

Università di Bologna
“Alma Mater Studiorum”



Tesi di laurea in Scienze Geologiche

**“Descrizione e analisi geologica dei risultati ottenuti dall'attività
di rilevamento nel contesto dell'Elba Orientale”.**

RELATORE

Prof. Alessandro Simoni

CANDIDATO

Stefano Fava

ANNO ACCADEMICO 2021/2022

INDICE

1. Abstract.....	3
2. Introduzione.....	3
3. Inquadramento geografico.....	4
4. Inquadramento geologico.....	5
5. Descrizione metodologica.....	7
6. Risultati del rilevamento.....	8
➤ descrizione delle formazioni geologiche	
➤ elementi strutturali e altre evidenze di campo	
7. Approfondimento.....	19
8. Carta geologica.....	21
9. Sezione geologica.....	22
10. Descrizione carta e sezione geologica.....	23
11. Conclusioni.....	24
12. Ringraziamenti.....	25
13. Bibliografia.....	26

1. ABSTRACT

Questa relazione si pone come obiettivo quello di descrivere ed analizzare, dal punto di vista geologico, geomorfologico e geologico-strutturale, le varie formazioni incontrate durante il lavoro di rilevamento eseguito lungo il tratto di costa che si estende dalla spiaggia di Reale fino alla località di Capo d'Arco, nel contesto dell'Elba orientale. Il rilevamento, alla scala 1:5000, ha permesso di osservare unità geologiche appartenenti sia al complesso superiore sia a quello inferiore: in particolare, per quanto riguarda il complesso inferiore, è stato possibile distinguere in affioramento (dal basso verso l'alto strutturale) l'unità di Monte Calamita che costituisce il basamento metamorfico, il complesso di Ortano costituito in prevalenza da porfiroidi e marmi e l'unità di Acquadolce. Tra le unità appartenenti al complesso superiore, invece, sono state riconosciute (sempre dal basso verso l'alto strutturale), la formazione di Rio Marina, la formazione del Verrucano e il calcare Cavernoso. Tra questi due complessi è presente un livello serpentinitico. Tutte queste unità presentano giaciture di strato prevalentemente immergenti verso Nord-Ovest, con episodiche variazioni dovute a fenomeni strutturali localizzati. Per quanto riguarda i contatti tra tali unità essi sono soprattutto di tipo tettonico e tra questi particolare rilevanza va attribuita al *thrust* di Capo Norsì-Monte Arco che separa i due complessi precedentemente citati e la faglia del monte Zuccale, una faglia normale sub-orizzontale ($< 15^\circ$ di inclinazione). Di seguito verranno descritte in dettaglio le unità litologiche riconosciute cercando di capire quali sono le facies che le caratterizzano, quali sono i rapporti strutturali con le formazioni adiacenti e cercando poi di inserirle nel contesto geologico evolutivo dell'isola d'Elba.

2. INTRODUZIONE

L'isola d'Elba, dal punto di vista geologico, costituisce uno degli scenari più interessanti e al tempo stesso complessi per i geologi di tutto il mondo vista la varietà di elementi litologico-strutturali presenti all'interno di un areale relativamente ristretto. Questi elementi sono il risultato dell'evoluzione della catena appenninica di cui l'Elba rappresenta la parte più occidentale. L'attività di rilevamento, svolta nel settore orientale dell'isola, è stata eseguita al fine del conseguimento della laurea triennale in scienze geologiche presso l'università di Bologna. L'obiettivo del rilevamento è stato quello di riconoscere e cartografare le

principali unità geologiche affioranti ed eventuali strutture tettoniche al fine di realizzare una carta geologica alla scala 1:5000 accompagnata da una sezione esplicativa dell'area di studio. I risultati ottenuti sono poi stati confrontati con la letteratura preesistente al fine di inserirli nel contesto generale dell'isola d'Elba.

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area in esame si trova nella porzione orientale dell'isola d'Elba. Il rilevamento geologico è stato svolto partendo dalla spiaggia di Reale fino al Comprensorio residenziale di Capo d'Arco situato all'interno del Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano sul promontorio delle Cannelle (*Fig 1*). Anche il settore più interno a Sud del Monte Arco è stato oggetto di studio. La spiaggia di Reale si apre a Sud-Est in fondo all'omonima valle di Reale: il contesto ambientale è molto particolare dal momento che la spiaggia si trova in mezzo a due cantieri di escavazione mineraria. Ad Ovest della spiaggia, sul promontorio di Capo Bianco, si estraeva soprattutto limonite mentre ad Est, nella vicina spiaggia di Terranera, venivano estratte pirite, ematite e magnetite da un piccolo bacino a cielo aperto a pochi metri dalla riva che in seguito è diventato un piccolo lago ad acqua dolce. La linea di costa nella porzione orientale dell'isola è formata prevalentemente da scogliere e le uniche spiagge sono quelle di Reale e di Terranera. L'estensione superficiale dell'area dalla spiaggia di Reale a Capo d'Arco è di circa 2 km².

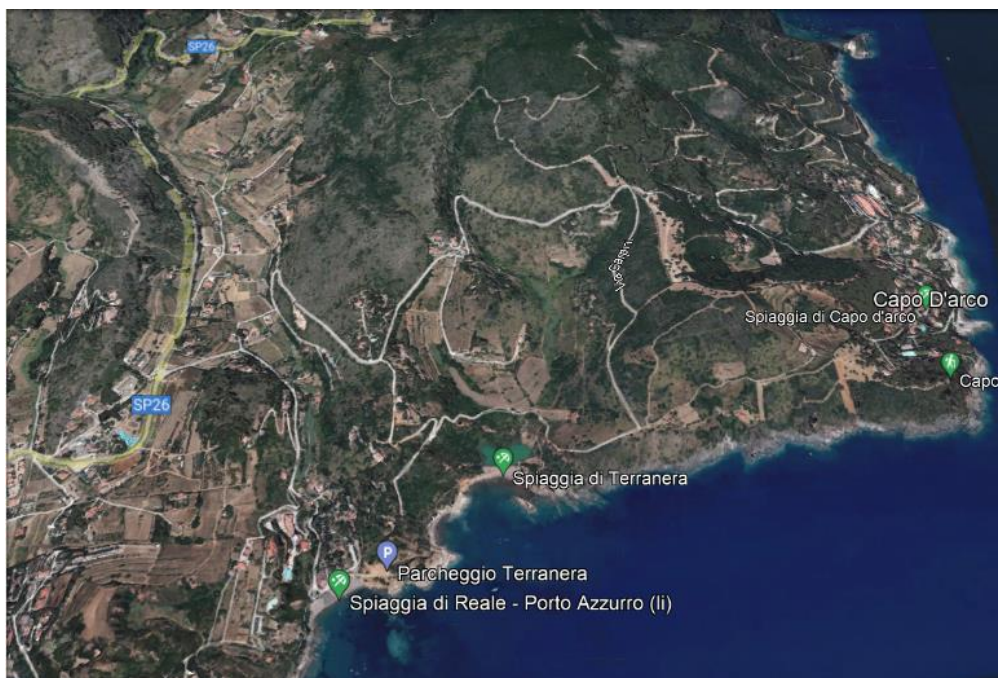


Figura 1: visione dall'alto dell'area tra la spiaggia di Reale e Capo d'Arco, Google Earth (N verso l'alto)

4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

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. La sua collocazione tra la Toscana e la Corsica le conferisce 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. L'isola d'Elba è molto variegata dal punto di vista geologico, racchiudendo in sé rocce sia metamorfiche sia sedimentarie sia magmatiche oltre a strutture tettoniche di diversa natura. Il complesso edificio tettonico dell'isola è tradizionalmente considerato l'affioramento più occidentale della catena orogenica nord-appenninica. Le unità tettoniche dell'Appennino Settentrionale possono essere riferite a due domini: il dominio Ligure e il dominio Tosco-Umbro-Marchigiano posto ad oriente rispetto al primo. Le Liguridi appartengono ad un dominio oceanico, in particolare a quello della "Tetide Occidentale" (Abbate e al., 1980), mentre le Unità Tosco-Umbro-Marchigiane ad un dominio continentale, in particolare a quello della Microplacca Adria. In questo lavoro verranno presi in considerazione gli studi più recenti riguardanti quest'area nei quali, prendendo come riferimento il *thrust* di Capo Norsi-Monte Arco, vengono suddivise le varie unità in due complessi, quello inferiore a letto dello stesso e quello superiore a tetto. Il complesso inferiore è costituito dalle unità del Monte Calamita e d'Ortano (Musumeci et al., 2011): le prime, che costituiscono il basamento metamorfico, sono perlopiù rocce scistose di alto grado derivate dal *flysch* databile al Carbonifero Inferiore (Barberi et al., 1967), invece l'unità d'Ortano comprende i porfiroidi, una sequenza di vulcaniti e arenarie quarzoso-feldspatiche povere in biotite appartenenti all'Ordoviciano Medio e successivamente metamorfosate, e una copertura Giurassico-Oligocenica, sempre successivamente metamorfosata, formata da marmi e scisti. Inoltre troviamo anche l'unità dell'Acquadolce (inferiore) presente anche nel complesso superiore.

Il complesso superiore (noto anche come Falda Toscana), è costituito da cinque unità ossia quella di Rio Marina, l'unità a scisti viola, il Verrucano, il calcare Cavernoso e il calcare a marne a Posidonia: di queste unità quelle incontrate durante il rilevamento

sono Rio Marina, il Verrucano e il calcare Cavernoso. La caratteristica principale della Falda Toscana è il suo carattere da non-metamorfico a basso-metamorfico in netta contrapposizione con le unità del complesso inferiore (altamente metamorfosate) che presentano strutture anche di alta pressione. Tra il complesso inferiore e quello superiore troviamo un livello ofiolitico databile al Giurassico Medio-Superiore e ad affinità oceanica (Oceano Ligure-Piemontese) costituito da peridotiti serpentinite a composizione lherzolitica-harzburgitica (Viti e Mellini, 1998).

All'interno dell'isola d'Elba predominano due plutoni (Fig 2): quello di Monte Capanne (che si sviluppa soprattutto nella parte occidentale dell'isola) e quello di Porto Azzurro nella parte più orientale. Pur essendo formati entrambi da monzograniti, hanno età diverse: il primo ha un'età radiometrica di raffreddamento di circa 6,8 Ma ovvero Messiniano Inferiore mentre il secondo è stato datato a 6,2-5,9 Ma (Maineri et al., 2003; Musumeci et al., 2011). Il complesso inferiore è stato completamente interessato proprio dalla messa in posto del plutone di Porto Azzurro con prodotti da scisti verdi ad anfiboliti dovuti a metamorfismo di contatto. In più, tale metamorfismo ha sviluppato anche facies a cordierite, andalusite, mica bianca e plagioclasio potassico nonché i tipici filoni aplitici presenti nell'unità del Monte Calamita.

L'area orientale dell'isola dove è stato svolto il rilevamento vede affiorare entrambi i complessi, nonché il sovrascorrimento di Capo Norsis-Monte Arco, le cui unità sono state traslate verso Est di circa 6 km in seguito alla messa in posto della faglia dello Zuccale (Musumeci et al., 2015).

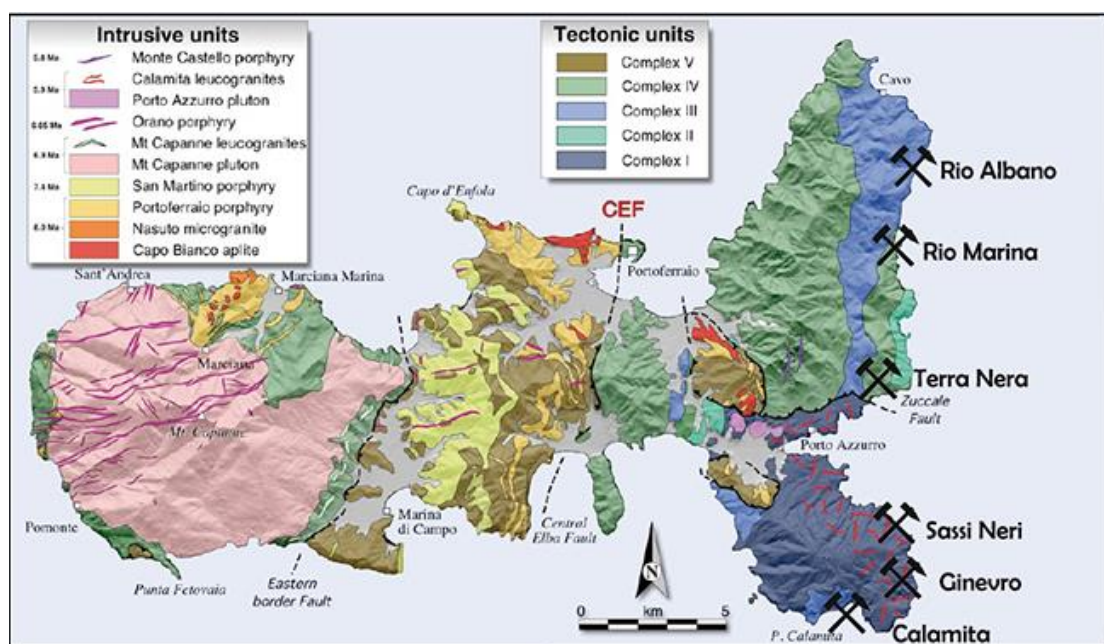


Figura 2: carta geologica dell'Elba in cui vengono riportati i complessi intrusivi e i complessi tettonici. Modificata da Rocchi et al., 2010.

5. DESCRIZIONE METODOLOGICA

Questa relazione si basa sulla descrizione geologica e sull'analisi dei risultati desunti dall'attività di rilevamento svolta dal 20-06-2021 al 24-06-2021 nel contesto dell'isola d'Elba. Il rilevamento, che è stata la parte conclusiva a coronamento dell'uscita didattica volta allo studio e alla comprensione delle strutture geologiche principali dell'isola e del loro inquadramento nel contesto evolutivo della stessa, è stato effettuato a gruppi di tre studenti. A ciascun gruppo è stata assegnata, dai professori Giulio Viola e Gianluca Vignaroli, una determinata area e lo scopo finale del lavoro era la realizzazione di una carta geologica dell'intera isola. Il gruppo nel quale mi sono trovato ad operare ha visto la collaborazione di Riccardo Nitto ed Antonio Pappalardo. L'area oggetto di studio si trova nella parte orientale dell'isola e si estende dalla spiaggia di Reale fino alla località di Capo d'Arco. Durante il rilevamento l'attenzione è stata rivolta alla litostratigrafia e all'assetto strutturale della zona nonché al riconoscimento delle principali unità geologiche affioranti. I risultati, ottenuti grazie all'ausilio di una strumentazione base che prevedeva una bussola tipo Burton (per il calcolo delle giaciture di strato), una carta geologica alla scala 1:5000 ed una lente per il riconoscimento delle caratteristiche petrologiche delle formazioni, sono stati appuntati sul quaderno di campagna mano a mano che il lavoro procedeva. Di seguito verranno riportati i risultati del rilevamento accompagnati sia dalla carta geologica dell'area di studio sia da una sezione geologica con attenzione alla loro descrizione ed eventualmente interpretazione.

6. RISULTATI DEL RILEVAMENTO

L'attività di rilevamento ha permesso di identificare unità affioranti appartenenti sia al complesso inferiore sia a quello superiore. Per quanto riguarda il complesso inferiore questo affiora nella sua quasi totalità e di seguito verranno riportate e descritte le varie formazioni.

6.1 DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI GEOLOGICHE

FORMAZIONE DEL MONTE CALAMITA

L'unità del Monte Calamita costituisce il basamento metamorfico dell'intera successione nonché la maggior parte dell'unità di Porto Azzurro ed affiora con buone esposizioni sull'intero promontorio del Monte Calamita e nella fascia costiera tra Porto Azzurro, l'area mineraria di Terranera e Capo d'Arco. Dal punto di vista litologico-petrografico in questo complesso metamorfico non fossilifero, apparentemente omogeneo a causa dell'intensa ricristallizzazione termometamorfica derivata dall'intrusione magmatica del plutone di Porto Azzurro nel Miocene Superiore (5,9-6,2 Ma), sono state identificate due diverse unità: il basamento vero e proprio costituito da rocce gneissiche (*Fig 3*) ed i marmi delle Calanchiole che costituiscono una copertura Triassico-Giurassica e che affiorano solo per brevi tratti nella porzione di costa presso la spiaggia di Terranera.

Il basamento, di età Carbonifera, è formato da scisti e paragneiss di colore grigio-marrone e con evidente foliazione da mica bianca e mica scura oltre alla presenza di vene quarzose. Una caratteristica riscontrabile soprattutto nella fascia costiera tra la spiaggia di Reale e quella di Terranera è la presenza di fitti reticoli di dicchi aplitici legati all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro, che risultano invece assenti o scarsi nelle altre aree di affioramento come ad esempio nella parte occidentale del Monte Calamita. Il fatto che queste strutture siano ricche in quarzo ci dice che riflettono le fasi finali dell'attività del plutone. Le dimensioni di questi filoni variano da pochi centimetri fino a 3-4 metri e tagliano generalmente le scistosità della roccia incassante. Sono poi presenti anche filoncini centimetrici di tormalina facilmente riconoscibili dal colore nero scuro e probabilmente dovuti a processi idrotermali. Per quanto riguarda la composizione mineralogica, queste rocce scistose presentano perlopiù miche (sia bianche sia scure), feldspati, andalusite e cordierite. L'età di questo complesso non può essere definita con certezza data l'assenza di fossili; tuttavia grazie alle correlazioni a livello regionale con successioni simili presenti nella Toscana continentale (ad esempio il complesso filladico-quarzitico e il complesso dei micascisti del sottosuolo del Larderello in *Elter e Pandeli, 1990*), si può ipotizzare un'età paleozoica inferiore e/o pre-cambriana (*Garfagnoli et al., 2005*). Recenti studi svolti da *Musumeci et al., 2010* hanno proposto sulla base dell'età radiometrica U-Pb di zirconi detritici un'età carbonifera, almeno per le rocce gneissico-scistose del Monte Calamita.



Figura 3: rocce scistose dell'unità di Monte Calamita nella spiaggia di Reale.

I marmi delle Calanchiole, invece, sono rocce cristalline prevalentemente marmi/ marmi dolomitici e dolomie (*Fig 4*) cristalline ad aspetto massiccio o grossolanamente stratificato di colore da grigio chiaro a biancastro e localmente bandate. Lo spessore massimo affiorante può essere stimato sui 170 metri. Questa formazione affiora solo per brevi tratti e costituisce una copertura triassico-giurassica.



Figura 4: dettaglio dei marmi delle Calanchiole nella spiaggia di Terranera

FORMAZIONE DI ORTANO

L'unità tettonica di Ortano include diverse formazioni: alla base troviamo delle metavulcaniti (porfiroidi) e spostandoci verso l'alto nella sequenza troviamo le filladi di Capo d'Arco ed infine i marmi di Ortano. L'intera successione poggia sulla formazione del Monte Calamita attraverso un contatto tettonico.

I porfiroidi affiorano in continuità tra il Residence di Capo d'Arco e il tratto costiero subito a Nord della spiaggia di Lido ed il Fosso Valdana. Si tratta di rocce quarziticofilladiche, interpretabili come metavulcaniti ad aspetto massiccio o grossolanamente stratificato di colore grigio con eventuali livelli nerastri (*Fig 5*). Sono presenti livelli a biotite, muscovite e talvolta clorite che conferiscono a queste rocce una evidente scistosità. La facies più evidente è forse la presenza di porfiroclasti di feldspato potassico allungati nella direzione della scistosità chiamati "ocelli": queste strutture di dimensioni variabile dai 3-5 millimetri sono di derivazione vulcanica e la loro geometria allungata riflette processi deformativi ad alte temperature. Attraverso la datazione radiometrica degli zirconi è stata attribuita a questa unità un'età ordoviciana (*Musumeci et al., 2010*). Inoltre in quest'area sono ancora presenti, in certi tratti, gli scisti del Monte Calamita ma questi presentano ben pochi filoni aplitici dal momento che ci siamo allontanati dal plutone di Porto Azzurro.

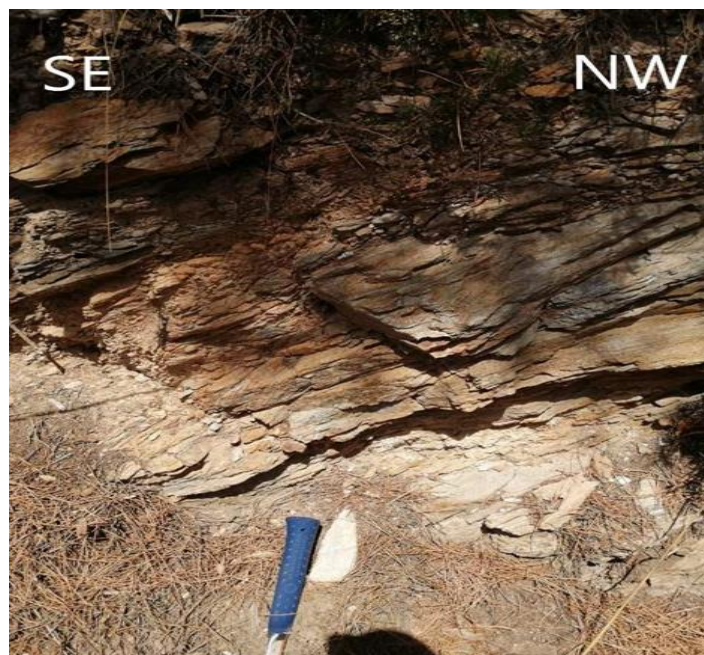


Figura 5: porfiroidi scistosi del complesso di Ortano nella zona di Capo d'Arco (gentile concessione di Antonio Pappalardo)

Al di sopra dei porfiroidi troviamo filladi e filladi-quarzose con colori grigio-argentei e con una scistosità prevalente di mica bianca e livelli quarzitici. Questa unità è stata rilevata solo presso il complesso turistico di Capo d'Arco con spessori nell'ordine di qualche centinaio di metri.

Allontanandosi da Capo d'Arco e spostandosi verso Ovest è presente una terza unità ossia i marmi di Ortano (Fig 6). L'unica evidenza affiorante di questa formazione è una cava a cielo aperto oramai in disuso e per gran parte coperta da vegetazione. Dalle osservazioni fatte sulle poche porzioni visibili è stato possibile notare una struttura cristallina a grana media, di colore biancastro e tendenzialmente massive. Nella parte basale di questa unità di derivazione calcarea, prevale la componente dolomitica che, spostandosi verso l'alto, lascia spazio a livelli pelitici. L'età del protolite risale al Giurassico mentre il metamorfismo di questi marmi è ancora dibattuto ma secondo alcuni studiosi potrebbe essere avvenuto durante gli stadi iniziali della messa in posto del plutone di Porto Azzurro quando rocce calcaree hanno subito processi di metamorfismo di contatto ad alte temperature e basse pressioni con conseguente ricristallizzazione della calcite e la formazione di nuovi minerali che si formano a scapito di eventuali impurità (silicati con ferro e/o magnesio).



Figura 6: visione frontale della cava di marmo di Ortano. Sono ancora visibili alcuni blocchi nonostante la fitta vegetazione

FORMAZIONE DELL'ACQUADOLCE

Questa unità tettonica metamorfica è stata suddivisa in due subunità, una superiore ed una inferiore. L'unità strutturalmente più alta detta degli "scisti maculati" è costituita da metapeliti, metasiltiti e metarenarie altamente deformate con fabric da milonitico ad ultramilonitico (Fig 7). Queste rocce presentano una scistosità pervasiva data dalla presenza di muscovite e biotite nonché da minerali di neoblastesi come feldspato potassico e cordierite. Il colore dominante è il grigio-marrone tendente al verde. Questa formazione affiora per gran parte nella porzione centro settentrionale dell'area rilevata in particolare lungo le strade per Capo d'Arco. Le cause del metamorfismo sono da ricercare nella messa in posto del plutone di Porto Azzurro: attraverso processi di separazione magnetica, infatti, è stato possibile isolare la mica bianca e datarla radiometricamente con Ar-Ar; i risultati così ottenuti hanno fornito un'età tra i 6,7-6,3 Ma in linea con la messa in posto del plutone. Queste rocce, quindi, hanno subito un metamorfismo di contatto con temperature nell'ordine dei 600°C e pressioni fino a 0,2 GPa. Una caratteristica petrologica interessante è data dal fatto che, mentre i cristalli di biotite, mica bianca e feldspato potassico seguono la direzione della foliazione, la cordierite non mostra questo andamento poiché si è formata in seguito alle fasi mineralogiche preesistenti e quindi si sovrappone alla foliazione stessa. L'alto grado metamorfico di queste rocce si esplica attraverso strutture plicative alcune delle quali anche complesse (ad esempio pieghe a guaina) generalmente con asse di piega immergente verso Ovest ed inclinazioni variabili dai 50° ai 60°.

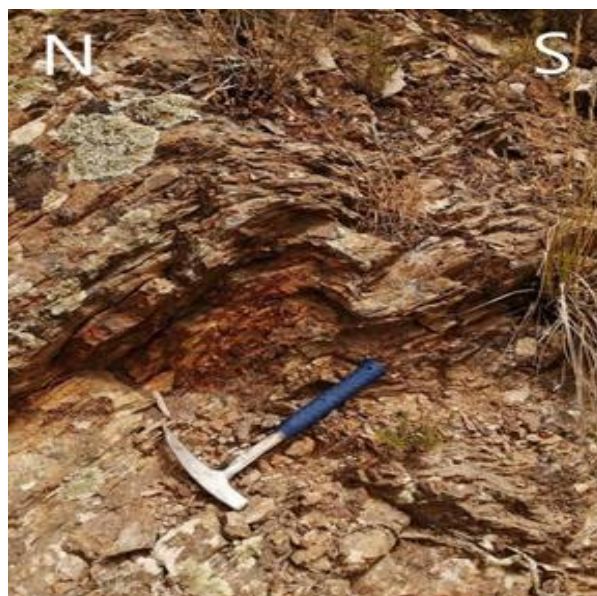


Figura 7: scisti maculati dell'unità di Acquadolce Superiore presso Casa Carpini. Ben evidenti sono le strutture plicative da deformazione duttile (gentile concessione di Riccardo Nitto).

L'unità inferiore, invece, è costituita in prevalenza da calcescisti (Fig 8). Ciò che salta subito all'occhio è la presenza di bande grigio-bianche, di dimensione da decimetrica a centimetrica, soprattutto quarzose (bande grigie) ma anche di origine calcarea (bande bianche) dovute a processi di separazione mineralogica. La presenza di mica bianca conferisce a queste rocce una scistosità pervasiva simile a quella dell'Acquadolce superiore. Sono poi visibili, seppur in numero limitato, degli indicatori cinematici come ad esempio porfiroclasti sigma che indicano un movimento top-to-east dell'intera formazione. L'unico affioramento di calcescisti è stato rilevato nella zona subito ad Ovest di Capo d'arco, nei pressi del limite tra la formazione di Acquadolce ed i marmi di Ortano.



Figura 8: particolare dei calcescisti di Acquadolce Inferiore. Si nota l'alternanza di bande grigie (quarzose) e bianche (calcaree)

Per quanto riguarda il complesso superiore, sono state rilevate solo alcune unità appartenenti ad esso. Di seguito verranno riportate e descritte, partendo da quelle strutturalmente più in basso muovendosi verso quelle più in alto nella sequenza.

FORMAZIONE DELLE SERPENTINITI

Questa formazione si trova alla base del complesso superiore e costituisce una separazione tra i due complessi, quello inferiore e quello superiore appunto. Si tratta di rocce di derivazione oceanica appartenenti all'antico oceano Ligure-Piemontese, formatosi nel Giurassico in seguito al rifting della Pangea, come porzione del più grande oceano della Tetide. L'Oceano Ligure-Piemontese separava la placca euroasiatica da quella adriatica tuttavia, nel Cretaceo, in seguito all'apertura

dell'Oceano Atlantico Meridionale iniziò a subdurre sotto la placca africana man mano che questa si avvicinava a quella euroasiatica fino alla loro prima collisione nel Cretaceo Superiore. Durante il Paleocene e l'Eocene la subduzione prosegue anche se con velocità molto minori rispetto agli stadi iniziali fino al suo termine intorno al Miocene con la definitiva chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese e l'orogenesi alpina. Le serpentiniti sono quindi porzioni di crosta oceanica derivanti da peridotiti che hanno subito processi di alterazione idrotermale per poi essere sollevate (obduzione) e sovrapposte alla crosta continentale fino ad affiorare. Nell'area di rilevamento gli unici affioramenti rinvenuti si trovano nelle vicinanze della spiaggia di Terranera: si tratta perlopiù di facies a grana medio-fine (*Fig 9*), di colore variabile dal verde chiaro, nelle porzioni più ricche di olivina residuale a verde scuro in quelle più ricche di serpentino. Sono poi visibili associazioni a plagioclasio e pirosseno (enstatite principalmente) con episodiche lenti arenacee e vene calcitiche. Dal punto di vista strutturale si nota una consistenza friabile e si presentano altamente fratturate. Lo spessore è limitato e di circa 20 metri.



Figura 9: serpentiniti in prossimità del laghetto di Terranera. Si nota l'alto grado di fratturazione.

FORMAZIONE DI RIO MARINA

La formazione di Rio Marina affiora soprattutto nella parte Sud-occidentale e per un breve tratto anche nella zona interna a Nord-Ovest tra la spiaggia di Reale e quella di Terranera. Questa unità, secondo lo schema precedentemente illustrato, dovrebbe

poggiare sulle serpentiniti a letto ed essere sormontata dalla formazione del Verrucano, a tetto: tuttavia, solo presso il laghetto di Terranera, sembra rispettata tale successione mentre nella zona Sud-occidentale, dove affiora per la maggior parte, troviamo al tetto direttamente il calcare Cavernoso. Questa unità è la prima, geometricamente parlando, appartenente al complesso superiore. Come detto in precedenza, questo complesso è caratterizzato da un grado di metamorfismo basso se non assente: infatti l'unità di Rio Marina è costituita da metapeliti, metasiltiti e metarenarie a granulometria fine (*fig 10*) e con un'evidente foliazione (principalmente da mica bianca) seppur meno pervasiva rispetto a quella della formazione precedente. Possono essere presenti livelli più competenti di arenaria o conglomeratici spesso a formare strutture budinate. Il colore di queste rocce va dal grigio chiaro al grigio scuro tendente al nero nei livelli più ricchi in grafite (*Fig 11*). Questa formazione, con uno spessore di circa 100 metri, è la più antica del complesso superiore, essendo riferibile al Carbonifero e al suo interno possono trovarsi anche resti fossili (ad esempio crinoidi, bivalvi e fusulinae).



Figura 10: rocce scistose dell'unità di Rio Marina presso il laghetto di Terranera (gentile concessione di Antonio Pappalardo).



Figura 11: dettaglio della formazione di Rio Marina con mineralizzazioni di ematite e grafite presso la miniera di Terranera (Benvenuti M.)

FORMAZIONE DEL VERRUCANO

Proseguendo nella successione verso l'alto troviamo la formazione del Verrucano (*Fig 12*). Si tratta prevalentemente di arenarie grossolane intervallate a conglomerati con episodici livelli pelitici riferibili a sedimentazione clastica in ambiente fluviale con

canali a media ed alta sinuosità (Rau e Tangiorgi, 1974). L'età di riferimento è il Triassico e si pensa possa rappresentare il prodotto dello smantellamento della Catena Varisica. Gli unici affioramenti rinvenuti si trovano nella zona più interna tra la spiaggia di Reale e quella di Terranera dove si presentano di colore giallo-arancio tendente al marrone probabilmente ad indicare un certo grado di alterazione post-deposizionale. Sempre in quest'area è visibile il contatto tra il Verrucano e l'unità del Monte Calamita segnato da una superficie di faglia immergente verso Est Sud-Est (circa 115°) ed a bassa inclinazione (circa 10°) la cui cinematica potrebbe essere normale anche se non è stato possibile definirla con sicurezza. Gli spessori sono piuttosto esigui nell'ordine di qualche decina di metri ed è riscontrabile una diminuzione della granulometria dal basso verso l'alto secondo una tendenza di tipo "fining upward". L'elevato grado di alterazione presente in questa formazione, potrebbe essere dovuto alla prolungata attività mineraria proprio nei pressi della spiaggia di Terranera: tale attività avrebbe portato elementi come ossidi di ferro ed alluminio in contatto con le rocce circostanti attraverso i fluidi di circolazione conferendo il tipico colore arancione a questa litologia.



Figura 13: metarenarie e metaconglomerati del Verrucano presso la spiaggia di Reale. Ben evidente il grado di alterazione della roccia.

FORMAZIONE DEL CAVERNOSO

L'unità del calcare cavernoso si trova al tetto della Falda Toscana nel complesso superiore sormontata solamente dall'unità dei calcari marnosi a Posidoniae che però non è stata osservata nell'area di studio. Questa formazione affiora su entrambi i lati di Fosso Reale subito a Nord dell'omonima spiaggia. Si tratta di calcari (talvolta dolomitici), microcristallini, massivi e di colore grigio scuro con sfumature giallastre (*Fig 13*): il nome "cavernoso" è dovuto alla presenza di piccole cavità poligonali, di dimensioni da millimetriche a centimetriche, vuote o riempite da precipitazioni calcitiche. L'origine di queste strutture potrebbe essere attribuita a processi di sedimentazione dolomitica ed evaporitica. Gli spessori non superano i 150 metri e il contatto con la sottostante unità di Rio Marina è di tipo tettonico, segnato da una superficie di taglio immergente verso Ovest (circa 330°) e con bassa inclinazione. L'età di questa formazione è il Triassico Superiore (Norico-Retico). Secondo alcuni autori il calcare cavernoso costituirebbe la roccia madre delle anidriti di Burano che, sotto l'azione di agenti esogeni, avrebbero subito processi di dissoluzione dei solfati e dedolomitizzazione dei carbonati con conseguente formazione della caratteristica struttura a cellette (*Ciarapica e Passeri, 1976; Merla G, 1972; Trevisan L, 1955*). Questi processi sarebbero avvenuti in un ambiente sotterraneo di piccola profondità e bassa temperatura (*Gandin e al., 2000*).

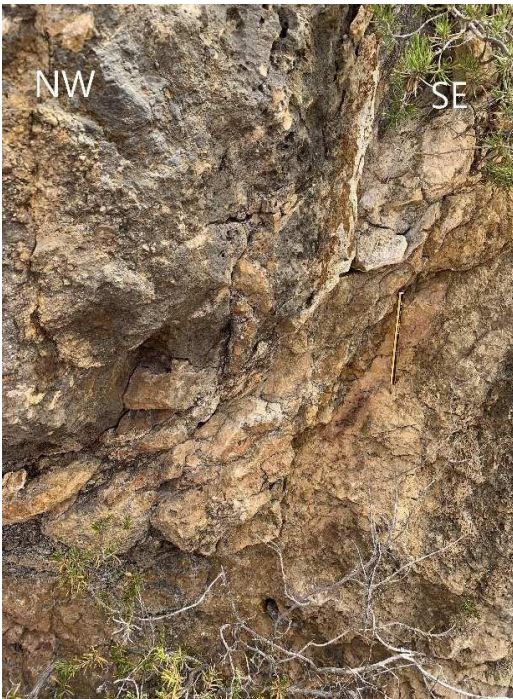


Figura 13: unità del calcare cavernoso presso Fosso Reale. (gentile concessione di Antonio Pappalardo)

6.2 ELEMENTI STRUTTURALI E ALTRE EVIDENZE DI CAMPO

Quelle precedentemente descritte sono le unità incontrate durante il rilevamento geologico e all'interno di queste è stato possibile distinguere strutture tettoniche diversificate: tra queste, le più frequenti sono i piani di strato (*fig.14*) e le superfici di foliazione (*fig.15*) e scistosità. Attraverso la bussola sono state misurate queste superfici in termini di direzione/immersione ed inclinazione. I risultati ottenuti hanno permesso di evidenziare un generale trend di immersione verso Ovest (talvolta verso NO e SO con valori variabili tra i 180° N ed i 320° N) e di conseguenza una vergenza verso Est-Nord Est in accordo con quella che è la geometria tipica delle strutture tettoniche dell'Appennino Settentrionale. Meno frequenti sono le strutture plicative (soprattutto pieghe aperte o blande), rinvenute perlopiù nell'unità di Acquadolce (*fig.7*), con direzione assiale generale N-S (195° N- 011° N) ed inclinazione dei fianchi variabile dai 15° ai 35° . Ulteriori strutture plicative si osservano nell'unità di Rio Marina presso la spiaggia di Terranera con direzione assiale NO-SE (110° N- 280°) ed inclinazione tra i 25° ed i 35° e all'interno della formazione di Monte Calamita presso la spiaggia di Reale con asse in direzione NE-SW (065° - 245°) ed inclinazione intorno ai 15° - 20° .

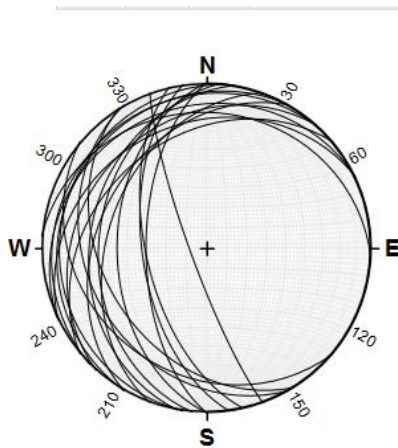


Figura 14: stereonet raffigurante alcune delle superfici di strato misurate. Si nota una generale immersione verso W-NW e W-SW

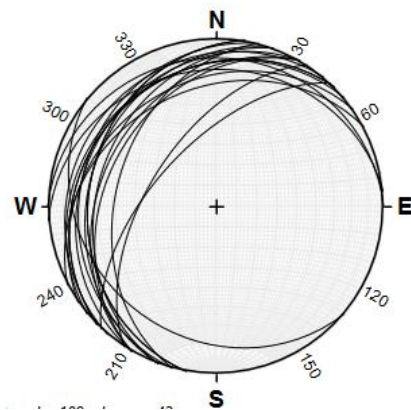


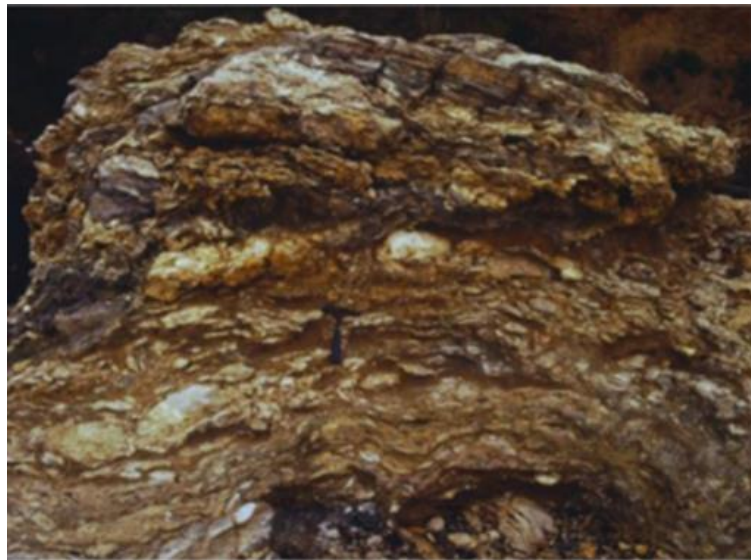
Figura 15: stereonet raffigurante alcune delle superfici di foliazione misurate nell'area di studio

Per quanto riguarda i contatti tra le varie unità, questi non sono sempre ben identificabili: le uniche eccezioni sono il contatto tra la formazione del calcare Cavernoso e quella di Rio Marina, di tipo tettonico, definito da una superficie di taglio Ovest immergente a bassa inclinazione ed il contatto tra l'unità del Verrucano e quella del Monte Calamita segnato da una superficie di faglia immergente verso Est Sud-Est

(circa 115°) ed a bassa inclinazione (circa 10°) la cui cinematica potrebbe essere normale anche se non è stato possibile definirla con sicurezza. I contatti che non è stato possibile identificare sono stati interpretati anche grazie al confronto con lavori precedentemente svolti nella stessa area: si tratta perlopiù di sovrascorrimenti a basso angolo immergenti verso i quadranti occidentali in linea con quella che è la tipica sequenza di impilamento delle falde appenniniche.

7. APPROFONDIMENTO

La zona forse più particolare di quest'area è quella che si estende dalla spiaggia di Reale fino al laghetto di Terranera situato 5-6 metri al di sotto della scogliera dove un tempo sorgeva l'omonima miniera di cui è ancora possibile osservare alcuni macchinari ormai in disuso: qui, infatti, affiora un orizzonte cataclasitico di circa 10 metri di spessore caratterizzato da una breccia poligenica spesso foliata e di colore oca-giallastro. Al suo interno sono osservabili clasti di dimensioni che possono variare da pochi millimetri fino a 10-15 centimetri derivanti probabilmente dalla sottostante unità del Monte Calamita e dalle sovrastanti unità di Rio Marina, poggiate direttamente sull'orizzonte cataclasitico e caratterizzata da filladi nere grafitose e di Acquadolce, costituita prevalentemente da filladi cloritiche verdastre. Questi clasti di forma angolare e sub-angolare sono tendenzialmente allineati nella direzione della foliazione (*fig 16*) che è localmente interessata da piegamenti di tipo da asimmetrico a rovesciato.



*Figura 16: cataclasiti della Zuccale lungo la spiaggia di Terranera.
(Benvenuti M. Costagliola P.)*

Con il termine cataclasiti ci si riferisce a rocce tipiche di zone di faglia che si formano in seguito a processi di deformazione fragile lungo i piani di scivolamento della faglia stessa in cui la roccia madre viene disintegrata in frammenti successivamente cementati dai fluidi circolanti nei sistemi di fratture tipici delle zone di taglio. Le

cataclasiti generalmente si presentano come rocce coerenti, con frammenti angolosi immersi in una matrice fine di composizione simile ai frammenti e caratterizzate da debole scistosità. Le cataclasiti di Porto Azzurro, in particolare, sono state attribuite alla faglia dello Zuccale: questa è una faglia molto particolare la cui natura ancora oggi è dibattuta, tuttavia secondo le ipotesi più accreditate, si tratterebbe di una faglia normale a basso angolo (*low angle normal fault*) con una inclinazione intorno ai 15° , molto inferiore a quella tipica delle faglie normali che si aggira invece intorno ai 30° - 35° e che ha giocato un ruolo estremamente importante nell'evoluzione dell'isola d'Elba ed in generale di tutto l'Appennino Settentrionale. Attraverso lo studio delle rocce di faglia (*gauge*) è stato possibile stabilire per questa struttura un'età di circa 4,8 Ma il che la rende più recente rispetto all'altra importante struttura di quest'area ossia il *thrust* di Capo Norsì-Monte Arco datato invece a 4,9 Ma e ciò è confermato dal fatto che quest'ultimo è tagliato in discordanza dalla faglia dello Zuccale. Lungo la linea di costa, in prossimità della spiaggia di Terranera, è visibile la superficie di scorrimento della *lanf* dello Zuccale (*fig 17*) che qui separa gli scisti del Monte Calamita ed i marmi delle Calanchiole a letto dall'unità di Ortano e della Falda Toscana a tetto: in questo contesto, la risalita del plutone di Porto Azzurro circa 5,9 Ma dette luogo alla separazione ed all'allontanamento dell'embrice tettonico dell'Elba orientale dalle corrispondenti unità dell'Elba centrale, sfruttando proprio la già esistente superficie tettonica a basso angolo della Zuccale che si trovava al tetto dell'Unità di Porto Azzurro (*G. Musumeci, F. Mazzarini, A.R. Cruden, 2015*). In questa fase, sempre legato al sollevamento del plutone di Porto Azzurro, si ebbe il retroscorrimento dell'Unità Ofiolitica sull'Unità del Flysch Paleogenico che portò al completamento della pila tettonica dell'Elba centro-orientale. Infine, come ultimo evento tettonico, si sviluppò un sistema di faglie normali ad alto angolo con orientazione N-S che hanno dato vita alla struttura ad *horst e graben* dell'edificio orogenico permettendo così ai fluidi mineralizzanti di costituire i corpi minerali ad ematite (circa 5,3 Ma) molto comuni in quest'area ed importanti dal punto di vista estrattivo (*Collettini et al., 2006*).



Figura 17: visione panoramica della relazione geometrica tra la faglia dello Zuccale (linea gialla) e gli scisti del Monte Calamita presso la spiaggia di Terranera (concessione di G. Musumeci e F. Mazzarini)

8. CARTA GEOLOGICA

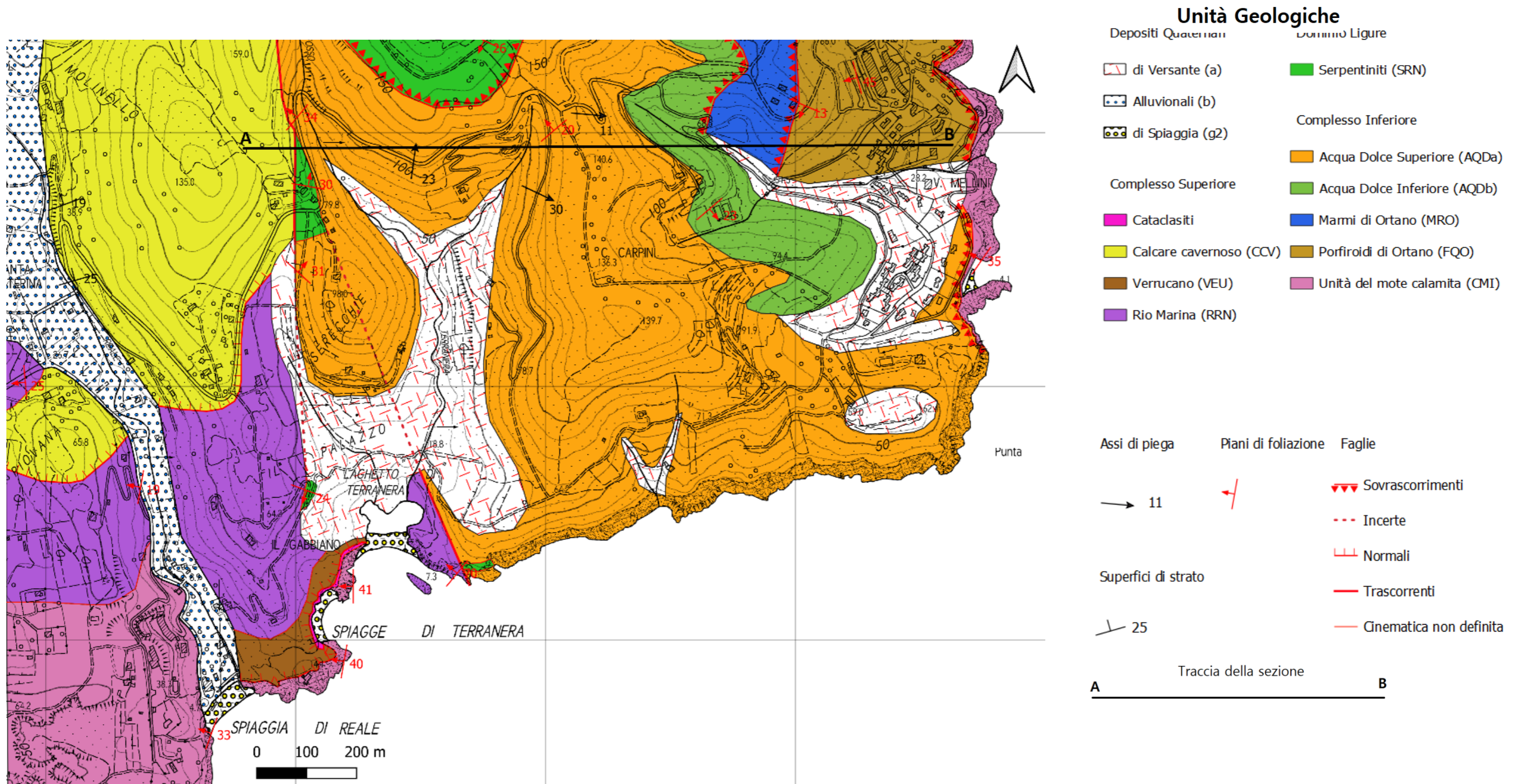
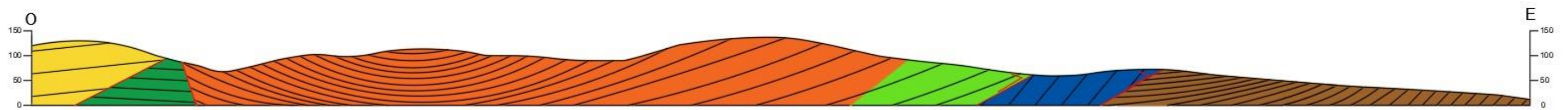


Figura 18: carta geologica dell'area oggetto di studio. Il segmento A-B indica dove è stata realizzata la sezione sottostante.

9. SEZIONE GEOLOGICA



Unità geologiche

Complesso Superiore	Dominio Ligure	Complesso Inferiore	Faglie	
 Calcere cavernoso	 Serpentinite	 Acqua dolce superiore		Sovrascomimenti
		 Acqua dolce inferiore		Trascorrenti
		 Marmi di Ortano		
		 Porfiroidi di Ortano		

Figura 19: sezione geologica tracciata nell'area di studio lungo il segmento A-B evidenziato in nero nella carta geologica.

10. DESCRIZIONE CARTA E SEZIONE GEOLOGICA

La carta geologica sovrastante (*fig 18*) rappresenta il risultato finale dell'attività di rilevamento. Essa riporta le formazioni geologiche incontrate in affioramento e le principali strutture tettoniche misurate come ad esempio le faglie (sia normali sia inverse sia trascorrenti), le superfici di strato e gli assi di piega. In carta è possibile notare anche i contatti tra le diverse unità: quello tra il calcare Cavernoso e Rio Marina è definito da una faglia normale inclinata di circa 28° che secondo *Massa et al., 2017* apparterrebbe ad una fase estensionale nel Miocene Medio. Anche il contatto tra Verrucano e unità del Monte Calamita è costituito da una faglia normale inclinata di circa 10° . Nella parte più orientale invece troviamo due sovrascorrimenti che separano i marmi di Ortano rispettivamente dai calcescisti dell'unità dell'Acquadolce Inferiore e dai porfiroidi di Ortano. Per quanto riguarda le strutture plicative queste sono state misurate soprattutto all'interno della formazione dell'Acquadolce Superiore e riportate in carta in termini di direzione dell'asse di piega. Nella sezione di accompagnamento alla carta (*fig 19*) si può notare la tendenza ad immergere verso Ovest sia delle superfici di strato sia dei contatti tettonici tra le unità: inoltre all'interno dell'unità dell'Acquadolce Superiore si possono osservare le strutture plicative precedentemente citate. Nella porzione più occidentale della sezione è rappresentata una faglia trascorrente che separa le serpentiniti dall'unità del Cavernoso: questa faglia potrebbe aver traslato verso il basso una parte di queste serpentiniti che ora sono visibili subito al di sopra della spiaggia di Terranera all'interno dell'unità di Rio Marina. Tuttavia spostandosi verso Sud la cinematica di questa faglia diventa incerta anche a causa della presenza di depositi di versante che ne rendono difficoltoso lo studio. Nell'area oggetto del rilevamento, sono stati osservati numerosi depositi di copertura di natura diversa: nella zona centrale al di sopra della spiaggia di Terranera e nella porzione più orientale intorno al comprensorio di Capo d'Arco prevalgono i depositi di versante mentre nella porzione più occidentale all'interno del Fosso di Reale troviamo depositi perlopiù di tipo alluvionale. Infine nella zona a Sud presso la spiaggia di Reale e quella di Terranera troviamo depositi eolici di spiaggia con spessori relativamente ridotti.

11. CONCLUSIONI

L'area oggetto del rilevamento è un ottimo esempio di quello che è l'assetto geologico dell'Elba orientale ed in essa è possibile riscontrare gli elementi caratterizzanti l'evoluzione geologica dell'Appennino Settentrionale: in seguito alla fase compressiva iniziata intorno al Miocene Medio-Inferiore le formazioni precedentemente descritte sono sovrascorse le une sulle altre (quella di Ortano su quella del Monte Calamita, quella di Rio Marina su quella di Ortano e quelle della Falda Toscana su quella di Rio Marina ed infine le Liguridi nella parte sommitale a tetto della sequenza) attraverso sistemi di sovrascorrimenti Est vergenti. In questo periodo inizia anche la messa in posto dei due corpi plutonici che oltre a metamorfosare le rocce incassanti inducono l'attivazione di faglie di scarico e sovrascorrimenti a basso angolo (ad esempio la faglia dello Zuccale) tra le rocce incassanti e all'interno di esse. La seconda fase ascrivibile al Tardo Miocene, invece, ha fatto sì che l'edificio appenninico e quindi anche quello elbano subisse una tettonica distensiva ad alto angolo che ha "affettato" in senso N-S l'isola, specialmente nella parte orientale. La tettonica distensiva in parte precede e in parte accompagna, con evidenti rapporti, la messa in posto dei plutoni miopliocenici e degli altri corpi magmatici minori, il che provoca uno scollamento verso Est delle unità precedentemente impilate attraverso i *thrust* (Bortolotti et al., 2001). Inoltre a questi ultimi eventi sono da collegarsi le mineralizzazioni, soprattutto quelle di ferro, per cui l'isola è da sempre famosa.

All'interno dell'area di studio sono presenti sia unità appartenenti al complesso inferiore sia al complesso superiore caratterizzate generalmente da piani di strato e superfici di foliazione Ovest immergenti in accordo con la vergenza *top-to-NE* che caratterizza il sistema tettonico dell'Appennino Settentrionale. Le evidenze di campo, riportate anche nella carta geologica, sono perlopiù in accordo con gli studi precedentemente svolti su quest'area ad eccezione di alcuni elementi come ad esempio il mancato riconoscimento di livelli serpentinitici nell'area residenziale di Capo d'Arco ed un maggior spessore dei marmi di Ortano che qui costituiscono uno spessore di circa 100 metri mentre secondo Bortolotti et al., 2001 sarebbe notevolmente inferiore, circa 20 metri. Questa differenza potrebbe essere spiegata dal contatto non sempre netto, segnalato nello stesso lavoro, tra i marmi di Ortano e i calcescisti dell'Acquadolce Inferiore.

12. RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia tutto il corpo docenti del corso di laurea in Scienze Geologiche, in particolar modo i professori Giulio Viola e Gianluca Vignaroli per aver reso possibile il campo di rilevamento e per aver contribuito alla comprensione degli aspetti principali del complicato assetto elbano. Si ringrazia poi il professor Alessandro Simoni in qualità di relatore per il supporto alla realizzazione della tesi e per i suggerimenti forniti al fine del miglioramento della stessa. Infine si ringraziano Riccardo Nitto e Antonio Pappalardo per il lavoro svolto assieme nel rilevamento e per la condivisione di materiale fotografico.

13. BIBLIOGRAFIA

Papeschi et alii, 2017. *An outline of the geology of the Northern Apennines (Italy), with geological map at 1:250.000 scale.*

Alfredo Caggianelli, Martina Zucchi, Andrea Brogi, 2018. *Estimate of P-T metamorphic conditions on the roof of a hidden granitic pluton: an example from the Mt. Calamita promontory (Elba Island, Italy).*

C. Viti, M. Mellini, 1998. *Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites.*

G. Musumeci, F. Mazzarini, A.R. Cruden, 2015. *The Zuccale fault, Elba Island, Italy: a new perspective from fault architecture.*

V. Bortolotti, E. Pandelli, G. Principi, 2001. *The geology of the Elba Island: an historical introduction.*

C. Collettini, R.E. Holdsworth, Journal of the geologic society, 2004. *Fault zone weakening and character of slip along low-angle normal faults: insights from the Zuccale fault, Elba, Italy.*

A. Deino, J.V.A. Keller, 1992. *Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del metamorfismo dell'unità di Ortano-Rio Marina (Isola d'Elba): risultati preliminari.*

G. Tanelli, M. Benvenuti, P. Costagliola, A. Dini, 2001: *The iron mineral deposits of Elba Island: state of the art.*

S. Papeschi, E. Ryan, G. Musumeci, F. Mazzarini, 2021: *Geology of the Northern Appennines nappe stack on eastern Elba (Italy): new insights on the Neogene orogenic evolution of the Northern Tyrrhenian Sea.*

F. Garfagnoli, F. Menna, E. Pandeli, 2005. *The Porto Azzurro unit (Mt. Calamita promontory, south-eastern Elba island, Tuscany): stratigraphic, tectonic and metamorphic evolution.*

Principi G., Bortolotti V., Pandeli E., Fanucci F., Moretti S., Innocenti F., D'Orefice M. & Graciotti R., 2015. *Carta geologica dell'Isola d'Elba. ISPRA.*

D. Liotta, A. Brogi, M. Meccheri, A. Dini, C. Bianco, 2015. *Coexistence of low-angle normal and high-angle strike-to-oblique slip faults during Late Miocene mineralization in eastern Elba Island (Italy).*