



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
FIRENZE

DOTTORATO DI RICERCA IN
SCIENZE DELLA TERRA

CICLO XXVII

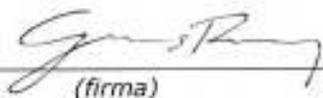
COORDINATORE Prof. Rook Lorenzo

*STRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE METAMORFICO-DEFORMATIVA DELLE
ROCCE CORNUBIANITICHE DELL'AUREOLA DI CONTATTO DEL PLUTONE
DEL MONTE CAPANNE (ISOLA D'ELBA, ITALIA)*

Settore Scientifico Disciplinare GEO/02

Dottorando

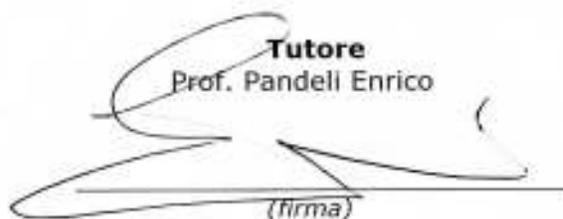
Dott. Giusti Riccardo



(firma)

Tutore

Prof. Pandelli Enrico



(firma)

Coordinatore

Prof. Rook Lorenzo



(firma)

Anni 2012/2014

INDICE

| | |
|---|-------|
| 1. INTRODUZIONE | p.1 |
| 1.1 SCOPI E FINALITÀ DEL LAVORO DI TESI | p.2 |
| 2. METODI DI STUDIO | p.4 |
| 3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA | p.9 |
| 3.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO | p.9 |
| 3.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO | p.10 |
| 3.2.1 GEOMORFOLOGIA DELL'ISOLA D'ELBA OCCIDENTALE | p.16 |
| 4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE | p.20 |
| 5. INTRODUZIONE STORICO-GEOLOGICA DELL'ISOLA D'ELBA | p.28 |
| 5.1 ASSETTO GEOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA | p.39 |
| 5.2 UNITÀ MAGMATICHE NEOGENICHE | p.47 |
| 5.3 ASSETTO GEOLOGICO DELL'ELBA OCCIDENTALE | p.50 |
| 6. GEOLOGIA DELL'AUREOLA METAMORFICA | p.54 |
| 6.1 DATI LITOSTRATIGRAFICI | p.54 |
| 6.1.1 Unità Punta Polveraia – Fetovaia | p.56 |
| 6.1.2 Unità Punta le Tombe | p.65 |
| 6.1.3 Unità Ripanera | p.67 |
| 6.1.4 Unità Magmatiche Neogeniche | p.69 |
| 6.1.5 Depositi Continentali Quaternari | p.79 |
| 6.2 DATI PETROGRAFICI, MINERALOGICI E MICRO-STRUTTURALI | p.82 |
| 6.2.1 Unità Punta Polveraia-Fetovaia | p.82 |
| 6.2.2 Unità Magmatiche Neogeniche | p.95 |
| 6.3 DATI MINERALOGICI E MINERALOGICO-CHIMICI | p.98 |
| 6.3.1 Diffrattometria a raggi X (XDR) | p.98 |
| 6.3.2 Microsonda elettronica (EMPA) | p.101 |
| 6.4 DATI MESO-STRUTTURALI | p.104 |
| 6.4.1 DEFORMAZIONI DUTTILI | p.104 |
| 6.4.1.1 STRUTTURE PLICATIVE | p.105 |
| 6.4.1.2 FASCE DI TAGLIO MILONITICHE | p.111 |
| 6.4.2 ANALISI DELLA VORTICITÀ CINEMATICA | p.125 |
| 6.4.3 DEFORMAZIONI FRAGILI | p.130 |
| 7. DISCUSSIONE | p.134 |
| 7.1 STRATIGRAFIA | p.134 |
| 7.2 ZONEOGRAFIA METAMORFICA | p.138 |
| 7.3 EVOLUZIONE STRUTTURALE | p.151 |
| 7.3.1 DEFORMAZIONI DUTTILI DELLE ROCCE A PROTOLITE CALCAREO | p.157 |
| 7.3.2 DEFORMAZIONI FRAGILI | p.162 |
| 7.4 MODELLO EVOLUZIONE DEFORMATIVA | p.166 |
| 8. CONCLUSIONI | p.169 |
| ALLEGATO 1: Dati meso-strutturali | p.171 |
| ALLEGATO 2: Localizzazione dei campioni corrispondenti alle sezioni sottili | p.175 |
| ALLEGATO 3: Tabella petrografica e microstrutturale | p.181 |
| ALLEGATO 4: Mineral chemistry | p.205 |
| ALLEGATO 5: Indicatori cinematici | p.209 |
| Ringraziamenti | p.213 |
| BIBLIOGRAFIA | p.215 |

1. INTRODUZIONE

L'Isola d'Elba è ubicata nel Mar Tirreno Settentrionale, in una posizione intermedia tra la Toscana meridionale (geologicamente appartenente all'Appennino Settentrionale) e la Corsica Alpina (correlata paleogeograficamente al dominio alpino) (Figura 1.1).

L'edificio tettonico dell'Elba, considerato l'affioramento più occidentale della catena appenninica, è classicamente noto per i giacimenti minerali e rappresenta un rilevante esempio dei rapporti, spesso evidenti, tra la messa in posto dei corpi magmatici miopliocenici e le ultime fasi tettoniche (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, *cum bibl.*).



Figura 1.1 Immagine satellitare dell'Isola d'Elba (Bing Maps).

La geologia dell'isola d'Elba, a partire dall'interesse per lo sfruttamento del Ferro delle sue risorse minerali, è oggetto di studio da molto tempo. Fin dalla metà dell'Ottocento si comincia ad eseguire i primi studi geologici dell'Elba ma solo con i lavori di LOTTI (che nel 1882 realizza il rilievo geologico dell'intera isola e nel 1885 pubblica la carta geologica) si hanno i primi lavori d'insieme. Seguono nella seconda metà del '900, importanti lavori tra i quali quelli della Scuola dell'Università di Pisa (e.g. BARBERI *et alii*, 1969), fino ai recenti prodotti geologici e cartografici della Scuola del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze (es. BORTOLOTTI *et alii*, 2001).

Con un territorio di solo 223,5 Km² l'isola presenta una singolare e notevole varietà litologica, con unità appartenenti al Dominio Ligure, al Dominio Ligure-Piemontese, al Dominio Toscano ed unità relative all'attività magmatica Neogenica.

La complessità dell'assetto geologico-strutturale rendono ancora oggi l'isola d'Elba oggetto di studio e di dibattito da parte di molti autori, in particolare per quanto riguarda la sua evoluzione (e.g. PERTUSATI *et alii*, 1993, MAINIERI *et alii* 1993, BORTOLOTTI *et alii*, 2001). Per quanto riguarda l'Elba occidentale, in cui si trova l'area di studio di questo dottorato, tra i lavori strutturali più importanti si ricordano quelli di BOULLIN, 1983, PERRIN, 1975; REUTTER & SPOHN, 1982; DANIEL & JOLIVET, 1995. In particolare è ancora viva la questione legata al rapporto tra corpo intrusivo e coperture e all'attribuzione stratigrafica e paleogeografica di quest'ultime nel contesto del sistema orogenico Corsica-Appennino Settentrionale. È in quest'ottica che si inserisce la seguente tesi di dottorato.

1.1 SCOPI E FINALITÀ DEL LAVORO DI TESI

Il presente lavoro intende approfondire e dettagliare il quadro delle conoscenze geologiche dell'intero anello metamorfico del Monte Capanne (B in Figura 1.2), con un approccio di analisi di tipo interdisciplinare. In particolare si focalizza lo studio sulle caratteristiche stratigrafiche, strutturali e mineralogico-petrografiche delle rocce metamorfiche del dominio oceanico Ligure affioranti nell'area in esame, che costituiscono le rocce incassanti del corpo plutonico del Monte Capanne.



Figura 1.2 Schema geologico dell'Elba occidentale (TREVISAN & TONGIORGI, 1976, modificato). A) Plutone M. Capanne; B) Coperture ofiolitiche; C) Flysch non metamorfici; D) Unità P. Le Tombe.

La tesi riguarda le rocce termo-metamorfiche che hanno subito una complessa evoluzione deformativa polifasica legata almeno in gran parte alla messa in posto forzata dell'intrusione del plutone del Monte Capanne. In particolare sono state

1. INTRODUZIONE

analizzate le caratteristiche litologiche e metamorfiche nonché i rapporti con i corpi magmatici intrusivi. Inoltre l'attenzione è stata rivolta in particolare nell'analisi delle caratteristiche strutturali nella zona di taglio duttile, con i relativi indicatori cinematici, rilevata nella zona di Cavoli - Colle di Palombaia.

Lo scopo di questo lavoro è dunque una ricostruzione della litostratigrafia di dettaglio ed una caratterizzazione dell'assetto geologico dell'area in esame per risalire ad un modello di evoluzione deformativa e metamorfica dell'Isola d'Elba occidentale.

2. METODI DI STUDIO

Per il lavoro di dottorato sono stati utilizzati le seguenti metodologie di analisi:

1. Un rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:5000 nell'area evidenziata nella figura sottostante (superficie complessiva di circa 20 Km², Figura 2.1), dove affiora l'aureola di contatto del Monte Capanne.

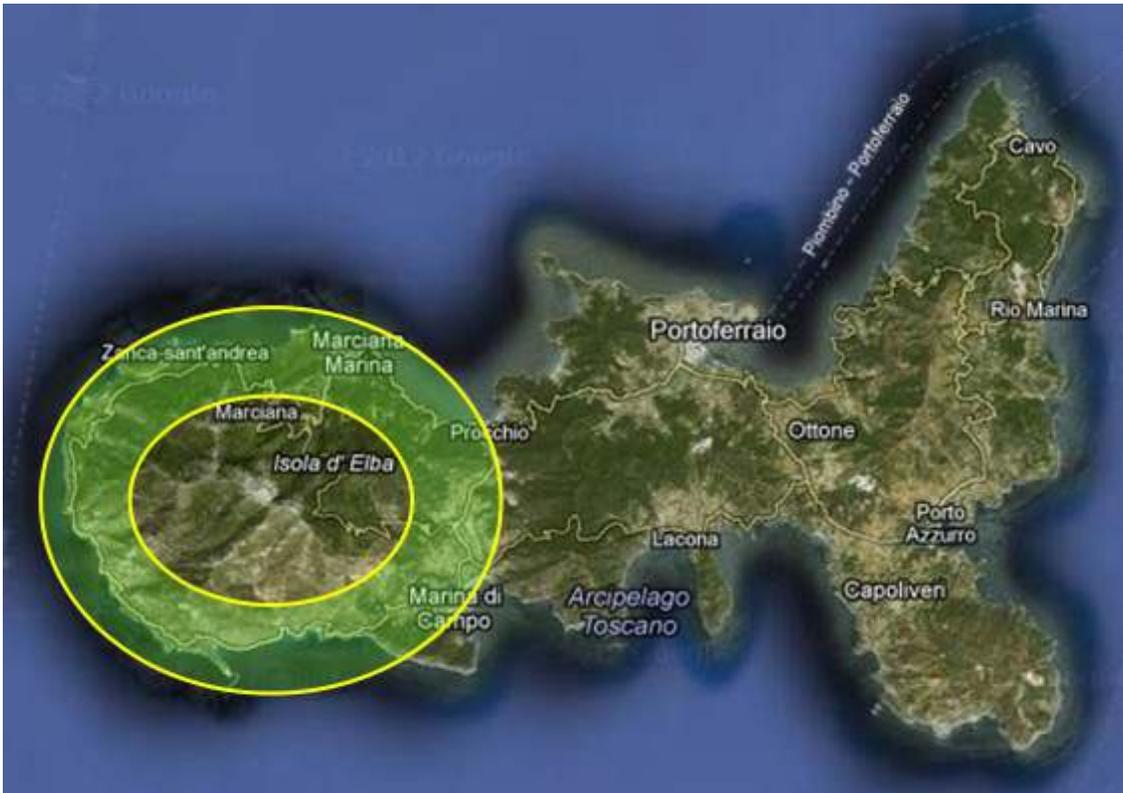


Figura 2.1 Area di studio evidenziata su un'immagine da satellite (Google Maps).

La zona è situata nella parte occidentale dell'isola alle pendici del Monte Capanne. I limiti geografici dell'area di studio hanno latitudine compresa tra 42°43'32" N e 42°48'44" N e longitudine tra 10°06'08" E e 10°14'59" E, rilevati con sistema di riferimento WGS84. La quota massima raggiunta durante il rilevamento di campagna nell'area raggiunge i 630 m s.l.m, del Monte Perone.

Come base topografica del rilevamento sono state utilizzate le Carte Tecniche della Regione Toscana (alla scala 1:5000-1:10000), in particolare le sezioni 316140 Zanca - Sant'Andrea, 316150 Marciana Marina, 328020 Chiessi, 328030 Marciana, 328060 Pomonte - Fetovaia e 328070 Marina di Campo. Il rilevamento è stato condotto con i criteri CARG, distinguendo dove possibile le varie formazioni in aree di affioramento da quelle che si presentano sub-affioranti (segundo le linee guida dei quaderni della Carta Geologica d'Italia, 1:50.000, ABBATE *et alii*, 1992).

2. METODI DI STUDIO

Sono state cartografate coperture detritiche, depositi quaternari e corpi magmatici. I dati del rilevamento sono stati riportati in carte geologiche (correlata di sezioni geologiche) o alla scala 1:10000 oppure alla scala 1:5000, in funzione del livello di dettaglio necessario alla complessità dell'assetto strutturale, (CD-ROM allegato).

2. È stata effettuata un'analisi strutturale alla mesoscala, al fine di ricostruire l'evoluzione deformativa e l'eventuale neoblastesi delle unità metamorfiche presenti nella zona. Particolare attenzione è stata posta nello studio della zona della fascia di taglio duttile rilevata nell'area di Cavoli-Colle Palombaia.
3. I dati strutturali definiti alla mesoscala (ALLEGATO 1) sono stati completati anche attraverso indagini petrografiche e microstrutturali eseguite su sezioni sottili ottenute dal taglio dei campioni più significativi prelevati da corpi rocciosi (ALLEGATO 2 carte con localizzazione dei campioni). Ogni sezione è stata oggetto di analisi modali semi-quantitative per la rilevazione della composizione mineralogica principale e delle fasi accessorie (ad esempio ematite, pirite, ossidi vari). Alcune sezioni sottili sono state eseguite su campioni orientati per poter definire le direzioni ed il senso delle deformazioni in base alla presenza di microstrutture ed indicatori cinematici (ALLEGATO 3).
4. Su alcuni campioni significativi è stata eseguita un'analisi diffrattometrica a raggi X (Università degli studi di Firenze), per confermare l'effettiva presenza delle fasi individuate al microscopio e per aver maggiori dettagli sulle fasi mineralogiche presenti nei litotipi analizzati.
5. Un'ulteriore selezione di campioni è stata analizzata tramite microsonda elettronica (IGG-CNR, Firenze), al fine di evidenziare la presenza di variazioni composizionali e zonature in cristalli significativi e verificare l'identificazione di fasi mineralogiche dall'attribuzione incerta (ALLEGATO 4).
6. Per quanto riguarda l'aspetto geomorfologico sono stati rilevate le forme più importanti e dettagliati i limiti dei depositi di versante.

Si descrivono brevemente le caratteristiche e le modalità di esecuzione delle analisi con diffrazione per polveri e microsonda elettronica.

- ***Diffrazione a raggi X (XRD): preparazione campioni e condizioni analitiche***

L'analisi è stata effettuata al diffrattometro del dipartimento di Scienze della Terra di Firenze (Figura 2.2). Dopo aver polverizzato i campioni R3, R6, R7, R9, R20 e CAVOLI fino ad ottenere una frazione minore di 2 mm, sono state effettuate analisi diffrattometriche con un diffrattometro PHILIPS PW 3710, interfacciato con computer dotato di software X'PERT PRO, con tubo ad anticatodo di rame (Cu) e filtro a grafite.

L'intervallo 2θ esplorato è stato tra 5° e 70° , con una velocità del goniometro di $2^\circ/\text{minuto}$. L'alimentazione del tubo impiegata è di 20 mA con un potenziale di accelerazione di 40 kV.

Le polveri ottenute dai campioni sono state collocate su apposite lastrine porta-campioni in vetro.

La determinazione della posizione dei picchi, ottenuti sfruttando l'equazione di Bragg, permette di eseguire un'analisi qualitativa delle fasi presenti nel campione. Il limite di rilevabilità di una fase con questa tecnica è di circa il 4% in volume.

Dopo una prima analisi eseguita dal programma X'PERT PRO in automatico, i grafici relativi sono stati raffinati con la ricerca e l'identificazione manuale dei picchi meno evidenti ma comunque rilevanti.



Figura 2.2 Diffrattometro a raggi X, Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze.

- ***Microsonda Elettronica (EMPA):***

La chimica dei minerali è stata determinata in dettaglio su 4 campioni mediante analisi alla microsonda elettronica (*Electron Micro Probe Analyzer*, EMPA), presso il CNR IGG di Firenze. I campioni sono stati preparati su apposite sezioni lucide opportunamente metallizzate. Lo strumento in dotazione presso il Laboratorio di

2. METODI DI STUDIO

Microanalisi dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) presso la sede di Firenze (Figura 2.3) è una microsonda elettronica JEOL JXA-8600 Superprobe, equipaggiata con quattro spettrometri (sp) a dispersione di lunghezza d'onda (WDS) costituiti ciascuno da 2 cristalli analizzatori (sp1: STE e TAP, sp2 e 3: PET e LIF, sp4: LDE1 e TAP) e rivelatori formati da contatori proporzionali a flusso di gas (miscela di Argon-Metano 10%), (sp1 e 4) e sigillati (Xenon), (sp3 e 2). Le condizioni di lavoro per analisi su silicati sono: 15kV (HV) e corrente sul filamento (in Tungsteno) di 10 nA sia per elementi maggiori che in tracce. I tempi di acquisizione sono di 15 sec sul picco e 5 sul fondo per gli elementi maggiori (ad eccezione del Na per il quale si contano rispettivamente 10 e 5 sec) e di 40 sec e 20 sec per gli elementi in tracce. Il conteggio sul fondo viene effettuato in doppio con uno *shift* variabile a destra e a sinistra rispetto alla posizione del picco per la ricerca delle condizioni di fondo ottimali. Calibrazioni specifiche possono essere messe a punto caso per caso, in funzione delle esigenze. La dimensione del fascio elettronico che incide sul campione è generalmente inferiore a 5 μm per pirosseni, olivine, ossidi etc., 10 μm per i feldspati e 10-15 μm per i vetri.



Figura 2.3 Microsonda elettronica (EMPA), CNR-IGG Firenze.

Lo strumento è inoltre dotato di uno spettrometro a dispersione di energia (EDS) permette di acquisire istantaneamente lo spettro di emissione e di identificare velocemente gli elementi presenti nel campione.

La microsonda elettronica permette di ottenere per ogni minerale la composizione relativamente agli elementi maggiori, con una eccellente risoluzione spaziale. Meno

2. METODI DI STUDIO

affidabile risulta l'indagine degli elementi in tracce. L'accuratezza e la precisione delle misure sono state valutate utilizzando come standard alcuni minerali di riferimento dello Smithsonian Institution a composizione nota. Gli effetti della matrice sono stati corretti sfruttando il metodo di BENCE & ALBEE (1968); gli errori analitici, che variano in funzione degli elementi analizzati, rientrano nei campi di variabilità riportati da VAGGELLI *et alii*, (1999).

La visualizzazione del campione avviene sia per mezzo di una telecamera collegata ad un monitor che permette di osservare il campione in luce riflessa, sia per mezzo di un'immagine SEM in elettroni retro diffusi.

La calibrazione degli elementi viene eseguita su Standard Internazionali Astimex (detti standard primari) secondo le condizioni descritte in VAGGELLI *et alii*, (1999).

I dati vengono forniti automaticamente sotto forma di wt.% grazie al software di gestione SAM-X. L'effetto matrice viene corretto seguendo il modello parabolico Phi-Rho-z PAP di POUCHOU & PICOIR (1985).

I risultati analitici su Standard Internazionali di riferimento (detti standard secondari) mostrano una buona precisione con coefficienti di variazione inferiori a 3% per gli elementi maggiori e inferiori al 10% per i minori, in accordo con i valori di precisione e accuratezza riportati in VAGGELLI *et alii*, (1999).

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA

3.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'Elba è la maggiore delle isole che compongono l'Arcipelago Toscano ed a livello italiano rappresenta la terza più grande, con i suoi 223,5 km². L'isola d'Elba, posta a circa 10 km dal Promontorio di Piombino sulla terraferma, insieme alle altre isole dell'Arcipelago forma un arco convesso rivolto verso la Corsica (Figura 3.1).

La collocazione tra la Toscana e la Corsica conferisce all'Elba una grande importanza dal punto di vista geodinamico nell'evoluzione del Mar Tirreno settentrionale, dopo la sua apertura nel Miocene superiore, in quanto "spartiacque" tra la catena appenninica e la Corsica alpina.



Figura 3.1 Localizzazione dell'isola d'Elba nell'Arcipelago Toscano (Wikipedia).

L'isola si trova in un'area compresa tra le coordinate 42° 42' e 42° 52' di latitudine N e 10° 06' e 10° 26' di longitudine E, e presenta una forma caratteristica a "pesce" (Figura 3.2) con allungamento maggiore (27 km) Est-Ovest, tra Capo Ortano e Punta Nera, e minore (18 km) Nord-Sud, tra Capo Vita e Punta dei Ripalti. Le coste dell'isola, contraddistinte da un continuo susseguirsi di cale, insenature, promontori e spiagge, raggiungono uno sviluppo complessivo di 147 km (ARINGOLI *et alii*, 2009).

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA

La parte occidentale ha una forma pseudo-circolare, indotta dalla presenza del grande plutone monzodioritico del Monte Capanne, con poche piccole insenature, come ad esempio quella a Sud protetta dalla Punta di Fetovaia. Il Monte Capanne ha le caratteristiche tipiche del rilievo montuoso, con versanti anche molto acclivi.

Tre golfi (Campo, Lacona e Stella), separati dai promontori di Capo Fonza e Capo Stella, caratterizzano invece il lato meridionale della porzione centrale dell'isola. Anche a Nord tre ampie insenature, i golfi di Procchio e della Biodola e la grande Rada di Portoferraio, segnano il perimetro costiero. La parte centrale dell'isola è delimitata da due restringimenti, uno fra Procchio e Marina di Campo e l'altro fra la Schiopparello e Norsì. Nell'interno si raggiungono modeste altitudini (359 m nel Monte Barbatoia e 368 m nel Monte San Martino).

La parte orientale, allungata da nord a sud, ha un' altitudine media fra i 200 e i 400 m circa di quota e presenta una grande articolazione costiera con al centro l'ampio golfo di Porto Azzurro. Quest'ultimo si trova allo sbocco di una depressione che si sviluppa in direzione est-ovest, la Piana della Mola, che separa il Monte Calamita dalla parte settentrionale di Volterraio - Rio Marina. Attraverso questa piana, durante la trasgressione tirreniana un canale marino divideva l'Elba più orientale in due tronconi insulari (ARINGOLI *et alii*, 2009).

3.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'isola d'Elba oltre a rappresentare un esauriente panorama della litologia e geologia dell'Appennino Settentrionale presenta una notevole varietà geomorfologica di forme, da rilievi e versanti modellati dall'erosione selettiva a pianure alluvionali.

La morfologia rilevata è il risultato di molteplici processi che hanno interagito a partire dagli eventi distensivi tardo-orogenici con la messa in posto del plutone monzogranitico del Monte Capanne, la cui risalita ha generato un complessivo innalzamento che ha coinvolto la crosta oceanica e le sue coperture sedimentarie.

Questa interazione è particolarmente evidente nella parte occidentale dell'isola, nonostante la variazione dello sviluppo del reticolo idrografico apprezzabile tra la parte settentrionale e quella meridionale, imputabile alla diversa esposizione dei versanti e agli agenti morfogenetici che ha portato all'acquisizione delle forme ad essi collegate.

Il carattere prevalente è quello montuoso (altitudine media 182 m s.l.m.), con circa 1/3 della superficie complessiva che si eleva al di sopra dei 200 m di quota e con i 3/4

dell'isola che superano i 50 m s.l.m.; in questo contesto sono favoriti processi legati alla gravità ma anche all'alterazione meteorica data l'elevata energia del rilievo ed l'irregolarità del terreno (ARINGOLI *et alii*, 2009, *cum bibl.*) (Figura 3.2).



Figura 3.2 Immagine da satellite dell'isola d'Elba (falsi colori, 321).

Le coste rocciose, talvolta alte e ripide, si estendono per circa due terzi del perimetro totale dell'isola. Risulta perciò importante l'influenza dell'erosione marina sulle coste, con forme di erosione concentrate sulle falesie che possono raggiungere diverse decine di metri di altezza. La maggior parte delle aree pianeggianti si trovano nella parte centrale dell'isola, in corrispondenza di golfi e spiagge. L'isola risulta pertanto morfologicamente suddivisa in due settori montani separati dalla piana di Campo.

Il settore occidentale, come già accennato, è dominato dal massiccio monzogranitico del Monte Capanne, che con la quota di 1018 m, rappresenta il rilievo più alto dell'isola e dell'intero arcipelago toscano. La linea di costa circostante il plutone ha un andamento sub-circolare con un'estensione di circa 42 km ed il reticolo idrografico che si è impostato sul Monte Capanne è complessivamente di tipo centrifugo (ARINGOLI *et alii*, 2009). L'influenza dell'intrusione si esplica nel sostanziale allineamento fra le aste fluviali e i principali sistemi di fratture, sia primarie da raffreddamento che secondarie da rilascio distensionale di stress meccanici. A tali fratture sono inoltre collegate anche superfici strutturali generate da *joint* secondari paralleli alla superficie topografica. Questi determinano superfici preferenziali di esfoliazione (con la formazione dei tipici duomi "granitici") ed anche superfici di distacco e scivolamento di ammassi rocciosi.

Combinando la generale alterazione (*weathering*) lungo le superfici dei *joint* che si intersecano nelle rocce monzogranitiche e l'elevata pendenza, si produce un'ingente

quantità di materiale detritico che si riversa lungo i versanti ed il reticolo fluviale, i cui canali possono in seguito generare consistenti movimenti di massa (ARINGOLI *et alii*, 2009); a questi sono associati i relativi danni, come ad esempio quelli che frequentemente si verificano a carico della strada costiera che circonda il Monte Capanne. Le condizioni più importanti da un punto di vista della pericolosità si individuano all'interno della rete idrografica, dove si incanalano materiali detritici di varie tessiture (da sabbie a blocchi anche plurimetrici) che generano spesso *debris flow* che si accumulano allo sbocco delle valli principali.

Si colloca adiacente al lato orientale del Monte Capanne la più grande pianura alluvionale dell'isola, la piana di Marina di Campo, che copre un'area di 4 km², separando il Capanne dai monti Tambone e San Martino. La vegetazione dell'area è costituita principalmente da macchia mediterranea nelle zone a quota medio-bassa, che passa a boschi di querce e castagni nelle zone più elevate (ARINGOLI *et alii*, 2009).

Il settore centro-orientale presenta un assetto generale caratterizzato da una struttura formata da unità tettoniche embricate verso E, con fronti di accavallamento in direzione N-S. Questo settore può essere ulteriormente diviso in due parti:

1) La zona centro-settentrionale presenta verso Ovest una piccola dorsale allineata circa N-S formata dal Monte San Martino, Monte Tambone e leggermente più ad Est dal Monte Orello. Il reticolo idrografico anche in questi rilievi è generalmente di tipo centrifugo.

Un'area pianeggiante si estende nella porzione centrale della zona, con pianure di qualche km² quali ad esempio: le piane di Portoferraio (3 km²) e di Schiopparello (2 km²), separate tra loro da Punta delle Grotte, la piana di Lacona (circa 2 km²), verso Sud, l'ampia valle di Mola (1.2 km²), che separa il promontorio del Monte Calamita dalla restante parte dell'isola, le pianure minori di Porto Azzurro (0.5 km²) e Barbarossa (0.4 km²) ancora più verso Est. In queste piane i torrenti principali hanno andamento N-S. L'area più orientale è costituita da una piccola catena montuosa con un allineamento approssimativamente N-S, formata dai monti Grosso, Serra, Strega e Cima del Monte (il più alto, con quota 516 m). Il reticolo idrografico qui assume una direzione preferenziale quasi ortogonale alla dorsale spartiacque, con valli spesso strette e con pendenza elevata (ARINGOLI *et alii*, 2009).

2) La parte meridionale è costituita dalla penisola del Monte Calamita (413 m) che morfologicamente presenta crinali arrotondati, sub-arrotondati e superfici sommitali

piatte, con valli da mediamente profonde ed ampie a profonde e strette, con pendenze tra il 20 e il 40%. Il reticolo idrografico si presenta anche in questo caso di tipo centrifugo. In corrispondenza delle foci dei torrenti più importanti si possono sviluppare delle piccole spiagge, come ad Ovest di Capoliveri e nella zona sud-occidentale del promontorio del Monte Calamita. Il versante orientale è costituito prevalentemente da scogliere ripide, con poche piccole spiagge insinuate tra gli speroni rocciosi. La vegetazione è formata da una fitta macchia mediterranea, con varie zone dove sono stati effettuati rimboscamenti con conifere (ARINGOLI *et alii*, 2009).

Data la quasi totale assenza sull'isola di depositi marini o continentali post-orogenici neogenici (CENTAMORE *et alii*, 1988; BORTOLOTTI *et alii*, 2001), elementi importanti per l'evoluzione morfo-tettonica del territorio sono rappresentate dalle superfici relitte di spianamento.

L'Elba vista dall'alto da l'idea di terra "annegata", tipica delle zone di sommersione, delineata da anguste insenature in corrispondenza delle valli invase dal mare (RÜHL, 1922). DESIO (1922) ha evidenziato la presenza di possibili spianate a 200 e 500 m s.l.m. sugli affioramenti granitici della parte occidentale dell'isola; per la parte orientale invece, le spianate presenti sono considerate come "superfici strutturali, sulle quali i complessi tettonici sono scivolati sul complesso I, riesumate dall'erosione" (BARBERI *et alii*, 1969). In questo contesto, la presenza di superfici sub-pianeggianti con relativi sedimenti, senza tuttavia preciso valore geomorfologico, è indicata a Nord-Est di Capoliveri, sopra Punta di Barabianca e Morcone e intorno a Porto Azzurro (MAZZANTI, 1983). CENTAMORE *et alii* (1988) individuano tre distinte superfici di spianamento relitte (meno evidenti nella parte occidentale dell'isola), che sono state teoricamente correlate con livelli marini pleistocenici:

- una superficie più bassa (intorno ai 15-20 m s.l.m.): i depositi relativi sono correlati per analogie di facies con la panchina della costa toscana antistante, e dunque attribuiti al Tirreniano (l'episodio trasgressivo dell'ultimo periodo interglaciale). Questi depositi sono concentrati principalmente sul litorale orientale dell'isola (MAZZANTI, 1983).
- una superficie intermedia (tra i 45 e i 75 m s.l.m.): originata da un'ingressione marina all'interno delle valli pre-tirreniane. Ai depositi di spiaggia sono associati sedimenti eolici.
- una superficie più alta (tra i 90 e i 120 m s.l.m.): i depositi relativi non sono molto consistenti. Un esempio sono le sabbie grossolane rossastre presso Capoliveri, attribuite

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA

a facies tipo spiaggia emersa; queste sabbie sono intercalate anche nella panchina e si presumono deposte, se l'attribuzione è verosimile, durante fasi di alto livello del mare.

In quest'ottica la dinamica neogenico-quadernaria dell'isola sarebbe caratterizzata da numerose variazioni del livello di base marino, con sommersioni ed emersioni. Tali escursioni di livello possono essere collegate a movimenti glacio-eustatici e a fenomeni tettonici recenti che, a partire dal Miocene sup. – Pliocene inf., avrebbero influenzato estesi domini continentali (LOTTI, 1886; SESTINI, 1940). Questa serie di eventi ha portato all'attuale configurazione dell'Elba in seguito alle fasi eustatiche più importanti come la trasgressione Santerniana nel Pleistocene inferiore, la grande regressione legata all'apice della glaciazione Würmiana e la seguente trasgressione Versiliana; l'evoluzione della Toscana continentale è avvenuta secondo le stesse circostanze (BARTOLINI *et alii*, 1980; BIANCHI, 1943; ZECCHINI, 1982).

A partire dal Pliocene e nel Quaternario, nonostante la persistente alternanza del livello di base marino, l'isola d'Elba è interessata principalmente da movimenti di sollevamento, innescati dall'erosione dell'intera pila tettonica. I in questa condizione si delinea il profilo morfologico attuale (BORTOLOTTI *et alii*, 2001).

Per riassumere i principali settori geomorfologici con i relativi caratteri, si riporta una schematizzazione e rappresentazione dell'Isola d'Elba (Figura 3.3 e Tabella 3.1 sottostante, PRINCIPI *et alii*, in stampa).

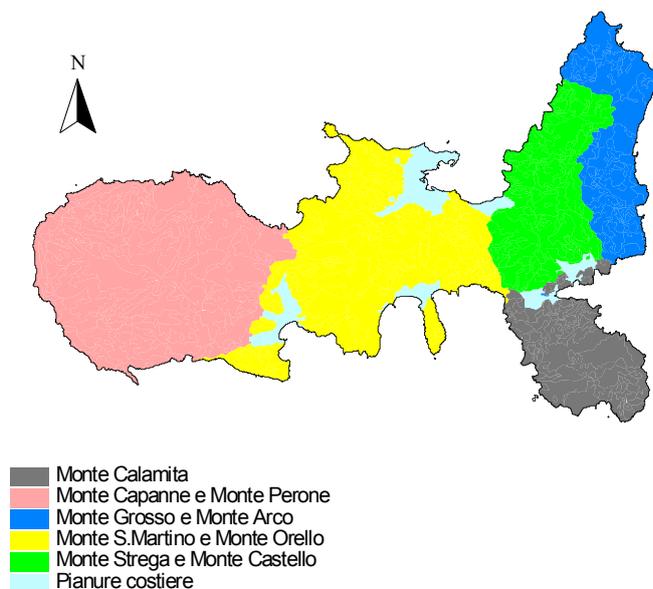


Figura 3.3 Carta dei settori geomorfologici con relativi rilievi dominanti PRINCIPI *et alii*, in stampa.
Nella tabella seguente sono riportati i caratteri geomorfologici predominanti in ogni settore.

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA

| SETTORE | CARATTERI GEOMORFOLOGICI |
|--|---|
| 1. Monte Capanne – Monte Perone (Isola d'Elba) | <p>Morfologia: morfostruttura isolata subcircolare con morfologia aspra e accidentata ed elevata energia del rilievo</p> <p>Fattori geostrutturali: 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> |
| 2. Monte San Martino – Monte Orello (Isola d'Elba) | <p>Morfologia: complesso di rilievi morfologicamente omogenei con debole energia del rilievo</p> <p>Fattori geostrutturali: Unità del Flysch Cretaceo e Paleogenico (ex-Complesso V) con filoni e porfidi, Unità Ofiolitica</p> <p>Agenti morfogenetici: modesti fenomeni di erosione per dilavamento ed acque incanalate, alterazione chimica delle rocce ignee, modeste frane di crollo lungo le falesie costiere</p> <p>Reticolo idrografico: dendritico, radiale p.p.</p> <p>Densità di drenaggio: medio-alta</p> |
| 3. Monte Castello – Monte Strega Isola d'Elba) | <p>Morfologia: dorsale asimmetrica NS con elevata energia del rilievo</p> <p>Fattori geostrutturali: Unità Ofiolitica (ex-Complesso IV) con assetto monoclinale immergente a W, coperture detritiche</p> <p>Agenti morfogenetici: intensi processi di denudazione per dilavamento ed erosione da acque incanalate, termoclastismo, processi gravitativi (coni detritici), processi antropici (terrazzamenti per attività agricole)</p> <p>Reticolo idrografico: parallelo / dendritico</p> <p>Densità di drenaggio: media</p> |
| 4. Monte Calamita (Isola d'Elba) | <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 (ripianti di erosione?)</p> <p>Fattori geostrutturali: Unità di Porto Azzurro (ex-Complesso I) con prevalenza di metapeliti; Unità del Flysch Cretaceo</p> <p>Agenti morfogenetici: moderati processi di incisione da acque incanalate, modesti processi gravitativi (falde detritiche)</p> <p>Reticolo idrografico: radiale poco gerarchizzato / dendritico p.p.</p> <p>Densità di drenaggio: alta-media</p> |
| 5. Monte Grosso – Monte Arco (Isola d'Elba) | <p>Morfologia: complesso di rilievi isolati separati da valli E-W con modesta energia del rilievo</p> <p>Fattori geostrutturali: Unità di Ortano, Acquadolce, Monticiano-Roccastrada, Falda Toscana, Gràssera (ex-Complessi II e III), Unità Ofiolitica p.p.</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 p.p.</p> <p>Densità di drenaggio: media</p> |
| 6. Pianure costiere (Isola d'Elba) | <p>Morfologia: pianure costiere con debole pendenza (<5%) e quote < 20 m s.l.m. situate in prevalenza nella porzione centrale dell'Isola</p> <p>Fattori geostrutturali: depositi alluvionali eterometrici (prevalentemente limoso-sabbiosi), sabbie di spiaggia, dune costiere</p> <p>Agenti morfogenetici: attività antropica di tipo agricolo</p> <p>Reticolo idrografico: antropizzato</p> <p>Densità di drenaggio: media</p> |

Tabella 3.1 Caratteri geomorfologici dei diversi settori dell'isola.

3.2.1 GEOMORFOLOGIA DELL'ISOLA D'ELBA OCCIDENTALE

La geologia e la geomorfologia dell'isola, ed in particolare quella della sua porzione occidentale dell'area Monte Capanne - Monte Perone, sono il risultato di molteplici processi, che, come già detto, hanno interagito a partire dagli eventi distensivi tardo-orogениci, con la messa in posto del plutone monzogranitico del Monte Capanne, la cui risalita ha generato un complessivo innalzamento che ha coinvolto la crosta oceanica e le sue coperture sedimentarie.

In questo settore l'elemento geologico dominante è l'esteso affioramento monzogranitico bordato da affioramenti discontinui di rocce della successione ofiolitica termo-metamorfica, interessata da diverse fasi deformative sia duttili che fragili. Su questi materiali hanno agito processi esogeni che hanno determinato la formazione di coperture detritiche sia di origine primaria che secondaria ed hanno portato alle attuali morfologie (Figura 3.4).

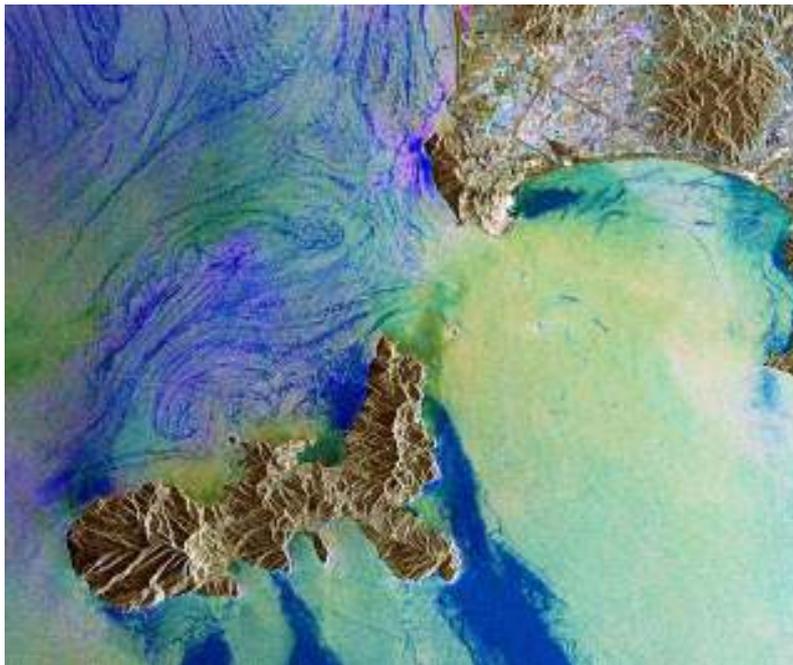


Figura 3.4 Immagine da satellite dell'isola d'Elba e del promontorio di Piombino (Esa).

Questo settore mostra una netta differenza fra parte settentrionale e meridionale, imputabile sostanzialmente alla diversa esposizione dei versanti. Tale variazione si rispecchia in una relativa diversità degli agenti morfogenetici principali e delle forme ad essi collegate. La prevalente morfologia montuosa, la costituzione litologica, e la storia strutturale dovrebbero privilegiare i processi dovuti alla gravità. Pur in tale contesto altre tipologie di processi, legati principalmente all'alterazione meteorica risultano di una certa importanza (ARINGOLI *et alii*, 2009). 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 risultano anche meno incisi rispetto al settore settentrionale. In entrambi i casi si nota, come precedentemente accennato, un sostanziale allineamento fra le aste fluviali e i principali sistemi di fratture sia primarie da raffreddamento che secondarie da rilascio distensionale di stress meccanici.

Nella zona di meridionale del Monte Capanne sono presenti aree caratterizzate da scarsità o assenza totale di vegetazione, un elevato numero di ore di insolazione, e esposizione a un regime giornaliero e annuale dei venti variabile. A queste condizioni si associa un forte contrasto microclimatico fra l'ambiente interno ed esterno alle cavità, determinante per lo sviluppo dei tafoni (ARINGOLI *et alii*, 2009). Tafoni più o meno sviluppati si ritrovano in tutta la fascia costiera monzogranitica del Monte Capanne, come ad esempio nell'affioramento presente della foto relativa alla scarpata nei pressi di Colle di Palombaia (Figura 3.5).



Figura 3.5 Tafone nel monzogranito, scogliera tra Cavoli e Colle Palombaia.

Si tratta di cavità emisferiche con diametri generalmente variabili da 50 a 100 cm, ma che possono raggiungere anche diversi metri, soprattutto nel caso dei tafoni legati a fratture; le profondità sono comprese tra 20 cm e qualche metro. Le dimensioni delle cavità variano a seconda della quota e dell'esposizione dei versanti. Le cavità più ampie e profonde si trovano fra i 10 ed i 200 m di quota. Al di sotto di 10 m le pareti

granitiche sono generalmente raggiunte dagli spruzzi e aerosol marini che tendono ad annullare le differenze ambientali (soprattutto di umidità) fra l'interno e l'esterno delle cavità, inibendo lo sviluppo del tafone. Al di sopra dei 400 m la frequenza di queste forme decresce velocemente fino a praticamente azzerarsi al di sopra dei 500-600 m (ARINGOLI *et alii*, 2009).

I fenomeni franosi sono indubbiamente influenzati dalle caratteristiche geo-meccaniche scadenti 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 si intersecano. Crolli sono stati osservati anche in corrispondenza delle rocce dell'aureola termo-metamorfica in prossimità della costa, come avviene ad esempio nei pressi del Colle di Palombaia oppure nella zona a nord di Punta Polveraia. Si notano infatti depositi di crollo dove sono presenti falesie sub-verticali, con fenomeni che hanno lasciato alcuni blocchi decametrici, come si nota nelle foto sottostanti con *boulders* (Figura 3.6).



Figura 3.6 Blocchi plurimetrici franati sulla spiaggia di Colle di Palombaia (Sx) ed lungo il versante esposto a Nord di Punta Polveraia (Dx).

Questi fenomeni con il progressivo accumulo di materiale hanno a loro volta generato coni di detrito 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'evolversi 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.

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA

Inoltre, quando le litologie in prossimità della costa si rivelano meno competenti, come ad esempio nel caso delle serpentiniti alterate si possono trovare versanti con strutture di erosione tipo calanchi, come nella zona di Punta Le Tombe (Figura 3.7).



Figura 3.7 Erosione con sviluppo di piccoli calanchi in prossimità di Punta Le Tombe.

L'erosione marina sulle coste ha prodotto delle falesie con altezza al massimo di circa 20-25 metri, soprattutto nei versanti settentrionali e meridionali (con sviluppo di isolate baie e/o spiagge con dimensioni massime di qualche centinaia di metri), mentre sulla costa occidentale prevalgono pendii variamente inclinati, anche con lo sviluppo di lunghe ma "sottili" spiagge più o meno detritiche.

4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'isola d'Elba rappresenta la propaggine più sud-occidentale dell'Appennino Settentrionale e si inserisce nell'evoluzione orogenica di tale catena (BORTOLOTTI *et alii*, 2001). L'Appennino Settentrionale è un orogene a falde e sovrascorrimenti, orientato in direzione NW/SE, e di età relativamente recente in quanto le fasi più importanti della sua strutturazione sono avvenute negli ultimi 35 milioni di anni (Figura 4.1). Questo complesso edificio tettonico è il risultato della convergenza (Cretaceo sup. - Eocene inf.) e della seguente collisione (Eocene sup. - Oligocene) tra la placca africana e quella europea, a causa della subduzione della litosfera oceanica interposta (porzione ligure-piemontese della Tetide occidentale) e con la deformazione dei margini continentali coinvolti (BOCCALETTI *et alii*, 1980; PRINCIPI & TREVES, 1984; ABBATE *et alii*, 1994; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; BORTOLOTTI *et alii*, 2001; VAI & MARTINI 2001, *cum bibl.*).

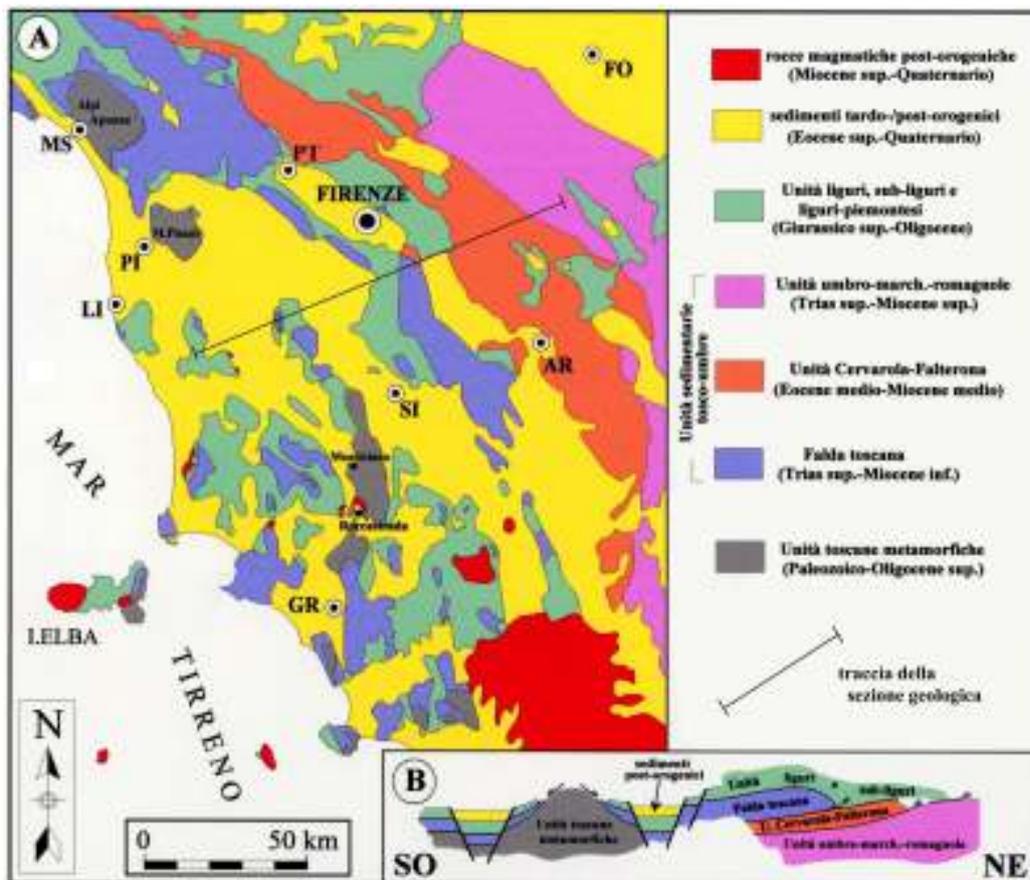


Figura 4.1 Carta geologica (A) e sezione (B) dell'Appennino Settentrionale (modificato da ELTER & PANDELI, 1996).

4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Fin dagli anni '80 (vedi sintesi in PRINCIPI & TREVES, 1984, *cum bibl.*) la genesi e la strutturazione dell'edificio dell'Appennino 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; DE WIJKERSLOOTH, 1934), dove le Liguridi (Argille Scagliose *p.p.*) erano collocate più ad Ovest rispetto alle Toscanidi. Il complesso delle Liguridi si articola in unità raggruppabili come “Interne”, caratterizzate dalla presenza di *flysch* terminali di età cretaceo superiore-paleocenica, e come “Esterne”, i cui *flysch* terminali sono di età eocenica inferiore-media. Il primo gruppo di unità sovrasta tettonicamente sempre il secondo gruppo. Le ofioliti si trovano in posizione “primaria”, cioè come base originaria della successione, nell'Unità Vara appartenente alle Liguridi “interne”, o in posizione “secondaria”, come olistoliti ed olistostromi all'interno dei *flysch* cretacei ed eocenici nelle Liguridi “esterne” (Figura 4.2). Le toscanidi rappresentano invece parte del paleo-margine adriatico che subì il rifting triassico e la successiva evoluzione giurassico-eocenica in un contesto di margine passivo fino alla creazione dell'avanfossa torbidity silicoclastica oligocenica (FAZZUOLI *et alii*, 1994).



Figura 4.2 Schema dell'Appennino settentrionale (P. ELTER, 1994).

L'evoluzione della catena nord appenninica può essere distinta in tre fasi:

1) stadio pre-collisionale, dominato da processi deposizionali; 2) stadio collisionale, con lo sviluppo di processi compressivi che hanno portato anche il metamorfismo delle unità tettonicamente più profonde; 3) stadio post-collisionale, tradizionalmente con processi in prevalenza distensivi nelle zone più interne (occidentali, es. Toscana meridionale) e di raccorciamento nelle regioni più esterne (orientali, es. area Padana-Adriatica).

1) Stadio pre-collisionale

Questo stadio, che portò alla deposizione del ciclo sedimentario alpino, iniziò durante l'Anisico (Trias medio) con fenomeni di localizzata distensione della crosta continentale (per i quali sono stati proposti diversi modelli di *rifting* Figure 4.3a e 4.3b), consolidata nei precedenti eventi orogenetici e magmatici (Eo-Caledoniano e Varisico).

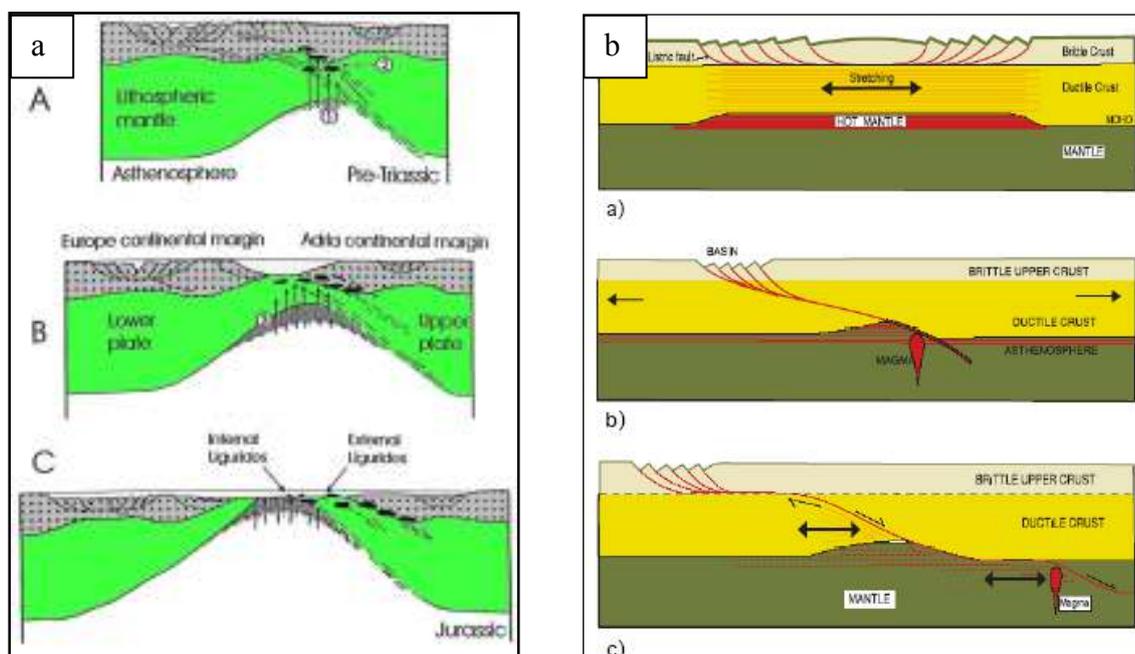


Figura 4.3 a). Il modello di *rifting* continentale per estensione asimmetrica (PICCARDO *et alii*, 1992); b). Modelli di *rifting*: a) taglio puro (MCKENZIE, 1978); b) taglio semplice (WERNICKE, 1985); c) delaminazione (LISTER *et alii*, 1986), tratti da TARNEY (2004).

Tali fenomeni portarono alla formazione del bacino sedimentario di Punta Bianca con inclusi basalti alcalini e alla prima trasgressione marina che determinò anche la deposizione dei calcari di piattaforma (PANDELI *et alii*, 1994).

Al termine del Ladinico, il margine orientale della piattaforma carbonatica emerse e processi distensivi regionali originarono nuovi ampi bacini sedimentari nei quali si

accumularono i depositi silicoclastici fluviali e costieri del gruppo del Verrucano (TONGIORGI *et alii*, 1977; COSTANTINI *et alii*, 1988; PANDELI, 2002).

Quindi durante il Trias sup. (Norico) si formarono bacini evaporitici e *sabkhas* con i sedimenti anidritici-dolomitici (Anidriti di Burano) passanti lateralmente a depositi di piattaforma carbonatica (Grezzoni) (CIARAPICA & PASSERI, 1998).

Durante il Retico i depositi carbonatici e marnoso-carbonatici (es. Formazione del Monte Cetona), si estesero sopra tutto il dominio Tosco-Umbro (CIARAPICA & PASSERI, 1998). Nell'Hettangiano si sviluppò una estesa sedimentazione carbonatica tipo Bahamas durante la fase di apertura dell'Oceano Ligure Piemontese. Questa annegò al di sotto della zona fotica nel Liassico superiore (FAZZUOLI *et alii*, 1985, 1994). Il collasso della piattaforma carbonatica portò alla formazione di bacini sedimentari pelagici ed emipelagici controllati da faglie normali sin-sedimentarie, nei quali si sedimentarono litotipi calcareo-marnosi, calcareo-silicei e silicei e, più in generale alla formazione del margine passivo adriatico prospiciente l'Oceano Ligure-Piemontese in espansione (FAZZUOLI *et alii*, 1985, 1994).

Dal Cretaceo superiore fino all'Oligocene sul settore toscano di questo margine passivo si depositarono i litotipi argillosi, marnosi e calcarei della Scaglia Toscana, mentre l'area oceanica veniva consunta per subduzione sotto il margine europeo creando un prisma di accrezione oceanico (PRINCIPI & TREVES, 1984) (Figura 4.4).

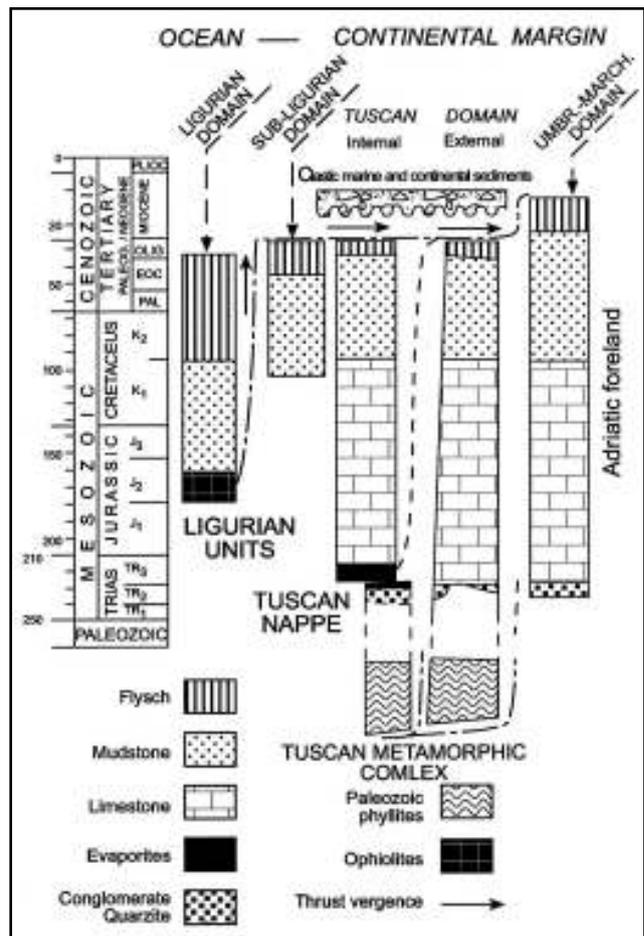


Figura 4.4 Relazioni tra le unità tettonico / stratigrafiche dell' Appennino Settentrionale (CARMIGNANI *et alii*, 1994a).

2) Stadio Collisionale

Nell'Oligocene superiore lo scontro tra la placca Adria e l'Europa (blocco sardo-corso) produsse un complesso a *thrust*-falde a spese delle rocce dei domini di margine continentale adriatico (unità Toscane e Umbre) ed oceanico (unità Liguri e Liguri-Piemontesi) (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990), con la formazione di un prisma di accrezione orogenico (Figura 4.5).

L'unità toscana più profonda fu interessata da un metamorfismo tettonico polifasico in facies scisti verdi dando così origine al Complesso Metamorfico Toscano.

Esternamente al fronte orogenico, in progressivo spostamento verso oriente, si originarono bacini di avanfossa colmati da depositi torbiditici silicoclastici (es. Macigno della Falda Toscana).

Nella collisione, le unità Liguri sovrascosero da Ovest, sopra le unità del margine continentale adriatico, interrompendo così la sedimentazione del Domino Toscano e trasferendo il depocentro torbiditico di avanfossa nel limitrofo Dominio Umbro.

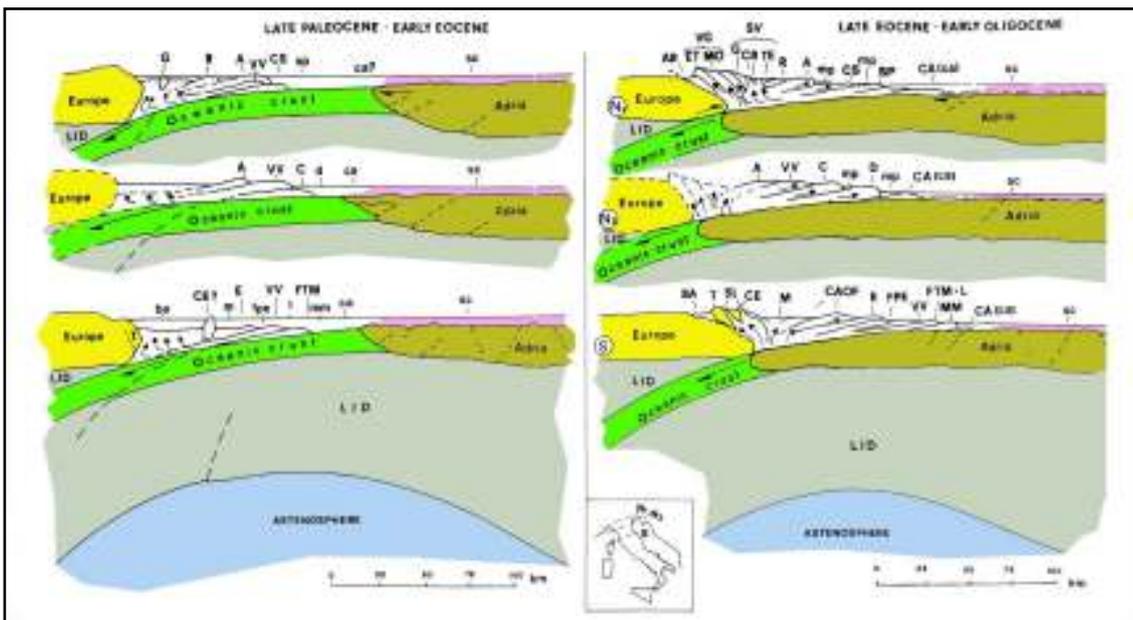


Figura 4.5 Modello di chiusura oceanica con subduzione a vergenza europea. (ABBATE *et alii*, 1994).

Pertanto lo stadio collisionale portò all'impilamento delle seguenti unità tettoniche, che partendo dalla sommità della pila orogenica, sono (vedi Figura 4.1) : 1) Unità Liguri; 2) Unità Sub-Liguri (derivanti dall'area di transizione tra crosta oceanica e crosta continentale); 3) Falda Toscana, la cui successione di copertura triassica-terziaria si è scollata dal proprio basamento originario al livello delle evaporiti tardo triassiche e

si è accavallata sopra il Complesso Metamorfico Toscano (“raddoppio” della Serie Toscana) e, ancora più ad Est, sull’Unità Cervarola–Falterona ; 4) Complesso Metamorfico Toscano rappresentato da successioni epimetamorfiche (l’unità toscana più esterna largamente costituita da torbiditi silicoclastiche mioceniche) paleozoiche–oligoceniche esposte principalmente lungo la Dorsale Medio-Toscana (Alpi Apuane, Monti Pisani, Iano, Monticiano, Roccastrada, Monte Leoni, Monte Argentario); 5) Unità Umbro-Marchigiane.

Sul lato esterno orientale, le unità toscane (Falda Toscana e Unità Cervarola-Falterona) hanno sovrascorso il Dominio Umbro-Marchigiano in cui si sono originate nel Miocene le omonime unità tettoniche.

3) Stadio Post-Collisionale

I rapporti geometrici tra le unità tettoniche impilate sono state successivamente modificati dalla tettonica distensiva in Toscana. La transizione da compressione a distensione può essere legata alla dinamica del prisma orogenico, come proposto nel modello di Platt (1986) (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; KELLER *et alii*, 1994). La continua accrezione di materiale al fronte del cuneo tende a provocare un sovraispessimento del prisma che a sua volta genera un collasso estensionale per tornare ad un assetto stabile (riequilibrio isostatico). La crosta, già assottigliata dal cedimento gravitativo, viene ulteriormente delaminata dall’apertura del Bacino Tirrenico nel Tortoniano (SARTORI *et alii*, 1989).

In questo contesto si verificano le intrusioni magmatiche, tra le quali i plutoni del Monte Capanne (6.9 Ma) e di La Serra-Porto Azzurro (5.9 Ma).

L’assottigliamento crostale del Mar Tirreno settentrionale genera i sistemi di faglie normali orientati N-S e NO-SE (TRINCARDI & ZITELLINI, 1987). I fenomeni estensionali si propagano verso Est producendo anche i bacini intermontani appenninici (VAI & MARTINI, 2001), con faglie normali ad alto angolo, dal Tortoniano sup. al Pleistocene (Figura 4.6, pagina seguente). Secondo vari autori è legata alla tettonica distensiva anche l’esumazione della Dorsale Metamorfica Toscana, attraverso faglie normali a basso angolo, con un’evoluzione tipo *Basin and Range Province* (LISTER & DAVIS, 1989) (BOCCALETTI *et alii*, 1985; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; BERTINI *et alii*, 1991; COLI *et alii*, 1991; MARTINI & SAGRI, 1993).

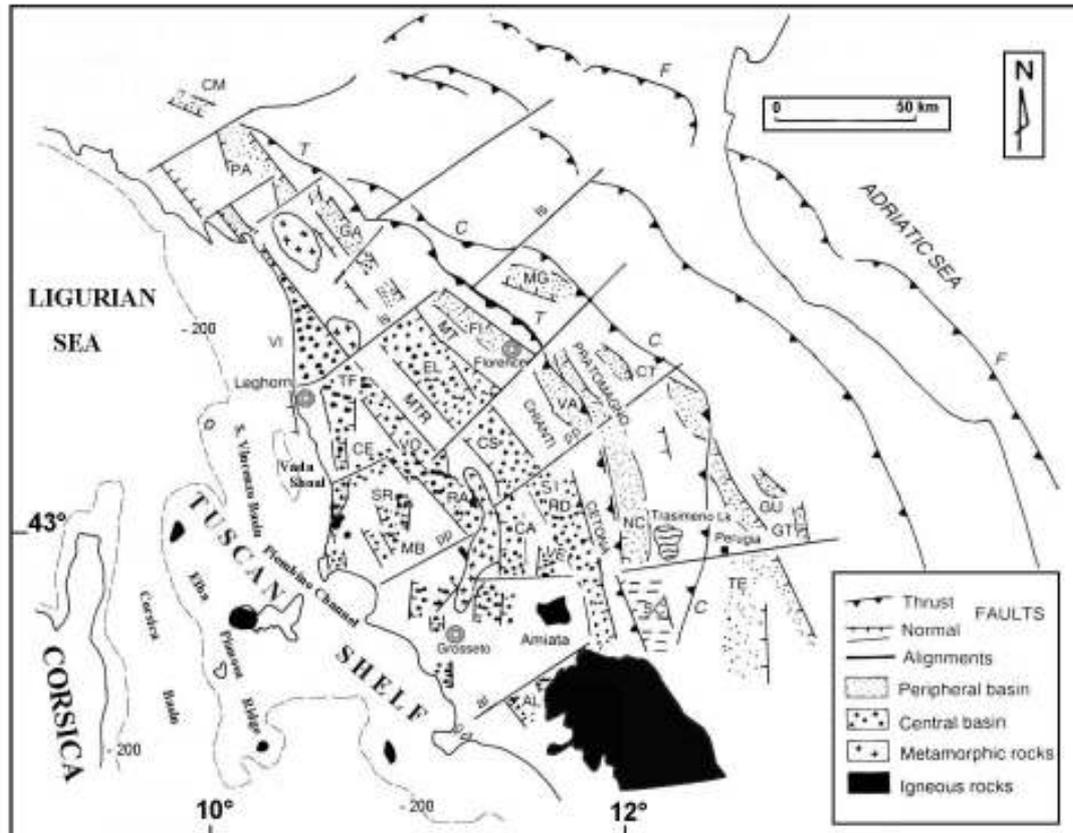


Figura 4.6 Schema dei bacini estensionali del Miocene-Quaternario dell'Appennino Settentrionale e della piattaforma toscana (PANDELI *et alii*, 2009, modificato da MARTINI & SAGRI, 1993).

KELLER e COWARD (1996) propongono un modello per la formazione del sistema di faglie normali osservate all'isola d'Elba e nel Mar Tirreno: sia dai rilevamenti sul campo che dai profili sismici si riconoscono due set di faglie estensionali, uno costituito da *master faults* a basso angolo immergenti verso Est, e l'altro costituito da faglie minori antitetiche immergenti verso Ovest. Il modello proposto prevede lo sviluppo, durante l'apertura del Tirreno, di faglie che tagliano la pila tettonica e che dovevano essere nate ad alto angolo, per poi ruotare in seguito in senso antiorario assumendo la configurazione a basso angolo, con l'aumentare del processo distensivo. In contemporanea si formano, sia come nuove faglie che riattivando *thrust* preesistenti, faglie normali antitetiche immergenti verso Ovest, che sfruttano le *master faults* come orizzonte basale di *detachment*. In seguito alcune delle faglie principali diventano inattive, probabilmente a causa di ulteriori rotazioni. In accordo con questo modello gli spostamenti principali sono relativi alle faglie normali a basso angolo (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; KELLER *et alii*, 1994; STORTI, 1995; JOLIVET *et alii*, 1998; BARCHI *et alii*, 1998; COLLETTINI & HOLDSWORTH, 2004).

In contrasto con i suddetti autori BOCCALETTI e SANI (1998) propongono un modello di esumazione per compressione. In particolare evidenziano la presenza e l'importanza di quattro fasi compressive principali a partire dal Tortoniano sup. fino al Pleistocene inf., che coincidono cronologicamente sia con intervalli di inattività magmatica, sia con la messa in posto dei principali *thrust* nella parte esterna della catena. Queste fasi coinvolgono anche i sedimenti all'interno dei bacini toscani e in alcuni casi sono stati riconosciute strutture non riferibili ad una tettonica distensiva, come l'assenza di faglie normali bordiere e la presenza di pieghe e faglie inverse; le deformazione di tali bacini intermontani sono state interpretate come relative ad una riattivazione di strutture compressive presenti nel substrato Neogenico (tipo *thrust top basins*).

Le fasi compressive coinvolgono anche il basamento, almeno per la parte più interna della catena appenninica e la riattivazione di *thrust* crostali provoca, nella copertura, la formazione di complesse strutture polifasiche e di *thrust* fuori sequenza. Le pulsazioni tettoniche riconosciute potrebbero essere legate ai penecontemporanei principali eventi compressivi nella parte frontale (padano adriatica) della catena, o relative ad un regime trasgressivo oppure connesse ad un costipamento dovuto all'approfondimento dei bacini durante le fasi distensive più importanti (BERNINI *et alii*, 1990; BOCCALETTI *et alii* 1997; BOCCALETTI & SANI, 1998). Infine queste fasi compressive possono essere legate a variazioni della velocità di convergenza fra la placca europea e quella africana, che determinerebbero l'alternanza di regimi tettonici diversi all'interno della catena appenninica (ROYDEN, 1993; BOCCALETTI & SANI, 1998).

L'instaurarsi dei bacini sedimentari neogenico-quadernari e del coevo magmatismo, che segue un evidente trend verso est, è associato al progressivo avanzamento del fronte orogenico appenninico verso l'avampaese (ELTER *et alii*, 1975) ed attualmente vede la coesistenza dei due regimi tettonici in due fasce contigue della catena, quello distensivo sul versante tirrenico e quello compressivo sul lato adriatico.

5. INTRODUZIONE STORICO-GEOLOGICA DELL'ISOLA D'ELBA

Nonostante un'estensione relativamente modesta, l'Elba mostra una straordinaria varietà di rocce e di situazioni tettoniche. Tale complessità costituisce il carattere peculiare e determina l'eccezionale interesse che l'isola riveste a livello mondiale. In essa sono infatti rappresentati gran parte dei litotipi sedimentari (calcari, dolomie, arenarie), ignei (peridotiti, basalti, gabbri, granitoidi) e metamorfici (marmi, micascisti, filladi e quarziti). In genere dal punto di vista geologico l'isola si può dividere in tre parti distinte: quella occidentale è costituita largamente dal corpo magmatico cupoliforme a composizione monzo-granodioritica del Monte Capanne, coevo con il plutone di Montecristo; la parte centrale, estesa in direzione nord-sud, compresa fra gli istmi creati dai golfi di Procchio e di Campo, ad Ovest, e dai golfi di Portoferraio e Stella, ad Est, è caratterizzata dalla presenza di rocce sedimentarie (*Flysch* dell'Elba, *Auctt.*) intruse da filoni aplitici e porfirici; la parte orientale, nella zona del Monte Calamita e del Monte Serra, è costituita da rocce metamorfiche scistose, sedimentarie, ofiolitiche e dall'affioramento del corpo magmatico del Fosso di Mar di Carpisi (La Serra-Porto Azzurro) a composizione quarzo-monzonitica, coevo col plutone dell'Isola del Giglio: la parte orientale è inoltre quella in cui sono riuniti i maggiori giacimenti a ferro dell'isola, famosi da tempo (TANELLI *et alii*, 2001).

Vari autori produssero studi geologici sull'Isola d'Elba durante l'800 (SAVI, 1833;



Figura 5.1 Plastico del rilievo geologico dell'Isola d'Elba, LOTTI 1882.

STUDER, 1841; DE COLLEGNO, 1848; COCCHI, 1870; VOM RATH, 1870), ma i primi lavori organici furono quelli di LOTTI (1882 (Figura 5.1, pagina precedente), 1884, 1886, 1910) con la pubblicazione della carta geologica dell'intera isola alla scala 1:25.000 (LOTTI, 1884), completata poco dopo dalla relativa monografia (LOTTI, 1886): secondo tale autore tutte le formazioni da lui rilevate appartenevano ad un'unica sequenza autoctona, dagli scisti del pre-Siluriano, alla base, alle arenarie e calcari dell'Eocene, al tetto. TERMIER (1909) parlò per la prima volta di unità tettoniche, in particolare riconoscendo la presenza di unità alloctone; distinse tre serie separate da superfici di accavallamento tettonico. La seconda e la terza serie furono da lui ritenute alloctone e provenienti da Ovest, mentre solo la prima fu considerata autoctona e composta in prevalenza dal granito del Monte Capanne e dalla sua aureola metamorfica. Interessante è anche la correlazione della serie II (intermedia) con gli *Schistes Lustrés* delle Alpi occidentali e della Corsica alpina.

Per avere un quadro stratigrafico-strutturale più moderno, secondo le teorie "faldiste", si deve giungere ai lavori di BENEIO & TREVISAN (1943), L. TREVISAN (1950, 1951, Figura 5.2).

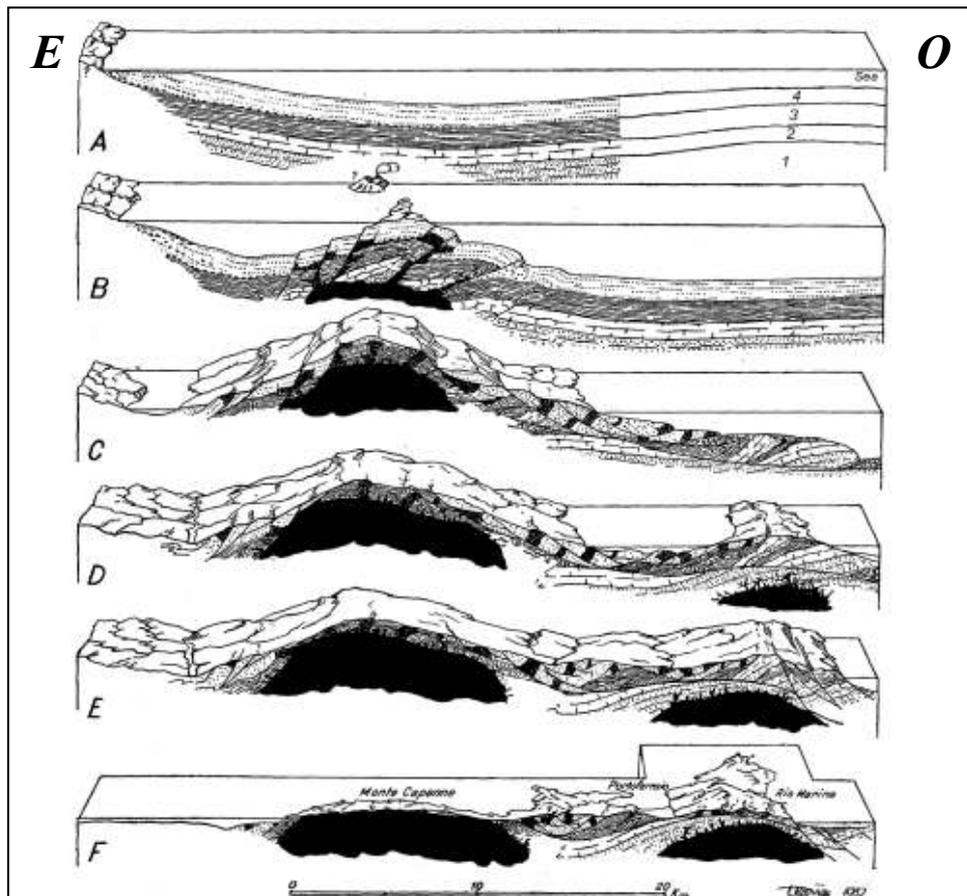


Figura 5.2 Schema evolutivo dell'Isola d'Elba, TREVISAN, 1951.

I primi autori riconobbero la presenza di quattro unità tettoniche, dai pre-Siluriani Gneiss del Calamita con la relativa copertura metamorfica, alla serie dei *flysch* non metamorfici, giacente al tetto degli altri complessi.

Il quadro geologico proposto da TREVISAN (1950, 1951, Figura 5.2) si articola in cinque principali Unità tettoniche sovrapposte (i classici cinque Complessi), impilatesi l'una sull'altra in conseguenza di scivolamenti per gravità diretti verso Est e legati alla formazione di “rigonfiamenti” connessi con il plutonismo. Questo modello fu leggermente modificato dal gruppo di lavoro di Pisa (BARBERI & INNOCENTI, 1965; RAGGI *et alii*, 1965, BARBERI *et alii*, 1967a, 1967b, 1969a) che costituiscono il punto di partenza per tutti gli studi geologici successivi.

Questi autori seguirono sostanzialmente la suddivisione di Trevisan, ma i tre complessi inferiori (Complesso I, II, III) furono considerati di pertinenza “toscana”, mentre i due sovrastanti (Complesso IV e V) attribuiti al Dominio Ligure.

Si ridefiniscono dunque i cinque Complessi (Figure 5.3 e 5.4):

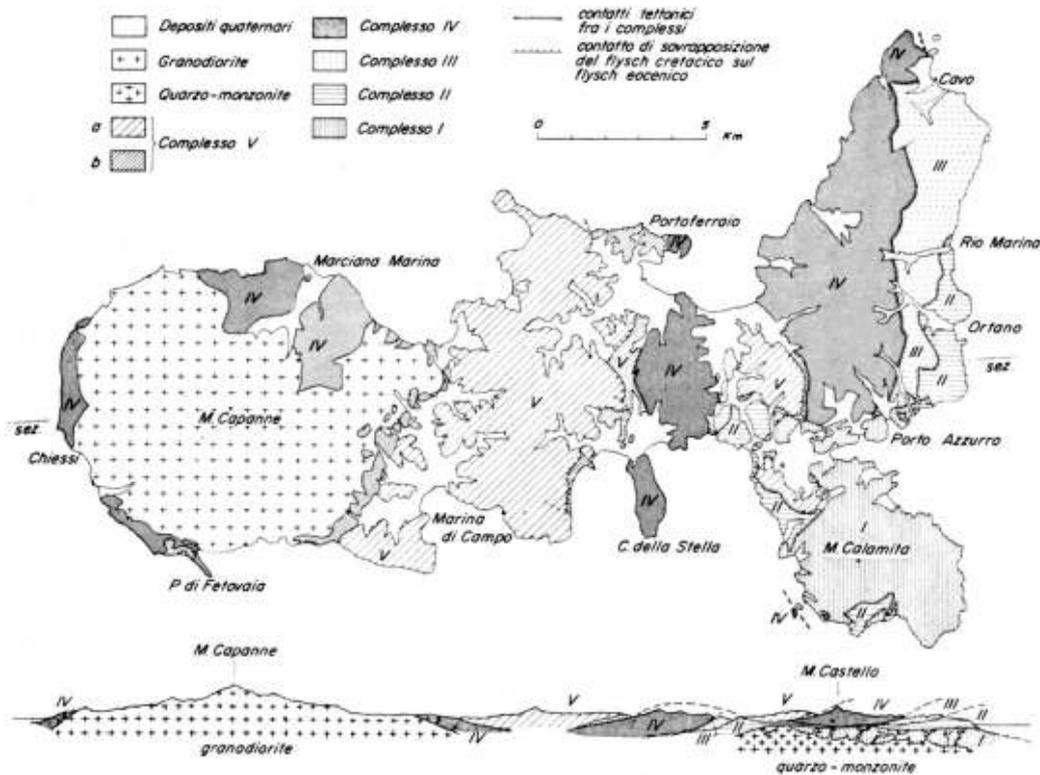


Figura 5.3 Schema geologico dell'isola d'Elba (da BARBERI *et alii*, 1969).

- **Complesso I (Calamita Gneiss Auctt).** Questo Complesso include una sequenza costituita da scisti micacei con andalusite e plagioclasti, livelli quarzitici e anfibolitici attribuiti al Paleozoico (Permiano - Carbonifero?). La parte superiore è formata da

quarziti (Verrucano) e calcari dolomitici cristallini di età Triassica-Liassica. Questi sono intensamente termometamorfosati ed intrusi da dicchi aplitici collegati al monzogranito di La Serra - Porto Azzurro.

- *Complesso II.* Questo Complesso comprende una sequenza simile alla Falda Toscana Metamorfica della Alpi Apuane. Dalla base si riconoscono: a) “Scisti macchiettati” (scisti termometamorfici con biotite ed andalusite), spesso grafitici, probabilmente di età Permo-Carbonifera; b) Dolomie e calcari dolomitici giallastri vacuolari termometamorfici appartenenti al Norico-Retico; c) Marmi, passanti verso l’alto a calcescisti e “cipollini” del Lias; d) Filladi calcaree (Dogger). Al tetto del Complesso affiora una lente di serpentiniti tettonizzate.
- *Complesso III.* Questa successione Toscana è costituita dalla base da: a) Quarzo-areniti, scisti arenacei, conglomerati quarzitici e localmente scisti termo-metamorfici (Carbonifero superiore); b) arenarie quarzitiche trasgressive, conglomerati e scisti, che possono essere correlati con il Verrucano Ladinico-Carnico del Monte Pisano; c) Calcari vacuolari più o meno dolomitici, eteropici con calcari neri con intercalazione di marne a *Rhaetavicula* (Norico-Retico); d) Calcari massicci dell’Hettangiano; e) Calcari silicei nodulari (Lias); f) Marne argillitiche varicolori con rari livelli di calcari silicei (Dogger).
- *Complesso IV.* Questo rappresenta il Complesso Ligure inferiore e consiste in: a) Serpentiniti Lherzolitiche – harzburgitiche; b) Gabbri; c) Basalti; d) Radiolariti (Diaspri di Monte Alpe) del Malm; e) Calcari a Calpionelle (Titoniano superiore?-Cretaceo inferiore); f) Argilliti con calcarei silicei (Argille a Palombini, Cretaceo medio-inferiore). Queste formazioni sono bene esposte nell’Elba centro-orientale. Gli stessi autori attribuiscono a questa unità anche le rocce ofiolitiche metamorfiche presenti come aureola del Monte Capanne.
- *Complesso V.* Questo complesso include due formazioni tipo *flysch*, tettonicamente sovrapposte. Dalla base si trova: a) Argilliti del Paleocene-Eocene con intercalazioni di calcari e subordinatamente arenarie e breccie ofiolitiche; b) Arenarie quarzoso-feldspatiche e conglomerati del Cretaceo superiore, passanti gradatamente verso l’alto a successioni calcaree-marnose. Anche la successione litologicamente analoga affiorante a Fetovaia, e geometricamente sovrastante l’unità metamorfica, è stata correlata dagli autori al complesso V.

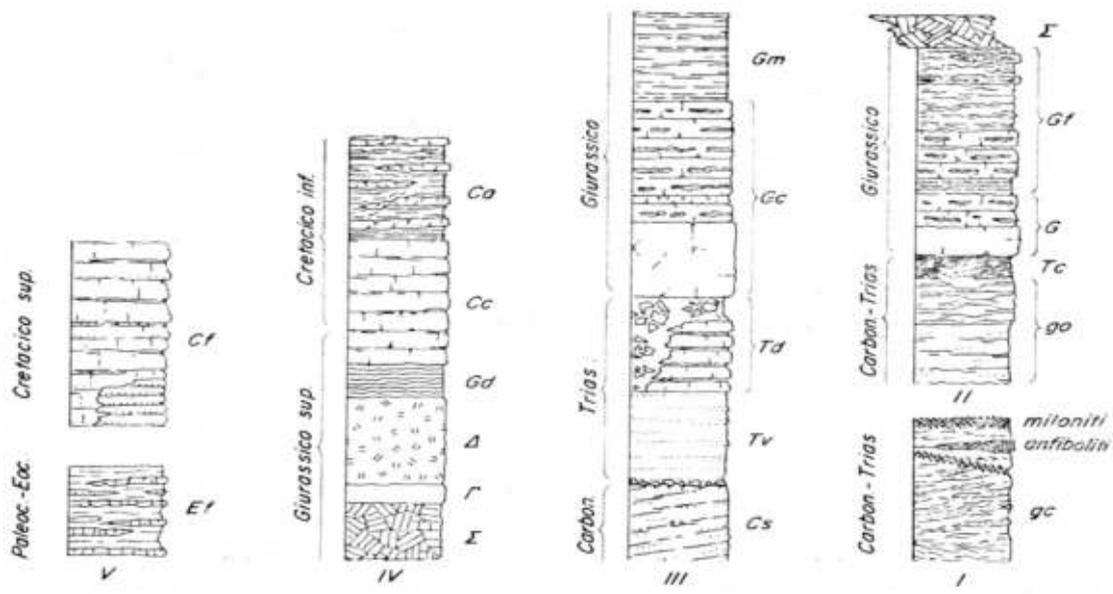


Figura 5.4 Colonne stratigrafiche dei cinque complessi, (da BARBERI *et alii*, 1969).

Data la loro struttura embricata, nell'Elba orientale i quattro complessi superiori giacciono direttamente sul Complesso I sostanzialmente autoctono.

Secondo gli autori questa particolare struttura è dovuta ad tettonica compressiva polifasica Est-vergente, attraverso la quale i Complessi II, III, IV si sono accavallati sul Complesso I durante una prima fase, mentre la sovrapposizione del Complesso V sopra gli altri risale ad una fase tettonica successiva. Poi l'intera pila tettonica è stata riorganizzata dalla tettonica gravitativa legata alle intrusioni dei plutoni Mio-Pliocenici del Monte Capanne e La Serra - Porto Azzurro.

In seguito l'Unità del Flysch Cretaceo è stata suddivisa, nella parte centro-orientale dell'isola, in quattro formazioni dell'età cretacea (AIELLO *et alii*, 1977), costituite da argille a Palombini, Argilliti Varicolori, Arenarie di Ghiaieto e Fm. Marina di Campo.

Successivamente PERRIN (1975) distinse nell'isola due principali edifici tettonici (catene Alpina e Nord Appenninica), localizzandone il limite nella parte centrale dell'Isola d'Elba. In particolare, l'autore legò l'edificio centro-orientale, costituito dai primi quattro complessi di TREVISAN, alla catena appenninica, mentre quello occidentale, costituito dal Complesso V di TREVISAN e l'Unità Ofiolitica (legata all'aureola termo-metamorfica del Monte Capanne), alla catena alpina.

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

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

Studi strutturali condotti da BOCCALETTI *et alii*, 1987 e BOCCALETTI & PAPINI (1989, Figura 5.5) hanno evidenziato in questo plutone la presenza di due principali domi magmatici e schematizzato i sistemi delle fratture del corpo magmatico del Capanne, realizzando una carta geologica-strutturale d'insieme (le orientazioni più rappresentate per queste strutture fragili sono NE-SW, tra ENE-WSW e E-W, NNE-SSW e, subordinatamente, circa NW-SE). Questi sistemi di frattura più o meno perpendicolari tra loro sono stati riferiti da questi autori ai *Longitudinal joints* e *Cross joints*. I primi si dispongono perpendicolarmente alle strutture interne del plutone, mentre i secondi si sviluppano parallelamente a tali strutture. Entrambi sono sede di manifestazioni filoniane e presentano generalmente alti angoli di immersione.

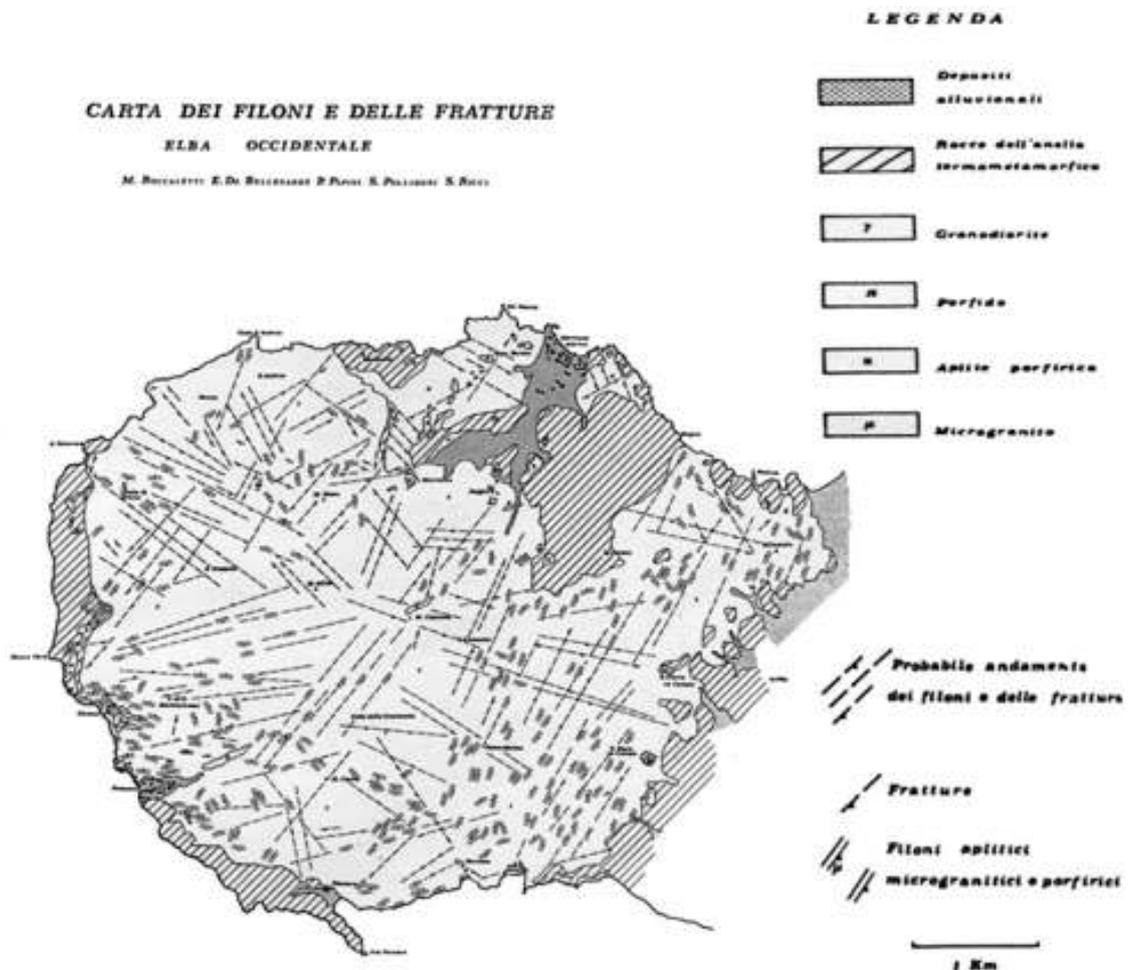


Figura 5.5 Carta schematica geologica-strutturale del Monte Capanne, (BOCCALETTI & PAPINI, 1989, modificata).

KELLER e PIALLI (1990) distinsero, all'interno del complesso III, la successione epimetamorfica comprendente la formazione di Rio Marina e il Verrucano della Falda Toscana (non-metamorfica) sovrastante. Inoltre proposero un modello evolutivo articolato in tre fasi:

- 1) Stadio di accezione dal Cretaceo all'Eocene.
- 2) Collisione del prisma di accrezione con il margine continentale adriatico e accavallamento delle falde Liguri su di esso, nell'Oligo-Miocene.
- 3) Tettonica distensiva, dovuta al riequilibrio isostatico al termine dell'impilamento delle falde. A questa fase è legata anche la messa in posto dei corpi intrusivi neogenetici. Infine la superficie tettonica al tetto del Complesso I viene definita come una faglia di *detachment* a basso angolo (Faglia di Zuccale).

Riprendendo questo argomento, PERTUSATI *et alii* (1993, Figura 5.6) e DANIEL & JOLIVET (1995) suggerirono che la Faglia di Zuccale fosse legata all'intrusione del corpo intrusivo di La Serra-Porto Azzurro e fosse stata deformata dalla finale risalita del domo magmatico. In particolare, i primi autori legano l'evoluzione post-collisionale dell'Elba al processo di *ballooning plutons*, proposto da RAMSAY (1981).

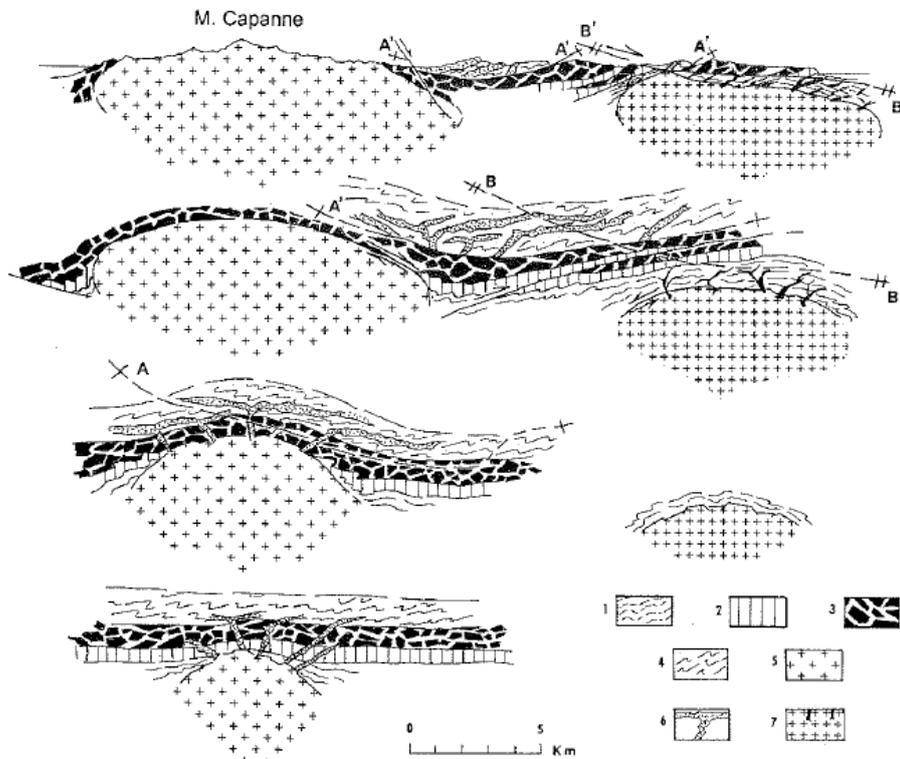


Figura 5.6 Schema dell'evoluzione dell'isola d'Elba in relazione alla risalita dei plutoni. 1 Basamento; 2 Complessi II e III; 3 Complesso IV; 4 Complesso V; 5 Granodiorite del Capanne; 6 Complesso filoniano; 7 Monzogranito La Serra-Porto Azzurro con complesso filoniano. Superfici di scivolamento del Complesso V: A potenziale; A' posizione attuale. Faglia di Zuccale: B potenziale; B' posizione attuale (PERTUSATI *et alii*, 1993, modificato).

Secondo DANIEL & JOLIVET (1995), nelle fasi iniziali di risalita del Monte Capanne si sarebbe attivato un primo scollamento, che avrebbe sovrapposto le unità non metamorfiche dell'ex Complesso III alle Unità metamorfiche degli ex Complessi I e II. Il secondo scollamento, successivo alla messa in posto della quarzo-monzonite di La Serra-Porto Azzurro, è rappresentato dalla Faglia di Zuccale.

PANDELI & PUXEDDU (1990) non considerarono attendibile la correlazione, fino ad allora accettata in letteratura (tranne che da BODECHTEL, 1964), tra la parte superiore del Complesso II (ovvero la parte compresa tra le dolomie e le filladi calcaree) e la parte Mesozoico-Terziaria dell'"Autoctono Apuano"; sulla base di dati microstrutturali, petrografici e geochimici questa sequenza poteva invece risultare comparabile con quelle Cambro-Devoniane della Sardegna. Inoltre gli autori interpretano come una breccia tettonica terziaria la formazione carbonica vacuolare tra i Marmi di Ontano e gli Scisti Porfirici in precedenza attribuita al Calcere Cavernoso.

Il ritrovamento di una microfauna del Cretaceo inf. dentro i calcescisti e filladi, appartenenti al Complesso II, permise a DURANTI *et alii* (1992) di correlare queste rocce con le unità liguri e di ipotizzare che le foliazioni metamorfiche fossero dovute alle intrusioni mio-plioceniche. Usando il metodo di datazione con gli isotopi Ar^{40}/Ar^{39} , DEINO *et alii*, (1992) ottennero invece un'età di circa 19 Ma per la scistosità principale della successione dei calcescisti, che doveva aver acquisito un metamorfismo precedente alla messa in posto dei plutoni (Miocene inferiore). Per questo CORTI *et alii*, (1996) ipotizzarono che i calcescisti e filladi potessero essere attribuiti agli *Schistes Lustrés*, in accordo con Termier.

BORTOLOTTI *et alii*, (1994) definirono per la prima volta un'unità di origine incerta localizzata tra le unità Toscane e quelle Liguri denominata Unità di Gràssera. Inoltre distinsero quattro sub-unità tettoniche all'interno dell'Unità Ofiolitica: Fosso Acquaviva, Sassi Turchini, Monte Serra e Volterraio. L'anno seguente PANDELI *et alii*, (1995) riconobbero una successione epimetamorfica di tipo toscano nell'area di Capo Scandelli-Capo Castello-Isola dei Topi (a NE di Cavo) e la correlarono con la copertura sedimentaria della successione del Verrucano del Complesso III.

Il lavoro degli ultimi venti anni del secolo scorso è stato sintetizzato nel lavoro di BORTOLOTTI *et alii* (2001b), i quali in base a questi contributi sulla parte centro-orientale dell'isola elaborano un modello tettonico-stratigrafico più complesso rispetto ai classici cinque complessi di Trevisan, con una nuova nomenclatura e interpretazione

delle diverse scaglie tettoniche. Questo modello (Figura 5.7) è diventato quello di riferimento per gli attuali studi sull'Isola d'Elba.

In particolare sono state definite nove unità tettoniche che, correlate con i complessi di BARBERI *et alii* (1969), dal basso verso l'alto sono:

1. Unità Porto Azzurro ("PU") = Complesso I
2. Unità Ortano ("UO") = Complesso II
3. Unità Acquadolce ("AU") = Complesso II
4. Unità Monticiano - Roccastrada ("MU") = Complesso III
5. Falda Toscana (FT) o Tuscan Nappe ("TN") = Complesso III
6. Unità Gràssera ("GU") = Complesso III
7. Unità Ofiolitica ("OU") = Complesso IV
8. Unità del Flysch Paleogenico o Flysch Eocene ("EU") = Complesso V
9. Unità del Flysch Cretaceo ("CU") = Complesso V

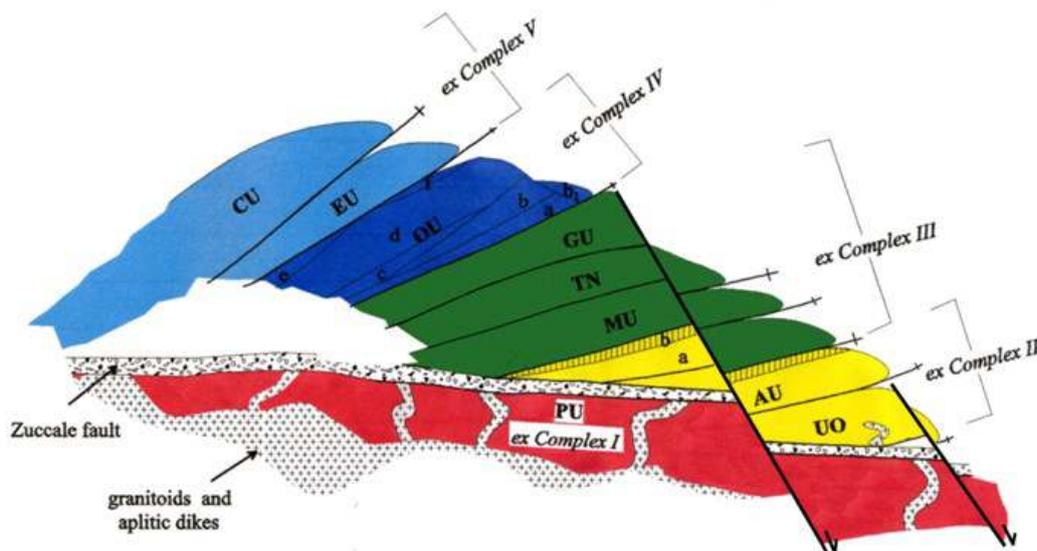


Figura 5.7 Schema tettonico dell'edificio elbano centro-orientale. PU- Porto Azzurro Unit; UO- Ortano Unit; AU- Acquadolce Unit (a. Porticciolo Subunit, b- Santa Filomena S.); MU- Monticiano-Roccastrada Unit; TN- Tuscan Nappe; GU- Gràssera Unit; OU- Ophiolitic Unit (a- Acquaviva Subunit; b- Monte Serra S.; b₁- Capo Vita S.; c- Sassi Turchini S.; d- Volterraio S.; e- Magazzini S.; f- Bagnaia S.); EU- Paleogene Flysch Unit; CU- Cretaceous Flysch Unit (da BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, modificato).

In questo modello le nove unità tettoniche sono accompagnate da 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 superiore e del

Trias 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 del Flysch Paleogenico, Unità Flysch cretaceo e Unità Ofiolitica, 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 Ofiolitica dell'Elba centro-orientale, e sembrerebbe da escludere l'attribuzione di parte di questi affioramenti alle unità metamorfiche ad alta pressione degli *Schistes Lustrés* della Corsica; la seconda potrebbe essere verosimilmente ricondotta all'Unità del Flysch Paleogenico dell'Elba centrale.

- Altre unità, interessate da intense deformazioni e metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura e/o regionale in facies di scisti verdi, sono da ascrivere al Dominio Piemontese e riconducibili agli *Schistes Lustrés* della Corsica: sono le Unità tettoniche Acquadolce e Gràssera.

In molte di queste unità si sono intrusi corpi magmatici del Miocene superiore rappresentati da due grandi plutoni (quello del Monte Capanne ad Ovest, e quello di La Serra - Porto Azzurro ad Est), 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.

Queste risalite plutoniche sono responsabili dell'attivazione di numerose faglie di scarico e di scorrimenti a basso angolo. 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 questi ultimi eventi sono da collegarsi anche alle mineralizzazioni, in particolare a quella a ferro, per le quali l'isola è da sempre famosa (PANDELI et alii 2001). Questi autori dividono l'evoluzione

dell'edificio strutturale elbano in tre fasi: stadio pre-magmatico (>8.5 Ma), stadio sin-magmatico (8.5-5.4) e stadio post-magmatico (<5.4).

Per i dettagli delle nove unità tettoniche del modello e dei tre stadi si rimanda al capitolo dell'assetto geologico dell'isola d'Elba.

Lavori relativamente recenti sul plutone del Monte Capanne, (es. WESTERMAN *et alii*, 2003; DINI *et alii*, 2002, 2004, 2007; MAINIERI *et alii*, 2003 (importante per la faglia dell'Elba centrale (scollamento a basso angolo attivato dalla risalita del plutone del Monte Capanne), ROCCHI *et alii* 2010, CIFELLI *et alii*, 2012, CAGGIANELLI *et alii*, 2013), sulle coperture meta sedimentarie (COLI *et alii*, 2001; ROSSETTI *et alii*, 2007) e sull'Elba centro-orientale (PANDELI *et alii*, 2001; GARFAGNOLI *et alii*, 2005) hanno ulteriormente dettagliato il panorama delle conoscenze geologiche dell'isola d'Elba.

5.1 ASSETTO GEOLOGICO DELL'ISOLA D'ELBA

La struttura geologica dell'Isola d'Elba è caratterizzata dall'impilamento di una serie di unità tettoniche. Il lavoro di BORTOLOTTI *et alii* (2001) ha 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), con la rielaborazione dei cinque "Complessi" tettonici sovrapposti di TREVISAN (1951) (Figura 5.8).

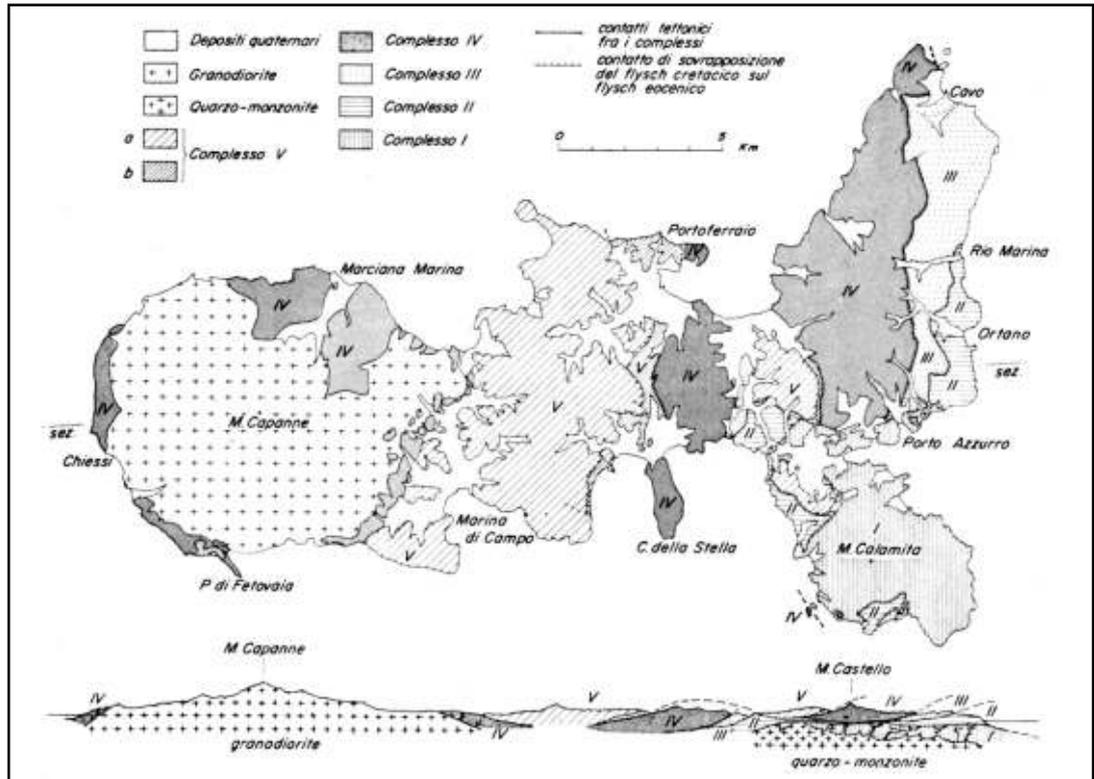


Figura 5.8. Schema con i cinque complessi tettonici, da BARBERI *et alii*, 1969.

Il modello proposto è articolato su nove unità tettoniche che verranno descritte di seguito partendo dall'unità geometricamente più profonda (vedi Figura 5.7).

Tali unità presentano le seguenti caratteristiche:

1- **Unità Porto Azzurro (PU)**. E' costituita da filladi, quarziti, micascisti, e anfiboliti (Formazione di M. Calamita), probabilmente di età paleozoica, che presentano una intensa ricristallizzazione a causa del metamorfismo termico indotto dall'intrusione di La Serra - Porto Azzurro e dal relativo corteo filoniano aptitico (6.0 - 5.9 Ma). Localmente sono stati riconosciute anche dolomie e calcari dolomitici cristallini, verosimilmente attribuibili alla originaria copertura carbonatica mesozoica di tipo

toscano della Formazione del Monte Calamita. I filoni aplitici si interrompono sul contatto con le soprastanti unità tettoniche.

2- **Unità Ortano (UO)**. Questa Unità include formazioni metavulcaniche (porfiroidi) e metasedimentarie quarzítico-filladiche (es. gli Scisti di Capo d'Arco) correlabili con formazioni di età ordoviciana della Sardegna centrale e della Toscana (Alpi Apuane). Alcuni filoni aplitici sono stati osservati anche in questa unità lungo la costa tra Capo D'Arco e Ortano.

3- **Unità Acquadolce (AU)**. E' costituita da marmi passanti in alto a calcescisti e quindi a filladi, metasiltiti e meta-arenarie con livelli di metacalcari e calcescisti con fossili del Cretaceo inferiore. Al tetto è presente una lama tettonica di serpentiniti. Questa unità è stata attribuita al Dominio Piemontese e correlata con i calcescisti con ofioliti dell'Isola di Gorgona. Nell'area del residence di Capo d'Arco sono presenti alcune intrusioni filoniane lamprofiriche (Dicchi di Casa Carpini). E' tipica la locale trasformazione dei litotipi carbonatici in corpi di *skarn* a silicati e minerali metallici (es. *skarn* di Torre di Rio).

4- **Unità Monticiano - Roccastrada (MU)**. E' in gran parte costituita dai metasedimenti silicoclastici carbonifero-triassici (Formazione di Rio Marina del Permo-Carbonifero e Gruppo del Verrucano Triassico). Ad essa appartengono anche le successioni giurassico-oligoceniche epimetamorfiche (da Calcescisti e calcari diasprini allo Pseudomacigno) affioranti lungo la costa nell'area di Cavo (Capo Castello, Capo Pero) e presso l'area mineraria di Valle del Giove.

5- **Falda Toscana (FT)**. A Sud della Parata è rappresentata solo da breccie calcareo-dolomitiche spesso con "struttura a cellette" (Calcere Cavernoso *Auctt.*), mentre verso Cavo a queste breccie seguono le parti della tipica Successione Toscana comprendente carbonati di mare sottile del Triassico superiore - Hettangiano e sedimenti calcareo-siliceo-marnosi pelagici del Sinemuriano-Dogger.

6- **Unità Gràssera (GU)**. E' composta da argilloscisti varicolori con scarse intercalazioni calcareo-silicee e radiolaritiche (Formazione di Cavo). Tra Cavo e la Parata, alla base di questa unità è presente un orizzonte decametrico di calcescisti (Membro dei Calcescisti). L'Unità Gràssera, forse di età cretacea, è stata attribuita al Dominio Piemontese per le sue litologie poco confrontabili con quelle della Falda Toscana e per la sua tipica impronta metamorfica anchizonale.

7- **Unità Ofiolitica (OU)**. Questa unità di provenienza ligure, è stata suddivisa in 7

Subunità, (Acquaviva - ASU, Mt. Serra - SSU, Capo Vita - CSU, Sassi Turchini - TSU, Volterraio - VSU, Magazzini - MSU and Bagnaia - BSU) caratterizzate da successioni di età giurassico-cretacea inferiore sensibilmente diverse, ma che comunque includono ultramafiti serpentizzate, oficalciti, Mg-gabbri ed una copertura vulcano-sedimentaria (Basalti, Diaspri M. Alpe, Formazione di Nisportino, Calcari a Calpionelle e Argille a Palombini). Un filone shoshonitico (Filone di M. Castello: 5,8 Ma) riempie faglie normali nella Subunità Volterraio presso Porto Azzurro. Alcuni filoni a composizione calc-alcalina (Filoni di M. Capo Stella) attraversano i basalti liguri dalla parte occidentale del Golfo Stella.

8- **Unità del Flysch Paleogenico (EU).** E' costituita da argilliti con scarse intercalazioni calcareo-marnose, calcarenitiche, arenacee e localmente anche di breccie carbonatico-ofiolitiche (Formazione di Colle Reciso). Il contenuto fossilifero dei litotipi carbonatici indica un'età medio eocenica. Questa unità rappresenterebbe una successione oceanica sintettonica (epiligure) sul tipo della Formazione di Lanciaia della Toscana Meridionale. Filoni aplitici (Apliti di Capo Bianco: 8-8.5 Ma) talora sericitizzati ("Eurite" *Auctt.*), e porfidi (Porfidi di S. Martino e di Portoferraio: rispettivamente circa 8 Ma e 7.4-7.2 Ma) intrudono i suddetti litotipi, ma verso il basso non proseguono nell'Unità Ofiolitica.

9- **Unità del Flysch Cretaceo (CU).** Questa unità ligure presenta alla base scarsi lembi di una successione analoga a quella dell'Unità Ofiolitica (ofioliti, vulcaniti e copertura sedimentaria) che passano a Argilliti Varicolori di età cretacea, ed infine ad una potente sequenza torbiditica da arenaceo-conglomeratica (Arenarie di Ghiaieto) a calcareo-marnoso-arenacea (F. di Marina di Campo) di età Cretaceo superiore. Anche questa Unità, come la precedente, presenta frequenti ed estese intrusioni di filoni e laccoliti, spesso porfirici, a composizione acida.

Prima della loro definitiva messa in posto, alcune di queste unità sono state intruse da plutoni granitoidi (monzogranito del Monte Capanne e monzogranito di La Serra - Porto Azzurro) e da filoni di varia natura (aplitici, shoshonitici, calcalcalini e lamprofirici) tra 8.2 Ma e 5.8 Ma.

L'assetto tettonico dell'Isola d'Elba è il risultato di una complessa serie di eventi deformativi che hanno interessato sia le Unità Liguri che quelle Toscane. Gli elementi geologici importanti per la ricostruzione dell'evoluzione tettonica dell'isola sono (PRINCIPI *et alii*, in stampa):

1) L'età degli eventi magmatici (filoni aplitici/porfirici e corpi laccolitici: 8,5-7,2 Ma; Monzogranito del Monte Capanne: 6,9 Ma; Monzogranito di La Serra - Porto Azzurro: 5,9 Ma; Dicco shoshonitico di Monte Castello: 5,8 Ma) e loro relazioni con gli eventi deformativi;

2) L'età sin-/post-intrusioni della Faglia a basso angolo di Zuccale (ZDF) nell'Elba orientale che separa l'Unità Porto Azzurro, già sottoposta all'intrusione del corteo filoniano legato al Monzogranito di La Serra - Porto Azzurro, dal sovrastante embrice tettonico costituito dalle restanti unità.

Ulteriori punti di riferimento di cui è necessario tener conto sono (PRINCIPI *et alii*, in stampa):

- il sovrascorrimento tra l'Unità del Flysch Cretaceo e l'Unità del Flysch Paleogenico 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 del Flysch Paleogenico). Durante l'intrusione del Monzogranito del Monte Capanne queste unità dovevano trovarsi al di sopra o prossime al plutone;
- la scistosità principale (legata all'evento tettono-metamorfico D₂) dei metasedimenti dell'Unità Acquadolce 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 messa in posto del plutone del Monte Capanne;
- le caratteristiche strutturali definite per le unità dell'edificio tettonico elbano (ELTER & PANDELI, 2001; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a) suggeriscono che il loro impilamento sarebbe avvenuto in gran parte tra la fase D₂ riconosciuta nell'Unità Acquadolce (19 Ma) e l'intrusione del Monzogranito di La Serra - Porto Azzurro (5,9 Ma). Al di là dei fenomeni di scorrimento legati alla Faglia dello Zuccale, soltanto un debole, tardo piegamento interessa l'intero edificio tettonico già costituito, insieme alla Faglia di Zuccale stessa;
- nell'Elba centrale i sovrascorrimenti tra le diverse unità tettoniche anticipano i suddetti eventi 1) e 2). Infatti, nell'area di Norsì - Spiaggia del Lido l'originaria continuità di zoneografia metamorfica è sostanzialmente conservata all'interno della pila tettonica, dall'Unità Porto Azzurro almeno fino all'Unità Gràssera. Verso oriente la Faglia dello Zuccale, invece, provoca lo smembramento dell'originario anello termometamorfico del plutone di La Serra - Porto Azzurro;

- la presente sovrapposizione tettonica tra le unità flyschoidi (Unità del Flysch Cretaceo e Unità del Flysch Paleogenico) sull'Unità Monte Strega risulta posteriore alla intrusione dei dicchi aplitici e porfirici perché questi ultimi si interrompono contro la superficie di sovrascorrimento stessa;
- 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 delle unità flyschoidi, anticipano l'intrusione del plutone di La Serra-Porto Azzurro. Questo evento metasomatico è stato legato alla circolazione di fluidi connessi all'intrusione del Monzogranito del Monte Capanne fluenti lungo la superficie tettonica di base delle unità flyschoidi (CEF *Auctt.*) scollate dalle coperture del plutone e scorse verso est per gravità, sulle unità tettoniche dell'Elba centro-orientale;
- i sistemi di faglie normali ad alto angolo orientate NE-SO all'interno dell'Unità Monte Strega sono precedenti al sovrascorrimento di quest'ultima sulle sottostanti unità. Infatti, il filone shoshonitico di Monte Castello (5,8 Ma) intrude questi sistemi di faglie ed entrambi non proseguono nella sottostante Unità Grässera;
- le faglie di trasferimento hanno prodotto solo movimenti tra le diverse subunità tettoniche dell'Unità Monte Strega (es., la dislocazione della Subunità Volterraio rispetto alle sottostante subunità);
- le faglie normali ad alto angolo a direzione N-S dislocano l'intera pila tettonica ed anche il plutone di La Serra-Porto Azzurro e la Faglia dello Zuccale. Successivamente, i giacimenti ad ematite (Terranera, Rio Marina), datati 5,3 Ma (LIPPOLT *et alii*, 1995), si sono depositati all'interno di queste strutture.

Tenendo conto degli elementi geologici sopra riportati, la ricostruzione di dettaglio dell'evoluzione tettonica dell'Isola Elba può essere a grandi linee riassunta in tre stadi principali separati dai fenomeni intrusivi magmatici neogenici (BORTOLOTTI *et alii*, 2001, PRINCIPI *et alii*, in stampa):

1) Eventi pre-magmatici (> 8.5 Ma). La lunga storia geologica dell'Isola d'Elba inizia nel Paleozoico, quando le successioni pre-carbonifere associate alle Unità Toscane inferiori furono oggetto delle deformazioni tettono-metamorfiche varisiche, a cui sono riconducibili i relitti di scistosità pre-alpina (evento sudetico dell'Orogenesi Varisica) presenti nelle rocce metamorfiche delle Unità Porto Azzurro e Ortano, alle quali seguirono eventi sedimentari permo-carboniferi legati a bacini estensionali tardo-ercinici. Successivamente nel Trias medio-superiore ebbe inizio il ciclo sedimentario

alpino (Successione Toscana). A fine Triassico-inizio Giurassico iniziò la fase di rifting che portò all'apertura della Tetide giurassica. L'evoluzione tettonica iniziata nel Cretaceo superiore-Terziario inferiore con la consunzione della Tetide (Bacino Ligure - Piemontese), portò alla fine della sedimentazione "oceanica" nell'Eocene superiore e alla successiva collisione tra il blocco sardo-corso e la microplacca Adria. Da questo momento fino al Miocene inferiore si ha la deformazione polifasica dei margini europeo (Corsica) e adriatico (Dominio Toscano). In particolare le fasi magmatiche sono precedute da: I - la massima parte dei fenomeni plicativi e dei *thrust* riconosciuti nelle Unità Ofiolitica, del Flysch Paleogenico e del Flysch Cretaceo, assieme alla genesi di breccie ofiolitiche nell'Unità del Flysch Paleogenico (eventi deformativi intraoceanici dell'Eocene); II - la strutturazione tettono-metamorfica principale delle Unità Toscane (Porto Azzurro, Monticiano - Roccastrada e Falda Toscana) e Piemontesi (Acquadolce e Gràssera; S₁ e S₂ nell'Acquadolce datate 19 Ma), nonché, III- l'impilamento delle Unità Liguri e Piemontesi su quelle Toscane (eventi collisionali e di serraggio dell'Eocene sup./Oligocene - Miocene inferiore); IV - i fenomeni di ripiegamento delle suddette unità tettoniche e, infine, V - l'intercalazione dell'Unità Acquadolce tra le Unità Ortano e Monticiano-Roccastrada. Le fasi magmatiche sono precedute anche dai primi eventi estensionali con faglie a basso angolo, come la sovrapposizione della Falda Toscana sull'Unità Monticiano-Roccastrada (Miocene inferiore - medio).

2) Eventi sin-magmatici (8.5-5.4 Ma). In questo periodo si ha lo sviluppo e la risalita di magmi anatectici connessi alla risalita dell'astenosfera e all'assottigliamento crostale. Durante la risalita del plutone del Monte Capanne (6.8 Ma) parte della sua copertura, costituita dalle unità dei *flysch*, già intrusi da apliti e porfiriti, si scolla e scorre verso oriente utilizzando una superficie a basso angolo (Faglia dell'Elba centrale - CEF, Figura 5.9A). Durante questo movimento avvengono i processi di euritizzazione delle apliti (6.7 Ma). Poco più ad est, a 5.8 Ma, si intrude un filone basico nell'Unità Ofiolitica e probabilmente anche quelli lamprofirici nell'Unità Acquadolce. L'ulteriore risalita del Monte Capanne permette poi un ulteriore avanscorrimento verso est delle unità dei *flysch* sull'Unità Ofiolitica e di tutte le unità già impilate sulla Unità Porto Azzurro, e lo sviluppo delle faglie di trasferimento NW-SE, probabilmente legate a rampe laterali delle unità in movimento. A 6.0-5.4 Ma la messa in posto del monzogranito di La Serra - Porto Azzurro e del suo complesso filoniano produce l'estesa aureola termo-metamorfica attraverso le Unità Porto Azzurro, Ortano,

Acquadolce, Monticiano - Roccastrada e, localmente, anche gli *skarn* (fase B dello schema di BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, Figura 5.9).

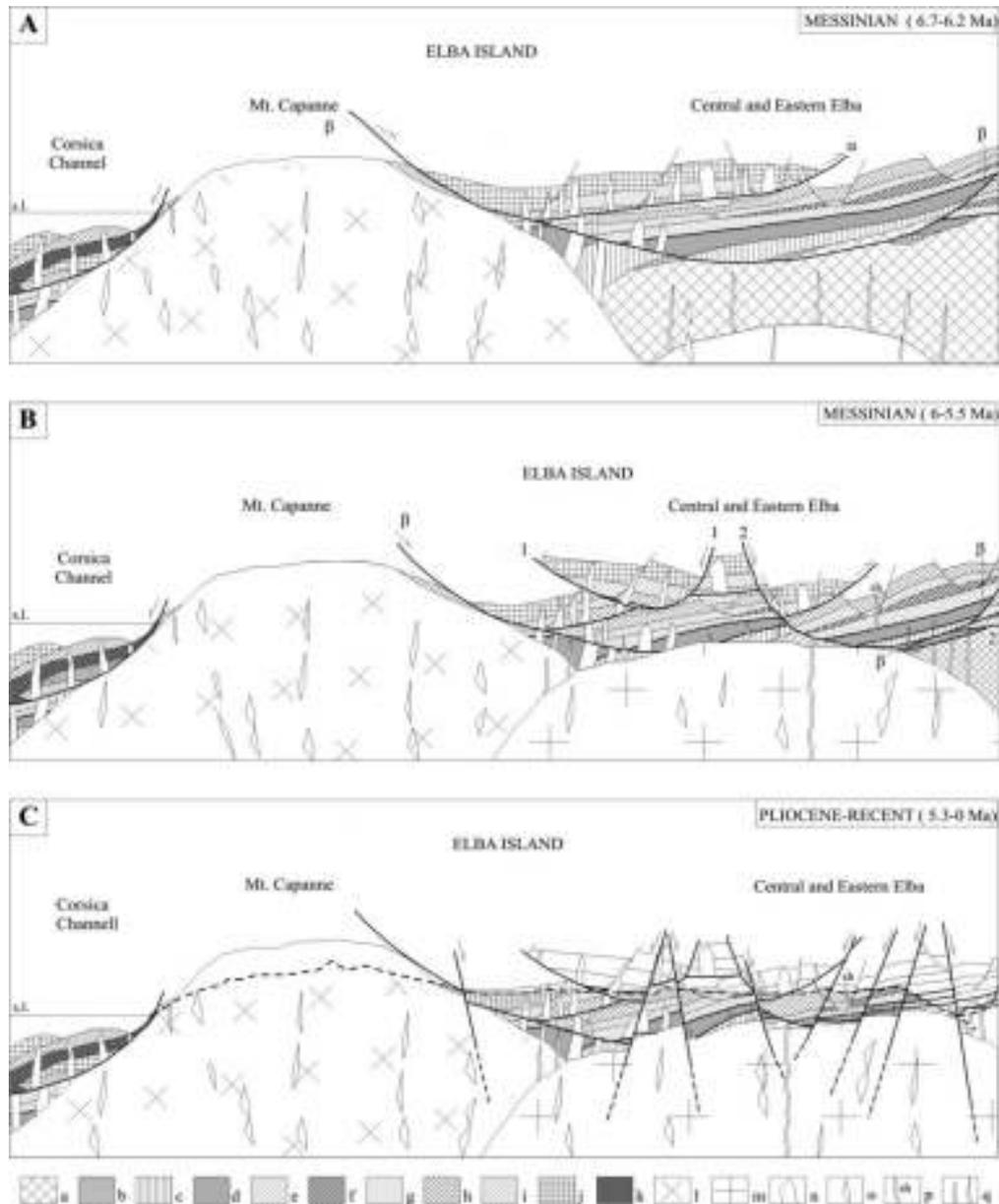


Figura 5.9 Schema evolutivo dell'isola d'Elba da 6.7 a 0 Ma (Messiniano - Presente).

A) Messiniano inferiore (6.7-6.2 Ma). Risalita finale del plutone del Monte Capanne e sviluppo quasi contemporaneo di faglie di scollamento (α -CEF 1 e β -CEF 2) che inducono delaminazione della pila tettonica verso ovest e verso est; B) Messiniano (6-5.5 Ma). Risalita finale del plutone La Serra - Porto Azzurro e sviluppo di delaminazioni divergenti della ZDF-Zuccale (2) e di RDF-Colle Reciso (1); C) Tardo Messiniano. Formazione delle faglie ad alto angolo e contemporaneo sviluppo delle mineralizzazioni e dei giacimenti a Ferro. La linea tratteggiata rappresenta l'attuale sezione topografica O-E Monte Capanne-Monte Arco. a- Successione paleozoica dell'Unità Porto Azzurro; b- Coperture mesozoiche dell'Unità Porto Azzurro; c- Unità Ortano; d- Unità Acquadolce; e- Unità Monticiano Roccastrada; f- Falda Toscana; g- Unità Grassera; h- Unità Ofiolitica; i- Unità del Flysch Paleogenico; j- Unità del Flysch Cretaceo; k- "Schistes Lustrés" e Calcescisti con ofioliti; l- Plutone Monte Capanne; m- Plutone La Serra-Porto Azzurro; n- dicchi aptitici e porfirici all'interno delle Liguridi; o- dicchi ed enclaves acidi e basici nei corpi plutonici; p- dicchi shoshonitici; q- dicchi aptitici e microgranitici nell' Unità Porto Azzurro BORTOLOTTI *et alii*, 2001a.

3) Eventi post-magmatici (< 5.4 Ma). La risalita del plutone La Serra - Porto Azzurro da luogo alla separazione e all'allontanamento dell'embrice tettonico dell'Elba orientale dalle corrispondenti Unità dell'Elba centrale, sfruttando una già esistente superficie tettonica a basso angolo (Faglia dello Zuccale) al tetto dell'Unità Porto Azzurro. In questa fase, sempre legato al sollevamento del plutone di La Serra-Porto Azzurro, si sviluppa anche il retroscorrimento dell'Unità Ofiolitica sull'Unità del Flysch Paleogenico nell'area di Colle Reciso. La pila tettonica dell'Elba centro-orientale ha così raggiunto il suo completamento (fase C) nello schema di BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, Figura 5.9). Come ultimo evento tettonico si sviluppa un sistema di faglie normali ad alto angolo con orientazione N-S che hanno prodotto la frammentazione a *horst* e *graben* dell'edificio orogenico, permettendo così ai fluidi mineralizzanti di costituire i corpi minerali ad ematite (5.3 Ma).

Il presente lavoro è focalizzato sulle rocce dell'anello metamorfico, comunque per completezza verranno descritte anche le caratteristiche delle unità magmatiche.

Di seguito, prima dell'inquadramento geologico dell'Elba occidentale, si riporta una breve introduzione sulle unità magmatiche neogeniche.

5.2 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) e in Toscana meridionale (es., Campiglia, 4,5 Ma, e M. Amiata, 0,3-0,2 Ma) (Figura 5.10).

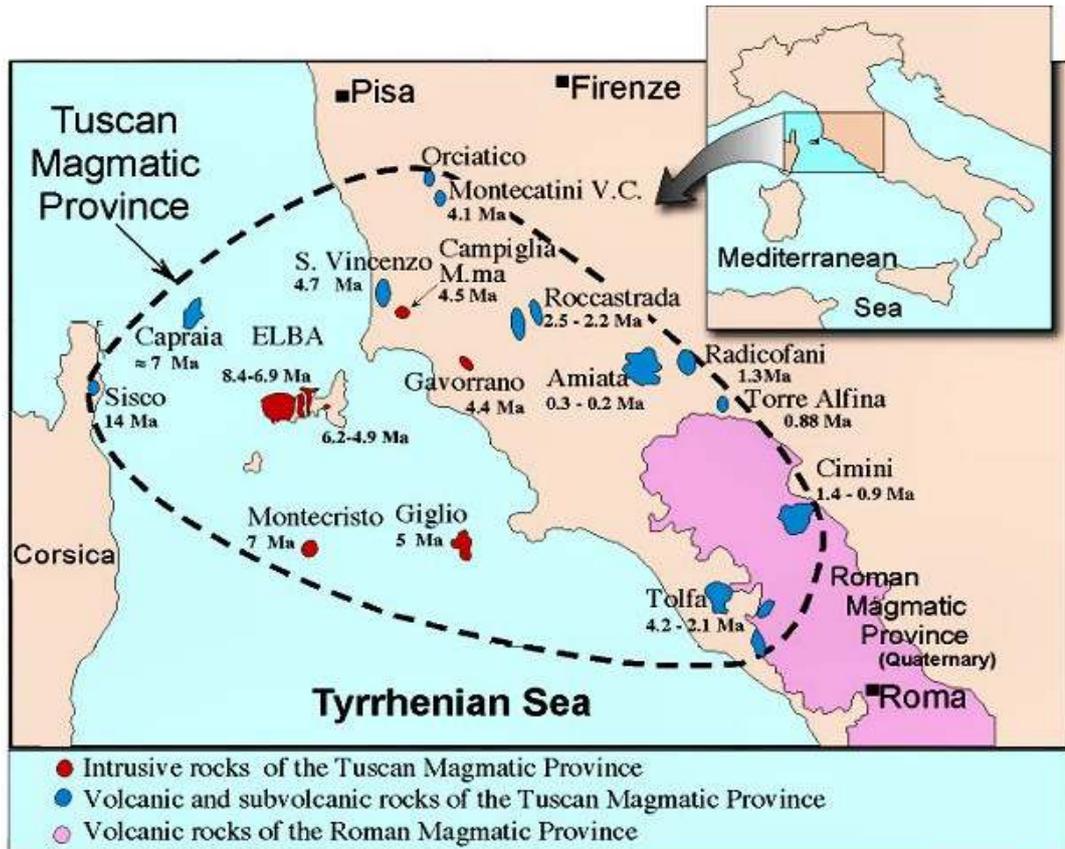


Figura 5.10 Mappa della distribuzione regionale dei corpi magmatici della Provincia Magmatica Toscana = TMP (da DINI *et alii*, 2002).

Al 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 (PRINCIPI *et alii*, in stampa). Pertanto il concetto originario della Provincia Magmatica Toscana è cambiato e mantiene solo un significato spaziale e temporale all'interno 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 (Figura 5.11) in cui è evidente il diretto legame tra le masse plutoniche ed il corteo filoniano subvulcanico ad esse legato.

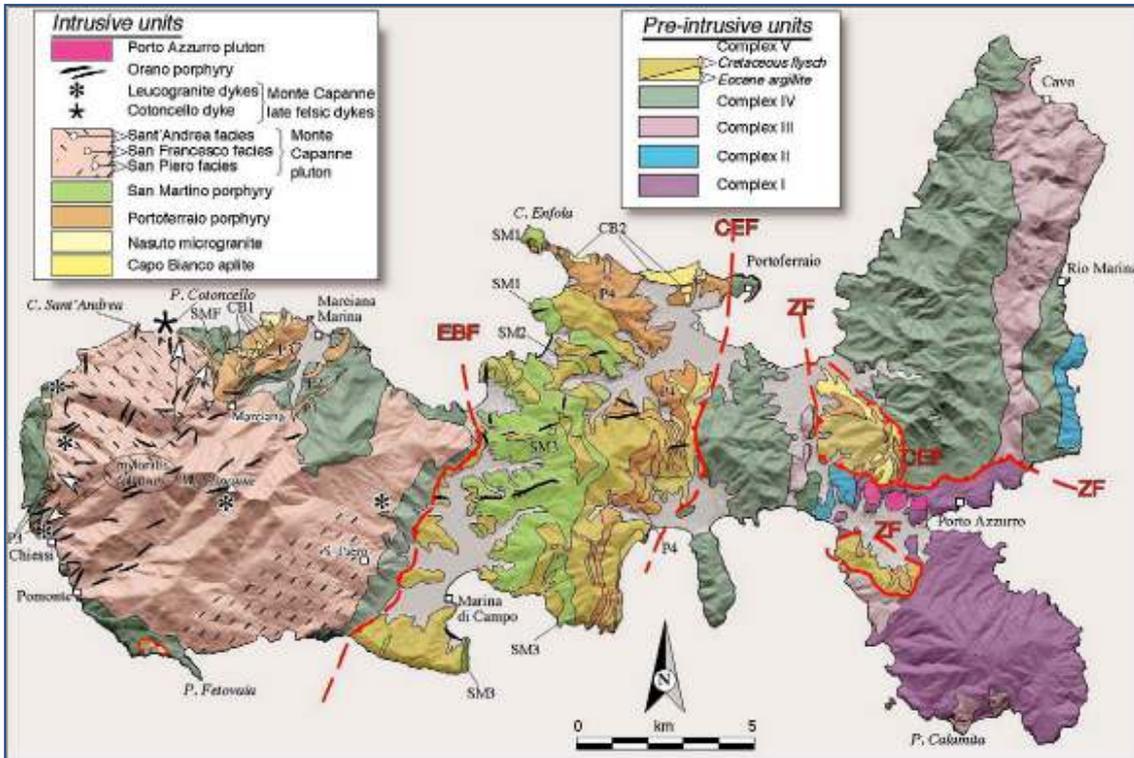


Figura 5.11 Schema dell'isola d'Elba, con le principali unità magmatiche, (DINI *et alii*, 2006).

In particolare sono stati riconosciuti due raggruppamenti di rocce ignee:

- 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 La Serra-Porto Azzurro, Leucograniti di Sant'Ilario, Microgranito di Punta del Nasuto e Apliti di Capo Bianco).

In particolare l'evoluzione magmatica dell'Isola d'Elba occidentale è stata suddivisa in fasi in relazione alla messa in posto dei diversi corpi magmatici (ROCCHI *et alii*, 2002, 2010, DINI *et alii*, 2002, 2004, 2006).

La sequenza magmatica che porta allo sviluppo del laccolite multistrato del Capanne inizia con la messa in posto delle Apliti di Capo Bianco, seguite dai Porfidi di Portoferraio e successivamente dai Porfidi di San Martino (ROCCHI *et alii*, 2002, 2010).

La parte più profonda del complesso laccolitico viene intrusa insieme alle coperture dal plutone del Monte Capanne (con tre impulsi, relativi alle 3 facies, Figura 5.12) e dai successivi leuco-micrograniti (Sant'Ilario-Nasuto), (FARINA *et alii*, 2010, ROCCHI *et alii*, 2010).

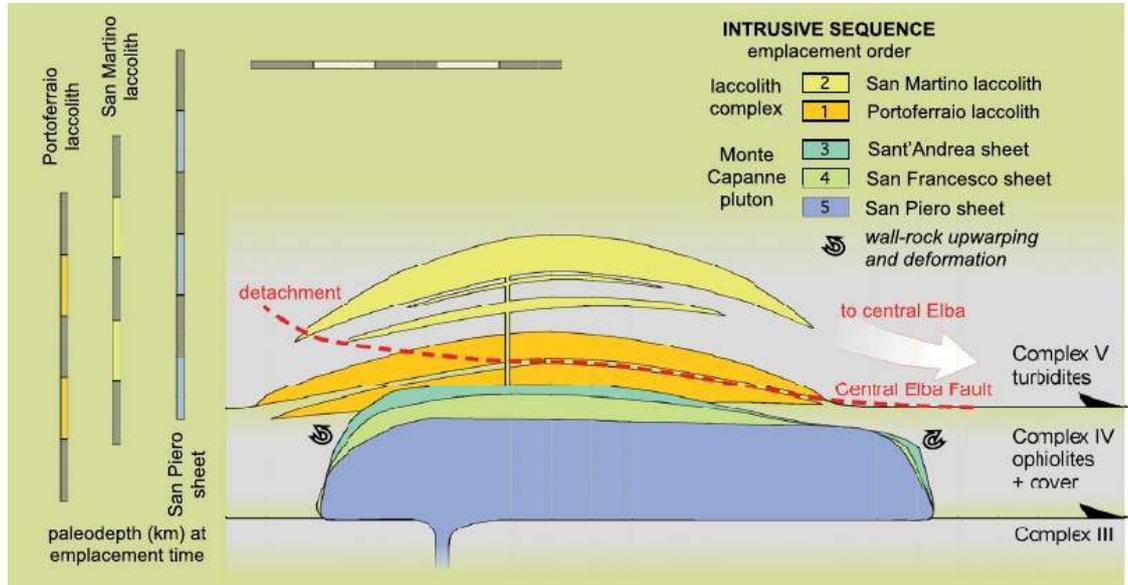


Figura 5.12 Schema della sequenza magmatica relativa all'Elba occidentale (ROCCHI *et alii*, 2010).

Infine uno sciame di circa 200 dicchi mafici di Porfido di Orano taglia tutta la successione precedente (DINI *et alii*, 2006, ROCCHI *et alii*, 2010).

Nel capitolo con le descrizioni litologiche saranno trattate le tutte formazioni riscontrate durante il rilevamento dell'area di studio.

5.3 ASSETTO GEOLOGICO DELL'ELBA OCCIDENTALE

Il panorama geologico dell'Elba occidentale è dominato dalla cupola magmatica intrusiva a composizione monzogranitica del Monte Capanne (vedi descrizione delle unità magmatiche) che costituisce la maggior parte delle rocce affioranti. Il plutone ha le caratteristiche di un laccolite complesso, formato da diverse iniezioni di magma che hanno fatto rigonfiare il corpo intrusivo (DINI *et alii*, 2002) fino a far scollare e caricare lateralmente le unità di copertura del plutone (es. faglia a basso angolo di scollamento dell'Elba centrale). Inoltre le unità dell'anello termometamorfiche del Capanne sono tettonicamente separate dalle unità flyschoidi dell'Elba centrale dalla faglia normale ad alto angolo denominata da DINI *et alii* (2002) e da MAINIERI *et alii* (2003) *Eastern Border Fault*. Le unità dell'aureola sono costituite da successioni ofiolitiche in gran parte ricristallizzate all'interno delle quali si sono intrusi prima i dicchi e i laccoliti (le Apliti di Capo Bianco, il Porfido di Portoferraio e il Porfido di San Martino), di seguito il corpo magmatico del Monte Capanne, ed infine i Porfidi di Orano (Figura 5.13).

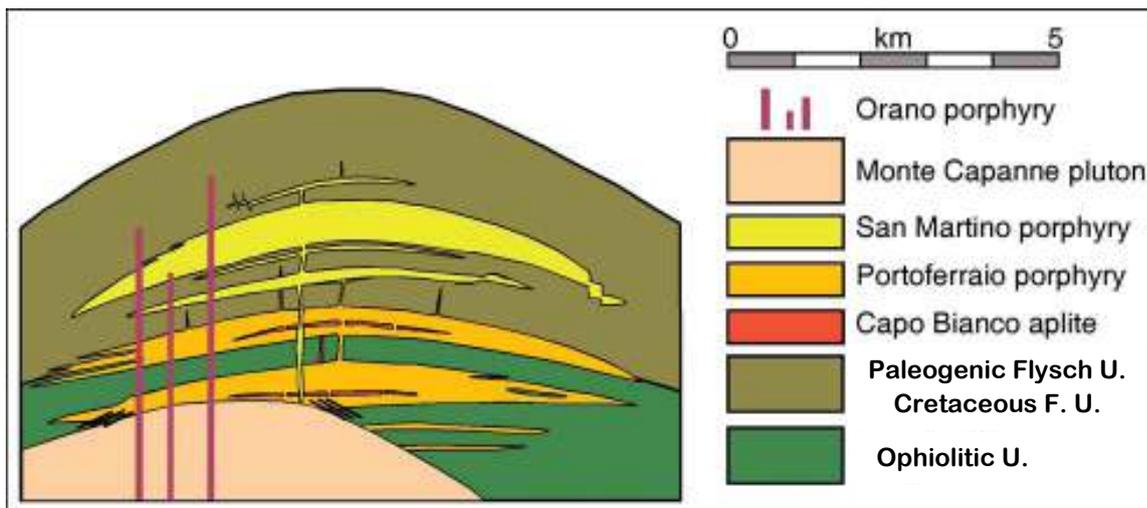


Figura 5.13 Struttura dell'intrusione del Monte Capanne (modificato da DINI *et alii*, 2004).

Le rocce metamorfiche dell'aureola costituiscono un anello frammentario e discontinuo intorno al plutone granodioritico (BARBERI & INNOCENTI 1965) e nella configurazione attuale sono disposte nelle parti periferiche e geometricamente sovrastanti al plutone (GARFAGNOLI *et alii*, 2010).

Le rocce della copertura oceanica sono costituite dalla classica successione ofiolitica Ligure: Serpentiniti, Gabbri, Basalti, Diaspri di Monte Alpe, Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini (BORTOLOTTI *et alii* 2001a.). Tutte le formazioni rilevate sono descritte nel prossimo capitolo.

5. INTRODUZIONE STORICO-GEOLOGICA DELL'ISOLA D'ELBA

L'aureola può essere globalmente divisa in quattro settori (Figura 5.14), a prescindere dalla zonazione metamorfica:

- Zona di Marciana Marina a N-NE;
- Zona compresa tra Cavoli e Procchio a SE-ENE;
- Zona compresa tra Fetovaia e Pomonte a SW;
- Zona compresa tra Chiessi e La Guardia a W.

Lo spessore dell'aureola di contatto è stimabile in almeno 350-400m (vedi anche BOUILLIN, 1983), come è desumibile dalla distanza tra le facies molto ricche in granato statico nelle Argille a Palombini, a diretto 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.

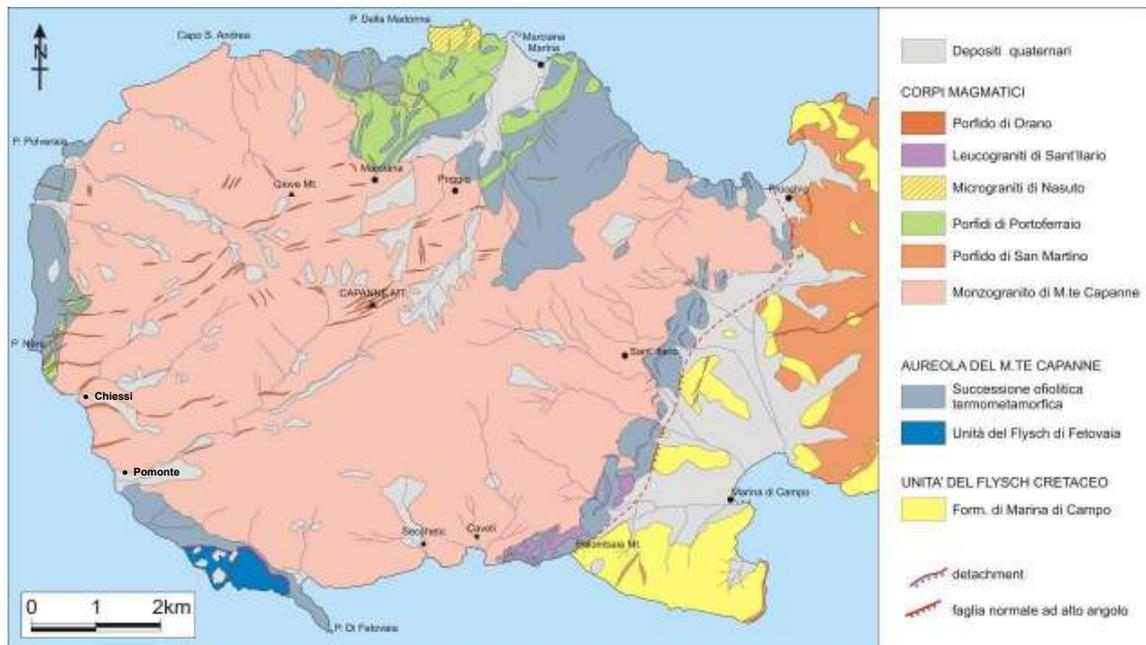


Figura 5.14 Carta geologica schematica del Monte Capanne (modificato da GARFAGNOLI *et alii*, 2010).

Le rocce dell'aureola del plutone del Monte Capanne sono costituite dalla successione ofiolitica che viene attribuita al periodo compreso tra il Giurassico superiore ed il Cretaceo inferiore (BARBERI *et alii*, 1969; COLI *et alii*, 2001; REUTTER & SPOHN, 1982).

In generale le rocce esposte dell'aureola del Monte Capanne presentano generalmente un grado di metamorfismo termico variabile dal medio all'alto grado ($T \geq 600^{\circ}\text{C}$ e $P = 1-2$ kbar secondo WESTERMAN *et alii*, 2004 e ROSSETTI *et alii*, 2007) e solo nel settore del Promontorio di Fetovaia è stato documentato il passaggio fino al basso

grado in poche centinaia di metri dal contatto con il corpo intrusivo (PRINCIPI *et alii*, in stampa). Talvolta sono stati evidenziati anche localizzati aumenti del grado metamorfico legati ad incrementi relativi di permeabilità delle rocce incassanti (dovute ad esempio a fenomeni di idrofratturazione, ROSSETTI *et alii*, 2007) che hanno favorito la risalita di fluidi metasomatizzanti e la formazione di fasce di taglio milonitiche nelle litologie calcaree (come nella Zona di Cavoli-Palombaia). Invece le litologie pelitiche hanno reagito in maniera tendenzialmente fragile, come avviene generalmente in un contesto di metamorfismo di contatto (MARINELLI, 1959; PERTUSATI *et alii*, 1993).

Le formazioni presenti intorno al plutone del Monte Capanne appartengono all'Unità tettonica Punta Polveraia - Fetovaia (UPF), su cui poggia attraverso una superficie a medio-basso angolo, l'Unità tettonica Punta Le Tombe (UPT) (GARFAGNOLI *et alii*, 2010). 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 presentandosi per lo più intensamente affetta dai fenomeni di metamorfismo termico indotti dalla messa in posto del monzogranito (es., MARINELLI, 1959; BARBERI & INNOCENTI, 1965, 1966).

Inoltre, sono evidenti locali fenomeni di scollamento e di traslazione tettonica interni all'aureola termometamorfica (es., la Subunità Punta Nera rispetto alla sottostante Subunità Punta del Timone lungo il fianco occidentale del monzogranito) e/o sul contatto con il sottostante plutone (es., area di San Piero – Sant' Ilario, vedi oltre). 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, diversamente da quanto accade per le successioni dell'anello cornubianitico legato al plutone di La Serra-Porto Azzurro nel quale sono presenti fenomeni di scorrimento tettonico differenziale posteriori alla ricristallizzazione termo-metamorfica, anche di entità plurichilometrica (vedi la Faglia dello Zuccale, COLLETTINI & HOLDSWORTH, 2004; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

Entrambe queste unità sono riferibili al Dominio Oceanico Ligure o Ligure-Piemontese per le quali è ancora in discussione la loro diretta correlazione con le unità oceaniche esposte nell'Elba centro-orientale. Infatti, BARBERI *et alii*, (1969 a,b) 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, 2001b;) e, in parte, con il Flysch del Complesso V di TREVISAN (= "Unità del Flysch Paleogenico" e "Unità del Flysch Cretaceo" di BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, 2001b). Più recentemente, alcuni autori hanno ritenuto la strutturazione tettono-metamorfica dell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia antecedente all'intrusione del granitoide del Monte Capanne, e hanno così correlato queste rocce con gli *Schistes Lustrés* della "Corsica Alpina" (PERRIN, 1973; SPOHN, 1981; REUTTER & SPOHN, 1982; COLI & PANDELI, 1997, 2001; SCAPPIN, 1998). In altri lavori, invece, le deformazioni duttili di queste successioni ofiolitiche verrebbero legate all'intrusione forzata del Monzogranito del Monte Capanne (MARINELLI, 1959; BOUILLIN, 1983; PERTUSATI *et alii*, 1993; BOUILLIN *et alii*, 1994; DANIEL & JOLIVET, 1995).

6. GEOLOGIA DELL'AUREOLA METAMORFICA

6.1 DATI LITOSTRATIGRAFICI

Durante il rilevamento sono state caratterizzate e cartografate in dettaglio tutte le formazioni della successione ofiolitica metamorfica appartenenti all'Unità tettonica Punta Polveraia – Fetovaia (GARFAGNOLI *et alii*, 2010). Inoltre è stata rilevata anche l'Unità tettonica Punta Le Tombe (presente solo nella zona a NO del Promontorio di Fetovaia), che giace sopra l'unità Punta Polveraia – Fetovaia con un contatto tettonico a medio-basso angolo. L'Unità Punta Le Tombe non presenta evidenti ricristallizzazioni termiche (PERRIN, 1975; REUTTER & SPOHN, 1982; BOUILLIN, 1983) e per questo, date le finalità del progetto di dottorato, verrà trattata marginalmente. Nella pagina seguente viene riportato uno schema con le colonne stratigrafiche delle due unità (Figura 6.0, pagina seguente, PRINCIPI *et alii*, in stampa). Per quanto riguarda le formazioni della serie magmatica neogenica sono state riconosciute e rilevate le 3 facies del Monzogranito del Monte Capanne (San Piero, San Francesco e Sant'Andrea), i Leucograniti di Sant'Ilario, i 3 complessi filoniani porfirici (Porfido di Portoferraio, San Martino ed Orano), le Apliti di Capo Bianco ed il microgranito di Punta del Nasuto (come definite da DINI *et alii*, 2002, 2004).

Le formazioni dell'unità tettonica Punta Polveraia – Fetovaia affioranti dell'area in esame sono state descritte dal basso verso l'alto seguendo l'ordine stratigrafico.

Nonostante la complessa evoluzione metamorfica e deformativa dell'Unità Punta Polveraia – Fetovaia che ha subito gli evidenti effetti dell'intrusione del plutone del Monte Capanne, è stato possibile riconoscere i protoliti di partenza dei vari termini dell'originaria successione stratigrafica (Figura 6.0, pagina seguente) costituita sia dal basamento ofiolitico che dalle sovrastanti formazioni di copertura vulcano-sedimentarie (COLI *et alii*, 2001, GARFAGNOLI *et alii*, 2010, PANDELI *et alii* 2013, PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Per quanto riguarda le unità magmatiche, queste sono state descritte partendo dalla più antica procedendo verso quella più recente.

Viene riportata in seguito una breve descrizione anche per l'Unità del Flysch Cretaceo (da ora in poi Unità Ripanera seguendo la denominazione proposta in PRINCIPI *et alii*, in stampa), generalmente in contatto con l'anello termo-metamorfico tramite la

faglia normale ad alto angolo EBF (*Eastern Border Fault*, DINI *et alii*, 2002; MANIERI *et alii*, 2003) nella parte orientale dell'area di studio.

Infine sono descritti brevemente i caratteri dei depositi quaternari.

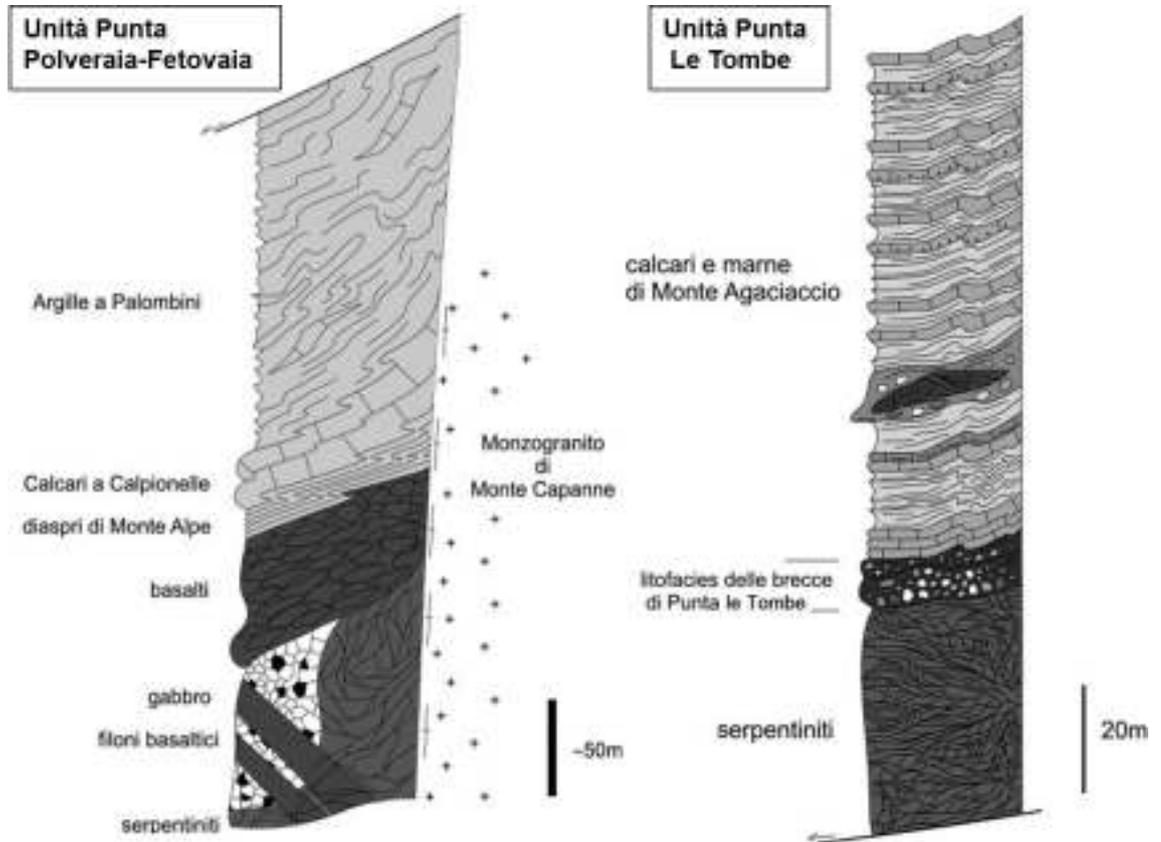


Figura 6.0 Colonne stratigrafiche delle unità dell'Elba occidentale, Punta Polveraia-Fetovaia (Sx) e Punta Le Tombe (Dx), (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

6.1.1 Unità Punta Polveraia – Fetovaia

a) Serpentiniti (SRN)

Sinonimi: oliviniti (Σ), in BARBERI *et alii*, 1967a; om *p.p.* in BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Serpentiniti (σ), BORTOLOTTI *et alii*, 2001; Metaserpentiniti (MSR), PRINCIPI *et alii*, 2008 (progetto CARG).

Affioramenti tipici: 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-Punta Nera.

Litologia: rocce cristalline olomelanocrate massicce di colore verde scuro-nerastro con patine di alterazioni verdastre e rosso-brune generalmente brecciate ed attraversate da vene bianco-verdastre costituite largamente da steatite e magnesite. Localmente (es. Punta Nera, Punta Polveraia, Figura 6.1) è tipico alla mesoscala la blastesi termo-metamorfica di olivina su serpentino.

Spessore: lo spessore relativo massimo di questa formazione è di circa 75-100 m.

Rapporti con le successioni sovrastanti: i contatti sia con le formazioni vulcano-sedimentarie di copertura che con le formazioni magmatiche sono di solito di natura tettonica, anche se generalmente risultano coperti.

Età: l'età dei protoliti peridotitici non è valutabile; per analogia con quelli dell'Appennino Ligure questi potrebbero aver subito una fusione parziale nel Permo-Triassico (fasi di *rifting*) e l'intrusione dei gabbri nel Giurassico medio (apertura oceanica incipiente, RAMPONE *et alii*, 1996). L'età della serpentinnizzazione delle peridotiti potrebbe essere riferita al Giurassico medio-superiore, come effetto retrogrado del metamorfismo oceanico (CORTESOGNO *et alii*, 1987; PRINCIPI *et alii*, in stampa).



Figura 6.1 Serpentiniti, spiaggia di Colle Palombaia.

b) Gabbri (GBB)

Sinonimi: anfiboliti (Ga), BARBERI *et alii*, 1967a; *om pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Metagabbri (MGA), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: l'affioramento più esteso è quello che inizia poco a N di Monte Perone e raggiunge il mare nell'area a NO di Bagno. Inoltre sono ben esposti lungo la strada panoramica a N di Pomonte (Punta della Testa) e nella Penisola di Fetovaia.

Litologia: rocce olocristalline costituite da meta- gabbri e microgabbri di colore verde scuro-nerastro e bianco, talvolta fratturati e generalmente con velature di ossidi e idrossidi di alterazione rossastre (prevalentemente a Fe). Sono gabbri ad ossidi di Mg, con tessiture isotrope, da fini a pegmatoidi, con plagioclasio da euedrale a subedrale e clinopirosseni anedrali, interstiziali. Sono abbastanza frequenti orizzonti di meta-gabbri milonitici (tipo *flaser*), sia nei termini ad ossidi di Mg che di Fe (es. nella Penisola di Fetovaia o presso Pomonte/Chiessi). La successione è localmente attraversata da filoni di basalto (Figura 6.2), 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 (CORTESOGNO *et alii*, 1987) e non ai processi duttili legati alla messa in posto del Monzogranito del Monte Capanne. Nella zona di Colle Palombaia i gabbri sono intrusi da filoni di basalti talvolta che mostrano contatti difficilmente distinguibili, anche per la grana fine dei gabbri, e da filoni leucogranitici terziari (anche plurimetrici). La superficie di contatto con i filoni (ed inclusi di dimensioni variabili fino al metro) di leucogranito si presentano netti od ondulati, talvolta con sottili bordi di reazione.

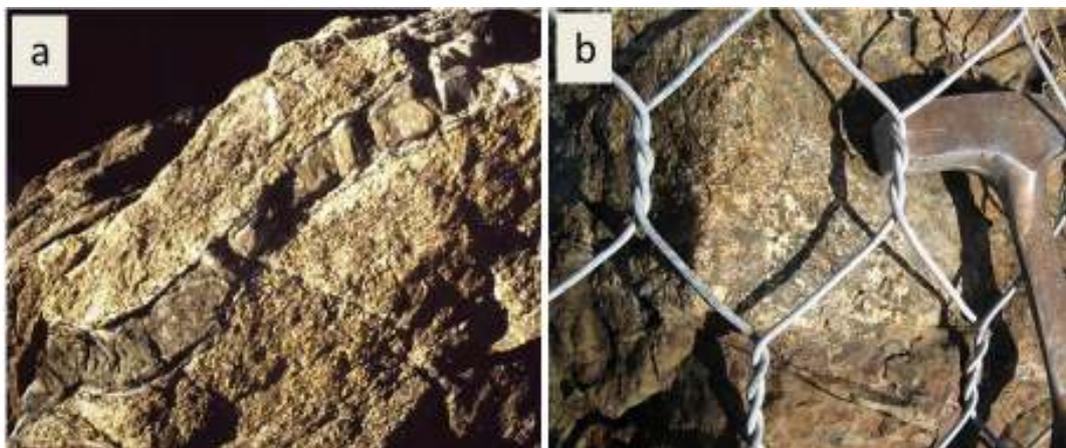


Figura 6.2 a) *Flaser* gabbro con filone basaltico non foliato (Pomonte); b) Contatto tra i Gabbri ed un filone basaltico sottostante (Palombaia).

Spessore: lo spessore dei gabbri nell'area di studio è di circa 60-70 metri.

Rapporti con le successioni sovrastanti: nel versante SE dell'aureola spesso i contatti stratigrafici non sono generalmente ben definibili a causa delle frequenti intrusioni dei filoni di leucogranito e della presenza di coperture detritiche e vegetali. Dove visibile, i Gabbri passano verticalmente ai Diaspri di Monte Alpe, con un contatto piuttosto netto.

Se presenti le breccie ofiolitiche i contatti possono localmente essere marcati da superfici di taglio discrete.

Età: l'età dei Gabbri è attribuibile al Giurassico medio da considerazioni a scala regionale (paragonabile ai Gabbri dell'Unità Ofiolitica dell'Elba orientale, PRINCIPI *et alii*, in stampa).

c) Breccie Ofiolitiche (OFI)

Sinonimi: Ophicalcitic breccia e Ophiolitic breccia, REUTTER & SPHON, 1982; breccie ofiolitiche (OFI), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: in alcuni affioramenti (es. Penisola di Fetovaia) i Gabbri presentano alla loro sommità orizzonti di breccie ofiolitiche (a, Figura 6.3) o di oficalciti (b, Figura 6.3) che sono state congiuntamente cartografate come "breccie ofiolitiche". Solo sul Promontorio di Fetovaia sono presenti veri e propri orizzonti di oficalciti.

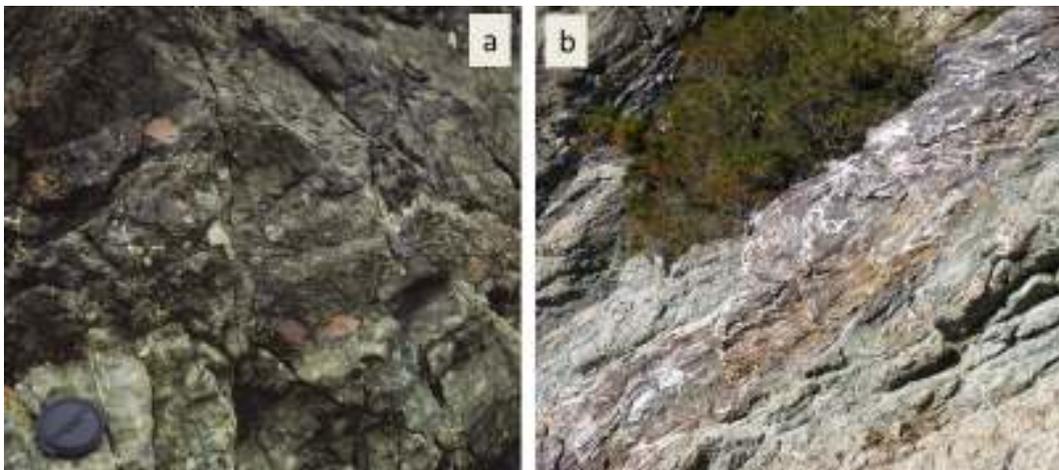


Figura 6.3 Affioramenti (Penisola di Fetovaia), a) Breccie ofiolitiche, b) Oficalciti (spessore 1.5 m).

Litologia: le breccie, interposte tra la base della copertura vulcano-sedimentaria e i gabbri 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 milonitica (*flaser*) acquisita verosimilmente

durante gli eventi di metamorfismo oceanico. Le oficalciti 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 rosso scuro, causata da fenomeni di ematizzazione. In queste breccie sono presenti anche livelli di sedimenti carbonatici micritici rossastrici ricchi in ossidi.

Spessore: lo spessore massimo delle breccie è sui 2 m nella Penisola di Fetovaia, mentre per le oficalciti può variare da pochi centimetri ad un massimo di 3 m.

Rapporti con le successioni sovrastanti: 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).

Età: l'età dei gabbri è Giurassico medio (vedi Gabbri dell'Unità Monte Strega), mentre quella dei fenomeni di oficalcizzazione è Giurassico medio-superiore (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

d) Basalti (BST)

Sinonimi: anfiboliti (Δa), BARBERI *et alii*, 1967a; om *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Metabasalti (MBA), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: 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 (con forme a *pillow*, Figura 6.4b). Lungo la scogliera tra Colle di Palombaia e Cavoli si presentano frequentemente come inclusi intensamente deformati (di varie dimensioni e anche all'interno delle strutture di flusso dei litotipi circostanti).

Litologia: rocce metabasaltiche generalmente massicce ma talora caratterizzate da una certa stratificazione (probabilmente legata a superfici di foliazione metamorfica), al limite tra faneritiche microcristalline e afanitiche, mesocrate che presentano un colore verde scuro, talora verdognolo e bruno-rossastro fino all'arancione per alterazione. Si tratta di metabasalti massicci o a *pillow*. Possono essere anche molto deformati con

bordi compenetrati con l'incassante (Figura 6.4a). Presentano contatti primari con il basamento ofiolitico (serpentiniti e gabbri).

Spessore: lo spessore massimo rilevato nell'area di studio è di circa 200 metri.

Rapporti con le successioni sovrastanti: in diversi affioramenti (es. Cavoli - Colle 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).

Età: l'età è stata considerata analoga a quella dei basalti dell'Unità Ofiolitica dell'Elba orientale, Giurassico medio-superiore, come i basalti dell'Unità Monte Strega (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

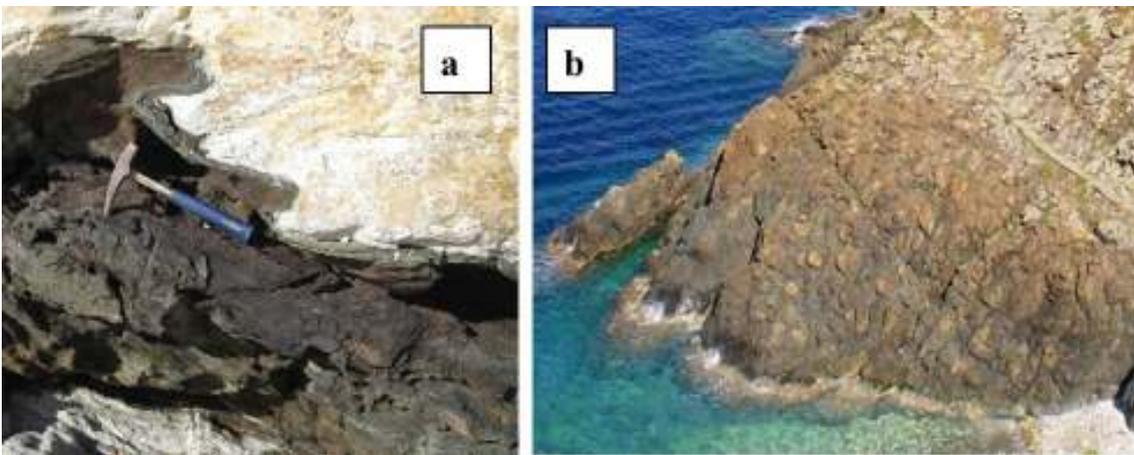


Figura 6.4 a) Incluso di basalto tra filone leucogranitico (sopra) e marmo dei Calcari a Calpionelle (scogliera Colle di Palombaia). b) Basalti a pillow (Punta della Crocetta).

e) Diaspri di Monte Alpe (DSA)

Sinonimi: di e h *pp*, BARBERI *et alii*, 1967a; co *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Quarziti (Qtz), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: 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 Fetovaia, tra Colle di Palombaia e Cavoli (Figura 6.5) e lungo la costa di Spartaia - Isola Paolina. I Diaspri non sono presenti nella zona di San Piero.

Litologia: metaradiolariti da nero/viola a verdi, talora anche azzurro-verde e biancastre, in strati di spessore da pochi cm fino a 25 cm, localmente intervallati da interstrati argillitici millimetrici più o meno silicei. 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 (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Spessore: lo spessore di questa formazione è estremamente variabile e può raggiungere un massimo nell'area di studio di circa 20 metri.

Rapporti con le successioni sovrastanti: al tetto passano stratigraficamente in modo piuttosto brusco ai Calcari a Calpionelle o direttamente alle Argille a Palombini (es. lungo il Promontorio di Fetovaia).

Età: per analogia con i diaspri dell'Unità Ofiolitica dell'Elba occidentale, l'età è compresa tra il Bajociano/Batoniano ed il Berriasiano *p.p.* (PRINCIPI *et alii*, in stampa).



Figura 6.5 Diaspri di Monte Alpe in livelli dal viola/verde al bianco lungo via della Costa (tra Cavoli e Colla di Palombaia).

f) Calcari a Calpionelle (CCL)

Sinonimi: hc, BARBERI *et alii*, 1967a; mc, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Marmi e calcescisti (Mca), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: 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 e tra Cavoli Colle Palombaia. In quest'ultima zona, gli affioramenti dei Calcari a Calpionelle sono vistosamente coinvolti all'interno di zone di taglio duttili (Figure 6.7a e 6.7b, nelle pagine successive), e costituiscono un livello preferenziale in cui si sviluppano degli orizzonti milonitici, includendo porzioni delle altre unità (Basalti e Diaspri).

Litologia: marmi silicei di colore biancastro, grigio, verdastro e bruno generalmente foliati e spesso includenti piccole liste e noduli microquarzitici (selci ricristallizzate).

Talvolta sono presenti strati decimetrici e banchi di marmi saccaroidi biancastri. Ai litotipi carbonatici possono intercalarsi livelli da centimetrici a decimetrici di metapeliti biotitiche grigio-nerastre e brune, e calcescisti varicolori (verdi, bruni, giallastri, violacei). Localmente sono evidenti strutture di flusso e fenomeni di *boudinage*, (Figura 6.6) fino ad arrivare a delle fasce di taglio milonitiche duttili.



Figura 6.6 *Boudins* con *neck folds*, in prossimità della Punta di Cavoli.

Tali zone milonitiche, localmente anche ultramilonitiche, si sviluppano a spese dei litotipi calcarei che inglobano inclusi (dimensioni fino a metriche) delle formazioni stratigraficamente sottostanti (basalti e diaspri), intercalazioni selcifere e livelli pelitici appartenente ai Calcari a Calpionelle stessi.

Spessore: lo spessore apparente è piuttosto variabile nei diversi affioramenti, raggiungendo un massimo di circa 30 m.

Rapporti con le successioni sovrastanti: i Calcari a Calpionelle, passano verso l'alto in modo graduale, anche se piuttosto rapido, per incremento della componente pelitica alle Argille a Palombini. La gradualità del passaggio rende talvolta difficilmente definibile il contatto con precisione.

Età: data l'assenza di reperti fossiliferi nelle aree in esame, l'età di questa formazione è attribuita al Titonico-Neocomiano per correlazione con le successioni dell'Elba orientale e dell'Appennino Settentrionale (PRINCIPI *et alii*, in stampa).



Figura 6.7 a) Marmi dei Calcari a Calpionelle, affioramento sulla scogliera tra Colle di Palombaia e Cavoli; b) Affioramento milonitico lungo via della Costa, presso la Punta di Cavoli.

g) Argille a Palombini (APA)

Sinonimi: h pp, BARBERI *et alii*, 1967a; co, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Calcescisti e argilloscisti (CAR), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: questa formazione è presente negli affioramenti delle aree di Pomonte - Punta Fetovaia, di Punta del Timone - Sedia di Napoleone (con buoni affioramenti lungo la costa e la strada panoramica), di Marciana, di Maciarelo - La Cala, di Procchio e di San Piero.

Litologia: metapeliti biotitiche, talora siltose, di colore grigio scuro, nerastre e grigio-rossastro scuro con frattura a lastre/scagliosa e con diffusa alterazione per ossidazione di color rosso mattone (Figura 6.8b), alle quali si intercalano livelli di meta-calcari silicei di colore grigio che presentano uno spessore centimetrico ed andamento lateralmente discontinuo (Figura 6.8a).



Figura 6.8 Litotipo metacalcareo con lenti silicee (a) e metapelitico alterato (b), zona San Piero.

Localmente possono essere presenti intercalazioni di meta- siltiti e microquarzoareniti. 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 dell'Appennino Settentrionale.

Localmente i livelli carbonatici hanno subito una estesa trasformazione in livelli centimetrici a granato statico rosso mattone, Figura 6.9 (es., Punta Nera) oppure in livelli con rosette (dimensione fino al centimetro) di wollastonite (Figura 6.44 nel Capitolo 6.2), in entrambi i casi distribuiti lungo la foliazione.

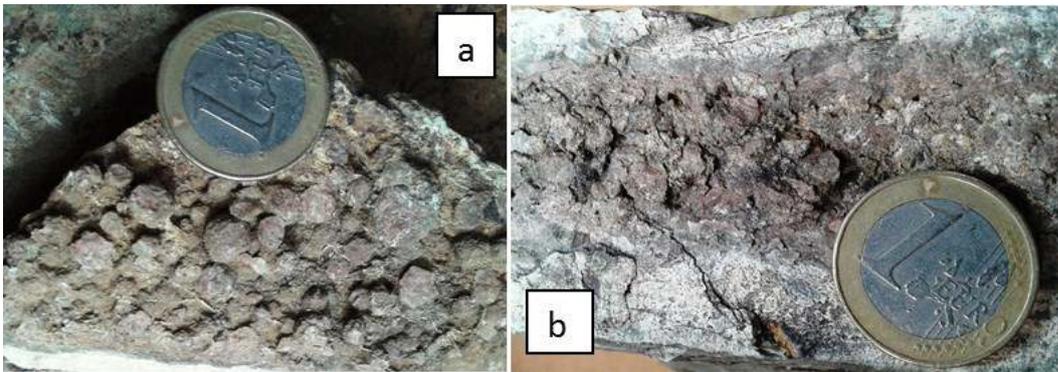


Figura 6.9 Livello a granato nella parte carbonatica delle Argille a Palombini (Punta Nera). a) taglio parallelo, b) taglio perpendicolare alla stratificazione / foliazione.

Spessore: Lo spessore relativo della formazione (come nell'Elba orientale, non è mai esposto 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.

Rapporti con le successioni sovrastanti: questa formazione costituisce il termine stratigraficamente più elevato della successione ofiolitica dell'area in esame.

Età: BOUILLIN (1984) ha rinvenuto nei litotipi calcarei del promontorio di Fetovaia microforaminiferi planctonici di età cretacea (hedbergelle, rotalipore, e forse anche *Planomalina buxtorfi*) che sono in accordo con l'età aptiana-cenomaniana definita per questa formazione nell'Appennino Settentrionale (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

6.1.2 Unità Punta le Tombe

a) Serpentiniti (SRN)

Sinonimi: oliviniti (Σa), in BARBERI *et alii*, 1967a; om *p.p.* in BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Serpentiniti (σ), BORTOLOTTI *et alii*, 2001; Metaserpentiniti (MSR), PRINCIPI *et alii*, 2008 (progetto CARG).

Affioramenti tipici: questa formazione affiora estesamente a O-NO di Fetovaia e le migliori esposizioni sono lungo la strada costiera fino all'altezza di Punta Le Tombe. Questa formazione costituisce anche il versante SE del Monte Agaciaccio.

Litologia: rocce cristalline olomelanocrate massicce di colore verde scuro-nerastro con patine di alterazioni verdastre steatitico-talcosi, localmente foliate e brecciate. (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Spessore: lo spessore relativo massimo di questa formazione è di circa 30-40 m.

Rapporti con le successioni sovrastanti: le serpentiniti passano in alto alla litofacies delle breccie di Punta Le Tombe, presente alla base dei Calcari e marne di Monte Agaciaccio.

Età: l'età dei protoliti peridotitici non è valutabile; si considera giurassica, analogamente a quanto fatto con le Serpentiniti dell'Unità Punta Polveraia – Fetovaia per la correlazione con l'Unità Monte Strega dell'Elba orientale.

b) Calcari e marne di Monte Agaciaccio (GAC)

Sinonimi: C2 pp, BARBERI *et alii*, 1967a; f, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b Formazione del Monte Agaciaccio (FMA), PRINCIPI *et alii*, 2008 (progetto CARG).

Affioramenti tipici: questa formazione affiora a O-NO di Fetovaia e lungo la strada costiera. Questa formazione costituisce anche parte occidentale del Monte Agaciaccio.

Litologia: 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 Tc-e e più comunemente Td-e (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Nella parte basale della formazione sono presenti dei 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) e con matrice calcareo-siltosa e/o cloritico-serpentinitica (litofacies delle “breccie di Punta le Tombe” (GAC_a) b1-b2 in BARBERI *et alii*, 1967a e brFMA nella cartografia regionale CARG PRINCIPI *et alii*, 2008).

Sono rappresentate anche breccie massicce o grossolanamente stratificate, ricche in matrice pelitico-siltosa foliata di colore nerastro, includenti elementi da millimetrici a metrici di calcari silicei, calcari marnosi, diaspri e ofioliti (Figura 6.10).



Figura 6.10 Breccie di Punta le Tombe (lato occidentale del promontorio di Fetovaia).

Spessore: i calcari e marne presentano uno spessore massimo affiorante (tetto non esposto) di circa 100 m, mentre la litofacies delle breccie presenta uno spessore molto variabile (da metrico a decametrico).

Età: reperti fossiliferi sono stati rinvenuti unicamente nella “litofacies delle breccie di Punta le Tombe” fornendo un’età terziaria (Paleocene-Eocene) 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) (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

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, 1980; BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, PRINCIPI *et alii*, in stampa).

6.1.3 Unità Ripanera

Questa unità rappresenta l'unità tettonica geometricamente più alta nella pila strutturale dell'Isola d'Elba. L'unità comprende le pelagiti delle Argille a Palombini del Cretaceo 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 Cretaceo superiore (Formazione di Marina di Campo). La successione torbiditica in particolare è costituita da una sequenza da arenaceo-conglomeratica (Arenarie di Ghiaieto) a calcareo-marnoso-arenacea (Formazione di Marina di Campo) di età Cretacea superiore (BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, 2001b). Nell'area di studio è esposta la parte calcareo-marnosa della sequenza nella zona da Colle di Palombaia a Procchio in affioramenti discontinui localmente anche piuttosto alterati e spesso intrusi da filoni porfirici (San Martino). Questa unità viene in contatto con le rocce dell'anello termo-metamorfico del Monte Capanne attraverso un'importante faglia normale ad alto angolo definita EBF, Eastern Border Fault (DINI *et alii*, 2002; MAINIERI *et alii*, 2003), che da Colle Palombaia arriva a Procchio.

a) Formazione di Marina di Campo (MPO)

Sinonimi: C₂, BARBERI *et alii*, 1967a; Cf *pp*, BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; Formazione di Marina di Campo (FMC), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: nell'area di studio le rocce di questa formazione affiorano nella zona di Marmi (contatto con l'Unità Punta Polveraia-Fetovaia attraverso la faglia normale EBF) e a sud dell'incrocio per San Piero lungo la strada costiera passante per Colle di Palombaia. Queste costituiscono gran parte del Colle di Palombaia, ed affiorano anche lungo la falesia della costa ad Est della spiaggia omonima (Figura 42).

Litologia: la successione torbiditica è caratterizzata da un'alternanza di strati di calcareniti, calcari marnosi e marne calcareo-marnose di spessore decimetrico. Questi sono costituiti da sequenze di Bouma generalmente incomplete (Tc-e, Tb-e) che indicano la deposizione tramite correnti di torbida diluite (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Spessore: lo spessore della formazione arriva nell'area di studio al massimo di qualche decina di metri, come in prossimità della suddetta falesia (Figura 6.11).



Figura 6.11 Vista panoramica della parte costiera del Colle di Palombaia, con copertura detritica.

Rapporti con le successioni sovrastanti: queste sono le rocce dell'area di studio stratigraficamente superiori ed il tetto della formazione non è visibile.

Età: questa formazione è stata datata al Campaniano-Maastrichtiano da VOISENET *et alii* (1983) ed al Campaniano da BABBINI (1996). Anche le associazioni a nannofossili trovate da PRINCIPI *et alii* (in stampa) indicano un'età riferibile all'intervallo Campaniano-Maastrichtiano.

6.1.4 Unità Magmatiche Neogeniche

Le unità magmatiche neogeniche dell'isola d'Elba sono di seguito descritte in ordine decrescente di età.

a) Apliti di Capo Bianco (ACB)

Sinonimi: apliti porfiriche, MATTEUCCI, 1898; apliti porfiriche a tormalina, MARINELLI, 1955; Aplite porfirica tormalinifera (Eurite), BARBERI *et alii*, 1967a; Aplite porfirica (Eurite), BARBERI *et alii*, 1969a, 1969b; α pp, Capo Bianco Porphyritic Aplites, BORTOLOTTI *et alii*, 2001; α pp, Capo Bianco Porphyritic Aplites, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; Apliti di Capo Bianco (α), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: sono presenti in cinque affioramenti lungo il crinale tra Marciana e Punta del Nasuto.

Litologia: subvulcanica porfirica, classificabile come granito a feldspato alcalino, che in affioramento si presenta di colore bianco con sfumature azzurro-rosate. La tessitura porfirica è data la presenza di fenocristalli (molto variabile, 1-2%÷10 %) di quarzo, feldspato potassico, oligoclasio e muscovite (dimensioni comprese tra 1 e 5 mm). La massa di fondo, costituita da albite, quarzo, feldspato potassico e zinnwaldite (mica a Li-Fe) è afanitica e di colore biancastro, porcellanacea. Sono scarse le concentrazioni di tormalina nera (generalmente abbondanti altrove) ad habitus fibroso-raggiato, (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Età: le Apliti di Capo Bianco sono 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; MAINIERI *et alii*, 2003).

b) Microgranito di Punta del Nasuto (SUT)

Sinonimi: Nasuto microgranite, DINI *et alii*, 2002; LMG PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: questa formazione è presente solo nella zona Punta del Nasuto - Punta della Madonna (NO di Marciana Marina).

Litologia: 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. Evidenti 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.

Età: per questo corpo magmatico non è disponibile alcuna datazione isotopica, ma risulta chiaramente intruso dai dicchi del Porfido di Portoferraio. Pertanto per esso è ipotizzabile un'età di poco precedente a 8 Ma (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

c) **Porfido di Portoferraio (FID)**

Sinonimi: Porfidi granodioritici o granitici *p.p.*, 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; Porfido di Portoferraio (π_2), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: nella 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. Il porfido spesso ingloba i corpi di Apliti di Capo Bianco e di Microgranito di Punta del Nasuto, tagliandoli con numerosi dicchi.

Litologia: il meta-Porfido di Portoferraio ha composizione variabile da monzogranito a sienogranito ed è decisamente porfirico, con un colore variabile da grigio a bianco, fino a bruno-rossastro, secondo il grado di alterazione idrotermale. I fenocristalli sono di piccole dimensioni, a differenza del Porfido di San Martino. Si ritrova in filoni con uno spessore che varia da centimetrico a metrico. Il porfido si presenta spesso vistosamente foliato, con superfici di scistosità parallele ai bordi del filone stesso ed a quello dell'incassante, anche con allineamenti di cristalli di tormalina (Figura 6.12).

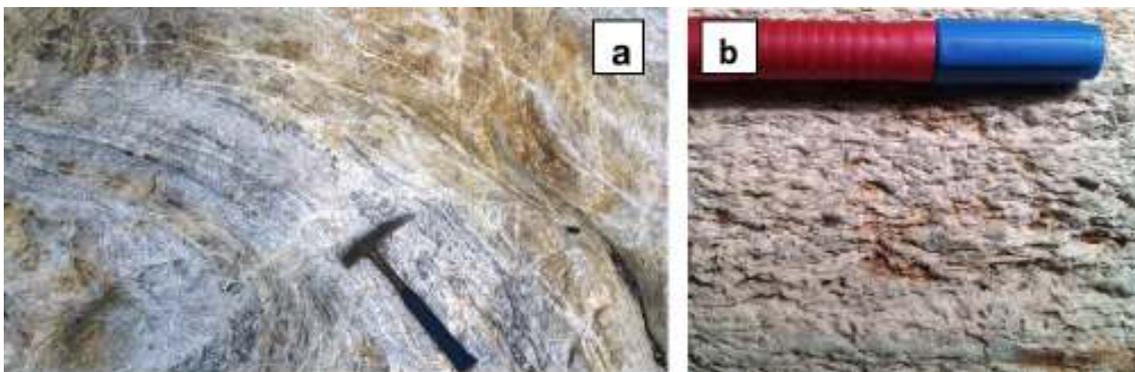


Figura 6.12 a) Filone di Porfido di Portoferraio evidentemente foliato insieme ai Diaspri di Monte Alpe. b) Campione a mano di porfido foliato, con strutture occhiadine (Palombaia).

Anche in queste rocce sono molto rare le inclusioni microgranulari mafiche, così come gli xenoliti di metamorfite scistose. I contatti con l'incassante sono in genere netti, localmente con evidenze di strutture tipo *chilled margin*.

Età: una datazione isotopica Rb-Sr ha dato per il Porfido di Portoferraio un'età di circa 8 Ma (DINI *et alii*, 2002), attribuendo il porfido di Portoferraio al Tortoniano (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

d) **Porfido di San Martino (PFM)**

Sinonimi: 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; Porfido di San Martino (π_1), PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: questi porfidi sono distribuiti in affioramenti nella zona di Marciana - Maciarelo e 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 anche le unità intrusive più vecchie. Talora questi porfidi presentano, specie quando risultano di piccolo spessore, una evidente foliazione tettonica, congruente con quella delle rocce incassanti.

Litologia: il meta-Porfido di San Martino ha composizione monzogranitica. 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. 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. Abbastanza frequenti sono gli inclusi mafici microgranulari e gli xenoliti di rocce metasedimentarie foliate.

Età: la messa in posto è di 7.4-7.2 Ma (età Rb-Sr e ⁴⁰Ar-³⁹Ar, DINI *et alii*, 2002), in accordo con i rapporti di intersezione con le Apliti di Capo Bianco e il Porfido di Portoferraio osservabili in campagna (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

e) **Monzogranito del Monte Capanne (MZM)**

Questo corpo plutonico laccolitico composito (DINI *et alii.*, 2002, 2004; GAGNEVIN *et alii.*, 2004, 2005; WESTERMAN *et alii.*, 2003, 2004, ROCCHI *et alii.*, 2002, 2010) è il più grande dell'intera Provincia Magmatica Toscana e costituisce gran parte dell'Isola d'Elba occidentale. 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, culminante con il Monte Capanne (1018 m s.l.m.).

Nell'area di studio sono esposte le tre facies del Monzogranito del Monte Capanne (FARINA *et alii.*, 2010), la facies Sant'Andrea, San Piero e San Francesco, Figura 6.13. La distinzione tra le tre facies in campagna è stata effettuata in base alla quantità di mega K-feldspati presenti (come rappresentato in Figura 6.13). In un breve tratto della scogliera nella zona di Cavoli - Colle Palombaia è stata rilevata una facies particolare (appartenente comunque al tipo San Piero), con frequenti inclusi leucogranitici, che sarà successivamente descritta in dettaglio.

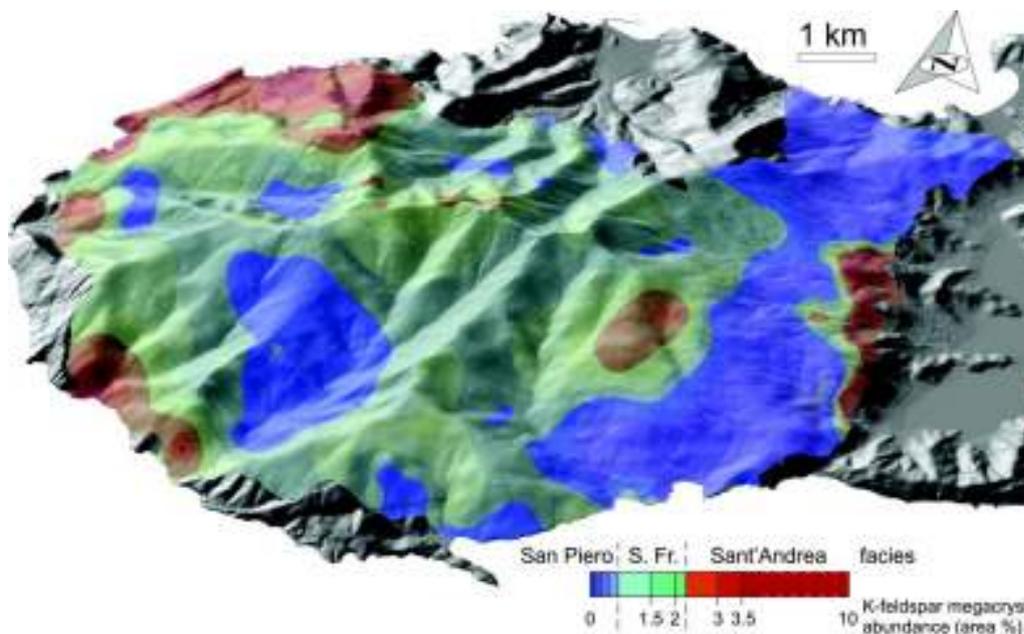


Figura 6.13 Distribuzione delle 3 facies del Monzogranito del Monte Capanne (ROCCHI *et alii.*, 2010).

Queste rocce plutoniche hanno una composizione modale intermedia tra granodioritica e monzogranitica (PRINCIPI *et alii.*, in stampa). 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. Le diverse facies del plutone (vedi anche FARINA *et alii*, 2010) 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.

Sinonimi: 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; Granodiorite, BOCCALETTI & PAPINI, 1989; Monte Capanne pluton, DINI *et alii*, 2002; Monzogranito del Monte Capanne, Facies di Sant'Andrea (MSA), Facies di San Francesco (MSF) Facies di San Piero (MSP), PRINCIPI *et alii*, 2008.

e.1) Facies di Sant'Andrea (MZM_a)

Affioramenti tipici: la facies di Sant'Andrea affiora in tutta l'area di studio e nell'area di San Piero sono stati rilevati esempi di strutture cumulitiche e di flusso con allineamenti degli assi maggiori dei megacristalli ortoclasici (Figura 6.14a e 6.14b).



Figura 6.14 a) Strutture cumulitiche nel Monzogranito del Capanne a Sud di San Piero; b) Allineamenti dei megacristalli di K-feldspato sotto il Belvedere di San Piero.

Litologia: la facies di Sant'Andrea, nelle parti periferiche del plutone, ha tipica tessitura porfirica, caratterizzata da numerosi megacristalli prismatici (generalmente 150-200, ma localmente fino a 300 cristalli/m²), tipicamente euedrali, di ortoclasio peritico 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 clinopirosseno, talora trasformati in aggregati fibrosi di anfiboli (PRINCIPI *et alii*, in stampa). 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*”) (DINI *et alii*, 2002; POLI *et alii*, 2002).

Le vene aplitico-pegmatitiche, associate generalmente ai filoni leucogranitici, sono state riscontrate anche all'interno del Monzogranito del Monte sia nella facies di San Piero che di Sant'Andrea nella fascia che da San Piero arriva a Marmi.

Età: l'età isotopica del granitoide risulta intorno ai 6.9 Ma (DINI *et alii*, 2002).

e.2) 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 del nucleo dei plagioclasii (fino ad An₄₅). La presenza di aggregati di anfibolo (probabilmente in sostituzione di originari pirosseni) nelle facies di San Piero e di San Francesco è maggiore rispetto alla facies di Sant'Andrea. Inoltre le tre facies mostrano piccole, ma sistematiche variazioni nel contenuto in elementi maggiori ed in tracce, della composizione isotopica e dei cristalli di biotite (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

e.3) Facies di San Piero (MZM_c)

Affioramenti tipici: questa facies del monzogranito affiora estesamente ad ovest dei paesi di San Piero e di Sant'Ilario, un semplice esempio può essere nell'abitato di San Piero in corrispondenza del parcheggio in piazza Pertici.

Litologia: 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). Fasi accessorie sono apatite, zircone, monazite, allanite e talora anche tormalina e ossidi (magnetite). I fenocristalli di K-feldspato sono in genere scarsi (PRINCIPI *et alii*, in stampa). I filoni aplitico-pegmatitici che attraversano il corpo plutonico sono di dimensioni generalmente centimetriche ma talvolta anche decimetriche (Figura 6.15).



Figura 6.15 Contatto tra granitoide e filone aplitico-pegmatitico ricco in tormalina.

Nella zona ad Ovest della spiaggia di Colle di Palombaia è stata rilevata, in un affioramento di circa 30 metri, una facies del Monzogranito del Monte Capanne con caratteristiche particolari che non trovavano riscontro nella letteratura recente e che è stato cartografato come tale per la prima volta durante il lavoro di campagna di questo dottorato (è presente in BARBERI & PAPINI 1989, ma era stato attribuito nella cartografia regionale CARG 2008 ai Leuco-graniti di Sant'Ilario che affiorano estesamente in quest'area, vedi formazione successiva). Si tratta di un corpo granitoide includente diversi mega cristalli di K-feldspato (anche con bordi di reazione pecilitici, Figura 6.16), talvolta con una foliazione magmatica dovuta ad allineamenti di cristalli di biotite, e con all'interno degli inclusi di varia natura e dimensione.



Figura 6.16 K-feldspato con nucleo euedrale parzialmente riassorbito circondato da un guscio pecilitico.

Si trovano soprattutto inclusi leucogranitici con contatti netti, lineari ed angolari che suggeriscono una bassa temperatura al momento dell'interazione col granitoide del Monte Capanne, anche se localmente sono presenti elementi con bordi di reazione e contorni più arrotondati. Le dimensioni di questi inclusi sono dell'ordine del centimetro-decimetro (Figura 6.17).

Inoltre si notano rari xenoliti porfirici grigi deformati, che risultano allungati e sinuosi. Sono inoltre raramente presenti gli inclusi mafici centimetrici sub-arrotondati.

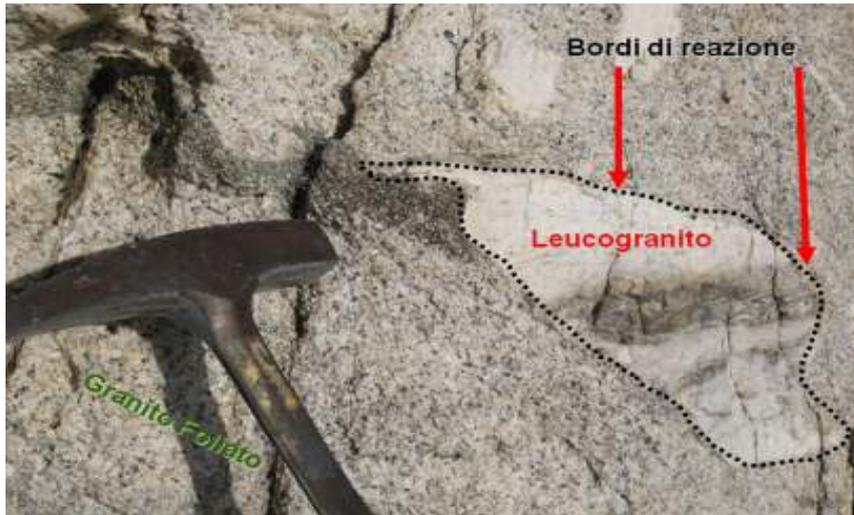


Figura 6.17 Particolare del contatto tra un incluso leucogranitico, un livello porfirico e l'incassante granitico (Cavoli – Colle Palombaia).

Età: l'età isotopica del granitoide risulta intorno ai 6.9 Ma (DINI *et alii*, 2002).

f) Leucograniti di Sant'Ilario (LSI)

Sinonimi: Leucograniti e micrograniti (LGM) PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: i leucograniti sono ben esposti in località Il Prado sotto il cimitero di San Piero. Questi corpi filoniani, di spessore da pochi cm fino ad alcune decine di metri, affiorano soprattutto nella parte orientale del Monte Capanne, intersecano sia il corpo monzogranitico del Monte Capanne che la sua aureola termometamorfica, ma sono a loro volta tagliati dal Porfido di Orano. Nella zona di Cavoli - Colle Palombaia i leucograniti affiorano estesamente e costituiscono un reticolo nelle porzioni interne del quale affiora l'incassante. Nella fascia San Piero - Sant'Ilario - Marmi invece i filoni più isolati si intrudono singolarmente, poiché verosimilmente in queste zone affiorano le coperture più distali, riavvicinate al plutone in seguito a scollamento e traslazione della zone interne più vicine al contatto. In generale formano

filoni sia ad altro angolo che poco inclinati che si mettono in posto lungo i contatti principali tra granitoidi e coperture.

A Cavoli - Colle Palombaia queste rocce sono ben più estese arealmente e intrudono sia il granito che la copertura meta-sedimentaria (Figura 6.18) che risulta esposta in modo piuttosto discontinuo e con affioramenti relativamente limitati.



Figura 6.18 Filone plurimetrico leucogranitico sovrastante i meta-Calcarei a Calpionelle, Cavoli.

Litologia: i Leucograniti di Sant'Ilario, dal punto di vista composizionale, sono costituiti in larga parte da sienograniti, talora porfirici, e, subordinatamente, da apliti granitiche. I costituenti mineralogici sono quarzo, ortoclasio e plagioclasio, oligoclasico 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.

In particolare nell'area di San Piero e di Sant'Ilario, questi corpi intrusivi tabulari 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 granato spessartitico, la petalite e la pollucite (PEZZOTTA, 2000). Le pegmatiti sono in forma di filoncelli, di spessore da decimetrico fino a 2m, che talora tagliano vistosamente i corpi leucogranitici (PRINCIPI *et alii*, in stampa). I corpi pegmatitici principali sono stati segnalati nella carta geologica con un asterisco.

Età: non sono disponibili datazioni dei Leucograniti di Sant'Ilario, ma i rapporti di intersezione collocano questo evento magmatico 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.

g) Porfido di Orano (PFN)

Sinonimi: 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, Porfido di Orano, DINI *et alii*, 2002, PRINCIPI *et alii*, 2008.

Affioramenti tipici: 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.

Litologia: Il Porfido di Orano si presenta frequentemente idrotermalizzato ed il colore in affioramento passa dal tipico bruno-grigio scuro dei dicchi non alterati (Figura 6.19), ad un colore verde, grigio chiaro e bianco a seconda dell'intensità della ricristallizzazione subita. I dicchi tagliano sia il Monzogranito del Monte Capanne sia l'aureola di contatto, con potenze osservabili fino a 50 m ed una estensione in direzione di oltre 7 km.

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 (ricca sia in Fe che in Mg), talora presenti anche in uno stesso dicco. Sporadicamente presenti tra i



Figura 6.19 Filone decimetrico di Porfido di Orano (zona Sant'Andrea).

fenocristalli anche il clinopirosseno, generalmente profondamente trasformato in actinolite e clorite, e olivina, totalmente sostituita da aggregati di fillosilicati magnesiaci. Frequenti anche xenocristalli di grandi dimensioni, fortemente arrotondati, di quarzo e feldspato potassico. La massa di fondo, 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 thorite (PRINCIPI *et alii*, in stampa). Sono comuni gli inclusi mafici con tessiture doleritiche microgranulari, mentre rari sono gli xenoliti metamorfici.

Età: 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.

6.1.5 Depositi Continentali Quaternari

a) Coltre eluvio-colluviale (b₂)

I prodotti eluviali sono particolarmente abbondanti in corrispondenza del plutone monzogranitico del Monte Capanne. In quest'area il processo d'alterazione meteorica del substrato granitico, 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 (D'OREFICE *et alii*, 2009). Inoltre, in gran parte del settore meridionale del Monte Capanne l'alterazione meteorica, lungo i sistemi di *joints* fra loro ortogonali, ha generato blocchi isolati, talvolta impilati a costruire veri e propri *tor*.

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.

b) Deposito di versante (a)

Si tratta di accumuli detritici, presenti alla base di versanti acclivi (Figura 6.20). Il loro spessore è molto variabile da 1-2 m fino a 4-5 m circa e talora presentano evidenze di stratificazione. 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.

I depositi hanno una composizione legata a quella delle rocce affioranti sottostanti o circostanti, anche con blocchi plurimetrici legati a fenomeni di crollo.

Età: Pleistocene superiore - Olocene.



Figura 6.20 Deposito di versante a Sud di Punta Nera (Google Maps).

c) Deposito alluvionale (b)

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 pianure 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. In corrispondenza delle principali pianure 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-limoso di colore bruno-rossastro.

Lo spessore di questi depositi è variabile e localmente può superare alcuni metri.

Età: Olocene.

d) Deposito di spiaggia (g₂)

I depositi di spiaggia emersa sono estremamente variabili dal punto di vista granulometrico; si hanno infatti spiagge costituite da sabbie prevalentemente silicoclastiche, ben classate da medie a grossolane (Figura 6.21a), spiagge formate da sedimenti misti sabbioso-ghiaiosi e spiagge costituite interamente da ghiaie grossolane, da poligeniche a monogeniche, arrotondate e ben assortite (Figura 6.21b). Localmente, 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.

Età: Olocene.



Figura 6.21 a) Spiaggia di ghiaie grossolane, Colle Palombaia. b) Spiaggia di Procchio.

6.2 DATI PETROGRAFICI, MINERALOGICI E MICRO-STRUTTURALI

In questo capitolo sono descritti i caratteri mineralogico-petrografici e micro-strutturali delle litologie metamorfiche presenti nell'area di studio. Prima si descrivono le formazioni della copertura meta-ofiolitica dell'aureola del Monte Capanne (Unità Punta Polveraia-Fetovaia), e di seguito le unità relative all'attività magmatica neogenica. Per i riferimenti strutturali delle diverse fasi deformative si fa riferimento al paragrafo 7.3 del successivo capitolo. In appendice sono riportate le tabelle petrografiche (ALLEGATO 3) dettagliate per le 133 sezioni sottili analizzate.

Sono infine riportati i risultati ottenuti dell'analisi, per Diffrattometria a Raggi X e per Microsonda Elettronica, effettuate su alcuni campioni per i quali la sola analisi petrografica al microscopio ottico non è stata del tutto esauriente e risolutiva. In appendice sono riportate le tabelle con i risultati composizionali ottenuti con la Microsonda (ALLEGATO 4).

6.2.1 Unità Punta Polveraia-Fetovaia

a) Serpentiniti

La tessitura si presenta molto variabile, in funzione del grado metamorfico e dello stress subito: nematoblastica, diablastica, lepidoblastica, fibroblastica, foliata e cellulare e localmente subofitica. Per il grado più basso è tipica l'associazione serpentino + anfibolo (tremolite-ferroactinolite e subordinatamente antofillite) \pm talco \pm clorite. Per il grado medio è invece caratteristica l'associazione serpentino (generalmente antigoritico) + olivina forsteritica (in forma di minuta blastesi sulle strutture cellulari del serpentino) + anfibolo tremolitico e subordinatamente antofillitico \pm talco (\pm clorite \pm calcite), ma localmente si trova anche con olivina (in grossi neoblasti) + anfibolo tremolitico (Figura 6.22, pagina seguente) e subordinatamente orneblenda cummingtonitica e antofillitica + talco ed ercinite. Si trovano raramente piccoli xenoblasti di quarzo.

Dove la foliazione risulta più evidente si notano porfiroblasti isorientati (generalmente anfiboli), localmente anche con ombre di pressione. Talvolta sono anche interessati da un micro-*boudinage*, creando localmente una specie di “*amphibole fish*” (Figura 6.23, pagina seguente).

La foliazione generalmente è stata associata all'intrusione del granitoide ($S1_1$, per dettagli vedi paragrafo strutturale).

Sono presenti aree lenticolari e bande di cristalli cubici e granulari di pirite che in genere si smistano lungo la scistosità della roccia definita dall'allineamento dei piccoli cristalli di anfibolo.

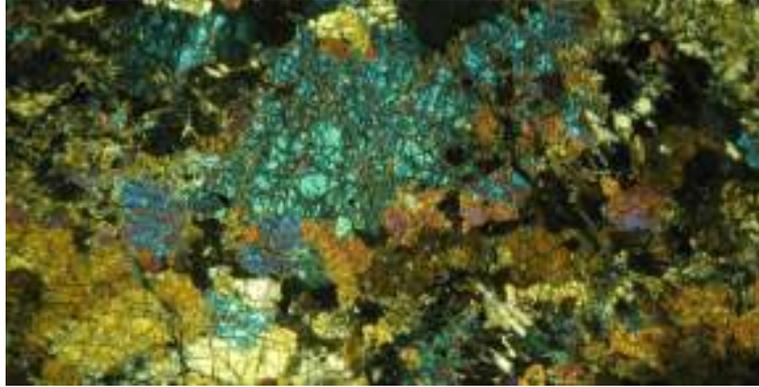


Figura 6.22 Olivina cellulare associata ad anfiboli tremolitici, (NX, 2.5x).

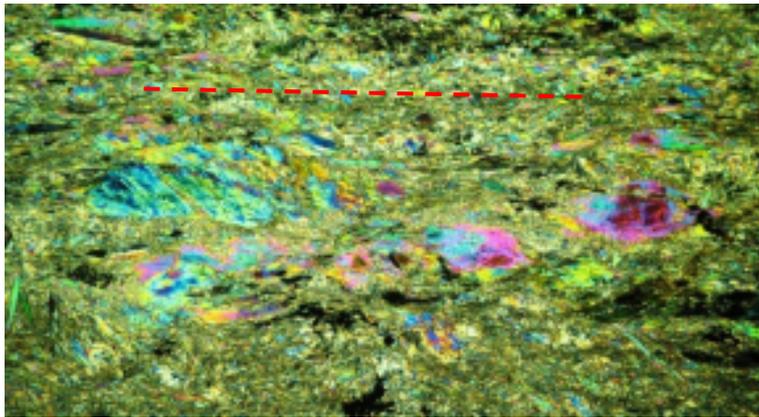


Figura 6.23 Foliazione anfibolitica ($S1_1$ in rosso) con strutture tipo micro-boudinage, (NX, 2.5x).

Localmente sono presenti anche delle crenulazioni zonali, tardive a medio angolo, che deformano sia la foliazione principale che i grandi cristalli di tremolite. Sono presenti infiltrazioni di ossidi e idrossidi di ferro localmente parallele alla scistosità, che talora disegnano microstrutture plicative in cui è coinvolta la foliazione principale ($S1_1$). Tale foliazione è costituita da cristalli di anfibolo aghiforme/prismatico a grana medio-grossolana orientati in modo da sottolineare una scistosità di piano assiale ($S1_2$, Figura 6.24, pagina seguente).

Raramente sono anche presenti fantasmi di porfiroblasti “pre-tettonici” (in origine cristalli di olivina o di pirosseno) ormai quasi interamente sostituiti da anfibolo tremolitico e ricoperto di pirite in aggregati discontinui isorientati anche lungo le tracce di sfaldatura (Figura 6.25, pagina seguente).

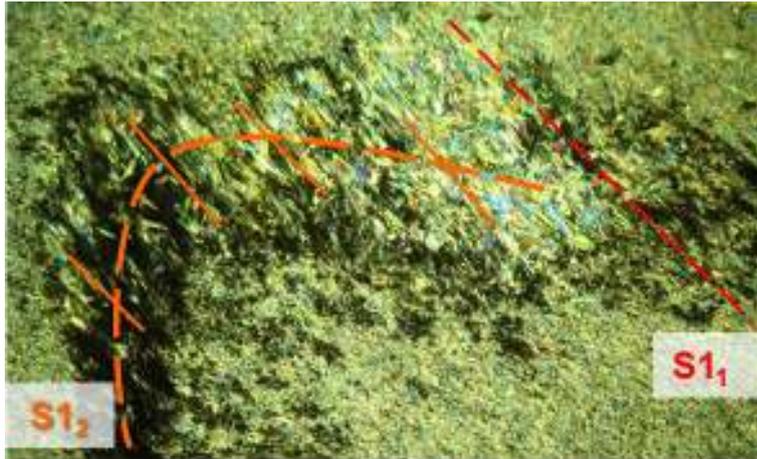


Figura 6.24 Anfiboli tremolitici disposti evidenziando una crenulazione di piano assiale sulla micro piega di ossidi (NX, 2.5x).

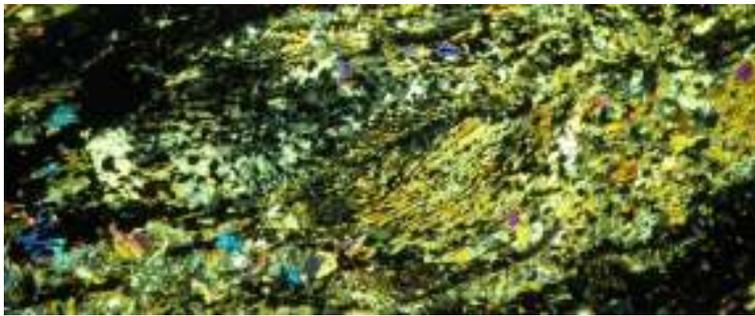


Figura 6.25 Fantasmi di porfiroblasti pre-metamorfici sostituiti da anfiboli e pirite (NX, 2.5x).

Raramente si trovano anche strutture cinematiche particolarmente ben conservate, come ad esempio il porfiroblasto sin-tettonico di tipo sigmoide (con taglio destro), riportato nella seguente Figura 6.26 (cristallo di talco in matrice anfibolitica \pm pirite, in un campione della zona di Colle Palombaia). Accessori: pirite, titanite e solfuri misti.

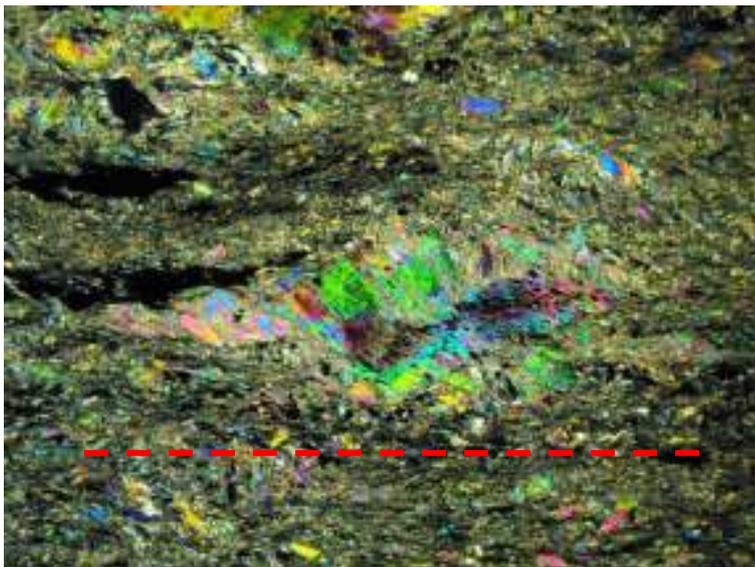


Figura 6.26 Cristallo di talco all'interno della foliazione anfibolitica S1(in rosso), (NX, 10x).

b) Gabbri

I metagabbri presentano una tessitura da granoblastica a porfiroblastica, localmente glomeroporfirica. La dimensione dei cristalli varia da grana media a medio-fine. I porfiroclasti e glomeroporfiroclasti sono costituiti da plagioclasio intermedio-acido (con geminazione albite da Carlsbad a polisintetica) e da orneblenda e da anfibolo tremolitico-actinolitico. La massa di fondo è costituita da plagioclasio, anfibolo e sporadicamente da microcristalli di quarzo. Il plagioclasio è talvolta sericitizzato e sono presenti granulazioni di ossidi e solfuri, anche diffuse tra le giunzioni intercristalline. Inoltre sono presenti vene di varia natura, da sin-tettoniche di quarzo e clorite a post-tettoniche di clorite e calcite.

I *flaser* gabbri (occhiadini) sono costituiti da blasti lenticolari anfibolitici millimetrici inglobati in massa di fondo feldspatica (Figura 6.27) e presentano tessitura lepidoblastica, localmente granoblastica, con grandi porfiroblasti (anche *mantled* di tipo σ) di pirosseno generalmente del tutto anfibolitizzato (uralitizzazione). Queste strutture sono state associate a fenomeni deformativi di fondale oceanico (vedi capitolo strutturale). Inoltre i *flaser* gabbri sono tagliati da vene idrotermali ad epidoto e quarzo. Accessori: titanite, pirite e magnetite.

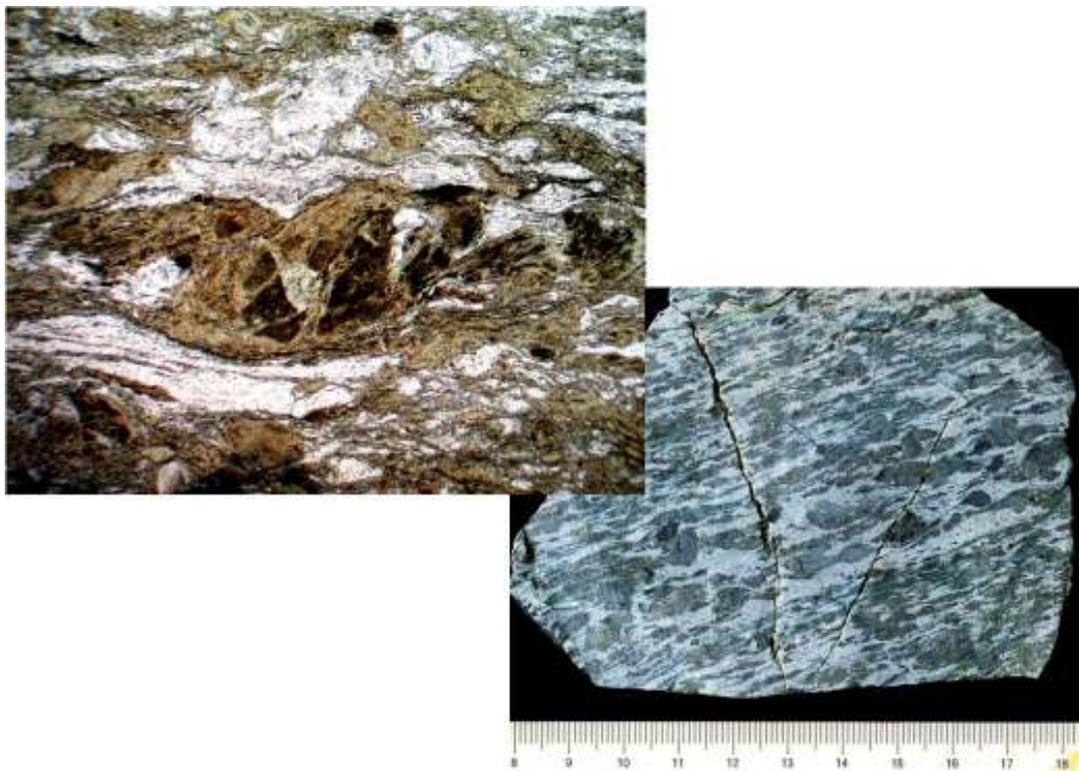


Figura 6.27 Struttura *flaser* di un metagabbro, sezione sottile (Sx, N//, 2.5x) e campione a mano (Dx).

c) Basalti

I metabasalti presentano una tessitura da nematoblastica a diablastica a grana fine, con porfiroblasti lentiformi e porfiroblasti di pirosseno e di plagioclasio localmente sericitizzati inglobati nella massa di fondo anfibolitica generalmente foliata (foliazione $S1_1$ pervasiva, vedi capitolo strutturale). Nella massa di fondo sono diffusi piccoli cristalli listriformi di plagioclasio e raramente anfiboli ad habitus granulare o in aggregati avvolti dalla scistosità. L'associazione tipica è: plagioclasio intermedio + orneblenda + epidoto \pm granato andraditico \pm clinopirosseno.

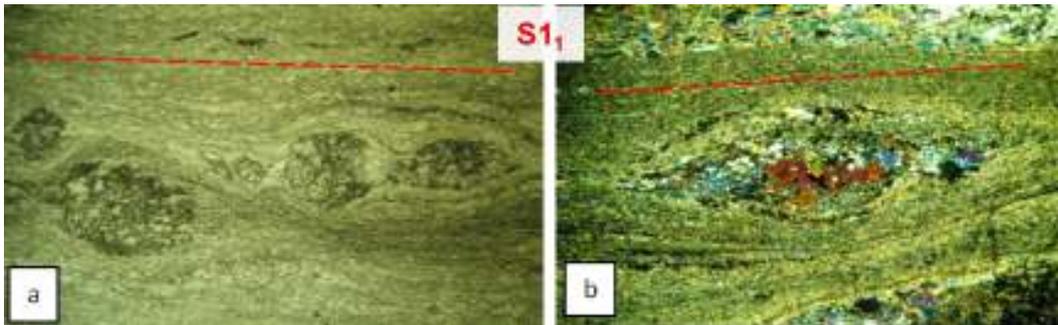


Figura 6.28 Porfiroblasti di pirosseno avvolti nella scistosità anfibolitica $S1_1$. a) N//, b) NX, (2.5x). Sono anche presenti aree lentiformi con associazioni di porfiroblasti di pirosseno monoclinico, quarzo policristallino e subordinatamente plagioclasio. Nei campioni più deformati lungo i piani della foliazione sono presenti delle lenti policristalline di pirosseno monoclinico (diopside) \pm muscovite e quarzo con ombre di pressione simmetriche (tipo *microboudinage*) ed asimmetriche (Figure 6.28a e 6.28b).

Localmente la foliazione è intersecata ad alto angolo da fratture ed a medio angolo con un clivaggio di crenulazione di tipo zonale (Figura 6.29), associato all'evento D2 (vedi capitolo strutturale).

Infine sono presenti vene generalmente piegate, costituite da quarzo \pm epidoto che talvolta tagliano i contatti litologici con i metagabbri.

Accessori: magnetite, pirite, ossidi di ferro.

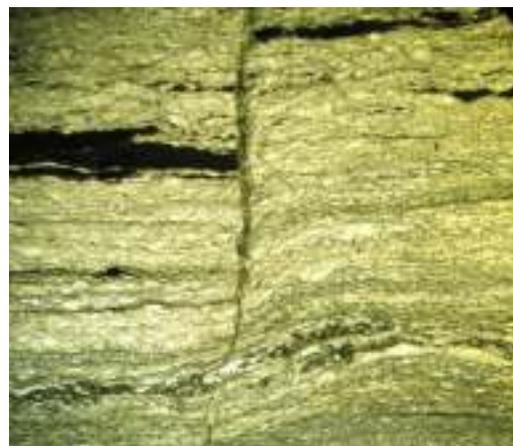


Figura 6.29 Frattura ad alto angolo e clivaggio di crenulazione a medio angolo sulla foliazione (N//, 2.5x).

d) Diaspri di Monte Alpe

I metadiaspri sono caratterizzati da tessitura microgranulare da granoblastica-lepidoblastica (con locali porfiroblasti e nastri di quarzo mono e policristallino, Figura 6.30) fino a foliata con grana da media a fine. L'associazione tipica è quarzo + biotite \pm muscovite \pm diopside \pm andalusite \pm cordierite \pm granato andraditico \pm tremolite-actinolite \pm clorite \pm epidoto \pm ercinite. Nella scistosità (S_{1_1}) sono presenti aggregati di muscovite e/o biotite \pm cloritizzati, a cui sono associati cristalli statici di andalusite (Figura 6.30) e subordinatamente di granati.

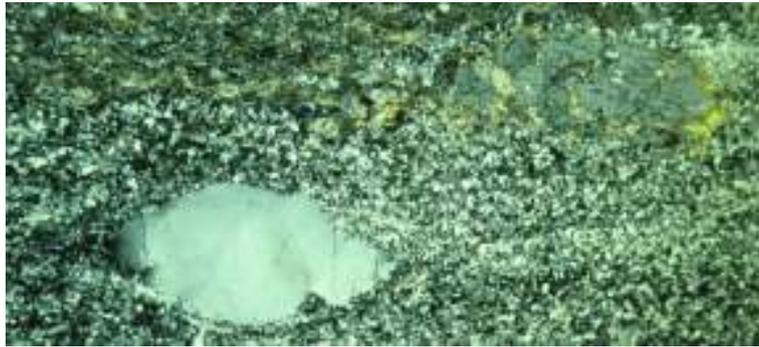


Figura 6.30 Porfiroblasto amigdaloide di quarzo e neo-blasto di andalusite su muscovite (in alto a Dx), (NX, 2.5x).

Le miche di dimensioni maggiori, soprattutto la biotite, sono inglobate all'interno della foliazione formando dei *mica fish*. Presenti anche rari piccoli cristalli di plagioclasio intermedio-acido con geminazione albite polisintetica.

I blasti di andalusite localmente risultano ruotati all'interno della scistosità (S_{1_1}), con code di pressione (ms) simmetriche ed asimmetriche (Figura 6.31). Sono frequenti cristalli di granato statici, da granulari a sub-idiomorfi talvolta cloritizzati. Sono anche presenti glomeroporfiri di biotite e muscovite con piccoli cristalli di cordierite sub-idiomorfi. Nella massa quarzosa sono presenti sia dispersi che in bande discontinue ossidi e idrossidi di ferro e plagioclasti più o meno sericitizzati.

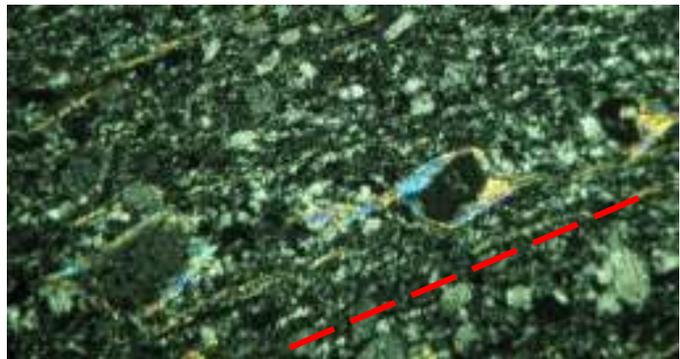


Figura 6.31 Andalusite con code di pressione asimmetriche di muscovite, disposte lungo la foliazione principale S_{1_1} (NX, 20x).

Nelle sezioni in cui la foliazione è più sviluppata sono localmente presenti porfiroblasti ruotati (*mantled* di tipo σ e δ), generalmente di quarzo, con code di pressione micro-quarzose e/o micacee (Figura 6.32).

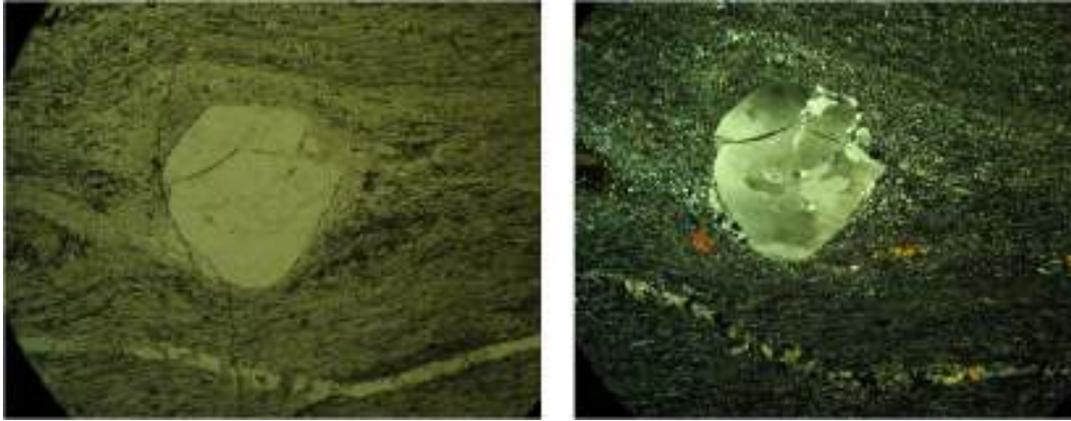


Figura 6.32 Porfiroblasto di quarzo con code di pressione asimmetriche (N// (Sx) e NX (Dx), 2.5x).

La tormalina è l'accessorio maggiormente diffuso con cristalli anche di grandi dimensioni, pleocroici da incolore a giallo e a blu. Le sezioni prismatiche sono generalmente orientate seguendo la foliazione, anche in serie di numerosi elementi.

Inoltre sono diffuse vene di varia natura, nastriformi e discontinue di quarzo con associata clorite in plaghe, post-tettoniche di clorite e calcite con quarzo in salbanda, vene di quarzo anche policristallino con andamento parallelo alla foliazione principale (S₁) evidenziata da muscovite, biotite e tormalina \pm K-feldspato, talvolta con strutture tipo *book-shelf* (Figura 6.33).

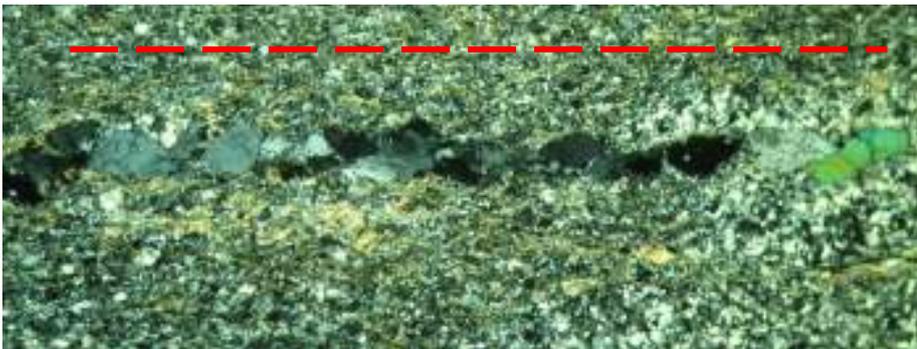


Figura 6.33 *Book-shelf* con elementi di quarzo e tormalina, isorientata lungo S₁ (NX, 2.5x).

Talvolta sono presenti fratture tardive, ad alto angolo rispetto alla foliazione, riempite di fillosilicati chiari a grana fine, verosimilmente muscovite. Sono presenti anche sottili livelli aplitici centimetrici generalmente non foliati, con grandi cristalli di tormalina localmente isorientati, e dicchi scistosati di porfido (generalmente Portoferraio). Talvolta in prossimità del contatto con il porfiroide, parallelo alla

foliazione, la metaquarzite di presenta in bande parallele al contatto stesso. La parte a contatto si presenta con una blanda foliazione, non evidenziata dalla muscovite e con frequenti porfiroblasti di quarzo monocristallino. La banda successiva, allontanandosi dal porfiroide, appare evidentemente foliata con abbondante muscovite \pm andalusite e rari porfiroblasti di quarzo monocristallino e cristalli di plagioclasio (con geminazione da albite polisintetica ad albite-Carlsbad). Probabilmente, in origine, quest'ultimi livelli erano quelli più argillosi.

Presenti frequenti vene idrotermali (quarzo, calcite, epidoto ed adularia) con andamento sia sub-parallelo che ad alto angolo rispetto alla foliazione.

Come accessori si segnala la presenza di apatite, zircone, tormalina e pirite.

e) **Calcari a Calpionelle**

I litotipi metacarbonatici e marmorei derivanti dal metamorfismo di contatto e metasomatosi dei Calcari a Calpionelle si presentano spesso intensamente foliati, dando luogo a veri e propri fenomeni di flusso. I fenomeni duttili si sono probabilmente verificati in concomitanza della circolazione di fluidi "magmatici" ad alta temperatura, che hanno innescato processi metasomatici sin-cinematici. Il comportamento duttile dei materiali risulta infatti particolarmente localizzato nelle componenti più carbonatiche, mentre le intercalazioni pelitiche e silicee sono in genere interessate da fenomeni tendenzialmente fragili ma anche di *boudinage*. I campioni in sezione sottile presentano tessiture variabili (anche in livelli nella stessa sezione sottile) da xenoblastica a pavimentosa e da granoblastica a omeoblastica con giunzioni da piane a concavo-convexe (raramente suturate), con una foliazione milonitica talvolta ben definita. La grana dei minerali va da media per i campioni più marmorei, a fine per quelli che hanno subito un processo di milonitizzazione più intenso.

La dolomite è scarsa o assente, dato che è la prima fase che si altera con l'aumento della temperatura. Nella massa carbonatica sono diffusi blasti granulari di pirosseno monoclinico (più raro quarzo) e sono localmente presenti aree lenticolari e/o nastriformi a grana medio-fine/fine di wollastonite (associati alla foliazione S_{11} Figura 6.34a, pagina seguente) e pirosseno \pm granati (grossularia-andradite e almandino) \pm scapolite (meionitica, in genere in sostituzione del plagioclasio) \pm vesuvianite che talvolta risultano interessate da microstrutture plicative associate alla foliazione S_{12} ,

talvolta sradicate (Figura 6.34b), anche sottolineate da ossidi ed idrossidi preferenzialmente a ferro.

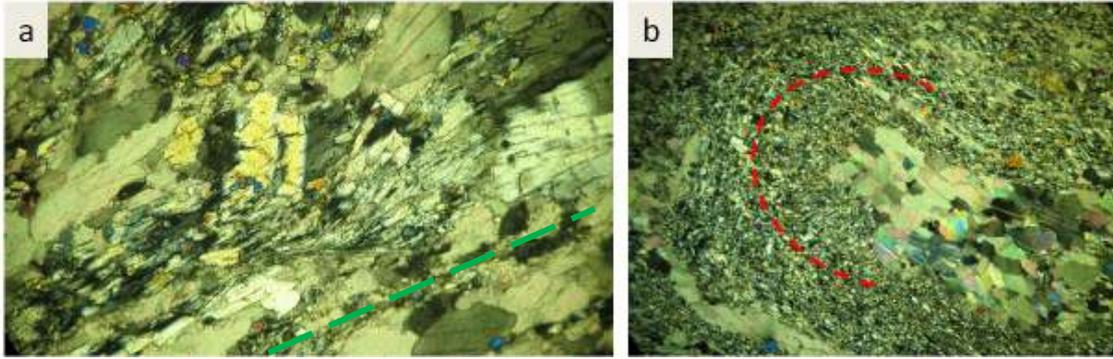


Figura 6.34 a) nastro di wollastonite inglobato nella massa carbonatica isorientato lungo $S1_1$ (in verde). b) piega (tratteggio in rosso, associato alla fase $S1_2$) in livello microcristallino di wollastonite \pm pirosseno, con nucleo carbonatico, (NX, 10x).

La wollastonite e il clinopirosseno (diopside e augite) sono talvolta inglobati anche in porfiroclasti ruotati all'interno della foliazione carbonatica.

Aggregati e livelli porfiroblastici di pirosseno e wollastonite sono avvolti dalla compagine blastica spatca di fondo, che presenta anche strutture di flusso, o almeno definiscono una foliazione. I livelli carbonatici a grana maggiore talvolta mostrano spati calcitici con geminazioni deformate (geminazioni di tipo II e raramente di tipo III, secondo BURKHARD (1993) ripreso poi da FERRIL *et alii* 2004, che indicano valori di temperatura di chiusura del sistema intorno ai 200-300°C, Figure 6.35 e 6.36).

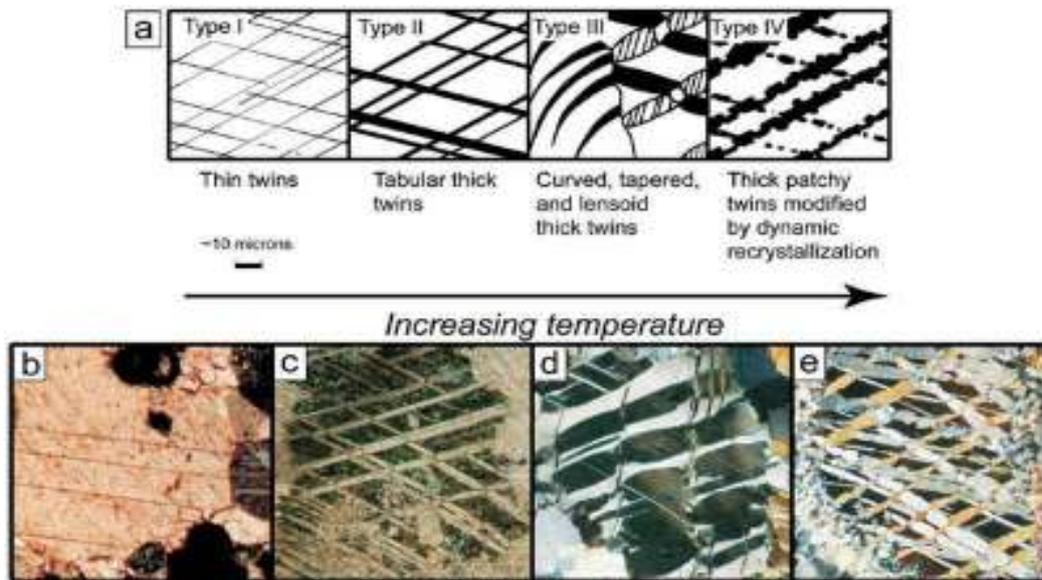


Figura 6.35 Schema (a) e microfoto (b-e) delle geminazioni della calcite, (FERRIL *et alii* 2004).



Figura 6.36 Geminazioni dei cristalli di calcite del tipo II di BURKHARD (1993), (NX, 20x).

La wollastonite, in forma di ventagli o rosette, è presente sia nelle strutture di flusso che non isorientata “sovrastante” la massa carbonatica (sembra infatti in rapporti di cristallizzazione statica sopra la foliazione definita dagli spati carbonatici). Tale variabilità di ritrovamento evidenzia la polifasicità dell’evento termometamorfico (vedi oltre, paragrafo discussione). Sono presenti anche zone di forma allungata (Figura 6.37a), piegate e/o discontinue (tipo *micro-boudinage*), costituite da sottili livelli di ossidi/idrossidi di ferro e da associazioni di wollastonite (prismatica isorientata parallelamente alla foliazione dei marmi) e pirosseno granulare, anche in porfiroblasti ruotati con code di pressione (tipo σ e δ (Figura 6.37b)).

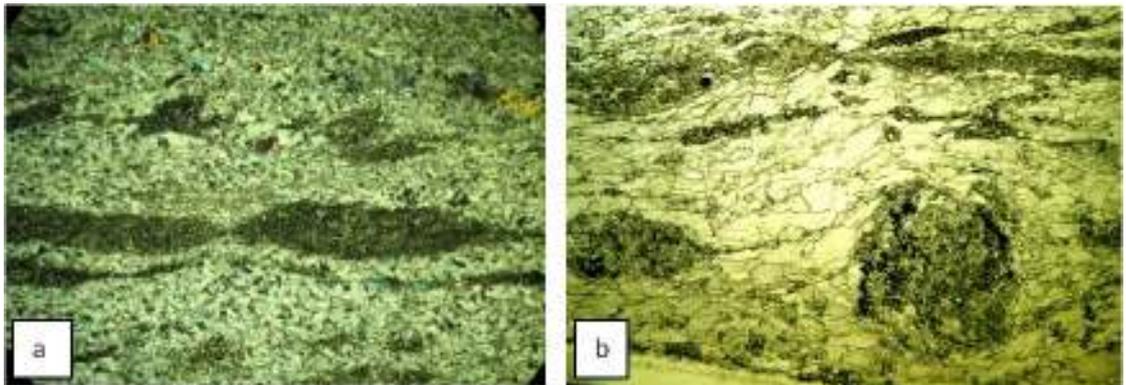


Figura 6.37 a) Livelli di wollastonite + pirosseno *boudinati* e piegati (in massa calcitica), (NX, 2.5x).
b) Livello a wollastonite ± clinopirosseno+ossidi Fe, con *mantled porphyroblast* di tipo δ , (N//, 10x).

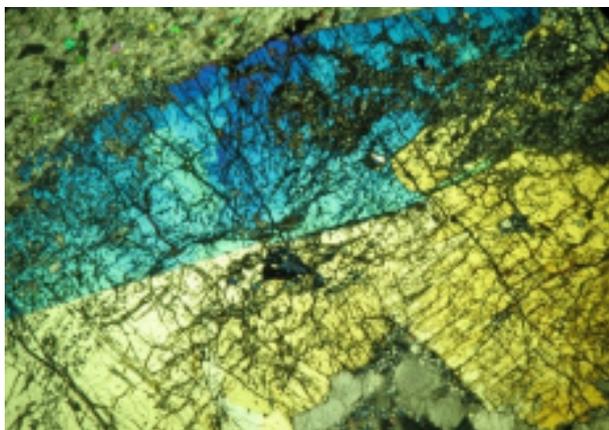


Figura 6.38 Megacrystallo di clinopirosseno, (NX, 2.5x).

Talvolta i pirosseni si trovano in grandi porfiroclasti geminati ed incrociati (talvolta a tessitura decussata), con dimensioni anche maggiori di 2 mm (Figura 6.38), che si sviluppano sopra i piccoli cristalli di (clino) pirosseno e

wollastonite (generalmente poligonale, tagliata lungo il piano basale) visibili come residui all'interno dei porfiroblasti stessi.

Localmente si notano grandi masse e/o vene con associazioni di vesuvianite \pm wollastonite e di pirosseno monoclinico e granato (Figura 6.39a-6.39b), talvolta tagliate a vario angolo da vene di calcite ed ossidi.

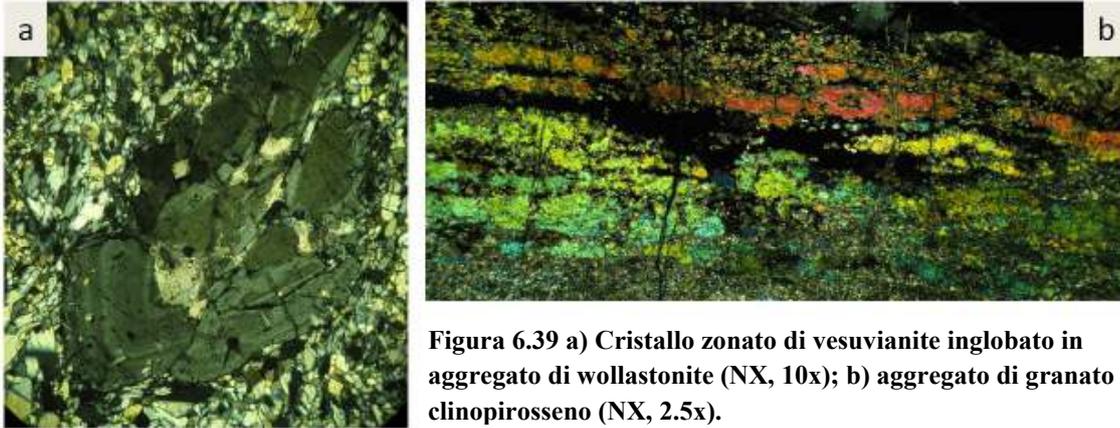


Figura 6.39 a) Cristallo zonato di vesuvianite inglobato in aggregato di wollastonite (NX, 10x); b) aggregato di granato e clinopirosseno (NX, 2.5x).

I livelli pelitici, generalmente foliati ($S_0//S_1$), talvolta formano delle strutture plicative (isoclinali/serrate) al nucleo delle quali gli spati calcitici mostrano una crenulazione di piano assiale associata alla S_1 (con clasti allungati parallelamente ai fianchi delle pieghe e perpendicolarmente in cerniera). La crenulazione talora può passare anche nella parte pelitica, sovrastandola foliazione (Figura 6.40).

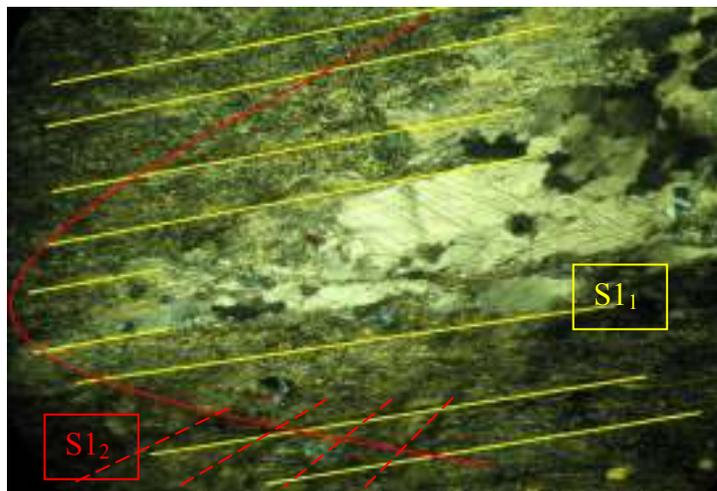


Figura 6.40 Piegia con clivaggio di crenulazione di piano assiale S_1 sopra la foliazione principale $S_1//S_0$ (vedi capitolo dati strutturali), (NX, 2.5x).

Talvolta sopra la foliazione pelitica si nota un'ulteriore crenulazione a medio-alto angolo, che spesso si interrompe quando raggiunge un livello carbonatico marmoreo (maggior dettaglio nel capitolo descrizioni strutturale con definizioni degli eventi deformativi). Questi livelli pelitici centimetrici microcristallini, sono costituiti da biotite

prevalente (raramente muscovite) e quarzo, con strutture sia plicative che fragili, tipo *book-shelf* con locali bordi di quarzo a grana fine (Figure 6.41a, b, c). Sottili intervalli pelitici sono presenti anche piegati intorno alle strutture a domino (Figura 6.41b).

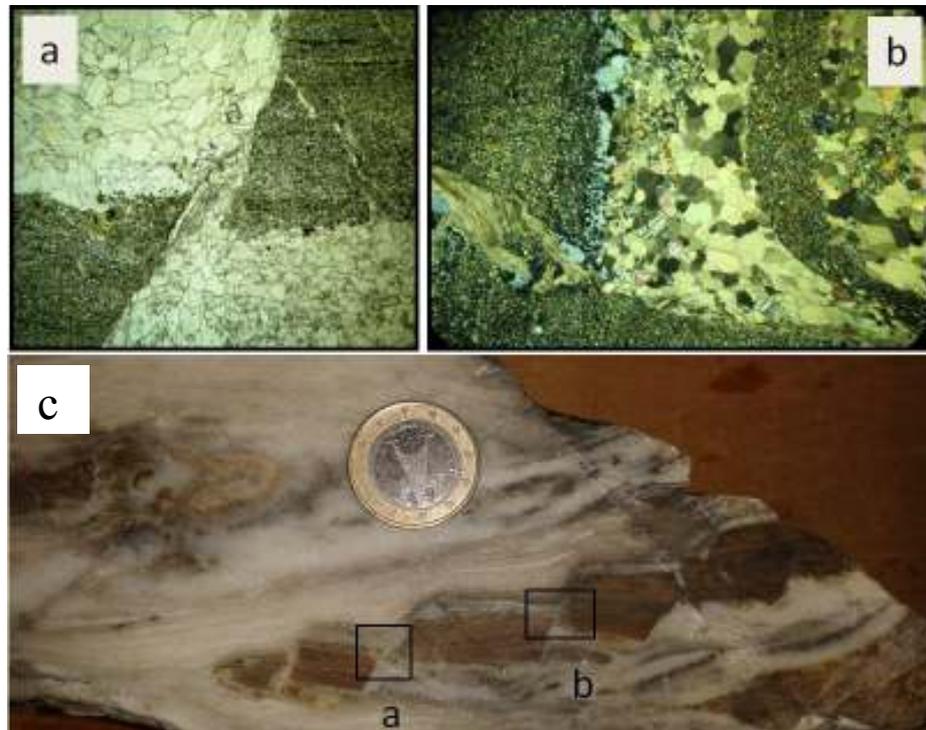


Figura 6.41 a) (N//, 2.5x); b) (NX, 10x) Struttura tipo *book-shelf* di un livello pelitico in massa carbonatica; c) Foto del campione relativo, con struttura a domino e piega isoclinal in un livello più duttile sovrastante.

Questi ultimi talvolta sono più opachi e sembrano “marnosi” con associazioni di biotite, quarzo, ossidi e solfuri misti, pirosseno, carbonati ferriferi (ankerite), titanite \pm wollastonite (anche in ventagli). Sono infine presenti vene di varia composizione: calcite e pirosseno parallele alla foliazione; post-tettoniche di calcite e di calcite + quarzo, di clorite \pm calcite; idrotermali, con feldspato (adularia) e quarzo + epidoto (Figura 6.42a e b); calcite e ossidi e idrossidi di ferro con biotite di bassa temperatura; tardive di quarzo, calcite e wollastonite che tagliano perpendicolarmente i letti pelitici e terminano contro i livelli di marmo. Come accessori si trovano anche titanite, pirite.

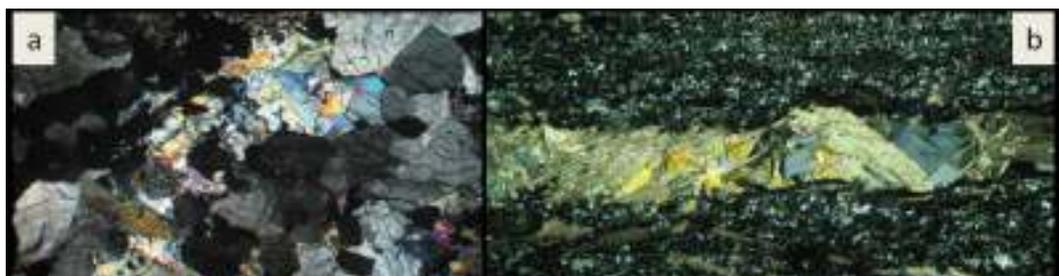


Figura 6.42 a) vena di epidoto (NX, 10x); b) vena di calcite + adularia + quarzo (NX, 20x).

f) Argille a Palombini

I litotipi pelitici e/o siltitici in seguito alla ricristallizzazione dovuta all'effetto termometamorfico si sono generalmente trasformati in scisti a biotite \pm quarzosi (Figura 6.43), mentre solo localmente i litotipi piú arenacei sono diventati meta-quarziti.

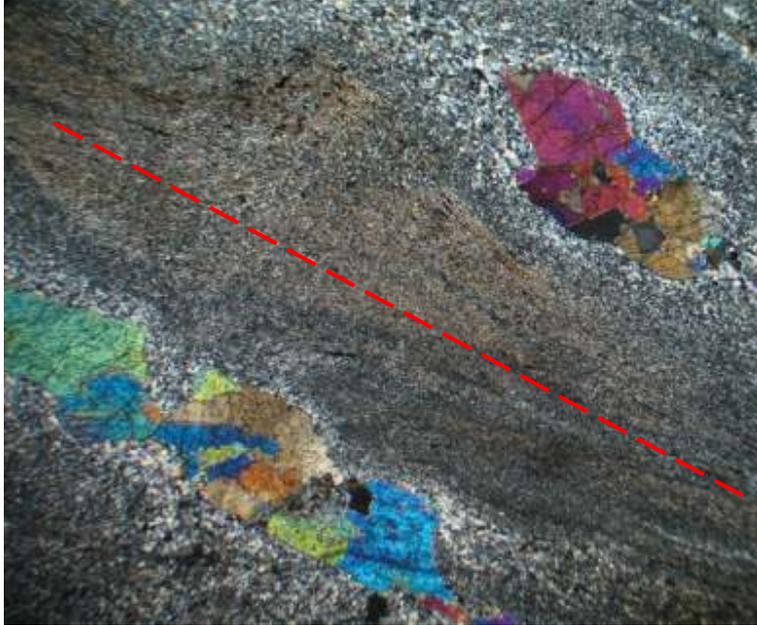


Figura 6.43. Meta-pelite a biotite con aggregati lenticolari di pirosseno, isorientati lungo la foliazione principale ($S1_1$, in rosso), (NX, 2.5x).

La frazione piú carbonatica è caratterizzata dalla presenza di wollastonite, anche in rosette centimetriche visibili ad occhio nudo (Figura 6.44 con foto a) campione a mano e b) sezione sottile), di pirosseni e di granati (presenti anche in livelli centimetrici rossastri), disposti generalmente lungo o sovrimposti alla foliazione principale ($S1_1$).



Figura 6.44 a) Rosette millimetriche di wollastonite, zona Semaforo (a monte di Punta Nera); b) ventaglio di wollastonite con nucleo di pirosseno monoclinico, (NX, 2.5x)

La tessitura risulta essere da granoblastica, con grana da media a fine, a foliata e localmente macchiettata (con diffusioni ovali micacee sub-millimetriche localizzate).

L'associazione tipica è costituita da quarzo + biotite + granato (grossularia-andradite) + cordierite + pirosseno \pm muscovite \pm plagioclasio (intermedio) \pm K-feldspato. Sono localmente presenti aree con diffusioni di ossidi ed idrossidi di ferro, solfuri (pirite microcristallina pseudo cubica o in aggregati e bande).

Sono anche presenti vari tipi di vene di quarzo, quarzo + clorite, calcite, epidoto, quarzo + tormalina.

Accessori: pirite, solfuri, tormalina.

6.2.2 Unità Magmatiche Neogeniche

I litotipi magmatici che sono stati campionati al contatto con la copertura incassante sono di seguito descritti in ordine di età decrescente, per prime i corpi ipoabissali dei Porfidi di Portoferraio e San Martino (generalmente scistosati), in seguito le rocce faneritiche plutoniche (Monzogranito del Monte Capanne e Leucograniti di Sant'Ilario).

a) Porfido di Portoferraio – Porfido di San Martino

Questi corpi magmatici si presentano come filoni all'interno delle unità incassanti e risultano generalmente foliati e ricristallizzati insieme a quest'ultimi. Si tratta pertanto di meta-porfidi che si presentano con una tessitura porfiroide costituita da porfiroclasti e glomeroporfiri di plagioclasio intermedio-acido (con geminazioni albite-Carlsbad ed albite polisintetica), talvolta zonati (più acidi al nucleo e con corone e granulazioni di quarzo), e K-feldspati (con locali strutture mirmekitiche con smescolamenti di quarzo) più o meno sericitizzati con locali inclusi di biotite. La massa di fondo da granoblastica a granolepidoblastica è costituita da quarzo, plagioclasio, K-feldspato \pm biotite e spesso risulta intensamente foliata. La foliazione (sviluppata maggiormente nel Porfido di Portoferraio) è evidenziata da fillosilicati (anche in grandi nastri e con tipici *mica-fish*, localmente anche ben cloritizzati e con residui di biotite al nucleo, Figura 6.45 e 6.46) ed ingloba con ombre di pressione i porfiroblasti feldspatici. Questi ultimi mostrano anche strutture tipo coronitiche di tormalina (Figura 6.45).

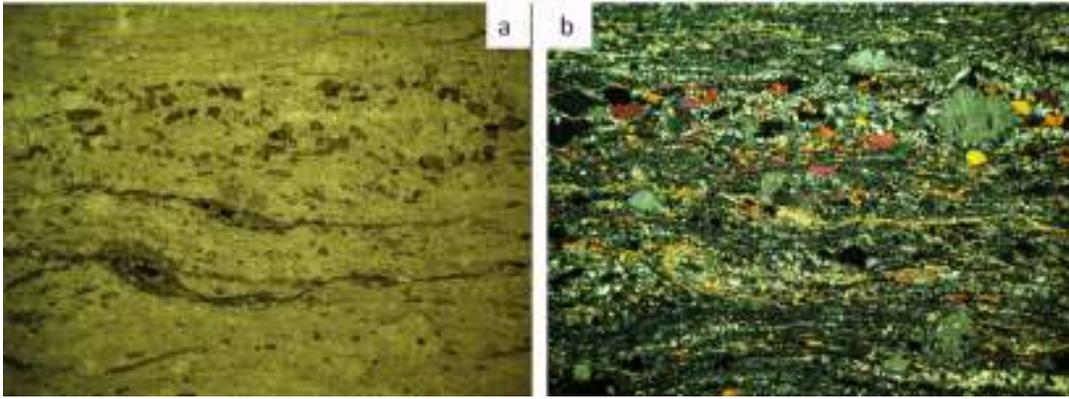


Figura 6.45 Porfido di Portoferraio scistosato con isorientazioni micacee e con porfiblasti feldspatici circondati da tormalina. a) N//, 2.5x; b) NX, 2.5x.

L'alterazione idrotermale ha prodotto sia la trasformazione più o meno intensa del plagioclasio in aggregati sericitico-calcitici, che la cloritizzazione della biotite (Figura 6.46 a e b) e la sericitizzazione del K-feldspato.

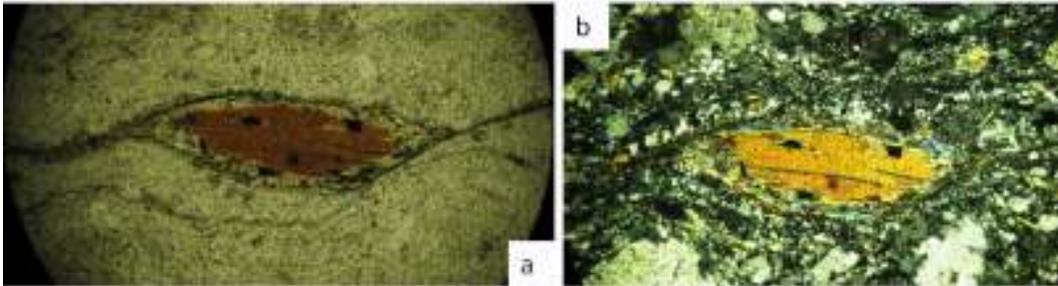


Figura 6.46 *Mica-fish* di biotite con bordo cloritizzato, a) N//, 20x b) NX, 20x).

Nei Porfidi di Portoferraio sono evidenti fenocristalli di tormalina (fino a dimensioni centimetriche) che possono anche formare allineamenti orientati lungo la foliazione (anche intorno ai porfiroblasti feldspatici, Figura 6.45) e strutture tipo domino. La differenza più evidente tra i due porfidi è nella dimensione e frequenza dei macrofenocristalli di sanidino, che nel Porfido di San Martino sono molto più diffusi. Tra i minerali accessori si segnalano rispettivamente tormalina, zircone, apatite, monazite, allanite, thorite e pirite (Portoferraio) e zircone, apatite, monazite, raramente tormalina (San Martino).

b) Monzogranito del Monte Capanne

Il granitoide del Monte Capanne si presenta come una roccia olocristallina, con tessitura granulare ipidiomorfa a grana da medio-grossolana a grossolana, costituita da plagioclasio intermedio-acido (con geminazioni da albite-Carlsbad ad albite polisintetica), K-feldspato (con locale evidenza di sericitizzazione), quarzo e biotite in

ordine di abbondanza decrescente. I grandi cristalli di K-feldspato, che mostrano smescolamenti pertitici, mirmekitici (Figure 6.47a e b) e localmente grafici, sono dispersi in una massa di fondo (comunque a grana medio-grossolana) formata da K-feldspato, plagioclasio e quarzo.

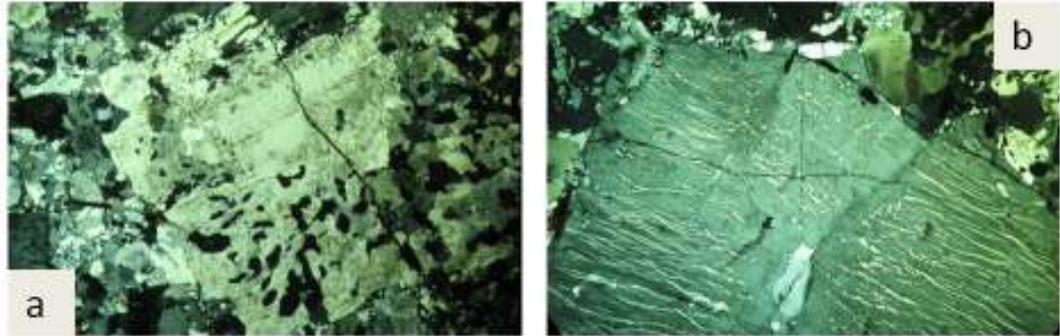


Figura 6.47 Smescolamenti a) mirmekitici e b) pertitici su cristalli feldspatici. NX, 2.5x.

c) Leucograniti di Sant'Ilario

I leucograniti si presentano come rocce olocristalline con tessitura granulare ipidiomorfa a grana da media a fine. Questa è costituita da fenocristalli di plagioclasio intermedio-acido (oligoclasio) con geminazione albite-Carlsbad e subordinatamente di K-feldspato ortoclasico (con smescolamenti pertitici, strutture grafiche ed incipiente sericitizzazione) e quarzo, dispersi in una massa di fondo costituita da plagioclasio, K-feldspato e quarzo (Figura 6.48). Scarsa la biotite, sporadicamente idiomorfa, e rara la muscovite. I contatti intergranulari sono generalmente da piani a suturati.

Talvolta queste rocce presentano una tessitura microgranulare xenomorfa, con giunzioni intercristalline concavo-convesse.



Figura 6.48 Feldspato zonato con alterazione sericitica in massa di fondo granulare. NX, 20x.

6.3 DATI MINERALOGICI E MINERALOGICO-CHIMICI

In questo paragrafo saranno esposti i dati derivati da indagini sia mineralogiche (XRD) che chimico-mineralogico (EMPA).

6.3.1 Diffrazione a raggi X (XDR)

I dati ottenuti tramite diffrazione a raggi X per polveri hanno contribuito a confermare in buona parte l'analisi petrografica svolta al microscopio ottico. Di particolare utilità è stato ottenere delle informazioni sulla composizione media del campione, minimizzando il problema della non perfetta rappresentatività della sezione sottile, che mostra solo una limitata parte del campione rispetto al totale.

Il campione R3 (metaquarzite dei Diaspri del Monte Alpe) è risultato esser composto da quarzo, muscovite, K-feldspato (ortoclasio) e plagioclasio come evidenziato dal diffrattogramma relativo (Figura 6.49).

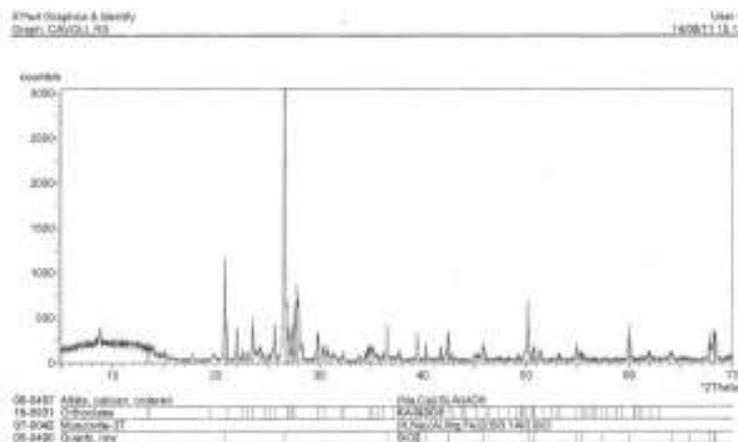


Figura 6.49 Campione R3. Diffrattogramma.

Il campione R6 (marmo dei Calcari a Calpionelle) è risultato invece composto da calcite, wollastonite, augite, grossularia e quarzo (Figura 6.50).

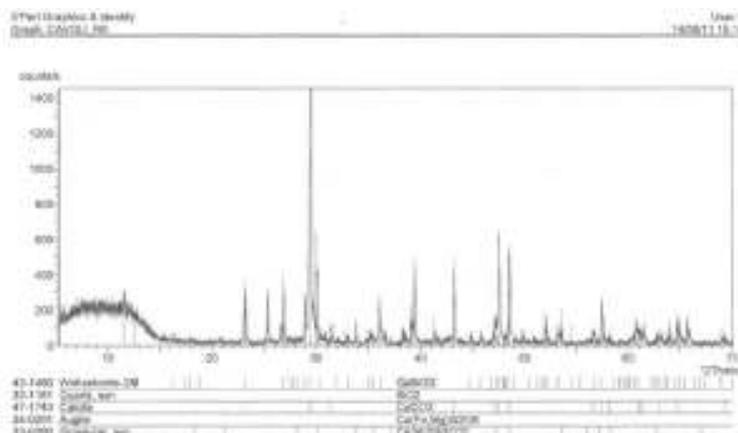


Figura 6.50 Campione R6. Diffrattogramma.

Il campione R7 (marmo dei Calcari a Calpionelle) ha evidenziato la presenza di calcite, dolomite, wollastonite e plagioclasio (Figura 6.51).

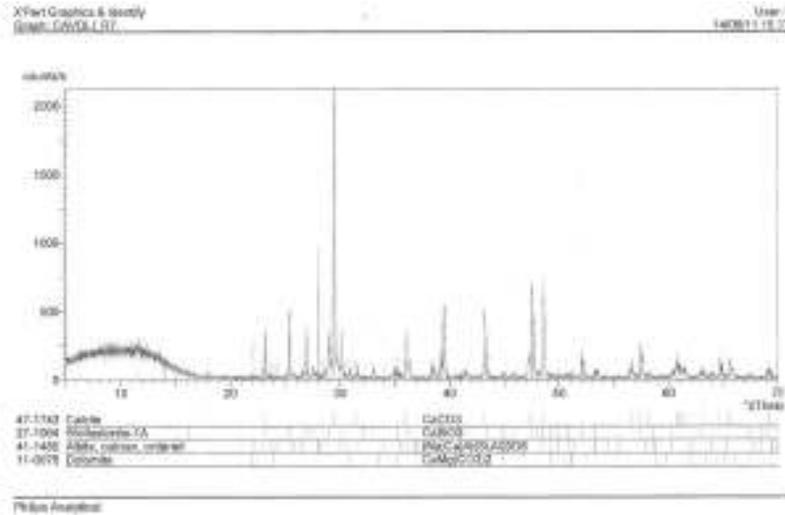


Figura 6.51 Campione R7. Diffrattogramma.

Il campione R9 (marmo dei Calcari a Calpionelle) risulta essere composto da calcite, wollastonite, almandino, plagioclasio e quarzo (Figura 6.52).

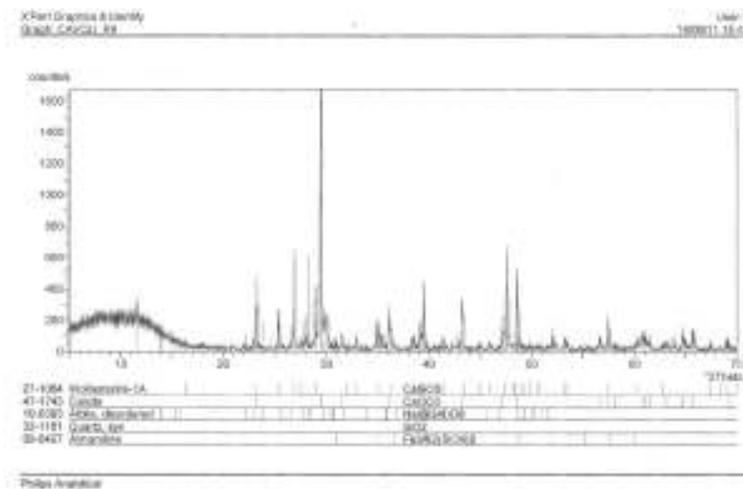


Figura 6.52 Campione R9. Diffrattogramma.

6. GEOLOGIA DELL'AUREOLA METAMORFICA

Lo spettro del campione R20 (livello pelitico nei Calcari a Calpionelle) ha evidenziato la presenza di biotite, quarzo, muscovite, calcite, clinocloro (ortoclorite) e plagioclasio calcico (anortite) (Figura 6.53).

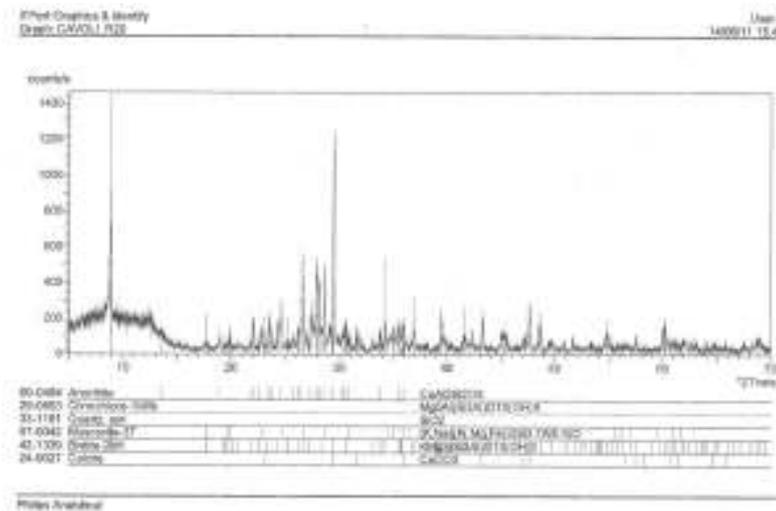


Figura 6.53 Campione R20. Diffrattogramma.

Il campione CAVOLI infine (marmo dei Calcari a Calpionelle campionato in zona Cavoli - Colle Palombaia) è risultato essere costituito da calcite, wollastonite, almandino, grossularia, spinello a Fe-Ti e magnetite (Figura 6.54).

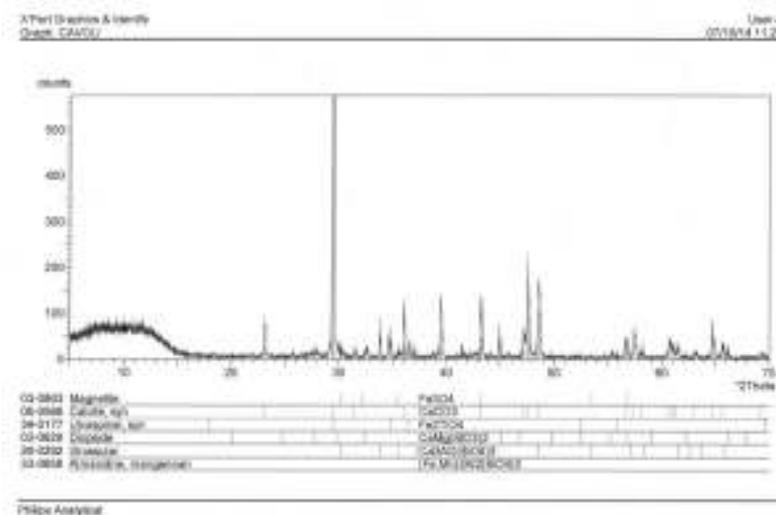


Figura 6.54 Campione CAVOLI. Diffrattogramma.

6.3.2 Microsonda elettronica (EMPA)

L'analisi con la microsonda elettronica ha permesso di verificare la presenza di fasi mineralogiche che durante l'osservazione al microscopio ottico sono risultate di dubbia attribuzione. Molto spesso infatti i cristalli hanno dimensioni talmente piccole, oppure sono parzialmente sostituiti o deformati, che il loro riconoscimento al solo microscopio può risultare complesso. Utilizzare uno strumento come la microsonda elettronica risulta infatti di grande utilità nel momento in cui permette di identificare le precise fasi mineralogiche andando oltre al basilare riconoscimento al microscopio ottico della famiglia di appartenenza.

I risultati delle analisi quantitative effettuate sono riportati in Appendice, dove si riporta la composizione degli elementi maggiori e i ricalcoli per il riconoscimenti delle fasi (ALLEGATO 4). I ricalcoli sono stati eseguiti con il programma semi-automatico dello strumento oppure con i fogli di calcolo relativi alle diverse famiglie mineralogiche (MORIMOTO *et alii* [1988] per i pirosseni; RICKWOOD [1968] per i granati; RIEDER *et alii* [1988] per le miche). Si riporta di seguito una breve descrizione dei risultati ottenuti dai vari campioni analizzati.

Il campione R4 è stato prima analizzato qualitativamente tramite spettro EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectrometry*), grazie al quale è stato possibile identificare la fase monazite (Figura 6.55) che era stata solo ipotizzata durante il precedente esame petrografico al microscopio ottico. È stata inoltre confermata la presenza di quarzo e K-feldspato che analizzato è risultato essere anortoclasio (70-80% Or e 20-30% Ab).

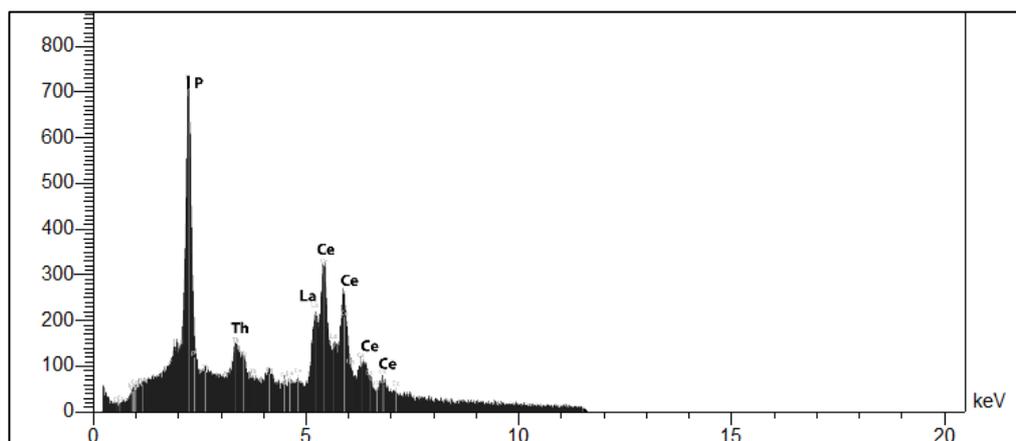


Figura 6.55 Campione R4. Spettro EDS di un cristallo di monazite.

Grazie all'analisi quantitativa è stato possibile identificare la composizione del granato, almandino-spessartina (70-25%, con un 5% di piropo), in proporzioni

lievemente variabili tra nucleo e bordo ma senza cambiamenti composizionali significativi (ALLEGATO 4). La mica analizzata nello stesso campione appartiene alle *true micas* (RIEDER *et alii*, 1988), in quanto i cationi nel sito X risultano essere monovalenti. La somma dei cationi < 5 nel sito Y indica che si tratta di una mica ottaedrica che in seguito al ricalcolo risulta essere una muscovite. È stata inoltre riconosciuta una fase di spinello a Fe, in soluzione solida di ercinite e gahanite (rispettivamente spinelli a Fe e Zn). Infine è stata confermata la presenza di andalusite, in genere associata a miche (biotite-muscovite e forse flogopite) ma anche ad ercinite (Figura 6.56).

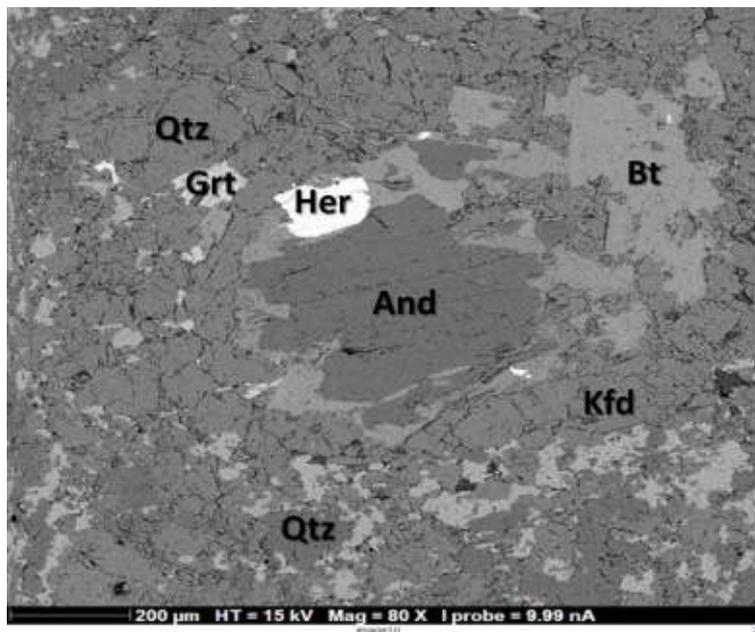


Figura 6.56 Campione R4. Hercinite in associazione con andalusite e biotite.

Il campione C2 è stato analizzato principalmente per verificare la presenza di apatite e per cercare di raffinare l'identificazione di miche in parte cloritizzate, presenti al contatto tra monzogranito e incassante metapelitico (Argille a Palombini). L'apatite è stata individuata, sia in taglio basale che longitudinale (Figura 6.57).

Anche in questo caso la mica analizzata appartiene alle *true micas* (RIEDER *et alii*, 1988), in quanto i cationi nel sito X sono monovalenti ma dato

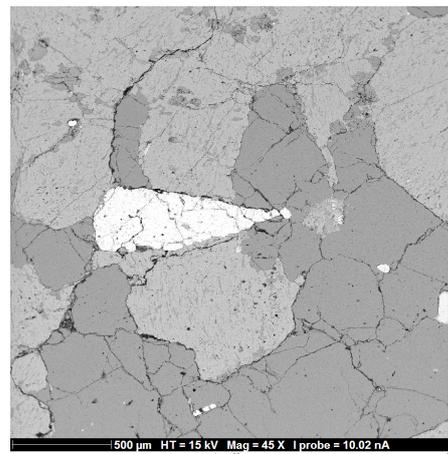


Figura 6.57 Campione C2. Cristallo di apatite (in bianco).

che la somma dei cationi nel sito Y è ≥ 5 si tratta di una mica triottaedrica che risulta essere una soluzione solida interna alla famiglia della biotite.

Sebbene le analisi dei cristalli di feldspato abbiano sistematicamente mostrato in questo campione una debole sottostima del Na_2O , è comunque possibile considerare il feldspato potassico prevalentemente come ortoclasio e il plagioclasio come oligoclasio.

L'analisi delle fasi nel campione EL-7II ha messo in evidenza la presenza di apatite e quarzo inclusi all'intero di cristalli di K-feldspato. È stata inoltre riconosciuta un'associazione di zircone con ossidi di Fe (ematite) + ossidi di Ti (titanite e rutilo). In analogia con i parametri di riconoscimento elencati per l'ultimo campione, la mica analizzata è risultata essere una soluzione solida della famiglia della biotite. Al contrario invece del campione precedente i risultati ottenuti per i cristalli di K-feldspato contengono una debole sovrastima del Na_2O , che comunque non impedisce di attribuire una composizione intermedia tra l'albite e l'ortoclasio (sanidino).

L'analisi del campione PN6 è stata invece incentrata sulla definizione degli *end members* delle fasi a pirosseno e granato presenti. Il pirosseno risulta essere diopside ($\text{Wo} \sim 50\% - \text{En} \sim 30\% - \text{Fs} \sim 20\%$), mentre la fase granato, sebbene diffusamente alterata, ha composizione di grossularia-andradite (80-20%). I cristalli di granato in particolare sono inglobati e ruotati all'interno della foliazione che risulta evidente in tutta la sezione; l'alterazione comporta la formazione di calcite e minerali argillosi, che talvolta costituiscono le strutture tipo code di pressione e/o *quarter mats* (PASSCHIER & TROUW 1996) (Figura 6.58). Il plagioclasio analizzato risulta essere un'anortite (95% An).

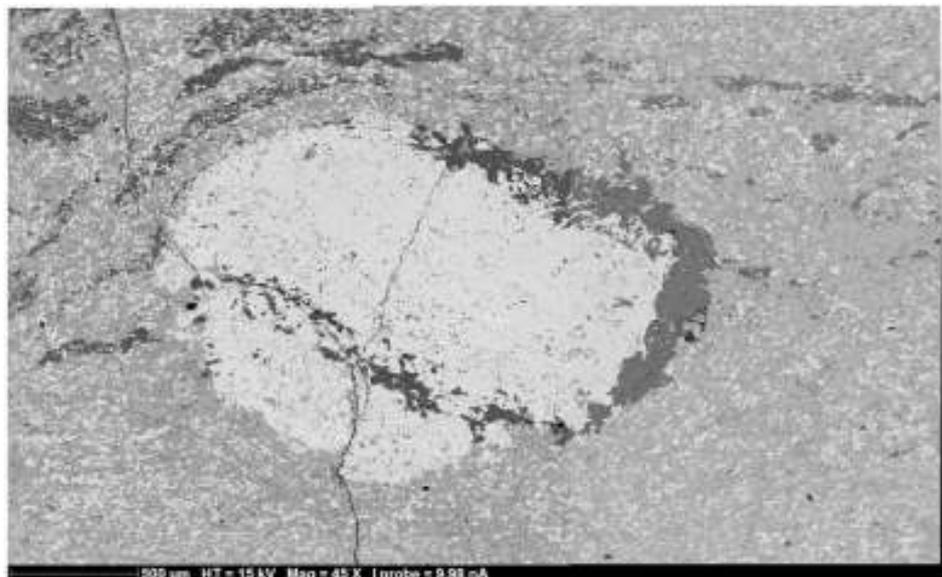


Figura 6.58 Campione PN6. Granato ruotato con *quarter mats* di calcite + minerali argillosi.

6.4 DATI MESO-STRUTTURALI

Le formazioni presenti nell'area di studio sono state interessate da una complessa serie di eventi deformativi di varia entità e natura. Gli effetti di tali deformazioni hanno portato alla realizzazione di strutture legate a contesti reologici differenti. Nelle prime fasi, con il corpo magmatico ancora caldo, la deformazione è stata verosimilmente di tipo duttile per poi passare, col raffreddamento del sistema, a condizioni essenzialmente di tipo fragile.

Dall'analisi delle strutture rilevate, le diverse tipologie di deformazione sono comunque fortemente legate all'interazione delle rocce incassanti con la messa in posto del plutone monzogranitico del Monte Capanne. Di seguito sono descritte le principali caratteristiche delle strutture evidenziate durante il lavoro di rilevamento.

6.4.1 DEFORMAZIONI DUTTILI

La notevole variabilità litologica e composizionale delle rocce considerate si riflette perfettamente nella distribuzione differenziata dei fenomeni reologico-deformativi rilevata nell'area di studio.

Le rocce appartenenti alle formazioni della copertura e quelle magmatiche pre-intrusione, sono state interessate, nelle prime fasi, da un regime di deformazione duttile. Una pervasiva foliazione metamorfica, e fenomeni plicativi analoghi a quelli della successione metaofiolitica incassante, caratterizzano anche i filoni di Porfido di Portoferraio e localmente quelli di Porfido di San Martino.

Tuttavia solo nelle litologie carbonatiche si ritrovano vere e proprie strutture di flusso. Infatti a parità di condizioni di pressione e temperatura per le varie parti dell'aureola, solo in corrispondenza delle litologie marmoree e calcescistose dei Calcari a Calpionelle (in particolare nella zona di Cavoli - Colle Palombaia e di Spartaia) si sono imposte delle fasce di taglio milonitiche. Vista la peculiarità presentata da questi affioramenti e la complessità delle deformazioni si è scelto di effettuare uno studio strutturale di dettaglio principalmente focalizzato sugli indicatori cinematici.

Nel sotto-paragrafo seguente sono elencate per prime le caratteristiche delle strutture plicative presenti nelle formazioni dell'intera aureola di contatto (Unità Punta Polveraia - Fetovaia), e successivamente sono descritte le strutture rilevate nelle fasce di taglio milonitico presenti a Spartaia e Cavoli - Colle Palombaia.

6.4.1.1 STRUTTURE PLICATIVE

I dati relativi alle pieghe, ovvero orientazioni di assi e piani assiali, sono stati rappresentati con diversi stereonet, uno relativo ad ogni zona dell'aureola metamorfica. Per quanto riguarda il *boudinage* è stato misurato l'asse lungo quale si è sviluppata l'estensione. Per la discussione dettagliata dei diversi eventi deformativi si rimanda al paragrafo 7.3 del capitolo Discussioni.

In generale sono riconoscibili per l'intero anello diversi eventi deformativi. La prima fase metamorfica è rappresentata da una foliazione S_{1_1} (millimetriche/sub-millimetriche), generalmente parallela alla superficie di stratificazione S_0 . Tale foliazione sembra esser dovuta ad un evento polifasico legato alla messa in posto del plutone del Monte Capanne ed è visibile in gran parte dei litotipi. S_{1_1} è spesso deformata da pieghe legate ad una fase successiva e risulta intersecata dalla foliazione (S_{1_2}) generalmente di piano assiale relativo a quest'ultima. Raramente sono state osservate sul terreno strutture plicative D_{1_1} alle quali associare la foliazione S_{1_1} (es., zone di Fetovaia, Cavoli e Spartaia). Si tratta generalmente di pieghe isoclinali (cm-dm), sradicate, coricate con geometria tipo *sheath fold* (PASSCHIER & TROUW, 1996), e generalmente co-assiali alle F_{1_2} (Figura 6.59 e 6.60). La forte impronta termometamorfica connessa all'intrusione del Monzogranito del Monte Capanne e la pervasività delle strutture del successivo evento D_{1_2} hanno obliterato in larghissima parte i rapporti di blastesi/deformazione associati alla fase D_{1_1} . Vista la coassialità delle strutture lo sviluppo della D_{1_1} sembra non sia correlabile con un evento metamorfico ben antecedente ("alpino") a D_{1_2} ma piuttosto allo stadio iniziale di quest'ultima, considerando un'evoluzione progressiva della deformazione di un unico evento.

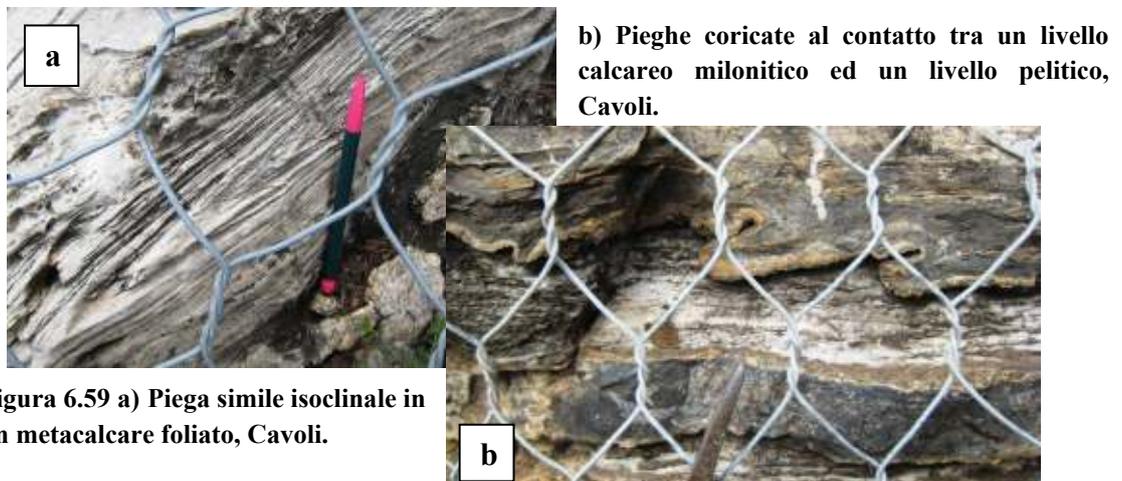


Figura 6.59 a) Pieghe simili isoclinali in un metacalcarenite foliato, Cavoli.

Le strutture plicative $D1_2$ sono le più evidenti a tutte le scale di osservazione e sono riconoscibili in tutti gli affioramenti, fatta eccezione nei casi in cui sono presenti solo le rocce del basamento ofiolitico. Tali strutture 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, Figura 6.60 e di Cavoli); localmente sono riconoscibili anche cerniere appuntite come nel caso delle pieghe tipo *chevron* nei diaspri dell'area di Spartaia - Isola Paolina (Figura 6.60). La geometria di queste pieghe è generalmente di tipo simile e corrisponde alle classi 1C, 2 e 3 di RAMSAY (1967).



Figura 6.60 Pieghe *chevron* (Sx) e *sheath fold* (Dx), spiaggia di fronte all'isola Paolina (Spartaia).

La foliazione di piano assiale $S1_2$ risulta pervasiva a tutte le scale ed è rappresentata da un clivaggio di crenulazione, in genere zonale ma talora di tipo discreto, e spaziatto alla scala millimetrico-centimetrica (Figura 6.61, pagina seguente). Sono peculiari di alcuni affioramenti (es., nei marmi e calcescisti dei Calcare a Calpionelle) evidenti fenomeni di rifrazione del clivaggio alla scala centimetrica in corrispondenza dei ripetuti passaggi litologici-reologici.

Solo localmente sono presenti lineazioni di estensione, mentre sono comuni lineazioni d'intersezione tra la $S0 \setminus S1_1$ e la $S1_2$. La distribuzione degli elementi planari e lineari di tali strutture è variabile tra i diversi affioramenti. Le immersioni degli assi legati alle $F1_2$ hanno infatti le seguenti orientazioni: tra NNO e NE nell'area di San Piero; NNE e SO nell'area di Cavoli - Colle 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 Maciarello; tra N e NE nell'area di Marciana; a SO e tra NO e NNE nell'area di Spartaia - Procchio, (vedi stereonet Figure 6.63a-f, pagine seguenti).



Figura 6.61 Foliazione di piano assiale S_{12} con clivaggio di crenulazione associato, Ogliastra.

Anche le lineazioni di intersezione tra la $S_0 \setminus S_{11}$ e la S_{12} sono congruenti con la suddetta distribuzione degli assi che risultano sostanzialmente sub-paralleli ai contatti tra aureola e plutone. I piani assiali delle F_{12} hanno generalmente immersioni a medio angolo verso l'esterno dell'anello termo-metamorfico nei diversi settori, ma possono presentare inclinazioni variabili (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_2 .

Le giaciture degli elementi strutturali lineari e planari della D_{12} rispetto al corpo intrusivo del Monte Capanne, la neo-blastesi di minerali di media-alta temperatura lungo la scistosità S_{12} ed il coinvolgimento dei filoni di Porfido di Portoferraio in queste strutture, consentono di legare l'evento duttile D_{12} ad una intrusione di tipo forzato del Monzogranito di Monte Capanne (vedi anche BOUILLIN, 1983; DANIEL & JOLIVET, 1995). I filoni di Porfido di Portoferraio localmente intrusi nell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia, sono infatti implicati nelle strutture deformative associate all'evento

D1₂, 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*. In ogni caso, queste strutture risultano antecedenti agli ultimi prodotti magmatici dell'area in quanto sono tagliate dai filoni leucogranitici di Sant'Ilario e dai Porfidi di Orano, che non mostrano foliazioni evidenti.

Le strutture D1₂ risultano localmente deformate dai piegamenti legati al successivo evento D2. Le pieghe F2 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 F1₂ nei diversi affioramenti (stereonet nelle Figure 6.63a-f, pagine seguenti). Questa risulta essere sostanzialmente N-S nei settori occidentali (es. tra Punta Nera e Colle di Orano), NO-SE tra Pomonte ed il Fosso Ogliera, SSE-NNO e NE-SO nell'area di Cavoli, NO-SE in zona Conca-Maciarello, NO-SE nella penisola di Fetovaia, NO-SE a Marciana 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, adularia e ossidi, Figura 6.62). Queste strutture sono correlabili ai fenomeni di scarico delle coperture del Monzogranito di Monte Capanne durante la sua risalita (REUTTER & SPOHN, 1982; COLI *et alii*, 2001).

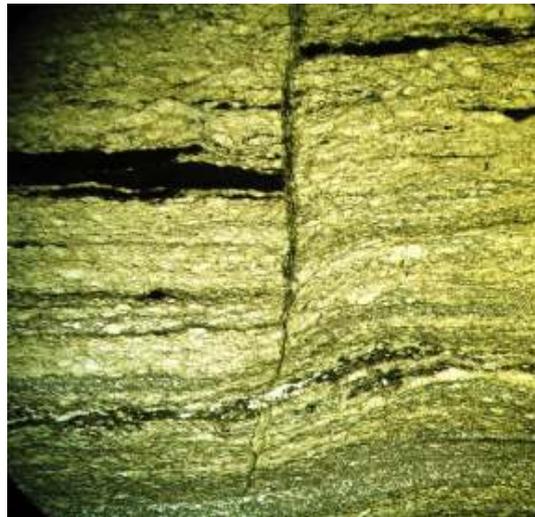


Figura 6.62 Clivaggio di crenulazione di tipo zonale con livelli di solfuri ed ossidi isorientati lungo la foliazione. La frattura è riempita da ossidi di ferro ossidi (N//, 2.5x).

Nelle figure seguenti sono riportati gli stereonet con i poli degli assi e dei piani assiali delle pieghe descritte sopra. Ogni stereonet è relativo a una diversa zona dell'aureola. Sebbene in alcune aree il numero di dati non sia sufficientemente grande per avere una buona statistica, si riportano ugualmente i grafici al fine di fornire una rappresentazione grafica che possa esemplificare le direzioni degli elementi planari delle strutture plicative. Se il numero di dati per zona è inferiore a 3 non è stato realizzato lo stereonet. L'elenco completo dei valori è riportato nell'ALLEGATO 1.

- Cavoli – Colle Palombaia

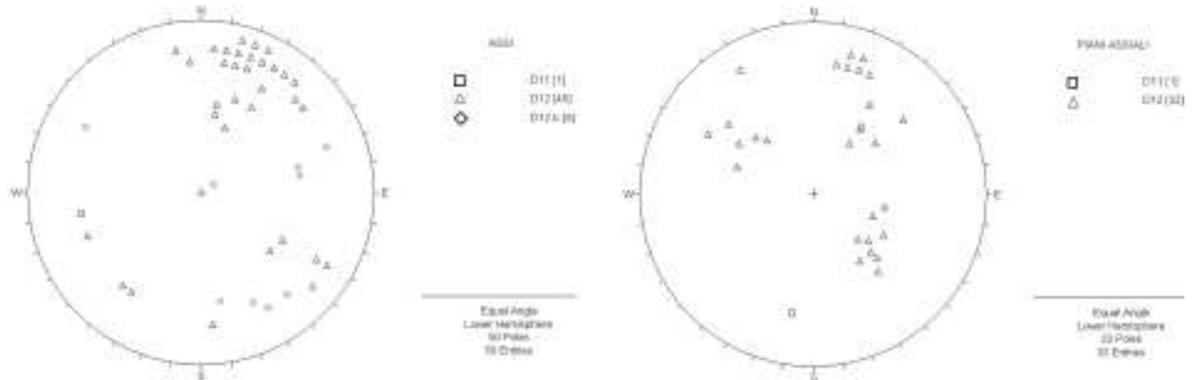


Figura 6.63a. Poli degli assi (Sx) e dei piani assiali (Dx) dell'area Cavoli-Colle Palombaia.

- Ogliastra – Pomonte

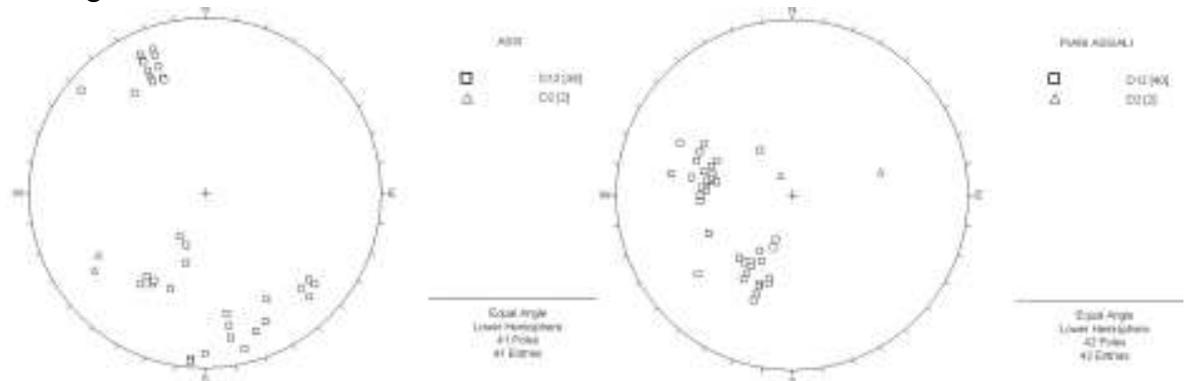


Figura 6.63b. Poli degli assi (Sx) e dei piani assiali (Dx) dell'area Ogliastra-Pomonte.

- Punta Polveraia

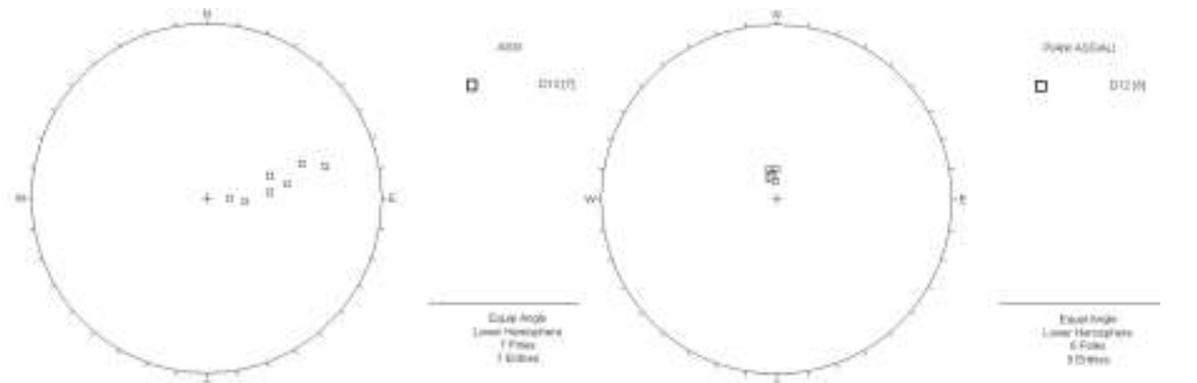


Figura 6.63c. Poli degli assi (Sx) e dei piani assiali (Dx) dell'area di Punta Nera.

- Isola Paolina

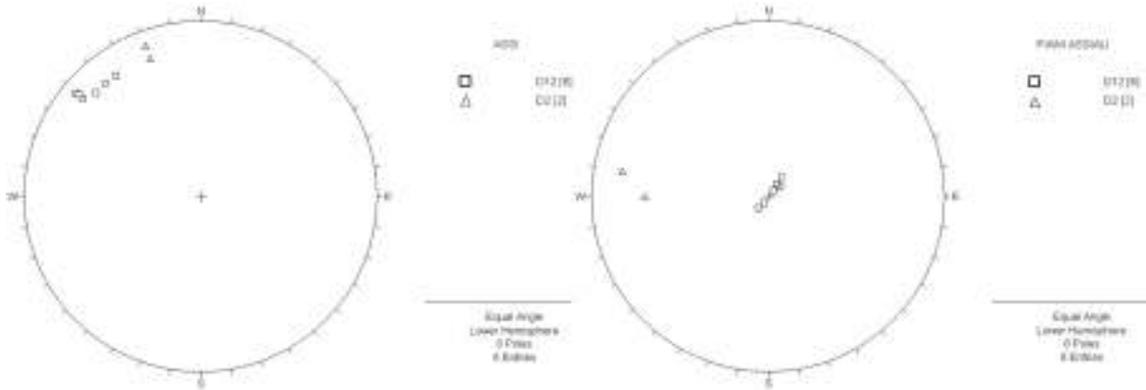


Figura 6.63d. Poli degli assi (Sx) e dei piani assiali (Dx) dell'area dell'isola Paolina.

- Spartaia

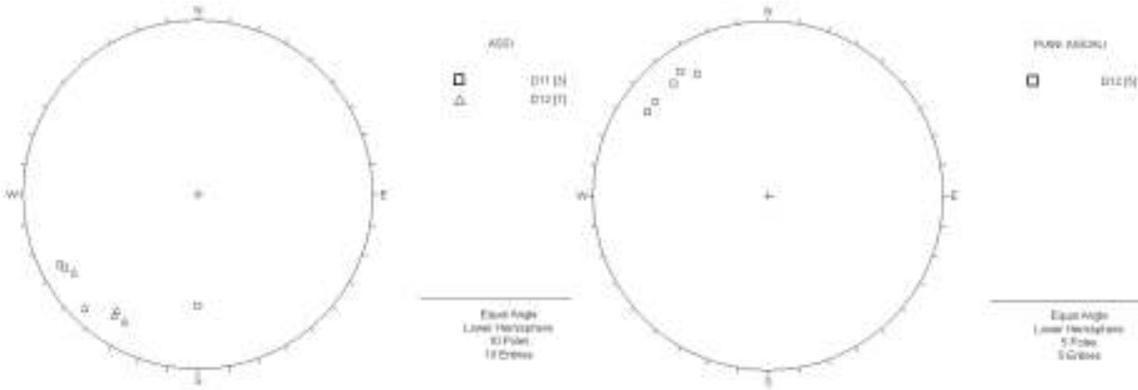


Figura 6.63e. Poli degli assi (Sx) e dei piani assiali (Dx) dell'area di Spartaia.

6.4.1.2 FASCE DI TAGLIO MILONITICHE

Nelle località di Spartaia e di Cavoli - 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 gli indicatori cinematici (porfiroclasti tipo σ e δ , pieghe asimmetriche) mettono in evidenza una direzione di trasporto tettonico generalmente verso l'esterno del massiccio intrusivo del Monte Capanne.

PANDELI *et alii* nel lavoro di *field trip* del 2013 presentano uno studio dettagliato della zona milonitica di Spartaia, al contrario per la zona di Cavoli - Colle di Palombaia non si ritrova nessun tipo di studio mirato in letteratura. Per colmare tale carenza di informazioni, durante il presente dottorato di ricerca sono stati ripresi i risultati dell'analisi degli indicatori cinematici in tre stazioni strutturali (Tesi di Laurea Specialistica GIUSTI, 2011) ed implementati con i risultati ottenuti tramite l'analisi della vorticità cinematica.

Si riporta di seguito una descrizione zona per zona delle caratteristiche delle zone di taglio milonitiche. Infine viene considerata anche la zona milonitica di Fetovaia - Ogliera, sebbene questa sia correlabile agli eventi deformativi di fondale oceanico precedenti rispetto a quelli dovuti all'intrusione plutonica oggetto di questo lavoro.

- **Spartaia:**

La fascia di taglio milonitica si trova sulla scogliera nella parte occidentale della baia di Spartaia (Figura 6.64), e si sviluppa nei Calcari a Calpionelle (marmi e calcescisti).



Figura 6.64 Localizzazione della fascia di taglio nell'area di Spartaia (immagine da Google Maps).

Questi ultimi sono intrusi da dicchi di Porfido di Portoferraio, foliati insieme all'incassante, ed infine da dicchi leucogranitici indeformati che tagliano l'intero sistema (Figura 6.65). In Figura si può osservare come l'intero affioramento sia caratterizzato dalla presenza di pieghe metriche da serrate ad isoclinali associate all'evento $D1_2$ (vedi paragrafo della discussione strutturale).

La foliazione di piano assiale (mm-cm), data da clivaggio di crenulazione, da zonale a discreto, è evidente in affioramento. Le pieghe hanno assi in direzione NO-SE e NNO-SSE con immersione verso SO o verso N, mentre i piani assiali immergono verso NO di una decina di gradi. Queste pieghe deformano una foliazione precedente sub parallela alla partizione litologica ($S1_1//S0$), Figura 6.65.



Figura 6.65 Affioramento di marmi e calcescisti poli-deformati, tagliati superiormente da un dicco di Porfido di Portoferraio foliato (schematizzato nella figura seguente).

All'interno della massa marmorea/calcescistosa è presente un filone di Porfido di Portoferraio, visibilmente interessato dalla scistosità milonitica pervasiva, con andamento parallelo alla foliazione di piano assiale delle suddette pieghe. Il contatto tra il filone ed i metacarbonati presenta piegamenti decimetrici con simmetria S, congruente con il fianco normale della struttura sinforme sottostante. Lungo la foliazione, evidenziata da minerali opachi isorientati, sono presenti minerali di HT che si dispongono in maniera statica-mimetica. Tali minerali (metacarbonati: wollastonite, plagioclasio calcico, diopside, grossularia, vesuvianite, scapolite e K-feldspato; metapeliti: biotite, plagioclasio intermedio-calcico, cordierite, andalusite e K-feldspato), sono tipici della facies cornubianitica a pirosseno, con temperature di picco maggiori di

600°C a pressione 2kbar (BARBERI & INNOCENTI, 1965; DINI *et alii*, 2002; ROSSETTI *et alii*, 2007, PANDELI *et alii* 2013). L'intera strutturazione è interessata da clivaggi e fratture spaziate alla scala centimetrica-decimetrica, e riempite da mineralizzazioni sia di HT (vesuviana, grossularia e wollastonite) che idrotermali (epidoto, quarzo) che tagliano anche il filone di porfido.

Localmente sono anche presenti pieghe isoclinali sradicate decimetriche, associate alla fase $D1_1$, sostanzialmente coassiali alle $D1_2$. Il sovrastante dicco di Porfido di Portoferraio taglia la foliazione $S1_1$ e viene coinvolto dalla $S1_2$ insieme all'incassante (Figura 6.66).

Combinando insieme i dati rilevati e cartografici, gli affioramenti della baia di Spartaia potrebbero essere interpretati come un fianco inverso di una megapiegia con cerniera verso sud, e le suddette meso-pieghe come le relative pieghe parassite.

Tali pieghe potrebbero essere state successivamente coricate da fenomeni di sollevamento tardivi del plutone del Monte Capanne. Il complesso sistema plicativo può essere dunque correlato alla messa in posto del granitoide e al successivo scarico gravitativo duttile innescato nelle coperture (in questo caso verso NO).

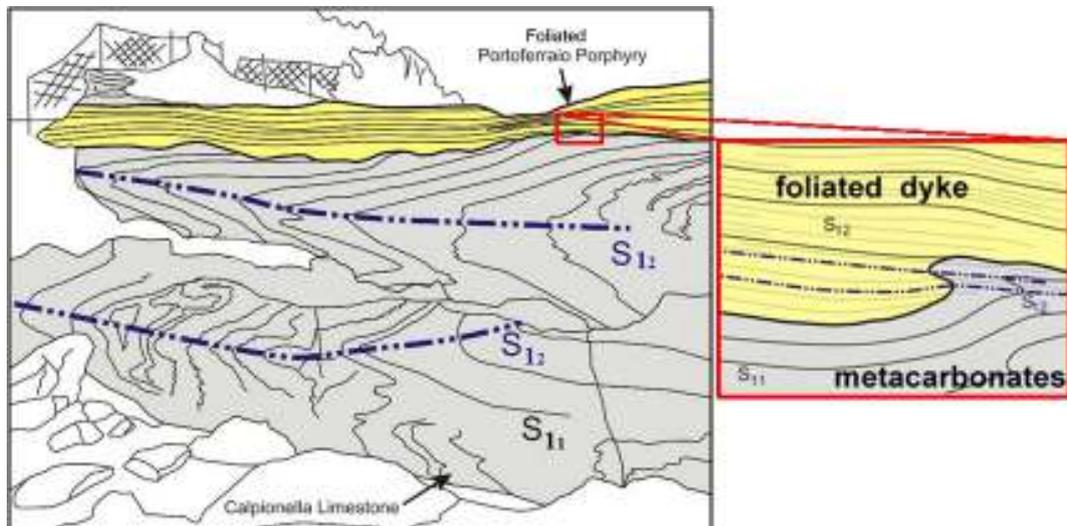


Figura 6.66 Schema dell'affioramento, con marmi e calcescisti deformati e tagliati dal dicco di Porfido di Portoferraio, con zoom sul contatto piegato (modificato da PANDELI *et alii* 2013).

- **Cavoli - Colle di Palombaia:**

Gli affioramenti che mostrano le strutture milonitiche più evidenti sono quelli sulla strada costiera subito ad Est di Cavoli e sulla falesia in prossimità di Colle di Palombaia. In queste zone sono state individuate le stazioni in cui eseguire un rilievo

strutturale di dettaglio, mirato all'analisi degli indicatori cinematici. La localizzazione delle tre stazioni è stata riportata su un'immagine satellitare dell'area (Figura 6.67).

Come già sottolineato le fasce di taglio milonitiche sono impostate su marmi con intercalazioni metapelitiche appartenenti ai Calcari a Calpionelle.



Figura 6.67. Localizzazione delle stazioni strutturali (immagine da Google Earth).

La stazione 1 è localizzata lungo la via della Costa in prossimità dell'abitato di Cavoli, come si vede nella Figura 6.67. A causa della presenza di una rete di sostegno in metallo e delle piccole dimensioni degli indicatori cinematici, oltre alle foto dell'affioramento (Figura 6.68a e b), è stato realizzato uno schema rappresentativo non in scala (Figura 6.68c).

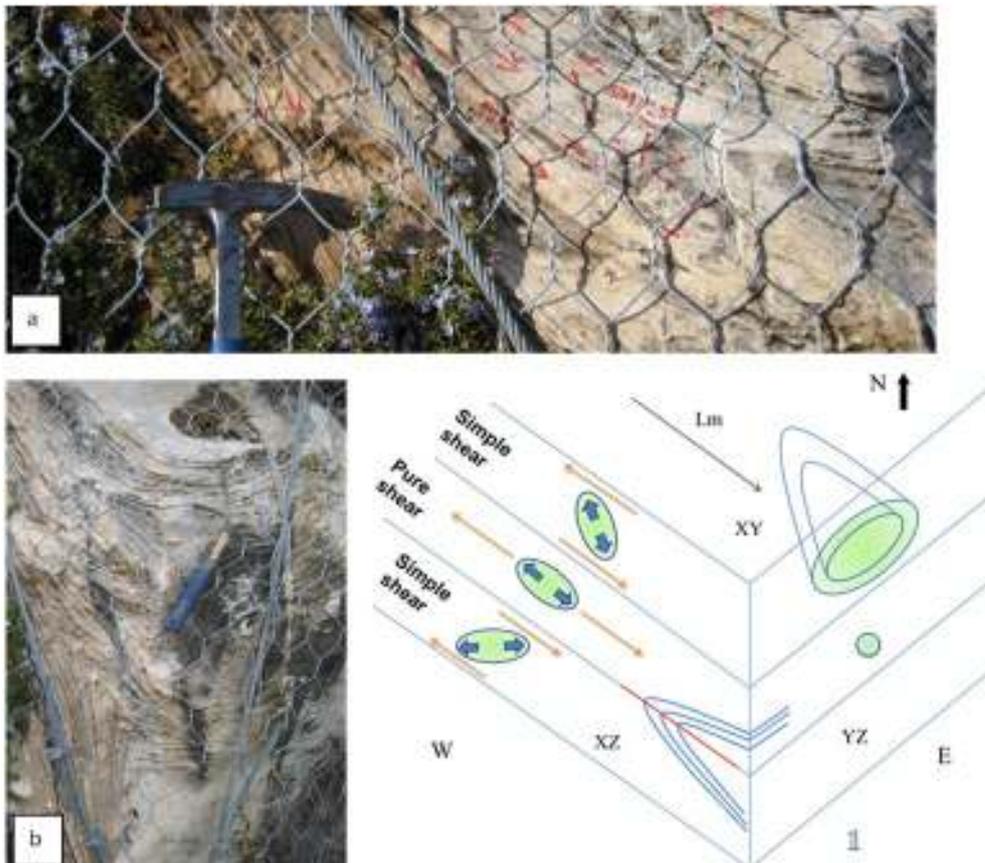


Figura 6.68 Stazione strutturale 1. a) e b) Foto orientate E-O viste da S, 1) Schema dell'affioramento con indicatori cinematici (non in scala).

Le dimensioni degli indicatori cinematici (vedi ALLEGATO 5 per una descrizione dei vari indicatori) sono state aumentate per poter meglio rappresentare le direzioni del flusso ricavate dall'analisi dei relativi ellissoidi dello *strain*.

I marmi a pirosseno e wollastonite dei Calcari a Calpionelle si presentano in genere vistosamente foliati e lungo queste superfici si isorientano inclusi di altre litologie come metapeliti (ex intercalazioni argillose) e quarziti (ex selci in liste e noduli e diaspri).

Come riportato da Figura 6.69, nella zona di taglio milonitica sono stati considerati come riferimento spaziale i piani cartesiani di deformazione XY (il piano della foliazione principale), XZ e YZ. La direzione X si dispone parallelamente alla lineazione mineralogica (Lm), che giace sul piano XY. La Lm è costituita da minerali o aggregati di minerali allungati che si allineano lungo una direzione preferenziale; i minerali più comuni in genere sono le miche, il quarzo, gli anfiboli, i feldspati e nel caso in questione sono sia minerali (es. wollastonite-pirosseno-vesuvianite) che porfiroclasti e frammenti di roccia (metapeliti e diaspri).

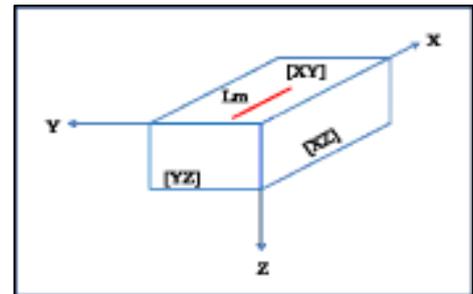


Figura 6.69 Piani Cartesiani di riferimento.

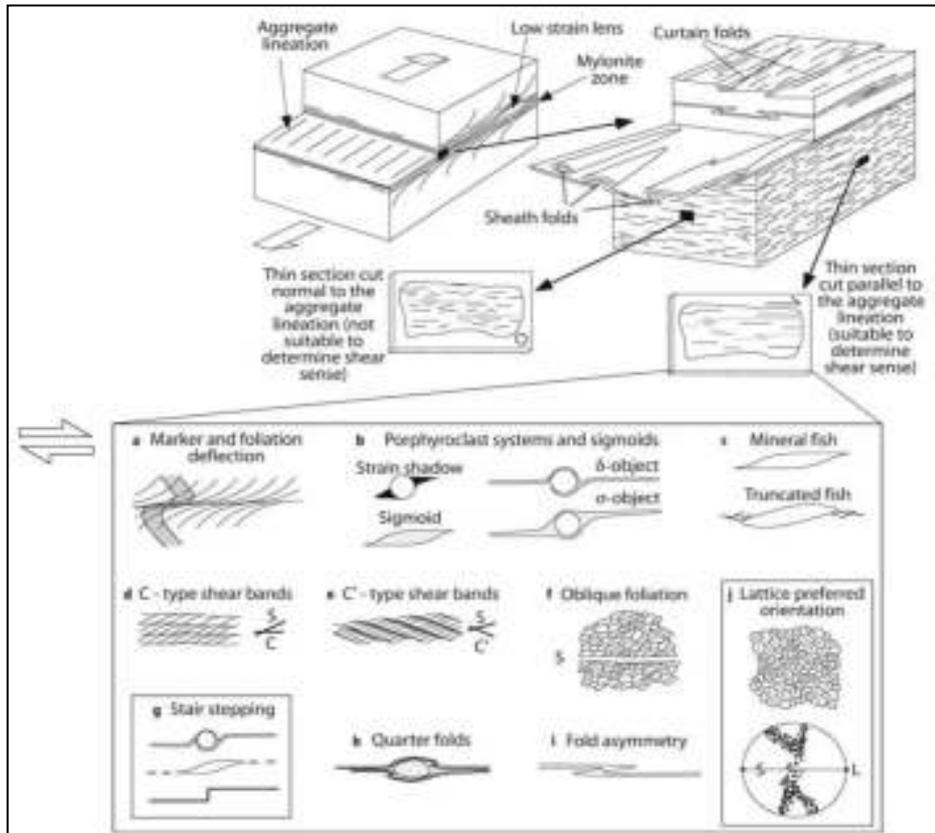


Figura 6.70 Indicatori cinematici sul piano XZ (PASSCHIER & TROUW 1996).

Per la stazione strutturale 1 il piano XZ è orientato NO-SE, mentre il piano YZ risulta orientato NE-SO. Per lo studio e l'analisi degli indicatori cinematici è stato invece utilizzato il piano XZ come suggerito dal lavoro di PASSCHIER & TROUW (1996) preso come riferimento (Figura 6.70).

In particolare la lineazione mineralogica Lm, giacente sul piano XY, risulta in direzione N 165 SE 40. Il piano XZ è caratterizzato dalla presenza di indicatori cinematici costituiti da *pod*s, elementi di forma ellittica/lenticolare deformati da fenomeni di flusso di varia natura (principalmente diaspri, basalti e livelli pelitici-selciferi), che risultano inglobati nella foliazione milonitica orientata N 145 NE 20 e che possono essere associati a strutture tipo *quarter mats/quarter folds* (PASSCHIER & TROUW, 1996). Alcuni *pod*s mostrano una morfologia simmetrica e presentano ellissi con assi maggiori paralleli alla foliazione milonitica sul piano XZ e forme circolari sul piano YZ, definendo quindi in 3D un ellissoide di tipo prolato.

Nel piano XZ si nota una diversa orientazione dell'ellissoide dei diversi *pod*s, e nello spessore di circa un metro si rilevano andamenti contrastanti (vedi schema Figura 6.68c). L'affioramento può essere quindi suddiviso in tre zone in base alla disposizione dei *pod*s: due zone caratterizzate dalla disposizione asimmetrica ed una centrale con disposizione simmetrica. Questa particolare distribuzione degli indicatori cinematici non è imputabile ad uno *strain partitioning* (considerando che il sistema è omogeneo) ma bensì ad una particolare condizione, definita come *general shear* (SIMPSON & DE PAOR, 1993; JESSUP *et alii*, 2007, *cum bibl.*) oppure *sub-simple shear* (SIMPSON & DE PAOR, 1993), come si evince dallo schema in Figura 6.71.

Questo tipo di regime di taglio prevede la coesistenza di deformazioni non coassiali (per taglio semplice) con deformazioni coassiali (per taglio puro). Questa configurazione di deformazione è tipica di un regime tettonico transpressivo (TIKOFF &

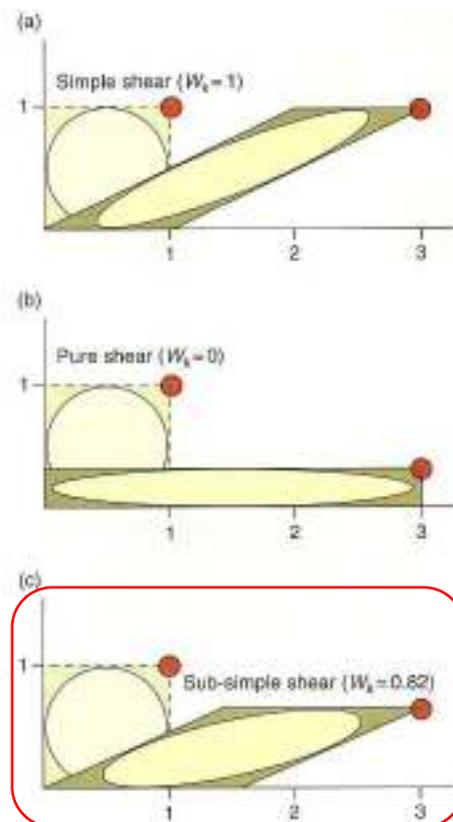
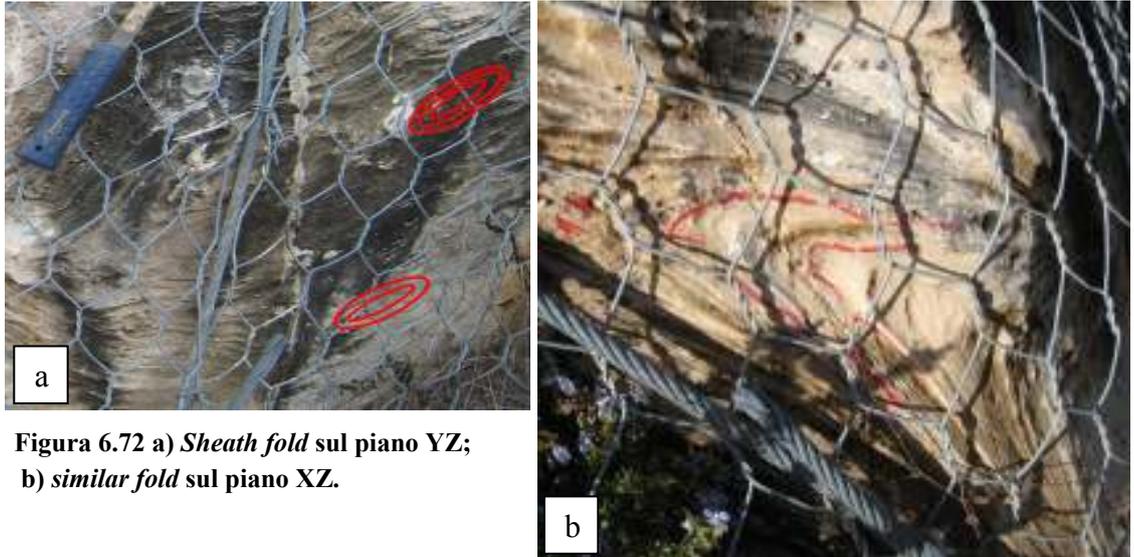


Figura 6.71 Schema delle deformazioni per *Simple, Pure e Sub-simple shear* (FOSSEN, 2011).

FOSSEN, 1999; DEWEY *et alii*, 1998). In tale contesto è comune anche la compresenza di *boudins* simmetrici ed asimmetrici (MANDAL & KARMAKAR, 1989), come rilevato nell'area in esame.

Ad ulteriore testimonianza della presenza di regimi differenti si possono notare tipologie plicative diverse a seconda del settore considerato: *sheath folds* (Figura 6.72a) nei settori a deformazione non coassiale e *similar folds* (Figura 6.72b) nel settore coassiale.



**Figura 6.72 a) *Sheath fold* sul piano YZ;
b) *similar fold* sul piano XZ.**

La foliazione milonitica, in questo caso associata alla fase D₁₂, rappresenta la scistosità di piano assiale delle suddette pieghe (vedi Figura 6.68c). Gli indicatori cinematici dell'affioramento indicano un complessivo senso preferenziale del verso del movimento in direzione *top-to-the-SE*.

La seconda stazione strutturale è situata qualche decina di metri più ad Est rispetto alla stazione 1, sempre lungo via della Costa, la strada che da Colle di Palombaia va a Cavoli (Figura 82). In questo caso, più che per la stazione 1, lo schema in Figura 88 è fondamentale per visualizzare le strutture presenti e l'andamento delle forme degli indicatori cinematici che sono difficilmente visibili dalle sole foto dell'affioramento (a qualsiasi scala) (Figura 6.73a e b).

Analogamente al primo schema presentato, anche in questo caso gli indicatori non sono disegnati in scala ma più grandi; sono inoltre evidenziate le relative direzioni delle deformazioni (Figura 6.73b).

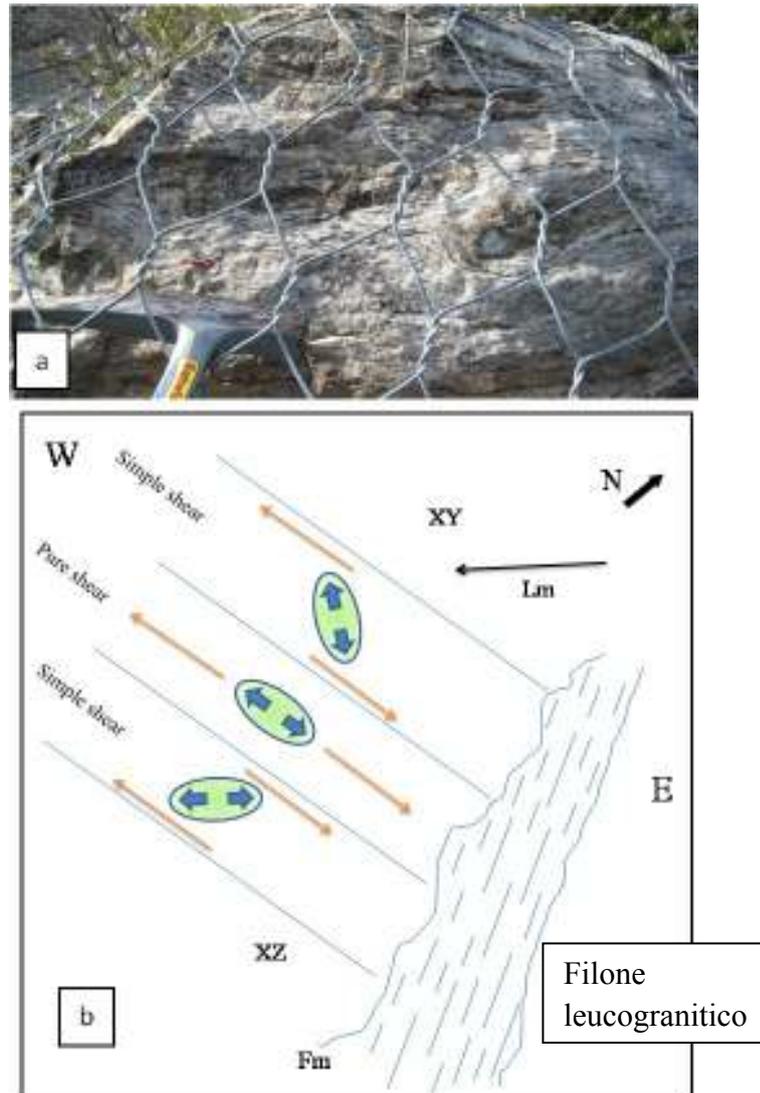


Figura 6.73 Stazione strutturale 2. a) Foto affioramento orientato O-E, visto da S; b) Schema dell'affioramento con indicatori cinematici (non in scala).

Anche in questo caso l'affioramento presenta una vistosa foliazione (lungo il piano XZ). In Figura 6.73b si nota che la foliazione milonitica entra in contatto laterale ad alto angolo con un filone di leucogranito decimetrico.

In questo affioramento la lineazione mineralogica Lm, giacente sul piano XY, risulta orientata in direzione N 240 SO 25.

Il piano XZ è caratterizzato dalla presenza di indicatori cinematici costituiti da *pods* di varia natura (principalmente metadiaspri, livelli metapelitici e selciferi), che risultano inglobati nella foliazione milonitica orientata N 265 W 30 e che possono essere associati a strutture tipo *quarter mats/quarter folds* (PASSCHIER & TROUW, 1996). In questo caso il piano YZ non risulta visibile, data la presenza del filone leucogranitico che taglia sub-verticalmente l'affioramento milonitico. Questo filone presenta una

isorientazione preferenziale dei componenti mineralogici magmatici (fluidità o foliazione magmatica, F_m) con giacitura sub verticale e direzione N 290 dei minerali micacei, in particolare biotite. Sul piano XZ si nota una situazione analoga alla stazione 1, con una tripartizione in base alla distribuzione dei *pods* e quindi del regime di flusso in poco più di metro di spessore di esposizione dell'affioramento milonitico. La parte centrale mostra un andamento simmetrico mentre le quelle superiore-inferiore mostrano una disposizione asimmetrica degli indicatori.

Anche se in questo caso non si trovano elementi plicativi che confermano l'assetto strutturale, la disposizione degli indicatori cinematici riporta ancora ad una condizione di *general shear* . La presenza di queste strutture in diversi affioramenti testimonia che le condizioni necessarie alla loro formazione sono diffuse almeno nell'area di Cavoli - Colle Palombaia.

In questo affioramento si nota anche una trasposizione della stratificazione (S_0/S_1), legata alla scistosità milonitica principale (S_1_2), (Figura 6.74).



Figura 6.74. Trasposizione della S_0/S_1_1 da parte della foliazione S_1_2 .

In questo affioramento, come in altre parti di quest'area, sono anche presenti livelli di ultramiloniti con all'interno dei *pods* più o meno deformati e/o boudinati di materiale più rigido non milonitizzato con strutture tipo *neck folds* (o *passive folds*) e piani S-C (Figure 6.75 e 6.76, nella pagina seguente).



Figura 6.75 Ultramylonite con *boudinage* e *neck folds* (alcuni evidenziati).



Figura 6.76 Piani S-C nella ultramylonite calcarea.

Il senso delle direzioni di movimento, ricavato dai singoli indicatori cinematici, risulta variabile. Tuttavia, considerando complessivamente l'affioramento, si determina un senso predominante verso *top-to-the-ESE*, simile a quello della stazione 1 e compatibile con un movimento verso l'esterno della copertura metasedimentaria della massa plutonica del Monte Capanne.

La stazione 3, infine, comprende una fascia di rocce lungo la scogliera in prossimità di Colle Palombaia (Figura 6.67). In queste rocce si sviluppa la fascia di taglio milonitica più cospicua dell'area di studio, che si estende per alcune decine di metri. Lo spessore è molto variabile, da pochi metri a qualche decina.

La zona di taglio si sviluppa anche in questo caso a carico delle litologie meta-carbonatiche (Calcari a Calpionelle) ed ingloba frammenti e livelli delle rocce circostanti. In particolare nelle strutture di flusso sono coinvolti filoni basaltici, inclusi meta-quarzitici (appartenenti ai Diaspri di Monte Alpe) e basaltici di dimensioni anche plurimetriche, e livelli pelitici e selciferi che rappresentano la parte più silicea dei Calcari a Calpionelle.

Segue una descrizione delle strutture e degli indicatori cinematici presenti, con un'analisi di dettaglio degli elementi ritenuti più significativi. Nella Figura 6.77 si può osservare una concomitante diversa distribuzione dello *strain*. In particolare si osserva la contemporanea presenza di deformazione per taglio semplice (frece blu) e di deformazione per taglio puro (frece arancio). La distribuzione dell'estensione si presenta in modo analogo per il clasto ruotato e per quello schiacciato, anche se i due reagiscono in modo diverso (frece verdi e rosse), con rotazione indietro (Sx) e in avanti (Dx), con andamento analogo allo schema adiacente.

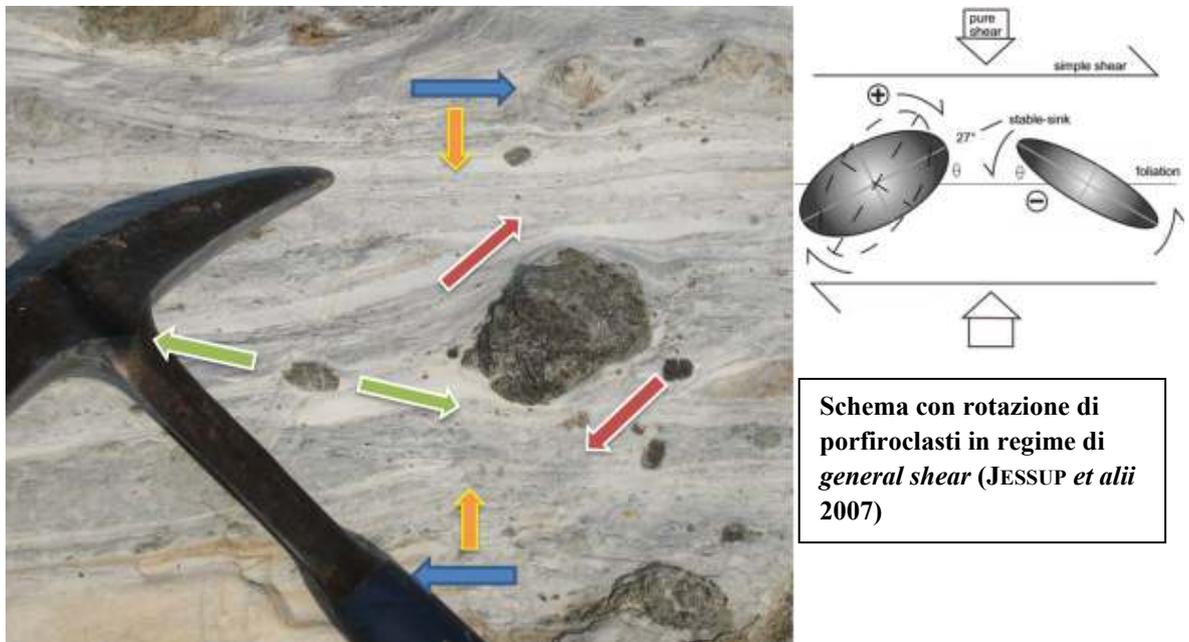


Figura 6.77 Distribuzione dello *strain* all'interno della foliazione milonitica nei Calcari a Calpionelle.

Anche in questo caso la contemporanea presenza di taglio puro e taglio semplice è tipica di una deformazione per *general shear*, ad indicare che nel corso del taglio i vari *markers* registrano in maniera differente la deformazione, pur mantenendo le stesse direzioni di raccorciamento ed estensione.

In questa fascia di taglio milonitica, come in quella già descritta presente sulla strada costiera in prossimità di Cavoli, le orientazioni delle deformazioni principali e le direzioni di movimento ricavate dagli indicatori cinematici sono molto variabili (Figura 6.78). Questo perché la zona di taglio ha subito deformazioni molto complesse e la presenza di variazioni litologiche provoca comportamenti reologici diversi.

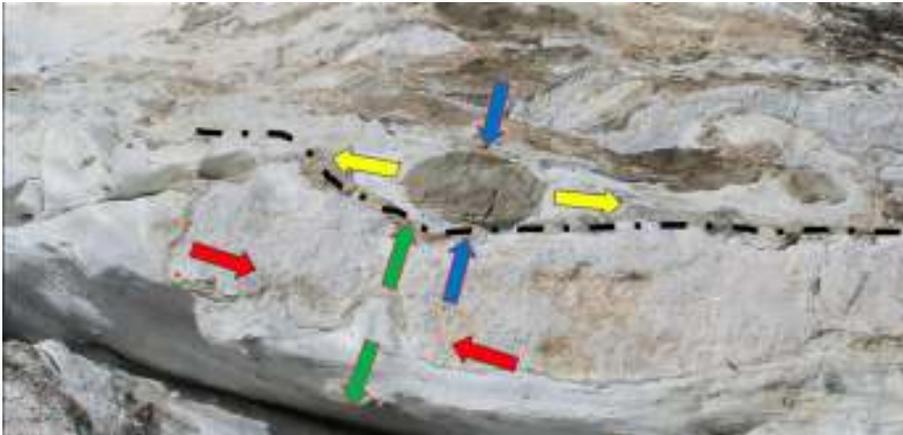


Figura 6.78 Diversa orientazione degli deformazioni principali in regime di taglio puro.

Quindi anche in questa parte della scogliera sono stati rilevati elementi deformativi riconducibili sia al regime di taglio puro (deformazione coassiale senza rotazioni, con *boudinage* e *pods* ellittici con asse maggiore parallelo alla foliazione milonitica, Figure 6.79a e b) che al regime di taglio semplice (deformazione non coassiale, con *boudins* e *mantled porphyroclast* asimmetrici) come si nota dalle figure seguenti (6.80 e 6.81).

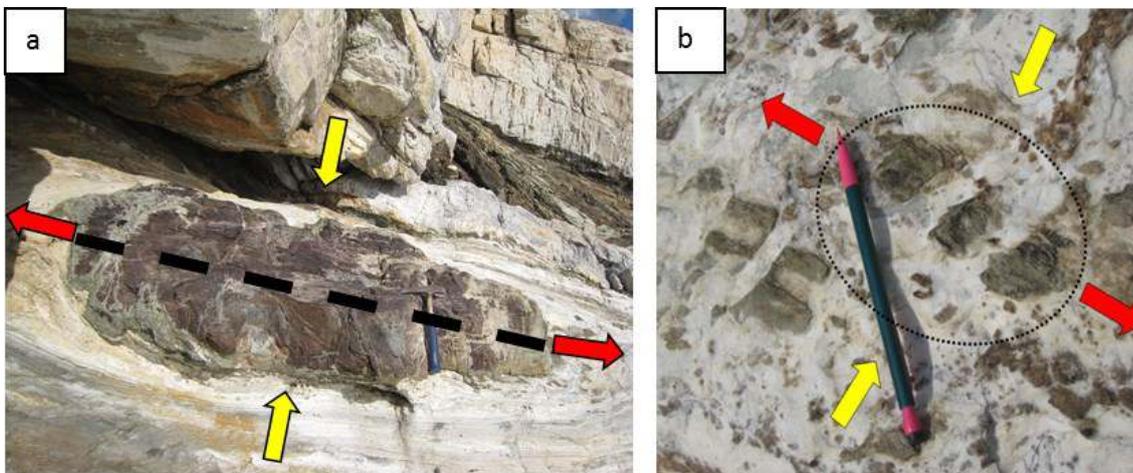


Figura 6.79 a) Deformazione per taglio puro, con estensione (freccie rosse) in direzione NW-SE; b) *Boudins* frammentati soprattutto per taglio puro, con estensione in direzione E-W.



Figura 6.80 a) Porfiroclasti con struttura a domino con senso di microtaglio sinistro (*top-to-the-WNW*). b) Deformazione per taglio semplice con senso di taglio *top-to-the-ESE*.

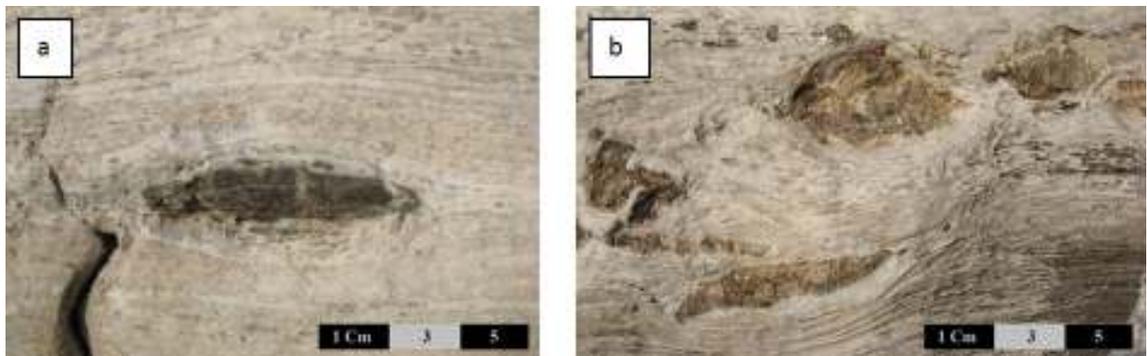


Figura 6.81 *Mantled porphyroclasts* inglobati nella foliazione (simmetrico (a) e ruotati (b)).

In confronto alle prime due stazioni, in questa zona di taglio milonitica i *pods* e gli inclusi inglobati nella foliazione sono di dimensioni maggiori, e talvolta superano il metro. Questo esteso affioramento sulla scogliera mostra un elevato numero di strutture di flusso ed indicatori cinematici, una buona parte delle quali inglobate simmetricamente all'interno della scistosità milonitica. La direzione della foliazione principale è generalmente NO-SE/ONO-ESE, e il senso del taglio risulta complessivamente verso SE, analogamente a quanto riscontrato nelle altre due stazioni. Anche in questo caso il senso di taglio delle strutture indica uno scarico verso l'esterno rispetto al plutone del Monte Capanne.

- **Punta Fetovaia - Ogliaera:**

Nei meta-gabbri di queste zone sono presenti fasce milonitiche di dimensioni metriche che, in funzione dei rapporti con i filoni basaltici che li intrudono, sono stati associati ai fenomeni di metamorfismo oceanico.

Come già detto i filoni basaltici che tagliano le strutture sono indeformati quindi successivi allo sviluppo delle strutture occhiadine. Pertanto non possono essere connesse all'intrusione del granitoide del Capanne (Figura 6.82). Dal momento che le deformazioni di questa zona non sono quindi correlabili all'evento termo-metamorfico oggetto di questo dottorato di ricerca, non è stata eseguita nessuna analisi strutturale di dettaglio. Ciò nonostante gli indicatori cinematici presenti (pieghe asimmetriche, strutture *book-shelf*, porfiroclasti ruotati tipo σ , piani S-C), soprattutto nella zona a Sud di Pomonte (Ogliaera) mostrano sensi di taglio *top-to-the* E-NE, indicando trasporto in direzione verso il centro del plutone. Queste strutture sono quindi associabili alle fasi oceaniche precedenti l'intrusione dei corpi magmatici dell'Elba occidentale.

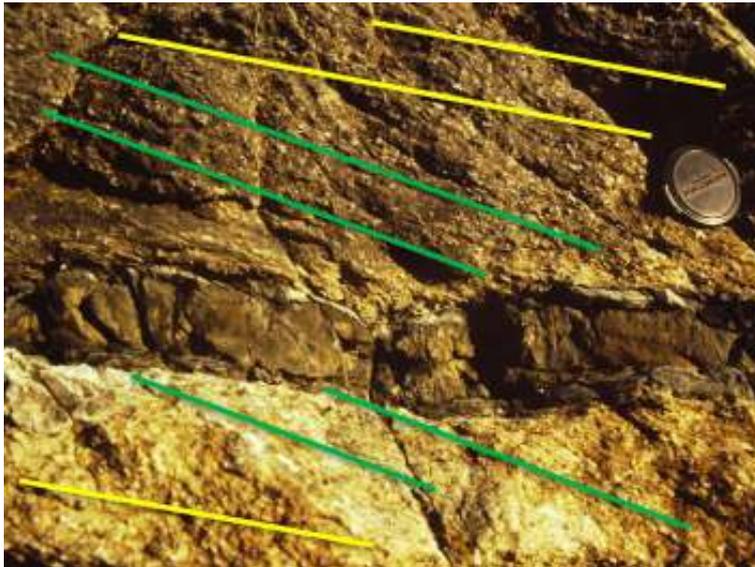


Figura 6.82 Filone di basalto non foliato intruso nei *flaser* gabbri con strutture S-C (in verde le superfici di scistosità S, in giallo il clivaggio C).

6.4.2 ANALISI DELLA VORTICITÀ CINEMATICA

La vorticità cinematica è definita come una misura adimensionale della rotazione relativa allo *strain* che caratterizza la quantità dell'accorciamento proporzionale allo spostamento (FORTE & BAILEY, 2007). TIKOFF & FOSSEN (1995) utilizzano la vorticità cinematica per rappresentare i parametri tridimensionali della deformazione finita.

Data la notevole variabilità delle strutture e dei regimi deformativi rilevati, si è scelto di effettuare anche l'analisi della vorticità cinematica, con lo scopo di definire la distribuzione dei contributi di taglio puro e taglio semplice nella fascia di taglio di Cavoli - Colle di Palombaia. Come riportato da numero autori (es., KLEPEIS *et alii*, 1999; XYPOLIAS *et alii*, 2001; BAILEY & EYSTER, 2003; LAW *et alii*, 2004; JESSUP *et alii*, 2007) l'analisi dei porfiroclasti rigidamente ruotati è comunemente utilizzata per caratterizzare i flussi nelle zone di taglio in vari contesti tettonici.

Fin dai primi lavori di JEFFREY (1922) e GOSH & RAMBERG (1976), è noto che gli oggetti ellittici rigidi che ruotano in una matrice fluida, in regime di taglio semplice, tendono a ruotare all'infinito indipendentemente dal loro *aspect ratio* (R =asse maggiore/asse minore). All'aumentare del contributo di taglio puro l'oggetto ruoterà in avanti o indietro fino a che non raggiungerà una posizione di stabilità (*sink position*), funzione di R e delle quantità relative di taglio puro e semplice (JESSUP *et alii* 2007, *cum bibl.*). Il rispettivo contributo di taglio puro e semplice può essere espresso attraverso il valore di vorticità cinematica media (W_m). SIMPSON & DE PAOR (1993) suggeriscono la seguente equazione:

$$W_m = B \cdot \cos(2\theta)$$

dove B è il fatto di forma (vedi oltre) e θ è l'angolo misurato tra l'asse maggiore del porfiroclasto e la foliazione principale. Da questa equazione è evidente che W_m può variare tra 0 e 1: $W_m = 0$ per il taglio puro e $W_m = 1$ per il taglio semplice (GOSH & RAMBERG, 1976; PASSCHIER, 1987; SIMPSON & DE PAOR, 1993, 1997; WALLIS, 1995).

I procedimenti per calcolare la vorticità sono molteplici e per rendere il dato più consistente sono stati usati due metodi, al fine di aumentare la riproducibilità del dato (i metodi sono grafici e presentano un errore stimato di circa il 10%).

Rigid Grain Net (RGN)

Uno dei metodi per calcolare W_m in rocce deformate è il *Rigid Grain Net* (RGN, JESSUP *et alii* 2007, Figura 6.83). Questo metodo pratico permette di riportare graficamente in una digramma bivalente una coppia di valori misurati per ogni porfiroclasto, l'angolo θ definito in precedenza e il fattore di forma (*shape factor*)

$$B^* = \frac{(M_x^2 - M_n^2)}{(M_x^2 + M_n^2)}$$

dove M_x e M_n sono rispettivamente l'asse maggiore e minore del clasto.

Il valore di W_m è dedotto direttamente dal grafico, in corrispondenza del punto o dell'intervallo di limite (asintotico), che divide le particelle ruotate in modo permanente (parte sinistra del grafico) da quelle stabili (parte destra del grafico).

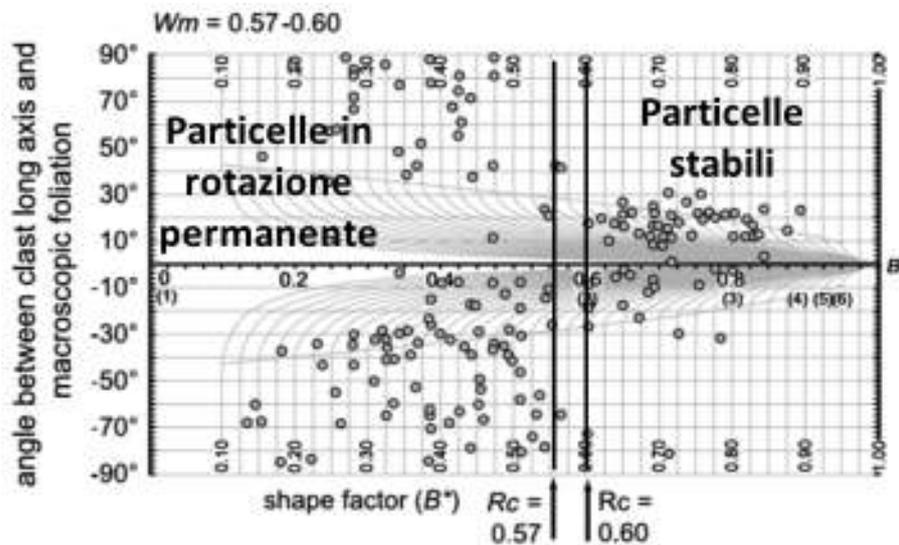


Figura 6.83 Esempio di RGN per i porfiroclasti di una milonite (modificato da JESSUP *et alii* 2007). Le due linee verticali indicano il punto o intervallo di *cut-off* (R_c) che rappresenta il valore critico per il fattore di forma, cioè il limite geometrico che divide le particelle in rotazione permanente (sulla destra) da quelle stabili (sulla sinistra).

Porphyroblast Hyperbolic Distribution (PHD)

Il valore di W_m può essere alternativamente calcolato utilizzando il metodo *Porphyroblast Hyperbolic Distribution*, (PHD, SIMPSON & DE PAOR, 1993). Anche in questo caso per poter applicare questo metodo è necessario misurare solamente due parametri: il rapporto tra asse maggiore e asse minore R e l'orientazione dell'asse maggiore del porfiroclasto relativamente al bordo della zona di taglio o direzione della foliazione principale (angolo θ).

La coppia di questi valori viene quindi riportata su un grafico, al di sopra di un reticolo iperbolico (DE PAOR, 1988), lungo la direzione del taglio, usando simboli diversi per distinguere la rotazione in avanti (generalmente rappresentata con simboli vuoti) da quella all'indietro (simboli pieni), (schema rappresentativo della diversa rotazione ed esempio nelle Figure 6.84 e 6.85 rispettivamente).

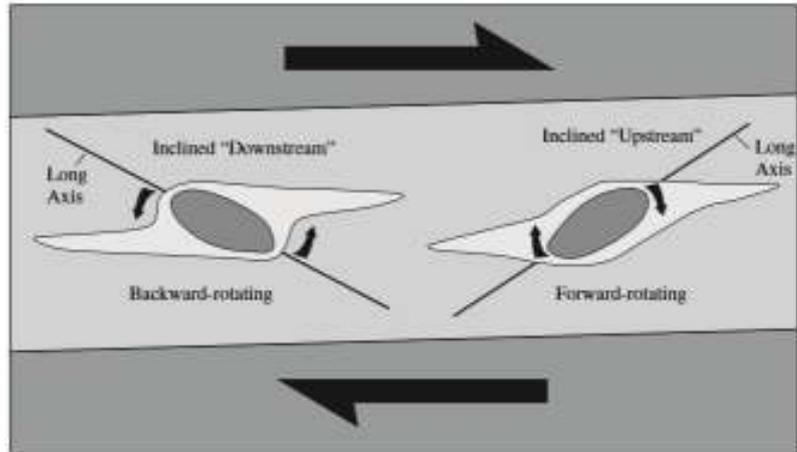


Figura 6.84 Schema con *mantled porphyroclast* ruotati in avanti ed indietro (SIMPSON & DE PAOR, 1993, 1997).

A seguire si traccia l'iperbole delimitata dal limite della zona di taglio e dall'autovettore inclinato che comprende tutti i clasti ruotati all'indietro. Il coseno della sua inclinazione (v) rispetto al piano del flusso sarà W_m ($W_m = \cos v$, da SIMPSON & DE PAOR, 1993).

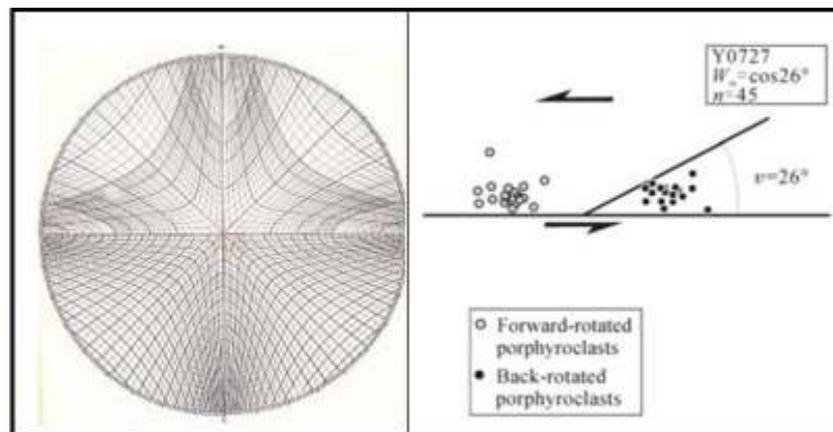


Figura 6.85 Sulla sinistra: Reticolo iperbolico (DE PAOR, 1988) con il rapporto tra gli assi R in ordinata. L'angolo θ è riferito alla circonferenza e aumenta in senso orario. Sulla destra: esempio di PHD applicato a rocce deformate (ZHANG *et alii* 2009). Per questo metodo è utilizzata solo la parte superiore del reticolo iperbolico.

Nella fascia di taglio milonitica di Cavoli - Colle Palombaia sono stati misurati i parametri necessari per la realizzazione dei grafici per ottenere, con entrambe le tecniche, i valori medi della vorticità cinematica W_m .

6. GEOLOGIA DELL'AUREOLA METAMORFICA

In particolare sono stati analizzati sia i porfiroclasti ruotati in affioramento (Figura 6.86) che quelli evidenziati dall'analisi petrografica delle sezioni sottili al microscopio ottico polarizzatore (Figura 6.87). Per ricavare i parametri sono stati misurati gli assi maggiori e minori di porfiroclasti e porfiroblasti, e l'angolo tra l'asse maggiore e la foliazione principale, come richiesto da entrambi i metodi. Nei grafici seguenti (Figure 6.88 e 6.89) sono stati utilizzati simboli di colori diversi per i porfiroclasti degli affioramenti sulla strada costiera in prossimità di Cavoli (verde), per gli affioramenti sulla scogliera ad Ovest di Colle Palombaia (rosso) e per i dati relativi ai porfiroblasti in sezione sottile (blu).

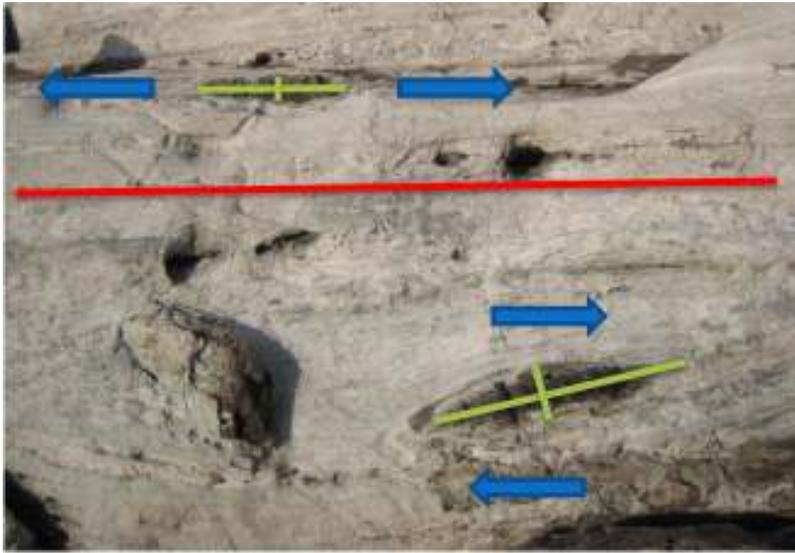


Figura 6.86 Porfiroclasti ruotati rispetto alla foliazione principale.

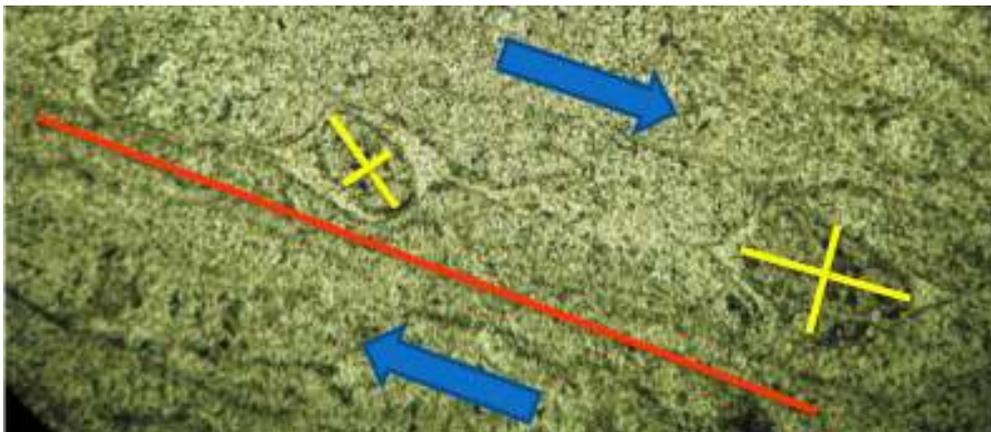


Figura 6.87 Porfiroblasti con assi evidenziati e direzione della foliazione principale rispetto alla quale si misura l'angolo θ .

I dati ricavati sono stati plottati sia con il metodo RGN che con PHD (Figure 6.88 e 6.89). Il metodo PHD ha dato un valore di W_m pari a 0.707, mentre con la tecnica RGN l'intervallo di valori è compreso tra 0.675 e 0.72.

I valori sono molto coerenti tra loro, non solo tra le due zone degli affioramenti ma anche con i dati derivanti dalle sezioni sottili, e rientrano pienamente nel campo del *general shear* (si rimanda al capitolo della discussione per i dettagli).

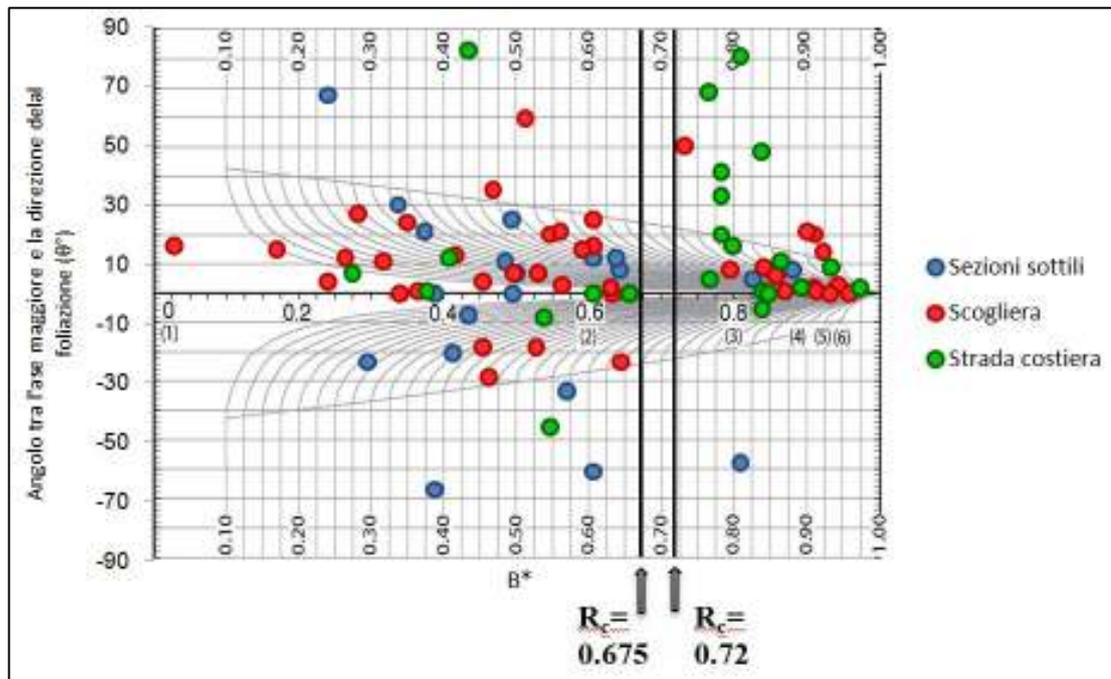


Figura 6.88 Grafico RGN per i dati della fascia di taglio milonitica di Cavoli - Colle Palombaia.

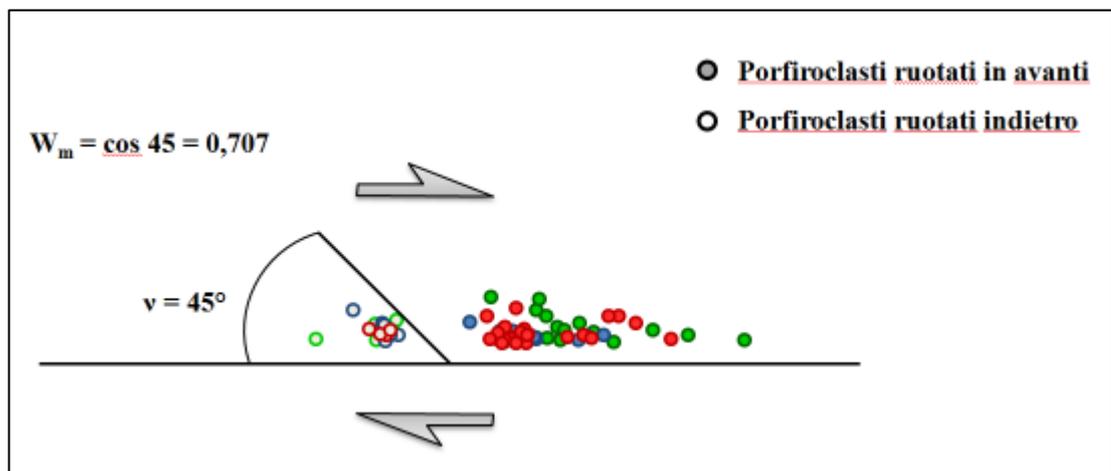


Figura 6.89 Grafico PHD per i dati della fascia di taglio milonitica di Cavoli - Colle Palombaia.

6.4.3 DEFORMAZIONI FRAGILI

Le rocce dell'anello termo-metamorfico, nonché quelle del granitoide, sono visibilmente interessate da fenomeni di fratturazione. Alla macroscale la struttura più importante è rappresentata dal lineamento ad alto angolo EBF (*Eastern Border Fault*, Faglia Bordiera Orientale, in DINI *et alii* 2002 e MAINERI *et alii*, 2003). In particolare nell'area di studio questa faglia normale ad alto angolo, con direzione NNE-SSO, ribassa e mette in contatto laterale il *flysch* cretaceo dell'unità Ripanera verso Est rispetto all'unità Punta Polveraia – Fetovaia, nella fascia che da Procchio arriva a Colle Palombaia. Per quanto riguarda la mesoscale sono stati ripresi i dati dei campi di fratture dalla precedente Tesi Specialistica (GIUSTI 2011), rilevati in due zone, una in cui il contatto tra plutone ed incassante si ritiene con discreta probabilità primario (Cavoli-Colle Palombaia) e l'altra dove il contatto è visibilmente secondario (San Piero). Per le altre zone dell'aureola sono stati prese alcune misure, principalmente delle fratture ad alto angolo, per avere un valore indicativo dell'andamento delle famiglie principali (Tabella 6.1).

Tabella 6.1. Valori medi dell'andamento delle fratture nelle diverse aree dell'aureola termo-metamorfica del Monte Capanne.

| Zona | Giacitura fratture |
|----------------------------|---------------------------|
| Pomonte – Monte Schiappone | 280/55 – 335/50 – 195/45 |
| Fetovaia | 65/60 – 125/80 |
| Punta Nera | 70/30 – 345/80 – 180/95 |
| Punta del Timone | 320/85 |
| Punta della Fornace | 130/35 |
| Spartaia | 5/80 – 110/70 |
| Marciana | 50/80 – 225/50 |
| Maciarelo | 140/40 |

Nell'area di San Piero (ad esempio presso il Belvedere) sono presenti delle superfici striate con giacitura a basso angolo in corrispondenza del contatto tra plutone e coperture metamorfiche (in questo caso Argille a Palombini), con direzioni di scorrimento radiali rispetto al plutone monzodioritico del Capanne, con una direzione media delle striature di 120/15.

- **Campi di fratture:**

I dati delle fratture sono stati suddivisi in base alla litologia, trattando le fratture delle formazioni della copertura meta-sedimentaria e meta-ofiolitica (area di Cavoli – Colle di Palombaia) separatamente da quelle del plutone del Monte Capanne (dati rilevati presso le cave di San Piero). Sono state anche rilevate le giaciture delle fratture del limitato affioramento monzogranitico sulla scogliera nei pressi di Colle di Palombaia, che affiora come una limitata finestra tettonica nelle coperture dell'aureola del granitoide. Non sono stati invece presi in considerazione gli affioramenti del granitoide immediatamente a monte di Cavoli - Colle Palombaia in quanto nei pressi dell'area di studio risultano poco esposti per l'eccessiva presenza di coperture detritiche e vegetali.

Vengono di seguito riportati con degli stereonet i dati relativi ai campi di fratture nel granitoide, per ciascuna delle due suddette zone di rilevamento.

In Figura 6.90 è riportata la distribuzione delle fratture nel monzogranito del Monte Capanne nell'area di Colle Palombaia, mentre nella Figura 6.91 è rappresentata la distribuzione delle fratture nell'area di San Piero.

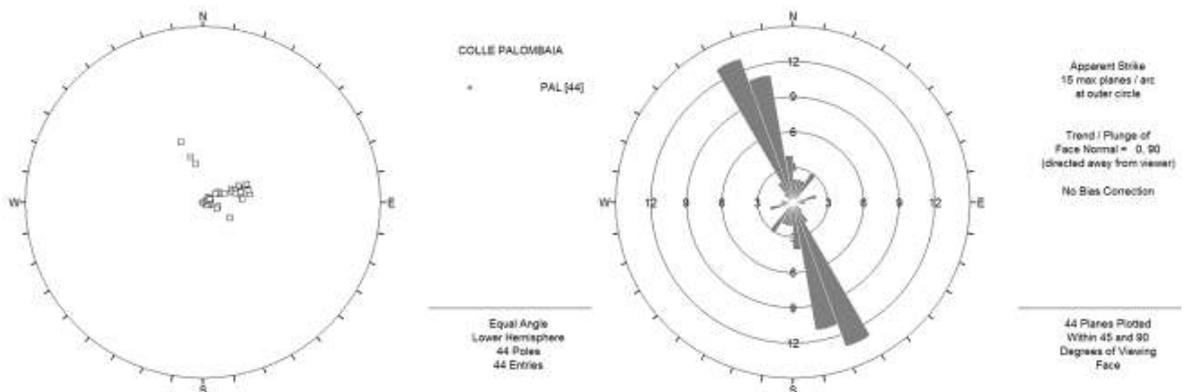


Figura 6.90 Stereonet (Sx) e distribuzione (Dx) delle fratture nel granitoide affiorante in zona Colle Palombaia.

Come si nota dalle figure la direzione principale delle fratture risulta dunque NNO-SSE, con un'esigua famiglia secondaria a NE-SO (quasi tutte ad alto angolo). La famiglia principale appartiene all'insieme di fratture che si impostano in maniera radiale rispetto al centro del plutone, mentre quelle della secondaria sono disposte tangenzialmente al bordo sub-circolare dello stesso.

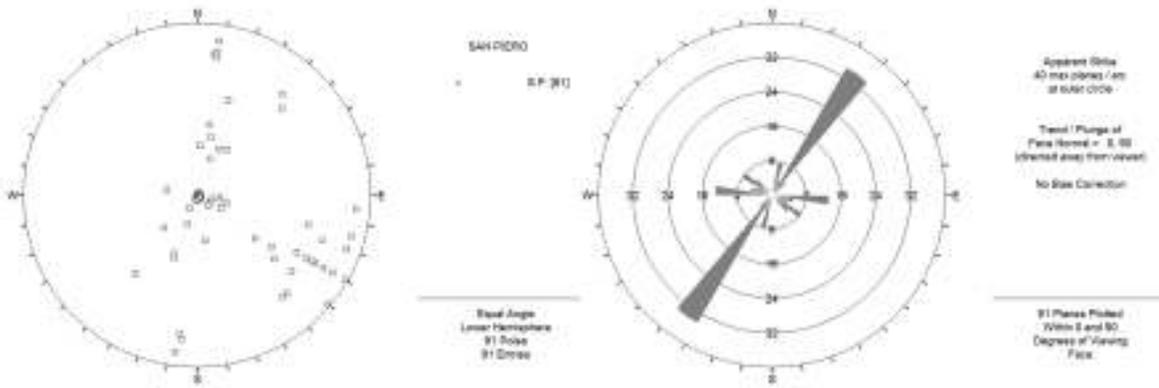


Figura 6.91 Stereonet (Sx) e distribuzione (Dx) delle fratture nel granitoide affiorante nella zona di San Piero.

La direzione preferenziale nella zona di San Piero risulta essere NE-SO (immergenti verso SE a medio-basso angolo) con una famiglia secondaria a in direzione E-O (a medio-alto angolo). La famiglia principale fa parte delle fratture che si dispongono parallelamente al bordo del plutone, mentre quella secondaria è disposta circa radialmente rispetto al centro del plutone. È possibile che anche la distribuzione delle fratture del granitoide sia influenzata dallo scollamento delle coperture sul granitoide stesso.

Nella Figura 6.92 è riportato lo stereonet con i poli delle fratture della complessiva area di Cavoli - Colle Palombaia - San Piero. Riportando in un unico stereonet tutte le misure delle fratture rilevate, si nota che l'immersione delle fratture è molto variabile.

Tuttavia sono presenti fratture soprattutto sub-verticali e subordinatamente a basso angolo.

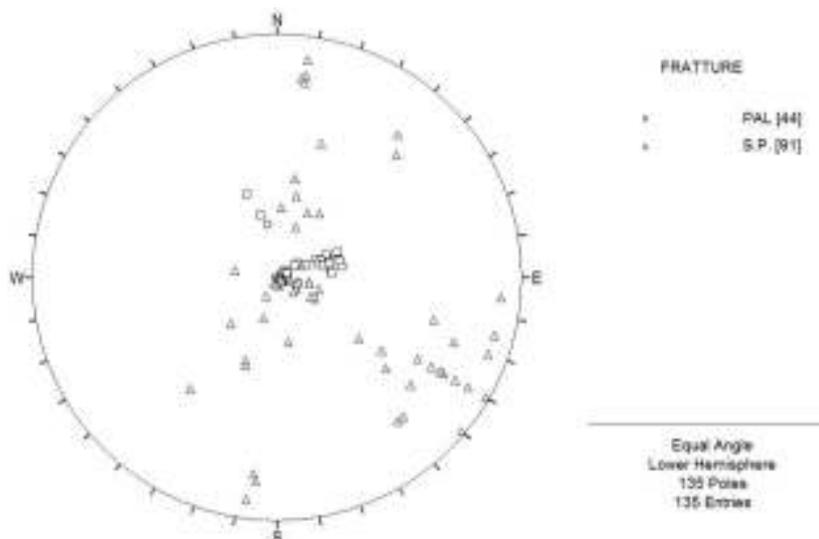


Figura 6.92 Stereonet con i poli delle fratture nel granitoide rilevate nell'intera area di Cavoli - Colle Palombaia - San Piero.

6. GEOLOGIA DELL'AUREOLA METAMORFICA

Per quanto riguarda le coperture, sono state rilevate le fratture nella zona di Cavoli - Colle di Palombaia dove le rocce meta-sedimentarie/ofiolitiche dell'anello del Monte Capanne affiorano più estesamente. In questo caso la famiglia principale risulta in direzione ENE-OSO, mentre la famiglia secondaria si sviluppa in direzione NO-SE, complessivamente ad alto angolo (Figura 6.93). Queste faglie di fratture non si sovrappongono esattamente con quelle misurate nel granitoide, anche se gli andamenti principali (radiali e tangenziali rispetto al centro del plutone) sono globalmente gli stessi. È verosimile ipotizzare che questa variazione possa esser legata ad un diverso comportamento reologico, per esempio tra rocce stratificate e massive.

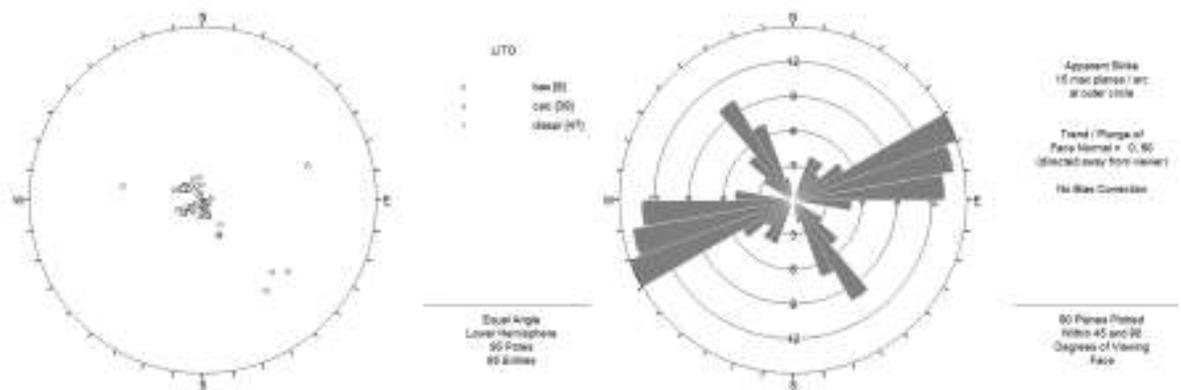


Figura 6.93 Stereonet (Sx) e distribuzione (Dx) delle fratture nelle coperture affioranti in zona Cavoli - Colle Palombaia.

7. DISCUSSIONE

In questo capitolo sono discussi ed interpretati i dati stratigrafici, petrografico-metamorfici e strutturali precedentemente presentati. Viene presentato infine un possibile modello dell'evoluzione metamorfico-deformativa della aureola metamorfica di contatto del Monte Capanne, e più in generale dell'Isola d'Elba.

7.1 STRATIGRAFIA

Al di là dell'impronta metamorfica, generalmente di grado anche piuttosto elevato (vedi oltre), sono ovunque ancora riconoscibili i caratteri litologici dei protoliti di una successione ofiolitica non molto diversa da quella affiorante nell'Elba centro-orientale. Nell'area in esame, sono state rilevate in dettaglio, interpretate e cartografate tutte le formazioni dell'Unità denominata Punta Polveraia - Fetovaia (GARFAGNOLI *et alii*, 2010; PANDELI *et alii* 2013; PRINCIPI *et alii*, in stampa) composta dalla successione Serpentiniti, Breccie ofiolitiche, Gabbri, Basalti, Diaspri di Monte Alpe, Calcari a Calpionelle ed Argille a Palombini.

Sono inoltre state considerate le unità non metamorfiche di Punta Le Tombe e Ripanera, in contatto con l'anello termo-metamorfico attraverso superfici tettoniche, di cui non ci occuperemo in questo contesto.

La successione ofiolitica non sempre è presente con tutte le sue formazioni, infatti si trovano spesso serie parziali in cui sono presenti in affioramento solo alcuni termini (es. nella parte SE dell'aureola non sono presenti le Argille a Palombini, mentre nella parte N non si trovano i Calcari a Calpionelle). Sono infatti presenti dei contatti tettonici, sia tra le varie formazioni dell'unità meta-ofiolitica stessa che tra l'Unità Punta Polveraia-Fetovaia ed il plutone del Monte Capanne.

Infine, in alcune zone i contatti della successione ofiolitica con il plutone si possono considerare ragionevolmente primari, dal momento che conservano gli originari rapporti intrusivi (es. tra Cavoli e Colle di Palombaia, tra Procchio e Spartaia e tra Punta del Timone e il Semaforo), mentre in altre (es. San Piero - Sant'Ilario) sono evidentemente tettonici, data la presenza di rocce ofiolitiche di basso grado sovrapposte al granitoide talvolta con la presenza di superfici di scorrimento striate (per maggiori dettagli si rimanda al paragrafo della zoneografia metamorfica delle diverse litologie nell'area dell'aureola).

Come detto in precedenza, se si ignora il processo di ricristallizzazione, legato all'intrusione, la maggior parte delle formazioni dell'Unità ofiolitica dell'area di studio risulta sostanzialmente analoga alle corrispettive unità dell'Elba centro-orientale. Confrontando in modo più diretto l'Unità Punta Polveraia-Fetovaia con le Unità tettoniche dell'Elba centro-orientale si rileva che la pila Unità Ripanera - Lacona - Monte Strega, precedente all'intrusione del monzogranito, è stata da questo in gran parte obliterata. In particolare nell'aureola l'Unità Ripanera è del tutto assente. Le due unità tettoniche riconosciute nell'area, Unità Punta le Tombe e Unità Polveraia - Fetovaia, sono correlabili rispettivamente all'Unità Lacona e all'Unità Monte Strega.

All'interno dell'Unità Polveraia - Fetovaia, nell'area Spartaia - San Piero - Sant'Ilario - Colle di Palombaia, le Serpentiniti sono correlabili con la Sub-unità Sassi Turchini mentre la sovrastante successione Diaspri di Monte Alpe / Calcari a Calpionelle / Argille a Palombini presente nella stessa area è correlabile alla Sub-unità Volterraio. Una situazione analoga si riscontra dell'area occidentale del Monte Capanne, mentre nell'area Bagno - Monte Perone, Serpentiniti e Gabbri sono correlabili con la Sub-unità Sassi Turchini e i sovrastanti Basalti alla Sub-unità Volterraio (PRINCIPI *et alii*, in stampa). Le relative unità ofiolitiche dell'Elba orientale sono schematizzate con le sovrapposizioni tettoniche nelle colonne stratigrafiche nella Figura 7.2 della pagina seguente (modificata da BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

In aggiunta a quanto riportato sopra si sottolinea inoltre alcune caratteristiche:

a) nell'Elba centro-orientale tra i Diaspri di Monte Alpe e i Calcari a Calpionelle è presente la formazione marnosa di transizione del Nisportino, che potrebbe correlarsi con i livelli di calcescisti dei Calcari a Calpionelle presenti nell'area di studio ad esempio nella zona di Spartaia;

b) la Formazione di Nisportino può essere ulteriormente correlata con la zona nord di Punta Polveraia; qui sono presenti delle meta-quarziti dei Diaspri di Monte Alpe con livelli decimetrici di granato statico, (Figura 7.1) che potrebbero corrispondere a livelli marnosi trasformati dopo il passaggio dell'onda termica legata alla messa in posto del plutone;



Figura 7.1 Livelli centimetrici di granato statico nei metadiaspri (Monte Alpe).

c) le Argille a Palombini ben rappresentate nella Sub-unità del Monte Serra e di Acquaviva, non affiorano in corrispondenza nella zona di Cavoli-Colle di Palombaia ma sono diffuse in tutte le altre zone dell'aureola, anche relativamente a quest'area, vicino come nella penisola di Fetovaia;

d) affioramenti analoghi alla potente formazione dei basalti delle Sub-unità di Volterraio e subordinatamente di Monte Serra si ritrovano nell'area di studio solo nella zona NNE dell'aureola (dal Monte Perone a Marciana), con spessori decametrici (anche con strutture a *pillow*) in località Punta della Crocetta;

e) le serpentiniti di base presenti nell'Elba orientale solo nelle Sub-unità Acquaviva e Sassi Turchini (Figura 7.2) affiorano estesamente, anche con una notevole potenza, nell'area in esame.

Considerando l'assetto stratigrafico dell'area di studio, le rocce dell'aureola termo-metamorfica possono essere considerate gli equivalenti metamorfici di una parte della pila tettonica presente nell'unità ofiolitica dell'Elba orientale e sono verosimilmente correlabili con la sovrapposizione della Sub-unità Volterraio su quella Sassi Turchini (schema con le aree correlabili alle due sub-unità in Figura 7.3, pagina seguente).

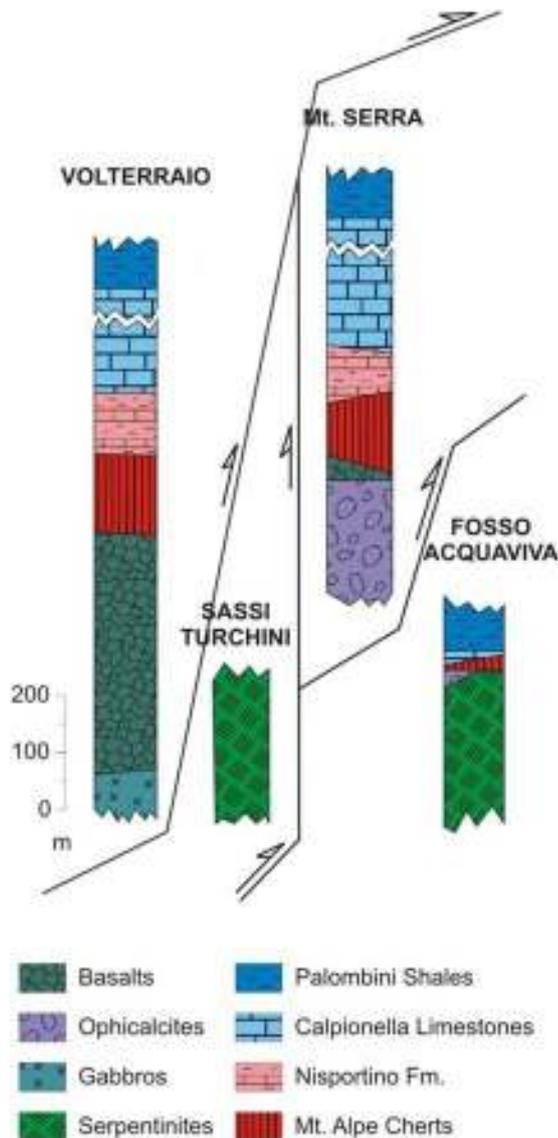


Figura 7.2 Colonne stratigrafiche delle sub-unità ofiolitiche dell'Elba centro-orientale, con le relative sovrapposizioni tettoniche (modificato da BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

Successivamente la pila delle sub-unità ofiolitiche è stata interessata dagli scorrimenti tardivi verso l'esterno rispetto al corpo centrale del Monte Capanne.

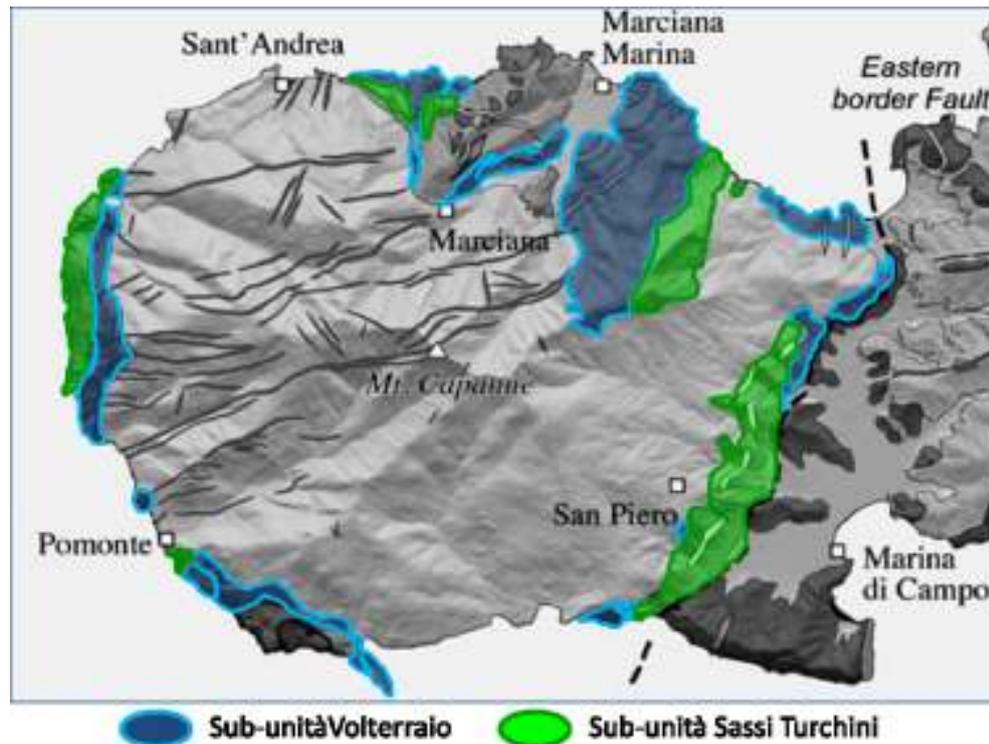


Figura 7.3 Schema delle correlazioni tra l'aureola termo-metamorfica del Monte Capanne con le sub-unità ofiolitiche dell' Elba centro-orientale.

Come già precedentemente considerato, alcuni autori (es. PERRIN 1969, 1975; SPOHN 1981; REUTTER & SPOHN, 1982; COLI *et alii*, 2001) propongono correlazioni delle successioni ofiolitiche dell'anello termo-metamorfico del Monte Capanne agli *Schistes Lustrès* della Corsica Alpina, o alle Alpi (vedi limite Alpi-Appennino, PERRIN 1975). Successioni litologicamente analoghe a quelle ofiolitiche elbane, infatti, sono presenti anche in Corsica, negli *Schistes Lustrès* o nelle unità ofiolitiche non metamorfiche della Balagne (DURAND-DELGA, 1978, 1984, che le considera come *klippen* non coinvolte nella subduzione), e sono costituite da formazioni Liguri con la sequenza tipica peridotiti mantelliche, gabbri, basalti a *pillow* e coperture meta sedimentarie giurassico-cretacee (BORTOLOTTI *et alii*, 2001; MARRONI *et alii* 2004; MOLLI 2008, *cum bibl.*).

Le successioni degli *Schistes Lustrès* mostrano tuttavia associazioni di alta pressione/bassa temperatura relative alla subduzione cretacea, mentre i dati derivanti dall'analisi petrografico - mineralogica delle rocce campionate nell'area di studio non indicano la presenza di eventi metamorfici di HP-LT.

Per confermare la correlazione con gli *Schistes Lustrès* sarebbe necessario rilevare sulle rocce elbane una strutturazione metamorfica di alta pressione precedente alle deformazioni relative all'intrusione del plutone, che a tutt'oggi non risulta così evidente nell'area in esame.

Sulla base dei dati ottenuti dal presente studio non è dunque possibile supportare l'attribuzione delle rocce dell'aureola del Monte Capanne agli *Schistes Lustrès*.

7.2 ZONEOGRAFIA METAMORFICA

Le rocce presenti nell'area di studio sono note nella letteratura geologica per l'impronta termo-metamorfica legata alla messa in posto del corpo plutonico del Monte Capanne (es. BARBERI & INNOCENTI, 1965-1966 e BOUILLIN, 1983).

I limiti barici relativi alla messa in posto del plutone sono stati fissati sulla base di dati chimico-petrografici (associazioni mineralogiche caratteristiche di precisi intervalli P-T) a valori ≤ 2 kbar (DINI *et alii*, 2002; WESTERMAN *et alii*, 2004). Questi bassi valori di pressione sono dovuti alla relativa bassa profondità stimata dell'intrusione del corpo granitoide a circa 6 km (WESTERMAN *et alii*, 2004; ROCCHI *et alii*, 2010; CAGGIANELLI *et alii*, 2013), all'interno delle unità ofiolitiche Liguri. Questo differenzia il plutone del Monte Capanne dal plutone di La Serra-Porto Azzurro nell'Elba orientale si intrude a maggiore profondità nella pila tettonica, ovvero nell'Unità di Porto Azzurro, l'unità più profonda dell'edificio tettonico elbano. Inoltre, a differenza delle successioni dell'anello cornubianitico legato al Monzogranito di La Serra-Porto Azzurro, nel quale sono molto evidenti fenomeni di scorrimento tettonico differenziale di entità anche plurichilometrica posteriori alla ricristallizzazione termo-metamorfica (come ben nota la Faglia di Zuccale, ad es. PERTUSATI *et alii*, 1993; DANIEL & JOLIVET (1995); BORTOLOTTI *et alii*, 2001a; GARFAGNOLI *et alii*, 2005), quelle presenti attorno al Monzogranito del Monte Capanne conservano in parte i rapporti magmatici primari. In alcuni casi sono evidenti fenomeni di scollamento e di traslazione tettonica interni all'aureola termo-metamorfica (es., la "sub-unità" di Punta Nera rispetto alla sottostante "sub-unità" di Punta del Timone lungo il fianco occidentale del granitoide) e/o sul contatto con il sottostante plutone (es., area di San Piero - Sant'Ilario). Fatta eccezione per l'area di San Piero - Sant'Ilario, tali traslazioni risultano comunque di limitata entità, come testimoniato dalla sostanziale identità delle associazioni mineralogiche di contatto presenti nelle rocce da una parte e dall'altra delle superfici tettoniche stesse (BARBERI & INNOCENTI, 1966, PRINCIPI *et alii*, in stampa).

In generale, mentre le pressioni si possono considerare complessivamente costanti durante il processo termo-metamorfico che ha interessato le rocce incassanti, le temperature registrate dalle associazioni mineralogiche nei corpi rocciosi sono molto

variabili. Tale variabilità è stata interpretata in funzione della distanza dal corpo plutonico caldo in risalita, della circolazione di fluidi “magmatici” del sistema e dell’inerzia termica delle diverse litologie coinvolte.

Per lo più le rocce esposte dell’aureola del Monte Capanne presentano un grado di metamorfismo termico variabile dal medio all’alto grado ($T \geq 600^{\circ}\text{C}$ e $P = 1\text{-}2$ kbar, WESTERMAN *et alii*, 2004; ROSSETTI *et alii*, 2007) e solo nel settore del Promontorio di Fetovaia è stato documentato il passaggio fino al basso grado in poche centinaia di metri dal contatto con il corpo intrusivo. Talvolta si rinvengono aumenti localizzati del grado metamorfico probabilmente legati a variazioni positive di permeabilità delle rocce incassanti (dovute ad esempio a fenomeni di idrofratturazione, come ipotizzato da ROSSETTI *et alii*, 2007) che hanno favorito la 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 F_{12} (es., negli affioramenti di Spartaia, vedi capitolo precedente, paragrafo dei dati strutturali) e lungo la foliazione milonitica di alta temperatura legata a fasce di taglio milonitiche sin-intrusive (es., ovest della Spiaggia di Colle Palombaia). L’evento di metamorfismo termico risulta quindi polifasico.

Localmente è osservabile il comportamento duttile dei litotipi carbonatici rispetto a quello tendenzialmente più 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).

Anche lo spessore delle varie formazioni dell’aureola di contatto influenza lo sviluppo delle strutture deformative. Questo è particolarmente evidente nei filoni porfirici intrusi nelle coperture prima dell’onda termica del plutone. Infatti, in genere, a parità di deformazione dell’incassante, minore è lo spessore del filone e maggiore è la foliazione riscontrata nello stesso (es. il filone di Porfido Portoferrario fortemente scistosato presente nella scogliera di Colle Palombaia).

Complessivamente lo spessore dell’aureola è stimabile in almeno 350-400 m (vedi anche BOUILLIN, 1983), come è desumibile dalla distanza tra le facies di medio-alto grado, molto ricche in granato statico, nelle Argille a Palombini (sul contatto con il plutone a monte dell’abitato di Fetovaia) e gli affioramenti della stessa formazione

sull'omonimo promontorio, interessati da una ricristallizzazione termica di (medio)-basso grado.

Seguono le descrizioni delle principali associazioni mineralogiche, legate a metamorfismo di HT-LP nelle diverse aree di affioramento, prodotte dall'intrusione del Monzogranito del Monte Capanne nel basamento ofiolitico e nelle sovrastanti coperture vulcano-sedimentarie delle successioni oceaniche mesozoiche dell'Unità Punta Polveraia - Fetovaia.

Gli schemi con la zoneografia metamorfica dei diversi affioramenti dell'aureola, sono stati realizzati sulla base delle tre classiche facies del metamorfismo di contatto (es. TURNER, 1971; D'AMICO *et alii*, 1987; KERRICK, 1991; WINTER, 2010; BUCHER & GRAPES, 2011): la facies cornubianitica ad Albite-Epidoto (basso grado), la facies cornubianitica ad Orneblenda (da medio a medio-alto grado) e la facies cornubianitica a Pirosseno (alto grado). L'attribuzione alle varie facies è guidata dalle associazioni mineralogiche riscontrate ed alla presenza o meno di minerali indice. In ogni caso deve esser tenuto in considerazione che: i) in genere si considera i protoliti di partenza come *end-members* generici "puri" di una litologia, ad esempio "peliti" o "rocce ultramafiche", senza considerare le anisotropie composizionali interne alle successioni delle diverse litologie; ii) i minerali indice possono continuare ad essere presenti anche in campi con grado metamorfico più alto, anche se generalmente in diverse proporzioni tra le varie facies.

Segue la descrizione delle associazioni mineralogiche per i diversi gradi metamorfici nelle aree esaminate.

I. Metamorfismo termico dal basso grado o di passaggio al medio (Facies ad Albite-Epidoto, $T \leq 450^{\circ}\text{C}$):

queste cornubianiti sono presenti in gran parte delle rocce ultrafemiche dell'area di San Piero - Sant'Ilario, dove è tipica l'associazione serpentino + anfibolo (tremolite-ferro-actinolite e subordinatamente antofillite) \pm talco \pm clorite. In prossimità del contatto con il plutone (es., cava a sud del Belvedere di San Piero) tali rocce sono costituite da abbondante tremolite \pm anfibolo rombico con locale inizio di blastesi dell'olivina, spostandosi nel campo di transizione tra il basso ed il medio grado (Facies ad Orneblenda). L'assenza dell'associazione 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 termo-metamorfico nell'area di San Piero - Sant'Ilario. Anche molti degli affioramenti dei metasedimenti tra Pomonte e il Promontorio di Fetovaia presentano associazioni termo-metamorfiche di medio-basso grado, come le rocce meta-carbonatiche (es., Calcari a Calpionelle) a calcite + quarzo + albite + epidoto clinozoisitico ± plagioclasio intermedio-acido (± K-feldspato ± clinopirosseno diopsidico ± biotite) e quelle quarzitiche (es., Diaspri di Monte Alpe) a biotite + quarzo ± clinopirosseno diopsidico ± epidoto ± orneblenda ± muscovite. Condizioni di metamorfismo termico di basso grado sono osservabili nelle successioni esposte lungo il Promontorio di Fetovaia, dove i litotipi pelitici delle Argille a Palombini, ancora riconoscibili come argilliti/argilloscisti, presentano generalmente blastesi solo a biotite ± muscovite, mentre le intercalazioni calcaree sono caratterizzate da incipiente ricristallizzazione statica dei carbonati.

Nella successive figure con le associazioni mineralogiche e le relative facies, quella ad Albite - Epidoto è selezionata con riquadri di colore giallo.

II. Metamorfismo termico di medio grado o di passaggio all'alto grado (T circa 450 ÷ 600° C, Facies ad Orneblenda):

si riconoscono nella gran parte degli affioramenti dell'anello termo-metamorfico (Punta Nera - Punta Polveraia - Maciarelo - Marciana - Marciana Marina - Monte Perone) le seguenti associazioni per le diverse litologie;

- nelle rocce ultramafiche: serpentino (generalmente antigoritico) + olivina forsteritica (generalmente in forma di minuta blastesi sulle strutture cellulari del serpentino) + anfibolo tremolitico e subordinatamente antofillitico ± talco (± clorite ± calcite), ma localmente (tra Punta Nera e Punta Polveraia, a Colle Palombaia ed in vetta al Monte Perone) anche con olivina (in neoblasti millimetrici) + anfibolo tremolitico e subordinatamente orneblenda cummingtonitica e antofillitica + talco;
- nei metabasalti: plagioclasio intermedio + orneblenda + epidoto ± granato andraditico ± clinopirosseno;
- nei metadiaspri: quarzo + biotite ± muscovite ± tremolite-actinolite ± clorite ± epidoto ± diopside ± andalusite ± cordierite e talora ± granato andraditico. Nella zona Nord di Punta Polveraia nelle metadiaspri (quarziti) sono presenti livelli fino a decimetrici di granatiti rosse-rosate (Figura 7.1).

- nelle rocce metapelitiche: biotite + muscovite + andalusite + quarzo ± cordierite ± plagioclasio intermedio-calcico ± K-feldspato ± tremolite-actinolite ± clinopirosseno salitico;
- nelle rocce metacalcaree e calcescistose: calcite + clinopirosseno ± plagioclasio intermedio-calcico e calcite + clinopirosseno diopsidico + quarzo + wollastonite ± biotite ± granato grossularitico ± epidoto ± plagioclasio intermedio ± K-feldspato ± tremolite. Localmente (es., nelle Argille a Palombini a nord di Punta Polveraia) in queste cornubianiti calcareo-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).

Nella successive figure con le associazioni mineralogiche e le relative facies, quella ad Orneblenda è selezionata con riquadri di colore rosso.

III. Metamorfismo termico di alto grado (Facies cornubianitica a Pirosseno, $T > 600^{\circ}\text{C}$):

queste paragenesi sono presenti nell'area di Spartaia - Punta dell'Agnone - Procchio - Marmi e di Cavoli - Colle Palombaia, soprattutto entro le successioni metacarbonatiche/calcescistose più prossime al contatto con il plutone, nelle quali è raro o assente il quarzo. In particolare nei Calcari a Calpionelle le associazioni sono costituite da calcite + clinopirosseno + K-feldspato ± plagioclasio calcico ± biotite, calcite + granato grossularitico + vesuviana + clinopirosseno salitico ± scapolite ± wollastonite ± K-feldspato ± plagioclasio intermedio-calcico (fino a bytownitico), calcite + clinopirosseno salitico + wollastonite ± scapolite, mentre wollastonite + clinopirosseno senza calcite è stata riconosciuta solo localmente a Procchio - Punta dell'Agnone. I

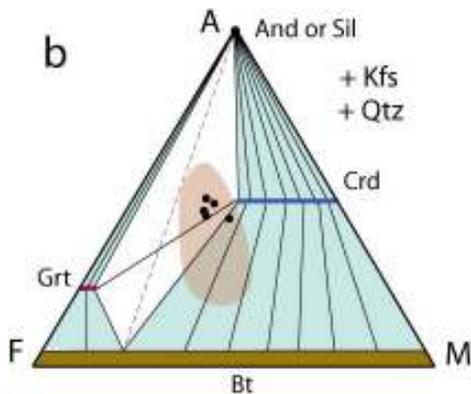


Figura 7.4 Diagramma di compatibilità nelle peliti della facies a Px (WINTER, 2010).

blasti di granato, vesuviana e talora inglobano pirosseni e wollastonite, mentre la scapolite (generalmente meionitica) tende localmente a sostituire il plagioclasio. Nelle metapeliti (Argille a Palombini) è tipica l'associazione biotite + cordierite + andalusite ± plagioclasio calcico ± muscovite ± K-feldspato ± clinopirosseno salitico, (compatibile col diagramma della Figura 7.4).

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 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 termico. In diverse aree (es. Marmi, Procchio - Spartaia [Figura 7.5] e Cavoli), il contatto tra cornubianiti calcescistose-marmoree e plutone è spesso marcato da un orizzonte cornubianitico massiccio decimetrico-metrico di colore da bruno a verdastro, con tessitura granoblastica, caratterizzato dalle seguenti associazioni: 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; clinopirosseno + scapolite + plagioclasio intermedio. La presenza di scapolite, anche in vene, indica il raggiungimento di locali picchi di temperatura prossimi ai 700°C (DEER *et alii*, 2004).



Figura 7.5 Foto con il contatto (50 cm max) tra granitoidi e coperture (Punta dell'Agnone). A) Calcescisti e marmi impuri, B) bordo di reazione, C) Monzogranito del Monte Capanne.

Anche nella zona di Cavoli - Colle Palombaia nei meta-diaspri sono state trovate fasi caratteristiche di alto grado con la presenza di ercinite, che implica temperature ben al di sopra dei 600°C (DEER *et alii*, 2004). L'associazione tipo è quarzo + biotite + andalusite + granato (\pm ercinite \pm monazite).

7. DISCUSSIONE

Nella seguente Figura 7.6 con le associazioni mineralogiche e le relative facies (KERRICK, 1991), quella a Pirosseno è selezionata con riquadri di colore verde.

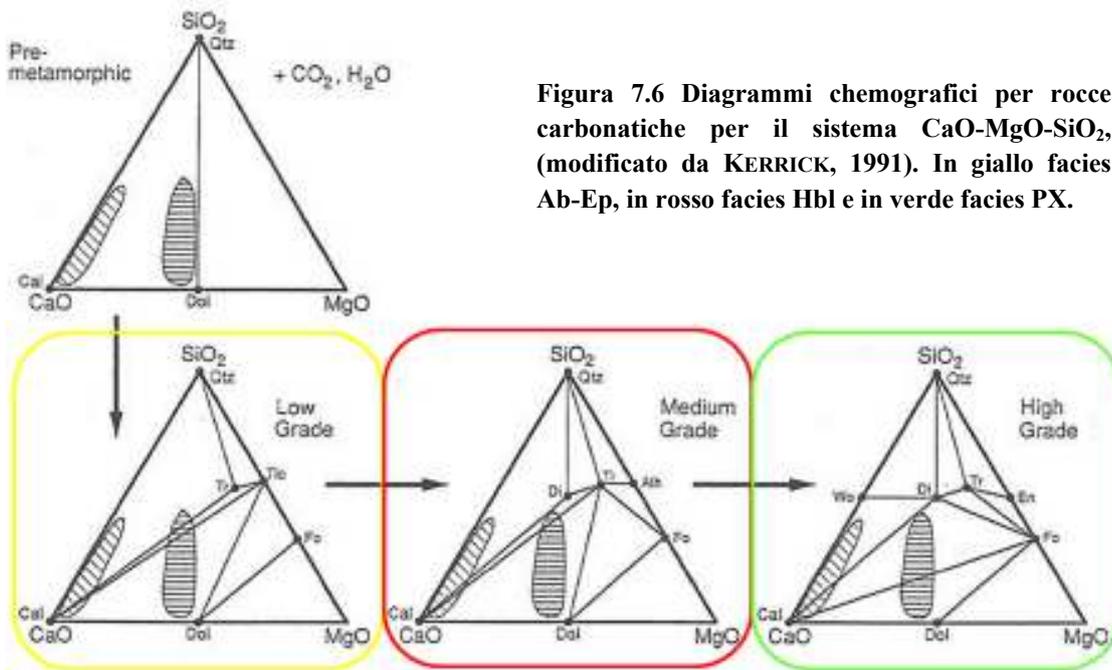


Figura 7.6 Diagrammi chemografici per rocce carbonatiche per il sistema CaO-MgO-SiO₂, (modificato da KERRICK, 1991). In giallo facies Ab-Ep, in rosso facies Hbl e in verde facies PX.

Nella zona a SO dell'aureola, dove sono presenti le facies di medio-basso grado, sono state rinvenute localmente anche le associazioni termo-metamorfiche da medio ad alto grado, 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). In questo contesto le suddette rocce meta-sedimentarie (carbonatiche) presentano associazioni di calcite + wollastonite + clinopirosseno salitico + granato grossularitico + scapolite ± vesuviana ± K-feldspato (± epidoto).

Anche nelle meta-serpentiniti di queste stesse zone sono presenti facies di grado medio-alto con associazioni di olivina + tremolite ± talco ± ercinite.

Nei diagrammi sottostanti sono riportati le diverse associazioni mineralogiche relative ai diversi gradi metamorfici per le rocce ultramafiche (Figura 7.7 nella pagina seguente, in giallo Facies Albite-Epidoto, in rosso Facies Orneblenda), con i corrispettivi intervalli di pressione – temperatura per il metamorfismo di contatto (KERRICK, 1991, Figura 7.8 nella pagina seguente).

7. DISCUSSIONE

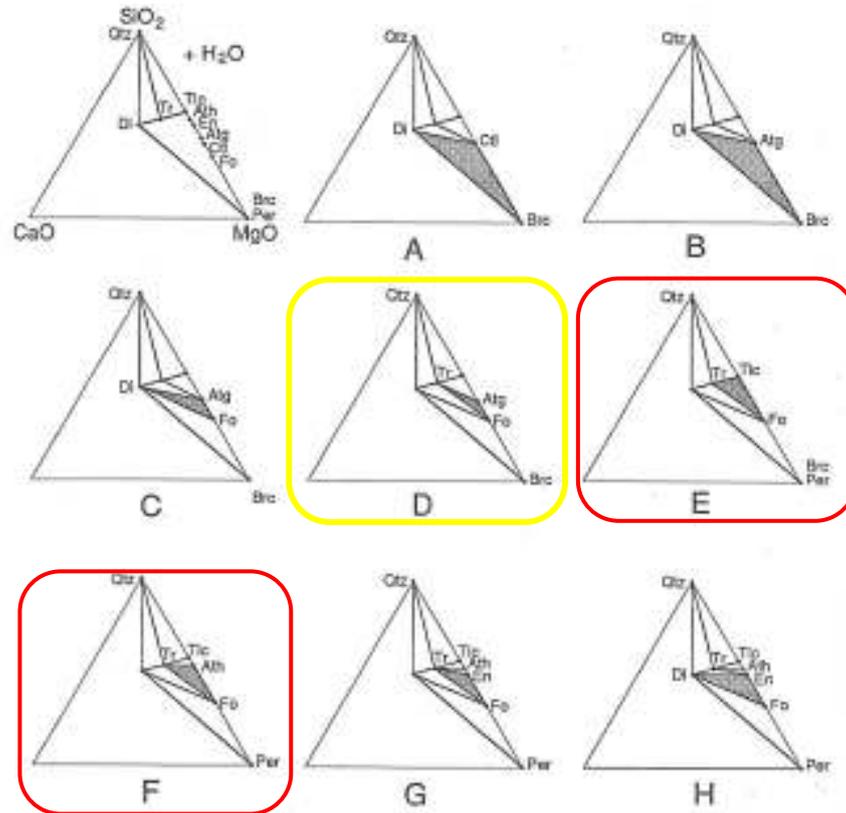


Figura 7.7 Diagrammi chemografici del sistema CaO-MgO-SiO₂-H₂O per metaperidotiti all'aumentare del grado metamorfico (l'area ombreggiata indica l'assemblaggio stabile delle fasi), (KERRICK, 1991). In giallo evidenziata la facies Albite-Epidoto, in rosso la facies ad Orneblenda.

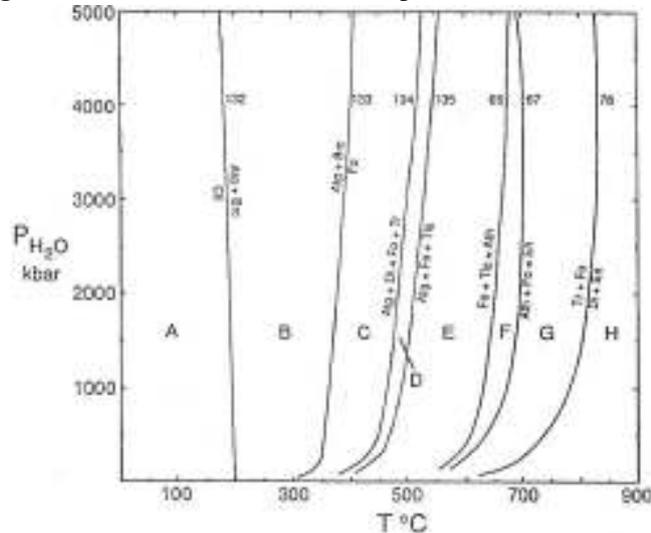


Figura 7.8 Diagramma P_{H₂O}-T delle relazioni di fase per una peridotite, con i campi corrispondenti al diagramma precedente, D per la facies Ab-Ep ed E-F per la facies Hbl (KERRICK, 1991).

La distribuzione delle rocce cornubianitiche con grado metamorfico analogo dell'aureola del Monte Capanne è stata rappresentata nelle seguenti figure in cui sono riportate le tre facies metamorfiche per i tre gruppi litologici. È stato infatti realizzato uno schema per le rocce ultramafiche, uno per le mafiche ed uno unico per le coperture sedimentarie della successione ofiolitica (meta-diaspri, -calcarei, -argille).

7. DISCUSSIONE

Per le rocce ultramafiche (serpentiniti-peridotiti) lo schema indica una prevalenza della Facies ad Orneblenda, quando i corpi rocciosi al contatto con il plutone sembrano aver subito un trasporto tettonico limitato, Figura 7.9. Nell'intera aureola infatti non sembrano esserci contatti primari con il granitoide per questa litologia.

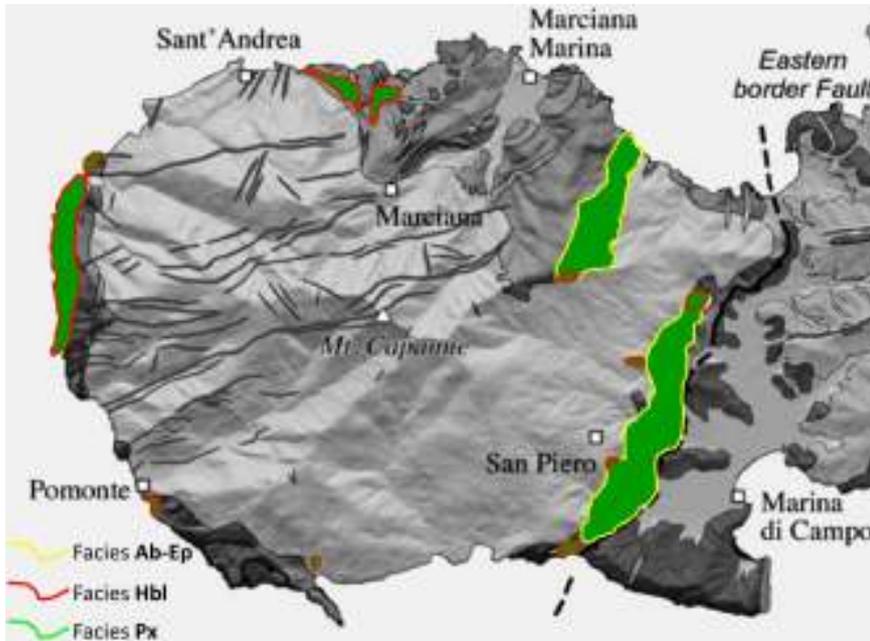


Figura 7.9 Distribuzione delle facies metamorfiche nell'aureola del Monte Capanne per le rocce ultramafiche (schema geologico sullo sfondo di DINI *et alii* (2004), modificato).

La zona con la facies di più alta temperatura risulta quella a nella zona che da Punta Nera arriva a Punta Polveraia, dove la blastesi di olivina è più abbondante. La generale assenza di pirosseno di neoformazione suggerisce il mancato raggiungimento della Facies a Pirosseno. Il grado metamorfico più basso, ovvero la facies Albite-Epidoto, è verosimilmente dovuto alla maggiore distanza dal corpo plutonico durante la messa in posto. Dopo il passaggio dell'onda termica, lo sviluppo di laminazioni tettoniche (più o meno evidenti, come nella fascia Colle Palombaia - San Piero - Marmi, ma anche nella zona Bagno - Monte Perone), ha portato rocce di basso grado metamorfico in contatto diretto col granitoide (ormai completamente raffreddato). In vetta al Monte Perone un sistema di faglie ha messo in contatto le facies di basso e medio grado, Albite-Epidoto ed Orneblenda. La complessiva assenza della facies di alto grado in questa litologia è verosimilmente interpretabile, oltre alla mancanza di contatti primari di questi litotipi col plutone, anche per la diversa inerzia termica delle serpentiniti rispetto alla copertura meta sedimentaria che in genere mostra il grado metamorfico più elevato nelle diverse aree (vedi anche Figura 7.11).

Le rocce mafiche (gabbri e basalti) mostrano una distribuzione più omogenea, e si ritrovano sempre nella Facies ad Orneblenda (Figura 7.10).

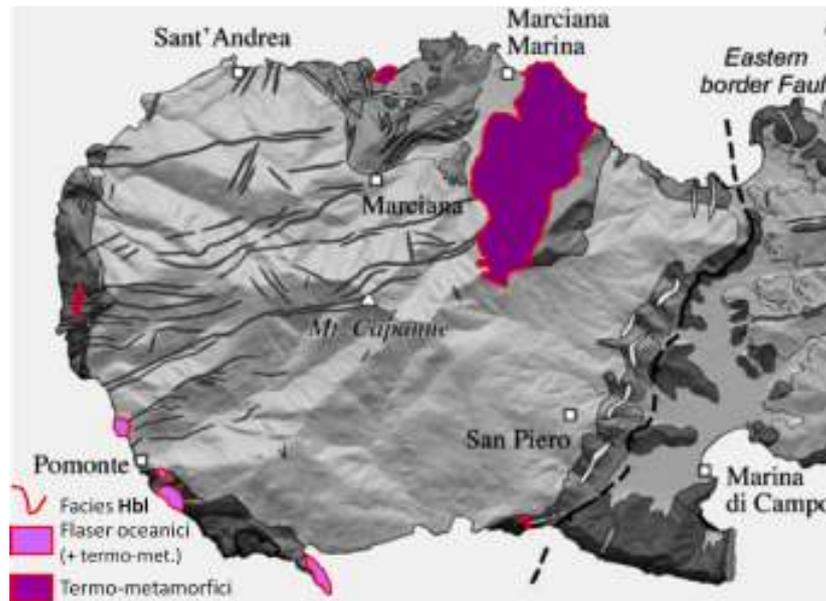


Figura 7.10 Distribuzione delle facies metamorfiche nell'aureola del Monte Capanne per le rocce mafiche (schema geologico sullo sfondo di DINI *et alii* (2004), modificato).

Anche per le rocce mafiche, come per le ultramafiche, la mancata presenza di facies di alto grado può essere interpretata considerando una diversa inerzia termica rispetto alle coperture sedimentarie e/o un trasporto tettonico che ha portato rocce in origine geometricamente più lontane dal plutone a contatto diretto con quest'ultimo. Le aree in viola più chiaro sono quelle che mostrano evidenti deformazioni oceaniche ma che comunque mostrano associazioni mineralogiche influenzate dall'effetto termico del plutone e sono classificabili nella facies cornubianitica ad Orneblenda.

Le rocce della copertura sedimentaria (Figura 7.11) sono quelle che mostrano la variabilità più elevata del grado metamorfico dell'intera aureola, con presenza di facies di grado diverso anche a distanze relativamente ridotte tra loro (es., porzione SO dell'aureola). Tale differenza può essere sostanzialmente messa in relazione con la circolazione dei fluidi che hanno probabilmente veicolato l'onda termica del plutone in risalita in maniera non omogenea, ma anche con traslazioni tettoniche contemporanee o di poco successive alla messa in posto del plutone stesso (es., laminazione interna alle coperture con faglia normale a medio angolo che ribassa la zona da Punta Polverara a Punta Nera rispetto all'area Semaforo-Punta del Timone), che hanno modificato l'originale impilamento della successione stratigrafica.

Le aree di contatto primario sono rappresentate dalla ricorrenza delle facies di più alta temperatura (Cavoli - Colle Palombaia, Marmi, Spartaia - Procchio e probabilmente Semaforo - Punta del Timone), mentre quelle che in origine erano più distanti dal plutone, e che solo in seguito a fenomeni di laminazione tettonica hanno raggiunto il contatto diretto, sono caratterizzate da un grado metamorfico più basso (es. Penisola Fetovaia, Marciana, San Piero – Sant’Ilario e Maciarelo).

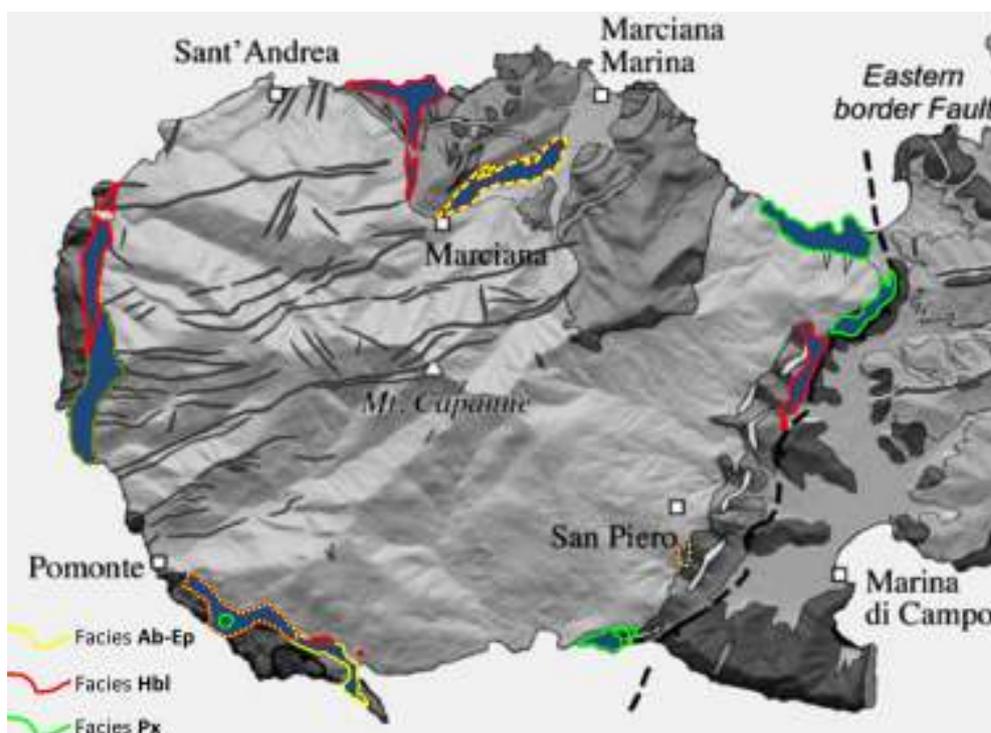


Figura 7.11 Distribuzione delle facies metamorfiche nell'aureola del Monte Capanne per le rocce meta-sedimentarie (schema geologico sullo sfondo di DINI *et alii* (2004), modificato).

Lo sviluppo di fasce di taglio milonitiche duttili solo nei litotipi in prevalenza carbonatici, indica che in questi la trasmissione dell'onda termica è avvenuta più efficientemente, probabilmente anche grazie all'effetto fluidificante che i gas e i fluidi metasomatici incentivano specialmente in queste litologie.

In quest'ultime, infatti, la fratturazione (anche idro-fratturazione legata ai fluidi in pressione, ROSSETTI *et alii*, 2007) induce un notevole aumento della permeabilità, favorendo la circolazione dei suddetti fluidi.

Il fatto che nella zona del Fosso dell'Ogliera si ritrovino fasi di alta temperatura all'interno di una zona di generalizzato medio-basso grado, può rientrare nella casistica appena descritta. Analogamente, i numerosi filoni leucogranitici presenti nella zona possono aver sfruttato delle zone di debolezza precedentemente attraversate dai fluidi metasomatizzanti.

Al contrario le formazioni pelitiche e silicee hanno reagito in maniera più fragile, pur registrando la messa in posto del plutone con mineralizzazioni di alta temperatura (presenti anche in vene) paragonabili a quelle presenti nei metacarbonati.

La zona di Punta del Timone - Punta Nera (parte occidentale dell'aureola) con il bordo tratteggiato potrebbe essere in contatto primario per le associazioni mineralogiche di medio-alto/alto grado ma la mancanza del ritrovamento di un bordo di reazione evidente (rinvenuto nelle altre zone considerate in contatto diretto, come ad esempio la zona di Spartaia, Figura 7.5) non permette un'attribuzione certa.

Un'ultima considerazione, dal punto di vista petrografico, riguarda le geminazioni dei blasti di calcite nei Calcari a Calpionelle che sono soprattutto del tipo II e localmente del tipo III secondo lo schema di BURKHARD (1993, Figura 6.35), che indicano temperature di 150-300°C. È evidente che queste si riferiscono, insieme alla presenza di minerali idrotermali, a cristallizzazioni che erano in atto mentre il sistema non era ancora del tutto raffreddato. Pertanto esse danno un'idea degli intervalli di temperatura di chiusura del sistema termo-metamorfico, prima dello sviluppo delle deformazioni fragili che hanno interessato sia le rocce intrusive del plutone del Capanne che la relativa aureola. Queste ultime hanno prodotto sistemi di fratture che sono state sigillate da mineralizzazioni idrotermali a quarzo, quarzo + epidoto (con temperature intorno ai 230 ÷ 260°C, RUGGERI *et alii*, 2006, *cum bibl.*) + adularia (temperature intorno ai 170 ÷ 190°C, RUGGERI *et alii*, 2006) + calcite, calcite e ad ossidi/idrossidi di ferro, mentre nelle rocce derivanti da peridotiti serpentinizzate sono localmente presenti le vene di magnesite (es., l'area di San Piero - Sant'Ilario).

L'analisi delle associazioni mineralogiche al variare del grado metamorfico insieme ai dati strutturali e di anisotropia della suscettibilità magnetica (*fabric* magnetico, CIFELLI *et alii*, 2012) indica che l'assetto dell'aureola di contatto è fondamentalmente influenzato dalla messa in posto e dalla conseguente interazione tra plutone e coperture. Questo si riflette sia per quanto riguarda le associazioni mineralogiche delle facies termo-metamorfiche che dello sviluppo delle strutture di flusso nell'incassante.

La risalita del monzogranito ha provocato anche i fenomeni gravitativi (per ulteriori dettagli vedi paragrafo strutturale) che hanno laminato tettonicamente le coperture lasciando in contatto primario solo alcune zone e trasandone verso l'esterno altre.

Utilizzando i dati derivanti da questo studio combinati con quelli bibliografici è possibile proporre uno schema in cui sono separate le parti dell'aureola cornubianitica

che sono in contatto primario “magmatico” (in azzurro nella Figura 7.12), da quelle più o meno tettonicamente traslate (in arancio).

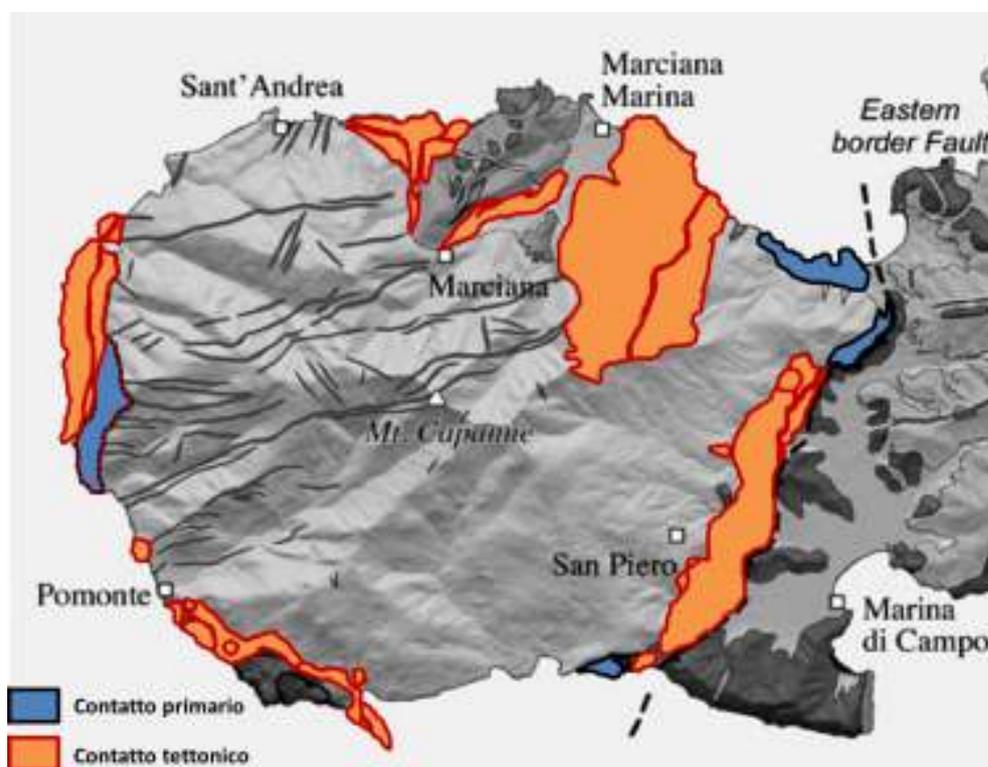


Figura 7.12 Schema con possibili porzioni dell'aureola in contatto primario e secondario (tettonico).

Dal confronto tra questa figura con le precedenti, relative alla diverse litologie dell'aureola, si nota che il contatto primario risulta verosimile solo nelle coperture metasedimentarie, mentre le rocce mafiche ed ultramafiche sono sempre in contatto tettonico col plutone. Questo può essere dovuto al comportamento reologico delle serpentiniti che possono aver fatto da livello di scollamento alle scaglie tettoniche delle rocce incassanti che sono traslate in maniera radiale durante la risalita del granitoide del Monte Capanne. Sembra che solo dove il plutone è venuto in contatto diretto con le coperture sedimentarie sia avvenuto un accoppiamento più “stabile”. Anche la forma laccolitica dei corpi magmatici intrusi potrebbe aver influito, in quanto il variare della pendenza della loro superficie può aver facilitato lo scollamento in alcune zone rispetto ad altre.

7.3 EVOLUZIONE STRUTTURALE

I dati ottenuti durante il presente lavoro di dottorato dettagliano ulteriormente il quadro strutturale ipotizzato dai precedenti autori (es., BOUILLIN, 1983, DANIEL & JOLIVET, 1995, BORTOLOTTI *et alii*, 2001a, PANDELI *et alii*, 2013). In particolare risulta evidente che le unità metamorfiche dell'area di studio sono state oggetto di una complessa serie di eventi deformativi successivi caratterizzati da varia entità e natura, in larga parte connessi all'intrusione del plutone del Monte Capanne, e che gli effetti di tali deformazioni hanno portato alla formazione di strutture legate a contesti sia di tipo duttile che di tipo fragile.

In questo paragrafo sono descritti in primo luogo gli eventi deformativi principali, mentre nei successivi verranno descritte in dettaglio le caratteristiche delle deformazioni duttili e fragili.

L'evoluzione deformativa duttile risulta ben espressa nelle coperture meta-sedimentarie, con sviluppo di pieghe anche polifasiche. Le deformazioni sono particolarmente evidenti soprattutto nelle rocce carbonatiche in contatto primario col plutone, in cui si sviluppano strutture di flusso. Nel resto delle rocce dell'anello termo-metamorfico occidentale (ovvero nelle rocce magmatiche e serpentiniche delle successione meta-ofiolitica) non si notano vistose deformazioni duttili, ma soprattutto ricristallizzazione statica, sempre legata all'intrusione del plutone. Dove l'impronta termo-metamorfica è meno intensa (es. nella Penisola di Fetovaia) ed il protolite conserva maggiormente le sue caratteristiche originarie, è stato possibile riconoscere anche l'evoluzione pre-orogena oceanica del basamento ofiolitico.

Gli eventi deformativi più antichi riscontrabili nella successione ofiolitica sono quelli legati alle fasi di metamorfismo oceanico registrate dal basamento giurassico gabbriico-peridotitico. Come in altri settori dell'Appennino Settentrionale (es. Appennino Ligure, area del Bracco - Val Graveglia) gli eventi blastico-deformativi, avvenuti durante l'evoluzione oceanica, hanno prodotto zone di taglio milonitiche a cui sono legati degli orizzonti di gabbri foliati caratterizzati da strutture gneissico-occhiadine. 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 gabbri milonitici e le peridotiti serpentinite sono tagliate nettamente da filoni basaltici (anche con *chilled margin* preservati) sottolineando così l'antecedenza delle strutture *flaser*-occhiadine.

Localmente possono essere associate a questa fase deformativa anche pieghe intrafoliari, prevalentemente isoclinali, di dimensioni da centimetriche a decimetriche.

All'intrusione dei filoni basaltici segue la formazione delle breccie metasomatizzate oficalcifiche ("oficalciti", *Auctt.*) come conseguenza dell'esposizione delle peridotiti sul fondo oceanico alla rapida espulsione di fluidi idrotermali (la circolazione dei quali è connessa alla presenza di numerosi sistemi di fratture nella zona prossima alla dorsale oceanica e lungo le faglie trasformi). I fluidi inducono una progressiva sostituzione della peridotite serpentinizzata, più o meno fratturata, da parte di calcite, ematite, talco e clorite. Oltre alla sostituzione, tali fasi riempiono le suddette fratture anche per precipitazione diretta. Questi processi sono comuni anche in altre successioni ofiolitiche dell'Appennino Settentrionale (vedi ad esempio CORTESOGNO *et alii*, 1975, 1981).

Per quanto riguarda l'evoluzione post-oceanica dell'anello termo-metamorfico sono stati distinti, in accordo con COLI *et alii* (2001), SPOHN (1981) e REUTTER & SPOHN (1982), tre eventi deformativi: $D1$ (a sua volta diviso in due fasi $D1_1$ e $D1_2$), $D2$ e $D3$.

- **Evento $D1_1$** - È rappresentato da una foliazione $S1_1$, spaziata alla scala millimetrica-submillimetrica, generalmente parallela alla superficie di stratificazione $S0$. Questa foliazione è evidente nella maggior parte dei litotipi ed in particolare in corrispondenza delle cerniere delle pieghe legate all'evento deformativo $D1_2$ (ed è intersecata dalla foliazione di piano assiale legata alle $F1_2$). Raramente sono state osservate sul terreno strutture plicative $D1_1$ alle quali associare la foliazione $S1_1$ (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 $F1_2$. A seconda del protolite, la foliazione $S1_1$ è marcata da allineamenti di calcite, quarzo, fillosilicati e minerali opachi (per lo più ossidi/idrossidi e materiale organico). In ogni caso la forte impronta termo-metamorfica connessa all'intrusione del Monzogranito del Monte Capanne e la pervasività delle strutture dell'evento $D1_2$ hanno obliterato in larghissima parte i rapporti di blastesi/deformazione associati alla fase $D1_1$. I due eventi sembrano essere fasi successive in un contesto evolutivo di deformazione progressiva legata alla messa in posto del plutone del Monte Capanne (vista la generale coassialità delle strutture), anche se non si può escludere la possibilità che la $D1_1$ possa essere localmente connessa ad una precedente scistosità regionale.

- **Evento $D1_2$** - Le strutture plicative $D1_2$ sono le più evidenti a tutte le scale di osservazione e sono riconoscibili in tutti gli affioramenti, eccetto dove sono presenti solo le rocce del basamento ofiolitico. Nelle coperture sedimentarie le $F1_2$ 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 Cavoli o di Spartaia); localmente sono riconoscibili anche cerniere appuntite come nel caso delle pieghe tipo *chevron* nei calcescisti e 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 $S1_2$ 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 (e.g. nei Calcari a Calpionelle) degli evidenti fenomeni di rifrazione del clivaggio alla scala centimetrica in corrispondenza dei ripetuti passaggi reo-litologici. Lungo la $S1_2$ sono allineati in genere fillosilicati (biotite e subordinatamente muscovite), quarzo, calcite e minerali opachi (per lo più ossidi). In alcuni casi lungo tale foliazione si allineano anche minerali tipicamente termo-metamorfici (es., wollastonite, cordierite, pirosseni e granati; vedi anche in BOUILLIN, 1983).

La distribuzione degli elementi planari e lineari di tali strutture è variabile tra i diversi affioramenti (Figura 7.13, pagina seguente ed anche stereonet in Figura 6.63). Infatti le immersioni degli assi legati alle $F1_2$ hanno le seguenti orientazioni: tra NNO e NE nell'area di San Piero; NNE e SO nell'area di Cavoli-Colle 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 $S0 \setminus S1_1$ e la $S1_2$ sono congruenti con la suddetta distribuzione degli assi che risultano sostanzialmente sub-paralleli ai contatti dell'aureola termo-metamorfica con il Monzogranito del Monte Capanne rilevato in affioramento.

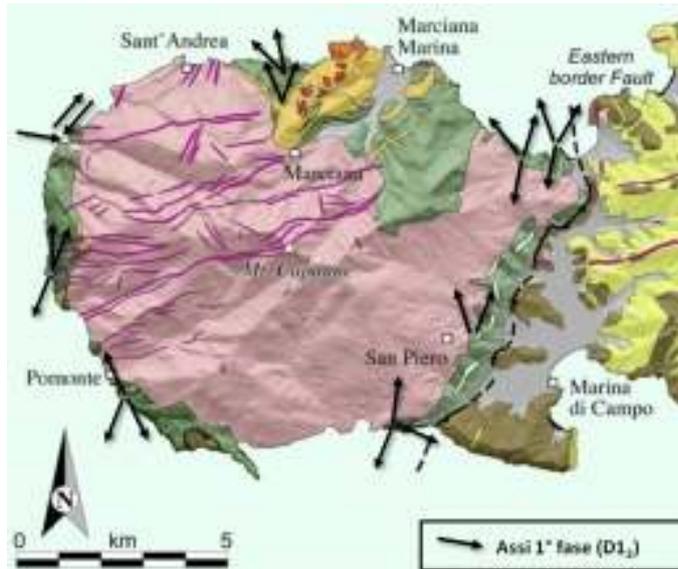


Figura 7.13 Assi delle pieghe dell'evento $D1_2$ (schema di base DINI *et alii*, 2004, modificato).

I piani assiali delle $F1_2$ hanno generalmente immersioni a medio angolo verso l'esterno dell'anello 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 $D2$. Per quanto riguarda la direzione del trasporto delle $F1_2$, questa è generalmente verso l'esterno rispetto al centro del corpo magmatico del Monte Capanne.

In diverse località (es., Spartaia, Cavoli - 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 anche in questo caso quasi sempre verso l'esterno del massiccio intrusivo del Monte Capanne (vedi paragrafo 6.4.1).

Localmente i filoni di Porfido (soprattutto di Portoferraio) intrusi nell'Unità Punta Polveraia-Fetovaia, sono implicati nelle strutture deformative associate all'evento $D1_2$ sviluppando una foliazione generalmente di tipo milonitico con evidenti tessiture occhiadine-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 $D1_2$ rispetto al corpo intrusivo del Monte Capanne, la neo-blastesi di minerali di media-alta temperatura lungo la scistosità $S1_2$ e il coinvolgimento dei filoni di Porfido di Portoferraio (datato circa 8 Ma) in queste strutture, consentono di legare l'evento duttile $D1_2$

all'intrusione di tipo forzato del Monzogranito del Monte Capanne datato circa 6.9 Ma (vedi anche BOUILLIN, 1983; DANIEL & JOLIVET, 1995). In ogni caso, queste strutture sono antecedenti agli ultimi prodotti magmatici dell'area in quanto sono tagliate dai filoni indeformati dei Leucograniti di Sant'Ilario e dai Porfidi di Orano (questi ultimi datati circa 6.8 Ma).

- **Evento D_2** - Le strutture $D1_2$ risultano localmente deformate dai piegamenti legati all'evento D_2 . Le pieghe F_2 sono associate generalmente ad un clivaggio di crenulazione di tipo zonale o di frattura (localmente riempito da mineralizzazioni idrotermali quali calcite, quarzo, epidoto e adularia) e 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 generalmente una giacitura a basso angolo o sub-orizzontale. La distribuzione dell'orientazione degli assi si discosta poco rispetto agli assi delle $F1_2$ nei diversi affioramenti (Figura 7.18 e stereonet Figura 6.63). Alla foliazione di piano assiale di queste pieghe non è associata alcuna blastesi.

Queste strutture sono state correlate ai fenomeni di scarico delle coperture del Monzogranito del Monte Capanne durante la sua risalita (vedi anche REUTTER & SPOHN, 1982; COLI *et alii*, 2001).

A questa fase sono state attribuite le strutture fragili a scala fino a ettometrica-chilometrica con giacitura mediamente da medio a basso angolo, che duplicano le rocce dell'aureola dell'Unità di Punta Polveraia-Fetovaia nella parte occidentale del Monte Capanne, separando le rocce che verosimilmente conservano un rapporto primario col plutone (fascia C. Peria - Semaforo - Punta del Timone) da quelle traslate nella parte a mare (fascia Punta della Fornace - Punta Nera). È verosimile attribuire a questa fase anche la sovrapposizione tettonica dell'Unità Punta le Tombe non metamorfica su quella Punta Polveraia-Fetovaia attraverso la faglia normale a medio-basso angolo di Fetovaia che può essere ritenuta una limitata corrispondente occidentale della Faglia dell'Elba Centrale (CEF in MAINIERI *et alii*, 2003; DINI *et alii*, 2002).

I dati di campagna delle rocce cornubianitiche del settore occidentale dell'aureola mostrano che il Porfido di Orano taglia le suddette strutture fragili $D2$. 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 (in rosso nello schema della Figura 7.18). 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 F2. In questa ipotesi, tali superfici di scollamento potrebbero verosimilmente essere coeve con la Faglia dell'Elba Centrale.

È da sottolineare inoltre la presenza di sistemi di fratture spaziate ad alto angolo nell'area di Spartaia-Procchio e tra Fetovaia e Punta Nera, orientati circa NE-SO, ESE-ONO, ENE-SSO e SSE-NNO, che tagliano le strutture D1₂ e che sono in larga parte riempiti da associazioni mineralogiche di alta temperatura (quali grossularia, vesuviana e wollastonite). Questi sistemi fragili potrebbero essersi originati durante l'evento D2 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 D1₂ ed antecedenti a D2.

- **Evento D₃** - L'ultimo evento deformativo è rappresentato da sistemi di fratture e faglie ad alto angolo, localmente marcate da mineralizzazioni ad ossidi e solfuri di ferro, che tagliano indistintamente tutte le strutture precedentemente descritte, nonché il contatto tra le rocce dell'anello termo-metamorfico ed il plutone stesso, proseguendo poi all'interno di quest'ultimo. Queste strutture sono state in parte utilizzate per la messa in posto dei filoni del Porfido di Orano ed, in minor misura, dei Leucograniti 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 strutturale schematica di BOCCALETTI & PAPINI, 1989, Figura 5.5). Tali elementi fragili possono esser connessi a fenomeni tensionali legati al raffreddamento del plutone e/o alle fasi terminali della risalita.

Forse di poco successivo a queste ultime strutture è l'importante lineamento strutturale ad alto angolo Colle di Palombaia - Pila - Procchio (*Eastern Border Fault-EBF*, Faglia bordiera orientale in DINI *et alii*, 2002 e MAINERI *et alii*, 2003), ovvero la faglia normale ad alto angolo a direzione per lo più NNE-SSO, che ribassa verso Est l'Unità di Ripanera rispetto all'Unità Punta Polveraia - Fetovaia (in

corrispondenza della quale affiorano estesamente metaserpentiniti intruse da filoni di Leucograniti di Sant'Ilario).

È verosimile che questo elemento strutturale disloci la Faglia dell'Elba Centrale (CEF) sul fianco orientale del massiccio intrusivo e che sia legato alla formazione della piana di Campo.

7.3.1 DEFORMAZIONI DUTTILI DELLE ROCCE A PROTOLITE CALCAREO

Come già accennato in precedenza, le deformazioni duttili si sono sviluppate principalmente nelle litologie carbonatiche e solo secondariamente in quelle silicee. Gli studi strutturali di dettaglio sono stati pertanto incentrati sulle prime, in alcuni affioramenti particolarmente interessanti per la presenza di strutture plicative associate ad evidenti fasce di taglio milonitiche ed ultramilonitiche.

I dati rilevati per l'analisi strutturale di dettaglio sono stati comparati anche con quelli riportati in letteratura per le diverse aree dell'anello del Monte Capanne, al fine di costruire un possibile modello evolutivo per le rocce dell'anello metamorfico dell'Elba occidentale ed in generale per l'intera isola.

La presenza di diversi regimi di taglio è testimoniata, nella zona milonitica compresa tra Cavoli e Colle Palombaia, da strutture tipiche sia del taglio puro che del taglio semplice (Figura 7.14).

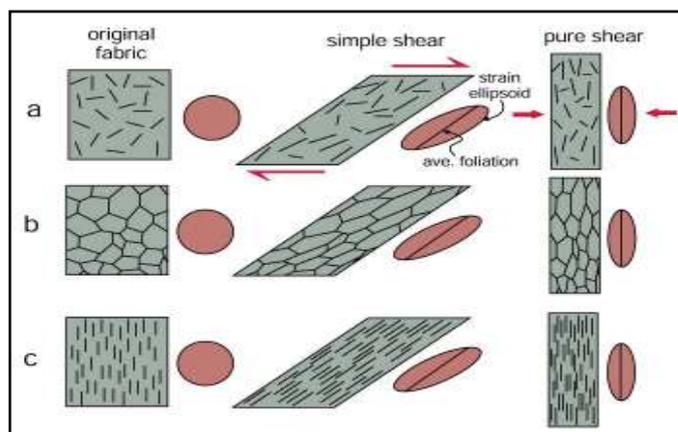


Figura 7.14. Sviluppo della foliazione per *simple shear* e *pure shear*. WINTER (2010), modificato da PASSCHIER & TROUW (1996).

Classicamente si tende a considerare i due tipi di deformazione di taglio esclusivi, utilizzando il concetto di *strain partitioning* (legato al diverso comportamento di litologie eterogenee), se trovati in contemporanea nello stesso contesto. Con

l'introduzione del regime di *general shear* (SIMPSON & DE PAOR 1993; JESSUP *et alii*, 2007, *cum bibl.*) o *sub-simple shear* (SIMPSON & DE PAOR 1993) si è superato questo problema di incompatibilità dei due regimi di taglio. Infatti questo regime di flusso prevede la presenza contemporanea di traslazioni e rotazioni, cioè per taglio puro e taglio semplice (Figura 7.15).

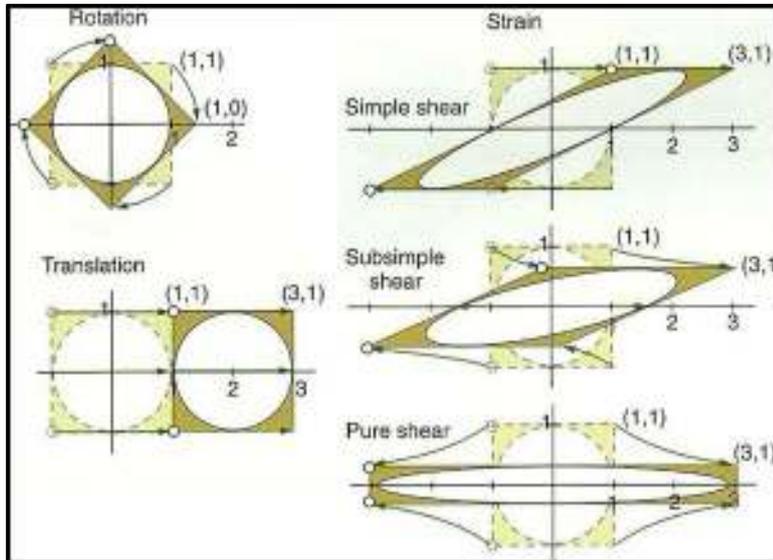


Figura 7.15. Deformazioni rigide con traslazioni e rotazioni in regime di *simple shear*, *pure shear* e *sub-simple shear* (FOSSEN, 2011).

Gli indicatori cinematici rilevati nelle stazioni strutturali, individuano un regime di deformazione riferibile a condizioni di *general shear* o *sub-simple shear*. Come già sottolineato nel Capitolo 6 di presentazione dei dati, questo tipo di deformazione è tipico di regimi transpressivi (TIKOFF & FOSSEN, 1999; DEWEY *et alii*, 1998), compatibili con le condizioni locali di *stress/strain* legate all'intrusione forzata del corpo magmatico del Monte Capanne.

Il senso del movimento, ricostruito analizzando le distribuzioni degli indicatori cinematici nelle stazioni strutturali e delle strutture plicative, risulta essere preferenzialmente in direzione *top-to-the-SE*, coerente con i fenomeni di scarico laterale che hanno interessato le coperture durante l'ascesa del corpo plutonico.

All'interno delle zone milonitiche è evidente la variabilità del comportamento reologico in funzione dei diversi regimi di deformazione (ad esempio vedi Figura 6.78 nel Capitolo 6.4 dei dati meso-strutturali in cui si evidenzia la variazione della direzione degli stress principali). I fenomeni plicativi nelle zone di taglio sono spesso molto complessi e localmente risulta difficile attribuire con precisione a quale fase

deformativa appartengono, soprattutto quando le strutture di flusso sono più complesse (ELTER F.M., comunicazione personale).

Per quanto riguarda le strutture tipiche del regime di flusso in condizioni di *simple shear*, che implica una deformazione non coassiale con variazione degli angoli tra gli assi dell'ellissoide dello *strain*, sono state identificate *sheath folds*, pieghe simili, *boudins* asimmetrici, *mantled porphyroclast* e piani S-C.

Le strutture riconducibili a condizioni prevalentemente di taglio puro sono gli splendidi esempi di *boudinage* con *neck folds* e *pods* di varia natura (diaspri, rocce pelitiche e selcifere, basalti) con forma generalmente ellittica con l'asse maggiore parallelo alla scistosità milonitica.

Data la notevole variabilità delle deformazioni è stata anche realizzata l'analisi della vorticità cinematica, al fine di quantificare il contributo del taglio semplice e del taglio puro nella zona di taglio milonitica.

L'analisi della vorticità cinematica (vedi paragrafo 6.4.2) è stata effettuata con due metodi (per minimizzare l'errore relativo alle fasi di misura), il PHD (*Porphyroclast Hyperbolic Distribution*) ed il RGN (*Rigid Grain Net*), i quali hanno dato un valore medio W_m analogo (0.70, con taglio puro e taglio semplice ugualmente distribuiti, Figura 7.16). Le misure sono state effettuate sia in affioramento che in sezione sottile, con risultati analoghi. La coerenza del valore ottenuto con i due metodi rende il risultato più robusto, sebbene entrambi questi metodi diano dei valori medi non privi di errore. Considerando un errore standard dell'ordine del 10%, come riportato generalmente in letteratura (es. FORTE & BAILEY, 2007; ZHANG *et alii*, 2009), la W_m risulta pienamente nel campo del *general shear* (Figura 7.16, FORTE & BAILEY, 2007), confermando i dati micro- e meso-strutturali.

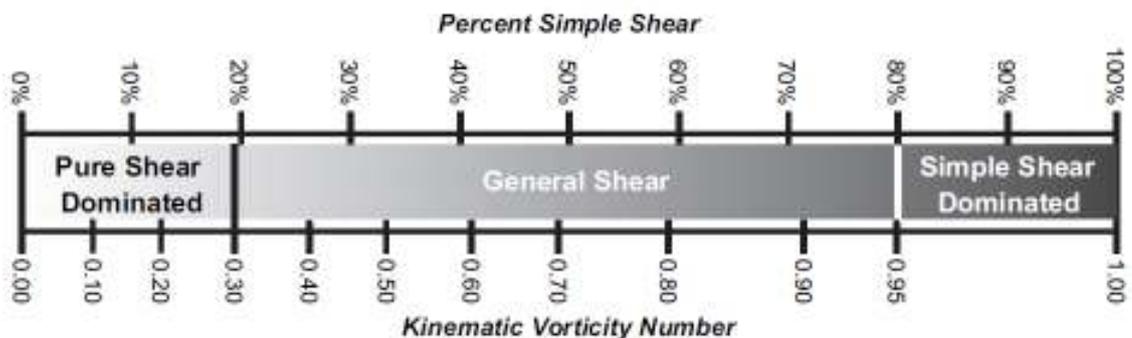


Figura 7.16 Rapporto tra vorticità cinematica e componenti del taglio (FORTE & BAILEY, 2007).

Il regime di *general shear* può essere, nel caso in esame, dovuto alla combinazione tra spinta verso l'alto, legata alla messa in posto del plutone del Monte Capanne (essenzialmente riconducibile alla componente di taglio puro) e scivolamento gravitativo delle coperture verso l'esterno (componente di taglio semplice). Il *general shear* e queste condizioni geodinamiche (associabili a contesti tipo *ballooning* [RAMSEY 1981] e/o tipo *core complex* [es. LISTER *et alii* 1984a; LISTER & BALDWIN 1993]), sono correlabili ad un localizzato contesto transpressivo (TIKOFF & FOSSEN, 1999; DEWEY *et alii*, 1998).

Questo regime è dunque fortemente legato all'interazione tra corpo plutonico e incassante, che per effetto combinato termico-deformativo, sviluppa sia la fluidità magmatica nel monzogranito del Capanne (BOCCALETTI & PAPINI, 1989; ELTER F.M. 1983-84, dati inediti) che le zone di taglio duttili milonitiche nei litotipi carbonatici delle coperture oceaniche (vedi anche lo schema relativo alle zone milonitiche innescate dall'impulso termico dell'intrusione, LISTER & BALDWIN 1993, Figura 7.17).

La presenza di strutture di flusso magmatico nel corpo plutonico ed il valore di W_m forniscono prove sufficienti per sostenere che le deformazioni dell'aureola metamorfica del Monte Capanne non sono solamente legate alla gravità, come sostenevano gli autori dei

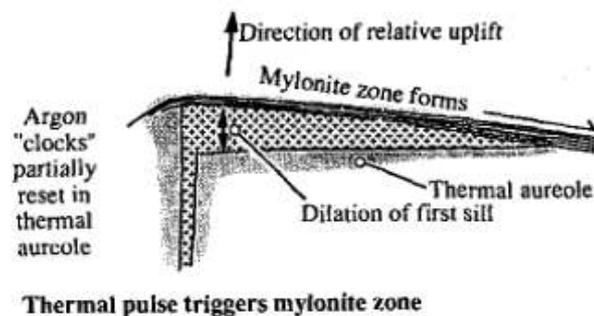


Figura 7.17 Schema relativo alle zone milonitiche connesse all'intrusione di corpi magmatici (LISTER & BALDWIN 1993).

lavori classici più importanti, ma sono fortemente influenzate dalla messa in posto forzata del plutone del Capanne. Lo sviluppo di fasce di taglio milonitiche esclusivamente nella zona di Cavoli – Colle Palombaia e di Spartaia è riconducibile alla presenza di litologie carbonatiche. In queste rocce è verosimile ipotizzare che un aumento localizzato della permeabilità, con il conseguente incremento della circolazione di fluidi "magmatici" (ROSSETTI *et alii* 2007, per la zona di Spartaia), possano giocare un ruolo chiave per fluidificare i carbonati.

Anche CAGGIANELLI *et alii* (2013) propongono un modello reologico in cui, in conseguenza dell'intrusione del plutone, si producano delle strutture duttili (sia al suo interno che nelle zone incassanti immediatamente adiacenti) associate però a contesti distensivi. Le zone duttili evolvono in seguito in zone di taglio estensionali, al limite

fragile-duttile, e permettono l'instaurarsi di sistemi di faglie normali (anche listriche) che interessano le coperture.

Per quanto riguarda i fenomeni plicativi principali sin-metamorfici (evento D_{12}) relativi alle coperture della successione ofiolitica dell'anello del Monte Capanne, l'analisi dei dati indica che le deformazioni principali sono contemporanee o appena precedenti al picco del termo-metamorfismo legato all'intrusione del granitoide.

Gli assi di queste pieghe presenti nelle successioni in esame risultano sub-paralleli oppure radiali rispetto al bordo del plutone (vedi anche COLI *et alii*, 2001 e GARFAGNOLI *et alii*, 2010) e compatibili con fenomeni di scarico, relativi all'effetto del plutone in risalita, estesi a tutta l'aureola metamorfica (Figura 7.18).

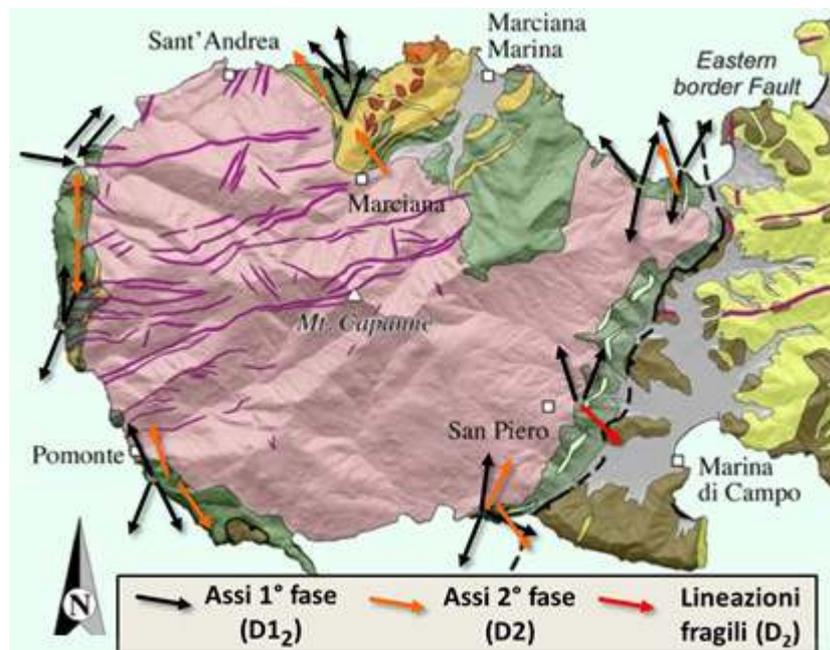


Figura 7.18 Assi delle pieghe degli eventi D_{12} e D_2 (schema di sfondo da DINI *et alii* 2004).

È da sottolineare che le giaciture dei piani assiali, a parità di direzione dell'asse, variano anche di 180° . Questo fatto potrebbe essere legato ai blandi fenomeni di piegamento tardivi ad ampio raggio (fase D_2 relativa alle ultime fasi di sollevamento del corpo magmatico ormai raffreddato, COLI *et alii*, 2001) che si rilevano sia alla scala cartografica che alla mesoscala. Questi piegamenti possono anche essere associati alle ondulazioni della scistosità milonitica nelle zone di taglio.

Quest'ultima ulteriore risalita avrebbe prodotto nella copertura dei sistemi di pieghe in cascata rispetto al plutone stesso (COLI *et alii*, 2001), ma anche i fenomeni di scollamento e traslazione (evidenti a San Piero, con direzioni di scorrimento radiali rispetto al Monte Capanne) sia all'interno delle stesse unità che tra unità diverse, come

l'importante Faglia dell'Elba Centrale (CEF, DINI *et alii*, 2002; MAINIERI *et alii*, 2003) o la Faglia di Fetovaia tra l'Unità Punta le Tombe e le rocce dell'aureola del Monte Capanne.

7.3.2 DEFORMAZIONI FRAGILI

Le strutture fragili sono ampiamente diffuse in tutta l'aureola del Monte Capanne. Le strutture alla mesoscala, con rigetti significativi (anche se generalmente non esattamente quantificabili), sono rappresentate da faglie normali, da basso ad alto angolo, e sono presenti in tutti i settori, esclusa la zona a NNE. Le faglie di maggiore entità hanno generalmente andamento sub-parallelo al bordo del corpo plutonico. La faglia di maggiore importanza è la Faglia Bordiera Orientale (EBF, DINI *et alii*, 2002; MAINIERI *et alii*, 2003), che ribassa verso Est il *flysch* cretaceo dell'unità Ripanera portandolo in contatto laterale con le serpentiniti (da Colle Palombaia a Sant'Ilario) o con la copertura sedimentaria (da Sant'Ilario a Procchio) dell'Unità Punta Polveraia - Fetovaia, nella fascia che da Procchio arriva a Colle Palombaia (andamento SSO-NNE).

Nella zona SO è presente la Faglia di Fetovaia (circa NO-SE), che con un contatto a medio-basso angolo provoca la sovrapposizione dell'Unità tettonica Punta Le Tombe sopra l'Unità Punta Polveraia - Fetovaia. Sul lato orientale di Punta Le Tombe è presente una finestra tettonica di poche decine di metri che fa riaffiorare le Argille a Palombini dell'unità termo-metamorfica sottostanti a quella non metamorfica di Punta Le Tombe.

In questa zona sono presenti anche alcune faglie di dimensioni minori, con andamento radiale rispetto al granitoide, che "sblocchettano" le serpentiniti e la formazione flyscioide di Monte Agaciaccio, entrambe appartenenti all'Unità Punta Le Tombe. Un paio di faglie analoghe sono presenti anche nelle coperture meta-ofiolitiche nella zona di Pomonte.

Nel versante occidentale dell'aureola è presente una faglia normale ad alto angolo con andamento NS che in parte sovrappone duplicando l'unità meta-ofiolitica (Punta Nera - C. Peria), e proseguendo verso Nord porta in contatto la scaglia ofiolitica ribassata in contatto col plutone di Monte Capanne (C. Peria - Punta della Fornace e Punta Polveraia). Nell'area di Punta della Fornace è presente un'altra faglia di limitata estensione con andamento radiale (NO-SE) rispetto al Monte Capanne, che taglia

perpendicolarmente la maggiore faglia NS appena descritta, mettendo in contatto laterale la formazione più bassa (Serpentiniti) della successione ofiolitica con quella più alta (Argille a Palombini). Un'ulteriore piccola faglia normale ad alto angolo, ad andamento radiale rispetto al plutone, si trova nella zona di Colle di Palombaia, con limitato raddoppio della parte basale della successione meta-ofiolitica.

I campi di fratture sono generalmente molto diffusi sia nel granitoide che nelle coperture. Per valutare se le fratture si distribuiscono in modo analogo tra plutone e coperture, queste sono state misurate nella zona di Cavoli - Colle Palombaia dove si ritiene che il contatto sia rimasto primario. Sono stati inoltre misurati i set di fratture nel granitoide nella zona di San Piero per un confronto con quelle di Cavoli - Colle Palombaia al fine di constatare se le famiglie principali fossero correlabili oppure no.

I dati ottenuti mostrano che le famiglie principali delle fratture hanno distribuzioni differenti sia tra quelle rilevate nelle coperture e quelle misurate sul granitoide, nell'affioramento di Cavoli - Colle Palombaia, ma anche tra i dati rilevati sulle rocce plutoniche affioranti nella suddetta area e in quella di San Piero. Nonostante BOCCALETTI e PAPINI 1989 (Figura 5.5), mostrino una unica orientazione (NE-SO) degli elementi strutturali fragili del plutone, i campi di fratture principali hanno distribuzioni diverse tra San Piero e Cavoli - Colle Palombaia.

Nel granitoide della zona di Colle di Palombaia (nel limitato affioramento sulla scogliera), la distribuzione si concentra in direzione appenninica NNO-SSE (radiali rispetto al centro del plutone) con immersione verso NE ed inclinazione a medio-alto angolo (vedi Figura 6.90 capitolo precedente). Nella zona di San Piero invece si nota una distribuzione con un massimo relativo dei poli con piani a direzione anti-appenninica NE-SO (sub-parallele al bordo del plutone) ed immersione verso SE ad angolo molto variabile (Figura 6.91). Le famiglie secondarie sono generalmente sub-perpendicolari alle principali, quindi anche se con distribuzioni diverse, in entrambe le zone sono presenti i due sistemi di fratture (radiale e tangenziale rispetto al granitoide).

Nelle formazioni di copertura della successione meta-ofiolitica, misurate nella zona di Cavoli - Colle Palombaia, si nota un massimo relativo con fratture sub-verticali in direzione OSO-ENE (immersione verso SSE) ed uno secondario appenninico, con fratture sempre mediamente ad alto angolo, in direzione NO-SE ed immersione verso SO (Figura 6.93). Quindi le coperture presentano distribuzioni dei campi di fratture diverse rispetto al granitoide (le famiglie principali sono circa perpendicolari tra loro),

anche se la famiglia principale nel granitoide è più o meno congruente con la moda secondaria nelle coperture.

Volendo cercare una spiegazione alla distribuzione non accoppiata dei campi di fratture (tra coperture e corpo plutonico) si può ipotizzare che i sistemi di frattura principali nelle coperture, o si sono sviluppati in momenti diversi, oppure le coperture non sono in diretto contatto con il granitoide (come sembra in affioramento) ma hanno subito delle traslazioni o rotazioni anche di limitata entità, ma che comunque hanno alterato la distribuzione originale delle fratture. Tuttavia dato che i set di fratture non sono completamente incoerenti ma sostanzialmente perpendicolari è ragionevole pensare che ci sia comunque una relazione tra i due campi di fratture. Infatti i set principali delle fratture nel plutone a Cavoli - Colle Palombaia sono correlabili alle famiglie secondarie nel granitoide di San Piero e, come già detto, una moda secondaria delle fratture delle coperture è correlabile con la famiglia principale delle fratture nel granitoide. In questo modo potrebbero corrispondere a *Longitudinal joints* (fratture disposte perpendicolarmente alle strutture interne del plutone) e *Cross joints* (fratture sviluppate parallelamente alle strutture interne del granitoide) come proposto da BOCCALETTI & PAPINI (1989).

Anche la diversa strutturazione dei corpi rocciosi (massivo il granitoide, stratificate le coperture) potrebbe influire sulla diversa distribuzione dei set delle fratture, implicando un diverso comportamento reologico delle masse rocciose, con maggiore sviluppo di elementi fragili in una direzione piuttosto che in un'altra.

Analizzando complessivamente l'andamento medio delle fratture nelle diverse zone (Figura 7.19, pagina seguente) si può notare una discreta correlazione tra le fratture nell'aureola termo-metamorfica e quelle nel granitoide (con direzioni principali NE-SO, NO-SE, ONO-ESE e ENE-OSO).

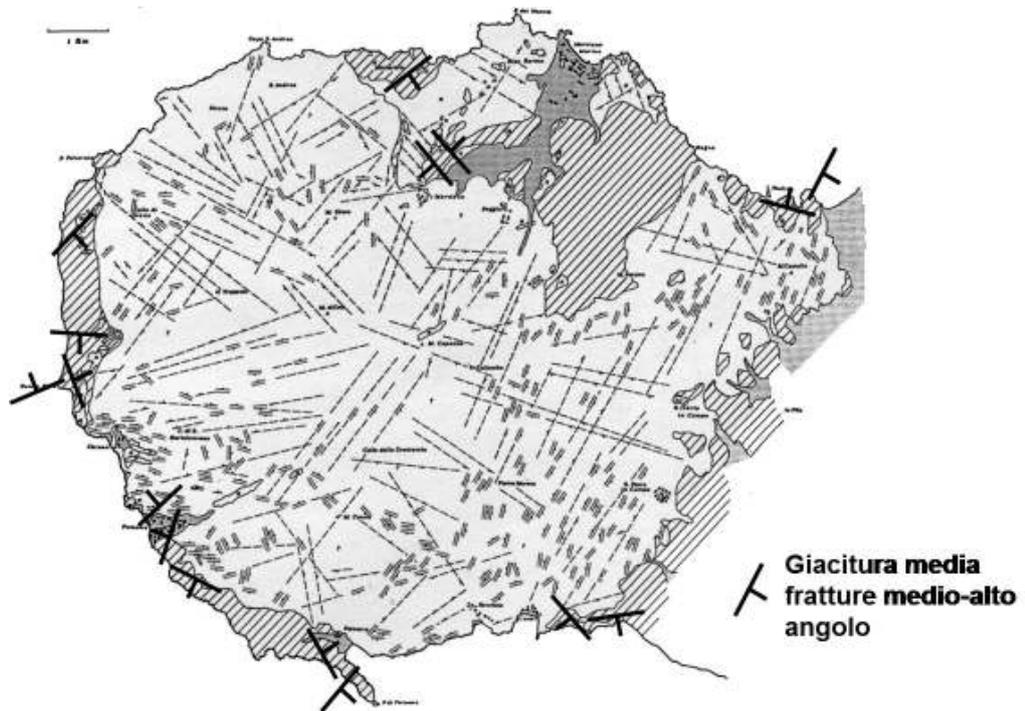


Figura 7.19 Carta strutturale con le fratture nelle coperture rispetto a quelle del granitoide del Monte Capanne, (BOCCALETTI & PAPINI (1989), modificata).

Le direzioni sono paragonabili non solo per le zone in cui l'aureola è verosimilmente in contatto primario ma anche globalmente per tutte le coperture (anche dove sono certamente in contatto tettonico ed hanno subito traslazioni). Questo suggerisce che le laminazioni tettoniche possono essere avvenute linearmente, senza grandi rotazioni delle scaglie tettoniche, mantenendo complessivamente inalterate le direzioni medie originali dei set di fratture.

7.4 MODELLO EVOLUZIONE DEFORMATIVA

Volendo proporre un modello per l'evoluzione dell'Isola d'Elba occidentale sono stati integrati i nuovi dati ottenuti durante il presente lavoro di tesi con quelli ricavati dalla letteratura precedente relativa alle diverse zone dell'anello termo-metamorfico del Monte Capanne. È stato così definito un modello evolutivo delle fasi deformative dell'aureola cornubianitica ed in generale dell'Isola d'Elba.

Il modello proposto, prevede i seguenti eventi:

1. Sovrapposizione delle unità tettoniche per formare l'edificio strutturale elbano (in ordine dall'alto verso il basso unità Liguri Ripanera / Lacona / Monte Strega su unità Toscane e Liguri Piemontesi Gràssera / Falda Toscana / Monticiano Roccastrada / Acquadolce / Ortano sopra l'unità Porto Azzurro). Inizia il magmatismo con l'intrusione dei laccoliti porfirici (Portoferraio e San Martino) ed aptitici (Capo Bianco) nelle unità Liguri (8.5-7.2 Ma);
2. Il corpo magmatico del Monte Capanne inizia ad intrudersi nelle unità Liguri;
3. La messa in posto polifasica forzata del plutone del Monte Capanne (6.9 Ma, Figura 7.20) nelle unità Liguri provoca l'onda termica che produce i fenomeni di deformazione duttile nell'incassante (sviluppo delle pieghe principali);

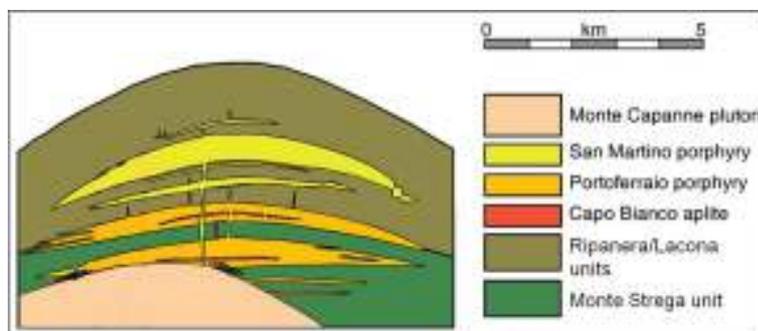


Figura 7.20 Intrusione dei laccoliti porfici-aplitici e del plutone, (DINI *et alii* 2004, modificata).

4. L'arrivo di fluidi magmatici ad alta temperatura provoca la blastesi di HT sia sin-cinematica nella scistosità di piano assiale delle pieghe legate all'intrusione, che statica/mimetica sulle strutture preesistenti (post-cinematica immediatamente successiva alla messa in posto del granitoide). Localmente si sviluppano le zone di taglio milonitiche e le fasi di alta temperatura si sviluppano lungo la foliazione principale;
5. Il sistema inizia a raffreddarsi dopo il picco termico, benché l'apporto di calore e di fluidi continui con precipitazione di minerali idrotermali in vene;

6. Sviluppo di una fase plicativa “fredda” con formazione di fratture che sono localmente riempite da calcite ed ossidi; Intrusione lungo le fratture dei Leucograniti di Sant’Ilario (6.9-6.85 Ma), pegmatiti e, in altre zone del plutone e della sua copertura, del Porfido di Orano (6.85 Ma), Figura 7.21A;
7. Sviluppo delle fasce di taglio fragile e campi di fratture ad alto angolo, con sovrapposizione dell’Unità Punta le Tombe sull’Unità Punta Polveraia-Fetovaia e anche all’interno dell’aureola si formano laminazioni tettoniche con raddoppi di successioni termo-metamorfosate nella parte più occidentale dell’isola. In questa fase si verificano anche gli scollamenti nella zona di San Piero con lo sviluppo delle superfici striate (in direzione NO-SE). Queste superfici sono legate probabilmente alla Faglia dell’Elba Centrale (CEF), Figura 7.21A);

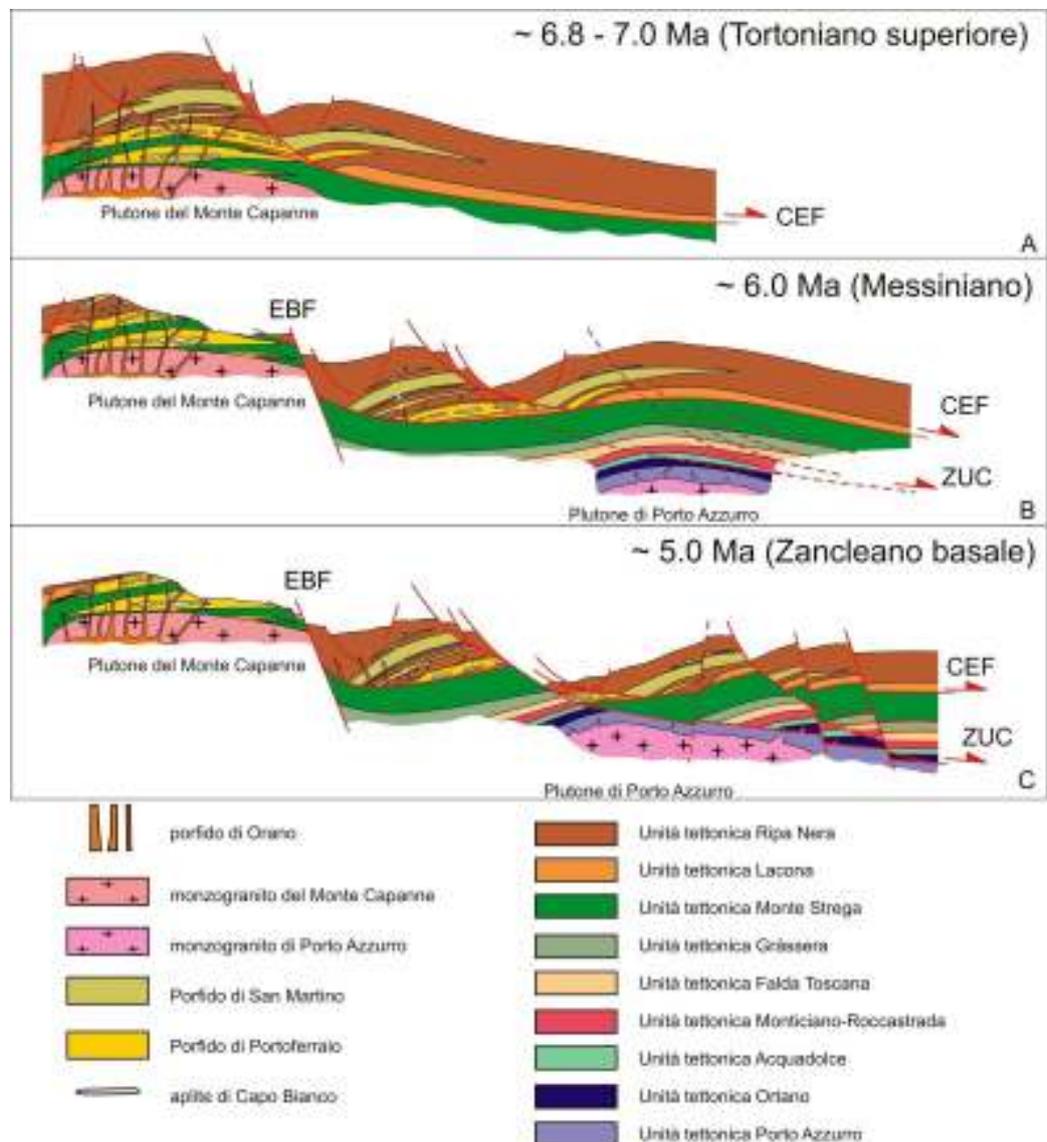


Figura 7.21. Schema evolutivo a partire dalla messa in posto dei granitoidi del Monte Capanne e di Porto Azzurro e successiva dislocazione della pila tettonica (modificato da DINI *et alii* 2004).

7. DISCUSSIONE

8. Sviluppo delle faglie ad alto angolo in direzione circa NNE-SSO e N-S, come nell'Elba orientale, tra cui l'importante Faglia EBF che dislocano anche la Faglia dell'Elba Centrale (CEF) (B e C in Figura 7.21), mettendo in contatto il plutone e le coperture con l'unità Ripanera non metamorfica. L'intrusione del plutone di Porto Azzurro (5.9 Ma) non altera ulteriormente l'assetto tettonico nell'Elba occidentale, come invece avviene nella parte centro-orientale dell'isola.

8. CONCLUSIONI

Vengono di seguito riportati i principali risultati originali del lavoro svolto durante il presente dottorato di ricerca:

1) La mancanza di fasi di alta pressione/bassa temperatura nelle rocce analizzate rende difficile la correlazione delle Unità ofiolitiche dell'anello termo-metamorfico del Monte Capanne con gli *Schistes Lustrès* della Corsica Alpina. L'analisi stratigrafica e metamorfico-deformativa delle rocce meta-ofiolitiche dell'aureola di contatto rende più verosimile una correlazione con le unità ofiolitiche dell'Elba orientale. In particolare la successione dell'Unità Punta Polveraia - Fetovaia (GARFAGNOLI *et alii*, 2010), alla quale appartengono le coperture dell'aureola di contatto del granitoide del Monte Capanne, è correlabile con la Sub-Unità tettonica del Volterraio e con quella dei Sassi Turchini sottostante (definite da BORTOLOTTI *et alii*, 2001a).

2) L'analisi petrografica ha permesso di attribuire le cornubianiti in facies di alto (Pirosseno), medio (Orneblenda) e basso grado (Albite-Epidoto) per le diverse litologie (rocce ultramafiche, mafiche e silicatico-carbonatiche). La presenza delle varie facies nelle diverse zone dell'aureola non è funzione solamente della distanza dell'incassante dal plutone ma anche del grado di fratturazione e della conseguente circolazione di fluidi metasomatizzanti. Anche per questo, sono presenti nelle stesse zone dell'aureola affioramenti caratterizzati da grado metamorfico diverso (es. Fetovaia).

La distribuzione delle varie facies nelle diverse zone dell'aureola ha permesso di definire la zoneografia metamorfica dell'intero anello del Monte Capanne. Combinando inoltre la zoneografia con i dati strutturali, sono state evidenziate le zone dell'aureola in cui il contatto tra plutone e coperture risulta verosimilmente primario (Cavoli-Colle Palombaia, Spartaia, Punta del Timone-Semaforo), rispetto ad altre ove l'incassante del granitoide è stato interessato da scollamenti e trasporto tettonico (es., area di San Piero).

3) La distribuzione delle fasi di alta temperatura, nelle strutture alla micro- e mesoscala, ha messo in luce per la prima volta la polifasicità dell'evento termo-metamorfico con blastesi di minerali sin- e post-cinematici (statici/mimetici). Anche le deformazioni alla meso- e macroscale indicano che l'evoluzione dell'aureola è fortemente legata all'intrusione forzata del plutone del Monte Capanne.

4) Le deformazioni duttili si sono sviluppate soprattutto nelle litologie carbonatiche, fino a raggiungere talvolta veri e propri fenomeni di flusso. Fasce di taglio milonitiche ed ultramilonitiche sono state individuate ed analizzate in dettaglio nella

8. CONCLUSIONI

5) zona di Spartaia e Cavoli - Colle Palombaia. In quest'ultima zona, dove si è concentrata maggiormente l'analisi strutturale, il senso del movimento risulta essere in direzione SE, con andamento radiale rispetto al corpo plutonico. Inoltre, la distribuzione generale delle strutture plicative mostra un andamento radiale o tangenziale rispetto al granitoide del Monte Capanne, evidenziando il ruolo principale della messa in posto e risalita del plutone nell'evoluzione deformativa delle coperture oceaniche. Le condizioni di pressione e temperatura nei primi stadi della messa in posto hanno provocato deformazioni duttili, mentre le fasi finali sono caratterizzate da fenomeni fragili relativi alla fasi di risalita tardiva con il plutone freddo (es., le superfici striate visibili presso il Belvedere di San Piero).

6) L'analisi degli indicatori cinematici e della vorticità cinematica nella zona di taglio milonitico di Cavoli - Colle Palombaia indica un contesto di *general shear* (SIMPSON & DE PAOR 1993), con una distribuzione delle componenti del taglio puro e taglio semplice ugualmente suddivise (con un valore medio risultante di $W_m = 0.7$). Questo regime di deformazione è legato alla combinazione della risalita verticale del plutone (taglio puro) e dello scarico gravitativo laterale delle coperture (taglio semplice), per ottenere un localizzato contesto transpressivo.

7) Le direzioni delle famiglie di fratture a medio-alto angolo nelle coperture risultano complessivamente paragonabili a quelle rilevate nel granitoide. Questo indica che i campi di frattura si sono sviluppati in gran parte quando plutone e copertura erano ancora accoppiati. Inoltre le laminazioni tettoniche successive, sia all'interno delle coperture che tra coperture e granitoide, si sono sviluppate complessivamente in modo lineare, senza significative rotazioni, mantenendo mediamente le orientazioni originali. Differenze si notano, invece, nell'orientazione delle famiglie principali delle fratture ad alto angolo tra il plutone e le rocce dell'aureola. In particolare, nella zona di Cavoli-Colle Palombaia, l'orientazione delle famiglie principali nel granitoide corrispondono a quelle secondarie nelle rocce meta-ofiolitiche. Questo può essere legato ad un diverso comportamento reologico dei corpi rocciosi, con struttura massiva per il primo e stratificata per le seconde.

ALLEGATO 1: Dati meso-strutturali

| CAVOLI - COLLE PALOMBAIA | | | |
|--------------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 20 | 15 | 10 | 10 |
| 15 | 15 | 15 | 10 |
| 15 | 10 | 15 | 15 |
| 10 | 15 | 10 | 15 |
| 20 | 10 | 10 | 10 |
| 15 | 10 | 20 | 10 |
| 25 | 15 | 15 | 5 |
| 20 | 15 | 15 | 5 |
| 25 | 15 | 20 | 15 |
| 20 | 10 | 10 | 10 |
| 135 | 40 | 20 | 30 |
| 130 | 45 | 30 | 20 |
| 135 | 35 | 30 | 30 |
| 145 | 40 | 350 | 10 |
| 140 | 30 | 355 | 15 |
| 300 | 20 | 25 | 5 |
| 310 | 25 | 20 | 5 |
| 290 | 40 | 25 | 10 |
| 320 | 45 | 40 | 10 |
| 315 | 40 | 45 | 15 |
| 305 | 35 | 20 | 5 |
| 330 | 10 | 35 | 10 |
| 110 | 50 | 50 | 15 |
| 100 | 45 | 30 | 10 |
| 120 | 40 | 20 | 5 |
| 135 | 50 | 15 | 5 |
| 190 | 20 | 260 | 20 |
| | | 215 | 20 |
| | | 220 | 20 |
| | | 10 | 10 |
| | | 5 | 10 |
| | | 120 | 15 |
| | | 120 | 10 |
| | | 130 | 10 |
| | | 240 | 20 |
| | | <i>AX-Boudins</i> | |
| | | 55 | 80 |
| | | 300 | 15 |
| | | 170 | 25 |
| | | 70 | 15 |
| | | 75 | 30 |
| | | 80 | 30 |
| | | 155 | 20 |
| | | 140 | 15 |
| | | 150 | 15 |

| PALOMBAIA (scogliera) | | | |
|-----------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 35 | 50 | 20 | 46 |
| 35 | 40 | 10 | 40 |
| 35 | 38 | 10 | 35 |
| 32 | 27 | 130 | 35 |
| 50 | 22 | 120 | 33 |
| 50 | 40 | 175 | 15 |

| POLVERAIA | | | |
|-------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 360 | 70 | 80 | 40 |
| 345 | 75 | 95 | 65 |
| 355 | 78 | 90 | 75 |
| 350 | 75 | 85 | 50 |
| 345 | 70 | 70 | 48 |
| 340 | 75 | 75 | 20 |
| 348 | 73 | 70 | 30 |
| 352 | 74 | 75 | 35 |

| SPARTAIA | | | |
|-------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| | | 215 | 10 |
| 320 | 10 | 225 | 5 |
| 325 | 8 | 210 | 10 |
| 330 | 12 | 225 | 5 |
| 310 | 10 | 238 | 10 |
| 305 | 10 | 225 | 5 |
| | | 215 | 12 |
| | | 243 | 7 |
| | | 241 | 8 |
| | | 180 | 25 |

| PAOLINA | | | |
|-------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 40 | 85 | 320 | 10 |
| 50 | 80 | 310 | 5 |
| 35 | 75 | 310 | 8 |
| 35 | 80 | 325 | 10 |
| 210 | 85 | 310 | 6 |
| 220 | 80 | 315 | 10 |
| 270 | 20 | 340 | 5 |
| 280 | 10 | 340 | 10 |

APPENDICE

| OGLIERA | | | |
|-------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 285 | 40 | 185 | 3 |
| 266 | 35 | 180 | 5 |
| 275 | 38 | 185 | 2 |
| 280 | 40 | 166 | 5 |
| 280 | 43 | 335 | 15 |
| 280 | 30 | 335 | 18 |
| 295 | 20 | 335 | 11 |
| 270 | 35 | 335 | 20 |
| 280 | 20 | 335 | 8 |
| 280 | 40 | 340 | 10 |
| 290 | 38 | 335 | 10 |
| 280 | 38 | 340 | 8 |
| 282 | 40 | 340 | 15 |
| 275 | 35 | 340 | 10 |
| 273 | 38 | 335 | 11 |
| 325 | 55 | 325 | 20 |
| 285 | 35 | 340 | 20 |
| 300 | 30 | 340 | 15 |
| 290 | 30 | 340 | 21 |
| 295 | 30 | 310 | 5 |
| 295 | 40 | 130 | 15 |
| 210 | 35 | 135 | 15 |
| 210 | 40 | 130 | 12 |
| 215 | 40 | 160 | 10 |
| 212 | 42 | 155 | 12 |
| 230 | 20 | 200 | 30 |
| 230 | 20 | 200 | 55 |
| 245 | 35 | 210 | 58 |
| 195 | 38 | 195 | 45 |
| 200 | 55 | 215 | 25 |
| 200 | 60 | 210 | 28 |
| 205 | 45 | 210 | 30 |
| 195 | 35 | 215 | 25 |
| 200 | 33 | 215 | 30 |
| 200 | 32 | 135 | 10 |
| 200 | 28 | 150 | 20 |
| 210 | 32 | 170 | 15 |
| 210 | 50 | 170 | 10 |
| 220 | 40 | 170 | 20 |
| 200 | 25 | 160 | 15 |
| 330 | 75 | 240 | 20 |
| 75 | 35 | 235 | 15 |

| PUNTA NERA | | | |
|-------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 120 | 82 | 210 | 40 |
| 130 | 80 | 215 | 42 |
| 125 | 85 | 220 | 35 |
| 280 | 85 | 200 | 50 |

| SAN PIERO | | | |
|-------------------|------------|-------------------|------------|
| piani assiali | | assi | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 120 | 40 | 310 | 30 |
| 135 | 45 | 330 | 35 |

APPENDICE

| PALOMBAIA | | SAN PIERO | | | |
|---------------------|------------|---------------------|------------|-------------------|------------|
| fratture granitoidi | | fratture granitoidi | | | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> |
| 70 | 65 | 98 | 75 | 120 | 6 |
| 65 | 65 | 3 | 58 | 120 | 87 |
| 80 | 60 | 95 | 5 | 200 | 48 |
| 75 | 65 | 120 | 80 | 120 | 87 |
| 70 | 65 | 120 | 14 | 180 | 88 |
| 68 | 65 | 120 | 80 | 225 | 60 |
| 82 | 65 | 127 | 45 | 120 | 89 |
| 340 | 50 | 120 | 80 | 140 | 15 |
| 74 | 65 | 130 | 30 | 133 | 80 |
| 73 | 65 | 25 | 57 | 130 | 1 |
| 65 | 65 | 120 | 18 | 210 | 89 |
| 65 | 65 | 120 | 80 | 210 | 88 |
| 68 | 60 | 120 | 23 | 180 | 88 |
| 67 | 60 | 105 | 70 | 102 | 80 |
| 65 | 70 | 120 | 15 | 168 | 86 |
| 72 | 68 | 138 | 15 | 140 | 15 |
| 85 | 65 | 218 | 30 | 120 | 89 |
| 75 | 65 | 13 | 52 | 112 | 88 |
| 68 | 68 | 198 | 70 | 210 | 87 |
| 72 | 70 | 44 | 20 | 211 | 80 |
| 74 | 68 | 44 | 88 | 129 | 20 |
| 75 | 60 | 125 | 35 | 129 | 87 |
| 45 | 85 | 40 | 15 | 280 | 70 |
| 63 | 78 | 40 | 89 | 10 | 45 |
| 66 | 75 | 100 | 75 | 186 | 10 |
| 55 | 78 | 105 | 23 | 186 | 88 |
| 54 | 80 | 20 | 65 | 185 | 88 |
| 60 | 85 | 170 | 60 | 186 | 87 |
| 80 | 85 | 120 | 89 | 7 | 11 |
| 105 | 80 | 120 | 15 | 187 | 12 |
| 120 | 70 | 30 | 88 | 8 | 6 |
| 90 | 85 | 120 | 87 | 8 | 12 |
| 110 | 85 | 120 | 15 | 8 | 10 |
| 108 | 86 | 125 | 89 | 188 | 5 |
| 125 | 87 | 108 | 88 | 33 | 55 |
| 70 | 88 | 120 | 10 | 120 | 6 |
| 65 | 85 | 120 | 80 | 120 | 72 |
| 120 | 90 | 125 | 89 | 30 | 89 |
| 65 | 85 | 120 | 89 | 120 | 10 |
| 90 | 90 | 18 | 30 | 120 | 1 |
| 115 | 80 | 120 | 80 | 201 | 50 |
| 350 | 65 | 110 | 5 | 105 | 5 |
| 345 | 60 | 120 | 1 | 105 | 89 |
| 0 | 90 | 120 | 88 | 110 | 15 |
| | | 190 | 89 | 110 | 88 |
| | | 120 | 89 | | |

APPENDICE

| CAVOLI - COLLE PALOMBAIA | | | | | |
|--------------------------|------------|--|-------------------|------------|--|
| fratture coperture | | | <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | |
| <i>Dip direct</i> | <i>Dip</i> | | | | |
| | | | 155 | 65 | |
| 220 | 80 | | 238 | 80 | |
| 230 | 90 | | 240 | 80 | |
| 330 | 85 | | 306 | 78 | |
| 335 | 85 | | 296 | 74 | |
| 210 | 90 | | 235 | 80 | |
| 235 | 80 | | 236 | 75 | |
| 320 | 90 | | 310 | 75 | |
| 325 | 90 | | 300 | 75 | |
| 330 | 85 | | 70 | 85 | |
| 175 | 85 | | 160 | 85 | |
| 240 | 85 | | 159 | 80 | |
| 225 | 80 | | 168 | 85 | |
| 330 | 80 | | 165 | 80 | |
| 320 | 85 | | 160 | 80 | |
| 225 | 90 | | 164 | 90 | |
| 220 | 90 | | 171 | 85 | |
| 235 | 80 | | 165 | 85 | |
| 310 | 90 | | 154 | 85 | |
| 250 | 85 | | 215 | 90 | |
| 215 | 90 | | 170 | 88 | |
| 220 | 85 | | 175 | 90 | |
| 245 | 90 | | 164 | 85 | |
| 235 | 80 | | 162 | 85 | |
| 155 | 65 | | 175 | 86 | |
| 238 | 80 | | 164 | 80 | |
| 240 | 80 | | 188 | 80 | |
| 306 | 78 | | 165 | 85 | |
| 296 | 74 | | 178 | 85 | |
| 235 | 80 | | 179 | 85 | |
| 236 | 75 | | 155 | 88 | |
| 310 | 75 | | 185 | 85 | |
| 300 | 75 | | 165 | 85 | |
| 330 | 80 | | 182 | 90 | |
| 320 | 78 | | 180 | 83 | |
| 290 | 70 | | 170 | 85 | |
| 355 | 80 | | 159 | 85 | |
| 280 | 40 | | 175 | 80 | |
| 245 | 75 | | 71 | 25 | |
| 145 | 70 | | 163 | 85 | |
| 335 | 75 | | 176 | 85 | |
| 240 | 75 | | 158 | 86 | |
| 145 | 25 | | 155 | 85 | |
| 352 | 75 | | 162 | 88 | |
| 136 | 30 | | 170 | 90 | |
| 249 | 72 | | 181 | 88 | |
| 335 | 80 | | 110 | 86 | |
| 130 | 25 | | 160 | 85 | |

basalti

diaspri

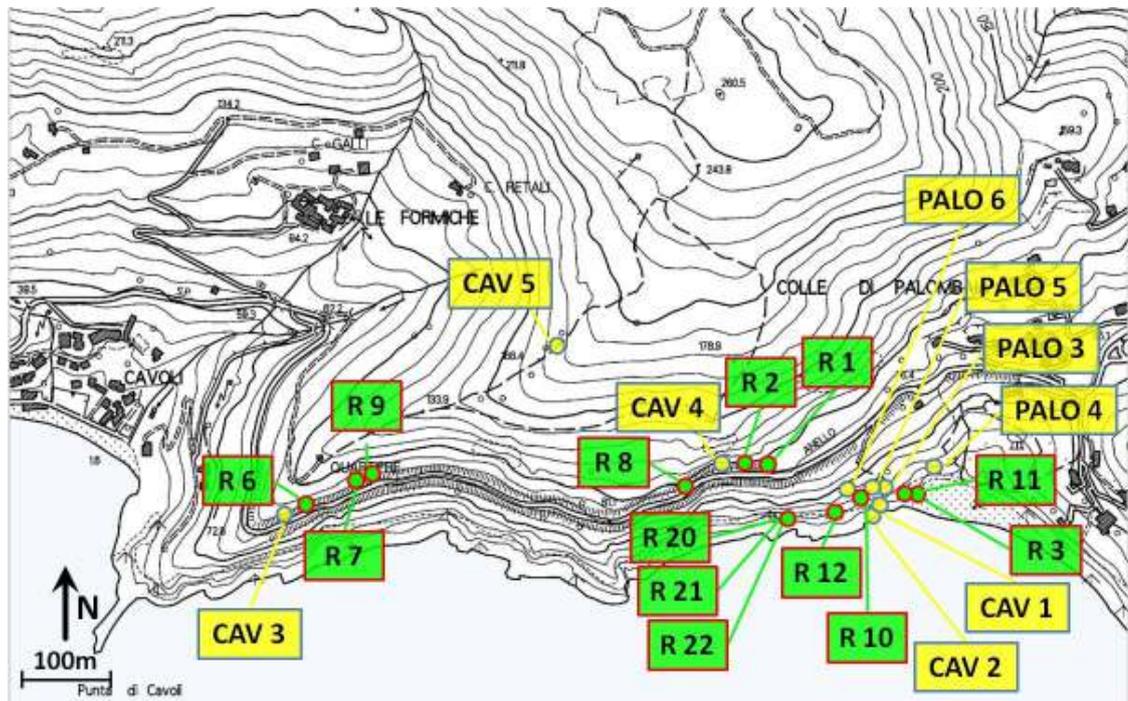
calcari

ALLEGATO 2: Localizzazione dei campioni corrispondenti alle sezioni sottili

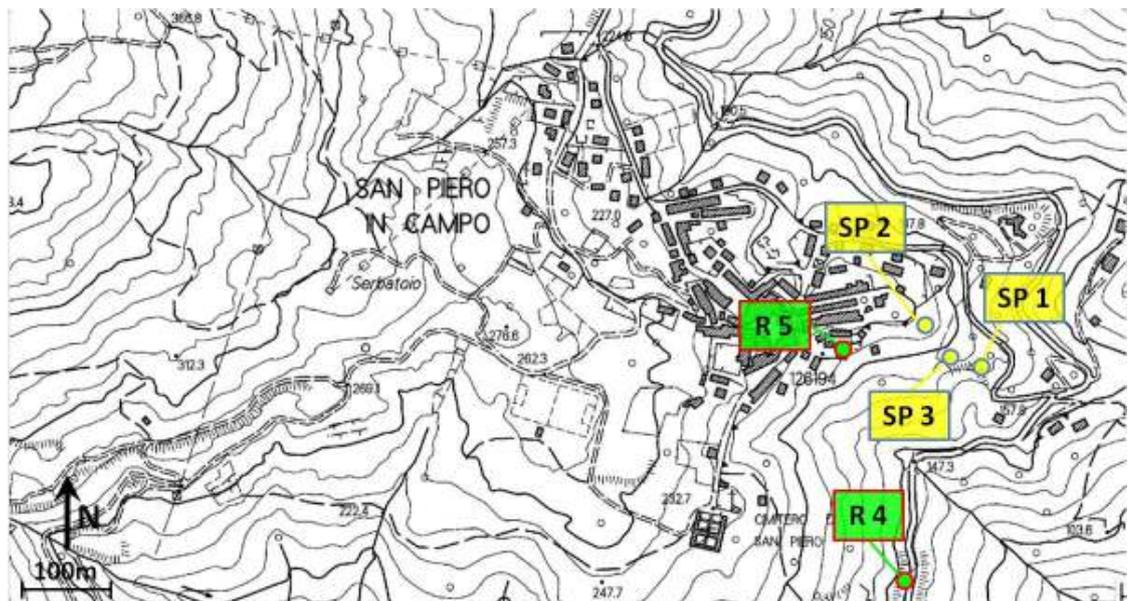
In verde sezioni relative al campionamento appositamente effettuato per il presente progetto di dottorato; in giallo sezioni preesistenti al gruppo Pandeli-Principi dell'Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra.

Non tutti i 133 campioni corrispondenti alle sezioni sottili analizzate sono qui riportati, non avendo a disposizione coordinate precise sulla loro localizzazione ma solo indicazioni approssimative.

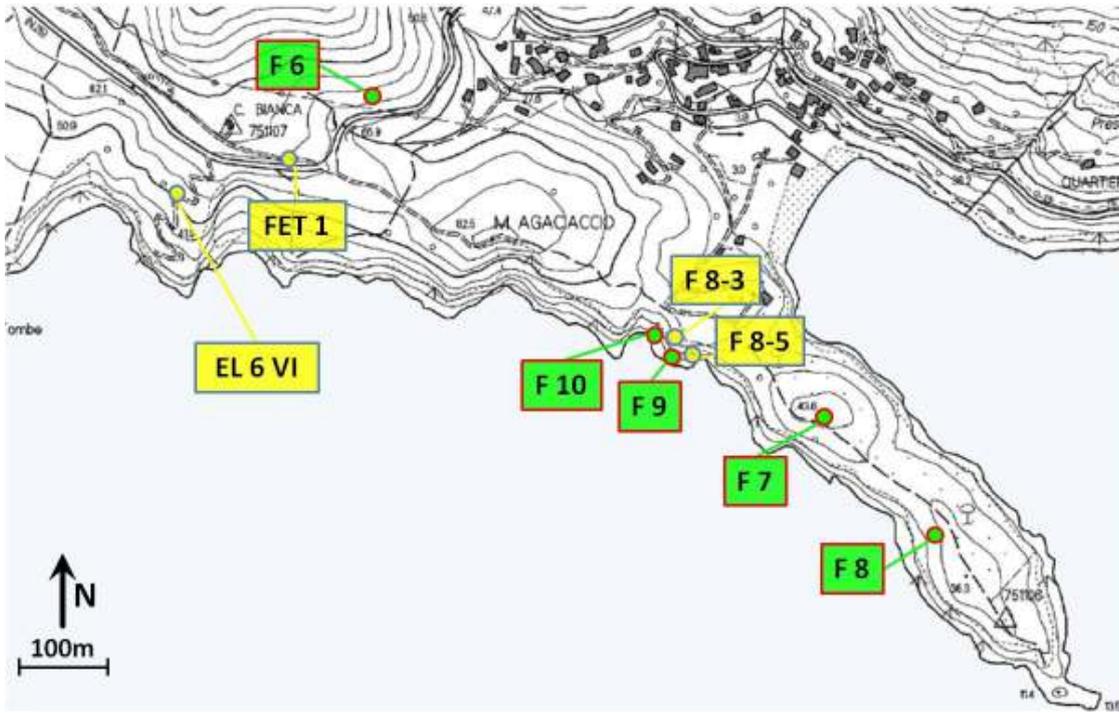
Cavoli - Colle Palombaia:



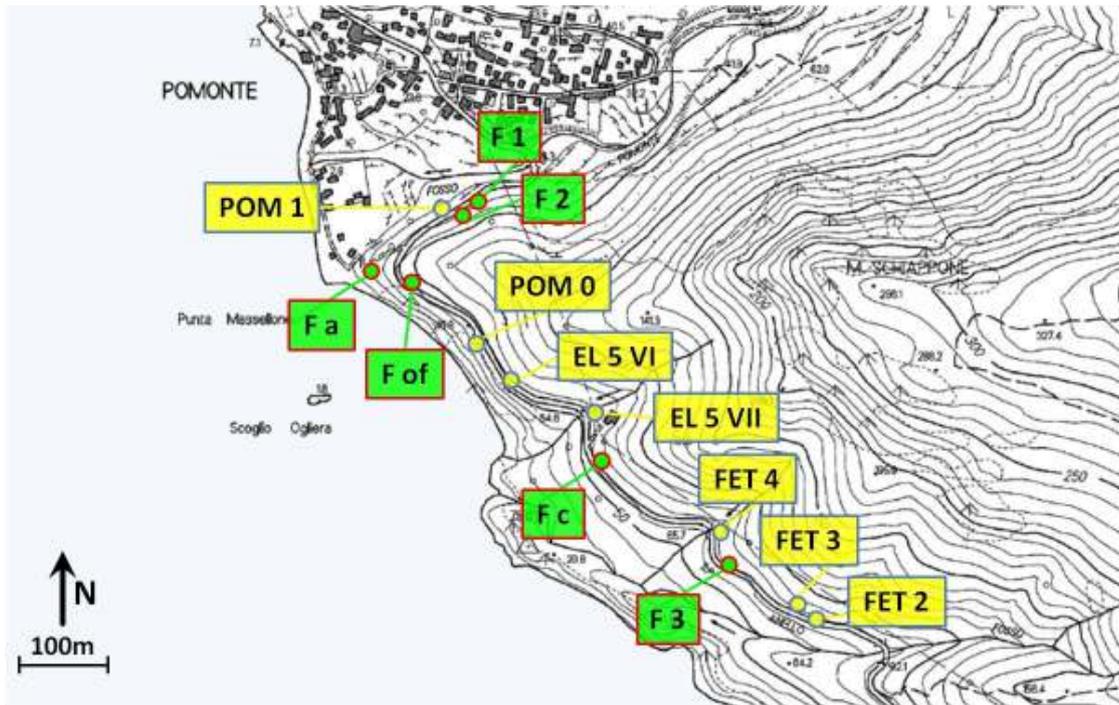
San Piero:



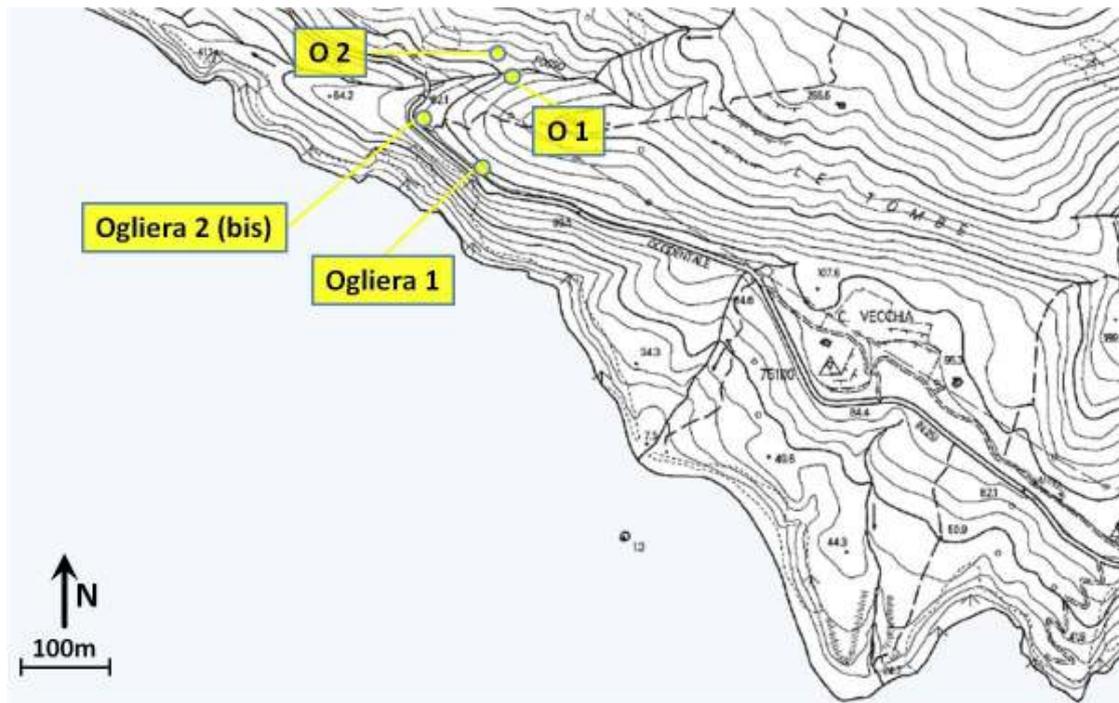
Fetovaia:



Pomonte - Ogliera:



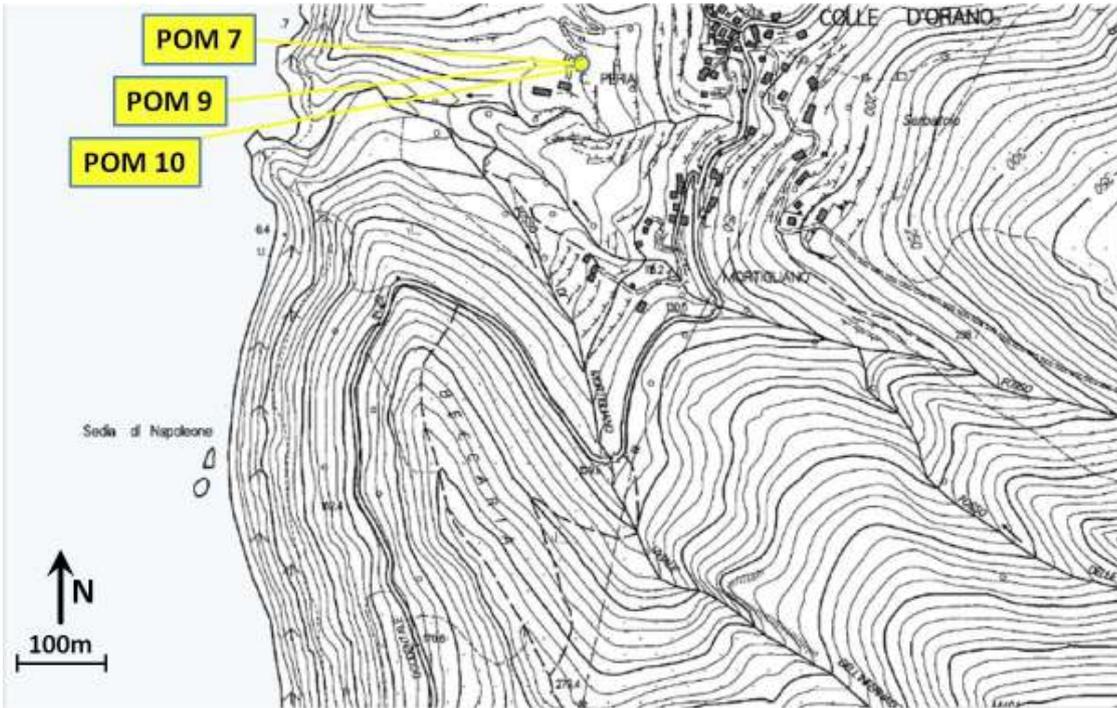
Punta le Tombe:



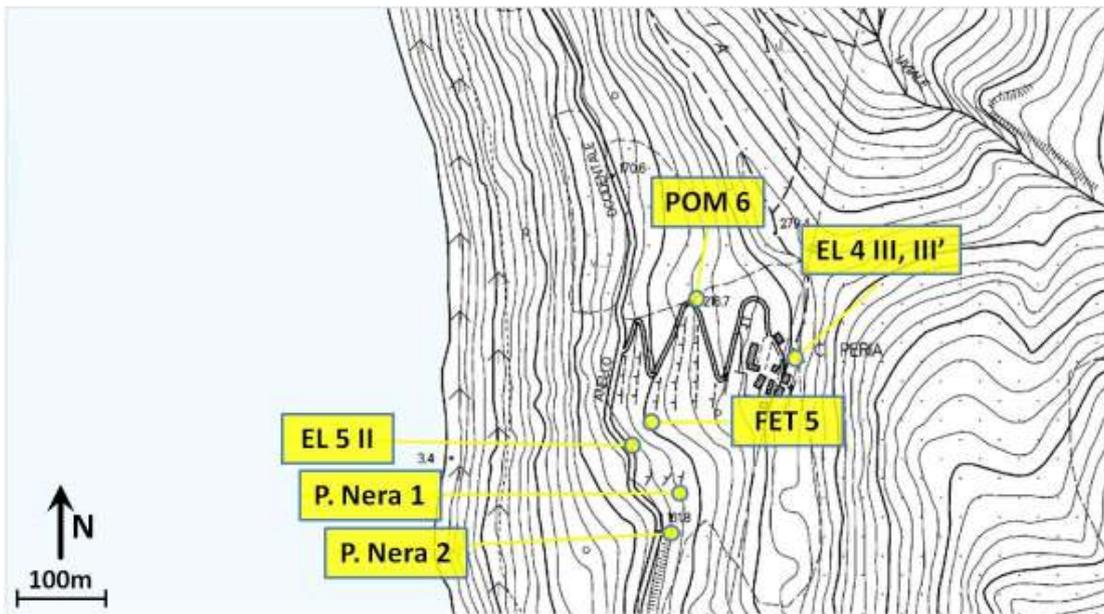
Punta Polverara:



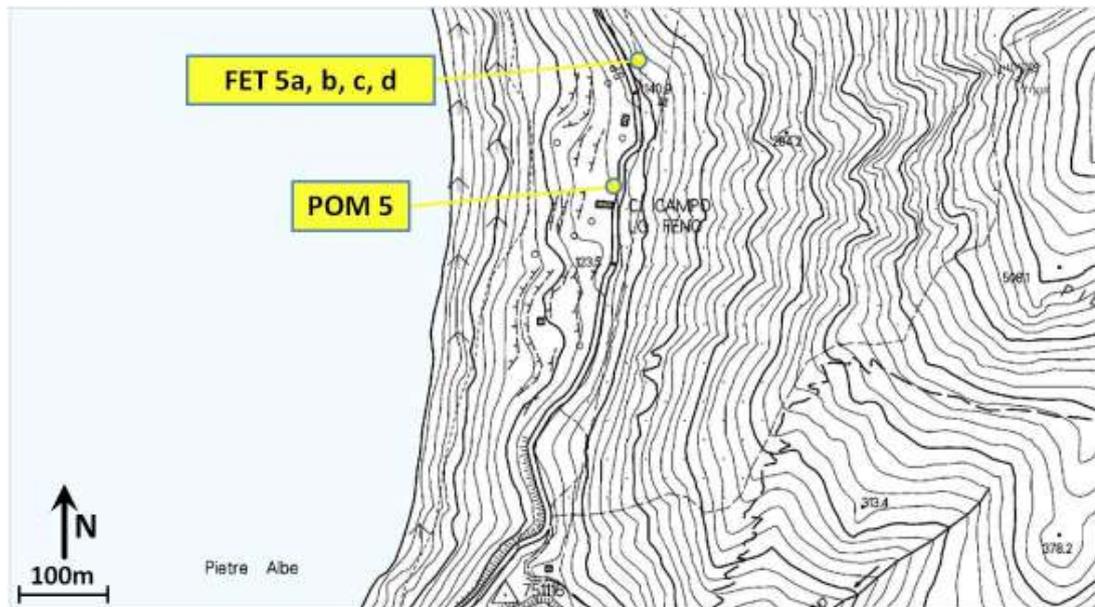
Colle d'Orano:



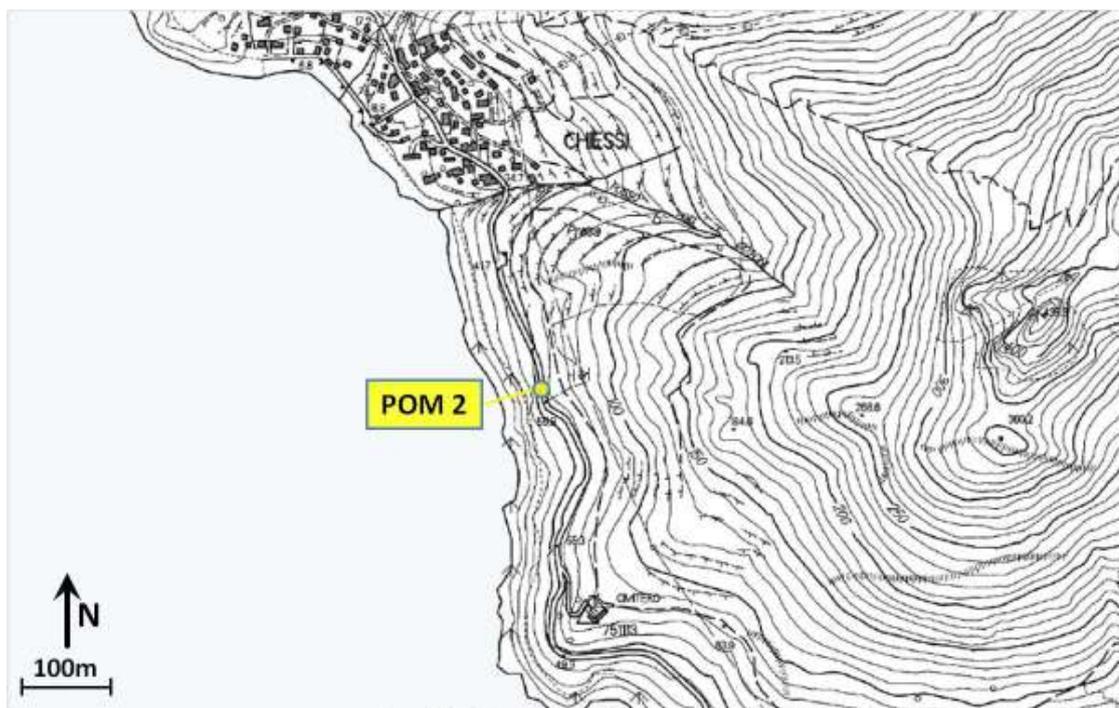
C. Peria:



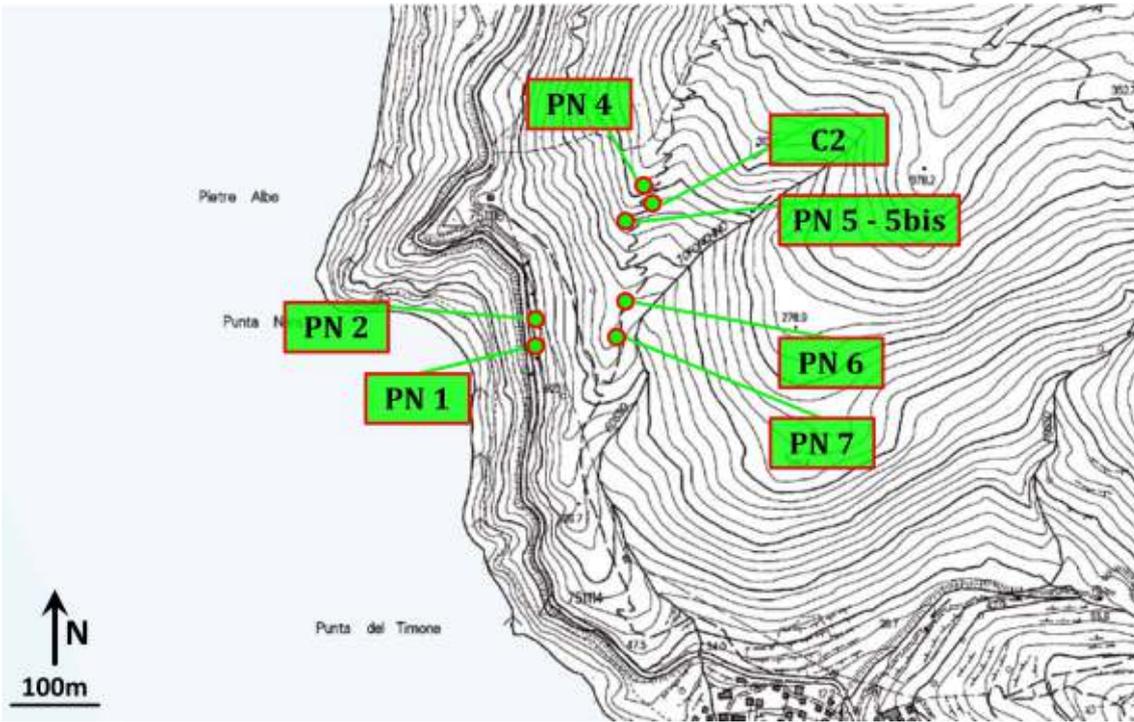
Campo lo Feno:



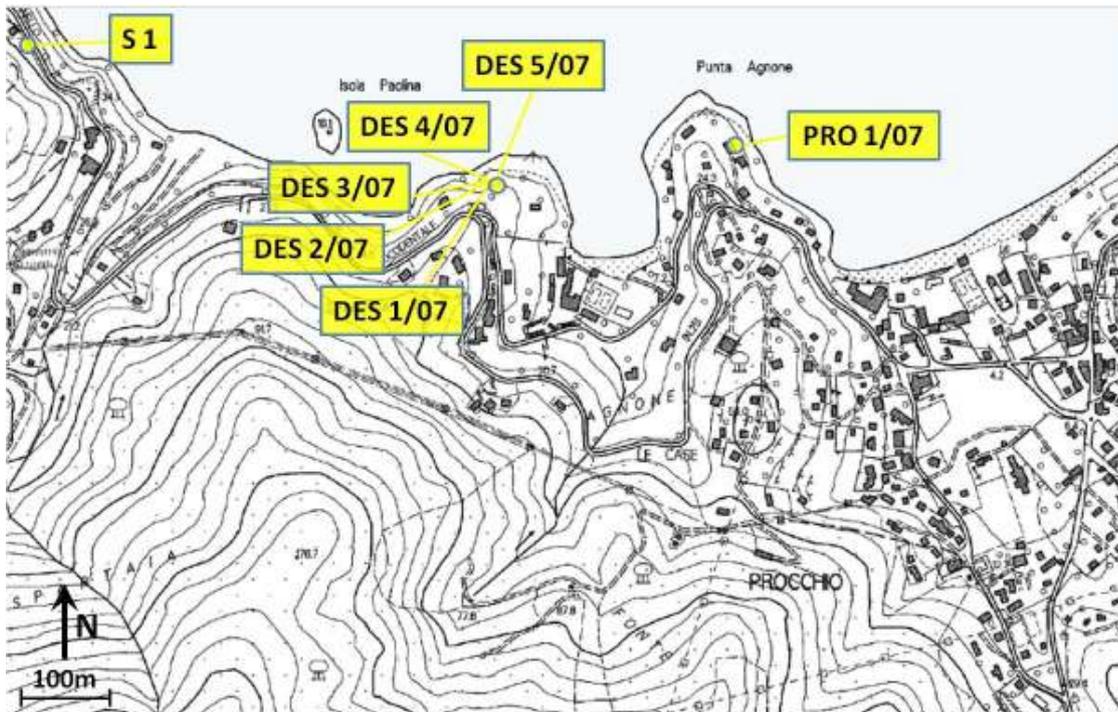
Chessi:



Punta Nera:



Spartaia:



ALLEGATO 3: Tabella petrografica e microstrutturale (numero totale sezioni 133):

Abbreviazioni (x = cristallo, xx = cristalli, // = parallelo, ⊥ = perpendicolare): **Ab** = albite, **Adl** = adularia, **And** = andalusite, **Anf** = anfibolo, **Ap** = apatite, **Bt** = biotite, **Cal** = calcite, **CbF** = carbonati ferriferi, **Chl** = clorite, **Crd** = cordierite, **Er** = ercinite, **Grt** = granato, **Hem** = ematite, **Kfs** = k-feldspato, **Mag** = magnetite, **Min. Arg.** = minerali argillosi, **Mnz** = monazite, **Ms** = muscovite, **Ox/Idrox Fe** = ossidi/idrossidi di ferro, **Pl** = plagioclasio, **Px** = pirosseno, **Py** = pirite, **Qtz** = quarzo, **Rt** = rutilo, **Ser** = sericite, **Slf** = solfuri misti, **Srp** = serpentino, **Tlc** = talco, **Ttn** = titanite, **Tur** = tormalina, **Ves** = vesuvianite, **Wo** = wollastonite, **Zrn** = zircone.

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|--|-----------------------------|--|--|---|
| 1 | R1 | Gabbri / Basalti | Meta-gabbro /Meta-basalto | Anf, Pl, Qtz, Py, Mag, Slf, Ser Anf, Pl, Ox/Idro Fe, Mag, Py | Gabbro: tessitura granoblastica a grana media, talvolta glomoporfirica con porfiroclasti di Pl intermedi, con porfiroclasti di Anf tremolitici immersi in pasta di fondo granoblastica fine di Pl+Anf+Qtz. Localmente i Pl pre-sentano tracce di Ser e piccoli xx fibrosi di Anf. Basalto: tessitura nematoblastica-diablastica a grana fine, con massa di fondo di Anf in cui sono diffusi xx listriforimi di Pl e raramente Anf ad habitus granulare. Sono presenti vene, soprattutto nel basalto, di Qtz+Anf piegate che talvolta tagliano il contatto litologico. | Gli anfiboli sono stati identificati come tremolitici e actinolitici. |
| 2 | R2 | Gabbri / Leucograniti di S. Ilario | Meta-gabbro /Leucogranito | Anf, Pl, Cal, Ttn, Py, Ox/Idrox Fe Pl, Qtz, Bt, Kfs, Ser | Gabbro: tessitura granoblastica anfibolitica a grana medio -fine con porfiroclasti aggregati e glomeroporfirici di Pl (i-a), con granulazioni di Ox/Idro di Fe diffusi soprattutto nei giunti intracristallini. Gli Anf costituiscono la massa di fondo (\pm Pl) ma sono presenti anche in porfiroblasti. Leucogranito: tessitura olocristallina granulare ipidio-morfa con fenox di Pl \pm Kfs, con mescolamenti perititici e strutture grafiche, e rara Bt. I Kfs mostrano incipiente sericitizzazione. Contatti inter-xxni da piani a saturati. | I Pl sono di tipo intermedio-acido (i-a). |
| 3 | R3 | Diaspri di Monte Alpe/ Porfido di Portoferraio | Meta-quarzite /Meta-porfido | Qtz, Grt, Tur, And, Ms, Pl, Crd, Cal, Er Qtz, Pl, Kfs, Tur, Bt, Chl, Py, Zrn | Quarzite: tessitura microgranulare da granoblastica a foliata, con fiocchi di Ms, And \pm Grt e Er (statici). I blasti di And sembrano ruotati all'interno della scistosità, con code di pressione simmetriche e asimmetriche. Nella massa quarzosa ci sono rari Pl e vene di Cal+Qtz. Porfido: tessitura porfiroide con porfiroclasti di Pl [\pm Kfs (con locale Ser)] in glomeroporfiri talvolta ben zonati (+ acidi al nucleo) con corone e granulazioni di Qtz. La massa di fondo granoblastica è di Qtz, Kfs, Pl \pm Bt e Chl. Sono presenti treni di Tur orientati lungo la foliazione. | Effettuata diffrattometria. |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|---|------------------------|--|---|--|
| 4 | R4 | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Pl, Bt, Ms, Crd, Chl, And, Grt, Er, Ap, Zrn, Py, Mnz | Tessitura granoblastica con piccoli fiocchi di Bt ± Chl e Ox/Idrox Fe dispersi. Presente una vaga isorientazione. I Grt sono cloritizzati e sono presenti glomeroporfiri di Bt +Ms, piccoli xx di Crd sub idiomorfi. Ci sono vene nastriformi discontinue di Qtz e plaghetta di Qtz+Ms±Bt. | Nel campione a mano la foliazione risulta ben definita ed evidentemente piegata. Analizzato con Microsonda. |
| 5 | R5 | Monzo-granito del Monte Capanne/ Pegmatite | Granitoide /Porfiroide | Kfs, Qtz, Pl, Bt Kfs, Pl, Qtz, Bt, Chl, Zrn, Ap, Ox/Idrox Fe | Granitoide: tessitura eterogranulare a grana medio-grossolana con feno-xx di Kfs(±Ser) con mescolamenti grafici, pertitici e localmente mirmekitici, Qtz, Pl e Bt. Porfiroide: tessitura porfirica con massa di fondo olocristallina fine (Qtz, Bt ± Kfs e Pl) e piccoli feno-cristalli costituiti da Kfs, Pl, Qzt ± Bt. I Kfs mostrano strutture coronitiche di micro Qzt e pertiti. | Pegmatite di S.Piero. |
| 6 | R6 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Grt, Px, Wo, Anf, Ves, Sep | Tessitura caratterizzata da alternanza di letti marmorei granoblastici a grana medio-fine e livelli nematoblastici a grana fine di Anf tremolitico e Ox ± Px talvolta piegati in modo che la cerniera presenti una foliazione di piano assiale. I porfiroclasti di Px xenomorfi sono talora avvolti all'interno della scistosità anfibolitica sopra la quale si nota una crenulazione a medio-alto angolo. Presenza di vene di Grt+Ves±Px disposte lungo la scistosità. Vene tardive di Qtz+Cal+Wo tagliano a 90° i letti anfibolitici e finiscono contro i letti di marmo. | Campione e sezione orientati. Effettuata diffrattometria. Granati identificati come grossularia-andradite. |
| 7 | R7 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Px, Wo ± Qtz | Tessitura da granoblastica a omeoblastica, di Cal a grana fine con blasti dispersi di Px monoclini. Presenza di aree e livelli lateralmente discontinui nematoblastici di Wo±Px. L'allineamento dei xx di Wo è parallelo ai livelli nematoblastici ma talvolta si ritrovano aggregati raggiati. Locale presenza di crenulazione a medio e alto angolo. | Campione e sezione orientati. Effettuata diffrattometria. |
| 8 | R8 | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Bt, Chl, And, Er, Pl, Grt, Ms | Tessitura granoblastica con locali porfiroblasti e nastri di Qtz policristallino, con giunzioni suturate con Ox e Slf, e rari Pl. La roccia passa a cornubianite foliata quarzoso-feldspatica ricca in Bt a grana fine ± Pl. Blastesi di And in forma granulare localmente tendente a subidiomorfa, spesso in associazione alla Ms. Presenti vene e plaghe di Chl talvolta associate ai nastri di Qtz. | |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|---|---------------|---|---|--|
| 9 | R9 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Px, Wo, Qtz, And, Grt ± Scp | Tessitura media-fine xenoblastica calcitica con Px monoclini dispersi, localmente isorientata o etero-dimensionale. Presenza di aree e livelli lateralmente dis-continui a Px+Wo con tessitura granulare fine. Molto raro il Qtz. Presenza di strutture di flusso nella massa spatica carbonatica che tendono ad avvolgere le aree a Px+Wo. I blasti di Wo mostrano strutture a ventaglio non orientate rispetto alla foliazione. | Marmo milonitico con incluso di (meta)quarzite. Effettuata diffrattometria. Granato identificato come almandino. |
| 10 | R10 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Ves, Px, Wo, Scp?, Qtz | Tessitura omeoblastica da xenoblastica e pavimentosa a grana medio-fine di Cal con Px monoclini dispersi e aree “fiammate” e livelli discontinui di piccoli xx di Px±Wo. Presenza di una grande massa di Ves±Px tagliata da vene di Cal. Presenti piccoli blasti di Qtz dispersi. | Marmo milonitico con grandi cristalli di Ves. |
| 11 | R11 | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Ms, Pl, Tur, Grt, Kfs, And, Slf, Grt, Ser, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica con scarso Pl poligeminato. Foliazione conferita da Ms spesso isorientata. Nei livelli a Ms è presente blastesi di And da granulare a sub-idiomorfa. Presenza di porfiroblasti di Bt isorientata. Presente una vena aplitica con contatti non netti che testimoniano forse ricristallizzazione. La vena è costituita da grandi Kfs (ortose) ±Ser con pertiti, dispersi in massa di fondo granulare fine di Qtz+Pl+Kfs±Ms. Presenti numerosi porfiroclasti di Tur. | Metaquarzite con vena aplitica. |
| 12 | R12 | Monzogranito del Monte Capanne/ Leucograniti di S. Ilario | Monzogranito | Qtz, Pl, Bt Qtz, Pl, Bt, Ms, Ser | Tessitura granulare ipidiomorfa a grana grossolana costituita da Pl, Kfs, Qtz e Bt in ordine decrescente. Presenza di plaghe di Ser sui xx di Kfs. Il campione passa a un micro-leucogranito granulare xenomorfo, a grana medio-fine con giunzioni concavo-convesse, costituito da Qtz e subordinati Pl e Kfs e scarsa Bt. | Granito con incluso leucogranitico. |
| 13 | R20_1 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Px, Chl, Ttn, Bt, Slf, Ms, Qtz, Pl, Scp Ox/Idrox Fe | Tessitura mista tra xenoblastica e pavimentosa di Cal, localmente eterometrica a grana medio-fine. Presenti aree con Cal spatica più grossolana. Presenti livelli “meta-pelitici” foliati ± deformati con predominante Bt± Ox/Idrox di Fe granulari +Cal, Py, Qtz e abbondante Ttn. Presenza di vene di Cal in xx allungati incrociati. | Sezione di campione marmoreo con piega di materiale pelitico/marnoso. |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|-----------------------|-----------|--|---|---|
| 14 | R20_2 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Qtz, Bt, Wo, Px, Py, Slf, Chl, Ttn, Pl, Scp Ox/Idrox Fe | Tessitura xenoblastica a grana fine di Cal con blasti di Qtz dispersi \pm Px. Presenti aree e livelli di Px+Wo nel marmo, mentre nella porzione pelitica foliata sono presenti Bt (prevalente) + Cal (\pm ankerite) + Py + Qtz + minerali opachi titaniferi. | Effettuata diffrattometria sulla porzione "meta-pelitica". |
| 15 | R20_3 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Wo, Bt, Chl, Px, Slf, Ttn, Ox/Idrox Fe | Tessitura xenoblastica medio-fine di Cal con bande opache con Ox/Idrox di Fe e \pm Px, blandamente piegate. Locale isorientazione parallela ai livelli pelitici. I livelli pelitici foliati hanno composizione di Bt+Cal+Ttn+Slf e Ox+rari Px. Questi sono tagliati da vene di Cal e vene di Ox/Idrox di Fe+Chl e Bt di bassa temperatura. | Effettuata diffrattometria sulla porzione "meta-pelitica". |
| 16 | R21_1 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Px, Wo, Grt, Chl, Bt, Slf, Ox/Idrox Fe | Tessitura da xenoblastica a pavimentosa, eterometrica con grana da grossolana a medio-fine, e giunzioni da piane a concavo-convesse. Presenza di Px monoclini diffusi di dimensioni variabili. Sono presenti aree e livelli "meta-pelitici" a grana più fine che definiscono una forma piegata, costituiti da Ox/Idrox di Fe+Bt+Px \pm Wo (anche in ventagli). Non ci sono evidenti segni di foliazione, solo localmente si intuisce una vaga isorientazione. Lo stesso vale per i livelli carbonatici che mostrano spati calcitici con sfaldature deformate. | Sezione di campione marmoreo con piega di materiale pelitico/marnoso. |
| 17 | R21_2 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Px, Wo, Bt, Slf, Ox/Idrox Fe | Tessitura da xenoblastica a pavimentosa, di Cal a grana medio-fine, con blanda isorientazione che localmente passa a letti con tessitura pavimentosa, più grossolana e localmente eteroblastica. Presenza di livelli opachi con Ox/Idrox di Fe + Px + Wo, localmente piegati, anche se non sono evidenti legami con le strutture plicative. | Sezione di campione marmoreo con piega di materiale pelitico/marnoso. |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|-----------------------|--------------|---|--|---|
| 18 | R22_1 | Calcari a Calpionelle | Marmo | Cal, Px, Wo Grt, Chl, Sep?, Bt, Qtz, CbF, Adl, Ttn, Ox/Idrox Fe | Tessitura mista tra pavimentosa e xenoblastica, localmente eteroblastica con porfiroblasti di spati calcitici, a grana fine con Px monoclini diffusi. Presenza di grossi porfiroclasti geminati e incrociati di Px monoclini (>2mm), sviluppati su un'area di piccoli xx di Px e/o Wo (tagliata sul piano basale) visibili come residui. Localmente sono presenti dei livelli più "sporchi" (marnosi?) e opachi di CbF/Ttn + Bt e Ox/Idrox di Fe ±Wo e Px piccoli e diffusi. Questi ultimi livelli formano delle strutture plicative al nucleo delle quali gli spati calcitici mostrano una scistosità (crenulazione) di piano assiale (con clasti allungati parallelamente ai fianchi delle pieghe e perpendicolarmente in cerniera). Presenza di vene post-tettoniche di Chl + una vena di feldspato idrotermale (Adularia). | Sezione di campione marmoreo con piega di materiale pelitico/marnoso. |
| 19 | R22_2 | Calcari a Calpionelle | Marmo impuro | Cal, Px, Wo, Grt, Chl, Bt, Qtz, Ttn, Ox/Idrox Fe | Tessitura mista pavimentosa/xenoblastica a grana medio-fine/fine di Cal, con granulazione di Px e Qtz. Presenza di livelli marnosi con associazione di Bt+Ox/Idrox Fe+Px±Ttn. Nelle zone di transizione tra marmo e "meta-pelite" si sviluppa una blastesi di Bt verso il marmo. Presenza di vene post-tettoniche di Cal. | Sezione di campione marmoreo con piega di materiale pelitico/marnoso. |
| 20 | F1 | Gabbri | Meta-gabbro | Pl, Px, ±Anf, Chl, Ser?, Ox-Fe | Tessitura da grano-lepidoblastica a <i>flaser</i> con porfiroblasti di Px±Anf e code di Anf+Chl. I xx di Px sono generalmente uralitizzati. Anf tremolitici e actinolitici. | |
| 21 | F2 | Basalti | Meta-basalto | Anf, Wo/Px?, Min. Arg., Py, Hem, Ox/Idrox Fe | Tessitura lepidoblastica con nuclei raggiati o nematoblasti di Anf (tremolitico/actinolitico). Insieme ai minerali argillosi possibile presenza di flogopite. Presenti locali rosette di Wo e aggregati microcristallini irregolari di Py. | |
| 22 | F3 | Gabbri | Meta-gabbro | Anf, Pl, Chl, Ep, Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica eterodimensionale. Presenti aree con macro-xx mm di Anf actinolitico/orneblenda(?). Nei Pl 2V medio alto. Presenti vene di Ep±Anf(?) | |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|---------------------|---------------------|---|---|------|
| 23 | F6 | Serpentiniti | Meta-serpentinite | Anf, Px, Tlc, Py, Srp, ± Pl, Grt, Ox/Idrox Fe | Tessitura da cellulare (residuo di Srp localmente bastitico) a incipiente nematoblastica con nucleazione di Anf tremo litici in sostituzione del Srp, lasciando localmente la tessitura originaria. Presenti estesi aggregati di Py, presente anche in peciloblasti isorientati dentro i Px. | |
| 24 | F7 | Brecce Ofiolitiche | Meta-gabbro | Pl, Px, Anf, Chl, Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura da variolitica (Pl+Anf±Px in massa di fondo di Pl+Anf) a granulare ipidiomorfa. Presenti diffusioni di Ox/Idrox Fee Py. Cloritizzazione degli Anf blanda. | |
| 25 | F8 | Brecce Ofiolitiche | Meta-gabbro | Pl, Px, Anf, Chl, Kfs, Ox/Idrox Fe | Tessitura sub-ofitica con omogenea diffusione di xx minuti di Py anche localmente diffusi sopra Px scheletrici. Presente mega-cristallo di Kfs +vene di Ox/Idrox Fe. | |
| 26 | F9 | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Bt, Cal, Qtz, Hem, Min. Arg. Ox/Idrox Fe | Tessitura orientata lineare con lenti e segmenti di vene (Cal) variamente deformati e dislocati dalla foliazione micacea (Bt). Localmente si notano brande strutture tipo s-c evidenziate dalla Bt. Presenti locali "tracce di clivaggio" con isorientazione di Ox. Presenti sottili vene tardive di Cal sovrastanti | |
| 27 | F10 | Argille a Palombini | Marna/ Marmo impuro | Cal, Min. Arg., CbF, Ox Fe | Tessitura foliata più o meno lepidoblastica con porfiroblasti di Cal. I porfiroclasti di Cal sono <i>mantled</i> di tipo σ (con tracce di sfaldatura più fitte e sottili del resto). Presenti vene più o meno piegate e livelli boudinati di CbF // alla foliazione data dall'alternanza di carbonati ± Min. Arg. | |
| 28 | F of | Serpentiniti | Meta-serpentinite | Ol, Anf, Pl, Grt, Chl, Ep, Srp, Ves?, ± Px, Ox/Idrox Fe | Tessitura da fibroblastica a "feltrata" (con evidenti zone macro-cellulari di Ol su ex-Srp) con fantasmi bastitici, grana media. Presenti vene (millimetriche/centimetriche) localmente con cavità tipo miarolitiche con associazione Grt+Ves+Ep±Px?±Chl (in salbanda). Presente ulteriore generazione successiva di vene sub-millimetriche di Ox/Idrox Fe. | |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|-----------------------|-------------------|---|---|------|
| 29 | Fa | Serpentiniti | Meta-serpentinite | Anf, Ol, Tlc Srp, Chl, Ox/Idrox Fe | Tessitura da cellulare a nematoblastica (Ol) e localmente lepidoblastica (Tlc). Presenti fantasmi di Srp (ex-bastitici) dove non è completata la ricristallizzazione. Presente una più o meno blanda isorientazione evidenziata da livelli a Ox/Idrox Fe. | |
| 30 | Fc | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Ms, Ser, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica grana fine con vene più o meno deformate a grana media (composte da Qtz±Ser/Ms). Tali vene sono di dimensione variabile da sub-millimetriche a millimetriche (quelle più grandi sono piegate con un clivaggio di crenulazione di una piega centimetrica evidenziata dalle vene più piccole). | |
| 31 | PN 1 | Basalti | Meta-basalto | Px, Anf, Pl, Qtz, Ttn, Py, Chl ± Hem, Ox/Idrox Fe | Struttura blandamente foliata, eteroblastica, con blande strutture sc. Presenti elementi lenticolari (Px) più o meno bordati da Ox e discontinui. I Px presenti sia piccoli e subeudrali ma anche a grana media con strutture plicative interne tipo <i>kink</i> . Presenti Ox o spinelli di colore rosso (Hem?). Presenti vene di Qtz+Px+Ttn. | |
| 32 | PN 2 | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Bt, Qtz, Ox/Idrox Fe | Tessitura con intensa foliazione evidenziata dall'isorientazione dei xx biotitici. Lungo la foliazione presenti vene e fratture di Ox (raramente anche ad alto angolo) e di Qtz±Ox. | |
| 33 | PN 4 | Argille a Palombini | Marmo impuro | Cal, Px, Wo, Grt, Chl, Ep, Ox/Idrox Fe | Tessitura da poligonale (Cal) a blandamente isorientata, etero dimensionale, con nastri e ghiandole costituiti da associazione Wo±Px e Px+Grt. La Wo si trova anche localmente in ventagli o raggiata. | |
| 34 | PN 5 | Argille a Palombini | Marmo impuro | Cal, Wo, Px, Ep, Grt±Qtz, Ox/Idrox Fe | Tessitura da poligonale a livemente isorientata (localmente "fluidale"). Presenti lenti millimetriche di Wo±Px sub-// alla foliazione. Tali nuclei sono inglobati dalle strutture di flusso della Cal e localmente costituiscono porfiroblasti <i>mantled</i> di tipo σ e δ . La Wo localmente si dispone in rosette o nastri. Presenti livelli sub-// alla foliazione di Grt+Px. | |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessuturali e microstrutturali | note |
|----|----------------|--|-----------------------------------|---|---|--|
| 35 | PN 5bis | Argille a Palombini | Marmo impuro | Cal, Wo, Px, Grt, Slf, Ox/Idrox Fe | Tessitura da poligonale a isorientata con strutture di flusso che inglobano lenti e nastri più o meno budinati di Wo+Px (in fiamme e rosette). Presenti livelli a Grt+Px±Ox // alla foliazione. Sottili patine di Ox bordano localmente le lenti. | |
| 36 | PN 6 | Argille a Palombini | Marmo impuro | Cal, Px, Grt, Wo, Bt, Ms, Zrn, CbF, Ox/Idrox Fe | Tessitura da granoblastica (fine) a <i>flaser</i> (occhiadina) con frequenti porfiroblasti ruotati (<i>mantled</i> tipo σ e δ). I porfiroblasti sono allineati lungo la foliazione, sono costituiti da Grt più o meno alterati e mostrano un'estinzione anomala a clessidra. Presenti nastri di Wo // foliaz. e vene di CbF±Cal ad alto angolo. | Analizzato con Microsonda. |
| 37 | PN 7 | Argille a Palombini | Scisto a Bt Granatite | Grt, Anf, ± Ep, CbF, Slf, Ox Fe Bt, Qtz | Sezione al contatto tra livello centimetrico granatitico e incassante metapelitico (Bt+Qtz). Il livello a Grt è costituito al 90% da Grt alterati (con estinzione anomala e birifrangenza grigia del primo ordine) a grana grossolana (millimetrici). In associazione presenti CbF, Ox, Py, Ep. Presenti livelli uralitizzati e vene di Ox e di Ep. | |
| 38 | C 2 | Argille a Palombini Monzogranito del Monte Capanne | Quarzite biotitica Monzogranito | Qtz, Bt, Ep, Ox/Idrox Fe Kfs, Pl, Ser, Qtz, Tur, Bt, Ap, Chl, Zrn | Tessitura isotropa granulare a grana da media grossolana a fine. Contatto netto senza evidenza di bordi di reazione. Presenti strutture micro-pertitiche nei Pl e localmente presenti xx di Ap sia in fibre che di taglio basale. L'incassante presenta tessitura equigranulare da grana fine a medio-fine con Qtz microcristallino e prevalente Bt localmente anche cloritizzata. Presenti vene di Ep±Ox/Idrox. | Sezione lungo il contatto tra granitoide e incassante pelitico. Analizzato con Microsonda. |
| 39 | PN of | Serpentiniti | Meta-serpentinite | Anf, Ol, Py, Chl, Ox/Idrox Fe | Tessitura da cellulare a nematoblastica con presenza di Ol di neoformazione alternata a zone più fibrose anfibolitiche. Gli anfiboli si distinguono in almeno due generazioni. La prima, più vecchia, è sub-prismatica localmente in fantasmi (ex-Px) e coperta da diffusioni più o meno isorientate di Py. La seconda, successiva, è fibrosa più o meno raggiata (anche con piccoli ventagli) . Quest'ultima sovrasta anche i xx di Ol. Presenti sottili venature di Chl+Py. | |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|---|------------------------------|--|--|--|
| 40 | CAV1 | Diaspri di Monte Alpe Porfido di Portoferraio | Metaquarzite meta-porfido | Qtz, Pl, Grt, Bt, Ms, Chl Pl, Kfs, Bt, Qtz, Tur, Cal, Ser | Quarzite: tessitura microgranulare granoblastica local-mente foliata (isorientazioni di Bt e Ms), costituita da Qtz con comune Pl (i-a) e Grt da granulare a sub-idiomorfo. Porfido: tessitura porfiroide con porfiroclasti di Pl(i) e Kfs \pm inclusi di Bt e Ser, con fenocristalli di Tur, immersi in massa di fondo costituita da Qtz, Kfs, Pl e Bt in ordine di abbondanza relativa crescente. Presenza di strutture mirmekitiche con mescolamenti di Qtz nei Kfs. | Campione Pandeli Contatto tra metaquarzite e metaporfido. Nel campione a mano la parte quarzitica presenta una evidente foliazione. |
| 41 | CAV1' | Diaspri di Monte Alpe Porfido di Portoferraio | Meta-quarzite meta-porfido | Qtz, Pl, Grt, Bt, Ms, Chl, Py, Ox/Idrox Fe Pl, Kfs, Bt, Qtz, Tur, Cal, Ser | Quarzite: tessitura microgranulare da granoblastica a foliata (isorientazioni di Bt e Ms), costituita da Qtz, Pl (i-a) e Grt \pm Tur. Si nota una isorientazione in corrispondenza del contatto sfumato col porfido, con una certa compenetrazione, parallelamente alla scistosità. Porfido: tessitura porfiroide con porfiroclasti di Pl(i) e Kfs in massa di fondo di Qtz, Kfs, Pl e Bt. Il porfido è ridotto in sottili livelli lateralmente discontinui. Dispersi xx di Tur, talvolta orientati seguendo la foliazione. | Campione Pandeli Contatto tra metaquarzite e metaporfido. Nel campione a mano la parte quarzitica presenta una evidente foliazione. |
| 42 | CAV2 | Basalti | Meta-basalto | Anf, Pl, Px, Qtz, Bt, Ms, Hem, Ser | Tessitura nematoblastica di Anf a grana fine con porfiroblasti e porfiroclasti di Pl \pm Ser talvolta con ombre di pressione simmetriche allungate dentro la foliazione anfibolitica. Locali aggregati di Anf avvolti dalla scistosità. Presenti aree lentiformi con associazioni di neoblasti di Px (monoclino) + Pl (i) \pm Qtz. | Campione Pandeli Metabasalto foliato trasformato in anfibolite. |
| 43 | CAV2' | Basalti | Meta-basalto | Anf, Pl, Px, Qtz, Ms, Ttn, Grt, Slf, Ox/Idrox Fe | Tessitura nematoblastica anfibolitica a grana fine con porfiroblasti di Pl e lenti/aree arricchite di Qtz policristallino \pm Px. Lungo i piani della foliazione sono presenti delle lenti con ombre di pressione (tipo <i>microboudinage</i>) costituite da Px (monoclino) + Ms + Qtz. Localmente la foliazione è intersecata ad alto angolo da fratture ed a medio angolo da clivaggio di crenulazione di tipo zonale. | Campione Pandeli Metabasalto foliato trasformato in anfibolite. |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|-----------------------|-----------------|--|---|---|
| 44 | CAV3 | Calcari a Calpionelle | Marmo a Wo e Px | Cal, Wo, Px, Ttn, Adl, Anf, Chl, Grt, Scp, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica calcitica, a grana medio-fine, con aree lentiformi e sottili livelli lateralmente discontinui di Ox/Idrox di Fe con disperso Px monoclini (strutture tipo <i>microboudinage</i>). Presenti aree irregolari di Wo (basale) + Px ± Grt e Chl. Presenza di vene di Cal (ad abito listriforme) + Adl + Chl + Anf (fibre tremolitiche). | Campione Pandeli Il Px monoclini è probabilmente diopside. |
| 45 | CAV3A | Calcari a Calpionelle | Marmo a Wo e Px | Cal, Qtz, Wo, Px, Chl, Grt, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica talvolta debolmente orientata di Cal e Px monoclini disperso. Presenza di aree allungate e discontinue (tipo <i>microboudinage</i>) sottili livelli con con-centrazione di Ox/Idrox di Fe e aree con associazioni di Wo (prismatica isorientata // alla foliazione che si nota nei marmi) + Px granulare. Presenza di vene di Cal + Px (// alla foliazione) e di Cal + Qtz post-tettonico. | Campione Pandeli Il Px monoclini è probabilmente diopside. |
| 46 | CAV4 | Gabbri | Meta-gabbro | Anf, Pl, Qtz, Chl, Py, Cal, Ttn, Adl | Tessitura porfiroblastica con porfiroblasti di Pl (i) e grossi Anf pseudomorfi di Px. Gli Anf sono di tipo actinolitico e tremolitico. Massa di fondo granoblastica di Pl+Anf±Qtz. Presenza di vene post-tettoniche di Chl (clinocloro) e di Cal+Chl con in salbanda (zona periferica della vena) Chl+Ttn±Adl. Diffusa Py da granulare a cubica. | Campione Pandeli |
| 47 | CAV4A | Gabbri | Meta-gabbro | Anf, Pl, Qtz, Kfs, Py, Ttn, Chl | Tessitura porfiroblastica con porfiroblasti di Pl in massa di fondo di Anf+Kfs+Qtz (policristallino con estinzione ondulata). Gli Anf, talvolta di dimensioni maggiori, sono più actinolitici che tremolitici. Presenza di vene sin-tettoniche di Qtz±Chl. | Campione Pandeli |
| 48 | CAV5 | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Bt, Chl, Tur, Mag, Ms, Pl, Ser, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica foliata con frequente Bt che sotto-linea la scistosità (Qtz). Diffusi Slf e Ox presenti in bande ± continue. Presente vena porfiroide, probabilmente di porfido di Portoferraio scistosato (Kfs+Pl+Bt+Qtz+Tur). Presenti aree con sericitizzazione di fondo. | Campione Pandeli |
| 49 | CAV5A | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Bt, Chl, Tur, Mag, Ms, Zrn, Pl, Ser, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica foliata con frequente Bt che sottolinea la foliazione. Il Qtz presenta variazioni granulometriche con taglia da fine a media. Presenza di bande a Ox-Slf con maggior contenuto in Bt. Presenza di plaghette di Ser quasi inserite tra i clasti di Qtz. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|---|----------------------------|--|---|--|
| 50 | PALO2 | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Bt, Ms, Pl, And, Cal, Ser, Chl, Grt, Tur | Tessitura granoblastica di Qtz a grana media, con diffusi Pl \pm Ser. Talvolta la Bt \pm Ms è disposta // alla scistosità (come dei porfiroblasti di Qtz policristallino con forma amigdaloidale). Presenza di una blastesi di And e di aree irregolari con Qtz+Pl \pm Ser e Cal talvolta con contatto a giunzioni triple (vena sin-tettonica?). Presenti vene/aree post-tettoniche di Chl \pm Cal e Qtz (in salbanda). | Campione Pandeli |
| 51 | PALO3 | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Ms, Grt, Tur, Bt, And | Tessitura granoblastica eterometrica di Qtz a grana fine con Grt xenomorfi granulari e Bt+Ms. Costellazione di aree con associazione di Ms+And (blastesi incipiente statica)+Grt. Presenza di vene di Qtz polixx // alla foliazione evidenziata da Ms+Bt e di fratture tardive ad alto angolo, riempite di niche a grana fine (Ms). | Campione Pandeli |
| 52 | PALO4 | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Px, Pl, Py, Ttn, Tlc \pm Ol | Tessitura da nematoblastica a diablastica, con massa di fondo anfibolitica (tremolite) a grana fine con dispersi blasti singoli ed aggregati di Anf più grandi, talvolta isorientati ed avvolti con ombre di pressione (“ <i>amphibole fish</i> ”) lungo la scistosità anche con bordi alterati. Presenti relitti di Px trasformati in Anf. Presenza di crenulazioni zonali a medio angolo sovrimposte su i xx di Anf. | Campione Pandeli |
| 53 | PALO5 | Diaspro di Monte Alpe Porfido di Portoferraio | Metaquarzite /Meta-porfido | Qtz, Ms, And, Tur, Kfs Qtz, Pl, Ms, Kfs, Tur, Ser, Chl, Bt | Quarzite: tessitura granoblastica foliata a grana mediofine –fine con porfiroclasti And (sub-idiomorfa che ingloba clasti preesistenti di Qtz) con Ms associata. Presente vena discontinua con strutture tipo <i>microboudinage</i> di Kfs + Tur \pm Qtz, con locali giunzioni triple. Porfido: tessitura porfiroclastica con fenox di Pl, Kfs in parte + Ser, comune Tur in treni orientati lungo la foliazione evidenziata da fillosilicati (Ms anche in grandi fiocchi). La massa di fondo Qtz + Kfs + Pl \pm Ser risulta intensamente foliata e fascia con ombre di pressione e corone i porfiroclasti feldspatici (localmente cloritizzati). | Campione Pandeli Contatto Metaquarzite / Meta-porfido. |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|-----------------------|-----------------|--|---|------------------|
| 54 | PALO6 | Calcari a Calpionelle | Marmo a Wo e Px | Cal, Wo, Px, Qtz, And, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica foliata a grana medio-fine con diffusione di blasti granulari di Px monoclini nella massa carbonatica. Presenza di locali aree di Wo + Px ± And (anche in grandi porfiroblasti), talvolta con strutture plicative sottolineate da Ox. Localmente la Wo, come la Cal, appare isorientata con le deformazioni delle pieghe. Presenti vene post-tettoniche di Qtz a grana fine che tagliano anche le pieghe di Wo + Px. | Campione Pandeli |
| 55 | PALO7 | Calcari a Calpionelle | Marmo a Wo e Px | Cal, Wo, Px, Qtz, Bt, Ms, Chl, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica calcitica localmente foliata con Px monoclini diffusi. Presenti aree a nastri di Px + Wo e livelli centimetrici "pelitici" di Bt + Qtz microcristallini con strutture fragili tipo book-shelf con locali bordi di Qtz a grana fine. Le "peliti" di Bt + Qtz sono presenti anche in livelli sottili e piegati intorno alle strutture a domino. I porfiroblasti di Px + Wo sono fasciati dai blasti di Cal a definire una certa foliazione, sottolineata da letti di Px + Wo a grana fine con evidenza di pieghe sradicate. | Campione Pandeli |
| 56 | SP1 | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Chl, Mag, Py, Slf, Qtz, Ox/Idrox Fe | Tessitura nematoblastica localmente diablastica di Anf tremolitici idiomorfi romboedrici. Gli Anf della massa di fondo sono a grana finissima (in aggregati fibrosi talvolta isorientati) associati a Ox e Slf, e includono nematoblasti di Anf (1-2mm) actinolitici sovrastanti. Presenza di aree isorientate con diffusioni di Ox e Py granulare e cubica. | Campione Pandeli |
| 57 | SP1bis | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Chl, Slf, Qtz, Ox/Idrox Fe | Tessitura da nematoblastica a diablastica più grossolana talvolta eterodimensionale. Gli Anf di fondo sono iso-rientati a sottolineare una foliazione e sopra vi crescono Anf diablastici random. Presenza di infiltrazioni di Ox localmente // alla scistosità e di aree veniforme irregolari con Anf aghiformi/prismatici a grana grossolana orientati tipo scistosità di piano assiale. Presenti fantasmi di porfiroblasti pre-tettonici (probabilmente Ol o Px) ormai interamente sostituiti da Anf tremolitici. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|---|------------------------------------|---|--|--|
| 58 | SP2 | Argille a Palombini Leucograniti di S. Ilario | Meta-quarzite Micro-leucogranito | Qtz, Bt, Ms Qtz, Pl, Bt, Ms, Ser, Kfs? | Quarzite: tessitura granoblastica costituita da Qtz e Bt ± Ms a grana medio-fine, localmente isorientata. Leuco-microgranito: tessitura granulare ipidiomorfa a grana fine, con fenocristalli di Qtz, Pl (intermedio-acido), Bt, Ms ± Kfs? (con identificazione incerta). | Campione Pandeli Contatto Metaquarzite Micro-leucogranito |
| 59 | SP3 | Argille a Palombini | Meta-quarzite | Qtz, Bt, Grt, Pl, Py, Chl, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica a grana medio-fine localmente foliata con Qtz e Bt tendente all'isorientamento. Presenti aree con Ox e Py microcristallina pseudo cubica o in aggregati e in bande. Diffusi piccoli Grt e Ox/idroxo Fe. | Campione Pandeli |
| 60 | SP3bis | Argille a Palombini | Meta-quarzite | Qtz, Bt, Grt, Pl, Py, Chl, Ox/Idrox Fe | Tessitura granoblastica a grana medio-fine leggermente foliata, con locali porfiroblasti di Qtz xenomorfo + Grt che includono Bt (± Py) secondaria forse in vene e plaghe sin-tettoniche. Presenza di zone a grana media con Qtz e Pl intermedio (raro) . | Campione Pandeli |
| 61 | DES 1-07 | Calcari a Calpionelle | Scisto Metapelite | Bt, Qtz, Py, Hem, Slf | Tessitura foliata con alternanza di livelli biotitici-quarzitici deformati in pieghe aperte più o meno blande. La dimensione dei xx di Qtz va da microcristallina a media. I Slf mettono in evidenza i livelli a Qtz nei quali si ritrovano sparsi. | Campione Pandeli |
| 62 | DES 3-07 | Calcari a Calpionelle | Calcescisto | Px, Wo, Grt, Ttn, Pl, Cal, Qtz, Bt, Ox-Fe, Zrn, Ep, Chl, (Ves), (Scp) | Tessitura foliata-microgranulare isorientata con dimensioni variabili (esistono diverse generazioni di Px). Presente alternanza tra una parte a grana più fine Qtz+Bt e una a grana più grossolana Px+Wo+Grt. Wo sia in ventagli che basale; Grt con colori d'interferenza anomali, alternati a zone con estinzione a settori triangolari. Presente struttura plicativa di sottili livelli con associazione Px+Grt+Wo±Cal. | Campione Pandeli |
| 63 | DES 4-07 | Calcari a Calpionelle | Calcescisto | Qtz, Bt, Cal, Cord, Ttn, Hem, Ms, Px, Wo, Py, Pl | Tessitura da granulare a grana fine a foliata (localmente occhiadina). Presente isorientazione (foliazione più o meno intensa e "gradata"), evidenziata da Ox e piccoli xx di Bt, con porfiroblasti di Qtz e Px anche ruotati. Bt localmente alterata e/o scolorita. Presenti aggregati di Px+Wo in nastri a grana maggiore associati a livelli più calcitici. La Cal presenta tracce di sfaldatura anche piegate. Presenti vene Cal+Qtz+Ep±Chl e di Cal+Qtz // alla foliazione. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|-----------------------------|-----------------------|--|--|------------------|
| 64 | DES 5-07 | Calcari a Calpionelle | Marmo a Px e Wo | Cal, Px, Wo, Ep, Py, Hem | Tessitura pavimentosa (Cal) equigranulare taglia media. Presenti due livelli con associazione Px+Wo+Ep. | Campione Pandeli |
| 65 | DES 8-1 | Diaspri di Monte Alpe | Meta-quarzite | Qtz, Crd?, Pl?, Kfs, Px, Bt, Cal, Ms, (Ser), Ttn, Py | Tessitura granulare eterodimensionale con diffusione di Px. I Px sono presenti anche in livelli millimetrici più o meno boudinati. Kfs è microlino. Sezione divisa in tre settori: (1) livello meta-quarzitico microcristallino debolmente foliato (associazione Qtz±(Ttn, Cal, Px, Ep, Py, Zrn)); la foliazione è evidenziata dall'isorientazione degli accessori; (2) livello granulare a gran media a Px ±(Cal, Ep, Ms, Ttn, Kfs±Ser); (3) porfido eterogranulare con grana media. Passaggio tra (1) e (3) non netto. | Campione Pandeli |
| 66 | FET 1 | Formazione Monte Agaciaccio | Calcari Marnosi | Cal, CbF, Ox, Ms?, Min. Arg. | Tessitura micritica a grana finissima con blanda e sottile isorientazione di minerali argillosi±Cal. Presenti diffusioni di Ox. Tracce di fillosilicati (Ms?). Presenti vene di Cal // alla foliazione, talvolta piegate in modo irregolare. Il CbF è probabilmente Ankerite. | Campione Pandeli |
| 67 | FET 1 Ofical | Breccie Ofiolitiche | Oficalciti | Cal, Py, Px, Hem, Chl, Ox/Idrox | Tessitura foliata con livelli mm evidenziati da Hem e Py isorientate (xx sub-mm), alternati a livelli di Cal±Px. Presente vena a medio angolo rispetto alla foliazione di Cal. | Campione Pandeli |
| 68 | FET 2 | Argille a Palombini | Fillade-microquarzite | Bt, Chl, Cal, Ms, Ox, Ttn, Hem+Ep, Qtz+Wo | Tessitura foliata (a carico delle miche) con sottili xx o aggregati micro-cristallini di Cal affusolati e isorientati lungo la foliazione. Localmente o in settori i livelli più sottili sono deformati in piccole pieghe serrate irregolari. Presenti livelli quarzosi e diverse generazioni di vene a Ep, Chl e a Qtz+Cal+Chl (in salbanda) ±Ep, Zrn, Ttn spesso ⊥ ma anche sub- // o a basso angolo. | Campione Pandeli |
| 69 | FET 2aI | Argille a Palombini | Fillade | Ms, Bt, Qtz, Ox, Py, Ep? | Tessitura da peciloblastica (con dispersione di Ox) a finemente isorientata/foliata (listata o macchiettata). Sopra a entrambe presente ulteriore diffusione di piccoli xx opachi (probabilmente Ox). | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|-----------------------|----------------------------|--|--|------------------|
| 70 | FET 2aII | Argille a Palombini | Fillade | Bt, Ms, Qtz, Py, Hem, Px?, Ox | Tessitura da peciloblastica (con dispersione di Ox) a finemente isorientata/foziata (listata o macchiettata). Hem presente in vene o livelli sub-millimetrici // alla foliazione. | Campione Pandeli |
| 71 | FET 2b | Argille a Palombini | Marna | Bt, Qtz, Ox ±CbF | Tessitura micritica a grana finissima con blanda e sottile isorientazione di minerali argillosi±CbF. Presenti diffusioni di Ox. Tracce di fillosilicati. | Campione Pandeli |
| 72 | FET 2c | Argille a Palombini | Calcescisto | Cal, Px, Wo, Qtz, Grt, Py, Chl | Tessitura a bande da foliata (anche con strutture fragili tipo domino) a fluidale con elementi ruotati all'interno della matrice carbonatica. Presenti strutture tipo <i>flaser</i> con <i>mantled-porphyroclasts</i> di tipo σ e δ . Evidente dicotomia composizionale/reologica tra pelitico-fragile e carbonatico-duttile. | Campione Pandeli |
| 73 | FET 2d | Argille a Palombini | Calcescisto microgranito | Kfs, Px, Qtz, Zrn, Ser, Ms, Hem, Ttn Px, Wo, Bt, Kfs?, Ms, Ser, Qtz, Cal | Alternanza cm-mm tra incassante metamorfico (a) e litotipo magmatico (b): a) Tessitura listata con livelli foliati e/o maculati e livelli diablastici/granoblastici (eterodimensionali grana fine). Presente livello a Wo in nastri discontinui più o meno rosetiformi. Presenti vene irregolari di Cal e di Wo+Cal+Qtz; b) Tessitura eterogranulare allotriomorfa con contatti suturati. Presenti xx scheletrici di Px e minuti aggregati di Ttn. Diffusa sericitizzazione. | Campione Pandeli |
| 74 | FET 3 | Calcari a Calpionelle | Marmo impuro | Cal, Px, Grt, Chl, Py, Ox | Tessitura sub-pavimentosa orientata a grana media con evidenti strutture plicative (mm) evidenziate in cerniera da diffusione di piccoli xx di Grt±Py (in aggregati o relitti) isorientati lungo la foliazione, a carico della fasi carbonatiche. Presenza di livelli (vene) e lenti di Cal a grana grossolana. | Campione Pandeli |
| 75 | FET 3fg | Gabbri | Meta-gabbri | Pl, Px, Anf, Ep, Chl, Fe-Ox/Idrox | Tessitura da grano-lepidoblastica a <i>flaser</i> con livelli mm di Chl isorientata. Presenti locali nematoblasti di Ep e Anf su Px (anche in fantasmi). <i>Flaser</i> costituiti da porfiroblasti <i>mantled</i> tipo- σ (relitti di Px con code di Anf±Ep±Chl). Presenti locali strutture coronitiche di Anf intorno a Px. Vene di Ep. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|---------------------|-----------------------|------------------------|---|---|------------------|
| 76 | FET 4a | Argille a Palombini | Meta-quarzite | Qtz, Bt, Ms, Chl, Py | Tessitura granoblastica-xenoblastica (eterodimensionale localmente omeoblastica), a grana medio-fine. Presenti vene di Qtz±Ox/Idrox finemente piegati. Presente “ampia” cerniera di piega serrata (cm). Presenti vene di Qtz che si dispongono anche tipo clivaggio di crenulazione associato alla piega. Py ampiamente diffusa. | Campione Pandeli |
| 77 | FET 4b | Argille a Palombini | Meta-quarzite / Scisto | Qtz, Bt, Ms, Px, Chl, Tur±Fe-Ox, Py, Zrn, Hem | Tessitura da granoblastica a grana fine debolmente isorientata a localmente “macchiettata” con dispersione di “ellissoidi” evidenziati da isorientazioni di Py. La foliazione, dove visibile, è sottolineata da Py anche in sottili livelli discontinui talvolta piegati irregolarmente. Presente vena di Qtz+Tur+Ms±Py, Hem (Ms in rosette o aggregati raggiati), e vena di Qtz+Ms±Chl localmente con pieghe isoclinali. | Campione Pandeli |
| 78 | FET 5 | Argille a Palombini | Meta-quarzite | Cal, Wo, Px, Qtz, Bt, Ms, Ox±Px | Tex granoblastica calcitica a grana fine con Wo±Px in lenti, ventagli e rosette (mm). Presenti sottili livelli metapelitici foliati e/o deformati- <i>boudinatis</i> di Bt e Ox+ Px. Deformazioni sia fragili tipo microfratture sub ⊥ che plastiche con pieghe coricate irregolari sottolineate da Ox/Idrox Fe. Presenti anche forme tipo <i>book-shelf</i> . | Campione Pandeli |
| 79 | FET 5aI FET 5aII | Calcari a Calpionelle | Marmo impuro | Cal, Px, Ms, Zrn, Bt, Wo, Ox | Tessitura granoblastica a grana fine con livelli metapelitici foliati (mm) di Bt+Wo±Px±Ms. Presenti strutture fragili tipo <i>book-shelf</i> con rigetto minimo e riempimento in Cal, localmente <i>boudinatis</i> . Presenti strutture tipo <i>flaser</i> (σ -type) di Px (in fantasmi o relitti) con proto-mantello di Cal. | Campione Pandeli |
| 80 | FET 5b | Calcari a Calpionelle | Marmo impuro | Cal, Px, Qtz, Ttn, Bt, Ms, Wo, Chl, Py, Ox | Tessitura granoblastica isorientata con diffusi fenomeni plicativi evidenziati nei livelli metapelitici sia piegati (polifasici) che <i>boudinatis</i> /discontinui. Il tutto è inglobato in matrice carbonatica con strutture di flusso. I nuclei più rigidi hanno composizione variabile (Px, Bt, Wo, Cal). | Campione Pandeli |
| 81 | FET 5c | Calcari a Calpionelle | Marmo impuro | Cal, Px, Qtz, Wo±Bt/Ms, Ttn, Ep | Tessitura granoblastica eterodimensionale con livelli (piegati poi fratturati e <i>boudinatis</i>) di Px+Bt+Wo ch definiscono una foliazione a settori. Localmente il Px non equilibrio è associato a Qtz. Sviluppo di Wo in nastri isorientati. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|-----------------------|---------------------|--|--|------------------|
| 82 | FET 5d | Calcari a Calpionelle | Marmo a Px e Wo | Cal, Wo, Px, Ox±Py | Tessitura granoblastica orientate con livelli, nastri e rosette di Wo. La matrice carbonatica ingloba localmente e avvolge la Wo con strutture di flusso. Diffusi gli ossidi che evidenziano la foliazione. | Campione Pandeli |
| 83 | S1 | Calcari a Calpionelle | Marmo / Calcescisto | Cal, Px, Wo, Scp, Grt ± Qtz, Bt, Ttn, Py, Hem, Chl Ep, Zrn | Tessitura da granoblastica a foliata con sottili livelli discontinui di Px+Wo±Cal±Chl alternate a porzioni finemente ricristallizzate di Bt+Px in massa di fondo microquartzitica. Presenti Scp e Grt in piccoli xx. Presenti livelli + carbonatici con peciloblasti di Px+Wo. | Campione Pandeli |
| 84 | S2 | Argille a Palombini | Scisto | Qzt, Bt, Px, Wo ± Cal, Pl, Scp, Ep, Py, Hem, Ttn, Ser- Ms, Ox/Idrox Fe | Tessitura da lepidoblastica a grana fine a foliata con sviluppo di nucleazioni discontinue di Px±Py. Presenti livelli a Qtz e Qtz+Bt±Py, talvolta deformati. Presenti porfiroblasti sferici di Qzt (riassorbiti?). Presente vena di Scp+Px±Pl±Cal±Hem±Ttn±Qtz. | Campione Pandeli |
| 85 | S3 | Argille a Palombini | Calcescisto | Cal, Px, Wo, Scp, Grt, Bt, Qtz± Ms, Ep | Tessitura da foliata a localmente granoblastica pavimentosa (Cal). La foliazione disegna una piega coricata appezzabile a occhio nudo ed è evidenziata da livelli di Px+Grt+Wo, alternati a livelli calcitici, fratturati ⊥, tipo clivaggio di crenulazione della piega. | Campione Pandeli |
| 86 | S4 | Argille a Palombini | Scisto | Px, Grt, Wo, Scp, Bt, Qtz, ±Py | Tessitura foliata localmente granoblastica, con sviluppo di pieghe parassite irregolari e clivaggio di piano assiale di un piega centimetrica asimmetrica con nucleo di Px+Grt, parte centrale di Px±Scp±Qtz e livello più esterno metapelitico di Bt+Qtz±Px. | Campione Pandeli |
| 87 | S5 | Argille a Palombini | Calcescisto | Cal, Px, Bt, Grt, Wo, Scp ± Py | Tessitura foliata con livelli di Bt+Px±Wo±Qtz alternati a livelli carbonatici con Px+Grt+Wo±Scp. La Wo è presente in aggregate fibrosi e nastroforni. La foliazione disegna una piega a S con parassite irregolari, evidenti soprattutto nei livelli pelitici. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|-----------------------|---------------------------|---|---|------------------|
| 88 | S6 | Calcari a Calpionelle | Marmo impuro /Calcescisto | Cal, Px, Wo, Grt, (Ves, Scp) ± Qtz, Ttn, Py | Tessitura da granoblastica pavimentosa a isorientata nella parte carbonatica, dove sono presenti allineamenti di Px±Wo. La parte pelitica mostra tessitura foliate con livelli di Bt+Qtz±Px±Grt/Ves±Wo (in nastri e ventagli allungati). Presente piega centimetrica con parassite. | Campione Pandeli |
| 89 | S7 | Calcari a Calpionelle | Marmo impuro /Calcescisto | Px, Bt, Qtz, Wo, Ser, Scp, Crd?, Grt (Ves) ±Ttn, Ep | Tessitura da granoblastica eterodimensionale / porfiro-blastica (Px+Wo±Qtz) nella parte ex-carbonatica a foliate e deformata nelle porzioni pelitiche (Bt±Qtz). La Bt è presente sia in microxx che in fibre più sviluppate. Tutta la sezione è interessata da una piega centimetrica sottolineata dall'alternanza dei due litotipi. | Campione Pandeli |
| 90 | PP1 PP1' | Argille a Palombini | Marmo impuro | Cal, Px, Qtz, Grt, Bt, Ms ± Ep, Chl, Zrn, Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura da granoblastica a diablastica a grana medio fine, con locali isorientazioni micacee nelle porzioni pelitiche. Presenti locali aree ghiandolari con diablasi dispersi a macchie sub-mm. Diffusi Grt con estinzioni anomale a settori pseudo triangolari e zonazioni concentriche. Presenti vene di Ep (sub// alla foliazione) e Ep+Grt±Cal±Py ad alto angolo rispetto all'isorientazione. | Campione Pandeli |
| 91 | PP2 | Argille a Palombini | Skarn | Qtz, Grt, Px, Bt, Ep, Zrn, Py, Ap? | Tessitura granoblastica eterodimensionale localmente scheletrica, costituita quasi interamente da Grt±Ep, con habitus sia fibroso che prismatico. I xx più grandi (mm) sono alterati con diffusione di microxx di Py. | Campione Pandeli |
| 92 | PP3 | Porfido Orano | Porfido | Pl, Qtz, Cal, Kfs ± Chl, Ttn, Zrn, Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura brecciata con elementi microgranulari cellulari (±alterati in Cal e Ox Fe), localmente isorientata con porfiroclasti ruotati (mantled σ). Anche le fasi accessorie tipo Ttn sono fratturate. Presenti Kfs zonati con nucleo di ortoclasio e bordo di microcline. | Campione Pandeli |
| 93 | PP4 | Argille a Palombini | Scisto | Px, Bt, Grt, Ep, Cal, Qtz Anf?, Crd? ± Py, Hem, Ox/Idrox Fe | Tessitura listata con alternanza di livelli mm foliati (pelitici, Bt±OxFe) e livelli microxx poikiloblastici. Si notano scheletri ± alterati di Grt±Px(forse anfibolitizzati). I Grt mostrano zonature con estinzioni anomale. Presenti vene di Ep in genere // alla foliazione(rare alto angolo. Presente blande strutture S-C nei livelli pelitici. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|----|----------------|------------------------|----------------------|---|---|--|
| 94 | PP5 | Argille a Palombini | Scisto | Px, Bt, Cal, ± Ep, Qtz?, Crd?, Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura listata con parte pelitica (grana fine) con ondulazioni a carico delle fasi micacee, mentre la parte più carbonatica a grana più grande è ricca in Grt (tessitura cellulare fratturata a tavoletta di cioccolato con riempimenti di Cal±Ep). Grt eterodimensionali con zonature ed estinzione anomala a graticcio. | Campione Pandeli Campione unico per PP4-PP5 |
| 95 | PT | Flysch M. Agaciaccio | Arenaria torbiditica | Qtz, Ms, Cal, ± Hem, Ep | Tessitura foliata localmente granoblastica, grana medio-fine, con sviluppo di una piega simile mm, sottolineata da vene di Cal fibrose, in cerniera della piega inserite nella foliazione mentre lungo i fianchi si dispongono sub-perpendicolarmente (tipo clivaggio). | Campione Pandeli |
| 96 | EL8I2 | Calcarei a Calpionelle | Calcescisto | Px, Pl, Scp, Grt ± Cal, Ttn, Py, Zrn, Qtz?, Ox Fe, CbF, Adl Kfs, Bt, Pl, Px, Qtz, Ttn | Tessitura da granulare a blandamente foliata. Contatto irregolare con locali compenetrazioni angolose con livello magmatico (2cm; Tessitura da granulare a porfiroblastica, con elementi lentiformi di Kfs e Qtz isorientati, con una certa ondulazione). La foliazione è più evidente nelle parti a grana minore. Nell'incassante presenti livelli foliati a Qtz+Px±Grt. Presenti vene ad alto angolo di CbF/Adl aciculari incrociati. | Campione Pandeli |
| 97 | CO1 | Serpentiniti | Anfiboliti | Px, Anf, Ol, ± Py, Chl, Srp? | Tessitura da granoblastica poligonale a xenoblastica brecciata, con neoformazione di Anf±Ol, con aspetto fibroso raggiato. Diffuse aggregati di Py, talvolta anche con bordo curvo riassorbito. Presenti aree microxx di Px±Py ossidata. I Px sono localmente cloritizzati. | Campione Pandeli |
| 98 | CO2 | Serpentiniti | Anfiboliti | Px, Ol, Anf, ± Py, Chl, Srp? | Tessitura da poligonale (±cellulare) a diablastica. I xx di Ol hanno habitus sub-euedrale cellulare e gli Anf fibroso o raggiato. | Campione Pandeli |
| 99 | CO3 | Diaspri Monte Alpe | Meta-quarziti | Qtz, Bt, Px ± Py | Tessitura foliata con fenomeni di <i>microboudinage</i> e porfiroblasti di Px inglobati nella foliazione evidenziata dalla Bt. I livelli boudinati sono di Px+Qtz±Py, la Bt forma neck folds tra i <i>boudins</i> . | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|-----|----------------|-----------------------|-------------------|---|--|------------------|
| 100 | Ogliera 1 | Calcari a Calpionelle | Marmo-calcescisto | Cal, Qtz, Px, Bt ± Ep, Chl | Tessitura da foliata a fluidale, con xx di Cal deformati (anche nelle tracce di sfaldatura) che localmente inglobano porfiroblasti di Qtz e Px (fantasmi). Presente livelli a grana fine + pelitici intensamente (±) foliati e boudinati (con <i>boudins</i> anche lentiformi). Le strutture di flusso sono a carico dei carbonati, mentre i livelli pelitici sono più rigidi con locali strutture a domino (tra i segmenti sono presenti xx di Ep e Qtz). | Campione Pandeli |
| 101 | Ogliera 2 bis | Argille a Palombini | Fillade | Bt, Qtz, Px ± Chl, Ox/Idrox Fe | Tessitura da foliata a microgranulare isorientata, con locali livelli "macchiettati" (miche?). Presente vena di Chl che riempie frattura con rigetto tipo faglia normale. | Campione Pandeli |
| 102 | O ₁ | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Ol, Grt, Er?, Pl, Srp? | Tessitura da ofitica a aciculo-granulare, con diffusa anfibolizzazione. Blanda ricristallizzazione dell'Ol e possibile presenza oltre che di Grt anche di Er. | Campione Pandeli |
| 103 | O ₂ | Gabbri | Anfibolite | Anf, Grt, Er?, Pl, Srp? | Tessitura da ofitica a aciculo-granulare, con diffusa anfibolizzazione. Oltre ai Grt possibile presenza di Er. | Campione Pandeli |
| 104 | POM 0 | Basalti | Meta-basalto | Pl, Px, Anf, ± Ser, Ttn, Py, Ox Fe | Tessitura sub-ofitica a grana medio-fine, con xx anedrali di Px in parte anfibolitizzati. Anf presenti in aggregati rombiformi allungati. Diffusa Py anche in fratture | Campione Pandeli |
| 105 | POM 1 | Diaspri di Monte Alpe | Quarzite | Qtz, Ms, Bt, ± Py, Hem, Chl, Slf | Tessitura microgranulare con diffusione di Py±Hem. Presente blanda isorientazione, con vene e sottili livelli sub-mm a grana fine di Qtz. Frequenti Ox Fe e Slf. | Campione Pandeli |
| 106 | POM 2 | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Px, Grt ± Ol, Py, Hem, Slf Ox/Idrox Fe | Tessitura da ofitica a granulare, con anfibolitizzazione diffusa. Gli Anf (generalmente tremolitici) hanno habitus prismatico, aciculare e "nastriforme", e localmente risultano deformati. Si notano xx isolati di Grt e Ol scheletrico/cellulare abbondantemente piritizzati. Presenti almeno due generazioni di Anf, l'ultima delle quali mostra i xx di maggiori dimensioni, associati ad Ox e Slf. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|-----|----------------|---------------------|----------------------------------|---|---|------------------|
| 107 | POM 3 | Argille a Palombini | Scisto a biotite/ Calcescisto | Px, Wo, Bt, Qtz, Grt ± Ttn, Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura da foliata a granoblastica (anche isorientata) nella porzione a Qtz+Wo. La foliazione (Wo isorientata) è evidenziata da <i>boudinage</i> (Px) e minute strutture plicative e ondulazioni (Bt, anche con strutture S-C). presenti livelli diablastici di Grt+Px±Wo in nastri. | Campione Pandeli |
| 108 | POM 3' | Argille a Palombini | Scisto a biotite/ Calcescisto | Bt, Qtz, Ms, Px, Grt, Cal, Ser ± Py, Zrn, Hem, Ox Fe | Presenti due livelli, uno carbonatico granoblastico e l'altro pelitico "macchiettato". Presenti isorientazioni degli aggregati ovoidali micaei (Bt±Chl/Ms/Ser). La parte carbonatica presenta isorientazioni + evidenti nelle parti "pure" con isolati xx di Px (abbondanti nella parte + marnosa). Il contatto è costituito da Grt+Px±Qtz±Ca± Chl±Zrn±Py, in cui i Grt (idiomorfi) sembrano sovrastare i Px. Presenti sottili vene di Qtz lungo la foliazione. | Campione Pandeli |
| 109 | POM 4 | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Ol, Chl, Ser?, Ms? ± Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura da cellulare (Ol) e nematoblastica (Anf), con relitti di Px quasi interamente uralizzati ± Py isorientata. Presenti + generazioni di Anf, grandi e fibrosi/raggiati sopra i quali cristallizzano minute fibre tremolitiche±Py. Entrambe sembrano sovrastare l'Ol. | Campione Pandeli |
| 110 | POM 5 | Basalti | Meta-basalto | Anf, Pl, Ser, Kfs, Ms, ± Chl, Py, Ox/Idrox Fe | Tessitura da lepidoblastica a occhiadina (flaser), con locali aree finemente foliate. I porfiroblasti sono costituiti da Anf, alcuni dei quali sono fratturati e traslati inglobati dalla foliazione. I Pl sono spesso peciloblastici, con inclusioni sia granulari (non identificate), che in fibre (Ser), e localmente sono fasciati da nastri foliati micacei cloritizzati. Diffuse fratture con Ox+Py // alla foliazione. | Campione Pandeli |
| 111 | POM 6 | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Ol, Px, Chl, Ser? ± Py, Hem, Adl | Tessitura sub-ofitica blandamente foliata, con aree micacee con xx di tremolite±Ol. I Px sono totalmente anfibolitizzati e la foliazione è evidenziata da Py±Hem. Presente vena ⊥ alla foliazione di Qtz+Adl±Py. | Campione Pandeli |
| 112 | POM 7 | Basalti | Meta-basalto | Pl, Px, Anf, ± Chl, Py, Hem | Tessitura ofitica, con relitti di Px stirati e deformati, anche in fantasmi, alterati quasi interamente in Anf (tremolite-actinolite). Diffusi gli aggregati di Py±Hem. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|-------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|---|---|------------------|
| 1 1 3 | FBO | Serpentiniti | Anfibolite | Anf, Ol, Ser, ± Py, Chl, | Tessitura lepidoblastica/nematoblastica con locali zone con residui di serpentino. Presenti aree alterate con associazione Py+Chl. Presente vena di Qtz±Chl±Ms?. | Campione Pandeli |
| 1 1 4 | F0 | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Px, Kls, Qtz?, Bt, Ms Ser ± Py | Tessitura da granulare a foliata, con megacristallo (> 5mm) di Px immerso nella massa di fondo microxx di feldspati±Qtz. Le niche sono generalmente cloritizzate. | Campione Pandeli |
| 1 1 5 | P.NERA1 | Argille a Palombini | Calcescisto- Marmo | Cal, Px, Wo ± Qtz, Py, Ttn, Slf, Ox/Idro Fe | Tessitura da granoblastica a nematoblastica (Cal, localmente isorientata) a fibroblastica foliata (Wo in rosette e ventagli). La foliazione è data dall'alternanza dei due litotipi (carbonato/pelite). Presenti livelli pelitici deformati e fratturati con riempimenti di Cal±Wo. Diffusi Px sparsi in relitti se mm ed euedrali quando sub-mm. | Campione Pandeli |
| 1 1 6 | P.NERA2 | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Bt, Ms, Qtz, ± Py, Ox Fe | Tessitura foliata finemente ondulata, con Bt in aggregati ovali e porfiroblasti di Qtz±Ms buodinati (frammenti di vene?). | Campione Pandeli |
| 1 1 7 | EB.87-7B | Diaspri di Monte Alpe | Quarzite/ Fillade | Qtz, Bt, Crd?, Rt? ± Hem | Tessitura foliata (Bt) con inglobati livelli granoblastici di Qtz. Presenti porfiroblasti (Qtz) tipo δ con inclusioni aghiformi (Rt?) syn-tettonici. | Campione Pandeli |
| 1 1 8 | EB.87- 15C | Diaspri di Monte Alpe | Fillade / Quarzite | Bt, Qtz, Grt, Ms ± Chl, Zrn, Hem, Ox/Idrox Fe | Tessitura foliata con lenti e livelli di Qtz con locali porfiroblasti deformati. Presenti fratture sia sub// che ad alto angolo rispetto alla foliazione, talvolta aperte ma sempre riempite da Ox di Fe (±Hem). | Campione Pandeli |
| 1 1 9 | EL-4 III EL-IV III' | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Bt, Px, Qtz, Grt, Wo ± And, Ves?, Ep, Ttn, Ox Fe | Tessitura da foliata a localmente granoblastica, con piega centimetrica asimmetrica (evidenziata dall'alternanza di livelli ex carbonatici-pelitici). La foliazione è evidente nella parte metapelitica (Bt±Qtz±And±Ox Fe), che localmente presenta porfiroblasti di Qtz tipo <i>mantled</i> σ-δ anche tipo <i>snow ball</i> . I livelli ex carb sono costituiti da Grt+Px+Wo±Ves(±Ep, Ttn, Ox Fe). Presenti vene di Ep (s.s. e zoisite) e livelli di Qtz+Bt boudinati e deformati. | Campione Pandeli |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|-------------|----------------------|---------------------------------------|--------------------|--|---|--|
| 1 2 0 | EL-5 II ₁ | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Bt, Qtz ± Chl, Py, Hem Px, Wo, Qtz ± Ep, Chl, Min Arg, Ox/Idrox Fe | Tessitura listata, con livelli pelitico-marnosi foliati /granulari porfiblastici (Bt) e livelli granoblastici ex carbonatici (Px+Wo). Diffusa l'alterazione con Min. Arg. e Ox Fe in aggregati. Il contatto tra i due litotipi non è netto ma con transizione graduale ondulata. | Campione Pandeli |
| 1 2 1 | EL-5 IV | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Bt, Qtz, Px, Grt, Cal, Wo ± Ep, Ttn | Tessitura da foliata a diablastica nella parte ex-carb ormai costituita da Px±Wo±Cal±Ep. Presenti vene di Ep e Ep± Wo±Cal±Px±Ttn. Ep con zonature nei tagli basali e associata in aggregati ±Px. La parte pelitica è foliata e localmente granoblastico isorientata, con livelli a Px anche in porfiblasti isolati con code simmetriche. Le vene in questa porzione diventano di Ep+Px ricco in Ti (Px rosa, iperstene o piemontite). | Campione Pandeli |
| 1 2 2 | EL-5 VI | Diaspri di Monte Alpe | Quarzite | Qtz, Bt±Ms, ± Py, Hem, Ox/Idrox Fe | Tessitura da granoblastica ± isorientata (Qtz) a foliata (Bt-Ms) con livelli micacei anche deformati. Presenti vene e livelli prevalentemente quarzosi, anche disposti lungo clivaggio di crenulazione di una piega serrata cm evidenziata da Bt e Ox/Idrox Fe. | Campione Pandeli |
| 1 2 3 | EL-5 VII | Diaspri di Monte Alpe | Quarzite | Qtz, Bt±Ms, ± Py, Hem, Ox/Idrox Fe | Tessitura microgranulare generalmente isorientata, con aree porfiblastiche micacee (Bt±Ms± scolorite). Presenti vene deformate di Qtz, anche disposte in modo da riempire clivaggio di crenulazione di una piega cm serrata, evidenziata da Ox/Idrox Fe e Bt. | Campione Pandeli |
| 1 2 4 | EL-6 IV EL-6 IV' | Breccie (Ripanera) | Marna/ Marmo | Cal, CbF, Min Arg, Px Chl, Hem | Tessitura brecciata/foliata, con elementi sub angolari smussati calcareo marnosi, marmorei con xx di Px frammentati dispersi. Presenti xx di Hem e aggregati raggiati micacei minuti (Chl?). presenti porfiblasti/clasti lentiformi cloritizzati. | Campione Pandeli |
| 1 2 5 | EL-7 II | Diaspri di Monte Alpe Porfido Orano | Quarzite Porfido | Bt, Qtz, Tur, Ms Pl, Kfs, Bt ± Py, Ser Ttn, Rt, Tur | Quarzite: tessitura granoblastica isorientata/foliata (Bt in micro fibre). Il contatto è irregolare con compenetrazione di xx micacei sopra i felspati mm della parte magmatica. Porfido: tessitura granulare isotropa con xx sub-euedrali con contatti sia pavimentosi che suturati. Alcuni feldspati sono sericitizzati anche intensamente (Ms). | Campione Pandeli Analizzato con Microsonda. |

| n° | sigla campione | formazione | litologia | componenti mineralogiche | caratteri tessiturali e microstrutturali | Note |
|-------------|-----------------------|---------------------|---|--|--|------------------|
| 1 2 6 | EL-7 III ₂ | Argille a Palombini | Marmo | Cal, Wo, Px, Grt ± Chl, Ep, Ox Fe | Tessitura da granoblastica pavimentosa a localmente isorientata intorno a grandi porfiroblasti lepidoblastici/ amigdaloidi di Wo (in fibre e rosette) con dimensioni fino al cm. Presenti vene di Ep e livelli a Grt+Px±Chl. | Campione Pandeli |
| 1 2 7 | EL-7 IV | Argille a Palombini | Scisto a Bt | Bt, Qtz, Px, Grt, Wo ±Ves? And? Ttn, Ep, Zrn | Tessitura da foliata a microgranulare, con livelli mm pelitici (Bt±Qtz). Presenti locali aggregati etero-dimensionali (mm-cm) di Grt+Px±Ep. I Grt mostrano talvolta estinzione anomala con colori d'interferenza grigi I° ordine (Ves?). Le porzioni a Px e Wo hanno tessitura granulare con blasti a grana fine. Presenti vene a Px+Ttn e Wo±Ttn | Campione Pandeli |
| 1 2 8 | FE.8-3 | Argille a Palombini | Argillite ± marnosa / Scisto a Bt | Bt, Px, Chl, Qtz, CbF ± Ox/Idrox Fe | Tessitura foliata finemente, con clivaggio di crenulazione sub // alla foliazione evidenziati da riempimenti in Ox Fe. Presenti alcune zone + marnose con foliazione più blanda. Presenti fratture ad alto angolo anche aperte con ossidi e vene di Qtz+Cal. | Campione Pandeli |
| 1 2 9 | FE.8-5 | Serpentiniti | Serpentinite | Srp, Anf, Chl ± Py, Ox/Idrox Fe Kfs, Bt, Pl?, Qtz | Tessitura nematoblastica / isorientata localmente quasi brecciata, con porfiroblasti ovali di Srp±Anf (tremolite). Presente contatto con vena magmatica (ricca in Bt) con bordo di reazione millimetrico ossidato. Presenti nella parte magmatica porfiroblasti sferici di Qtz con strutture coronitiche e micro-smescolamenti perititici nei feldspati. | Campione Pandeli |

APPENDICE 4: Mineral chemistry

R4 Diaspri di Monte Alpe; **EL-7II** Diaspri di Monte Alpe/Porfido di Portoferraio; **PN6** Argille a Palombini;
C2 Argille a Palombini/Monzogranito del Monte Capanne.

| <i>Campione</i> | R4 | R4 | EL-7II | EL-7II | PN6 |
|------------------------------------|-------------------|-------------------|---------------|---------------|---------------|
| <i>Minerale</i> | andalusite | andalusite | rutilo | rutilo | talco? |
| <i>Tipo</i> | bordo | nucleo | | | |
| SiO₂ | 35.25 | 36.23 | 0.09 | 0.06 | 56.82 |
| TiO₂ | 0.00 | 0.00 | 94.97 | 95.55 | 0.00 |
| Al₂O₃ | 62.93 | 63.20 | 0.24 | 0.17 | 1.19 |
| Cr₂O₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 |
| FeO_{TOT} | 0.56 | 0.63 | 0.44 | 0.48 | 0.52 |
| MnO | 0.02 | 0.11 | 0.09 | 0.00 | 0.21 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 28.90 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.32 | 0.41 | 0.55 |
| Na₂O | 0.31 | 0.20 | 0.02 | 0.09 | 1.87 |
| K₂O | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.07 | 0.17 |
| ZnO | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.11 |
| Totale | 99.07 | 100.56 | 96.20 | 96.84 | 90.37 |
| Si | 0.96 | 0.98 | | | |
| Ti | 0.00 | 0.00 | | | |
| Al | 2.03 | 2.01 | | | |
| Fe²⁺ | 0.01 | 0.01 | | | |
| Mn | 0.00 | 0.00 | | | |
| Mg | 0.00 | 0.00 | | | |
| Ca | 0.00 | 0.00 | | | |
| Na | 0.02 | 0.01 | | | |
| K | 0.00 | 0.00 | | | |
| Cr | 0.00 | 0.00 | | | |
| somma | 3.03 | 3.02 | | | |

Numero di cationi sulla base di 5O

APPENDICE

| <i>Campione Minerale Tipo</i> | R4 spinello bordo | R4 spinello nucleo | |
|--------------------------------------|--------------------------|---------------------------|---------------|
| SiO ₂ | 0.00 | 0.07 | |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.08 | |
| Al ₂ O ₃ | 54.52 | 54.46 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | |
| FeO _{TOT} | 19.78 | 25.51 | |
| MnO | 0.57 | 0.66 | |
| MgO | 0.94 | 0.96 | |
| CaO | 0.00 | 0.00 | |
| Na ₂ O | 0.15 | 0.00 | |
| K ₂ O | 0.02 | 0.03 | |
| ZnO | 16.02 | 10.15 | |
| Totale | 92.04 | 91.92 | |
| Si | 0.00 | 0.02 | |
| Ti | 0.01 | 0.02 | |
| Al | 16.31 | 16.19 | |
| Cr | 0.00 | 0.00 | |
| Fe³⁺ | 0.00 | 0.00 | |
| somma | 16.31 | 16.22 | |
| Fe²⁺ | 4.20 | 5.39 | |
| Mn | 0.12 | 0.14 | |
| Mg | 0.36 | 0.36 | |
| Zn | 3.00 | 1.89 | |
| somma | 7.69 | 7.78 | |
| A+B | 24.00 | 24.00 | |
| Fe₂O₃ | 0.00 | 0.00 | |
| FeO | 19.78 | 25.51 | |
| somma C | 91.88 | 91.89 | |
| O | 32.16 | 32.13 | |
| <i>Fe₂TiO₄</i> | 0.10 | 0.19 | Ulvospinello |
| <i>MgAl₂O₄</i> | 4.65 | 4.65 | Spinello |
| <i>MgFe₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Mg-ferrite |
| <i>MgCr₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Mg-cromite |
| <i>FeAl₂O₄</i> | 54.57 | 69.05 | Ercinite |
| <i>FeFe₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Magnetite |
| <i>FeCr₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Cromite |
| <i>MnAl₂O₄</i> | 1.60 | 1.81 | Galaxite |
| <i>MnFe₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Jacobsite |
| <i>ZnFe₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Franklinite |
| <i>ZnAl₂O₄</i> | 39.07 | 24.30 | Gahanite |
| <i>FeV₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Coulsonite |
| <i>MgV₂O₄</i> | 0.00 | 0.00 | Mg-coulsonite |

Numero di cationi sulla base di 24O; Fe2+ e Fe3+ calcolato per avere 32 cationi

APPENDICE

| <i>Campione</i> | PN6 | PN6 | PN6 | R4 | R4 | PN6 | R4 | C2 | EL-7II |
|--------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|
| <i>Minerale</i> | Clino- pirosseno | Clino- pirosseno | Clino- pirosseno | Granato | Granato | Granato | Muscovite | Biotite | Biotite |
| <i>Tipo</i> | | bordo | nucleo | bordo | nucleo | | | | |
| SiO ₂ | 51.35 | 51.64 | 52.19 | 35.24 | 35.90 | 38.03 | 44.89 | 35.40 | 34.98 |
| TiO ₂ | 0.15 | 0.00 | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.67 | 0.00 | 3.31 | 2.76 |
| Al ₂ O ₃ | 2.27 | 0.20 | 0.16 | 19.78 | 20.67 | 18.49 | 35.69 | 17.35 | 20.58 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.15 | 0.07 | 0.00 | 0.04 | 0.05 | 0.08 | 0.02 | 0.06 | 0.09 |
| FeO _{TOT} | 10.24 | 15.62 | 14.61 | 28.11 | 29.99 | 5.76 | 2.35 | 17.46 | 18.82 |
| MnO | 0.34 | 0.61 | 0.51 | 9.99 | 11.36 | 0.63 | 0.04 | 0.29 | 0.50 |
| MgO | 10.66 | 9.10 | 10.07 | 1.06 | 1.18 | 0.03 | 0.45 | 8.87 | 5.33 |
| CaO | 25.17 | 24.03 | 24.06 | 0.76 | 0.27 | 35.94 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.42 | 0.13 | 0.05 | 0.00 | 0.32 | 0.60 | 0.11 | 0.11 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 8.24 | 7.79 | 8.40 |
| ZnO | 0.15 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.13 | 0.00 | 0.09 | 0.12 |
| Totale | 100.47 | 101.70 | 101.81 | 95.12 | 99.51 | 100.08 | 92.27 | 90.73 | 91.69 |
| Si | 1.94 | 1.95 | 1.97 | 6.05 | 5.91 | 5.80 | 6.12 | 5.58 | 5.49 |
| Al ^{IV} | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.09 | 0.20 | 1.88 | 2.42 | 2.51 |
| Fe ³⁺ | 0.00 | 0.04 | 0.02 | | | | | | |
| somma | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 6.05 | 6.00 | 6.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 |
| Al ^{VI} | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 4.00 | 3.92 | 3.12 | 3.85 | 0.80 | 1.30 |
| Fe ³⁺ | 0.01 | 0.07 | 0.04 | 0.00 | 0.14 | 1.01 | | | |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.08 | 0.00 | 0.39 | 0.33 |
| Mg | 0.60 | 0.51 | 0.57 | | | | 0.09 | 2.08 | 1.25 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| Fe ²⁺ | 0.31 | 0.38 | 0.39 | | | | 0.27 | 2.30 | 2.47 |
| Mn | | | | | | | 0.00 | 0.04 | 0.07 |
| somma | 0.97 | 0.98 | 1.00 | 4.02 | 4.08 | 4.22 | 4.22 | 5.62 | 5.42 |
| K | | | | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 1.43 | 1.56 | 1.68 |
| Na | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.10 | 0.16 | 0.03 | 0.03 |
| Mn | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 1.45 | 1.59 | 0.08 | | | |
| Ca | 1.02 | 0.97 | 0.97 | 0.14 | 0.05 | 5.87 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 4.04 | 4.00 | 0.00 | | | |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.27 | 0.29 | 0.01 | 1.59 | 1.60 | 1.72 |
| somma | 1.03 | 1.02 | 1.00 | 5.93 | 5.92 | 6.06 | | | |
| FeO | 9.93 | 12.14 | 12.54 | 28.11 | 29.01 | 0.00 | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.34 | 3.88 | 2.30 | 0.00 | 1.09 | 6.40 | | | |
| #Mg | 65.66 | 57.20 | 58.87 | | | | 25.22 | 47.50 | 33.51 |
| <i>Wo</i> | 52.14 | 48.66 | 48.22 | | | | | | |
| <i>En</i> | 30.73 | 25.65 | 28.10 | | | | | | |
| <i>Fs</i> | 17.13 | 25.69 | 23.68 | | | | | | |
| <i>Uv</i> | | | | 0.12 | 0.15 | 0.25 | | | |
| <i>Ad</i> | | | | 0.00 | 0.66 | 19.00 | | | |
| <i>Py</i> | | | | 4.61 | 4.92 | 0.13 | | | |
| <i>Sp</i> | | | | 24.62 | 26.80 | 1.40 | | | |
| <i>Gr</i> | | | | 2.25 | 0.00 | 79.23 | | | |
| <i>Al</i> | | | | 68.40 | 67.47 | 0.00 | | | |

Numero di ioni sulla base di 4 cationi; Fe²⁺ e Fe³⁺ calcolato per avere 4 cationi e 6 O (Morimoto, 1998)

Numero di cationi sulla base di 24O; Fe³⁺ calcolato sulla base di 16 cationi (Rickwood, 1968)

Numero di cationi sulla base di 22O

APPENDICE

| <i>Campione</i> | R4 | R4 | C2 | C2 | C2 | EL-7II | EL-7II | PN6 |
|------------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|---------------------|------------------|------------------|-------------------|
| <i>Minerale</i> | K- | K- | K- | K- | plagioclasio | K- | K- | |
| <i>Tipo</i> | feldspato | feldspato | feldspato | feldspato | nucleo | feldspato | feldspato | anortosite |
| | bordo | nucleo | | bordo | | bordo | nucleo | |
| SiO₂ | 64.40 | 63.68 | 62.84 | 63.47 | 59.44 | 63.24 | 63.96 | 45.69 |
| TiO₂ | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.14 | 0.00 | 0.18 | 0.00 |
| Al₂O₃ | 18.82 | 18.88 | 18.36 | 18.13 | 23.80 | 19.30 | 19.00 | 33.26 |
| Cr₂O₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 |
| FeO_{TOT} | 0.14 | 0.15 | 0.01 | 0.01 | 0.11 | 0.05 | 0.15 | 0.61 |
| MnO | 0.15 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.13 | 0.17 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.01 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 0.08 | 5.38 | 0.09 | 0.15 | 19.07 |
| Na₂O | 1.72 | 4.70 | 1.40 | 1.19 | 5.40 | 8.03 | 8.67 | 0.58 |
| K₂O | 12.02 | 14.52 | 13.56 | 13.29 | 0.04 | 13.05 | 13.44 | 0.02 |
| ZnO | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.04 |
| Totale | 97.46 | 101.93 | 96.45 | 96.20 | 94.31 | 103.91 | 105.76 | 99.49 |
| Si | 3.00 | 2.92 | 2.99 | 3.01 | 2.76 | 2.86 | 2.86 | 2.126 |
| Al | 1.03 | 1.02 | 1.03 | 1.01 | 1.30 | 1.03 | 1.00 | 1.824 |
| Fe | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.026 |
| somma | 4.04 | 3.94 | 4.01 | 4.02 | 4.07 | 3.89 | 3.87 | 3.976 |
| Ca | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.27 | 0.00 | 0.01 | 0.951 |
| Na | 0.16 | 0.42 | 0.13 | 0.11 | 0.49 | 0.70 | 0.75 | 0.052 |
| K | 0.72 | 0.85 | 0.82 | 0.80 | 0.00 | 0.75 | 0.77 | 0.001 |
| somma | 0.87 | 1.27 | 0.96 | 0.92 | 0.76 | 1.46 | 1.53 | 1.004 |
| An | 0.00 | 0.00 | 1.01 | 0.46 | 35.37 | 0.31 | 0.46 | 94.67 |
| Ab | 17.85 | 32.97 | 13.39 | 11.91 | 64.30 | 48.15 | 49.29 | 5.21 |
| Or | 82.15 | 67.03 | 85.60 | 87.63 | 0.33 | 51.54 | 50.25 | 0.11 |

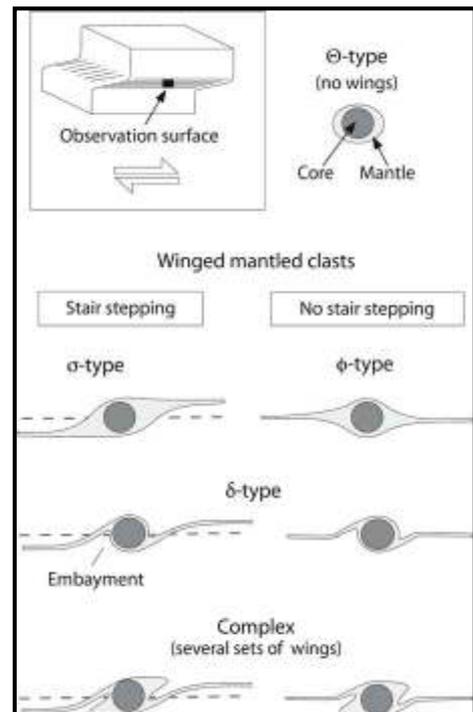
Numero di cationi sulla base di 80

ALLEGATO 5: Classificazione e descrizione degli indicatori cinematici

L'osservazione dei piani XZ dell'ellissoide dello strain permette di individuare numerose tipologie di indicatori cinematici: *mantled porphyroclasts/blasts* con code di pressione (tipo σ o tipo δ); *mantled porphyroclasts/blasts* senza code con simmetria interna (tipo θ); *quarter mats*; *foliation fishes*; *stepped fragmented grains* (strutture a domino); porfiroblasti con strutture plicative; strutture S-C; *drag folds*; *boudins* asimmetrici; *sheath folds* (pieghe a sacchetto); *syn-shearing folds* (pieghe simili); *mica fishes*; *imbrications* (imbricazioni) *and tensional and constrictional stepover sites*. Gli indicatori cinematici suggeriscono differenti componenti di taglio del movimento in relazione ai diversi eventi deformativi. Inoltre questi sono generalmente formati da minerali tipici: K-feldspato, plagioclasio, sillimanite, muscovite, quarzo, orneblenda e granato. Tali indicatori possono essere formati anche da leucosomi deformati o *pods* gneissici.

1) *Mantled porphyroclasts* (Figura a5.1):

consistono in un singolo cristallo centrale circondato da un "involucro" a grana fine dello stesso minerale. Sono interpretati come la conseguenza della deformazione plastica cristallina e dell'accumulo delle zone di dislocazione sul bordo del porfiroclasto in risposta al flusso nella matrice (PASSCHIER & TROUW, 1996). Il debole *mantle* (manto o rivestimento) minerale può essere deformato in code o ali che si estendono da entrambi i lati del porfiroclasto, parallelamente al senso di taglio. In base a forma e rotazione delle code di pressione sono stati definite diverse categorie: oggetti tipo σ presentano ampie basi delle code (*mantles*) vicino al porfiroclasto con due facce planari e due facce curve che definiscono un'asimmetria interna; oggetti tipo δ hanno code sottili con pieghe caratteristiche adiacenti al porfiroclasto (PASSCHIER & TROUW, 1996); oggetti tipo θ mostrano *mantles* ellittici ma senza reali code (DAVIS & REYNOLDS, 1996).

Figura a5.1 *Mantled porphyroclast*.

2) *Quarter structures* (Figura a5.2): sono riferite a porfiroclasti senza *mantles* (o al limite con manto a grana molto fine) e possono mostrare una distribuzione asimmetrica delle microstrutture su i quattro quarti definiti dalla foliazione e dalla sua normale. I *quarter mats* probabilmente si formano dalla rimozione preferenziale di minerali per dissoluzione in siti di stress concentrato vicino al porfiroclasto (PASSCHIER & TROUW, 1996).

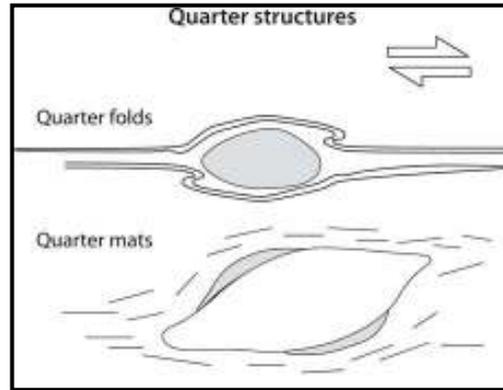


Figura a5.2 *Quarter structures*.

3) *Foliation fishes*: diversi tipi di inclusioni si formano quando una parte della zona di taglio rimane strutturalmente isolata tra bande di taglio discreto, fratture o qualche altro tipo di discontinuità strutturale (DAVIS & REYNOLDS, 1996). Una volta formati i *foliation fishes* possono comportarsi diversamente, dal punto di vista meccanico, rispetto alla matrice circostante.

4) *Stepped fragmented grains* (Figura a5.3): grandi porfiroclasti possono essere sezionati da insiemi di zone di micro-taglio o faglie che provocano spostamento relativo dei frammenti. Il senso di movimento dei frammenti può essere antitetico o sintetico, e dipende non solo dal senso di taglio della massa totale ma anche dalla forma originale del porfiroclasto, dal numero di vorticità cinematica del flusso e dall'orientazione iniziale delle microfaglie, parzialmente controllate dalle direzioni cristallografiche del porfiroclasto (PASSCHIER & TROUW, 1996).

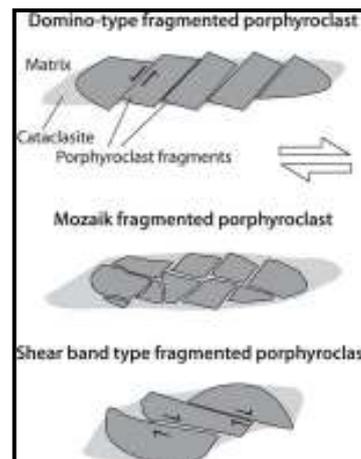


Figura a5.3 *Stepped fragmented grains*, strutture a domino.

5) *Shear Band Cleavage*, strutture tipo S-C (Figura a5.4): consiste nell'intersezione di due o più serie di piani o superfici, ovvero foliazione e zone di taglio. I piani di foliazione sono denominati superfici-S, mentre le bande di taglio sono dette superfici-C (Davis and Reynolds, 1996). Quando le bande di taglio sono parallele ai bordi della zona di taglio si definiscono tipo C, mentre se sono oblique, oltre alla foliazione, anche al bordo della zona di taglio si parla di tipo C' (PASSCHIER & TROUW, 1996).

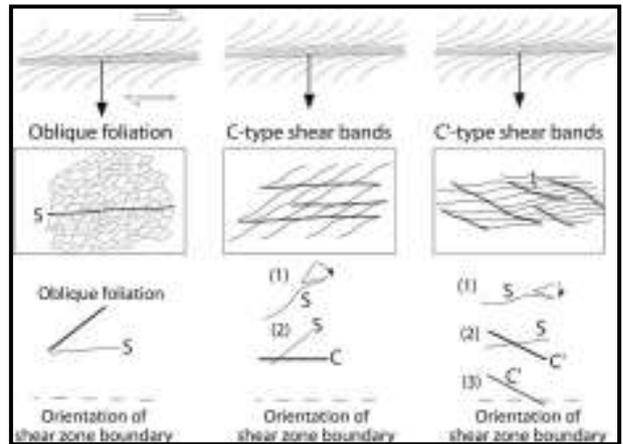


Figura a5.4 Strutture S-C e S-C'.

6) *Drag folds* (Figura a5.5): in prossimità delle faglie o delle fasce di taglio si possono formare delle tipiche curvature dei piani della foliazione S (DAVIS & REYNOLDS, 1996).

7) *Mica fish* (Figura a5.6): si tratta di cristalli di mica con forma a losanga. Giacciono con l'asse maggiore nel quadrante estensionale della deformazione e mostrano un'inclinazione delle strutture più ripida di quella della foliazione milonitica (PASSCHIER & TROUW, 1996).

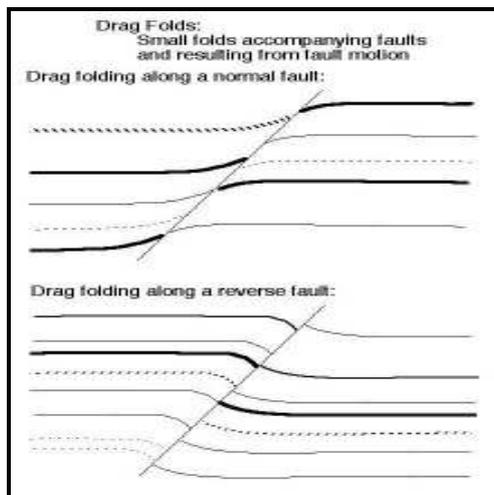


Figura a5.5 Drag folds.

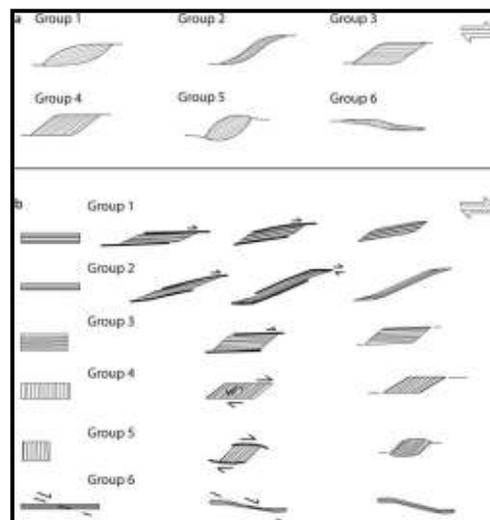


Figura a5.6 Strutture dei diversi tipi di mica fish.

APPENDICE

Ringraziamenti:

Il primo ringraziamento va necessariamente al Prof. Enrico Pandeli, sia per i suggerimenti e la competenza che mi ha dato in questi anni che per la libertà di azione che mi ha lasciato ma soprattutto per avermi dato la possibilità di continuare a fare vera geologia in questi anni. È stato davvero divertente!

Un doveroso ringraziamento va anche ai Prof. Marco Elter, Massimo Coli, Mauro Papini, Marco Benvenuti, Giuliano Gabbani, Federico Sani e Orlando Vaselli per i “consigli geologici” e lo spirito con cui ci siamo sempre interfacciati (anche su questioni non propriamente accademiche!).

Ringrazio il Dott. Andrea Orlando e la Dott.ssa Eleonora Braschi per la disponibilità nell'utilizzo della Microsonda Elettronica e per l'aiuto che mi hanno dato, soprattutto quando si è rivelata capricciosa come un umano.

Voglio ringraziare anche tutto il gruppo dei petrologi del piano di sopra per avermi ospitato più volte in escursioni geologiche ma anche nella quotidianità LaPiriana. Ringrazio in particolare il Prof. Sandro Conticelli per i consigli, che cercherò di seguire in futuro.

Grazie anche al gruppo degli applicati per il supporto tecnico tempestivo in caso di bisogno.

Un ringraziamento lo devo a tutti gli amici geologi con cui ho condiviso gioie e dolori in tutti questi anni passati insieme, in dipartimento e non. Grazie a Peter & Andre (ma anche i ragazzi della stanza dei geochimici, la Vale su tutti) per le lunghe pause pranzo passate a ragionar di politica e non.

Un grazie poderoso va a quei disgraziati che mi hanno accompagnato nelle lunghe giornate di rilevamento elbano (soprattutto Peter & Samu ma anche Daiman & Andre per la vecchia tesi), in condizioni ambientali generalmente proibitive (che sennò è troppo facile!). Per tutte le belle serate passate con tutti i Subi, grazie anche a Totta (che nonostante ci sia andata vicina non è entrata nella grande famiglia dei dottorandi) e a Fede (anche per le ormai storiche Lamolate).

Grazie anche a Lore (e al Masso) per i fine settimana passate a scarpinare, a Ca' di Gallo e dintorni, anche quando avrei dovuto essere a lavorare.

Ringrazio i colleghi Jappo & Andrea con cui ho lottato contro la burocrazia ed i contorti regolamenti del limbo del dottorato. Adesso comincia il difficile!

Devo ringraziare anche gli amici di sempre che ho spesso trascurato nei vari periodi di isolamento da tesi ma che comunque ci sono sempre.

Ringrazio i miei genitori per avermi fatto studiare (e divertire) tutti questi anni e per la pazienza di sopportare un orso come il sottoscritto...ringrazio e abbraccio i nonni che mi hanno sempre sostenuto ed assecondato in ogni cosa.

Un ringraziamento va a tutto il parentado, con zii e cugine, che mi hanno sempre fatto sentire lo “scienziato della famiglia”.

Dulcis in fundo... **GRAZIE** a Martina per l'aiuto fondamentale (senza il quale come sempre non ce l'avrei fatta!) ed il sostegno morale e materiale sia durante lo sviluppo della tesi che nella vita di tutti i giorni.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V. AND 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., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PASSERINI P., PRINCIPI G. AND 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. AND SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines in Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., **4**: 207-642.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., PRINCIPI G. AND 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., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I., SASSI F.P. (1992) - *CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - 1:50.000 GUIDA AL RILEVAMENTO*. Quaderni, serie III, del SGI Volume 1.
- AIELLO E., BARTOLINI C., GABBANI G. BRIZZOLARI E. CLERICI C. ORLANDO L. AND 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. AND 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. Ital., **97**: 495-525.
- AIELLO E., BRUNI P AND 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. AND PRINCIPI G. (2001) - *Late Miocene remagnetization within the internal sector of the Northern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **383**: 1-14.
- ALOISI P. (1910) - *Cassiterite dei filoni tormaliniferi di S. Piero in Campo (Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., **26** : 78-83.
- ARGAND A. (1924) - *La tectonique de l'Asie*. XIII Intern. Geol. Congr., Liege 1922, PP. 171-372.
- ARINGOLI D., COLTORTI M., D'OREFICE M., DRAMIS F., FEDERICI P.R., FORESI L., GRACIOTTI R., IOTTI A., MOLIN P., MORETTI S., PAPPALARDO M., PIERANTONI P.P., PIERUCCINI P., RIBOLINI A., TARCHIANI U. (2009) - *Carta Geomorfologica dell'Arcipelago Toscano*. MEMORIE DESCRITTIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Vol. **86**, 7-107, pp. 101.
- 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. AND PRINCIPI G. (2001) - *Carta geologica dell'Elba Centrale e Orientale*. DB Map, Ofioliti, **26** (2a), Firenze.
- BAGNOLI G., GIANELLI G., PUXEDDU M., RAU A., SQUARCI P. AND TONGIORGI M. (1979) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 99-116.
- BAILEY C.M., AND EYSTER E.L. (2003). *General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona*. Journal of Structural Geology **25**, 1883-1893.
- BARBERI F. AND INNOCENTI F. (1965) - *Le rocce cornubianitico-calcaree dell'anello termometamorfo del Monte Capanne (Isola d'Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **72**: 306-398.
- BARBERI F. AND 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. AND 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. AND TREVISAN L. (1967a) - *Carta geologica dell'Isola d'Elba alla scala 1:25.000*. E.I.R.A., Firenze, 1967 (due fogli).
- BARBERI F., DALLAN L., FRANZINI M., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI R., SQUARCI P., TAFFI L. AND 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. AND RICCI C.A. (1967b) - *Il complesso scistoso di Capo Calamita (Isola d'Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem, Ser. A, **74**: 579-617.
- BARCHI M., MINELLI G. AND PIALLI G. (1998) - *The CROP 03 profile: a synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It, **52**, 383-400.

BIBLIOGRAFIA

- 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. AND 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. AND MAINO A. (1986) - *Rilievi per placers sulla piattaforma continentale del Tirreno centro settentrionale*: P.F. CNR Oceanografia e Fondi Marini - Sottoprogetto "Risorse minerarie". Rapporto Tecnico Finale, p. 97-117.
- BARTOLINI C., FANUCCI F., GABBANI G., ROSSI S., VALLERI G. AND 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. AND JACKSON J.A. (1987) - *Glossary of Geology*, Third Edition. Am. Geol. Inst., Alexandria, Virginia, 788 pp.
- BECCALUVA L., PICCARDO G.B. AND SERRI G. (1980) - *Petrology of Northern Apennines ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites*. In: PANAYIOTOU A. (Ed.), Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979, p. 314-331.
- BENCE A.E. AND ALBEE A.L. (1968) - *Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicate and oxides*. Journal of Geology, **76**, 382-403.
- BENEO E. AND 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. AND 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. AND 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.
- BERNINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F. AND TORELLI L. (1990) - *Eventi compressivi Neogenico-Quaternari dell'area peritirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 577-590.
- BERTINI G., CAMELI G. M., COSTANTINI A., DECANDIA F. A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. AND TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale). Stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geologici 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. AND INNOCENTI F. (1973) - *Fission track ages of zircons and apatites from Northern Apennine ophiolites*. Fortschr. Mineral., **50**: 51-53.
- BOCCALETTI M. AND 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. AND 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. AND SANI F. (1998) - *Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines*. Tectonics, **17** (1), 112-130.
- BOCCALETTI M., ELTER P. AND GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and the Northern Apennines*. Nature, **234**: 108-111.
- BOCCALETTI M., PAPINI P. AND VILLA I. M. (1987) - *Modello strutturale e cronologico del M. Capanne (Elba)*. Rend. S.I.M.P., **42**: 300-301.
- BOCCALETTI M., GIANELLI G. AND SANI F. (1997). *Tectonic regime, granite emplacement and crustal structure in the inner zone of the northern Apennines (Tuscany, Italy): A new hypothesis*. Tectonophysics, **270**, 127 - 143.
- BOCCALETTI M., BONAZZI U., COLI M., DECANDIA F., ELTER P., PUCCINELLI A., RAGGI G., VERANI M. AND ZANZUCCHI G. (1977) - *Problemi stratigrafico-strutturali dell'Elba centro-orientale. Prog. Fin. Geodinamica-Sottoprogetto Modello Strutturale, Gruppo Appennino Settentrionale*. Firenze, 15 pp.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. AND 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. AND POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38.
- BODECHTEL J. (1964) - *Stratigraphie und Tektonik der Schuppenzone Elbas*. Geologische Rundschau, **53**(1), 25-41.
- BONATTI S. AND MARINELLI G. (1953) - *Appunti di litologia elbana*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 473-489.
- BORSI S. AND 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. AND PRINCIPI G. (2003) - *The Bargonasco - Upper Val Graveglia ophiolitic succession, Northern Apennines, Italy*. Ofioliti, **28**: 137-140.

BIBLIOGRAFIA

- BORTOLOTTI V., PANDELI E. AND PRINCIPI G. (2001b) - *The geology of the Elba Island: an historical introduction*. *Ofioliti*, **26** (2a): 79-96.
- BORTOLOTTI V., PICCARDO G.B. AND PRINCIPI G. (1984) - *Primary relationships between cpx-gabbros and Fe-gabbros near Fetovaia, Elba Island, Italy*. *Ofioliti*, **9**: 89-92.
- BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. AND TREVES B. (2001) - *Ophiolites, Ligurides and the tectonic evolution from spreading to convergence of a Mesozoic Western Tethys segment*. In: "Anatomy of an orogen: the Apennine and adjacent Mediterranean basins" (G.B. VAI AND I.P. MARTINI, Ed.), pp. 151-164, Kluwer Academic Publishers, London.
- BORTOLOTTI V., CELLAI D., MARTIN S., PRINCIPI G., TARTAROTTI P. AND VAGGELLI G. (1994a) - *Ultramafic rocks from the eastern Elba island ophiolites (Tyrrhenian Sea, Italy)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**: 195-202.
- BORTOLOTTI V., FAZZUOLI M., PANDELI E., PRINCIPI G., BABBINI A. AND CORTI S. (2001a) - *Geology of Central and Eastern Elba Island, Italy*. *Ofioliti*, **26** (2a): 97-151.
- BORTOLOTTI V., GARDIN S., MARCUCCI M. AND 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. AND VAGGELLI G. (1991) - *Le sequenze ofiolitiche dell'Elba orientale: aspetti geologici e petrografici*. *Atti Ticin. Sci. Terra.*, **34**: 71-74.
- 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. AND 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*. *Bulletin de la Societe Geologique de France.* **165**; 1, Pages 19-25. 1994.
- BOUILLIN J.P., BOUCHEZ J.L., LESPINASSE P. AND 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.
- BUCHER K., GRAPES R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks 8th edition*, Springer ed. 428p.
- BURNETT J.A. (1998) - *Upper Cretaceous*. In: Bown (Ed.) *Calcareous nannofossil Biostratigraphy*, British Micropal. Soc. Publ., Series, p. 132-199.
- CAGGIANELLI A., RANALLI G., LAVECCHIA A., LIOTTA D. AND DINI A. (2013) - *Post-emplacement thermo-rheological history of a granite intrusion and surroundings rocks: the Monte Capanne pluton, Elba Island, Italy*. From: LLANA-FU'NEZ, S., MARCOS, A. & BASTIDA, F. (eds) *Deformation Structures and Processes within the continental crust*. Geological Society, London, Special Publications, **394**.
- CARMIGNANI L. AND 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. AND 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. AND MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. *Tectonophysics*, **238**: 295-315.
- CASSANO E., ANELLI L., CAPPELLI V., GIORI I AND LA TORRE P. (2001) - *The Island of Elba-Northern Tyrrhenian Sea, aeromagnetic and gravity data*. *Ofioliti*, **26** (2a): 153-160.
- CENTAMORE E., DRAMIS F. AND FEDERICI P.R. (1988) - *Superfici di spianamento relitte e vicende morfoneotettoniche dell'Isola d'Elba*. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **1**: 155-160.
- CHIARI M., CORTESE G. AND MARCUCCI M. (1994) - *Radiolarian biostratigraphy of the Jurassic cherts of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **19**: 307-312.
- CHIARI M., MARCUCCI M. AND 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.
- CIARAPICA G. AND PASSERI L. (1998) - *Evoluzione paleogeografica degli Appennini*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **40**, 233-290.
- CIFELLI F., MINELLI L., ROSSETTI F., URRU G., MATTEI M. (2012) - *The emplacement of the Late Miocene Monte Capanne intrusion (Elba Island, Central Italy): constraints from magnetic fabric analyses*. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, **101**:787-802
- COBIANCHI M. AND VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia Appennino Ligure)*. *Atti Ticinensi Sci. Terra*, **35**: 199-211.
- COCCHI I. (1870) - *Cenno sui terreni stratificati dell'isola d'Elba per Iginio Cocchi*. *Tip. di G. Barbèra*.
- COHEN K. M., FINNEY S. C., GIBBARD P. L. AND FAN J. X. (2013) - *The ICS international chronostratigraphic chart. Episodes*, **36**(3), 199-204.

BIBLIOGRAFIA

- COLI M. AND PANDELI E. (1997) - *The ophiolitic unit of Fetovaia-Pomonte and Punta Nera zone (western M. Capanne thermo-metamorphic aureola)*. In: *The Elba island: A key puzzle linking the Corso-Sardinian massif and Adria*. Meeting EL.I.C.A.97. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- COLI M. AND PANDELI E. (2001) - *2-Elba Island, C - Western Elba, The Ophiolitic unit of Fetovaia-Pomonte and Punta Nera zone, Western Monte Capanne thermo-metamorphic aureola*. In: Meeting EL.I.C.A. 97 "The Elba Island: a key puzzle linking the Corso-Sardinian massif and Adria". Excursion Guidebook. *Ofioliti*, **26** (2a), 347-351.
- COLI M., PECCERILLO A. AND PRINCIPI G. (1991). *Evoluzione geodinamica recente dell'Appennino settentrionale e attività magmatica tosco-laziale: vincoli e problemi*. CNR.
- COLI M., CONTICELLI S., PANDELI E., MORATTI G., PAPINI P. AND 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. AND 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: Alsop G.I. and Holdsworth R.E. (Eds.) *Flow processes in faults and shear zones*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **224**: 95-112.
- COLLETTINI C. AND 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. AND 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. AND MARONE C. (2009) - *Fault zone fabric and fault weakness*. *Nature, Letters*, **462**: 907-911.
- CONTI M. AND 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. AND VAGGELLI G. (2001) - *Petrology, mineralogy and geochemistry of a mafic dike from Monte Castello, Elba Island, Italy*. *Ofioliti*, **26** (2a): 249-262.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G., PICCARDO G. (1975) - *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks (northern Apennine and Tuscany)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. **94**: 291-327.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B. AND 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. AND VERCESI DEL CASTELLAZZO G. (1981) - *Carta geologica delle ofioliti del Bracco*. S.E.L.C.A., Firenze.
- CORTI S., DINI C., PANDELI E. AND PRINCIPI G. (1996) - *Le unità tettoniche dell'Isola d'Elba orientale (Toscana): nuovi dati e ipotesi di correlazione*. 78^a Riun. Estiva S.G.I., San Cassiano (BZ). Riass., p. 65-66.
- COSTANTINI A., GANDIN A., MATTIAS P.P., SANDRELLI F. AND TURI B. (1980) - *Un'ipotesi per l'interpretazione paleogeografica della formazione di Tocchi*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 203-216.
- COSTANTINI A., DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A., AND SANDRELLI F. (1988) - *L'Unità di Monticiano-Roccastrada fra la Montagnola Senese e il Monte Leoni (Toscana meridionale)*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **31**, 382-420.
- D'AMICO C., INNOCENTI F., SASSI F.P. (1987) - *Magmatismo e metamorfismo*. UTET, Torino.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R AND CAPITANIO F. (2007) - *Le eolianiti 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.
- D'ACHIARDI A. (1873) - *Mineralogia della Toscana*, 2 vv., Ed. Nistri, Pisa.
- 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. AND JOLIVET L. (1992) - *Extension ductile, granites et ouverture de la Mer Tyrrhénienne*. 14e Réunion Sci. Terre «Macro et micro regards sur la terre», Réunion. *Ann. Sci. Terre*, **14**, 47 pp.
- DANIEL J.M. AND JOLIVET L. (1995) - *Detachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrhenian Sea)*. *Bull. Soc. Géol. France*, **166**: 341-354.
- DAVIS G. H. (1983) - *Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes*. *Geology*, **11**(6), 342-347.
- DAVIS G. AND REYNOLDS S. (1996). *Structural Geology of Rocks and Regions*, 2nd ed. John Wiley, New York, 776 pp.
- DE COLLEGNO G. (1848) - *Note sur l'île d'Elba*. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. **V**, Paris.
- DE PAOR D.G. (1988) - *R/ θ strain analysis using an orientation net*. *Journal of Structural Geology*, **10**, 323-333.
- DECANDIA F.A. AND 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. AND LIOTTA D. (1993) - *La "serie ridotta" nel quadro dell'evoluzione geologica della Toscana meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **49**: 181-191 .

BIBLIOGRAFIA

- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. AND LIOTTA D. (2001) - *Structural features of southern Tuscany, Italy*. *Ofioliti*, **26**: 287-300.
- DEER W.A., HOWIE R.A., WISE W.S., ZUSSMAN J. (2004). *Rock-forming minerals. Vol.4B, (2a ed.)*, The Geological Society, London, 982 pp.
- DEINO A., KELLER J.V.A., MINELLI G. AND PIALLI G. (1992) - *Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del metamorfismo dell'Unità di Ortano-Rio Marina (Isola d'Elba): risultati preliminari*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **1992/2**: 187-192.
- DESCHAMPS Y. (1980) - *Contribution 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.
- DEWEY J. F., HOLDSWORTH R. E. & STRACHAN R. A. (1998) - *Transpression and transtension zones*. Geological Society, London, Special Publications, **135**(1), 1-14.
- 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. AND LAURENZI M. (1999) - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of shallow-level granitic intrusions, Elba Island, Italy*. *Plinius*, **22**: 157-158.
- DINI A., FARINA F., INNOCENTI F., ROCCHI S. AND 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. AND 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., AND WESTERMAN D.S. (2006) - *The late Miocene Christmas-tree laccolith complex of the Island of Elba*. In: PASQUARÈ G., VENTURINI C. AND GROPPPELLI G. (Eds) *Mapping geology of Italy*. APAT - Serv. Geol. d'It., SELCA Firenze, p. 249-258.
- DINI A., MAZZARINI F., MUSUMECI G. AND 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., ROCCHI S., AND WESTERMAN D.S., (2004), *Reaction microtextures of REE-Y-Th-U accessory minerals in the Monte Capanne pluton (Elba Island, Italy): A possible indicator of hybridization processes*: *Lithos*, v. **78**, no. 1, p. 101-118.
- DINI A., TONARINI S., INNOCENTI F., ROCCHI S. AND 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.
- DOGLIONI C. (2010) - *Enciclopedia degli idrocarburi: Tettonica delle placche*. Treccani.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R & CAPITANIO F. (2007) - *Le eolianiti 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.
- 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.
- DURAND-DELGA M. (1984) - *Principaux traits de la Corse Alpine et correlations avec les Alpes Ligures*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, 285-329.
- DURAND-DELGA M. and coworkers (1978) - *La Corse. Guide géologiques régionaux*. Masson, Paris. 280 pp.
- DURAND-DELGA, M., LAHONDÈRE, D., PUCCINELLI, A., ROSSI, P., VELLUTINI, P., (2001) - *Pre-meeting transect Corsica-Elba Island-Southern Tuscany: 1- Corsica*. *Ofioliti*, **26**, 303-320.
- DURANTI S., PALMERI R., PERTUSATI P.C. AND RICCI C.A. (1992) - *Geological evolution and metamorphic petrology of the basal sequences of Eastern Elba (Complex II)*. *Acta Vulcan.*, Marinelli, **2**: 213-229.
- ELTER F.M. AND PANDELI E. (1990) - *Alpine and Hercynian Orogenic phases in the Basement rocks of the Northern Apennines (Larderello Geothermal field, Southern Tuscany, Italy)*. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83/2**: 241-264.
- ELTER F.M. AND PANDELI E. (1993) - *Alpine tectono-metamorphic framework of the Tuscan Paleozoic (Southern Tuscany, Italy)*. *Annales Tectonicae*, **7**: 71-84.
- ELTER F.M. AND PANDELI E. (1994) - *Caratteri petrografici e strutturali del basamento metamorfico nel sottosuolo dell' area geotermica di Travale-Radicondoli (Toscana meridionale, Italia)*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. spec. **1994/1**: 103-112.
- ELTER F.M. AND PANDELI E. (2001) - *Structural evolution of anchi-/epimetamorphic units of Central and Eastern Elba (Ortano, Acquadolce, Monticiano-Roccastrada and Grassera Units)*. *Ofioliti*, **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*. *Ofioliti*, **27**: 91-102.
- ELTER F.M. AND SANDRELLI F. (1995) - *La fase post-nappe della Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino Settentrionale*. *Atti Ticin. Sci. Terra*, **37**: 173-193.

BIBLIOGRAFIA

- ELTER F.M., PADOVANO M. AND R. K. KRAUS – (2010) - *The emplacement of Variscan HT metamorphic rocks linked to the interaction between Gondwana and Laurussia: structural constraints in NE Sardinia (Italy)*. Terra ova, Vol **22**, No. 5, 369–377.
- ELTER P. AND 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.
- ELTER P. (1994) – *Introduzione alla geologia dell'appennino Ligure-Emiliano*. Soc. Geol. It., Guide geologiche regionali, **6**, Ed. BE-MA, 17-24.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M., AND TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in recent (Tortonian to present) evolution of Northern Apennines*. In TRANSACTIONS-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, Vol. 56, No. 3, pp. 166-166.
- ERIKSSON L. AND 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., LENAZ R., ROSSI S. AND 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. AND WESTERMAN D. S. (2010) - *Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets*. Geological Society of America Bulletin, **122**: 1463-1479.
- FAZZUOLI M. AND SGUAZZONI G. (1986) - *Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 59-84.
- FAZZUOLI M., FOIS E. AND TURI A. (1988) - *Stratigrafia e sedimentologia dei "Calcari e marne a Rhaetavicula contorta" Aucet. (Norico-Retico) della Toscana nord-occidentale. Nuova suddivisione formazionale*. Riv. It. Paleont. Strat. **94**: 561-618.
- FAZZUOLI M., PANDELI E. AND 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., AND 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. AND TONARINI S. (1985) - *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 111-124.
- FERRARA G. AND TONARINI S. (1993) - *L'Isola d'Elba: un laboratorio di geocronologia*. Mem Soc. Geol. It., **49**: 227-232.
- FERRARA G., HIRT B., MARINELLI G. AND 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. AND SANI F. (2001) - *Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern Apennines-Adriatic Sea*. Tectonophysics. **343** (3-4): 135-163.
- FORTE A.M., BAILEY C.M. (2007) - *Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic distribution method of kinematic vorticity analysis*. Journal of Structural Geology, Volume **29**: 983–1001.
- FOSSEN H. (2011) - *Structural Geology*, Cambridge University Press.
- FROST B.R. AND FROST C.D. (2013) - *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, pp 311.
- GAGNEVIN D., DALY J. AND 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. AND 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*. Mineralogical Magazine, **72**: 925-940.
- GAGNEVIN D., DALY J. AND KRONZ A. (2010) - *Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **159**: 579-596.
- GAGNEVIN D., DALY J., POLI G. AND 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*. Journal of Petrology, **46**: 1689-1724.
- GALLUZZO F., CACCIUNI A., CHIARINI E., D'OREFICE M., FALCETTI S., GRACIOTTI R., LA POSTA E., PAPASODARO F., RICCI V., VITA L. (1992) - *Progetto CARG: modifiche ed integrazioni al Quaderno n. 1/1992/2009*. Quaderni, serie III, del SGI Volume 12, Fascicolo III.
- GARFAGNOLI F., MENNA F., PANDELI E. AND 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.

BIBLIOGRAFIA

- GARFAGNOLI F., MENNA F., NIRTA G., PANDELI E. AND PRINCIPI G. (2010). *The contact metamorphic aureole of the Mt. Capanne pluton: new data from the carg project*. In: 85° Congresso Nazionale SGI, Pisa, 6-8 settembre. Volume dei Riassunti, pp. 279-280.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Miner. Petrogr. Acta, **12**: 69-97.
- GHOSH S.K. AND RAMBERG H., (1976) - *Reorientation of inclusions by combination of pure and simple shear*. Tectonophysics, **34**, 1-70.
- GIANELLI G. AND PRINCIPI G. (1977) - *Northern Apennine Ophiolites: an ancient trascurrent fault zone*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2): 17-98.
- GIANELLI G. AND 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.
- GIUSTI R. (2011) - *Stratigrafia ed evoluzione deformativa delle rocce metamorfiche dell'anello del Monte Capanne: gli affioramenti tra Cavoli-Colle Palombaia e San Piero*. Tesi di Laurea Specialistica in Difesa del Suolo, Università degli Studi di Firenze, 129 pp.
- 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.
- 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. AND WILSON D. (2004) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 589 pp.
- GRADSTEIN F. M., OGG J. G., SCHMITZ M. D. AND OGG G. M. (2012). *The Geologic Time Scale 2012*, vol. 1 & 2.
- GRECO L. AND CAMANZI A. (1941) - *Relazione sui giacimenti di sabbie ferrifere di alcune spiagge sottomarine del litorale italiano*. Ricerca Sci., **12**: 900-907.
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI G. AND 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.
- JEFFERY G.B. (1922) - *The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid*. Proceedings of the Royal Society of London, **A102**, 161-179.
- JESSUP M.J., LAW R.D. AND FRASSI C. (2007) - *The Rigid Grain Net (RGN): An alternative method for estimating mean kinematic vorticity number (Wm)*. J. Struct. Geol., **29**, 411-421.
- JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFE B., MICHARD A. AND JOURDAN C. (1990) - *Ductile extension in Alpine Corsica*. Geology, **18**: 1007-1010.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J. P., D'AGOSTINO N. AND PARRA T. (1998) - *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the Tyrrhenian Sea*. J. Geoph. Res., **103**: 12123-12160.
- JUTEAU M., MICHARD A., ZIMMERMANN J.L AND, ALBAREDE F. (1984) - *Isotopic heterogeneities in the granitic intrusion of Monte Capanne (Elba Island, Italy) and dating concepts*. J. Petrol., **25**: 532-545.
- 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. AND TARTI 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. AND COWARD M. P. (1996) - *The structure and evolution of the Northern Tyrrhenian Sea*. Geological Magazine, **133** (01), 1-16.
- KELLER J.V.A. AND PIALLI G. (1990) - *Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 413-425.
- KELLER J.V.A., MINELLI G. AND PIALLI G. (1994) - *Anatomy of late orogenic extension: the Northern Apennines case*. Tectonophysics, **238**(1), 275-294.
- KERRICK D.M. (1991) - *Overview of contact metamorphism*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **26**(1), 1-12.
- KLEPEIS K.A., DACZKO N.R. AND CLARKE G.L. (1999) - *Kinematic vorticity and tectonic significance of superposed mylonites in a major lower crustal shear zone, northern Fiordland, New Zealand*. Journal of Structural Geology, **21**, 1385-1406.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. AND 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., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P. AND 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.
- LAW R.D., SEARLE M.P., SIMPSON R.L. (2004) - *Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet*. Journal of the Geological Society, London **161**, 305-320.

BIBLIOGRAFIA

- LE MAITRE R., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE J., LE BAS M., SABINE P., SCHMID R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLLEY A. AND ZANETTIN B. (1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks* (LE MAITRE, R.W.; Ed.). Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LIPPOLT H., WERNICKE R.S. AND BÄHR R. (1995) - *Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): Concordant (U+Th)-He and K-Ar ages*. Earth Planet. Sci. Lett., **132**: 43-51.
- LISTER G. S., AND BALDWIN S. L. (1993) - *Plutonism and the origin of metamorphic core complexes*. Geology, **21**(7), 607-610.
- LISTER G.S. AND DAVIS G.A. (1989) - *The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.* J. Struct. Geol., **11**, 65-94.
- LISTER G.S., BANGA G. AND FEENSTRA A. (1984a) - *Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece*. Geology **12**, 221-225.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. AND SYMONDS P.A. (1986) - *Detachment faulting and the evolution of passive continental margins*. Geology, **14**(3), 246-250.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. AND SYMONDS P.A. (1991) - *Detachment models for the formation of passive continental margins*. Tectonics, **10**(5), 1038-1064.
- LOTTI B. (1877) - *I giacimenti ferriferi del Banato e quelli dell'Elba*. Boll. R. Com. Geol., **8**: 197-202.
- LOTTI B. (1882) - *Plastico del Rilievo geologico dell'Isola d'Elba*. Scala: 1: 25.000. Regio Ufficio Geologico 141 – I.
- LOTTI B. (1884) - *Carta geologica dell'Isola d'Elba alla scala 1:25.000*. R. Uff. Geol. d'It.
- LOTTI B. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Roma, **2**, 254 pp.
- 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., RUGGIERI G. AND 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.
- MALINVERNO A. AND 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.
- MANDAL N. AND KARMAKAR S. (1989) - *Boudinage in homogeneous foliated rocks*. Tectonophysics, **170**, 151-158.
- MARCUCCI M. AND 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.
- 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. (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-quadernaire 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.
- MARRONI M. AND 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.
- MARRONI M. (leader), BORTOLOTTI V., CORTESOGNO L., GAGGERO L., LAHONDERE D., MOLLI G., MONTANINI A., PANDOLFI L., PRINCIPI G., ROSSI P., SACCANI E., TREVES B. AND TRIBUZIO R. (associate leaders), (2004) - *Northern Apennine and Corsican ophiolites: the oceanic lithosphere of the Ligure-Piemontese basin and its transition to the Adria continental margin (Italy)*. Field Trip guide book P 27, pp 52.
- MARTINI I. P. AND SAGRI M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy*. Earth-Science Reviews, **34**(3), 197-233.
- MARTINI I.P., RAU A., TONGIORGI M. (1986) - *Syntectonic sedimentation in a Middle-Triassic rift, Northern Apennines, Italy*. Sediment. Geol., **47**: 191-219.
- 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. AND BRUNET C. (1999) - *Structural evolution of the northern Tyrrhenian Sea from new seismic data*. Marine Petrol. Geol., **16**: 381-407.
- MAZZANTI R. (1983) - *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago di Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 419-556.
- MCKENZIE D.P. (1978) - *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth Planetary Science Letters, **40**, 25-32.

BIBLIOGRAFIA

- MELLINI M. AND VITI C. (1994) - *Crystal structure of lizardite-1T from Elba Island, Italy*. Am. Mineral., **79**: 1194-1198.
- MENNA F. (2008) - *Studi meso e microstrutturali su successioni di litosfera oceanica ad espansione lenta: le ofioliti dell'Appennino Settentrionale*. Tesi di dottorato, Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze, pp 182.
- MENNA F., PRINCIPI G., TREVES B., PODETTI S., GARFAGNOLI F. AND CORTI S. (2007) - *The pre-orogenic tectonic history of the Bracco gabbroic massif: review and news*. Per. Mineral., **76** (2): 81-100.
- MACKENZIE W.S., GUILFORD C. (1985). *Atlante dei minerali in sezione sottile*. Zanichelli, Bologna.
- MOLLI G. (2008) - *Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated review*. Geological Society, London, Special Publications, **298**: 413-442.
- MORIMOTO N., FABRIES J., FERGUSON A. K., GINZBURG I. V., ROSS M., SEIFERT F. A., ZUSSMAN J., AOKI K. AND GOTTARDI G. (1988): *Nomenclature of pyroxenes*. – Miner. Mag. **52**:535–550.
- MUHLSTRASSER TH. AND FRISCH W. (1998) - *Kinematic analysis in the Ligurian Unit of eastern Elba Island (Italy)*. Ofioliti, **23**: 93-100.
- OKADA H. AND BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)*. Marine Micropal., **5** (3): 321-5.
- ORLANDI P. AND 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. and PERCHIAZZI 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. AND PRINCIPI G. (2002) - *New geological data from Gorgona Island (Northern Tyrrhenian Sea)*. Ofioliti, **27**: 133-144.
- PADOVANO M. (2011) - *Emplacement of variscan HT rocks in Nord Gongwana (Sardinia): modelling and geodynamic implications*. Tesi di dottorato, Università di Genova, 145 pp.
- 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. AND 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., BERTINI G. AND CASTELLUCCI P. (1991) - *The Tectonic Wedges Complex of the Larderello area (Southern Tuscany - Italy)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **110**: 621-629.
- 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., BORTOLOTTI V. AND PRINCIPI G. (1995) - *La successione toscana epimetamorfica di Capo Castello (Cavo, Isola d'Elba nord-orientale)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, **38**: 171-191.
- PANDELI E., CORTI S., FRANCESCHELLI M. AND PECCHIONI E. (2001a) - *The varicoloured slates of the Gràssera Unit (Central-Eastern Elba, Tuscany): petrographical-mineralogical data and comparisons with other Tuscan and Ligurian-Piedmontese units*. Ofioliti, **26** (2a): 197-206.
- PANDELI E., PUXEDDU M. AND RUGGIERI G. (2001b) - *The metasiliciclastic-carbonate sequence of the Acquadolce Unit (Eastern Elba Island): new petrographic data and paleogeographic interpretation*. Ofioliti, **26** (2a): 207-218.
- PANDELI E., SANTO A.P., MORELLI M. AND 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.
- PANDELI E., PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., BENVENUTI M., FAZZUOLI M., DINI A., FANUCCI F., MENNA F., NIRTA G. (2013) - *The Elba Island: an intriguing geological puzzle in the Northern Tyrrhenian Sea*. ISPRA e della Società Geologica Italiana, Geol.F.Trips, Vol.5 No.2.1 (2013), 114 pp.
- 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. AND MARTINI I.P. (2001) - *Neogene Tuscan Shelf-Western Tuscany extension evidences of the early post-compressional deposits (Tyrrhenian Sea-Northern Apennines, Italy)*. Ofioliti, **26** (2a): 187-196.
- PASSCHIER C.W., (1987) - *Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow e a study in vorticity analysis*. Journal of Structural Geology, **9**, 679-690.
- PASSCHIER C. W. AND TROUW R. A. J. (1996) - *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289 pp.
- PECCERILLO A., CONTICELLI S. AND MANETTI P. (1987) - *Petrological characteristics and genesis of the recent magmatism of South Tuscany and North Latium: a review*. Per. Miner., **56**: 157-172.
- 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.

BIBLIOGRAFIA

- PERTUSATI P.C., RAGGI C., RICCI C.A., DURANTI S. AND PALMERI R. (1993) - *Evoluzione post-collisionale dell'Elba centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 223-312.
- PERUGINI D. AND POLI G. (2003) - *Chaotic mixing of magmas in the Tuscan magmatic province*. Peri. Mineral., **72**(2): 53-61.
- PEZZOTTA F. (1993) - *Geologia strutturale, petrografia, filoni acidi litiniferi, pegmatiti, apliti, li, Sant'Ilario in Campo, San Piero in Campo, Monte Capanne, Isola d'Elba, F.126, Toscana*. 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. AND 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-quadernary intermediate-acid rocks from the Tuscan magmatic province*. Per. Mineral. **73** (1): 187-214.
- POLI G., MANETTI P. AND 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., PECERILLO A. AND 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.
- POUCHOU, J.L. AND PICOIR, F. (1985) - 'PAP' (phi-rho-Z) Procedure for improved quantitative microanalysis. In Microbeam Analysis (J.T. Armstrong, ed.) San Francisco Press, 104-6.
- PRINCIPI G. AND TREVES B. (1984) - *Interpretazione attualistica del Sistema Corso-Appenninico. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., CHIARI M., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MARCUCCI M., SACCANI E., TREVES B. (2004) - *The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a revue*. Ofioliti, **29** (2): 177-211.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., PANDELI E., FANUCCI F., CHIARI M., DINI A., FAZZUOLI M., MENNA F., MORETTI S., NIRTA G., REALE V. Con i contributi di D'OREFICE M. E GRACIOTTI R. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 fogli 316, 317, 328, 329 ISOLA D'ELBA*.
- 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. AND 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. AND 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. AND 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. AND 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, p. 1-568.
- RAMSAY J.G. (1981) - *Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe*. Journal of Structural Geology, Volume **11**, Issues 1-2, Pages 191-209.
- RAU A. AND 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. AND SPOHN A. (1982) - *The position of the West-Elba ophiolites within the tectonic framework of the Apennines*. Ofioliti, **7**: 467-478.
- 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.
- RICKWOOD P.C. (1968) - *On recasting analyses of garnet into end member molecules*. Contrib. Mineralogy and Petrology, v. **18** (no. 2), pp. 175-198.
- RIEDER M., CAVAZZINI G., D'YAKONOV Y.S., FRANK-KAMENETSKII V.A., GOTTARDI G., GUGGENHEIM S., KOVAL P.V., WONES D.R. (1998) - *Nomenclature of the micas*. Canadian Mineralogist **36** (3), pp. 905-912.

BIBLIOGRAFIA

- ROCCHI S., WESTERMAN D. S., DINI A., FARINA F. (2010) - *Intrusive sheets and sheeted intrusions at Elba Island, Italy*. *Geosphere*, v. 6, p. 225-236.
- ROCCHI S., WESTERMAN D.S., DINI A., INNOCENTI F. AND TONARINI S. (2002) - *Two-stage growth of laccoliths at Elba Island, Italy*. *Geology*, **30**, 983-986.
- ROYDEN L. H. (1993) - *Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision*. *Tectonics*, **12**(3), 629-638.
- RUGGIERI G., PETRONE C.M., GIANELLI G., ARIAS A., TORIO HENRIQUEZ E. (2006) - *Hydrothermal alteration in the Berlin geothermal field (El Salvador): new data and discussion on the natural state of the system*. *Per. Mineral.* **75**, 2-3,293-312.
- ROSSETTI F., TECCE F., BILLI A. AND 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.
- 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.
- SARTORI R., KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C. et al., (1989). *Drillings of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B., VAI G.B. (Eds.), *The Lithosphere in Italy*. *Accad. Naz. Lincei, Atti Convegni vol. 80*, 139-156.
- SAUPE F., MARIGNAC C., MOINE B., SONET J. AND ZIMMERMANN J.L. (1982) - *Datation par les methodes 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.
- SAVI P. (1833) - *Studi geologici sulla Toscana*. Presso i fratelli Nistri.
- 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. AND 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. and FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quaternario dell'area Tosco-Laziale-Umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale*. *Studi Geol. Camerti, Vol. Spec.*, **1991/1**: 429-463.
- SIMPSON C. AND DE PAOR D.G. (1993) - *Strain and kinematic analysis in general shear zones*. *Journal of Structural Geology*, **15**, 1-20.
- SIMPSON C. AND DE PAOR D.G. (1997) - *Practical analysis of general shear zones using porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from the Scandinavian Caledonides*. In: Sengupta, S. (Ed.), *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-scales*. Chapman and Hall, London, pp. 169-184.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. *Geol. Mijnbouw*, **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.
- STEFANI M. AND 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.
- STRECKEISEN A. AND LE MAITRE R.W. (1979) - *A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Mineralogie-Abhandlungen*, **136**: 169-206.
- STORTI, F. (1995) - *Tectonics of the Punta Bianca promontory: Insights for the evolution of the Northern Apennines - Northern Tyrrhenian Sea basin*. *Tectonics*, **14**(4), 832-847.
- STUDER M. (1841) - *Sur la constitution géologique de l'île d'Elbe*. *Bull. Soc. Geol. France*, **12**, 279-308.
- TANELLI G., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P., DINI A., LATTANZI P., MANIERI C., MASCARO I. AND RUGGIERI G. (2001) - *The iron mineral deposits of Elba island: state of the art*. *Ofioliti*, **26** (2a): 239-248.
- TARNEY J. (2004) - *Plate Tectonics: GL209. Lecture 4: Continental Margin Subsidence*. www.le.ac.uk/geology/art/pdffdocs/sediment.pdf
- TARTAROTTI P. AND VAGGELLI G. (1994) - *Melt impregnation in mantle peridotites and cumulates from the Elba Island ophiolites, Italy*. *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 201-215.
- TEYSSIER C., TIKOFF B., MARKLEY M. (1995) - *Oblique plate motion and continental tectonics*. *Geology*, **23**, 447-450.
- 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.
- TIKOFF B. AND FOSSEN H. (1999) - *Three dimensional reference deformations and strain facies*. *J. Struct. Geol.*, **21**, 1497-1512.

BIBLIOGRAFIA

- TIKOFF B. AND TEYSSIER C. (1994) - *Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens*. Journal of Structural Geology, **16**(11), 1575-1588.
- TONGIORGI M., RAU A. AND MARTINI I. P. (1977) - *Sedimentology of early-alpine, fluvio-marine, clastic deposits (Verrucano, Triassic) in the Monti Pisani (Italy)*. Sedimentary Geology, **17**(3), 311-332.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**: 577-618.
- TREVES B. AND 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 55^a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana. Isola d'Elba*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 435-472.
- TREVISAN L. AND MARINELLI G. (1967) - *Carta geologica dell'Isola d'Elba (scala 1:25.000)*. Pisa, C. N. R.
- TRINCARDI F. AND ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian Basin*. Geo-marine letters, **7**(1), 1-6.
- TURNER F.J. (1968) - *Metamorphic geology*. McGraw-Hill, New York, 403 pp.
- TURNER F.J. AND VERHOOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, New York, 694 pp.
- VAGGELLI G., OLMI F., CONTICELLI S. (1999) - *Quantitative electron microprobe analysis of reference silicate mineral and glass samples*. Acta vulcanologica, **11**(2), 1999, pp. 297-303.
- VAI G.B. AND MARTINI I.P. (2001) - *Anatomy of an orogen: the Apennine and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Academic Publishers, London, pp. 633.
- VANNETTI S. (2005) - *Caratterizzazione geologico-strutturale delle principali zone di taglio dell' Isola d'Elba orientale*. Tesi di Laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra dell' Università di Firenze. 188 pp.
- VANNEY S. R. (1977) - *Géomorphologie des platesformes continentales*. Ed. Doin, Paris, 300 pp.
- VOISENET J.P., BOULLIN J.P. AND FEINBERG H. (1983) - *Les grès du Ghiaieto (Ile d'Elbe, Italie): datation et caractères sédimentaires*. C.R. Acad. Sci. Paris, **296**: 383-386.
- VOM RATH G. (1870) - *Die Insci Elba - Mineralogische Fragmente aus Italien. IH Theil*. Deutsch. Geol. Ges. XXII, 591-732.
- WAGNER J. (1980) - *Die Eisen kupfersulfidlagerstätten der Toskana in ihrem geologischen Rahmen*. Dokt. Djisssert., München.
- WALLIS S.R. (1995) - *Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sanbagawa belt, SW Japan*. Journal of Structural Geology, **17**, 1077-1093.
- WERNICKE B. (1985) - *Uniform normal-sense simple shear of the continental lithosphere*. Canadian Journal Earth Sciences, **22**, 108-125.
- WESTERMAN D.S., DINI A., INNOCENTI F. AND 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. AND 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. AND ROCCHI AND S. (2004) - *Rise and fall of a nested Christmas-tree laccolith complex, Elba Island, Italy*. In: N. PETFORD and C. BREITKREUTZ (Ed.) *Physical geology of high-level magmatic systems*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **234**: 195-213.
- WIJKERSLOOTH P. DE. (1934) - *Bau und Entwicklung des Apennins: besonders der Gebirge Toscanas*. Geologisch Instituut, Amsterdam, 426 pp.
- WINTER J.D. (2010) - *Principles of igneous and metamorphic petrology*, Withman College.
- WINKLER H.G.F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2nd ed., Springer Verlag. Berlin.
- XYPOLIAS, P. AND KOUKOUVELAS, I.K. (2001) - *Kinematic vorticity and strain patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos shear zone (External Hellenides, Greece)*. Tectonophysics, **338**, 59-77.
- ZHANG B., ZHANG J., ZHONG D., GUO L. (2009) - *Strain and kinematic vorticity analysis: An indicator for sinistral transpressional strain-partitioning along the Lancangjiang shear zone, western Yunnan, China*. Science in China Series D: Earth Sciences Volume **52**: pp 602-618.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. AND FABBRI A. (1986) - *Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian Sea*. C. Geol., **48**: 25-40.
- 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.