

COMUNE DI PIOMBINO
PROVINCIA DI LIVORNO

**PIANO PARTICOLAREGGIATO DEL
PARCO ARCHEOLOGICO DI BARATTI E POPULONIA**

Tavola: G.13

AREA TEMATICA: INDAGINI GEOLOGICO-TECNICHE

TITOLO: SCHEDE DELLE EMERGENZE GEOLOGICHE

Dicembre 2011

PROGETTAZIONE

Architetto Silvia Viviani

COLLABORATORI

Barbara Croci, Arch. P. Terr. Francesco Ghergo, Geom. Valerio Buonaccorsi

ASPETTI PAESAGGISTICI

Arch. Emanuela Morelli

ASPETTI AMBIENTALI

Dott. Maurizio De Pirro

ASPETTI GEOLOGICI

Geologi: Maurizio Sileoni, Paolo Annovi, Alessandro Damiani, Dario D'Avino, Luca Finucci

COMUNE DI PIOMBINO

Arch. Camilla Cerrina Feroni, Arch. Laura Pescini

ELABORAZIONI GRAFICHE

Studio Viviani

SOMMARIO

1 – IL MACIGNO DI PUNTA DEL MOLINO

COORDINATE GAUSS BOAGA

COME ARRIVARE

IL CONTESTO GEOLOGICO – GEOMORFOLOGICO

LA STORIA GEOLOGICA DELLA FORMAZIONE ROCCIOSA DEL MACIGNO

PECULIARITÀ DEL MACIGNO

2 – LA FALESIA DI BARATTI

COORDINATE GAUSS BOAGA

COME ARRIVARE

LA STORIA GEOLOGICA

3 – L'AFFIORAMENTO CALCARENITICO DELLE GROTTI

COORDINATE GAUSS BOAGA

COME ARRIVARE

IL CONTESTO GEOLOGICO – GEOMORFOLOGICO

LA STORIA DEL SITO

PECULIARITÀ DEL SITO

4 – LA COSTA SULLA PORZIONE OVEST DEL PRONTORIO DI PIOMBINO

COORDINATE GAUSS BOAGA

COME ARRIVARE

LE PECULIARITÀ DEL SITO

DEFORMAZIONI FRAGILI: FRATTURE SENZA SPOSTAMENTO (DIACLASI)

DEFORMAZIONI FRAGILI: FRATTURE CON SPOSTAMENTO (FAGLIE)

DEFORMAZIONI PLASTICHE: LE PIEGHE

1 – Il Macigno di Punta del Molino

Coordinate Gauss Boaga

N 4.763.633 – E 1.623.565

Come arrivare

Il sito è raggiungibile percorrendo la strada Provinciale della Principessa in direzione nord da Piombino verso San Vincenzo. Superato l'incrocio per Baratti, dopo circa 1km, si volta a sinistra imboccando la strada sterrata per Podere Torre Nuova e la si percorre tutta fino a raggiungere la foce del Fosso di Rimigliano. Da qui a piedi ci si inoltra sul lungomare e dopo poche decine di metri possiamo iniziare ad osservare la parete rocciosa.

Il contesto geologico – geomorfologico

La foce del Fosso di Rimigliano separa i depositi recenti e attuali di spiaggia (sulla destra) dalla costa alta rocciosa che si sviluppa ininterrottamente per oltre 1km da qui fino al Golfo di Baratti, passando per Poggio San Leonardo (SSW).

Lungo tale tratto di costa affiorano esclusivamente i litotipi dell'antica formazione rocciosa stratificata nota come “Macigno”, con l'unica eccezione rappresentata da sporadici e limitati affioramenti di panchina d'età molto più recente.

In questo suggestivo ambito geomorfologico, dove l'incessante azione combinata del mare e del vento assume fondamentale importanza nello scandire le tempistiche e le modalità della progressiva evoluzione della linea di costa, particolarmente significative e belle risultano le stratificazioni inclinate del Macigno di Punta del Molino.

Questo affioramento ha inoltre il grande vantaggio di poter essere raggiunto, visitato ed osservato facilmente da terra, mentre le coste alte di questo territorio sono di norma mal raggiungibili ed osservabili esclusivamente via mare.

La storia geologica della formazione rocciosa del Macigno

FLYSCH ARENACEO “MACIGNO” - (*Eocene – Oligocene superiore*)

L'uso del termine “Macigno”, per indicare un'arenaria caratteristica della Toscana è antichissimo e popolare¹. Nella cartografia geologica ufficiale è stato utilizzato per la prima volta nel 1903 da Bernardino Lotti e da Domenico Zaccagna. Appartiene all'Unità strutturale della Falda Toscana, di cui costituisce la porzione sommitale più recente.

Più precisamente, l'origine del Macigno viene attualmente individuata a partire dall'Eocene (da 55ma a 35ma circa) e la sua formazione è continuata fino all'Oligocene superiore (circa 25ma) con la lenta chiusura di un oceano provocata dall'avvicinamento di due paleocontinenti: l'Africa e l'Eurasia. Questo

1 Carta Geologica d'Italia 1 : 50.000 – Catalogo delle Formazioni (Scheda a cura di P. Falorni), 1903.

scontro porterà alla formazione delle Alpi e poi della catena appenninica (orogenesi dell'Appennino).

Il Macigno è una formazione stratificata, di origine sedimentaria e, di regola, è formato da una fitta sequenza di sedimenti sabbiosi (arenarie) ed argillosi (siltiti) che si è depositata in un antico ambiente marino profondo (paleoceano), formando conoidi torbiditiche ai margini della scarpata continentale (Fig. 1).

Più semplicemente, si può immaginare che ogni singolo strato di arenaria rappresenti il deposito, sull'antico fondale oceanico (piana abissale), di una frana staccatasi dalla scarpata (avanfossa) che contornava i continenti di quel tempo, mentre ogni strato sottile siltoso rappresenti l'accumulo di materiale più fine derivante dalla normale sedimentazione sul medesimo fondale.

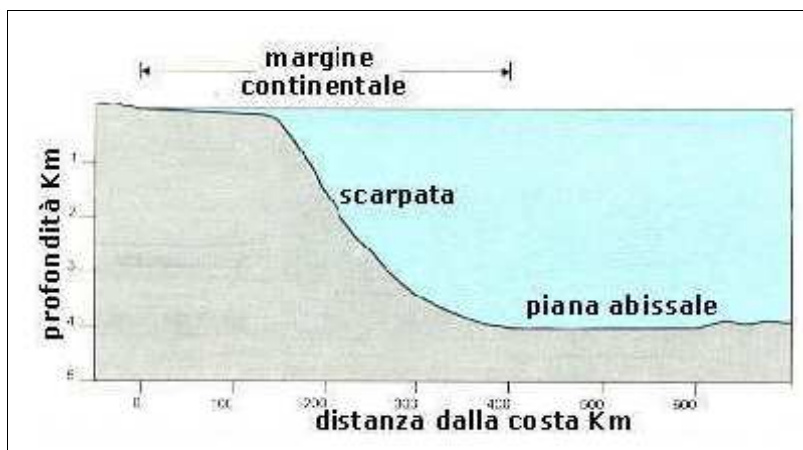


Figura 1 – Geometria del margine continentale

Le successive fasi tettoniche, che hanno modificato l'aspetto della crosta terrestre e delle terre emerse fino alla conformazione odierna, attraverso lunghi e complessi processi di trasformazione dei fanghi in rocce coerenti, sotto il peso della nuova deposizione dei materiali terrigeni, in condizioni di bassa temperatura e pressione, hanno originato il Macigno.

Peculiarità del Macigno

La formazione risulta costituita da una successione di strati arenacei quarzo-so-feldspatici, a granulometria variabile da fine a grossolana, in banchi di potenza variabile da pochi decimetri ad alcuni metri, sovente gradati, di colore grigio acciaio nelle sezioni fresche e ocra-giallastro nelle sezioni alterate. Questi strati sfumano verso l'alto in sottili strati marnosi, argillitici e siltosi per lo più di colore grigio scuro. Gli affioramenti osservabili presso la Punta del Molino sono imponenti e, ad una analisi più attenta, mostrano con chiarezza interessanti aspetti peculiari e didattici.

Nelle figure che seguono è riportata una panoramica di come si presenta la formazione stratificata del Macigno. Per quanto si riferisce alla sua giacitura (*direzione, immersione e inclinazione*), cioè alla posizione nello spazio delle stratificazioni, si rileva una chiara stratificazione inclinata di circa 45°, di tipo a “traverpoggio” (a favore della stabilità complessiva della costa).



Figura. 2 e 3 – Panoramiche dell'affioramento principale di Punta del Molino. Macigno in cui prevale la presenza di sedimenti fini, indicato talvolta come “distale”, rappresenta un ambiente di sedimentazione relativamente tranquillo e “lontano” dalla scarpata continentale



Figura 4 - Dettaglio del macigno distale.



Figura 5 - Strato arenaceo in cui è osservabile il fenomeno della sedimentazione gradata

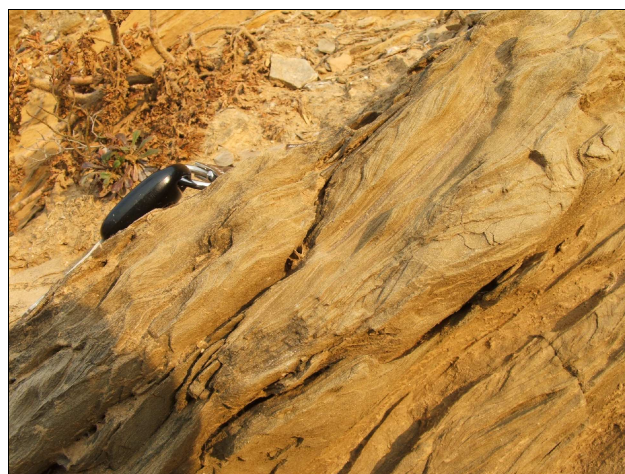


Figura 6 e 7 - Slumpings structure

Come già accennato, per questa formazione viene riconosciuta una genesi da onda torbida spesso testimoniata dalla presenza di strati gradati; in altri casi sono riconoscibili membri privi di stratificazione che vengono interpretati come depositi di sedimenti di conoide sommersa, non interessati da frane sottomarine.

Le Figure 6 e 7 mostrano le *slump structures* (lamine convolute) che interessano un solo strato o un intero pacco di strati. I depositi di *slump* si riconoscono per il fatto che sono costituiti da livelli plasticamente deformati compresi tra strati della stessa litologia ma indeformati. Uno *slump* si forma per progressivo distacco gravitativo, scivolamento ed accumulo di pacchi di sedimenti in condizioni idroplastiche, lungo pendii sottomarini anche molto blandi.

Tali pendii sarebbero quindi stati incisi da canyon sottomarini, risultato dell'azione erosiva delle correnti fangose (correnti di torbida o di torbidità o torbiditi) generate, per esempio, da burrasche o terremoti che smuovevano i sedimenti incoerenti attestati sulla superficie del pendio oceanico. Il meccanismo di messa in posto di una torbidite è schematizzato nella Figura 8.

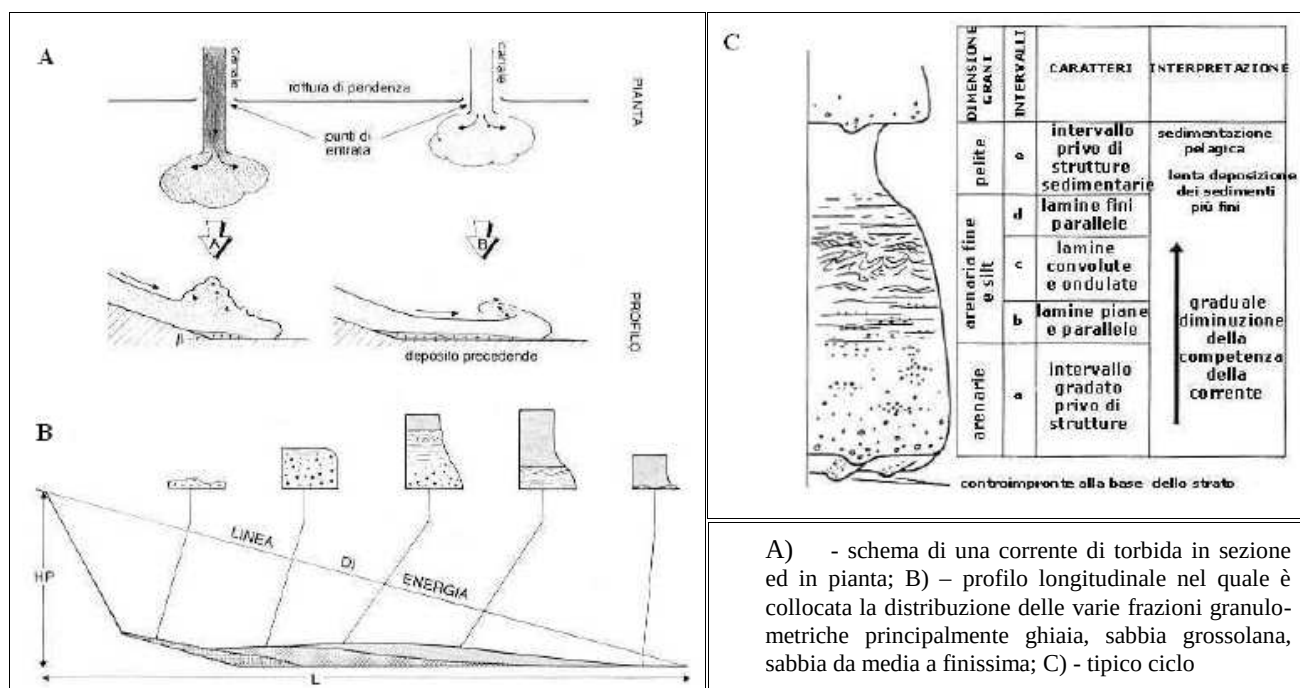


Figura 8 – Schema tratto dal sito de dip. Scienze della Terra Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia – appunti delle lezioni “Cenni di geologia strutturale e di stratigrafia”

Questa non è comunque l'unica ipotesi che viene fatta, ma altri autori propongono altri modelli. Ad esempio Franco Ricci Lucchi ipotizza almeno tre modalità diverse di cui quella più interessante sembra attribuire queste forme all'espulsione di acqua dal basso in un pacchetto di lamine, dotato di una certa coesione, che non riesce a fuoriuscire per la scarsa permeabilità dell'intero pacchetto.

Il risultato sarebbe la deformazione delle lamine tramite piccoli scorrimenti reciproci e le antiformi rappresenterebbero le zone di spinta ascensionale dell'acqua.

Si tratta quindi di forme la cui genesi è ancora oggetto di studio e per questo la loro osservazione e conservazione è molto importante.

2 – La falesia di Baratti

(Scheda redatta con il contributo del Dott. Carlo Pistolesi)

Coordinate Gauss Boaga

N 4.761.950 – E 1.623.650

Come arrivare

La baia di Baratti si raggiunge percorrendo la strada Provinciale della Principessa tra Piombino e San Vincenzo svoltando a destra, per chi viene da nord e a sinistra per chi viene da sud, all'incrocio per Populonia. Percorsi circa 850 m si prende la prima traversa sulla destra che porta all'ampio parcheggio sulla piazza panoramica di Baratti. Da qui si può scendere sulla spiaggia e dirigersi verso nord (sulla destra).

La storia geologica

Alla fine del Miocene, dopo il sollevamento degli Appennini, la chiusura dello stretto di Gibilterra provocò una drastica riduzione del Mar Mediterraneo ed un corrispondente sviluppo delle terre emerse.

Cinque milioni di anni fa, l'incisione dello stretto da parte dell'Oceano Atlantico riformò in poco tempo l'antico mare che, sembra, non riuscì a sommergere quello che oggi è il promontorio di Piombino. Successivamente un sollevamento generalizzato della Toscana occidentale, indotto dalla risalita di masse magmatiche, fece di nuovo arretrare le acque del Mediterraneo. Si tratta di un sollevamento che durerà a lungo, anche se in modo disomogeneo da zona a zona. Nel Pleistocene medio, circa 700.000 anni fa, era ancora attivo e la linea di costa non doveva essere molto diversa da quella attuale.

All'inizio del Pleistocene superiore, 120.000 anni fa, la spinta verso l'alto era ormai ridotta a poca cosa e da quel momento fu solo il clima a modificare i confini delle terre emerse. Proprio in quel periodo, la deriva verso un clima particolarmente caldo provocò una forte riduzione dei ghiacci ed un altrettanto notevole innalzamento del livello del mare che si innalzò di quindici metri.

In un contesto territoriale come quello della Toscana meridionale, dove i rilievi costieri si alternano ad ampie zone pianeggianti, il nuovo livello delle acque dette forma ad un paesaggio molto diverso da quello che si può osservare oggi.

A Baratti, di questa invasione del mare sulla terra ferma, si conservano numerose tracce. Anche per questo, Renzo Mazzanti¹ nel 2008 confermò che la falesia di quel golfo riveste un «grande interesse per le successioni stratigrafiche del Pleistocene Superiore». Si tratta, in questi termini, di un'emergenza naturalistica di straordinaria importanza che si adagia su rocce eoceniche ed oligoceniche, di gran lunga più antiche. Si tratta di un netto e preciso contatto tra due mondi diversi che rappresenta una lacuna temporale immensa, il cui ordine di grandezza si può indicare in 40 milioni di anni. Tanti sono quelli che infatti separano la fine dell'Eocene e l'inizio dell'Oligocene dal Pleistocene superiore (Fig.1 e 2).

1 R. MAZZANTI, *Elementi per la storia del clima in Toscana dal Miocene all'Olocene*, Pisa, Felici Editore, 2008, p.72.



Figura 1 - Trasgressione sui terreni eocenici (Foto Pistolesi)



Figura 2 - Trasgressione sul Macigno oligocenico (Foto Pistolesi)

Eppure quella valenza era già stata riconosciuta e descritta sin dal 1983². In quella comunicazione gli Autori scrissero che a Baratti si era «conservato un lembo dell'antica costa pleistocenica» che dolcemente immerge verso il mare.

Inoltre gli stessi Autori chiarirono il significato della “bella sezione naturale della successione pleistocenica” che “si offre per circa 500 metri lungo la falesia che orla la spiaggia in fondo alla baia”. Sei-sette livelli di sedimenti perfettamente riconoscibili e distinguibili l'uno dall'altro non sono altro che documenti geologici in cui si racconta la storia degli ultimi 120.000 anni del nostro pianeta.

Periodi freddi e caldi si susseguirono per ben tre volte in quel breve tempo geologico e tutte le volte il mare si adattava alla nuova situazione climatica: regrediva, dando modo ai sedimenti eolici e colluviali di spandersi sulle nuove terre emerse, oppure avanzava ed erodeva i recenti depositi continentali per fabbricare nuove spiagge (Fig.3).



Figura 3 - Al centro della falesia sono evidenti i resti della spiaggia formatasi nel secondo periodo caldo del Pleistocene superiore. I due livelli di colore rosso che la "sigillano" sono depositi continentali accumulati nella prima (in basso) e nella seconda (in alto) glaciazione, sempre del pleistocene superiore (Foto Pistolesi)

² CORTEMIGLIA, MAZZANTI, PAREA, *Geomorfologia della Baia di Baratti (Livorno-Toscana) e della sua spiaggia*, S.A.N. Torino, 1983.

Certo è che il raffreddamento iniziato 35.000 anni fa e che raggiunse la sua punta massima 17.000 anni dopo, fu davvero critico per tutti gli esseri viventi: il mare si abbassò, rispetto al livello attuale, di 110 metri e il paesaggio terrestre si doveva presentare molto diverso da quello dei nostri giorni.

L'Isola d'Elba si raggiungeva a piedi e per trovare la linea di riva occorreva spostarsi molto più ad occidente del suo attuale perimetro. Le foci dei corsi d'acqua si abbassarono di una pari altezza e le valli divennero più profonde, mentre molti “documenti” geologici furono distrutti dall'erosione. Ora però sappiamo che a Baratti il capitolo del Pleistocene superiore è ancora leggibile. Nel frattempo questi sedimenti si sono arricchiti di forme nuove, concrezioni verticali, inclinate, vaschette e creste che ci raccontano altri dettagli di questa storia.

Intanto un nuovo periodo caldo, iniziato 18.000 anni fa, fece risalire il mare prima lentamente, poi sempre più rapidamente. Dopo una nuova ma limitata regressione di circa due metri, avvenuta circa 4.000 anni fa, il livello marino è risalito fino a raggiungere l'attuale livello. Così si spiega perché il mare etrusco era più basso del nostro e perché, ad un certo punto, le coste basse si impaludarono. La spiaggia degli etruschi dunque è in gran parte sommersa, ma alcuni frammenti si possono osservare durante la bassa marea (Fig.4).

Essi infatti contegono molte scorie etrusche che rappresentano uno strumento unico di datazione geologica (ca 2.500 anni).



Figura 4 – La spiaggia etrusca (Foto Pistolesi)

Le forme della Panchina

Nella parte più settentrionale del golfo di Baratti la più antica spiaggia pleistocenica (Fig. 2) ha subito una particolare forma di erosione da parte del mare detta a “vaschette”. Durante le mareggiate le onde si infrangono sulla costa provocando getti e spruzzi d'acqua che ricadono sulla spiaggia cementata iniziando a scalfirne la superficie, sia per azione meccanica che chimica, nei punti più deboli della roccia, dove il grado di cementazione è minore.

Ogni volta che si forma una piccola depressione l'acqua di mare vi ristagna, favorendo l'aggressione chimica del cemento e l'asportazione dei granelli di sabbia alla successiva mareggiata.

In questo modo si formano delle vaschette (Fig.5), che tendono ad evolversi allargandosi fino a congiungersi l'una con l'altra, originando le vasche di corrosione che caratterizzano la parte più prossima al mare di questa formazione



Figura 5 – Forme d'erosione: vasche di corrosione formate dall'unione di più vaschette (Foto Pistolesi)

3 – L'affioramento calcarenitico delle Grotte

Coordinate Gauss Boaga

N 4.759.864 – E 1.622.660

Come arrivare

L'accesso all'area è consentito solo dal Parco Archeologico di Baratti e Populonia, percorrendo l'itinerario definito "La via delle Cave", attraverso la macchia di sughere, querce e lecci.

Il contesto geologico – geomorfologico

Si tratta di un affioramento di calcarenite cementata, detta anche Panchina, posto all'interno di una valle pretirreniana impostata sul substrato antico, costituito dal "Macigno" della serie Toscana.

Con il termine di Panchina, voce popolare antichissima e derivata dal fatto che la roccia poteva essere facilmente tagliata "per far panchine", si intendono sedimenti ricchi di frammenti organici cementati, che possono variare tra le calcareniti sabbiose, le arenarie calcarifere e i calcari arenacei, a seconda dei casi.

Queste litologie, più o meno cementate, presentano generalmente una granulometria variabile da qualche decimo di millimetro a qualche millimetro, sono localmente ricche di frammenti calcarei organogeni (gusci di Lamellibranchi e Gasteropodi, Alghe calcaree, Foraminiferi, ecc.), visibili ad occhio nudo o con la lente.

Il termine è quindi massimamente impreciso. Si tratta comunque di un gruppo di rocce derivanti per diagenesi, quasi sempre precoce, da depositi recenti, generalmente di mare molto sottile, di spiaggia (sommersa o emersa) o di duna retrolitorale. A volte sono presenti laminazioni incrociate caratteristiche di una facies di spiaggia emersa e di duna.

Proprio ad un ambiente emerso, sin dal 1983¹ è sempre stata riferita la Panchina delle Grotte e nel 2006 fu confermato che: "I venti che accumulavano le sabbie eoliche dovevano spingerle entro il Vallone delle Grotte verso SW e verso Ovest per cui le lamine risultavano inclinate all'incirca verso Est, cioè lungo la massima pendenza dell'accumulo che andava formandosi²".

Questa conclusione tiene conto anche del fatto che "questo sedimento arenaceo è risultato fittamente laminato con lamine piane estese anche diversi metri" e la Panchina è stata riferita al Pleistocene superiore³, affiorando estesamente in diverse aree della costa etrusca.

Qui ci permettiamo di aggiungere, molto sommariamente, l'osservazione di Carlo Pistolesi che fa notare come si potrebbe distinguere, all'interno della Panchina delle Grotte, una parte sommitale chiaramente di origine eolica (Fig.1) da una parte inferiore in cui la struttura del sedimento è priva di una stratificazione incrociata, tipica della deposizione eolica (Fig.2).

1 G.C. Cortemiglia, R.Mazzanti e G.C. Parea, *Geomorfologia della Baia Baratti (Livorno – Toscana) e della sua spiaggia*, 1983.

2 G.Boschian, A.Bossio, B Dall'Antonia e R. Mazzanti, *Il Quaternario della zona costiera*, in "Studi costieri Dinamica e difesa dei litorali – Gestione Integrata della fascia costiera", 12, 2006, p.133.

3 Bartoletti *et al.*, 1985



Figura 1- Panchina delle Grotte. Parte sommitale a laminazione incrociata (Foto Pistolesi)



Figura 2 - Panchina delle Grotte. Parte basale pian parallela (Foto Pistolesi)

Macroscopicamente la Panchina delle Grotte, si presenta di colore ocre, ruvida al tatto e molto porosa. Dai pochi dati riportati in letteratura emerge che la massa volumica apparente è compresa fra 1,64 e 1,71 g/cm³, il coefficiente d'imbibizione d'acqua è prossimo al 20% in peso ed il contenuto in quarzo è variabile dal 3% al 10% in volume⁴.

4 Franzini, 1993

La storia del sito

Le cave (Fig. 3) furono sfruttate per fornire il materiale da costruzione per la città di Populonia e le sue necropoli: in totale, furono cavati quasi 34.000 m³ di materiale e successivamente furono utilizzate, tra il IV ed il III secolo a.C., come nuovi sepolcreti costituiti da tombe ipogee scavate nella roccia.

La più bella esposizione e, al tempo stesso, la maggiore possibilità di osservare la natura eolica di questo sedimento è offerta proprio dalle pareti (Fig. 4) e dalle gradinate delle tombe a ipogeo del periodo ellenistico etrusco che numerose si aprono nel Fosso delle Grotte ad Est del Poggio Guardiola e della cava.



Figura 3 - Blocchi di panchina parzialmente lavorati, rimasti in sito



Figura 4 - La necropoli ellenistica delle Grotte ricavata all'interno dell'antica cava

Peculiarità del Sito

Il sito si presenta ben conservato, anche se per la sua natura appare estremamente delicato. In condizioni ambientali naturali, la Panchina ha buona resistenza al degrado: non soffre gli sbalzi termici, teme il gelo solo se intenso e risente debolmente della dissoluzione da acque piovane battenti.

In ambiente inquinato invece, la pietra è maggiormente aggredita e si riscontrano condizioni di maggiore sofferenza. La dissoluzione da piogge acide, ad esempio, procede piuttosto velocemente, con aumento di ruvidità della superficie esposta o, più frequentemente, con la formazione di un deposito pellicolare superficiale, di colore marrone scuro, a volte variamente caratterizzato da tonalità rossastre per la presenza di idrossidi di ferro.

La scabrosità della pietra facilita, inoltre, l'accumulo di particolato atmosferico con formazione di depositi più o meno spessi. Quest'effetto diventa particolarmente intenso nelle zone protette dal dilavamento della pioggia battente, dove sono presenti croste nere, composte di gesso e calcite (vedi foto sottostante riferita ad un particolare di una piccola grotta).

Nei casi peggiori, la sovrapposizione dei residui di dissoluzione e di quelli di apporto esterno può generare strati superficiali, neri e resistenti, che tendono ad obliterare la scabrosità superficiale della pietra (Fig. 5).



Figura 5 – Residui di dissoluzione

Infine, è necessario ricordare che, talvolta, la Panchina può presentare dei livelli caratterizzati da scarsa cementazione che devono essere considerati come veri e propri difetti della pietra.

Queste porzioni poco cementate tendono, spontaneamente o per effetto della circolazione d'acqua all'interno della pietra, a ridursi in polvere facilmente asportabile, generando ampie cavità.

La calcarenite sabbiosa risulta fondamentalmente soggetta a fenomeni di erosione eolica, idrica e per processo aloclastico (*effetto salsedine* o *disgregazione salina*). Di seguito si riportano alcune forme caratteristiche che hanno assunto gli affioramenti di calcarenite all'interno dell'area del Parco, in funzione dei vari fenomeni di erosione e dissoluzione che hanno subito.

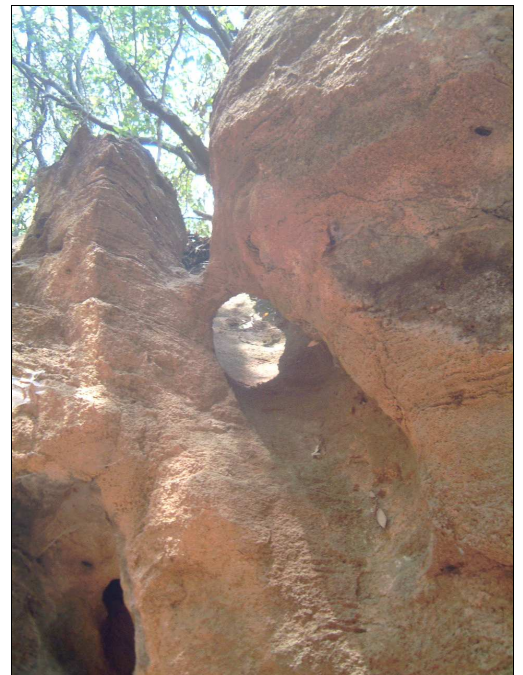


*Figure 6 (sopra) e 7 (a fianco)
Esempi di erosione per dissoluzione*



Figura 8 – Forme di erosione dovuta al passaggio di acqua



Figura 9 – Forme di erosione eolica

4 – La Costa alta sulla porzione Ovest del Promontorio di Piombino

Coordinate Gauss Boaga

N 4.759.718 – E 1.621.080

Come raggiungerlo

L'area nella sua completezza è raggiungibile solo via mare, navigando lungo la costa immediatamente a sud del Golfo di Baratti in direzione di Piombino.

Alcuni affioramenti isolati sono tuttavia raggiungibili anche via terra attraverso il sentiero per Buca delle Fate.

Le peculiarità del sito

Il Promontorio di Piombino nella sua evoluzione ha subito forze tettoniche che ne hanno modellato gli strati in maniera spesso molto originale. Tutto il tratto di costa alta che delimita la porzione occidentale del Promontorio presenta una serie di caratteri che ben descrivono gli sforzi che hanno agito sulle rocce che lo costituiscono. Per questo il geosito che andiamo a descrivere presenta un'ampia dislocazione areale piuttosto che una collocazione puntuale.

Le rocce sottoposte a una deformazione si possono comportare in modo rigido (rompersi), plastico (piegarsi), o entrambi:

- possono piegarsi, dando origine a *pieghe*;
- possono spezzarsi, dando origine a *faglie*;
- possono fare entrambe le cose, generando *pieghe-faglie*;
- in casi particolari, masse di rocce possono piegarsi, poi rompersi e infine scorrere le une sulle altre, generando *falde di ricoprimento* o *sovrascorrimento*.

Per una medesima litologia, entrano in gioco vari parametri nel determinare la sua risposta alle sollecitazioni. Tra questi i principali sono:

- la pressione litostatica che aumenta con la profondità cui si trova l'oggetto in via di deformazione;
- la temperatura, che a causa del gradiente geotermico aumenta anch'essa con la profondità;
- presenza e possibilità di circolazione di fluidi;
- velocità della deformazione

Il campo di sforzi che pervade un ammasso roccioso tende a provocare una variazione delle caratteristiche geometriche tessiturali e strutturali acquisite da quel corpo roccioso nel corso della sua evoluzione.

La costa alta del Promontorio di Piombino, mette in mostra con continuità per un ampio tratto, una gamma notevole di fratture, faglie e pieghe che rendono conto degli sforzi che hanno agito sulle rocce.

DEFORMAZIONI FRAGILI: FRATTURE SENZA SPOSTAMENTO (DIACLASI)

Le fratture sono generate dal venire meno della coesione di un volume roccioso lungo particolari superfici, più o meno spaziate, ma senza scorrimento relativo delle porzioni separate dalla discontinuità stessa. In tal caso, due punti originariamente contigui nell'ammasso roccioso rimangono tali anche dopo il verificarsi di tale processo ed i volumi rocciosi interposti mantengono le caratteristiche strutturali e tessiturali che avevano in precedenza (Fig. 1).



Figura 1 – Esempio di frattura senza spostamento (Diaclasi)

DEFORMAZIONI FRAGILI: FRATTURE CON SPOSTAMENTO (FAGLIE)

Quando si ha scorrimento tra blocchi rocciosi lungo un piano di frattura, entriamo nel dominio delle faglie; in questo modo, due punti originariamente contigui nell'ammasso roccioso risulteranno, successivamente, separati da una distanza che costituisce il *rigetto della faglia*. Il movimento relativo provoca anche la distorsione delle rocce in prossimità del piano di scorrimento o “di faglia”.

La sua *inclinazione* è in genere misurata come l'angolo che esso forma con l'orizzontale oppure, in alternativa, con la verticale. I blocchi di roccia separati da una faglia si trovano spostati uno rispetto all'altro, muovendosi lungo il piano di faglia in qualsiasi direzione.

Quando il piano di faglia è inclinato il blocco posto al di sopra del piano viene detto *tetto* mentre quello al di sotto *muro*. Quando il tetto è abbassato ri-

spetto al muro, la faglia si chiama *normale* o *diretta*, mentre si chiama *inversa* quando avviene il contrario.

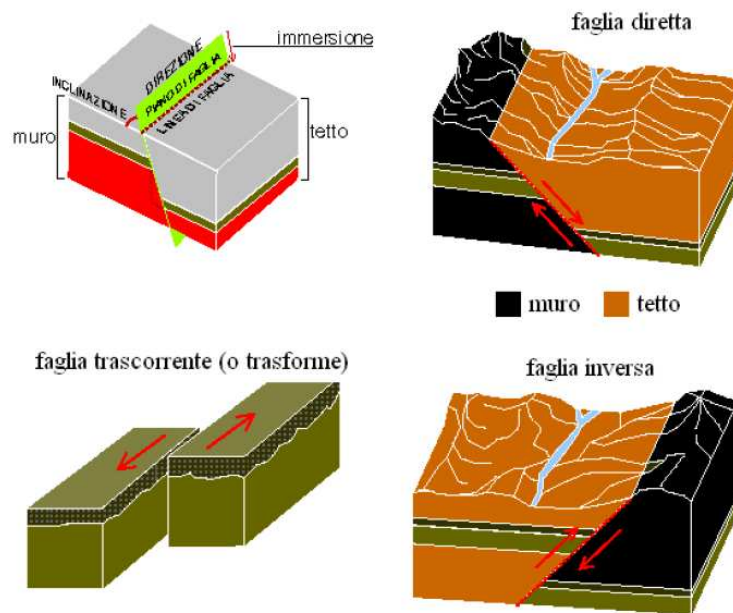


Figura 2 – Schemi esemplificativi e nomenclatura delle faglie

Quando la superficie della faglia è verticale (o quasi) e il movimento avviene parallelamente lungo la direzione del piano di faglia, la faglia viene detta *trascorrente* o *trasforme*. Le faglie trascorrenti possono essere destre o sinistre. Il senso del movimento si osserva ponendoci su un lato della faglia e rilevando che il punto di riferimento posto sull'altro blocco si sia spostato verso destra o verso sinistra. Chiaramente per potere definire lo spostamento relativo dei due blocchi è necessario avere riferimenti correlabili su entrambe le porzioni.

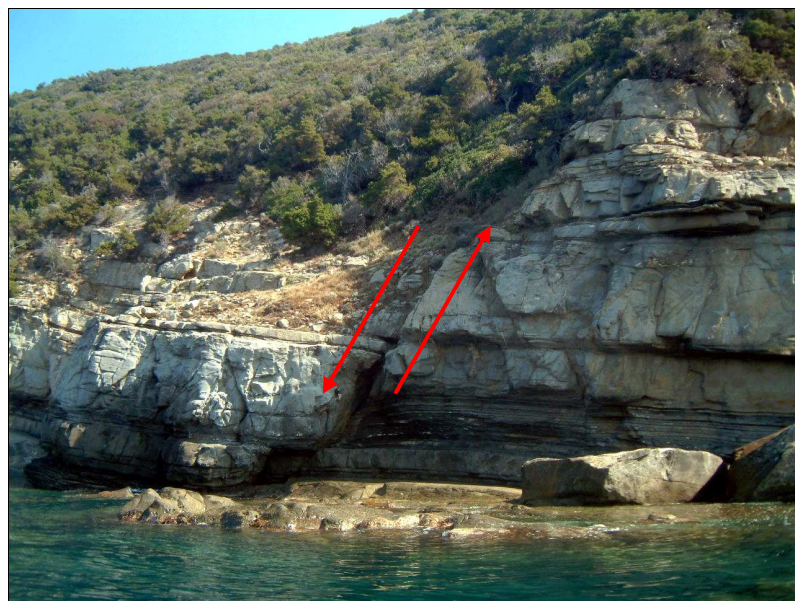


Figura 3 – Esempio di faglia diretta

Nella Figura 3 si riporta un esempio di faglia diretta in cui il membro calcareo marnoso ha manifestato un comportamento prevalentemente rigido.

DEFORMAZIONI PLASTICHE: LE PIEGHE

Una roccia nel piegarsi mostra un comportamento più flessibile, di tipo plastico che le permette di adeguarsi allo sforzo a cui viene sottoposta, senza fratturarsi. Per questa ragione le pieghe vengono definite come distorsioni di tipo continuo con distribuzione eterogenea dello strain che coinvolgono sia rocce stratificate sia rocce originariamente massicce.

Le rocce allora possono piegarsi in più modi in risposta alle forze di compressione e secondo le proprietà delle rocce stesse, della temperatura e pressione alle quali sono sottoposte durante la deformazione. Le diverse modalità originano forme diverse ma per spiegare le caratteristiche generali di una piega si usa una terminologia geologica specifica. Le linee di maggiore flessione della piega formano le *cerniere*. I piani inclinati che uniscono le cerniere sono i *fianchi*, mentre il piano che unisce le cerniere di tutti gli strati di una piega è detto *piano assiale*. Le pieghe possono essere classificate in base a differenti parametri; ne ricordiamo qui di seguito solo i principali tipi:

- 1) Pieghe caratterizzate dall'avere le rocce più antiche al nucleo sono dette *anticlinali*, mentre sono dette *sinclinali* le pieghe con il nucleo formato da rocce più recenti (Fig. 4)
- 2) Inoltre si possono distinguere le pieghe *concentriche* da quelle *simili*. Le prime si formano con un meccanismo simile al piegamento di un mazzo di carte da gioco (Fig. 6).
- 3) Infine le pieghe con fianchi piatti e con le cerniere ad angolo acuto sono dette a *chevron* o a *fisarmonica* (Fig. 5).

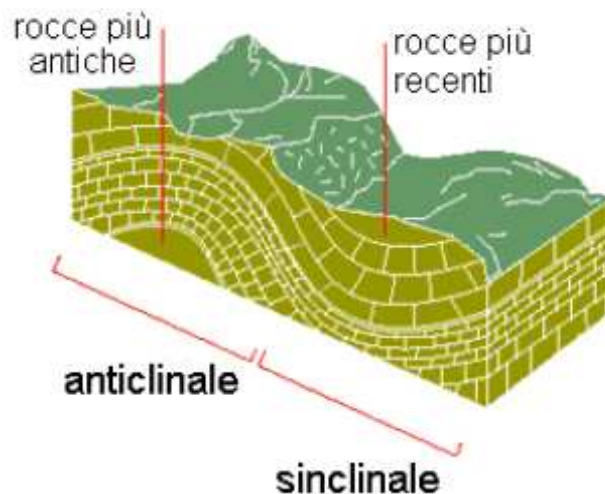


Figura 4 – Schematizzazione del concetto di sinclinale ed anticlinale

gli strati possono scorrere l'uno sull'altro e ogni singolo strato conserva il suo spessore originario; la curvatura degli strati dipende dalla profondità. Nelle pieghe simili, invece, le superfici dei diversi strati hanno tutte la stessa forma e gli strati hanno spessore minore sui fianchi che non nelle cerniere.

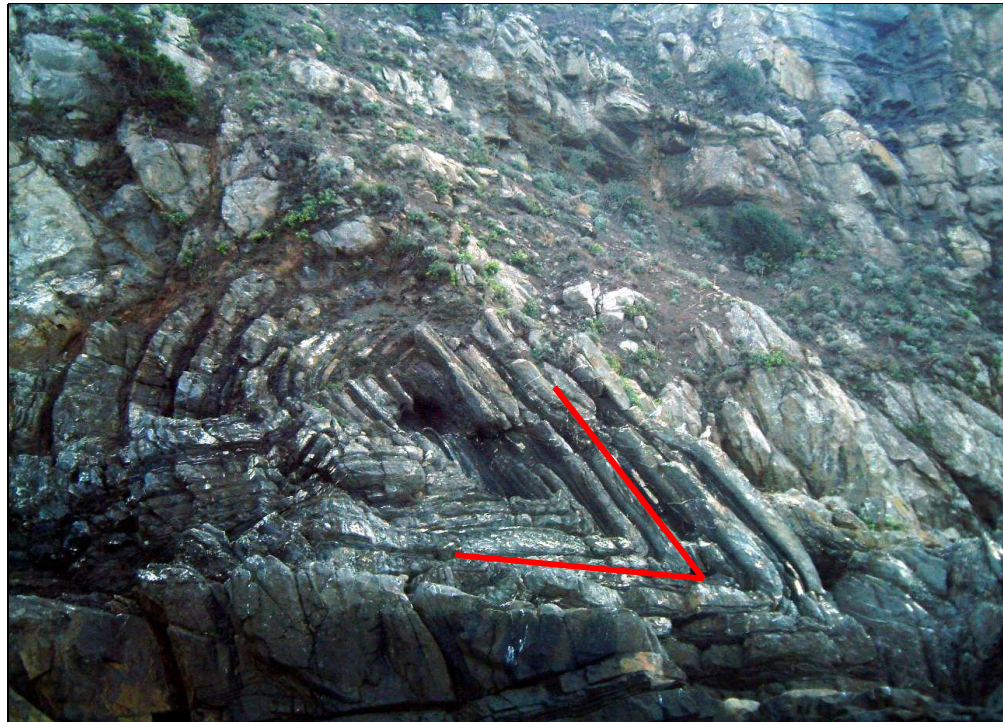


Figura 5 - Pieghe a chevron in un assetto particolarmente caotico

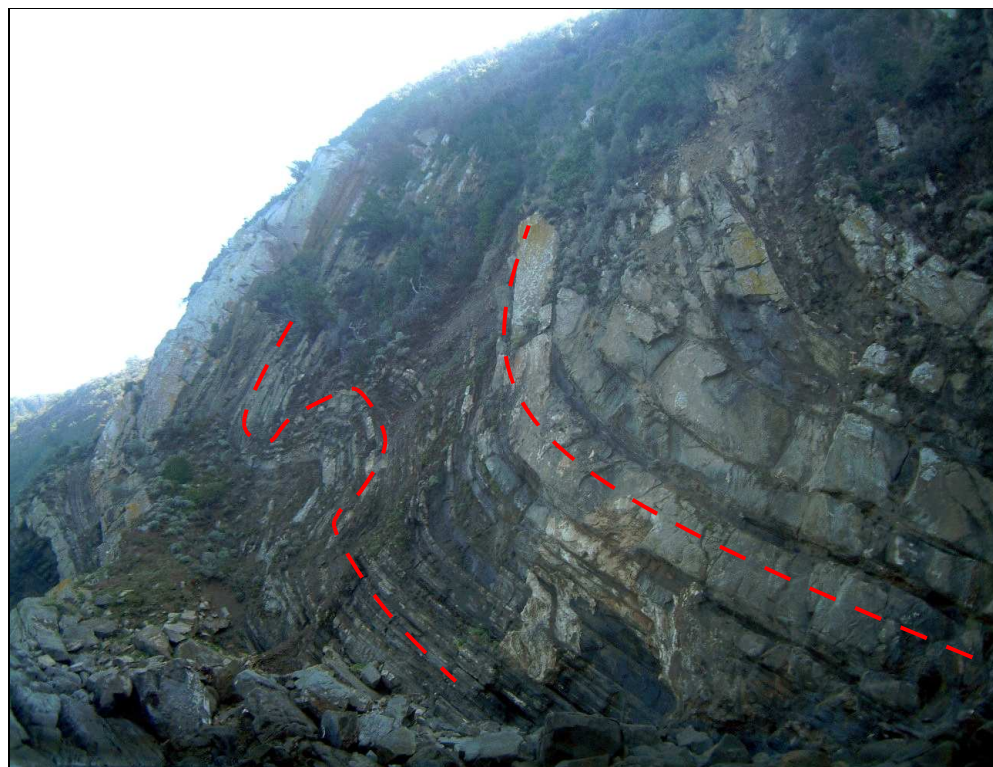


Figura 6 - Altre pieghe caratteristiche presenti lungo la costa del Promontorio

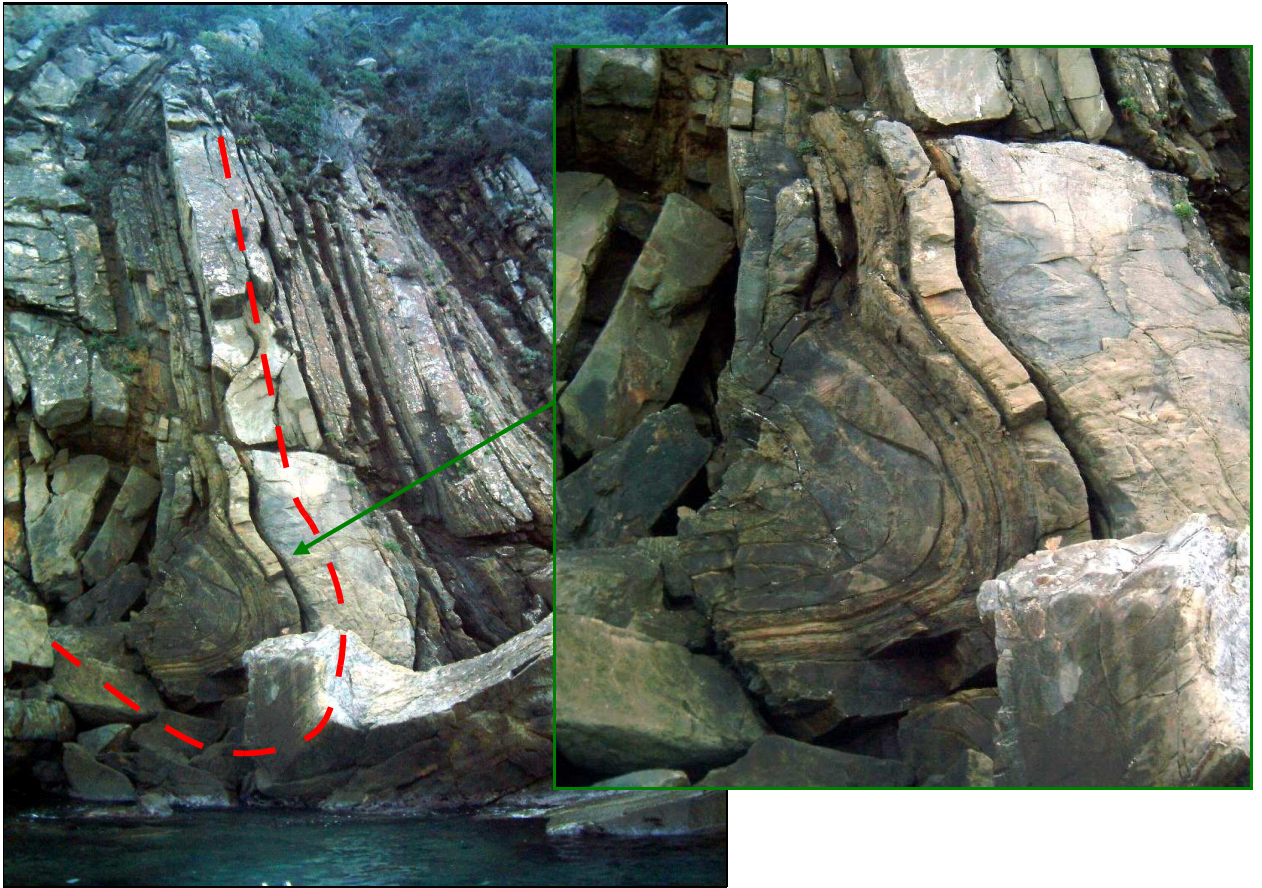


Figura 7 - Affioramento caratterizzato da una piega con un fianco pseudoverticale interessata da una successiva frattura

Nei processi naturali deformazioni fragili e deformazioni plastiche possono coesistere sia per la diversità dei comportamenti di rocce diverse in identiche condizioni ambientali sia per un cambio del regime delle tensioni nel tempo.

Si potranno allora riconoscere aree con associazioni litologiche caratterizzate, nel complesso, da uno stile deformativo più fragile da altre con associazioni litologiche caratterizzate, nel complesso, da uno stile più plastico (Fig. 8).

Faglie e pieghe attestano una fase avanzata nel ciclo delle rocce. Le terre emerse vengono erose e i sedimenti che si formano si depositano “orizzontalmente”, poi vengono sepolti da altri sedimenti e spinti in profondità. Qui si trasformano in rocce coerenti per poi essere deformate in un processo di formazione di nuove terre emerse che di nuovo vengono erose.

La non orizzontalità degli strati ci racconta che quelle rocce non possono che essere il risultato di un processo la cui durata si può misurare in milioni di anni. Ecco perchè nell'osservare la discordanza angolare tra i sedimenti quasi orizzontali del Pleistocene e quelli quasi verticali del Macigno o delle Argilliti si è parlato di “una sottile linea che separa due mondi lontani”.

La possibilità di riconoscere con chiarezza didattica le caratteristiche di queste deformazioni, risultato in continuo divenire di un ciclo alimentato da un “motore” di inaudita potenza, fa di questi luoghi un'occasione per ammirare i monumenti della natura.

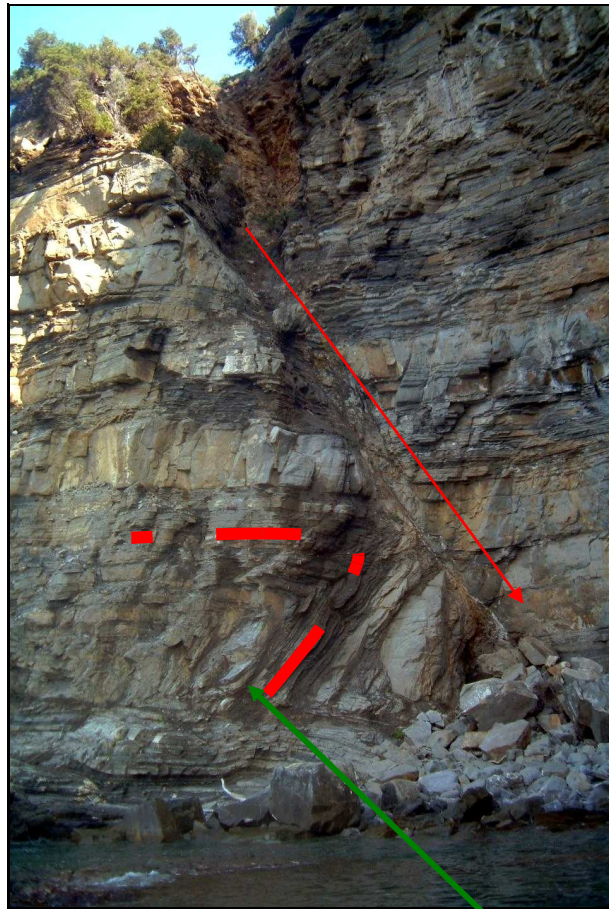


Figura 8 – Esempio di comportamento plastico-fragile