensioni metriche-decametriche, costituite dalle “filladi e metasiltiti di Porticciolo” (Unità Acquadolce) e da successioni marmoree, talora dolomitiche, saccaroidi e, localmente, vucolari, di colore biancastro, giallo chiaro-avana e grigio chiaro fino a rosato, con locali intercalazioni calcescioste e filladiche grigio-verdastre. Questi litotipi potrebbero appartenere ai termini carbonatici della parte superiore dell'Unità Porto Azzurro e/o ai metacarbonati associati all'Unità Acquadolce.

b) Punta di Zuccale. Nell'area compresa tra la spiaggia di Zuccale e Le Calanchiole, ad ovest di Capoliveri, al di sopra della cataclasite, che presenta uno spessore massimo sui 7 m, è presente la “formazione di Marina di Campo” (Unità Ripanera), e al di sotto le “quarziti di Barabarca” e la “formazione di Tocchi” (Unità Porto Azzurro).

La cataclasite, che è in gran parte foliata, può essere suddivisa in più orizzonti: a- la parte basale è costituita da una breccia cataclastica poligenica di colore verdastro ad elementi di taglia fino ad oltre 5 cm costituiti da elementi derivanti dalle sottostanti “quarziti di Barabarca” e “formazione di Tocchi”, legati da una matrice cloritica-quarzosa e talora anche carbonatica, localmente interessata da mineralizzazioni (quarzo + epidoto e calcite + ossidi di ferro). Sono presenti anche scaglie da decimetriche a metriche delle suddette formazioni.

b- Al di sopra si trova una milonite vistosamente foliata con livelli millimetrici-centimetrici filladici sericitico-cloritici varicolori e calcesciostosi arancio-giallastri e rosati con inclusi lenticolari e clasti quarziti e scaglie tettoniche carbonatico-filladiche di dimensioni decimetrico-metriche derivanti dalla “formazione di Tocchi”. Questa strutturazione è intersecata da vene di calcite.

c- Segue una cataclasite carbonatica foliata di colore arancio-giallastro ricca in vene di calcite, spesso fibrosa, che contiene inclusi lenticolari o sigmoidali, provenienti dalle “quarziti di Barabarca”, dalle formazioni carbonatico-calcescioste dell'Unità Porto Azzurro, dalle serpentiniti ad antigorite±clorite dell'Unità Acquadolce e dalla “formazione di Marina di Campo”. Verso l'alto la cataclasite, vacuolare, con dimensione dei clasti al massimo centimetrica, è caratterizzata dall'abbondanza di vene calcitiche che arrivano localmente a rappresentare la maggior parte della roccia.

d- Al di sopra si trova una cataclasite a grana fine (“gouge”) foliata con elementi

clastici fino ad 30 cm derivanti dalla "formazione di Marina di Campo" in prevalente matrice marnoso-argillosa ricca in ossidi/idrossidi di ferro. Questo orizzonte presenta silicizzazioni e vene di quarzo.

e- Al tetto si ha una cataclasite non foliata ad elementi eterometrici angolosi provenienti dalla sovrastante "formazione di Marina di Campo" con vene di quarzo e di calcite.

Dato che il movimento della Faglia di Zuccale è verosimilmente legato alla risalita del Monzogranito di Porto Azzurro (5.9 Ma) e che la sua superficie è dislocata dai sistemi di faglie ad alto angolo N-S sigillate dalle mineralizzazioni ad ematite datate 5.4-4.8 Ma, si attribuisce alla breccia un'età del Messiniano superiore.

1.12.2. - "breccie della Miniera di Calamita" (BMT)

Questa cataclasite sottolinea il contatto tra la "formazione di Tocchi" e i "marmi di Le Calanchiole" con le sottostanti unità filladico-quarzitiche (le "quarziti di Barabarca" e il Complesso di Monte Calamita). Affiora nell'area ad oriente della Miniera di Calamita. È costituita da elementi eterometrici, generalmente millimetrico-centimetrici, ed essenzialmente riferibili al Complesso di Monte Calamita. Non presenta evidenze di ricristallizzazione statica, ma talora è interessata da idrotermalismo.

L'età, in quanto legata a fenomeni di scollamento tettonici dovuti alla risalita del plutone messiniano di Porto Azzurro, è da ritenersi probabilmente del Messiniano superiore?

1.13. - UNITÀ TETTONICA PORTO AZZURRO

(Complesso I, TREVISAN, 1950 e BARBERI *et alii*, 1969b; Unità del Calamita, PERRIN, 1975; PU, Porto Azzurro Unit, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa unità tettonica affiora estesamente nel Promontorio di Monte Calamita (figg. 31 e 43), a nord della Piana di Mola, presso la Spiaggia del Lido e tra Porto Azzurro e il Lago di Terranera. È costituita in gran parte da rocce metamorfiche polideformate, prevalentemente rappresentate da un complesso di micascisti, filadi e quarziti paleozoiche (Complesso di Monte Calamita) con una copertura metasedimentaria mesozoica.

Sull'Unità tettonica Porto Azzurro, la più bassa affiorante all'Isola d'Elba riposano, tramite il Sovrascorrimento di Mar di Carpisi ("c" in fig. 43) l'Unità Ortano, e tramite la Faglia a basso angolo di Zuccale ("k" in fig. 43) tutte le altre unità tettoniche, in giacitura embricata immergente verso occidentale. Il contatto con la sovrastante pila tettonica è sottolineato da un orizzonte cataclastico-milonitico di spessore metrico-decametrico ("breccie di Zuccale").

1.13.1. - *Complesso di Monte Calamita (CMI)*

(Gneiss del Monte Calamita, *TREVISAN, 1951*; Complesso scistoso di Capo Calamita, *BARBERI et alii, 1967b*; gc, *BARBERI et alii, 1969a, 1969b*; Scisti del Calamita, *PERRIN, 1975*; *Cl, Mt. Calamita Fm., BORTOLOTTI et alii, 2001a*)

Questo complesso costituisce la maggior parte dell'Unità Porto Azzurro ed affiora con buone esposizioni sull'intero Promontorio del Monte Calamita e nella fascia costiera tra La Mola - Porto Azzurro e l'area mineraria di Terranera.

Dal punto di vista litologico-petrografico in questo complesso metamorfico non fossilifero, apparentemente omogeneo a causa della forte ricristallizzazione termometamorfica derivata dalle intrusioni magmatiche del Miocene superiore (es. Monzogranito di Porto Azzurro, datato circa 5,1-5,9 Ma, *FERRARA & TONARINI, 1985, 1993*; *MAINERI et alii, 2003*), sono state distinte e cartografate tre unità litodemiche principali (vedi anche *GARFAGNOLI et alii, 2005*),

"litodema delle filladi con intercalazioni di metarenarie" (**CMI_a**)

(scisti muscovitico-biotitici ad andalusite *p.p.*, *BARBERI et alii, 1967b*).

I maggiori affioramenti si trovano nella parte centro-settentrionale del Promontorio di Monte Calamita, a nord della Piana di Mola e lungo la costa tra Mola e Terranera. I migliori affioramenti si trovano lungo la strada Capoliveri - miniere del Calamita e sulle falesie attorno a Porto Azzurro fino all'area di Spiaggia di Reale - Terranera. Il litodema è costituito da alternanze da centimetriche a decimetriche di filladi e filladi quarzose, talvolta cloritiche, grigie e grigio-verdastre, a tessitura da lepidoblastica a granolepidoblastica con locali listature millimetriche di ossidi di ferro e da metarenarie quarzose e metagrovacche feldspatiche grigie, a tessitura da granoblastica a blastopsammitica, talora anche a grana grossolana. Orizzonti metarenacei quar-

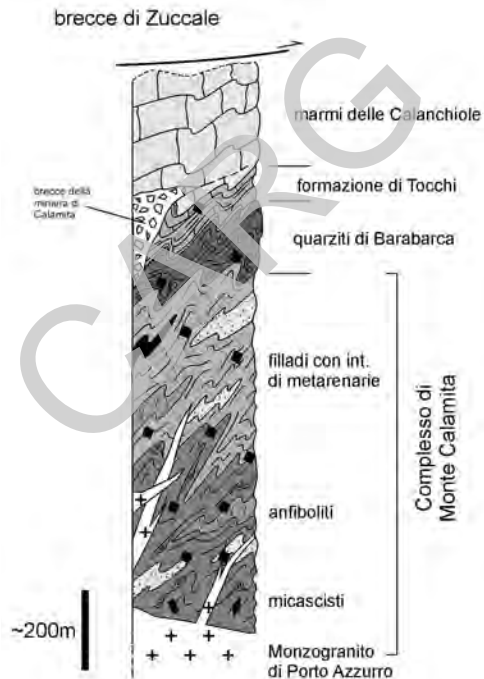


Fig 31 - *Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Porto Azzurro.*

zosi lenticolari di spessore da metrico a decametrico sono presenti nell'area di Capoliveri - Morcone. Questo litodema è implicato assieme al "litodema dei micascisti" (CMI_b) in strutture plicative rovesciate nelle quali quest'ultimo è presente al nucleo. Pertanto, in base anche a dati regionali (es. sottosuolo di Larderello in ELTER & PANDELI, 1990), riteniamo che CMI_a risulti stratigraficamente sovrastare CMI_b.

"litodema dei micascisti" (CMI_b)

(Scisti muscovitici-biotitici con metablastesi plagioclasica, BARBERI *et alii*, 1967b)

Affiora solo nella parte meridionale del Promontorio di Monte Calamita (Pareti - Innamorata e Poggio Turco - Remaiolo - Costa dei Gabbiani). I migliori affioramenti sono visibili sulla strada che porta alla Cala del Remaiolo (davanti allo Scoglio di Remaiolo). È costituito da micascisti e filladi di colore da grigio argenteo a grigio-verdastro con locali patine di alterazione ocracee. Alla microscala è evidente l'alternanza millimetrica di livelli lepidoblastici fillosilicatici a muscovite, biotite e clorite e granoblastici essenzialmente costituiti da quarzo. Localmente possono essere presenti intercalazioni, anche di spessore fino a circa 2 m, di quarziti da grigio scure a grigio bruno che localmente (area Pareti - Innamorata) possono prevalere sulle componenti metapelitiche. Nei litotipi metapelitici è peculiare la presenza di porfiroblasti pre- e sin-cinematici di plagioclasio acido, spesso a geminazione albite semplice o a sviluppo polisintetico, e più raramente di porfiroclasti pre-cinematici di granato a composizione almandinica, frequentemente fratturati e cloritizzati o trasformati in aggregati pseudomorfi di biotite termometamorfica.

"litodema delle anfiboliti" (CMI_c)

Si trova in forma di corpi lenticolari di dimensioni da metriche a qualche decina di metri, all'interno di CMB_a (area di Pareti - Morcone e a N di Punta del Praticciolo) e di CMB_b (Remaiolo). I migliori affioramenti si trovano nell'area di Pareti - Morcone. È costituito da anfiboliti a tessitura granonematoblastica, con plagioclasio ed orneblenda (in larga parte retrocessa a tremolite-actinolite), di colore da verde chiaro a nerastro. Sulla base di dati geochemici, a queste rocce è attribuito un protolito basaltico intrapacca (PUXEDDU *et alii*, 1984). Anche questo litodema presenta localmente vistosi segni del termometamorfismo miocenico, come ad esempio la blastesi di granato grossularitico-andraditico ed hedembergite nei corpi anfibolitici dell'area a NE di Morcone.

Nei litodemi CMB_a e CMB_b sono localmente presenti (es. Poggio Turco - Costa dei Gabbiani e Punta del Praticciolo) anche orizzonti lenticolari, di regola

non cartografabili, di filladi e quarziti nerastre ricche in pigmento organico.

In particolare a Punta di Praticciolo affiorano alternanze di filladi grafitose, metarenarie grigie e metaconglomerati attribuiti da Puxeddu et al. (1984) a metasedimenti carboniferi.

All'interno del Complesso di Monte Calamita, nella fascia costiera compresa tra Terranera - Porto Azzurro e la Costa dei Gabbiani, è caratteristica la presenza di un denso reticolo di dicchi aplitici e microgranitici legati all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro, che risultano assenti o scarsi nelle altre aree di affioramento (ad es. nella parte occidentale del Promontorio di Monte Calamita). Le dimensioni di questi corpi variano da pochi cm a 4-5 m e tagliano generalmente le scistosità della roccia incassante.

Importanti mineralizzazioni associate al complesso, sfruttate fino ai primi anni '80 del 20° secolo, sono localizzate nel versante orientale del Promontorio di Monte Calamita, nelle aree del Ginevra e Sassi Neri. Si tratta di mineralizzazioni a *skarn* ad ossidi ed idrossidi di ferro associate a fenomeni metasomatici legati all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro (vedi capitolo V.4).

Per le forti deformazioni polifasiche, con piegamenti isoclinali che lo interessano, del Complesso di Monte Calamita può essere stimato solo lo spessore apparente massimo, che si aggira intorno a 800 m.

Il complesso passa superiormente con contatto stratigrafico, spesso tettonizzato, alla successione silicoclastica delle "quarziti di Barabarca".

L'età delle rocce di questo complesso non può essere definita con certezza, data l'assenza di fossili. In base a correlazioni a livello regionale con successioni simili presenti nella Toscana continentale (es. Complesso filladico-quarzitico e Complesso dei micascisti del sottosuolo di Larderello in ELTER & PANDELI, 1990, 1993, 1994; Quarziti e filladi inferiori e Quarziti e filladi superiori delle Alpi Apuane, Quarziti e filladi listate di Buti dei M. Pisani in PANDELI *et alii*, 1994) si può ipotizzare, per gran parte almeno di queste rocce, un'età paleozoica inferiore e/o pre-cambriana (vedi GARFAGNOLI *et alii*, 2005). Recentemente MUSUMECI *et alii* (2010) hanno proposto, sulla base dell'età radiometrica U-Pb di zirconi detritici, un'età carbonifera per le rocce filladico-metarenacee del Complesso di Monte Calamita. Pertanto l'età dell'intero complesso può essere considerata Precambriano?-Paleozoico.

1.13.2. - "quarziti di Barabarca" (FQB)

(Gruppo del Verrucano, Tq, BARBERI *et alii*, 1967b; Formazione del Verrucano Tv, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Quarziti di Barabarca, PERRIN, 1975)

Questa formazione affiora estesamente lungo la costa, nell'area compresa tra la Punta dello Zuccale e Barabarca - Madonna delle Grazie (a sud della Punta dello Zuccale). Altri affioramenti sono situati nella zona delle Calanchiole (subito

a sud di Lido), a sud del Golfo dell'Innamorata, ad est di Punta del Praticciolo e nella zona di Poggio Turco - Remaiolo. I migliori affioramenti si trovano presso l'omonima località.

La successione è costituita prevalentemente da alternanze di strati quarziticci e metaconglomeratici ("anageniti" *Auctt.*) grigio chiari di spessore da decimetrico fino a metrico (max. 2,5 m). Questi litotipi includono clasti, da sub-angolari ad arrotondati, di quarzo bianco e rosa e, subordinatamente, di microquarziti e tormalinoliti nerastre, in una matrice quarzoso-micacea. Gli strati, talvolta gradati, mostrano localmente intercalazioni centimetrico-decimentriche di metapeliti rosso vinaccia, grigie o verdi. Nell'area delle Calanchiolo (a sud della Spiaggia del Lido) e di Barabara - Zuccale, la successione quarziticco-anagenitica passa verticalmente ad un'alternanza di quarziti grigie, verdi e rosa-violacee da fini a grossolane, e di filladi e metasiltiti varicolori che localmente possono costituire corpi di spessore metrico.

Lo spessore massimo apparente della formazione è stimabile intorno ai 50 m.

Il passaggio alla sovrastante "formazione di Tocchi" è generalmente tettonizzato. Solo nell'area delle Calanchiolo è possibile riconoscere l'originario contatto stratigrafico, sottolineato dalla comparsa di sottili intercalazioni carbonatiche entro la successione silicoelastica.

Nonostante l'assenza di fossili, l'età della formazione, per le stringenti analogie litologiche con i litotipi della Formazione della Verruca, porzione basale del Gruppo del Verrucano della Toscana (vedi RAU & TONGIORGI, 1974; PANDELLI, 2002; GARFAGNOLI *et alii*, 2005) è attribuibile al Ladinico superiore?-Carnico *p.p.*.

L'ambiente di sedimentazione, come per la "formazione della Verruca", è continentale fluviale.

1.13.3. - "formazione di Tocchi" (TCC)

(T1 *pp*, BARBERI *et alii*, 1967a; Td *pp* e Tc *pp*, BARBERI *et alii*, 1969 a, 1969b)

Questa formazione, per le analogie litologiche e la posizione stratigrafica, viene correlata con la Formazione di Tocchi affiorante in Toscana meridionale (COSTANTINI *et alii*, 1980).

Affiora nel Promontorio di Monte Calamita lungo la costa a sud di Lido (Spiaggia di Le Calanchiolo e di Madonna delle Grazie), ove ha le sue migliori esposizioni, e nell'area della Miniera di Punta della Calamita.

È una successione non fossilifera, costituita da livelli metrici-decimetrici di dolomie cristalline e metacalcari impuri, da grigi a giallo-arancio, alternati a calcescisti. Sono inoltre frequenti intercalazioni decimetriche di filladi sericitico-cloritiche grigie, grigio-verdi, verdi e marroni. Si presenta spesso interessata da complesse strutture deformative in quanto costituisce un livello di scorrimento tettonico preferenziale. In particolare presso la Spiaggia della Madonna delle

Grazie è ben esposto un orizzonte cataclastico a basso angolo, spesso almeno 5 m, costituito da elementi eterometrici della formazione: filladi varicolori e meta-carbonati grigi e rosati-arancio, che localmente presentano una certa isorientazione (Breccia della Madonna delle Grazie, PERRIN, 1975). Inoltre, la formazione è localmente sede di mineralizzazioni (es. lo *skarn* di Punta della Calamita).

Lo spessore massimo apparente della successione è stimabile tra 100 e 150 m.

Il passaggio ai sovrastanti “marmi di Le Calanchiole”, ben esposto nell’omonima località e nell’area di Punta della Calamita, è stratigrafico, graduale, per la progressiva scomparsa della componente pelitica. Talvolta (es. miniere di Calamita) il contatto, tettonizzato, è sottolineato da un orizzonte cataclastico (“breccie della miniera di Calamita”).

Questa formazione, non fossilifera, viene attribuita, in base alle correlazioni a livello regionale con successioni simili presenti nella Toscana continentale (GARFAGNOLI *et alii*, 2005), al Carnico *p.p.*

L’ambiente di deposizione è neritico-litorale.

1.13.4. - “marmi di Le Calanchiole” (MHM)

(T1, BARBERI *et alii*, 1967a; Tc *pp* e G₁, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; *dc*, Crystallines Dolostones and Dolomitic Limestones, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Affiorano nell’area mineraria di Punta della Calamita - Punta Rossa, nelle Isole Gemini, nell’area tra Capoliveri e la spiaggia della Madonna delle Grazie (ad ovest di Capoliveri) e tra Lido e la spiaggia di Le Calanchiole (immediatamente a sud di Lido). Alcuni affioramenti minori sono presenti anche a nord della piana di Mola. Le esposizioni più caratteristiche sono quelle tra Lido e Calanchiole.

Questa formazione è generalmente suddivisibile verticalmente in due associazioni litologiche: quella inferiore è ben stratificata e costituita da strati marmorei e marnoso-dolomitici, di spessore da centimetrici fino a 1,5 m e colore bianco e grigiastro (talvolta possono risultare giallastri per infiltrazione di ossidi/idrossidi di ferro), con intercalazioni millimetriche-centimetriche di filladi e calcescisti; quella superiore è costituita da marmi, marmi dolomitici e dolomie cristalline saccaroidi ad aspetto massiccio o grossolanamente stratificato, di colore da grigio chiaro-biancastro a giallastro e localmente caratterizzata da bande bianche e grigie.

Nell’area mineraria di Punta della Calamita (es. nella Miniera Macei Alti), questi litotipi sono interessati da estese mineralizzazioni e trasformazioni metasomatiche in corpi di *skarn* (vedi capitolo V.4).

Lo spessore massimo apparente affiorante (tetto non esposto a causa del contatto tettonico con le sovrastanti unità tettoniche) può essere stimato sui 170 m.

Per i suoi caratteri litologici e la posizione stratigrafica, la formazione è correlabile con i Grezzoni e i Marmi *p.p.* delle Alpi Apuane, dei Monti Pisani e della

Montagnola Senese (vedi BARBERI *et alii*, 1967b, 1969a, 1969b) ed è quindi del Triassico superiore?-Hettangiano?

L'ambiente di deposizione è neritico.

1.14. - ORIZZONTI CATACLASTICI NON CARTOGRAFABILI

Oltre alle cataclasiti descritte nella parte stratigrafica, in quanto cartografabili (“breccie” di Zuccale, di Colle Reciso, di Ortano e della Mimiera di Calamita), è importante descrivere alcune cataclasiti non presenti in carta in quanto non cartografabili.

Cataclasite di Capo Pero.

Affiora lungo una faglia ad alto angolo presso Capo Pero (Faglia di Capo Pero, “w” in fig. 43) e mette a contatto i “calcari cristallini di Capo Pero” con gli “scisti sericitici” dell’Unità Monticiano Roccastrada.

La breccia è costituita da elementi eterometrici (fino a 1 m) provenienti dalle suddette formazioni. Si hanno in prevalenza clasti di calcari verdi ricristallizzati e di filladi. Il cemento è costituito soprattutto da calcite±ossidi/idrossidi di Fe.

Lo spessore è di circa 9 m.

Cataclasite ofiolitica.

Affiora solamente lungo la spiaggia ad O di Capo Castello a contatto con le sovrastanti Argille a Palombini della Subunità Monte Serra (Unità Monte Strega). Verso E questa presenta un contatto tettonico attraverso una faglia normale con gli Scisti Sericitici dell’Unità Monticiano-Roccastrada.

È verosimile che questa cataclasite, della quale non è esposta la base, marchi il livello di scorrimento basale dell’Unità Monte Strega sull’Unità Gràssera. Essa include clasti di serpentinite, flaser gabbro, calcari tipo Palombini immersi in una matrice serpentinitica foliata.

Lo spessore è di 6-7 m.

Cataclasite di Le Calanchiole.

Presso la spiaggia di questa località, immediatamente a sud della Spaggia del Lido, si osserva una superficie tettonica a basso angolo che costituisce localmente il contatto tra la Formazione di Tocchi e i soprastanti “marmi di Le Calanchiole” appartenenti ambedue all’Unità Porto Azzurro per poi proseguire verso NO entro i marmi stessi.

Tale superficie è orientata N140 ed immerge verso E/SE di circa 20°, dive-

nendo poi sub-orizzontale verso O/NO. Il contatto tettonico è sottolineato da disarmonie strutturali e da un orizzonte cataclastico centimetrico (massimo 20 cm di spessore) costituito da clasti carbonatici di dimensioni centimetriche legati da una matrice filladico-carbonatica, localmente ad aspetto farinoso ed incoerente per fenomeni di alterazione.

Cataclasite di Madonna delle Grazie

Presso la Spiaggia della Madonna affiora un orizzonte metrico (massimo 5 m di spessore) già descritto da PERRIN (1975) e da lui attribuito ad un processo sedimentario.

Secondo la nostra ricostruzione esso costituisce un orizzonte cataclastico interposto tra le “quarziti di Barabara” (in assetto rovesciato) e la sottostante Formazione di Tocchi (affiorante nella parte meridionale della spiaggia stessa). L’aspetto d’insieme della cataclasite è in larga parte caotico, anche se gli elementi spigolosi risultano localmente concentrati in livelli preferenziali. I clasti, di taglia da millimetrica fino a decimetrica, sono rappresentati in larghissima parte dalle litologie della “formazione di Tocchi” (filladi varicolori, marmi e calcescisti rosa-arancio, ecc.), talora interessati da termometamorfismo. Gli elementi carbonatici di taglia maggiore risultano frequentemente caratterizzati da fenomeni fragili di boudinage. La matrice, fillosilicatica e fillosilicatica-carbonatica, risulta foliata anche se non presenta evidenze di ricristallizzazione. Gli indicatori cinematici riconosciuti in questo orizzonte (es. pieghe asimmetriche di trascinamento, strutture tipo “book-shelf”) danno componenti di taglio generalmente “top-to-the-E/SE”. Queste cataclasiti si presentano interessate da fenomeni idrotermali con vene e diffusioni di quarzo, nonché da fratturazione tardiva con riempimenti a calcite e ossidi/idrossidi di ferro.

2. - UNITÀ TETTONICHE DELL’ELBA OCCIDENTALE

Il panorama geologico dell’Elba occidentale è dominato dalla cupola magmatica intrusiva a composizione monzogranitica del Monte Capanne (vedi capitolo V.3.5.) che costituisce la maggior parte delle rocce affioranti. Nelle sue parti periferiche e geometricamente soprastanti, sono conservate porzioni di varia estensione delle unità tettoniche incassanti il plutone monzogranitico, ad esempio, sul suo versante occidentale, l’Unità tettonica Punta Le Tombe che giace sopra l’Unità tettonica Punta Polveraia-Fetovaia, attraverso una superficie a basso angolo (Faglia di Fetovia, “o” in fig. 43). A differenza dell’Unità Punta Le Tombe, che risulta sostanzialmente esente da ricristallizzazione, l’Unità Punta Polveraia-Fetovaia costituisce l’aureola cornubianitica del plutone del Monte Capanne intensamente

interessata dai fenomeni di metamorfismo termico indotti dal monzogranito (vedi MARINELLI, 1959a; BARBERI & INNOCENTI, 1965, 1966). I contatti tra il corpo magmatico e le rocce incassanti cornubianizzate conservano localmente gli originari rapporti intrusivi (es. tra Pomonte e Fetovaia, tra Punta del Timone e il Semaforo, tra Cavoli e Colle di Palombaia, tra Procchio e Spartaia); altrove i contatti risultano invece interessati da evidenti fenomeni di scorrimento tettonico differenziale di varia entità (es. San Piero).

Entrambe le unità sono riferibili al Dominio Ligure, per le quali è ancora in discussione la diretta correlazione con le unità oceaniche esposte nell'Elba centro-orientale. Infatti, BARBERI *et alii* (1969a, 1969b) correlarono direttamente le due unità presenti attorno al Monte Capanne con le Unità Liguri dell'Elba centro-orientale, ovvero con il Complesso IV di TREVISAN (= "Unità Ofiolitica" di BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; Unità Monte Strega in carta) e, in parte, con il Complesso V di TREVISAN (= "Unità del Flysch Paleogenico" e "Unità del Flysch Cretaceo" di BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; Unità Lacona e Unità Ripanera, in carta). Più recentemente, alcuni autori hanno ritenuto la strutturazione tettono-metamorfica dell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia antecedente all'intrusione del Monzogranito di Monte Capanne, e hanno correlato queste rocce con gli "Schistes Lustrés" della Corsica Alpina (PERRIN, 1975; SPOHN, 1981; REUTER & SPOHN, 1982; COLI *et alii*, 2001; SCAPPIN, 1998). Per altri autori le deformazioni duttili di queste successioni ofiolitiche sarebbero legate all'intrusione forzata del monzogranito (BOUILLIN, 1983; BOUILLIN *et alii*, 1994; DANIEL & JOLIVET, 1992, 1995).

Se esiste una corrispondenza con le Unità tettoniche dell'Elba centro-orientale, la pila Unità Ripanera, Lacona e Monte Strega, formatasi prima dell'intrusione del monzogranito, è stata da questo in gran parte obliterata. L'Unità Ripanera è assente. Le due unità tettoniche riconosciute in carta: Unità Punta le Tombe e Unità Punta Polveraia-Fetovaia dovrebbero corrispondere, la prima all'Unità Lacona, la seconda all'Unità Monte Strega. All'interno di questa unità, nell'area Spartaia - Colle di Palombaia, le "serpentiniti" potrebbero appartenere alla Subunità



Fig. 32 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Punta le Tombe.

Sassi Turchini e la sovrastante successione “diaspri di Monte Alpe” - Calcari a Calpionelle - Argille a Palombini alla Subunità Volterraio. Nell’area Bagno - Monte Perone, “serpentiniti” e “gabbri” potrebbero appartenere alla Subunità Sassi Turchini e i sovrastanti “basalti” alla Subunità Volterraio; nell’area ad ovest del Monte Capanne, le “serpentiniti” potrebbero appartenere alla Subunità Sassi Turchini e la sovrastante successione alla Subunità Volterraio.

2.1. - UNITÀ TETTONICA PUNTA LE TOMBE (Dominio Ligure)

Questa unità tettonica affiora unicamente nell’area immediatamente a NO di Punta di Fetovaia con buone esposizioni tra la costa e la strada panoramica (Faglia di Fetovaia “o” in fig. 43). Poggia sull’Unità tettonica Polveraia-Fetovaia attraverso una superficie tettonica localmente marcata da un orizzonte cataclastico con elementi ofiolitici, per lo più serpentinitici, immersi in una matrice ofiolitica cloritizzata. A differenza della sottostante Unità Punta Polveraia-Fetovaia, questa unità non presenta vistosi segni di ricristallizzazione termometamorfica e risulta intrusa da sporadici dicchi e filoni-strato del “leucogranito di Sant’ Ilario”. All’interno di essa sono state distinte le seguenti formazioni (fig. 32).

2.1.1. - “serpentiniti” (SRN)

(Σ , serpentiniti lherzolitiche harzburgitiche, BARBERI *et alii*, 1967a; om *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

Si tratta di serpentiniti massicce verdastre scure, localmente foliate e brecciate, caratterizzate da patine verdastre steatitico-talcoso. Presentano uno spessore massimo relativo di 30-40 metri e passano in alto alla “litofacies delle breccie di Punta Le Tombe”, presente alla base dei “calcari e marne di Monte Agaciaccio”.

L’età della serpentinitizzazione oceanica è Giurassico medio p.p.? (si veda l’omologa formazione dell’Unità Monte Strega).

2.1.2. - “calcari e marne di Monte Agaciaccio” (GAC)

(C_2 *pp*, BARBERI *et alii*, 1967a; f, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

Questa successione torbiditica è costituita da calcari marnosi e calcareniti fini grigi e grigio scuri e, più raramente, da arenarie calcaree in strati da decimetrici fino a quasi un metro di spessore, alternati ad argilliti, argilliti marnose, siltiti calcaree e marne di colore nocciola a nerastro ed aspetto fissile. Nei litotipi calcarei sono spesso riconoscibili strutture torbiditiche ed in particolare le sequenze di Bouma T_{c-e} e più comunemente T_{d-e} . Nella parte basale è presente la seguente litofacies.

“*litofacies delle breccie di Punta le Tombe*” (GAC_a)
(b1 e b2 in BARBERI *et alii*, 1967a).

Si tratta di depositi di *debris flow* rappresentati da breccie ofiolitiche clasto-sostenute, da monogeniche (con elementi serpentinitici) a poligeniche (anche con elementi di gabbri, di basalti, di rocce carbonatiche e silicee) con matrice calcareo-siltosa e/o cloritico-serpentinitica (*debris flow* granulari). Sono presenti anche breccie ad aspetto massiccio o grossolanamente stratificato, ricche in matrice pelitico-siltosa foliata di colore nerastro, includente elementi da millimetrici a metrici di calcari silicei, calcari marnosi, diaspri e ofioliti (*debris flow* coesivi = “olistostroma” *Auctt.*). Alle breccie (es. a tetto dell’“olistostroma”) sono associati orizzonti di argilloscisti bruni e siltiti di colore grigio-verdastro includenti strati di spessore generalmente decimetrico e a geometria lenticolare, di metamorfiche verdastre a grana generalmente da grossolana a media e breccie poligeniche minute con elementi prevalentemente ofiolitici. Non mancano olistoliti di taglia anche metrica-decmetrica generalmente costituiti da serpentiniti, sia associati alle breccie sia, più raramente, come corpi isolati nelle porzioni più alte della formazione. Gli olistoliti sono rappresentati anche da porzioni della copertura vulcano-sedimentaria (es. un olistolite di taglia decametrica, includente il contatto tra basalti e diaspri, affiora poche centinaia di metri a ovest di Punta le Tombe).

Nel suo insieme questa formazione è correlabile con la “formazione di Madonna della Lacona” (Unità Lacona) dell’Elba centrale e, a scala regionale, è stata assimilata per analogie stratigrafiche alla Formazione di Lanciaia affiorante in Toscana Meridionale (REUTTER & SPOHN, 1982; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

I “calcari e marne di Monte Agaciaccio” presentano uno spessore massimo affiorante (tetto non esposto) di circa 100 m, mentre la “*litofacies delle breccie di Punta le Tombe*” presenta uno spessore molto variabile (da metrico a decametrico).

Reperti fossiliferi sono stati rinvenuti unicamente nella “*litofacies delle breccie di Punta le Tombe*”: per il ritrovamento di nummuliti (LOTTI, 1886; BOUILLIN, 1983) e di foraminiferi planctonici (Globorotalidi in PERRIN, 1975; *Acarenina* sp., *Globigerina higginsi*, *Acarenina bullbrocki*, *Morozovella* cf. *aragonensis* in SPOHN, 1981), l’età della formazione è riferibile al Paleocene-Eocene.

L’ambiente di sedimentazione è marino pelagico.

2.2. - UNITÀ TETTONICA PUNTA POLVERAIA-FETOVAIA (Dominio Ligure)

Questa è l’unità tettonica, termo metamorfica, è la più bassa della pila tettonica affiorante nell’Elba occidentale, essendo direttamente in contatto con il sottostante plutone del Monte Capanne (fig. 43). A parte i più estesi affioramenti della zona di Marciana Marina - Monte Perone, questa aureola cornubianitica

è esposta in fasce più o meno ristrette e discontinue attorno al plutone (Punta Polveraiia e Punta di Fetovaia, Procchio - Spartaia, Colle di Palombaia - San Piero - Sant'Ilario) a causa dei fenomeni di erosione a cui è stata sottoposta particolarmente nelle zone topograficamente più elevate del corpo monzogranitico. I migliori affioramenti sono esposti lungo la strada panoramica occidentale tra Patresi e Chiessi, tra Pomonte e Punta di Fetovaia e tra Cavoli e Colle di Palombaia, nonché lungo la costa tra Procchio e Spartaia - Isola Paolina.

Queste rocce cornubianitiche, poli-deformate (la zono-grafia del metamorfismo di contatto che interessa pervasivamente queste litologie sarà descritto in dettaglio nel relativo paragrafo), sono spesso attraversate da dicchi e corpi laccolitici riferibili al Porfido di Portoferraio, ai microleucograniti e apliti del corteo del Monte Capanne, nonché al successivo Porfido di Orano; negli affioramenti della zona di Marciana sono presenti anche corpi di Apliti di Capo Bianco (es. presso la Miniera di Caolino o di San Rocco, a nord di Marciana) e dicchi di Porfido di San Martino (es. area di Maciarelllo). Negli affioramenti di Punta Polveraiia - Punta del Timone, di Cavoli - Colle di Palombaia e a Spartaia, il Porfido di Portoferraio appare localmente coinvolto nelle strutture deformative duttili osservabili nella successione ofiolitica metamorfica. Talora questi porfidi presentano, specie quando risultano di piccolo spessore, una evidente foliazione tettonica, congruente con quella delle rocce incassanti. Nonostante la complessa evoluzione metamorfica e deformativa dell'Unità Punta Polveraiia-Fetovaia, è stato possibile riconoscere ovunque i protoliti dei vari termini dell'originaria successione stratigrafica costituita sia dal basamento ofiolitico che dalle formazioni di copertura vulcano-sedimentarie. Pertanto, per la denominazione delle singole formazioni, che verranno descritte a partire da quelle del basamento ofiolitico, sarà utilizzato lo schema stratigrafico dell'Unità

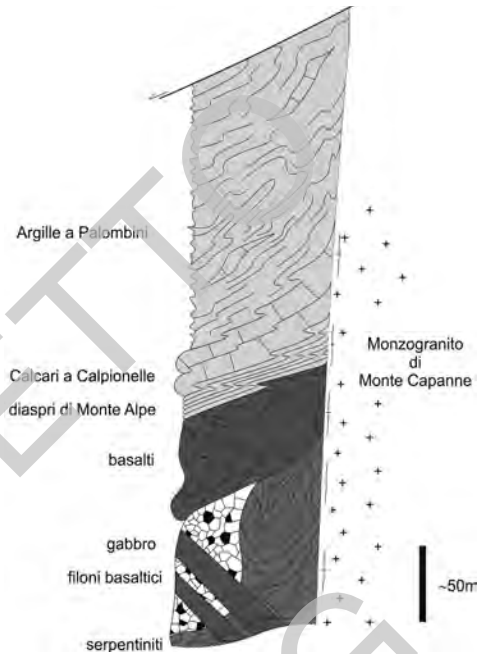


Fig. 33 - Colonna stratigrafica dell'Unità tettonica Punta Polveraiia - Fetovaia.

Monte Strega dell'Elba orientale (fig. 33).

Nella successione di questa Unità, non fossilifera, manca la Formazione di Nisportino e le età sono riprese dalle omonime formazioni dell'Unità tettonica Monte Strega e identici vengono considerati gli ambienti di deposizione.

2.2.1. - “*serpentiniti*” (SRN)

(Σα, oliviniti, BARBERI *et alii*, 1967a; om *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

Queste rocce sono tra i litotipi più rappresentati nell'aureola termo-metamorfica. L'affioramento più esteso è quello che dall'area del Monte Perone raggiunge la costa a Bagno (ad E di Marciana Marina); le migliori esposizioni sono lungo la strada che da Pila porta a Sant'Ilario, lungo la strada tra Colle di Palombaia e San Piero, sulla panoramica tra Chiessi e Orano e lungo il tratto costiero tra Punta Polveraia e Punta Nera.

Si tratta di rocce cristalline olomelanocrate massicce di colore verde scuro-nerastro con patine di alterazioni verdastre e rosso-brune. Risultano talora brecciate e attraversate da vene biancastro-verdastre costituite largamente da steatite e magnesite. Localmente (es. Punta Nera) è peculiare alla mesoscala la blastesi termometamorfica di olivina su serpentino.

“*litofacies delle serpentiniti con filoni*” (SRN_a).

In alcune località le serpentiniti sono attraversate da numerosi filoni basaltici. In particolare, a S di Pomonte, ad est del Monte Perone è stata distinta la litofacies denominata “litofacies delle serpentiniti con filoni” per la particolare abbondanza di questi filoni. Altrove (es. Punta Polveraia, area del Colle di Orano) sono presenti anche filoni di gabbri rodingitizzati di colore biancastro-verdastro non cartografati.

Localmente possono essere presenti a tetto delle “serpentiniti” orizzonti discontinui, non cartografabili per l'esiguo spessore, di brecce ofiolitiche generalmente poligeniche e, ad ovest di Colle d'Orano, anche di brecce monogeniche a soli elementi di serpentina.

Lo spessore relativo massimo di questa formazione è di circa 75-100 m.

Presentano contatti netti sia con le intrusioni gabbriche che con le soprastanti formazioni vulcano-sedimentarie di copertura.

L'età dei protoliti peridotitici non è valutabile, l'età della serpentinnizzazione può essere riferita al Giurassico medio *p.p.*

2.2.2. - “gabbri” (GBB)

(Ga, anfiboliti, BARBERI *et alii*, 1967a; om *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

L'affioramento più esteso è quello che inizia poco a nord di Monte Perone e raggiunge il mare nell'area a nord-ovest di Bagno. Inoltre i “gabbri” sono ben esposti lungo la strada panoramica a nord di Pomonte (Punta della Testa) e lungo la Penisola di Fetovaia. Queste rocce sono costituite prevalentemente da gabbri ad ossidi di Mg, con tessiture isotrope, da fini a pegmatoidi, con plagioclasio da euedrale a subedrale e clinopirossemi anedrali, interstiziali. Sono presenti anche piccole intercalazioni di micro-gabbri, costituite da plagioclasti e clinopirossemi subedrali e da una piccola percentuale di ortopirossemi (BORTOLOTTI *et alii*, 1984). Negli affioramenti della Penisola di Fetovaia e di Pomonte è da sottolineare la presenza, in contatto primario con i gabbri ad ossido di Mg, di filoni e lenti di gabbri ad ossidi di Fe e Ti di colore verde scuro-nerastro e a grana medio-grossolana (BORTOLOTTI *et alii*, 1984). Questi mostrano generalmente grana molto fine (micro-gabbri) e sono caratterizzati da un'associazione mineralogica di plagioclasio, clinopirossemi ed abbondanti ossidi di Fe e Ti (> 20% del volume totale della roccia). Sono abbastanza frequenti orizzonti di metagabbri milonitici (tipo “*flaser*”), sia nei termini ad ossidi di Mg che di Fe (es. nella Penisola di Fetovaia o presso Chiesi). La successione è localmente attraversata da filoni di basalto, di spessore da pochi centimetri a qualche metro, che mostrano al contatto con l'incassante bordi di raffreddamento (*chilled margin*) e tagliano tutte le strutture precedentemente descritte, comprese le tessiture milonitiche. Pertanto, queste ultime sarebbero da riferirsi agli eventi di metamorfismo oceanico giurassici (vedi CORTESOGNO *et alii*, 1987) e non ai processi duttili legati alla messa in posto del Monzogranito di Monte Capanne.

“litofacies dei gabbri con filoni” (GBB_a)

Nella zona a sud di Pomonte, dove i filoni basaltici sono particolarmente numerosi tanto che è stata cartografata la litofacies denominata “litofacies dei gabbri con filoni”. Le analisi su questi filoni (FE2 e PO1, nei digrammi delle figg. 23 e 24) hanno evidenziato la loro stretta affinità MORB.

Lo spessore minimo della formazione è di circa 50 m, ma non disponiamo di dati per poter ipotizzare quanto questa sequenza proseguiva al di sotto del livello del mare.

I “gabbri” passano in alto ai “basalti” in varie località (es. a nord del Monte Perone) e raramente alla copertura sedimentaria (es. ai “diaspri di Monte Alpe nella Penisola di Fetovaia tramite un orizzonte di “breccie ofiolitiche”).

L'età dei “gabbri” è Giurassico medio *p.p.*

2.2.3. - “breccie ofiolitiche” (BFO)

(Oficalcitic breccia e Ophiolitic breccia, REUTTER & SPOHN, 1982)

In alcuni affioramenti (es. Penisola di Fetovaia) i “gabbri” presentano alla loro sommità orizzonti di breccie ofiolitiche o di oficalciti che sono state congiuntamente cartografate come “breccie ofiolitiche”.

Queste breccie, interposte tra la base della copertura vulcano-sedimentaria e i “gabbri” in alcune località (es. nella Penisola di Fetovaia), sono costituite da clasti, da spigolosi a sub-arrotondati, di gabbro, di basalto e subordinatamente di serpentiniti, in matrice serpentinitico-cloritica, talora anche più o meno carbonatica. Le dimensioni dei singoli elementi possono variare da 1-2 cm a qualche decimetro. Frequentemente i clasti di gabbro sono caratterizzati da struttura miolitica acquisita verosimilmente durante gli eventi di metamorfismo oceanico.

I contatti con i “gabbri” sottostanti possono localmente essere marcati da superfici di taglio discrete. Sulla Penisola di Fetovaia sono presenti veri e propri orizzonti di oficalciti. Queste sono caratterizzate da una grossolana e vistosa foliazione, materializzata da orizzonti millimetrico-centimetrici grigio scuro-verdi, alternati a livelli rosso mattone (ricchi in ematite) ed a livelli discontinui, spessi da 1 a 2-3 cm di calcite bianca. I livelli grigio-verdi sono generalmente materiale ofiolitico di varia natura, prevalentemente costituito da porzioni spesso interessate da un vistoso *boudinage* di filoni basaltici. All’interno di questi livelli, si trovano anche clasti di natura serpentinitica e/o gabbriaca, anch’essi intensamente deformati e cataclasati, lungo la direzione della foliazione principale della roccia. Questi livelli possono assumere un’intensa pigmentazione rossa, causata da fenomeni di ematizzazione. In queste breccie sono presenti anche livelli di sedimenti carbonatici micritici rossastri ricchi in ossidi.

Il contatto con i sovrastanti “diaspri di Monte Alpe”, localmente tettonizzato, può essere sottolineato da un orizzonte decimetrico discontinuo di arenarie ofiolitiche (es. nella Penisola di Fetovaia).

Lo spessore di queste breccie può variare da pochi centimetri ad un massimo di 3 m nella Penisola di Fetovaia.

L’età di queste breccie può essere ricavata in via indiretta in base ai dati dell’Unità tettonica Monte Strega. Esse si trovano alla base dei “diaspri di Monte Alpe” (Calloviano inferiore?/Oxfordiano inferiore?-Berriasiano *p.p.*?) e contengono livelli oficalcizzati (Giurassico medio-superiore). Dovrebbero quindi appartenere al Giurassico medio?-superiore *p.p.*?

2.2.4. - “basalti” (BST)

(Δ a, anfiboliti, BARBERI *et alii*, 1967a; om *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

Sono presenti in quasi tutte le successioni affioranti attorno al Monte

Capanne, pur mancando in quelle dell'aureola orientale (San Piero - Sant'Ilario e di Procchio). Il migliore affioramento è quello dell'area di Punta della Crocetta presso Marciana Marina.

Si tratta di metabasalti massicci o a *pillow* (es. nell'affioramento di Punta della Crocetta) generalmente faneritici, ma con dimensione dei cristalli minuta o microcristallina. Sono rocce mesocrate, che presentano colore verde scuro, talora verdognolo e bruno-rossastro per alterazione. Presentano contatti primari con il basamento ofiolitico ("serpentiniti" e "gabbri").

I campioni analizzati (OG1 e MA1 nei diagrammi delle figg. 23 e 24) mostrano una chiara affinità MORB.

Lo spessore massimo stimabile può arrivare ai 200 m.

In diversi affioramenti (es. Cavoli - Colle di Palombaia e a sud di Pomonte) passano in alto ai "diaspri di Monte Alpe" e in alcune esposizioni passano direttamente alle Argille a Palombini (es. tra Punta Nera e Punta del Timone).

L'età dovrebbe essere Calloviano *p.p.*-Oxfordiano inferiore ?

2.2.5. - "diaspri di Monte Alpe" (DSA)

(di e h *pp*, BARBERI *et alii*, 1967a; co *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

Sono esposti generalmente in tutte le aree in cui affiorano le formazioni della copertura sedimentaria del basamento ofiolitico. Le migliori esposizioni sono lungo la strada tra Pomonte e Punta di Fetovaia e lungo la costa di Spartaia - Isola Paolina.

Sono metaradiolariti da rosse a verdi, talora anche azzurro-verde e biancastre (es. presso la spiaggia di Colle di Palombaia), in strati di spessore da pochi cm fino a 25 cm, localmente intervallati da interstrati argillitici millimetrici più o meno silicei.

Lo spessore è estremamente variabile e può raggiungere un massimo apparente di circa 20 m.

Al tetto passano stratigraficamente in modo piuttosto brusco ai Calcari a Calpionelle o direttamente alle Argille a Palombini (es. lungo la Penisola di Fetovaia).

A causa della ricristallizzazione termo-metamorfica, connessa all'intrusione terziaria del Monte Capanne, che normalmente li ha trasformati in quarziti a grana minuta, non sono state possibili datazioni paleontologiche mediante i radiolari. L'età della formazione è compresa tra Calloviano inferiore?/Oxfordiano inferiore? e Berriasiano *p.p.*?

2.2.6. - Calcari a Calpionelle (CCL)

(hc, BARBERI *et alii*, 1967a; mc, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

Anche questa formazione è presente dove affiorano le altre formazioni della

copertura del basamento ofiolitico, ed in particolare è ben esposta lungo la strada panoramica a sud di Pomonte, tra la Sedia di Napoleone e Punta Nera, nonché sulla costa di Spartaia.

Si tratta di marmi silicei di colore biancastro, grigio, verdastro e bruno, generalmente foliati e spesso includenti liste e noduli microquarzitic (selci ricristallizzate). In varie località (es. Spartaia, Punta del Timone - Sedia di Napoleone) sono evidenti blastesi termo-metamorfiche a wollastonite, granato, vesuviana e pirosseno. Talvolta sono presenti strati decimetrici e banchi, potenti fino a circa 2 m, di marmi saccaroidi biancastri (es. in località Marmi tra Sant'Ilario e Procchio). Ai litotipi carbonatici possono intercalarsi livelli da centimetrici a decimetrici di metapeliti biotitiche grigio-nerastre e brune e calcescisti varicolori (verdi, brune, giallastre, violacee) che risultano ben rappresentate nella parte inferiore di questa formazione negli affioramenti di Spartaia - Procchio, ove costituiscono anche sottili bandature all'interno dei sovrastante parte marmorea stratificata.

Lo spessore apparente è piuttosto variabile nei diversi affioramenti, raggiungendo un massimo di circa 10-20 m.

I Calcari a Calpionelle passano in alto in modo graduale, anche se piuttosto rapido, per incremento della componente pelitica alle Argille a Palombini.

Data l'assenza di reperti fossiliferi, l'età dovrebbe essere Berriasiano terminale-Hauteriviano *p.p.*

2.2.7. - Argille a Palombini (APA)

(*h.p.p.*, BARBERI *et alii*, 1967a; *co.*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b)

Questa formazione costituisce il termine stratigraficamente più elevato della successione in esame ed è presente negli affioramenti delle aree di Pomonte - Punta di Fetovaia, di Punta del Timone - Sedia di Napoleone (con buoni affioramenti lungo la costa e la strada panoramica), di Marciana, di Maciarello - La Cala, di Procchio e di San Piero. Si tratta di metapeliti biotitiche, talora siltose, di colore grigio scuro, nerastre e grigio-rossastro scuro con frattura a lastre e scagliosa, alle quali si intercalano livelli di meta-calcari silicei e di colore grigio che presentano uno spessore da centimetrico fino a quasi un metro e ad andamento lateralmente discontinuo. Localmente possono essere presenti intercalazioni di metasiltiti e di meta-quarzoareniti. In vari affioramenti di Marciana - Maciarello e di Procchio questa formazione è rappresentata anche da successioni costituite essenzialmente da metapeliti e metasiltiti con livelli di metarenarie quarzose che SPOHN (1981) ha correlato con gli Scisti di Val Lavagna.

Lo spessore relativo della formazione (come nell'Elba orientale, non è esposto mai il tetto stratigrafico) è molto variabile, data anche la natura plastica dei suoi litotipi che generalmente affiorano in corrispondenza del nucleo di sinclinali (es. lungo la panoramica tra Pomonte e Fetovaia e tra la Sedia di Napoleone -

Punta Nera), e può raggiungere gli 80 m.

L'età può essere considerata Hauteriviano *p.p.*-Cenomaniano *p.p.*?

L'ambiente di deposizione è una piana abissale con torbiditi calcaree distali.

3. - UNITÀ MAGMATICHE NEOGENICHE

Le rocce magmatiche neogeniche dell'Isola d'Elba fanno parte della Provincia Magmatica Toscana (MARINELLI, 1967; WESTERMAN *et alii*, 2004, *cum bibl.*) che dalla costa nord-orientale della Corsica (Iamproiti di Sisco, 14 Ma) si estende nell'Arcipelago Toscano, nell'alto Lazio (Monti Cimini, 1,4-0,9 Ma, e Monti della Tolfa, 4,2-2,1 Ma), in Toscana meridionale (es., Campiglia, 4,5 Ma, e Monte Amiata, 0,3-0,2 Ma). Dal concetto genetico legato all'anatessi di crosta continentale di MARINELLI (1967), si è passati, anche attraverso studi isotopici e geochimici, ad identificare per questi prodotti, sia intrusivi che effusivi, una diversa affinità petrogenetica, da crustale a mantellica. In particolare, sono evidenti diversi gradi di interazione tra magmi di provenienza mantellica e magmi felsici crustali. Pertanto il concetto originario della Provincia Magmatica Toscana è cambiato e mantiene solo un significato spaziale e temporale all'interno della storia evolutiva dei magmi dell'Appennino e del Mar Tirreno (PECCERILLO *et alii*, 1987; INNOCENTI *et alii*, 1992; SERRI *et alii*, 1993; POLI, 2004). Le unità magmatiche elbane fanno parte di un complesso plutonico-ipoabissale in cui è evidente il diretto legame tra le masse plutoniche ed il corteo filoniano subvulcanico ad esse legato.

Le principali unità intrusive dell'Isola d'Elba sono (fig. 34) i Monzograniti di Monte Capanne e Porto Azzurro, i Porfidi di San Martino e Portoferraio, il Microgranito di Punta del Nasuto e l'Aplite di Capo bianco.

Tenendo conto anche dei corpi filoniani minori si possono distinguere due raggruppamenti 1) le rocce ipoabissali porfiriche (Porfido di Portoferraio, Porfido di San Martino, Porfido di Orano, "filone di Monte Castello", "filoni di Casa Carpini" e "filoni di Monte Capo Stella"), 2) le rocce faneritiche plutoniche (Monzogranito di Monte Capanne, Monzogranito di Porto Azzurro, Microgranito di Punta del Nasuto e Aplite di Capo Bianco).

È importante anche ricordare in quali Unità tettoniche e formazioni questi corpi magmatici si sono intrusi; partendo dalle unità più giovani:

- "filone di Monte Castello": Unità "ligure" Monte Strega;
- Monzogranito di Porto Azzurro: Unità "toscana" Porto Azzurro, in particolare il Complesso di Monte Calamita;
- Porfido di Orano: Monzogranito di Monte Capanne, aureola termometamorfica dell'Elba occidentale e, localmente, Unità "ligure" Ripanera, Porfido di San Martino e "leucogranito di Sant'Ilario";
- "leucogranito di Punta del Cotoncello": Monzogranito di Monte Capanne e

aureola termometamorfica dell'Elba occidentale;

- "leucogranito di Sant'Ilario": Monzogranito di Monte Capanne e aureola termometamorfica dell'Elba occidentale;

- Monzogranito di Monte Capanne: Unità "liguri" Punta le Tombe e Punta Polveraia-Fetovaia (corrispondenti all'Unità "ligure" non metamorfica Monte Strega dell'Elba orientale);

- Porfido di San Martino: Unità "ligure" Ripanera, Porfido di Portoferraio e, localmente, aureola termometamorfica dell'Elba occidentale;

- Porfido di Portoferraio: Unità "ligure" Ripanera e, localmente, Unità "ligure" Lacona;

- Microgranito di Punta del Nasuto: Porfido di Portoferraio;

- Apliti di Capo Bianco: Unità "ligure" Ripanera e, localmente, Unità "ligure" Lacona, Porfido di Portoferraio e aureola termometamorfica dell'Elba occidentale.

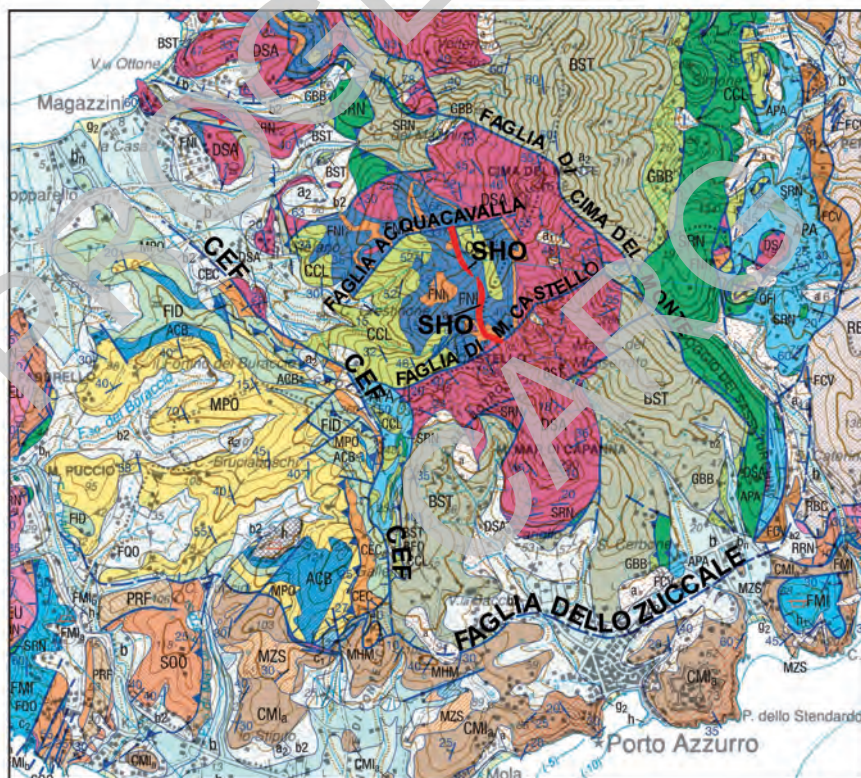


Fig. 34 - Carta geologica di dettaglio dell'area di Monte Castello, con la traccia (fuori scala) in arancione del "filone (shoshonitico, SHO) di Monte Castello" che affiora tra le faglie di Monte Castello e dell'Acquacavalla. CEF- Faglia dell'Elba centrale.

I “filoni di Casa Carpini” e “filoni di Monte Capo Stella” che non sono stati datati, sono intrusi nelle Unità “ligure metamorfica” Acquadolce” e nell’ Unità ”ligure” Monte Strega.

3.1. - Aplite di Capo Bianco (ACB)

(apliti porfiriche, MATTEUCCI, 1898; apliti porfiriche a tormalina, MARINELLI, 1955; Aplite porfirica tormalinifera ed Eurite, BARBERI *et alii*, 1967a; Aplite porfirica ed Eurite, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; *opp*, Capo Bianco Porphyritic Aplites, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

L’aplite costituisce cinque affioramenti lungo il crinale tra Marciana e Punta del Nasuto nell’Elba occidentale. Nell’Elba centrale costituisce affioramenti discontinui lungo la costa tra Capo d’Enfola e Portoferraio che continuano verso sud fino a Colle Reciso e all’area mineraria della Crocetta - Buraccio (ad ovest di Porto Azzurro). Le esposizioni migliori sono sulle falesie attorno a Punta Capo Bianco, ad ovest di Portoferraio.

Si tratta di una roccia subvulcanica porfirica, classificabile come granito a feldspato alcalino, che in affioramento si presenta di colore bianco con sfumature

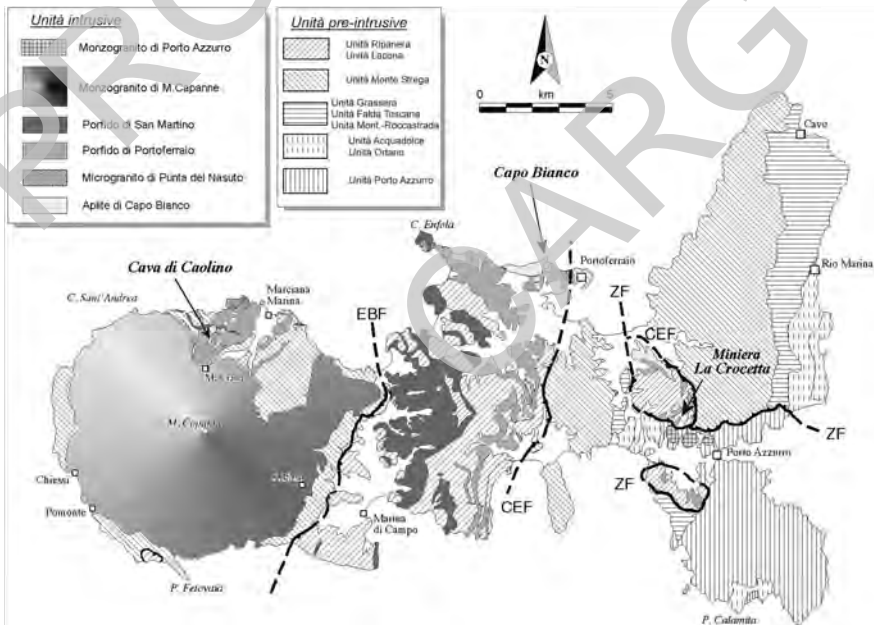


Fig. 35 - Carta della distribuzione dei corpi magmatici. EBF- Faglia Colle di Palombaia-Procchio; CEF- Faglia dell’Elba centrale; ZF- Faglia di Zuccale.

azzurrine e rosate, intensamente fratturata, con formazione di piccoli blocchi a spigoli vivi.

Nell'Elba occidentale l'Aplite di Capo Bianco è incassata nel Porfido di Portoferraio e nelle rocce dell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia legate all'aureola di contatto del plutone di Monte Capanne (fig. 35). La geometria dei corpi intrusivi, i rapporti di intersezione con le unità intrusive più giovani e la deformazione indotta dal plutone indicano che si tratta di un unico *sill* intruso all'interno del complesso ofiolitico e successivamente smembrato e obliterato dall'intrusione del Porfido di Portoferraio e del Porfido di San Martino (vedi oltre).

Nell'Elba centrale l'Aplite di Capo Bianco, originariamente appartenente ad un unico *sill*, si trova nell'Unità Lacona e nella parte basale dell'Unità Ripanera, e risulta generalmente inglobata' entro il Porfido di Portoferraio. Le apliti dell'area della Crocetta - Buraccio sono state intensamente sericitizzate dai fluidi tardo-

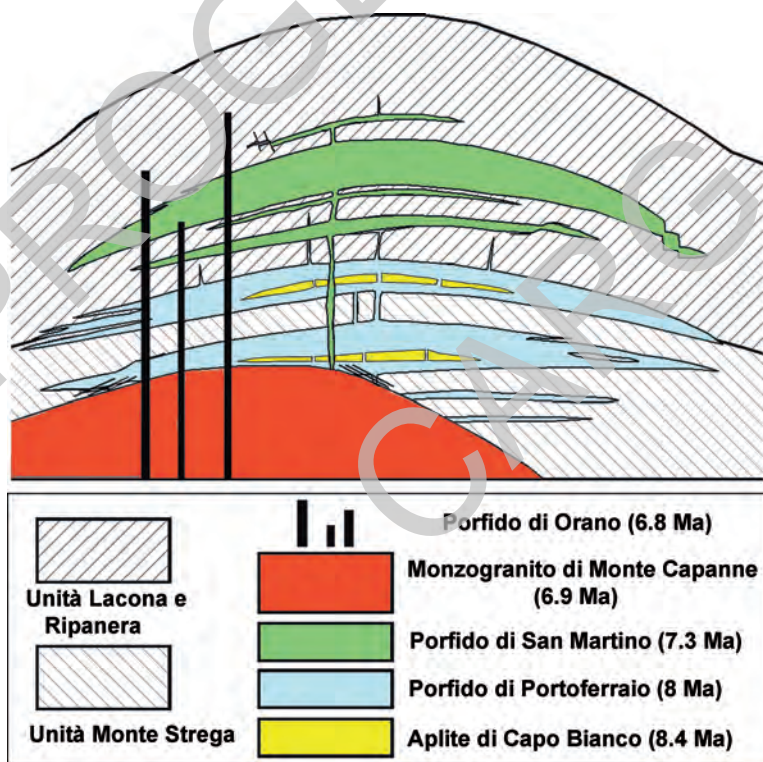


Fig. 36 - Rappresentazione schematica del domo costituito dal complesso di laccoliti, disposti come un "Christmas-tree", e dal Monzogranito di Monte Capanne, attraversati dai filoni di Porfido di Orano (da WESTERMAN et alii, 2004).

magmatici/idrotermali connessi all'intrusione del Monte Capanne che, sono stati convogliati lungo la Faglia normale a basso angolo dell'Elba centrale (CEF, "n" in fig. 43), presente alla base delle Unità Lacona e Ripanera. Queste apliti, l'alterazione delle quali è stata datata circa 6,7 Ma, sono attivamente coltivate per l'industria ceramica visto l'alto contenuto in potassio, presso la Miniera della Crocetta (MAINERI *et alii*, 2003).

La tessitura delle apliti è porfirica, per la presenza di fenocristalli di quarzo, feldspato potassico, oligoclasio e muscovite (dimensioni comprese tra 1 e 5 mm). Il contenuto in fenocristalli è estremamente variabile, da circa il 10% a circa 1-2%. La massa fondamentale, costituita da albite, quarzo, feldspato potassico e zinnwaldite è afanítica e di colore biancastro, porcellanacea. Sono spesso presenti concentrazioni di tormalina, generalmente fibroso-raggiata, di colore nero. La tormalina forma con la zinnwaldite concentrazioni planari che conferiscono alla roccia una struttura pseudo-stratificata, con strati di alcuni centimetri di spessore. Questa caratteristica è assente negli affioramenti della zona di Marciana, dove è tipica anche l'assenza di tormalina, e le più ridotte dimensioni dei cristalli della massa fondamentale. Accessori relativamente diffusi sono xenotimo, monazite, ossidi di Nb e Ta del gruppo ilmenorutilo-strüverite e wolframoixiolite.

L'Aplite di Capo Bianco è il corpo intrusivo terziario più antico dell'isola, con una età di messa in posto di circa 8-8,5 Ma (età Rb-Sr e ^{40}Ar - ^{39}Ar su muscovite; DINI *et alii*, 2002; MAINERI *et alii*, 2003). L'età è Tortoniano superiore.

3.2. - Microgranito di Punta del Nasuto (SUT)

(Nasuto microgranite, DINI *et alii*, 2002)

Questa roccia, inclusa da MARINELLI (1955) nel gruppo comprensivo delle rocce porfiriche, è un corpo microgranitico porfirico che affiora in una limitata area lungo la costa settentrionale dell'Elba occidentale, nella zona di Punta del Nasuto (NO di Marciana Marina).

La composizione è sienogranitica. La tessitura è caratterizzata da piccoli fenocristalli di quarzo, plagioclasio zonato (andesina-oligoclasio), feldspato potassico e biotite inglobati in una massa di fondo microgranulare formata da quarzo, feldspato potassico e plagioclasio oligoclasico. Notevoli sono i fenomeni di alterazione idrotermale, con formazione di cavità lenticolari con clorite e idrossidi di ferro. In queste rocce sono assenti gli inclusi microgranulari mafici, nonché gli xenoliti di altra natura.

Questo corpo magmatico non è stato datato isotopicamente, ma è chiaramente intruso da dicchi del Porfido di Portoferraio. Pertanto per esso è ipotizzabile un'età di poco precedente a 8 Ma. L'età è Tortoniano superiore *p.p.*

3.3. - *Porfido di Portoferraio (FID)*

(Porfidi granodioritici o gradue nitici *pp*, BARBERI *et alii*, 1967a; Porfidi granodioritici dell'Elba centrale *p.p.*, Porfido granitico di Marciana e Porfidi granitici di Portoferraio, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; α , Capo Bianco Porphyritic Aplites *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Queste rocce presentano le loro migliori esposizioni nella parte sommitale delle scogliere tra Acquaviva e Punta di Sansone (a SO di Capo d'Enfola); altri buoni affioramenti si trovano nella parte meridionale dell'isola, presso Capo di Fonza, che limita ad occidente il Golfo di Lacona.

Nella precedente cartografia il Porfido di Portoferraio era considerato un'unica formazione con il Porfido di San Martino (BARBERI *et alii*, 1967a), successivamente DINI *et alii* (2002) vi hanno distinto le due formazioni magmatiche sulla base di: i) dimensioni dei mega/fenocristalli di feldspato potassico, ii) presenza di xenoliti e/o inclusi microgranulari mafici, iii) caratteri geochimici e isotopici, iv) età isotopica.

Il Porfido di Portoferraio è decisamente porfirico, con un colore variabile da grigio a bianco, fino a bruno-rossastro, secondo il grado di alterazione idrotermale. La fratturazione è generalmente spaziata e quasi sempre associata ad alterazione idrotermale. Questa diminuisce la resistenza meccanica della roccia, per cui gli affioramenti sono caratterizzati da grandi blocchi con spigoli arrotondati.

Il Porfido di Portoferraio costituisce un laccolite composito a livelli multipli (fig. 35), attualmente smembrato in due porzioni principali a causa della complessa storia tettonica.

Nell'Elba occidentale (zona di Marciana) affiorano tre corpi principali, incassati nelle metaofioliti e negli *hornfels* pelitico-carbonatici dell'aureola di contatto del plutone del Monte Capanne. La giacitura è inclinata verso NO con direzione NE-SO. Numerosi dicchi subverticali si propagano dai livelli principali dentro l'incassante. Il corpo più spesso ingloba i corpi di Aplite di Capo Bianco e di Microgranito di Punta del Nasuto, tagliandoli con numerosi dicchi. Le terminazioni sud-occidentali dei tre livelli sono troncate dal corpo plutonico del Monte Capanne, che ha indotto intense ricristallizzazioni e deformazioni, coerentemente a quanto osservato nelle rocce termometamorfiche incassanti. I livelli di Porfido di Portoferraio avevano originariamente un'estensione di una decina di chilometri, come indicato dal ritrovamento di livelli di questa formazione magmatica, fortemente deformati e ricristallizzati, nella porzione di aureola di contatto tra Colle di Orano e Pomonte.

Nell'Elba centrale un potente corpo di Porfido di Portoferraio (con direzione NS, immersione a ovest) affiora nell'Unità Lacona e, più estesamente, nella parte basale dell'Unità Ripanera, attraversando tutta l'isola, dalla costa settentrionale (zona di Capo d'Enfola - Portoferraio) fino alla costa meridionale (zona di Capo Fonza).

Nella parte settentrionale dell'isola, questo corpo intrusivo ha uno spessore notevole (circa 400 m) e ingloba i corpi di Aplite di Capo Bianco; verso sud il corpo intrusivo si divide in numerosi filoni-strato sub-paralleli collegati da dicchi sub-verticali.

Il Porfido di Portoferraio ha composizione variabile da monzogranito a sienogranito. La tessitura fortemente porfirica è caratterizzata dalla presenza di fenocristalli di feldspato potassico (sanidino di bassa temperatura), di dimensione da pochi millimetri fino a 2 cm associati a fenocristalli millimetrici di quarzo, spesso bipiramidale, plagioclasio (andesina-oligoclasio) e biotite, immersi in una pasta di fondo allotriomorfa quarzoso-feldspatica, a grana fine. Tra i minerali accessori si segnalano tormalina, zircone, apatite, monazite, allanite e thorite. La tormalina può formare aggregati di taglia fino ad 1 cm, di cristalli prismatici, o tende a sostituire i K-feldspati, sia i fenocristalli che nella massa di fondo. L'alterazione idrotermale ha prodotto una disseminazione di calcite e sericite sui plagioclasii, e si è sviluppata clorite e sericite su biotite. Anche in queste rocce sono molto rare le inclusioni microgranulari mafiche, così come gli xenoliti di metamorfiti scistose.

Una datazione isotopica Rb-Sr ha dato per il Porfido di Portoferraio un'età di circa 8 Ma, simile a quella dell'Aplite di Capo Bianco (DINI *et alii*, 2002), cui è chiaramente posteriore, come è osservabile in affioramento dai suoi rapporti di intersezione con i corpi aplitici. L'età è Tortoniano superiore *p.p.*

3.4. - Porfido di San Martino (PFM)

(Porfidi granodioritici o granitici *p.p.*, BARBERI *et alii*, 1967a; Porfidi granodioritici dell'Elba centrale *p.p.*, BARBERI *et alii*, 1969, 1969b, π, St. Martino and Portoferraio Porphyries *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questi porfidi sono ben esposti lungo la strada tra Marina di Campo e Lacona. La caratteristica più rilevante è la presenza di numerosi megacristalli di feldspato potassico (sanidino di bassa temperatura) di dimensioni fino a 15 cm (circa 50-300 per m²) che producono una tessitura fortemente porfirica osservabile anche a grande distanza. I megacristalli di feldspato potassico in genere sono distribuiti e orientati in modo casuale ma localmente assumono una decisa isorientazione per flusso magmatico. Come già osservato per il Porfido di Portoferraio, anche questa formazione magmatica ha subito intensi fenomeni di idrotermalizzazione che producono una notevole variabilità di colore da grigio a bianco, fino a bruno-rossastro. Anche in questo caso la fatturazione è spaziata e produce affioramenti con grandi blocchi a spigoli arrotondati.

Il Porfido di San Martino costituisce un laccolite composito a livelli multipli (fig. 35) attualmente smembrato in due parti principali a causa della complessa evoluzione tettonica.

Nell'Elba occidentale, gli affioramenti della zona di Marciana sono costituiti

da alcuni dicchi subverticali potenti fino a 50 m ed estesi in direzione E-O per circa 2,5 km incassati nelle rocce ofiolitiche e sedimentarie metamorfiche dell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia, e tagliano le unità intrusive più vecchie. Questi dicchi rappresentano la zona di alimentazione del laccolite vero e proprio attualmente affiorante nell'Elba centrale. Le estremità occidentali dei dicchi in prossimità del contatto con il plutone del Monte Capanne sono fortemente deformate e ricristallizzate coerentemente con la strutturazione dell'aureola di contatto.

Nell'Elba centrale il laccolite a livelli multipli del Porfido di San Martino è ospitato nell'Unità Ripanera, al di sopra del laccolite del Porfido di Portoferraio. Anche in questo caso i corpi intrusivi tagliano le precedenti unità intrusive. Il laccolite è costituito da tre livelli principali, immergenti verso ovest, collegati da alcuni dicchi subverticali. Il corpo più spesso occupa la posizione stratigrafica più elevata, si estende in direzione NS dalla zona di Procchio fino al Golfo di Marina di Campo, e raggiunge uno spessore massimo di 700 m nella zona centrale per poi suddividersi in livelli più sottili alle estremità settentrionale e meridionale.

Il Porfido di San Martino ha composizione monzogranitica; i fenocristalli presenti, oltre al prevalente K-feldspato in megacristalli, sono in ordine decrescente di abbondanza, il quarzo spesso eudrale, il plagioclasio zonato (andesina-oligoclasio) e la biotite. Tra gli accessori comunemente si rinvengono zirconio, apatite, monazite e tormalina (quest'ultima nell'Elba centrale). L'alterazione idrotermale ha prodotto anche in queste rocce la trasformazione più o meno spinta del plagioclasio in aggregati sericitico-calcitici, la cloritizzazione della biotite e la sericitizzazione del K-feldspato. Abbastanza frequenti sono gli inclusi mafici microgranulari e gli xenoliti di rocce metasedimentarie foliate con biotite, plagioclasio, sillimanite, granato, spinello verde e raro corindone.

L'età di messa in posto è di 7,4-7,2 Ma (età Rb-Sr e ^{40}Ar - ^{39}Ar), in accordo con i rapporti di intersezione con l'Aplite di Capo Bianco e il Porfido di Portoferraio osservabili in campagna. L'età è Tortoniano terminale-Messiniano basale.

3.5. - Monzogranito di Monte Capanne (MZM)

(Intrusione granodioritica del Monte Capanne, MARINELLI, 1959; Granodiorite del Monte Capanne, BARBERI *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; Granodiorite du Monte Capanne, PERRIN, 1975 e BOUILLIN, 1983; Monte Capanne pluton, DINI *et alii.*, 2002)

Questo corpo plutonico (DINI *et alii*, 2002; WESTERMAN *et alii*, 2003, 2004; GAGNEVIN *et alii*, 2004, 2005), il più grande dell'intera Provincia Magmatica Toscana, costituisce gran parte dell'Isola d'Elba occidentale (figg. 34 e 35) ed i suoi affioramenti, salvo locali coperture detritiche, sono pressoché continui su di un'area a forma di cupola emisferica estesa per circa 42 km², con diametro di circa 10 km, e culminante con il Monte Capanne (m 1018). Le diverse facies del plutone (vedi anche FARINA *et alii*, 2010) (fig. 36) sono ben esposte nelle seguenti

località: “facies di San Piero” (MZM_c) nell’area della cava attiva Corridoni presso San Piero; la “facies di San Francesco” (MZM_b) nella omonima località presso la chiesa di San Giovanni (strada San Piero - Monte Perone); “facies di Sant’Andrea” (MZM_a) presso il Capo Sant’Andrea.

Queste rocce ignee leococratiche hanno una composizione modale tra granodioritica e monzogranitica.

“*facies di Sant’Andrea*” (MZM_a)

La “*facies di Sant’Andrea*”, nelle parti periferiche del plutone, ha tipica tessitura porfirica, caratterizzata da numerosi megacristalli prismatici (generalmente

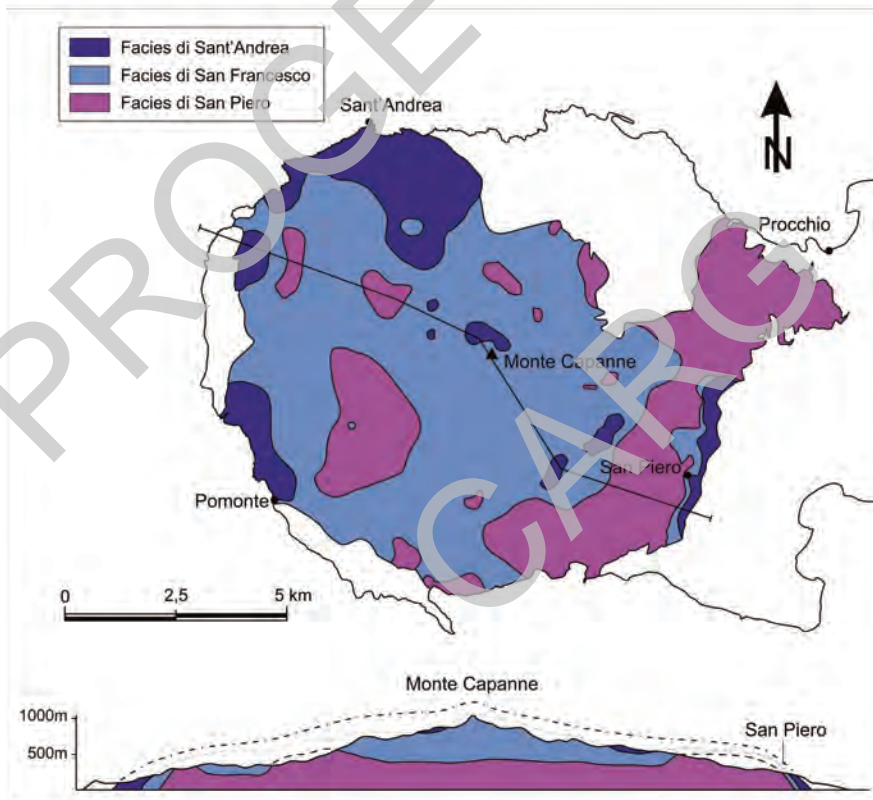


Fig. 37 - Monte Capanne: carta geologica e sezione schematica NO-SE. Le facies petrografiche di Sant’Andrea, San Francesco e San Piero, in cui è stato suddiviso il Monzogranito di Monte Capanne, sono rappresentate schematicamente come tre livelli che si estendono per tutto il plutone. Questi livelli assumono nella parte alta del monte una forma convessa. (da DINI et alii, 2007).

150-200, ma localmente fino a 300 cristalli/m²), tipicamente euedrali, di ortoclasio pertitico di dimensioni fino a diversi cm (mediamente attorno ai 5 cm di lunghezza, max 20 cm) che presentano spesso orli pecilitici. In questa facies, ed in particolare nel settore sud-orientale del plutone, sono inoltre presenti frequenti inclusi sferoidali-ellissoidali microgranulari mafici di colore grigio scuro-verdastro e di dimensioni fino a metriche (max 3 m) (PERUGINI & POLI, 2003; WESTERMAN *et alii*, 2003). Queste rocce hanno composizione da tonalitica a monzogranitica e sono costituite principalmente da una massa a grana fine di plagioclasio andesinico e biotite nella quale sono presenti xenocristalli rotondeggianti e di regola riassorbiti di K-feldspato e di quarzo, nonché rari cristalli di pirosseno, talora trasformati in aggregati fibrosi di anfiboli. Tali inclusi mafici derivano dalla risalita di fusi mantellici poco miscibili con il soprastante magma anatettico dando così luogo al cosiddetto fenomeno di “mingling” (eventualmente incorporando elementi del magma felsico come i fenocristalli di K-feldspato), nonché alla parziale ibridizzazione del magma anatettico stesso (“magma mixing”) (POLI *et alii*, 2002; DINI *et alii*, 2002).

“facies di San Francesco” (MZM_b)

La “facies di San Francesco” presenta caratteristiche transizionali tra quelle di San Piero e di Sant’Andrea. Dal punto di vista composizionale è da sottolineare il maggiore contenuto in Ca (fino ad An₄₅) del nucleo dei plagioclasii e la presenza di aggregati di anfibolo (probabilmente in sostituzione di originari pirosseni) nelle “facies di San Piero” e di San Francesco rispetto alla “facies di Sant’Andrea”. Inoltre le tre facies mostrano piccole, ma sistematiche variazioni sul contenuto in elementi maggiori ed in tracce, della composizione isotopica e dei cristalli di biotite.

“facies di San Piero” (MZM_c)

La “facies di San Piero” è quella meno evoluta (o “normale”) e più omogenea, in quanto presenta una tipica tessitura granulare ipidiomorfa di taglia medio-fine, costituita da plagioclasio (andesinico-oligoclasico di regola zonato con nucleo andesinico; 38% vol), quarzo (27% vol), ortoclasio (22% vol), e biotite (13% vol); gli accessori sono apatite, zircone, monazite, allanite e talora anche tormalina e ossidi (magnetite). I fenocristalli di K-feldspato sono in genere scarsi.

Il corpo intrusivo, anche se si presenta per lo più sostanzialmente isotropo, mostra foliazioni e lineazioni mineralogiche legate all’orientazione dei cristalli di biotite e dei fenocristalli di ortoclasio che sono particolarmente ben sviluppate nelle parti sud-orientali del plutone secondo una direzione NNE-SSO (BOCCALETTI & PAPINI, 1989). Tali orientazioni sono state legate dagli autori ai fe-

nomeni di flusso magmatico ed evidenziano in generale la presenza di due cupole magmatiche culminanti con il Monte Giove ed il Monte Capanne, come è anche desumibile dai dati di suscettività magnetica-AMS ottenuti per l'intera plutonica affiorante da BOUILLIN *et alii* (1993).

Fenomeni di alterazione esogena impartiscono a queste rocce colorazioni bruno-rossastre e particolari forme di erosione quali tafonature ed esfoliazioni cipollari con formazione in posto di blocchi sferoidali o di lastre; inoltre, nei casi di alterazione più spinta la roccia monzogranitica può trasformarsi in una coltre eluviale/colluviale sabbiosa grossolana.

L'età isotopica è attorno ai 6,9 Ma (DINI *et alii*, 2002). L'età è Messiniano inferiore *p.p.*

3.6. - "leucogranito di Sant'Ilario" (LSI)

Questi corpi filoniani leucogranitici, ben esposti in località Il Prado sotto il cimitero di San Piero, hanno spessore da pochi cm fino ad alcune decine di metri. Intersecano sia il corpo monzogranitico del Monte Capanne che la sua aureola termometamorfica e sono a loro volta tagliati dal Porfido di Orano. Dal punto di vista compositivo, il "leucogranito di Sant'Ilario" è costituito in larga parte da sienograniti, talora porfirici, e, subordinatamente, da apliti granitiche, spesso tormalinifere (una zona intensamente filonizzata di quest'ultime è ben esposta lungo la strada panoramica a sud di Pomonte, sul contatto tra "basalti" e "diaspri di Monte Alpe"). I costituenti mineralogici dei leucograniti sono quarzo, ortoclasio e plagioclasio, oligoclasio e meno frequentemente albitico, e quantità minori (in genere meno del 5%) di biotite (meno abbondante, ma generalmente di dimensioni maggiori rispetto a quella presente nel monzogranito) e/o tormalina. Localmente sono presenti anche scarse quantità di muscovite.

Particolarmente nell'area di San Piero e di Sant'Ilario, questi corpi intrusivi risultano tabulari e sono strettamente associati a delle vene aplitico-pegmatitiche con quarzo, ortoclasio e plagioclasio oligoclasio-albitico e cristalli di grossa taglia tra i quali le famose tormaline elbaitiche, il berillo, i granati spessartitici, la petalite e la pollucite (PEZZOTTA, 2000). Le pegmatiti sono in forma di filoncelli, di spessore da decimetrico fino a 2 m, che talora tagliano vistosamente i corpi leucogranitici. I corpi pegmatitici principali sono stati segnalati nella carta geologica con un asterisco. Altrove (es. presso il Fosso dell'Ogliera e Punta del Timone) si presentano come dicchi che tagliano le rocce dell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia o il Monzogranito di Monte Capanne (es. presso Chiessi e la cima del Monte Capanne).

Non sono disponibili datazioni radiometriche, ma i rapporti di intersezione con gli altri corpi magmatici, lo collocano tra i 6,9 Ma della "facies di San Piero" del apparato plutonico del Monte Capanne e i 6,85 Ma del Porfido di Orano, che intrude tutti questi corpi magmatici e l'incassante. L'età è Messiniano inferiore *p.p.*

3.7. - “leucogranito di Punta del Cotoncello” (NCL)

Affiora nell’omonima località.

Si tratta di un dicco esteso per circa 500 m e di spessore max attorno ai 100 m che taglia il corpo monzogranitico del Monte Capanne (“facies di Sant’Andrea”); è disposto parallelamente al contatto di quest’ultimo con le rocce dell’aureola termometamorfica. Anch’esso ha composizione monzogranitica, con modeste concentrazioni di megafenocristalli di K-feldspato, assenza di inclusi microgranulari mafici e una massa cristallina di fondo di dimensioni più fini rispetto al Monzogranito di Monte Capanne.

Per l’età valgono le stesse considerazioni fatte per il “leucogranito di Sant’Ilario”. L’età è Messiniano inferiore *p.p.*

3.8. - Porfido di Orano (PFN)

(Filoni a massa fondamentale scura, MARINELLI, 1955; Porfido blu, CORNELIUS, 1957; Rioliti, JUTEAU *et alii*, 1984; Orano dykes, POLI *et alii*, 1989; Filons sombres, BUSSY, 1990.)

In questa unità magmatica sono stati collettivamente riuniti più di 100 dicchi mafici a composizione piuttosto variabile, ma sempre ricchi in biotite-flogopite, che costituiscono uno sciame sia nella parte occidentale che centrale dell’isola. Buone esposizioni di questi dicchi sono quelle presenti lungo la strada principale presso Colle d’Orano.

Questa formazione intrusiva è stata cartografata da LOTTI (1884) e da BARBERI *et alii* (1967a) come appartenente all’unità dei Porfidi *s.l.* e quindi raggruppata insieme agli altri porfidi monzogranitici e sienogranitici (qui suddivisi in Porfido di San Martino e Porfido di Portoferraio).

Il Porfido di Orano si presenta frequentemente idrotermalizzato ed il colore in affioramento passa dal tipico bruno-grigio scuro dei dicchi non alterati, ad un colore verde, grigio chiaro e bianco a seconda dell’intensità della ricristallizzazione subita. La fratturazione presenta una spaziatura molto variabile così come pure l’aspetto della roccia all’affioramento, con blocchi a spigoli vivi nelle porzioni non alterate e blocchi arrotondati nelle zone idrotermalizzate. Costituisce un sciame di dicchi sub-verticali a direzione prevalente est-ovest la cui parte basale affiora nel settore nord-occidentale del Monte Capanne, mentre la parte superiore si trova intrusa nelle Unità tettoniche Ripanera e Lacona nell’Elba centrale, che si scollarono dalla copertura del plutone e traslarono tettonicamente verso est lungo la faglia normale a basso angolo dell’Elba centrale (CEF, vedi oltre). Nell’Elba occidentale i dicchi tagliano sia il Monzogranito di Monte Capanne sia l’aureola di contatto, con potenze osservabili fino a 50 m ed una estensione in direzione di oltre 7 km. Nell’Elba centrale i dicchi tagliano le Unità Ripanera e Lacona e le

altre unità intrusive porfiriche già descritte (figg. 34 e 35).

La composizione media del Porfido di Orano è granodioritica, anche se sono presenti termini fino a quarzo-monzodioritici. Tipica è la costante presenza di fenocristalli di plagioclasio a zonatura complessa e composizione nei limiti labradorite-oligoclasio, e biotite con composizioni sia ricche in Fe che in Mg, talora presenti anche in uno stesso dicco. Sporadicamente presenti tra i fenocristalli anche il clinopirosseno, generalmente profondamente trasformato in actinolite e clorite, e olivina, totalmente sostituita da aggregati di fillosilicati magnesiaci. In alcuni campioni è stata rinvenuta anche rara Mg-hastingsite. Frequenti anche xenocristalli di grandi dimensioni, fortemente arrotondati, di quarzo e feldspato potassico. La massa fondamentale, da fine a molto fine, è costituita dall'associazione plagioclasio e flogopite-biotite con feldspato potassico e quarzo. Accessori comuni sono l'apatite, lo zirconio e l'allanite; più saltuari sono la magnetite e l'ilmenite, la perrierite e la thortite. Sono comuni gli inclusi mafici con tessiture doleritiche microgranulari, mentre rari sono gli xenoliti di metamorfici.

Il Porfido di Orano ha un'età di messa in posto di 6,85 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar) e rappresenta l'ultimo evento intrusivo del complesso magmatico dell'Elba centro-occidentale. L'età è Messiniano inferiore *p.p.*

3.9. - Monzogranito di Porto Azzurro (MZS)

(Quarzomonzonite di Fosso Mar di Carpisi, BARBERI *et alii*, 1967a; Quarzomonzonite di Porto Azzurro, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Monzogranito, SERRI *et alii*, 1991; γ , La Serra-Porto Azzurro Monzogranite, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questa unità magmatica affiora tra Cala di Mola ed il Fosso di Mar di Carpisi ad ovest di Porto Azzurro; affioramenti minori sono presenti lungo la costa tra la Spiaggia di Barbarossa e Capo Bianco, a NE di Porto Azzurro. Le migliori esposizioni sono lungo la strada del Fosso di Mar di Carpisi (a nord-est della Spiaggia del Lido di Capoliveri) che porta alla Miniera di Case Buraccio - La Crocetta e sul fianco orientale della valle stessa. La sua presenza in profondità nelle aree di San Felo e di Santa Caterina a NE di Porto Azzurro e a NE della Miniera di Terranera è documentata in alcuni sondaggi minerari esplorativi.

Il monzogranito è intruso nel Complesso di Monte Calamita.

La composizione di queste rocce eterogranulari ipidiomorfe è simile a quella delle parti più acide del Monzogranito di Monte Capanne includendo quarzo (circa 31% vol), plagioclasio (circa 30% vol) a composizione essenzialmente oligoclasica, spesso zonato con nucleo andesinico, ortoclasio (circa 24% vol), biotite (circa 16% vol) frequentemente in via di cloritizzazione, e accessori quali apatite, zirconio, magnetite e tormalina; inoltre è comune la cordierite, di regola pinitizzata. Spesso la tessitura diviene porfiroide per la presenza di fenocristalli di ortoclasio pertitico anche di dimensioni centimetriche ed in quantità max di 50 cristalli/m².

Nel monzogranito mancano gli inclusi mafici microgranulari.

Il Monzogranito di Porto Azzurro ha prodotto inoltre nell'Unità Porto Azzurro incassante un corteo filoniano costituito da sciami di leucograniti, micrograniti e apliti ("Filoni granitici ed aplitici con sacche pegmatitiche", BARBERI *et alii* (1967a). Rari filoni sono stati riconosciuti anche all'interno degli "scisti di Capo d'Arco" lungo la costa tra Capo d'Arco e Ortano e all'Isolotto di Ortano.

Le rocce del corteo filoniano non sono cartografabili alla scala della carta. Sono state comunque riportate mediante soprassegno le aree più intensamente filonizzate, corrispondenti alla parte orientale del Promontorio del Monte Calamita e all'area di Porto Azzurro.

Buoni affioramenti di questi dicchi, di spessore generalmente da pochi cm fino a poco più di 1 m (max circa 20 m sulla strada tra Capoliveri e le miniere del Monte Calamita), si trovano lungo la strada panoramica e la sottostante falesia, immediatamente ad occidente di Porto Azzurro.

Micrograniti e leucograniti presentano tessitura granulare ipidiomorfa con plagioclasio oligoclasico-andesinico, quarzo, ortoclasio, accompagnati in genere da basse quantità scarsa biotite e/o muscovite, cordierite; i minerali accessori sono apatite, zircone, tormalina shorlitica, magnetite.

L'ortoclasio prevale sul plagioclasio intermedio-acido nelle apliti che localmente presentano porzioni ricche in tormalina nera; possono essere presenti anche la muscovite, andalusite, cordierite e granato.

Questi filoni sono localmente tagliati da vene idrotermali di quarzo e tormalina a composizione shorlitico-dravitica; inoltre, fenomeni di metasomatosi a tormalina e quarzo possono essere presenti sul contatto tra i filoni leucogranitici e le rocce cornubianitiche incassanti (DINI *et alii*, 2008).

Questi filoni granitici e aplitici presentano età radiometriche sostanzialmente coeve con quelle del Monzogranito di Porto Azzurro, che risulta attorno ai 5,9 Ma (SAUPÉ *et alii*, 1982; MAINERI *et alii*, 2003).

Datazioni ^{40}Ar - ^{39}Ar condotte sulla muscovite delle metapeliti e metapsammiti del Complesso di Monte Calamita, hanno messo in luce un'età di 6.23 Ma per il termometamorfismo connesso all'intrusione del monzogranito (Musumeci *et al.*, 2010). L'età è Messiniano superiore *p.p.*

3.10. - "filone di Monte Castello" (mc) (μ , Mt. Castello Dyke, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questo dicco mafico (CONTICELLI *et alii*, 2001), esposto a nord di Monte Castello (NNO di Porto Azzurro) (fig. 37), si è intruso nell'Unità Monte Strega, dove attraversa con assetto indeformato la spessa *gauge* della Faglia di Monte Castello ("p" in fig. 43) e, dirigendosi a N, sembra scomparire nella Faglia dell'Acqua Cavalla ("q" in fig. 43).

È costituito da una roccia porfirica grigio scura e bruna con xenocristalli di plagioclasio (a composizione bytownitico-labradoritico), clinopirosseno augítico, olivina (di regola completamente alterata in serpentino o smectite), e talvolta anche di ortoclasio di dimensioni fino a 10 cm. La massa di fondo è costituita da clinopirosseno, sanidino, plagioclasio intermedio-basico ed accessori quali magnetite ed apatite. Il filone ha una composizione totale shoshonitica con una chiara affinità alcalino-potassica.

L'età isotopica ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) è di circa 5,83 Ma (CONTICELLI *et alii*, 2001). L'età è Messiniano superiore *p.p.*

3.11. - CORPI FILONIANI DI DIMENSIONI NON CARTOGRAFABILI

3.11.1. - "filoni di Casa Carpini" (cc)

(lamprofiri - kersantiti, DEBENEDETTI, 1952; +, Casa Carpini Lamprophyries, BORTOLOTTI *et alii*, 2001)

Si tratta di due dicchi porfirici (PANDELI *et alii*, 2006) di colore grigio e grigio chiaro esposti lungo i versanti orientale e meridionale di Monte Arco, all'interno delle "filladi e metasiltiti di Porticciolo" (uno affiora lungo la strada poco oltre l'ingresso del Residence di Capo d'Arco). Questi filoni, il cui spessore varia da circa 50 cm a poco più di 2 m, tagliano nettamente le foliazioni delle rocce metamorfiche incassanti. La loro composizione è quarzo-dioritica e contengono fino al 23% di minerali femici (biotite) (PANDELI *et alii*, 2006). In particolare, presentano una tessitura microcristallina porfirica costituita da plagioclasio, biotite (di regola più o meno cloritizzata), quarzo, K-feldspato, e rara muscovite in cui sono dispersi xenocristalli di quarzo, plagioclasio e K-feldspato. I fenocristalli di plagioclasio presentano una composizione albitico-oligoclasica (An 9-23%) e leggere zonature normali; la variabilità del contenuto di An è più ampia nei microcristalli della massa di fondo (An 5-34%). Questi filoni sono petrograficamente diversi dal "filone di Monte Castello" e dai molti dei dicchi associati ai plutoni granitici e ai laccoliti dell'Isola d'Elba. Analogie si osservano con il Porfido di Orano a composizione monzogranitica, granodioritica e quarzo-monzodioritica. Le caratteristiche petrologiche e geochemiche sono tipiche delle rocce intermedio-acide dell'Isola d'Elba, derivanti da *mixing* fra un magma calcalkalino intermedio-femico del tipo di quelli dell'Isola di Capraia e un fuso crostale analettico, ma suggeriscono un ruolo dei magmi mafici più importante rispetto agli altri corpi magmatici elbani (PANDELI *et alii*, 2006).

Data l'alterazione dei cristalli di biotite, i tentativi per la datazione radiometrica sono risultati finora negativi. In ogni caso, dato che tagliano la strutturazione tettono-metamorfica polifasica delle rocce incassanti, sono senz'altro attribuibili alla Provincia Magmatica Toscana e, in base ai caratteri composizionali, mostra-

no una consanguineità con il Porfido di Orano, datato 6,85 Ma, che rappresenta l'ultimo prodotto magmatico dell'Elba occidentale.

3.11.2. - "filoni di Monte Capo Stella" (ms)

(*; Monte Capo Stella Dykes, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Lungo la costa orientale del Promontorio di Capo Stella, in corrispondenza del fosso a N/NE di Casa Mazzari, affiorano filoni (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a), di spessore da 70 a 130 cm e di colore grigio-bruno/beige, intrusi in fratture ad alto angolo con direzione per lo più NO-SE, nei basalti a *pillow* dell'Unità Monte Strega. Questi filoni hanno una struttura olocristallina porfirica con fenocristalli ipidiomorfi di plagioclasio (talora a struttura decussata) e xenocristalli di quarzo in una pasta di fondo costituita da plagioclasio, K-feldspato, quarzo, anfiboli monoclinali (orneblenda) e biotite (PANDELI *et alii*, 2010). Questi minerali femici, che talora sono presenti anche come microfenocristalli o glomeroporfiri, presentano spesso alterazioni cloritiche. Rari sono invece i fenocristalli centimetrici (max 2,5 cm) di ortoclasio. Sia i fenocristalli di plagioclasio che quelli presenti nella massa di fondo hanno una composizione oligoclasio-andesinica. Si notano anche frequenti sostituzioni dei plagioclasio da parte di epidoto, presente anche come impregnazioni o piccole vene spesso associate al quarzo. Tra gli accessori sono presenti zircone, titanite e apatite. Spesso si nota una generalizzata riduzione delle dimensioni medie dei cristalli (fino a una tessitura afanitica) nella parte dei filoni a contatto con l'incassante che, a scala microscopica, presenta strutture globose e una generale alterazione fillosilicatica della pasta di fondo, verosimilmente in origine ipocristallina. Vene di quarzo attraversano localmente il contatto tra i filoni e i basalti a *pillow* incassanti.

Le caratteristiche composizionali e tessiturali di queste rocce a composizione quarzo-dioritica ricordano quelle dei "filoni di Casa Carpini" di natura calc-alcalina. Al momento non sono disponibili datazioni radiometriche di questi corpi magmatici.

4. - SKARN CON MINERALIZZAZIONI METALLICHE (sk)

(k, Silicati ferro calciferi, Barberi *et alii*, 1967a, 1969a, 1969b; sk, skarns, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questi *skarn* sono presenti solo nell'Elba orientale e sono rappresentati da silicati ferro-calcici metasomatici (es. hedembergite, ilvaite, epidoto), talora associati a minerali di Fe (pirrotina, pirite, magnetite) (TANELLI, 1977; TANELLI *et alii*, 2001). Essi sostituiscono generalmente rocce carbonatiche (e.g i calcescisti dell'Unità Acquadolce), ma sul Promontorio del Monte Calamita sono local-

mente associati ai corpi ortoanfibolitici (es. quelli dell'area di Morcone - Pareti). Gli *skarn* sono legati al termometamorfismo derivante dalla messa in posto del Monzogranito di Porto Azzurro (5,1-5,9 Ma). Molti corpi di *skarn* non sono cartografabili (es. quelli del Promontorio del Monte Calamita), ma saranno descritti in dettaglio nel capitolo del termometamorfismo.

5. - DEPOSITI DELLE AREE SOMMERSE

5.1. - COLTRE DI ALTO STAZIONAMENTO (*HST*)

È un insieme abbastanza omogeneo di corpi deposti nel corso della fase di alto stazionamento del livello marino che dura tutt'ora. Viene cartografata solo laddove il suo spessore supera i 2 m. Si distinguono i seguenti tipi di sistemi deposizionali:

5.1.1. - *Deposito di spiaggia sommersa*

Sedimenti del sistema deposizionale litoraneo (g₈). Si tratta prevalentemente dei depositi dei principali golfi e insenature. La litologia è in genere sabbioso-ghiaiosa, più grossolana sulle vere e proprie spiagge sommerse, mentre più al largo sfuma in una litologia definibile come sabbia pelitica.

Età: Olocene

5.1.2. - *Deposito di piattaforma interna*

Sistemi deposizionali di piattaforma interna (g₁₉). Interessano mediamente la fascia batimetrica al di sopra dei -80 m. Non sempre occupano aree concentriche alle zone dei depositi litoranei; talora si presentano in accumuli isolati, talora in aree allungate intercalate a zone prive di *HST*. Le litologie sono definibili come peliti da poco a molto sabbiose.

Età: Olocene

5.1.3. - *Deposito di bacino*

Sistema deposizionale del Bacino di Punta Ala (m₁₁). Si è deciso di stralciare detto sistema da quelli di piattaforma interna in quanto caratterizzato da forte indice di accumulo sedimentario determinato principalmente da apporti di materiale fine da S. L'*HST* raggiunge potenze relativamente elevate per la zona e la litologia è esclusivamente pelitica

Età: Olocene

5.2. - CORPI DELLA TRASGRESSIONE POSTGLACIALE (*TST*)

Laddove la coltre di alto stazionamento riduce il suo spessore a meno di 2 m, affiorano corpi di facies deltizia e prodeltizia, paleocordoni litoranei e depositi di retrospiaggia, lagunari o di lago costiero, che possono essere riferiti ad una fase della trasgressione postglaciale in cui l'apporto detritico compensava parzialmente o totalmente la risalita del livello marino (*Younger Dryas?*). Nell'area vi è un solo insieme di tali corpi ad una batimetria media di -80 m

Età Tardo Pleistocene-Olocene

5.3. - DEPOSITO DI FRANA SOTTOMARINA (**g₁₇**)

Di fronte a Capo d'Arco e a SO di Punta di Fetovaia, al limite della Carta, sono state cartografate due piccole frane sottomarine di materiale clastico eterometrico.

Età: Tardo Pleistocene-Olocene

5.4. - CORPI PLEISTOCENICI INDIFFERENZIATI (**sti**)

Al di sotto della superficie erosiva singlaciale (*ST*) in assenza dei depositi precedentemente descritti affiorano livelli sedimentari, generalmente progredienti verso il depocentro dei bacini, riferibili a cicli eustatici precedenti il ciclo Wurmiano, senza che siano possibili ulteriori distinzioni da riportare in carta.

Età: Pleistocene superiore

5.5. - SUBSTRATO INDIFFERENZIATO (**sci**, rappresentato solo negli schemi sismostratigrafici)

In più zone, sottocosta e in rilievi del fondo isolati affiorano corpi rocciosi, sordi al segnale acustico, che abbiamo scelto di definire genericamente come substrato indifferenziato in quanto solo con campionature dirette, non previste nell'ambito del Progetto, si sarebbe potuto operare una qualche distinzione.

Età: varia, non nota

6. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

6.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (**b_n**)

(aa, terraced alluvial deposits, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Questi depositi rappresentano antiche piane alluvionali e costiere relitte, de-

bolmente inclinate e di raccordo tra i rilievi collinari ed il mare. Essi sono incisi dal reticolo idrografico olocenico. A questi depositi fluviali possono essere correlati i conoidi alluvionali inattivi e fortemente rimodellati, ubicati in corrispondenza dello sbocco delle principali incisioni vallive nelle piane alluvionali.

Nel complesso si tratta di ghiaie eterometriche, eterogenee, poco arrotondate, sciolte e immerse in abbondante matrice sabbioso-limosa di colore bruno rossastro.

Lo spessore di questi depositi è, nella maggior parte dei casi, difficilmente valutabile, ma in alcune scarpate d'erosione fluviale connesse con le dinamiche attuali, si possono raggiungere e superare i 10 m.

Età: Pleistocene superiore.

6.2. - Deposito eolico (d)

Antichi depositi di natura prevalentemente eolica affiorano in più punti della fascia costiera dell'Elba centrale e orientale. In particolare essi si rinvencono tra Cala del Pisciatolo e Cala Cancherelli, nei pressi di Portoferraio (Valle di Lazzaro), a Viticcio, nel Golfo della Biodola (Scaglieri), lungo i due versanti del promontorio di Monte Capo Stella, in alcune valli tra la Punta di Zuccale e la Cala dell'Innamorata e a nord-est di Capoliveri (Fosso delle Conce), tra la Spiaggia del Lido e il versante orientale del Monte Zuccale e intorno a Cavo. Tra le località citate i migliori affioramenti si riscontrano lungo la costa occidentale del Monte Calamita (tra Punta di Barabarca e la Madonna delle Grazie). I sedimenti eolici ammantano le antiche coste rocciose scolpite nel substrato e spesso risalgono, con spessori anche di decine di metri, le valli fluviali, giungendo, a volte, fino a circa 100 m s.l.m., come nel caso della valle che dalla Spiaggia della Madonna delle Grazie sale verso Capoliveri.

Dal punto di vista granulometrico, i depositi eolici sono costituiti prevalentemente da sabbie da grana fine a grossolana e, in minor misura, da ghiaie minute (granuli di diametro tra 2 e 4 mm). Essi presentano una matrice quasi del tutto assente; la maggior parte dei vuoti intergranulari è riempita da due generazioni di cemento carbonatico. Il grado di cementazione è spesso così elevato da generare vere e proprie arenarie e microconglomerati. Al loro interno, questi depositi sono caratterizzati da stratificazione incrociata a grande scala, di tipo planare; in essa prevalgono i *foreset* con giaciture ad alto angolo, ed immersioni verso terra. Inoltre sono presenti rizoconcrezioni ed intercalazioni di paleosuoli rubefatti e di brecce di versante. L'analisi petrografica ha consentito di classificare questi depositi come quarzo-areniti bioclastiche; esse, infatti, annoverano tra i costituenti principali bioclasti carbonatici (frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi, briozoi, alghe rosse nodulari e foraminiferi bentonici), clasti silicatici perlopiù monocristallini (granuli di quarzo e feldspati) e litici (D'OREFICE *et alii*, 2007).

Intercalati ai depositi eolici solitamente si rinvenivano paleosuoli rubefatti (colore 2,5 YR 4/6 - rosso) quasi del tutto decarbonatati e arricchiti in argilla. Sulla materia organica totale contenuta nei paleosuoli affioranti nell'Elba orientale a nord di Cala del Pisciatolo (Cala Mandriola) e nel Promontorio del Monte Calamita a nord della Madonna delle Grazie (Stecchi) sono state effettuate nel 2009 (M. D'OREFICE e R. GRACIOTTI, *com. pers.*) tre datazioni ^{14}C mediante la tecnica AMS, che hanno fornito un'età di 21.400-20.350 cal BC (CeDaD-LTL2880A) nel caso di Cala Mandriola, e un'età di 21.900-20.950 cal BC (CeDaD-LTL2882A) e 25.081 ± 220 BP (CeDaD-LTL2886A), nel caso di Stecchi.

Queste datazioni differiscono da quelle precedentemente effettuate da CREMASCHI & TROMBINO (1998) su piccoli frammenti di carbone contenuti nei paleosuoli di Cala Cancherelli e di Madonna delle Grazie, che hanno fornito rispettivamente un'età ^{14}C non calibrata di 40.831 ± 1.373 BP e 48.000 ± 1.900 BP. Nonostante le evidenti differenze di età tra i due gruppi di datazioni, di cui il secondo chiaramente al limite del metodo, la formazione in esame ricade, comunque, all'interno dell'ultimo glaciale e quindi durante un basso stazionamento del livello marino. La continuazione dei depositi eolici per diversi metri al di sotto del livello del mare attuale e la loro erosione ad opera dell'odierna dinamica marina, confermano un equilibrio di questi corpi sedimentari con una linea di costa più avanzata di quella attuale. In queste condizioni, emergeva progressivamente dal mare un fondo sabbioso, che costituiva la zona d'alimentazione dei depositi in questione.

Età: Pleistocene superiore

6.3. - Deposito di frana (a₁) (f, landslide debris, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Nella parte occidentale dell'Isola d'Elba i fenomeni franosi sono prevalentemente concentrati in corrispondenza delle rocce dell'aureola termometamorfica del plutone monzogranitico del Monte Capanne, soprattutto dove i rapporti giacimentali con il versante rappresentano forti fattori d'instabilità. Nel resto dell'isola i movimenti franosi sono meno frequenti e principalmente distribuiti in corrispondenza delle coste alte a falesia, modellate nel substrato metamorfico e sedimentario e sottoposte ad un'intensa dinamica marina.

I depositi di frana sono essenzialmente connessi a fenomeni di crollo, di ribaltamento e di scorrimento, a volte multiplo, mentre rarissimi sono i colamenti.

Numerosi fenomeni di crollo e ribaltamento interessano i versanti del Monte Capanne, i più estesi dei quali si trovano nella parte terminale della Valle di Chiessi (confluenza tra il Fosso di Chiessi e il Fosso della Gneccarina), alle pendici occidentali del Monte di San Bartolomeo e nei pressi del Colle di Palombaia.

Essi sono, infine, presenti alla base delle pareti rocciose subverticali che contraddistinguono la porzione orientale di Monte Castello (settore nord-orientale dell'Elba) e lungo le coste alte a falesia che bordano l'isola.

I corpi di frana legati a un movimento di scorrimento possono essere sia di tipo rotazionale e sia traslativo.

Frane di scorrimento rotazionale, contraddistinte da uno stile di attività multiplo sono osservabili lungo il tratto di versante che sottende la costa fra Punta del Timone e Punta della Fornace (Monte Capanne occidentale). In particolare, in località Case Peria sono stati identificati due scorrimenti principali, le cui testate sono riconoscibili a 235-250 m s.l.m. Questi fenomeni franosi sono stati interessati da una recente ripresa del movimento nelle porzioni inferiori, estese fino alla linea di costa (D'OREFICE *et alii*, 2009). Sempre nell'area del Monte Capanne, sono da segnalare gli scorrimenti multipli che insistono sul tratto meridionale del promontorio di Punta della Madonna, ad ovest di Marciana Marina e i versanti settentrionali del Monte Perone (Fosso di Redinoce, Fosso dell'Acqua Calda). Un'altra frana di scorrimento è quella che interessa Colle Carene (Elba centrale), il cui movimento è testimoniato dai danni osservabili lungo la strada che collega Colle Reciso con Portoferraio.

Frane di scorrimento si manifestano anche nella zona tra Monte Grosso e Monte Gorgoli e a monte dell'abitato di Nisportino (Elba nord-orientale). Altre frane di scorrimento di minore estensione, impostate al contatto tra roccia e copertura detritica, coinvolgono spesso le coltri d'alterazione dei "diaspri di Monte Alpe".

Una frana per colamento inattiva, che interessa la copertura detritica, è stata riconosciuta subito ad est del Residence del Sole, sulla destra idrografica del Fosso della Madonnina, poco prima del suo sbocco nella Piana di San Giovanni.

Per semplificare la rappresentazione cartografica, rendendo più agevole la lettura della carta geologica, tra i depositi di frana sono stati inclusi anche i depositi di *debris flow*, considerate le loro analogie con i fenomeni franosi. I *debris flow*, molto frequenti nell'Isola d'Elba, sono quasi esclusivamente concentrati all'interno delle valli, che, con direzione radiale, si dipartono dalla sommità del Monte Capanne per raggiungere direttamente il mare, superando in una breve distanza (4-5 km) un dislivello di circa 1.000 m.

Accumuli da *debris flow*, sebbene di dimensioni minori, sono stati anche individuati nell'Elba nord-orientale e in particolare nel versante a monte di Nisportino (Valle delle Fiche), nella valle del Fosso dei Mangani, nel bacino idrografico del Fosso di Gràssera (a NE di Rio nell'Elba) e tra Ripabianca e la Punta di Rialbano (a nord di Rio Marina).

Questi depositi si presentano massivi, generalmente matrice-sostenuti, scarsamente assortiti e privi di embricatura o di strutture interne. La matrice è ghiaioso sabbiosa grossolana, solo localmente limosa. La gradazione è frequentemente in-

versa, con blocchi rotondeggianti di taglia plurimettrica in prossimità della superficie. Lenti isolate di depositi ghiaiosi grossolani e limosi indicano l'alternanza di *debris flow* con eventi di più bassa energia, a carattere torrentizio, del mezzo di trasporto.

Di solito gli accumuli da *debris flow* che interessano il settore del Monte Capanne occupano completamente il fondo dei tratti medio-terminali delle incisioni vallive, spingendosi fino al mare, dove progredono sommersi per diverse decine di metri. L'alimentazione di queste colate è da ricondurre agli accumuli detritici presenti lungo i tratti superiori dei versanti e alla base delle pareti rocciose scolpite nel substrato.

In particolare, nella Valle dell'Uviale di Marciana questi depositi raggiungono il loro spessore maggiore. La giustapposizione e sovrapposizione delle colate ha generato un corpo detritico complesso, dove non sempre sono riconoscibili i limiti fra i diversi lobi. L'intero corpo detritico è stato poi inciso dall'erosione fluviale, che ha generato scarpate anche superiori ai 10 m (D'OREFICE *et alii*, 2009).

Fenomeni di *debris flow* si sono verificati anche in tempi recenti (ottobre 1990) nella valle di Pomonte (versante meridionale del Monte Capanne), con effetti distruttivi sulle infrastrutture viarie (ponti) presenti nel centro abitato omonimo. Considerando che i *debris flow* spesso raggiungono il mare e che, proprio in concomitanza dello sbocco sul litorale delle principali valli sono ubicati i maggiori centri abitati, risulta evidente l'elevato grado di rischio a cui questi insediamenti sono soggetti (D'OREFICE *et alii*, 2009).

Età: Pleistocene-Olocene

6.4. - Deposito di versante (a)

(d, *debris p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Si tratta di accumuli detritici, situati alla base di versanti acclivi. Il loro spessore è molto variabile da 1-2 m a più di 5 m e talora presentano evidenze di stratificazione (es. settore meridionale del Monte Capanne e Valle di Nisporto). I depositi detritici sono costituiti generalmente da clasti eterometrici, generalmente eterogenei, non classati, angolosi, immersi in matrice sabbioso-siltosa, spesso di colore rossastro e con tessitura da clasto sostenuta a matrice sostenuta.

Essi hanno una composizione legata a quella delle rocce affioranti sottostanti o circostanti. Sono spesso associati agli affioramenti del Gruppo del Verrucano, "basalti", "diaspri di Monte Alpe" e Calcari a Calpionelle nell'Elba orientale, e a quelli del Monzogranito di Monte Capanne e della sua aureola cornubianitica (tra Pomonte e Colle d'Orano).

Caratteristici accumuli di blocchi lastriformi con dimensioni da qualche decimetro ad anche 3-4 m sono presenti su versanti settentrionali del Monte Capanne. Depositi di questo tipo sono stati spesso interpretati come crioclastici, e quindi

associati a condizioni climatiche di tipo periglaciali.

Età: Pleistocene superiore-Olocene

6.5. - *Coltre eluvio-colluviale (b₂)*

(d, debris *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

I prodotti eluviali sono particolarmente abbondanti in corrispondenza del plutone monzogranitico del Monte Capanne. In quest'area il processo d'alterazione meteorica del substrato monzogranitico, di tipo fisico-chimico (arenizzazione), ha originato un materiale granulare compreso fra la sabbia grossolana e la ghiaia fine con uno scheletro di frammenti litici sino a 3-5 cm di diametro massimo. Gli spessori di questo materiale d'alterazione possono arrivare a 1,5-2 m, ma mediamente si mantengono nell'ordine di qualche decimetro. Inoltre, in gran parte del settore meridionale del Monte Capanne e in alcune zone del settore settentrionale (presso Serra Ventosa a NO del Monte Giove, nel versante a nord del Santuario di Madonna del Monte e in località Pietra Acuta) l'alterazione meteorica, lungo i sistemi di *joint* fra loro ortogonali, ha generato blocchi isolati, talvolta impilati a costruire veri e propri *tor* (D'OREFICE *et alii*, 2009).

Coltri eluviali d'alterazione meteorica, limitate a piccole aree sub-pianeggianti, sono infine presenti lungo la fascia costiera occidentale del Promontorio del Monte Calamita (Punta di Praticciolo, di Sugarello, Barabarca). Esse sono costituite da accumuli detritici eterometrici, generalmente grossolani, composti prevalentemente da regolite e, in misura minore, da suoli.

I depositi di origine colluviale ammantano con spessori in genere superiori al metro porzioni rilevanti dei versanti collinari. L'abbondanza di questi depositi è stata sicuramente favorita dall'intensa deforestazione, avvenuta in conseguenza dello sfruttamento minerario dell'Elba sin dai tempi protostorici e storici, congiuntamente con lo sfruttamento insediativo (agricoltura e pastorizia), e dai numerosi incendi che si sono susseguiti in quest'isola; fattori questi che hanno condotto all'instaurarsi di ripetute dinamiche di erosione accelerata del suolo e di dilavamento dei versanti (D'OREFICE *et alii*, 2009).

Generalmente si tratta di sedimenti fini, massivi, sabbioso-limosi, in genere di colore rossastro, contenenti clasti di varia natura e manufatti antropici. I clasti, spesso a spigoli vivi, hanno dimensioni variabili dal centimetro al decimetro e non presentano un'orientazione prevalente.

Età: Olocene

6.6 - *Deposito alluvionale (b)*

(a, Recent alluvial and beach deposits *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Si tratta di depositi attualmente in evoluzione all'interno degli alvei e delle

zone golenali interessate da piene occasionali, spesso incassati nei sedimenti fluviali più antichi o nelle rocce del substrato. A volte, allo sbocco delle valli nelle piane alluvionali e costiere, i corsi d'acqua sono incisi all'interno di un antico conoide alluvionale e delimitati da scarpate fluviali di alcuni metri di altezza.

Gli alvei che ospitano questi depositi sono connessi a corsi d'acqua in genere a regime temporaneo, caratterizzati da forti alternanze stagionali.

Dal punto di vista granulometrico i depositi alluvionali attuali sono contraddistinti da una spiccata variabilità. Negli alvei racchiusi nel fondo delle brevi e ripide vallecole incise nei rilievi elbani (Monte Calamita, Monte Capanne, dorsali Monte San Martino - Monte Orello e Monte Castello - Cima del Monte - Monte Serra), i depositi alluvionali sono essenzialmente rappresentati da elementi grossolani poco elaborati, che vanno dalla ghiaie ai blocchi. In corrispondenza delle principali piane alluvionali e costiere, leggermente inclinate verso mare, i depositi alluvionali sono, invece, costituiti da materiali più fini, corrispondenti a limi, sabbie e ghiaie sciolte. Le ghiaie, in genere eterometriche, eterogenee e scarsamente elaborate, sono immerse in una matrice sabbioso-limosa di colore bruno-rossastro.

All'interno di questi depositi non è raro rinvenire scorie metalliche d'epoca etrusca, romana e medievale, derivanti dal processo di fusione dei minerali ferrosi.

Recenti lavori di regimazione idraulica, con edificazione di argini artificiali, hanno rettificato e notevolmente ristretto la sezione naturale dei principali alvei fluviali.

Lo spessore di questi depositi è variabile e localmente può superare alcuni metri.
Età: Olocene

6.7. - *Deposito di spiaggia (g₂)*

(a, Recent alluvial and beach deposits *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

I depositi di spiaggia emersa sono estremamente variabili dal punto di vista granulometrico; si hanno infatti spiagge costituite da sabbie prevalentemente silicoclastiche, medio-grossolane e ben classate, spiagge formate da sedimenti misti sabbioso-ghiaiosi e spiagge costituite interamente da ghiaie grossolane, da poligeniche a monogeniche, arrotondate e ben assortite. A luoghi, in corrispondenza dello sbocco in mare di alcuni corsi d'acqua, o in presenza di ripide falesie i depositi di spiaggia sono formati essenzialmente da grossi blocchi arrotondati.

Le spiagge a granulometria prevalentemente sabbiosa, in gran parte concentrate nel settore centrale dell'isola sono le più estese dell'Elba. Gli esempi più significativi sono quelli di Marina di Campo, Lacona e di Procchio.

Le spiagge ghiaiose, dopo quelle sabbiose, sono le più diffuse dell'Elba e localizzate soprattutto nelle anguste insenature della costa rocciosa del Monte Capanne,

lungo il tratto di costa alta tra Portoferraio e Viticcio e tra Rio Marina e Cavo.

I depositi di spiaggia prevalentemente sabbiosi-ghiaiosi sono i meno diffusi nell'isola. Degni di nota sono quelli di Cavo, Margidore, Norsi e Ottone.

Date le loro ridotte dimensioni areali, nei depositi di spiaggia sono stati inclusi i depositi eolici di retrospiaggia attualmente stabilizzati dalla vegetazione. Essi sono localmente presenti presso Marina di Campo, Procchio, alle spalle della Spiaggia Grande nel Golfo della Lacona e nel Golfo Stella (Spiaggia del Margidore). A Cala di Mola, presso Porto Azzurro, sono presenti i lembi residui di un cordone dunare di limitate dimensioni, attualmente quasi del tutto obliterato dalla recente realizzazione di opere portuali.

Lo spessore può raggiungere alcuni metri.

Età: Olocene

6.8. - *Deposito lagunare (e₁)*

Depositi lagunari sono stati cartografati a Marina di Campo, Schiopparello-Magazzini e Cala di Mola. In particolare, a Marina di Campo sono state individuate tre aree lagunari nella fascia retrostante l'esteso corpo sabbioso di origine eolica: le prime due sono situate immediatamente alle spalle del centro abitato, in località Stagno, e ad est della località Albarelli, mentre la terza è ubicata tra la zona dei campeggi e la località la Serra. Questi depositi, in genere subaerofloranti, sono formati da argille limose molto scure e plastiche, con elevato contenuto di resti vegetali e di macrofaune fossili, tra cui gusci di Cerastoderma, foraminiferi e ostracodi. Il loro spessore è variabile tra i 4 m, in località Stagno, e gli 8 m circa, in località la Serra. Alcune datazioni al radiocarbonio, effettuate sui gusci di Cerastoderma o sulla sostanza organica, inquadrano la formazione di questi depositi in un intervallo temporale che va da circa 6.600 anni BP a meno di 3.400 anni BP.

Le lagune costiere di Schiopparello-Magazzini e Cala di Mola progressivamente si sono trasformate in aree palustri, dove attualmente, in un ambiente caratterizzato dalla presenza di acque dolci, sedimentano argille scure ricche in materia organica.

Lagune costiere erano anche presenti presso Lacona, Procchio, San Giovanni; le loro modeste dimensioni non ne hanno, comunque, consentito la loro rappresentazione cartografica.

Età: Olocene

6.9. - *Discarica (h₁)*

(r, mining waste *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Rientrano in questa tipologia di depositi le discariche minerarie e le discariche per lo stoccaggio di rifiuti solidi urbani (RSU).

Le discariche minerarie, formate da consistenti accumuli di materiale lapideo eterogranulare, sono ubicate in corrispondenza delle aree minerarie del Monte Calamita (miniere del Polverai, del Ginevro e dei Sassi Neri) e di quelle della zona di Rio Marina (miniere di Vigneria e Rioalbano).

Per quanto concerne le discariche per lo stoccaggio di RSU, va segnalata, per la sua importanza, quella ubicata in località Litterno, nel comune di Campo nell'Elba.

Età: Olocene

6.10. - *Deposito antropico (h)*

(r, mining waste *p.p.*, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a)

Si tratta di depositi eterogenei ed eterometrici dovuti all'ammassamento e allo spostamento dei materiali per la realizzazione di terrapieni e colmate per le opere d'urbanizzazione e per gli impianti industriali.

Età: Olocene

7. - APPENDICE

7.1 - CAVITÀ CARSIICHE

Sono note diverse cavità carsiche nella parte orientale dell'Isola d'Elba (DELLAVALLE, 1994). Tra queste riporteremo le due più importanti per ritrovamenti di reperti paleontologici e antropologici.

7.1.1 - *Grotta di Reale (Porto Azzurro)*

La Grotta di Reale, che ha una lunghezza di circa 25 m e larghezza da poco più di 2 m a 8, si apre nelle "breccie di Rialbano" a circa un chilometro dalla Spiaggia di Reale (presso Porto Azzurro), e a 30 m s.l.m., sul fianco settentrionale di una collinetta sovrastante il Fosso di Reale, risulta uno dei siti paleontologici più importanti dell'Isola d'Elba. Vi si è stata infatti rinvenuta, entro i terreni clastici essenzialmente argilloso-limosi misti a pietrame, costituenti il fondo calpestabile della grotta stessa, una fauna fossile a vertebrati quaternari. La prima segnalazione di questi resti si deve al paleontologo NESTI (1823). I resti fossili sono stati riveduti in seguito da FORSYTH MAJOR (1873), PORTIS (1890) e DEL CAMPANA (1909-1910). Quest'ultimo fornisce la descrizione più dettagliata dell'associazione faunistica che risulta composta da:

Equus caballus LINNAEUS, *Rhinoceros merki* YAEGER, *Sus scrofa* LINNAEUS, *Hippopotamus amphibius* LINNAEUS, *Cervus capreolus* LINNAEUS, *C. elaphus*

LINNAEUS, *Lepus meridionalis* (GENÈ), *L. timidus* LINNAEUS, *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER, *U. mediterraneus* FORSYTH MAJOR, *Felis spelaea* GOLDFUS, *F. lynx* LINNAEUS, *Testudo graeca* LINNAEUS. Le determinazioni di DEL CAMPANA sono state riprese da altri autori: MALATESTA (1950), che eseguì nuovi scavi negli anni 1948 e 1950; AZZAROLI *et alii* (1990), in una revisione dei fossili continentali delle isole dell'Arcipelago Toscano, e RUSTIONI & MAZZA (1993), con la descrizione dei resti del piccolo orso conservati presso il Museo di Geologia e Paleontologia dell'Università di Firenze.

Sulla base della differente colorazione dei resti, AZZAROLI (in AZZAROLI *et alii*, 1990) ipotizza che i fossili descritti da DEL CAMPANA (1909-1910) provengano da due differenti livelli stratigrafici, entrambi riferibili al Pleistocene superiore. Il diverso stato di fossilizzazione però non necessariamente implica la provenienza da livelli stratigrafici distinti; inoltre i saggi di scavo eseguiti da MALATESTA (1950) hanno individuato un solo livello fossilifero a vertebrati.

L'associazione faunistica della Grotta di Reale è costituita da un insieme di vertebrati continentali che non mostrano alcun segno di endemismo insulare e quindi risale a un momento in cui l'isola era collegata alla terraferma.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica della fauna, le presenze di *Rhinoceros mercki* (= *Dicerorhinus kirchbergensis*) e di *Hippopotamus amphibius* sono importanti poiché entrambe le specie scompaiono, in Europa, durante le prime fasi della glaciazione Wurmiana (OIS 4). La presenza di *Ursus spelaeus* d'altronde porta a collocare l'associazione faunistica della Grotta di Porto Reale durante la seconda parte del Pleistocene Medio.

7.1.2 - Grotta di San Giuseppe

Questa cavità, conosciuta popolarmente come "Tana dei Turchi", è ubicata a poca distanza da Rio Marina in località "Il Piano" (CREMONESI, 1967; MALLEGNI, 1973; ZECCHINI, 1981; CREMONESI & GRIFONI CREMONESI, 2001). È uno dei più importanti siti antropologici per lo studio dell'Eneolitico (2.000-1.800 anni a. C.) ed è considerata "uno dei templi dell'età del rame italiano" (ZECCHINI, 1981). Si tratta di una grotta sepolcrale collettiva che si apre nelle "brecce di Rialbano", lunga circa 30 m e larga dai 2 ai 3 m, che consta di un lungo corridoio centrale e di due camere laterali. Vi sono stati trovati corredi funebri (decine e decine di vasi, pentole, scodelle, ciotole, vasi a fiasco, punte di freccia, pugnali di rame, ecc.), riferibili alla fase finale della cultura di Rinaldone, e gli scheletri di non meno di 80 individui che non sembrano appartenere alla cosiddetta "razza mediterranea" classica (o danubiana), ma a quella detta "paleomediterranea" (MALLEGNI, 1972). Questi individui potrebbero rappresentare il primo arrivo dei cercatori di metalli sull'isola (CREMONESI, 1967).

PROGETTO

CARG

VI - CARATTERI GEOLOGICI DELL'AREA SOMMERSA

1. - I PRINCIPALI BACINI SEDIMENTARI

Il margine continentale circostante l'Isola d'Elba è caratterizzato da tre principali aree bacinali, delimitate ad E dalla Dorsale di Pianosa (fig. 1). I dati del presente studio confermano che quest'ultima struttura è stata attiva nel corso del Pleistocene, sollevandosi in conseguenza di deformazioni compressive. Le strutture generate da detta tettonica sbloccano la dorsale rispetto al Bacino di Capraia, dando luogo ad un depocentro minore, mentre l'asse vero e proprio del bacino è spostato verso terra.

Il bacino è occupato, alla base, da sequenze sedimentarie poggianti su strutture a vergenza appenninica a 1,8 sec (tempi doppi) di profondità: secondo una interpretazione (MAUFFRET *et alii*, 1999) del profilo crostale LISA 07 (fig. 38), in corrispondenza approssimativa con il depocentro del bacino si situerebbe il fronte di un *thrust* crostale che ha determinato l'accavallamento del basamento della dorsale sul basamento dell'Adria e sulle strutture vergenti a NE che lo ricoprono. Analoghe indicazioni fornisce il profilo CROP M 10 (FINETTI *et alii*, 2001).

I più antichi livelli sedimentari sembrano, nei profili crostali, implicati in una fase tardiva della stessa tettonica di accavallamento che avrebbe rimobilizzato il fronte della struttura crostale anzidetta (fig. 38; corpo A). In realtà detta situazione deformativa è comune a vaste aree del Tirreno settentrionale. I sedimenti tettonizzati facevano già parte di aree bacinali databili al Miocene inferiore-medio (Bacini Paleotirrenici; FANUCCI & NICOLICH, 1984), deformati da una fase compressiva del Miocene medio-superiore, che precede la fase disgiuntiva tirrenica.

Una superficie di discordanza limita superiormente i livelli descritti ed è sormontata da un corpo sedimentario a livelli indisturbati, potente in media 0,55 sec.

(fig. 38, corpo B), limitato a sua volta da una superficie di discordanza attribuibile alla fase erosiva messiniana. Il corpo viene ritenuto parte (MAUFFRET *et alii*, 1999) della colmata del bacino attuale, formatosi nel Miocene superiore a seguito della tettonica disgiuntiva tirrenica e riattivato in subsidenza dopo la fase di erosione messiniana.

La sequenza sedimentaria che determina la quasi definitiva colmata del bacino (plio-pleistocenica) è potente 0,42 sec e suddivisa in due livelli principali da una superficie meno evidente rispetto a quelle già citate (superficie A sulle figure a cornice della Carta Geologica)

Il corpo B pare troppo potente per rappresentare solo il Miocene superiore. Più verosimilmente, secondo alcuni dati inediti dei Progetti Finalizzati, esso va associato in parte al corpo A come sequenza di colmata di un antico bacino, parzialmente deformata, mentre la sequenza “tirrenica” inizia a partire da una superficie di discordanza, poco visibile sui profili crostali. Dati analoghi, ottenuti con sparker 6KJ (FANUCCI *et alii*, 1979), mostrano che, in aree poco deformate a N dell’isola, il corpo B si presenta come una successione monotona di strati fortemente riflettenti che finiscono per assorbire totalmente, in profondità, l’energia di emissione. Sono limitati superiormente dalla già citata superficie di discordanza, ben delineata e regolare, su cui i livelli plio-pleistocenici si appoggiano in *onlap*. Non sono mai stati segnalati nel bacino, livelli attribuibili alle formazioni evaporitiche messiniane.

L’alta risoluzione fornisce altre immagini, di maggior dettaglio, della stessa situazione nell’area S del Bacino, più prossima alla costa elbana.

- in continuità con la superficie sommitale del corpo B compare, sottocosta, un “substrato acustico semisordo” che può rappresentare tanto il substrato pre-neogenico, che lo stesso corpo B meno energizzato;

- a tratti esso mostra “tasche” occupate da sedimenti tiltati, alloggiati in piccoli *half graben*, tagliati dalla stessa superficie regolare che modella il substrato (vedi sezione a cornice della carta).

Da tutto ciò si può dedurre che le fasi erosive messiniane hanno prodotto nel Bacino di Capraia la formazione di una piattaforma d’erosione, piuttosto che forti incisioni, confermando i dati della sismica penetrativa.

Il depocentro del bacino è individuato da importanti faglie che interessano anche parte della sequenza plio-quadernaria e che causano una marcata subsidenza tettonica, localizzata, seguita da una subsidenza meno marcata, ma generalizzata.

La zona sudorientale dell’isola fronteggia il Bacino di Punta Ala e la vasta piattaforma del Golfo di Follonica che ne è la propaggine settentrionale. In letteratura (CONTRUCCI *et alii*, 2005; PASCUCCI, 2005;) il Bacino di Punta Ala viene descritto come una depressione ad asse N-S, di una certa importanza. I dati sismici ad alta penetrazione (Profilo LISA 08; fig. 39) mostrano un’ampia depressione, profonda sino a 2 sec, che si riduce progressivamente di ampiezza verso N. Il

depocentro è strutturato ad *half graben* e contiene corpi sedimentari cuneiformi (sintettonici). La superficie di discordanza che li limita superiormente segna anche un notevole ampliamento del bacino, che viene poi colmato da due importanti corpi sedimentari, separati da un orizzonte fortemente riflettente. Anche in questa zona non sono stati reperiti livelli francamente evaporitici. I dati ad alta risoluzione evidenziano un corpo pleistocenico di spessore notevole, caratterizzato da numerose sequenze sovrapposte, separate da importanti superfici erosive. Ogni singola superficie è sormontata da corpi duniformi e cordoni litoranei ed è riferibile ad un ciclo di regressione-trasgressione del livello marino di origine glacioeustatica. I dati evidenziano anche una coltre olocenica lutitica (*HST*, corpo di alto stazionamento recente ed attuale del livello marino) di potenza insolita, alimentata anche da apporti del Fiume Ombrone, che la corrente generale del Tirreno convoglia verso NO (fig. 40).

Di minore importanza rispetto ai precedenti, un piccolo bacino senza nome separa la Dorsale di Pianosa dall'Isola. A SO è compreso tra la struttura della dorsale e il massiccio di Monte Capanne che si approfondisce rapidamente verso occidente (fig. 41). È parzialmente colmato da corpi sedimentari progradanti di opposta provenienza (ora dall'isola, ora dalla dorsale sottoposta episodicamente ad erosione). Sul fianco orientale della depressione si notano masse anomale a risposta acustica sorda o caotica, interpretabili come corpi di frana. Per alcuni di essi si trova riscontro nella morfologia della costa (nicchie di distacco) per cui si ritiene che rappresentino i prodotti di frane subaeree. Si propone la denominazione di Bacino di Fetovaia (figg. 1 e 41).

Verso N il piccolo bacino si prolunga in una depressione erosiva o, quanto meno, dovuta a una colmata incompleta da parte dei corpi progradanti provenienti da O. La depressione è caratterizzata qui da corpi sedimentari di esiguo spessore che, a loro volta, ricoprono il substrato, digradante verso NO in maniera graduale. L'ipotesi che possa trattarsi parzialmente di un solco erosivo, già avanzata su base geomorfologica, è avvalorata dal fatto che, lungo tutto lo sviluppo della depressione, le sequenze pleistoceniche mostrano evidenze di paleocanali con assi generalmente ubicati ad E, in prossimità dell'affioramento del substrato.

In più punti le sequenze sedimentarie di colmata del piccolo bacino presentano troncature erosive, indizio di fasi di emersione, almeno parziale, della depressione da attribuirsi alle regressioni marine, di origine glacioeustatica, del Pleistocene superiore (fig. 41).

2- LE SEQUENZE SEDIMENTARIE

2.1. - IL MIOCENE

Il substrato dei bacini in questione è rappresentato sostanzialmente dalle strutture dell'edificio appenninico. Le sequenze di copertura più antiche sono conosciute con un certo dettaglio solo nel Bacino di Capraia e sono state descritte nel paragrafo relativo. È opinione condivisa che esse rappresentino corpi neogenici depositati a seguito di una fase distensiva precoce, segnalata anche in Corsica (REHAULT, 1981), in seguito interessati da fasi tardive di natura compressiva (BARTOLE, 1995; FANUCCI & NICOLICH, 1984).

Con il Miocene superiore si delinea l'assetto degli attuali Bacini di Capraia e di Punta Ala. Nel primo si definiscono un depocentro principale in corrispondenza dell'asse morfologico ed uno minore, tra il nuovo elemento morfostrutturale della Dorsale di Pianosa e il bacino stesso. I corpi sedimentari con cui inizia la colmata nei depocentri dei bacini sono attribuiti al Miocene superiore pre-evaporitico, per analogia con quanto noto per i bacini toscani.

2.2. - IL PLIO-PLleistocene

I livelli plio-pleistocenici sono presenti ovunque nei principali bacini (sono

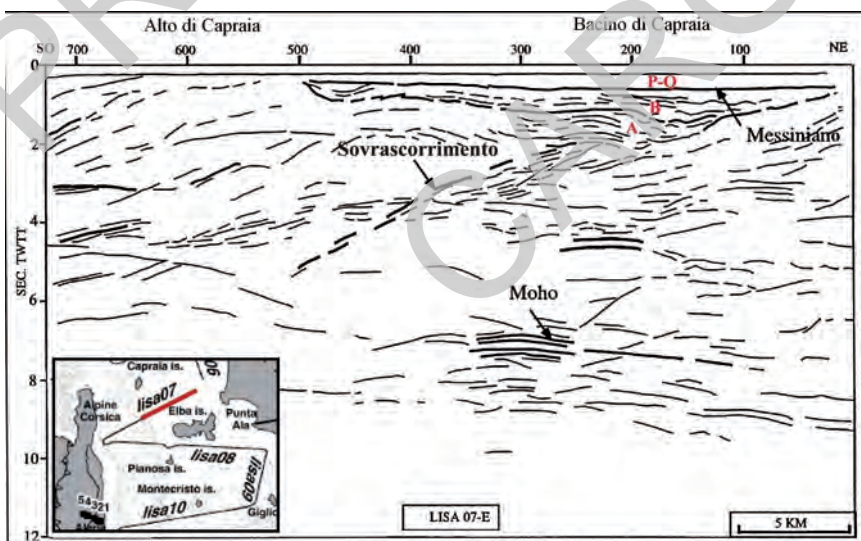


Fig. 38 - Profilo sismico crostale LISA 07 (da MAUFFRET et alii, 1999, modificato). P-Q- Plio-Quaternario; B- Miocene superiore; A- livelli miocenici deformati.

conosciuti con maggior dettaglio nel Bacino di Capraia) e mostrano la classica suddivisione acustica comune a tutto il Mediterraneo occidentale:

- la superficie “messiniana” è coperta da un corpo semitrasparente che contiene solo localmente alcuni riflettori marcati, ricollegabili, nella zona, ai calcari bioclastici affioranti a Pianosa (Pliocene inferiore-medio; COLANTONI & BORSETTI, 1973);

- verso l’alto si afferma gradualmente una successione con riflessioni interne sempre più marcate e numerose;

- una superficie di discordanza, di importanza regionale, già ricordata (sup. A su schema a cornice della carta) separa i livelli descritti da una serie di sequenze sedimentarie separate da superfici di erosione riferibili ai cicli glacio-eustatici del Pleistocene. La presenza di più superfici sovrapposte mette in luce l’importanza della subsidenza nella evoluzione dei bacini principali. Al loro interno si forma precocemente una piattaforma di costruzione sedimentaria che evolve seguendo uno schema costante:

- una superficie erosiva taglia i livelli di un corpo di *high standing* (*HST*) del livello marino;

- verso il largo essa interessa corpi clinostratificati depositati nel corso della regressione (*FST*) e si collega alla superficie deposizionale del corpo depositato durante la fase di *low standing* del livello marino (*LST*):

- è sormontata da corpi depositatisi durante la trasgressione successiva (*TST*), coperti a loro volta da un nuovo corpo di *high standing*.

Se la subsidenza è marcata, ma tendenzialmente compensata da un forte ap-

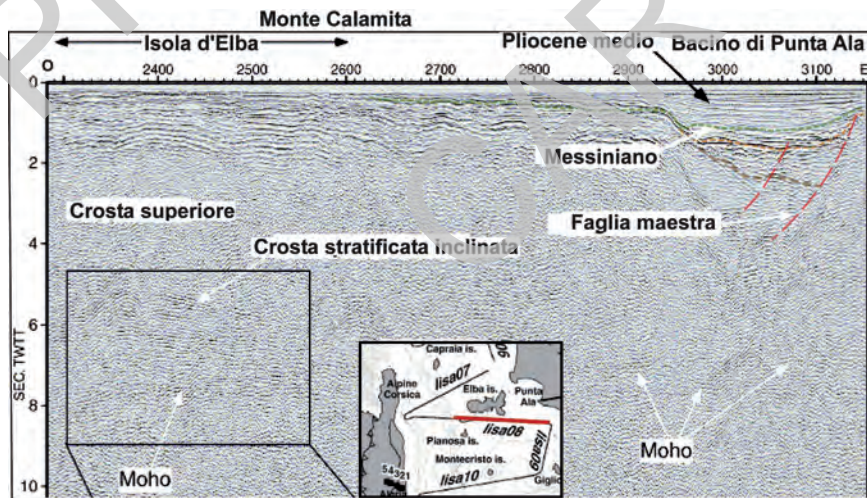


Fig. 39 - Profilo sismico crostale LISA 08 (da CONTRUCCI et alii, 2005, modificato). Notare le riflessioni di forte intensità e ampiezza sulla piattaforma elbana.

porto di materiali terrigeni, si osserveranno parecchie sequenze del tipo descritto entro il prisma sedimentario che costituisce la piattaforma. In queste condizioni il fronte della piattaforma prograderà costantemente verso il largo e contemporaneamente il prisma sedimentario aggraderà, mantenendosi nella condizione di subire ancora, allo stesso modo, gli effetti di un successivo ciclo di oscillazione glacioeustatica.

Entro il Bacino di Capraia si osservano due serie di corpi progradanti sia da O che da E, che non si fondono, lasciando, al centro dell'area, una zona depressa da cui trae origine il solco sottomarino del Canale dell'Elba. Verso N, fuori Foglio, i livelli pleistocenici si ispessiscono notevolmente, articolandosi in un numero crescente di sequenze del tipo detto: se ne contano sino ad otto (cicli del IV ordine).

2.3. - IL TARDO PLEISTOCENE

La sismica ad altissima risoluzione mette in evidenza i tratti principali della superficie erosiva che si è formata durante la fase di basso stazionamento del livello marino corrispondente alla fase glaciale WIII. Laddove è modellata in sedimenti pleistocenici più antichi ha una pendenza ridottissima e caratteri di superficie subaerea, diffusamente canalizzata. La si osserva particolarmente bene nell'area S del Foglio, dove i canali appaiono ben incisi e privi di riempimenti grossolani (fig. 41). La trasgressione versiliana fu estremamente rapida nelle sue fasi iniziali, tanto da non permettere la formazione di corpi sedimentari terrigeni, che si svilupperanno solo nella fase tardiglaciale (o *Younger Dryas*). Nel Bacino di Capraia la superficie corrispondente si presenta poco articolata, punteggiata da piccoli rilievi con minimi dislivelli.

In più aree essa è coperta da corpi sedimentari del sistema trasgressivo tardo

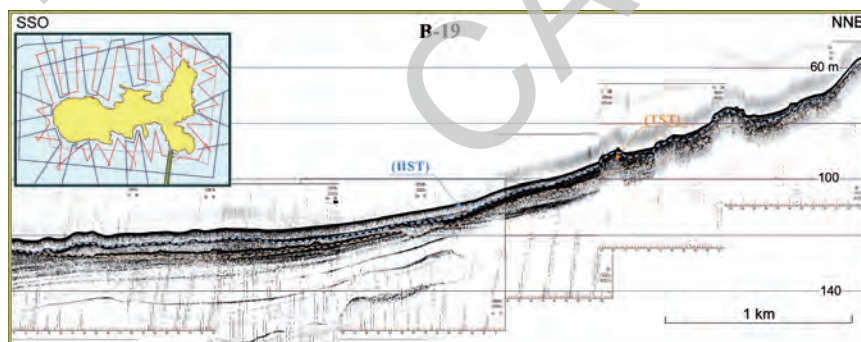


Fig. 40 - Sezione CHIRP di fronte a Punta Calamita (B-19) che mostra i rapporti tra i corpi tarδο-quaternari nella zona. HST- Coltre di alto stazionamento; TST- Corpi della trasgressione postglaciale. Nell'inserto le linee rosse si riferiscono alla campagna condotta appositamente per il Progetto CARG. Le linee blu si riferiscono a dati forniti dalla Regione Toscana.

pleistocenico (*TST*), depositatisi durante la risalita postglaciale del livello marino, molto diversificati da zona a zona. Alcuni colmano depressioni erosive preesistenti, altri formano piccoli corpi clinostratificati in prossimità di fonti locali di apporto terrigeno. Altri ancora costituiscono rilievi duniformi e cuspidati. Tra questi ultimi vi possono essere sia cordoni di paleospiegia precocemente cementati che corpi acusticamente opachi, assimilabili a piccole bioherme, analoghe a quelle rilevate entro il Golfo di La Spezia (BRESLAU & EDGERTON, 1969; FIERRO *et alii*, 1982).

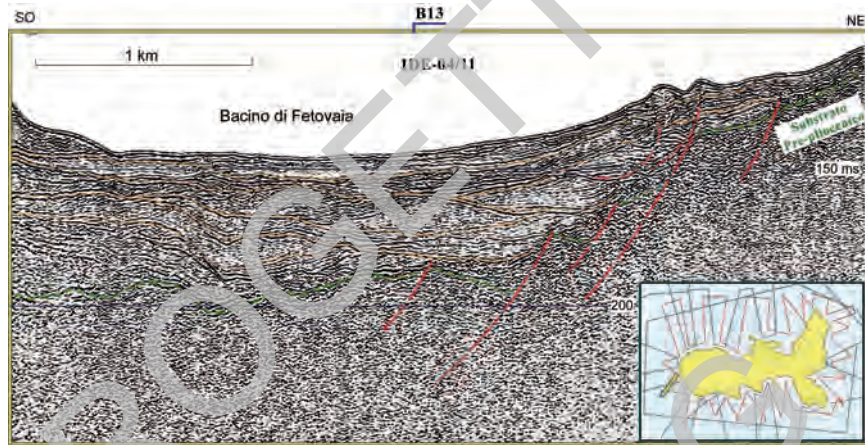


Fig. 41 - Profilo Sparker che mostra una sezione del Bacino di Fetovaia con numerose fasi di colmata ed erosione. Le linee tratteggiate indicano le troncature erosive (vedi testo).

Della situazione complessa che si presenta come una paleolaguna limitata da imponenti cordoni litoranei si è già detto in precedenza. Essa caratterizza quasi tutto il limite meridionale del Foglio ed è attribuibile anch'essa alla fase tardiglaciale.

Alcuni dei rilievi duniformi che interessano la parte bassa della superficie wurmiana possono rappresentare un esempio di depositi di basso stazionamento (*LST*) del livello marino. L'area del Foglio non comprende corpi clinostratificati riferibili con sicurezza alla fase di *lowstanding* o alla precedente regressione forzata.

2.4. - L'OLOCENE

Si suole indicare, con l'espressione *Highstanding Systems Tract (HST)*, l'insieme dei corpi sedimentari, di natura prevalentemente lutitica, depositatisi nelle fasi finali della trasgressione postglaciale e in seguito alla stabilizzazione del livello marino alla quota attuale. Anche in questo caso i vari settori di piattaforma

che circonda l'Isola d'Elba presentano situazioni diversificate che vanno descritte separatamente.

IL SETTORE SUDORIENTALE

Questa zona è l'unica, nei limiti del Foglio, in cui l'Olocene compare con potenze di una certa importanza su ampie superfici. È composto da due corpi. Il livello inferiore colma le depressioni della superficie risultante dall'erosione subaerea e dalla presenza dei corpi depositatisi nel corso della trasgressione postglaciale. Questi ultimi hanno prevalentemente caratteri di accumuli sabbiosi localizzati (paleocordoni litorali). Il livello superiore, acusticamente trasparente, copre quasi tutta l'area, assottigliandosi verso terra (vedi schemi a cornice e fig. 17), e tende a livellare la superficie della piattaforma. Il corpo inferiore fa ancora parte del sistema trasgressivo (*TST*), rappresentando l'ultima fase di detto sistema deposizionale, mentre il corpo superiore si identifica con il sistema di alto stazionamento del livello marino (*HST*). I due livelli sono separati da un netto riflettore che corrisponde alla *maximum flooding surface* (*MFS*), vale a dire alla superficie che segna una variazione nei meccanismi di sedimentazione e nei caratteri dei sedimenti depositati, al termine della trasgressione postglaciale. Appena accennate le stratificazioni acustiche nel corpo superiore, costituito quasi esclusivamente da lutiti.

IL SETTORE OCCIDENTALE

Morfologicamente è caratterizzato dal Bacino di Fetovaia, che si prolunga a N in una depressione erosiva che circonda l'isola e si apre verso NE. Vi si riscontra la presenza di corpi di basso stazionamento e trasgressivi di una certa importanza, mentre il corpo di alto stazionamento è rappresentato prevalentemente da un cuneo sottile che si ispessisce gradualmente, ma di poco, verso terra (fig. 41). Non mancano, nella zona, i dissesti gravitativi anche a carico di sedimenti recenti, già descritti nel capitolo sulla geomorfologia.

LA PIATTAFORMA SETTENTRIONALE

La più evidente caratterizzazione di questa zona è data da una superficie d'erosione che modella sia corpi riferibili a sequenze pre-wurmiane, sia livelli trasgressivi. Non vi si rilevano spessori apprezzabili di sedimento olocenico. Quest'ultimo costituisce, come nel settore precedente, un sottile cuneo che si raccorda al prisma costiero (fig. 16) e che livella le asperità e i terrazzi riferibili alle ultime fasi della trasgressione postglaciale e/o a precedenti eventi eustatici. Analoghe situazioni riguardano la piattaforma meridionale, dove il sedimento

olocenico è, al più, rilevabile solo all'interno dei piccoli golfi.

2.5. - I SEDIMENTI SUPERFICIALI

Si è visto che, per gran parte dell'area investigata, la coltre sedimentaria dell'*HST* ha spessori inferiori ai 2 m e risulta quindi non mappabile. D'altronde essa è presente su vaste superfici, sia pure come una sottile coltre, di modo che le campionature tramite benne ci fornirebbero un quadro oggettivo della sedimentazione in atto. Vi sono però aree in cui le campionature possono aver interessato esclusivamente corpi sedimentari più antichi e inoltre vaste superfici di fondale soggetti a prevalente erosione. Per questi motivi si sono cartografate le litologie dei sedimenti superficiali solo nelle aree in cui la coltre olocenica ha spessori superiori ai 2 m, ottenendo un quadro largamente prevedibile:

- nelle aree bacinali prevalgono le peliti che sfumano a peliti sabbiose nelle aree di mixing con sedimenti più grossolani rimaneggiati;
- le aree in prevalente erosione (come il Canale di Piombino) sono occupate da piccoli accumuli di peliti molto sabbiose o da sabbie pelitiche;
- le aree sublitoranee (piattaforma interna) sono quasi esclusivamente caratterizzate da sabbie pelitiche;
- le aree litoranee e l'interno dei golfi sono occupate da sabbie sino a sabbie ghiaiose e ghiaia.

PROGETTO

CARG

VII - LE AUREOLE TERMOMETAMORFICHE

Vengono qui descritte le associazioni mineralogiche legate al metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione nelle rocce incassanti dei due principali corpi magmatici intrusivi e dei relativi cortei filoniani: il Monzogranito di Monte Capanne (età isotopica 6,9 Ma, DINI *et alii*, 2002) nell'Elba occidentale, e il Monzogranito di Porto Azzurro (età isotopica 5,9 Ma, SAUPÉ *et alii*, 1982; MAINERI *et alii*, 2003) nell'Elba orientale, e dei loro cortei filoniani. Oltre ai dati reperibili in letteratura (Elba orientale: BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; DIMANCHE, 1971; DESCHAMPS, 1980; BOUILLIN, 1983; DURANTI *et alii*, 1992; PERTUSATI *et alii*, 1993; TANELLI *et alii*, 2001; GARFAGNOLI *et alii*, 2005; Elba occidentale: BARBERI & INNOCENTI, 1965, 1966; SPOHN, 1981; BOUILLIN, 1983; DANIEL & JOLIVET, 1995; COLI *et alii*, 2001; ROSSETTI *et alii*, 2007), sono stati utilizzati anche dati inediti ottenuti da campionamenti ed analisi petrografico-mineralogiche effettuate durante il rilevamento della presente carta geologica. Le associazioni mineralogiche legate a metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione riconosciute nelle diverse aree sono state attribuite a paragenesi di basso (= Facies delle Cornubianiti ad albite ed epidoto, TURNER & VERHOOGEN, 1960; TURNER, 1968), di medio (= Facies delle Cornubianiti ad orneblenda, TURNER & VERHOOGEN, 1960; TURNER, 1968) e di alto grado (= Facies delle Cornubianiti a pirosseno, TURNER & VERHOOGEN, 1960; TURNER, 1968) o delle Cornubianiti a K-feldspato-cordierite in WINKLER (1974), tenendo anche in considerazione le zoneografie metamorfiche proposte da YARDLEY (1989), KERRICK (1991) e BUCHER & FREY (1994).

1. - L'AUREOLA DELL'ELBA ORIENTALE

Nell'edificio tettonico dell'Elba orientale sono evidenti i segni del metamorfismo termico legato al Monzogranito di Porto Azzurro (fig. 42), o ad altri corpi intrusivi non affioranti, nell'area del Promontorio del Monte Calamita. Il legame tra i fenomeni di metamorfismo termico ed il Monzogranito di Porto Azzurro è testimoniato non solo dai rapporti geometrico-genetici che il plutone conserva ancora con la parte più interna dell'aureola (costituita dall'Unità tettonica Porto Azzurro), ma anche dalle datazioni radiometriche ottenute per le blastesi termometamorfiche presenti nelle rocce metapelitiche paleozoiche dell'Unità Porto Azzurro, che risultano sostanzialmente coeve con il plutone stesso (SAUPÉ *et alii*, 1982). La restante porzione dell'aureola termometamorfica, che impronta le unità embricate sovrastanti l'Unità Porto Azzurro, ha subito invece fenomeni di smembramento connessi a scollamenti e traslazioni tettoniche a basso angolo di entità plurichilometrica (es. la Faglia di Zuccale, "k" in fig. 43, PERTUSATI *et alii*, 1993; DANIEL & JOLIVET, 1995) in relazione alla risalita del Monzogranito di Porto Azzurro. Infatti, i dati geologico-strutturali e quelli mineralogico-petrografici indicano che le porzioni dell'edificio tettonico esposte nell'area compresa tra Cavo, Rio Marina e Porto Azzurro e in quella compresa tra Valdana, Norsì e Spiaggia del Lido, oggi separati dalla Faglia di Zuccale, erano originariamente in continuità (PERTUSATI *et alii*, 1993). In generale, all'interno della prima zona il grado di metamorfismo termico diminuisce sia in modo centrifugo che risalendo la pila tettonica (dall'Unità Ortano fino all'Unità Monticiano Roccastrada) dall'area del Residence di Capo d'Arco a quella di Rio Marina, e nella seconda diminuisce dalla Spiaggia del Lido all'area di Norsì. Tale distribuzione è comunque localmente complicata dalla presenza di risalite di fluidi profondi ad alta temperatura, avvenute per mezzo di sistemi di faglie a medio-alto angolo e fratture, che hanno prodotto nelle rocce incassanti associazioni mineralogiche di più alto grado rispetto alla suddetta zoneografia (es. lo *skarn* di Torre di Rio presso Rio Marina già descritto in LOTTI, 1886). Dalla ricostruzione della zonazione mineralogica dell'aureola termometamorfica legata al Monzogranito di Porto Azzurro (vedi oltre) si può dedurre, per quest'ultima, uno spessore complessivo di oltre 400-500 m.

1.1. - DISTRIBUZIONE DELLE ASSOCIAZIONI MINERALOGICHE LEGATE AL TERMOMETAMORFISMO

Di seguito la distribuzione delle associazioni mineralogiche legate al termometamorfismo verrà descritta per le tre aree tipiche dell'Elba orientale: Promontorio del Monte Calamita, Aree Porto Azzurro - Rio Marina e Norsì - Valdana - Spiaggia del Lido.

1.1.1. - Promontorio del Monte Calamita

Le rocce interessate dai fenomeni termici sono quelle dell'Unità Porto Azzurro (GARFAGNOLI *et alii*, 2005 *cum bibl.*). Gran parte delle rocce affioranti sul promontorio, dalle aree nord-occidentali fino a quelle della Miniera di Calamita, mostrano associazioni mineralogiche termometamorfiche di basso grado con biotite + muscovite + albite ± clorite ± andalusite (facies delle cornubianiti ad albite ed epidoto) o con biotite + andalusite + muscovite + plagioclasio intermedio-acido (± cordierite pinnitizzata) che indicano il passaggio al medio grado (facies delle cornubianiti ad orneblenda). La blastesi di porfiroblasti di andalusite, di dimensioni da millimetriche fino a circa 1 cm, è particolarmente evidente nella parte orientale del promontorio. Nei litotipi marmorei calcareo-dolomitici è talora osservabile la blastesi di flogopite. I corpi di *skarn* ospitati nelle unità carbonatiche mesozoiche dell'area mineraria di Punta della Calamita (associazioni a tremolite-actinolite + andradite + hedembergite + ematite + magnetite + pirite ± calcopirite ± pirrotina in TORRINI, 1990; TANELLI *et alii*, 2001) e quelli associati ai corpi metabasitici paleozoici nell'area di Pareti - Morcone (associazioni a clinopirosseno salitico + plagioclasio intermedio + grossularia in BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b) rientrano nel medio-basso grado. In particolare TORRINI (1990) distingue nella Miniera di Calamita due tipi principali di *skarn* che passano l'uno all'altro in modo piuttosto brusco: quello a ilvaite-hedembergite, legato a fluidi di più alta temperatura (T = 450-500°C) e di natura riducente, e quello a granato, connesso ad una successiva circolazione di fluidi ossidanti e di più bassa termalità. Nelle aree sud-orientali ed orientali, ove è evidente anche un maggior numero di intrusioni filoniane aplitico-microgranitiche (che testimoniano così la prossimità del contatto con il corpo plutonico), la ricristallizzazione statica è di grado più alto, infatti, l'associazione mineralogica delle facies delle cornubianiti ad orneblenda presenta lo sviluppo di cordierite ± andalusite¹ ed i corpi di *skarn* associati (aree minerarie del Ginevro e di Sassi Neri) sono costituiti da hedembergite/diopside + andradite/grossularia + plagioclasio calcico (~ 540°C), ai quali seguono geneticamente quelli a Fe-pargasite + Fe-tremolite + orneblenda + magnetite + pirite ± pirrotina di termalità tra i 500 e i 400°C (DIMANCHE, 1971; DEL TREDICI, 1990; TANELLI *et alii*, 2001). Sempre nelle aree della minerarie del Ginevro e di Sassi Neri si passa localmente ad associazioni mineralogiche di alto grado (facies delle Cornubianiti a pirosseno) a K-feldspato + plagioclasio calcico + cordierite + andalusite + corindone. Dato le evidenti analogie litologiche e di evoluzione metamorfica delle rocce pa-

¹ Nelle aureole termometamorfiche la comparsa di cordierite precede quella di andalusite, ma nel caso delle cornubianiti del Promontorio del M. Calamita e, più in generale, dell'Elba centro-orientale sembra avvenire l'opposto. Questo dell'Elba non è comunque un caso particolare in quanto la stessa zoneografia metamorfica è riportata per altri complessi termometamorfici dell'America Settentrionale e del Giappone (WINKLER, 1967, 1976; TURNER, 1968; Facies Series 1-Type 1c and Facies Series 2-Type 2a in KERRICK, 1991).

leozoiche del Complesso di Monte Calamita con quelle presenti nel sottosuolo di Larderello (GARFAGNOLI *et alii*, 2005), si assume anche per le prime un campo termo-barico dell'evento termometamorfico con $P = 1,5-2$ kb e $T = 500-600^{\circ}\text{C}$, ma, nelle parti più interne delle aureole, localmente anche 620°C (cfr., BATINI *et alii*, 1983; CARELLA *et alii*, 2000; MUSUMECI *et alii*, 2002; GIANELLI & RUGGERI, 2002).

1.1.2. - Area Porto Azzurro-Rio Marina

Le isograde del metamorfismo termico ricostruite tagliano sostanzialmente

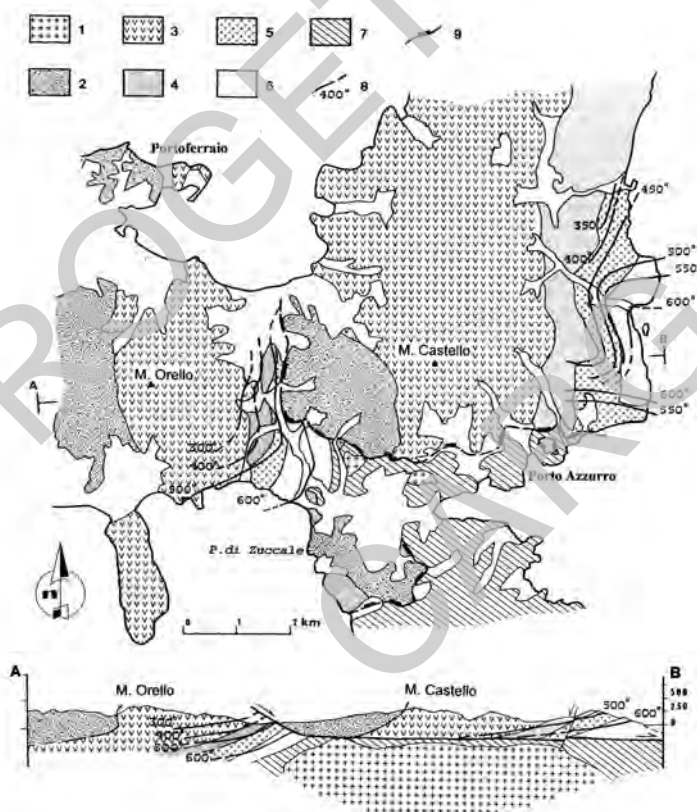


Fig. 42 - Zonazione del metamorfismo di contatto nell'Elba orientale con le relative isograde (da PERTUSATI *et alii*, 1993). 1) Monzogranito di Porto Azzurro; 2) Complesso V (Unità Ripanera e Lacona); 3) Complesso IV (Unità Monte Strega); 4) Complesso III (Unità Grässera, Falda Toscana, Monticiano-Roccastrada); 5) Complesso IVa (Unità Acquadolce Subunità Santa Filomena); 6) Complesso II (Unità Acquadolce Subunità Valdana, e Unità Ortano); 7) Complesso I (Unità Porto Azzurro); 8) linee isoterme, temperature in gradi Celsius; 9) Faglia di Zuccale.

nel loro insieme i principali contatti tettonici tra le diverse unità embricate (Unità Ortano, Unità Acquadolce e Unità Monticiano-Roccastrada), anche se localmente possono essere presenti riattivazioni fragili delle suddette superfici durante o dopo l'evento termometamorfico (vedi le "breccie di Ortano", capitolo V.1.10.1.). In generale:

a) dall'area del Residence di Capo d'Arco fino a Capo Ortano i corpi rocciosi presentano il grado metamorfico più elevato (580°C, fino ad oltre 600°C) con associazioni di medio- e alto-grado a biotite + cordierite + andalusite ± granato ricco in spessartina ± K-feldspato, nei protoliti pelitici-metarenacei, e a olivina+tremolite + talco, nei protoliti magmatici ultrabasici. Nei protoliti carbonatici si ha calcite + clinopirosseno salitico + tremolite-actinolite + quarzo + plagioclasio intermedio-calcico, ma nell'area del Residence di Capo d'Arco è presente clinopirosseno salitico + wollastonite + K-feldspato ± scapolite essenzialmente meionitica (facies delle Cornubianiti a pirosseno);

b) l'area di Porticciolo (nord di Capo Ortano) - Ortano - fianco meridionale ed orientale di Monte Arco e quella immediatamente a sud del Residence di Capo d'Arco presenta associazioni di $T \cong 460-550^{\circ}\text{C}$ con biotite + andalusite + plagioclasio intermedio ± cordierite ± granato (protoliti pelitico-metarenacei), calcite + tremolite-actinolite + quarzo ± biotite ± diopside (protoliti carbonatici) e antigorite + olivina + tremolite (protoliti magmatici ultrabasici);

c) le aree Rio Marina - Acquadolce - Monte Arco e Reale - Terranera, dove si hanno associazioni di $T < 500^{\circ}\text{C}$ ($< 400^{\circ}\text{C}$ attorno all'abitato di Rio Marina) con biotite ± andalusite ± muscovite (± clorite) (protoliti pelitico-metarenacei), anfibolo calcico + tremolite-actinolite + biotite + muscovite o calcite + biotite (protoliti carbonatici) e da antigorite + diopside + olivina ($\sim 400-450^{\circ}\text{C}$) a serpentino antigoritico + diopside ($< 400^{\circ}\text{C}$) (protoliti magmatici ultrabasici).

È da sottolineare la presenza all'interno delle zone caratterizzate da grado medio-basso e basso di locali corpi di *skarn* caratterizzati da associazioni mineralogiche di grado sensibilmente più alto (es. lo *skarn* ad hedembergite + ilvaite di Torre di Rio, immediatamente a sud di Rio Marina, simile a quelli della Miniera di Calamita per i quali è stata stimata una temperatura di formazione di 450-500°C).

1.1.3. - Area Norsi - Valdana - Spiaggia del Lido

In accordo con PERTUSATI *et alii* (1993) si nota una generale polarità prograduale del termometamorfismo spostandosi dall'area di Norsi verso la Spiaggia del Lido - Valdana, con temperature massime di circa 550-600°C. In particolare, nelle "filladi e metasiltiti di Porticciolo" (Unità Acquadolce) esposte sulla costa, sono presenti biotite e biotite ± andalusite ± granato statici, mentre nelle intercalazioni di filladi calcaree e di calcescisti degli affioramenti più meridionali, si nota la blastesi statica di clinopirosseno, granato e, talora, anche di wollasto-

nite. L'associazione clinopirosseno \pm tremolite-actinolite è presente localmente nei metacarbonati della sottostante "litofacies dei marmi della Valdana" presso Felciaio - Casa Rubini (lungo la costa tra la spiaggia di Norsì e quella del Lido), ed inoltre nei marmi gialli dell'area della cava di Valdana. BARBERI *et alii* (1969a, 1969b) segnarono la presenza di periclasio (indicativo del passaggio dal medio all'alto grado). Proseguendo sempre lungo la costa, nelle "filladi e quarziti di Rio Ortano" dell'Unità Ortano è presente discontinuamente biotite + tremolite-Fe-actinolite, biotite + andalusite e \pm clinopirosseno, mentre è stata riconosciuta l'associazione biotite + cordierite (in larga parte pinnitizzata) \pm andalusite \pm K-feldspato negli "scisti di Capo d'Arco" affioranti alla Spiaggia del Lido.

Recentemente, MUSUMECI & VASELLI (2010) hanno documentato nell'area in esame la presenza di zone di taglio duttili, a vergenza verso E/SE, che avrebbero portato alla scagliatura ed al raddoppio tettonico dell'aureola termometamorfica avvenuti durante la messa in posto del Monzogranito di Porto Azzurro.

Deve essere sottolineata la blastesi di alta temperatura a wollastonite + biotite nei litotipi delle Argille a Palombini (Unità Monte Strega) affioranti sulla costa ad ovest della Spiaggia di Norsì (vedi anche BOUILLIN, 1983) che risulterebbe in contrasto con la zonazione da noi proposta e per la quale riteniamo potrebbero essere avanzate due ipotesi genetiche: 1) Queste rocce facevano parte dell'anello termometamorfico del Monte Capanne (che include corrispondenti litotipi interessati dalla stessa impronta termica) che sono state poi traslate nell'attuale posizione ad opera delle faglie di scollamento a bassa angolo connesse alla risalita del suddetto plutone (es. Faglia dell'Elba Centrale, "n" in fig. 43); 2) la blastesi di alta temperatura potrebbe essere legata all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro, ma derivare da effetti di ricristallizzazione legati alla locale risalita di fluidi metasomatizzanti profondi. Comunque, il ritrovamento di tali associazioni mineralogiche lungo le foliazioni di piano assiale di pieghe serrate (vedi anche BOUILLIN, 1983) rende più verosimile una correlazione con le analoghe strutture D₂ presenti nella Unità Punta Polverata-Fetovaia cornubianitizzata dall'intrusione monzogranitica del Monte Capanne (vedi oltre).

2. - L'AUREOLA DELL'ELBA OCCIDENTALE

A differenza di quanto descritto per le successioni dell'anello cornubianitico legato al Monzogranito di Porto Azzurro nel quale sono presenti fenomeni di scorrimento tettonico differenziale posteriori alla ricristallizzazione termometamorfica e di entità anche plurichilometrica (vedi la Faglia di Zuccale, "k" in fig. 43), quelle presenti attorno al Monzogranito di Monte Capanne conservano diffusamente in rapporti magmatici con quest'ultimo plutone. Infatti, solo in pochi casi sono evidenti fenomeni di scollamento e di traslazione tettonica interni

all'aureola termometamorfica (es. lungo il fianco occidentale del monzogranito) e/o sul contatto con il sottostante plutone (es. area di San Piero - Sant'Ilario). A differenza dell'area di San Piero - Sant'Ilario (vedi anche BARBERI & INNOCENTI, 1966), tali traslazioni risultano comunque verosimilmente di limitata entità come testimoniato dalla sostanziale identità delle associazioni mineralogiche di alta temperatura presenti nelle rocce da una parte e dall'altra delle superfici tettoniche stesse. In generale le rocce esposte dell'aureola del Monte Capanne presentano un grado di metamorfismo termico variabile dal medio all'alto grado (T 600°C e P = 1-2 kb secondo WESTERMAN *et alii*, 2004 e ROSSETTI *et alii*, 2007) e solo nel settore della Penisola di Fetovaia è stato documentato il passaggio fino al basso grado in poche centinaia di metri dal contatto con il corpo intrusivo. Talvolta sono stati evidenziati anche localizzati aumenti del grado metamorfico legati a variazioni positive di permeabilità delle rocce incassanti (dovute ad esempio a fenomeni di idrofratturazione: ROSSETTI *et alii*, 2007) che hanno favorito una più facile risalita dei fluidi metasomatizzanti. Le associazioni mineralogiche di alta temperatura si presentano in gran parte statiche o mimetiche sulle pre-esistenti anisotropie litologiche e strutturali delle rocce, ma talora risulta evidente anche la loro crescita sin-cinematica lungo la scistosità di piano assiale delle pieghe F₂ (es. negli affioramenti di Spartaia) e la foliazione milonitica di alta temperatura legata a fasce di taglio sin-intrusive (es. ad ovest della Spiaggia di Colle di Palombaia). Localmente è inoltre osservabile il comportamento duttile dei litotipi carbonatici rispetto a quello più tendenzialmente fragile dei litotipi pelitici, tipico nei fenomeni di ricristallizzazione legati alla messa in posto di corpi plutonici (vedi anche MARINELLI, 1975; BOUILLIN, 1983; PERTUSATI *et alii*, 1993). Lo spessore dell'aureola di contatto è stimabile in almeno 350-400 m (vedi anche BOUILLIN, 1983), come è desumibile dalla distanza tra le facies ricchissime in granato statico nelle Argille a Palombini, sul contatto con il plutone alle spalle dell'abitato di Fetovaia, e gli affioramenti della stessa formazione sull'omonimo promontorio, interessati da una ricristallizzazione termica di basso grado.

Seguono le descrizioni delle principali associazioni mineralogiche legate a metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione nelle diverse aree di affioramento prodotte dall'intrusione del Monzogranito di Monte Capanne nel basamento ofiolitico e nelle soprastanti coperture vulcano-sedimentarie delle successioni oceaniche mesozoiche dell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia.

Nelle due aree principali di affioramento (Punta Nera - Semaforo - Punta Polveraia e Aia - Maciarelo - Marciana - Marciana Marina - Monte Perone), le associazioni mineralogiche relative ai diversi litotipi rientrano nel metamorfismo termico di medio grado o di passaggio all'alto grado (T 460-550° C).

In particolare:

- nelle rocce ultramafiche: serpentino (generalmente antigoritico) + olivina forsteritica (di regola in forma di minuta blastesi sulle strutture cellulari del

serpentino) + anfibolo tremolitico e subordinatamente antofillitico \pm talco (\pm clorite \pm calcite), ma localmente (tra Punta Nera e Punta Polveraia e presso Colle di Palombaia) anche con olivina (in grossi neoblasti) + anfibolo tremolitico e subordinatamente orneblenda cummingtonitica e antofillitica + talco;

- nei metabasalti: plagioclasio intermedio + orneblenda + epidoto \pm granato andraditico \pm clinopirosseno;
- nei metadiaspri: quarzo + biotite \pm muscovite \pm tremolite-actinolite \pm clorite \pm epidoto \pm diopside \pm andalusite \pm cordierite e talora \pm granato andraditico;
- nelle rocce pelitiche: è tipica l'associazione biotite + muscovite + andalusite + quarzo \pm cordierite \pm plagioclasio intermedio-calcico \pm K-feldspato \pm tremolite-actinolite \pm clinopirosseno salitico;
- nelle rocce metacalcaree e calcescistose: è presente calcite + clinopirosseno \pm plagioclasio intermedio-calcico e calcite + clinopirosseno diopsidico + quarzo + wollastonite \pm biotite \pm granato grossularitico \pm epidoto \pm plagioclasio intermedio \pm K-feldspato \pm tremolite. Localmente (es. nelle Argille a Palombini a nord di Punta Polveraia) in queste cornubianiti calc-silicatiche sono frequenti livelli di colore rosa-bruno ricchissimi in granato (granatiti) e in wollastonite (anche in forma di rossette e/o di fasci distinguibili alla mesoscala).

Le paragenesi di alto grado ($T > 580-600^{\circ}\text{C}$) sono presenti nell'area di Spartaia - Punta dell'Agnone - Procchio - Marmi e di Cavoli - Colle di Palombaia, entro le successioni metacalcaree-calcescistose più prossime al contatto con il plutone, nelle quali è assente il quarzo.

In particolare tali paragenesi sono costituite da calcite + clinopirosseno + K-feldspato \pm plagioclasio calcico \pm biotite, calcite + granato grossularitico + vesuviana + clinopirosseno salitico \pm scapolite \pm wollastonite \pm K-feldspato \pm plagioclasio intermedio-calcico (fino a bitownitico), calcite + clinopirosseno salitico + wollastonite \pm scapolite, mentre wollastonite + clinopirosseno senza calcite è stata riconosciuta solo localmente a Procchio - Punta dell'Agnone e a l'Aia (a NO di Marciana). I blasti di granato, vesuviana e scapolite talora inglobano pirosseni e wollastonite, mentre la scapolite (generalmente meionitica) tende localmente a sostituire il plagioclasio. Nelle metapeliti è tipica l'associazione biotite + muscovite + cordierite + andalusite \pm plagioclasio calcico + K-feldspato \pm clinopirosseno salitico. In queste associazioni è comune anche la tormalina.

A Spartaia - Punta dell'Agnone, nelle litologie calcescistose sono comuni vene di vesuviana + granato \pm wollastonite con salbanda di wollastonite che si propagano solo raramente negli orizzonti più francamente marmorei circostanti; altrove sono state riconosciute anche vene a clinopirosseno \pm scapolite. ROSSETTI *et alii* (2007) legano queste vene a fenomeni di idrofratturazione da parte dei fluidi metasomatizzanti che circolavano durante l'evento di metamorfismo ter-

mico. In diverse aree (es. Marmi, Procchio - Spartaia), il contatto tra cornubianiti calcescistose-marmoree e plutone è spesso marcato da un'orizzonte decimetrico-metrico (max 2 m) cornubianitico masiccio di colore da bruno a verdastro e a tessitura granoblastica costituito da plagioclasio intermedio + quarzo + biotite + K-feldspato, clinopirosseno + plagioclasio intermedio \pm K-feldspato \pm scapolite, granato + vesuviana + wollastonite + clinopirosseno \pm plagioclasio intermedio-calcico \pm K-feldspato e clinopirosseno + scapolite + plagioclasio intermedio.

Condizioni di metamorfismo termico di basso grado o di passaggio al medio grado (T 500°C) sono presenti, invece, in gran parte delle rocce ultrafemiche dell'area di San Piero - Sant'Ilario, dove è tipica l'associazione serpentino + anfibolo (tremolite-ferroactinolite e subordinatamente antofillite) \pm talco \pm clorite. In prossimità del contatto con il plutone tali rocce sono costituite da abbondante tremolite \pm anfibolo rombico con locale inizio di blastesi di olivina (es. cava a sud del Belvedere di San Piero). L'assenza della facies a olivina + tremolite + talco nelle rocce ultrabasiche prossime al corpo plutonico e il ritrovamento di superfici striate al tetto del plutone stesso, fanno ipotizzare una laminazione tettonica della parte più interna dell'anello termometamorfico nell'area di San Piero - Sant'Ilario.

Anche molti degli affioramenti dei metasedimenti dell'Unità Punta Polverai - Fetovaia tra Pomonte e la Penisola di Fetovaia presentano associazioni termometamorfiche di medio-basso grado (cornubianiti ad albite-epidoto secondo BARBERI & INNOCENTI, 1965) come le rocce metacarbonatiche a calcite + quarzo + albite + epidoto clinozoisitico \pm plagioclasio intermedio-acido (\pm K-feldspato \pm clinopirosseno diopsidico \pm biotite) e quelle quarzitiche biotite + quarzo \pm clinopirosseno diopsidico \pm epidoto \pm orneblenda \pm muscovite. Condizioni di metamorfismo termico di grado basso sono osservabili nelle corrispondenti successioni esposte lungo la Penisola di Fetovaia, dove i litotipi pelitici delle Argille a Palombini, ancora riconoscibili come argilliti/argilloscisti, presentano generalmente blastesi solo a biotite \pm muscovite, mentre le intercalazioni calcaree sono caratterizzate da incipiente ricristallizzazione statica. In affioramenti vicini al contatto con il plutone (es. alle spalle dell'abitato di Fetovaia) o in ristrette zone dove sono presenti numerosi filoni aplitici-microgranitici (es. lungo la panoramica presso il Fosso dell'Ogliera), le suddette rocce metasedimentarie tornano ad essere improntate da associazioni termometamorfiche da medio ad alto grado (es. calcite + wollastonite + clinopirosseno salitico + granato grossularitico + scapolite \pm vesuviana \pm K-feldspato \pm epidoto sui metacalcari e olivina + tremolite + ercinite).

Tutte le rocce sedimentarie interessate da metamorfismo termico dell'anello del Monte Capanne sono tagliate da vene idrotermali a quarzo, quarzo \pm epidoto \pm adularia \pm calcite, calcite e ad ossidi/idrossidi di ferro, mentre nelle rocce derivanti da peridotiti serpentinite sono localmente tipiche le vene di magnesite (es. l'area di San Piero - Sant'Ilario).

PROGETTO

CARG

VIII - TETTONICA

1. - STRUTTURE A TERRA

Come accennato nell'Inquadramento geologico-strutturale (vedi cap. IV.1.), l'edificio tettonico dell'Isola Elba è così costituito (fig. 43):

a- Nell'Elba centro-orientale da 9 unità tettoniche (fig. 13). Dalla base al tetto, queste sono: 1) Unità tettonica Porto Azzurro sulla quale riposa mediante la Faglia di Zuccale l'embrice tettonico delle restanti unità. Queste ultime sono le unità tettoniche 2) Ortano, 3) Acquadolce, 4) Monticiano-Roccastrada, 5) Falda Toscana, 6) Gràssera, 7) Monte Strega, 8) Lacona e 9) Ripanera. L'Unità Acquadolce e Monte Strega sono suddivise in subunità.

b- Nell'Elba occidentale, anche se è verosimile che le unità tettoniche presenti, formatesi prima dell'intrusione del Monzogranito di Monte Capanne e ora in parte interessate da forte termometamorfismo, corrispondano a unità descritte per l'Elba orientale, per la mancanza di una correlazione fisica si è preferito mantenere una distinzione tra le due pile tettoniche. Per questo motivo le due unità tettoniche qui distinte hanno una propria nomenclatura: Unità tettonica Punta Polveraia-Fetovaia (= Unità Strega?), intrusa e ricristallizzata dall'intrusione del Monzogranito di Monte Capanne e la sovrastante Unità tettonica Punta le Tombe (= Unità Lacona?).

In questo capitolo verrà descritta prima la struttura interna delle diverse unità e subunità, quindi seguirà la descrizione delle principali superfici tettoniche (sovrascorrimenti principali, faglie di trasferimento, faglie normali a basso ed alto angolo) sia per l'Elba centro-orientale che per l'Elba occidentale.

1.1. - ELBA CENTRO-ORIENTALE

1.1.1 - *STRUTTURA INTERNA DELLE UNITÀ TETTONICHE*1.1.1.1 - *Unità tettonica Ripanera*

La “formazione di Marina di Campo” mostra diverse deformazioni plicative. L’assetto generale è riconducibile ad una monoclinale, con pendenza prevalente verso ovest, localmente interessata da pieghe da metriche ad ettometriche, da aperte a chiuse, a volte anche strette. I piani assiali sono da subverticali ad inclinati, ed immergono generalmente verso ovest. L’assetto tettonico è complicato dalle numerose intrusioni del Porfido di San Martino e del Porfido di Portoferraio, di dimensioni assai variabili (da metriche a chilometriche per il corpo centrale dei due porfidi).

Le migliori esposizioni di questa unità tettonica lungo la costa del Golfo di Campo, permettono di ricostruirne la storia deformativa. Sono presenti pieghe rovesciate da metriche a decametriche, da strette a chiuse con assi orientati N-S e piani assiali immergenti verso ovest. Spostandosi ad ovest, gli assi delle pieghe subiscono una rotazione parallelizzandosi al contatto tettonico che separa l’unità dal Monzogranito di Monte Capanne e la sua aureola termometamorfica (Faglia di Colle di Palombaia - Procchio “s” in fig. 43).

Il Porfido di San Martino e il Porfido di Portoferraio, messi in posto preferibilmente lungo la stratificazione, sigillano queste strutture.

Pieghe più o meno aperte, con piani assiali subverticali ed assi orientati intorno a N360° deformano le strutture precedenti. Queste strutture vengono interessate, talora con l’implicazione dei porfidi, da faglie distensive ad alto e basso angolo, generalmente immergenti verso est.

L’Unità Ripanera sovrasta l’Unità Lacona attraverso il Sovrascorrimento di Madonna della Lacona (“a” in fig. 43).

1.1.1.2 - *Unità tettonica Lacona*

Le deformazioni riscontrate nella “formazione di Madonna della Lacona”, unica formazione di questa unità tettonica, sono rappresentate da pieghe isoclinali con frequenti fenomeni di *boudinage* nei livelli più competenti e zone di taglio a basso angolo. Data la scarsità degli affioramenti non è stato possibile mettere in evidenza l’eventuale presenza di più fasi deformative. Il forte contrasto di competenza tra le litologie presenti fa assumere alla formazione un assetto caotico.

L’Unità Lacona giace sopra l’Unità Monte Strega tramite la Faglia a basso angolo dell’Elba centrale (“n” in fig. 43) tra Porto Azzurro e Magazzini, e sotto la medesima unità tra Spiaggia Margione e Portoferraio tramite la Faglia a basso angolo di Colle Reciso (“i” in fig. 43).

1.1.1.3. - Unità tettonica Monte Strega

Fase preorogenica oceanica

Le ofioliti dell'Isola d'Elba, analogamente alle altre ofioliti dell'Appennino Settentrionale, hanno avuto una complessa storia metamorfica e deformativa pre-orogenica, legata alla formazione ed evoluzione dell'oceano giurassico della Tetide Occidentale (vedi CORTESOGNO *et alii*, 1987; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, *cum bibl.*; MENNA *et alii*, 2007). Le strutture principali sono legate alla risalita e al denudamento tettonico delle porzioni più profonde della crosta oceanica. Durante questo processo, all'interno delle peridotiti e dei gabbri si sviluppano zone di taglio milonitiche (T 600-900°C) che accompagnano la progressiva esumazione della litosfera sul fondo oceanico (visibili solo negli affioramenti di Fetovaia e Pomonte). Seguono quindi le fasi precoci di serpentinnizzazione (T 500-300°C) delle peridotiti e la contemporanea rodingitizzazione dei filoni gabbri e basaltici intrusi nelle peridotiti stesse. Le tessiture milonitiche sono poi tagliate da filoni basaltici. Si realizzano in seguito esumazioni tettoniche che portano al denudamento, sul fondo oceanico anche di serpentiniti e gabbri, su cui si formano breccie tettonico-idrotermali (ofalciti *s.l.*), talora con tessitura cataclastica e breccie sedimentarie tipo *debris flow*.

Fasi orogeniche

All'interno dell'Unità tettonica Monte Strega vengono distinte 6 subunità tettoniche che dal basso verso l'alto sono le Subunità Acquaviva, Monte Serra, Sassi Turchini, Volterraio, Bagnaia, Casa Galletti. Le varie subunità presentano assetti deformativi molto simili tranne le subunità di base (Subunità Acquaviva) e quella di tetto (Subunità Casa Galletti). Ad eccezione della Subunità Bagnaia, le restanti subunità tettoniche sono separate tra loro da sovrascorrimenti secondari. La Subunità Bagnaia poggia in discordanza tettonica sulle Subunità Monte Serra, Sassi Turchini e Volterraio, mediante una faglia normale a basso angolo (Faglia normale a basso angolo di Fosso dell'Acqua, "h" in fig. 43), la cui attività è ricollegabile alla risalita del Monzogranito di Monte Capanne..

Subunità tettonica Acquaviva

Questa subunità tettonica è caratterizzata da una successione ofiolitica ridotta, costituita da un basamento serpentinitico-ofalcitico coperto da sottili livelli diaspri, o direttamente da Argille a Palombini. I contatti tra le varie litologie sono spesso tettonici o tettonizzati. Vicino ai contatti con le altre litologie le serpentiniti sono interessate da zone di taglio spesso associate a livelli cataclastici paralleli

ai contatti. Gli strati calcarei delle Argille a Palombini sono spesso oggetto di deformazioni per *boudinage*.

Le varie formazioni sono spesso ripetute per la presenza di pieghe isoclinali e/o sovrascorrimenti minori, tanto che questa subunità potrebbe essere anche assimilata ad uno *shear complex*.

Subunità tettonica Monte Serra

Questa subunità è caratterizzata dalla presenza di pieghe ettometriche da inclinate a raramente rovesciate, accompagnate da pieghe parassite, con assi orientati N340-N360 (fig. 43) e piani assiali da verticali ad inclinati immergenti ad O. Una successione di tre sinformi ettometriche con rispettive antiformenti è ben osservabile lungo la costa tra la Cala dell'Inferno e Cala del Pisciatolo a N di Nisporto. A est di Cavo una faglia normale a basso angolo immergente di 30° verso N-NE (Faglia

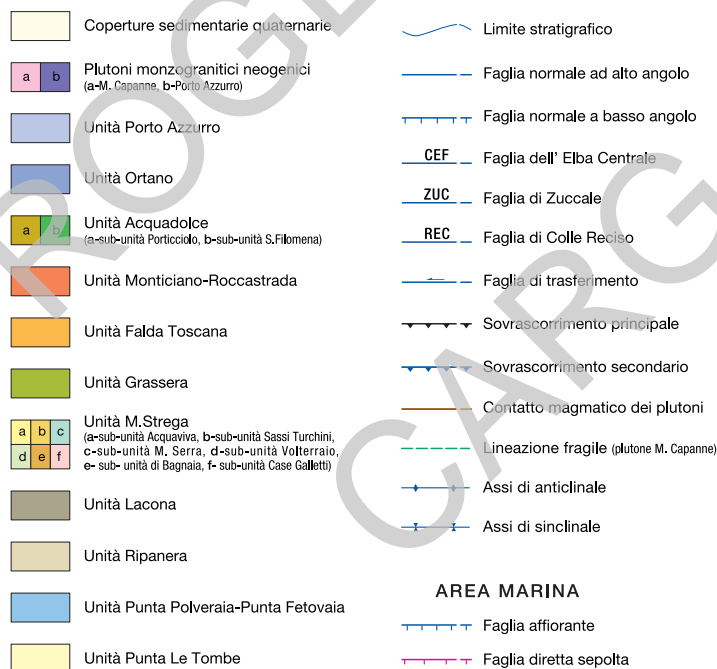


Fig. 43 - Schema tettonico dell'Isola d'Elba. Sovrascorrimenti principali: a- Madonna della Lacona; b- La Parata; c- Mar di Carpisi; d- Valdana. Faglie normali a basso angolo: e- Monte Fico; f- San Felo; g- Monte Arco; h- Fosso dell'Acqua; k- Zuccale; i- Colle Reciso; l- Casa Unginotti; m- Punta di Rialbano; n- Elba centrale-CEF; o- Fetovaia. Superfici tettoniche ad alto angolo - Faglie normali a direzione NE-SO: p- Monte Castello; q- Acquacavalla. Faglie di trasferimento: r- Cima del Monte. Faglie normali a direzione N-S: s- Colle Palombaia - Procchio; t- San Giuseppe; u- Santa Caterina; v- Terranera; w- Capo Pero; x- Monte Orello.

di Casa Unginotti, “1” in fig. 43) porta alla sovrapposizione della parte sommitale della successione della subunità sulle sottostanti Unità Gràssera e Subunità Acquaviva già impilate. Nella zona di Capo Vita questo blocco ribassato, costituito da Calcari a Calpionelle e Argille a Palombini, è intensamente deformato da pieghe con lunghezza d’onda da metrica a decametrica ed assi orientati circa NS leggermente immergenti verso N e piani assiali molto inclinati immergenti ad O. A questa fase di piegamento fa seguito una fase caratterizzata da pieghe blande coassiali alle prime ma con piani suborizzontali. Parallelamente ai piani assiali di queste pieghe si sviluppano zone di taglio con trasporto tettonico prevalente verso O.

Subunità tettonica Sassi Turchini

Questa subunità tettonica, formata unicamente dalle “serpentiniti”, è caratterizzata da numerose zone di taglio immergenti verso O.

Subunità tettonica Volterraio

All’interno di questa subunità tettonica le deformazioni hanno una distribuzione molto variabile.

I “diaspri di Monte Alpe” ad E di Monte Castello ed a N del Volterraio sono deformati da pieghe chiuse con lunghezza d’onda di alcune decine di metri e piani assiali immergenti ad alto angolo verso O. A N-O di Rio nell’Elba i “diaspri di Monte Alpe” e i “basalti” formano invece una monoclinale deformata da blande pieghe ettometriche. Tutta la successione affiorante nella zona a S di Cima del Monte mostra una serie di pieghe con lunghezza d’onda di alcune centinaia di metri, i cui piani oscillano intorno alla verticale. Gli assi variano da N340, a N del Volterraio, a N360 più a S ed immergono leggermente verso N (fig. 43). I piani immergono ad alto angolo verso O o S-O indicando un trasporto tettonico verso N-NE. Le deformazioni che interessano “basalti” e “gabbri” seguono a grande scala le deformazioni delle coperture diasprino-calcaree.

Queste strutture vengono deformate da blande pieghe probabilmente associate a faglie normali a basso angolo. Nella zona di Magazzini un sovrascorrimento secondario immergente verso S-O provoca un locale raddoppio della successione.

Subunità tettonica Bagnai

La tettonica di questa subunità è molto simile a quella della Subunità Volterraio, ma gli assi hanno un andamento prevalente N315°, che indicherebbe una sua rotazione antioraria di circa 30° acquisita probabilmente durante lo scioglimento che ha portato alla sua individuazione.

Subunità tettonica Casa Galletti

Si tratta di un complesso di piccole scaglie tettoniche costituite da vari elementi della successione ofiolitica, i cui rapporti non sono chiari: probabilmente si tratta di una serie di sovrascorrimenti minori, est-vergenti, che hanno completamente sconvolto ogni ordine stratigrafico.

Per uniformare la descrizione, come fatto per la Subunità Acquaviva, abbiamo preferito il termine Subunità a quello forse più consono di “*Shear complex*”.

L’Unità Monte Strega giace al di sopra dell’Unità Grässera tramite la Faglia normale a basso angolo di San Felo (“f” in fig. 43).

1.1.1.4. - Unità tettonica Grässera

Le metapeliti della “formazione di Cavo” sono caratterizzate da una foliazione S_1 molto penetrativa definibile come uno *slaty cleavage* che deforma sia la stratificazione che le vene a $Qz \pm Cc$. Questa anisotropia planare è associata a pieghe F_1 da chiuse a serrate con direzioni degli assi variabili tra $N280^\circ$ a $N40^\circ$ e con superfici assiali immergenti frequentemente verso SE. Le lineazioni mineralogiche (sericite e/o minerali argillosi) sui piani di foliazione sono orientate N-S. Indicatori cinematici (radiolari con deformazioni tipo σ) indicano un senso di trasporto “*top-to-the-SE*” (ELTER & PANDELI, 2001).

La foliazione S_1 è deformata da pieghe F_2 , da aperte a chiuse, con assi da $N300$ a $N50^\circ$ e piani assiali suborizzontali. Le pieghe F_2 sono interessate da un clivaggio di frattura penetrativo e da crenulazioni che producono sulla foliazione lineazioni d’intersezione fittamente spaziate. Sono stati osservati anche fenomeni di “*boudinage*” sin- D_2 in corrispondenza di livelli più competenti.

Un’ultima fase deformativa D_3 è caratterizzata da pieghe con geometria tipo “*kink*” simmetrici con direzioni assiali da $N320$ a $N5^\circ$.

Nel “membro dei calcescisti” (affioramento de La Parata) sono presenti pieghe F_2 chiuse-serrate con asse $N320-360^\circ$ e foliazione di piano assiale S_2 spaziata alla scala millimetrica che traspone la S_1 ancora riconoscibile nei *microlithon*. Rare figure di interferenza tra F_2 e F_1 indicano un piegamento coassiale. Per l’evento D_2 , sulla base degli indicatori cinematici (es. asimmetria delle pieghe, zone di taglio con geometria S-C, etc.) si ricostruisce una direzione di trasporto tettonico “*top-to-the-NW*” (ELTER & PANDELI, 2001). La S_2 è deformata da un clivaggio di crenulazione associato a pieghe aperte F_3 con asse circa N-S. L’Unità Grässera è sovrapposta alla Falda Toscana attraverso il Sovrascorrimento di La Parata (“b” in fig. 43) tra quest’ultima località e Cavo; più a sud il contatto è per faglia normale ad alto angolo (Faglia di Santa Caterina, “u” in fig. 43).

1.1.1.5. - *Unità tettonica Falda Toscana*

Questa unità tettonica è caratterizzata da due diversi assetti stratigrafico-strutturali:

- a- nella porzione meridionale dell'Elba orientale (La Parata - Porto Azzurro) e nella parte sud orientale dell'Elba centrale (Valdana) la Falda Toscana è rappresentata solo dalle "brecce di Rialbano".
- b- Nella parte settentrionale dell'Elba Orientale (La Parata - Cavo), oltre alle "brecce di Rialbano" sono presenti anche formazioni che coprono l'intervallo Triassico-Giurassico medio della Successione Toscana.

Questi differenti assetti stratigrafico-strutturali richiamano quelli della Toscana meridionale dove viene distinta una "Serie Toscana Ridotta", nella quale sono presenti generalmente solo i termini basali della successione, vicino a zone dove si sviluppa la "Serie Toscana" completa. La genesi di queste strutture "ridotte" è stata attribuita recentemente all'azione di faglie estensionali mioceniche a basso angolo crostali e/o intralitosferiche (BERTINI *et alii*, 1991; DECANDIA *et alii*, 1993, 2001; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

Le formazioni triassico-ettangiane presentano solo blandi piegamenti. La "formazione della Pania di Corfino" e la "formazione del Monte Cetona" formano una monoclinale leggermente immergente verso N (ma a Monte Bicocca anche verso SO).

Il Calcare Massiccio è affetto solo da deformazioni fragili. Nelle sovrastanti formazioni del Giurassico inferiore/medio sono riconoscibili diverse tipologie di strutture: pieghe decimetriche concentriche, a geometria serrata, con direzione assiale da N315° a N-S (a Punta delle Paffe anche E-O), e pieghe aperte da metriche a decametriche con assi diretti N-S.

In alcune zone (per esempio a Valle Baccetti) tra i "calcari di Grotta Giusti" ed il sovrastante Rosso Ammonitico c'è una discrepanza tra le direzioni assiali, attribuibili a scorrimenti differenziali tra queste formazioni.

Nell'area di Monte Arco e a nord-est di Porto Azzurro questa unità poggia tettonicamente sull'Unità Monticiano-Roccastrada attraverso la Faglia normale a basso angolo di Monte Arco ("g" in fig. 43); più a nord fino a Cala del Telegrafo il contatto tra le due unità avviene attraverso la Faglia normale ad alto angolo di Terranera ("v" in fig. 43).

1.1.1.6. - *Unità tettonica Monticiano-Roccastrada*

La successione paleozoica ("formazione di Rio Marina") e la successione mesozoica-terziaria toscana epimetamorfica di Capo Castello (Cavo, PANDELI *et alii* 1995) sono caratterizzate da complessi piegamenti polifasici. Le litologie prevalentemente quarzitiche del Gruppo del Verrucano hanno registrato solo par-

zialmente queste stesse deformazioni che sono evidenti, localmente, solo negli orizzonti più pelitici.

In particolare, la foliazione principale ($S_1 = \text{Ser} + \text{Qtz} \pm \text{Chl} \pm \text{Cal}$) è generalmente parallela alla stratificazione e associata a pieghe isoclinali F_1 , di taglia centimetrico-metrica e con vergenza verso NE. Gli assi sono orientati da N320 a N10°. Il fianco rovesciato di una megapiega F_1 cingata è stato cartografato a Capo Castello - Isola dei Topi (PANDELI *et alii*, 1995). Le lineazioni mineralogiche ($\text{Ser} + \text{Qtz} \pm \text{Chl}$) ed i “*reduction spots*” che si trovano sulla foliazione principale sono orientati da N320 a N360°. È inoltre stato riconosciuto un senso di taglio “*top-to-the-NE*” per la D_1 da indicatori cinematici associati alla foliazione principale (ELTER & PANDELI, 2001). Questo evento è stato datato, in base alle tracce di fissione entro zirconi di età di “pseudomacigno” di Cavo, a circa 30 Ma da BALESTRIERI *et alii* (2010).

La foliazione principale è deformata da pieghe D_2 , decimetriche-decametriche, da aperte a strette e con cerniere da tonde a subarrotondate. Gli assi sono orientati da N300 a N35° ed i piani assiali hanno giacitura da molto inclinata a sub-verticale. Alle pieghe F_2 è associato un clivaggio di crenulazione spaziato da zonale a discreto. La vergenza delle F_2 è di regola verso NE, ma localmente vi sono anche pieghe vergenti ad O. Pieghe blande-aperte F_3 con assi NS e superfici assiali da sub-orizzontali a debolmente inclinate deformano le strutture precedenti. A queste pieghe sono associati clivaggi di crenulazione zonali e clivaggi di frattura.

Nell'area di Monte Arco e a nord-est di Porto Azzurro, su questa unità poggia tettonicamente la Falda Toscana attraverso la Faglia normale a basso angolo di Monte Arco (“g” in fig. 43); più a nord fino a Cala del Telegrafo il contatto tra le due unità avviene attraverso la Faglia normale ad alto angolo di Terranera (“v” in fig. 43).

L'unità sovrasta tettonicamente l'Unità Acquadolce per mezzo della Faglia normale a basso angolo di Monte Fico (“e” in fig. 43), localmente con associate cataclasi.

1.1.1.7. - *Unità tettonica Acquadolce*

L'unità è stata suddivisa in due subunità tettoniche: la Subunità Valdana e la sovrastante Subunità Santa Filomena, separate da una superficie di sovrascorrimento secondario.

Strutture plicative sono evidenti solo nella Subunità Valdana. L'evento metamorfico-deformativo più antico è rappresentato dalla scistosità S_1 ($= \text{Ser}/\text{Mu} + \text{Qtz} \pm \text{Chl} \pm \text{Ab} \pm \text{Cal}$), generalmente parallela ai limiti geologici, che localmente è identificabile solo come un relitto intrafoliare interno alla S_2 . La S_1 è associata a rare pieghe isoclinali centimetriche/decimetriche. Le strutture deformative duttili

più evidenti, alla scala da centimetrica a decametrica, sono connesse all'evento D_2 . Si tratta di pieghe da strette ad isoclinali, con cerniere tonde e giacitura da inclinata ad orizzontale. Gli assi hanno direzioni da N320 a N100°; la vergenza non è definibile. A queste strutture plicative è associata una foliazione di piano assiale S_2 che risulta spaziata alla scala sub-centimetrica. In genere la S_2 è data da un clivaggio di crenulazione discreto, ma localmente può divenire una scistosità continua ($S_2 = \text{Ser} + \text{Qtz} \pm \text{Chl} \pm \text{Cal} \pm \text{Ab}$). Questa scistosità è stata datata circa 19 Ma da DEINO *et alii* (1992).

All'evento deformativo D_2 è associato anche il locale sviluppo di pieghe a guaina. Frequentemente, la scistosità principale osservabile alla mesoscala è una foliazione composita data dalla sovrapposizione di S_1 e S_2 . La direzione delle lineazioni mineralogiche (per lo più da N350 a N50°) sui piani della scistosità principale S_2 è simile a quella rilevata nell'Unità Ortano, ma gli indicatori cinematici (es., porfiroclasti tipo s e tipo d) ad essa associati indicano un senso di taglio "top-to-the-SW" in molti degli affioramenti dell'Elba orientale e "top-to-the-SE" in quelli di Capo d'Arco e di Norsì (ELTER & PANDELI, 2001). Eventi deformativi tardivi (D_3) hanno prodotto pieghe blande, da aperte a chiuse, con sottili crenulazioni zonali (S_3) o clivaggio di frattura/kink debolmente spaziati, le cui lineazioni d'intersezione con la S_2 mostrano orientazioni comprese tra N20 e N70° per le crenulazioni e tra NS e N60-70° per le fratture. Nella "litofacies dei calcescisti" lungo il molo di Rio Marina, ove sono ben esposte le pieghe isoclinali-serrate F_2 , tra la S_2 e le crenulazioni S_3 sono presenti strutture di taglio tipo S-C sin- D_3 che indicano un senso di scorrimento "top-to-the-NE". Anche nell'Unità tettonica-Acquadolce i minerali termometamorfici (Bt, Mu, And, Amp, Cpx, Wol, Grt) si sovrappongono alla S_2 e, almeno a parte, anche alle crenulazioni tardive.

Questa unità poggia sull'Unità Ortano attraverso il Sovrascorrimento di Valdana ("d" in fig. 43) con associate cataclasi ("breccie di Ortano", vedi capitolo V.1.10.1).

1.1.1.8. - Unità tettonica Ortano

Considerando l'ipotesi di una correlazione tra gli Scisti di Capo d'Arco e le "filladi e quarziti di Rio Ortano", risulterebbe che questa unità si sia strutturata come un'anticlinale (con i "porfiroidi" al nucleo) a sviluppo ettometrico-chilometrico e a vergenza orientale (fig. 43).

Alla mesoscala la foliazione principale ($S_1 = \text{Ser}/\text{Mu} + \text{Qtz} \pm \text{Chl} \pm \text{Ab}$), generalmente parallela ai contatti litologici e molto penetrativa, è la foliazione di piano assiale di pieghe isoclinali est-vergenti decimetriche-decametriche. Gli assi e le lineazioni di intersezione e mineralogiche presenti sulla S_1 sono orientati generalmente da N20 a N50°. Gli indicatori cinematici (porfiroclasti tipo σ , pieghe di taglio, nastri di quarzo policristallino, strutture a domino, ecc.) associati alla

S₁ evidenziano un senso di taglio “*top-to-the-W/NW*” per gli affioramenti della Spiaggia del Lido e di Capo d’Arco, ed un senso “*top-to-the-N/NE*” gli affioramenti dell’area di Ortano (ELTER & PANDELI, 2001).

Anche in queste rocce sono presenti, anche se raramente, relitti di scistosità intrafoliari alla S₁ e probabilmente riferibili alla fase sudetica dell’Orogenesi Varisica (PANDELI *et alii*, 1994, *cum bibl.*).

Le strutture D₁ sono deformate da pieghe metriche-decamiche F₂, da chiusure strette, con cerniere arrotondate/sub-arrotondate ed assi orientati da N350 a N70°. Il suo clivaggio di crenulazione spaziatore S₂ produce lineazione d’intersezione (direzione N30 a N60°). Un successivo clivaggio di frattura orientato all’incirca NS, localmente mineralizzato, è associato a pieghe F₃ di tipo blandaperto. I minerali statici legati al termometamorfismo (Bt, Ms, Crd, And) risultano posteriori a D₂.

Nell’area Fosso di Mar di Carpisi - Spiaggia del Lido, il contatto tra l’Unità Ortano e la sottostante Unità Porto Azzurro avviene tramite il Sovrascorrimento di Mar di Carpisi (“c” in fig. 43) che verso nord è tagliato dalla Faglia di Zuccale (“k” in fig. 43).

1.1.1.9. - Unità tettonica Porto Azzurro

Il riconoscimento delle strutture presenti nelle rocce metamorfiche di età paleozoico-mesozoica di questa unità tettonica è reso difficoltoso per gli effetti del metamorfismo termico neogenico. Le analisi strutturali eseguite nell’area di Porto Azzurro - Terranera e nel Promontorio di Monte Calamita hanno permesso di evidenziare alcuni eventi.

La scistosità principale di tutte queste rocce è in generale quella ricollegabile al primo evento tettonico-metamorfico alpino (D₁). In particolare questa foliazione è altamente penetrativa e di tipo continuo (S₁ = Ser/Ms + Qtz + Chl + Ab + Cc) e, in genere, risulta parallela alle partizioni litologiche. S₁ costituisce la foliazione di piano assiale di pieghe isoclinali che raramente sono preservate. Nelle aree meridionali e sud-occidentali del Promontorio del Monte Calamita, le F₁ presentano assi N-S e superfici assiali immergenti ad O.

Nelle rocce paleozoiche sono stati localmente riconosciuti relitti strutturali pre-D₁ come “*mica fish*” (Ms ± Chl ± Qtz ± Bt) e porfiroclasti (es. Grt) pre-cinematiche rispetto alla S₁ che sono stati attribuiti all’orogenesi varisica (GARFAGNOLI *et alii*, 2005, *cum bibl.*).

L’evento D₂ è rappresentato alla mesoscala da pieghe di taglia da centimetrica a metrica, a geometria da serrate ad isoclinali con cerniera da tonda ad acuta che deformano la S₁. L’orientazione degli assi è in genere NE-SO, ma la loro immersione mostra significative variazioni attorno al Promontorio di Monte Calamita a causa dei successivi eventi deformativi. La vergenza è verso SE. La foliazione di

piano assiale di queste pieghe è un clivaggio di crenulazione da zonale a discreto ($S_2 = Op + Ms/Ser \pm Chl \pm Qtz$), di regola spaziato alla scala da millimetrica a centimetrica.

Anche all'evento D_3 sono associate strutture plicative, ma di tipo simmetrico, per lo più aperte e con superficie assiale molto inclinata fino a sub-verticale. La foliazione di piano assiale (S_3) è un clivaggio di crenulazione al quale talora è associata la riorientazione degli opachi. È da sottolineare che la crescita dei minerali termometamorfici (es. andalusite) è avvenuta prima e durante la D_3 . A questo evento deformativo o ad un successivo D_4 è legata la mega-antiforme con asse NO-SE alla scala dell'intero promontorio.

Questa unità è separata dal sovrastante embrice tettonico tramite una delle più importanti faglie normali a basso angolo dell'isola, la Faglia di Zuccale ("k" in fig. 43) con associate cataclasiti ("breccie di Zuccale", vedi capitoli V.1.12.1 e VIII.2.1.2.2.).

1.2. - ELBA OCCIDENTALE

1.2.1. - *Unità tettonica Punta Polveraia-Fetovaia*

La successione di questa unità tettonica è caratterizzata da diffusi fenomeni di ricristallizzazione, essenzialmente di tipo statico, legati all'intrusione magmatica terziaria del Monte Capanne. Localmente i fenomeni termometamorfici sono chiaramente associati a strutture deformative duttili (es. pieghe, fasce di taglio milonitiche).

Dove l'impronta termometamorfica è di grado più basso (es. nella Penisola di Fetovaia), è stato possibile definire anche l'evoluzione pre-orogenica, ovvero oceanica del basamento ofiolitico. Gli eventi deformativi più antichi riscontrabili nella successione ofiolitica sono quelli legati alle fasi oceaniche registrate dal basamento gabbrico-peridotitico, dove sono rappresentati dallo sviluppo di zone di taglio milonitiche che danno origine ad orizzonti di gabbri foliati con struttura gneissico-occhiadina. Lo spessore delle zone di taglio è variabile da pochi decimetri a più di 2 m e la loro estensione laterale può localmente superare i 10 m. I filoni basaltici tagliano nettamente queste fasce milonitiche sottolineando così l'antecedenza di queste strutture. Localmente possono essere associate a questa fase deformativa anche pieghe intrafoliari, prevalentemente isoclinali, con dimensioni da centimetriche a decimetriche. Dopo l'intrusione di filoni basaltici segue la formazione di breccie metasomatizzate oficalciche (le "oficalciti") come conseguenza dell'esposizione delle peridotiti sul fondo oceanico e della rapida espulsione di fluidi idrotermali, la circolazione dei quali è connessa alla presenza di numerosi sistemi di fratture in una zona prospiciente alla dorsale oceanica. I fluidi portano sia ad una progressiva sostituzione nella peridotite serpentinizzata

incassante da parte di calcite, ematite, talco e clorite sia alla precipitazione nelle fratture degli stessi minerali (CORTESOGNO *et alii*, 1981).

L'evoluzione deformativa duttile posteriore alle fasi oceaniche è registrata prevalentemente all'interno delle coperture sedimentarie. Nel basamento ofiolitico le deformazioni post-oceaniche non hanno apparentemente determinato deformazioni duttili, ma solo la ricristallizzazione termometamorfica legata all'intrusione del Monzogranito di Monte Capanne. Nelle coperture meta-sedimentarie sono stati distinti invece i seguenti eventi deformativi:

Evento D₁ - Questa fase metamorfica è rappresentata da una foliazione S₁, spaziata alla scala millimetrica-submillimetrica, generalmente parallela alla superficie di stratificazione S₀. Questa foliazione è evidente in gran parte dei litotipi ed in particolare in corrispondenza delle cerniere delle pieghe legate all'evento deformativo D₂, ove S₁ risultata deformata dal suddetto evento e intersecata dalla foliazione di piano assiale legata alle F₂. Raramente sono state osservate sul terreno strutture plicative D₁ alle quali associare la foliazione S₁ (es. negli affioramenti di Fetovaia, della panoramica a SO di Casa Peria tra Punta Nera e La Sedia di Napoleone e di Spartaia). Si tratta generalmente di pieghe isoclinali centimetriche-decimetriche, sradicate e/o con geometria talora tipo *sheath fold* (PASSCHIER & TROUW, 1996), e generalmente coassiali alle F₂. A seconda del protolito, la foliazione S₁ è marcata da allineamenti di calcite, quarzo, fillosilicati e minerali opachi (per lo più ossidi e materiale organico). In ogni caso la forte impronta termometamorfica connessa all'intrusione del Monzogranito di Monte Capanne e la pervasività delle strutture dell'evento D₂ hanno obliterato in larghissima parte i rapporti di blastesi/deformazione associati alla fase D₁. Non è chiaro, quindi, se lo sviluppo della stessa sia da correlarsi ad un evento metamorfico antecedente a D₂ o costituisca lo stadio iniziale di D₂ nel caso di una evoluzione progressiva della deformazione.

Evento D₂ - Le strutture plicative D₂ sono le più evidenti a tutte le scale di osservazione e sono riconoscibili in tutti gli affioramenti, salvo quelli ove sono presenti solo le rocce del basamento ofiolitico. Nelle coperture sedimentarie le F₂ sono rappresentate da pieghe non cilindriche di dimensioni da centimetriche a decametriche, da serrate ad isoclinali, con asimmetrie molto accentuate. La linea di cerniera è generalmente da curva a molto curva fino a descrivere geometrie tipo *sheath fold* (es. nell'area di Spartaia); localmente sono riconoscibili anche cerniere appuntite come nel caso delle pieghe tipo "*chevron*" nei diaspri dell'area di Spartaia - Isola Paolina. La geometria di queste pieghe è generalmente di tipo simile e corrisponde alle classi 1C, 2 e 3 di RAMSAY (1967).

La foliazione di piano assiale S₂ risulta pervasiva a tutte le scale ed è rappresentata da un clivaggio di crenulazione, in genere zonale, ma talora di tipo discreto, e spaziato alla scala millimetrico-centimetrica. Sono peculiari in alcune rocce (es. nei Calcari a Calpionelle) degli evidenti fenomeni di rifrazione del

clivaggio alla scala centimetrica in corrispondenza dei ripetuti passaggi litologici-reologici. Lungo la S_2 sono allineati in genere fillosilicati (biotite e muscovite), quarzo, calcite e minerali opachi (per lo più ossidi). In alcuni casi lungo tale foliazione si allineano anche minerali tipicamente termometamorfici (es. cordierite, pirosseni; vedi anche BOULLIN, 1983). Solo localmente sono presenti lineazioni di estensione, mentre sono comuni lineazioni d'intersezione tra la $S_0 \setminus S_1$ e la S_2 .

La distribuzione degli elementi planari e lineari di tali strutture è variabile tra i diversi affioramenti. Infatti le immersioni degli assi legati alle F_2 hanno le seguenti orientazioni: tra NNO e NE nell'area di San Piero; NNE e SO nell'area di Cavoli - Colle di Palombaia; tra NNO e N nell'area della Penisola di Fetovaia; NNO e tra SSE e SSO nell'area tra Pomonte ed il Fosso dell'Ogliera; SSO e tra N e NNO nell'area di Punta Nera; SO e tra NE e E nell'area di Punta Polveraia; tra NO e N nell'area di Maciarelo; tra N e NE nell'area di Marciana; a SO e tra NO e NNE nell'area di Spartaia - Procchio. Anche le lineazioni di intersezione tra la $S_0 \setminus S_1$ e la S_2 sono congruenti con la suddetta distribuzione degli assi che risultano sostanzialmente sub-parallele ai contatti dell'aureola termometamorfica con il Monzogranito di Monte Capanne. I piani assiali delle F_2 hanno generalmente immersioni a medio angolo verso l'esterno dell'anello termometamorfico nei diversi settori, ma possono presentare variazioni di inclinazione (fino a sub-verticali) su distanze di poche decine di metri probabilmente a causa del loro locale ripiegamento ad opera del successivo evento deformativo D_3 . Per quanto riguarda la direzione del trasporto delle F_2 , nella zona di Spartaia risulta verso i quadranti settentrionali mentre nella parte occidentale dell'aureola termometamorfica è verso i quadranti occidentali.

In diverse località (es. Spartaia, costa ad ovest della spiaggia di Colle di Palombaia) sono state riconosciute fasce di taglio milonitiche di spessore da decimetrico a decametrico. L'immersione della foliazione milonitica e i sensi di taglio desunti attraverso indicatori cinematici (porfiroclasti tipo σ e δ , pieghe asimmetriche) mettono in evidenza una direzione di trasporto tettonico quasi sempre verso l'esterno del massiccio intrusivo del Monte Capanne.

Localmente i filoni di Porfido di Portoferraio intrusi nell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia, sono implicati nelle strutture deformative associate all'evento D_2 sviluppando una foliazione generalmente di tipo milonitico con evidenti tessiture occhiate-porfiroclastiche (es. area a nord di Chiessi, area di Spartaia). Questi filoni possono essere affetti da *boudinage*.

Le giaciture degli elementi strutturali lineari e planari della D_2 rispetto al corpo intrusivo del Monte Capanne, la neo-blastesi di minerali di media-alta temperatura lungo la scistosità S_2 e il coinvolgimento dei filoni di Porfido di Portoferraio in queste strutture, consentono di legare l'evento duttile D_2 ad una intrusione di tipo forzato del Monzogranito di Monte Capanne (vedi anche BOULLIN, 1983; DANIEL

& JOLIVET, 1995). In ogni caso, queste strutture sono antecedenti agli ultimi prodotti magmatici dell'area in quanto sono tagliate dai filoni di "leucogranito di Sant'Ilario" e Porfido di Orano.

Evento D₃ - Le strutture D₂ risultano localmente deformate dai piegamenti legati all'evento D₃. Le pieghe F₃ sono di tipo da aperto a chiuso e di taglia da metrica a decametrica. La zona di cerniera è sempre curva ed il piano assiale presenta una giacitura a basso angolo. La distribuzione dell'orientazione degli assi si discosta poco rispetto agli assi delle F₂ nei diversi affioramenti. Infatti risulta sostanzialmente N-S nei settori occidentali (es. tra Pomonte ed il Fosso Ogliera, tra Punta Nera e Colle di Orano) e NNO-SSE nell'area di Spartaia. Alla foliazione di piano assiale di queste pieghe non è associata alcuna blastesi, mentre è sempre presente un clivaggio di crenulazione di tipo zonale o di frattura (localmente riempito da mineralizzazioni idrotermali quali calcite, quarzo, epidoto e adularia). Queste strutture sono correlate ai fenomeni di scarico delle coperture del Monzogranito di Monte Capanne durante la sua risalita (REUTTER & SPOHN, 1982; COLI *et alii*, 2001).

A questa fase sono legate anche strutture fragili a scala fino a ettometrica-chilometrica e con giacitura mediamente da medio a basso angolo. Queste strutture dislocano le rocce dell'Unità Punta Polveriaia-Fetovaia della parte occidentale del massiccio del Monte Capanne separando la porzione che conserva rapporti magmatici con il plutone (esposta lungo la fascia Case Peria di Colle d'Orano - Semaforo - Punta del Timone) da quella a mare (esposta nell'area tra Punta della Fornace e Punta Nera). È verosimile attribuire a questa fase anche la sovrapposizione tettonica dell'Unità Punta le Tombe su quella Punta Polveriaia -Fetovaia attraverso la Faglia normale a basso angolo di Fetovaia ("o" in fig. 43) che può essere ritenuta il corrispondente occidentale della Faglia dell'Elba Centrale ("n" in fig. 43).

Nelle rocce cornubianitiche del settore occidentale dell'anello termometamorfico, i dati di campagna sembrano localmente mostrare che il Porfido di Orano sigilla le strutture fragili D₃. In altre aree (es., immediatamente ad est del Belvedere di San Piero), nelle rocce cornubianitiche in prossimità del contatto con il plutone e nelle porzioni più periferiche del corpo magmatico stesso sono rilevabili superfici striate con giacitura a basso angolo, sub-parallela al contatto stesso, e con direzioni di scorrimento radiali rispetto al Monte Capanne. Tutte queste strutture sono interpretabili come superfici di scollamento interne alle coperture del plutone e, pertanto, ad esse potrebbero essere geneticamente legate anche le strutture plicative F₃. In questa ipotesi, tali superfici di scollamento potrebbero verosimilmente essere coeve con la Faglia dell'Elba Centrale.

È da sottolineare la presenza di sistemi di fratture spaziate ad alto angolo nell'area di Spartaia - Procchio, orientati circa NE-SO, ESE-ONO, ENE-SSO e SSE-NNO, che tagliano le strutture D₂ ed in larga parte riempite da associazioni

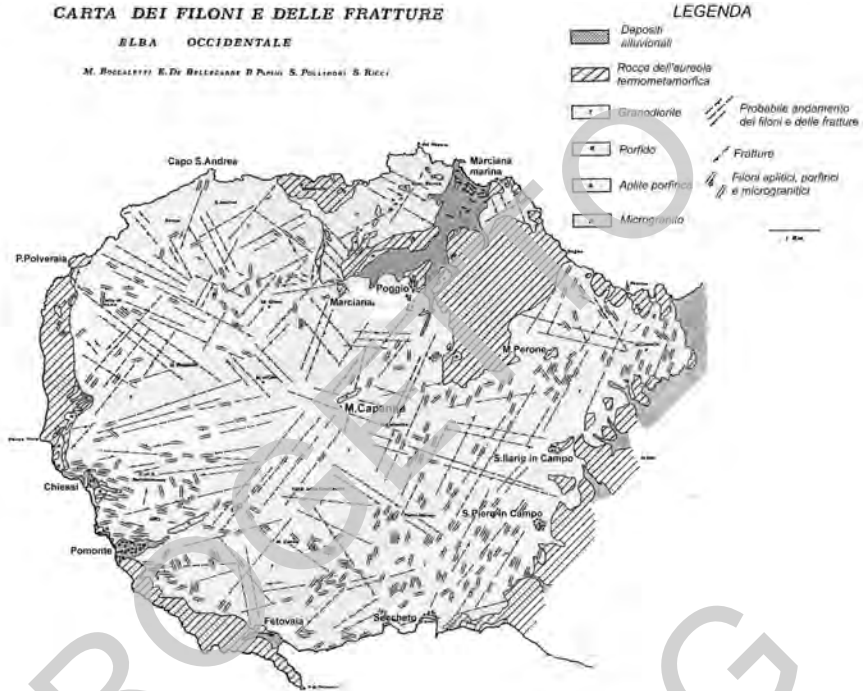


Fig. 44 - Carta dei filoni e delle fratture nel plutone del Monte Capanne nell'Elba occidentale (da BOCCALETTI & PAPINI, 1989).

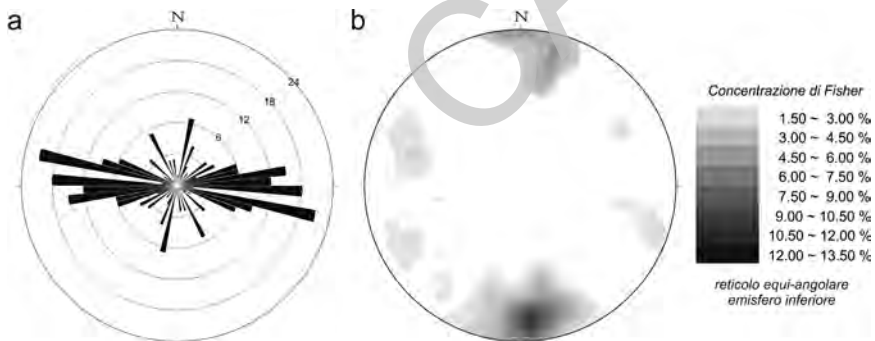


Fig. 45- Distribuzione delle fratture nel plutone monzogranitico di Monte Capanne: a- diagramma a rosa, b- curve di isodensità (contour diagram), proiezione equiareale emisfero inferiore.

mineralogiche di alta temperatura (quali grossularia, vesuviana e wollastonite). Questi sistemi fragili potrebbero essersi originati durante l'evento D_3 e aver veicolato localmente verso l'alto fluidi pneumatolitici profondi, oppure derivare da fenomeni di idrofratturazione sostanzialmente coevi ai fenomeni metasomatici legati al metamorfismo di contatto (ROSSETTI *et alii*, 2007) in tempi posteriori a D_2 ed antecedenti a D_3 .

"Evento D_4 " - L'ultimo evento deformativo è rappresentato da sistemi di fratture e faglie ad alto angolo, marcate a volte da mineralizzazioni ad ossidi e solfuri di ferro, che tagliano indistintamente tutte le strutture precedentemente descritte, nonché il contatto tra le rocce dell'anello termometamorfico ed il plutone stesso, proseguendo poi all'interno di quest'ultimo. Queste strutture sono state utilizzate per la messa in posto dei filoni del Porfido di Orano ed, in minor misura, del "leucogranito di Sant'Ilario". Le orientazioni più rappresentate per queste strutture fragili sono NE-SO, tra ENE-OSO e E-O, NNE-SSO e, subordinatamente, circa NO-SE (vedi anche la carta geologica schematica di BOCCALETTI & PAPINI, 1989, in fig. 44). Nuovi dati strutturali acquisiti durante il rilevamento della carta sono riportati in fig. 45 nella quale si riconosce una direzione preferenziale delle fratture attorno all'E-O. Tali elementi fragili sono stati attribuiti dai suddetti autori a fenomeni tensionali legati al raffreddamento del plutone.

Inoltre, un importante lineamento strutturale ad alto angolo è osservabile all'interno delle successioni di copertura del plutone lungo l'allineamento Colle di Palombaia - Pila - Procchio (*Eastern Border Fault* - Faglia bordiera orientale-EBF in MAINERI *et alii*, 2003 = Faglia Colle di Palombaia - Procchio, "s" in fig. 43). Si tratta di una faglia normale, a direzione per lo più NNE-SSO, che ribassa verso est l'Unità Ripanera rispetto all'Unità Punta Polveraia-Fetovaia (qui rappresentata largamente da metaserpentinite intruse dal "leucogranito di Sant'Ilario"). È verosimile che questo elemento strutturale dislocò la Faglia dell'Elba Centrale (CEF, "n" in fig. 43) sul fianco orientale del massiccio intrusivo e che sia legato alla formazione della piana di Campo.

1.2.2. - Unità tettonica Punta le Tombe

Gli effetti del termometamorfismo in questa unità tettonica sono blandi rispetto all'Unità Punta Polveraia-Fetovaia e talora assenti. La ricristallizzazione associata alle deformazioni risulta ben evidente solo nelle porzioni pelitiche dei "calcarei e marne di Monte Agaciaccio". Nell'unità sono state riconosciute 4 fasi deformative:

Fase D_1 - Le strutture attribuite a questa fase sono rappresentate da una scistosità (S_1) parallela alla stratificazione e da un associato *boudinage* dei livelli calcareo-marnosi. La scistosità S_1 è riconoscibile alla mesoscala e microscala, specie nei litotipi pelitici, ed è rappresentata da un clivaggio di crenulazione di

tipo zonale.

Il *boudinage* è ben evidente nella “litofacies delle brecce di Punta le Tombe” dove i livelli di *debris flow* granulari e le arenarie ofoliotiche sono isolati da contatti tettonici a basso angolo nelle peliti foliate. Sul terreno non è comunque chiara l’associazione con strutture plicative.

Fase D₂ - La scistosità S₁ è piegata da pieghe metriche/decametriche, da strette a isoclinali con assi orientati ONO-ESE e piani assiali immergenti verso i quadranti di NE. L’asimmetria delle pieghe indica una direzione del trasporto tettonico verso i quadranti meridionali. Solo le pieghe di dimensioni maggiori (decametriche) interessano anche le “serpentine” sottostanti ai “calcarei e marne di Monte Agaciaccio”. La geometria delle pieghe F₂ può essere ricondotta alle classi 1C e 2 di RAMSAY (1967).

Fase D₃ - Pieghe metriche blande, con assi orientati in direzione NO-SE e piani assiali sub-orizzontali, ripiegano tutte le strutture delle fasi D₁ e D₂. Nei “calcarei e marne di Monte Agaciaccio” le pieghe F₃ sono associate a faglie a basso angolo spesso con giacitura parallela alla stratificazione e con senso di trasporto verso S. Anche la sovrapposizione tettonica tra le Unità Punta Polveraia-Fetovaia e Punta le Tombe è riconducibile a questa fase deformativa. Questo contatto, immergente verso S di circa 30°, è marcato da un livello di circa due metri di serpentine foliate con chiari indicatori cinematici (strutture C’, asimmetria di pieghe) che danno senso di trasporto del blocco di tetto verso i quadranti meridionali. Questa fase deformativa è verosimilmente legata alla risalita del Monzogranito di Monte Capanne.

Fase D₄ - L’ultima fase deformativa è rappresentata da faglie normali ad alto angolo con andamento SO-NE e ESE-ONO e rigetto metrico/decametrico e da vene sub-verticali riempite di calcite. Questa fase deformativa fragile è correlabile con la fase D₄ riconosciuta nella Unità Punta Polveraia-Fetovaia.

2. - SUPERFICI TETTONICHE PRINCIPALI

Tra le diverse superfici tettoniche distinte in carta, vengono qui descritte quelle principali, cui è stato attribuito un nome (vedi fig. 43), suddivise in due tipologie:

2.1. - SUPERFICI TETTONICHE A BASSO ANGOLO TRA LE UNITÀ

L’assetto strutturale dell’edificio elbano è caratterizzato, specialmente nella parte centrale e orientale dell’isola, dalla presenza di numerose superfici tettoniche a basso angolo (sovrascorrimenti e faglie normali) che delimitano unità e sub-unità tettoniche, e suggeriscono un generale trasporto tettonico verso est. Intorno al Monte Capanne (vedi capitolo VIII.1.2) (fig. 43) queste superfici tendono ad

assumere una distribuzione centrifuga rispetto al corpo intrusivo monzogranitico.

I contatti tra le unità tettoniche possono essere quindi ricondotti a:

1- **Sovrascorrimenti principali**, attribuibili a fasi tettoniche pre-Miocene medio, legate alle fasi collisionali dell'orogenesi appenninica;

2- **Faglie normali a basso angolo**, attribuibili alle fasi distensive pre-intrusivi (pre-tortoniane) e quelle connesse agli eventi di messa in posto dei corpi magmatici, ovvero sinintrusioni, del Tortoniano-Messiniano.

Alcuni contatti a basso angolo hanno avuto una complessa evoluzione, in quanto originari sovrascorrimenti che sono stati successivamente ripresi come faglie normali a basso angolo, durante fasi di inversione tettonica. Anche queste superfici tettoniche, riportate in BABBINI *et alii*, (2001) e BORTOLOTTI *et alii* (2001a), come "Superfici a basso angolo di complessa interpretazione" sono state inserite tra le faglie normali a basso angolo, tenendo conto della tipologia dell'ultimo movimento. Qui di seguito verranno descritti separatamente i due tipi di superfici sopra citate.

2.1.1- SOVRASCORRIMENTI PRINCIPALI

2.1.1.1. - Sovrascorrimento di Madonna della Lacona

Questo sovrascorrimento ("a" in fig. 43) separa l'Unità tettonica Ripanera dalla sottostante Unità tettonica Lacona. Affiora nell'Elba centrale ad ovest di Casa Galletti, mentre più a nord la superficie si perde all'interno dei porfidi; inoltre è esposta ad ovest di Monte Orello, tra Colle Reciso e Punta della Contessa. Ha una giacitura suborizzontale o immerge debolmente ad ovest. Questo sovrascorrimento è precedente alla messa in posto del Porfido di Portoferraio (circa 8 Ma), che la taglia. La presenza di foraminiferi dell'Eocene medio a tetto dell'unità tettonica sottostante ("formazione di Madonna della Lacona", Unità Lacona) indica un limite inferiore alla sua età di attivazione.

2.1.1.2 - Sovrascorrimento di La Parata

Questo sovrascorrimento ("b" in fig 43) separa l'Unità tettonica Gràssera dalla Falda Toscana e/o dalle sottostanti "brecce di Rialbano". Questo contatto è ben esposto lungo la strada Rio Elba - Cavo, in località La Parata. Affiora inoltre presso Cavo, a Poggio Belvedere ed ad ovest di Monte Bicocca, dove la "formazione di Cavo" poggia sul Rosso Ammonitico e sui Calcari e marne a Posidonia. Questi contatti in passato erano stati considerati stratigrafici, dato che la formazione di Cavo era considerata parte dei Calcari e marne a Posidonia.

Non può essere del tutto escluso che la sovrapposizione tettonica dell'Unità Gràssera su varie formazioni della Falda Toscana e anche sulle "brecce di

Rialbano” sia correlabile con la situazione strutturale della “Serie ridotta” in Toscana meridionale (DECANDIA *et alii*, 1993) e, quindi, che questa superficie sia, almeno come ultimo movimento, una superficie tettonica a basso angolo pre-intrusioni.

2.1.1.3. - Sovrascorrimento di Mar di Carpisi

Questo sovrascorrimento (“c” in fig. 43) separa l’Unità tettonica Ortano dalla sottostante Unità tettonica Porto Azzurro e corre a mezza costa sul versante destro del Torrente Mar di Carpisi fino alla Spiaggia del Lido. Sopra Case Puccini è troncato dalla Faglia di Zuccale (“k” in fig. 43). Questa superficie si è pertanto formata antecedentemente alla Faglia di Zuccale ed è stata attribuita tentativamente agli eventi compressivi pre-magmatici. D’altra parte non è da escludere quanto sostenuto da BORTOLOTTI *et alii* (2001a) che hanno interpretato questo elemento strutturale come una superficie tettonica a basso angolo legata alla tettonica gravitativa causata dal sollevamento del Monzogranito di Monte Capanne. In quest’ottica rappresenterebbe una vicariante profonda della Faglia dell’Elba Centrale (CEF, “n” in fig. 43).

2.1.1.4. - Sovrascorrimento di Valdana

Questo sovrascorrimento (“d” in fig. 43) separa l’Unità tettonica Acquadolce dalla sottostante Unità tettonica Ortano. La superficie è presente sia a tetto (nelle aree di Ortano e Capo d’Arco) che a letto (costa tra Spiaggia del Lido e Norsì) della Faglia di Zuccale (“k” in fig. 43) che la disloca. Per la mancanza di foliazioni penetrative e per la ricristallizzazione della cataclasite associata (“brecce di Ortano”) e per la mineralizzazione a skarn presente lungo la faglia stessa, l’età del sovrascorrimento risulterebbe compreso tra quella delle deformazioni duttili dell’Unità Acquadolce (19 Ma, DEINO *et alii*, 1992) e la formazione dello skarn di Torre di Rio, legato al plutone di Porto Azzurro (5,9 Ma, MAINERI *et alii*, 2003). Nella cataclasite associata sono stati rilevati indicatori cinematici quali strutture S-C e porfiroclasti tipo σ e δ che indicano un senso di trasporto “top-to-the-E”.

2.1.2. - FAGLIE NORMALI A BASSO ANGOLO

Sono comprese in questa categoria le faglie normali a basso angolo formatesi in regime distensivo post-orogenico. Si è suddiviso queste strutture in: a- Pre-intrusioni, b- Sin- e Post-intrusioni; questa suddivisione non è presente in carta.

2.1.2.1. - *Faglie pre-intrusioni*

Faglia di Monte Fico

Tra Rio Marina e Porto Azzurro e più a SO nell'area della Valdana, l'Unità tettonica Monticiano-Roccastrada è scorsa sull'Unità tettonica Acquadolce. Questa faglia a basso angolo ("e" in fig. 43) è ben esposta nell'area di Vigneria (Rio Marina) dove la sommità delle "serpentiniti" dell'Unità Acquadolce è brecciata ed include scaglie metriche di lembi della sovrastante "formazione di Rio Marina" (Unità Monticiano-Roccastrada). Non sono stati trovati indicatori cinematici certi. L'attuale sovrapposizione è sicuramente posteriore al metamorfismo a Scisti Verdi presente in queste unità che ha fornito evidenti foliazioni ai clasti di "formazione di Rio Marina", mentre la matrice della breccia in cui sono immersi ne è priva. Inoltre, la presenza di *skarn* identici sia nei "calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove" (Unità Monticiano-Roccastrada) presenti nel sottosuolo di Rio Marina alla base dell'omonima formazione (Calcari di Vigneria di GILLIÉRON, 1959), che nei livelli di calcescisti entro la sottostante Unità Acquadolce (es. *skarn* di Torre di Rio), fa ipotizzare che le due unità fossero già sovrapposte al momento della formazione degli *skarn* e, quindi, questa superficie è da noi interpretata come faglia normale a basso angolo pre-intrusioni.

Faglia di San Felo

Questa superficie ("f" in fig. 43), ben visibile lungo la strada della Parata ed a NO di Cavo, segna la sovrapposizione dell'Unità tettonica Monte Strega sull'Unità tettonica Grässer. Ovunque le Argille a Palombini non metamorfiche della Subunità Acquaviva giacciono sopra gli scisti varicolori anchimetamorfici della "formazione di Cavo" (Unità Grässer). La sovrapposizione dell'unità non-metamorfica ligure sulle metapeliti dell'Unità Grässer fa pensare ad un movimento estensionale pre-intrusioni analogo a quello che ha portato alla formazione della "Serie Ridotta" in Toscana meridionale (DECANDIA *et alii*, 1993) in corrispondenza dei primi eventi distensivi (serravalliano-tortoniani) che hanno interessato la catena appenninica (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

Faglia di Monte Arco

Questa faglia ("g" in fig. 43) separa la Falda Toscana dalla sottostante Unità tettonica Monticiano-Roccastrada. Affiora solamente ad ovest di Monte Arco, tra Barbarossa e Terranera e a nord della spiaggia di Norsì. Altrove le due unità sono separate dalla Faglia normale ad alto angolo di Terranera ("v" in fig. 43). Questo contatto, nella Toscana continentale è tradizionalmente legato alla "Serie Ridotta".

2.1.2.2. - *Faglie sin-intrusioni.*

Faglia di Fosso dell'Acqua

Questa struttura affiora a NE di Magazzini. Benché l'assetto del contatto (vedi carta), immergente verso i quadranti occidentali, abbia le caratteristiche di un sovrascorrimento est-vergente, la Faglia di Fosso dell'Acqua ("h" in fig. 43) è considerata la parte frontale di una faglia normale a basso angolo est-vergente. Lungo la sua superficie la Subunità Bagnaia è scivolata verso est accavallandosi sulle Subunità Volterraio, Sassi Turchini e Monte Serra, già impilate tra di loro.

Il contatto è ben visibile lungo la strada del Volterraio, ed è sottolineato, a tratti, da sottili scaglie di serpentinita e da un orizzonte cataclastico di alcuni metri. Le formazioni della Subunità Bagnaia vicino al contatto ("diaspri di Monte Alpe" e "formazione di Nisportino") sono fortemente laminate e piegate, e gli indicatori cinematici rilevati presso il contatto indicano chiaramente un trasporto "*top to the E*". Questa faglia, posteriore all'accavallamento tra le varie subunità della sua stessa Unità Monte Strega, e che interrompe la Faglia di trasferimento di Cima del Monte ("r" in fig. 43) e le terminazioni laterali della faglia normale ad alto angolo più nordoccidentale del sistema NE-SW, sembra essere stata generata da fenomeni di scarico delle unità di copertura durante il sollevamento del Monzogranito di Monte Capanne. Pertanto sarebbe contemporanea alla Faglia dell'Elba Centrale (CEF, "n" in fig. 43).

Faglia di Zuccale

Questa ("k" in fig. 43), assieme alla Faglia dell'Elba centrale ("n" in fig. 43), è la struttura di scorrimento più importante dell'isola (figg. 13 e 43). Inizia presso Terranera, ad est di Porto Azzurro, dove emerge con un piano a basso angolo immergente verso oriente, salvo locali ondulazioni verso O, osservabili lungo la costa, e prosegue, dislocata da faglie normali ad alto angolo tardive, nelle aree a nord e nord-ovest di Porto Azzurro con giacitura sub-orizzontale. Presso il Fosso Mar di Carpisi, sul fianco orientale di Monte Fabrello, è caratterizzata da un piano immerso ad est. La si ritrova, inoltre, in giacitura da circa suborizzontale a poco inclinata verso occidente, nel Promontorio del Monte Calamita (es. Punta di Zuccale). Quasi ovunque la superficie è sottolineata dalla presenza delle "breccie di Zuccale" con indicatori cinematici, generalmente con polarità "*top-to-the-E*". Localmente alcuni indicatori in senso opposto suggeriscono riattivazioni complesse.

La Faglia di Zuccale mette a contatto, tramite un orizzonte cataclastico decametrico ("breccie di Zuccale"), l'Unità tettonica Porto Azzurro con le sovrastanti unità già embriate (dall'Unità Ortano all'Unità Lacona). I clasti già termometata-

morfosati della cataclasite sono legati da una matrice non ricristallizzata. Inoltre, in un piccolo affioramento presso Poggio la Serra questa faglia taglia anche il Monzogranito di Porto Azzurro (5,9 Ma) intruso nell'Unità Porto Azzurro, e presso il Lago di Terranera taglia i filoni aplitici intrusi nella stessa unità. È inoltre probabile che la Faglia di Zuccale dislochi anche i "filoni di Case Carpini" ed il "filone di Monte Castello" intrusi, rispettivamente, nell'Unità Ortano e nell'Unità Monte Strega.

Le faglie tardive ad alto angolo ad andamento NS, in parte mineralizzate ad ematite ed adularia tagliano, invece, questa superficie a basso angolo. Datazioni sull'adularia presente in queste mineralizzazioni hanno dato un'età di circa 5,3 Ma (LIPPOLT *et alii*, 1995). La Faglia di Zuccale si è quindi formata tra i 5,9 Ma (età del Monzogranito di Porto Azzurro) e i 5,3 Ma (età delle mineralizzazioni delle faglie ad alto angolo tardive), cioè nella parte più alta del Messiniano. Essa è stata successivamente interessata da una blanda ondulazione. Il rigetto orizzontale è stimabile intorno ai 6-7 km.

Per definire la complessa evoluzione di questa fascia di taglio, è importante esaminare in dettaglio le strutture presenti nelle cataclasiti che l'accompagnano nelle due zone tipiche di affioramento (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; GARFAGNOLI *et alii*, 2005; VANNETTI, 2005).

a) Terranera. Nell'area compresa tra la Spiaggia di Reale e la miniera di Terranera (Spiagge Nere) al di sopra dell'orizzonte cataclastico che, salvo locali ondulazioni, immerge verso oriente, è presente l'Unità Monticiano-Roccastrada, e al di sotto il Complesso di Monte Calamita, iniettato da dicchi aplitici e microgranitici che si interrompono vistosamente sul contatto tettonico.

La cataclasite, spesso foliata, si presenta blandamente piegata sia alla mesoscala che alla scala dell'intero affioramento, ed è interessata da mineralizzazioni ad ossidi/idrossidi di ferro che risultano posteriori alla foliazione stessa e che sigillano le fratture e le faglie ad alto angolo della limitrofa area mineraria di Terranera.

La struttura foliata è dovuta all'allineamento dei clasti, ma nella matrice non risultano deformazioni duttili penetrative e relative blastesi.

Le litologie marmoree e calcescitose mostrano alla mesoscala un comportamento essenzialmente fragile con clivaggi di frattura (talora associati a pieghe asimmetriche fino a coricate) e *boudinage* anche a scala subcentimetrica. Pertanto, sarebbe da escludere la natura milonitica attribuita da PERTUSATI *et alii* (1993) a questo orizzonte cataclastico. BORTOLOTTI *et alii* (2001a), sulla base delle precedenti considerazioni, propendono per una sua genesi essenzialmente "fredda", avvenuta dopo l'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro, verosimilmente in un ambiente ricco di fluidi, e prima delle precedentemente alle mineralizzazioni a ferro.

Gli indicatori cinematici osservati nella cataclasite (vergenza di mesopieghe asimmetriche o rovesciate, clasti intrafoliari tipo “*mantled*” e “*faulted*”, ecc.) rivelano un senso di trasporto tettonico per lo più “*top-to-the-E/NE*”, ma localmente anche “*top-to-the-W* o “*-SW*”. Inoltre, nel letto della faglia costituito dal Complesso di Monte Calamita sono evidenti strie di frizione orientate SO-NE ed alcuni piani di scorrimento subparalleli immergenti N250° che tagliano le strutture duttili delle rocce filladiche e dislocano “*en echelon*” i filoni aptitici con un senso di movimento “*top-to-the-NE*”. Anche nella “formazione di Rio Marina”, immediatamente sovrastante la cataclasite, sono localmente riconoscibili strutture deformative (“*duplex*”, strutture S-C) congruenti con il senso di trasporto generale “*top-to-the-NE*” definito nella cataclasite e, pertanto, verosimilmente legate all’attività della faglia.

Nelle scaglie carbonatico-calcescistose sono presenti anche pieghe serrate/isoclinali e strutture di taglio (sigmoidi, *σ-type porphyroclast*, ecc) associate ad una scistosità milonitica sviluppata antecedentemente al termometamorfismo, sempre in un contesto di taglio con senso di trasporto “*top-to-the-E/NE*”.

b) Punta di Zuccale. Nell’area compresa tra la spiaggia di Zuccale e Le Calanchiole, ad ovest di Capoliveri, al di sopra della cataclasite è presente la “formazione di Marina di Campo” (Unità Ripanera), e al di sotto le “quarziti di Barabarca” e la “formazione di Tocchi” (Unità Porto Azzurro).

Anche questo orizzonte è in gran parte foliato. La foliazione immerge verso occidentale, anche se è interessata localmente da blandi piegamenti ad ampio raggio. All’interno delle diverse parti della cataclasite sono stati definiti i seguenti indicatori cinematici:

1- nella parte basale, il contatto tettonico con la sottostante Unità Porto Azzurro è segnato da striature con fibre di calcite e solchi orientati O-E deformati da pieghe blande con asse N-S. Gli indicatori cinematici legati a questa superficie forniscono sensi di scorrimento sia “*top-to-the-E* e “*to-the-E /SE*” (“*lunette*”, gradini con placchette calcitiche fibrose, *tension-gash*, strutture S-C), sia “*top-to-W* e “*-W/SW*” (solchi e scanalature di trascinamento con tracce degli elementi abrasivi, fratture ad alto angolo, fratture estensionali).

2- In questa parte sono presenti strutture S-C associate alla milonite che danno un senso di taglio “*top-to-the-SE*”. La foliazione è in genere tagliata da vene di clorite + epidoto, ma localmente queste risultano deformate a *boudin* e cataclaste denotando una parziale riattivazione delle strutture milonitiche in un contesto deformativo fragile. Questa strutturazione è intersecata da vene di calcite.

3- La cataclasite carbonatica è caratterizzata dall’abbondanza di vene calcitiche. Parte di questo fitto intreccio di vene calcitiche risulta spesso piegato e ruotato fino a disporsi parallelamente alla foliazione. Alla microscala sono particolarmente evidenti anche fenomeni di silicizzazione (microquarzo) in bande

o in diffusioni. Inoltre sono presenti venature e sistemi di fratture ad alto angolo con riempimenti di ossidi/idrossidi di ferro (ematite, goethite \pm pirite) di regola antecedenti a vene tardive di calcite fibrosa.

4- Nel “*gouge*” sono presenti silicizzazioni e vene di quarzo a giacitura sub-verticale, tagliate dalle vene tardive a calcite. Inoltre sono frequenti le strutture deformative di taglio tipo S-C, C e C’-*shear band* e “*augen*” che indicano un senso di movimento “*top-to-the-E* e *-E/NE*”. Queste strutture risultano localmente interessate da mesopieghie asimmetriche a vergenza O/SO.

La complessa strutturazione (*crack-seal structure*) delle vene calcitiche mette in luce il ruolo fondamentale dei fluidi nella formazione di questa cataclasite. In particolare COLLETTINI & HOLDSWORTH (2004) e COLLETTINI *et alii* (2006) ipotizzano più cicli di circolazione di fluidi sovrappressurizzati ricchi in CO₂ e la successiva idrofratturazione durante lo sviluppo polifasico della cataclasite.

Dai dati sopra riportati, sono inoltre da sottolineare due aspetti peculiari della Faglia di Zuccale (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; GARFAGNOLI *et alii*, 2005; VANETTI, 2005):

a- La presenza di indicatori cinematici anche verso ovest e l’immersione sempre verso ovest del piano di faglia nei suoi affioramenti più occidentali, nonché il suo blando piegamento ed ondulazioni. Questi elementi potrebbero essere messi in relazione al bombamento tardivo dell’area di La Serra - Monte Calamita, legato agli ultimi stadi di risalita del complesso plutonico (evento D₄ di GARFAGNOLI *et alii*, 2005).

b- La complessa fascia di taglio in esame avrebbe iniziato la sua evoluzione in ambiente duttile a tetto dell’Unità Porto Azzurro (vedi i relitti di strutture milonitiche nelle litologie calcescistose) per poi riattivarsi in un contesto più superficiale e “freddo”, ma ricco in fluidi, dando luogo allo spesso orizzonte di cataclasi foliate. I fenomeni milonitici potrebbero essere messi in relazione con i primi stadi di messa in posto del corpo monzogranitico all’interno dell’Unità Porto Azzurro o essere ereditati da eventi traslativi sin-metamorfici precedenti di carattere regionale (es. evento D₂).

Faglia di Colle Reciso

Questa faglia (“i” in fig. 43), seguibile lungo il fianco occidentale di Monte Orello e a Portoferraio separa l’Unità tettonica Monte Strega (Subunità Volterraio) dalla sottostante Unità tettonica Lacona. Questo contatto è segnato da un orizzonte cataclastico con indicatori cinematici (strutture S-C, asimmetrie di pieghe) che indicano un senso di trasporto verso O. La leggera inclinazione verso E fa pensare a un sovrascorrimento retrovergente, inoltre gli indicatori cinematici indicano un senso di movimento “*top-to-the-W*”. Questa superficie viene da noi invece interpretata come la rampa frontale di uno scarico O-vergente delle unità di copertura

del Monzogranito di Porto Azzurro.

La presenza di frammenti del Porfido di Portoferraio entro la cataclasite della faglia indica, per il suo movimento, un'età più giovane di 8 Ma (ROCCHI *et alii*, 2002). Se, come noi ipotizziamo, il movimento è dovuto al sollevamento del Monzogranito di Porto Azzurro, la sua età dovrebbe essere ancora più giovane della suddetta intrusione (5,9 Ma). Inoltre questo elemento tettonico viene interessato dai sistemi di faglie N-S che sono stati datati Messiniano superiore che, pertanto, supponiamo essere anche l'età delle faglia.

Faglia di Casa Unginotti

La superficie di questa faglia ("l" in fig. 43), tracciabile tra Cavo e Cala del Piscatoio, non è esposta. La geometria del contatto indica una direzione O-NO/E-SE ed una immersione verso NE non superiore a 30°. Lungo questa superficie le coperture della Subunità Monte Serra sono scivolte verso N-NE sulla stessa subunità, sulla Subunità Acquaviva, e sull'Unità Gràssera. Pertanto l'attività della faglia è avvenuta posteriormente all'accavallamento dell'Unità Monte Strega sull'Unità Gràssera. In particolare può essere messa in relazione, come la Faglia di Zuccale ("k" in fig. 43), con la messa in posto del Monzogranito di Porto Azzurro, e rappresentare quindi uno scorrimento tardivo.

Faglia di Punta di Rialbano

Questa faglia ("m" in fig. 43) è seguibile nella zona mineraria tra la Punta di Rialbano e la Punta del Fiammingo (poco più a NO di Capo Pero). Abbassa verso oriente l'Unità tettonica Gràssera rispetto all'Unità tettonica Monticiano-Roccastrada. Presenta una mineralizzazione a quarzo e ossidi di ferro. Anche questa faglia potrebbe essere legata ai fenomeni di scollamento causati dall'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro.

Faglia dell'Elba Centrale - CEF (*Central Elba Fault*, MAINERI *et alii*, 2003).

Questa faglia ("n" in fig. 43) che sovrappone le Unità tettoniche Lacona e Ripanera, già intruse dai sistemi di laccoliti e di filoni aptitici e porfirici, compreso il Porfido di Orano (BOUILLIN *et alii*, 1994; DANIEL & JOLIVET, 1995; WESTERMAN *et alii*, 2004; MAINERI *et alii*, 2003), all'Unità tettonica Monte Strega nell'Elba centro-orientale. In particolare, avrebbe permesso lo scollamento e la traslazione di circa 10 km verso oriente delle due unità di tetto. Questo fenomeno sarebbe legato alla risalita del Monzogranito di Monte Capanne (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a;

MAINERI *et alii*, 2003). Nell'Elba centrale-occidentale la Faglia dell'Elba Centrale non affiora, in quanto sul versante orientale del Monte Capanne è ribassata verso la piana di Campo dalla Faglia normale ad alto angolo di Colle Palombaia-Prochchio ("s" in fig. 43); nell'area di Colle Reciso soggiace all'Unità Monte Strega ad opera del retroscorrimento lungo la Faglia normale a basso angolo di Colle Reciso. Nell'Elba centro-orientale la Faglia dell'Elba Centrale affiora immediatamente ad oriente dell'area mineraria della Crocetta-Buraccio dove l'Unità Lacona è sovrascorsa sulla Subunità Casa Galletti (Unità Monte Strega). Questa faglia dovrebbe rappresentare la rampa frontale dello scivolamento E-vergente delle Unità Lacona e Ripanera sulle subunità tettoniche dell'Unità Monte Strega, ed è troncata dalla più giovane Faglia di Zuccale. È importante ricordare che durante il movimento di questa faglia sono stati veicolati fluidi idrotermali che hanno causato le metasomatosi potassiche ("euritizzazione" *Auctt.*) dei corpi aplitici e porfirici presenti nella parte bassa delle Unità Lacona e Ripanera. Tali alterazioni, che non interessano la sottostante Unità Monte Strega, sono datate 6,7 Ma da MAINERI *et alii* (2003).

Faglia di Fetovaia

Questa faglia ("o" in fig. 43) mette a contatto l'Unità tettonica Punta Le Tombe, non-metamorfica, con la sottostante Unità tettonica Punta Polveraia-Fetovaia, ovvero con le rocce termometamorfiche dell'anello del Monte Capanne nell'area immediatamente a NO della Penisola di Fetovaia. Come già accennato essa è da ritenersi il corrispondente occidentale della Faglia dell'Elba Centrale (CEF).

2.2. - SUPERFICI TETTONICHE AD ALTO ANGOLO

All'Isola d'Elba sono riconoscibili almeno tre tipologie di faglie ad alto angolo:

- 1- Faglie normali con andamento NE-SO.
- 2- Faglie di trasferimento (transfer fault).
- 3- Faglie normali ad andamento N-S.

Rispetto alle faglie a basso angolo precedentemente descritte, i primi due tipi di faglie ad alto angolo nell'Elba centro-orientale sono più antiche delle faglie normali a basso angolo sin-intrusioni, mentre il terzo è sicuramente successivo a quest'ultime.

2.2.1. - Faglie normali ad alto angolo a direzione NE-SO

Queste faglie sono presenti, nell'Elba orientale, all'interno dell'Unità tettonica Monte Strega, tra l'area di Porto Azzurro e quella di Magazzini e nord di

Rio nell'Elba, e nei terreni delle Unità Falda Toscana e Monticiano-Roccastrada sempre a nord di Rio Elba. Inoltre, faglie con lo stesso andamento sono presenti nelle Unità Ortano e Acquadolce alla Valdana - Spiaggia del Lido e nell'Unità Porto Azzurro sul Promontorio di Monte Calamita, nell'Elba orientale più a N, e nella zona della Valdana. In particolare, nell'area tra Porto Azzurro e Magazzini, un sistema di faglie NE-SO è presente a sud della Faglia di trasferimento di Cima del Monte (fig 37 e "r" in fig. 43). Si tratta di quattro faglie normali che nel loro insieme disegnano il *Graben* di Cima del Monte ad andamento OSO-ENE interrotto (come le stesse faglie) a NE dalla Faglia di Cima del Monte.

Le più evidenti di queste faglie sono le faglie di Monte Castello e dell'Acquacavalla.

Faglie di Monte Castello e dell'Acquacavalla

La Faglia di Monte Castello (fig. 34 e "p" in fig. 43) delimita a SE la porzione più ribassata del *Graben*. La superficie di faglie, immersa a NO, mostra numerose strie dip-slip con senso di ribassamento verso NO. Mette a contatto i "diaspri di Monte Alpe" di Monte Castello con la "formazione di Nisportino" e con i Calcari a Calpionelle della dorsale di Cima del Monte. In particolare nella zona di Monte Castello taglia quasi a 90° una serie di pieghe da decametriche ad ettometriche con asse circa NS. Nella zona di faglia si è formata una banda di gauge larga qualche metro.

L'antitetica Faglia dell'Acquacavalla ("q" in fig. 43), immersa a SE, forma, poco più a NO, l'altro fianco del *Graben* di Cima del Monte e interessa in modo speculare le stesse formazioni.

Tra queste due faglie si può seguire il "filone (shoshonitico) di Monte Castello" datato a 5,8 Ma (Messiniano superiore, CONTICELLI *et alii*, 2001, vedi capitolo V.3.10.) che attraversa con assetto indeformato la spessa gauge della Faglia di Monte Castello e sembra scomparire nella Faglia dell'Acquacavalla.

Questo sistema di faglie, la cui formazione precede l'intrusione del filone dovrebbe quindi essere più antico del Messiniano superiore. (Tortoniano?-Messiniano?).

2.2.2. - Faglie di trasferimento

È stata riconosciuta una sola faglia di questa tipologia: la Faglia di Cima del Monte (fig. 34 e "r" in fig. 43).

Si tratta di una faglia verticale con andamento NO-SE che affiora nell'area compresa tra Porto Azzurro e l'entroterra di Magazzini. Lo specchio principale non è riconoscibile, ma localmente (es., nella parte Nord di Cima del Monte, dove giustappone i "basalti" a N e i "diaspri di Monte Alpe" a S) vi sono numerosi

specchi di faglia minori e/o vicarianti con molte strie suborizzontali di difficile interpretazione per il senso di movimento. Questo però è ben visibile in carta dove la faglia sposta con movimento sinistro il sovrascorrimento secondario tra le Subunità Volterraio e Monte Serra, trasferendolo verso SE per circa 1,3 km. È interessante notare che le di faglie normali ad alto angolo ad andamento NE-SO si interrompono contro questa faglia di trasferimento.

2.2.3. - *Faglie normali ad alto angolo a direzione N-S*

Questo sistema di faglie ad alto angolo ad andamento circa N-S è il sistema fragile più recente. È ben sviluppato soprattutto nell'Elba orientale, dove queste strutture interessano tutta la pila delle unità tettoniche e tagliano anche la Faglia di Zuccale. Ha una direzione circa parallela alle strutture che bordano, a mare, il Canale di Piombino e sono responsabili dell'allineamento meridiano della costa orientale dell'Isola. Sistemi congruenti sono stati segnalati intorno all'isola nella parte a mare (vedi Carta Geologica).

Sono facilmente seguibili sul terreno svariate faglie di questo sistema, evidenziate nello schema tettonico di fig. 43; le più importanti sono da occidentale ad oriente:

- la Faglia di San Giuseppe, ("t" in fig. 43), immersa ad O, presente soltanto nella zona a valle di Rio, separa la Subunità Sassi Turchini ad O dalla Subunità Acquaviva ad E;

- la Faglia di Santa Caterina ("u" in fig. 43), immersa ad O, seguibile da Porto Azzurro a Cavo, separa la Falda Toscana ad E dalla Unità Gràssera ad O;

- la Faglia di Terranera ("v" in fig. 43), immersa ad O, seguibile da Terranera fino quasi a Cavo, separa la Falda Toscana a O dalle Unità Acquadolce e Monticiano-Roccastrada ad E;

- la Faglia di Capo Pero ("w" in fig. 43), immersa probabilmente ad E, limitata a sud dell'omonima località, separa le Unità Gràssera e Monticiano-Roccastrada ad O dalla Subunità Acquaviva ad E.

Queste faglie materializzano una struttura a pilastro tettonico che nella zona di Cavo viene complicata da faglie minori che dislocano i terreni della Falda Toscana e dell'Unità Monticiano-Roccastrada con la formazione di piccoli *Graben*. ove affiora l'Unità Gràssera.

Faglie normali con la stessa direzione sono presenti anche nell'Elba centrale: la più importante è la Faglia di Monte Orello ("x" nello schema tettonico, fig. 43), immersa ad O, che attraversa tutta l'isola tra Portoferraio e il Golfo Stella. Questa, ad O di Monte Orello, rialza i "basalti" ad E, rispetto i Calcari a Calpionelle e "diaspri di Monte Alpe" ad O. Più a sud, a mare, attorno al Promontorio di Capo della Stella sono presenti analoghi lineamenti tettonici.

Inoltre nell'Elba occidentale, tra la spiaggia a sud di Colle di Palombaia a S, e Procchio a N, la Faglia di Colle di Palombaia-Procchio ("s" in fig. 43) divide il Monzogranito di Monte Capanne e la sua aureola termometamorfica (Unità Punta Polveraia-Fetovaia) dalla "formazione di Marina di Campo" (Unità Ripanera). Questa faglia, denominata Faglia bordiera orientale (EBF) da MAINERI *et alii* (2003), ha un senso di ribassamento verso E ed è probabilmente divisa in vari segmenti, tutti con direzione circa meridiana.

Localmente, lungo alcune di queste faglie (es. la Faglia di Terranera nell'omonima miniera) sono situati importanti depositi ferrosi ricchi in ematite, datati 5.4-4.8 Ma (LIPPOLT *et alii*, 1995).

3. - STRUTTURE A MARE

Sul Foglio possono essere riportate solo le strutture che interessano i livelli superficiali. La maggior parte di esse è raffigurata con linee tratteggiate poiché, a rigore, non si tratta di strutture evidenti sul fondo ma di linee che deformano livelli del Pleistocene superiore a risposta duttile (faglie cieche). In altri casi si tratta di strutture che regolano il brusco passaggio dalla zona costiera ai bacini. Con i dati sismici a disposizione è stata redatta una mappa, a scala 1:200.000 delle principali strutture che interessano i diversi corpi e livelli descritti e ne condizionano l'assetto (schema a cornice della carta).

Al fine di inquadrare la tettonica in questione in un contesto un poco più ampio di quello delimitato dai margini del Foglio si è presa in considerazione anche l'area della Dorsale di Pianosa. In quella zona sono state evidenziate numerose strutture che condizionano la morfologia dei fondali, prevalentemente di natura compressiva e transpressiva. La dorsale si presenta come un sistema tettonico peculiare, indipendente dal resto dell'area, attivo nel Pleistocene e, forse, tuttora in evoluzione.

Per quanto riguarda le strutture classicamente "tirreniche", esse tagliano decisamente la sommità del corpo B (fig. 38) e si propagano talvolta anche in livelli plio-pleistocenici, arrivando però, come si è detto, solo a tratti a influenzare indirettamente i livelli sommitali.

Le articolazioni più importanti della costa sud dell'isola, vale a dire i Golfi Stella, della Lacona e di Campo, si riflettono nel substrato della piattaforma come un'ampia depressione tettonica asimmetrica (più profonda verso E), ben visibile sulle linee sismiche EO. Le linee perpendicolari alla costa mostrano un'evidente differenza di comportamento del substrato acustico:

- di fronte ai tratti di costa esterni al sistema dei tre golfi, il substrato si approfondisce gradualmente verso il largo sino a che modeste strutture (faglie dirette) ne disturbano la regolarità;

- in corrispondenza dei golfi il substrato, sottocosta, si presenta articolato in rilievi e piccoli bacini sedimentari interni ai golfi stessi: più al largo si approfondisce, entrando a far parte della vasta depressione già citata.

Le orientazioni tettoniche prevalenti sono, all'interno del sistema dei golfi, quelle circa NS ed EO, mentre all'esterno compaiono anche direttrici NO-SE e altre perpendicolari a queste ultime. Si tratta sempre di faglie dirette a limitato rigetto.

Queste ultime famiglie di strutture descritte interessano anche altri settori della piattaforma circostante l'isola:

- le linee NE-SO riguardano quasi tutto il settore settentrionale, al largo, e gran parte del settore orientale;
- le linee NO-SE interessano l'area del Bacino di Pianosa e parte del settore settentrionale del Bacino di Capraia, sottocosta;
- nelle altre zone torna a dominare il sistema N-S, mentre l'E-O tanto comune nel Tirreno settentrionale, non compare se non localmente.

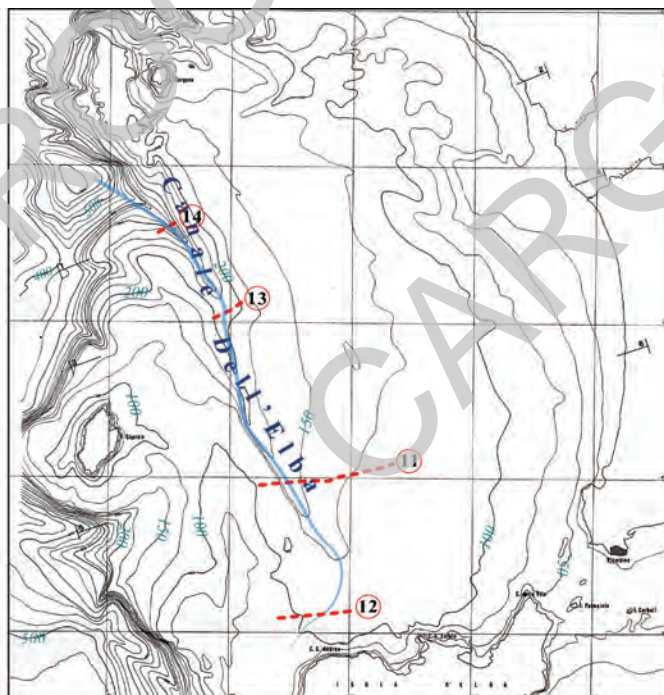


Fig. 46 - Carta batimetrica della piattaforma e scarpata a nord dell'Isola d'Elba in cui si evidenzia l'andamento del Canale dell'Elba (da BARTOLINI et alii, 1979 modificata). Sono indicate le tracce dei profili sismici illustrati nelle figure seguenti.

Il sistema orientato NO-SE disloca il substrato e i livelli sedimentari sottostanti la superficie d'erosione messiniana; si tratta di strutture di una fase miocenica, solo occasionalmente riattivate dalla distensione "tirrenica".

Solo in alcuni tratti della fascia costiera si osservano situazioni interpretabili come riattivazioni molto recenti di faglie dirette. D'altronde, essendo l'articolata morfologia costiera dell'isola evidentemente condizionata da varie associazioni tra le direttrici tettoniche descritte, occorre ammettere che linee attive abbiano assunto, almeno per punti, una certa importanza nel Quaternario. Il condizionamento può essere dovuto sia a faglie attive che a sistemi di giunti con analoghi

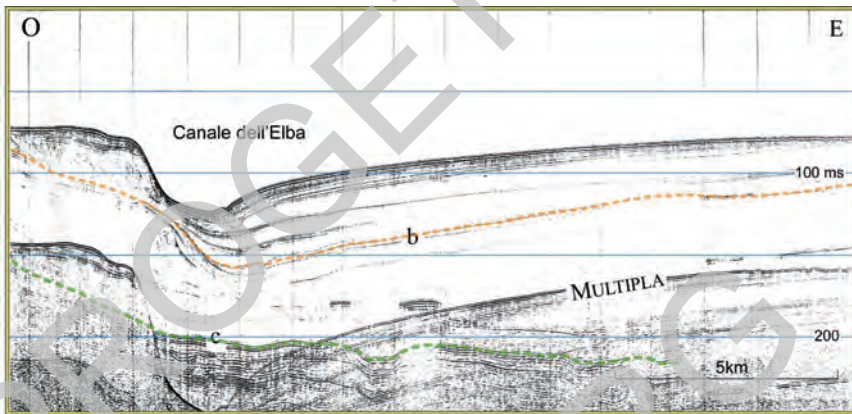


Fig. 47 - Profilo Sparker (Batosc) che taglia il Canale dell'Elba. Le lettere b e c indicano riflettori notevoli per l'evoluzione delle colmate. (Transetto 11 in figura 46).

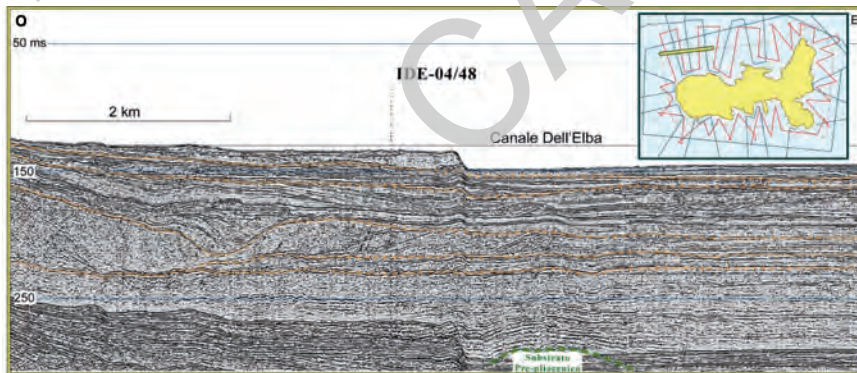


Fig. 48 - Profilo Sparker (IDE-04/48) che mostra i caratteri morfo-stratigrafici del Canale dell'Elba nella posizione più prossima all'isola. Sono evidenziate le principali superfici di discordanza. (Transetto 12 in figura 46).

orientazione.

In ogni caso, siccome entro la fascia sublitoranea si realizza un disaccoppiamento tra l'isola e bacini marcatamente subsidenti, è necessario ammettere un'attività continua o in più fasi durante il Plio-Quaternario di strutture coincidenti con detto limite. Il loro posizionamento non è sempre agevole, dato che le indagini sismiche si arrestano spesso ad una non trascurabile distanza dalla costa. Ad O e a S dell'isola le famiglie di strutture responsabili della situazione sono note; ancor più evidente è la situazione del lato settentrionale dell'isola, dove l'approfondimento del substrato pre-miocenico verso il Bacino di Capraia si realizza in breve spazio.

Entro il Bacino di Capraia e al suo bordo occidentale talune linee hanno subito processi di inversione a seguito degli stress compressivi originati dall'attività della Dorsale di Pianosa.

3.1. - IL CANALE DELL'ELBA

Le carte batimetriche dell'Alto Tirreno pongono in evidenza, tra le altre particolarità dell'Arcipelago Toscano, un solco ("Canale dell'Elba", fig. 1) orientato grosso modo in senso NO-SE che separa gli alti morfologici culminanti nelle due isole di Capraia e di Gorgona e si spinge in direzione dell'Isola d'Elba, bordando il fianco E del prolungamento settentrionale della Dorsale di Pianosa. La sua orientazione risulta anomala rispetto a quella degli altri elementi morfologici dell'area. I suoi caratteri non sono quelli di un vero e proprio canyon in quanto, in base alle scarse notizie reperibili in letteratura, non sembra possedere una testata ben definita verso terra; verso il largo si amplia in una vasta depressione priva di connotazioni precise. Citato come "Vallone o Valle dell'Elba" detto canale ha costituito l'oggetto di studi collaterali a quelli sopra descritti, in quanto la sua parte alta rientra ampiamente nei limiti del Foglio. Per lo studio sono stati usati prevalentemente dati *sparker* originariamente ottenuti nell'ambito del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini" del C.N.R. e dati CHIRP e sedimentologici ottenuti da una campagna effettuata *ad hoc*, oltre ai dati ricavati in ordine al presente progetto.

All'inizio dello studio, dato l'andamento rettilineo della depressione morfologica in questione, vi era il sospetto che la sua esistenza fosse condizionata da una importante linea tettonica. Vi è in effetti evidenza del fatto che la valle sia situata per alcuni tratti in corrispondenza di strutture attive nelle coperture sedimentarie più antiche del Bacino di Capraia ma, in realtà, le strutture hanno determinato l'esistenza di una paleodepressione che ha funzionato per un certo tempo da canale di drenaggio, ma che non ha più influenza sull'esistenza dell'avvallamento attuale. In sostanza la depressione ha origine dalla contrapposizione di corpi sedimentari clinostratificati progradanti sia dal continente che dalla dorsale. Non del tutto coevi, di importanza diversa e sfalsati batimetricamente, detti corpi, pur

avvicinando gradualmente i loro fronti nel corso del Pleistocene, non sono mai giunti a saldarsi (fig. 46), favorendo il mantenimento di un'area canaliforme in cui hanno ripetutamente agito correnti trattive a forte potere erosivo. Queste ultime hanno determinato il "ringiovanimento" del canale laddove si era episodicamente avuta una quasi completa colmata (fig. 47). Avvicinandosi all'isola il canale devia verso SO e si collega ad un'altra depressione erosiva, già descritta.

In conclusione, si ha a che fare con un insieme di solchi residuali in cui si incanalano episodicamente forti correnti trattive di fondo, che hanno azione erosiva diversificata per tratti: sensibile sul fianco occidentale dell'isola, attenuata nel tratto a orientamento SO-NE, quasi nulla nel settore di piattaforma che fronteggia il Golfo di Procchio e poi sempre più marcata in profondità lungo il solco orientato NNO-SSE (figg. 46 - 50), che si propone di ridenominare "Canale dell'Elba".

PROGETTO

CARG

IX - EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'ISOLA D'ELBA

Generalmente nelle note illustrative delle carte geologiche del Progetto CARG, la parte dell'evoluzione geologica si limita a considerare la parte più superficiale delle strutture, senza entrare nei problemi della geodinamica profonda. Nel caso dell'Isola d'Elba, con la sua estrema complessità strutturale, dovuta alla messa in posto di potenti ed estese masse magmatiche, abbiamo pensato di dedicare un certo spazio ai problemi riguardanti anche l'interazione tra l'evoluzione delle strutture superficiali e quelle a sviluppo litosferico. A questo scopo abbiamo approfittato di un lavoro in progress (PRINCIPI G., BORTOLOTTI V. & PANDELI E.) che è un'evoluzione di quanto già proposto in BORTOLOTTI *et alii* (2001a), per presentare un'interpretazione più approfondita di questa interazione. Per visualizzare meglio questo problema riportiamo in seguito alcune figure riprese dal lavoro stesso, parzialmente modificate (figg. 52-60)

La strutturazione tettonica dell'Isola d'Elba è il risultato di una complessa successione di eventi deformativi che hanno interessato sia le Unità Liguri che quelle Toscane.

Inoltre la pila tettonica dell'Isola d'Elba ha evidenti peculiarità rispetto a quella della parte continentale dell'Appennino Settentrionale. In particolare può essere sottolineata:

- 1- la presenza sopra l'Unità tettonica Monte Strega (correlabile con l'Unità tettonica Vara dell'Appennino) dell'Unità tettonica Lacona;
- 2- la presenza tra le Unità tettoniche Monte Strega e Falda Toscana, ambedue non metamorfiche, dell'Unità tettonica Gràssera, debolmente metamorfica;
- 3- la mancanza delle Unità Liguri Esterne e dell'Unità tettonica (Subligure) Canétolo;
- 4- la presenza tra le Unità tettoniche Monticiano-Roccastrada e Ortano dell'Unità tettonica Acquadolce, formata da una lama di serpentiniti (Subunità

Santa Filomena) e dai sottostanti metasedimenti (Subunità Valdana) di età mesozoica, correlabili con gli “*Schistes lustrés*” presenti nell’Isola di Gorgona (ORTI *et alii*, 2002). Per descrivere l’evoluzione deformativa dell’Isola d’Elba va tenuto conto dei seguenti dati geologici:

1- L’età degli eventi magmatici (filoni aplitici e porfirici, e laccoliti: 8,5-7,2 Ma; Monzogranito di Monte Capanne: 6,9 Ma; “filone (shoshonitico) di Monte Castello”: 5,8 Ma; Monzogranito di Porto Azzurro: 5,9 Ma) e loro relazioni con gli eventi deformativi.

2- L’età sin-intrusioni della Faglia a basso angolo di Zuccale nell’Elba orientale che separa Unità tettonica Porto Azzurro, già intrusa dal corteo filoniano legato al Monzogranito di Porto Azzurro, dal sovrastante embrice tettonico costituito dalle restanti unità.

3- Il sovrascorimento dell’Unità tettonica Ripanera sull’Unità tettonica Lacona e la maggior parte delle deformazioni presenti all’interno delle due unità che precedono l’intrusione dei filoni aplitici e porfirici e dei laccoliti datati tra 8,5 e 7,2 Ma. Queste deformazioni sono verosimilmente non più antiche dell’Eocene superiore (l’età dell’Unità Lacona). Durante l’intrusione del Monzogranito di Monte Capanne queste unità dovevano trovarsi al di sopra o prossime al plutone.

4- La scistosità S_2 delle filladi e dei calcescistidell’Unità tettonica Acquadolce, legata all’evento tettono-metamorfico retrogrado D_2 è datata 19 Ma (DEINO *et alii*, 1992), il che esclude qualsiasi legame genetico della scistosità stessa con i fenomeni metamorfici e deformativi connessi alla

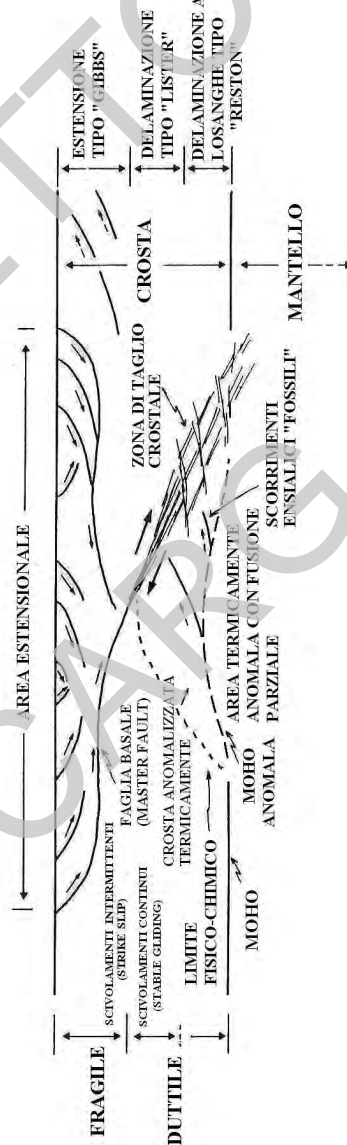


Fig 51 - Modello di faglie listriche litosferiche di COLI *et alii* (1991a), dedotto da transetti sismici tra Deiva Marina e Parma nell’Appennino Settentrionale.

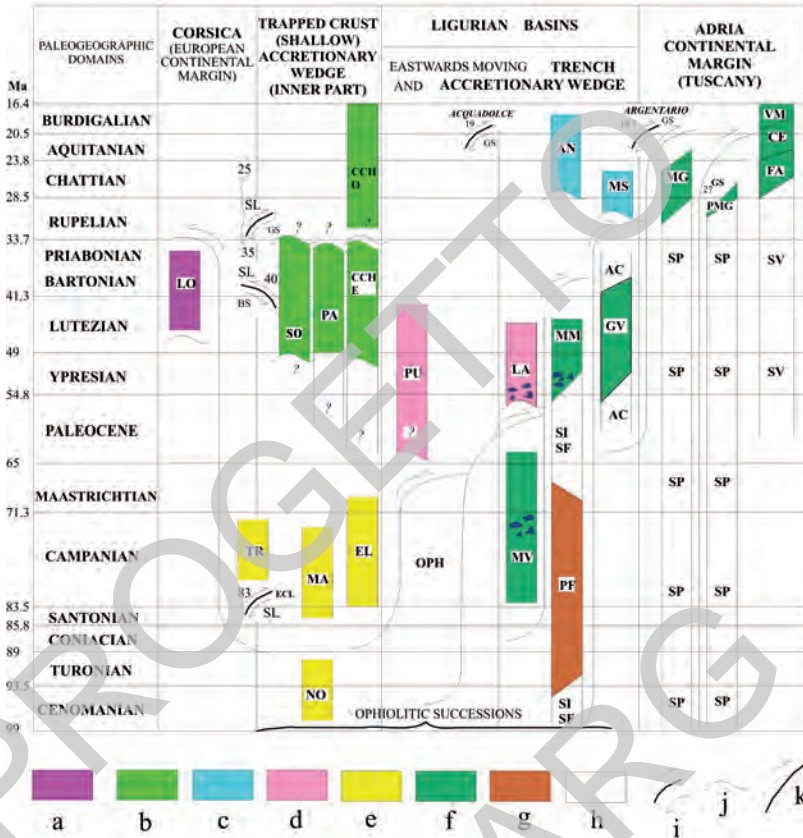


Fig. 52 - Eventi nell'intervallo Cretaceo superiore-Burdigaliano nel sistema Corsica-Elba-Appennino Settentrionale. a- neoautoctono corso; b- depositi eocenici della crosta rimasta in sopra-subduzione (trapped crust) e del margine continentale orientale della Corsica; c- depositi episuturali (piggy-back) dell'Oligocene-Miocene inferiore; d- depositi di piggy-back dell'Eocene; e- depositi cretaccici della trapped crust e del margine continentale orientale della Corsica; f- torbiditi di fossa e piana abissale, liguri e di avansfossa toscane; g- torbiditi del margine passivo cretaceo alimentate dal margine continentale dell'Insubria; h- depositi emipelagici di piana abissale; i- eventi metamorfici e deformativi, con le loro età radiometriche e facies metamorfiche: ECL- eclogiti, BS- scisti blu; GS- scisti verdi; j- discordanze e lacune di sedimentazione; k- fasi dell'impilamento delle falde.

LO- Arenarie di Lozari; SL- "Schistes lustrés"; SO- Formazione di Solaro; PA- Arenarie di Palasca; CCHO- depositi oligocenici del Canale di Corsica; CCHE- depositi eocenici del Canale di Corsica; TR- Flysch di Tralocca; NO- Arenarie della Gere de Novella; MA- Flysch calcareo della Balagne e Arenarie di Macinaggio; EL- Unità Ripanera; PU- Unità Lacona; LA- Formazione di Lanciaia; OPH- Ophioliti del Supergruppo del Vara; MV- Flysch di Monteverdi Marittimo; MM- Formazione di Monte Morello; SI- Formazione di Sillano; SF- Formazione di Santa Fiara; PF- "Pietraforte"; AC- Caneolo "Argille e Calcari"; GV- Formazione di Groppo del Vescovo; AN- Formazione di Antognola; MS- Formazione di Monte Senario; MG- "Macigno"; PMG- "Pseudomacigno"; SP- "Scaglia Toscana"; VM- Marne di Vicchio; CE- Arenarie di Monte Cervarola; FA- Arenarie di Monte Falterona; SV- "Scisti varicolori" (da BORTOLOTTI et alii, 2001a).

POST-BURDIGALIAN EVENTS



Fig. 53 - Eventi post-burdigaliani del sistema orogenico Corsica-Elba-Appennino Setentrionale. A- depositi di piggy back miocenici; B- depositi torbiditici ed emipelagici delle avansosse dell'Appennino Setentrionale; C- eventi magmatici effusivi, con età radiometriche; D- corpi granitoidi, con età radiometriche; E- filoni con età radiometriche; F- faglie normali ad alto angolo e bacini estensionali; G- discordanze e lacune di sedimentazione; H- faglie di normali a basso angolo (D I-III); I- eventi compressivi ed età radiometriche del metamorfismo, se presenti; GR- scisti verdi; L- sovrascorrimenti principali (I -VI) FR- depositi del bacino di Francardo; SF- depositi del bacino di Saint Florent; MI- pozzo Marinai; PR- Pianosa; I- depositi di dorsale; CEF- Faglia normale a basso angolo dell'Elba centrale; CU- Unità Ripanera; EU- Unità Lacona; OU- Unità Monte Strega; CMG- Graben di Cima del Monte; ZDF- Faglia di Zuccale; MA- Arenarie di Manciano; VE- Formazione di La Verna; MG- Macigno; CE- Arenarie di Monte Cervarola; VM- Marne di Vicchio; MN- Arenarie di Monte Nero (porzione più interna della "Marnoso-Arenacea"); MA1- "Marnoso-Arenacea" interna; MA2 "Marnoso-Arenacea" esterna; CA- depositi del Bacino di Camerino; SE- depositi del Bacino di Serraspina; LA- Formazione della Laga; AD- depositi del Bacino Adriatico. LA- Formazione della Laga; AD- depositi del Bacino Adriatico. Am- Monte Amiata; Rad- Radicofani; Al- Torre Alfina; Vu- Monti Vulsini; Ve- San Venanzo. S. Vin- San Vincenzo; Lard.- Larderello; Rocc- Roccastrada; Am- Monte Amiata; Rad- Radicofani; Al- Torre Alfina; Vu- Monti Vulsini; Ve- San Venanzo. (da Bortolotti et alii., 2001a).

messa in posto del Monzogranito di Monte Capanne, ed ancor meno a quella del Monzogranito di Porto Azzurro.

5- Le caratteristiche strutturali definite per le unità dell'edificio tettonico elbano (ELTER & PANDELI, 2001; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a) suggeriscono che il loro impilamento fu realizzato in gran parte tra la fase D₂ riconosciuta nell'Unità tettonica Acquadolce (19 Ma) e l'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro (5,9 Ma). Al di là dei fenomeni di scorrimento legati alla Faglia di Zuccale, e a quelli verticali legati alle faglie normali tardive N-S, soltanto un blando, tardo piegamento interessò l'intero edificio tettonico già costituito e la faglia stessa.

6- Nell'Elba centrale i sovrascorrimenti tra le diverse unità tettoniche anticipano gli eventi 1) e 2) suddetti. Infatti la pila tettonica nell'area di Norsi - Spiaggia del Lido, dall'Unità tettonica Porto Azzurro almeno fino all'Unità tettonica Monticiano-Roccastrada, è geometricamente sottoposta alla Faglia di Zuccale ed in essa è conservata l'originaria continuità di zoneografia metamorfica legata all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro. Verso oriente la Faglia di Zuccale, invece, provoca lo smembramento dell'originario anello termometamorfico del Monzogranito di Porto Azzurro (vedi capitolo VII.1).

7- La presente sovrapposizione tettonica delle Unità tettoniche Ripanera e Lacona sull'Unità Monte Strega risulta posteriore alla intrusione dei dicchi aplitici e porfirici datati 8,5-7,2 Ma. Infatti, questi ultimi si interrompono contro la superficie di sovrascorrimento.

8- I processi metasomatici di sericitizzazione ("euritizzazione": 6,7 Ma in MAINERI *et alii*, 2003), che hanno interessato i dicchi aplitici e porfirici nella parte basale dell'Unità tettonica Ripanera, anticipano l'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro. Questo evento metasomatico è stato legato alla circolazione di fluidi connessi all'intrusione del Monzogranito di Monte Capanne, che scorrevano lungo la superficie tettonica di base delle Unità Ripanera e Lacona (Faglia dell'Elba Centrale), scollate dalle coperture del plutone e scorse verso est per gravità, sulle unità tettoniche dell'Elba centro-orientale.

9- I sistemi di faglie normali ad alto angolo orientate NE-SO all'interno dell'Unità tettonica Monte Strega e intruse dal "filone (shoshonitico) di Monte Castello" (5,8 Ma) sono precedenti alla Faglia dell'Elba centrale perchè si interrompono contro quest'ultima.

10- La Faglia di trasferimento di Cima del Monte ha prodotto solo movimenti tra le diverse subunità tettoniche dell'Unità tettonica Monte Strega (es. la dislocazione della Subunità Volterraio rispetto alle sottostanti subunità).

11- Le faglie normali ad alto angolo a direzione circa NS dislocano l'intera pila tettonica ed anche il Monzogranito di Porto Azzurro e la Faglia di Zuccale. Successivamente, i giacimenti ad ematite (Terranera, Rio Marina), datati 5,4-4,8 Ma (LIPPOLT *et alii*, 1995), si sono messi in posto all'interno di queste strutture.

La ricostruzione di dettaglio dell'evoluzione tettonica dell'Isola Elba terrà

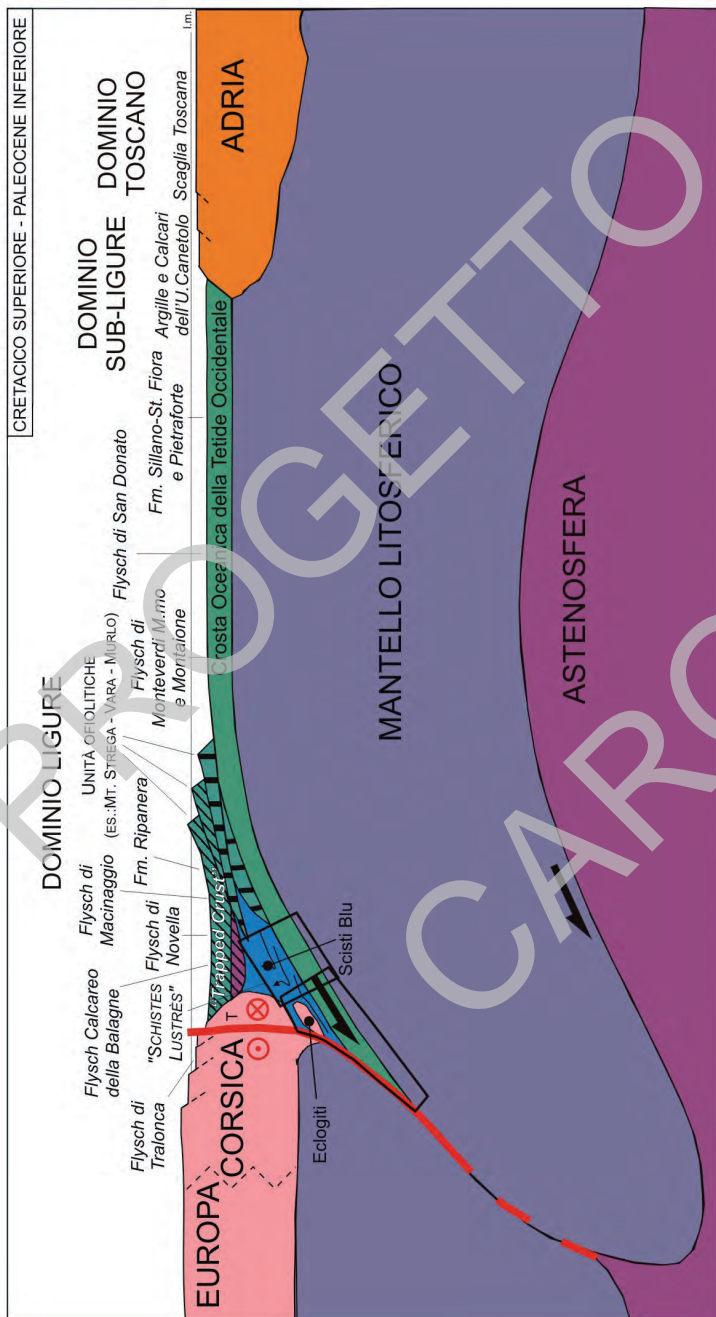


Fig. 54 - Sezione schematica del sistema orogenico Corsica-Appennino Settentrionale durante il Cretacico superiore-Paleocene inferiore. T- Massiccio del Tenda. Nella parte più profonda del prisma d'accrezione, le frecce piccole indicano il flusso plastico verso l'alto. In questa figura e nelle seguenti, il corsivo è utilizzato per le formazioni durante la loro deposizione e i caratteri normali per le unità già accrete; lo spessore dei sedimenti e delle unità tettoniche è esagerato. La spessa linea rossa rappresenta il piano di subduzione obliquo in transpressione sinistra.

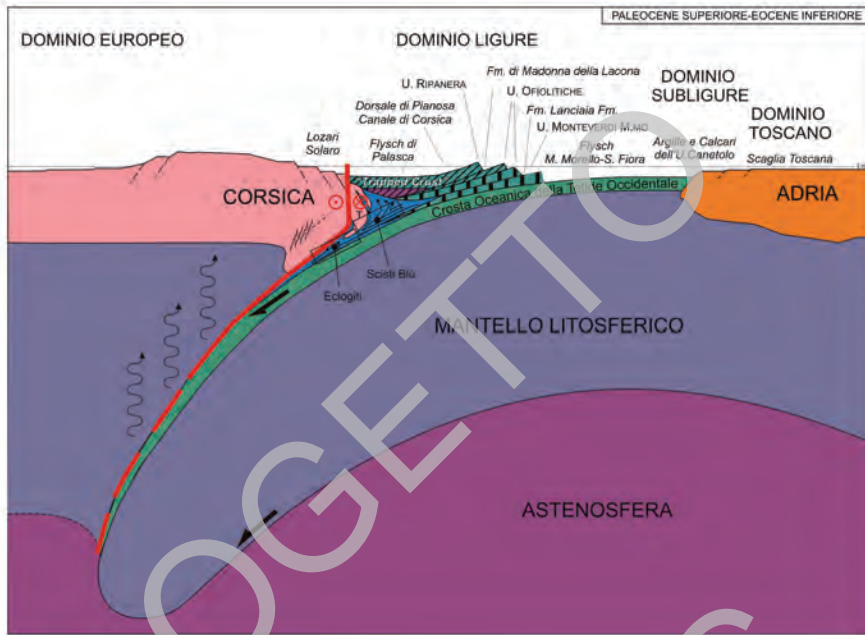


Fig. 55 - Sezione schematica del sistema orogenico Corsica-Appennino Settentrionale durante il Paleocene superiore-Eocene inferiore. T- Massiccio del Tenda; S- scaglia di Serra di Pigno; frecce sinuose- percorso dei fluidi idratanti che risalgono dalla placca in subduzione. La spessa linea rossa rappresenta il piano di subduzione obliquo in transpressione sinistra.

conto dei dati geologici sopra riportati e per l'inquadramento geodinamico si ispirerà al modello di TREVES (1984) e PRINCIPI & TREVES (1984), ripreso da ABBATE *et alii* (1986, 1994), e da BORTOLOTTI *et alii* (2001a) che ammettono un unico sistema orogenico "appenninico" Corsica - Appennino Settentrionale. Secondo questo modello durante la chiusura dell'area oceanica della Tetide e le successive fasi sin-collisionali ensialiche, la subduzione immerge verso ovest. Viene esclusa l'ipotesi dell'inversione del piano di subduzione da est-immerscente ad ovest-immerscente dopo le fasi liguri dell'Eocene (vedi MOLLI, 2008 e MOLLI & MALAVIEILLE, 2010, *cum bibl.*).

Per quanto riguarda le fasi post-collisionali, caratterizzate da una diffusa distensione e assottigliamento litosferici accompagnati da un magmatismo essenzialmente anatectico, il modello adottato (vedi anche BORTOLOTTI *et alii*, 2001a) è ispirato a quello di COLI *et alii* (1991) (fig. 51).

L'evoluzione tettonica dell'Isola Elba può essere suddivisa in due principali stadi che BORTOLOTTI *et alii* (2001a) hanno distinto rispettivamente come Fasi pre- e sin- collisionali pre-burdigaliane e Fasi estensionali post-burdigaliane (figg. 52 e 53).

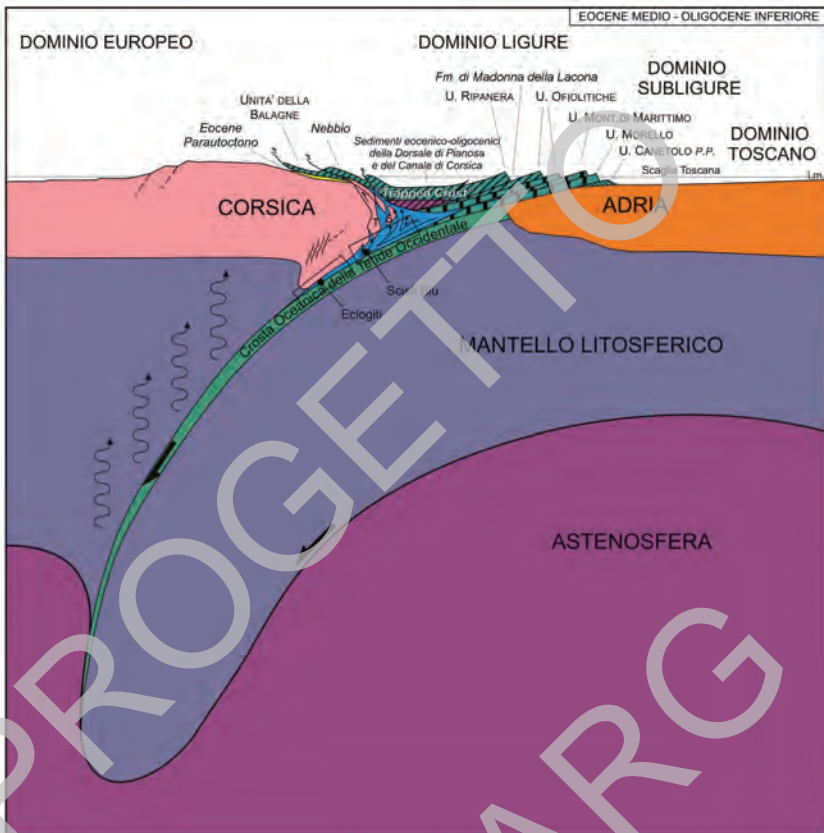


Fig. 56 - Sezione schematica del sistema orogenico Corsica-Appennino Settentrionale durante l'Eocene medio-Oligocene inferiore. Il Massiccio del Tenda (T), la scaglia di Serra di Pigno (S), gli Schistes lustrés ed i corpi eclogitici durante la riesumazione arrivano fino agli Scisti Verdi. Le Unità Corse retrovergenti della trapped crust si mettono in posto sul margine corso, le torbiditi neoautoctone eoceniche che in parte ricoprono queste unità vengono coinvolte nelle deformazioni. Le Unità Liguri sovrascorrono sul margine continentale adriatico. Il prisma d'accrezione ligure si disattiva e si scompone e cominciano a delinearsi sul suo fronte le prime avansosse ensialiche (foredeep).

Per quanto concerne queste note illustrative, l'evoluzione dell'isola può essere così articolata:

1. - STADIO PRE-MAGMATICO

Questo stadio può essere a sua volta suddiviso in tre fasi principali:

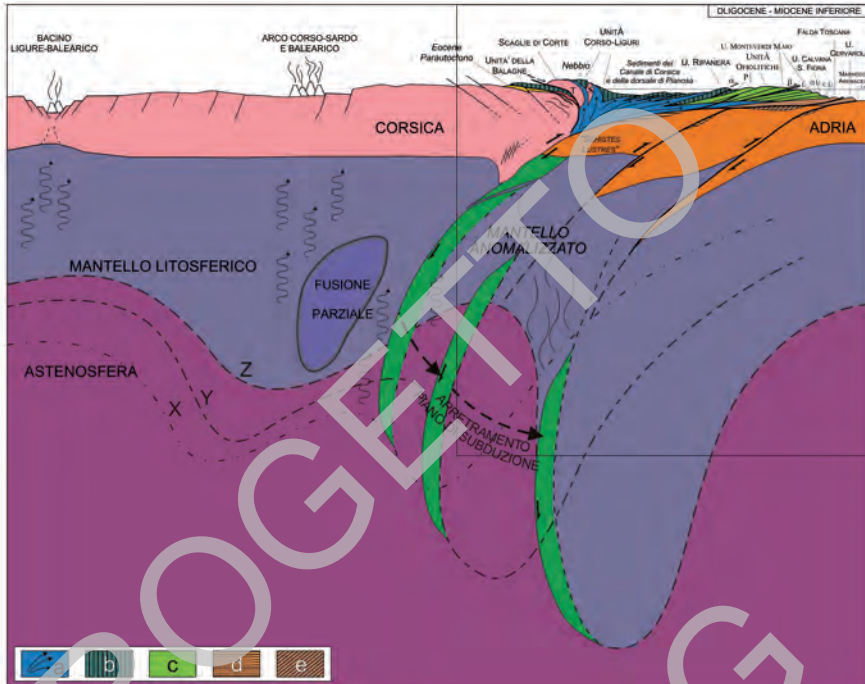


Fig. 57 - Sezione schematica del sistema orogenico Corsica-Appennino Settentrionale durante l'Oligocene superiore - Miocene inferiore-medio. a- "Schistes Lustrés" e Calcescisti con Ofoliti (rocce metamorfiche duttili della parte profonda del prisma di accrezione; Unità tettoniche Acquadolce e Gràssera nell'Elba centrale e orientale) e loro traiettorie di esumazione (verso l'alto e verso Est); b- Liguridi della Corsica e Liguridi Interne; c- Liguridi Esterne ed epi-Liguridi; d- Unità Toscana Metamorfica; e- Unità Umbra Metamorfica; T- Massiccio del Tenda; S- scaglia di Serra di Pigno; P- Unità tettonica Lacona; L- Formazione di Lanciaia; UO- Unità Monte Strega; UC- Complesso di Canèto; Probabili sovrascorrimenti fuori-sequenza: α- Unità tettonica Ripanera sulla Unità tettonica Lacona; β- Flysch di Monteverdi Marittimo (porzione interna) sulla Formazione di Lanciaia. Frecche verticali sinuose- alimentazione del magmatismo calcalkalino a largo della Sardegna e della Corsica occidentale; frecche verticali sinuose tratteggiate- alimentazione del magmatismo tholeiitico legato all'apertura del Bacino Ligure-Balearico; linee ondulate- anomalizzazioni (fronte di fluidi in risalita) del mantello litosferico. X, Y, Z- variazioni nel tempo del limite litosfera/astenosfera. L'area in riquadro è mostrata in dettaglio in fig. 59.

1.1. - FASI PRE-COLLISIONALI

Comprendono gli eventi verificatisi prima della collisione tra i paleomargini europeo (blocco sardo-corso) e adriatico (settore toscano-laziale) avvenuta nell'Oligocene inferiore per la subduzione dell'Oceano Ligure interposto (figg. 54 e 55).

L'evento deformativo più antico riconoscibile nell'edificio tettonico elbano

è documentato nelle rocce paleozoiche dell'Unità Porto Azzurro e dell'Unità Ortano. Si tratta di relitti di scistosità pre-alpina che sono stati attribuiti a scala regionale alla fase scistogena sudetica dell'Orogenesi Varisica (PANDELI *et alii*, 1994; GARFAGNOLI *et alii*, 2005).

Nelle rocce ofiolitiche delle Unità Monte Strega, Punta Polveraia-Fetovaia e Punta le Tombe sono riconoscibili fenomeni deformativi e di metamorfismo oceanico (alta T e bassa P) di età giurassica (es., deformazioni duttili-fragili nei gabbri, tagliati dai filoni basaltici non deformati), o formazione di breccie (es., le oficalciti e altre breccie ofiolitiche giurassiche) legati ai processi di espansione oceanica. Nel Cretacico-Eocene segue la fase di chiusura con l'attivazione di un piano di subduzione intra-oceanico ovest-vergente e di un prisma di accrezione in cui sono stati implicate tutte le Unità Liguri (PRINCIPI & TREVES, 1984; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; PRINCIPI *et alii*, in preparazione) che acquisiscono deformazioni precoci ("alpine"). I primi eventi compressivi nelle successioni liguri elbane potrebbero essere i piegamenti e sovrascorrimenti presenti, all'interno dell'Unità Monte Strega, che hanno portato alla sua strutturazione in varie sub-unità tettoniche. Per quanto riguarda le Unità Ripanera, i piegamenti al suo interno sono più giovani del Campaniano (età della "formazione di Marina di Campo") e la sua sovrapposizione all'Unità Lacona non è più vecchia dell'Eocene medio (età della "formazione di Madonna della Lacona" dell'Unità Lacona). Inoltre le breccie ofiolitiche nell'Unità Lacona, contenenti pummuliti, testimonierebbero eventi deformativi di età eocenica. Non si può escludere che eventi deformativi-metamorfici di età eocenica abbiano interessato anche l'Unità Acquadolce. In questo caso l'impilamento delle Unità Liguri e Liguri Metamorfiche sarebbe cominciato prima dell'inizio della fase collisionale.

La geodinamica di queste fasi è schematizzata nelle figg. 54, 55 e 56. In particolare nelle figg. 54 e 55 è rappresentata la fase iniziale della subduzione ovest-immersa (vedi PRINCIPI & TREVES, 1984; ABBATE *et alii*, 1986, 1994, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

L'unica variante consiste nell'introduzione di una trascorrente in coincidenza delle zone di subduzione per significare il non cilindriamto dell'avvicinamento dei due margini continentali durante queste fasi e della forte obliquità con la quale l'Adria, salendo verso N, si accostava al margine Iberico/Europeo attivando una fascia di trascorrenza che nella fig. 54 e successive viene stilizzata in rosso tra la Corsica e l'oceano Ligure. Dall'Eocene medio-sup. le convergenze Adria-Europa acquisiscono più un andamento E-W (vedi HANDY *et alii*, 2010) e le trasformanti delle prime due figure sono inglobate nel nuovo sistema tettonico come vie precostituite di svincolo. In questo schema le Unità Liguri non metamorfiche (al massimo con un'impronta anchizonale) del Supergruppo del Vara, che appartengono alla crosta oceanica rimasta in sopra-subduzione (*trapped crust*), possono aver contribuito alla formazione dei primi elementi del prisma d'accrezione sul suo bordo orientale. Le Unità Liguri Metamorfiche hanno raggiunto le zone più pro-

fonde del prisma d'accrezione o hanno proseguito lungo il piano di subduzione, acquisendo un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (dalla facies degli Scisti Blu fino a eclogitica), prima di essere esumate sia prima che durante il serraggio (figg. 56 e 57), ricristallizzando nella facies a Scisti Verdi.

1.2. - FASI SIN-COLLISIONALI

Le fasi collisionali comprendono la successione di eventi che hanno portato all'impilamento delle Unità oceaniche Liguri e Liguri Metamorfiche su quelle del paleomargine adriatico (Dominio Toscano), e alla tettonizzazione del paleomargine continentale stesso (BOCCALETTI *et alii*, 1980; PRINCIPI & TREVES, 1984; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990) (fig. 57). L'inizio di questa fase è collocabile cronologicamente alla fine dell'Eocene medio (età più giovane delle Liguridi Esterne, e contemporanea ai primi prodotti calcareali della Sardegna (Lustrino *et alii*, 2009), e si protrarrà poi fino al Miocene. È durante questi eventi che le Unità Porto Azzurro, Ortano, Monticiano-Roccastrada, e anche l'Unità Acquadolce acquisiscono la loro impronta metamorfica principale in facies Scisti Verdi, con lo sviluppo della tipica scistosità che estesamente le pervade.

In particolare, il raccorciamento ensialico del Dominio Toscano, le cui unità tettoniche sottoscorrono al blocco delle Unità oceaniche Liguri durante l'Oligocene superiore-Miocene inferiore (fig. 58-1) avviene in corrispondenza dell'evento tettono-metamorfico principale D₁, datato 27 Ma nel nucleo metamorfico delle Alpi Apuane (KLIFFIELD *et alii*, 1986; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990) e 30 Ma nell'Unità Monticiano-Roccastrada all'Isola d'Elba (BALESTRIERI *et alii*, 2010). Questa fase è qui testimoniata dal piegamento isoclinalare sin-metamorfico ed est-vergente delle unità toscane metamorfiche (Unità Porto Azzurro, Ortano e Monticiano-Roccastrada). Inoltre, tenendo conto della datazione a 25 Ma del metamorfismo in facies Scisti Blu degli "Schistes Lustrés" dell'Isola di Gorgona (ROSSETTI *et alii*, 2001), anche l'Unità Acquadolce verosimilmente raggiunge nello stesso momento il picco di metamorfismo in alta pressione durante il quale si sviluppò la scistosità S₁ (ELTER & PANDELI, 2001; PANDELI *et alii*, 2001).

Durante questo stadio le Unità Liguri Metamorfiche (Schistes Lustrés) terminano la loro traslazione sulle Unità Toscane e probabilmente raggiungono anche aree più ad est dell'Isola d'Elba come dimostrano gli affioramenti presenti all'Isola del Giglio, all'Argentario (RICCI, 1972; DECANDIA & LAZZAROTTO, 1980; ELTER & PANDELI, 2002) e presso Roselle (c/o Grosseto) (RICCI, 1972).

L'evento di ripiegamento delle Unità metamorfiche toscane, (evento D₂, datato 14 -12 Ma nel nucleo metamorfico delle Alpi Apuane da KLIFFIELD *et alii*, 1986), nonché la riequilibratura e la deformazione in facies Scisti Verdi dell'Unità Acquadolce (datata 19 Ma da DEINO *et alii*, 1992) è stato attribuito da vari autori (FAZZUOLI *et alii*, 1994; JOLIVET *et alii*, 1998; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; CAROSI *et*

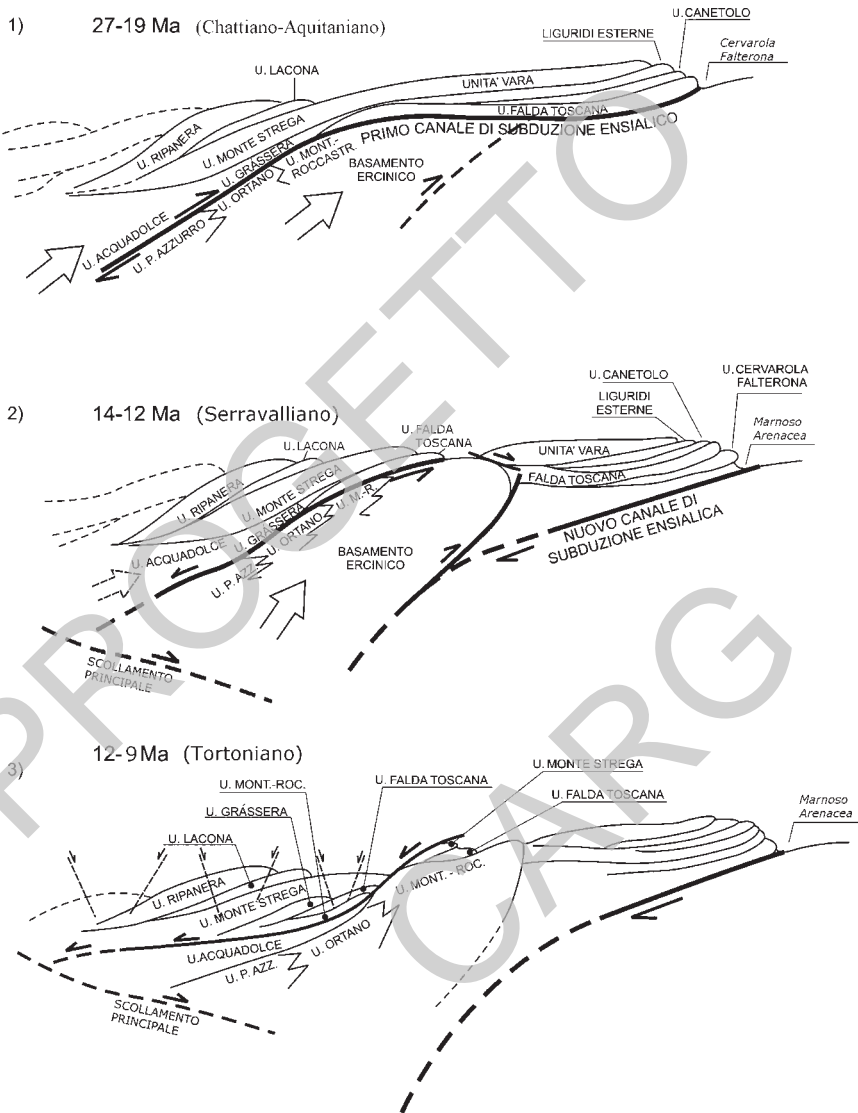


Fig. 58 - Dettaglio della transizione dalle fasi compressive del serraggio ensialico all'inizio delle distensioni tirreniche: 1- da 27 a 19 Ma (Chattiano-Aquitaniiano); 2- da 14 a 12 Ma (Serravalliano); 3- da 12 a 9 Ma (Tortoniano).

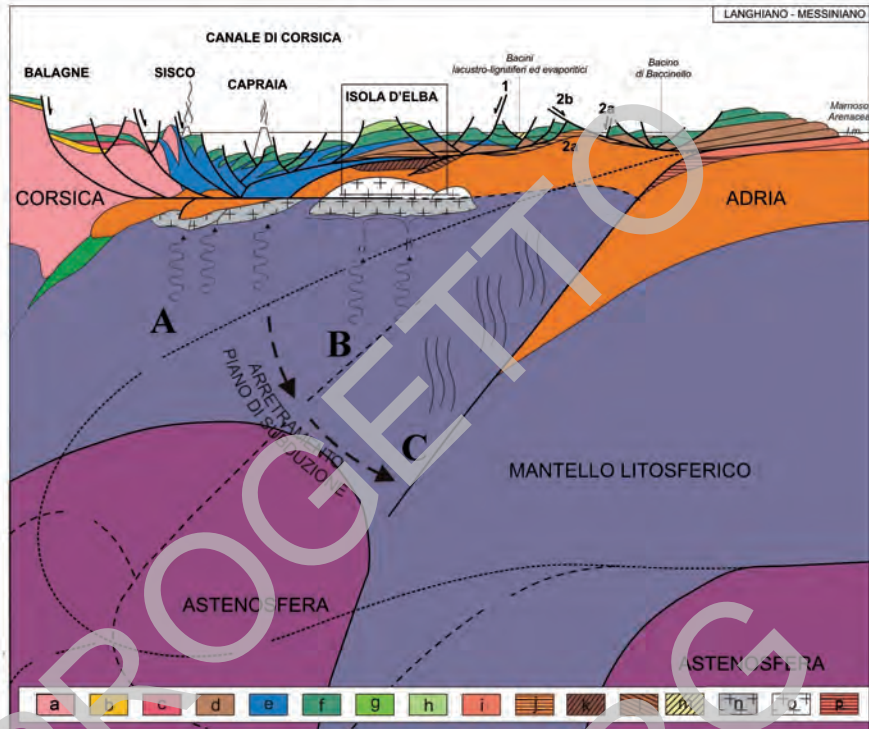


Fig. 59 - Sezione schematica del sistema orogenico Corsica-Appennino Settentrionale durante il Langhiano-Messiniano. a- Basamento europeo (Corsica); b- Neotettono medio-eocenico della Corsica; c- Scaglie di Corte; d- Falda Toscana; e- "Schistes Lustrés" e Calcescisti con Ofoliti (Liguridi metamorfiche di alta pressione dell'Appennino); f- Liguridi non-metamorfiche; g- Unità Lacona; h- Unità Ripanera; i- Unità Cervarola e Unità Umbre non metamorfiche; Unità toscane metamorfiche; j- Unità Monticiano-Roccastrada; k- Unità Orzano (Isola d'Elba), l- Unità Porto Azzurro (Isola d'Elba); m- Depositi lacustri neogenici; n- Corpi magmatici basici nel mantello superiore; o- Corpi magmatici acidi anatectici; p- Basamento umbro metamorfico. 1 e 2a- Faglie principali di scollamento ovest-vergenti; 2b- Faglia principale di scollamento est-vergente. A, B, C- Limiti successivi tra la placca che subduce ed il mantello litosferico e astenosferico, dovuti allo spostamento verso Est della zona di subduzione. Linee verticali sinuose- alimentazione del magmatismo di sopra-subduzione. linee ondulate- anomalizzazioni (fronte di fluidi di subduzione in risalita) del mantello litosferico. T- Massiccio del Tenda. S- Scaglia di Serra di Pigno. L'area nel riquadro è mostrata in dettaglio in figura 60.

alii, 2004) e da noi stessi ad un ultimo evento di raccorciamento, che ha portato all'esumazione dei nuclei metamorfici. Secondo altri autori questo evento viene invece considerato l'inizio dei fenomeni distensivi post-collisionali dell'edificio strutturale ("Core Complex Stage", CARMIGNAI & KLIFFIELD, 1990; ELTER M. & SANDRELLI, 1995; CARMIGNANI *et alii*, 1994, 1995).

Le Unità Porto Azzurro, Ortano e Monticiano-Roccastrada, che presentano caratteristiche tettono-metamorfiche simili, potrebbero derivare dalla scagliatura tettonica di un'unica originaria successione paleozoico-terziaria metamorfica tipo quella esposta lungo la Dorsale Medio Toscana (es., i nuclei delle Alpi Apuane e dei Monti Pisani). Infatti, durante e dopo l'evento D_2 si originarono su scala regionale importanti scagliature tettoniche a vari livelli all'interno delle successioni toscane ed, in particolare, entro quelle metamorfiche (es., Complesso a scaglie tettoniche in ELTER & PANDELI, 1990; BERTINI *et alii*, 1991; PANDELI *et alii*, 1991).

Infine, durante gli ultimi impulsi compressivi della fase D_2 , l'edificio tettonico già costituito al di sopra delle Unità Toscane metamorfiche in esumazione è oggetto localmente anche di fenomeni estensionali sin-tettonici che portarono, tra l'altro, alla sovrapposizione della Falda Toscana sull'Unità Monticiano-Roccastrada e a scorrimenti e ripiegamenti Tirreno-vergenti della Falda Toscana e delle Unità Toscane metamorfiche, ben documentati a scala regionale (es. La Spezia) (Fig. 58-2).

Nella parte profonda della zona in serraggio, il prisma d'accrezione formato durante la "fase ligure", terminata nell'Eocene superiore-Oligocene inferiore, subisce un doppio carreggiamento e viene spinto sia sul margine còrso (*back thrusting*) che sul margine adriatico, in parte anche scomponendosi e attivando numerose strutture fuori sequenza (come forse l'accavallamento dell'Unità Ripanera su quella di Lacona).

1.3. - FASE ESTENSIONALE PRE-INTRUSIONI

I fenomeni estensionali già iniziati durante le ultime fasi tettoniche compressive (estensione sin-orogena), portarono alla definitiva risalita ed emersione dell'edificio orogenico, dovuta sia al riequilibrio isostatico al termine delle fasi di impilamento, che alla risalita dell'astenosfera nell'area dove poi si svilupperà il Mar Tirreno (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; BOCCALETTI *et alii*, 1985, 1990; MALINVERNO & RYAN, 1986; KASTENS & MASCLE, 1988, 1990; CHANNEL & MARESCHAL, 1989; JOLIVET *et alii*, 1990; SERRI *et alii*, 1991; Carmignani *et alii*, 1995). L'inizio dei processi di estensione nell'area tirrenica corrisponde all'apertura del Bacino Corso, posto immediatamente ad occidente dell'Isola d'Elba, avvenuta durante il Burdigaliano superiore-Langhiano, come si ricava dall'età dei primi sedimenti del bacino (BARTOLE *et alii*, 1991; BARTOLE, 1995) e dell'intrusione dei lamproiti di Sisco in Corsica (15 -13,5; Ma in Serri *et alii*, 1993). È pertanto verosimile immaginare di collocare in tempi di poco posteriori all'evento D_2 (post -19 Ma, Serravalliano superiore?-Tortoniano) l'esumazione dell'intero edificio tettonico elbano, limitrofo al Bacino Corso, mediante sistemi di faglie normali a basso angolo che variamente smembrarono e giustapposero unità provenienti da diversi livelli strutturali, come l'inserimento tettonico dell'Unità

Acquadolce tra le Unità Toscane (Unità Ortano e Monticiano-Roccastrada) (figg. 56c e 57). Alla fine di questa fase la strutturazione tettonica principale dell'Isola d'Elba era ultimata (vedi la pila tettonica dall'Unità Porto Azzurro all'Unità Monte Strega nell'area tra Spiaggia del Lido e Norsi (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a). L'edificio elbano fu poi interessato, a partire dal Tortoniano, dalle successive fasi estensionali regionali ad alto angolo e da scollamenti tettonici legati alle intrusioni magmatiche.

Questa fase è rappresentata in figura 59, dove lo schema di assottigliamento utilizzato è quello di COLI *et alii* (1991) (vedi fig. 51) derivato dall'interpretazione di alcuni profili sismici profondi (20-30 km) lungo il transetto Mar Ligure - Deiva Marina - Parma. Riferendoci a questo schema nel transetto in esame, la faglia listrica principale parte in superficie dal margine corso (fig 58) ed arriva al limite crosta-mantello (Moho) al di sotto del Canale di Corsica - Dorsale di Pianosa, per proseguire poi lungo questa superficie di minor resistenza verso E. La faglia antitetica parte in superficie dal margine toscano già deformato e va a raccordarsi in profondità con la faglia listrica principale circa all'altezza del Canale di Corsica. Una serie di faglie listriche minori e di faglie ad alto angolo finiscono di definire una specie di *sinclinorium* all'altezza del Canale di Corsica e di *anticlinorium* all'altezza dell'Isola d'Elba. *Horst* e *Graben* minori si realizzano sia sul margine adriatico che su quello corso.

2. - STADIO SIN-INTRUSIONI MAGMATICHE

La messa in posto dei corpi magmatici intrusivi mio-pliocenici (es., il Monzogranito di Monte Capanne) è responsabile del termometamorfismo e della messa in posto finale delle unità tettoniche elbane. In particolare nell'Elba occidentale l'attività magmatica inizia durante il Tortoniano superiore, mentre nell'Elba orientale nel Messiniano. A scala regionale, la risalita della astenosfera calda e l'incremento dell'entità dell'estensione litosferica produce l'assottigliamento crostale e la genesi e risalita di magmi anatectici (fig. 60A, B, C).

Per l'Elba occidentale possono essere definiti i seguenti eventi in ordine cronologico:

a) intrusione di dicchi aplitici e porfirici e di laccoliti (8,5-7,2 Ma) nelle Unità Liguri presenti nell'area del Monte Capanne, ovvero nelle Unità Punta Polveraia-Fetovaia, Punta Le Tombe, Lacona e Ripanera;

b) intrusione forzata del plutone monzogranitico del Monte Capanne (età radiometrica di 6,9 Ma) con termometamorfismo e deformazioni duttili nell'incassante Unità Punta Polveraia-Fetovaia;

c) intrusione dei dicchi basici di Orano (6,85 Ma) all'interno del corpo

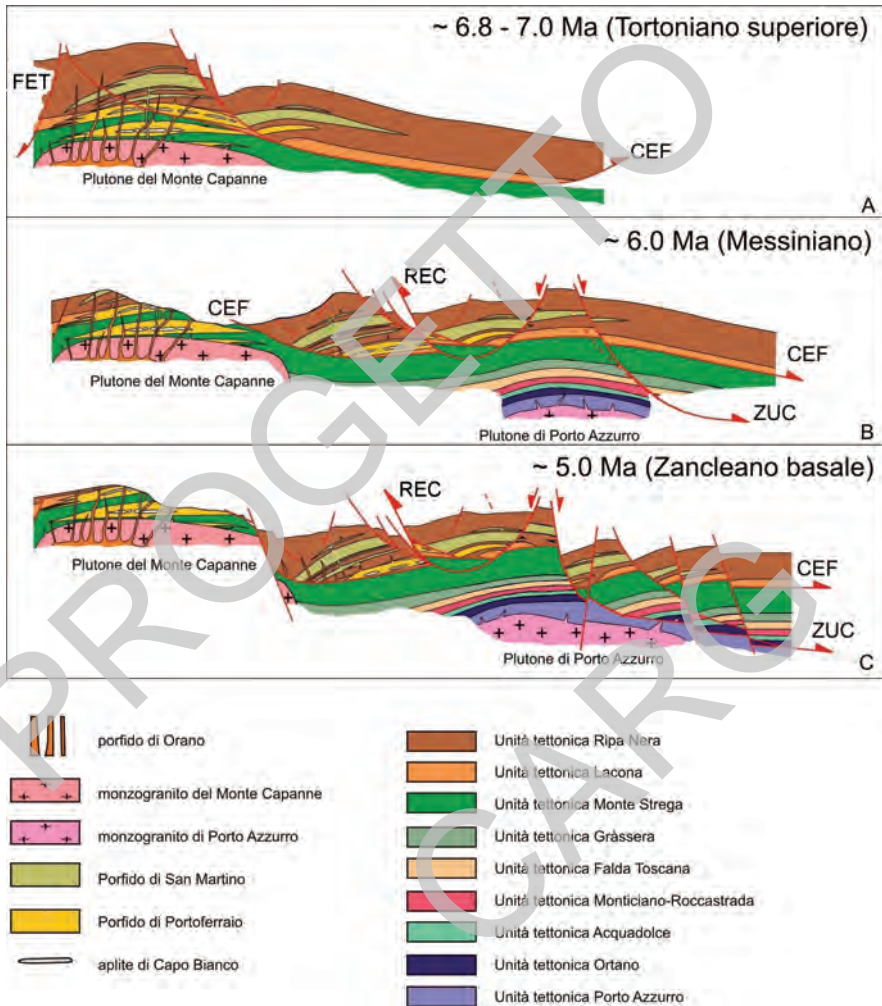


Fig. 60 - Sezioni schematiche dell'Isola d'Elba tra 6,8-7 e 0 Ma (Tortoniano superiore-Attuale). A- Sollevamento finale del plutone di Monte Capanne e conseguente sviluppo delle faglie normali a basso angolo che determinano una delaminazione della pila tettonica verso Ovest (FET: Faglia di Fetovaia) e verso Est (CEF: Faglia dell'Elba Centrale); B- Sollevamento finale del plutone di Porto Azzurro e sviluppo delle delaminazioni divergenti, verso Ovest (REC: Faglia di Colle Reciso) e verso Est (ZUC: Faglia di Zuccale); C- Sviluppo di faglie normali ad alto angolo e contemporanea formazione di mineralizzazioni.

monzogranitico ormai in condizioni fragili/semi-fragili, e nella sua aureola termometamorfica.

Durante la risalita e messa in posto del Monzogranito di Monte Capanne, parte della sua copertura ligure (le Unità Ripanera e Lacona e probabilmente anche parte dell'Unità Monte Strega dell'Elba centrale) inizia a scollarsi ed a scivolare verso oriente lungo la Faglia dell'Elba Centrale (CEF in DINI, 1997a; MAINERI *et alii*, 2003). Simili fenomeni di scivolamento si sviluppano anche verso occidente (vedi la sovrapposizione dell'Unità Punta le Tombe non metamorfica sulle cornubianiti dell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia lungo la Faglia di Fetovaia) (TREVISAN, 1951; PERTUSATI *et alii*, 1993; BOUILLIN *et alii*, 1994; DANIEL & JOLIVET, 1995; BORTOLOTTI *et alii*, 2001b) (fig. 60A). A questi fenomeni di scarico attorno al plutone sono dovuti anche i piegamenti in cascata tardivi, osservabili nelle successioni dell'anello termometamorfico. Inoltre, durante il movimento delle Unità Lacona e Ripanera verso oriente, si attivò la circolazione di fluidi metasomatizzanti, lungo la superficie di scollamento (CEF), responsabili della sericitizzazione dei filoni aplitici e porfirici intrusi nelle sovrastanti Unità Ripanera e Lacona (6,7 Ma in MAINERI *et alii*, 2003). La Faglia dell'Elba Centrale porta probabilmente anche alla esposizione dei corpi laccolitici dell'Aplite di Capo Bianco al suo letto. Questi vengono poi erosi e mediante un trasporto fluviale depositati nella Toscana marittima durante il Messiniano superiore *p.p.*-Pliocene (i cosiddetti ciottoli "euritici" di PANDELI *et alii*, 2009).

A circa 5,9 Ma si mette in posto all'interno dell'Unità Porto Azzurro il Monzogranito di Porto Azzurro (fig. 60B) ed il suo corteo filoniano aplitico-microgranitico (alcuni di questi filoni arrivano ad intrudere anche l'Unità Ortano) producendo l'aureola termometamorfica che impronta le unità inferiori della pila tettonica dell'Elba centro-orientale (dall'Unità Porto Azzurro all'Unità Monticiano-Roccastrada) e formando, tra l'altro, vari corpi di *skarn* talora associati a giacimenti a magnetite dentro le Unità Porto Azzurro (miniere di Punta Calamita, del Ginevra e di Sassi Neri) e Unità Acquadolce (*skarn* di Punta delle Cannelle, di Porticciolo - Ortano e di Torre di Rio).

Di poco successiva all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro è la messa in posto del "filone di Monte Castello" (5,8 Ma) all'interno del sistema di faglie normali ad alto angolo a direzione NE-SO (faglie di Monte Castello e dell'Acqua Cavalla) che disloca l'Unità Monte Strega dell'Elba centro-orientale. Questo sistema di faglie (fig. 43) comprende le più antiche faglie normali ad alto angolo dell'edificio tettonico elbano e viene dislocato dalle faglie di trasferimento a direzione NO-SE (vedi Faglia di Cima del Monte, capitolo VIII.2.2.2.). Data la mancanza di datazioni radiometriche, resta ancora da chiarire se l'intrusione dei filoni di Capo d'Arco nell'Unità Acquadolce e dei filoni di Monte Capo Stella nell'Unità Monte Strega possa essere ricondotta allo stesso evento magmatico. Durante l'ascesa del Monzogranito di Porto Azzurro (ma posteriormente ai fenomeni di

metamorfismo termico) e immediatamente dopo l'intrusione del "filone di Monte Castello" si origina, al di sopra della cupola intrusiva e all'interno dell'incassante Unità Porto Azzurro, la Faglia a basso angolo di Zuccale. Questo elemento tettonico, tra i più importanti dell'Elba, provoca lo scollamento e a traslazione verso oriente, sull'Unità Porto Azzurro, dell'embrice tettonico (dall'Unità Ortano alle Unità Ripanera e Lacona) (fig. 60B). AIELLO I.W. *et alii* (2004) attribuiscono a queste fasi messiniane l'acquisizione dell'impronta magnetica inversa riscontrata nei diaspri dell'unità Monte Strega, analogamente anche ad altri diaspri dell'Unità Vara lungo la costa ligure-toscana. Questa rimagnetizzazione per gli autori è strettamente legata all'effetto dei fluidi magmatici e post magmatici in queste aree interne dell'orogene appenninico.

È verosimile pensare che fino all'attivazione della Faglia di Zuccale (fig. 43) la porzione più orientale dell'edificio tettonico (tra Porto Azzurro e Cavo) fosse ancora in contatto o almeno contiguo a quella affiorante nell'area tra la Spiaggia del Lido, Norsì e Monte Orello. Anche la Faglia di Colle Reciso, che sovrappone verso occidente l'Unità Monte Strega alle Unità Ripanera e Lacona, e la Faglia di Casa Unginotti presso Cavo sembrano legate allo stesso evento tettono-magmatico di risalita del Monzogranito di Porto Azzurro. Inoltre, è possibile che alcune delle superfici tettoniche di sovrascorrimento e/o scivolamento pre-intrusioni si siano riattivate durante questo stadio. Al termine di questi scorrimenti l'intero edificio è stato interessato da un blando piegamento (ELTER & PANDELI, 2001) che ha deformato anche le superfici tettoniche principali (es., vedi le ondulazioni della Faglia di Zuccale).

3 - STADIO POST-INTRUSIONI MAGMATICHE

Gli ultimi eventi geologici dell'Isola d'Elba sono legati allo sviluppo di faglie normali ad alto angolo (fig. 43) con direzione NS che sono ben riconoscibili non solo nei settori orientali dell'isola tra Porto Azzurro e Cavo, ma anche nell'area tirrenica circostante (es., Canale di Piombino) (fig. 60C). In particolare, queste faglie risultano sostanzialmente continue e hanno permesso la formazione di evidenti strutture positive (es., l'*Horst* di Rio Marina - Monte Calenzuolo), nonché probabilmente dell'area depressa del Canale di Piombino. Un'altra importante faglia a direzione in prevalenza circa meridiana è la Faglia Colle di Palombaia-Procchio, presente sul fianco orientale del Monte Capanne, che ribassa, verso la piana di Campo, le Unità Ripanera e Lacona, e la sottostante Faglia dell'Elba Centrale (CEF), rispetto alle rocce dell'anello termometamorfico (Unità Punta Polveraia-Fetovaia) del Monzogranito di Monte Capanne.

Le faglie dell'Elba orientale sono state successivamente sigillate dai corpi minerali ad ematite (per lo più con giacitura filoniana) datati a 5,3-4,8 Ma da LIPPOLT

et alii (1995). Nelle aree bacinali marine sono state messe in evidenza strutture riferibili a varie fasi deformative, prevalentemente postintrusive. In particolare nel Bacino di Capraia, poco a N dell'Isola d'Elba, sono ben rilevabili unità sedimentarie mioceniche pretortoniane interessate da strutture di tipo compressivo, che compaiono anche nell'area del Foglio. Già in passato la presenza di queste successioni in varie parti del Tirreno settentrionale aveva portato alla formulazione del concetto che i "bacini paleo tirrenici" (FANUCCI & NICOLICH, 1984) fossero generati per distensione, e successivamente deformati da un episodio compressivo a cui faceva seguito la vera e propria distensione tirrenica, iniziata nel Tortoniano. Nel contesto dei rapporti-isola-bacini occorre poi sottolineare che studi in corso evidenziano strutture tettoniche di tipo compressivo (e/o trans-pessivo) che hanno interessato nel Plio-Pleistocene la Dorsale di Pianosa, con il coinvolgimento di zone assai prossime alla costa sud-occidentale dell'isola e con fenomeni di inversione di strutture fragili normali antecedenti. Naturalmente non va sottovalutata l'importanza della tettonica verticale plio-pleistocenica che ha separato l'isola dalle aree bacinali intensamente subsidenti (in particolare il Bacino di Capraia). Rimangono non definiti alcuni problemi di una certa importanza: a) le cause della deformazione della Dorsale di Pianosa e la ragione per cui l'isola non sembra esserne implicata (inerzia legata alla presenza delle masse plutoniche?); b) il significato del grande sovrascorrimento crostale visibile su tutti i documenti sismici ad alta penetrazione (fig. 38), che sembra interessare le zone bacinali sia a N che a S dell'isola, ma che non ha apparente riscontro nelle strutture rilevabili sul terreno.

PROGETTO

CARG

X - RISORSE MINERARIE ED ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Le grandi risorse di minerali dell'Isola d'Elba (TANELLI *et alii*, 2001 *cum bibl.*), ed in particolare quelli ferriferi, hanno reso celebre questa piccola isola del Mediterraneo “generosa di inesausti metalli” (VIRGILIO, Eneide, X, 174) che è stata definita da LOTTI (1877) come un “meraviglioso museo all'aria aperta”. L'attività mineraria, che copre un intervallo temporale di oltre 2000 anni, fino alla chiusura dell'ultima miniera attiva, quella del Ginevro avvenuta nel 1981, ha lasciato profonde tracce non solo nel paesaggio elbano, ma anche nella evoluzione storico-culturale. In particolare, i giacimenti a Fe della costa orientale dell'Elba sono stati coltivati estesamente a partire dal I° millennio A.C. (prima Età del ferro), forse già a partire dall'VIII° secolo A.C., anche se le prime testimonianze certe di un'attività metallurgica si hanno solo nel VI° secolo A.C. a Populonia, e nel IV° secolo A.C. sul territorio elbano. Dopo un periodo di intensa coltivazione sotto il dominio romano, protrattosi fino al V° secolo D.C., si hanno scarse documentazioni di attività minerarie e metallurgiche fino all'XI° secolo quando la Repubblica di Pisa entrò in possesso delle miniere elbane, che mantenne sostanzialmente fino al XIV° secolo. Per i successivi quattro secoli le miniere caddero sotto la giurisdizione degli Appiani, che di fatto ne appaltarono la coltivazione ai Medici prima ed agli Asburgo-Lorena poi. Con il Congresso di Vienna (1815) tutta l'Elba, comprese quindi le miniere a Fe della parte orientale, venne inclusa nel Granducato di Toscana. Alle coltivazioni già effettuate sin da epoche antiche nelle zone di Rio Marina - Rio Albano, si affiancano nell'Ottocento i nuovi lavori minerari effettuati nel Promontorio del Monte Calamita ed a Terranera - Capo Bianco. Con l'Unità d'Italia le miniere elbane divennero proprietà demaniale e, a partire dal 1899, furono date in concessione a varie Società. L'estrazione mineraria fu poi progressivamente ridotta nel tempo per cause economiche e non per

esaurimento dei giacimenti fino alla chiusura della Miniera del Ginevra nel 1981. Si calcola che i giacimenti a ferro elbani nel loro complesso abbiano fornito non meno di 60 milioni di tonnellate di minerale.

I minerali ferriferi dell'Elba non hanno solo rappresentato una fonte di rilevante interesse economico-industriale e strategico, bensì anche un oggetto di primario interesse scientifico. Essi hanno infatti contribuito allo sviluppo delle conoscenze mineralogiche, minerogenetiche e giacimentologiche in campo internazionale (TANELLI, 1995a) a partire dai classici (*e.g.*, TEOFRASTO, STRABONE, DIODORO SICULO, PLINIO) per arrivare, attraverso i "padri" delle scienze mineralogiche nel '500-'600 (*e.g.*, BIRINGUCCIO, 1540; AGRICOLA, 1558; STENONE, 1669), ai più noti mineralisti dell'Ottocento e del Novecento (*e.g.*, DE L'ISLE, 1772; DOLOMIEU, 1784; HAUY, 1801; FORESI, 1865, 1867; COCCHI, 1871; D'ACHIARDI, 1873; ROSTER, 1876; LOTTI, 1887; MILLOSEVICH, 1914; CAROBBI & RODOLICO, 1976; MARINELLI, 1983; e molti altri).

1. - MINIERE

1.1. - GIACIMENTI FERRIFERI

I giacimenti a ferro ad ossidi prevalenti sono caratteristici dell'Elba orientale e sono legati alle quattro unità inferiori dell'edificio strutturale (Unità Porto Azzurro, Ortano, Acquadolce e Monticiano-Roccastrada). In particolare sulla base delle caratteristiche giaciturali e mineralogiche, si possono distinguere due principali tipologie di giacimenti a Fe, ovvero mineralizzazioni a prevalente ematite o a prevalente magnetite che, tra l'altro, fatta eccezione per Terranera, si trovano in due distinti areali, l'uno a N, l'altro a S di Rio Marina (fig. 61).

1.1.1. - *Mineralizzazioni a prevalente ematite (\pm pirite)*

Sono incassate per lo più in formazioni dell'Unità Monticiano-Roccastrada ("formazione di Rio Marina" e Gruppo del Verrucano), nonché nella soprastante cataclastite ("breccie di Rialbano") alla base della Falda Toscana (giacimenti di Rio Marina, Rio Albano, Terranera).

Le mineralizzazioni presentano varie giaciture e dimensioni, ovvero strati-formi, in ammassi ed in vene. In ogni caso, nel settore minerario che va da Cala Seregola - Rio Albano fino a Rio Marina ed in quello di Terranera, le strutture tettoniche prodottesi durante le fasi distensive controllano in modo marcato la giacitura dei corpi minerali (DEBENEDETTI, 1951, 1952; GILLIERON, 1959; DESCHAMPS *et alii*, 1983; BORTOLOTTI *et alii*, 2001b). In particolare, i principali corpi ad ematite-pirite (\pm limonitizzata) dei giacimenti di Rio Albano e di Rio Marina, associati

alla “formazione di Rio Marina” e al Gruppo del Verrucano, sono controllati da sistemi di faglie normali in gran parte con direzione circa N-S ed immersione ad E (es. Rio Marina), ma anche verso ovest (es. Le Conche, ad ovest del Fosso di Rialbano - Monte Sasserà). A Rio Marina, nell’area di Valle Giove, DESCHAMPS *et alii* (1983) riconoscono tuttavia la presenza di un particolare orizzonte litologico (“scisti verdi mineralizzati”) all’interno del Gruppo del Verrucano triassico, contenente delle mineralizzazioni stratiformi a pirite. Questo livello potrebbe rappresentare, secondo i suddetti autori, una testimonianza relick di un adunamento singenetico di Fe, la cui rimobilizzazione avrebbe dato luogo ai prevalenti corpi in vene ed ammassi estesamente coltivati. È invece assai peculiare la giacitura del giacimento di Rio Marina “profondo”, esplorato tramite sondaggi e coltivato parzialmente negli anni ‘50-‘60. Questa mineralizzazione, costituita anch’essa da ematite più o meno compatta e variabili quantità di pirite, è sviluppata lungo il contatto tettonico tra la “formazione di Rio Marina” ed i “calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove” (Calcari di Vigneria di GILLIERON, 1959) nella parte inferiore dell’Unità Monticiano-Roccastrada, ovvero in prossimità della superficie di sovrascorrimento con la sottostante Unità Acquadolce. Dai dati bibliografici risulta che i “calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove” risultano fortemente affetti da fenomeni di “*skarn*” e, pertanto, la presenza di mineralizzazioni ad ematite (anziché magnetite) in associazione a corpi di *skarn* costituisce un’interessante anomalia nel quadro dei giacimenti a Fe dell’Elba. Anche il giacimento ad ematite-pirite con cappelaccio limonitico di Terranera, incassato nella “formazione di Rio Marina”, è impostato lungo la Faglia normale ad alto angolo con direzione N-S, che mette in contatto le rocce paleozoiche con litotipi filladici dell’Unità Acquadolce (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a). La mineralizzazione interessa localmente anche faglie e le unità geologiche sottostanti, ovvero le “breccie di Zuccale” e il Complesso di Monte Calamita dell’Unità Porto Azzurro (cfr. LOTTI, 1886). Lo scavo risultante dai lavori minerari, dopo il loro abbandono, è stato riempito da acque in parte marine in parte dolci, andando a costituire il noto laghetto di Terranera, caratterizzato da un chimismo decisamente acido. Da notare che le mineralizzazioni di Terranera si trovano a breve distanza dalle mineralizzazioni di *skarn* di Punta delle Cannelle presso Capo d’Arco, pur non mostrando apparentemente con esse alcuna evidente relazione.

Nei suddetti corpi minerari la mineralizzazione principale ad ematite è accompagnata da variabili quantità di pirite e/o limonite (associazione di idrossidi di Fe, prevalentemente costituita da goetite). Secondo DEBENEDETTI (1952) a Rio Marina l’ematite tende ad occupare le porzioni più superficiali delle mineralizzazioni, mentre la pirite predomina in quelle più profonde, tanto da determinare l’interruzione della coltivazione una volta raggiunti dei tenori in S del *tout-venant* troppo elevati. La limonite, derivante in larga parte dall’alterazione meteorica della pirite, è particolarmente abbondante nei cantieri di Rio Albano e nella porzione

più occidentale della Miniera di Rio Marina (DEBENEDETTI, 1952). Sempre a Rio Marina e a Terranera, l'ematite è talora accompagnata anche da adularia. LIPPOLT *et alii* (1995) hanno ottenuto datazioni radiometriche dell'ematite (specularite) di 4,8-6,4 Ma a Rio Marina e di 7,3 Ma a Terranera con il metodo $^{238}\text{U}+^{230}\text{Th}/^4\text{He}$ e di 5,39 Ma, attraverso l'isocrona dell' ^3He ; gli stessi autori hanno ricavato una età di 5,32 Ma con il metodo K/Ar sulla adularia associata all'ematite. Dato che l'età dell'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro è di 5,9 Ma e che le mineralizzazioni interessano anche la cataclasite della Faglia di Zuccale, riteniamo significative, per le mineralizzazioni ad ematite dell'Elba orientale, solo le datazioni più recenti 5,4 Ma.

Ai minerali a ferro si accompagnano localmente anche numerose altre fasi, molte delle quali di interesse prevalentemente collezionistico (vedi TANELLI *et alii*, 2001). Una limitata coltivazione ha interessato delle locali concentrazioni di galena e bismutinite nei cantieri Falcacci e Zoccoletto a Rio Marina (DEBENEDETTI, 1952).

Da un punto di vista delle strutture e tessiture dei minerali ferriferi, l'ematite a Rio Marina si presenta in masse compatte, in forma ocrea e terrosa, ma anche in bellissimi cristalli, noti ed apprezzati in tutto il mondo, con *habitus* da micaceo a lamellare (le famose "rosette") o da lenticolare a romboedrico, o in forma di grossi cristalli ad aspetto metallico lucente (oligisto). Ulteriore caratteristica peculiare dei cristalli di ematite di Rio Marina è la loro iridescenza, dovuta soprattutto alla presenza di sottili pellicole di alterazione di idrossidi di Fe (goetite). Quest'ultima fase, che rappresenta il componente principale delle "limoniti", oltre che in masse terrose o compatte si ritrova anche in bellissime concrezioni stalattitiche. La pirite, in forma generalmente cubica o pentagonododecaedrica, è il minerale di Fe che, secondo gli studi di DESCHAMPS *et alii* (1983), si sarebbe formato per primo a Valle Giove (Rio Marina), per poi trasformarsi parzialmente in ematite (\pm adularia e pirite di seconda generazione) durante l'evento magmatico idrotermale mio-pliocenico. Vari studiosi, tra cui STRÜVER (1869), D'ACHIARDI (1873), PANICHI (1909), si sono interessati delle caratteristiche morfologiche della pirite di Rio Marina, che si presenta comunemente con *habitus* pentagonodecaedrico, risultante spesso dalla combinazione del pentagonododecaedro (210) con l'ottaedro (111) e/o il cubo (100).

La magnetite è invece un minerale abbastanza raro nelle zone minerarie di Rio Albano, di Rio Marina e di Terranera.

1.1.2. - Mineralizzazioni a prevalente magnetite (\pm solfuri)

Sono, incassate nelle Unità Porto Azzurro, Ortano ed Acquadolce (es. Ginevra, Sassi Neri, Calamita e Ortano).

Il carattere distintivo di questi giacimenti è dato dalla predominanza di ma-

gnetite come minerale utile di Fe (con la sola eccezione di Ortano, dove si sono coltivati i solfuri di Fe), e dall'associazione spaziale con corpi di *skarn*.

Il giacimento del Ginevro (magnetite \pm calcopirite \pm pirrotina \pm sfalerite \pm pirite e rara galena) è situato nella costa orientale del Promontorio del Monte Calamita (6 in fig. 61): è costituito da due lenti subparallele con direzione circa N-S ed immersione ad O, la più occidentale delle quali ha un'estensione di circa 200 m (lunghezza) x 25 m (larghezza) x 90 m (profondità) (GILMERON, 1959). Tali lenti sono associate ad un particolare tipo di *skarn* a Fe-pargasite (\pm grossularia \pm plagioclasio \pm epidoto \pm actinolite \pm pirosseno diopsidico-hedembergite \pm ilvaite \pm titanite) che sfuma verso l'esterno in un guscio di cornubianiti calciche che presentano un contatto concordante con le rocce paleozoiche incassanti (Complesso di Monte Calamita). Secondo DIMANCHE (1971) queste cornubianiti, che hanno successivamente subito una parziale trasformazione in *skarn*, sarebbero l'unica testimonianza di un protolito carbonatico all'interno del Complesso di Monte Calamita.

Situazione per molti aspetti simile si riscontra nel giacimento dei Sassi Neri, situato più a N del precedente (7 in fig. 61). Anche qui un piccolo lago si è formato in seguito all'invasione da parte del mare degli scavi di coltivazione effettuati a cielo aperto. Il giacimento è costituito da due corpi mineralari a magnetite e silicati di *skarn*, posti a quote diverse, aventi giacitura sub-orizzontale, lunghezza intorno a 160 m e spessore variabili tra 1 e 20 m (TANELLI *et alii*, 2001). Sia al Ginevro che ai Sassi Neri si osservano numerose apliti che tagliano il Complesso di Monte Calamita e mostrano parziali fenomeni di metasomatosi con formazione di *skarn*.

La situazione giaciturale del giacimento di Punta Calamita, situato nella parte meridionale del promontorio, è diversa. Infatti, qui le mineralizzazioni a magnetite prevalente sono localizzate entro le formazioni cristalline essenzialmente carbonatiche triassico-giurassiche ("formazione di Tocchi" *p.p.* e "marmi delle Calanchiole"), talora brecciate, presenti a tetto del Complesso di Monte Calamita (5 in fig. 61). I litotipi carbonatici sono stati interessati da intensi processi metasomatici, che hanno portato alla formazione di due principali tipi di *skarn*, l'uno a granato (andradite) prevalente, l'altro ad ilvaite-hedenbergite. La magnetite si trova in ammassi e lenti di forma e dimensione variabili all'interno dei due tipi di *skarn*. Specialmente nei cantieri settentrionali (es., Macei e Vallone) sono stati anche parzialmente coltivati corpi a solfuri (pirrotina \pm pirite, calcopirite, sfalerite, arsenopirite) al contatto tra le mineralizzazioni a magnetite e gli *skarn* a granato andraditico-spessartinico. Sono caratteristici di questa area mineraria anche minerali di alterazione (quali azzurrite, malachite, allofane cuprifero e crisocolla) e anche rame nativo.

Altri giacimenti di questo tipo sono presenti sulla costa orientale dell'Isola d'Elba tra Capo d'Arco e Rio Marina, nonché nell'immediato entroterra. In particolare, nell'area di Ortano - Porticciolo, posta poco più a Sud di Rio Marina, i

giacimenti (Ortano, 3 in fig. 61 e Tignatoio, 2a in fig. 61) sono localizzati nelle formazioni marmoree-calcescistose alla base dell'Unità Acquadolce, nonché nella sottostante cataclasite ad elementi prevalentemente marmorei ("breccie di Ortano"). A Ortano sono stati coltivati dei corpi a solfuri prevalenti (pirite, pirrotina ± calcopirite, e scarsa magnetite, ematite, sfalerite e galena) associati a *skarn* ad hedenbergite, ilvaite, quarzo e calcite, mentre nella Miniera del Tignatoio il minerale principale estratto era limonite con quantità minori di pirite, pirrotina, calcopirite ed arsenopirite. In entrambe le miniere la mineralizzazione risulterebbe legata ad un sistema di faglie normali, a prevalente direzione N-S ad immersione verso E, e subordinatamente anche a faglie a direzione E-O (GOTTARDI, 1962).

Nell'area mineraria di Capo d'Arco veniva coltivata limonite, ma originariamente si dovevano avere caratteristiche simili al giacimento di Ortano, in quanto localmente associati all'idrossido di Fe sono stati rinvenuti anche pirite, magnetite, pirrotina, ematite, calcopirite e arsenopirite.

La magnetite, minerale di gran lunga prevalente in questo settore minerario, presenta la caratteristica peculiare, di essere spesso pseudomorfa di ematite lamellare (COCCO & GARAVELLI, 1954). D'altra parte, studi recenti (TANELLI *et alii*, 2001) hanno evidenziato come anche i cristalli idiomorfi di magnetite, se opportunamente trattati con reagenti chimici, mostrino delle strutture lamellari riconducibili al medesimo fenomeno della pseudomorfosi su probabile ematite, con successiva ricristallizzazione. In alcuni casi, gli attacchi di struttura hanno anche evidenziato un passaggio da un *habitus* cubico (nucleo del cristallo) ad uno rombododecaedrico (*habitus* esterno). Secondo i suddetti autori, la magnetite di Sassi Neri e Calamita risulta di genesi precedente rispetto alle fasi di *skarn* cui si trova associata, essendo spesso tagliata da venuzze contenenti soprattutto Fe-pargasite (Sassi Neri) o grossularia ed andradite (Calamita). Al Ginevra, invece, la magnetite sarebbe coeva con i silicati di *skarn*, particolarmente grossularia e Fe-pargasite (DIMANCHE, 1971). La pirite si presenta in cristalli pentagonododecaedrici, cubici o ottaedrici.

I solfuri rappresentano in genere delle fasi tardive nella sequenza paragenetica delle mineralizzazioni in esame. Tra di essi, hanno una certa importanza la pirrotina (sia monoclinica che esagonale: TANELLI, 1977), particolarmente abbondante ad Ortano e Calamita, e la pirite, presente un pò dovunque anche se mai in quantità particolarmente rilevanti. La pirite, secondo NATALE (1974), presenta una tipica zonatura caratterizzata da un nucleo centrale a "bassa cristallinità" di tipo framboideale, del tipo di quello osservato in altri giacimenti a Fe come Niccioleta, in Toscana meridionale, o nelle Alpi Apuane (cfr. BENVENUTI *et alii*, 1986).

Da segnalare infine la presenza, nella Miniera di Calamita, di alcuni rari minerali secondari, tra cui la minguzzite $[K_3Fe(C_2O_4)_3 \cdot 3 H_2O]$, un raro minerale "organico" scoperto per la prima volta proprio a Calamita da GARAVELLI (1955).

1.1.3. - *Genesi dei giacimenti*

Per quanto riguarda la genesi dei suddetti giacimenti a ferro, sono due le principali linee di pensiero che storicamente si sono fronteggiate: le teorie “plutoniste - epigenetiche” da un lato, e le teorie “singenetico-metamorfiche” dall’altro.

Teorie “plutoniste-epigenetiche”

Secondo i fautori storici di queste teorie (DE LAUNAY, 1906; LOTTI, 1929; STELLA, 1933; BENEIO, 1952; DEBENEDETTI, 1952; GILLIERON, 1959) i giacimenti a Fe elbani dovrebbero la loro formazione interamente ed esclusivamente ai processi magmatici e magmatico-idrotermali connessi alle intrusioni mio-plioceniche. In altre parole, le intrusioni avrebbero fornito sia l’energia che la materia per i giacimenti: “...appare quindi logico che i giacimenti ferriferi... siano da riguardarsi come depositi formatisi per processi di estrazione magmatica da quel granito terziario” (= Monzogranito di Porto Azzurro) (LOTTI, 1929). In tempi più recenti, sulla scorta delle nuove acquisizioni in campo geochimico e giacimento-logico, favorite in modo rilevante dalle tecnologie di indagine analitica sempre più raffinate (spettroscopia elettronica, inclusioni fluide, isotopi, ecc.), altri autori hanno proposto modelli genetici “plutonisti” più raffinati e complessi, secondo i quali le intrusioni avrebbero rappresentato sempre la sorgente di calore, ma non necessariamente (o esclusivamente) quella dei fluidi e degli elementi da essi trasportati (WAGNER, 1980; MARINELLI, 1983; DECHOMETS, 1985). MARINELLI (1983), ad esempio, suggerisce che la sorgente del Fe vada ricercata in “soluzioni generate da processi di granitizzazione periferica degli *stock* intrusivi” con mobilitazione del metallo dalla biotite magmatica.

Teorie “singenetico-metamorfiche”

Il modello genetico proposto da vari altri autori (DESCHAMPS *et alii*, 1983; TANELLI, 1983; ZUFFARDI, 1990; LATTANZI *et alii*, 1994; TANELLI *et alii*, 2001) invoca invece l’esistenza di una fase metallogenica precedente l’evento tettono-magmatico appenninico. In particolare questo evento pre-appenninico, singenetico, potrebbe essere stato caratterizzato da apporti di Fe in contesti geologici di tipo sedimentario e/o vulcano-sedimentario. Questa ipotesi deriva dal fatto che la maggior parte delle mineralizzazioni a ferro (es., quelle di Rio Marina e di Terranera) si collocano in un determinato orizzonte stratigrafico, indipendentemente dall’attuale pertinenza strutturale. BODECHTEL (1965) a questo proposito sottolineava che le mineralizzazioni di Fe dell’Elba e di altri distretti della Toscana si trovano sempre “nei 150-200 metri superiori della serie permo-triassica il calcare dolomitico del Reticco (= Calcarea Cavernosa *Auctt.*) costituisce sempre il

tetto del giacimento”. In particolare, la porzione permo-carbonifero/triassica delle Unità Porto Azzurro e Monticiano-Roccastrada sembra rappresentare l’incassante preferenziale dei giacimenti ferriferi elbani (cfr. anche TANELLI & LATTANZI, 1983). A proposito dell’esistenza di corpi minerari a ferro singenetici, DESCHAMPS *et alii* (1983) ipotizzano per il giacimento di ematite e pirite di Valle Giove (Rio Marina) un precursore triassico rappresentato da degli scisti piritosi (“scisti verdi mineralizzati”), ricchi in clorite poi trasformata in biotite, associati al Gruppo del Verrucano: la concentrazione di Fe potrebbe essere dovuta ad apporti di ferro “lateritico” continentale (cfr. ANNONI *et alii*, 1980) e/o vulcano-esalativo, tenuto conto della accertata presenza di un vulcanismo permo-triassico (cfr. MARTINI *et alii*, 1986; PANDELI *et alii*, 1994; PANDELI, 2002). A possibili apporti di Fe di tipo vulcano-esalativo e/o sedimentario in uno stadio pre-appenninico fanno riferimento vari altri autori, tra cui BODECHTEL (1965), TANELLI (1983), ZUFFARDI (1990) e TANELLI *et alii* (2001). Durante l’evento magmatico appenninico si sarebbero poi verificati fenomeni di metamorfismo, metasomatosi e rimobilizzazione a vari livelli degli accumuli singenetici.

Per i giacimenti a ferro legati ai corpi di *skarn* dell’Isola d’Elba restano comunque aperti alcuni nodi problematici, ovvero:

- a S di Rio Marina, in corrispondenza dei giacimenti di magnetite “associati” a *skarn*, la magnetite appare precedente ai silicati di *skarn* (Calamita, Sassi Neri) e/o pseudomorfa su ematite (Calamita, Sassi Neri, Ortano) (COCCO & GARAVELLI, 1954; TANELLI *et alii*, 2001);
- le intrusioni correlate agli *skarn* elbani (di tipo “granitico”) sono più acide rispetto a quelle comunemente trovate in associazione a giacimenti di *skarn* a magnetite (di tipo dioritico: EINAUDI *et alii*, 1981);
- il minerale di ferro originario è ematite e non magnetite, come nella stragrande maggioranza dei giacimenti di *skarn* del mondo;
- al Ginevro, quantunque la magnetite sia giudicata da DIMANCHE (1971) coeva con lo *skarn* ad anfibolo, non ne è stata accertata l’eventuale pseudomorfosi su ematite, rilevata in tutti gli altri casi;
- il peculiare giacimento a solfuri di Ortano - Tignatoio, pur associato a corpi di *skarn*, sembra impostato lungo sistemi di faglie normali con andamento coincidente con quelle nelle quali sono ospitati i corpi minerari ad ematite della vicina area di Rio Marina.

Questi dati pongono dei seri interrogativi sulla fondatezza di una correlazione genetica oltre che spaziale tra mineralizzazioni ferrifere e *skarn* all’Elba.

1.2. - ALTRE RISORSE MINERARIE

A parte i giacimenti a ferro, sull’isola sono stati coltivati le seguenti mineralizzazioni (fig. 59):

- a rame (dall'epoca pre-romana al Monte Perone, Pomonte, Punta Le Tombe, Santa Lucia, Colle Reciso - Monte Orello, Norsi, Acqua Calda), associate alle rocce serpentinitiche e, subordinatamente, ai basalti;

- a magnesite (nel 19° e 20° secolo a San Piero - San Florio e Sant'Ilario), in vene e filoni, anch'esse associate alle rocce ofiolitiche;

- manganese (nel 20° secolo ai Magazzini e Volterraio) nei diaspri dell'Unità Monte Strega;

Inoltre sono coltivati i corpi intrusivi di apliti porfiriche (Aplite di Capo Bianco) affette da metasomatizzazione potassica (le cosiddette "euriti", utilizzate come fondenti per le industria ceramica; MAINERI *et alii*, 2003) presenti nella parte basale dell'Unità Ripanera (Miniera della Crocetta-Buraccio a nord della Piana di Mola), all'interno del Porfido di Portoferraio. Erano coltivate anche nelle cornubianiti del versante nord-orientale del Monte Capanne (Miniera di San Rocco, a nord di Marciana).

2. - RISORSE LAPIDEE

La distribuzione areale delle cave delle risorse lapidee è riportata in fig. 61. La risorsa lapidea più nota e utilizzata già dall'Epoca Romana sono le rocce "granitoidi" del Monte Capanne ed in particolare quelle della facies di San Piero con tessitura più uniforme. Le cave attualmente attive sono la Cava Corridoni presso San Piero e alcune piccole cave nella Valle Buia (nell'entroterra di Seccheto). In passato sono state attive altre cave, oltre quelle dell'area di San Piero e di Seccheto (Valle Buia e Polveraia; in entrambe sono ancora visibili abbozzi di colonne in alcuni specchi di cava), quali quelle di Sant'Ilario e di Cavoli (in prossimità del mare). Particolarmente le cave di Cavoli e di Seccheto-Valle Buia, per la facilità di imbarco del materiale, sono state utilizzate in antichità per colonne ed ornamenti di importanti monumenti romani (es., Pantheon, Colosseo), paleocristiani (es. le basiliche di San Giovanni in Laterano e di San Paolo fuori le mura a Roma), medioevali (es. il Duomo ed altre chiese di Pisa), del 400'-600' (es. le famose vasche chiamate "tazze" del Giardino di Boboli a Firenze. Probabilmente a questo giardino era destinata anche l'incompiuta scultura de "La Nave", abbandonata su di un pianoro presso Cavoli), e del '700 (es. la Reggia di Caserta) fino al '900 (es. la stazione di Santa Maria Novella e lo stadio di Campo di Marte a Firenze). Nelle cave ancora attive si estraggono blocchi principalmente per la produzione di cordoli stradali ed, in minor misura, di scale, piastrelle per pavimentazione esterna e oggetti da decorazione (vasi, fontane, portali, vasche, caminetti, ecc.).

Anche le rocce marmoree ("litofacies dei marmi della Valdana" alla base dell'Unità Acquadolce) sono state oggetto di estrazione (come risulta dalle cave

della Valdana, dell'area del Residence di Capo d'Arco e di Ortano), così come il Calcare Massiccio della Falda Toscana presso Cavo. Queste rocce sono state utilizzate anche come refrattario per l'industria siderurgica di Piombino e, in tempi meno recenti, anche di quella di Portoferraio, quando era in attività.

Le "serpentiniti" a tetto dell'Unità Acquadolce sono state coltivate a Monte Fico, tra Ortano e Rio Marina, fino a tempi recenti, sempre per l'industria siderurgica.

Infine, sono ancora in attività le cave di Calcari a Calpionelle di Colle Reciso (in passato estratto anche a Crestinone presso Magazzini), utilizzato come materiale da costruzione o pietra.

3. - IDROGEOLOGIA

I dati riportati in questo capitolo provengono dal lavoro di BENCINI & PRANZINI (1986), cui si rimanda per maggiori particolari.

Nell'Isola d'Elba la piovosità media minima di 600 mm/a caratterizza tutte le aree costiere meridionali e, a nord, solo il Promontorio di Portoferraio. Il massimo assoluto si colloca a Marciana, nel versante N di Monte Capanne, con valori intorno ai 950 mm/a per scendere, verso NE, a 880 mm/a sulle aree costiere intorno a Procchio. Altri massimi relativi si hanno nell'area centrale dell'isola sulla dorsale di Monte San Martino (750 mm/a) e nella parte orientale nella zona di Cavo (750 mm/a), per decrescere fino a 650 mm/a nella zona di Rio Marina. Questa distribuzione delle piogge è da imputare più all'esposizione ai venti che non all'orografia dell'isola: infatti i venti dominanti soffiano da NE e da N.

L'isola è caratterizzata da un clima mite (T media annua calcolata di 15,2°C).

L'indice di aridità (metodo di DE MARTONNE, 1926) per tutta l'isola mostra che nel periodo estivo si hanno due mesi di clima arido e due di clima semiarido tra aprile e settembre.

Il drenaggio superficiale dell'isola è poco gerarchizzato (vedi cap. III.1).

Il censimento delle sorgenti dell'isola eseguito nel 1950 ne elencava 129. Di queste nel 1986 ne rimanevano attive 100; le cause principali del prosciugamento sarebbero l'abbassamento delle falde freatiche e l'incuria. Nel 1986 però venivano rilevate 65 nuove sorgenti, portando quindi il numero delle sorgenti attive a 165. Oltre novanta di queste alimentano gli acquedotti comunali.

Adottando la classificazione di DESIO (1963) si riconoscono 75 sorgenti di emergenza, 63 di faglia o frattura, 25 di contatto e 3 di sbarramento. Ben 47 di quelle classificate di emergenza sono sul Monte Capanne (per lo più nei sabbioni di copertura e nel monzogranito microfratturato e alterato).

Solo 13 sorgenti hanno una portata superiore ad 1 l/s e di queste solo 8 hanno una portata maggiore di 2 l/s. Escludendo quelle captate per gli acquedotti, solo

le sorgenti di Fosso Malocci (Marina di Campo) hanno portate (da 3 a 10 l/s a seconda della stagione) interessanti per ulteriori captazioni. La portata totale media nell'isola è intorno ai 66 l/s, che rappresenta l'1,6% degli afflussi meteorici. Se ne deduce che il ruolo delle sorgenti nel ciclo idrologico dell'isola è molto scarso e quindi la permeabilità media delle rocce risulta molto bassa.

L'influenza della temperatura dell'aria su quella delle acque è importante, quindi le acque provengono da zone poco profonde. Poche sono le eccezioni, tra queste la sorgente "Acquacalda" di Lacona (70 m s.l.m.), legata al contatto basalti/serpentiniti che, avendo una temperatura costante intorno ai 20°C, potrebbe avere un ciclo idrico abbastanza profondo.

Dal punto di vista geochimico BENCINI *et alii* (1986) riportano, per 11 sorgenti, i valori di pH, di conducibilità elettrica, di durezza, le analisi chimiche quantitative complete riguardo a Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} .

Le sorgenti sono distribuite su tutta l'isola e sono rappresentative delle litologie più diffuse.

Le acque delle sorgenti nel Monzogranito di Monte Capanne sono clorurato-alcaline, bicarbonato-alcaline e bicarbonato-alcaino-terrose (vicino al contatto con le ofioliti dell'anello metamorfico). Le sorgenti situate nella "formazione di Marina di Campo", nei "basalti" e nei Calcari a Calpionella rientrano nel campo delle acque bicarbonato-alcaino-terrose. La sorgente nei "diaspri di Monte Alpe" è geochimicamente molto vicina a quelle del monzogranito, ma per la maggiore quantità di Ca^{2+} e Mg^{2+} è spostata nel campo delle acque solfato-alcaino-terrose. Le sorgenti del Complesso di Monte Calamita rientrano nel campo delle acque clorurato-alcaline. Per gli Autori queste sono fortemente contaminate dall'acqua marina (sotto forma di aerosol).

Nelle piane costiere maggiori, dove la stragrande maggioranza dei pozzi intercetta il livello freatico, il sistema acquifero si può considerare come monostrato. Va purtroppo aggiunto che praticamente tutte le falde di queste pianure sono inquinate dall'acqua del mare e che, in molti casi, il grado di potabilità è fortemente compromesso.

La Piana di Marina di Campo è la più estesa dell'isola. I suoi acquiferi sono costituiti dai livelli di sabbie e ghiaie intercalati nei limi, dalle ghiaie presenti sopra il substrato e, vicino alla costa, dalle sabbie marine. La coltre alluvionale arriva a spessori anche di 50 m. La falda ha gradienti idraulici bassi (1%). A settembre l'incrocio con il livello del mare avviene oltre un km all'interno della linea di riva. Sulla base delle analisi geochimiche BENCINI *et alii* (1986), pensano che in origine le acque fossero bicarbonato-alcaino-terrose, in accordo anche con le litologie del substrato, successivamente sarebbero state contaminate dall'acqua marina e, specialmente quelle più prossime alla costa, sarebbero diventate clorurato-alcaline, come è dimostrato anche dalla conducibilità elettrica che in

settembre supera il valore di 2.000 μS .

La Piana di Portoferraio può essere divisa in due parti, una, ad occidente, molto piatta, rappresentata dal bacino del Torrente della Madonna, l'altra, ad oriente, dalla piana costiera di San Giovanni. Nella prima il gradiente idraulico è dell'1% nella seconda oltre il 2%. In settembre questa falda si deprime fortemente ed a valle l'intersezione del livello del mare con la tavola d'acqua si sposta di 700 m verso terra.

L'acquifero è formato da livelli e ghiaie limose, sabbie e sabbie limose. Sulla base delle analisi geochimiche effettuate da BENCINI *et alii* (1986) le acque rientrano nel campo delle acque solfato-alcalino-terrose e nelle clorurato-alcalino-terrose.

La falda della Piana di San Giovanni è preservata dall'ingressione di acqua marina, sia per l'alto gradiente idraulico sia per la natura fortemente limosa delle alluvioni vicine alla costa.

La Piana di Schiopparello è formata da due sistemi vallivi che si amalgamano solo vicino alla costa. I depositi sono essenzialmente limosi con percentuali variabili di sabbia e ghiaia e, nell'area di una vecchia palude costiera a Schiopparello, limoso-argillosi.

Il gradiente idraulico delle falde è alto, compreso tra 2 e 2,5%.

L'acquifero è molto povero, con bassa permeabilità, fatto che, unitamente all'alto gradiente idraulico (2,5-2,7%), ostacola l'ingressione in falda dell'acqua marina, come è confermato anche dai valori della conducibilità elettrica.

La Piana della Mola, nella parte centrale, ha un modesto acquifero (spessori bassi della coltre alluvionale) e molto inquinato dall'acqua marina in tutte le stagioni. Nella spiaggia di Mola l'acquifero risulta formato da acque solfato-alcalino-terrose, con inquinamento trascurabile da parte dell'acqua del mare. Gli autori spiegano questa stranezza col fatto che la piana interna sia inquinata da acqua marina introdotta da fratture nel substrato, mentre nella zona costiera il substrato filladico molto impermeabile e la natura fortemente limosa dei sedimenti ostacolano l'infiltrazione di acqua marina.

Le Piane di Porto Azzurro e di Barbarossa hanno ambedue una modesta coltre alluvionale ed i pozzi pescano anche nell'acquifero del substrato.

I depositi alluvionali sono formati per lo più da limi sabbiosi. La superficie della falda, a differenza delle altre piane, è sempre sopra il livello del mare ed ha un alto gradiente idraulico (3%).

La conducibilità elettrica è sempre bassa, con un piccolo incremento nella stagione secca.

La geochimica delle acque di un pozzo della parte medio-alta della Valle del Fosso del Botro, ne indica la natura bicarbonato-alcantino -terrosa.

La buona qualità di queste acque è spiegata con la presenza sulla costa delle rocce scistose e abbastanza impermeabili che le preservano dall'infiltrazione di acqua marina.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia sentitamente la Prof.ssa Gloria Ciarapica (Università di Perugia) per la lettura di alcune parti del manoscritto e per gli utili suggerimenti ed il Prof. Lorenzo Rook (Università di Firenze) per l'esame critico dei dati paleontologici della Grotta di Reale. Infine si ringrazia la dott.ssa Maria De Luca-Cardillo per il supporto tecnico per la compilazione di queste note.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PASSERINI P., PRINCIPI G. & TREVES B. (1986) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 23-44.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., PRINCIPI G. & TREVES B. (1994) - *Oceanisation processes and sedimentary evolution of the Northern Apennine ophiolite suite: a discussion*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 117-136.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. In: SESTINI G. (Ed.), *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., **4**: 207-249.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980) - *Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust*. In: ROCCI G. (Ed.), *Tethyan ophiolites, Western area*. Ofioliti, Spec. Issue, **1**: 59-96.
- 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. (2003) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 248 La Spezia*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Roma, 204 pp.
- AGRICOLA G. (1558) - *De ortu et causis subterraneorum*. Froben, Basilea, 470 pp.
- AIELLO E., BARTOLINI C., GABBANI G., BRIZZOLARI E., CLERICI C., ORLANDO L. & SALVATI L. (1980) - *Studio della piattaforma continentale medio-tirrenica per la ricerca di sabbie metallifere; 3, Dal Canale di Piombino a Golfo di Stella (Isola d'Elba)*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 319-340.
- AIELLO E., BARTOLINI, GABBANI G., ROSSI S., VALLERI G., CERTINI L., CLERICI C. & LENAZ R. (1979) - *Studio della piattaforma continentale medio-tirrenica per la ricerca di sabbie metallifere: 1) Da Capo Linaro a Monte Argentario*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 495-525.
- AIELLO E., BRUNI P. & SAGRI M. (1977) - *Depositi canalizzati nei flysch cretacei dell'Isola d'Elba*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 297-329.
- AIELLO I.W. (1997) - *Le rocce biogeniche silicee pelagiche della Tetide Occidentale (Giurassico)*. Tesi di Dottorato, Univ. Firenze e Parma, 215 pp.
- AIELLO I.W., HAGSTRUM J. & PRINCIPI G. (2004) - *Late Miocene remagnetization within the internal sector of the Northern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **383**: 1-14.
- ALOISI P. (1910) - *Cassiterite dei filoni tormaliniferi di San Piero in Campo (Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., **26**: 78-83.
- ANNONI A., FONTANA A., GELMINI R., GORGONI C. & SIGHINOLI G. (1980) - *Geochemistry of carbonate rocks and ferruginous horizons in the Verrucano in southern Tuscany - Palaeoenvironmental and paleogeographic implications*. Palaeo. Palaeo. Palaeo., **30**: 1-16.
- ARGAND A. (1924) - *La tectonique de l'Asie*. 13° Intern. Geol. Congr., Liege 1922, pp. 171-372.
- ARTINI E. (1941) - *Le rocce*. Hoepli, Milano, 767 pp.
- AZZAROLI A., BORSELLI V. & RUSTIONI M. (1990) - *Nuovi ritrovamenti di fossili continentali in alcune isole minori dell'Arcipelago Toscano*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **97**: 15-30.
- BABBINI A. (1996) - *Geologia Ile Liguridi dell'Elba centrale tra la Piana di San Giovanni (Portoferraio) e M. Capo Stella, ad ovest dell'allineamento Poggio Corsetti - Bucine*. Tesi di Laurea inedita. Univ. Firenze, 92 pp.
- BABBINI A., BORTOLOTTI V., CORTI S., DINI C., FAZZUOLI M., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2001) - *Carta geologica dell'Elba Centrale e Orientale*. DB Map, Firenze. In: BORTOLOTTI V., FAZZUOLI M., PANDELI E., PRINCIPI G., BABBINI A. & CORTI S. (2001a) - *Geology of Central and Eastern Elba Island, Italy*. Ofioliti, **26** (2a): 97-151.
- BAGNOLI G., GIANELLI G., PUXEDDU M., RAU A., SQUARCI P. & TONGIORGI M. (1979) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 99-116.
- BALESTRIERI M.L., PANDELI E., CAROSI R. & MONTOMOLI C. (2010) - *Age and temperature constraints on metamorphism and exhumation of the Tuscan Metamorphic Units, Northern Apennines, Italy*. 85° Congr. SGI, Pisa settembre 2010. Rend. online Soc. Geol. It., **11**: 389-390.

- BARBERI F. & INNOCENTI F. (1965) - *Le rocce cornubianitico-calcaree dell'anello termometamorfico del Monte Capanne (Isola d'Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **72**: 306-398.
- BARBERI F. & INNOCENTI F. (1966) - *I fenomeni di metamorfismo termico nelle rocce peridotitico-serpentinose dell'aureola del Monte Capanne (Isola d'Elba)*. Period. Mineral., **25**: 735-768.
- BARBERI F., BRANDI G.P., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI G., RICCI C.A., SQUARCI P., TAFFI L. & TREVISAN L. (1969a) - *Isola d'Elba, Foglio 126*. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., E.I.R.A., Firenze.
- BARBERI F., DALLAN L., FRANZINI M., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI R., RICCI C.A., SQUARCI P., TAFFI L. & TREVISAN L. (1967a) - *Carta geologica dell'Isola d'Elba alla scala 1:25.000*. E.I.R.A., Firenze, 1967 (due fogli). Ofioliti, **26** (2a).
- BARBERI F., DALLAN L., FRANZINI M., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI R., SQUARCI P., TAFFI L. & TREVISAN L. (1969b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 126 Isola d'Elba*. Serv. Geol. d'It., **32** pp.
- BARBERI F., INNOCENTI F. & RICCI C.A. (1967b) - *Il complesso scistoso di Capo Calamita (Isola d'Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **74**: 579-617.
- BARLETTA S., BARTOLINI C., CASELLI G., DEL BONO G.L. & REGINI E. (1976) - *Morfologia dei fondali prospicienti le coste dell'Elba Orientale fra la Rada di Portoferraio e il Golfo Stella*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1253-1261.
- BARRETT T.J. (1980) - *The Pb isotopic composition of Jurassic cherts overlying ophiolites in the North Apennines*. Earth Planet. Sci. Lett., **49**: 193-204.
- BARRETT T.J. (1981) - *Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded cherts overlying ophiolites in the North Apennines, Italy*. Chem. Geol., **34**: 289-317.
- BARRETT T.J. (1982) - *Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded cherts overlying ophiolites in the North Apennines, Italy*. Sedimentology, **29**: 353-373.
- BARTOLE R. (1995) - *The North Thyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system: constraints for a geodynamic model*. Terra Nova, **7**: 7-30.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D. & BRANCOLINI G., (1991) - *Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1991/1): 115-140.
- BARTOLINI C., BERNABINI M., BURRAGATO F. & MAINO A. (1986) - *Rilievi per placers sulla piattaforma continentale del Tirreno centro settentrionale: Progetto Finalizzato CNR Oceanografia e Fondi Marini - Sottoprogetto "Risorse minerarie". Rapporto Tecnico Finale, p. 97-117*
- BARTOLINI C., CLERICI C., GABBANI G., LENAZ R. & ROSSI S. (1979a) - *Studio della piattaforma continentale medio-tirrenica per la ricerca di sabbie metallifere: risultati e prospettive*. Atti Conv. Sci. Naz. Oceanografia e fondi marini, Roma, Marzo 1979, p. 535-547.
- BARTOLINI C., FANUCCI F., GABBANI G., ROSSI S., VALLERI G. & LENAZ R. (1979b) - *Studio della piattaforma continentale medio-tirrenica per la ricerca di sabbie metallifere; 2, Dall'Isola d'Elba a Livorno*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 327-352.
- BATES R.L. & JACKSON J.A. (1987) - *Glossary of Geology*, Am. Geol. Inst., Alexandria, Virginia, 788 pp.
- BATINI F., BERTINI G., GIANELLI G., PANDELI E. & PUXEDDU M., (1983) - *Deep structure of the Larderello field: contribution from recent geophysical and geological data*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 219-235.
- BAUMGARTNER P.O. (1984) - *A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites*. Ecl. Geol. Helv., **77** (3): 729-837.
- BAUMGARTNER P.O., O'DOHERTY L., GORICAN S., URQUHART E., PILLEVUIT A. & DE WEVER P. (Eds.) (1995) - *Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolaria of the Tethys: occurrences, systematics, biochronology*. Mem. Geol., **23**, 1162 pp.
- BECCALUVA L., PICCARDO G.B. & SERRI G. (1980) - *Petrology of Northern Apennines ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites*. In: A. PANAYIOTOU. (Ed.), Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979, p. 314-331.
- BELLINCIONI D. (1958) - *Rapporti tra "Argille scagliose" ofiolitifere, Flysch e calcare nunnulitico*

- nell'Elba centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **77** (2): 112-132.
- BELLUIGI A. (1942) - *La ricerca geofisica delle sabbie ferrifere*. L'Industria Miner. d'It. d'oltremare, Roma, **16**: 159-164.
- BENCINI A. & PRANZINI G. (1986) - *Le risorse idriche dell'Isola d'Elba*. Tecchi Ed., Pisa, 89 pp.
- BENE0 E. (1948) - *Guida schematica alla geologia dell'Isola d'Elba*. Atti Congr. Miner. It., 1948, p. 3-21.
- BENE0 E. (1952) - *Sulle ricerche minerarie sulla costa orientale dell'Isola d'Elba*. Boll. Serv. Geol. d'It., **74**: 9-24.
- BENE0 E. & TREVISAN L. (1943) - *I lineamenti tettonici dell'Isola d'Elba*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **68**: 7-18 (1945).
- BENVENUTI M., BORTOLOTTI V., CONTICELLI S., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2001a) - *Meeting EL.I.C.A. 97. Pre-meeting transect Corsica - Elba - Southern Tuscany Guidebook. 2. A. Introduction*. Ofioliti, **26** (2a): 321-330.
- BENVENUTI M., BORTOLOTTI V., FAZZUOLI M., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2001b) - *Meeting EL.I.C.A. 97. Pre-meeting transect Corsica - Elba - Southern Tuscany Guidebook. 2. B. Eastern Elba*. Ofioliti, **26** (2a): 331-346.
- BENVENUTI M., LATTANZI P. & TANELLI G. (1986) - *The Ba-Fe-pyrite deposit of Buca della Vena, Apuan Alps, Italy*. Rend. S.I.M.P., **42**: 347-358.
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1991/1): 155-178.
- BIANCHI E. (1943) - *Alcuni effetti delle oscillazioni del livello marino sulla morfologia dell'Elba orientale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., **52**: 23-26.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1973) - *Fission track ages of zircons and apatites from Northern Apennine ophiolites*. Fortschr. Mineral., **50**: 51-53.
- BIRINGUCCIO (1540) - *De la pirotechnia libri X*, Venezia.
- BOCCALETTI M., BONAZZI U., COLI M., DECANDIA F., ELTER P., PUCCINELLI A., RAGGI G., VERANI M. & ZANZUCCHI G. (1977) - *Problemi stratigrafico-strutturali dell'Elba centro-orientale*. Prog. Fin. Geodinamica-Sottoprog. Modello Strutturale, Gruppo Appennino Settentrionale. Tipolitografia Gino Capponi, Firenze, 15 pp.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L., (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the Peri-Thyrrhenian area during Neogene*. Palaeo. Palaeo. Palaeo., **77**: 41-50.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZARETTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHIL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and the Northern Apennines*. Nature, **234**: 108-111.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**(2): 201-216.
- BOCCALETTI M. & PAPINI P. (1989) - *Ricerche meso e microstrutturali sui corpi ignei neogenici della Toscana. 2: L'intrusione del M. Capanne (Isola d'Elba)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 699-710.
- BOCCALETTI M., PAPINI P. & VILLA I.M. (1987) - *Modello strutturale e cronologico del M. Capanne (Elba)*. Rend. S.I.M.P., **42**: 300-301.
- BODECHTEL J. (1964a) - *Stratigraphie und Tektonik der Schuppenzone Elbas*. Geol. Rundsch., **53**: 25-41.

- BODECHELT J. (1964b) - *Die Hämatit-Magnetit-Paragenese in den Eisenerzen der Toskana und der Insel Elba und ihre genetische Deutung*. Fortschr. Mineral., **41**: 168-169.
- BODECHELT J. (1965) - *Zur Genese des Eisenerze der Toskana und der Insel Elba*. N. Jb. Miner. Abh., **103**: 147-162.
- BONATTI S. & MARINELLI G. (1953) - *Appunti di litologia elbana*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 473-489.
- BORSI S & FERRARA G. (1971) - *Studio con il metodo K/Ar dei rapporti cronologici tra le rocce costituenti il complesso intrusivo dell'Isola d'Elba*. Rend. S.I.M.P., **27**: 323.
- BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (2003) - *The Bargonasco - Upper Val Graveglia ophiolitic succession, Northern Apennines, Italy*. Ofioliti, **28**: 137-140.
- BORTOLOTTI V., CELLAI D., CHIARI M., VAGGELLI G. & VILLA I.M. (1995) - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of Apenninic ophiolites: 3. Plagiogranites from Sasso di Castro, Northern Tuscany, Italy*. Ofioliti, **20**: 55-65
- BORTOLOTTI V., CELLAI D., MARTIN S., PRINCIPI G., TARTAROTTI P. & VAGGELLI G. (1994a) - *Ultramafic rocks from the eastern Elba island ophiolites (Tyrrhenian Sea, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 195-202.
- BORTOLOTTI V., CELLAI D., VAGGELLI G. & VILLA I.M. (1991) - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Apennine ophiolites: 2. Basalts from the Aiola sequence, Southern Tuscany, Italy*. Ofioliti, **16**: 37-42
- BORTOLOTTI V., FAZZUOLI M., PANDELI E., PRINCIPI G., BABBINI A. & CORTI S. (2001a) - *Geology of Central and Eastern Elba Island, Italy*. Ofioliti, **26** (2a): 97-151.
- BORTOLOTTI V., GARDIN S., MARCUCCI M. & PRINCIPI G. (1994b) - *The Nisportino Formation: a transitional unit between the Mt. Alpe Cherts and the Calpionella Limestones (Vara Supergroup, Elba Island, Italy)*. Ofioliti, **19**: 349-365.
- BORTOLOTTI V., MARTIN S., PRINCIPI G., TARTAROTTI P. & VAGGELLI G. (1991) - *Le sequenze ofiolitiche dell'Elba orientale: aspetti geologici e petrografici*. Atti Ticin. Sci. Terra., **34**: 71-74.
- BORTOLOTTI V., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2001b) - *The geology of the Elba Island: an historical introduction*. Ofioliti, **26** (2a): 79-96.
- BORTOLOTTI V., PICCARDO G.B. & PRINCIPI G. (1984) - *Primary relationships between cpx-gabbros and Fe-gabbros near Fetovaia, Elba Island, Italy*. Ofioliti, **9**: 89-92.
- BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. & TREVES B. (2001c) - *Ophiolites, Ligurides and the tectonic evolution from spreading to convergence of a Mesozoic Western Tethys segment*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.), *Anatomy of an orogen. The Apennines and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Acad. Publ., p. 151-164
- BOUILLIN J.P. (1983) - *Exemples de déformations locales liées à la mise en place de granitoïdes alpins dans des conditions distensives: l'île d'Elbe (Italie) et le Cap Bougaroun (Algérie)*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., **24**: 101-116.
- BOUILLIN J.-P., BOUCHEZ J.-L., LESPINASSE P. & PECHER A. (1993) - *Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba Island, Italy)*. Earth Planet. Sci. Lett., **118**: 263-279.
- BOUILLIN J.P., BOUCHEZ J.L. & PECHER A. (1992) - *Magnetic/magmatic structures of the 6 My-old granite of Elba Island (Italy): a witness of the opening of the Tyrrhenian Sea*. In: AGU 1992 Spring Meeting. Eos, Trans. Am. Geophys. Union. **73** (14) Suppl., 282 pp.
- BOUILLIN J.P., POUPEAU G. & SABIL N. (1994) - *Etude thermo-chronologique de la dénudation du pluton du Monte Capanne (île d'Elbe, Italie) par les traces de fission*. Bull. Soc. Géol. France., **165** (1): 19-25.
- BOWN P.R., RUTLEDGE D.C., CRUX J.A. & GALLAGHER L.T. (1998) - *Lower Cretaceous*. In: P.R. BOWN (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, British Micropal. Soc. Publ. Series, p. 87-131.
- BOZZO E., CORRADO G., ELENA A., FAGGIONI O. & PINNA E. (1984) - *Magnetic anomalies and deep crustal structure along the Elba-Levanto-Ottone-Varzi line*. Boll. Geof. Teof. Appl., **26**: 67-75.
- BRESLAU L.R. & EDGERTON H.E. (1972) - *The Gulf of La Spezia, Italy: A case history of seismic-sedimentologic correlation*. The Mediterranean Sea; A natural sedimentation laboratory, p. 177-188.
- BUCHER K. & FREY M. (1994) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, Berlin, 318 pp.
- BURCHIETTI G., FAZZUOLI M. & MANNORI G. (1998) - *Stratigrafia e tettonica*. In: M. FAZZUOLI (a cura

- di), *Il Colle di Monsummano Alto: le Pietre e le acque: aspetti geologico-ambientali*. Pacini Ed., Pisa, p. 17-33.
- BURNETT J.A. (1998) - *Upper Cretaceous*. In: P.R. BOWN (Ed.), *Calcareous nannofossil Biostratigraphy*, British Micropal. Soc. Publ., Series, p. 132-199.
- BUSSY F. (1990) - *Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoides calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie)*. Mém. Géol., **7**, 309 pp.
- CADISCH J. (1929) - *Zur Geologie der Insel Elba*. Verhandl. Natur. Gesell. Basel, **40**: 52-61.
- CALANCHI N., DAL RIO G. & PRATI A. (1976) -. *Miniere e minerali dell'Elba orientale*. Ed. Cacciari, Bologna, 102 pp.
- CAMPBELL R. H. (1975) - *Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California*, USGS, Prof. Paper, **851**, 51 pp.
- CARELLA M., FULIGNATI P., MUSUMECI G. & SBRANA A., (2000) - *Metamorphic consequences of Neogene thermal anomaly in the Northern Apennines (Radicondoli-Travale area, Larderello geothermal field-Italy)*. Geodin. Acta, **13**: 345-366.
- 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**: 1257-1303.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provencal Domain and the Northern Apennines*. Terra Nova, **7**: 128-137.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CAROBBI G. & RODOLICO F.(1976) - *I minerali della Toscana*. Studi Acc. La Colombaria, Olshki, Firenze.
- CAROSI R., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P.C. (2004) - *Late tectonic evolution of the Northern Apennines: the role of contractional tectonics in the exhumation of the tuscan units*, Geodin. Acta, **17**: 253-273.
- CASSANO E., ANELLI L., CAPPELLI V., GIORI I & LA TORRE P. (2001) - *The Island of Elba-Northern Tyrrhenian Sea, aeromagnetic and gravity data*. Ofioliti, **26** (2a): 153-160.
- CENTAMORE E., DRAMIS F. & FEDERICI P.R. (1988) - *Superfici di spianamento relitte e vicende morfotettoniche dell'Isola d'Elba*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**: 155-160.
- CHANNEL J.E.T. & MARESCHAL J.C., (1989) - *Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the tyrrhenian rift*. In: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.), *Alpine tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **45**: 285-302.
- CHIARI M., CORTESI G. & MARCUCCI M. (1994) - *Radiolarian biostratigraphy of the Jurassic cherts of the Northern Apennines*. Ofioliti, **19**: 307-312.
- CHIARI M., MARCUCCI M. & PRINCIPI G., 2000. *The age of radiolarian cherts associated with the ophiolites in the Apennines (Italy) and Corsica (France): A revision*. Ofioliti, **25**: 141-146.
- CHIOCCI F.L., ORLANDO L. & TORTORA P. (1986) - *Interpretazione di una sequenza stratigrafica evidenziata con una indagine sismica ad alta risoluzione*: Mem. Soc. Geol. It., **35**: 785-790.
- CHIOCCI F.L., ORLANDO L. & TORTORA P. (1991) - *Small-scale seismic stratigraphy and paleogeographical evolution of the continental shelf facing the SE Elba Island (northern Tyrrhenian Sea, Italy)*. J. Sedim. Petrol., **61**: 506-526.
- CIARAPICA G., CIRILLI S. & PASSERI L. (1982) - *La serie triassica del M. Cetona (Toscana meridionale) e suo confronto con quella di La Spezia*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 155-167.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI E., TRINCIANTI E. & ZANINETTI L. (1987) - *"Anidriti di Burano" et "Formation du Monte Cetona" (Nouvelle Formation), biostratigraphie de deux séries-types du Trias supérieur dans l'Apennin septentrional*. Rev. Paléobiol., **6** (2), 341-409.
- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia Appennino Ligure)*. Atti Ticin. Sci. Terra, **35**: 199-211.

- COCCHI I. (1871) - *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba*. Mem. Comitato Geol., 1.
- COCCO G. & GARAVELLI C. (1954) - *Studio di alcuni problemi geochimici relativi al giacimento di ferro di Capo Calamita (Elba)*. Rend. S.I.M.P., **10**: 269-350.
- COCOZZA T., LAZZAROTTO A. & VAI G. B. (1974) - *Flysch e molassa ercinici del Torrente Farma (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 115-128.
- COHEN K.N., FINNEY S.C., GIBBARD P.L. & FAN J.-X. (2013 updated to 2014) - *The ICS International Chronostratigraphic Chart*. Episodes, **36**: 199-204.
- COLANTONI P. & BORSETTI A.M. (1973) - *Geologia e stratigrafia dell'Isola Pianosa (Arcipelago Toscano, Mar Tirreno)*. Giorn. Geol., **29**: 287-302.
- COLI M., CONTICELLI S., PANDELI E., MORATTI G., PAPINI P. & TOMMASINI S. (2001) - *Meeting EL.I.C.A. 97. Pre-meeting transect Corsica - Elba - Southern Tuscany Guidebook. 2. C. Western Elba*. Ofioliti, **26** (2a): 347-356.
- COLLET L.W. (1938) - *La Corse, Elbe et l'Apennin, du point de vue tectonique*. Bull. Soc. Géol. France, **8**: 737-753.
- COLLETTINI C. & BARCHI M.R. (2004) - *A comparison of structural data and seismic images for low-angle normal faults in the Northern Apennines (Central Italy): constraints on activity*. In: G.I. ALSOP & R.E. HOLDSWORTH (Eds.), *Flow processes in faults and shear zones*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **224**: 95-112.
- COLLETTINI C. & HOLDSWORTH R.E. (2004) - *Fault zone weakening processes along low-angle normal faults: insights from the Zuccale Fault, Isle of Elba, Italy*. J. Geol. Soc. London, **161**: 1039-1051.
- COLLETTINI C., DE PAOLA N. & GOULTY N.R. (2006) - *Switches in the minimum compressive stress direction induced by overpressure beneath a low-permeability fault zone*. Terra Nova, **18**: 224-231.
- COLLETTINI C., NIEMEIJER A., VITI C. & MARONE C. (2009) - *Fault zone fabric and fault weakness..* Nature, Letters, **462**: 907-911.
- COLLINA-GIRARD J. (1999) - *Observation en plongée de replats d'érosion eustatique a l'Île d'Elbe (Italie) et a Marie-Galante (Antilles); une séquence bathymétrique mondiale? C.R. Acad. Sci., Serie II. Sci. Terre Plan., **328**: 823-829.*
- CONTI M. & MARCUCCI M. (1986) - *The onset of radiolarian deposition in ophiolite successions of the Northern Apennines*. Marine Micropal., **11**: 129-138.
- CONTICELLI S., BORTOLOTTI V., PRINCIPI G., LAURENZI M.A., D'ANTONIO M. & VAGGELLI G. (2001) - *Petrology, mineralogy and geochemistry of a mafic dike from Monte Castello, Elba Island, Italy*. Ofioliti, **26** (2a): 249-262.
- CONTRUCCI I., MAUFFRET A., BRUNET C., NERCESSIAN A., BETHOUX N. & FERRANDINI J. (2005) - *Deep structure of the North Tyrrhenian Sea from multi-channel seismic profiles and on land wide angle reflection/refraction seismic recording (LISA cruise)*. Geodynamical implications. Tectonophysics, **406**: 141-163.
- CORNELIUS C.D. (1957) - *Plutonik der Capanne Massivs*. Ph.D. Thesis, Univ. Frankfurt am Main.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1987) - *Note alla "Carta geologica delle ofioliti del Bracco" e ricostruzione della paleogeografia Giurassico-Cretacica*. Ofioliti, **12**: 261-342.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. & VERCESI G. (1981) - *Carta geologica delle ofioliti del Bracco*. S.E.L.C.A., FIRENZE, in: CORTESOGNO L., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1987) - *Note alla "Carta geologica delle ofioliti del Bracco" e ricostruzione della paleogeografia Giurassico-Cretacica*. Ofioliti, **12**: 261-342.
- CORTI S., DINI C., PANDELI E. & PRINCIPI G. (1996) - *Le unità tettoniche dell'Isola d'Elba orientale (Toscana): nuovi dati ed ipotesi di correlazione*. 78ª Riunione Estiva Soc. Geol. It. "Geologia delle Dolomiti". Riassunti, p. 75-76
- COSTANTINI A., GANDINA A., MATTIAS P.P., SANDRELLI F. & TURI B. (1980) - *Un'ipotesi per l'interpretazione paleogeografica della formazione di Tocchi*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 203-216.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G.F. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 306 Massa Marittima*. Serv. Geol. d'It., Roma, 172 pp.

- CREMASCHI M. & TROMBINO L. (1998) - *Eolianites, sea level changes and paleowinds in the Elba Island (Central Italy) during Late Pleistocene*. In: A.J. BUSACCA (Ed.), *Dust aerosols, loess soils and global change*. Washington State Univ. College Agricult. Home Econ., Pullman, WA, p. 131-134.
- CREMONESI G. (1967) - *La grotta sepolcrale di San Giuseppe nell'Isola d'Elba. Notizia preliminare*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie A, **74** (2): 427-430.
- CREMONESI G. & GRIFONI CREMONESI R. (2001) - *La grotta sepolcrale eneolitica di San Giuseppe all'Isola d'Elba*. Collana Origines, Firenze, 274 pp.
- D'ACHIARDI A. (1873) - *Mineralogia della Toscana*, 2 vv., Ed. Nistri, Pisa - Ristampa anast., Forni, 1976, Bologna.
- DANA J.D. (1873) - *On some results of the Earth contraction from cooling, including a discussion of the origin of the mountains and nature of the Earth interior, Part I*. Am. J. Sci., 3 (5), **30**, 423-443.
- DANIEL J.M. & JOLIVET L. (1992) - *Extension ductile, granites et ouverture de la Mer Tyrrhénienne*. 14^e Réunion Sci. Terre «Macro et micro regards sur la terre», **14**, 47 pp.
- DANIEL J.M. & JOLIVET L. (1995) - *Detachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrhenian Sea)*. Bull. Soc. Géol. France, **166**: 341-354.
- DEBENEDETTI A. (1951) - *Osservazioni sui giacimenti di pirite dell'Elba*. L'Ind. Min., **2**: 445-450.
- DEBENEDETTI A. (1952) - *Osservazioni geologiche sulle zone minerarie dell'Isola d'Elba*. Boll. Serv. Geol. d'It., **74**: 53-85.
- DECANDIA F.A. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Le unità tettoniche del Monte Argentario (Toscana meridionale)*. In: 70^e Congr. Soc. Geol. It., Siena 1980. *L'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'Appennino settentrionale*. Libretto guida, p. 91-103.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - *La "serie ridotta" nel quadro dell'evoluzione geologica della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 181-191.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1969) - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (Nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Ser A, **76**: 1-9.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (2001) - *Structural features of southern Tuscany, Italy*. Ofioliti, **26**: 287-300.
- DECHOMETS R. (1985) - *Sur l'origine de la pyrite et des skarns du gisement, en contexte évaporitique, de Niccioleeta (Toscane, Italie)*. Mineral. Dep., **20**: 201-210.
- DEINO A., KELLER J.V.A., MINELLI G. & PIALLI G. (1992) - *Datazioni ⁴⁰Ar/³⁹Ar del metamorfismo dell'Unità di Ortano-Rio Marina (Isola d'Elba): risultati preliminari*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1992/2**: 187-192.
- DE LAUNAY L. (1906) - *La métallogénie de l'Italie*. 10th Intern. Geol. Congr., Mexico.
- DEL CAMPANA D. (1909-10) - *Mammiferi quaternari della Grotta di Reale presso Porto Longone (Isola d'Elba)*. Mondo Sotterraneo, **6** (1-2): 1-23.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle Formazioni I - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. Ser 3, **7**: 1-128.
- DE L'ISLE J.-B.L. DE LA ROMÉ (1772) - *Essai de cristallographie*. Ed. Didot jeune, Knapen & Delaguette.
- DELLAVALLE G. (1994) - *Alcune cavità dell'Isola d'Elba*. TALP, Riv. Federazione Speleol. Toscana, **10**: 39-48.
- DEL TREDICI F. (1990) - *Studio del giacimento a skarn di Sassi Neri (Isola d'Elba)*. Tesi di Laurea, Univ. Firenze, 200 pp.
- DE MARTONNE E. (1926) - *Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité*. La Météorologie, **2**: 449-459.
- DESCHAMPS Y. (1980) - *Contibution à l'étude des gisements de Pyrite-Hématite de Rio Marina (Ile d'Elbe, Italie). Approche pétrographique, géochimique et structurale*. Thèse Doct. 3^e cycle spécial. Univ. Claude Bernard, Lyon, 492 pp.
- DESCHAMPS Y., DAGALLIER G., MACAUDIER J., MARIGNAC C., MAINE B. & SAUPÉ F. (1983) - *Le gisement de Pyrite-Hématite de Valle Giove (Rio Marina, Ile d'Elbe, Italie). Contribution à la connaissance des gisements de Toscane - I. Partie I*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **63**: 149-165.

- DESIO A. (1973) - *Geologia applicata all'ingegneria*. Hoepli, Milano, 3ª Ed., 1193 pp.
- DE STEFANI C. (1894) - *Le flore carbonifera e permiana del Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb., **9**: 180-184.
- DE STEFANI C. (1914) - *Fossili paleozoici dell'Isola d'Elba*. Rend. R. Acc. Lincei, **23**: 906-913.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. J. Sedim. Petr., **40**: 695-707.
- DIMANCHE F. (1971) - *Les minéraux de magnetite et les skarns du Ginevra (Ile d'Elbe - Italie)*. Mineral. Dep., **6**: 356-379.
- DINI A. (1997a) - *The porphyritic rocks ("rocce porfiriche") of the Island of Elba: geology, geochronology and geochemistry*. Plinius, **17**: 130-136.
- DINI A. (1997b) - *REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in granitoid rocks of Tuscan Magmatic Province (Italy): preliminary data on the porphyritic rocks of the Island of Elba*. Plinius, **18**: 101-102.
- DINI A. & LAURENZI M. (1999) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of shallow-level granitic intrusions, Elba Island, Italy*. Plinius, **22**: 157-158.
- DINI A., FARINA F., INNOCENTI F., ROCCHI S. & WESTERMAN D.S. (2007) - *Monte Capanne Pluton revisited 40 years after Giglia's contributions*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 126-128.
- DINI A., INNOCENTI F., ROCCHI S., TONARINI S. & WESTERMAN D.S. (2002) - *The magmatic evolution of the late Miocene laccolith-pluton-dyke granitic complex of Elba Island, Italy*. Geol. Mag., **139**: 257-279.
- DINI A., INNOCENTI F., ROCCHI S., & WESTERMAN D.S. (2004) - *The late Miocene Christmas-tree laccolith complex of the Island of Elba*. In: G. PASQUARÉ, C. VENTURINI & G. GROPELLI (Eds.), *Mapping geology of Italy*. APAT - Serv. Geol. d'It., SELCA Firenze, p. 249-258.
- DINI A., MAZZARINI F., MUSUMECI G. & ROCCHI S. (2008) - *Multiple hydro-fracturing by boron-rich fluids in the Late Miocene contact aureole of eastern Elba Island (Tuscany, Italy)*. Terra Nova, **20**: 318-326.
- DINI A., TONARINI S., INNOCENTI F., ROCCHI S. & WESTERMAN D.S. (1996) - *Le "rocce porfiriche" dell'Isola d'Elba: geologia, geocronologia e geochimica*. Plinius, **16**: 111-112.
- DOGLIONI C. (1994) - *Foredeeps versus subduction zones*. Geology, **22**: 271-274.
- D'OREFICE M., DRAMIS F., FEDERICI F., GRACIOTTI R., MOLIN P. & RIBOLINI A. (2009) - *Carta Geomorfologica dell'Arcipelago Toscano*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **86**, 107 pp.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R. & CAPITANIO F. (2007) - *Le eolitaniti dell'Isola d'Elba: I depositi del Promontorio del M. Calamita e del Golfo di Viticcio*. Il Quaternario, Intern. J. Quatern. Sci., **20** (1): 21-44.
- DURAND DELGA M. (1984) - *Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 185-329.
- DURANTI S., PALMERI R., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1992) - *Geological evolution and metamorphic petrology of the basal sequences of Eastern Elba (Complex II)*. Acta Vulcan., MARINELLI, **2**: 213-229.
- EBHERARDT P. & FERRARA G. (1962) - *Confirmation of the absolute age of the granodiorite outcrop in Elba Island with potassium-argon measurements*. Nature, **196**: 665-666.
- EINAUDI M.T., MEINERT L.D., NEWBERRY R.J. (1981) - *Skarn deposits*. Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., p. 317-391.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1990) - *Alpine and Hercynian orogenic phases in the Basement rocks of the Northern Apennines (Larderello Geothermal field, Southern Tuscany, Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **83** (2): 241-264.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1993) - *Alpine tectono-metamorphic framework of the Tuscan Paleozoic (Southern Tuscany, Italy)*. Ann. Tect., **7**: 71-84.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1994) - *Caratteri petrografici e strutturali del basamento metamorfico nel sottosuolo dell'area geotermica di Travale-Radicondoli (Toscana meridionale, Italia)*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. **1994/1**: 103-112.

- ELTER F.M. & PANDELI E. (2001) - *Structural evolution of anchi-/epimetamorphic units of Central and Eastern Elba (Ortano, Acquadolce, Monticiano-Roccastrada and Gràssera Units)*. *Ofoliti*, **26** (2a): 219-228.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (2002) - *The HP-LP meta-ophiolitic unit and Verrucano of the Cala Grande area in the Argentario Promontory (Southern Tuscany, Italy): structural-metamorphic evolution and regional considerations*. *Ofoliti*, **27**: 91-102.
- ELTER F.M. & SANDRELLI F. (1995) - *La fase post-nappe della Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino Settentrionale*. *Atti Ticin. Sci. Terra*, **37**: 173-193.
- ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**: 359-375.
- ERIKSSON L. & SAVELLI C. (1989) - *Magnetic anomalies and magmatic events in and around the island of Elba (northern Tyrrhenian Sea)*. In: *Geological aspects and tectonic evolution of Mediterranean seas*. *Marine Geol.*, **87**: 85-93.
- FACCENNA C., BECKER T. W., LUCENTE F. P., JOLIVET L., & ROSSETTI F. (2001), *History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean*. *Geophys. J. Int.*, **145**: 809-820.
- FANUCCI F. & NICOLICH R. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un "bacino marginale"*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **27**: 97-110.
- FANUCCI F., FIRPO M., MIRABILE L. & PICCAZZO M. (1979) - *Risultanze di una campagna di sismica a riflessione sul margine continentale del Mar Ligure, da Genova a Livorno*. *Ann. Ist. Univ. Navale Napoli*, p. 47-48.
- FANUCCI F., LENAZ R., ROSSI S. & ZARUDZKI F.K. (1982) - *Evoluzione plio-quadernaria della piattaforma continentale dell'Isola d'Elba*. *Atti 5° Congr. Naz. A.I.O.L.*, Stresa 1982, p. 475-493.
- FARINA F., DINI A., INNOCENTI F., ROCCHI S. & WESTERMAN D.S. (2010) - *Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **122**: 1463-1479.
- FAZZUOLI M. & MAESTRELLI-MANETTI O. (1973) - *I nuclei mesozoici di Monsumano, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**: 39-79.
- FAZZUOLI M. & SGUAZZONI G. (1986) - *Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **31**: 59-84.
- FAZZUOLI M., FOIS E. & TURI A. (1988) - *Stratigrafia e sedimentologia dei "Calcari e marne a Rhaetavivula contorta" Auct. (Norico-Retico) della Toscana nord-occidentale. Nuova suddivisione formazionale*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **94**: 561-618.
- FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANI F. (1994) - *Considerations on the sedimentary and structural evolution of the Tuscan Domain since Early Liassic to Tortonian*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48** (1): 31-50.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI G. (1985) - *Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **30**, 159-201.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) - *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **40**: 111-124.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1993) - *L'Isola d'Elba: un laboratorio di geocronologia*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **49**: 227-232.
- FERRARA G., HIRT B., MARINELLI G. & TONGIORGI E. (1961) - *I primi risultati della determinazione con il metodo Rubidio-Stronzio dell'età di alcuni minerali dell'Isola d'Elba*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80** (2): 145-150.
- FINETTI I.R., BOCCALETTI M., BONINI M., DEL BEN A., GELETTI R., PIPAN M. & SANI F. (2001) - *Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern Apennines-Adriatic Sea*. *Tectonophysics*, **343** (3-4): 135-163.
- FORESI R. (1865) - *Dell'età della pietra all'Isola d'Elba, e di altre cose che le fanno accompagnatura*. Lettera di R. Foresi al Prof. I. Cocchi. *Tipogr. del Diritto*, Firenze.
- FORESI R. (1867) - *Sopra una collezione composta di oggetti antistorici trovati nelle isole dell'Arcipelago toscano e inviata alla mostra univiale di Parigi*. Lettera di R. Foresi al Prof. L.

Simonin. Firenze.

- FORSYTH MAJOR C. (1873) - *Remarques sur quelques mammifères post-Tertiaires de l'Italie, suivies de considérations générales sur la faune des mammifères post-Tertiaires*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **15** (5): 1-27.
- GAGNEVIN D., DALY J. & POLI G. (2004) - *Petrographic, geochemical and isotopic constraints on magma dynamics and mixing in the Miocene Monte Capanne monzogranite (Elba Island, Italy)*. Lithos, **78**: 157-195.
- GAGNEVIN D., DALY J. & POLI G. (2008) - *Insights into granite petrogenesis from quantitative assessment of the field distribution of enclaves, xenoliths and K-feldspar megacrysts in the Monte Capanne pluton, Italy*. Miner. Mag., **72**: 925-940.
- GAGNEVIN D., DALY J. & KRONZ A (2010) - *Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system*. Contrib. Miner. Petrol., **159**: 579-596.
- GAGNEVIN D., DALY J., POLI G. & MORGAN D. (2005) - *Microchemical and Sr isotopic investigation of zoned K-feldspar megacrysts: insights into the petrogenesis of a granitic system and disequilibrium crystal growth*. J. Petrol., **46**: 1689-1724.
- GARAVELLI C. (1955) - *Un nuovo minerale tra i prodotti secondari del giacimento di Capo Calamita (Isola d'Elba)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, 18 pp.
- GARFAGNOLI F., MENNA F., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2005) - *The Porto Azzurro Unit (Mt. Calamita Promontory, southeastern Elba Island, Tuscany): stratigraphic, tectonic and metamorphic evolution*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **3**: 119-138.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Miner. Petrogr. Acta, **12**: 69-97.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1977) - *Northern Apennine ophiolites: an ancient trascurrent fault zone*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 53-58.
- GIANELLI G. & RUGGIERI G. (2002) - *Evidence of a contact metamorphic aureole with high-temperature metasomatism in the deepest part of the active geothermal system of Larderello*. Geothermics, **31**: 443-474.
- GILLIERON F. (1959) - *Osservazioni sulla geologia dei giacimenti di ferro dell'Elba orientale*. L'Ind. Miner., **10**: 1-10.
- GLANGEAUD L. (1957) - *Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas Nord-Africain*. Bull. Soc. Géol. France, **6**: 867-891.
- GOTTARDI G. (1962) - *Solfuri ed ossidi di ferro del giacimento di Ortano (Isola d'Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., **66**: 327- 341.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., AGTERBERG F.P., BLEEKER W., COOPER R.A., DAVYDOV V., GIBBARD P., HINNOV L., HOUSE M.R., LOURENS L., LUTERBACHER H-P., MCARTHUR J., MELCHIN M.J., ROBB L.J., SHERGOLD J., VILLENEUVE M., WARDLAW B.R., ALI J., BRINKHUIS H., HILGEN F.J., HOOKER J., HOWARTH R.J., KNOLL A.H., LASKAR J., MONECHI S., POWELL J., PLUMB K.A., RAFFI I., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B., SHACKLETON N.J., SHIELDS G.A., STRAUSS H., VAN DAM J., VEIZER J., VAN KOLFSCHOTEN TH. & WILSON D. (2004) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 589 pp.
- GRECO L. & CAMANZI A. (1941) - *Relazione sui giacimenti di sabbie ferrifere di alcune spiagge sottomarine del litorale italiano*. Ric. Sci., **12**: 900-907.
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI G. & TONARINI S. (1992) - *Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: thirty years after Marinelli's model*. Acta Vulcan., **2**: 247-265.
- HANDY M.R., SCHMID S.M., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNUOLLI D. (2010) - *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth Sci. Rev., **102**: 121-158.
- HAUY . (1801) - *Traité de minéralogie*. Impr. Delance, Paris, 332 pp.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET

- J. P., D'AGOSTINO N. & PARRA, T. (1998) - *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the Tyrrhenian Sea*. J. Geoph. Res., **103**: 12123-12160.
- JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFE B., MICHARD A. & JOURDAN C. (1990) - *Ductile extension in Alpine Corsica*. Geology, **18**: 1007-1010.
- JUTEAU M., MICHARD A., ZIMMERMANN J.L. & ALBAREDE F. (1984) - *Isotopic heterogeneities in the granitic intrusion of Monte Capanne (Elba Island, Italy) and dating concepts*. J. Petrol., **25**: 532-545.
- KAHLER F. & KAHLER G. (1968) - *Einige sudeuropäische Vorkommen von Fusulinden*. Mitt. Geol. Ges. Wien, **61**:40-60.
- KASTENS K.A. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107*. In: K.A. KASTENS *et alii* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 3-26.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J.E.T., CURZI P., EMEIS K., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORI M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1140-1156.
- KELLER J.V.A. & PIALI G. (1990) - *Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 413-425.
- KERRICK D.M., Ed. (1991) - *Contact metamorphism*. Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral., **26**, 847 pp.
- 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*. J. Struct. Geol., **8**: 781-798.
- LATTANZI P. & TANELLI G. (1985) - *Le mineralizzazioni a pirite, ossidi di Fe e Pb-Zn (Ag) della zona di Nicciololetta (Grosseto)*. Rend. S.I.M.P., **40**: 385-408.
- 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*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 613-625.
- LE MAITRE R., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE J., LE BAS M., SABINE P., SCHMID R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLLEY A. & ZANETTIN B. (1989) - In: R.W. LE MAITRE (Ed.), *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LIPPOLT H., WERNICKE R.S. & BAHR R. (1995) - *Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): Concordant (U+Th)-He and K-Ar ages*. Earth Planet. Sci. Lett., **132**: 43-51.
- LOTTI B. (1884) - *Carta geologica dell'Isola d'Elba alla scala 1:25.000*. R. Uff. Geol. d'It., Roma.
- LOTTI B. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **2**, 254 pp.
- LOTTI B. (1987) - *Relazione sulle miniere di ferro dell'Isola d'Elba*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **3**.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **13**, 484 pp.
- LOTTI B. (1929) - *I depositi dei minerali metalliferi*. L'Indust. Min., Genova, 236 pp.
- MAINERI C., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P., DINI A., LATTANTI P., RUGGERI G. & VILLA I.M. (2003) - *Sericitic alteration at the La Crocetta deposits (Elba Island, Italy): interplay between magmatism, tectonic and hidrothermal activity*. Mineral. Dep., **38**: 67-86.
- MALATESTA A. (1950) - *Sulla Grotta di Reale a Porto Azzurro (Elba)*. Riv. Sci. Preist., **5**: 90-94.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-254.
- MALLEGNI F. (1973) - *Studio antropologico dei resti scheletrici rinvenuti nella grotta di S. Giuseppe presso Rio Marina*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie B, **79**: 121-196.
- MARCUCCI M. & CONTI M. (1995) - *Radiolarian biostratigraphy of the cherts in the sedimentary cover of the Apenninic ophiolites (Italy). Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations*. In: P.O. BAUMGARTNER *et alii* (Eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology*. Mém. Géol.,

- Lausanne, **23**: 799-291
- MARCUCCI M. & MARRI C. (1990) - *Radiolarian assemblages in ophiolite sequences of Southern Tuscany*. *Ofioliti*, **15**: 185-190.
- MARINELLI G. (1955) - *Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A*, **62**: 269-417.
- MARINELLI G. (1959a) - *Le intrusioni terziarie dell'Isola d'Elba*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A*, **66**: 50-223.
- MARINELLI G. (1959b) - *I minerali di bismuto del cantiere Falcacci a Rio Marina (Isola d'Elba)*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Ser. A*, **66**: 337-352.
- MARINELLI G. (1961) - *Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, **68**: 74-116.
- MARINELLI G. (1967) - *Genèse des magmas du volcanisme plio-quaternaire des Apennins*. *Geol. Rundsch.*, **57**: 127-141.
- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. In: C. H. SQUIRES (Ed.), *Geology of Italy*, Earth Sci. Soc. Libyan Arab. Repub., Tripoli, L.A.R., p. 165-219.
- MARINELLI G. (1983) - *Il magmatismo recente in Toscana e le sue implicazioni minerogenetiche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **25**: 111-124.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines): new data from calcareous nannofossils*. *Ofioliti*, **13**: 29-42.
- MARTINI I.P., RAU A. & TONGIORGI M. (1986) - *Syntectonic sedimentation in a Middle-Triassic rift, Northern Apennines, Italy*. *Sediment. Geol.*, **47**: 191-219.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), *Proceed. II Plankt. Conf.*, Roma (1970), **2**: 739-85.
- MATTEUCCI R.V. (1898) - *Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba. L'aplite porfirica*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem.*, **16**: 109-163.
- MAUFFRET A., CONTRUCCI I. & BRUNET C. (1999) - *Structural evolution of the northern Tyrrhenian Sea from new seismic data*. *Marine Petrol. Geol.*, **16**: 381-407.
- MELINI M. & VITI C. (1994) - *Crystal structure of lizardite-1T from Elba Island, Italy*. *Am. Mineral.*, **79**: 1194-1198.
- MENNA F., PRINCIPI G., TREVES B., PODETTI S., GARFAGNOLI F. & CORTI S. (2007) - *The pre-orogenic tectonic history of the Bracco gabbroic massif: review and news*. *Per. Mineral.*, **76** (2): 81-100.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **82**: 29-444 (1952).
- MILLOSEVICH F. (1914) - *I 5000 elbani del Museo di Firenze*. *R. Ist. Studi Sup.*, Firenze
- MOLLI G. (2008) - *Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview*. In: S. SIEGEMUND & N. FROITZHEIM (Eds.), *Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*. *Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **298**: 413-442.
- MONTANINI A., TRIBUZIO R. & VERNIA L. (2008) - *Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent-ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy)*. *Lithos*, **101**: 453-479.
- MUHLSTRASSER TH. & FRISCH W. (1998) - *Kinematic analysis in the Ligurian Unit of eastern Elba Island (Italy)*. *Ofioliti*, **23**: 93-100.
- MUSUMECI G. & VASELLI L. (2010) - *Neogene deformation in metamorphic units of eastern Elba island, (northern Apennine): insight from Calanchiole and Felciaio mylonitic marbles in the Porto Azzurro pluton contact aureole*. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, **11**: 342-343.
- MUSUMECI G., BOCINI L. & CORSI R. (2002) - *Alpine tectono-thermal evolution of the Tuscan Metamorphic Complex in the Larderello geothermal field (northern Apennines, Italy)*. *J. Geol. Soc. London*, **159**: 443-456.
- MUSUMECI G., MAZZARINI F., TIEPOLO M. & DI VINCENZO G. (2010) - *U-Pb an ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of Paleozoic units in the northern Apennines: determining protolith age and alpine evolution using the Calamita Schists and Ortano Porphyroid*. *Geol. J.*, **45**: 1-23.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP, Ist. Geol. Univ. Parma, 275 pp.

- NARDI R., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1978) - *Carta geologica della Balagne "sedimentaria" (Corsica) alla scala 1:25.000 e note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 3-22.
- NATALE P. (1974) - *Relitti di bassa temperatura nelle piriti di alcuni giacimenti della Toscana*. Ass. Min. Subalpina, **11**: 1-21.
- NESTI F. (1823) - *Notes sur l'existence de deux espèces d'ours fossiles en Toscane*. Bibl. Univ. Sci., B. Lett. Arts Genève, **24**: 206-208.
- NOVARESE V. (1910) - *Il presunto piano milonitico dell'Isola d'Elba*. Boll. D. M. Com. Geol. d'It., **41**: 292-305.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)*. Marine Micropal., **5** (3): 321-325.
- ORLANDI P. & PEZZOTTA F. (1997) - *Minerali dell'Isola d'Elba, i minerali dei giacimenti metalliferi dell'Elba orientale e delle pegmatiti del M. Capanne*. Ed. Novecento Grafico, Bergamo, 245 pp.
- ORLANDI P., PASERO M. & PERCIAZZI N. (1990) - *Nb-Ta oxides from Elba Island pegmatites*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **97**: 161-173.
- ORTI L., MORELLI M., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2002) - *New geological data from Gorgona Island (Northern Tyrrhenian Sea)*. Ofioliti, **27**: 133-144.
- PANDELI E. (2002) - *Sedimentary-tectonic evolution of the Tuscan area (Northern Apennines, Italy) from Late "Autunian" to Carnian*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **1**: 251-262.
- PANDELI E. & PUXEDDU M. (1990) - *Paleozoic age for the Tuscan upper metamorphic sequences of Elba and its implications for the geology of the Northern Apennines (Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **83**: 123-142.
- PANDELI E., BARTOLINI C., DINI A. & ANTONINI E. (2009) - *New data on the paleogeography of Southern Tuscany (Italy) since Late Miocene*. Int. J. Earth Sci., **99** (6): 1357-1381. DOI: 10.1007/s00531-009-0463-z.
- PANDELI E., BERTINI G. & CASTELLUCCI P. (1991) - *The Tectonic Wedges Complex of the Ladderello area (Southern Tuscany - Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 621-629.
- PANDELI E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1995) - *La successione toscana epimetamorfica di Capo Castello (Cavo, Isola d'Elba nord-orientale)*. Atti Ticin. Sci. Terra, **38**: 171-191.
- PANDELI E., CORTI S., FRANCESCHELLI M. & PECCHIONI E. (2001a) - *The varicoloured slates of the Grässera Unit (Central-Eastern Elba, Tuscany): petrographical-mineralogical data and comparisons with other Tuscan and Ligurian-Piedmontese units*. Ofioliti, **26** (2a): 197-206.
- PANDELI E., GIANELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F.M. (1994) - *The Paleozoic basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectonometamorphic evolution and Alpine hydrothermal processes*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 627-654.
- PANDELI E., PUXEDDU M. & RUGGIERI G. (2001b) - *The metasiliclastic-carbonate sequence of the Acquadolce Unit (Eastern Elba Island): new petrographic data and paleogeographic interpretation*. Ofioliti, **26** (2a): 207-218.
- PANDELI E., SANTO A. & CANDIDO M. (2010) - *The Neogene magmatism in the Northern Tyrrhenian Sea: setting and compositional data of the Monte Capo Stella dikes (southern elba island, tuscan archipelago)*. Rend. Online Soc. Geol. It., **11**: 292-293.
- PANDELI E., SANTO A.P., MORELLI M. & ORTI L. (2006) - *Petrological and geological data of porphyritic dikes from the Capo Arco area (eastern Elba island, northern Tyrrhenian sea)*. Per. Mineral., **75** (2): 291-302.
- PANICHI U. (1909) - *Sulla pirite dell'Elba*. Riv. Mineral. Cristall. It., **38**: 3-26.
- PAREA G.C. (1964) - *Età e provenienza dei clastici del Flysch arenaceo dell'Isola d'Elba*. Atti Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., **36**: 651-657.
- PASCUCCI V. (2005) - *The Tuscan Shelf as imaged by the CROP-M12A Line*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **3**: 167-178.
- PASCUCCI V., FONTANESI G., MERLINI S. & MARTINI I.P. (2001) - *Neogene Tuscan Shelf-Western Tuscany extension evidences of the early post-compressional deposits (Tyrrhenian Sea-Northern*

- Apennines, Italy*). *Ofoliti*, **26** (2a): 187-196.
- PASSCHIER C. W. & TROUW R. A. J. (1996) - *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289 pp.
- PECCERILLO A., CONTICELLI S. & MANETTI P. (1987) - *Petrological characteristics and genesis of the recent magmatism of South Tuscany and North Latium: a review*. *Per. Miner.*, **56**: 157-172.
- PENTA F. (1952) - *Memoria sul ferro in Italia. VI: Giacimenti dell'Isola d'Elba*. In: F. BLONDEL & L. MARVIER (Eds.), *Symposium sur les gisements de fer du monde*. 19th Cong. Géol. Intern., Alger, p. 247-347.
- PERRIN M. (1969) - *Contribution à l'étude de la Nappe ophiolitifère dans l'Elbe orientale*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A*, **76**: 45-87.
- PERRIN M. (1975) - *L'Île d'Elbe et la limite Alpes-Apennin: données sur la structure géologique et l'évolution tectogénétique de l'Elbe alpine et de l'Elbe apennine*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**: 1929-1955.
- PERTUSATI P.C., RAGGI C., RICCI C.A., DURANTI S. & PALMERI R. (1993) - *Evoluzione post-collisionale dell'Elba centro-orientale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **49**: 223-312.
- PERUGINI D. & POLI G. (2003) - *Chaotic mixing of magmas in the Tuscan magmatic province*. *Per. Mineral.*, **72** (2): 53-61.
- PEZZOTTA F. (1993) - *Osservazioni strutturali, petrografiche e classificative sui filoni aplitico-pegmatitici litiniferi del settore occidentale del M. Capanne (Isola d'Elba)*. *Plinius*, **10**: 208-209.
- PEZZOTTA F. (1994) - *Helvite of a Mt. Capanne pluton pegmatite (Elba Island, Italy): chemical, X-ray diffraction data and description of the occurrence*. *Rend. Fis. Accad. Lincei*, **5**: 355-362.
- PEZZOTTA F. (2000) - *Internal structures, parageneses and classification of the mirolitic Li-bearing complex pegmatites of Elba Island (Italy)*. *Mem. Soc. It. Sci. Nat.*, **30**: 29-43.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & VANNUCCI R. (1992) - *Ligurian peridotites and ophiolites: From rift to ocean formation in the Jurassic Ligure-Piemontese basin*. *Acta Vulcan.*, **2**: 313-325.
- POLI G. (1992) - *Geochemistry of Tuscan Archipelago granitoids, Central Italy: the role of hybridization and accessory phases crystallization in their genesis*. *J. Geol.*, **100**: 41-56.
- POLI G. (2004) - *Genesis and evolution of miocene-quaternary intermediate-acid rocks from the Tuscan magmatic province*. *Per. Mineral.* **73** (1): 187-214.
- POLI G., MANETTI P. & TOMMASINI S. (1989) - *A petrological review on Miocene-Pliocene intrusive rocks from southern Tuscany and Tyrrhenian Sea (Italy)*. *Per. Mineral.*, **58**: 109-126.
- POLI G., PECCERILLO A. & DONATI C. (2002) - *Genesis of Miocene-Pliocene intrusive rocks from Tuscan Magmatic Province: implication on the structure of the Apennine lithosphere*. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.*, **1**: 129-139.
- PORTIS A. (1890) - *I rettili pliocenici del Valdarno superiore e di alcune altre località plioceniche di Toscana*. Le Monnier, Firenze, 32 pp.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., CHIARI G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MARCUCCI M., SACCANI E. & TREVES B. (2004) - *The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a review*. *Ofoliti*, **29** (2): 177-211.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Interpretazione attualistica del Sistema Corso-Appenninico. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**: 549-576
- PUXEDDU M., SAUPÉ F., DÉCHOMETS R., GIANELLI G. & MOINE B. (1984) - *Geochemistry and stratigraphic correlations - Application to the investigation of geothermal and mineral resources of Tuscany, Italy*. *Chem. Geol.*, **43**: 77-113.
- RAGGI G., SQUARCI P. & TAFFI L. (1965) - *Considerazioni stratigrafico-tettoniche sul flysch dell'Isola d'Elba*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84** (6): 1-14.
- RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L. & TREVISAN L. (1966) - *Nuovi contributi alla tettonica dell'Elba sud-orientale*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Ser. A*, **73**: 3-15.
- RAMPONE E., HOFMANN A.W., PICCARDO G.B., VANNUCCI R., BOTTAZZI P. & OTTOLINI L. (1996) - *Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy)*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**: 61-76.
- RAMPONE E., HOFFMAN A.W. & RACZEK, I. (1998) - *Isotopic contrasts within the Internal Liguride*

- ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link.* Earth Planet. Sci. Lett., **163**: 175-189.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks.* McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1974) - *La geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero.* Mem. Soc. Geol. It., **13**: 227-408.
- REHAULT J. P. (1981) - *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale).* Paris, Thèse d'Etat.
- REUTTER K.J. & SPOHN A. (1982) - *The position of the West-Elba ophiolites within the tectonic framework of the Apennines.* Ofioliti, **7**: 467-478.
- REMANE J. (1985) - *Calpionellids.* In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.), *Plankton stratigraphy.* Cambridge Univ. Press, p. 555-572.
- RICCI C.A. (1972) - *Geo-petrological features of the metamorphic formations of Tuscany.* Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **79**: 267-279.
- RICHTER M. (1962) - *Bemerkungen zur Geologie der Insel Elba.* N. J. Geol. Paläont. Mon., p. 495-505.
- ROCCHI S., WESTERMAN D.S., DINI A., INNOCENTI F. & TONARINI S. (2002) - *Two-stage growth of laccoliths at Elba Island, Italy.* Geology, **30**: 983-986.
- ROMÉ DE L'ISLE J-B.L. (1772) - *Traité sur cristallography.*
- ROSSETTI F., TECCE F., BILLI A. & BRILLI M. (2007) - *Patterns of fluid flow in the contact aureole of the Late Miocene Monte Capanne pluton (Elba Island, Italy): the role of structures and rheology.* Contrib. Mineral. Petrol., **153**: 743-760.
- ROSTER G. (1876) - *Note mineralogiche su l'Isola d'Elba.* Boll. Soc. Geol. It, **7**: 1-58.
- RUSTIONI M. & MAZZA P. (1993) - *The Tibetan-like bear from Grotta di Reale, Porto Azzurro (Isle of Elba, Italy).* Il Quatern., **6**: 35-38. Roma.
- SACCANI E., PHOTOADES A., SANTATO A. & ZEDA O. (2008a) - *New evidence for supra-subduction zone ophiolites in the Vardar zone from the Vermion massif (northern Greece): Implication for the tectono-magmatic evolution of the Vardar oceanic basin.* Ofioliti, **33**: 65-85.
- SACCANI E., PRINCIPI G., GARFAGNOLI F. & MENNA F. (2008b) - *Corsica ophiolites: Geochemistry and petrogenesis of basaltic and metabasaltic rocks.* Ofioliti, **33**: 187-207.
- SAGRI M. (1969) - *La formazione dell'Antola nel versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale e nella Toscana a Sud dell'Arno.* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 797-836.
- SAUPE F., MARIIGNAC C., MOINE B., SONET J. & ZIMMERMANN J.L. (1982) - *Datation par les méthodes K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'île d'Elbe (Province de Livourne, Italie).* Bull. Mineral., **105**: 236-245.
- SCAPPIN S. (1998) - *Studio geologico della sequenza ofiolitica nella costa occidentale dell'Isola d'Elba (Toscana).* Tesi ined., Univ. Padova, 118 pp.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993) - *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of Central Italy.* Tectonophysics, **223**: 117-147.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area Tosco-Laziale-Umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., **1991/1**: 429-463.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton.* Geol. Mijn., **56**: 37-65.
- SOFFEL H. (1981) - *Palaeomagnetism of a Jurassic ophiolite series in east Elba (Italy).* J. Geophys., **49**: 1-10.
- SPOHN A. (1981) - *Die ophiolitführenden Gesteine von West-Elba: Stratigraphie, Tektonik, Metamorphose.* Berliner Geowiss. Abh., Reihe A, **37**, 124 pp.
- STAUB R. (1933) - *Zur tektonischen Analyse des Apennins.* Vierteljahr. Naturfor. Gesell., **78**: 127-151.
- STRECKEISEN A. & LE MAITRE R.W. (1979) - *A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks.* N. J. Geol. Mineral.-Abh., **136**: 169-206.
- STEFANI M. & TROMBETTA G.L. (1989) - *Le successioni Retiche della Toscana orientale e dell'Umbria: cicli sedimentari asimmetrici in un bacino marnoso-calcareo dominato dalle tempeste.* Boll. Soc. Geol. It., **108**: 591-606.

- STELLA A. (1933) - *Nuovi studi sui giacimenti ferriferi dell'Isola d'Elba*. Boll. Soc. Geol. It., **52**: 367-373.
- STENONE N. (1669) - *Prodromo*. Firenze.
- STRÜVER G. (1869) - *Studi sulla mineralogia italiana. Pirite del Piemonte e dell'Elba*. R. Acc. Sci. Torino, Serie 2, **26**.
- SUN S.-S. & McDONOUGH W.F. (1989) - *Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes*. In: A.D. SAUNDERS & M.J. NORRY (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **42**: 313-346.
- TANELLI G. (1977) - *I giacimenti a skarn della Toscana*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33** (2): 875-903.
- TANELLI G. (1983) - *Mineralizzazioni metallifere e minerogenesi della Toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 91-109.
- TANELLI G. (1995a) - *Il Parco dei minerali dell'Isola d'Elba*. Atti Conv. Intern. "Parchi culturali in Toscana", Portoferraio, Marzo 1995, p. 1-16.
- TANELLI G. (1995b) - *Carta geo-mineralogica dell'Isola d'Elba alla scala 1:50.000*. Selca, Firenze.
- TANELLI G. & LATTANZI P. (1983) - *Pyritic ores of Southern Tuscany, Italy*. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., **7**: 315-323.
- TANELLI G. & LATTANZI P. (1986) - *Metallogeny and mineral exploration in Tuscany: state of the art*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 299-304.
- TANELLI G., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P., DINI A., LATTANZI P., MAINERI C., MASCARO I. & RUGGIERI G. (2001) - *The iron mineral deposits of Elba island: state of the art*. Ofioliti, **26** (2a): 239-248.
- TARTAROTTI P. & VAGGELLI G. (1994) - *Melt impregnation in mantle peridotites and cumulates from the Elba Island ophiolites, Italy*. Mem. Sci. Geol., **47**: 201-215.
- TERMIER P. (1909) - *Sur les nappes de l'île d'Elbe*. C.R. Acad. Sci. Paris, **148**: 1648.
- TERMIER P. (1910) - *Sur la tectonique de l'île d'Elbe*. Bull. Soc. Géol. France, 4 Sér., **10**: 134-160.
- TORRINI G. (1990) - *Studio del giacimento a skarn e magnetite di Capo Calamita, Isola d'Elba (cantieri settentrionali)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. Firenze, 162 pp.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**: 577-618.
- TREVES B. & HARPER G.D. (1994) - *Exposure of serpentinites of the ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites*. Ofioliti, **19**: 435-466.
- TREVISAN L. (1950) - *L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova., **16**: 5-39.
- TREVISAN L. (1951) - *La 55ª Riunione Estiva della Società Geologica Italiana. Isola d'Elba, Settembre 1951*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 435-472 (1953).
- TURNER F.J. (1968) - *Metamorphic geology*. McGraw-Hill, New York, 403 pp.
- TURNER F.J. & VERHOOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, New York, 694 pp.
- VAI G.B. (1978) - *Tentative correlation of Paleozoic rocks, Italian Peninsula and Islands*. Oest. Ak. Wiss. Schrift. Erden Kom., **3**: 313-329.
- VANNETTI S. (2005) - *Caratterizzazione geologico-strutturale delle principali zone di taglio dell'Isola d'Elba orientale*. Tesi di Laurea inedita, Dip. Sci. Terra Univ. Firenze, 188 pp.
- VANNEY S. R. (1977) - *Géomorphologie des platesformes continentales*. Ed. Doyn, Paris, 300 pp.
- VOISENET J.P., BOULLIN J.P. & FEINBERG H. (1983) - *Les grès du Ghiaieto (Île d'Elbe, Italie): datation et caractères sédimentaires*. C.R. Acad. Sci. Paris, **296**: 383-386.
- WAGNER J. (1980) - *Die Eisen kupfersulfidlagerstätten der Toskana in ihmer geologischen Rahmen*. Dokt. Djissert., München.
- WESTERMAN D.S., DINI A., INNOCENTI F. & ROCCHI S. (2000) - *Christmas trees in the shallow crust: the nested laccolith complex from Elba Island, Italy*. Geosci. 2000, Manchester (UK): 11.
- WESTERMAN D.S., DINI A., INNOCENTI F. & ROCCHI S. (2003) - *When and where did hybridization occur? The case of the Monte Capanne pluton, Italy*. Atlantic Geol., **39** (2): 147-162.
- WESTERMAN D.S., DINI A., INNOCENTI F. & ROCCHI S. (2004) - *Rise and fall of a nested Christmas-tree*

- laccolith complex, Elba Island, Italy.* In: N. PETFORD & C. BREITKREUTZ (Ed.), *Physical geology of high-level magmatic systems*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **234**: 195-213.
- WINKLER H.G.F. (1976) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4th ed., Springer Verlag, Berlin, 320 pp.
- DE WIJKERSLOOTH P. (1934) - *Bau und Entwicklung des Apennins besonders der Gebirge Toscanas*. Geol. Inst. Amsterdam, 426 pp.
- WOOD D.A. (1980) - *The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province*. Earth Planet. Sci. Lett., **50**: 11-30.
- WUNDERLICH H.G. (1962) - *Stromungsmarken und Faltenachsen im Flysch von Elba*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., p. 230-244.
- WUNDERLICH H.G. (1963) - *Faltenbau, Stratigraphie und fazielle Entwicklung Ostelbas*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., p. 161-181.
- YARDLEY B.W.D. (1989) - *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Earth Sci. Series, Singapore, 248 pp.
- ZABELLI A. (1941) - *Esplorazioni geofisiche per ricerche di sabbie ferrifere effettuate specialmente sul fondo del mare*. Ric. Sci., **12**: 908-912.
- ZECCHINI M. (1981) - *L'Isola d'Elba dal Paleolitico all'epoca romana*. In: *Studi sul territorio livornese: Archeologia, antropologia, geologia*, a cura del Centro Livornese di studi archeologici. Ed. La Fortezza, Livorno, p. 155-191.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. & FABBRI A. (1986) - *Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian Sea*. C. Geol., **48**: 25-40.
- Zuffa G.G (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. J. Sedim. Petrol., **50**: 21-29.
- ZUFFA G.G (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. In: G.G. ZUFFA (Ed.), *Provenance of arenites*. Dordrecht (Riedel), p. 279-307.
- ZUFFARDI P. (1990) - *The iron deposits of the Elba Island (Italy): remarks for a metallogenic discussion*. Mem. Lincei Sci. Fis. Nat., Serie IX, **1** (4): 97-128.

PROGETTO

CARG

PROGETTO
CARG