

Alma Mater Studiorum – Università di Bologna

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di laurea in Scienze geologiche

Tesi di laurea in Scienze geologiche

**Relazione geologica dell'area di Rio Marina, Elba
orientale**

Candidato

Irene Altea De Vincenzo

Relatore

William Cavazza

ANNO ACCADEMICO 2021/2022

INDICE

1.	Introduzione_____	pag 3
2	Metodi e Materiali_____	4
3.	Inquadramento geografico_____	4
4.	Evoluzione dell'Isola d'Elba_____	4
	-Fase pre-collisionale_____	4
	-Fase sin-collisionale_____	5
	-Fase pre-intrusioni_____	7
	-Stadio sin-magmatico_____	7
	-Stadio post-magmatico_____	8
5.	Inquadramento litostratigrafico_____	9
	-Complesso Superiore_____	9
	-Complesso Inferiore_____	10
6.	Inquadramento tettonico_____	12
7.	Risultati del rilevamento geologico_____	13
	-Litostratigrafia e strutture tettoniche_____	13
	-Argille a Palombini_____	13
	-Unità delle Serpentiniti_____	13
	-Calcari e Marne a Poseidonia Alpina_____	14
	-Calcare Cavernoso_____	15
	-Formazione del Verrucano_____	15
	-Formazione Rio Marina_____	16
	-Formazione Acquadolce_____	18
8.	Conclusioni_____	20
9.	Bibliografia_____	21

1. INTRODUZIONE

La seguente esposizione rappresenta un compendio di quanto appreso dal rilevamento dell'Isola d'Elba, nel corso del campo geologico di fine triennio. Lo scopo del campo è stato quello di applicare e consolidare le nozioni apprese nel corso di laurea, al fine di produrre una carta geologica.

Nello specifico, quattro giorni sono stati dedicati a un'introduzione della geologia alba, sotto la guida dei professori G.Viola e G.Vignaroli. In seguito, gli studenti sono stati divisi in gruppi di rilevamento e, ad ogni gruppo, è stata assegnata un'area da cartografare a scala 1:5000. Infine, grazie al lavoro combinato di tutti, è stato possibile ricostruire una mappa geologica del settore orientale dell'isola (Fig 1).

In questa relazione verrà presentato l'assetto geologico, tettonico e strutturale dell'isola d'Elba, con un approfondimento relativo alla sua evoluzione. Una particolare attenzione verrà dedicata all'areale compreso tra Rio Marina e Rio nell'Elba, cartografato dal mio gruppo (allegato 1).

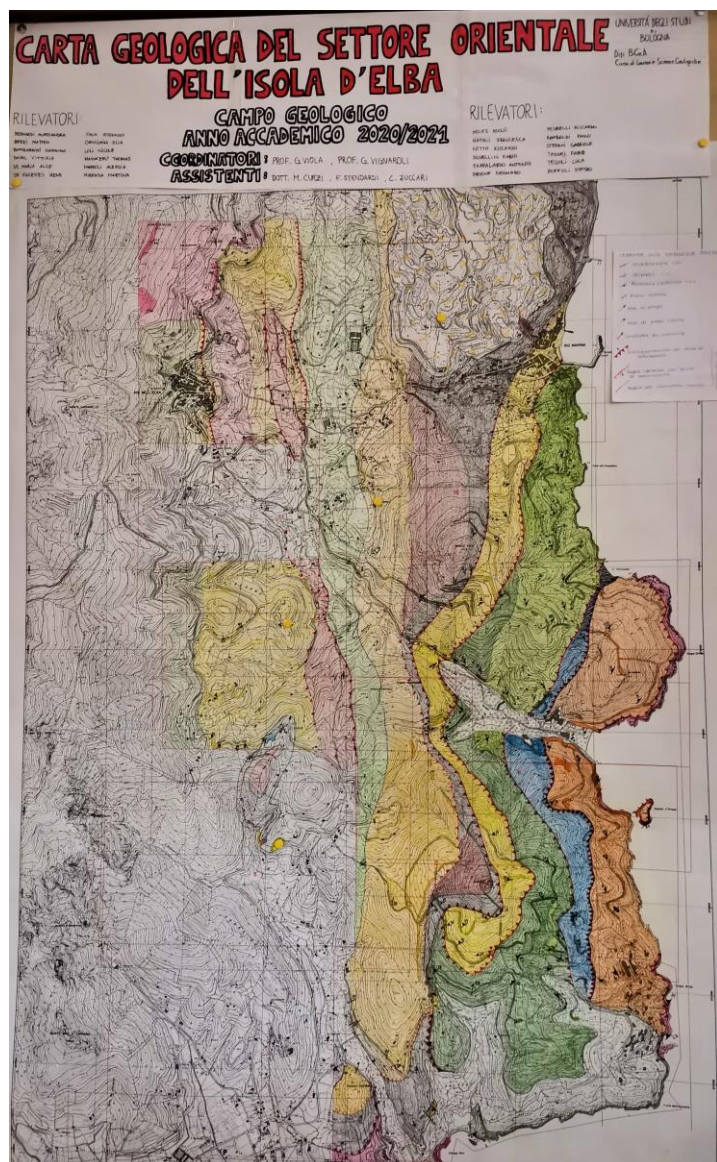


Figura 1. Carta geologica del settore dell'Elba orientale prodotta durante il campo geologico 2020/2021

2. METODI E MATERIALI

Il rilevamento è stato effettuato da Irene Altea De Vincenzo, Elia Genghini e Fabio Novellini tramite delle escursioni sul campo.

Le misurazioni delle giaciture sono state prese con delle bussole modello Brunton e sono state plottate con il programma Sfreonet. Data l'estrema complessità tessiturale delle unità rilevate, le giaciture mostrate in carta si riferiscono alla foliazione principale, trascurando altri eventuali set.

Molti dei limiti, sia litologici sia tettonici non erano né visibili né misurabili, quindi il loro andamento è stato tracciato mediante gli affioramenti delle unità e l'andamento delle isoipse.

Per creare la carta geologica sono stati usati i programmi Qgis e Illustrator.

Infine, per la scrittura della relazione si è fatto uso della bibliografia preesistente.

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'Elba è un'isola di circa 223 km², situata pochi km a largo della costa Toscana (Fig 2).

L'areale oggetto di questa relazione è situato tra Rio Marina e Rio nell'Elba e comprende un'area di circa 3 km² (Fig 3). La zona è urbanizzata ed è presente una cava abbandonata pertanto alcuni affioramenti erano inaccessibili o inaffidabili (rimaneggiamento antropico).



Figura 2. L'Elba è situata nel mar Mediterraneo tra la costa della Toscana e della Corsica (Fig. Google Earth).

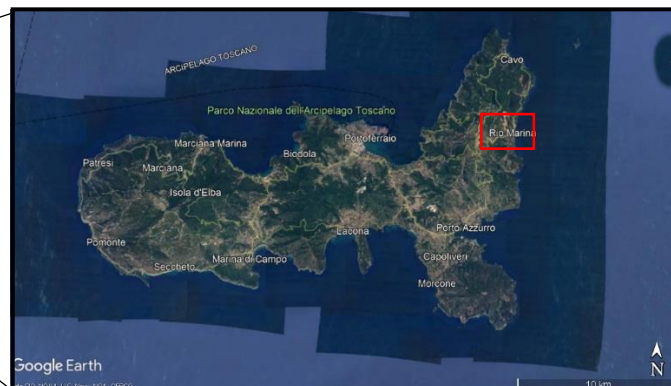


Figura 3. Zona cartografata nell'allegato 1 (Fig. Google Earth).

4. EVOLUZIONE DELL'ISOLA D'ELBA

Nonostante la sua limitata estensione, l'Elba è da sempre un luogo di grande interesse geologico.

L'isola, infatti, rappresenta affioramento più occidentale degli Appennini (Bortolotti et alii, 2001a) ed è un'area chiave per comprendere l'evoluzione post-collisionale della catena appenninica interna (Massa et alii, 2017). Al fine di capire la geologia elbana, nei seguenti paragrafi saranno approfonditi i principali processi che hanno concorso alla sua formazione. La storia dell'Elba può essere divisa in cinque fasi:

1) Fase pre-collisionale (Triassico- Eocene sup)

Nel Triassico, una fase di rifting determina una trasgressione marina su gran parte della futura area proto-appenninica (Centamore et al., 2002) e si avvia il ciclo di sedimentazione alpino del dominio toscano (F.del Verrucano e Calcare Cavernoso).

In seguito, Pangea comincia a disgregarsi e, a partire dal Giurassico, inizia la fase di apertura dell'Oceano Atlantico Centrale e dell'Oceano Ligure Piemontese (Fig 4.)

Dal Giurassico al Cretaceo (180-70 Ma) tutta l'area della penisola italiana è occupata dal mare e abbiamo sedimentazione sia in ambiente marino profondo (es: Diaspri) sia superficiale (es: banchi carbonatici della piattaforma Apula).

Circa 120 Ma fa, l'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale, innesca l'orogenesi alpina (Bossellini A., 2005).

Per quanto riguarda la catena appenninica, si ebbe la formazione di un prisma di accrezione embrionale (Fig 4.) composto da scaglie tettoniche di crosta oceanica (Bortolotti et alii, 2001bis).

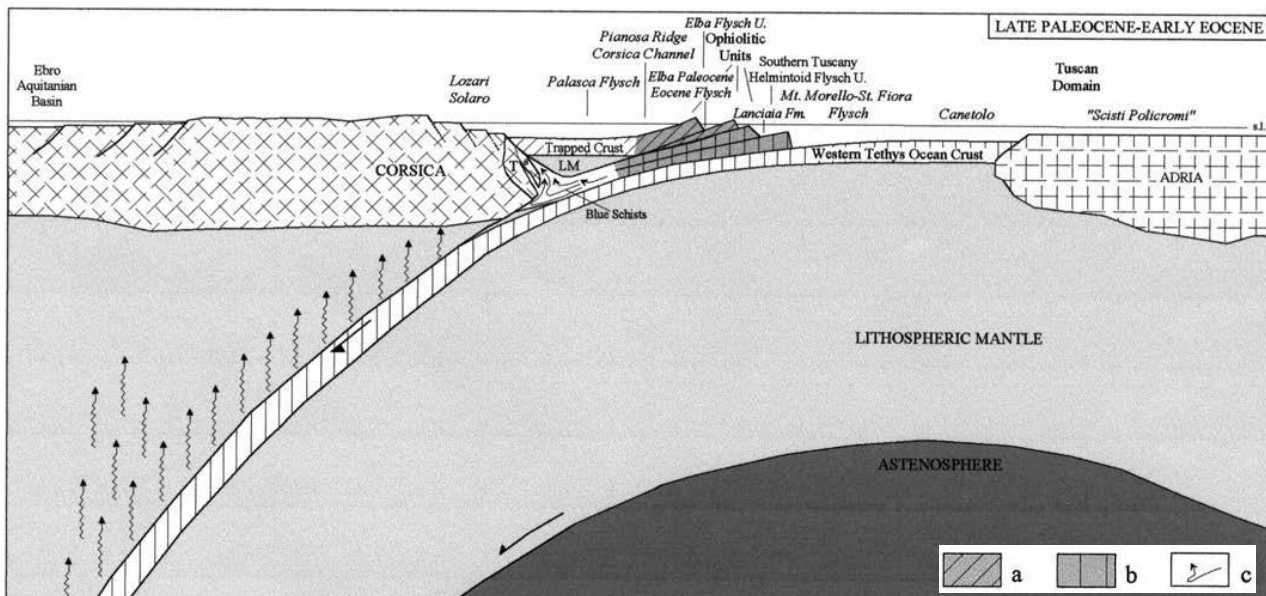


Figura 4. Sezione schematica del sistema orogenico Corsica-Appennini settentrionali durante il tardo Paleocene- Eocene inferiore. a-Portione superiore del prisma di accrezione (AW) costituito da "crosta intrappolata"; b-Portione inferiore del prisma di accrezione costituito da crosta oceanica; c-Flow ascendente dalle porzioni profonde del AW. (Modificata da Bortolotti et alii, 2001bis)

2) Fase sin-collisionale (tardo Eocene/Oligocene- inizio Miocene)

A partire dalla fine dell'Eocene, inizio Oligocene, l'orogene alpino è interessato da aggiustamenti isostatici post collisionali. Ciò, unito al progressivo slab retreat della zona di subduzione, pare abbia portato l'apertura di una serie di rift con andamento NNE-SSW (Rosenbaum G. et alii, 2002).

Iniziano le prime fasi dell'orogenesi appenninica (fase deformativa D1 elbana). Durante questo periodo, la convergenza determinò forti sconvolgimenti tettonico-strutturali (Fig 5.), tra cui:

- Il basamento Ligure fu incorporato all'interno del prisma di accrezione mentre, le porzioni superiori, sovrascosero il margine orientale della Corsica (backthrusting).
- Al fronte, la crosta continentale toscana fu subdotta al di sotto del prisma di accrezione e iniziò la sedimentazione all'interno dei bacini di piggy-back.
- Alcune porzioni della copertura sedimentaria del dominio toscano si scollarono dal loro basamento e vennero accrete alla base della pila tettonica ligure.
- Nelle porzioni più profonde del prisma di accrezione, gli Scisti lustrati furono "spremuti" verso l'alto, subendo una deformazione duttile. Nel loro processo di risalita, essi si interposero tra la pila tettonica Ligure e la Falda Toscana. Sono tutt'oggi visibili sull'isola d'Elba e compongono l'Unità Grassera e la Subunità dell'Acquadolce.
- Si ebbe l'attivazione di un thrust fuori sequenza che portò il Flysch Cretaceo elbano a sovrascorrere i sedimenti del bacino di piggy back antistante.

- f. Alla fine di questo periodo, la crosta oceanica subdotta raggiunse l'astenosfera determinando l'inizio di un'attività magmatica calcalkalina lungo il versante occidentale della corsica (Bortolottiet et alii, 2001bis). Contemporaneamente, i moti convettivi indotti nel mantello e l'assottigliamento crostale della upper plate determinarono una risalita astenosferica, provocando l'apertura del bacino di retroarco Algero- Provenzale.
- g. Esumazione dell'isola d'Elba ad opera del regime compressivo (Fig 6.)

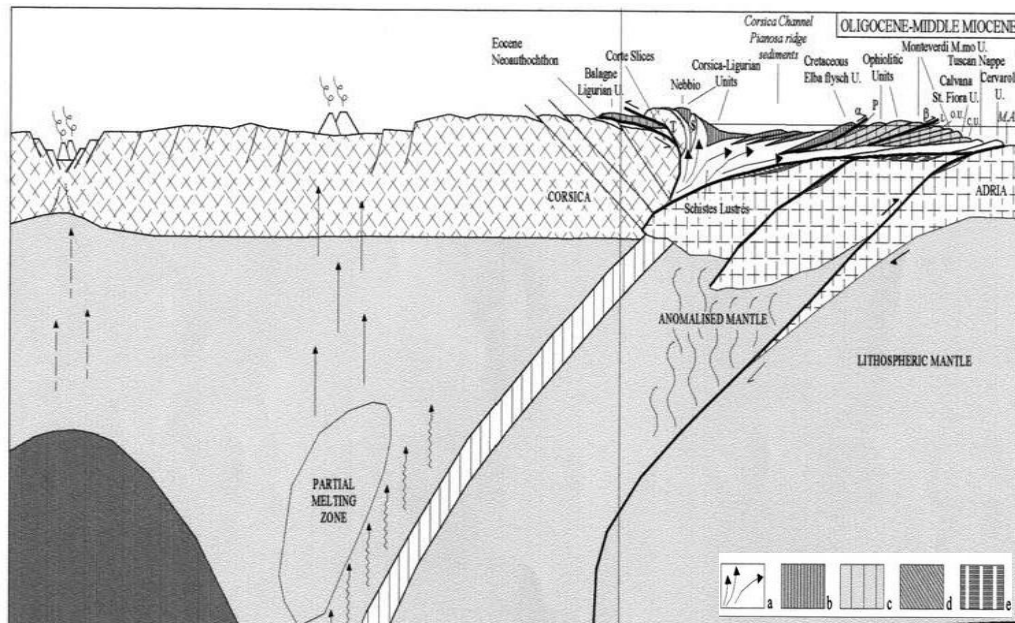


Figura 5. Sezione schematica del sistema orogenico Corsica- Appennini settentrionali durante Oligocene inferiore-Miocene medio. a-Scisti lustrati e Calcescisti con ofioliti (porzione profonda del prisma di accrezione (AW) e loro traiettorie di esumazione (verso l'alto e verso est); b-Liguridi della Corsica e Liguridi Interne; c- Liguridi Esterne ed Epiliguri; d- Unità metamorfica della Toscana; e-Unità Umbra metamorfica. (Modificata da Bortolotti et alii, 2001bis)

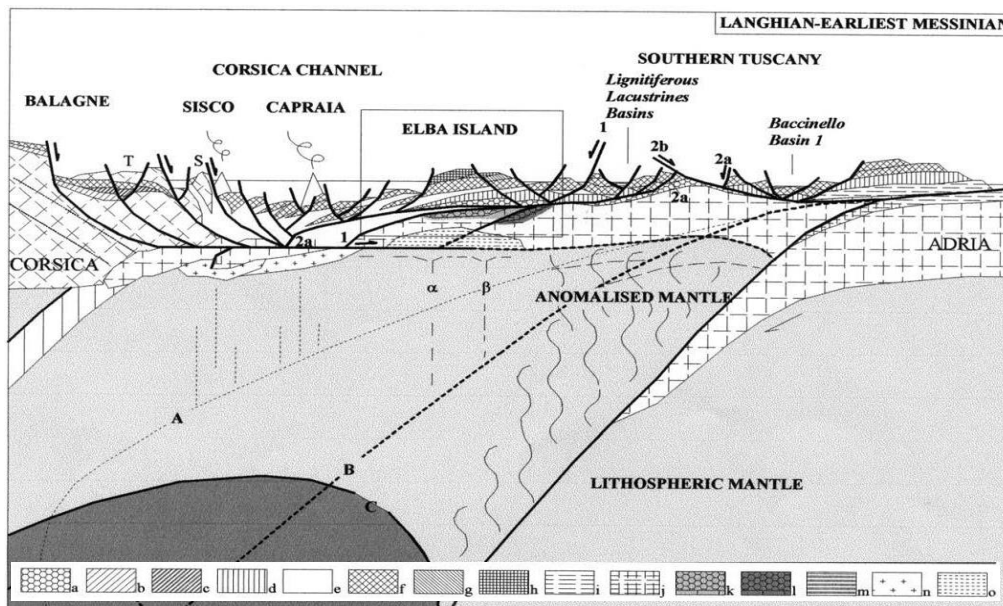


Figura 6. Sezione schematica del sistema orogenico Corsica-Elba-Appennino settentrionale in epoca langhiana-messiniana primitiva. a- unità metamorfiche toscane; b- neoautoctono dell'Eocene medio della Corsica; c- "Corte slices"; d- Falda Toscana; e Scisti lustrati e Calcescisti con ofioliti; f- Liguridi; g- Unità Flysch Paleogene dell'Elba; h- Unità del Flysch del Cretaceo dell'Elba; i- Unità di Cervarola e Unità Umbra non metamorfiche; j- Unità Umbra metamorfica; k- basamento metamorfico toscano esterno (Unità di Porto Azzurro sull'Isola d'Elba); l- Basamento metamorfico toscano interno (Unità di Ortano sull'Isola d'Elba); m- Depositi lacustri neogene; n- corpi magmatici intrusivi; n- zona anatectica sotto l'Isola d'Elba. (Modificata da Bortolotti et alii, 2001bis)

3) Fase pre-intrusione (fine Burdigaliano-Tortoniano medio-superiore)

Durante il Burdigaliano, mentre le falde appenniniche continuano ad avanzare verso NE, nelle zone di retropaese si registra un regime tettonico estensionale. Questo regime, che fino ad allora aveva interessato la porzione a occidente del blocco sardo-corso, nel Burdigaliano si sposta sulla costa orientale. Secondo Facenna et alii (1996) questa tettonica estensiva va ricercata nel roll back (verso est) della zona di subduzione e del suo progressivo approfondimento.

Dunque, durante il Miocene medio l'isola D'Elba è interessata dai primi eventi estensionali con lo sviluppo di faglie a basso angolo (sovrapposizione della Falda Toscana sull'unità Rio Marina) (Pandeli E. et alii, 2013).

In seguito, tra il Serravalliano e il Tortoniano, la pila di falde elbana fu interessata da un'ulteriore fase deformativa (D2), che determinò la formazione dell'Antiforme di Rio Marina (Fig 7). Si tratta di una piega antiforme rovesciata, a scala chilometrica e vergenza NE. Col procedere della deformazione, si ebbe il progressivo assottigliamento del fianco rovesciato, che risultò nella formazione del thrust di Rio Marina (Massa et alii, 2017).

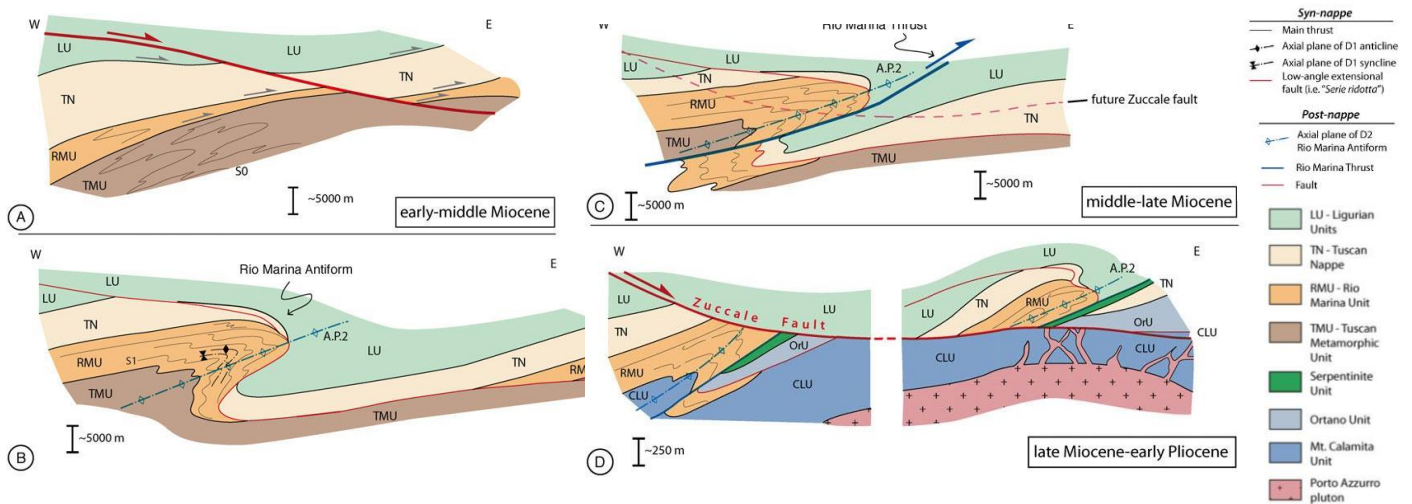


Figura 7. Modello evolutivo della falda orientale dell'isola d'Elba durante il Miocene. (modificata da Massa et alii, 2017). Per la spiegazione, vedere il testo

4) Stadio sin-magmatico (tardo Tortoniano-fine Messiniano)

Tra gli 8.2÷5.4 Ma, l'assetto strutturale dell'isola d'Elba fu sconvolto dalla risalita di complessi plutonici ipoabissali e dai cortei filoniani ad essi connessi (Fig 8.)

Le cause di questo magmatismo sono state imputate alla risalita dell'astenosfera e all'assottigliamento crostale che hanno indotto una fusione da decompressione e la produzione di magmi anatectici.

In ordine cronologico, le principali unità intrusive sono:

- L'aplite di Capo Bianco (8.5-7.2 Ma~)
- I porfidi di Portoferraio (8-7.5 Ma~)
- I porfidi di San Martino (7.3 Ma ~)
- Il plutone di Monte Capanne + leucograniti di Monte Capanne (6.9 Ma~)
- I porfidi di Orano (6,85 Ma ~)
- Il plutone di Porto Azzurro + leucograniti di Monte Calamita (5.9 Ma ~)

- I porfidi di Monte Castello (5.8 Ma ~)

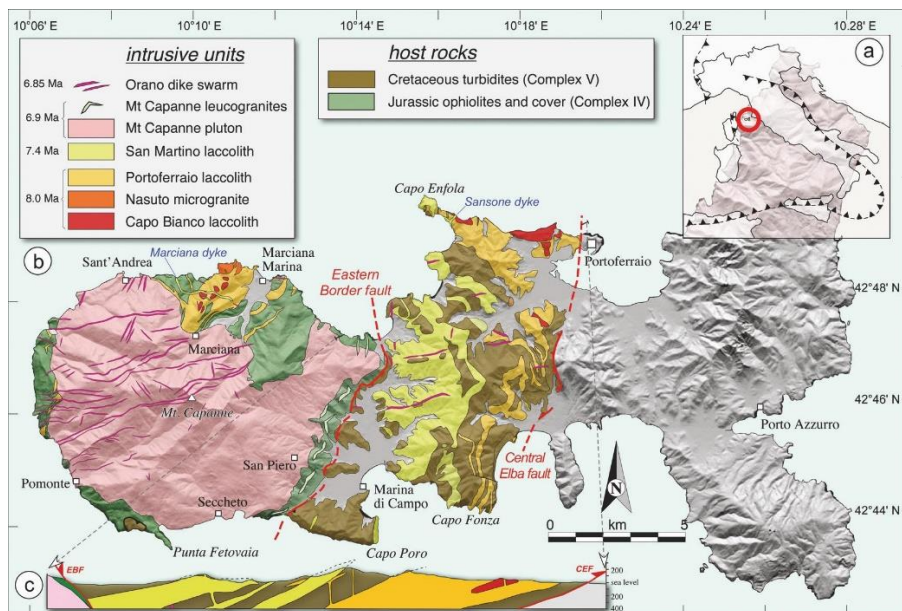


Figura 8. Carta geologica dell'isola d'Elba (Rocchi et al. 2010). I complessi tettonici citati fanno riferimento ai cinque complessi individuati da Trevisan nel 1940

Dal punto di vista tettonico, durante la risalita del plutone del M. Capanne, la copertura superiore (costituita da flysch precedentemente intrusi) fu soggetta a fenomeni gravitativi. Per far posto al plutone, si attivarono tutta una serie di faglie di scarico e piani di scivolamento a basso angolo che dislocarono le unità verso est.

In particolare, secondo alcuni autori, la Faglia dell'Elba Centrale e la Faglia di Monte Zuccale hanno avuto così la loro origine (vedi Pandeli E. et alii. 2013; Bortolotti et alii. 2001bis).

Tuttavia, degli studi recenti hanno messo in discussione la natura estensionale della faglia di Monte Zuccale, reinterpretandola come un segmento di thrust ad andamento orizzontale (vedi Musumeci et alii. 2015; Viola et alii. 2018; Ryan et alii. 2021).

Successivamente, tra 6.0-5.4 Ma, la messa in posto del monzogranito di Porto Azzurro e del suo complesso filoniano produsse un'estesa aureola termometamorfica che interessò le unità Porto Azzurro, Ortano, Acquadolce e Rio Marina, producendo anche i corpi di skarn. (Pandeli E. et alii. 2013).

Infine, il magmatismo elbano cessa del tutto 5.4 Ma fa, a causa della migrazione della zona di trench verso est.

5) Stadio post-magmatico (<5.4 Ma)

In questa fase, durante il sollevamento del plutone di Porto azzurro l'embrice tettonico dell'Elba orientale migrò verso est lungo la superficie tettonica dello Zuccale.

Contemporaneamente, si verificò il retroscorrimento dell'Unità ofiolitica Ligure sull'unità del flysch Paleogenico nell'area di Colle Reciso.

Infine, col procedere della tettonica estensionale si sviluppò un sistema di faglie normali ad alto angolo con orientazione N-S che frammentò l'edificio orogenico in una serie di horst e graben, permettendo ai fluidi mineralizzanti di costituire i corpi minerali ad ematite (Pandeli et alii. 2013).

5. INQUADRAMENTO LITOSTRATIGRAFICO

Data l'elevata complessità della geologia dell'isola, nel corso degli anni sono state avanzate diverse interpretazioni stratigrafiche e strutturali (tra le più utilizzate: Trevisan.1950; Bortolotti et al. 2001).

Per questa trattazione invece, faremo riferimento a una suddivisione strutturale semplificata, basata su due complessi tettonici: il Complesso Superiore e il Complesso Inferiore, separati dal sovrascorrimento di Capo Norsì- Monte Arco.

COMPLESSO SUPERIORE

Comprende tre principali unità ed è caratterizzato dall'assenza di metamorfismo o da un metamorfismo di anchizona. Scendendo lungo la pila tettonica troviamo:

Unità Liguride

- **Argille a Palombini:** argilliti grigio scure di spessore variabile (da decimetri a metri) alternate a strati di calciluiti e depositi torbiditici a spessore e composizione variabile (da silicoclastici a calcarenitici). *Hauteriviano-Albiano (Cretaceo inferiore)*
- **Calcari a Calpionelle:** calcari detritici a grana fine, molto compatti e di colore chiaro, talvolta tendenti al rosa. Generalmente sono presenti in strati da decimetrici a metrici, con millimetriche intercalazioni di argille scure che tendono ad aumentare di spessore verso l'alto. *Berriasiano terminale-Hauteriviano (Cretaceo inferiore)*
- **Diaspri:** rocce silicee di origine organogena, derivante da microrganismi a guscio siliceo (i radiolari), intercalate da depositi argillitici millimetrici. Presentano una colorazione variabile da rossa a verde, talvolta tendente all'azzurro.
In seguito all'intrusione del plutone di Monte Capanne, hanno subito una ricristallizzazione termo-metamorfica che li ha trasformati in quarziti a grana medio-fine.
L'Età è incerta ma si ritiene compresa tra il *Calloviano inferiore/ Oxfordiano inferiore/ Berriasiano*
- **Serpentiniti e gabbri:** costituiscono il basamento oceanico dell'Unità ligure.
Le serpentiniti hanno una colorazione verde scuro e presentano un evidente fabric tettonico. Derivano da protoliti peridotitici a composizione iherzolitica- harzburgitica che, in seguito all'esumazione sul fondo oceanico, hanno subito un processo di metamorfismo retrogrado che ha prodotto serpentizzazione (da parziale a completa). L'età dei protoliti è sconosciuta ma il processo di metamorfico è avvenuto nel *Giurassico medio*.
I gabbri hanno composizione magnesifera, con grana da media a grossolana.
In seguito a un processo di metamorfismo oceanico, la loro composizione mineralogica è cambiata, sviluppando sericite, prehnite e aggregati di albite-epidoto (che hanno sostituito il plagioclasio); clorite e aggregati di anfiboli (che hanno sostituito l'ortopirosseno e il clinopirosseno).
L'esposizione in superficie ha prodotto una massiva disgregazione granulare e, sul terreno, si presentano come una ghiaietta di cristalli sciolti. *Giurassico medio*. (Principi et alii, 2015, cum bibl.)

Falda Toscana

- **Calcari e Marne a Posidonia Alpina:** calcilutiti varicolori da marnose a siltose (in strati centimetrici), talvolta intercalati da letti argillosi e marnosi (da cm a dm) e a calcareniti grigio scure. La formazione ha una tendenza thickening upward e, verso l'alto, sono presenti alcuni strati di calciruditi costituite da clasti calcarei (da cm a dm), con saltuari clasti di selce. La tessitura varia da mudstone (per le calcilutiti), a packstone e floatstone (per le calcareniti) a clasto-sostenuta (per le calciruditi).

La presenza di fossili di *Posidonia Alpina* ha permesso di attribuire la formazione al *Giurassico medio*.

- **Calcere cavernoso:** brecce calcaree costituite da clasti più o meno dolomitici a tessitura variabile da clasto- a matrice-sostenuta. Presentano vacuoli, da millimetrici a centimetrici, che diminuiscono verso l'alto. La colorazione è tipicamente chiara ma assume tonalità gialline in presenza di alterazione. Verso il tetto si ha un passaggio graduale a calcari dolomitici massivi. *Triassico superiore*

Unità Rio Marina

- **Formazione del Verrucano:** depositi metamorfosati di ambiente fluviale, caratterizzati da cicli a tendenza fining- e thinning- upwards.
La formazione è costituita da metaconglomerati (grigio chiaro/rosato), quarziti a grana da media a grossolana (grigio chiaro/verdastro), filladi e metasiltiti (rosso/violaceo).
La composizione è prevalentemente quarzitica e presentano una buona stratificazione.
Ladinico sup? - Carnico? (Triassico medio-superiore). (Principi et alii, 2015, cum bibl.)
- **Formazione Rio Marina:** filladi grafitiche, metasiltiti e metarenarie con spessori da centi- a deci-metrici. Localmente possono essere presenti strati o lenti di metaconglomerati con clasti arrotondati o subarrotondati. La colorazione è tipicamente grigia scura, tendente al nerastro. *Tardo Carbonifero-Permiano inferiore*

COMPLESSO INFERIORE

Comprende le Unità di medio-alto grado metamorfico ad affinità toscana.

Unità di Ortano

- **Subunità dell'Acquadolce**

Scisto dell'Acquadolce (Facies HP-LT): presente in località Santa Filomena a nord di Ortano.

Filladi, metasiltiti e metapeliti con locali livelli grafitosi e intercalazioni di metarenarie e metagrovacche feldspatiche (Principi et alii, 2015, cum bibl.), con presenza di glaucofano e lawsonite (Ryan et alii, 2021).

Sono presenti anche marmi e calcescisti in singoli strati o banchi lenticolari, con uno spessore variabile da pochi centimetri fino ad oltre 10 m.

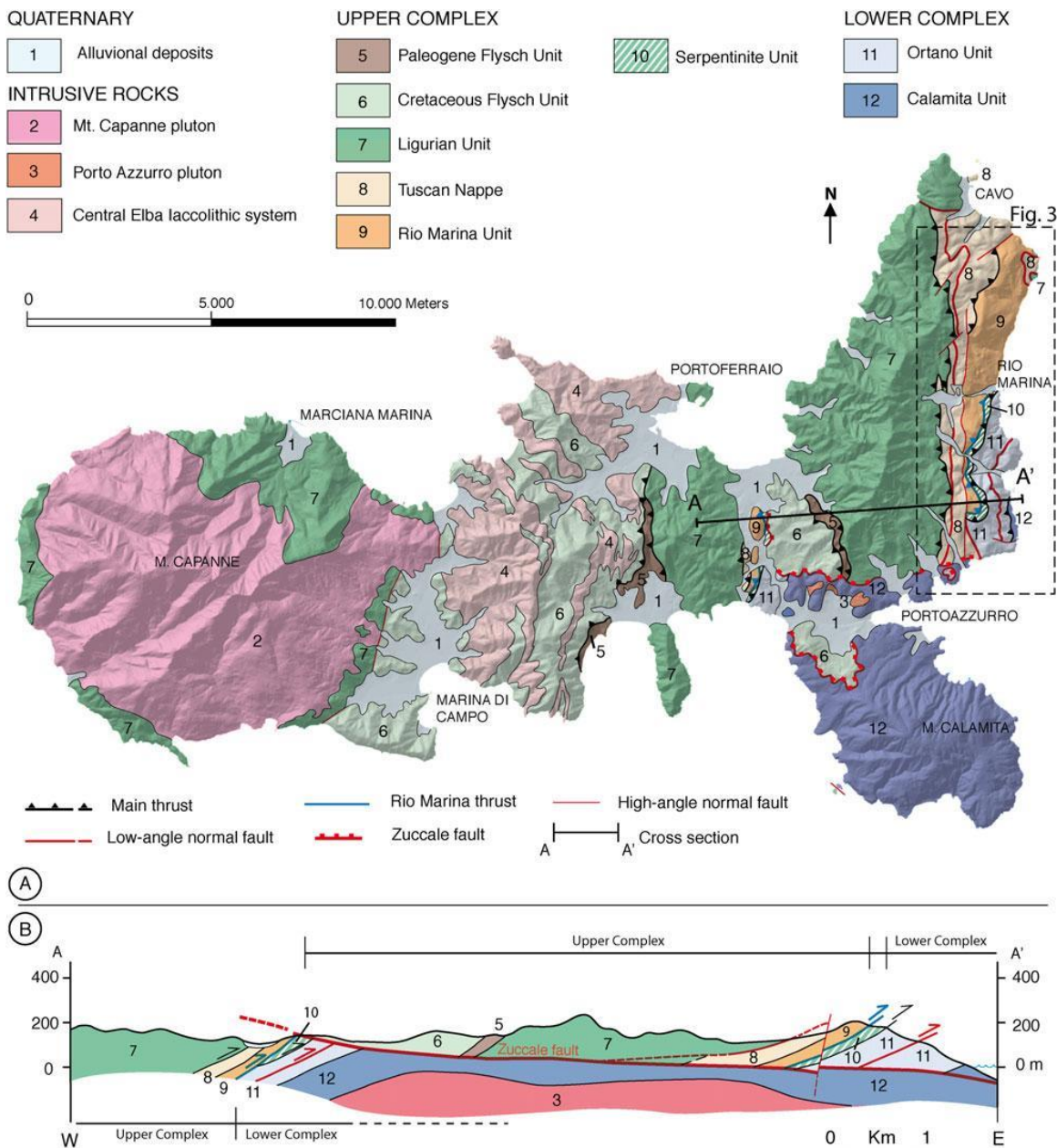
Localmente troviamo corpi di skarn a silicati ferro-calcici (wollastonite + pirosseni o hedembergite + ilvaite) di genesi Miocenica (metasomatismo legato alle intrusioni plutoniche). *Cretaceo? - Oligocene*

Scisti maculati (facies di LP-HT): formati in seguito all'intrusione di Portoazzurro, che ha sovra-improntato la paragenesi preesistente, determinando neoblastesi di biotite, cordierite e andalusite in condizioni statiche (Ryan et alii, 2021). *Cretaceo? - Oligocene*

- **Marmi di Ortano:** marmo bianco da meso- a microcristallino, con alternanza di strati calcarei puri ed impuri. Si presenta in uno spessore decametrico, con un livello di dolomia brecciata alla base (Massa et alii, 2017). *Giurassico medio-inferiore?*

- **Complesso di Ortano:** comprende rocce metavulcaniche e metasedimentarie con foliazione primaria preservata. Scendendo lungo la colonna stratigrafica sono presenti: filladi/ filladi quarzose; porfiroidi con porfiroclasti di quarzo e feldspato; micascisti e filladi quarzose. E molto comune la presenza di vene di quarzo. *Ordoviciano*

Unità Monte Calamita: filladi con intercalazione di metarenarie e micascisti con presenza di lenti anfibolitiche. In seguito all'intrusione del Monzogranito di Porto Azzurro, l'Unità a è stata interessata da importanti mineralizzazioni a skarn ad ossidi ed idrossidi di ferro. *Carbonifero Inferiore*



6. INQUADRAMENTO TETTONICO

La lunga storia dell'Isola d'Elba può essere divisa in quattro fasi deformative principali.

Deformazione D1

Durante la Fase sin-collisionale, mentre la pila tettonica elbana si andava costruendo, le unità coinvolte furono soggette a una deformazione duttile, si ripiegarono e sovrascossero le une sulle altre.

Alla mesoscala, la fase D1 ha prodotto la formazione di pieghe centimetriche e decametriche con assi orientati in direzione NNW-SSE e, ha costituito la foliazione principale S1 dell'Unità Rio Marina e della Falda Toscana (Massa et alii, 2017).

Deformazione D2

Avvenuta tra il medio-tardo Miocene, ha determinato una deformazione delle strutture relative alla D1 e la formazione dell'Antiforme di Rio Marina.

Questa seconda fase ha prodotto la formazione di pieghe F2 da chiuse a serrate, con una direzione degli assi orientata N-S e debolmente immergente verso sud.

Il piano di foliazione S2 associato è un clivaggio di crenulazione WSW-ENE immergente. (Massa et alii, 2017)

Deformazione D3

Relativa alla messa in posto dei corpi intrusivi e ai fenomeni di scarico che hanno determinato. Trattandosi di processi a sviluppo radiale, le S3 hanno un'orientazione variabile a seconda dell'orientazione geografica. Nell'Unità di Acquadolce hanno prodotto pieghe da blande a chiuse, con sottili crenulazioni zonali o kink. Nella litofascies dei calcescisti, tra le strutture S2 e le crenulazioni S3 si sono formate strutture di tipo S-C che indicano un senso di scorrimento top to NE. (Principi et alii, 2015).

Deformazione D4

L'ultimo evento deformativo è caratterizzato dallo sviluppo di faglie normali ad alto angolo, spesso associate a mineralizzazioni ad ossidi e solfuri di ferro, e con giacitura variabile.

7. RISULTATI DEL RILEVAMENTO

Dai rilievi effettuati sul campo nella zona mostrata in figura 3, è stata ricavata una carta geologica, visibile nell'allegato 1. Qui di seguito andremo ad analizzare quanto appreso.

LITOSTRATIGRAFIA E STRUTTURE TETTONICHE

La pila tettonica che costituisce questa porzione dell'isola comprende unità e formazioni con un andamento monoclinale W o NW-immersa e una direzione N-S, appartenenti sia al Complesso Superiore che Inferiore.

Muovendoci dalle zone di tetto alle zone di letto, da ovest verso est, sono le seguenti:

- F. Argille a Palombini (APA)

Questa formazione è presente sottoforma di lente tettonica compressa all'interno dell'unità delle Serpentiniti. Al letto e al tetto è delimitata da due superfici di sovrascorrimento con top verso est. In questa zona era presente solo un affioramento all'interno di un canale di scolo e, non sono state prese giaciture ritenute affidabili.

- Unità delle Serpentiniti (SRP)

L'unità delle Serpentiniti affiora sia nella porzione occidentale, sia nella porzione orientale della carta. Gli affioramenti più belli sono situati lungo la Via Panoramica (Fig 10.a) e in località Santa Filomena (dove è presente anche una cava di serpentinite dismessa).

La roccia si presenta di un colore verde scuro/nero, massiccia e dall'aspetto scaglioso (Fig 10.b).

I principali individui sono il serpentino (verde pallido), ematite (nero/rosso), olivina relitta (verde bottiglia) e pirosseni (minerali scuri).

Nel corso del rilevamento sono stati notati almeno due piani di foliazione diversi, di cui uno predominante, immersa a WNW (Fig 11).



Figura 10.a Affioramento di serpentiniti lungo la Via Panoramica. Coordinate: 42°48'44.3"N 10°25'32.9"E



Figura 10.b Dettaglio dell'affioramento. Sono chiaramente visibili il serpentino (verde pallido), l'ematite (nero/rossiccio).

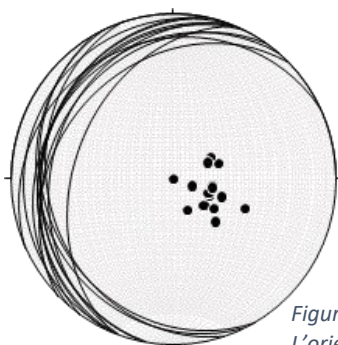


Figura 11. Plot del piano di foliazione principale delle serpentiniti. L'orientazione più frequente è immersa a WNW ed è diretta N-S

L'unità è delimitata al tetto dal thrust di Rio Marina e al letto dal Thrust di Capo Norsì–Monte Arco ed è stata interpretata come una porzione del dominio ligure che costituiva il fianco di piega rovescio dell'Antiforme di Rio Marina (Fig 7).

Sul lungomare di Rio Marina (Fig 12.a) è presente un altro affioramento, con caratteristiche leggermente diverse.

In questa zona siamo al letto del thrust di Rio Marina, dove affiorano le serpentiniti che hanno funto da superficie di scivolamento.

La roccia è caratterizzata da strutture mesh (Fig 12.b) e vene di calcite, con orientazione preferenziale parallela al sovrascorrimento (WNW)immergente).

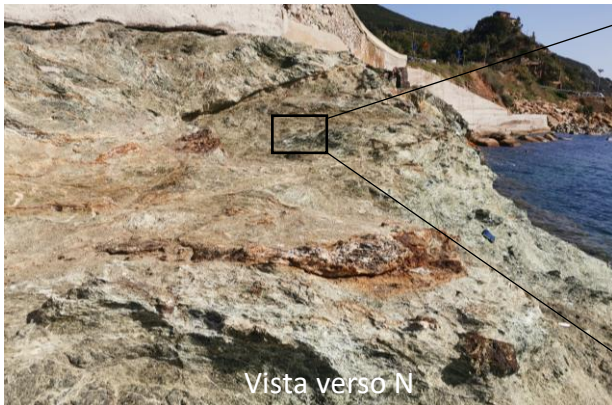


Figura 12.a Serpentiniti al letto del sovrascorrimento di Rio Marina. Coordinate: 42°49'06.8"N 10°25'46.2"E

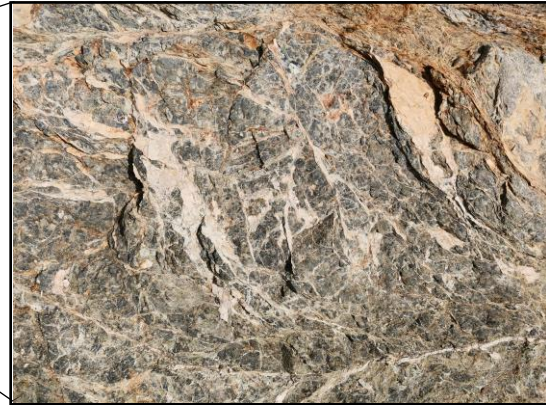


Figura 12.b Struttura mesh nelle serpentiniti

-Calcari e Marne a Posidonia Alpina (POS)

Il migliore affioramento (Fig 13.a) si trova lungo la Strada della Chiusa, a nord del cimitero di Rio Marina, ma sono presenti affioramenti minori in tutta l'area.

Principalmente in questa zona sono presenti calcilutiti marnose varicolori a tessitura mudstone (Fig 13.b).

Per quanto riguarda le strutture tettoniche, gli affioramenti sono caratterizzati da pieghe da blande ad aperte, con una leggera inclinazione del piano assiale verso est (Fig 13.a).

Il piano di foliazione principale è SW-immergente, con un'inclinazione media di 25° (Fig 13.a).



Figura 13.a Affioramento dell'Unità Calcari e Marne a Posidonia. Sono visibili delle blande strutture plicative. Coordinate: 42°49'02.3"N 10°24'49.7"E.



Figura 13.b Campione di Marna a Posidonia

-Calccare Cavernoso (CCV)

Sono presenti piccoli affioramenti di Calccare Cavernoso tra il Villaggio Palmiro Togliatti e l'inizio della Strada della Chiusa.

Il calcare si presenta come massivo, fortemente alterato e dalla consistenza friabile.

È stata presa un'unica giacitura, presumibilmente una S_0 : 285/20.

-Formazione del Verrucano

Nella zona, l'affioramento più esteso si trova all'imbocco della Strada della Chiusa, su ambedue i lati della strada provinciale (coordinate: 42°48'48.1"N 10°25'02.8"E).

Per quanto riguarda le caratteristiche strutturali dell'unità, sono presenti due piani di foliazione che insieme costituiscono un clivaggio di crenulazione, tipico di zone di taglio (Fig 17).

Non è stato possibile capire con certezza in quale fase deformativa si sono formate. Tuttavia, strutture simili si sono sviluppate anche nelle rocce del Verrucano dell'Appennino Settentrionale, durante il regime tettonico responsabile del sollevamento del complesso Metamorfico Apuano (R. Carosi et alii, 1994). Qualcosa di simile, seppur in un contesto diverso, potrebbe essere accaduta sull'Elba, durante la messa in posto dei plutoni ipoabissali. Se ciò fosse vero, potremmo attribuire questo clivaggio alla fase deformativa D3.

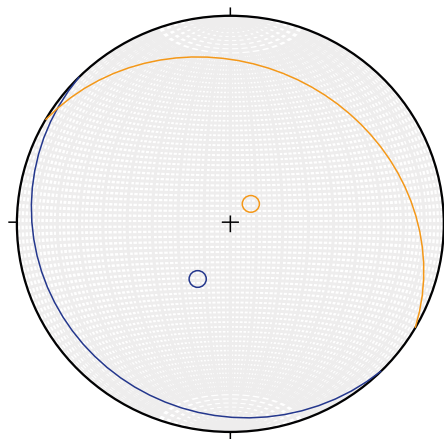


Figura 14. A destra è visibile il clivaggio di crenulazione all'interno della formazione del Verrucano. Durante la fase deformativa, si sono formate prima le superfici S (in blu) e successivamente le superfici C (in arancio). In base alla forma delle superfici S è evidenziato un senso di taglio destro; a sinistra sono state plottate le giaciture medie delle superfici S e C.

Nella zona cartografata, oltre al corpo del Verrucano principale, è presente un altro piccolo affioramento, dietro la Chiesa di SS Annunziata (Fig 16). Nell'immagine è mostrata solo una parte dell'affioramento, che però è stato rappresentato in maniera completa nello sketch in figura 15.

In quest'area il Verrucano è compreso tra due depositi appartenenti alla Formazione di Rio Marina ed è delimitato da faglie normali ad alto angolo (Il contatto a NE non è stato rappresentato).

Sono state individuate tre faglie, tutte ad immersione NE (Fig 14) ma, si suppone la presenza di almeno un'altra faglia che funga da contatto tettonico destro con la formazione di Rio Marina.

Dato che queste strutture tagliano di netto la foliazione presente nella roccia, è possibile ritenere che si siano formate durante l'ultimo evento deformativo (D4).

L'interpretazione data è che, a causa della tettonica estensionale, le porzioni sommitali di tetto della pila elbana siano state ribassate all'interno delle formazioni di letto.

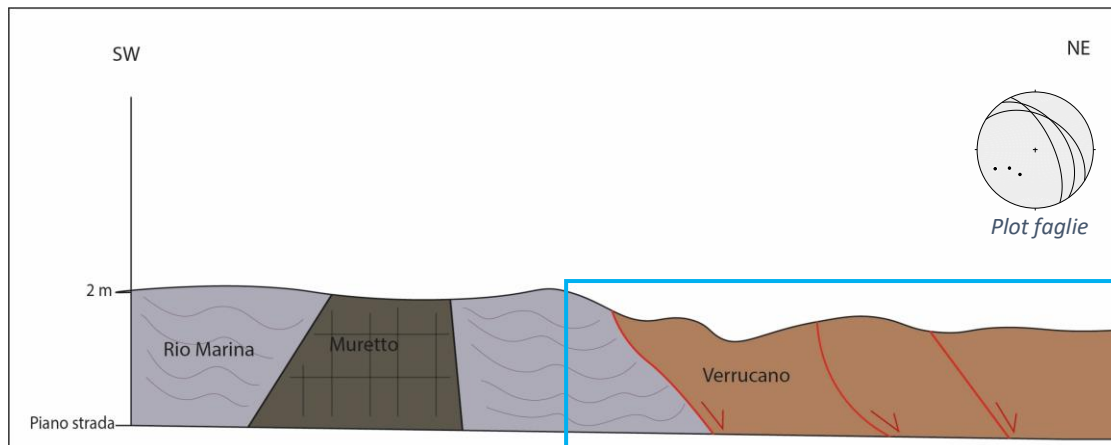


Figura 15. Sketch dell'affioramento dietro la Chiesa di SS Annunziata. Nel riquadro azzurro viene mostrata la porzione rappresentata in figura 16. In alto a destra: proiezione stereografica delle faglie presenti all'affioramento.



Figura 16. Unità del Verrucano attraversata da tre faglie normali

-Formazione di Rio Marina (RMR)

La formazione affiora, in maniera più o meno continua, lungo la strada statale che da Rio Marina porta a Villaggio Palmiro Togliatti e lungo la Via Panoramica.

Come la Formazione del Verrucano, ha subito un'evoluzione polifasica, che è stata maggiormente registrata nelle litologie meno competenti. Ciò ha prodotto un'ampia variabilità di strutture e fabric tettonici. Qui di seguito verranno elencate le principali caratteristiche riscontrate.

Nelle filladi (Fig 17.) sono presenti due piani di foliazione differenti che, secondo Principi et alii (2015), dovrebbero essersi formate durante le fasi deformative D1 e D2.

La giacitura media dei piani di foliazione principale è WNW-WSW immergente, ed orientata in direzione N-S (Fig 19.)

La deformazione duttile ha prodotto la formazione di pieghe da centimetriche a metriche, con assi di piega orientati N-S, debolmente immergenti verso NE (Fig 18).

Negli affioramenti alterati, la roccia si presenta in disfacimento ed è presente una componente argillosa di neoformazione tra i piani di foliazione (Fig 18).

Per quanto riguarda le metarenarie e i metaconglomerati, in esse la foliazione è molto meno pervasiva e ben spaziata (Fig 20)

All'interno degli affioramenti erano presenti sia indicatori cinematici di tettonica estensionale (boudinaggio delle vene di quarzo) sia indicatori di regime tettonico compressivo (pieghe nelle vene di quarzo). Le pieghe erano generalmente ptigmatiche/ asimmetriche, con un'apertura dei fianchi molto variabile (120-0°).

Queste strutture sono successivamente state esposte dai processi di detensionamento post-esumazione, che hanno prodotto la formazione di set di diaclasi con strutture a piuma.



Figura 17. Filladi con livelli grafatici della formazione di Rio Maria. Coordinate 42°48'50.5"N 10°25'16.4"E

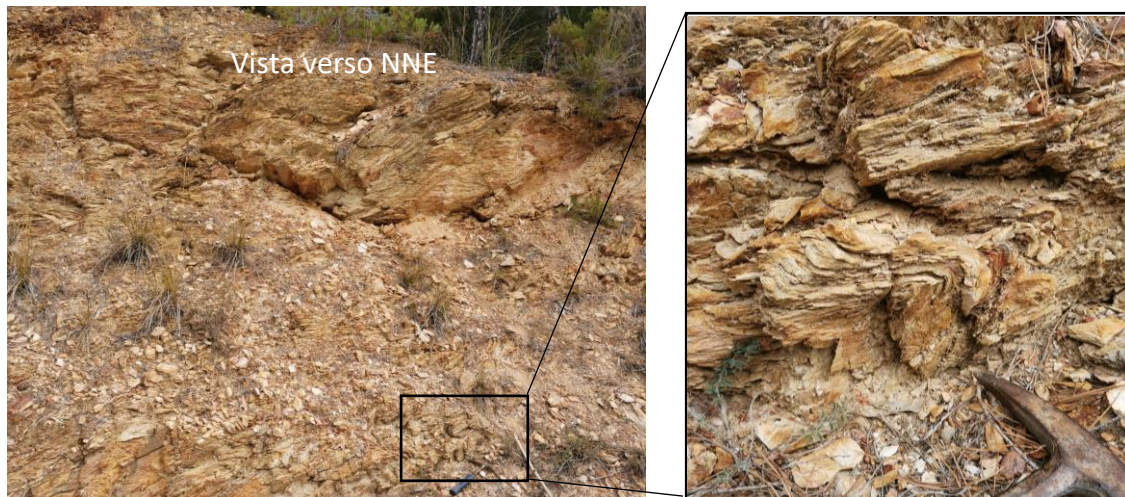


Figura 18. A sinistra un affioramento alterato di filladi appartenenti alla formazione di Rio Marina; a destra una piega centimetrica con argilla di neoformazione tra i piani. Coordinate: 42°48'54.8"N 10°25'22.3"E

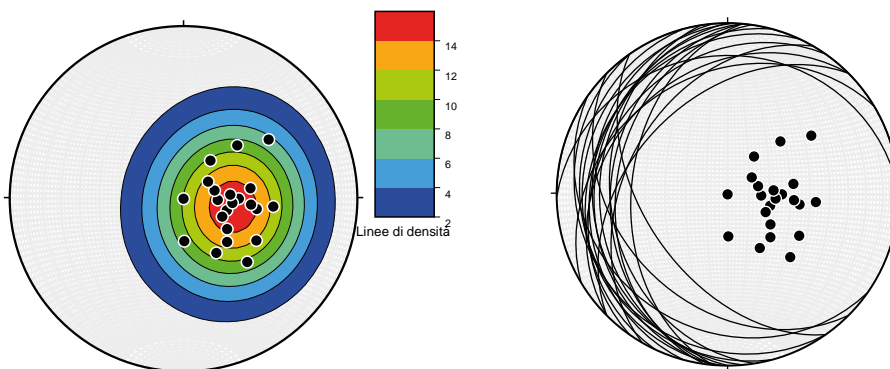


Figura 19. Proiezione stereografica della foliazione principale di Rio Marina. Le giaciture sono orientate prevalentemente in direzione N-S, con un'immersione WNW-WSW

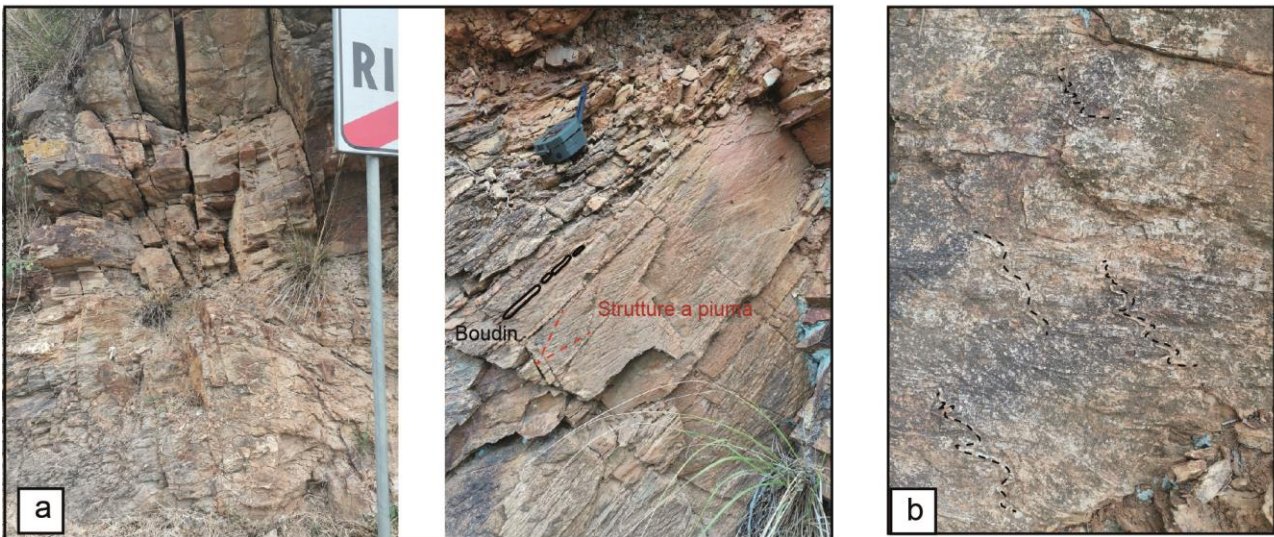


Figura 20. a-Effetti del processo di detensionamento della roccia in superficie, che va scemando verso il basso. Lungo le superfici di diaclasi sono presenti strutture a piuma. È visibile il boudinaggio delle vene di quarzo; b-Pieghe ptigmatiche/asimmetriche.
Coordinate: 42°48'48.5"N 10°25'11.1"E

Subunità dell'Acquadolce (ACQ)

La subunità affiora lungo tutta la costa che da Rio Marina porta ad Ortano.

Si tratta principalmente di scisti fortemente tettonizzati. Nelle porzioni sommitali sono presenti intercalazioni di calcescisti con foliazione milonitica e livelli marmosi, che aumentano di spessore scendendo verso il mare, fino a costituire una bancata di circa 10 m (Fig 21).

Nonostante non abbiano subito metamorfismo dovuto all'intrusione di Porto Azzurro, queste rocce sono state soggette a metasomatismo legato ai flussi idrotermali ad esso connessi. Ciò ha prodotto la formazione di corpi di Skarn con mineralizzazioni metalliche, quali: hedembergite, ilvaite ed epidoto (Fig 22). Il corpo di skarn di maggiori dimensioni è visibile in figura 24. Si tratta di un corpo di colore scuro, massivo e molto competente.

All'interno dell'Unità sono stati rilevati molti indicatori cinematici di zona di taglio.

In primo luogo, nei calcescisti, abbiamo un'evidente foliazione S-C (Principi et alii, 2015) con un'immersione dei piani principali a NW, saltuariamente SW, con una vergenza generale verso NE (Fig 26). Sono presenti anche livelli di marmo ripiegati e clasti sigma.

Tuttavia, il clasto sigma mostrato in figura 23 ha un senso di taglio top to WSW. L'interpretazione data è che, nonostante la vergenza generale sia top to NE, a livello locale devono essersi sviluppati dei sottocampi di stress con vergenza WSW.



Figura 21: Bancata di calcescisti a foliazione milonitica. Coordinate 42°48'40.8"N 10°25'45.8"E



Figura 22. Mineralizzazioni radiali ad ilvaite (bande nere) e hedenbergite (bande verdi)



Figura 23. Clasto sigma all'interno della Subunità dell'Acquadolce



Figura 24. Corpo di skarn all'interno della Subunità Acquadolce. Coordinate: 42°48'45.2"N 10°25'44.2"E

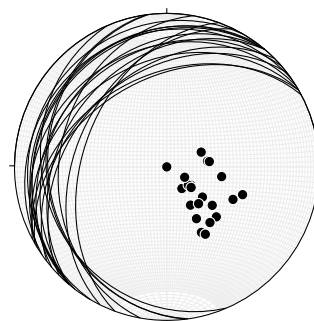
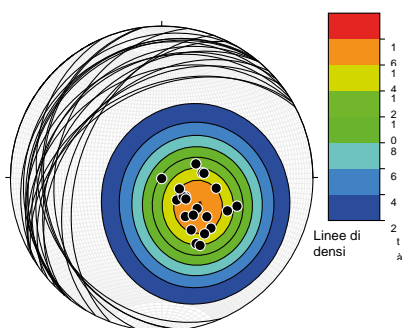


Figura 25. Plot dei piani di foliazione principale dell'Acquadolce. L'immersione è prevalentemente a NW, con alcune giaciture immergenti a SW. La direzione delle giaciture è orientata NE-SW

7. CONCLUSIONE

Quanto osservato sul campo ha evidenziato una profonda complessità tettonico-strutturale, confermando però, in larga parte, quanto affermato nei paragrafi introduttivi.

In particolare, il rilevamento ha potuto confermare una deformazione polifasica piuttosto articolata, che ha deformato le varie unità in maniera differente. Ciò non è dipeso unicamente dalla competenza delle litologie coinvolte, ma anche dalla vicinanza ai plutoni che, fornendo calore, hanno prodotto termometamorfismo nelle unità più prossimali.

La presenza delle medesime litologie presenti negli Appennini Settentrionali ha confermato un collegamento tra questi due domini geologici, che hanno avuto una genesi comune.

Tuttavia, mentre negli Appennini la tettonica estensionale è cominciata solo di recente, l'Isola d'Elba ne è stata affetta già a partire dalla fine del Miocene.

Questo rende lo studio dell'isola un fattore chiave per poter comprendere la futura evoluzione appenninica.

9. BIBLIOGRAFIA

- Bortolotti V., Pandeli E. & Principi G.** The geology of the Elba Island: An historical introduction. *Ofioliti*, 2001, 26 (2a), 79-96.
- Bortolotti V., Fazzuoli M., Pandeli E., Principi G., Babbini A. & Corti S.** Geology of central and eastern Elba island, Italy. *Ofioliti*, 2001, 26 (2a), 97-150
- Bossellini A.** Storia geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni. Zanichelli, 2005.
- Centamore E., Fumanti F. & Nisio S.** (2002). The Central-Northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time. *Boll. Soc. Geol. It.*, Volume speciale n. 1 (2002), 181-197.
- E. Pandeli - G. Principi - V. Bortolotti - M. Benvenuti - M. Fazzuoli - A. Dini - F. Fanucci - F. Menna - G. Nirta.** The Elba Island: an intriguing geological puzzle in the Northern Tyrrhenian Sea. *Geol.F.Trips*, Vol.5 No.2.1 (2013), 114 pp.
- Faccenna C.; Davy P.; Brun J.-P., Funiciello R.; Giardini D.; Mattei M.; Nalpas T.** The dynamics of back-arc extensions: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.* 1996, 126, 781–795.
- Massa G., Musumeci G., Mazzarini F & Pieruccioni D.** Coexistence of contractional and extensional tectonics during the northern Apennines orogeny: the late Miocene out-of-sequence thrust in the Elba Island nappe stack. *GEOLOGICAL JOURNAL Geol. J.* 52: 353–368 (2017)
- Musumeci, G., F. Mazzarini, and A. R. Cruden (2015).** The Zuccale Fault, Elba Island, Italy: A new perspective from fault architecture, *Tectonics*, 34, 1195–1218, doi:10.1002/2014TC003809
- Musumeci, G., and L. Vaselli (2012),** Neogene deformation and granite emplacement in the metamorphic units of northern Apennines (Italy): Insights from mylonitic marbles in the Porto Azzurro pluton contact aureole (Elba Island), *Geosphere*, 8(2), 470–490, doi:10.1130/GES00665.1.
- Principi G., V. Bortolotti, E. Pandeli, F. Fanucci, M. Benvenuti, M. Chiari, A. Dini, M. Fazzuoli, F. Menna, D. Morelli, S. Moretti, G. Nirta & V. Reale. Con contributi di: M. D'Orefice e R. Graciotti.** Note illustrative della carta geologica d'ITALIA alla scala 1:50.000 foglio 316, 317, 328, 329 Isola d'Elba. Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia, 2015.
- R. Carosi, C. Montomoli, P.C. Pertusati.** Zone di taglio nel dominio toscano interno (appennino settentrionale). *Alti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, 101 (1994) pagg. 187-200, 8
- Ryan, E., Papeschi, S., Viola, G., Musumeci, G., Mazzarini, F., Torgersen, E., et al. (2021).** Syn-orogenic exhumation of high-P units by upward extrusion in an accretionary wedge: Insights from the Eastern Elba nappe stack (Northern Apennines, Italy). *Tectonics*, 40, e2020TC006348. <https://doi.org/10.1029/2020TC006348>
- Roni E., Westerman D.S., Dini A., Stevenson C. & Rocchi S.** Feeding and growth of a dyke-laccolith system (Elba Island, Italy) from AMS and mineral fabric data. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 171, 2014, pp. 413–424
- Rosenbaum, G. G., Lister, G. S. and Duboz, C.,** 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107 - 130.
- Trevisan L., 1950.** L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova.*, 16: 5-39.
- Trevisan L., 1951.** La 55a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana. Isola d'Elba, Settembre 1951. *Boll. Soc. Geol. It.*, 70 (1953): 435-472.
- Viola, G., Torgersen, E., Mazzarini, F., Musumeci, G., van der Lelij, R., Schönerberger, J., & Garofalo, P. S.** (2018). New constraints on the evolution of the inner Northern Apennines by K-Ar dating of Late Miocene-Early Pliocene compression on the Island of Elba, Italy. *Tectonics*, 37, 3229–3243. <https://doi.org/10.1029/2018TC005182>

Yaoling Niu, Geological understanding of plate tectonics: Basic concepts, illustrations, examples and new perspectives 2014