



Università degli Studi di Cagliari  
Dipartimento di Scienze della Terra



Provincia di Oristano - Provìntzia de Aristanis  
Assessorato alla Difesa dell'Ambiente

**Analisi stratigrafico-morfologica  
e censimento dei processi franosi in atto  
sulle coste alte nel settore costiero compreso  
tra Capo San Marco e Capo Marrargiu  
(Sardegna centro-occidentale)**

*Salvatore Carboni  
Luciano Lecca  
Giovanni Tilocca*



**Prima Parte**

Luglio 2010



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI CAGLIARI  
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

**ANALISI STRATIGRAFICO-MORFOLOGICA E CENSIMENTO DEI PROCESSI  
FRANOSI IN ATTO SULLE COSTE ALTE  
NEL SETTORE COMPRESO  
TRA CAPO SAN MARCO E CAPO MARRARGIU  
(SARDEGNA CENTRO-OCCIDENTALE)**

Salvatore Carboni\*, Luciano Lecca\*, Giovanni Tilocca\*\*

Prima parte



Luglio 2010

Provincia di Oristano – Provìntzia de Aristanis  
Assessorato alla Difesa dell'Ambiente

\*: Dott. Salvatore Carboni, Ricercatore presso il Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari

\*: Prof. Luciano Lecca, Professore Associato presso il Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari

\*\*: Dott. Giovanni Tilocca, Dottore di Ricerca (PhD), geologo libero professionista, collaboratore esterno in alcuni progetti di ricerca in atto presso il Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari.

## INDICE

### Prima parte

1	INTRODUZIONE	pag.	7
1.1	Morfogenesi e processo costieri	pag.	8
1.2	Finalità della ricerca	pag.	9
1.3	Introduzione normativa: cenni sulla più recente legislazione vigente in materia di protezione ambientale	pag.	10
1.3.1	Ulteriori principali interventi normativi e legislativi	pag.	10
1.3.2	I problemi delle aree costiere	pag.	11
2	ORGANIZZAZIONE DELLA RICERCA	pag.	14
2.1	Materiali e metodi	pag.	14
2.1.1	Impostazione della ricerca	pag.	14
2.1.2	Strumenti	pag.	16
3	CARATTERI GEOLOGICI DELL'AREA	pag.	19
3.1	Elementi geologici dell'intera area	pag.	19
3.2	Sintesi della costituzione geologica del Sinis	pag.	21
3.2.1	Vulcaniti oligo-mioceniche	pag.	21
3.2.2	Miocene inferiore?-medio e medio-superiore	pag.	21
3.2.3	Miocene superiore marino	pag.	22
3.2.4	Pliocene inferiore marino	pag.	22
3.2.5	Pliocene medio continentale	pag.	23
3.2.6	Vulcaniti plioceniche	pag.	23
3.2.7	Calcarri marini pliocenici di Mandriola	pag.	23
3.2.8	Complesso eolico della Formazione di Capo Mannu	pag.	24
3.2.9	Sedimenti marini e coperture continentali quaternarie	pag.	24
3.3	Caratteri geologici del versante occidentale del Montiferru, tra Santa Caterina di Pittinuri e Punta di Foghe	pag.	25
3.3.1	Oligo-Miocene	pag.	25
25		pag.	
3.3.2	Pliocene	pag.	26
3.3.3	Pleistocene continentale inferiore(?) medio e superiore marino e continentale – Olocene	pag.	27
3.4.1	Caratteri geologici del Montiferru nord-occidentale, della Planargia e del Bosano	pag.	28
3.4.1	I prodotti vulcanici oligo-miocenici	pag.	29
3.4.1.1	Formazione andesitoide inferiore (Serie andesitica inferiore)	pag.	29
3.4.1.2	Formazione trachitoide inferiore –(Serie ignimbritica inferiore)	pag.	30

3.4.1.3	Formazione andesitoide superiore (Serie andesitica superiore)	pag.	30
3.4.1.4	Formazione trachitoide superiore (Serie ignimbritica superiore)	pag.	30
3.4.1.5	Serie andesitica terminale	pag.	31
3.5	Prodotti sedimentari continentali e marini del Miocene	pag.	31
3.5.1	Formazione lacustre	pag.	31
3.5.2	Sedimenti marini	pag.	32
3.6	Fasi continentali del Pliocene medio	pag.	32
3.7	Vulcaniti del Pliocene	pag.	32
3.8	Sedimenti quaternari	pag.	33
4	ANALISI GEOMORFOLOGICA, DEFINIZIONE DEI PROCESSI E CENSIMENTO DEI FENOMENI FRANOSI	pag.	35
4.1	Fattori di controllo dei dissesti franosi	pag.	35
4.1.1	La costa del Sinis	pag.	37
4.1.2	La costa del Montiferru	pag.	38
4.1.3	La costa della Planargia e del Bosano	pag.	39
4.2	Censimento dei siti con dissesti franosi	pag.	40
4.2.1	Stratigrafia e principali processi di morfogenesi sul promontorio di Capo San Marco	pag.	40
4.2.1.1	Il promontorio di Capo San Marco	pag.	40
4.2.1.2	Il versante nord-occidentale del promontorio di Capo San Marco	pag.	45
4.2.2	Processi di morfogenesi sull'Istmo di Capo San Marco	pag.	49
4.2.2.1	Rilievi strumentali	pag.	50
4.2.2.2	Età dei fenomeni di morfogenesi	pag.	54
4.2.3	Stratigrafia e principali processi di morfogenesi sulla costa di San Giovanni di Sinis – Funtana Meiga	pag.	56
4.2.3.1	San Giovanni di Sinis	pag.	56
4.2.3.2	Funtana Meiga	pag.	72
4.2.4	Falesia di Su Tingiosu	pag.	83
4.2.4.1	Caratteri geologici e condizioni di instabilità della falesia	pag.	83
4.2.4.2	Sa Rocca de su Tingiosu	pag.	87
4.2.4.3	Roja de su Cantaru	pag.	94
4.2.5	Su Cuccuru Mannu – Sa Punta de S'Incodina	pag.	100
4.2.5.1	Età dei processi erosivi sulla falesia, rapporti con la tettonica	pag.	107
4.2.6	S'Arena Scoada	pag.	107
4.2.6.1	Elementi di discussione	pag.	125
4.2.6.2	Erosione costiera e contributo sedimentario	pag.	127
4.2.7	Il promontorio di Capo Mannu	pag.	132
4.2.7.1	Mandriola	pag.	134
4.2.7.2	Capo Mannu	pag.	139
4.2.7.2	Età dell'impostazione delle morfologie di falesia a Capo Mannu	pag.	153
4.2.8	Scau 'e Sai (Scala 'e Sale)	pag.	156

4.2.9	Santa Caterina di Pittinuri – S'Archittu	pag.	177
4.2.9.1	Santa Caterina di Pittinuri	pag.	177
4.2.9.2	Criticità nella piccola baia di S'Archittu	pag.	187
4.2.10	Falesie di Su Coduleddu – Capo Nieddu – Punta di Foghe	pag.	199
4.2.10.1	Il versante di Su Coduleddu	pag.	199
4.2.10.2	Le falesie di Su Coduleddu – S'Attentu	pag.	203
4.2.10.3	Le falesie di Capo Nieddu – Attana – Punta di Foghe	pag.	214
4.2.10.3.1	Età dell'attuale falesia	pag.	218
4.2.11	Le falesie tra Punta di Foghe e Ischia Ruggia	pag.	220
4.2.12	La costa tra Corona Niedda e Santa Maria di Magomadas	pag.	225
4.2.13	Porto Alabe – Santa Maria del Mare	pag.	233
4.2.14	La costa del Bosano	pag.	236
4.2.14.1	Punta Lumenera	pag.	237
4.2.14.2	Monte Furru	pag.	241
4.2.14.3	Sa Sea	pag.	244
4.2.14.4	Abba Drucche-Cumpoltitu-Torre Argentina-Tentizzos	pag.	249
4.2.15	La costa di Capo Marrargiu	pag.	253
5	SINTESI DELLE FENOMENOLOGIE RILEVATE	pag.	258

## **Seconda parte**

6	RISCHIO GEOMORFOLOGICO	pag.	263
6.1	Approccio metodologico	pag.	263
6.2	Determinazione della Pericolosità nell'area studiata	pag.	264
7	DATI ED ELABORAZIONI	pag.	265
7.1	Indagini geognostiche	pag.	265
7.2	Determinazione della resistenza a compressione	pag.	266
7.3	Redazione di schede descrittive	pag.	270
7.4.1.1	Determinazione dell'Indice GSI (Geological Strength Index – Hoek)	pag.	270
7.5	Analisi mediante software RocLab del Criterio di rottura Hoek-Broun nelle 22 aree rilevate	pag.	274
8	PROPOSTA DI UNA METODOLOGIA IN GRADO DI DETERMINARE UN INDICE DI PERICOLOSITÀ DA FRANA	pag.	275
8.1	Esemplificazione del metodo utilizzato	pag.	275
8.1.1	Metodo applicato alla Zona Fr. 13 – Scau 'e Sai	pag.	276
9	ESPOSIZIONE DEI DATI DELLE SINGOLE ZONE	pag.	281
9.1	Capo San Marco	pag.	281
9.2	San Giovanni di Sinis – Funtana Meiga	pag.	336
9.2.1	San Giovanni di Sinis	pag.	339

9.2.2	Funtana Meiga	pag.	360
9.3	Torre del Sevo	pag.	379
9.4	Falesia di Su Tingiosu	pag.	387
9.4.1	Sa Rocca de Su Tingiosu	pag.	388
9.4.2	Roja de su Cantaru	pag.	390
9.5	Su Cuccuru Mannu – Sa Punta de S’Incudina	pag.	392
9.6	S’Arena Scoada	pag.	412
9.7	Mandriola	pag.	427
9.8	Capo Mannu	pag.	440
9.9	Scau ‘e Sai	pag.	461
9.10	Santa Caterina di Pittinuri – S’Archittu	pag.	481
9.10.1	La Baia di Santa Caterina di Pittinuri	pag.	482
9.11	Su Coduleddu - Capo Nieddu	pag.	516
9.12	Torre Columbargia	pag.	543
9.13	Porto Alabe - Santa Maria del Mare	pag.	561
9.14	Vulcaniti del Bosano	pag.	572
9.15	Sa Lumenera	pag.	572
9.16	Monte Furru	pag.	584
9.17	Sa Sea	pag.	593
9.18	Abba Drucche – Cumpoltitu	pag.	601
10	SINTESI ED INTERPRETAZIONE DEI DATI ANALITICI	pag.	613
11	BIBLIOGRAFIA	pag.	619

## 1 INTRODUZIONE

Il presente studio è stato eseguito nell'ambito delle attività istituzionali del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Cagliari, sia come ricerca di base sia come contributo scientifico per il Dottorato di Ricerca "Difesa e Conservazione del Suolo, Vulnerabilità Ambientale e Protezione Idrogeologica", attivo presso il medesimo Dipartimento.

Lo sviluppo della ricerca sulla fascia costiera della provincia di Oristano ed i risultati attesi hanno destato l'attenzione dell'Assessorato alla Difesa dell'Ambiente della Provincia di Oristano, interessato ad acquisire informazioni e dati scientifici inerenti lo studio dei processi di morfogenesi in atto in quell'area geografica. Nel corso dell'anno 2006, a seguito dell'accordo intercorso tra il Dott. Alberto Cherchi e del Dott. Bruno Cauli, allora rispettivamente funzionario dirigente del Settore Ambiente e responsabile del servizio geologico della Provincia, e il Dott. Salvatore Carboni in rappresentanza del Dipartimento di Scienze della Terra, l'Assessorato alla Difesa dell'Ambiente della Provincia di Oristano, con la stipula di una Convenzione col Dipartimento Scienze della Terra dell'Università di Cagliari, ha fornito un contributo finanziario come ulteriore sostegno sia per la ricerca di base già in corso sia per l'attività didattica e scientifica all'interno del suddetto Dottorato di Ricerca. Queste ultime hanno contribuito al conseguimento del diploma dottorale da parte del Dott. Paolo Sardu impegnato, nel corso del XX ciclo del Dottorato di Ricerca, sui medesimi temi.

Come sottoscritto nella Convenzione, i risultati originali prodotti nel corso della ricerca di base e quelli originali prodotti dalla suddetta tesi dottorale, vengono esposti nella presente relazione scientifica e messi a disposizione dell'Assessorato Provinciale in oggetto.

La titolarità scientifica dei dati, sia quelli geologico-stratigrafici e geomorfologici sia quelli geologico-applicativi rimane, per le parti di competenza rispettive, al Dipartimento Scienze della Terra dell'Università di Cagliari ed al Dottore che ha conseguito il diploma dottorale, i quali si riservano di pubblicarli, anche indipendentemente, su riviste scientifiche con menzione del contributo della Provincia di Oristano - Settore Ambiente.

I contenuti del lavoro tracciano, in una prima parte, una descrizione delle caratteristiche geo-litologiche, stratigrafiche, morfologiche ed un originale censimento sui processi erosivi e sulle tendenze morfoevolutive dell'intero sviluppo costiero della provincia di Oristano, relativamente coste rocciose alte, in un dettagliato quadro descrittivo e qualitativo del modello geologico interpretativo dei processi evolutivi in atto.

Una seconda parte, quale resoconto della tesi dottorale, riferisce sull'acquisizione ed interpretazione di alcuni caratteri geomeccanici delle formazioni rocciose che costituiscono il fronte costiero e sulle osservazioni delle specificità geologico-morfologico-ambientali generali, nell'intorno di ogni sito indagato, utilizzate come prime valutazioni nell'applicazione sperimentale di un metodo interpretativo degli indici di pericolosità geomorfologica. Di ogni sito indagato è stata inoltre acquisita una serie di informazioni riguardanti i fenomeni franosi, le quali costituiscono una documentazione riassunta in schede secondo lo schema utilizzato nel corso del Progetto IFFI Regione Sardegna 2005, quasi praticamente assente o comunque finora esistente solo per pochissime località del settore costiero in oggetto.

A corredo degli elementi di indagine trattati, il lavoro è comprensivo degli elementi cartografici tematici quali:

- la carta geologica dell'intero sviluppo costiero trattato, in scala 1:25.000, riguardante una fascia della larghezza di tre chilometri dalla linea di costa,
- la carta geomorfologica, con il censimento e l'indicazione dei principali fenomeni rilevati,
- la carta delle pendenze, elaborata con suddivisione in 5 classi perché più consona ad un suo utilizzo interpretativo essenzialmente applicato alla ristretta area a ridosso della linea di costa,
- la carta della localizzazione delle aree e dei siti oggetto delle indagini dottorali di carattere applicativo, con una proposta di valutazione della differente pericolosità geomorfologica dei vari settori costieri.

## 1.1 MORFOGENESI E PROCESSI COSTIERI

Come è noto, sulle unità geologiche i processi di alterazione ed erosivi interagiscono con una rapidità strettamente dipendente dai loro caratteri litologici, sedimentologici e strutturali, nonché dall'intensità e frequenza dei vari fattori, naturali e non, responsabili dell'innesto di tali processi.

In genere la morfogenesi litorale che modella le coste alte appare come il risultato di differenti processi che, normalmente, si compiono in tempi sufficientemente lunghi, diversamente dalle coste basse e sabbiose che si evolvono in tempi più brevi. Conseguentemente, l'attenzione generale nello studio dei processi morfogenetici, della loro influenza sulla dinamica e sugli equilibri del sistema costiero, anche in merito alla sua protezione, è stata di solito rivolta soprattutto verso i litorali sabbiosi, i quali risentono in maniera abbastanza evidente dei fenomeni di erosione e di trasporto anche in tempi brevi (giorni, anni).

Tale attenzione è certamente giustificata dalla necessità, a volte impellente, di controllare le dinamiche in atto, al fine di predisporre opportuni rimedi compatibili, per impedire la compromissione di un bene ambientale di rilevante importanza naturalistica e quindi anche economica.

Tuttavia, anche le condizioni di instabilità delle pareti rocciose delle falesie rappresentano ormai globalmente dei fenomeni comunemente osservati e studiati, soprattutto per le interazioni con gli insediamenti abitativi costieri, con la viabilità litoranea, con gli insediamenti produttivi agro-pastorali che frequentemente, in Sardegna, interessano i territori limitrofi coste rocciose e alle falesie.

Pertanto in una regione quale la Sardegna, nella quale estesi tratti di costa rocciosa si manifestano con morfologia alta e spesso con falesie, appare evidente l'esigenza di una maggiore attenzione ai processi morfogenetici di natura erosiva anche lungo le coste alte.

Questi fenomeni rappresentano la naturale evoluzione delle formazioni litoidi dell'ambito costiero, si espletano con processi erosivi, quindi di tipo distruttivo, ma anche con valenza costruttiva che, in presenza di bassi fondali marini, si manifesta con l'incremento della sedimentazione, con l'accrescimento del prisma sabbioso costiero e la conseguente stabilizzazione della spiaggia emersa corrispondente. Essi vengono tuttavia generalmente

percepiti ormai come un potenziale pericolo, soprattutto in conseguenza della sempre più intensa frequentazione che interessa le aree con tale predisposizione.

Pertanto, il manifestarsi di tali dinamiche richiede una loro sempre più definita descrizione, per soddisfare la richiesta della valutazione del pericolo indotto.

Inoltre, e soprattutto, è necessario contribuire ad incrementare le conoscenze sui vari processi che condizionano l'evoluzione di tali dinamiche, in modo da poter disporre di un quadro di conoscenze sempre meglio documentato e quindi sempre più in grado di contribuire a soddisfare le eventuali esigenze di Management costiero in ambito demaniale marittimo, considerando primariamente ed imprescindibilmente le condizioni morfologiche e geolitologico-strutturali di tale settore di territorio e della tendenza evolutiva dei processi ivi in atto.

## 1.2 FINALITA' DELLA RICERCA

Lo studio si propone di incrementare le conoscenza sui diversi elementi che caratterizzano le formazioni litoidi affioranti lungo il tratto costiero compreso tra il promontorio di Capo San Marco (Cabras) e Capo Marrargiu (Bosa), nella costa centro-occidentale della Sardegna, pertanto di:

1- acquisire i dati litostratigrafici, geomorfologici e morfostrutturali, nonché quelli strutturali ritenuti più utili ai fini prefissati per la ricerca,

3- fornire di tale area un dettagliato quadro descrittivo e qualitativo del modello geologico interpretativo dei processi evolutivi in atto,

4- acquisire, con prelievi puntuali, dati strumentali di terreno per definire alcuni caratteri geomecanici delle formazioni geologiche interessate e proporre un indice di pericolosità geomorfologica nelle aree indagate,

5- fornire le informazioni ed i dati utili alla individuazione di settori di costa rocciosa nelle quali la tendenza evolutiva può richiedere una particolare attenzione ai fini della sicurezza.

L'acquisizione di tali dati è ritenuta indispensabile al fine di:

- I. cercare di interpretare e valutare, mediante l'individuazione di indicatori chiave, la stima della capacità di un ambiente naturale di resistere alla degradazione,
- II. acquisire indicazioni sulla tendenza evolutiva dei processi osservati. Ciò nell'ambito strettamente attinente la ricerca di base ed in una prospettiva di ulteriori studi più mirati, in modo da poter disporre di elementi e dati indispensabili per eventuali interventi di difesa di aree particolarmente sensibili alla vulnerabilità ambientale.

Con tale stimolo è stata condotta la presente ricerca, che ha individuato come area di interesse un settore costiero caratterizzato da una diversità litologica, stratigrafica e di assetto strutturale tale da consentire lo studio di una buona varietà di processi di degradazione in atto.

## **1.3 INTRODUZIONE NORMATIVA: CENNI SULLA PIU RECENTE LEGISLAZIONE VIGENTE IN MATERIA DI PROTEZIONE AMBIENTALE E DIFESA DEL SUOLO**

Con l'entrata in vigore della legge 183 del 18 maggio 1989, in Sardegna le varie Istituzioni Regionali iniziano ad intraprendere un programma di tutela e governo del territorio sardo. E' infatti relativa allo stesso anno la Legge della Regione Sardegna del 22 dicembre 1989, n. 45, "Norme per l'uso e la tutela del territorio regionale", e successive modifiche e integrazioni, tra cui quelle della legge regionale 15 febbraio 1996, n° 9.

Oltre alle leggi sopra citate, una serie di altre leggi concorrono ulteriormente a migliorare e precisare alcuni problemi legati al dissesto franoso connesso più o meno marcatamente a problematiche di tipo idrogeologico. IL Decreto Legge 11 giugno 1998, n. 180, "*Misure urgenti per la prevenzione del rischio idrogeologico ed a favore delle zone colpite da disastri franosi nella regione Campania*", convertito con modificazioni dalla legge 03 agosto 1998, n. 267 contribuì segnatamente a questa necessità. Questo testo venne integrato con il DPCM 29 settembre 1998, "*Atto di indirizzo e coordinamento per l'individuazione dei criteri relativi agli adempimenti di cui all'art. 1, commi 1 e 2, del decreto legge 11 giugno 1998, n. 180*".

### **1.3.1 Ulteriori principali interventi normativi e legislativi**

-- 15 novembre 1999, un Decreto del Presidente del Consiglio dei Ministri dichiara lo stato di emergenza per gli eventi meteorologici che hanno dato luogo a fenomeni alluvionali con conseguenti dissesti idrogeologici in alcuni comuni della provincia di Cagliari.

-- Art. 1 bis, commi 1-4, del Decreto Legge 12 ottobre 2000, n. 279, "*Interventi urgenti per le aree a rischio idrogeologico molto elevato e in materia di protezione civile, nonché a favore di zone colpite da calamità naturali*", modificato dalla legge 11 dicembre 2000, n. 365.

-- "*Piano Straordinario per l'Emergenza Idrica*", 2000, rivolto ai problemi derivati dal manifestarsi del "trend" siccioso che in seguito, nel estate del 2003, vedrà in questa regione il suo massimo acme da almeno cento anni.

-- Incarico per la redazione del PAI (Piano di Assetto Idrogeologico, 2000) e, nel marzo del 2005, decreto di attuazione al PAI mediante la pubblicazione delle Norme di Attuazione, attualmente aggiornate (Marzo 2008)

A partire da questa data (2005), per l'intero territorio della Sardegna venne emanata una disciplina finalizzata alla perimetrazione mediante **aree di pericolosità da frana** definite come:

- H1 = moderata
- H2 = media
- H3 = elevata
- H4 = molto elevata.

Infatti, conseguentemente agli eventi eccezionali verificatisi nel dicembre del 2004 (alluvione di Villagrande Strisaili e di alcuni altri centri abitati dell'Ogliastra , della Barbagia e della Baronie), venne stigmatizzata la necessità di considerare inderogabilmente "*le conseguenze della presenza o meno di acqua*", inquadrabili negli aspetti meteorologici più estremi quali, da una parte, la siccità e il problema della perdita dei suoli, dall'altra il manifestarsi sempre più frequente di condizioni meteorologiche, attività capaci di innescare gravi fenomeni di dissesto idraulico e

geologico, in più con il condizionamento legato ad un sempre maggior uso non corretto del territorio.

### **1.3.2 I problemi delle aree costiere**

Nel novero di tali disposizioni legislative e di norme volte ad indirizzare gli interventi in questi ambiti, pare tuttavia di percepire come il territorio costiero, in particolare quello interessato dalle coste rocciose alte a falesia, non sia stato finora considerato sufficientemente ai fini della difesa dell'ambiente naturale. E' da tener presente infatti che la Sardegna ha una perimetro costiero naturale, al netto delle artificializzazioni, di circa 1850 Km che per una buona parte esso è costituito da coste rocciose alte e con falesie, sia vive ovvero in contatto diretto e continuo col mare, sia *morte* ovvero con interposizioni di prodotti sedimentari o piattaforme di abrasione soffolte, sulle quali è riscontrabile la pressoché sistematica presenza di numerose frane.

Lo studio e la definizione dei caratteri geologici d'insieme, quali la natura e le condizioni litologiche, l'assetto stratigrafico e strutturale, le caratteristiche morfologiche, i processi di trasformazione ed alterazione in atto, nei quali caratteri possono insistere primari fattori predisponenti i fenomeni franosi, nonché le variabili naturali che contribuiscono o che rappresentano le cause scatenanti, (fenomeni meteorologici e meteomarini, erosione dei suoli, fenomeni aloclastici, termoclastismo ecc..) paiono generalmente sottostimati. Nell'ambito delle azioni amministrative di Difesa del Suolo che competono all'operatore pubblico regionale in applicazione della norma nazionale (Legge 183/1989, oggi in D. Lgs. 152/2006-Testo Unico sull'ambiente), la difesa delle coste parrebbe quindi un tema trascurato, tanto più se si consideri, come detto, il notevole sviluppo costiero Sardegna, che rappresenta circa il 25% dell'intero perimetro costiero nazionale.

Al momento infatti la R.A.S. non dispone, nell'ambito della Pianificazione di Bacino, di uno specifico Piano Stralcio della Difesa dei Litorali, né tale tema trova ospitalità specifica all'interno del Piano di Assetto Idrogeologico regionale.

Per tale ragione in Sardegna non si dispone di un quadro di riferimento né cognitivo né pianificatorio su di un tema che investe molteplici attività in vari comparti, da quello turistico ricreativo (fruizione del demanio marittimo) a quello turistico residenziale (insediamenti e strutture recettive) a quello trasportistico (porti e opere marittime) e produttivo (pesca).

Peraltro la R.A.S., rilevata la "concomitante mancanza di un solido strumento pianificatorio per la tutela e difesa dei litorali", nel corso del 2010, con Deliberazione N. 15/23 del 13.4.2010, e preso atto del particolare stato di frazionamento amministrativo delle competenze<sup>1</sup>, ha approvato la costituzione del **Tavolo Tecnico Coste** al fine di perseguire i seguenti due obiettivi:

1-- ricerca e recupero dei dati di interesse conoscitivo, in particolare tecnico-scientifici e progettuali, loro catalogazione all'interno dei sistemi informativi ufficiali istituiti presso la Regione;

2-- definizione di una piattaforma organica e unificata di tipo tecnico, metodologico e strategico alla base dell'emanazione di specifiche linee d'indirizzo del piano stralcio di difesa delle coste e del Programma d'Azione di cui alla Delib.G.R. n. 34/60 del 20.7.2009.

Va sottolineato in ogni caso che la L.R. 9/2006 ha affidato alle Province specifiche competenze in materia di Difesa del Suolo tutela e valorizzazione dell'ambiente e prevenzione delle calamità (art. 61/comma 2).

Per altri versi si deve evidenziare la partecipazione della R.A.S. attraverso la **Conservatoria delle Coste<sup>2</sup>**, al progetto CAMP Italia. Tale progetto è “orientato all’implementazione di progetti di gestione integrata di aree costiere pilota aventi come obiettivo prioritario l’applicazione di strategie, nuove metodologie e strumenti per lo sviluppo sostenibile su diverse aree costiere<sup>3</sup>”, alcune delle quali individuate nei comuni in Provincia di Oristano: Terralba, Arborea, Santa Giusta, Oristano, Cabras, San Vero Milis, Riola Sardo, Narbolia, Cuglieri.

In un contesto di carattere amministrativo si rileva in ogni caso che, l’arretramento delle falesie non è un tema che può dirsi affrontato in termini né dettagliati né sistematici, né gode dell’opportuna visibilità quantunque, nell’ambito dell’erosione costiera della Sardegna, costituisca con assoluta certezza il fenomeno più ricorrente e rilevante nello spazio, il più frequente nel tempo, quindi il più pericoloso, e dia luogo agli effetti più vistosi sul paesaggio. Esso, d’altro canto, non può e non deve essere analizzato in forma totalmente disgiunta dal tema assai più “popolare” e ricorrente dell’erosione delle spiagge, rispetto al quale l’arretramento delle falesie costituisce fattore di controllo e presidio sedimentologico, in quanto capace di sostenere i *budget* locali della risorsa sabbia.

Il presente studio, dati i contenuti, l’impostazione e la trattazione scientifica, offre un quadro di riferimento metodologico, tecnico e, soprattutto, cognitivo per affrontare la problematica dei dissesti gravitativi a carico delle falesie costiere della Provincia di Oristano. Per la prima volta in assoluto s’indaga in modo dettagliato e sistematico su di essi, si localizzano su carta e se ne illustrano le dinamiche, le cause innescanti e predisponenti, gli scenari di evento, le tendenze evolutive e si forniscono, di conseguenza, specifici elementi di conoscenza di base, necessari al loro management.

Occorre infine sottolineare che, alla luce dello studio, la casistica documentata nel seguito testimonia di condizioni geomorfologiche con problematiche che necessitano della massima attenzione sotto il profilo della pianificazione territoriale. In tal senso è facile dimostrare come taluni dei casi illustrati costituiscano una fattispecie così particolare e specifica da richiedere che il tema dell’evoluzione delle falesie della Provincia di Oristano venga sottoposto al più presto all’attenzione dell’operatore regionale. Ciò al fine di mettere prioritariamente in atto, col concorso o meno degli Enti Locali, quanto meno interventi di tipo non strutturale (divulgazione, sistemi di presidio, di controllo e/o video-sorveglianza).

La proposta d’interventi strutturali esula dalle finalità dirette del presente studio, ma è chiaro che:

1)--lo studio mette a disposizione dei tecnici comunali e provinciali e dei loro consulenti un patrimonio rilevante di informazioni utili in primo luogo all’aggiornamento delle conoscenze;

2)--costituisce uno strumento cognitivo impiegabile espressamente per una più precisa e condivisa valutazione, da parte dei comuni interessati, delle pericolosità geomorfologiche associate alle “**Aree Costiere a Falesia**” di cui all’**art. 26 comma 2b delle Norme di Attuazione del P.A.I. – R.A.S.**

3)--fornisce in tal senso un riordino della conoscenza della problematica, solo in parte e talora sbrigativamente perimettrata dal suddetto P.A.I. regionale dato che, da questo punto di vista, le conoscenze ufficiali della problematica si limitano ai riscontri cartografici ed alle schede di rilevamento dell’I.F.F.I - Inventario dei Fenomeni Franosi, R.A.S.-A.P.A.T., 2005 - che fa

rientrare i fenomeni qui presentati nel dettaglio nella casistica delle Aree soggette a crolli e ribaltamenti diffusi.

4)--dati gli approfondimenti, i materiali forniti dallo studio sono certamente utilizzabili per finalità coerenti con l'azione di coordinamento e d'indirizzo demandata alle Province in sede di **Piano Territoriale di Coordinamento / Piano Urbanistico Provinciale P.T.C./P.U.P.** Inoltre, si ritiene che i suoi contenuti siano in grado di supportare la Pianificazione Provinciale anche per gli eventuali specifici scopi di cui all'art.8 ***Indirizzi per la pianificazione urbanistica e per l'uso di aree di costa***, comma 7, di cui alle N. A. del P.A.I.;

5)-- i materiali forniti dallo studio sono certamente utilizzabili per applicare le competenze che discendono alle Province dall'attuazione della Legge Regionale n. 9/2006, ossia:

--**Art. 5 Funzioni delle province**, comma 3a)- *difesa del suolo, tutela e valorizzazione dell'ambiente e prevenzione delle calamità*;

--**Art.44 - Protezione dell'ambiente naturale. Conferimenti agli enti locali**, comma 1a) - protezione e osservazione delle zone costiere nell'ambito del territorio provinciale;

--**Art. 61 Risorse idriche e difesa del suolo. Conferimenti agli enti locali**, comma 1 c 2)- interventi di difesa del suolo e di prevenzione del rischio di frana e/o idrogeologico;

--**Art. 70 Protezione Civile. Conferimenti agli enti locali**, comma 3a) - attuazione in ambito provinciale dell'attività di previsione e degli interventi di prevenzione dei rischi, stabiliti dai programmi e piani regionali, con l'adozione dei connessi provvedimenti amministrativi.

6)-- fornisce ulteriori elementi cognitivi per l'ATTUAZIONE DELLE NORME del P.A.I. – R.A.S.: **Art. 8 – indirizzi per la pianificazione urbanistica e l'uso di aree di costa - comma 7:**

*"In particolare i piani urbanistici provinciali approvano norme di relazione e di compatibilità tra le aree di pericolosità idrogeologica perimetrata dal PAI, le scelte generali di assetto del territorio e le condizioni di vulnerabilità valutate con riferimento agli elementi insediativi, territoriali, ambientali e culturali, alle infrastrutture, agli impianti tecnologici, energetici e produttivi esistenti o programmati al fine di:*

---a: *incrementare i livelli di prevenzione stabiliti dal PAI;*

---b: *specificare localmente a scala di dettaglio le presenti norme;*

7)-- fornisce al tavolo Tecnico Coste e alla Conservatoria delle Coste della R.A.S. elementi cognitivi nuovi ed essenziali per la definizione e la catalogazione delle criticità all'interno di Sistemi Informativi ufficiali.

1- "sebbene sia nella responsabilità del Servizio Tutela del suolo e politiche forestali dell'Assessorato della Difesa dell'Ambiente la programmazione delle risorse finanziarie Fesr 2007-2013 per gli interventi di prevenzione, difesa e gestione integrata della fascia costiera, risulta nelle competenze istituzionali della Direzione generale Agenzia di Distretto Idrografico la predisposizione del Piano stralcio di Bacino per la difesa dei litorali e la pianificazione delle aree a rischio idrogeologico PAI; dell'Agenzia Conservatoria delle Coste l'attività di promozione e indirizzo in materia di gestione integrata delle zone costiere; dell'Assessorato degli Enti locali, Finanze e Urbanistica le attività di indirizzo per la redazione e approvazione dei PUL, in materia di demanio marittimo, in materia di pianificazione paesaggistica; dell'Assessorato ai Lavori Pubblici per quanto concerne la programmazione di interventi di difesa del suolo in ambito costiero e per la pianificazione della rete portuale turistica" (Delibera N. 15/23 del 13.4.2010)".

2- Deliberazione N. 72/16 DEL 19.12.2008.

3-Comuni ricompresi nel progetto CAMP della Sardegna: Buggerru, Fluminimaggiore, Arbus, Terralba, Arborea, Santa Giusta, Oristano, Cabras, San Vero Milis, Riola Sardo, Narbolia,, Cuglieri, Sassari, Stintino, Porto Torres, Sorso,Castelsardo, Valledoria, Badesi, Trinità d'Agultu.

## 2 ORGANIZZAZIONE DELLA RICERCA

### 2.1 MATERIALI E METODI

#### 2.1.1 Impostazione della ricerca

Il lavoro di ricerca è stato condotto con metodi e operazioni sul terreno atti a localizzare i dissesti ed a:

- a)- definirne qualitativamente cause, stato di attività, tipo di movimento;
- b)- giungere alla piena interpretazione dei processi di dissesto e delle condizioni di instabilità.

Una fase preliminare di ricognizione sull'intero costiero ha reso possibile un primo censimento delle aree interessate dai fenomeni franosi, che ha consentito l'individuazione di zone omogenee per caratteri litologici e morfoevolutivi, sulle quali sono stati acquisiti dati strumentali speditivi per definire alcuni caratteri geotecnici dei litotipi interessati.

L'acquisizione dei dati di terreno di carattere geologico e geomorfologico è stata condotta sia nella prima fase di studio, come inquadramento generale al fine di impostare un programma di lavoro sia, nel dettaglio, nello sviluppo della ricerca area per area.

Il rilevamento sul terreno è stato preceduto da:

-un'analisi del territorio, con foto-stereo-interpretazione su coperture aeree dell'IGM di vari anni (1955 in scala 1:33.000; 1968 in scala 1:23.000, 1987 in scala 1:33.000) e con Ortofotocarte b/n della copertura AIMA del 1997/98;

-l'utilizzo di immagini tridimensionali su base fotografico-aerea (Levata del 2006, Portale Cartografico Nazionale, Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Suolo e del Mare).

-l'acquisizione del materiale bibliografico, sia descrittivo sia cartografico, inerente la geologia e la geomorfologia;

-l'acquisizione di documentazione bibliografica, quasi praticamente assente o comunque relativa solo a pochissime località ed inerente situazioni recenti e attuali (Progetto IFFI Regione Sardegna, 2005), l'acquisizione sul posto di informazioni e notizie di carattere storico riguardanti i fenomeni franosi sul tratto costiero interessato.

Durante l'intera attività di terreno per il rilevamento sia dei dati geologici, sia di quelli geomorfologici e dei fenomeni in atto, sia di quelli geomeccanici, è stata raccolta una ampia documentazione fotografica su supporto digitale, che ha consentito di registrare in numerosi casi la ripetitività e frequenza dei fenomeni di crollo. Quest'ultimo strumento di indagine, incrociato con le osservazioni delle coperture aerofotogrammetriche dei differenti anni, ha fornito utili riferimenti sull'entità ed evoluzione dei processi di morfogenesi in atto almeno per gli ultimi 50-60 anni. Il confronto tra le le situazioni riscontrate all'atto del rilevamento e quelle pregresse individuate dai dati storici sono state rappresentate su appositi schemi grafici nella prima parte del Rapporto.

**Il rilevamento geologico** ha interessato la fascia costiera per una larghezza di circa 3 km verso l'entroterra (si ricorda che la fascia di 2 Km è quella presa in considerazione dal Legislatore sardo per la definizione dell'ambito costiero), per poter avere un più ampio controllo dei caratteri geo-stratigrafici e strutturali del territorio che si riflettono negli affioramenti osservati sulla costa, finalizzato all'interpretazione dei processi dinamici eventualmente rispecchiati nei caratteri generali del limite costiero dell'area.

I dati cartografati col rilevamento geologico sono stati rappresentati su base topografica dei fogli IGM in scala 1:25.000 e costituiscono l'**Allegato A**:

1- Capo San Marco,	F° 528 - sez.III,	San Salvatore F° 528 - sez.IV;
2- Capo Mannu	F° 514 - sez.III,	S. Vero Milis F° 514 - sez.II;
3- Santa Caterina di Pittinuri	F° 514 – sez. IV,	Cuglieri F° 514 – sez. II
4- Bosa Marina	F° 497 – sez. III,	Bosa F° 497 – sez. II;
5- Monte Mannu	F° 497 – sez. I,	Padria F° 407 – sez. III.

**Il rilevamento geomorfologico** ha consentito l'individuazione ed il censimento delle aree che manifestano processi morfogenetici costieri di tipo franoso, in genere arealmente modesti. Le descrizioni di dettaglio riguardo i caratteri morfologici e la tipologia dei fenomeni osservati sono corredate da immagini e disegni interpretativi eseguiti all'interno del testo.

Il supporto cartografico è stato elaborato in scala 1:10.000 (CTR-RAS) e costituisce l'**Allegato B**:

1- Capo San Marco	528 100
2- Punta Maimoni	528 050
3- Capo Sa Sturaggia	528 010
4- Capo Mannu	514 130
5- S'Archittu	514 100
6- Santa Caterina di Pittinuri	514 060
7- Punta di Foghe	514 020
8- Torre Columbargia	497 140
9- Bosa Marina	497 100
10- Torre Argentina	497 060
11- Capo Marrargiu	497 050
12- Sa Pagliosa	497 010

A complemento dei rilevi geomorfologici sono state elaborate, per le singole aree, le relative Carte delle Pendenze, mediante elaborazioni svolte in modo automatico in ambiente GIS (Arc-View 8) sul supporto della Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 in formato vettoriale, con l'utilizzazione di celle a 10 m, su punti quotati forniti in modo automatico dalle curve di livello. Le informazioni sulle pendenze sono espresse in gradi e sono state distribuite in 5 classi, con una suddivisione dei valori ritenuta più consona ad un suo utilizzo interpretativo essenzialmente applicato alla ristretta area a ridosso della linea di costa.

Le classi di pendenza elaborate sono:

0 - 5 gradi

5 - 10 "

10 - 25 "

25 - 45 "

45 - 90 "

Le carte delle pendenze costituiscono l'**Allegato C**:

1- Capo San Marco	528 100
2- Punta Maimoni	528 050
3- Capo Sa Sturaggia	528 010
4- Capo Mannu	514 130
5- S'Archittu	514 100
6- Santa Caterina di Pittinuri	514 060
7- Punta di Foghe	514 020
8- Torre Columbargia	497 140
9- Bosa Marina	497 100
10- Torre Argentina	497 060
11- Capo Marrargiu	497 050
12- Sa Pagliosa	497 010

## 2.1.2 Strumenti

Al fine della valutazione delle componenti di pericolosità geomorfologica derivanti, nelle formazioni rocciose dai vari processi fisici che ne alterano la stabilità, si è ritenuto indispensabile individuare, mediante il rilevamento di terreno, gli elementi geo-litologici più caratterizzanti nei siti prescelti:

1. condizioni di giacitura,
2. stato di alterazione delle porzioni più superficiali delle rocce affioranti,
3. struttura interna (fratture e loro caratteri all'interno della massa rocciosa, movimenti e dislocazioni in atto).

Le informazioni riguardanti vari caratteri quali:

- la morfometria, la posizione dell'evento franoso sul versante,
- i caratteri idrogeologici, l'uso del suolo, l'esposizione,
- la classificazione dell'evento franoso,
- lo stato di attività,
- le cause presumibili ed i segni precursori,
- eventuale dissesto ed eventuali interventi

acquisite in differenti siti delle 22 aree considerate omogenee sono state raccolte e catalogate su schede secondo criteri suggeriti nel Progetto IFFI-Regione Sardegna (2005).

La campagna di indagini geognostiche è stata attuata in diverse fasi nell'intervallo di tempo tra il mese di marzo del 2006 ed il mese di marzo 2008, anche in ragione delle singole situazioni morfologiche e topografiche rilevate.

Alcune informazioni sopraelencate nel sottoparagrafo 2.1.2, tutti i dati strumentali acquisiti nel corso della campagna di carattere geognostico e la loro elaborazione descritti nella seconda parte del Lavoro, con elaborati cartografici in scala 1:10.000 (**Allegato D**) relativi alla localizzazione dei siti oggetto dell'indagine geognostica ed alla distribuzione di un indice di Pericolosità da frana, rappresentano il contributo originale della tesi dottorale elaborata dal Dott. Geol. Paolo Sardu, dal titolo "Valutazione dell'indice di Pericolosità per dissesto franoso nel settore costiero compreso tra Capo San Marco e Capo Marrargiu (Sardegna occidentale)" (Università di Cagliari, Dipartimento di Scienze della Terra, Dottorato di Ricerca in "Difesa e Conservazione del Suolo, Vulnerabilità Ambientale e Protezione idrogeologica, XX Ciclo, Relatori: Dott. Salvatore Carboni, prof. Luciano Lecca, Dott. Geol. Giovanni Tilocca).

La tesi dottorale ha fornito una tipicizzazione ed interpretazione del rischio geomorfologico sulla base delle sopra elencate informazioni geo-litologiche, integrate con l'applicazione sperimentale di un modello basato sui caratteri geomeccanici delle formazioni rocciose.

I dati del lavoro di tesi riportano ed elaborano alcune caratteristiche geomeccaniche degli ammassi litoidi rilevati sia sul terreno sia sperimentalmente in laboratorio, allo scopo di ipotizzare modelli di comportamento in risposta alle sollecitazioni dinamiche di maggior frequenza, quali i processi di alterazione fisico-chimica, le erosioni selettive per differente risposta dei vari litotipi all'aggressività climatica ed alla circolazione idrica, i movimenti su versante, causa di dislocazioni e crolli per modificazione degli equilibri di staticità.

L'applicazione sperimentale di un metodo interpretativo ritenuto valido in ragione delle caratteristiche generali delle singole aree, data la rilevante estensione del territorio sul quale, per vari motivi, si è voluto investigare e della conseguente incompletezza delle indagini risente ovviamente del carattere di parziale rappresentatività.

L'acquisizione sul terreno di alcuni dati geomeccanici è stata effettuata mediante:

- **Sclerometro meccanico per roccia o Martello di Schmidt:** strumento che consente di determinare, tramite formulazioni di appoggio, un indice di elasticità della roccia; la sua utilizzazione è stata ritenuta importante in quanto consente di fare delle valutazioni speditive del grado di resistenza a compressione della roccia ed inoltre è ritenuto fondamentale per la stima del valore di resistenza a compressione del giunto (JCS – Joint Compression Strength);
- **Il profilometro (o pettine di Barton):** strumento che consente di determinare al classe di scabrezza mediante la riproduzione del profilo di rugosità;

- **Attrezzatura per la misura dell'indice di scabrezza (Tilt test):** lo strumento misura l'angolo al quale si realizza lo scorrimento lungo un giunto e consente di determinare l'indice di scabrezza della superficie di una roccia o di un giunto. Questa strumentazione consente di determinare in maniera empirica il parametro JRC (Joint Roughness Coefficient).

L'utilizzo di JRC e di JCS consente di eseguire valutazioni quantitative sulla resistenza al taglio di discontinuità non riempite.

Sono stati acquisiti i dati strumentali speditivi e sono stati effettuati prelievi di campioni di rocce competenti, nonché dei campioni di “terre” per l'esecuzione delle analisi di laboratorio. Per tale acquisizione sono state prescelte le aree ed i singoli siti ritenuti sufficientemente rappresentativi sia dei caratteri lito-strutturali sia dei processi in atto, con l'individuazione di punti in frana (attiva e/o quiescente).

Ciò ha consentito l'acquisizione di parametri sedimentologici, che hanno consentito le necessarie considerazioni in termini geomeccanici, utilizzate nella interpretazione dei processi morfoevolutivi descritti in quei tratti di costa.

Per l'effettuazione dei rilevi e delle campionature in numerose aree è stato necessario raggiungere i siti unicamente via mare.

Le aree caratterizzate da una omogeneità di comportamento sono state individuate e cartografate, su base topografica in scala 1:10.000 (22 Zone), con l'ubicazione dei singoli siti investigati strumentalmente.

Sulle medesime carte è stata rappresentata la zonazione delle singole aree indagate secondo classi di attribuzione di Pericolosità da frana, sulla base dell'elaborazione ed analisi dei dati strumentali e dell'insieme delle altre osservazioni geo-morfo-litologiche e di carattere generale sopra indicate.

Le carte di localizzazione e zonazione di Pericolosità da frana costituiscono l'**Allegato D:**

1- Capo San Marco	528 100
2- Punta Maimoni	528 050
3- Capo Sa Sturaggia	528 010
4- Capo Mannu	514 130
5- S'Archittu	514 100
6- Santa Caterina di Pittinuri	514 060
7- Punta di Foghe	514 020
8- Torre Columbargia	497 140
9- Bosa Marina	497 100
10- Torre Argentina	497 060
11- Capo Marrargiu	497 050
12- Sa Pagliosa	497 010

### **3 CATTERI GEOLOGICI DELL'AREA**

In questo capitolo vengono illustrati i caratteri geologici generali dell'intera area costiera indagata. Più avanti, con maggior dettaglio, verranno illustrati i caratteri geologici ed i dati interpretativi del rilevamento geomorfologico e dei processi in atto relativamente ai settori costieri del Sinis, del Montiferru occidentale e del Bosano.

La carta geologica della fascia costiera (allegati A1, A2, A3, A4,A 5), realizzata su base topografica dei fogli IGM in scala 1:25.000 mediante l'integrazione di dati bibliografici e di nuovi rilevamenti, consente di mettere in relazione i caratteri geologici con i processi più strettamente costieri.

Il rilevamento di terreno del Sinis e la stratigrafia tra Capo San Marco e Torre del Pozzo tengono conto di dati bibliografici (Marini *et al.*, 1978; Deriu *et al.*, 1981; Carboni & Lecca, 1985; Carboni & Lecca, 1995, Lecca & Carboni, 2007) integrati e modificati relativamente alle formazioni pre-quaternarie, mentre contiene dati originali ed inediti relativamente alle formazioni geologiche quaternarie (D'Angelo e Carboni, 1996; Tegas e Carboni 2000).

Il rilevamento geologico e la stratigrafia del restante settore, tra le località di Torre del Pozzo e di Capo Marrargiu, tengono conto anch'essi di dati bibliografici (Mezzadri e Vinci, 1968; Deriu *et al.*, 1981; Lecca *et al.*, 1983; Foglio Geologico in scala 1:100.000 - Servizio Geologico Nazionale - RAS, 1988; Lecca *et al.*, 1997), riguardanti le formazioni vulcaniche e sedimentarie cenozoiche, modificati ed integrati con dati inediti relativamente alle formazioni quaternarie di spiaggia ed eoliche affioranti tra Bosa Marina Punta di Foghe (Zammarano e Carboni, 2000).

#### **3.1 ELEMENTI GEOLOGICI DELL'INTERA AREA**

I litotipi maggiormente presenti nei tratti costieri appartengono in prevalenza al ciclo vulcanico dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, con l'Andesitoide inferiore *Auct.* del nord-ovest di Bosa e con il complesso ignimbritico affiorante tra Punte di Foghe e Punta Sa Lumenera, alle formazioni marine del Miocene e del Pliocene inferiore (Santa Caterina di Pittinuri e Sinis), alle vulcaniti (lave basaltiche e trachi-fonolitiche e prodotti associati) del Pliocene (Montiferru occidentale), alle sequenze deposizionali marina costiera e continentale (arenarie, spesso in alternanza a livelli terrigeni) di età pliocenica e quaternaria.

Per la geologia regionale dell'ampio settore studiato si rimanda alla bibliografia sulla evoluzione della Sardegna durante il Neogene-Quaternario ed in particolare alla geologia del vulcanismo oligo-miocenico e pliocenico e delle trasgressioni marine del Miocene, del Pliocene, del Pleistocene e dell'Olocene che hanno interessato il Sinis, Il Montiferru-Planargia e il Basso Bosano (Vardabasso, 1956; Deriu, 1964; Pecorini, 1966; Mezzadri e Vinci, 1968; Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969; Pecorini, 1972; Cherchi, 1973; Pecorini *et al.*, 1974; Beccaluva *et al.*, 1976; Coulon, 1977; Marini & Murru, 1977; Cherchi *et al.*, 1978; Savelli *et al.*, 1979; Cherchi & Martini, 1981; Cherchi & Montadert, 1982; Lecca *et al.*, 1983; Cherchi & Montadert, 1984; Beccaluva *et al.*, 1985; Carboni & Lecca, 1985; Beccaluva *et al.*, 1987; Assorgia *et al.*,1994; Assorgia *et al.*,1995; Carboni & Lecca, 1995; Lecca *et al.*, 1997; Sau *et al.*, 2005; Lecca & Carboni, 2007; Chesi *et al.*, 2007, Abbazzi *et al.*, 2008).

La successione stratigrafica che si deduce da tale bibliografia, dal basso verso l'alto è costituita da:

#### **Complesso andesitico e ignimbritico**

- Rocce vulcaniche prodotte dal vulcanismo associato all'apertura del Rift Sardo. Numerose facies vulcaniche, di età dell' Oligo-Miocene? – Miocene inferiore, affioranti nella parte settentrionale della costa studiata, tra Porto Managu e Capo Marragliu ("Andesiti" alterate, brecciate, conglomeratiche) e tra Porto Managu e Punta di Foghe ("Formazione Andesitoide superiore" e Formazione "Ignimbritica superiore"); in genere queste rocce sono ricoperte lungo la costa da sedimenti quaternari litorali e di versante.

#### **Sequenza marina miocenica**

- Sedimenti marini associati alla trasgressione marina che si è verificata a seguito dell'apertura del Rift Sardo, costituiti da conglomerati che affiorano raramente, marne più o meno arenacee e più o meno calcaree e da calcaro, di età variabile dal Miocene inferiore al Messiniano.

#### **Vulcaniti basaltiche plioceniche del Complesso vulcanico del Montiferru**

- Varie *facies* di basalti in numerose colate, con intercalati conglomerati continentali;

#### **Sequenze marina ed eolica del Pliocene-Pleistocene inferiore**

- Arenarie, marne più o meno argillose di Capo S. Marco, calcari di Mandriola e arenarie eoliche di Capo Mannu.
- **Coperture continentali del Piocene**
- Conglomerati fluviali ghiaiosi e sabbiosi, a clasti di vulcaniti oligo-mioceniche, quarzo, metamorfiti e rocce granitoidi paleozoiche, coperture eoliche di sabbie fini quarzose

#### **Depositi costieri marini del Pleistocene medio-superiore**

- Conglomerati, arenarie di spiaggia sommersa ed emersa e delle trasgressioni del Pleistocene medio e superiore (Ioniano; Tirreniano).

#### **Coperture continentali del Pleistocene medio-superiore**

Arenarie eoliche di alta spiaggia e sequenze dei complessi dunari, colluvi e brecce di versante, "paleosuoli".

#### **Depositi marino-costieri dell'Olocene**

- Sabbie e ghiaie di spiaggia, complessi dunari attivi

#### **Coperture continentali dell'Olocene**

- Complessi alluvionali ciottolosi degli alvei, colluvi sabbioso-limoso-argillosi e suoli.

Lungo il tratto costiero interessato, pertanto, affiorano rocce di diversa natura e di diversa ed età:

**rocce vulcaniche:** vulcaniti andesitiche, rioliti e riodaciti cacalcaline in prevalenza ignimbritiche; lave basaltiche alcaline e transizionali,;

**rocce sedimentarie marine:** marne, calcari, conglomerati e brecce, di ambiente evaporitico, calcareniti e calcari di scogliera, arenarie e conglomerati marini e di spiaggia.

**depositi continentali:** coperture detritico-terrigena alluvionali, colluviali ed eoliche, complessi eolici dunari litorali.

### **3.2 SINTESI SULLA COSTITUZIONE GEOLOGICA DEL SINIS**

Nel Sinis sono identificabili almeno nove complessi litostratigrafici con un diverso significato paleogeografico e strutturale, rappresentati da vulcaniti di età oligo-miocenica, da sedimenti marini del Miocene inferiore?-medio, del Miocene superiore, del Pliocene inferiore, da depositi continentali del Pliocene medio, da vulcaniti del Pliocene superiore, da depositi marini del Pliocene superiore, da depositi continentali del Pliocene superiore, da depositi marini di spiaggia e coperture continentali del Pleistocene medio-superiore e, *pro parte*, dell'Olocene.

#### **3.2.1 Vulcaniti oligo-mioceniche**

E' nota la presenza in affioramento del complesso vulcanico oligo-miocenico, costituito da andesiti in località Perda Martigiana (Di Battistini *et al.*, 1974) e da andesiti, brecce e tufi in località Costa Atzori (Cherchi *et al.*, 1978). Andesiti calc-alcaline e relativi tufi affiorano inoltre nella parte meridionale del complesso dunare di Is Arenas e nel Sinis, in località Riu Maiore, *con facies* evolute al limite delle daciti (Carboni *et al.*, 1998), inoltre litotipi andesitici sono stati documentati da campioni provenienti da alcuni sondaggi per pozzi, sia nel settore settentrionale (Is Arenas) sia nel settore centrale sia nel settore meridionale del Sinis (Carboni *et al.*, 2002).

Nel Sinis, testimoni della natura granitica del basamento paleozoico sono *facies* ricche di inclusi xenolitici granitici e gneissici osservate entro le andesiti che costituiscono il rilievo di Costa Atzori.

#### **3.2.2 Miocene inferiore?-medio e medio-superiore**

Sui litotipi andesitici poggiano, in affioramento nel versante occidentale di Costa Atzori, terreni sedimentari marini attribuiti al Miocene inferiore?-medio, costituiti da conglomerati poligenici a clasti paleozoici e vulcanici, su cui si sovrappongono lenti di calcari organogeni a grandi *Ostreidi* (Cherchi *et al.*, 1978). Arenarie conglomeratiche riccamente fossilifere, con abbondanti elementi clastici andesitici di dimensioni fino a decimetriche, sono state recentemente rilevate in affioramento nella suddetta località di Riu Maiore, trasgressive sulle andesiti ed i tufi oligo-miocenici Carboni *et al.*, 2001).

Arenarie a Balanidi e Pettinidi e marne arenacee, attribuite al Tortoniano sulla base del contenuto microfaunistico (Cherchi *et al.*, 1978) affiorano in località Serra Araus.

### **3.2.3 Miocene superiore marino**

Di tali complessi, quello che costituisce il corpo sedimentario più rilevante dell'intero Sinis è rappresentato dall'unità deposizionale che rappresenta i termini più recenti della sedimentazione miocenica in Sardegna; questa unità deposizionale è stata suddivisa in tre sub-unità litostratigrafiche denominate, dal basso verso l'alto in termini di età, “*Formazione di Capo San Marco*”, “*Formazione dei Calcarei Laminati del Sinis*”, “*Formazione di Torre del Sevo*” (Cherchi et al., 1978).

La Formazione di Capo San Marco costituisce la parte basale della successione messiniana, caratterizzata da argille siltoso-marnose e marne grigio-giallastre con intercalati banchi di calcari marnosi fossiliferi e calcareniti organogene con bioerme che definiscono, in successione verticale, il passaggio da un ambiente eualino sublitorale alla base ad un ambiente mixoalino-lagunare al tetto, per uno spessore complessivo di circa 20 m; sulla base del contenuto in foraminiferi planctonici ed in Nannoplanocton essa è riferita al Messiniano inferiore.

La base di tale sub-unità fu già attribuita (Mariani & Parona 1987) al Tortoniano superiore. Attualmente viene riferita al Messiniano superiore (Cipollari, 1997) sulla base del contenuto in foraminiferi planctonici ed in Nannoplanocton calcareo; inoltre, la presenza di noduli di pirite all'interno delle marne che la costituiscono suggerisce una sedimentazione in condizioni ambientali riduenti e di mare ristretto. Nella parte alta, al di sopra di depositi di ambiente continentale rappresentati da paleosuoli montmorillonitici e sabbie di natura fluviale, in appoggio con contatto erosivo (disconforme) giace la Formazione dei Calcarei Laminati del Sinis.

Questa seconda sub-unità è costituita da calcari bianchi microcristallini, molto sottilmente stratificati, quasi puri, che rappresentano un deposito di origine chimica da acque iperaline di bassa profondità, deposto in un ambiente caratterizzato da condizioni paratiche, con brevi e sporadici apporti marini. Questa Formazione, che rappresenta una prima unità dal carattere evaporitico, viene attribuita al Messiniano per posizione stratigrafica; essa è a sua volta ricoperta in trasgressione dalla sub-unità dei Calcarei di Torre del Sevo.

Questi ultimi sono rappresentati da calcari e calcari dolomitici residuali, di colore bianco-grigio, spesso intensamente brecciati, costituiti da oospariti e microspariti a noduli di anidrite, di ambiente deposizionale iperalino-sopratidale; questa sub-unità, in cui la parte inferiore mostra un livello marino calcarenitico ad organismi stenoalini e la parte alta delle impronte di disseccamento, rappresenta anch'essa un deposito evaporitico, riferito ugualmente al Messiniano per posizione stratigrafica. Essa mostra uno spessore fortemente variabile, fino ad un massimo di circa 8-10 m, è troncata alla sommità da una superficie erosiva ed è ricoperta da formazioni continentali plioceniche e quaternarie.

### **3.2.4 Pliocene inferiore marino**

I depositi del Pliocene inferiore testimoniano un carattere trasgressivo, essendo costituiti da una *facies* inizialmente costiera che evolve verso *facies* tipiche di mare aperto o profondo. Tali sedimenti, attribuiti al Pliocene inferiore sulla base della microfauna planctonica (Pecorini, 1972) e del Nannoplanocton calcareo (Cherchi e Martini, 1981), coprono con discordanza angolare depositi stratificati appartenenti alla Formazione di Capo San Marco. Quest'ultima è interessata da faglie con inclinazione di 40°- 50° verso N, legate alle manifestazioni tettoniche tardomessiniane presumibilmente corrispondenti alla tettonica responsabile di un'intensa attività vulcanica in Sardegna tra 5.2 e 5 milioni di anni (Assorgia et al., 1976; Beccaluva et al., 1976).

Microfaune fossili rimaneggiate del Miocene inferiore e dell'Eocene rinvenute entro i sedimenti pliocenici (Pecorini, 1972) testimonierebbero un'intensa attività erosiva manifestatasi in ambito continentale su ampia porzione della microplacca sarda, concomitante con la ben nota intensa regressione marina registrata nel Mediterraneo durante il Messiniano.

*Facies* sedimentarie appartenenti ad una successione marina, trasgressiva sulle unità terminali del Messiniano sono state descritte, nel promontorio di Scau 'e Sai (Sinis settentrionale), da Cornée et al., (2008). Questi Autori, sulla base della posizione stratigrafica e soprattutto delle analogie con le associazioni faunistiche che caratterizzano la successione di Capo San Marco sopra indicata, attribuiscono al Pliocene questa successione marina.

### **3.2.5 Pliocene medio continentale**

I sedimenti continentali del Pliocene medio sono rappresentati da un complesso di depositi alluvionali diffusamente rilevabili nel settore centrale del Sinis. Tale complesso, potente localmente anche una decina di metri, è costituito, con numerose variazioni locali, a tratti con apparente disposizione in livelli ma più generalmente con disposizione caotica, da ghiaie e microconglomerati in matrice limoso-argillosa fortemente addensati, da depositi sabbiosi fini con spessori metrici, sabbie grosse e ghiaie in matrice sabbiosa fine. L'abbondante contenuto clastico è prevalentemente costituito da quarzo e da rocce metamorfiche, con elevato grado di elaborazione, a tratti molto ben arrotondato. La matrice mostra ovunque caratteri di intensa alterazione evidenziati dall'intenso arrossamento; sovente si osserva la presenza di noduli ferrosi.

Il complesso, che giace in appoggio discordante sui calcari della successione messiniana, si è deposto prima dei basalti che costituiscono il "plateau" del Sinis (Carboni & Lecca, 1995).

### **3.2.6 Vulcaniti plioceniche**

Sono rappresentate dalla copertura di basalti bollosi e scoriacei dei vari lembi di un paleoaltopiano del Sinis e da una struttura di neck, con propaggini laccolitiche, costituita da basalto in facies doleritica localmente a struttura colonnare. I basalti costituiscono inoltre la copertura sommitale del promontorio di Capo San Marco.

Lo spessore di queste vulcaniti, che ricoprono i sedimenti continentali argilloso-quarzosi del Pliocene, è variabile, raggiungendo al massimo circa 10 metri; datazioni radiometriche ne stimano l'età in  $3.12 \pm 0.19$  MA (Montigny et al., 1981).

### **3.2.7 Calcare marini pliocenici di Mandriola**

Affiorano nel settore costiero della località di Mandriola, nel Sinis nord-occidentale, rappresentano una sequenza che ricopre, presumibilmente tramite una disconformità di carattere erosionale, i termini della successione messiniana. Essi rappresentano un'unità costituita da calcareniti di shoreface (spiaggia sommersa prossimale) ricoperte in continuità da un deposito calcarenitico in facies eolica di alta spiaggia, nella cui parte bassa è intercalato il deposito a Vertebrati di Mandriola (Mammiferi Artiodattili, Lagomorfi e Roditori, Anfibi, Rettili), (Pecorini et al., 1973; Angelone & Kotsakis e loro referenti, 2001).

Sulla base di studi sismo-stratigrafici condotti sulle unità sedimentarie emi-pelagiche del Pliocene e su campioni prelevati nella piattaforma continentale antistante (Lecca et al. 1987) e di considerazioni crono-stratigrafiche riguardanti l'età della messa in posto delle lave basaltiche

dell'area (3.9 Ma delle “*basaniti inferiori*” del complesso vulcanico del Montiferru, 3.12 Ma dei basalto di San Salvatore di Sinis e 2.8 / 3.0 Ma dei basalti del settore meridionale del Montiferru; Beccaluva *et al.*, 1985), l’unità dei Calcarei di Mandriola è stata attribuita al passaggio Zancleano - Piacenziano (Pliocene medio), (Carboni & Lecca, 1995)

### **3.2.8 Complesso eolico della Formazione di Capo Mannu**

Sui depositi in facies eolica della sequenza dei Calcarei di Mandriola poggia una successione anch’essa eolica che costituisce la Formazione di Capo Mannu. Questa rappresenta un “*carbonate sand body*” dello spessore massimo affiorante di 50 m, costituito dalla sovrapposizione di quattro principali unità dunari lateralmente continue e di altre tre unità discontinue, separate da più sottili depositi eolici, dallo sviluppo lenticolare, talora contenenti dei resti di Mammiferi. Le unità dunari principali, che raggiungono in alcuni casi uno spessore medio di 6-9 m, al loro interno mostrano almeno diciannove sub-unità dunari di rango inferiore. Il contenuto litico dell’intero complesso è in prevalenza rappresentato da una frazione carbonatica di natura biogena ed in subordine, in alcune sub-unità, da una frazione quarzoso-litica terrigena. I depositi eolici lenticolari, in genere fortemente arrossati, mostrano uno scheletro tessituralmente omogeneo, costituito quasi esclusivamente da sabbia fine quarzosa e rappresenterebbero degli episodi di rimobilizzazione degli elementi più fini dai corpi dunari principali, in regime eolico di bassa energia.

Sulla base di confronti con altre situazioni stratigrafiche nel contesto regionale (Pecorini *et al.*, 1974) e sulla base interpretativa di stratigrafia ciclica climatica, nonché del contenuto faunistico (Carboni & Lecca, 1995; Carboni & Lecca, 2003; Abbazzi *et al.*, 2008), questa Formazione è stata attribuita al Pliocene superiore, non escludendo per la sua parte più alta l’appartenenza al Pleistocene inferiore.

### **3.2.9 Sedimenti marini e coperture continentali quaternarie**

I depositi quaternari sono rappresentati nel Sinis da sedimenti marini e continentali del Pleistocene medio superiore e dell’Olocene.

#### **Pleistocene**

I depositi in facies marina costiera e di spiaggia del Pleistocene, che testimoniano le alterne fasi deposizionali relative allo “*stage 5*” della scala isotopica dell’ossigeno (Shackleton, 1987) rappresentano i prodotti della sedimentazione di “*shoreface*” e di “*foreshore*” (spiaggia bassa emersa, interessata dal moto ondoso) del Tirreniano e sono in prevalenza costituiti da arenarie, arenarie conglomeratiche e conglomerati fossiliferi, con la frazione detritica litica costituita da quarzo, metamorfici e raramente vulcaniti. Tali depositi, che affiorano a quote comprese tra 0 e 8 m sull’attuale livello marino, interessano numerosi tratti della fascia costiera anche con estese coperture di retro-spiaggia e dunari; essi sono inoltre rappresentati in facies lagunare e di mare protetto nelle aree più interne e pianeggianti del Sinis, ove sono state rinvenute in sondaggi, fino alla profondità di 7-10 m dal piano di campagna (Tegas e Carboni 2000). Differenti generazioni di arenarie in facies eolica variamente arrossate, limi palustri debolmente cementati, a gasteropodi polmonati, crostoni carbonatici di evaporazione e crostoni di carbonati di origine pedogenetica intercalati rappresentano i processi deposizionali in ambito continentale manifestatisi, anche con intermittenza, tra il Pleistocene superiore e l’Olocene.

## Olocene

I depositi olocenici sono costituiti da sedimenti di spiaggia, in prevalenza sabbiosogliaiosi, quasi esclusivamente quarzosi nel settore costiero meridionale e centrale, altamente bioclastici in quello settentrionale e da ampi cordoni di retro-spiaggia. Sedimentazione di limi carbonatici nelle aree interne in ambiente palustre o solo morfologicamente depresse, depositi di pendio ad elementi basaltici sui versanti più acclivi, l'esteso campo dunare di Is Arenas nel settore settentrionale completano il contesto geologico dell'intero Sinis.

## 3.3 CARATTERI GEOLOGICI DEL VERSANTE OCCIDENTALE DEL MONTIFERRU, TRA SANTA CATERINA DI PITTINURI E PUNTA DI FOGHE

Il settore centro-occidentale della Sardegna, a nord del Sinis, è caratterizzato dalla presenza del complesso vulcanico del Montiferru, evoluto all'intersezione di tre sistemi di faglie a carattere regionale di direzione N NW-S SE (*Graben* del Campidano), NE-SW e E NE-W SW (Catena del Marghine), e N-S (“Fossa Sarda”) (Beccaluva *et al.*, 1973; Deriu *et al.*, 1974).

### 3.3.1 Oligo-Miocene

#### Vulcaniti

La genesi del complesso vulcanico del Montiferru è legata alla messa in posto di prodotti dovuti al vulcanismo calc-alcalino connessa alla rotazione del blocco sardo-corso (Alvarez, 1972) responsabile della messa in posto di vulcaniti andesitico-riolitiche (Formazioni “andesitoidi” e “trachitoidi”; Deriu, 1964). Queste vulcaniti affiorano in prevalenza nel versante meridionale sud-occidentale del Montiferru.

#### Sedimenti marini

Successivamente, nel corso della complessa evoluzione tettonica e sedimentaria del *Rift* sardo (Cerchi & Montadert, 1981), una fase trasgressiva marina nel corso del Miocene inferiore-medio determina, nell'area di Santa Caterina di Pittinuri - Rio Pischinappi, la deposizione di una successione marina preceduta da deposizione di piroclastiti acido-intermedie su cui si depongono, nel corso del Burdigaliano, depositi trasgressivi fluvio-lacustri. Su questi ultimi evolve la successione marina attribuita al Burdigaliano sommitale-Serravalliano inferiore (Assorgia *et al.*, 1997). Questi sedimenti marini, ascritti al secondo ciclo sedimentario del Miocene nella Sardegna centrale e settentrionale mostrano *facies* di calcareniti biostromali sia compatte sia tenere, in alternanza tra loro, seguite da *facies* di marne e calcari biodetritici.

Tra le località di S'Archittu, a sud di Santa Caterina di Pittinuri e Capo Nieddu, lungo il tratto costiero che si sviluppa quasi totalmente in falesia, la serie miocenica, affiorante anche nell'entroterra attraverso un'ampia finestra di erosione aperta nelle coperture vulcaniche soprastanti, è rappresentata prevalentemente da arenarie calcaree di colore avorio, da calcar organogeni, da calcari marnosi attribuiti al Serravalliano (“Elveziano”, Comaschi-Caria, 1951). I litotipi calcarei affiorano sulla costa con una morfologia molto acclive, costituendo a tratti una vera falesia.

Nel lato meridionale della baia di Santa Caterina, strutture di faglia di direzione sia circa N - S sia E - W che interessano l'unità calcarenitica e quella calcareo-marnosa determinano una

debole immersione delle bancate verso ovest. Queste strutture hanno provocato delle dislocazioni limitate, essendo l'area in posizione periferica rispetto alla zona centrale a maggior attività. Tuttavia ciò non esclude l'esistenza di fratture nei calcari presenti nell'intero all'interno del bacino nell'entroterra, attualmente ricoperte dalle colate basaltiche plioceniche e dai depositi alluvionali intercalati alle colate stesse.

### **3.3.2 Pliocene**

#### **Vulcaniti e complessi continentali**

Nel corso del Pliocene superiore, in concomitanza con una fase tettonica distensiva, un successivo ciclo vulcanico determina la risalita e l'effusione di magmi attraverso sistemi di fratture o centri di emissione, con alternanza di fasi di stasi dell'attività vulcanica caratterizzate da intensa attività erosiva e conseguente genesi e messa in posto di ulteriori estese coperture conglomeratiche fluvio-torrentizie e di versante, sia alla base sia interposte alle successive espansioni laviche (Beccaluva et al., 1976).

La successione dei vari episodi vulcanitici e dei depositi continentali intercalati è rappresentata, in sintesi, da:

- un complesso alluvionale, assai esteso sia a sud dell'abitato di Santa Caterina sia a nord, in appoggio su una superficie sub-orizzontale incisa nelle calcareniti mioceniche sottostanti fin quasi la località di Capo Nieddu, costituito da conglomerati fluviali pre-basanitici a ciottoli ignimbriti e andesitici appartenenti alle serie andesitoide e trachitoide oligo-mioceniche ed a ciottoli quarzosi, metamorfitici e granitoidi paleozoici, di dimensioni di comprese tra 3 e 8 cm, in matrice argillosa di colore rossastro; la loro presenza testimonierebbe la marginale interferenza degli eventi epirogenetici vulcano-tettonici generalizzati di questo settore del complesso del Montiferru, che avrebbero determinato nell'area di Santa Caterina di Pittinuri una morfologia deppressa sede di processi di sedimentazione fluviale particolarmente rilevanti.

-basaniti ad analcime, che rappresentano la prima manifestazione del vulcanismo di carattere alcalino nell'area. Compatte, più o meno bollosa, di colore grigio-rossastro, con dei grossi inclusi di biotite e pirosseno che raggiungono talvolta una dimensione di 2 cm, questa vulcanite ricopre in alcune aree il primo complesso continentale post-miocenico.

- un secondo complesso continentale post-basanitico in *facies* sia fluvio-torrentizia sia colluviale detritica, determinate da differenti agenti, modalità ed energia di trasporto, in stretta dipendenza della paleo-morfologia.

-trachiti fonolitiche, vulcaniti che assumono le varie tonalità di grigio (chiaro, perla, scuro), molto dure, compatte e con fratturazione scheggiosa o concoide ma talora facilmente disaggregabili. Questi caratterio, evidentemente legati a processi di alterazione, nel corso del rilevamento sono stati osservati soprattutto nella parte topograficamente più alta a sud della baia di Santa Caterina di Pittinuri, Punta Cagaras, dove ricoprono il primo complesso alluvionale continentale post-miocenico.

-basalti, prodotti successivamente alla messa in posto delle vulcaniti trachi-fonolitiche nel corso di numerosi episodi lavici in colata che caratterizzarono le fasi terminali dell'attività vulcanica del Montiferru. Queste vulcaniti si presentano in *facies* differenti (latit-basaltiche, alcali-basaltiche), molto compatte o bollose e scoriacee, con colori variabili dal grigio-ferro al grigio bruno ed al grigio rossastro, soprattutto dove appare evidente una intensa alterazione.

Interposti alle colate basaltiche sono spesso rilevabili, soprattutto nelle aree interne, depositi continentali fluvio-torrentizi e colluviali di versante, che sostituiscono un terzo episodio di sedimentazione continentale detritica nell'area.

Le coperture basaltiche presenti su vaste aree nei dintorni di Santa Caterina di Pittinuri sono particolarmente estese nel pianoro a nord dell'abitato, dove si estendono in sovrapposizione al primo complesso continentale post-miocenico, talora agli stessi sedimenti miocenici. Il pianoro a nord di Santa Caterina di Pittinuri termina ad ovest con una alta falesia, sul cui fronte si osservano con evidenza i predetti rapporti stratigrafici.

### **3.3.3 Pleistocene inferiore(?) continentale, medio e superiore marino e continentale – Olocene**

-Complesso continentale fluvio-torrentizio. Gli ultimi episodi di sollevamento connessi con le manifestazioni effusive terminali, responsabili della costruzione degli estesi “plateau” basaltici, innescano processi di ringiovanimento delle strutture morfologiche e l'impostazione definitiva della rete idrografica, con il conseguente smantellamento dei rilievi appena formati, e con l'accumulo di depositi continentali di versante e fluvio-torrentizi nelle aree morfologicamente depresse. Testimone di ciò è un'ampia conoide di deiezione post-basaltica che si sviluppa a ventaglio verso sud-ovest, con apice in prossimità della cantoniera di Tega (sulla S.S. 292), occupando un area di circa 15 Km<sup>2</sup>. Questa conoide attualmente inattiva, originariamente impostata in un basso morfologico, è stata rimodellata in seguito a ripetuti eventi erosivi, si mostra intensamente e ripetutamente incisa lungo l'asse longitudinale e rappresenta oggi un alto morfologico in disequilibrio con l'attuale rete fluviale e la morfologia valliva. I conglomerati che la costituiscono mostrano un elevato grado di costipamento e cementazione, con clasti a disposizione caotica, alcuni arrotondati altri a spigoli vivi, decisamente eterometri e con dimensioni generalmente comprese tra 2 e 30 cm circa, la cui natura litologica rispecchia quella delle vulcaniti oligo-mioceniche e plioceniche presenti nelle parti più alte del bacino. Osservato in sezione, il complesso conglomeratico mostra nella parte più alta il prevalere di una componente arenacea molto arrossata, con frequenti continue croste carbonatiche ad andamento sia sub-orizzontale sia inclinato anche con alto angolo, spesse fino a 5 cm, mentre nella parte bassa prevale l'argilla di illuviazione che contiene anche noduli di ferro di dimensione fino al centimetro, caratteristici di processi di ossidazione molto spinti.

-Il Pleistocene superiore in *facies* continentale è diffusamente rilevabile sui versanti delle aree interne, in prevalenza rappresentato da brecce e colluvi detritici talora spessi fino a 10 m, e da lembi di conglomerati fluviali lungo le porzioni distali degli alvei attuali.

-Il Pleistocene superiore in *facies* marina è presente in limitati affioramenti, nell'area di Torre del Pozzo – S'Archittu, con conglomerati di spiaggia a grossi elementi, a tratti riccamente fossiliferi, ascrivibili alle fasi trasgressive marine dello stage isotopico 5 (Tirreniano).

Ugualmente limitati arealmente sono i sedimenti olocenici costieri, rappresentati da spiagge sabbiose (S'Archittu) e ciottoloso-sabbiose (Santa Caterina di Pittinuri), in cui si manifestano i processi attivi legati alla dinamica meteo-marina.

In sintesi, le formazioni geologiche che caratterizzano questo settore sono di età terziaria e quaternaria; dai termini più antichi la successione litostratigrafica è la seguente:

Oligocene e Oligo-Miocene  
Andesiti  
Piroclastiti ignimbritiche con intercalazione di tufi.  
Miocene medio  
Calcari detritici, calcareniti e calcari marnosi  
Pliocene  
Conglomerati continentali  
Basalti alcalini  
Conglomerati continentali  
Trachiti fonolitiche, fonoliti, basalti latitici  
Conglomerati continentali  
Basalti alcalini grigi e grigio-neri.  
Pleistocene  
Conglomerati alluvionali  
Colluvi detritici  
Conglomerati marini e di spiaggia  
Olocene  
colluvi suoli  
sabbie e ciottoli delle spiagge attuali

### **3.4 CARATTERI GEOLOGICI DEL MONTIFERRU NORD-OCCIDENTALE, DELLA PLANARGIA E DEL BOSANO**

Il territorio compreso tra Capo Marrargiu e Punta di Foghe è caratterizzato da una estesa, potente ed articolata successione vulcano-sedimentaria oligo-miocenica.

I primi prodotti vulcanici sono rappresentati da una sequenza andesitica, in cupole di ristagno e in giacitura filoniana (settore di Capo Marrargiu), seguite da una complessa successione vulcanica costituita da piroclastiti originate da differenti flussi (sequenza ignimbritica, settore di Bosa) e da prodotti lavici massivi acido-intermedi affioranti estesamente lungo la costa tra Porto Alabe e Punta di Foghe.

A nord di Bosa, poco a sud di Porto Managu, sui vari termini vulcanici si rinvengono in modo discontinuo sedimenti marini dell'Oligocene sommitale-Aquitaniano inferiore, in appoggio su vulcaniti acide intermedie (Assorgia et al., 1992).

Nella costa di Porto Alabe si osservano sedimenti trasgressivi biocalcarenitici marini del primo ciclo sedimentario miocenico, ricoperti da una successione vulcanica lavica sottomarina, talora intercalata alla base con sedimenti marini (area di Tresnuraghès).

Una successione epiclastica di costituita da tufi, tufiti e depositi lacustri (settore della valle terminale del Temo e di Modolo) precede la deposizione, tra il Burdigaliano sommitale ed il Serravalliano, delle *facies* sedimentarie marine calcaree organogene, marnoso-arenacee e detritico-organogene affioranti diffusamente nel settore di Modolo-Magomadas-Tresnuraghès ed appartenenti al secondo ciclo sedimentario miocenico della Sardegna centrale e settentrionale.

I vari termini della successione vulcano-sedimentaria cenozoica sono ricoperti, in dipendenza della paleo-topografia, dalle coperture laviche del ciclo vulcanico calc-alcalino del

Pliocene medio, con basalti grigi e neri, che ricoprono il pianoro della Planargia fin dal versante meridionale della valle del Temo e si estendono a sud fino a Punta Foghe.

Un esteso complesso deposizionale di arenarie in *facies* eolica, localmente marina di spiaggia, che si sviluppa lungo il tratto di costa tra Santa Maria del Mare (Magomadas) e poco a nord di Punta Foghe, rappresenta la sedimentazione del Pleistocene superiore.

Il Bosano è l'area dove Deriu (1964) riconobbe la completa sequenza delle vulcaniti oligo-mioceniche che costituiscono ampi tratti di coste alte. Il loro riconoscimento e quello delle sovrastanti formazioni sedimentarie mioceniche è basilare per la comprensione dell'evoluzione costiera di quest'area.

Pertanto, vengono presentate le formazioni riconosciute da Deriu e ridefinite da Coulon (1977), trascurando i più recenti lavori.

### **3.4.1 I prodotti vulcanici oligo-miocenici**

Le vulcaniti calc-alcaline presenti in affioramento in questo settore appartengono a cicli di attività alterni e sono inquadrati stratigraficamente in quattro serie (Deriu, 1964):

- Formazione andesitoide inferiore (a 1, lave e piroclastiti da basiche a intermedie, Oligocene);
- Formazione trachitoide inferiore (τ 1, piroclastiti e tufi ignimbritici, Miocene inferiore);
- Formazione andesitoide superiore (a 2, Cupole di ristagno, domi, filoni e brecce, Miocene medio-inferiore);
- Formazione trachitoide superiore (τ 2, Piroclastiti e tufi ignimbritici, Miocene pre-Serravalliano).

Un'analisi successiva descrive questa serie con una classificazione cronostratigrafica più precisa (Coulon, 1977):

- Serie andesitica inferiore (SA1, lave e piroclastiti da basiche ad intermedie, 33 ÷ 23 Ma);
- Serie ignimbritica inferiore (SI1, lave e piroclastiti sostanzialmente acide, 23 ÷ 22 Ma);
- Serie andesitica superiore SA2, lave e piroclastiti essenzialmente acide, 22 ÷ 18 Ma);
- Serie ignimbritica superiore (SI2, lave e piroclastiti essenzialmente acide, 18 ÷ 15 Ma);
- Serie andesitica terminale (SA3, lave essenzialmente basiche, 16 ÷ 13 Ma).

#### **3.4.1.1 Formazione andesitoide inferiore – (Serie andesitica inferiore)**

Le vulcaniti di tipi andesitico (a 1 - SA1) affiorano nell'intorno di Capo Marrargiu, con andesiti e rare daciti, generalmente con aspetto massivo, con colorazione variabile dal grigio-bruno al grigio-verde. Esse sono spesso fortemente alterate e con *facies* brecciformi, localmente sono interessate da sottili vene di quarzo, calcite, calcedonio e da piccoli filoni mineralizzati a solfuri misti e ad ossidi di manganese. Sono anche presenti diversi filoni e dicchi andesitici, appartenenti ad episodi di emissione successivi. L'aspetto massivo, privo di intercalazioni di bancate e/o singole colate conferisce all'area una particolare morfologia collinare, con andamento cupoliforme nei litotipi più teneri e con frequenti scarpate nelle facies più compatte. Sul tratto costiero in studio affiorano in continuità tra l'isolotto di Sa Paglosa, poco a nord di Capo Marrargiu, e la costa poco a sud di Porto Managu.

### **3.4.1.2 Formazione trachitoide inferiore – (Serie ignimbritica inferiore)**

Quasi esclusivamente ignimbritiche, queste vulcaniti poggiano sulle andesiti di Capo Marrargiu, nell'area costiera ed a Montresta più nell'interno. Affiorano inoltre, nelle valli maggiormente incise, nel Montiferru occidentale, del quale costituiscono parte del basamento.

Con una potenza complessiva di circa 600 m, questa serie giace con forte inclinazione verso est-nord est, esponendosi sulla costa con ripidi contrafforti costituiti dalle bancate di vulcaniti più dure, in alternanza con le *facies tufacee* e brecciate più tenere, costituendo una morfologia a gradinata e deboli *cuestas*. Successivi eventi tettonici ne hanno modificato l'orientazione generale, per cui alcuni blocchi della serie hanno assunto differenti inclinazioni. La serie è attraversata da numerosi filoni e dicchi andesitici più recenti.

Le ignimbriti si presentano di solito compatte, talora porose, con fessurazione prismatica e colonnare, arealmente estese in continuità; mostrano localmente una struttura a lastre con aspetto listato, sovente con le tipiche strutture a fiamma, più chiare o più scure della pasta di fondo.

Le dinamiche di messa in posto di queste vulcaniti sono conseguenti al primario processo esplosivo e la loro composizione chimica ne ha consentito una attribuzione tra le daciti, le riodaciti e le trachi-lipariti negli orizzonti inferiori, tra le lipariti negli orizzonti superiori.

### **3.4.1.3 Formazione andesitoide superiore – (Serie andesitica superiore)**

Le rocce di questa serie, maggiormente diffuse in continuità nella valle del Temo tra Sindia e Pozzomaggiore, affiorano limitatamente anche nell'area costiera lungo l'alveo del Rio Turas, sormontate dalla serie ignimbritica più recente. Esse sono classificabili come andesiti, con tendenza alle andesiti basaltiche e alle daciti. La colorazione è in genere scura, grigio-ferro e grigio-verde, talora rossastra. Queste rocce sono prevalentemente compatte, con frattura scheggiosa, più raramente tenere, con una fratturazione prismatica sub verticale, talora ad andamento radiale. A contatto stratografico con le andesiti si possono rinvenire episodi continentali di sedimentazione fluvio-lacustre, anche con facies bioclastiche (tufi pomicei della valle del Temo, che testimoniano delle pause nell'attività vulcanica).

Lungo il Rio Turas, l'affioramento situato in fondo-valle presenta sia una stratificazione sub-orizzontale sia un andamento a piccole cupole, caratteristico delle lave a cuscino (*pillow-lavas*) tipiche delle effusioni sottomarine.

### **3.4.1.4 Formazione trachitoide superiore – (Serie ignimbritica superiore)**

L'ultima grande manifestazione vulcanica pre-miocenica in quest'area è rappresentata dalla serie ignimbritica superiore. I suoi prodotti affiorano su un territorio assai esteso, su entrambi i lati della valle del Temo e lungo l'intera fascia costiera che dalla località di Tentizzos-Torre Argentina, a nord di Bosa, giunge a sud fino a Punta di Foghe. A nord sono in contatto tettonico con le ignimbriti inferiori e le andesiti superiori.

In particolare, essi costituiscono integralmente numerosi rilievi collinari quali, tra i più rilevanti, Punta Capuzzu e Sa Sea a nord di Bosa, la collina di Serravalle e, a sud, Monte Furru, Punta Lumenera, Pianu Multas, Piano Su Tuvu, Santa Maria del Mare, Punta Lorò. Nel settore di Bosa la formazione presenta alla base un complesso tufaceo dello spesso di oltre 100 m (piroclastiti di base), costituito da conglomerati vulcanici con clasti fortemente eterometrici, cementati da una pasta di ceneri e pomicei. La spessa bancata è strutturalmente caotica, senza

alcuna stratificazione nella parte bassa e media, mentre nell'alto tende ad assumere un aspetto più compatto ad andamento stratoide, con una *facies* costituita da tufi cineritici addensati.

La colorazione varia da tonalità avorio al verdolino chiaro, al verde più intenso ed al rosa; una classificazione dal punto di vista petrografico ascrive questi prodotti ai tufi liparitici e trachiliparitici.

Le vulcaniti affioranti lungo la costa, a sud di Porto Alabe e fino a Punta di Foghe, mostrano caratteri un po' differenti da quelle dell'area di Bosa, con un aspetto massivo, privo di suddivisioni in colate e/o bancate. Talora appaiono lievemente stratiformi, per effetto del raffreddamento particolarmente rapido, con colorazione prevalentemente rossiccia. Qui la massa lavica, a tratti molto vettrosa, è frequentemente attraversata da vene calcedoniose di origine tardiva idrotermalitica.

#### **3.4.1.5 Serie andesitica terminale**

Termini di questa serie non affiorano nell'intorno dell'area in esame, essendo segnalate con certezza solo nel Logudoro.

Dubitativamente viene ascritto a questa serie l'affioramento filoniano che dalla parte terminale della valle del Rio Turas si sviluppa sulle pendici meridionali di Monte Furru con direzione SE-NW.

### **3.5 PRODOTTI SEDIMENTARI CONTINENTALI E MARINI DEL MIOCENE**

#### **3.5.1 Formazione lacustre**

Sulla superficie erosiva delle unità vulcaniche affiora in varie località a nord e a sud del tratto terminale del fiume Temo, con spessori differenti in dipendenza della paleo-topografia, una formazione di sedimenti depositi prevalentemente in ambiente lacustre e fluvio-lacustre, collegati al vulcanismo calc-alcalino (tufi pomicei, Deriu 1964).

Gli affioramenti sono in prevalenza disposti sul territorio all'interno della fascia costiera, che ne è interessata solamente nell'area tra Sa Lumenera e S. Maria del Mare. Questi depositi, in totale assenza di sedimenti calcarei carbonatici, sono costituiti in prevalenza da sottili orizzonti clastici alterni, da straterelli di materiali pelitici verdastri duri con fratturazione concoidale, da livelli cineritici biancastri porcellanacei, da orizzonti a clasti sia spigolosi sia arrotondati e con granulometria differente per livelli, con dimensioni dei grani fino al cm, da orizzonti arenacei scarsamente cementati, da livelli lentiformi e con laminazione incrociata per dinamica fluvio-lacustre. Sulla base dei rapporti stratigrafici con le formazioni sedimentarie marine mioceniche successive a questa formazione è attribuita un'età burdigaliana.

#### **3.5.2 Sedimenti marini**

I sedimenti della successione marina miocenica affiorano diffusamente nel territorio immediatamente all'interno della fascia costiera, tra Bosa e Punta di Foghe, con una maggior estensione nel settore più settentrionale (valle del Temo, Monte Alzu, Villa Campeda, Coronedu, vallata di Modolo, Suni, Flussio, Tinnura, Santa Lucia, San Nicola, Magomadas, Sagama).

La successione ha una potenza di circa 180 m ed è costituita, dal basso stratigrafico, da conglomerati e arenarie grosse, da arenarie fini e marne, da calcari marnosi, da calcari bioclastico-detritici e da calcareniti.

L'orizzonte inferiore conglomeratico mostra elementi poligenici di dimensioni grosse e di origine vulcanica, cementati spesso dai medesimi materiali che costituiscono la formazione dei tufi pomicei, presumibilmente conseguente ad una transizione graduale dall'ambiente lacustre a quello marino. Questi passaggi sono frequenti anche nei livelli immediatamente superiori all'unità conglomeratica, sia per brevi rimaneggiamenti dei prodotti tufacei in ambiente marino sia, localmente (Monte Alvu, Coronedu), con passaggi eteropici in continuità di sedimentazione.

Le altre due *facies* sono rappresentate da complessi con carattere dominante: una prevalentemente molassica, costituita da arenarie calcaree tenere, marne arenacee, arenarie marnose, calcari marnosi, ricchissima di fauna. La colorazione è generalmente bianco-giallastra, la cementazione è media, con lenti sia più compatte sia brecciformi, particolarmente tenere (livelli inferiori a Coronedu e nella valle di Modolo).

L'altra *facies*, più francamente carbonatica, costituita da calcari marnosi, calcari bioclastico e calcarenti quarzose, con faune di scogliera (livelli superiori di Monte Alvu, Coronedu, Monte Nieddu). Presso Punta Lorio, in località Salamura, ad ovest di Tresnuraghes, e a Punta Allò, affiorano dei livelli calcarenitici compatti, talora arenacei, particolarmente ricchi in Ostreidi.

Nel settore meridionale, fino all'area di Sennariolo - Rio Mannu – Punta di Foghe, affioramenti della successione miocenica sono per lo più osservabili nelle incisioni dei *talweg* torrentizi (S. Vittoria, Rio Marafè, Rio Mannu).

### **3.6 FASI CONTINENTALI DEL PLIOCENE MEDIO**

Nel Montiferru nord-occidentale (da Punta di Foghe verso nord), nella Planargia e nel Bosano non sono stati rilevati corpi sedimentari ascrivibili a questo intervallo di tempo, molto diffusi al contrario nel Montiferru sud-occidentale e nel Sinis.

Ciò mette in evidenza differenze di assetto strutturale tra il settore settentrionale e quello meridionale della fascia di territorio in esame nel corso del Pliocene medio, tali da determinare nel primo di questi settori il prevalere di fasi di intensa attività erosiva continentale con il trasporto ed l'allontanamento dei relativi sedimenti, a cui non corrisponde alcuna fase di natura deposizionale di complessi attualmente rilevabili, presumibilmente per la mancanza di spazi di accomodamento sedimentario determinata da un particolare assetto morfo-strutturale di quelle aree all'epoca.

### **3.7 VULCANITI DEL PLIOCENE**

I prodotti vulcanici effusivi pliocenici (5 Ma, Beccaluva *et al.*, 1977) del nuovo ciclo a carattere calc-alcalino possono essere accorpatisi in due grandi gruppi, per via del differente carattere vulcanologico: quello delle vulcaniti del Montiferru e quello delle vulcaniti della piattaforma della Planargia, che mostrano generalmente *facies* differenziate nell'uno o nell'altro dei complessi, pur mostrando anche localmente identità tra le stesse *facies*; i processi di emissione e messa in posto dei due grandi gruppi di queste vulcaniti sono in pratica coevi.

Nel gruppo della Planargia la copertura basaltica è costituita dalla sovrapposizione di numerose colate laviche, con caratteri petrografici differenti. Un primo complesso, più diffuso realmente, è rappresentato dai basalti “inferiori”, olivinici, grigio-nerastri, depositi in colate alterne che spesso poggiano, oltre che sulla superficie di erosione della successione miocenica, anche sulle vulcaniti cenozoiche, soprattutto nella fascia costiera meridionale (N.ghe Tipporo, San Marco, gola del Rio Mannu, Punta di Foghe). Questi litotipi hanno una colorazione grigio-cenere molto scura, sono in genere compatti, più raramente vacuolari, con le cavità riempite da noduli fibroso-raggiati di calcite, con grana minuta e struttura porfirica tendente alla doleritica. Spesso su questa *facies* giacciono dei basalti grigio-rossastri e decisamente rossastri, bollosi, con alto grado di alterazione (sud di Punta di Foghe e fronte alto della colata nella valle del Temo).

Più all’interno, nella Planargia a sud di Tresnuraghes (Bena de Sau, Pischina Sassa, Scala Sa Pramma), affiorano le *facies* compatte ad inclusi olivinici e pirossenici, prevalentemente color grigio ferro, fino alla collina di Santa Vittoria in appoggio sulle omonime trachi-fonoliti più antiche.

Un secondo complesso è costituito dai basalti “superiori”, olivinici granulari, grigi prevalentemente diffusi nella Planargia più orientale, tra Sindia e Scano Montiferro e sui versanti occidentali di Montiferru.

### **3.8 SEDIMENTI QUATERNARI**

#### ***Pre-Olocene***

I prodotti della sedimentazione quaternaria affiorano con limitata estensione nel settore settentrionale dell’area, a nord della foce del Temo, quasi unicamente rappresentati dall’affioramento di arenarie di spiaggia ed eoliche del Pleistocene superiore, che in località Abba Drucche caratterizzano la costa per circa 100-150 m in appoggio sulle piroclastiti della serie ignimbritica superiore. Altri affioramenti minori, dal volume e dal significato stratigrafico trascurabile, sono localizzati in alcuni siti fino all’isolotto di Sa Pagliosa.

Una breve, incompleta successione di conglomerati ad elementi di dimensioni fino a pluri-decimetriche, con arenarie grosse e micro-conglomeratiche di spiaggia, con strutture di laminazione a basso angolo e sottili livelli di “*placers*” a granuli ematitici e magnetitici neri, del Pleistocene superiore, caratterizza l’estremità meridionale della spiaggia di Bosa Marina (Pedras Nieddas).

Il settore dove invece questi sedimenti assumono una particolare importanza sia come interesse stratigrafico, con continuità di sedimenti ed articolazione dei depositi, sia come fattore condizionante i processi di morfogenesi in quel tratto di costa, è quello compreso tra Santa Maria del Mare - Marina di Magomadas e Punta di Foghe. Qui si sviluppa senza soluzione di continuità, eccetto che per i tratti di spiaggia relativi allo sbocco del Riu de Giana (Porto Alabe), di Su Canal’e s’Umbra (località Tippiri), del Riu su Caddalzu (Torre di Columbargia) e per il tratto roccioso nell’intorno di Torre Ischia Ruggia, una completa successione stratigrafica costituita da arenarie eoliche pre-tirreniane, da arenarie marine e di spiaggia del Tirreniano (Pleistocene superiore), arenarie eoliche e colluvii detritico-arenacei post-tirreniani, in sovrapposizione alterna, dello spessore fino a 60 m e per una larghezza media di circa 50 m.

I sedimenti eolici sommitali talora si ispessiscono fino ad oltre 90 – 100 m s.l.m. e si estendono interessando una fascia di larghezza variabile e fino a circa 500 m

Il complesso eolico poggia talvolta tramite i sedimenti di spiaggia tirreniani, più spesso direttamente, sulle vulcaniti cenozoiche, con una terminazione superiore sub-pianeggiante che definisce in genere una superficie a morfologia concava al raccordo con il versante vulcanitico generalmente molto acclive.

Il fronte di questo complesso, che generalmente definisce una falesia o quantomeno un versante ad angolo molto elevato ( $70^\circ \sim 80^\circ$ ), consente una agevole osservazione della successione delle singole unità deposizionale delle strutture sedimentarie.

Nelle località dove la successione si mostra più completa (Tippiri, Torre Ischia Ruggia, Torrolo), si osserva alla base un'arenaria marina di spiaggia con livelli conglomeratici, ricoperta da un banco di calcare bioermale con componente detritica bioclastica e arenacea litica, riccamente fossilifero, seguito banchi di arenarie di alta spiaggia ed infine eolici con intercalati, per l'intero sviluppo verticale della successione, da lenti a varia estensione laterale di colluvii detritici e detritico-sabbiosi, raramente con contenuto in argille, più frequentemente sabbiosi-terroso-detritici, in genere mediamente addensati, pedogenizzati. Il grado di cementazione è generalmente forte nei livelli marini di spiaggia, medio fino a scarso nelle unità eoliche nella parte più alta della successione. Questo complesso rappresenta cronologicamente il ciclo eustatico marino dello stage 5 (Tirreniano) e le prime fasi della successiva regressione eustatica marina, nel corso del Pleistocene superiore al passaggio tra le condizioni climatiche globali interglaciali e glaciali.

### **Olocene**

L'Olocene è rappresentato sul tratto costiero dalle sabbie di spiaggia attuali (Porto Managu, Abba Drucche, Bosa Marina, Turas, Porto Alabe, Tippiri, Torre di Columbargia, Torrolo), dai colluvii di versante nei tratti ad acclività meno accentuata, nonché dai processi di erosione attivi nel tratto costituito soprattutto dalle falesie in arenaria.

## 4 ANALISI GEOMORFOLOGICA, DEFINIZIONE DEI PROCESSI E CENSIMENTO DEI FENOMENI FRANOSI

Il contesto geologico che caratterizza il tratto costiero interessato dalla ricerca, in settori che mostrano differenti caratterizzazioni morfologiche (coste basse rocciose, coste alte rocciose), è rappresentato da una varietà di litotipi che condizionano la morfologia costiera falesia in dipendenza della natura litologica, dei caratteri sedimentari e strutturali, dei differenti processi che controllano la morfogenesi litorale, la quale in genere determina le condizioni di instabilità delle formazioni litoidi in tale contesto.

Questo porta a non consentire l'individuazione di un unico modello interpretativo dei processi erosivi, delle modalità di manifestazione di tali processi e delle diverse velocità della loro evoluzione.

**Questo studio pertanto non intende schematizzare processi e/o dinamiche specifiche, bensì descrivere situazioni esistenti e/o processi che generalmente, sovente con medesimi meccanismi, si presentano diffusamente nel territorio considerato.**

### 4.1 FATTORI DI CONTROLLO DEI DISSESTI FRANOSI

Gli elementi che concorrono all'instabilità dei versanti presi in considerazione per l'analisi della morfogenesi costiera e della propensione al dissesto possono essere raggruppati (Carrara *et al.*, 1985; Guzzetti *et al.*, 1999), in tre diverse categorie:

- fattori esogeni, principalmente legati alle condizioni climatiche,
- fattori endogeni, strettamente connessi con i caratteri litologici delle formazioni geologiche,
- fattori fisici del territorio che modulano la risposta del territorio stesso nei confronti dell'azione dei fattori endogeni ed esogeni.

Tra questi, le variabili prese in considerazione nella possibilità di formazione di frane superficiali sono le caratteristiche litologiche, la giacitura delle formazioni geologiche in rapporto al pendio, l'esposizione, la pendenza dei versanti, l'aggressività climatica. Questi sono, infatti, i fattori che concorrono alla definizione di instabilità potenziale ovvero la vocazione delle aree ad una maggiore o minore instabilità geomorfologica:

**-Litologia e giacitura degli strati:** questi caratteri sono parsi fondamentali nelle aree ove affiorano formazioni geologiche costituite da alternanze stratificate di litotipi a caratteristiche diverse, sia di origine sedimentaria e quindi legate alla genesi delle formazioni, sia condizionate da motivi strutturali di successiva impostazione. In particolare, è importante mettere in evidenza la disposizione prevalente degli strati, per la sua importanza nel migliorare o peggiorare la stabilità del versante.

**-Assetto morfostrutturale:** la morfologia della platea sommersa antistante la falesia può rivestire una particolare importanza ai fini dell'eventuale mitigazione degli effetti fisici derivanti dalla dinamica del moto ondoso.

**-Pendenza:** l'applicazione interpretativa di questa variabile morfologica, organizzata in 5 classi da pianeggiante a molto elevata, è stata in questo caso fortemente condizionata dai morfotipi analizzati, le falesie, pertanto la frequenza di fenomeni di instabilità in relazione alla pendenza dei versanti è subordinata a questo aspetto. La distribuzione delle superfici in frana tende infatti a concentrarsi in un ben ristretto areale sulle pareti delle falesie verticali o su versanti fortemente acclivi; può essere comunque possibile, nella necessità di indagini di grande dettaglio in aree ristrette, identificare gli intervalli di pendenza in cui l'incidenza areale dei movimenti franosi è maggiormente condizionante.

**-Esposizione ed aggressività climatica:** le condizioni climatiche, in particolare l'intensità pluviometrica, rappresentano sicuramente uno dei principali fattori innescanti la morfogenesi sulle falesie. La prima variabile può avere un ruolo determinante in quanto, sia pure in mancanza di precise determinazioni di *soglie pluviometriche*, è nota l'esistenza di una stretta relazione tra:

a)-- eventi piovosi di particolare *magnitudo* (in termini di intensità e durata) e fluidificazioni di masse terrose nei contesti litostratigrafici fortemente condizionati dai depositi terrigeni superficiali; particolari condizioni morfo-litologiche possono comunque innescare su questi depositi anche distacchi di prismi.

b)-- distacco di prismi nei contesti contraddistinti da ammassi rocciosi.

**-Comportamento meccanico delle rocce:** si tratta di un fattore predisponente; esso può intervenire, nei contesti dove i caratteri geomeccanici delle formazioni litoidi siano particolarmente compromessi sia per caratteri genetici (alternanze di argille marine, scarso grado di cementazione, porosità ecc..) sia per condizionamento strutturale (diaclasi da raffreddamento nelle vulcaniti, lineazioni di origine tettonica, fessurazioni, anche conseguenti l'attività antropica).

**-Esposizione meteo-marina:** costituisce un importante fattore predisponente al dissesto, in quanto favorisce la presenza di vaporizzazioni marine saline, le quali condizionano le superfici, impedendo spesso la diffusione di adeguate coperture vegetazionali delle porzioni più superficiali, riducendo le caratteristiche litotecniche (resistenza al taglio, coesione e durevolezza) degli ammassi rocciosi.

Per quanto attiene all'assetto morfostrutturale e giacitaurale lungo l'intero settore costiero analizzato, al piede delle falesie o dei versanti sono state rilevate differenti condizioni:

1- un fondale roccioso di varia profondità: questa è la condizione di maggior esposizione alla dinamica del moto ondoso.

2- una spiaggia sottomarina, nella quale in funzione del regime ondometrico si sviluppa un vettore che definisce la morfodinamica dell'area circostante;

3- una spiaggia intertidale, che controlla l'erosione e il sovrallzo massimo dell'onda di frangimento (*run-up*) della spiaggia emersa (*backshore*); questa condizione produce un rallentamento dell'interferenza del fattore dinamico dell'ondazione e prevalgono, nella morfogenesi, i fattori intrinseci ai corpi litoidi;

4- una spiaggia emersa, che controlla la disponibilità di sedimenti e che, costituita e permanentemente strutturata per elevato *input* sedimentario derivante dall'erosione della falesia,

anche in contesti a forte esposizione protegge quest'ultima dalla dinamica marina, conferendole a volte una morfologia di "falesia morta", in particolari condizioni del contesto lito-stratigrafico.

L'analisi dei processi morfoevolutivi lungo l'intero tratto di costa ha tenuto conto degli elementi geologici di superficie acquisiti nel rilevamento, con acquisizione di informazioni di dettaglio degli elementi lito-stratigrafici. Essa è stata condotta tramite osservazioni e rilievi diretti eseguiti in tutti i singoli siti delle 22 zone individuate, con controlli areali e puntuali. L'indagine ha inoltre fornito, mediante analisi multitemporale e confronto diacronico di fotografie aeree (Copertura IGM del 1955 in scala 1:33.000, del 1967 in scala 1: 23.000, del 1987 in scala 1:33.000) e di immagini a terra, integrata da ricerche bibliografiche e soprattutto rilevamenti diretti, importanti indicazioni sulla velocità e sull'entità della morfogenesi in alcune particolari situazioni morfologiche.

Nell'analisi interpretativa sono anche state considerate le informazioni relative alle:

-- **acclività** dei versanti, preventivamente differenziate in cinque classi di pendenza e rappresentate in carta sulla base topografica della Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 (Allegato C);

-- **esposizione** dei medesimi versanti, soprattutto in relazione alla dinamica marina.

Sono emersi caratteri di vulnerabilità di differente rilevanza, dai fenomeni gravitativi in senso stretto ai fenomeni erosivi, che testimoniano in genere difficoltà di drenaggio dei terreni. Infatti, un fattore condizionante i fenomeni di dissesto in presenza di coltri superficiali eluvio-colluviali è apparso essere la scarsa permeabilità. In alcuni casi l'uso del suolo riveste un ruolo rilevante ai fini dell'innesto di fenomeni di dilavamento delle coltri superficiali.

In genere, i fenomeni di crollo da pareti rocciose rappresentano quelli comunemente più diffusi lungo le falesie costiere; tuttavia, nonostante una così ampia diffusione del fenomeno, in letteratura si trovano pochi esempi di modelli di analisi relativi a crolli e cadute massi a scala di bacino.

Anche nell'area indagata i movimenti gravitativi costituiscono la tipologia più diffusa e sono rappresentati prevalentemente da distacchi tensionali, seguiti da crolli con caduta verticale, ribaltamento, rotolamento, talora con sgretolamento del blocco.

E' emerso pertanto che, come fattore preponderante nella predisposizione al dissesto, la natura litologica ed il contesto geomorfologico e strutturale delle formazioni geologiche rivestano un ruolo determinante.

#### **4.1.1 La costa del Sinis**

Nel tratto più meridionale dell'intera costa analizzata, il morfotipo classico della falesia, con basso fondale marino al piede e talora con spiaggia antistante, appare quello più diffuso (Capo San Marco, Torre del Sevo, Su Tingiosu, S'Arena Scoada settore nord, piccola falesia di Mandriola, Capo Mannu, Promontorio di Scau 'e Sai). Le pareti delle falesie, attestate più diffusamente tra 10 e 30 m e fino a 50 m. di altezza massima, mostrano generalmente un'elevata pendenza, condizionata dalla natura litologica, dalla giacitura delle formazioni geologiche stratificate e dalle condizioni strutturali. La falesia appare, in questo caso il prodotto dell'attività morfoevolutiva con tendenza retrograda, sul substrato geologico che costituisce il piccolo *horst* del Sinis.

Sul profilo della costa, generalmente irregolare, l'attività erosiva risulta strettamente dipendente dai caratteri geologici primari delle formazioni interessate e dalle loro criticità intrinseche. A parità della dinamica marina, tali caratteri risultano determinanti nelle modalità dei cinematismi e nella velocità della tendenza retrograda della linea di costa.

Si possono distinguere due principali tipologie:

-- una relativa alle falesie a dominanza calcarea e calcareo-marnosa, con profili più netti e definiti, con manifestazioni di dissesto più facilmente prevedibili, nelle modalità ma non nei tempi, per la maggiore appariscesza degli indicatori premonitori;

-- una relativa alle falesie dominate dalle arenarie eoliche con intercalazioni terrose, molto più irregolari nello sviluppo altimetrico e dal profilo più frastagliato. Le manifestazioni di dissesto meno prevedibili soprattutto nei tempi, essendo fondamentalmente condizionate da crolli per distacco, con fenomeni improvvisi, sovente connessi a fattori meteorologici di innesco quali la pluviometria.

I tratti fisiografici dei segmenti intermedi alle predette località (Istmo di Capo San Marco, San Giovanni di Sinis, Funtana Meiga), appaiono variamente rappresentati da minor grado di verticalità e minor valore altimetrico, espressione anch'essi in stretta dipendenza dalla natura litologica primaria e dai caratteri acquisiti.

#### **4.1.2 La costa del Montiferru**

Impostate sui calcari di sedimentazione marina nel tratto più meridionale, con profilo lineare e, soprattutto, verticale in conseguenza dell'andamento della stratificazione, le falesie anche in questo settore appaiono come il risultato di una morfogenesi che si esprime con modalità intimamente connesse con i caratteri strutturali dei corpi geologici presenti. Esse infatti, con andamento più lineare rispetto alle falesie calcaree del Sinis settentrionale, manifestano due principali tipologie, soprattutto per quanto riguarda il profilo:

--parete verticale nell'alto e sviluppo di un piccolo versante molto acclive, con abbondante falda di detriti, nella porzione inferiore, in ragione del carattere più plastico e della maggiore erodibilità del complesso continentale conglomeratico-sabbioso di origine fluviale affiorante nel basso della parete; un ruolo importante è rappresentato, in taluni casi, dalla perdita di compattezza dei livelli terrigeni detritici, a causa delle emergenze idriche legate alle delle falde freatiche.

--profilo verticale per l'intera altezza, in presenza delle sole litofacies basaltiche, che dominano l'intero tratto settentrionale di questo settore di costa.

Le manifestazioni del dissesto sono anche in questo generalmente imprevedibili, pur se sufficientemente individuabili arealmente “*a priori*”. Le stesse modalità degli accadimenti, dominate dai crolli per distacco dalle pareti intensamente attraversate da diaclasie e da fessurazioni strutturali, induce ad una poco efficace possibilità di previsione, essendo le manifestazioni franose normalmente non in stretta relazione con l'attività dinamica marina ma piuttosto con le condizioni intrinseche alle masse rocciose e pertanto dipendenti, nella loro evoluzione, da una serie molteplice di fattori.

#### **4.1.3 La costa della Planargia e del Bosano**

In questo esteso settore di costa rocciosa, considerato tra le località di Punta di Foghe e Capo Marrargiu, possono essere distinti almeno quattro tipi di profilo, differenziati dal contesto morfo-litologico alquanto vario nei differenti tratti del suo sviluppo.

Nel complesso, prevale una tipologia di costa con versanti solitamente molto acclivi, talora impostati su litotipi differenti e di diversa genesi, più frequentemente caratterizzati da *facies* litologiche appartenenti alla medesima natura petrografica.

La differenziazione dei profili segue abbastanza regolarmente lo sviluppo meridiano di questo settore costiero in cui, da sud verso nord, possono essere tipicizzati i seguenti morfotipi:

--a) falesie a profilo verticale netto, per un tratto limitato poco a nord di Torre di Foghe. Tale profilo è strettamente legato all'impostazione della falesia, nel suo sviluppo verticale, sui litotipi riolitici e basaltici i cui caratteri strutturali e la cui risposta meccanica al processo erosivo ne sono responsabili.

--b) versanti con profilo a varia acclività, che riflettono la natura litologica delle formazioni affioranti nei differenti segmenti del versante: questa tipologia caratterizza il tratto di costa tra l'area di Ischia Ruggia e Santa Maria di Magomadas. Le vulcaniti riolitiche cenozoiche controllano la morfologia ad elevata acclività dei versanti, la quale interrotta nella parte bassa e quasi per intero lungo lo sviluppo meridiano, dallo sviluppo, sul paleo-versante vulcanitico, del complesso costiero pleistocenico eolico e colluvio-eluviale addossato. Questo complesso caratterizza direttamente il fronte erosivo esposto, con prevalenza di profili sub verticali o ad elevato angolo ( $70^\circ \sim 80^\circ$ ), subordinatamente con tratti di vera e propria falesia, generalmente ad andamento molto frastagliato a causa delle frequenti alternanze tra banchi di arenaria a differente grado di cementazione e livelli terrigeni limoso-detritici a basso grado di compattazione.

Le manifestazioni di crollo, solitamente condizionate dal differente grado di competenza, e di erodibilità, tra i vari banchi delle arenarie e dei livelli terrigeni, sono prevalentemente rappresentate da flessione di lastre di arenarie, con conseguente crollo verticale o lento e progressivo scivolamento lungo tratti del versante.

--c) versanti con profilo articolato e condizionato dall'affioramento delle differenti *facies* delle pirolastri cenozoiche a differenti quote sul versante. L'inclinazione dei versanti nel complesso ricade in classi di elevata acclività, intorno a  $60^\circ \sim 70^\circ$ , intervallate da profili verticali, anche di notevole altezza, come nel caso del rilievo tabulare di Sa Sea, immediatamente a nord della foce del fiume Temo. Tale differenza, anche in questo caso, è in funzione dell'alterna successione verticale delle *facies* piroclastiche tufacee pomiceo-cineritiche, ricche di inclusi litici di diversa natura e dimensione e di quelle a tessitura più fine ed omogenea, fortemente rinsaldate. Queste litofacies conferiscono al settore costiero la tipica morfologia tabulare, con cornici alte e falesie a scarpata verticale.

--d) versanti a profilo tendenzialmente regolare ed elevata inclinazione ( $65^\circ \sim 80^\circ$ ), sui quali sono quasi totalmente assenti fenomeni di dissesto. Questo carattere riguarda il settore più settentrionale della costa analizzata, nel tratto compreso tra Tentizzos, poco a nord di Torre Argentina, e Cala Ittiri, poco a nord di Capo Marrargiu. L'attività morfogenetica secondo i processi ed i parametri fin qui osservati e descritti, qui quasi totalmente inattiva, risulta essere controllata dai caratteri litologici e dalle condizioni strutturali (giaciture, carattere di forte coesione e saldatura) delle vulcaniti che occupano il fronte costiero esposto, rappresentate da lave porfiriche massive, talora in cupole e dicchi, appartenenti alla serie andesitica inferiore oligo-miocenica.

I rilievi geologici di terreno e l'analisi dei processi morfoevolutivi in atto hanno mostrato un carattere ricorrente, rappresentato dallo stretto condizionamento della variabilità morfologica lungo lo sviluppo costiero dalla costituzione litologica dei litotipi interessati e dalle loro condizioni strutturali.

Percorrendo da sud a nord il tratto di costa interessato dalla ricerca, si osserva infatti che l'alternanza delle formazioni litoidi (basalti, arenarie, calcari, ignimbriti e prodotti associati) guida la variabilità nelle forme e nei processi morfoevolutivi che attualmente caratterizzano il fronte costiero e che, inoltre, appaiono anche molto differenti seppure in relazione allo stesso litotipo, e per questo suscettibili di manifestazioni di dissesto in maniera differente.

## **4.2 CENSIMENTO DEI SITI CON DISSESTI FRANOSI**

Vengono descritti i modelli geologici dei principali processi attivi presenti lungo i tratti di costa alta, da sud verso nord:

- Il promontorio e l'istmo di Capo San Marco (Cabras)
- le pareti rocciose di San Giovanni di Sinis - Funtana Meiga (Cabras)
- Le falesie di Su Tingiosu (Riola Sardo)
- Su Cuccuru Mannu - (Riola Sardo- San Vero Milis)
- S'Arena Scoada (San vero Milis)
- Mandriola – Capo Mannu (San Vero Milis)
- Il promontorio di Scau' e Sai (San Vero Milis)
- S'Archittu – Santa Caterina di Pittinuri (Cuglieri)
- Le falesie di Su Coduleddu - Capo Nieddu – Punta di Foghe (Cuglieri)
- Le falesie tra Punta di Foghe e Ischia Ruggia (Tresnuraghes)
- Le falesie tra Sa Corona Niedda e Porto Alabe (Tresnuraghes)
- Porto Alabe - di Santa Maria del Mare (Magomadas)
- La costa del Bosano: Punta Lumenera, il versante di Monte Furru,  
le falesie di Sa Sea, le coste alte di Abba Drucche, Cumpolitu – Torre Argentina
- Le coste alte di Capo Marrargiu.

### **4.2.1 Stratigrafia e principali processi di morfogenesi**

#### **4.2.1.1 Il promontorio di Capo San Marco**

Il promontorio di Capo San Marco è costituito da colate basaltiche dallo spessore massimo di circa 30 m nella parte più meridionale, che costituiscono una falesia per l'intero tratto occidentale del promontorio. Nel tratto centro-settentrionale la copertura basaltica poggia, tramite un colluvio argilloso-detritico fortemente arrossato, sulla successione sedimentaria marina del Pliocene inferiore (Pecorini, 1972), e con appoggio in discordanza angolare sulle marne e sui calcari marnosi appartenenti alla Formazione di Capo San Marco della successione messiniana del Sinis. Sulla parete della falesia esposta ad ovest si osservano strutture da faglie con

inclinazione di 40°- 50° ed immersione verso N.

Una descrizione sintetica della successione pliocenica (Figura 1) mostra, dalla base:

- 1) grossi blocchi di calcari messiniani, ben stratificati, con giacitura inclinata di circa 50° verso nord, nella parte più settentrionale della sezione;
- 2) brecce trasgressive a grossi frammenti di calcari messiniani;
- 3) arenarie calcaree debolmente cementate, argille siltoso-marnose, fossilifere, localmente con frammenti spigolosi di calcari messiniani;
- 4) arenarie siltoso-argillose giallastre e grigio-chiaro, con intercalazioni argilloso-marnose, riccamente fossilifere;
- 5) calcari giallo-rossastri arenacei debolmente argillosi, fossiliferi.

La successione, con giacitura debolmente inclinata verso sud, è a contatto per faglia con la Formazione di Capo San Marco verso nord.

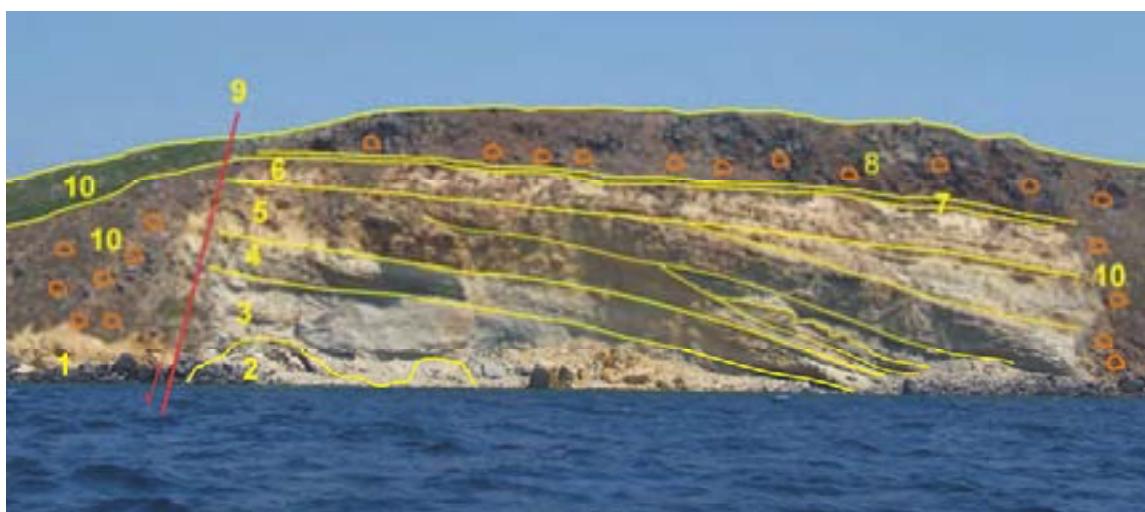


Figura 1 – schema dei rapporti stratigrafici osservabili sulla falesia di Capo San Marco:

1)-sedimenti pliocenici ribassati per faglia; 7)-colluvio detritico-argilloso pre-basaltico; 8)-copertura basaltica in più episodi, con facies massive e scoriacee; 9)-faglia, evidenziata dai rapporti stratigrafici e dalla breccia di frizione; 10)-detrito di versante, con grossi blocchi basaltici

Il differente grado di competenza dei litotipi pliocenici è evidenziato da erosione selettiva che si manifesta secondo direzioni di giacitura dei differenti strati. Sulla parete della falesia, in particolare sui termini arenacei, evidenti fessurazioni e giunti ad andamento parallelo alla parete della falesia individuano dei blocchi di varia dimensione predisposti a crollo.

Un evento franoso che ha coinvolto grossi volumi di roccia, delineando una nicchia di distacco di circa 10 m di altezza, è avvenuto tra l'estate del 2005 e l'estate del 2006, con cinematismo di crollo per collasso e rotolamento di blocchi (Figura 2).



Figura 2 - Falesia di Capo San Marco nell'estate 2005 e nell'estate 2006, con evidenza della nicchia di distacco della frana



La parete della falesia è particolarmente ripida, con una inclinazione di circa 85°. Sulla sua superficie sono distinte, per via dell' erosione selettiva, le bancate che rappresentano le alternanze deposizionali. Sul fronte esposto della successione sedimentaria non sono rilevabili importanti piani di discontinuità, la stratificazione segue un andamento piano-parallelo. Il grado di cementazione, pur variabile nei differenti strati calcareo-arenaceo-marnosi e marnoso-argillosi appare medio, localmente debole.

Sul fronte della nicchia delineata dai crolli delle avvenuti di recente appaiono invece evidenti delle superfici di discontinuità ad andamento verticale, individuate da dei giunti beanti, larghe fino a 3-5 cm e con superficie rugosa, e individuano dei grossi blocchi in equilibrio precario. Non è stato possibile rilevare ai fini statistici con completezza eventuali direzioni ed orientazione di tali strutture.

I basalti mostrano sia una struttura massiva, sia una struttura scoriacea, bollosa, con zone ricche di vacuoli (amigdale) riempiti talvolta da zeoliti o carbonati (più frequentemente). La loro intensa fessurazione, la cui spaziatura è originariamente in relazione con le modalità di raffreddamento determina una frammentazione in blocchi eterometrici, con grado di staticità differente, in funzione anche della diversa densità apparente, tra blocchi massivi e blocchi scoriacei. Solo in alcuni punti del fronte della falesia, particolarmente nella parte bassa, è localmente conservata una struttura colonnare e/o prismatica quasi verticale. L'intensa fessurazione determina sul fronte della falesia il ricorrente crollo di blocchi, con rotolamento sul versante o con caduta diretta al piede della falesia.

Il “plateau” basaltico ricopre alla base un deposito colluviale sabbioso-argilloso di origine continentale di colore rosso intenso (Figura 3). Questi depositi continentali vengono descritti in bibliografia come “paleosuoli”, con una attribuzione genetica in molto casi arbitraria. Il colluvio è continuo al di sotto della copertura basaltica e localmente il suo grado di erodibilità sembra contribuire alla destabilizzazione delle porzioni di roccia sovrastanti, anche in virtù della intensa fatturazione di quest’ultima.

Il complesso sistema di faglie che interessa il promontorio ha determinato il rilassamento progressivo di alcuni estesi blocchi di vulcanite, separati da trincee profonde fino a circa 8-10 m, parzialmente colmate da detriti derivanti dai crolli nel materiale basaltico (Figura 4). Tale struttura, quiescente dal punto di vista tettonico, è stata riattivata da un movimento franoso favorito dal comportamento plastico del colluvio detritico-argilloso sottostante, in grado di determinarne un movimento complessivo con cinematismo di scivolamento ed espansione laterale.

Le giaciture dei giunti e delle discontinuità non paiono rapportabili alle direzioni tettoniche individuate dalle faglie dirette che interessano il promontorio di Capo San Marco, ben evidenziate sia dai rapporti di giacitura e di contatto tra le varie unità, sia dalla sua attuale strutturazione morfologica. Dagli elementi rilevati successivamente all'episodio di frana registrato nel 2005/2006, si rileva che le modalità della morfogenesi sull'unità sedimentaria pliocenica si manifestano tendenzialmente mediante modalità di distacco e di crollo, favoriti anche dalle condizioni di assenza di cementazione e dalla tessitura caotica dei livelli di brecce e di argille siltoso-marnose dell'unità basale della successione. Quest'ultima inoltre è interessata da intensa erosione ad opera della dinamica marina, con incisione di un ampio solco di battente, che costituisce, insieme all'assenza di coesione tra i blocchi, un fattore predisponente per il verificarsi di fenomeni di crollo per scalzamento alla base.

Figura 3 - parete della massa basaltica intensamente fratturata, poggiante tramite il colluvio detritico arrossato sul top della successione marina pliocenica



Figura 4 – depressioni tra estesi blocchi ribassati a gradinata sul fronte occidentale del promontorio, con crolli per ribaltamento di grossi blocchi basaltici

Il trend evolutivo della falesia appare ovviamente di tipo retrogressivo, ripetutamente innescato nel corso del Quaternario dall'attività erosiva della dinamica marina esercitata al livello eustatico attuale o poco superiore, nel corso di ripetuti momenti di *high stand system tracts* - stazionamento alto del livello marino-, al culmine delle fasi trasgressive marine (“Tirreniano”, Pleistocene superiore; “Ioniano” *sensu lato*, Pleistocene medio).

Tali considerazioni sono supportate dalla diffusa presenza, su ampi tratti del fondale nel settore di mare antistante il promontorio, fino ad oltre 250 m di distanza dalla costa, circa 6/8 m di profondità, di grossi blocchi basaltici con dimensioni fino a qualche metro. Si presume che essi rappresentino in quella posizione, data la impossibilità di loro dislocazioni in ambiente sottomarino, dei depositi relitti derivati da fenomeni di crollo pregressi, avvenuti nel corso delle sopradette ripetute fasi di stazionamento alto del livello marino, a spese di una costa rocciosa presumibilmente simile all'attuale e maggiormente estesa verso ovest.

In tale ipotesi, un riferimento cronologico sulla velocità del processo retrogressivo della falesia rimane ovviamente inquadrabile all'interno dell'intervallo inizio del Pleistocene medio - Attuale (circa 900.000 anni).

#### **4.2.1.2 Il versante nord-occidentale del promontorio di Capo San Marco**

Questo lato del promontorio si sviluppa da circa 25 m di altezza verso nord-ovest, con inclinazione dei vari segmenti variabile tra 5° e 45°. Esso è costituito da una successione stratigrafica che dal basso mostra:

- alternanze di argille e marne della parte bassa della Formazione di Capo S. Marco, con giacitura sub-orizzontale
- colluvio detritico-argilloso fortemente arrossato e con noduli carbonatici
- arenarie eoliche medie quarzoso-bioclastiche, di età Pleistocene medio?- superiore.

Il complesso delle arenarie, costituito da vari episodi di accrescimento verticale, con variazioni di angolo tra i set per riattivazione deposizionale, affiora con un fronte di direzione 4° - 6° N, immersione N 94°-96° E ed inclinazione compresa tra 10°-15°. Le arenarie, laminate in set paralleli e/ cuneiformi, a medio angolo, con valori dimensionali dei granuli compresi entro l'intervallo delle arenarie medie e medio-fini, hanno un grado di cementazione leggermente variabile.

Sul corpo delle arenarie eoliche, un'area cimiteriale appartenente al complesso archeologico di Tharros si sviluppa su uno spessore fino a 10 m, con andamento irregolare.

In quest'area, evidenti movimenti in massa interessano sia le argille e le marne sia le arenarie, manifestandosi con modalità ed effetti diversi. Tale situazione mostra due differenti aspetti, che infine convergono a giustificare nel complesso la morfogenesi in atto ed i conseguenti fenomeni franosi.

L'unità argilloso-marnosa è interessata da un processo di lento movimento verso il basso, per effetto della gravità e sotto l'influenza dell'alterno stato di saturazione d'acqua, che tendono a metterne in risalto le spiccate caratteristiche di plasticità.

I cinematismi che interessano l'intero versante nord-occidentale coinvolgono in misura differente le varie porzioni dello stesso, che lungo la sezione normale al suo sviluppo laterale mostra una morfologia a gradoni, anche in contropendenza, con lo sviluppo di ampie fasce in

depressione. Tale assetto è presumibilmente condizionato dalla irregolarità e dall' intermittenza del movimento verso il basso, forse in dipendenza di una differente componente traslativa presumibilmente attivata da superfici di scivolamento, anche con la coalescenza di masse con differente movimento, a carico delle argille e delle marne che si alternano nella sub-unità basale miocenica della Formazione di Capo San Marco. I grossi pacchi di strati della sub-unità dei calcari della medesima Formazione, dislocati a differenti quote topografiche lungo il versante (Figure. 5 a,b,c,d) testimoniano dell'entità di tale cinematismo e della sua pur estremamente lenta continuità nel tempo.



Figura 5 a – Versante nord-occidentale del promontorio, con morfologia a gradoni; in primo piano strati di calcari trascorsi con le argille.



Figura 5 b – blocchi di basalto rotolati sul versante, su cui si osserva una fascia che si estende in contropendenza.

Figura 5 c – Calcarei, blocchi basaltici e argille affioranti sul versante



Figura 5 d – particolare di testate di strati calcarei in traslazione dentro le argille



Tale dinamica coinvolge anche numerosi blocchi di basalto provenienti, per crollo e rotolamento, dalla cornice superiore del pianoro. La loro presenza sull'intera superficie irregolare del versante, fino all'attuale livello della spiaggia fornisce elementi, come si vedrà più avanti (Istmo di Capo San Marco), per comprendere ed ipotizzare una attribuzione cronologica all'evoluzione di tali processi e conseguentemente di comprenderne la velocità dell'evoluzione morfogenetica in quest'area.

Il comportamento dell'unità argillosa influisce anche sul limite superiore del versante, alla superficie di contatto con il sovrastante corpo delle arenarie che, a quota gradualmente più elevata verso sud, giacciono inizialmente sulle le argille e sulle marne basali, successivamente e per breve tratto sui calcari marnosi della medesima formazione messiniana ed infine sul colluvio detritico che ricopre i litotipi messiniani.

Sia il complesso argilloso-marnoso sia quello calcareo, qui assai poco spesso, sia la copertura detritica colluviale mostrano, seppur nella loro diversità litologica, un medesimo comportamento plastico. In conseguenza di ciò l'intero complesso delle arenarie, che

rappresenta un litotipo rigido, appare interessato da numerose fratture ad andamento verticale e/o poco inclinato, a tratti anche guidato dalle numerose strutture archeologiche di tipo funerario scavate nell'interno del corpo delle arenarie (Figura 6).

Sul complesso arenaceo pertanto, anche in ragione della eterogeneità dimensionale di alcuni suoi livelli, del differente grado di cementazione tra questi e dell'inclinazione dei set di accrezione, la fatturazione si accentua secondo un sistema dalle geometrie complesse e



Figura 6 - corpo di frana da crollo, con ribaltamento e rotolamento, del complesso delle arenarie in facies eolica del Pleistoceniche.

determina l'isolamento di numerosi blocchi potenzialmente instabili e di dimensioni differenti.

Si distinguono giunti naturali e superfici delle camere tombali, ed il loro reticolo è in grado di isolare blocchi di varia dimensione, potenzialmente instabili.

Al contatto tra il limite superiore delle argille e la base delle arenarie si produce lo scalzamento, che favorisce l'incremento delle spaziature delle discontinuità, fino innescare i movimenti di collasso, di crollo per ribaltamento dei blocchi isolati, con una energia dinamica tendente al rotolamento verso il piede del versante (Figure 7 a, b).



Figura 7 a – fratture, laminazioni primarie e tagli artificiali sulle arenarie eoliche.



Figura 7 b – scalzamento alla base del complesso delle arenarie, a carico delle marne e argille messiniane.

#### 4.2.2 Processi di morfogenesi sull’Istmo di Capo San Marco

L’istmo che collega l’area di San Giovanni di Sinis al Promontorio di Capo San Marco è costituito dalla sequenza della “Formazione di Capo San Marco” che mostra alternanze di argille e marne sottilmente stratificate con giacitura sub-orizzontale, appartenenti alla parte bassa della suddetta Formazione. Sulla superficie dell’istmo, al di sopra di un colluvio fortemente arrossato ed intensamente interessato da concrezioni carbonatiche, osservabile solo localmente, poggiano delle arenarie eoliche quarzoso-bioclastiche del Pleistocene superiore (Figura 8).



Figura 8 – Istmo di Capo San Marco

La sequenza messiniana, composta da litotipi molto ben addensati, costituisce una parete con angolo di inclinazione di circa  $70^\circ \sim 75^\circ$  ed altezza media di 4-5 m nella parte settentrionale e di circa 10 m nella parte più meridionale. L’istmo, verso ovest, è suddiviso in tre insenature intervallate da due grossi spuntoni rocciosi costituiti dall’accumulo di grossi blocchi di basalto e di arenaria.

Nell’insenatura più meridionale, ove il fronte della scarpata è sviluppata in altezza, sono evidenti le conseguenze dell’ alternarsi delle condizioni di disseccamento e di saturazione in acqua della porzione più superficiale dei livelli argillosi esposti sulla parete, dovuti alla piovosità. Le fasi del disseccamento sono evidenziate da fessure di contrazione fino a 4 cm di apertura, con profondità fino ad oltre il decimetro (Figura 9).



Figura 9 – effetti del disseccamento sulle argille

Questo processo si sviluppa sull'intero fronte della parete, in misura più marcata sugli strati caratterizzati da maggior contenuto in argilla, innescando episodici franamenti per distacco di porzioni di sedimento, con accumulo al piede della scarpata.

#### **4.2.2.1 Rilievi strumentali**

Misurazioni speditive su base topografica sono state eseguite ad intervalli trimestrali, tra il settembre del 2006 e il dicembre del 2007, e nel settembre e dicembre 2008, nella porzione medio-alta della parete, in particolare ove affiorano i livelli più ricchi in argilla. Le misure sono state eseguite nel tentativo di verificare l'esistenza di eventuali movimenti e di osservare se l'eventuale cinematismo interessi le sole porzioni corticali della parete, o se tali manifestazioni siano dipendenti anche da una componente roto-traslativa negli strati marnoso-argillosi, con superfici di scivolamento profonde ed anche con la coalescenza di slittamenti differenziali tra le argille e le marne che si alternano nella sequenza.

Individuata una stazione di osservazione su cui effettuare delle misure strumentali è stato infissa entro la parete di un livello di marne argillose, per la profondità di 1 m, un'asta metallica sulla cui estremità veniva applicato il prisma riflettente (Figura 10). La scelta dell'inserimento dell'asta in profondità doveva soddisfare l'ipotesi che gli eventuali movimenti interessassero effettivamente anche le parti più profonde della struttura, innescate in particolari condizioni idrologiche anche dal carico delle arenarie pleistoceniche, che gravano sulle sottostanti argille messiniane.

Differentemente, l'inserimento dell'asta per qualche decimetro avrebbe presumibilmente risentito dell'instabilità dovuta alle alterne condizioni di umidità dei sedimenti più superficiali, e/o possibilmente dei periodici fenomeni di distacco di piccole porzioni di sedimenti dalla parte corticale del versante, con conseguente rotolamento verso il basso



Figura 10 – in rosso, l'asta utilizzata per le misure, infissa sul livello sommitale ricco in argilla Il basso stratigrafico è in marne arenacee, l'asta è infissa nel livello argilloso, in alto i banchi di arenarie pleistoceniche

sulla parte alta della spiaggia, complicando in tal modo la linearità dei rilievi strumentali.

Le misurazioni hanno riguardato letture d'angolo relative ad eventuali significative variazioni nello spazio da parte dell'estremità esposta dell'asta, temporaneamente dotata di un prisma riflettente battuto da una stazione totale, conseguenti alle eventuali manifestazioni cinematiche nella struttura dell'istmo.

Lo strumento rilevatore ha fatto stazione su un centrino del tipo "GPS D" fissato (Università di Cagliari, Facoltà di Ingegneria, Dipartimento di Ingegneria Strutturale) su un potente banco di arenaria affiorante ubicata nei pressi della Torre di San Giovanni di Sinis, tra la scarpata prospiciente la spiaggia e la carrauccia che porta al faro di Capo San Marco (Figura 11).



Figura 11 – posizionamento degli strumenti di misura per le letture angolari

Il centrino su cui ha fatto stazione lo strumento di lettura ha coordinate:

**Roma 40**

**Geografiche: latitudine 39° 52' 17.110" / longitudine 04° 00' 46.783"**

**Piane (Gauss-Boaga): N 4413712.07 / E 1452050.12**

**Quota ort. 24,92**

**WGS84**

**Geografiche: latitudine 39° 52' 19.343 / longitudine 08° 26' 20.249"**

**Piane (UTM-WGS84): N 4413705.62 / E 452020.22**

**Quota elliss. 70,95**

Le misure sono state effettuate da un tecnico topografo rilevatore con l'utilizzo di uno strumento Sokkisha sdm 3 fg, con la precisione angolare 10". La media dei valori di 10 letture ripetute per ciascuno degli otto rilievi effettuati ha dato i valori illustrati nella tabella che segue:

Distanza inclinata	Angolo verticale	Distanza ridotta	Data rilievo	H strumentale 1,54 mt.
465,330	102,6199	464,936	19/09/2006	//
465,325	102,6073	464,935	15/12/2006	//
465,322	102,6071	464,932	15/03/2007	//
465,318	102,6069	464,928	14/06/2007	//
465,334	102,6078	464,944	20/09/2007	//
465,328	102,6075	464,938	19/12/2007	//
465,323	102,6072	464,933	17/09/2008	//
465,326	102,6072	464,936	18/12/2008	//
Strumento utilizzato: Sokkisha sdm 3 fg con precisione angolare di 10"				

### **Interpretazione dei dati strumentali**

La variazione dei valori ottenuti nelle otto misurazioni appare minima, pur considerando l'inevitabile imprecisione di valore stimato di qualche millimetro nel riposizionamento del prisma riflettente per effettuare ogni serie di letture.

Per le modalità di esecuzione e le imprecisioni determinate dal metodo, seppur contenute in valori minimi ma comunque non rigorosamente rispondenti al requisito della precisione normalmente richiesta in tali prove sperimentali, tale sperimentazione non può essere certamente considerata un vero e proprio monitoraggio.

Tuttavia, riguardo alle ipotesi interpretative che hanno suggerito l'acquisizione di tali dati, l'omogeneità delle misure ottenute fornisce utili indicazioni che consentono di formulare alcuni aspetti dei processi sia in atto sia pregressi. Si possono cogliere di tale situazione differenti aspetti, che si ritiene possano giustificare nel complesso la morfogenesi in atto sull'Istmo di Capo San Marco ed i conseguenti cinematismi.

La costanza delle misure consente di affermare la sostanziale stabilità della massa marnoso-argillosa costituente l'istmo nell'area del posizionamento del miraglio e l'assenza di movimenti che possano averne alterato la posizione (inclinazione) sul fronte della scarpata, escludendo quindi che siano in atto o impostati scivolamenti roto-traslativi.

In tal senso concorda l'andamento delle geometrie deposizionali lungo l'intero fronte della scarpata, dove la stratificazione delle sottili laminazioni piano-parallele nelle alternanze marnose e marnoso-argillose appare del tutto lineare, regolare nell'accrescione verticale e lateralmente continua, testimoniando quindi la totale assenza di disturbi derivanti da eventuali movimenti di massa interni alla struttura, lungo eventuali piani di scivolamento e/o rotazionali. Anche l'incertezza sulla effettiva oggettività dell'osservazione strumentale legata alla sua durata, oltre che al carattere speditivo del metodo applicato, può essere mitigata dai dati dei rilievi stratigrafici di terreno.

In assenza di qualsiasi indizio di movimenti in massa, i processi in atto, prevalentemente determinati dall'alterna contrazione ed espansione innescate dalle condizioni meteorologiche dall'inumidimento e dei sedimenti argilloso-marnosi, che tendono a metterne in risalto le spiccate caratteristiche di plasticità, sembrano interessare la porzione superficiale del fronte esposto dell'affioramento e fino a qualche decimetro di profondità, come testimoniano le fessure beanti che si osservano sulla parete nel periodo estivo.

L'alternarsi di tali condizioni ed infine la perdita di stabilità di masse di non rilevanti dimensioni, isolate dal reticolo di fessurazioni per disseccamento, ne determina il rotolamento e/o lo scivolamento lento di singole porzioni, o un più generale soliflusso e reptazione verso il basso di sedimenti, oltre a incisioni da ruscellamento (*rill erosion*) manifeste sul versante con forme calanchive (Figure 10, 12).



Figura 12 – Limite di appoggio di blocchi di arenarie (linea gialla) sull’orlo della parete, frequenti incisioni calanchive (rill erosion) e piccoli coni di accumulo lungo il fronte della parete dell’istmo.

Pertanto l’evoluzione morfogenetica dell’istmo di Capo San Marco pare essere principalmente rappresentata da una lenta, graduale erosione retrograda, la cui espressione fisica è evidenziata dall’andamento sinuoso del suo sviluppo lineare, determinato dalla presenza di blocchi basaltici e di arenaria nella parte media, che disegnano dei piccoli promontori rocciosi sulla spiaggia antistante.

Fenomeni di tipo gravitativo più rilevanti, quali il rotolamento improvviso sul fonte della parete dell’istmo, che costituiscono un elemento di pericolosità e rappresentano occasionali condizioni di rischio, possono essere innescati dalla presenza di grossi blocchi di arenaria, in posizione aggettante lungo il ciglio sommitale della parete (o nicchia di scarpata), per effetto del carico esercitato dai blocchi di arenaria poggianti sia direttamente sulla argille messiniane, sia sulle coperture detritico-arenacee colluviali a comportamento plastico per contenuto in argille e carbonati teneri prodotti da alterazione, (Figure 12, 13 ).



Figura 13 – Blocchi di arenaria a gettante, sulle coperture colluviali alterate e sulle argille.

#### 4.2.2.2 Età dei fenomeni di morfogenesi

La presenza di blocchi di basalto e di arenaria che delimitano la parete dell’istmo e la spiaggia antistante consente di fare delle considerazioni sulla natura dei cinematismi che hanno interessato l’istmo nel tempo e sull’età di evoluzione della morfogenesi che ha prodotto l’assetto attuale.

Soprattutto la presenza nel tratto mediano della spiaggia dei blocchi di basalto può testimoniare delle modalità ed i tempi dei processi di morfogenesi, ipotizzandone una loro continua progressiva dislocazione sulla superficie di un preesistente più esteso versante, impostato sulle unità argillose della sequenza messiniana, provenendo per distacco, traslazione e/o rotolamento dalla cornice del pianoro del Capo S. Marco. La presenza di conglomerati ed arenarie fossilifere attribuibili alla trasgressione marina del Pleistocene superiore (Tirreniano, stage isotopico MIS 5) su alcuni blocchi di basalto poggiati sulla spiaggia (Fig. 14 a) ne data il raggiungimento dell'attuale posizione al centro dell'istmo, consentendo di dedurne una età pre-tirreniana, cioè pre - 130.000 anni B.P. Anche alcuni banchi di arenarie eoliche di età tardotirreniana, originariamente depositesi sull'attuale superficie dell'istmo, occupano le aree dei piccoli promontori rocciosi per via della loro traslazione lenta sulle argille messiniane (Fig. 14 b).

La presenza di questi due litotipi competenti (basalto e arenaria) ha condizionato l'evoluzione morfogenetica con le modalità sopra descritte, determinando il modellamento selettivo della linea di costa, con la tendenza ad una lenta erosione retrograda, che ha subito un incremento ad iniziare dal raggiungimento del livello marino attuale in conseguenza alla risalita eustatica nel corso dell'Olocene (figura 15).



Figura 14 a – Blocchi di basalto su un piccolo promontorio lungo l'istmo, con placche di arenarie conglomeratiche del Tirreniano (Pleistocene superiore)

Figura 14 b – blocchi di arenaria traslati sulle marne argillose, con reazione plastica dei carbonati prodotti dall'alterazione di età pleistocenica, e l'arenaria eolica del Tirreniano





Figura 15 – linea di costa a spuntoni rocciosi e *pocket beaches*, determinate dalla presenza di piccoli promontori costituiti da blocchi di basalto e di arenarie pleistoceniche al livello dell'attuale dinamica di spiaggia

Sul versante a media acclività del piccolo rilievo che ospita la Torre di San Giovanni di Sinis appare evidente l'interferenza ed il condizionamento da parte del fattore litologico, in particolare per la presenza, nella parte bassa del versante, della sub-unità argilloso-marnosa del Messiniano che caratterizza la base della Formazione di Capo San Marco e che, con la pur estremamente lenta evoluzione morfogenetica gioca certamente un ruolo determinante nelle condizioni di instabilità delle unità litologiche sovrastanti.

Sono interessate ai fenomeni di instabilità, oltre che i basalti e le unità marnoso-arenacee, anche il complesso eolico di arenarie pleistoceniche in particolare disposte sull'istmo tra il Capo S.Marco e la Torre di San Giovanni.

#### **4.2.3 Stratigrafia e principali processi di morfogenesi sulla costa di San Giovanni di Sinis – Funtana Meiga**

##### **4.2.3.1 San Giovanni di Sinis**

Il settore costiero di San Giovanni di Sinis – Funtana Meiga è caratterizzato dalla presenza di una successione di corpi sedimentari stratificati del Pleistocene medio-superiore, in appoggio su basamento costituito dalle argille marnoso-siltose appartenenti alla Formazione di Capo San Marco.

La successione affiora lungo questo tratto di costa per circa 3 km; la parte meridionale di questa successione (San Giovanni di Sinis) è costituita da arenarie di spiaggia sommersa ed emersa che rappresentano tre complessi marini di ambiente di transizione a bassa energia alternati a due complessi continentali. La parte settentrionale (Funtana Meiga) mostra in affioramento un complesso continentale in prevalenza olocenico (Carboni & Lecca, 1985).

La successione affiorante a San Giovanni di Sinis (Figura 16) mostra da nord verso sud

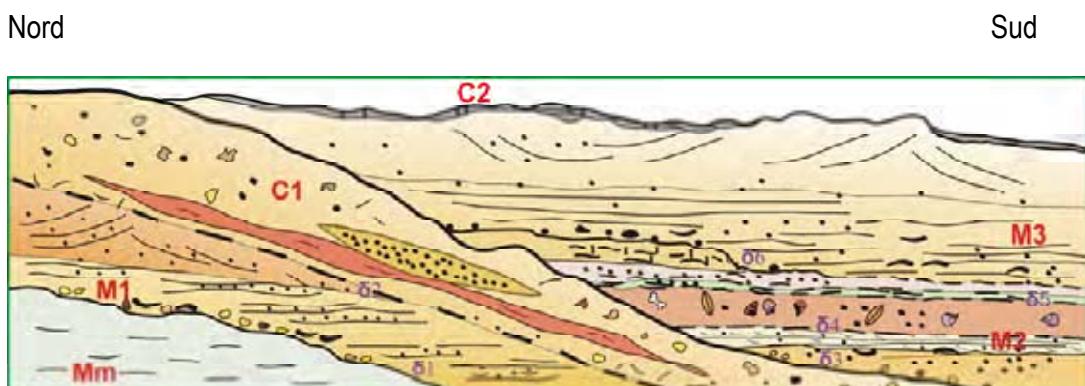


Figura 16 – schema stratigrafico delle unità continentali e marine di spiaggia affioranti a San Giovanni di Sinis. Mm- marne argillose messiniane; M1- sequenza deposizionale di spiaggia del Pleistocene medio, trasgressiva su marne del Messiniano; C1.- complesso continentale pre-tirreniano; M2 e M3- sequenze deposizionali di spiaggia del Tirreniano; C2 – superficie erosiva e croste carbonatiche post tirreniane-oloceniche; δ – superfici erosive e/o discontinuità sedimentarie. (Da : Lecca & Carboni 2007, modificata)

una prima sequenza di spiaggia M1 (Figura 17) poggiante in discordanza stratigrafica su argille messiniane costituita dal basso da:



Figura 17 – sequenza marina M1 – San Giovanni di Sinis settore nord

-arenarie quarzoso-bioclastiche fossilifere di spiaggia con alla base un livello conglomeratico anch'esso fossilifere;

-arenarie di spiaggia emersa, a stratificazione piano-parallela, ben cementate, con impronte di dissoluzione di gusci di Bivalvi e fenomeni di ricircolazione di carbonati;

-arenarie di alta spiaggia, non stratificate, con strutture da erosione eolica di direzione N 30° W, ed arenarie eoliche di duna non stratificate, anch'esse con strutture di erosione (N 65° W) nella sola parte inferiore.

Questa prima sequenza è limitata verso l'alto da una superficie di erosione sulla quale si sviluppa una sequenza continentale C1 (Figura 18), costituita dal basso da:

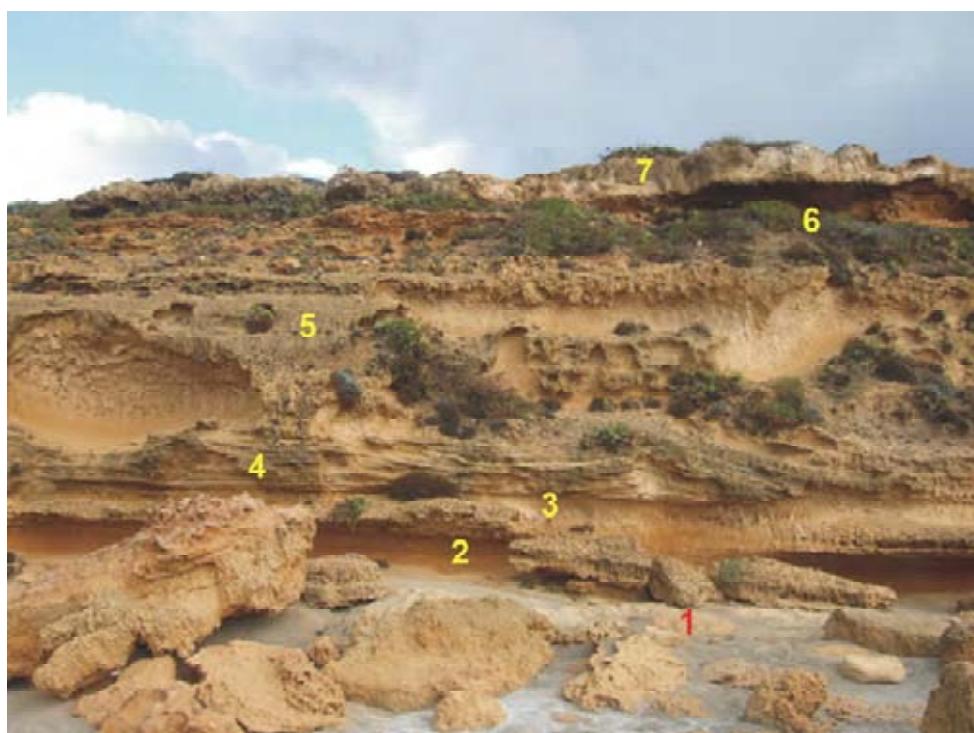


Figura 18 – Complesso continentale pre-tirreniano C1

- 1, banco arenaceo biancastro ad alta componente quarzosa e cemento carbonatico, con resti di gasteropodi polmonati, interpretabile come un deposito dunare; in questo livello fu segnalata la presenza di molari di Elefante nano (Maxia & Pecorini, 1968);
- 2, livello continuo di silt quarzoso debolmente addensato, fortemente arrossato;
- 3, livelli terroso-argillosi bruno-chiaro, localmente intercalati a lenti di sabbie fini rossastre debolmente addensate e di arenarie ad elevato contenuto terrigeno;
- 4, arenarie eoliche medie, con laminazioni a basso angolo, debolmente cementate;
- 5, colluvio detritico arenaceo-quarzoso-feldspatico, con clasti poco elaborati e sovente eolizzati, stratificato nella parte basale, contenente frammenti ossei di Cervidi, dello spessore fino a 4-5 metri, localmente con vario grado di cementazione;
- 6, colluvio sabbioso fine argilloso, bruno-rossiccio, con granuli di quarzo, limitato superiormente da crostoni carbonatici da evaporazione e precipitazione chimica;
- 7, arenaria eolica di duna della successiva sequenza marina.

Più a sud, nella località “Tombe Romane”, la successione stratigrafica mostra una seconda sequenza marina (M2) discordante sul complesso continentale precedente (Figure 19, 20).



Figura 19 – Località “Tombe Romane”, sequenza stratigrafica del Tirreniano, ubicazione Log

In questa sequenza le *facies* deposizionali, sia sovrapposte che in eteropia, testimoniano l'avvicendarsi di temporanee variazioni del livello eustatico del valore di qualche metro, responsabili dell'alterno instaurarsi di ambienti sedimentari di spiaggia sia interditale che emersa di bassa energia e di ambienti lagunari, caratterizzati da un'ampia tipologia di *lithofacies* e/o *biofacies*.

Le *facies* di spiaggia (M2a) sono rappresentate da arenarie medie bioclastiche e quarzose, talora con livelli conglomeratici riccamente fossiliferi, (M2b) in genere a cementazione media, a volte tenera; la componente bioclastica e quella quarzosa si alternano, conferendo alle differenti bancate un diverso grado di cementazione, che comunque appare generalmente medio.

I livelli attribuiti a sedimentazione in ambiente lagunare (M2c) sono sempre costituiti da sabbie fini argillose, o da sottili livelli di argille fossilifere, fino a sedimenti di carattere transizionale e/o temporaneamente emerso, sotto l'influenza saltuaria delle acque continentali (M2d).

Questi depositi sono in genere limitati tra loro da superfici di disconformità oppure da paraconcordanze, apparentemente non continue lateralmente, comunque appartenenti e riferibili ad un medesimo ampio regime sedimentario costiero.

La parte stratigraficamente più alta della successione (M3a, b,) mostra infine una decisa evoluzione da un ambiente di sedimentazione di spiaggia sommersa verso una spiaggia emersa ed infine, nella parte più alta, verso una deposizione continentale di carattere eolico.

L'insieme delle sequenze successione sopradescritta si sviluppa con giacitura debolmente inclinata verso SE, con uno spessore medio di circa 8 metri, meno m (3/2) m nel tratto più meridionale.

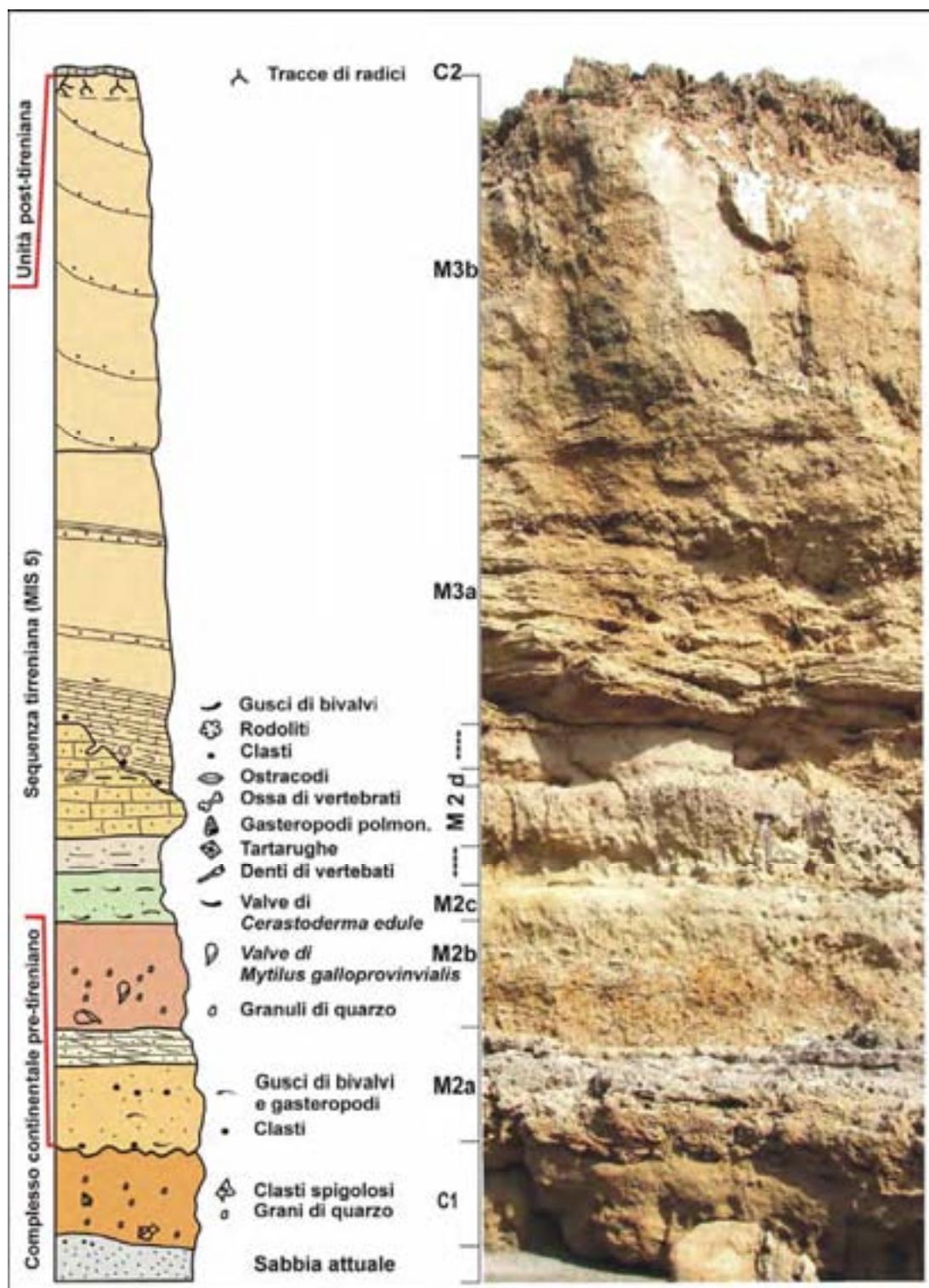


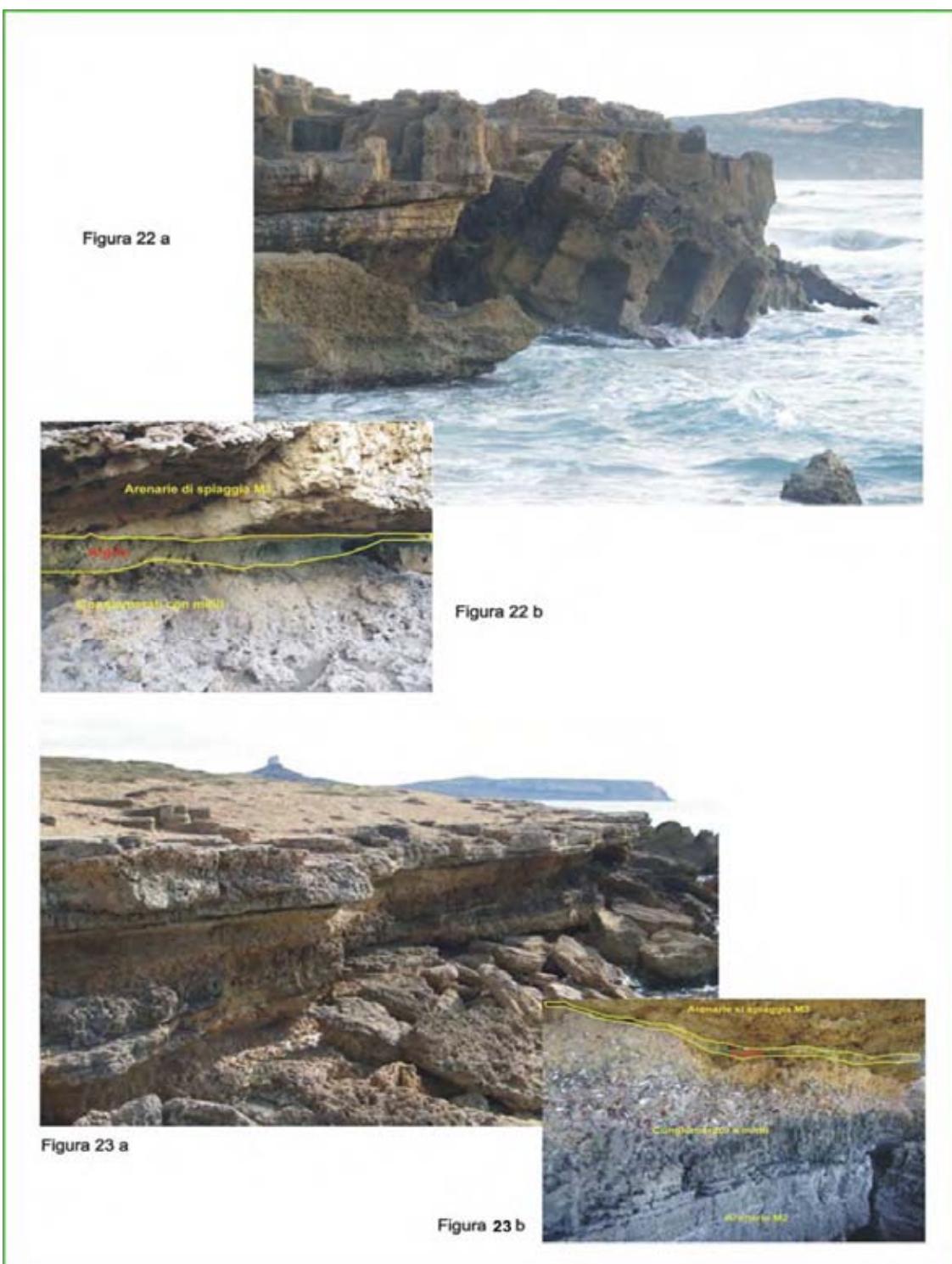
Figura 20 – San Giovanni di Sinis, “Tombe Romane”, Log della sequenza tirreniana  
(Da : Lecca & Carboni 2007, modificata)

Nel tratto più meridionale (“Tombe Romane”), le arenarie dell’unità eolica sommitale con struttura massiva non presentano sistemi di fratturazione definibili in modo statistico; sono rilevabili solo alcuni sottili giunti di frattura superficiali, generalmente interessati da ricircolazione calcitica. Qui, dove nella sommità della piccola falesia si estende una necropoli punica caratterizzata da numerose tombe a fossa rettangolare, scavate nell’arenaria eolica massiva, è peraltro individuabile un sistema geometrico di tagli artificiali delle camere tombali, assai vicine tra loro, che sembrerebbe rappresentare l’elemento in grado di isolare geometricamente i blocchi in forma irregolarmente prismatica, del volume anche di diversi metri cubi (Figura 21). Le superfici di taglio delle tombe rappresentano delle discontinuità naturali non persistenti, mentre più diffuse e continue sono le discontinuità identificate dalle superfici di stratificazione e di laminazione delle arenarie di spiaggia ed eoliche.



**Figura 21 - crollo di blocchi di arenaria per flessione**

Nella sequenza M2 compaiono diverse variazioni tessiturali e di contenuto, quali l'incremento di *silt* e argille che si alternano nella parte bassa, e variazioni granulometriche e di cementazione tra pacchi di lamine nelle arenarie M3, che facilitano lungo i piani delle lamine il distacco di lastre (Figure 22 a, b; 23 a, b; 24 a, b, c). Inoltre è da rimarcare il grado di erodibilità del colluvio detritico che sopporta *pro-parte* le bancate sommitali di arenaria di spiaggia ed eolica della sequenza (Figura 24 a, b,c).



L'attività erosiva marina sui livelli a competenza decisamente minore determina la posizione ad aggetto dei banchi di arenarie M3, predisponendone un evidente disequilibrio ai fini della staticità. La concomitanza di questi fattori rappresenta quindi, in prevalenza, l'elemento di innesco sulla massa dell'arenaria, provocandone, per effetto della gravità, il distacco ed il ribaltamento dei grossi prismi.

Di questa situazione evolutiva si ha conoscenza diretta almeno dall'anno 1962.



Figura 24 a, b, c



c - facies del colluvio detritico



Nel settore più settentrionale di questo tratto di costa, il meccanismo dei fenomeni di crollo appare strettamente correlato:

-alla presenza delle argille messiniane come basamento di appoggio della sequenza continentale e della sequenza M1

-alle alternanze stratigrafiche tra banchi di arenarie eoliche ad elevato contenuto terrigeno, debolmente cementate e colluvi sabbiosi fini e limoso-argillosi (Figura 25), la cui natura litica e la scarsa competenza ne facilitano l'intensa erosione sia per attività eolica sia per dilavamento acqueo concentrato, soprattutto in presenza di manufatti (Figura 26 a, b, c).

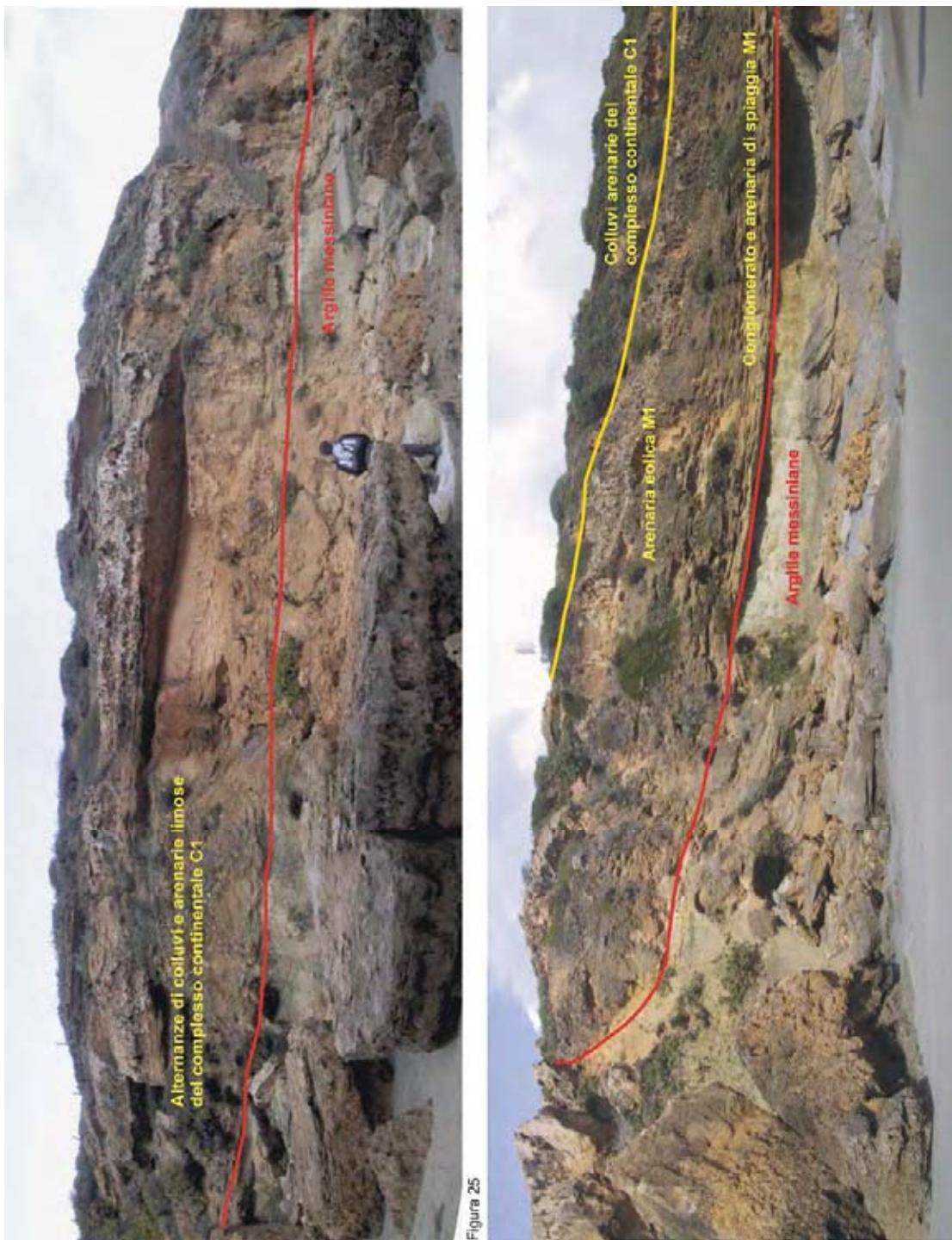


Figura 25

In questo tratto della falesia, le caratteristiche litotecniche delle arenarie continentali e dei colluvii, il loro differente grado di erodibilità e la loro elevata porosità, con aumento della plasticità per saturazione idrica, innescano con frequenza più o meno annuale dei crolli di blocchi arenacei più competenti, anche di dimensioni metriche o poco superiori, con cinematismo di crollo per apertura lungo giunti di fratturazione preesistenti e/o distacchi secondo i piani di laminazione e crollo, con conseguente ribaltamento, raramente rotolamento essendo il piano di caduta rappresentato dalla alta spiaggia (Figure 27, a, b, c).

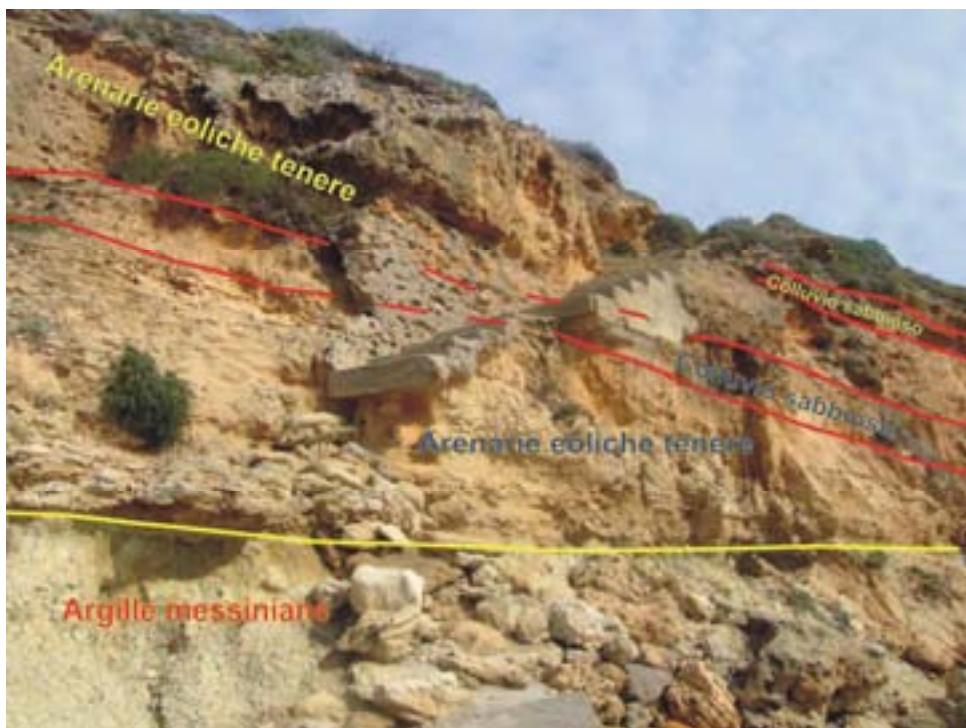
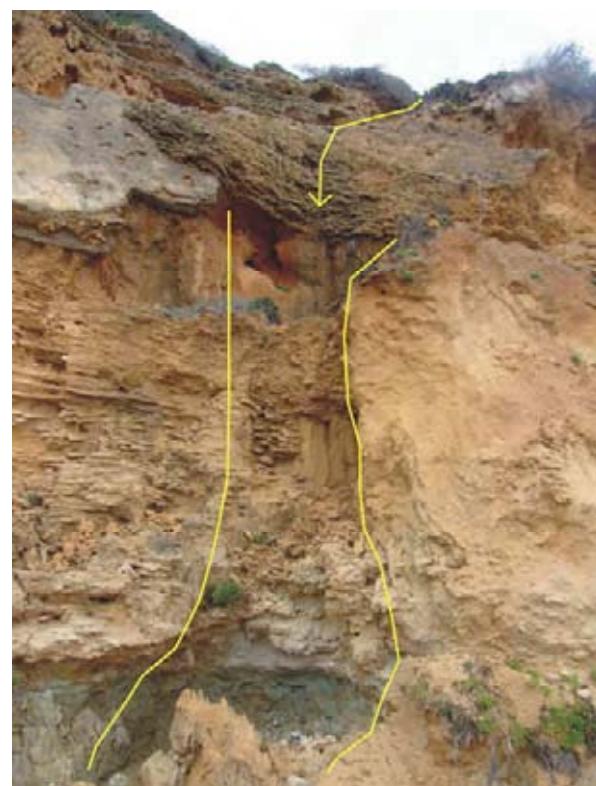
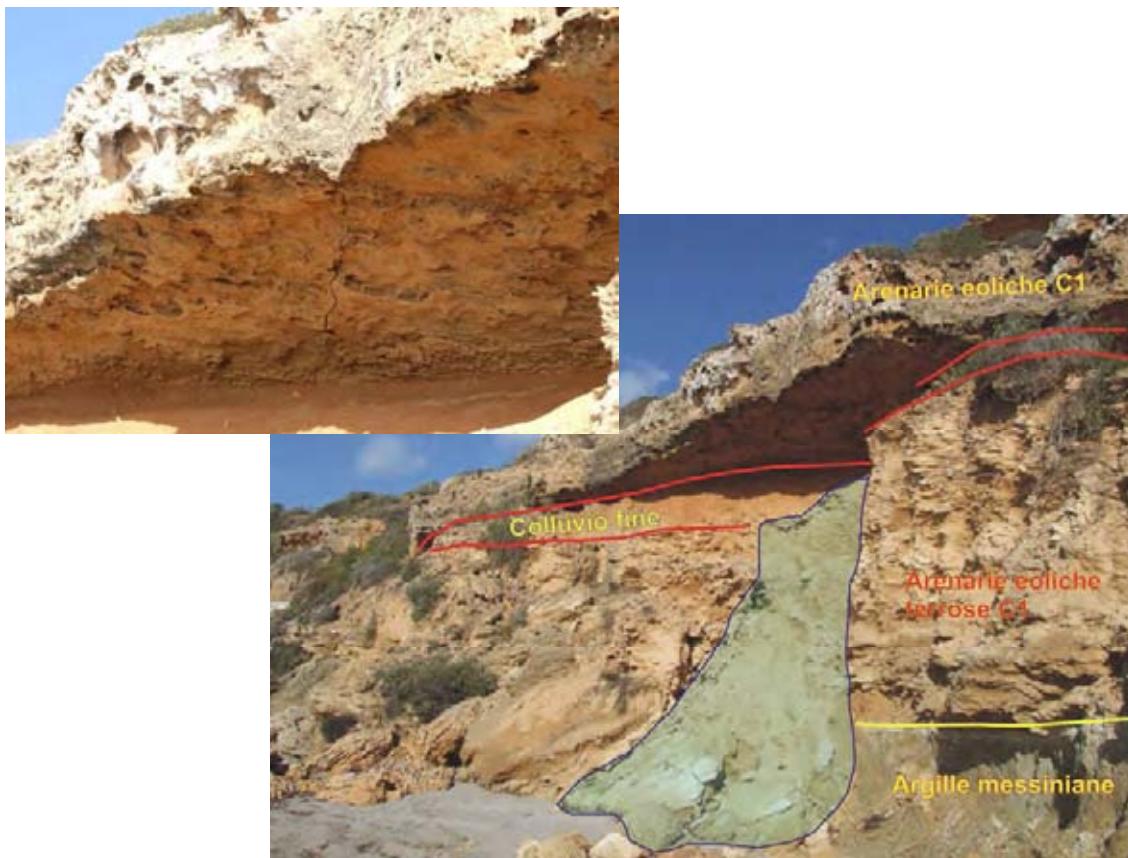


Figura 26 – a: stratigrafia schematica della falesia;

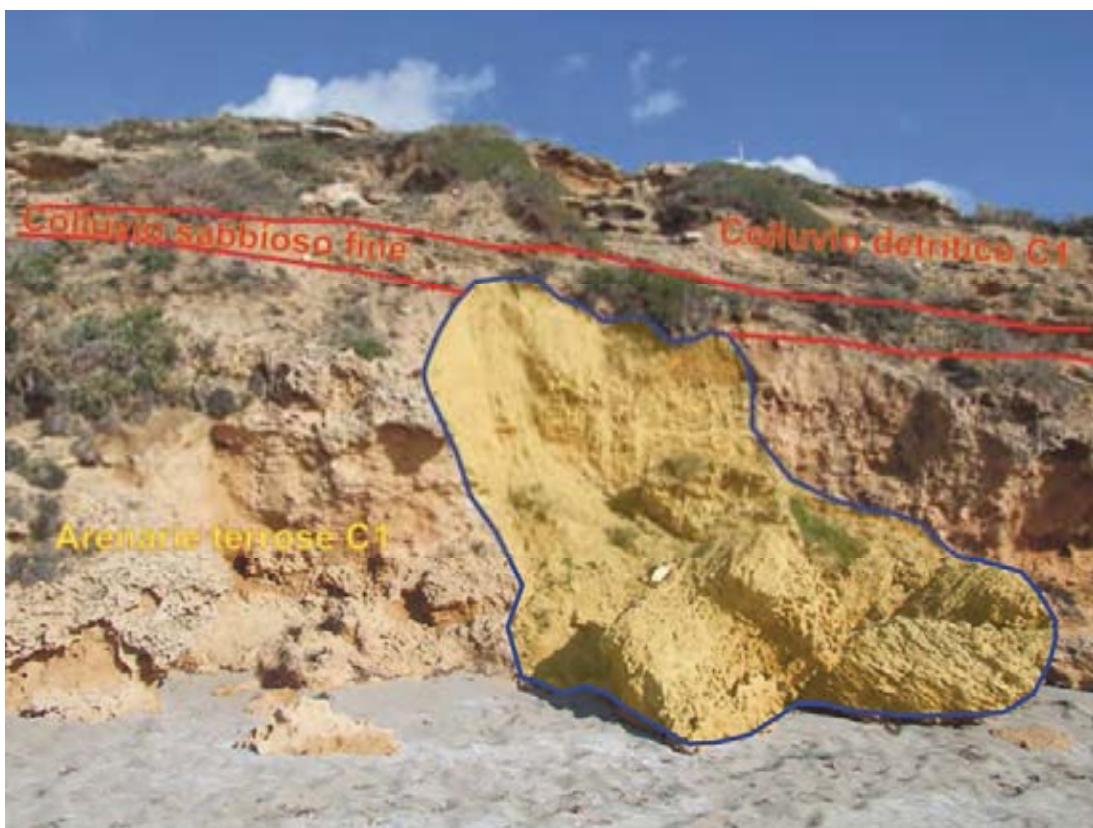
b: incisione da dilavamento concentrato sui litotipi teneri

c: una *rill erosion* sulla superficie topografica innesca il processo erosivo idrico





27 a, b – frana per distacco, caduta e rotolamento di arenarie poco cementate del complesso continentale C1



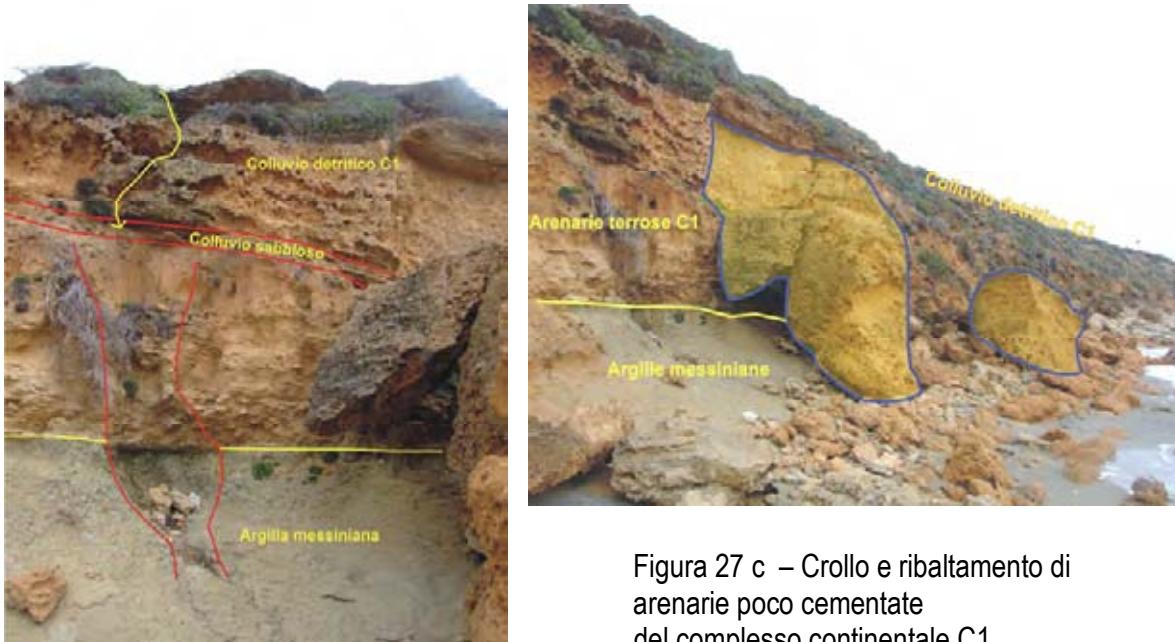


Figura 27 c – Crollo e ribaltamento di arenarie poco cementate del complesso continentale C1



Figura 28 a – aggetto di arenarie su argille messiniane (autunno 2006)



Anche il carattere litologico e le condizioni strutturali dell'argilla del basamento messiniano rappresentano un fattore determinante nell'innesto della destabilizzazione dei corpi litici stratificati sopragiacenti (Figura 28 a, b), interessati da sistemi di fratture per carico litostatico sull'argilla, soggetta a variazioni stagionali di volume e di plasticità, in relazione alle condizioni meteorologiche.

Figura 28 b – Crollo per collasso delle arenarie di spiaggia M1 aggettanti sulle argille messiniane (gennaio 2007)



Fratture da carico nell'arenaria basale della sequenza di spiaggia M1



Frammentazione in blocchi prismatici delle argille messiniane, per tettonica e/o carico litostatico



Figura 28 c - recenti crolli per collasso di mensole di arenarie di spiaggia M1 aggettanti sulle argille messiniane, osservati il 26 marzo 2009

Gli strati inferiori delle arenarie marine e l'unità delle arenarie eoliche, in appoggio sulle argille messiniane, appare profondamente destrutturato, per processi di dissoluzione ed infiltrazione idrica nelle arenarie eoliche, per la fitta frammentazione delle arenarie marine secondo le superfici di laminazione e per la frequente ciclica variazione di volume delle argille messiniane a cadenza stagionale.

Nell'immagine col martello si osserva inoltre una superficie di frizione presumibilmente dovuta a tettonica.



Un tratto più settentrionale di questa sequenza è rappresentata da arenarie microconglomeratiche di spiaggia di elevata energia, quarzoso-litiche, sormontate da arenarie medie con geometrie deposizionali di battiglia e di spiaggia emersa, con laminazioni ad alto angolo, fino ad arenarie medie e fini di deposizione eolica (Figura 29).

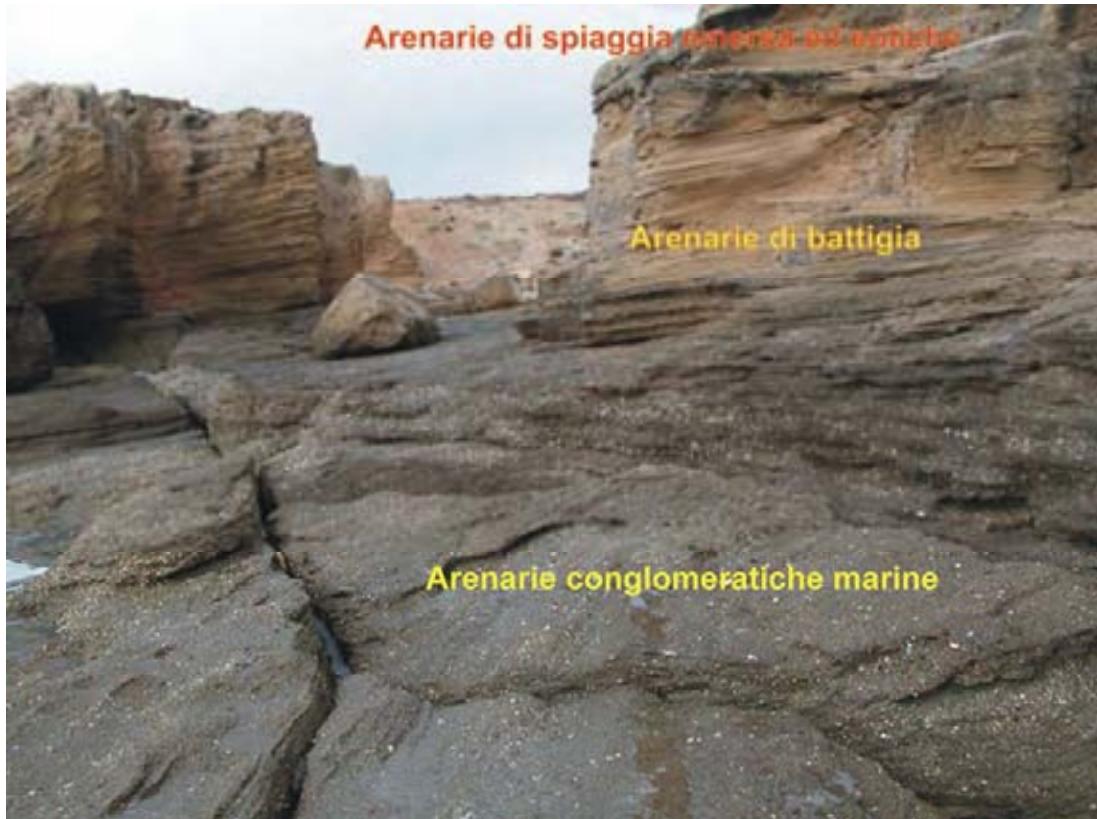


Figura 29

Al passaggio con questo settore si osserva una accentuata erosione litorale, a carico di arenarie eoliche appartenenti alla breve sequenza marina più settentrionale, con movimenti traslativi di grossi blocchi di qualche m<sup>3</sup> di volume sulle argille del substrato miocenico. Le argille appaiono deformate e coinvolgono nello stress anche i livelli basali conglomeratico-arenacei di M1 (Figura 30 a, b, c).

All'estremità nord del sistema di spiagge di San Giovanni di Sinis, poco a sud di San Giovanni - Cave, è rilevabile una faglia di limitato rigetto, che interessa le argille marnose messiniane, il conglomerato e l'arenaria di spiaggia della sequenza marina M1 del Pleistocene medio. Sulla superficie topografica si può identificare la direzione del presunto piano di faglia 26° N ed immersione apparente verso est; tuttavia il comportamento plastico delle argille marnose e la loro attuale esposizione rende assai problematica una definizione speditiva più accurata di altri elementi utili ad una comprensione completa della cinematica che ha controllato l'evento.

Non vengono rilevati comunque, sulla restante porzione della sezione di San Giovanni, elementi strutturali e/o discontinuità tettoniche riconducibili con sicurezza a tale evento.



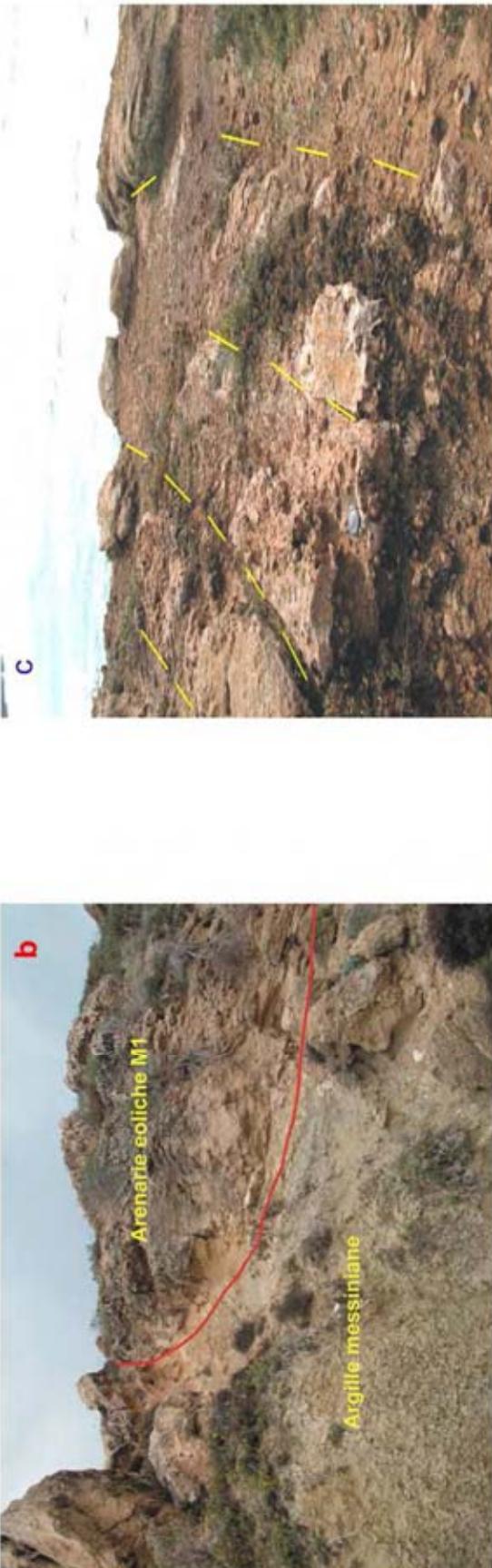
Figura 30 a, b - argille messiniane, sequenza marina M1 e continentali C1 deformate per tectonica;

Figura 30 a, b - argille messiniane, sequenza marina M1 e continentali C1 deformate per tectonica;

C

b

a



Per la rilevanza degli effetti innescati dal contrasto di competenza tra le arenarie, le argille marnose ed i colluvi argilloso-siltosi, sabbiosi e argillosi affioranti sulla parete della falesia, oltre che dati geotecnici sulle arenarie sono stati acquisiti ed elaborati dei dati sedimentologici allo scopo di ottenere una caratterizzazione tessiturale di questi ultimi depositi terrosi, che verranno illustrato più avanti.

La dinamica appare legata alla scarsa competenza degli strati inferiori al piede della falesia e al carattere di debolezza dal punto di vista geo-mecanico dei litotipi coinvolti, unitamente all'attività erosiva innescata dai fenomeni dipendenti dagli agenti meteorologici, quali la saturazione idrica ed il ruscellamento concentrato.

I differenti caratteri stratigrafici e litologici di questa successione pleistocenica inducono il manifestarsi di una morfogenesi parzialmente differente, rappresentata nella parte meridionale da frane da crollo di grossi blocchi di arenarie compatte o di lastre di minori dimensioni (M2, M3), secondo l'andamento delle lamine deposizionali. Nella parte settentrionale i crolli coinvolgono minori volumi di roccia ma paiono più diffusi e frequenti, in ragione del più articolato sviluppo stratigrafico delle unità deposizionali (C1) con grado di cementazione e con caratteri geomecanici complessivamente scarsi, a tratti con depositi terrosi poco addensati, oltre che per la presenza nella parte bassa della successione dell'unità delle argille marnose messiniane ad elevato indice di fessurazione o plasticità, in dipendenza dello stato di saturazione in acqua.

#### **4.2.3.2 Funtana Meiga**

La successione affiorante a San Giovanni di Sinis prosegue verso nord la parte stratigraficamente più alta, rappresentata dal secondo complesso continentale (C2), depostosi nel corso del Pleistocene superiore – Olocene successivamente alla fase trasgressiva marina del Tirreniano, sui cui termini poggia in discordanza stratigrafica.

I terreni appartenenti a questo complesso rappresentano l'intero fronte dell'affioramento ed hanno maggiore spessore tra le località di Funtana Meiga e Torre del Sevo.

La successione stratigrafica mostra, dal basso (Figura 31):

**a** – arenarie conglomeratiche arrossate chiuse da una superficie erosiva e croste carbonatiche, con frammenti di fossili rimaneggiati,

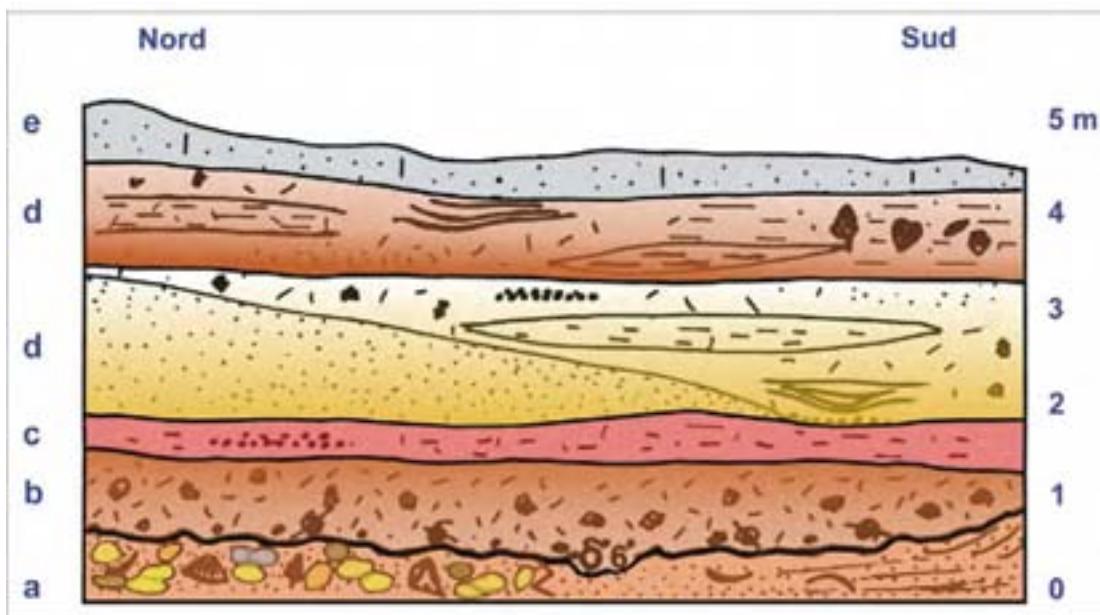
**b** --colluvio detritico-sabbioso, con fossili marini rimaneggiati dei depositi sottostanti,

**c** --alternanza di colluvi con giacitura parallela, ad elevata componente sabbiosa e con locali intercalazioni di sottili livelli di arenarie eoliche, lenti planari e canaliformi di brecce, discontinue croste carbonatiche,

**d** --alternanza di colluvi argilloso-siltosi e sabbioso-fini, a gusci di *Helix*, contenenti frammenti di terrecotte, resti di pasti e carbone vegetale,

**e** --colluvio sabbioso nerastro e sabbie attuali.

La parte stratigraficamente più bassa affiora nel tratto centrale del fronte dell'affioramento, mostrando frequentemente superfici erosive ed incisioni canaliformi che intersecano i differenti banchi di colluvi, colmate (*cut and fill*) da depositi detritici a clasti sia spigolosi sia poco smussati di calcari messiniani, con una tessitura generalmente caotica.



(Da: Carboni e Lecca 1985, modificata)

Figura 31 – schema stratigrafico del complesso continentale C2 di Funtana Meiga

La parte stratigraficamente più alta appare più continua e regolare, tessituralmente più omogenea ed interessata nel suo interno da sporadici episodi deposizionali a differente granulometria, rappresentati da allineamenti di ciottoli (*stone lines*) e da lenti ad elevato contenuto in argilla.

L'intero fronte della successione mostra uno spessore che nella parte più meridionale giunge fino a circa 5 m. Lo sviluppo della spiaggia sommersa antistante questo tratto di costa mostra per una ampia estensione valori batimetrici molto esigui, mediamente di 2 ~ 4 m, talora inferiori al metro, determinando particolari condizioni di moto ondoso nel corso degli eventi meteo-marini di maggior energia.

Questa successione (Figura 32) costituisce una ripa di erosione, sulla quale la morfogenesi si manifesta con caduta di blocchi di colluvii appartententi in genere ai livelli di contenuto omogeneo, con modalità di:

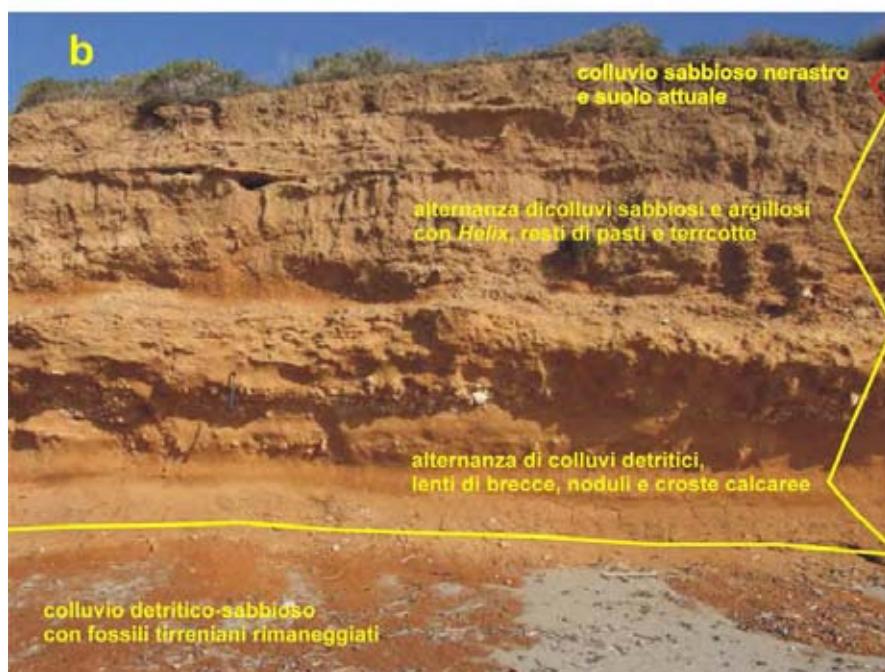
- collaudo caotico di masse terrose,
- crollo per distacco e scivolamento sulla parete della ripa,
- crollo e ribaltamento sulla spiaggia sottostante.

Un fattore di innesco di questi eventi è rappresentato dal comportamento dei singoli livelli colluviali in stretta relazione al loro contenuto in argilla e, conseguentemente alle alterne variazioni di inumidimento e/o saturazione in acqua.

Questo fenomeno si manifesta in modo anche spiccatamente differente in dipendenza del contenuto percentuale in argilla, della capacità di drenaggio dei singoli banchi colluviali, con l'interferenza dei corpi conglomeratici a clasti prevalentemente calcarei, in subordine basaltici, quarzosi e arenacei, diffusamente presenti soprattutto nei colluvii sabbioso-detritici, meno in quelli ad elevato contenuto un argilla.



Figura 32 - stratigrafia della parte alta (a) e della parte bassa (b) della sequenza



In questi livelli ad elevata componente detritica, dotati di minor coesione nell'insieme della massa, tendono a verificarsi in prevalenza distacchi di blocchi che scivolano verticalmente sulla parete o crollano con ribaltamento, in dipendenza del peso del blocco staccato e/o della morfologia della porzione sottostante della parete. La caduta non è sempre seguita da

rotolamento, in ragione della natura (rocciosa o sabbiosa) della platea di spiaggia (Figure 33, 34, 35). I blocchi interessati dal distacco sono di dimensioni fino al metro cubo, solo raramente possono raggiungere dimensioni maggiori.

Le fessurazioni e i giunti, in genere orientati nella direzione sia normale sia parallela al fronte della scarpata, mostrano degli andamenti preferenziali lineari verticali o sub-verticali ed individuando in tal modo dei prismi di materiale predisposto al distacco; nella formazione di questi giunti, insieme alle variazioni ciclica di volume dei sedimenti argillosi, agisce come ulteriore fattore di innesco al distacco anche lo sviluppo di apparati radicali appartenenti alla vegetazione che si sviluppa sul bordo della scarpata.

L'andamento geometrico dei blocchi soggetti a crollo, la cui forma è tendenzialmente prismatica, è messa in relazione quindi al contenuto in argilla dei depositi interessati; i valori delle percentuali di sedimenti dei vali colluvii contenuto sono espressi nei dati delle analisi pedologiche e sedimentologiche illustrate nella 2° parte della relazione (Funtana Meiga Profilo P2).

Sul fronte della scarpata sono inoltre attivi sia il processo di deflazione eolica sia il processo di scalzamento alla base, localmente ben sviluppato, per effetto della dinamica del moto ondoso. Il primo produce erosione differenziale Figura 38) dipendentemente dal grado di coesione dei singoli livelli, favorendo la costituzione di morfologie a gettante che in genere coinvolgono le lenti detritiche predisposte in tal modo al crollo (Figura 33). Il secondo tende a destabilizzare l'intera parete, soprattutto nelle aree dove i livelli di base sono particolarmente poco competenti (Figura 34).

I crolli con varia modalità avvengono in prevalenza nel tratto centro-meridionale di quest'area, dove la ripa di erosione si sviluppa maggiormente in altezza ed è più completa dal punto di vista stratigrafico.

Nella morfogenesi della ripa di erosione un altro fattore di innesco è rappresentato dall'intensa erosione da ruscellamento concentrato (*rill erosion*) prodotta dall'idrologia di superficie la cui velocità ed intensità, quindi la capacità erosiva, è strettamente dipendente dalla presenza in quest'area di fasce di territorio prospicienti la ripa, con predisposizione allo scorrimento canalizzato delle acque meteoriche, quali terreni con direzione di aratura trasversalmente alla linea di costa, "ritocchino", piste stradali nella medesima direzione.

L'incisione dei solchi sulle immediate vicinanze del fronte della ripa, causato dall'intenso traffico di automezzi, determinando l'accentuata costipazione il suolo ed inibendo lo sviluppo naturale della vegetazione erbacea ed arbusti riduce sensibilmente la capacità di infiltrazione dell'acqua di precipitazione, favorendone pertanto il rapido scorrimento verso la ripa (Figure 36 c, d, 37).

Questo processo è inoltre accentuato dall'assenza, ormai quasi sull'intero fronte della ripa, dall'assenza della originaria copertura dunare, poco estesa ma ben strutturata, la cui presenza è fondamentale nel rallentamento dei processi erosivi.

Nell'enneso dei processi erosivi, che inizialmente si manifestano per ruscellamento concentrato e che tendono ad evolvere in crolli, un importante negativo ruolo rivestono alcuni improvvisti interventi antropici, volti a facilitare la fruizione stagionale delle spiagge, ma inconsapevolmente (?) responsabili dell'ulteriore accentuazione di fenomeni che, pur essendo comunque inquadrabili nel *trend* dei processi dipendenti dall'equilibrio **sedimentazione – erosione** nell'ambito costiero, in questi casi decisamente negativo, risultano particolarmente

inadatti ed estranei a qualsiasi logica della gestione e della cura degli ambiti costieri estremamente sensibili e vulnerabili (Figure 36 a, b e 39).



Figura 33 - crolli di blocchi con scivolamento, talora con ribaltamento, registrati nel novembre del 2006



Gli eventi franosi sono stati particolarmente numerosi nel corso dell'inverno 2008/2009, in ragione dell'accentuata condizione di piovosità registratasi in tale periodo.

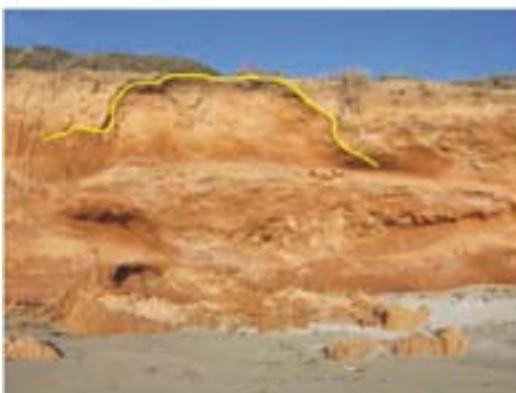


Figura 34 - Distacchi di blocchi su diversi livelli di colluvio, con scivolamenti e ribaltamenti.  
Nell'immagine sotto a sinistra si osservano le nicchie di distacco





Figura 35 - Collassi di colluvii diffusi sull'intero fronte della ripa, nel gennaio del 2009





a



b



c



d



Figura 37 - "rill erosion" fortemente accentuato dalla presenza della pista sul fronte della ripa



Figura 38 - erosione selettiva sui livelli dei colluvi a differente carattere sedimentologico





a

Figura 39 a, b - estate 2006



b



c

Figura 39 c, d, e, f - gennaio 2009



Figura 39 - improvviso intervento antropico su un morfotipo estremamente sensibile e vulnerabile; le frecce indicano l'incisione da dilavamento già attiva



f



e

### **Velocità dell'erosione costiera**

In assenza di dati, documenti e misurazioni che riguardino l'evoluzione del processo erosivo in questo tratto di costa, un'indicazione in tal senso può essere individuata in una situazione osservata nel tratto centrale della costa di Funtana Meiga; qui compare, sulla platea di spiaggia rocciosa, la struttura della parte bassa di un pozzo presumibilmente per prelievo d'acqua, la cui età di costruzione è imprecisabile ma ovviamente attribuibile a tempi molto più recenti rispetto alla deposizione del colluvio argilloso contenente frammenti di ceramiche di fattura poco evoluta e resti di pasti, che giace in appoggio discordante sull'arenaria conglomeratica della spiaggia (Figura 40).



Figura 40 - ricerche del pozzo sulla platea di spiaggia di Funtana Meiga e ricostruzione ipotetica della sua struttura originaria



#### **4.2.4 Falesia di “Su Tingiosu”**

##### **4.2.4.1 Caratteri geologici e condizioni di instabilità della falesia**

Questo settore raccorda l'estremità settentrionale della costa prevalentemente bassa e sabbiosa del Sinis alla località di Putzu Idu, con uno sviluppo di circa 3,5 km (Figure 41, 42). La morfologia costiera, espressa in falesie, mostra una sezione parziale della successione messiniana del Sinis in cui la stratificazione segue un andamento con giacitura sub-orizzontale ed una inclinazione molto blanda sia verso l'estremità nord-orientale sia verso l'estremità sud-occidentale, più o meno simmetricamente a partire dalla porzione centrale della falesia. Qui, in concomitanza con il maggior sviluppo in altezza (24÷26 metri) affiorano in sezione quasi per intero i termini della Formazione di Capo San Marco che, sinteticamente, sono rappresentate Figura 43 a, b) dal basso (Andrè et al., 2004) da:

- a** -alternanza di marne argillose nere e marne siltose grigie
- b** -marne siltose
- c** -marne sabbiose
- d**-calcar bidetritici con bioerme a vermetidi, microbialiti a briozoi
- e**-marne argillose e siltose
- f**- calcari gessosi
- g**-marne e marne argillose ad ostreidi

Seguono i termini della Formazione dei Calcari Laminati del Sinis, con:

- h**-calcar a lumachella (Ostreidi e Cardidi)
- i**-calcar bidetritici e argillosi, calcari micritici sottilmente laminati
- l**-alternanze di calcar bidetritici e calcari micritici sottilmente laminati, sormontati dall' unità della Formazione di Torre del Sevo, con:
  - m**-calcar oolitici
  - n**-alternanze di calcari bioclastici e arenarie oolitiche
  - o**-calcar dolomitici brecciati.

Tra le unità sedimentarie mioceniche esposte sull'intera falesia, quelle stratigraficamente più basse, a costituzione litologica marnoso-calcarea, hanno maggior spessore nella porzione centrale della falesia, mentre l'unità stratigraficamente più alta, a dominanza litologica calcareo-bioclastica e bidetritica intensamente brecciata, si sviluppa progressivamente in altezza procedendo verso le estremità nord-orientale e sud-occidentale della falesia.

Lungo il fronte della falesia la morfogenesi si manifesta sostanzialmente con eventi di crollo, che possono interessare anche notevoli volumi di roccia, condizionati nel loro accadimento da vari fattori, sia predisponenti sia innescanti, parzialmente differenti e variamente determinanti nei vari settori della falesia, in ragione delle graduali variazioni della natura litologica, della geometria e della struttura deposizionale delle unità sedimentarie.

Questi fattori primari, connessi con i caratteri sedimentari e strutturali delle unità della successione messiniana, unitamente ai vari processi di alterazione delle condizioni originarie dei sedimenti e delle strutture primarie, sotto il controllo degli agenti esogeni, determinano pertanto un controllo diretto nelle modalità della morfogenesi



Figura 41 – falesie di Su Tingiosu, da ovest



Figura 42 – falesie di Su Tingiosu, panoramica dal mare, da ovest

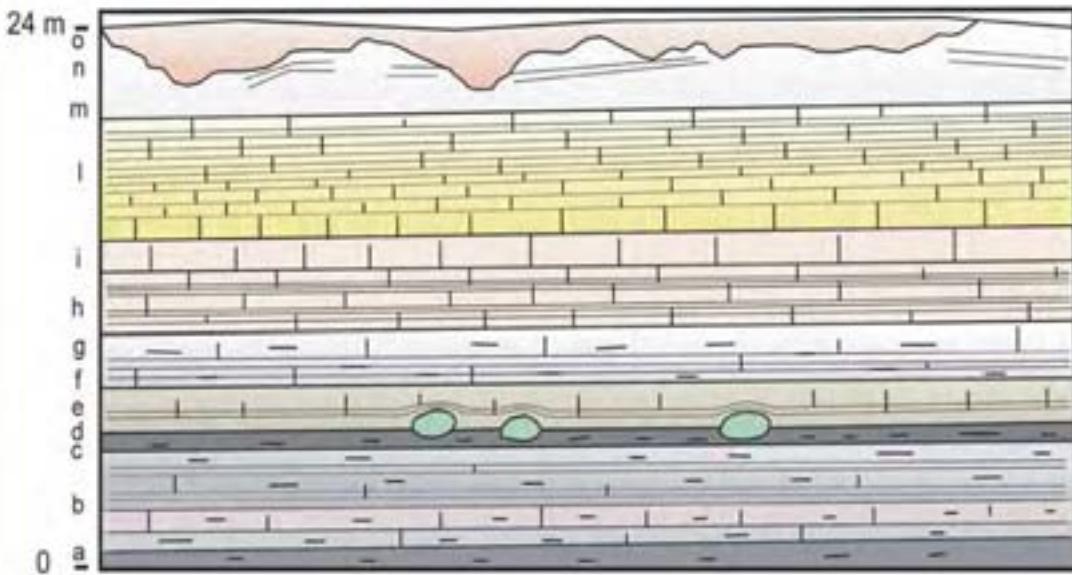


Figura 43 a - schema stratigrafico della successione messiniana esposta sulla falesia di Su Tingiosu



Figura 43 b – parte centrale stratigraficamente più completa della falesia



Sulla superficie topografica adiacente al fronte della falesia non si osserva alcun sistema di fratturazioni o di giunti statisticamente rilevabile, né sull'intero fronte della falesia sono presenti strutture di faglia anche se, nel limite settentrionale della falesia <come si vedrà più avanti in

località S’Arena Scoada> si rileva un disturbo tettonico con assai limitato rigetto verticale (1-2 m). Il rilevamento di eventuali discontinuità strutturali sulla superficie topografica è comunque impedito dalla copertura terrigena, a prevalente costituzione sabbioso-limosa e carbonatica (noduli di calcare). Tuttavia, nell’andamento sinuoso della falesia nel suo complesso, l’orientazione delle anse in regresso e dei lobi parrebbe essere legata a lineazioni strutturali non particolarmente manifeste al rilevamento.

Altri elementi di più immediato riscontro, direttamente connessi ai caratteri litologico-tessiturali delle unità messiniane, sembrano piuttosto rappresentare i principali fattori predisponenti e innescanti le condizioni di instabilità.

Il basso grado di cementazione dei litotipi carbonatici marnosi assai fragili ed il conseguente fitto reticolo di fratturazioni, la frequente presenza di sottili livelli deposizionali di argille, la debole resistenza alla compressione rappresentano alcuni elementi di controllo locale del cinematismo che trova una direttrice di scarico verso la parete della falesia, che rappresenta la porzione libera della massa rocciosa. L’indagine geotecnica sui litotipi sia terreno sia in laboratorio ne ha evidenziato i caratteri di cui si darà conto più avanti nella illustrazione del testo.

Inoltre, un ruolo importante è svolto dalla diversità della natura litologica della successione, con un grado di competenza dei calcari brecciati dell’unità stratigrafica più alta differente rispetto alle due precedenti sottostanti. Le stesse condizioni di intensa alterazione e profondi fenomeni di dissoluzione attivi nel corpo dei calcari brecciati inducono una forte variazione nel grado di competenza del corpo litoide nel suo complesso, con consistente indebolimento di tale ammasso roccioso. Questo carattere viene evidenziato, sulla superficie topografica, dalla presenza di fratture soggette a movimenti estensionali pluricentimetrici per decompressione della falesia.

Essendo notoriamente assente nell’intero Sinis una benché limitata rete idrografica stabilmente strutturata, sulla morfologia generalmente tabulare o poco acclive la funzione dell’alimentazione delle falde superficiali è interamente a carico delle acque meteoriche, la cui infiltrazione è favorita dalla morfologia tabulare e dalla prevalente tessitura sabbiosa dei suoli. All’interno della massa rocciosa, così come si può osservare sulla parete della falesia, sono particolarmente attivi i processi di dissoluzione dei litotipi a composizione più francamente carbonatica, quali i livelli dell’unità dei Calcari Laminati del Sinis: nella loro evoluzione. Questi processi determinano in profondità in quei calcari importanti fenomeni di dissoluzione, spesso fino al raggiungimento del livello stratigrafico delle mane argillose. In tal modo si innescano fenomeni di tipo *sinkhole* (depressione per dissoluzioni interne ai corpi rocciosi carbonatici, con drenaggio sotterraneo), con dei collassi di livelli superiori dei Calcari Laminati, che assumono una struttura brecciata in adattamento al progressivo riempimento dei vuoti da dissoluzione. Queste strutture espresse sulla parete della falesia individuano delle aree particolarmente critiche agli effetti della stabilità, con interessamento anche dell’unità stratigraficamente più alta, costituita dai calcari detritici e gessosi della Formazione di Torre del Sevo per via della sua struttura interna intensamente brecciata, di origine deposizionale o diagenetica, deformata e solo in subordine alterata dal carsismo.

Evidenze connesse con la circolazione idrica sotterranea nelle aree interne, relative sempre al fattore “infiltrazione” quale compartecipe nel deterioramento delle qualità geomecaniche di questi litotipi e predisponente i fenomeni di crollo, sono state osservate nel

rilevamento condotto dal mare sull'intera falesia. Queste sono rappresentate dalle assai diffuse emergenze d'acqua che, pur discontinue sull'intero fronte della falesia, si manifestano nella parte stratigraficamente alta della Formazione di Capo San Marco, sempre nei medesimi livelli stratigrafici rappresentati da alternanze di marne ad elevato contenuto in argille, le quali costituiscono un limite di permeabilità all'interno della successione messiniana esposta in falesia.

L'emergenza d'acqua è da mettere in relazione alla falda più superficiale presente nell'entroterra adiacente alla falesia di Su Tingiosu, la quale in località "Sa Terra de is Funtanas", che costituisce un baso morfologico, emerge sulle marne argillose ad ostreidi ivi affioranti; essa è inoltre intercettata in un sondaggio per acqua a circa 200 m dalla falesia, dove il livello statico è misurato a circa – 12 m.

#### **4.2.4.2 Sa Rocca de su Tingiosu**

Nel tratto più occidentale, dove l'altezza s.l.m. arriva fino a 18÷21 m, in falesia la successione esposta è costituita per tre quarti dai litotipi della Formazione di Torre del Sevo.

Le principali cause predisponenti gli eventi franosi che si manifestano in questo tratto di falesia sono rappresentate da:

- 1) contrasto litologico: *facies* più erodibili (marne e argille) sormontate da *facies* meno erodibili (calcari);
- 2) alterazione dei calcari dell'unità messiniana sedimentaria di Torre del Sevo, con diffusissimi fenomeni di dissoluzione e con intensa circolazione di sedimenti argillosi residuali;
- 3) intensa brecciatura dei calcari e diffusa fratturazione di origine tettonica.

Gli eventi franosi si manifestano con cinematismo rappresentato principalmente da:

- distanchi con collasso e crollo verticale,
- crolli per ribaltamento,

con deposizione della massa franata al piede della falesia.

Un fattore di innesco di può essere individuato nella capacità di infiltrazione delle acque meteoriche, attraverso la copertura detritico-sabbiosa dei suoli, entro le cavità e le fessure aperte anche dalla dissoluzione dai carbonati, con la alterna variazione di volume delle argille residuali e conseguente lenta continua traslazione orizzontale di porzioni della massa litoide, individuata in genere in masse rocciose sia di modeste sia di grosse dimensioni, che portano infine i blocchi, spesso in posizione di aggetto, alla perdita delle condizioni di stabilità.

Il crollo dei blocchi e degli ammassi rocciosi, che in prevalenza appartengono all'unità dei calcari brecciati della Formazione di Torre del Sevo, è generalmente preceduto dall'instaurarsi di fessurazioni evidenti sulla superficie topografica, frequentemente osservate in prossimità del bordo della falesia (Figure 44, 45, 46 a, b, 47).



Figura 44 - ampie fessure nei calcari brecciati della Formazione di Torre del Sevo





Figura 45, - Sa Rocca de su Tingiosu - crolli diffusi a carico dei calari brecciati. Le linee gialle indicano i limiti stratigrafici tra le Formazioni di Capo San Marco basso e i Calcai Laminati del Sinis, e tra questi ultimi e i calcari brecciati della Formazione di Torre del Sevo (alto)

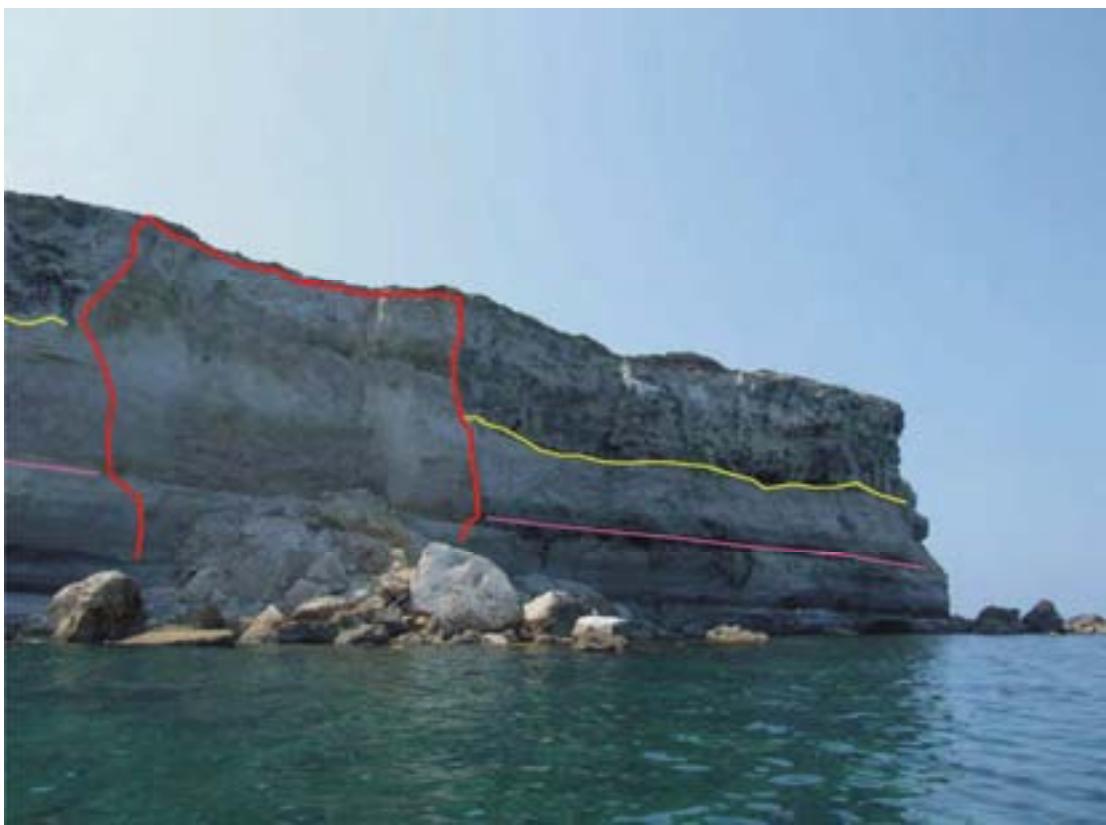


Figura 46 a, – crollo di blocchi per collasso, si osserva la nicchia di distacco



Figura 46 b – facies dei calcari brecciati della Formazione di Torre del Sevo, con evidenti sacche di dissoluzione e cavernosità diffusa al contatto con l'unità sedimentaria sottostante



Figura 47 – collasso di volumi di roccia delle unità dei Calcari Laminati e dei Calcari brecciati a partire dal livello di emergenza della falda (linea viola). In giallo, il limite stratigrafico tra le due unità messiniane, in rosso il contorno della nicchia di distacco.

Un altro fattore che attivo nella predisposizione ai dissesti franosi è costituito dalla diffusa e continua emergenza di una falda d'acqua nei livelli marnosi e marnoso-argillosi nella parte alta della Formazione di San Giovanni e soprattutto al contatto tra questi e la base dell'unità dei Calcari Laminati del Sinis. La conducibilità dell'acqua di falda è molto elevata per il contenuto in sali, raggiungendo valori intorno a  $12.000 \mu\text{s}$ .

I consistenti fenomeni di dissoluzione che avvengono all'interno della massa di questi litotipi, quasi totalmente costituiti da calcari micritici e gessosi, con percentuali di contenuto in carbonati fino al 98%, determinano il collasso e la conseguente ulteriore fratturazione dei litotipi più competenti dell'unità sedimentaria della Formazione di Torre del Sevo, già intensamente brecciati nel processo di deposizione e diagenesi (Figure 48 a, b, 49).



Figura 48 a – dissoluzione di carbonati nel livello dei Calcari laminati, con collasso dei Calcari brecciati

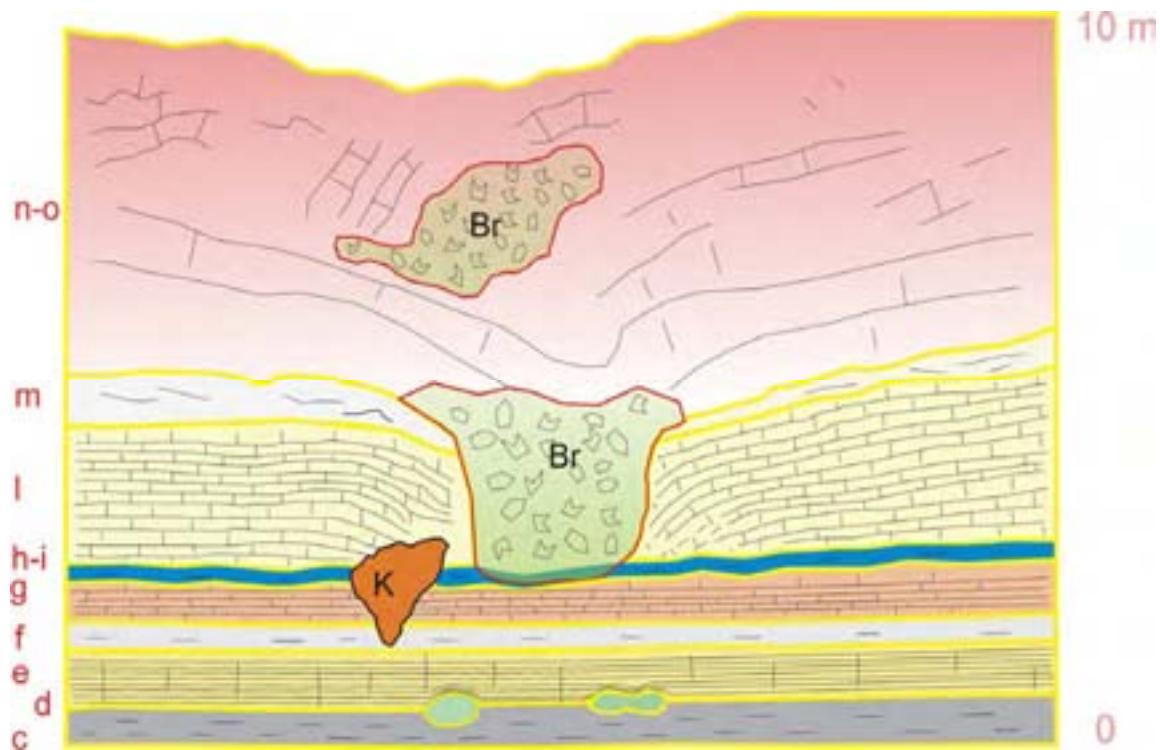


Figura 48 b – schema stratigrafico interpretativo della fotografia in figura 48 a :

c -marne sabbiose

d-calcarei biodetritici con bioerme a vermetidi, microbialiti a briozoi

e-marne argillose e siltose,

f- calcarei gessosi

g-marne e marne argillose ad ostreidi, livello di base dell'emergenza della falda

Seguono i termini della Formazione dei Calcarei Laminati del Sinis, con:

h-calcarei a lumachella (Ostreidi e Cardidi)

i-calcarei biodetritici e argilosì, calcarei micritici sottilmente laminati

l-alternanze di calcarei biodetritici e calcarei micritici sottilmente laminati,

sormontati dall' unità della Formazione di Torre del Sevo, con:

m-calcarei oolitici

n-alternanze di calcarei bioclastici e arenarie oolitiche

o-calcarei dolomitici brecciati.

K - piccoli Karst da dissoluzione; Br brecce in Calcarei Laminati del Sinis, in adattamento ai vuoti da dissoluzione.

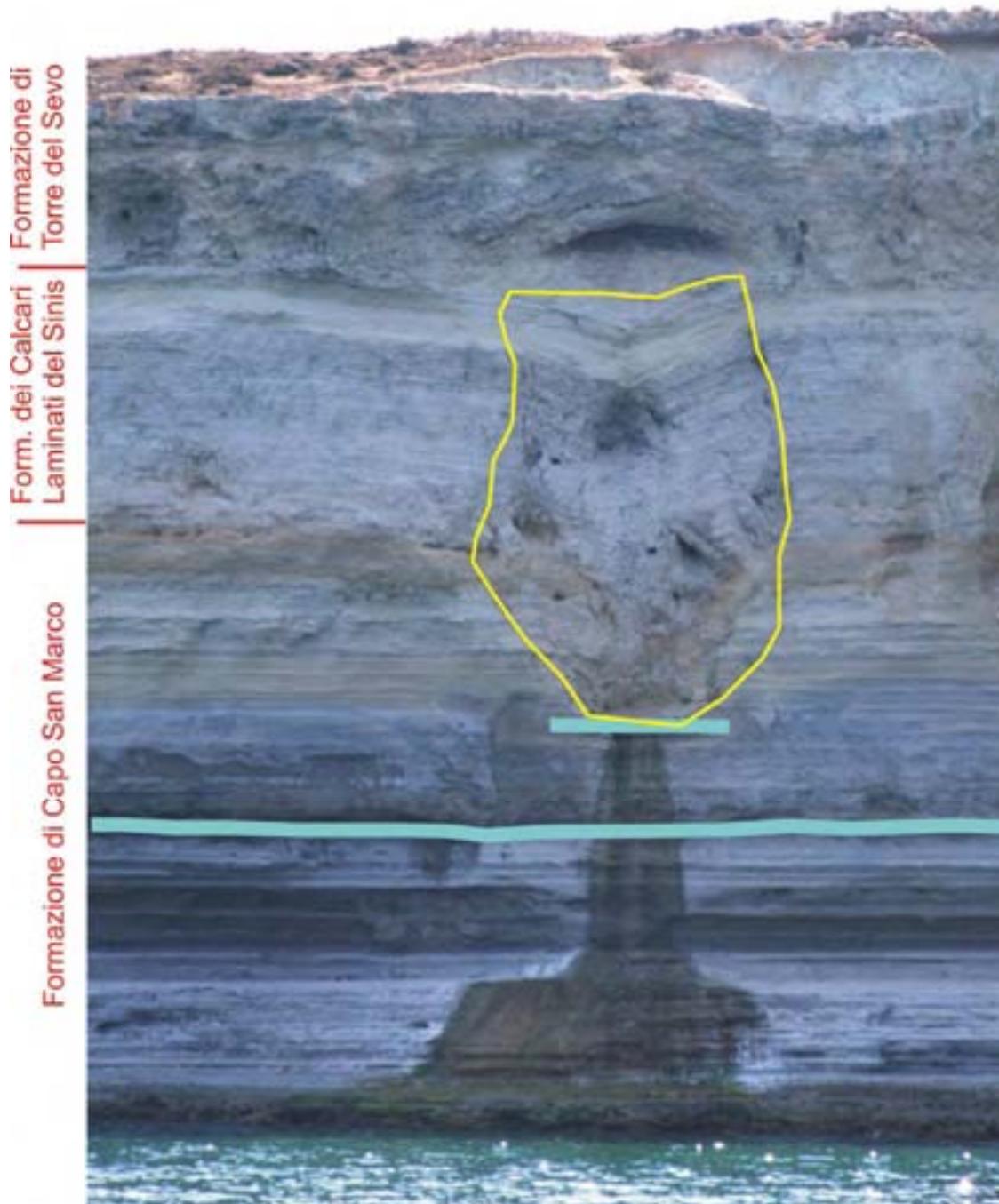


Figura 49 - emergenze della falda –linea celeste- a livello delle marne argillose ad ostreidi (Fm. di Capo San Marco), con collasso e brecciatura di strati del Calcare laminato del Sinis.

#### **4.2.4.3 Roja de su Cantaru**

Questa località individua il tratto centrale dell'intera falesia che, su un'altezza di circa 25 m, mostra la sezione più completa della successione messiniana, caratterizzata dal prevalere delle unità litoidi più tenere, sottilmente stratificate ed a minor grado di cementazione.

Sul fronte della falesia i processi osservati rispondono a differenti cinematismi, i cui molteplici fattori predisponenti appaiono simili a quelli riscontrati nella località di Rocca de Su Tingiosu:

- il distacco di blocchi isolati da fratture tensionali,
- la debole cementazione delle unità sedimentarie, sulle quali si innescano, anche a motivo delle scadenti caratteristiche geomeccaniche ed in conseguenza del carico litostatico, numerose fratturazioni evidenziate da macrogiunti che generalmente interessano la falesia per l'intero spessore e lungo i quali avvengono i collassi con scivolamento sulla parete,

- i movimenti di lenta traslazione di blocchi, anche di dimensioni modeste, lungo i piani di stratificazione nell'unità del Calcari Laminati del Sinis, per l'alterna presenza di sottili livelli di argille primarie interstratificate,

- la continua presenza, anche in questo tratto di falesia, dell'emergenza della falda, con la conseguente alterazione dei caratteri primari dei litotipi; tale fattore spesso determina in questo settore la formazione di grotte sul fronte della falesia, per crollo di pacchi di strati,

- l'intensa dissoluzione attiva sui litotipi brecciati dell'unità stratigrafica superiore (Form. di Torre del Sevo), entro cui si sviluppano dei karst anche di notevole volume, che determinano l'accrescimento verso l'alto delle grotte inizialmente impostate nei calcari micritici, spesso fino al collasso della volta.

E' presente anche in questo settore di falesia il fenomeno più volte osservato sulla parete esposta nel tratto più meridionale, rappresentato dall'intensa dissoluzione di consistenti volumi di strati nell'unità calcarea gessosa, in concomitanza di (i.e.: immediatamente sovrastanti) alcuni punti di emergenza della falda, con il collasso dei livelli stratigrafici interessati ed il conseguente indebolimento strutturale dei calcari brecciati stratigraficamente più alti, a spese delle condizioni di staticità già precarie per via dei caratteri deposizionali primari di tali calcari e dei processi di diagenesi cui sono stati sogetti.

Una particolare forma di dissesto è rappresentata, in questa porzione centrale della falesia, dalla genesi di numerose grotte che interessano la parte basale della falesia e che la interessano fino al livello marino attuale.

Queste morfostrutture sono generate da una dinamica di crollo di lastroni costituiti da pacchi di strati, appartenenti alla parte alta della Formazione di Capo San Marco ed all'unità stratificata dei Calcari laminati del Sinis, al livello dell'emergenza della falda, la quale lungo l'intera falesia costituisce pertanto un *marker* fisico coincidente con il *marker* stratigrafico (alternanze di marne e argille ad ostreidi, Figura 50 b). Lo scollamento e la caduta dei blocchi, facilitato da un locale scalzamento alla base della falesia, che si mostra come il fattore dominante, avviene in progressione, in conseguenza della gravità, tra le superfici di strato a livello delle marne e dei calcari a contenuto arenaceo; in tale cinematismo può agire anche l'interferenza dell'acqua della falda, con condizioni di sovra-saturazione idrica e conseguente deterioramento dei già scadenti caratteri geomeccanici Figure 50 a, c, d, e, f, g).



Figura 50 a



Figura 50 c

Figura 50 b *Facies* delle marne a ostreidi

Grotte da crollo nel basso della falesia a Roja de su Cantaru:  
la linea gialla indica il livello di emergenza della falda



Figura 50 d



Figura 50 e

Figura 50 f

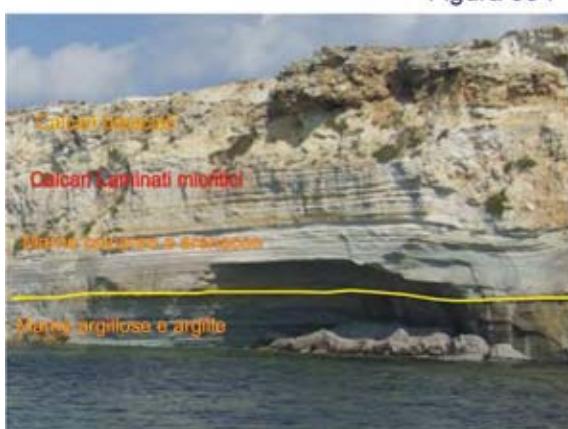
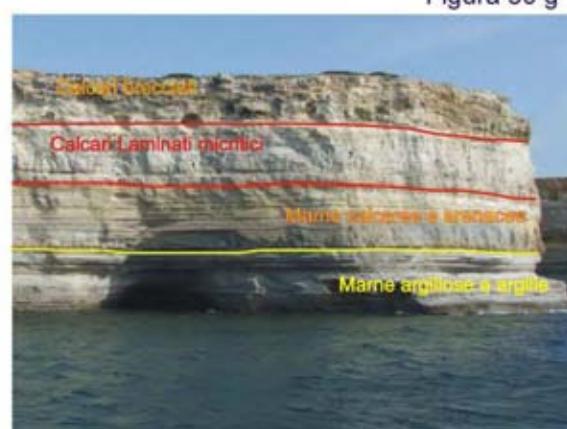


Figura 50 g



E' possibile che nello scollamento delle superfici di strato eserciti la sua influenza anche un indebolimento delle strutture in conseguenza di processi aloclastici.

In questo settore della falesia sono osservabili anche fenomeni di crollo per collasso, con distacco di consistenti volumi di roccia. In genere questo meccanismo è guidato dallo sviluppo di fratture ad andamento prevalentemente verticale, sotto l'influenza delle tensioni da carico litostatico sui litotipi poco competenti, rappresentati dai calcari gessosi, dai calcari e dalle marne arenacee a debole grado di cementazione (Figure 51, 52, 53 a, b, c).

Le nicchie di distacco di numerosi blocchi mostrano superfici con andamento sia circa ortogonale sia circa parallelo alla parete della falesia (Figure 54 a, b). Inoltre, il meccanismo di distacco secondo le superfici di strato è testimoniato da crolli che coinvolgono grosse lastre (pacchi di strati) di roccia osservate in alcuni eventi di frana di rilevanti volumi. In questi eventi sembra agire in modo determinante l'emergenza della falda, che determina il deterioramento dei caratteri geomeccanici dei litotipi interessati, cioè le marne siltose e arenacee della parte superiore della Fm. di Capo San Marco ed i calcari gessosi e micritici della Fm. dei Calcarei Laminati del Sinis (Figure 55 a, b, c)

Localmente, la morfogenesi di tipo carsico, pur di modesta entità, può condurre a forme di dissesto che coinvolgono localmente l'intero spessore della falesia. Il fattore predisponente è rappresentato in questo caso dalla fratturazione dei calcari, che facilita l'infiltrazione e la dissoluzione dei carbonati, particolarmente attiva sui litotipi brecciati dell'unità superiore (Fm. di Torre del Sevo): nei casi in cui il medesimo processo agisce intensamente ed in profondità, fino ad interessare anche le unità calcaree e marnose sottostanti, si registra lo sviluppo di karst. Il procedere di tale fenomeno verso il basso espone i livelli stratigrafici inferiori della falesia all'azione distruttiva della dinamica marina, che in definitiva rappresenta il principale fattore scatenante.

L'accrescimento delle cavità verso l'alto provoca, secondo il meccanismo di *sinkhole*, il collasso della volta. Il ripetersi di tali processi conduce infine alla erosione sull'intera altezza della falesia, determinando l'erosione per moto ondoso ed il progressivo graduale ampliamento di profonde anse lungo il suo sviluppo longitudinale. Figure (56,a,b, c).



Figura 51 - Calcare Laminati: giunti sub-verticali e scollamenti di strati con traslazione di blocchi



Figura 52 - livello di emergenza della falda e nicchie di distacco sulle marne calcaree



Figura 53 a



Figura 53 b

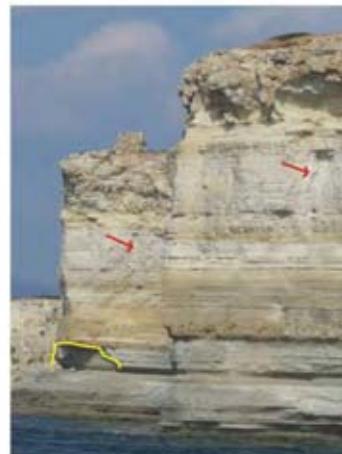


Figura 53 c

Macrogiunti sub-verticali su parete in Calcare Laminati del Sinis



Figura 54 a

Macrogiunti sub-verticali su parete in Calcare Laminati del Sinis e nicchie di distacco a sezione prismatica



Figura 54 b



Figura 55 a



Figura 55 b



Figura 55 c



Figura 55 d



Figura 55 e

Crollo a lastre di pacchi di strati per distacco da marne siltose (nicchia in verde) e calcari brecciatati interessati da intensa decarbonatazione per dissoluzione



Figura 55 f

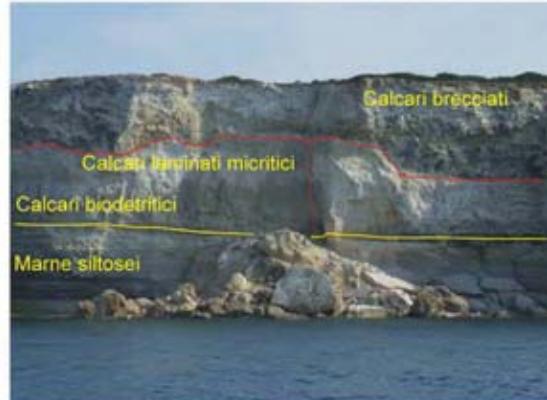


Figura 55 g

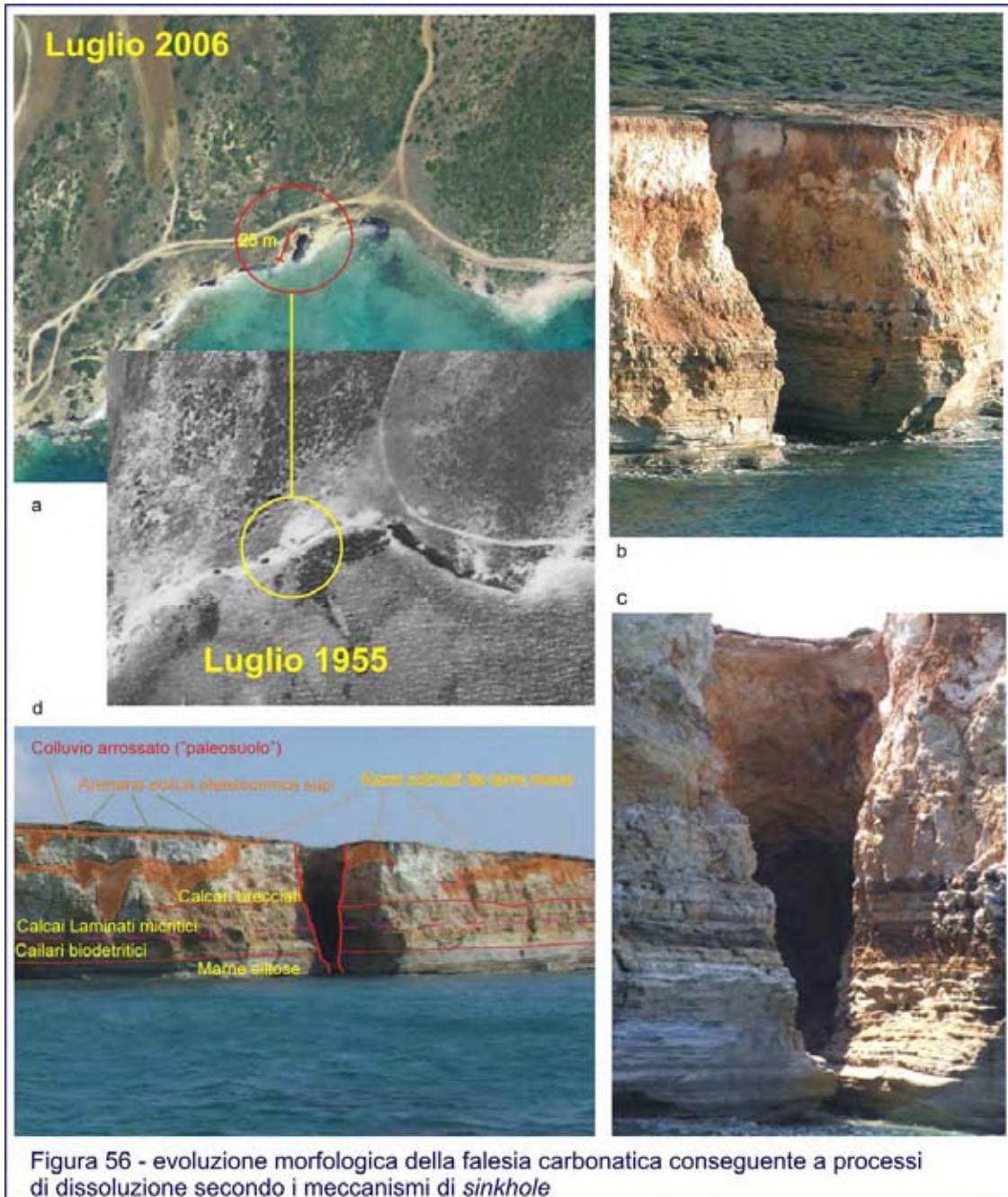


Figura 56 - evoluzione morfologica della falesia carbonatica conseguente a processi di dissoluzione secondo i meccanismi di *sinkhole*

#### 4.2.5 Su Cuccuru Mannu – Sa Punta de S'Incudina

La morfogenesi in atto nella porzione più settentrionale della falesia di Su Tingiosu, per la lunghezza di oltre 1 km, sono condizionati inizialmente dalla natura litostratigrafica della successione, che mostra, dalla base:

- parte alte dell' unità dei Calcar Laminati del Sinis, micritici,
- unità dei calcari brecciati della Formazione di Torre del Sevo, intensamente interessati da processi di dissoluzione dei carbonati e successive ricementazioni, che conferiscono all'unità una struttura caotica,
- livello di terre rosse residuali e colluvio detritico-sabbioso-limoso, fortemente arrossato per pedogenesi,
- complesso di arenarie eoliche con laminazioni ad alto angolo, a contenuto bioclastico, in subordine quarzoso-litico, mediamente cementato, (Figura 57).

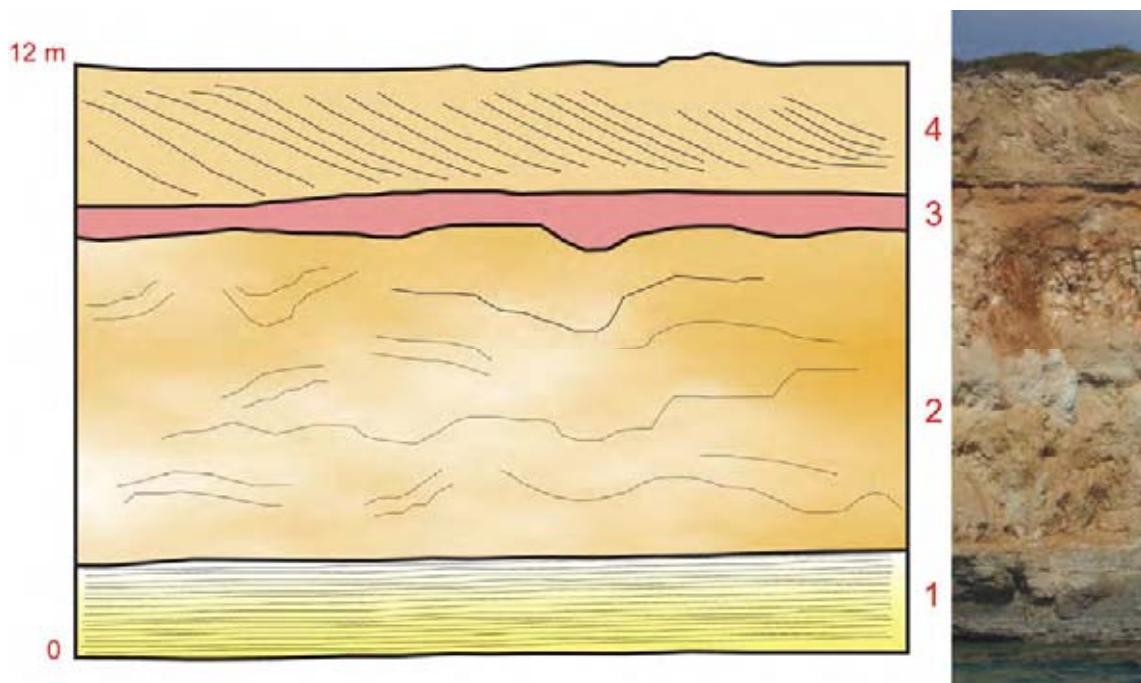


Figura 57 - Sezione stratigrafica della successione affiorante nella falesia di Su Cuccuru Mannu

Le arenarie, con spessori fino a circa 10 m, rappresentano un complesso dunare appartenente ad un sistema di cordone di spiaggia del Pleistocene superiore, articolato in strutture domiforme (Figura 58), con geometrie deposizionali caratteristiche degli apparati dunari depositi in regime eolico fortemente dinamico (“stratificazione incrociata”), in un ambiente ad elevata disponibilità di sedimenti. La natura dei granuli che costituiscono le arenarie è quarzoso-litica ed in gran parte bioclastica, la cui abbondanza è strettamente legata alla natura marina-costiera (ambienti di spiaggia) delle aree di alimentazione.



Figura 58 – strutture di accezione della paleo-duna di Cuccuru Mannu

La placca delle arenarie occupa in estensione un'ampia superficie sul territorio retrostante la falesia, ove numerose pareti che furono i fronti di cava all'epoca dell'attività di estrazione mostrano con evidenza i rapporti di giacitura tra i singoli episodi deposizionali dell'articolato sistema dunare, rappresentati dalle geometrie a stratificazione incrociata, con lamine di accrezione anche ad alto angolo. Le arenarie sono tessituralmente omogenee e ben classate, con grado di cementazione localmente differente in dipendenza del prevalere di livelli ad elevata componente carbonatica bioclastica o quarzoso-litica.

Non sono presenti sulla massa delle arenarie direzioni di fessurazioni statisticamente rilevabili; sul fronte della falesia sono piuttosto evidenti fratturazioni sui banchi di arenaria che ricoprono il colluvio e che sono posizionati a gettante, evidenziando il differente grado di competenza e di erodibilità.

In ragione dell'elevato grado di erosione del livello di colluvi arrossati, dello spessore medio del metro, i banchi di arenaria si trovano frequentemente in posizione di aggetto, spesso per una estensione di qualche metro. In tale situazione, l'effetto da carico litostatico che grava sul livello colluviale aumenta notevolmente accentuandone il comportamento plastico, particolarmente in condizioni di ritenzione idrica per spray marino o per precipitazioni meteoriche, con il conseguente innesco della fessurazione dei banchi di arenaria. Le fratture e le fessure si manifestano prevalentemente con giunti ad andamento sub-verticale, tuttavia i distacchi avvengono diffusamente anche lungo le superfici delle lamine, individuando in tal modo nel corpo delle arenarie dei livelli a debole cementazione.

Conseguentemente alla perdita delle condizioni di staticità, i banchi aggettanti infine subiscono il distacco ed il crollo, generalmente seguito da ribaltamento e/o scivolamento fino al piede della falesia (Figura 59 ).

L'unità dei calcari brecciati (Fm. di Torre del Sevo) è stata interessata per intero da fenomeni di dissoluzione dei carbonati, con formazione di profondi paleo-karst colmati da terre rosso-cupe residuali, i quali possono raggiungere il basso della falesia ed interessare anche la parte alta dell'unità dei Calcarei Laminati. Questi ultimi inoltre localmente appaiono intensamente fratturati, in conseguenza del fenomeno di dissoluzione che avviene nell'interstrato, probabilmente per l'interferenza dell'acqua della falda diffusamente emergente sull'intero fronte della falesia (Figura 60 a, b).

Tali caratteri, che accentuano la criticità di questa morfostruttura, oltre il già scadente carattere geomeccanico dei Calcarei Laminati del Sinis e dei calcari brecciati della Formazione di Torre del Sevo, rappresentano pertanto un fattore di instabilità sull'intero fronte della falesia. In questi caratteri si possono individuare i principali fattori predisponenti la dinamica degli eventi franosi, (Figure, 61 a, b, c) che si manifestano con fratturazione, distacco e crollo per ribaltamento di blocchi di arenaria anche di diversi metri cubi di volume.

I sedimenti ed i crolli determinano al piede della falesia l'accumulo dei blocchi franati che, in virtù del loro grado di cementazione, non subiscono il processo di dilavamento da parte degli agenti marini: questi blocchi di arenaria, pertanto, dissipando l'energia del moto ondoso rappresentano un elemento naturale a parziale rallentamento del processo erosivo sulla falesia da parte della dinamica marina. In contrasto con i fattori predisponenti, questo aspetto rappresenta quindi un importante fattore di inibizione per i crolli ed il *trend* retrogressivo della falesia.

Pertanto, in questo tratto di falesia i fattori che presiedono alla morfogenesi qualitativamente di tipo erosivo sono rappresentati da:

- la facile erodibilità del colluvio sottostante le arenarie,
- i conseguenti cinematismi di crollo per gravità delle arenarie sovrastanti che spesso si trovano quindi in posizione di aggetto,
- il basso grado di competenza delle unità carbonatiche,
- la scadente qualità dei caratteri geomeccanici dei litotipi, anche in considerazione dell'intenso fenomeno di dissoluzione cui sono soggetti.

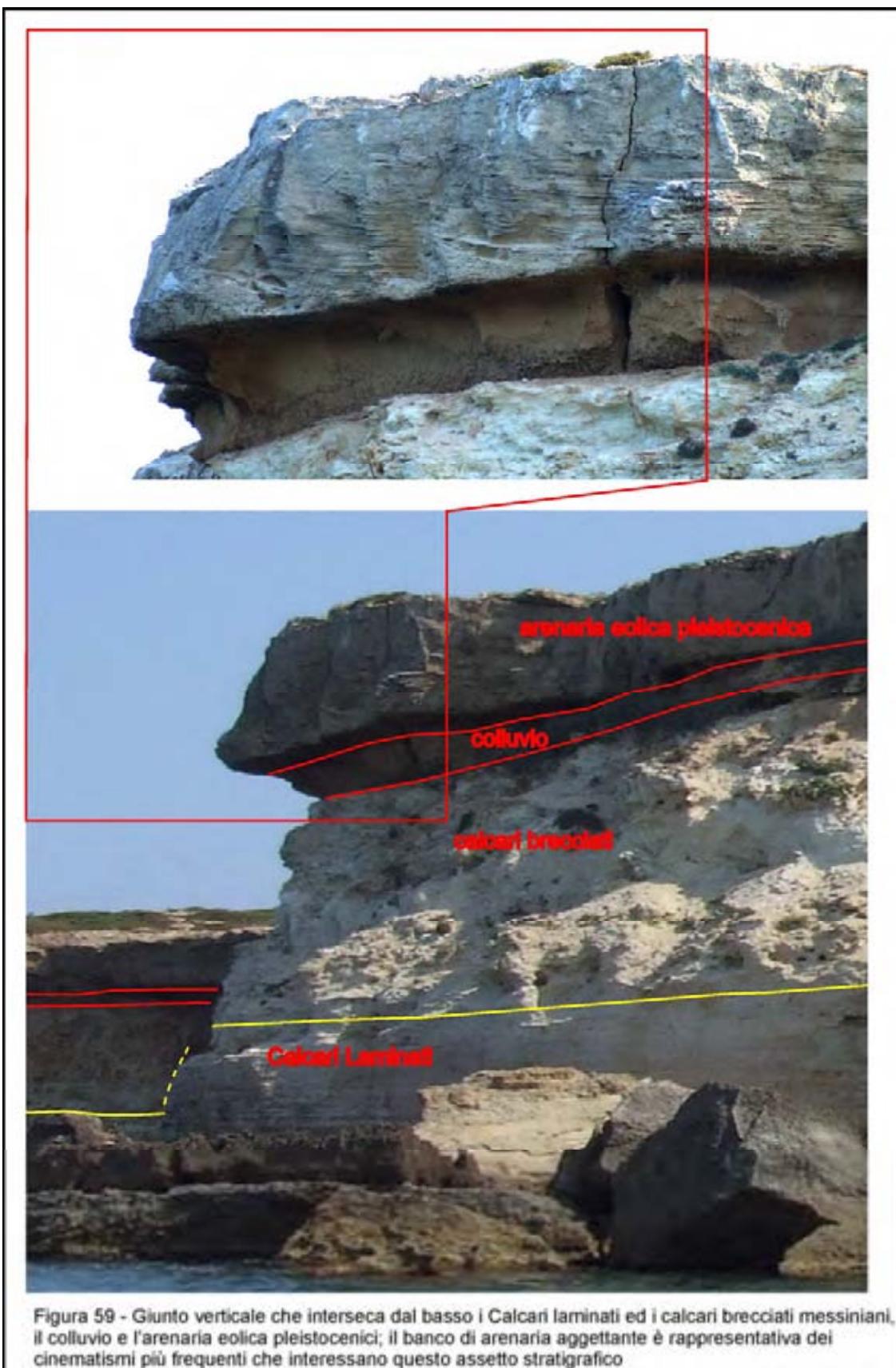
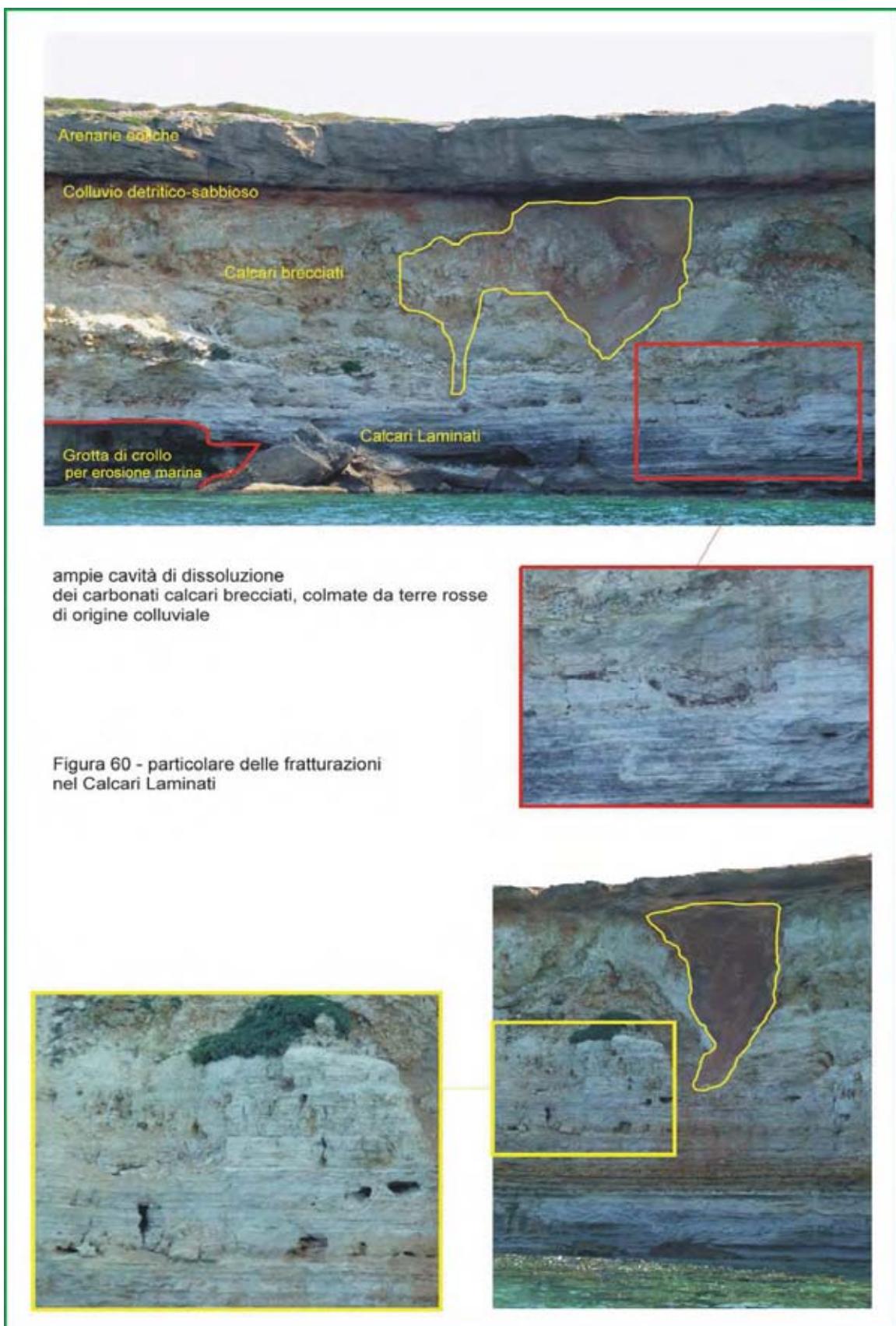
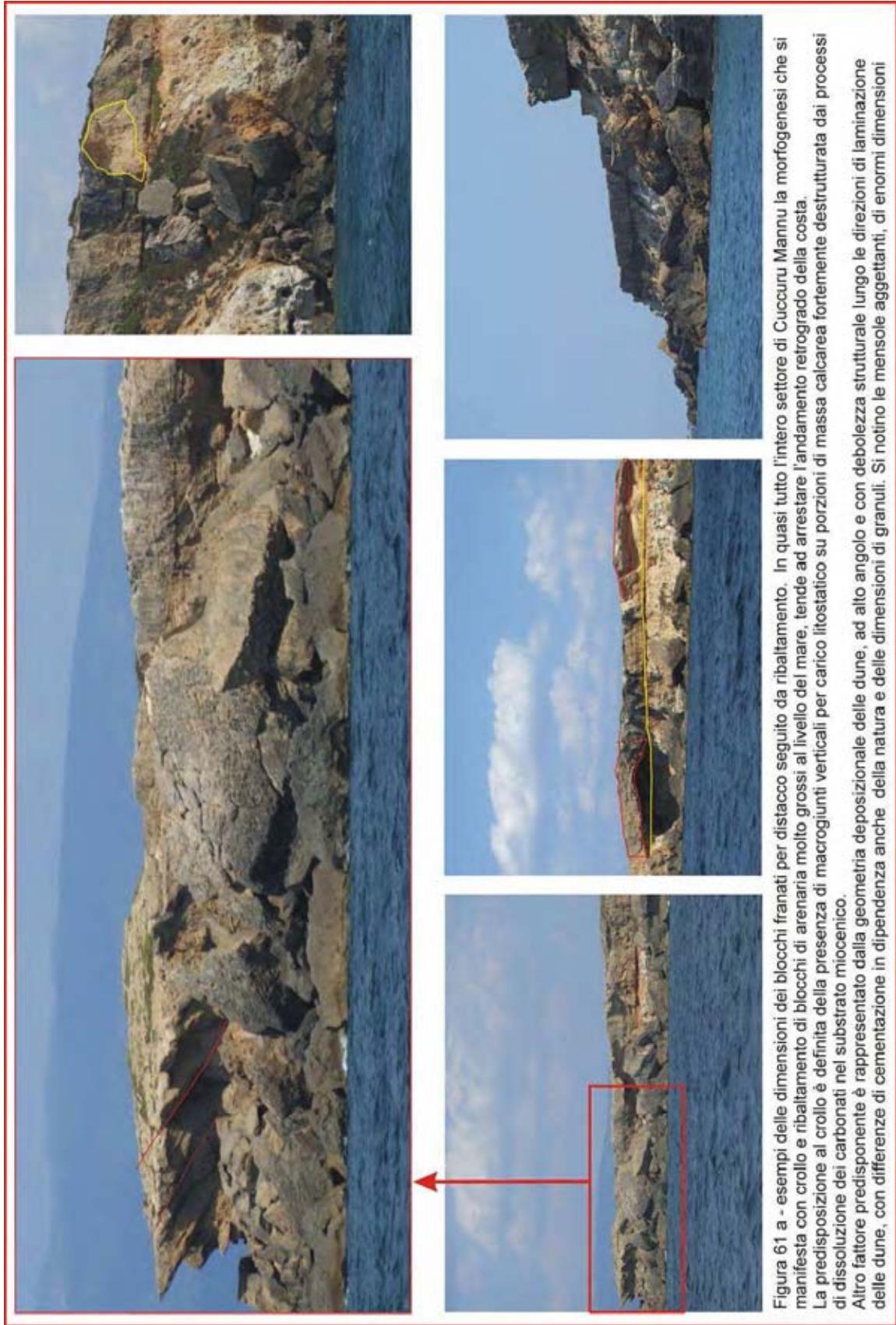


Figura 59 - Giunto verticale che interseca dal basso i Calcarei laminati ed i calcarei brecciati messiniani, il colluvio e l'arenaria eolica pleistocenici; il banco di arenaria aggettante è rappresentativa dei cinematismi più frequenti che interessano questo assetto stratigrafico





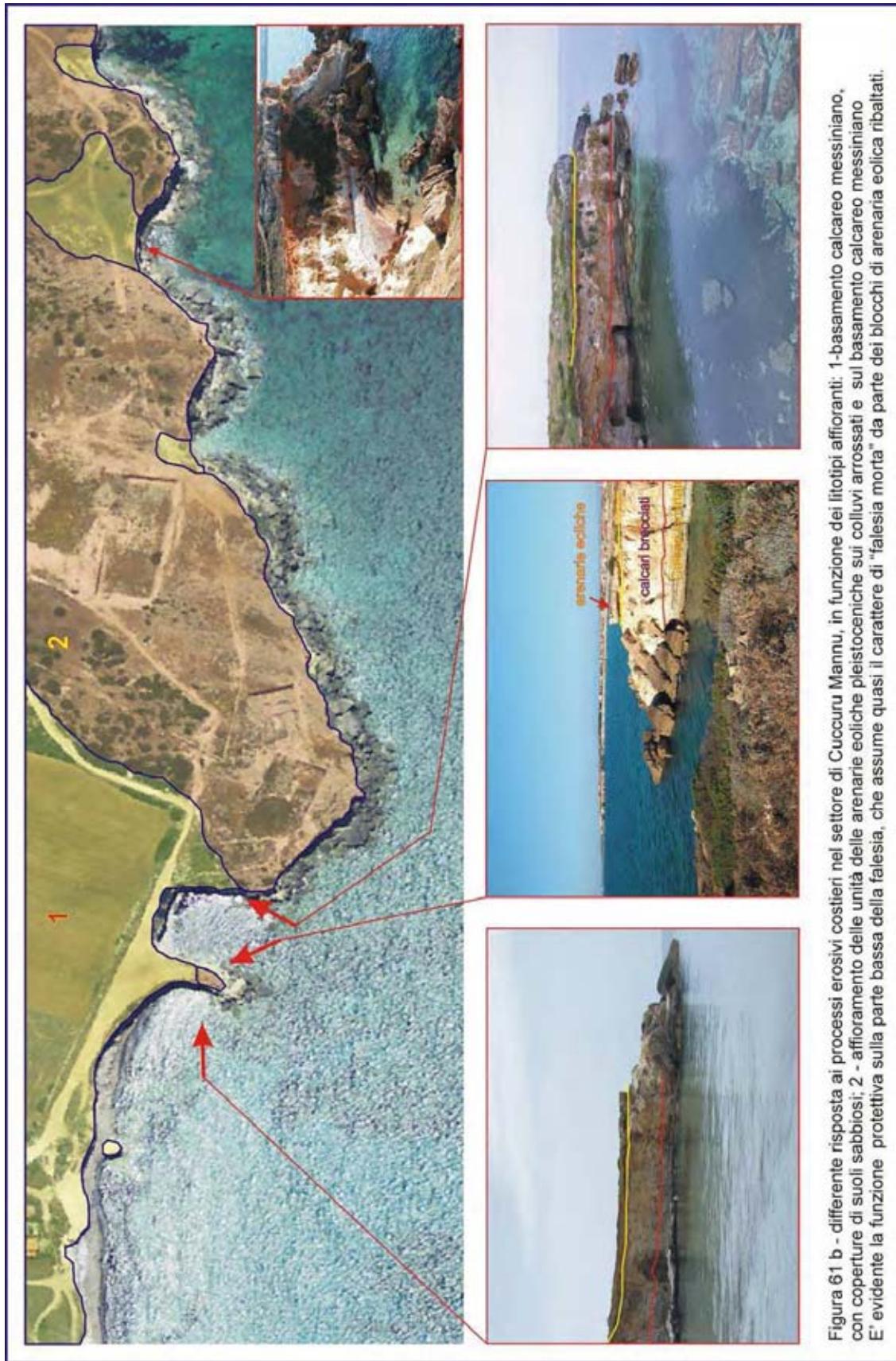


Figura 61 b - differente risposta ai processi erosivi costieri nel settore di Cuccuru Mannu, in funzione dei litotipi affioranti: 1-basamento calcareo messiniano, con coperture di suoli sabbiosi; 2 - affioramento delle unità delle arenarie eoliche pleistoceniche sui colluvii arrossati e sui basamenti calcareo messiniano. E' evidente la funzione protettiva sulla parte bassa della falesia, che assume quasi il carattere di "falesia morta" da parte dei blocchi di arenaria eolica ribaltati.

#### **4.2.5.1 Età dei processi erosivi sulla falesia - rapporti con la tettonica**

Il profilo della falesia in località Su Cuccuru Mannu fornisce elementi per ipotizzare almeno approssimativamente l'età dell'inizio del processo erosivo. Le arenarie eoliche si sono deposte durante, o immediatamente dopo, il "sea level high stand" Tirreniano (MIS 5), all'inizio del trend regressivo marino che successivamente ha interessato il "Pleistocene superiore glaciale". Solo nell'Olocene medio, con la risalita del mare fino al livello attuale, la fascia costiera attuale ha iniziato a subire l'attività erosiva marina che associata agli effetti degli altri caratteri litologici, stratigrafici e strutturali propri delle formazioni geologiche interessate, ha portato il profilo della falesia alle forme attuali.

Fin dall'inizio dei processi erosivi, (a partire dalla metà dell'Olocene, circa -6000 anni B.P.), i crolli delle arenarie hanno garantito al piede della falesia in arretramento (Figura 62), la difesa dall'erosione ad opera del moto ondoso, rallentando notevolmente l'efficacia di uno dei fattori che controllano il processo erosivo come elemento scatenante.

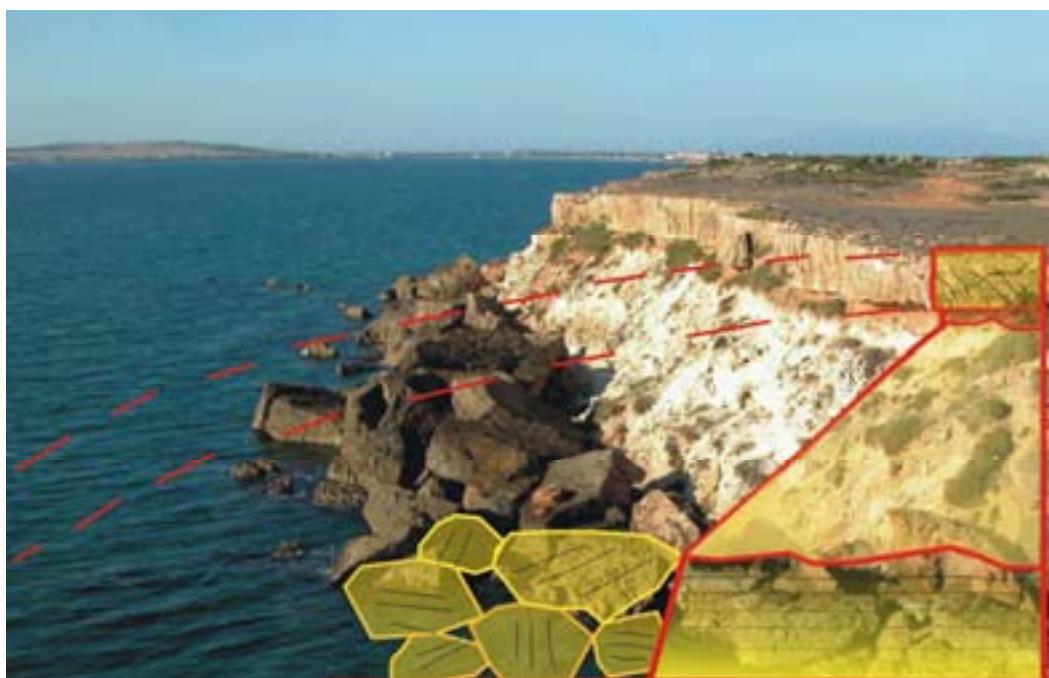


Figura 62 – evoluzione della falesia nel corso dell'Olocene

#### **4.2.6 S'Arena Scoada**

Il contesto morfologico della costa di S'Arena Scoada, compresa tra Sa Punta de S'Incudina e Punta S'Architteddu, presso l'abitato di Putzu Idu nel Sinis nord-occidentale, è rappresentato sia da spiagge sia da falesie di modesta elevazione.

I caratteri litologici e strutturali ricalcano quelli del tratto di falesia di Su Tingiosu: i litotipi presenti, esposti con pareti rocciose a falesia o a piccola scarpata in alternanza ad aree in spiaggia, appartengono anch'essi alla successione messiniana del Sinis e sono per lo più arenaceo-calcarei, strutturalmente disposti con geometrie deposizionali ad andamento prevalentemente planare. In quest'area è stato effettuato il rilevamento di dettaglio in differenti

periodi dell'anno, nell'intervallo di tre anni, per assumere una maggiore ampiezza di informazioni al fine di individuare l'evoluzione dei processi fisici che controllano la morfogenesi.

E stato osservato che i fenomeni prevalenti sono costituiti da crolli, dalla parete o in grotte di piccole dimensioni, presenti anche alle spalle della spiaggia. Il fenomeno è particolarmente attivo sia sulle unità calcaree costituite dai Calcari Laminati, in cui l'intensa fratturazione costituisce un elemento di forte instabilità, sia sulla parte alta delle falesie o rive di erosione, a carico delle coperture terrigene intensamente alterate già nei livelli immediatamente sottostanti i suoli.

I crolli costituiscono un fenomeno frequente e, pur non interessando generalmente eccessivi volumi di roccia, essi rappresentano tuttavia un elevato carattere di pericolosità per la frequenza degli eventi, costituendo pertanto un elemento di rischio, soprattutto a motivo dell'elevato carico antropico stagionale.

All'estremità meridionale del tratto costiero di S'Arena Scoada, in località S'Architteddu la falesia, che raggiunge 8 m / 11 m di altezza, è costituita (Figura 63) dal basso da:

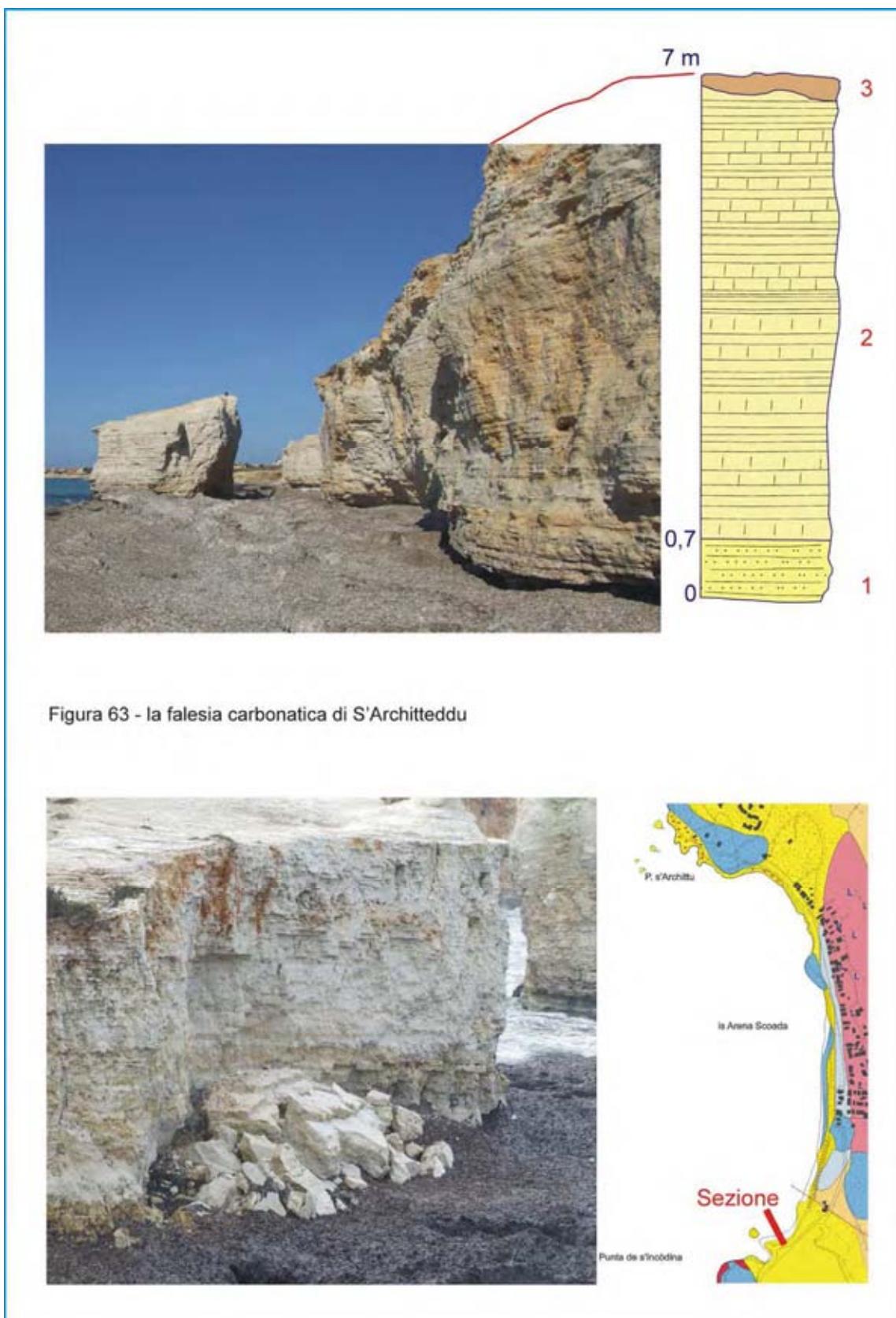
- 1, arenarie e marne arenacee quarzose marnose, fossilifere,
- 2, alternanza di calcari e marne con livelli di spessore decimetrici di argille e, nella parte alta, calcari micritici (Fm. Calcari Laminati del Sinis),
- 3, colluvio arenaceo-detritico arrossato, con noduli carbonatici, ricoperto dal suolo olocenico.

Lateralmente, sui Calcari Laminati compare l'unità detritico-brecciata dei calcari dolomitici vacuolari della Formazione di Torre del Sevo.

La stabilità della falesia appare particolarmente critica a causa delle condizioni strutturali dell'ammasso roccioso: infatti la parete della falesia è intensamente interessata da diaclasi, con fratture che mostrano anche distacchi di 5 cm di apertura (Figura 64 a, b, c, d, e) sono evidenti frequenti fessurazioni sub-verticali, con distacco anche di 2-3 cm, scollamenti fra i giunti di stratificazione.

Sono frequenti banchi pluri-decimetrici con alternanze tra i calcari della formazione dei Calcari Laminati del Sinis e livelli di argille di colore generalmente verde-chiaro, talora di colore verde intenso; la presenza delle argille plastiche induce delle modeste traslazioni laterali dei blocchi di roccia, accentuando in tal modo instabilità della parete di falesia fino al crollo.

In questo settore, oltre le condizioni di diffusa fratturazione dei Calcari Laminati, anche il carattere di intensa brecciatura e di forte alterazione per dissoluzione e ricircolazione di carbonati nell'unità formazionale di Torre del Sevo induce accentua la morfogenesi per crollo (Figura 65).



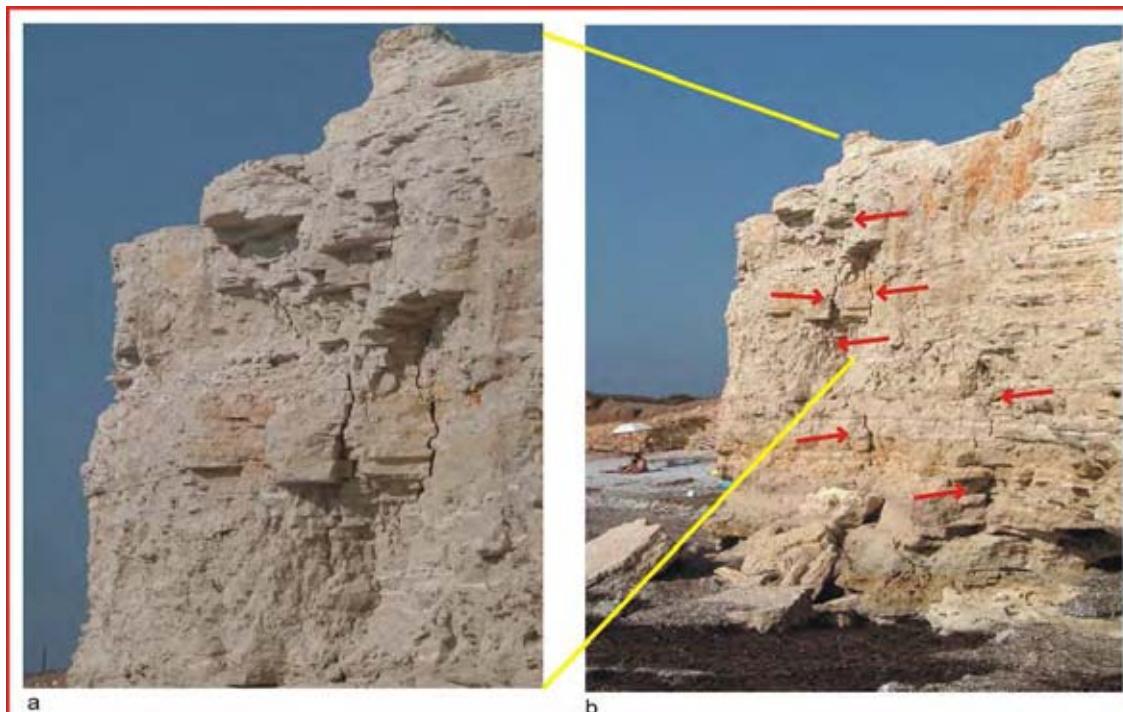
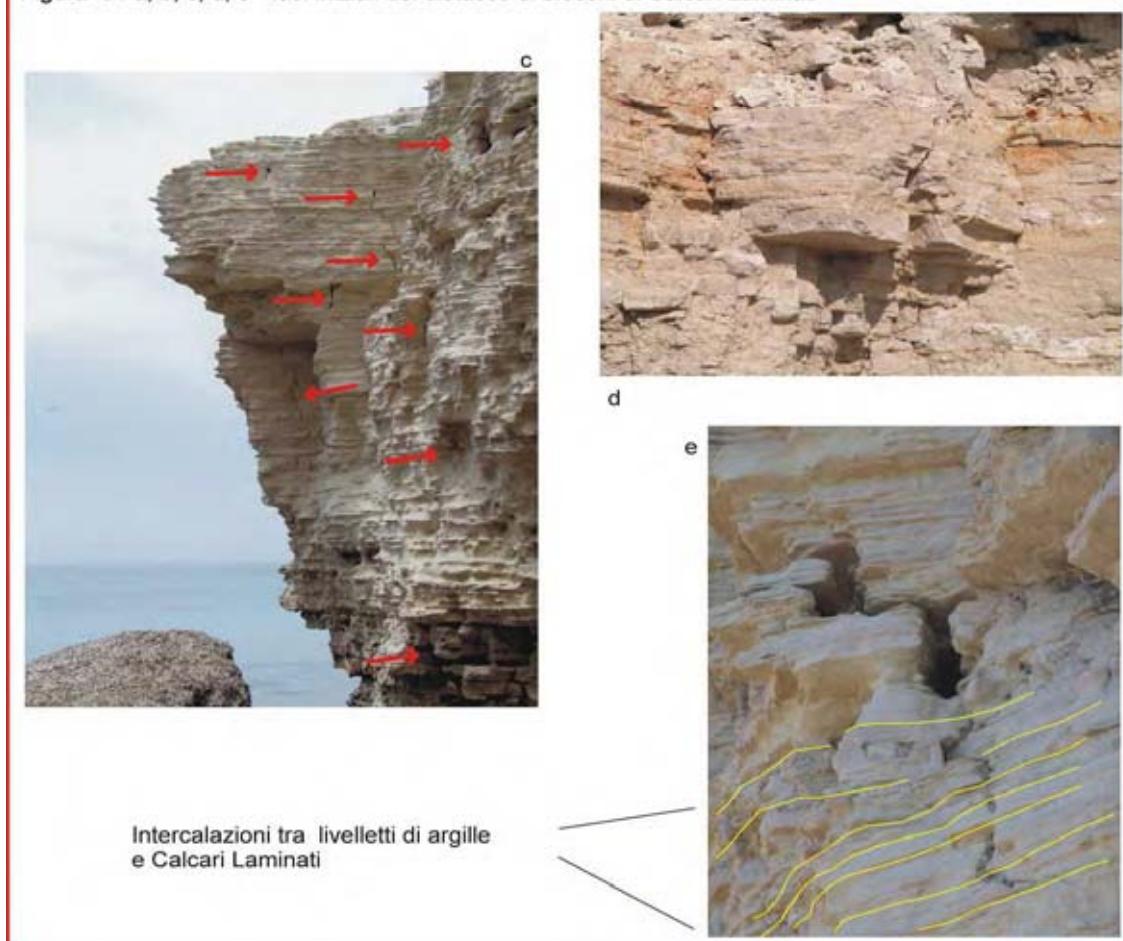


Figura 64 a, b, c, d, e - fasi iniziali del distacco di blocchi di Calcare Laminati



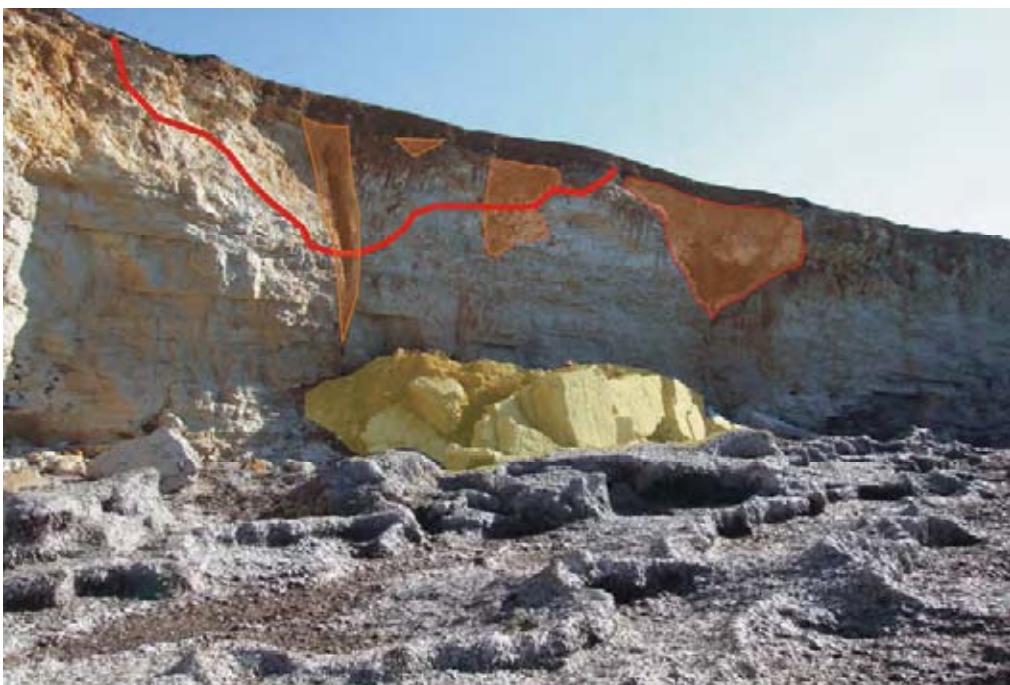


Figura 65 – karst, nicchia di distacco e grossi blocchi ribaltati per crollo recentissimo

La fratturazione dei litotipi sequenza miocenica in questo settore di costa è notevolmente più intensa di quanto rilevato nell'intera falesia di Su Tingiosu; la causa è sicuramente da ricondurre a stress di natura tettonica, di cui si osservano elementi particolarmente sulla piccola falesia all'estremità meridionale del sistema di spiagge di S'Arena Scoada. Qui si rileva una faglia diretta di limitato rigetto, con un piano ad andamento sub-verticale (Figura 66). I litotipi intersecati da questa struttura sono le arenarie e le marne quarzose e, superiormente, la sequenza dei Calcarei Laminati i quali, nonostante la non rilevante entità della dislocazione, appaiono molto intensamente fratturati.



Figura 66 – deformazione ed intense fratture nei Calcarei Laminati

Il tratto intermedio del sistema di spiagge di S'Arena Scoada è caratterizzato dalla presenza, alle spalle del corpo di spiaggia, da una ripa di erosione dell'altezza media di 2 m incisa sui litotipi calcarei e marnoso-argillosi messiniani ed in parte sulle arenarie di spiaggia del Pleistocene superiore. Una sezione-tipo (Figura 67) mostra, dal basso:

- 1, arenarie finemente listate con intercalazioni di argilla,
- 2, arenarie quarzoso-litiche, in sottili livelli a differente granulometria, con abbondanti pectinidi e localmente di *ichnofacies* su superficie di strato. Nella parte più bassa sono presenti intercalazioni di livelli di argille e *silt* nelle arenarie,
- 3, marne sottilmente listate color grigio chiaro e giallo ocra e argille marnose, con frazione sabbiosa di natura quarzosa e noduli carbonatici,
- 4, alternanze centimetriche di calcari e argille verdastre, con convoluzioni inglobanti frammenti arenacei e noduli carbonatici,
- 5, arenarie a laminazione piano-parallela ed andamento sub-orizzontale, in *facies* eolica, con impronte di apparati radicali ad andamento sub-orizzontale sulla superficie e strutture di *ripple-marks* eolici, del Pleistocene superiore. I set laminari variano granulometricamente in grossolani e sottili, questi ultimi tessituralemente molto omogenei per via di una efficace selezione eolica. Sulla superficie delle lastre di arenaria si osservano delle fratture ad andamento irregolare, ricolmate e suturate da ricircolazione di carbonati, che testimoniano pregressi fenomeni di flessione, con appoggio sul substrato messiniano a comportamento plastico.
- 6, colluvi detritici carbonatici e suolo sabbioso attuale, sviluppato sulle dune oloceniche, di colore bruno - rossiccio.

L'erosione sul fronte della ripa e il comportamento plastico dei livelli sedimentari messiniani causano il ribaltamento delle lastre di arenaria pleistocenica fino al loro crollo sulla spiaggia, costituendo queste, in tale posizione, una protezione da ulteriore erosione per dinamica marina.

Il ribaltamento dei blocchi (Figura 68) e la circolazione di acque ricche in carbonati che successivamente hanno suturato le diaclasi (Figura 69) testimoniano il protrarsi di un tale cinematismo nel tempo nel corso dell'Olocene, su un sistema costiero sufficientemente stabilizzato, almeno nei segmenti di costa interessati dalla presenza del complesso arenaceo pleistocenico.

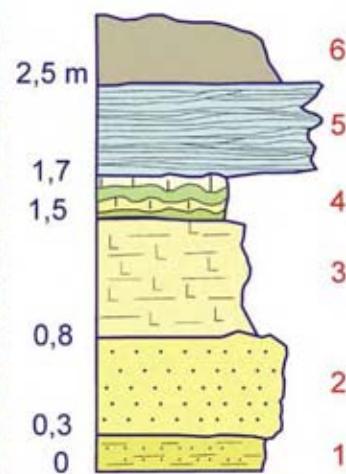
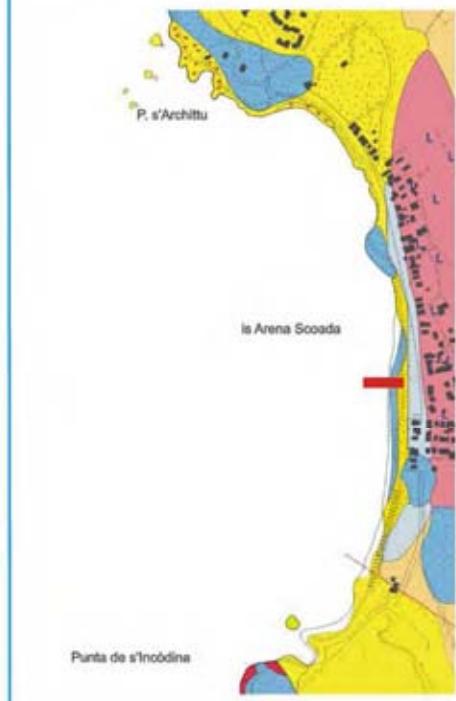


Figura 67 - sezione-tipo della parte centrale di S'Arena Scoada



Figura 68 - lastre di arenaria ribaltate

Figura 69 - suture carbonatiche sulle arenarie



Nel tratto centro-settentrionale della costa di S'Arena Scoada, dove la ripa di erosione di circa 2 m di altezza evolve progressivamente in falesia di circa 6 m, ricompare la parte alta della successione messiniana, con spessori ridotti rispetto alla successione affiorante a Su Tingiosu – S'Architteddu.

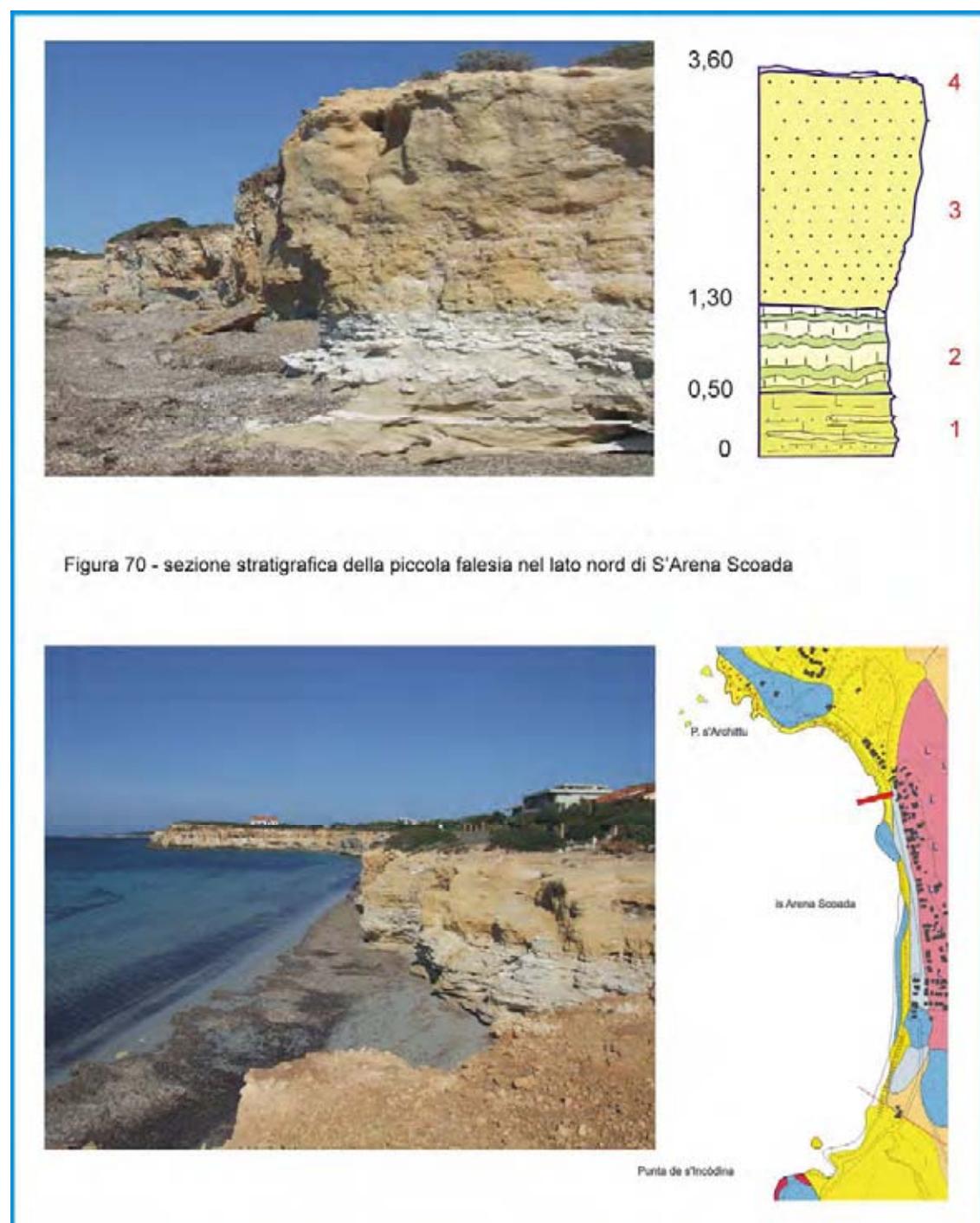


Figura 70 - sezione stratigrafica della piccola falesia nel lato nord di S'Arena Scoada

In sezione (Figura 70) affiorano, dal basso:

- alternanze tra marne arenacee fini e argillose e calcari micritici teneri,
- alternanze di spessore centimetriche e/o decimetrico di livelli di calcari micritici teneri, con livelli centimetrico e/o decimetrico di argille plastiche colore verde intenso e con delle convoluzioni che interessano sia le argille sia i calcari,
- arenaria marina ad alto tenore in quarzo, fossilifera con gusci di bivalvi e gasteropodi, con variazioni laterali lentiformi a differente granulometria
- crostoni arenacei con patine e croste carbonatiche polifasiche da disseccamento, con tracce di apparati radicali, del Pleistocene superiore.

L'elemento di maggiore rilievo come fattore predisponente l'instabilità del fronte della falesia è rappresentato dal livello di alternanze tra argille e calcari micritici, fortemente convoluti (Figure 71, 72, 73). Un simile livello, continuo lateralmente, talora si ripete verticalmente nella successione.



Figura 71 – alternanze intensamente convolute di calcari micritici e argille verdi



Figura 72, 73 - alternanze di calcari micritici e argille con convoluzioni e deformazioni, con i livelli calcarei intensamente fratturati

La struttura di queste alternanze può essere dovuta a eventi tettonici sinesedimentari, capaci di produrre sui sedimenti inconsolidati tali deformazioni; tuttavia simili strutture possono subire l'effetto determinato dal carico litostatico, soprattutto in considerazione dell'elevata plasticità delle argille e dei si processi di dissoluzione e ricircolazione carbonatica osservati sui calcari, rivelati dalla presenza di noduli irregolari pluricentimetrici di carbonati da precipitazione.

L'unità delle arenarie marine fossilifere mostra una notevole fragilità, evidenziata da fessure e giunti ad andamento verticale, a causa dell'alternanza tra livelli a composizione detritica quarzosa sabbioso-ghiaiosa, con scarsa matrice carbonatica, cementazione debole e livelli a composizione sabbiosa medio-fine con abbondante matrice carbonatica e buon grado di cementazione (Figure 74, 75).

Oltre che a causa di questi fattori, la criticità nell'equilibrio del fronte della falesia è accentuato dalla costante presenza, alla base, dei livelli convoluti di calcari micritici e argille, dotate di particolare plasticità e deformabilità (strizioni).

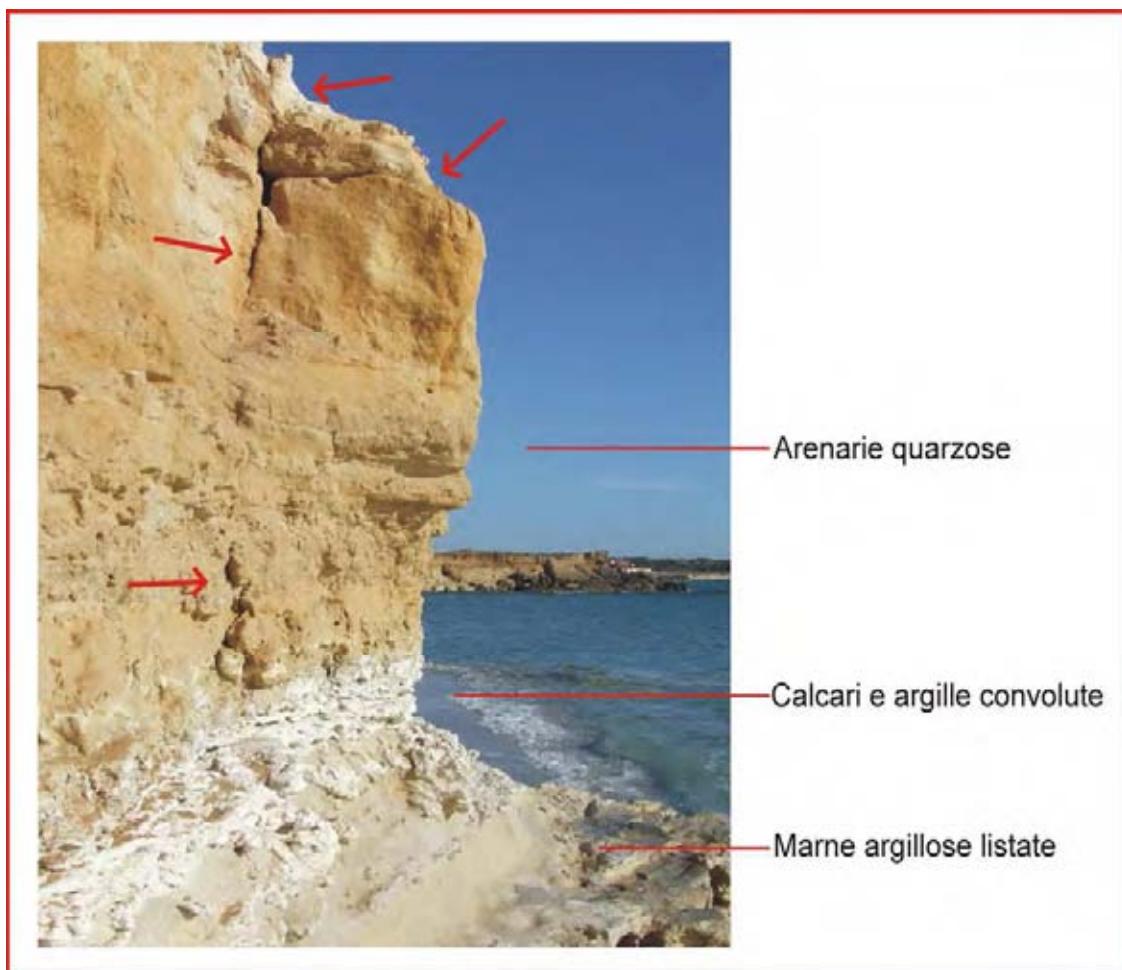


Figura 74 –macrogiunti su un blocco instabile di arenaria



Figura 75 – tratto particolarmente critico della falesia a nord delle spiagge di S'Arena Scoada, con crolli di arenarie intensamente fessurate, nicchie di erosione nel livello ad argille convolute e franamenti dei Calcari Laminati fratturati. Le frecce indicano giunti e fessurazioni.

Nella parte alta della falesia del tratto centro-settentrionale di S'Arena Scoada, un importante fattore di predisposizione a condizioni di criticità nella stabilità della parete è rappresentato dalle condizioni di forte alterazione nei calcari micritici (Calcari Laminati) fratturati, anche per la presenza di strutture diapiriche a piccola scala e processi di pedogenesi verificatisi durante le fasi più calde del Quaternario, in condizioni climatiche più favorevoli al processo di dissoluzione e che tuttora interessano la copertura detritico-sabbiosa.

Sul ciglio della falesia, inoltre, il carattere di forte alterazione della alta copertura terrigena detritica conferisce a tale livello della parete una notevole instabilità (Figura 76), anche a causa della temporanea sovrassaturazione ad opera d'acqua meteorica, nonché per la frequente presenza di apparati radicali della vegetazione arbustiva, che predispongono la massa terrosa al distacco. In questo tratto settentrionale della falesia, il più esposto alla dinamica marina, la tendenza all'arretramento, come rilevato nel gennaio del 2009 (Figura 76), è particolarmente accentuata, oltre che per i predetti fattori destabilizzanti, comunque attivi in quanto insiti nei caratteri litologici e strutturali (Figura 77), anche per lo scalzamento alla base ad opera del moto ondoso (Figura 78 a, b).

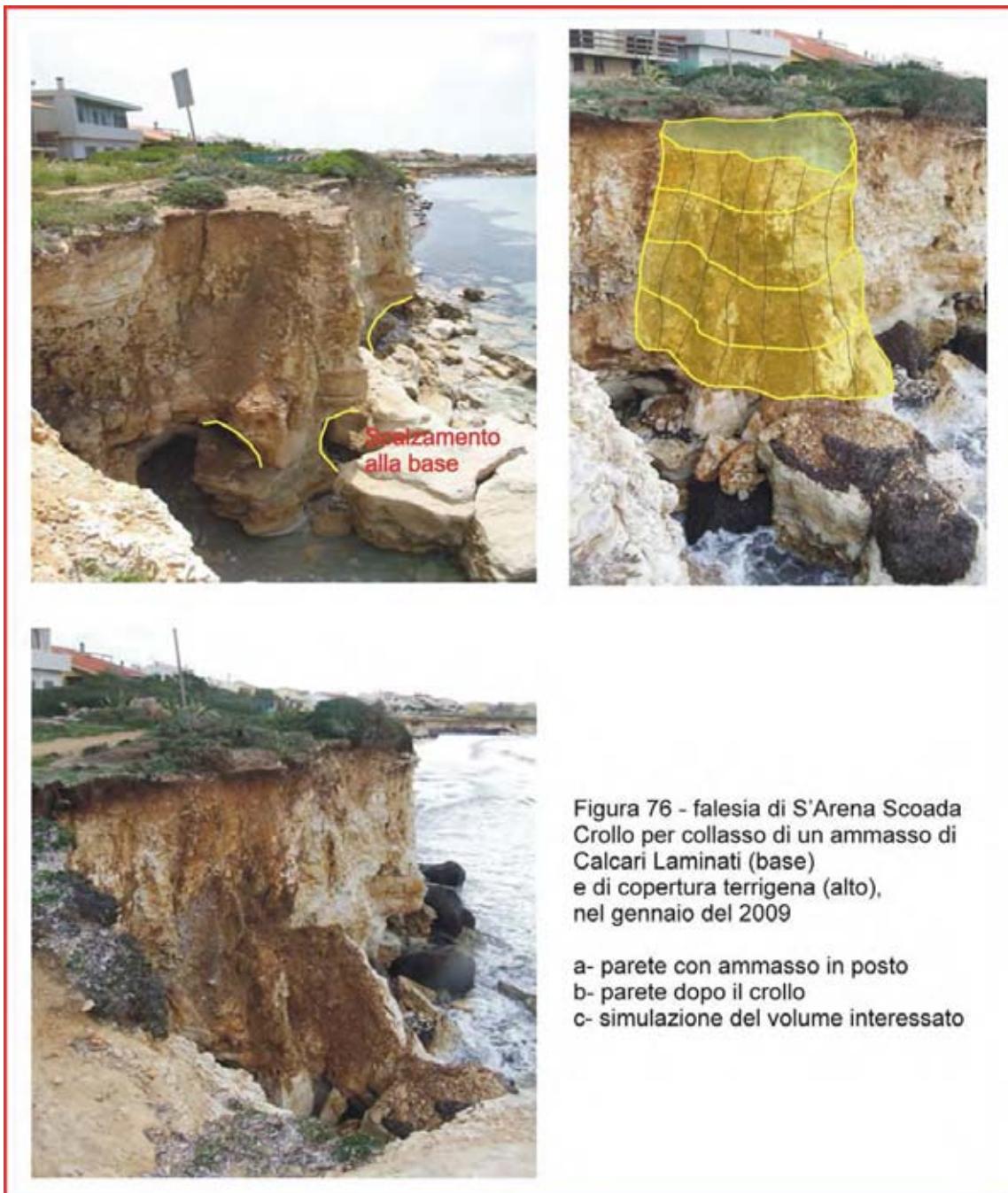
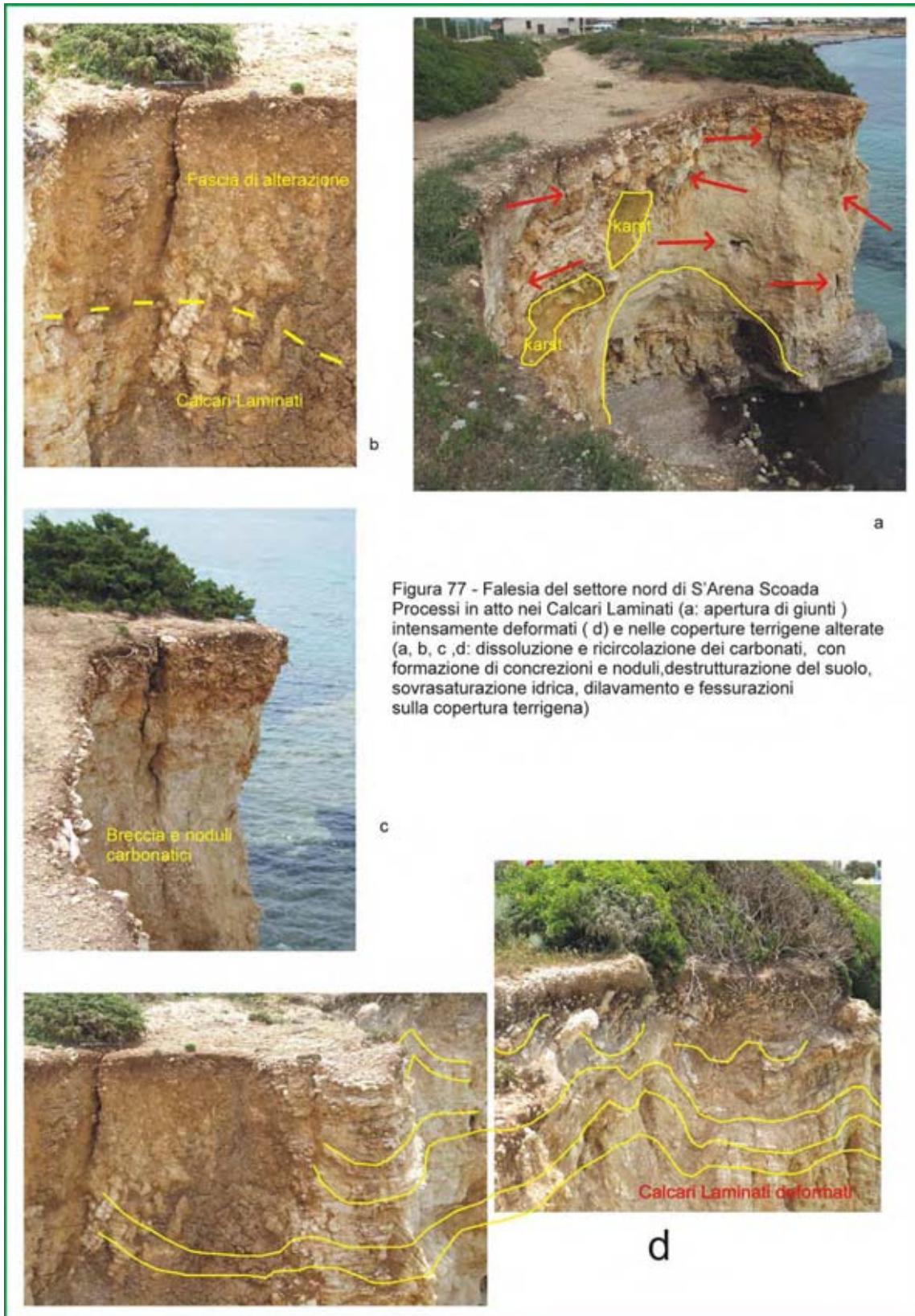


Figura 76 - falesia di S'Arena Scoada  
Crollo per collasso di un ammasso di  
Calcare Laminati (base)  
e di copertura terrigena (alto),  
nel gennaio del 2009

a- parete con ammasso in posto  
b- parete dopo il crollo  
c- simulazione del volume interessato





a

Figura 78 a, b - momenti dell'attività dinamica marina sul tratto settentrionale della costa di S'arena Scoada, che mostra la maggiore esposizione al moto ondoso.

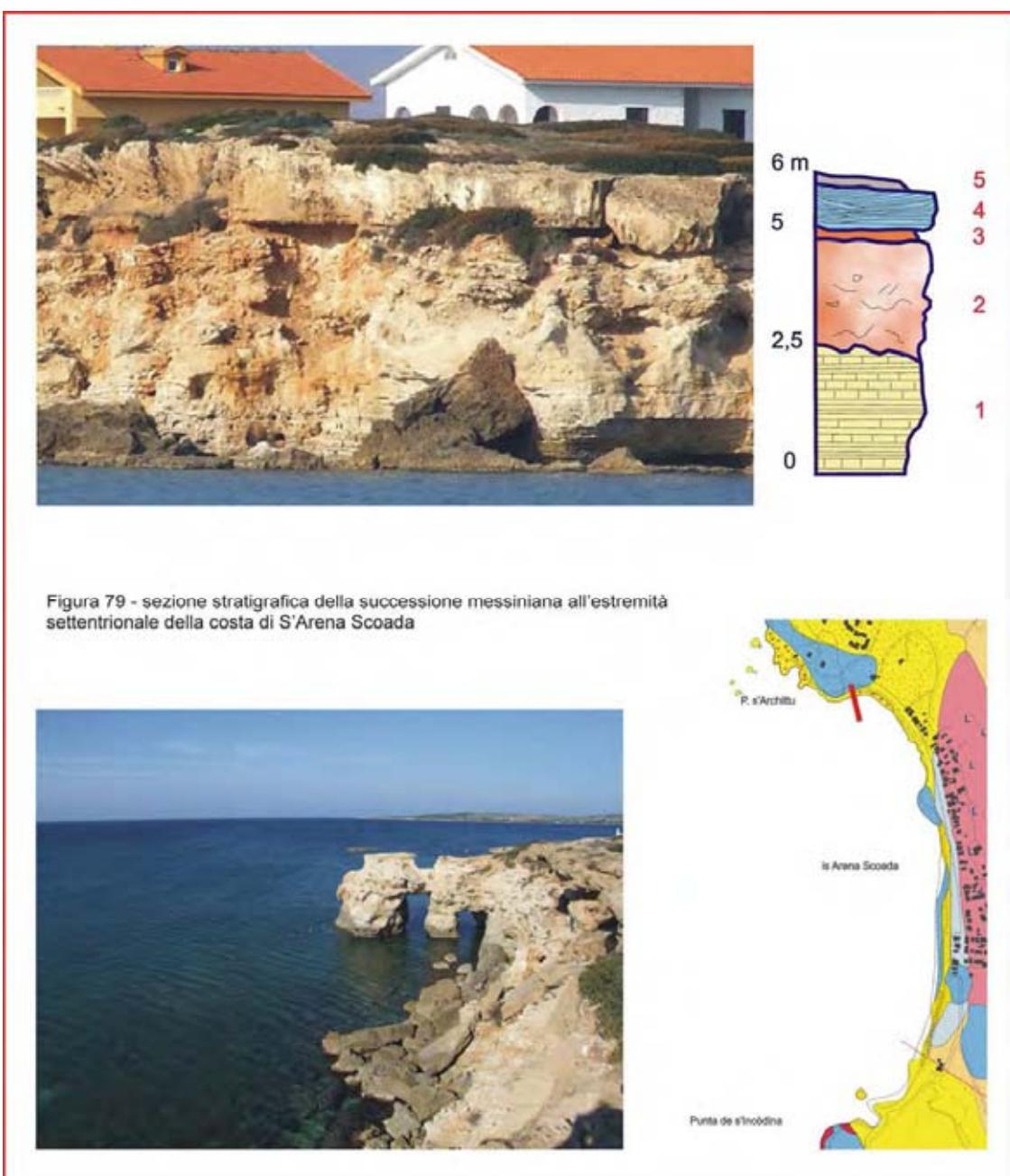
b



Nell'estremità settentrionale dell'area di S'Arena Scoada, le unità stratigrafiche esposte in falesia ripresentano le medesime criticità riscontrate nel tratto più meridionale, in ragione dei simili rapporti di giacitura e, soprattutto, delle accentuate condizioni di alterazione dei loro caratteri primari e quindi del loro deterioramento chimico-fisico.

La successione stratigrafica è costituita, dal basso (Figura 79), da:

- 1 --Calcarei Laminati micritici, con livelli decimetrici di sottili alternanze con argille verdastre,
- 2 --calcarei brecciati (Fm. Torre del Sevo), interessati da intensa decarbonatazione per dissoluzione,
- 3 --colluvio detritico sabbioso-limoso, con noduli carbonatici, fortemente arrossato,
- 4 --arenaria eolica a laminazioni deposizionali ad alto angolo, con patine e croste carbonatiche sulla superficie superiore,
- 5 --suolo attuale bruno scuro.



L'unità dei Calcarei Laminati si mostra intensamente fratturata a livello dei singoli pacchi di strato, deformata nei livelli ad alternanze con le argille ad accentuate convoluzioni e, nella parte alta affiorante, incisa da profonde cavità per dissoluzione dei carbonati innescate sull'unità superiore (Figure 79, 80, 81).

L'unità dei calcari brecciati appare fortemente interessata da processi di decarbonatazione che la rende particolarmente soggetta ad instabilità sul fronte della parete, anche a causa delle ampie cavità da dissoluzione (karst) che la caratterizzano (Figure 79, 80, 81).



Figura 80 -elementi di instabilità della falesia a nord di S'Arena Scoada: a, c - fratturazione delle arenarie eoliche e intensa brecciatura dei calcarei della Fm. di Torre del Sevo; b - stato di equilibrio instabile di blocchi di arenaria eolica sul bordo della falesia.

Sul livello colluviale detritico sabbioso-limoso, caratterizzato dalla presenza dei noduli carbonatici e dall'intenso arrossamento per forte alterazione pedogenetica, il grado di addensamento poco elevato determina dei cedimenti a causa del carico litostatico esercitato da sovrastante banco di arenarie eoliche. Il sistema di fratture che ne deriva determina la flessione ed il crollo di grosse lastre di arenaria, unitamente allo scollamento che talora si manifesta lungo le lamine deposizionali nelle lastre aggettanti, con il collasso per caduta semplice di porzioni degli stessi blocchi.



Figura 81 - promontorio a nord delle spiagge di S'Arena Scoada: individuazione dei principali elementi che come fattori predisponenti condizionano l'evoluzione morfologica della falesia



Anche qui l'accumulo dei blocchi di arenaria al piede della falesia rallenta o inibisce totalmente l'erosione ad opera della dinamica marina, evidenziando in tal modo l'importanza degli

elementi litostratigrafico-strutturali e dei successivi vari processi di alterazione nella massa rocciosa quali fattori di predisposizione e forte condizionamento nell’evoluzione morfogenetica della falesia.

#### **4.2.6.1 Elementi di discussione**

I fattori predisponenti le frane di crollo del sistema di piccole falesie di S’Arena Scoada appaiono diversi e di differente natura e importanza.

Nell’unità dei calcari micritici e delle marne mioceniche (“Formazione dei Calcarei Laminati del Sinis”), l’aspetto maggiormente critico per quanto riguarda la stabilità della parete è rappresentato dal livello delle sottili alternanze tra livelli calcari e le argille verdi soggette nel tempo ad alterno mutamento di volume. E’ stato infatti osservato, nel corso del periodo di rilevamento, quanto l’intensa fessurazione nel complesso di questa unità favorisca l’impregnazione d’acqua che può accentuare la mobilità dei singoli blocchi formati da pacchi di strati, anche di dimensioni modeste (pluri-decimetriche), soprattutto in presenza dei livelli e/o lamina dell’argilla. In tal modo si determinano dei movimenti di traslazione, per fenomeno di micro-espansione laterale che, per quanto lenti e di minima entità, si rivelano comunque tali da produrre la rottura dell’equilibrio statico fino all’innesto del processo di crollo.

L’unità dei Calcarei Laminati del Sinis mostra inoltre una particolare fragilità conseguente all’intensa fatturazione, in particolare sulla porzione esposta sulla parete della falesia. Questo carattere, frequente sull’intero affioramento di tali litotipi, è ancor più evidente nel settore meridionale, sicuramente innescato dall’evento tettonico rilevabile sul fronte meridionale della spiaggia. Inoltre le geometrie e la struttura stratigrafica di tale unità, molto sottilmente laminata e condizionata in modo particolare dai processi e dall’ambiente di deposizione, favoriscono i processi di erosione per distacco e franamento di blocchi, con una conseguente ed anche frequente modificazione del profilo del fronte di falesia, configurando in tal modo un settore caratterizzato da una dinamica intensamente attiva. Talvolta si genera il distacco ed il crollo semplice di lastre secondo i giunti di stratificazione, la cui debole coesione rappresenta un fattore predisponente: quest’ultimo evento rappresenta uno dei processi all’origine delle grotte che si formano alla base della piccola falesia o ripa di erosione, scatenato solitamente dalla occasionale, forte energia marina.

Questi eventi di frana permangono generalmente in stato di quiescenza ad intervallo stagionale o annuale, ma la continuità degli eventi franosi registrati nel tempo, anche se intervallata a fasi di stabilità, si mostrano progressivi e con certezza di prosecuzione in considerazione del permanere dei fattori innescanti e dei fenomeni scatenanti. Questo fatto conferisce loro un elemento certo di pericolosità.

Un altro processo di alterazione, la dissoluzione dei carbonati, responsabile della degradazione dell’ammasso roccioso, rappresenta un ulteriore fattore di predisposizione alle frane di crollo. E’ possibile infatti osservare di frequente, soprattutto sul fronte di falesia più esposto nel tratto meridionale, il collasso di spesse bancate di strati entro i vuoti generati dall’intenso processo di dissoluzione dei carbonati. Sono stati osservati eventi, che, riferiti ad intervalli poco più che trentennali hanno provocato il totale collasso della massa sovrastante il

vuoto da dissoluzione, anche con l'intervento della dinamica del moto ondoso, provocando nel tempo il sostanziale mutamento della morfologia del tratto di falesia interessato.

La dissoluzione dei carbonati è particolarmente frequente nella parte più alta della successione stratigrafica messiniana, dove interessa i calcari brecciati della Formazione di Torre del Sevo, la cui alterabilità e rimozione è da attribuire al processo genetico che ne ha condizionato la struttura, prevalente di breccia sinsedimentaria, intensamente fessurata ed alterata.

L'unità delle arenarie quarzose, che affiorano nella ripa di erosione del settore centro dell'area di S'Arena Scoada, mostra una evidente variabilità laterale e verticale sia *facies* granulometrica sia nel contenuto fossilifero.

Il differente grado di cementazione, che condiziona il differente grado di competenza dei singoli livelli, si manifesta con delle erosioni differenziali tra le varie bancate di strato, che talora facilitano i processi di crollo lungo giunti determinati per irregolarità nella distribuzione del carico della massa rocciosa soprastante.

Le unità sedimentarie sommitali costituite dalle coperture detritiche sulle quali si sviluppa il suolo, nonché i livelli più intensamente pedogenizzati (colluvi fortemente arrossati), si mostrano anch'esse particolarmente vulnerabili e soggette a rapido cinematismo dato il loro carattere fortemente permeabile, per via della dominante detritico-sabbiosa e della sempre presente componente argillosa della tessitura, anche a causa sotto l'azione deflattiva del vento. Inoltre, in ragione del loro basso grado di coesione e della componente argillosa (da pedogenesi) talora dominante, questi depositi terrigeni in certe situazioni stratigrafiche subiscono la deformazione da carico litostatico, costituendo in tal modo un importante elemento di destabilizzazione dei depositi sovrastanti, che generalmente sono costituiti in quest'area da arenarie eoliche pleistoceniche.

Nella parte centrale dell'area di S'Arena Scoada, nella piccola ripa di erosione retrostante la spiaggia, si rilevano chiaramente sulla superficie dell'unità arenacea pleistocenica sistemi di precedenti fratturazioni successivamente ricolmate da circolazione carbonatica, che costituiscono un reticolo di incrostazioni di spessore pluri-centimetrico. Tale successione di eventi può essere inquadrata in complesso all'interno dell'Olocene, dal momento che si può attribuire all'instaurazione del livello marino su valori eustatici prossimi a quello attuale l'innesco dei fenomeni, in questo caso, prevalentemente di carattere erosivo questi litotipi.

Infine, in contesto condizionato da simili fattori e processi, un ruolo di non secondaria importanza è rappresentato dall'interazione delle dinamiche esogene e in modo particolare dalla dinamica del moto ondoso. Lo scalzamento alla base e/o l'incidenza d'onda sulla parete rocciosa, attivo in particolare nella zona centro-settentrionale dell'area rilevata, dove la continuità e ripetitività degli eventi di frana osservati anche a cadenza frequente (da stagionale ad annuale!) contribuiscono ad una rapida morfogenesi del fronte di falesia e rappresentano un elemento di accentuata pericolosità. In questo tratto di costa, l'andamento sinuoso del fronte della falesia individua i punti di maggior incidenza del complesso dei fattori predisponenti e di quelli occasionalmente innescanti che si sovrappongono. Questi tratti di falesia a maggior velocità di evoluzione generalmente possono mostrare inoltre grandi cavità e nicchie al livello del mare e

che tendono rapidamente ad evolvere in crolli progressivi, innescando un rapido *trend* retrogressivo della falesia, valutabile a cadenza almeno decennale.

Tra i fattori di destabilizzazione di questo tratto settentrionale di falesia è da considerare l'intervento antropico, con la frequente circolazione stagionale di automezzi sulla strada che corre parallela alla falesia, nonché occasionali lavori di sistemazione di impianti idrici e fognari eseguiti oltre dieci anni fa, a circa 3 m di distanza dal ciglio della falesia, che intercettarono in alcuni punti la parte interna delle grotte sviluppate entro i Calcarei Laminati e le coperture terrigene soprastanti, sul retro della spiaggia. Questo genere di interventi esercita delle sollecitazioni che trovano sfogo verso la parete esposta della falesia, contribuendo alla destabilizzazione delle strutture geologiche.

I ripetuti eventi di crollo, che a tutti gli effetti costituiscono il naturale processo morfodinamico della costa, attualmente possono rappresentare fonte di preoccupazione, poiché stanno mettendo a rischio i manufatti esistenti, incutamente edificati –per ignoranza e/o sottovalutazione dei processi erosivi– nelle immediate vicinanze, nonché la sicurezza dei frequentatori della spiaggia.

#### **4.2.6.2 Erosione costiera e contributo sedimentario**

E' interessante notare come gli eventi di frana sulle coste rocciose alte assolvano nel tempo, anche in misura consistente, all'importante funzione di alimentazione di sedimenti sulle spiagge sommerse, con l'accrescimento di celle sedimentarie in diretta relazione con i prodotti litici derivanti dal disfacimento delle masse rocciose franate (sabbie medie e fini).

Il bilancio sedimentario quantitativo tra materiale franato e materiale asportato e disperso dall'ondazione e dalle correnti può assumere un valore positivo, favorendo la strutturazione del volume del sedimento disperso in una cella sedimentaria, dalla quale dipende, sui tratti costieri con una favorevole pendenza del substrato, la costruzione, la strutturazione e la conseguente stabilizzazione di un profilo di equilibrio della spiaggia emersa, pur con variazioni a carattere stagionale. Ai fini di una simile dinamica, l'insieme dei processi osservati su queste falesie assume particolare importanza in un'area geografica come il Sinis, dove l'apporto sedimentario di origine continentale appare totalmente deficitario per l'assenza di un reticolo idrografico si superficie che possa sopperire a quella funzione.

I processi morfodinamici a carico delle falesie di Su Tingiosu e di S'Arena Scoada svolgono pertanto un ruolo primario nella alimentazione del corpo di spiaggia emersa e sommersa, i cui prodotti sedimentari rispecchiano molto fedelmente la natura litologica delle frazioni detritiche provenienti dallo smantellamento delle unità sedimentarie mioceniche che costituiscono la struttura de questo tratto di costa.

Sulla spiaggia sommersa antistante alcuni tratti di questo settore centro-settentrionale della falesia di Su Tingiosu, in particolare tra le località di Roja de Su Cantaru e Su Cuccuru Mannu, la distribuzione di ingenti volumi di sedimenti sulla spiaggia sommersa, sotto l'influenza di particolari condizioni di energia e di dinamica di moto ondoso e/o di correnti sottomarine e di superficie, ha infatti favorito la stabilizzazione e l'accrescione di un prisma sabbioso che ha determinato l'impostazione di una spiaggia emersa, di circa 15÷18 m di larghezza media e 200 m di estensione in condizioni di calma di mare, al piede di una falesia pur particolarmente esposta alla dinamica del moto ondoso dal III e dal VI quadrante (Figura 82).



Su questa spiaggia è stata rilevata una variazione del limite di battigia di circa 3 m in dipendenza delle condizioni stagionali. I sedimenti di spiaggia sono rappresentativi della frazione

detritica quarzosa presente nell'unità sedimentaria marnoso-calcarea e calcarea della Formazione di Capo San Marco, affioranti nei livelli bassi e medi di quel segmento di falesia.

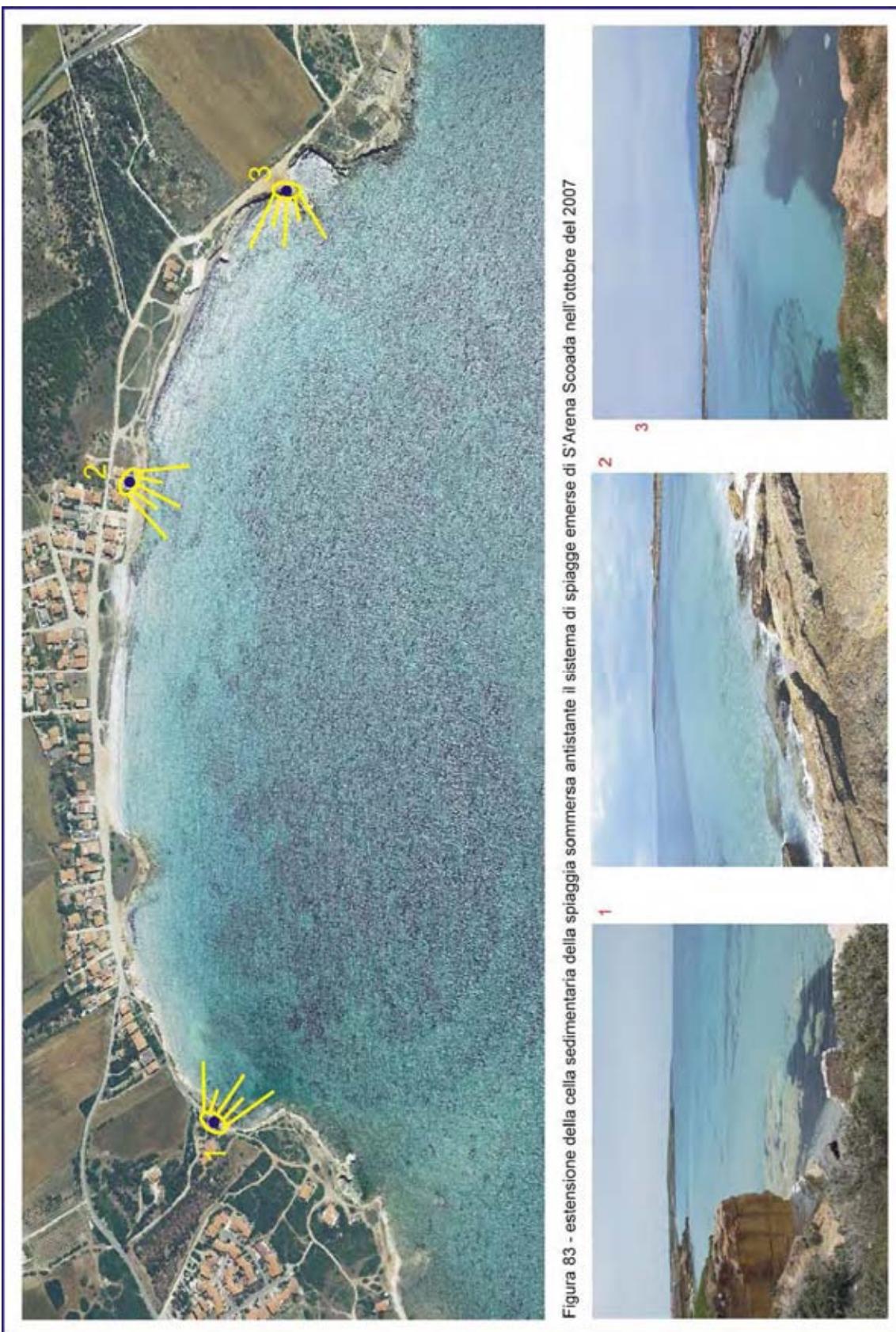
Il settore di mare antistante le spiagge di S'Arena Scoada, con continuità sia verso sud (Su Tingiosu) sia verso nord (Putzu Idu), è anch'esso occupato da una consistente cella sedimentaria, la cui stabilità garantisce, pur con le variazioni stagionali del profilo di equilibrio, la stabilizzazione delle spiagge emerse. Anche questi sedimenti rispecchiano la natura litologica delle frazioni detritiche provenienti dallo smantellamento delle unità sedimentarie mioceniche. Questo carattere è particolarmente evidente nel segmento di spiaggia più meridionale, a composizione quasi totalmente quarzosa, in subordine litico-metamorfica e con un elevato grado di arrotondamento (sabbie medie), strettamente correlato all'elevato contenuto in quarzo nei banchi di arenarie fossilifere che costituiscono, per l'intera estensione, la ripa di erosione retrostante su cui si addossa la spiaggia (Figura 83).

Processi di questo tipo, qui non approfonditi non essendo oggetto di particolare analisi in questa ricerca, sono in genere assai diffusi, ancorché poco conosciuti e/o, quando noti, normalmente poco considerati e sottostimati nelle attività di *Management* costiero.

La stabilità, il profilo di equilibrio della spiaggia sommersa, anche in relazione alla pendenza del substrato, ed i valori batimetrici in relazione alle energie degli più intensi eventi meteo-marini, hanno consentito lo sviluppo regolare di una estesa "matte" o prateria di *Posidonia oceanica*, contribuendo pertanto alla strutturazione ed alla stabilizzazione della cella sedimentaria in questo settore.

Analogia importanza rappresenta, fatto purtroppo normalmente disconosciuto e/o fortemente contrastato, la ricorrente presenza di rilevanti quantità di foglie di *Posidonia oceanica* temporaneamente spiaggiata, la cui funzione appare fondamentale nel processi di stabilizzazione ed accrescione di un corpo sabbioso (Figura 84).

Questo fattore si rivela fondamentale in particolare in aree, come quella in oggetto, dove la totale assenza del ricambio di sedimenti, per mancanza di apporti fluviali, rende determinante la possibilità della stabilizzazione e conservazione, nella cella sedimentaria sommersa e sulla spiaggia emersa, dei sedimenti provenienti dai fenomeni di crollo delle unità calcareo-detritiche della falesia. Infatti il volume di sedimenti di tale provenienza, essendo in diretta relazione con la morfogenesi da crollo che interessa la falesia, dalla metà circa dell'Olocene (~ 6000 anni B.P.) in situazione di livello eustatico marino prossimo all'attuale, rappresenta un elemento critico che deve essere tutelato in modo particolare proprio per la difficoltà e la casualità nel tempo (lungo) dei cicli di alimentazione.





a



b



c



d

Roja de Su Cantaru (Su Tingiosu), spiaggia stabilizzata al piede della falesia



e



f

Figura 84 - variabilità delle condizioni di ampiezza e delle condizioni di sedimentazione nelle spiagge di S'Arena Scoada (a, b, c, d,) a cadenza stagionale

- efficacia dello strato di foglie di Posidonia come agente di stabilizzazione  
del corpo sabbioso (c, d, e)

#### **4.2.7 Il promontorio di Capo Mannu**

Il promontorio di Capo Mannu, all'estremità nord-occidentale del Sinis, è costituito da due sequenze stratigrafiche, una in facies marina, affiorante a ovest e sud-ovest del promontorio nella località di Mandriola, l'altra in *facies continental*, che costituisce una potente successione dunare esposta in falesia lungo l'intero tratto nord-occidentale del promontorio.

A Mandriola affiora, lungo circa 1700 m di costa (Figure 85, 87), una sequenza di *shoreface-foreshore*, dello spessore medio di circa 10 m, in parte emersa in parte sommersa, costituita da calcareniti a foraminiferi bentonici e bivalvi attribuite al Pliocene superiore sulla base di considerazioni di carattere stratigrafico (Carboni & Lecca, 1995).

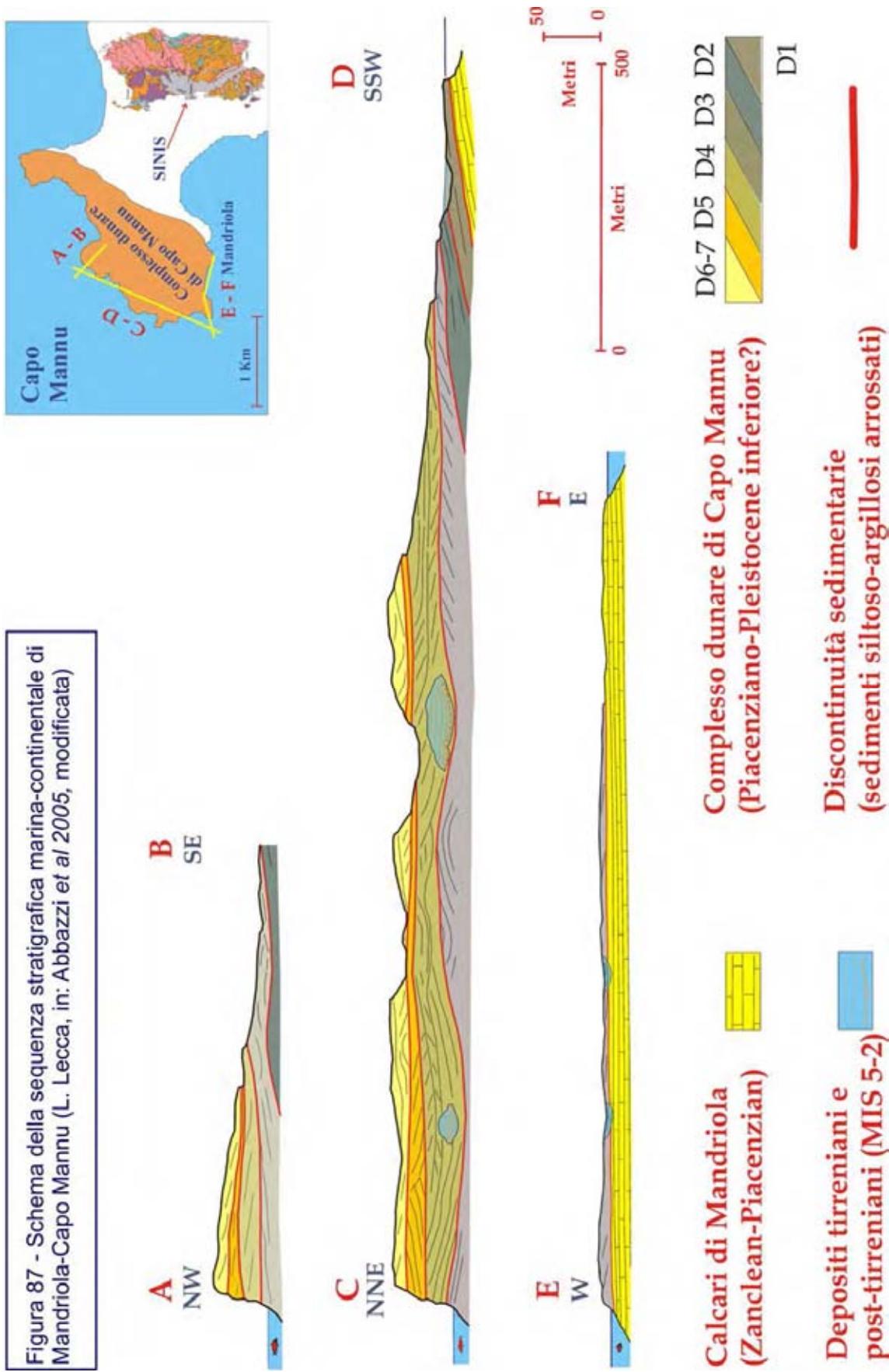


Figura 85 – tratto centrale della costa rocciosa di Mandriola

Sulla sequenza calcarenitica poggia la Formazione continentale di Capo Mannu (Figure 86, 87), con alla base un deposito palustre a Vertebrati presumibilmente di retro-duna (Pecorini et al., 1974). Le falesie della successione dunare si sviluppano con direzione NE-SW per circa 2 km., raggiungendo l'altezza massima di 50 m.



Figura 86 – le falesie di Capo Mannu da NW

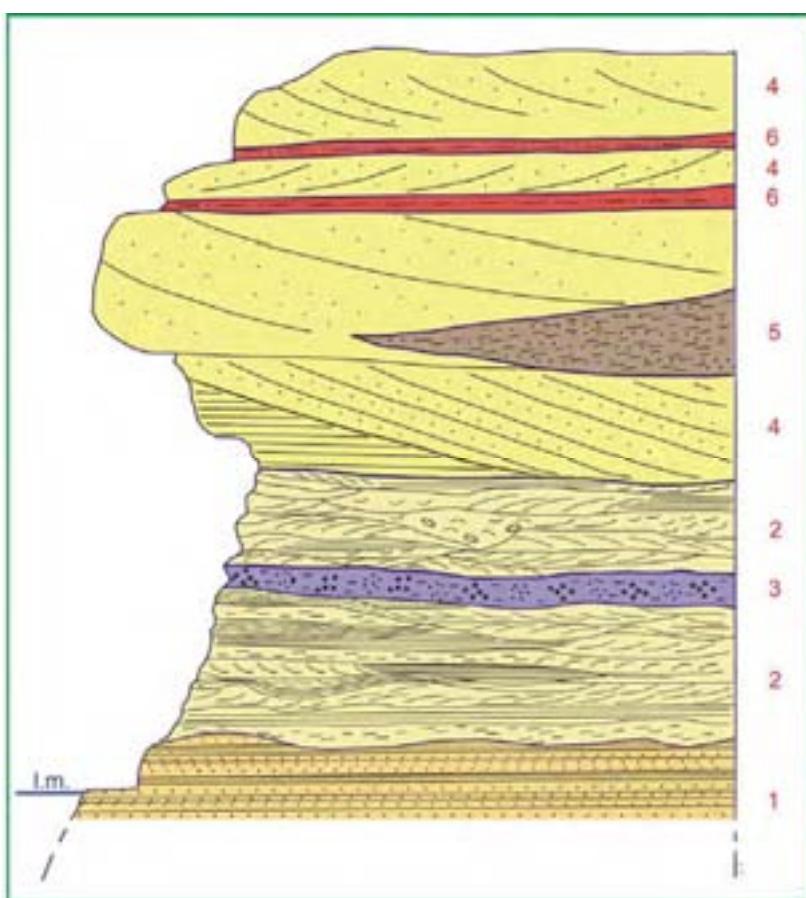


#### **4.2.7.1 Mandriola**

Le calcareniti a foraminiferi della sequenza marina di Mandriola sono costituite dalla sovrapposizione di differenti banchi dello spessore da metrico a decimetrico, con alternanze di livelli a tessitura fine omogenea, a foraminiferi, e di livelli a maggior componente clastica grossa, spesso con abbondanti gusci di bivalvi, con andamento sub-orizzontale dolcemente immersente verso ovest.

Nel complesso, la sezione stratigrafica (Figura 88) è costituita (1, 2) da livelli calcarenitici a foraminiferi, con strutture deposizionali sottilmente laminate, *ripple marks* unidirezionali e a stratificazione incrociata a basso angolo e “*hummocky structures*”, (laminazioni dei sedimenti a vario angolo) generate da eventi di tempesta e/o da correnti litorali e di fondo in ambiente di *shoreface*, con andamento sia piano-parallelo sia ritmicamente ondulato, in alternanza con banchi massivi di arenarie e calcari a bivalvi.

Figura 88 – schema stratigrafico della sezione affiorante lungo il tratto di costa a ovest di Mandriola  
(Da: Carboni & Lecca 1995 modificata)



Il grado di cementazione è forte nei banchi a bivalvi, debole nei livelli a foraminiferi, molto sottilmente laminati e soggetti a erosione superficiale per esfoliazione.

Nella parte bassa, poco al di sopra del livello marino attuale, sopra un primo banco calcarenitico poggia in concordanza stratigrafica un livello (3), continuo lungo l'intera sezione, costituito da un deposito litico terrigeno, con abbondanti granuli e clasti di natura vulcanica, intensamente alterati (argillificati) in matrice sabbioso-ghiaiosa argillosa e carbonatica, molto poco competente.

Seguono superiormente alternanze di *shoreface* con lenti calcaree a bivalvi, altri sottili livelli a vulcaniti, arenarie fini quarzose tenere; la sezione stratigrafica evolve verso l'alto in un corpo dunare dal contenuto litologico simile ai livelli inferiori, con struttura massiva interessata da numerose concrezioni carbonatiche nodulari. I banchi di arenaria eolica, prevalentemente massivi nel tratto più meridionale della piccola falesia, si sviluppano in direzione NW con sottili laminazioni a geometrie ad alto angolo e con spessori progressivamente crescenti.

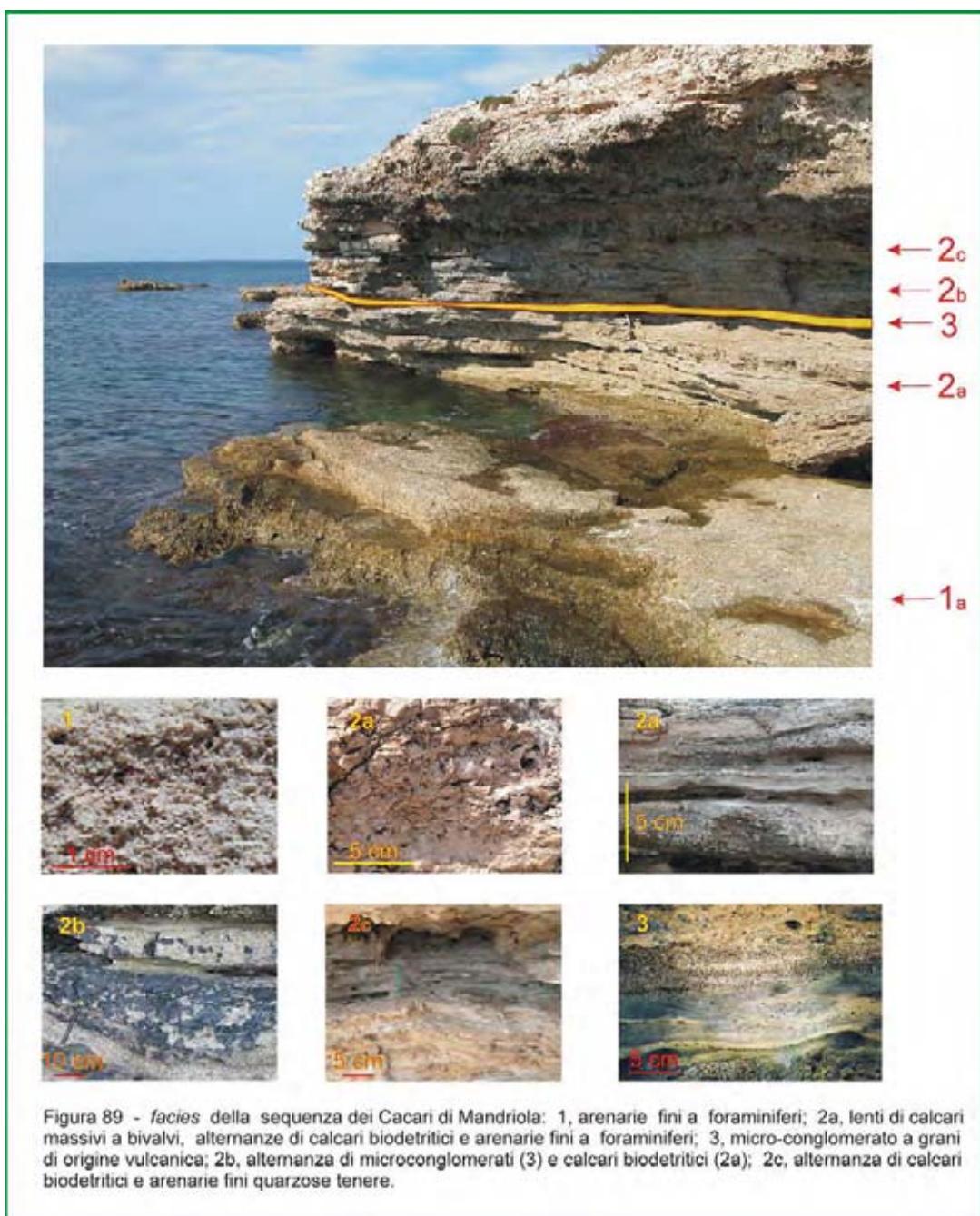
La piccola falesia nel suo intero sviluppo mostra una quota media di circa 3 m, raggiungendo il massimo di 5-6 m s.l.m. nel punto più elevato. Al piede è presente quasi in continuità una continua piattaforma di abrasione generata da moto ondoso; a circa 3 m altezza, incisa nel corso della trasgressione tirreniana, è presente un'altra piattaforma di abrasione sui poggiano localmente cui depositi generalmente conglomeratico-arenacei fossiliferi. Questa particolare morfologia favorisce l'osservazione dei caratteri sedimentari e strutturali dei vari livelli sulle superficie degli strati. Sull'intero affioramento, in sezione sul piano, non si rilevano evidenti lineazioni strutturali, eccetto alcuni indizi di stress tettonico, con direzione circa N 330°, cui tuttavia non sono associate evidenze di discontinuità fisiche appariscenti, quali dislocazioni verticali e/o fratture.

Le uniche direzioni che statisticamente compaiono sulle superfici di strato sono di natura deposizionale, quali le alterne direzioni di trasporto laminare dei differenti prodotti sedimentari marini dello *shoreface* e le direzioni di progradazione dei set di accrezione delle costruzioni dunari, che testimoniano direzioni ed energie differenti nei processi di trasporto e di accumulo. Generalmente, l'elemento di debolezza strutturale della massa rocciosa nel suo complesso è rappresentato dalla estrema variabilità di *facies* sedimentarie a differente grado di cementazione e quindi di competenza (Figura 89), accentuato dalle particolari geometrie deposizionali ad andamento sub-parallelo; i piani di stratificazione infatti individuano spesso delle superfici di distacco di pacchi di strati, soprattutto sotto le sollecitazioni di carattere gravitativo. Pertanto, il differente grado di competenza esistente tra i vari livelli deposizionali condiziona la morfologia della piccola falesia, il cui profilo si mostra gradinato

I vari caratteri litologici artefici della morfogenesi rappresentano quindi l'insieme dei fattori predisponenti riguardo ai processi di frana per crollo, che prevalentemente si manifestano con il collasso di grossi lastroni, soprattutto nei livelli stratigrafici costituiti dalle alternanze dei calcari più competenti con i banchi delle calcareniti a foraminiferi, dallo scadente carattere geomeccanico.

Analogo meccanismo di crollo, per distacco lungo piani di stratificazione, si verifica nei livelli a sabbie fini poco cementate o localmente solo addensate (Figura 89, 2c), sulla parte superiore della sequenza di *shoreface*, alla base dell'unità dunare.

Le dinamiche prevalenti si manifestano quindi con crolli di porzioni aggettanti di roccia sia per collasso tra giunti di sedimentazione sia per cedimento lungo fratture da carico, seguito talora da limitato ribaltamento in assenza di una struttura di appoggio sottostante (Figura 90).



I processi di alterazione della struttura primaria osservati sul corpo delle arenarie eoliche sovrastanti (sequenza continentale), sia quelle massive sia quelle in cui prevalgono le strutture laminate, con il contributo di un accentuato stato di alterazione del corpo dunare per processi di decarbonatazione e successiva ricircolazione dei carbonati in ripetute fasi (condizionamento climatico ciclico), si manifestano prevalentemente come fatture ad andamento sub-verticale innescate dal carico litostatico.

In conseguenza degli scadenti caratteri geomeccanici dei livelli della sequenza marina sottostante, frequentemente si producono delle morfologie con aggetti, anche per l'intervento dei

processi erosivi cui sono soggetti i livelli detritici a clasti vulcanici della parte bassa della sequenza ad opera della dinamica marina.

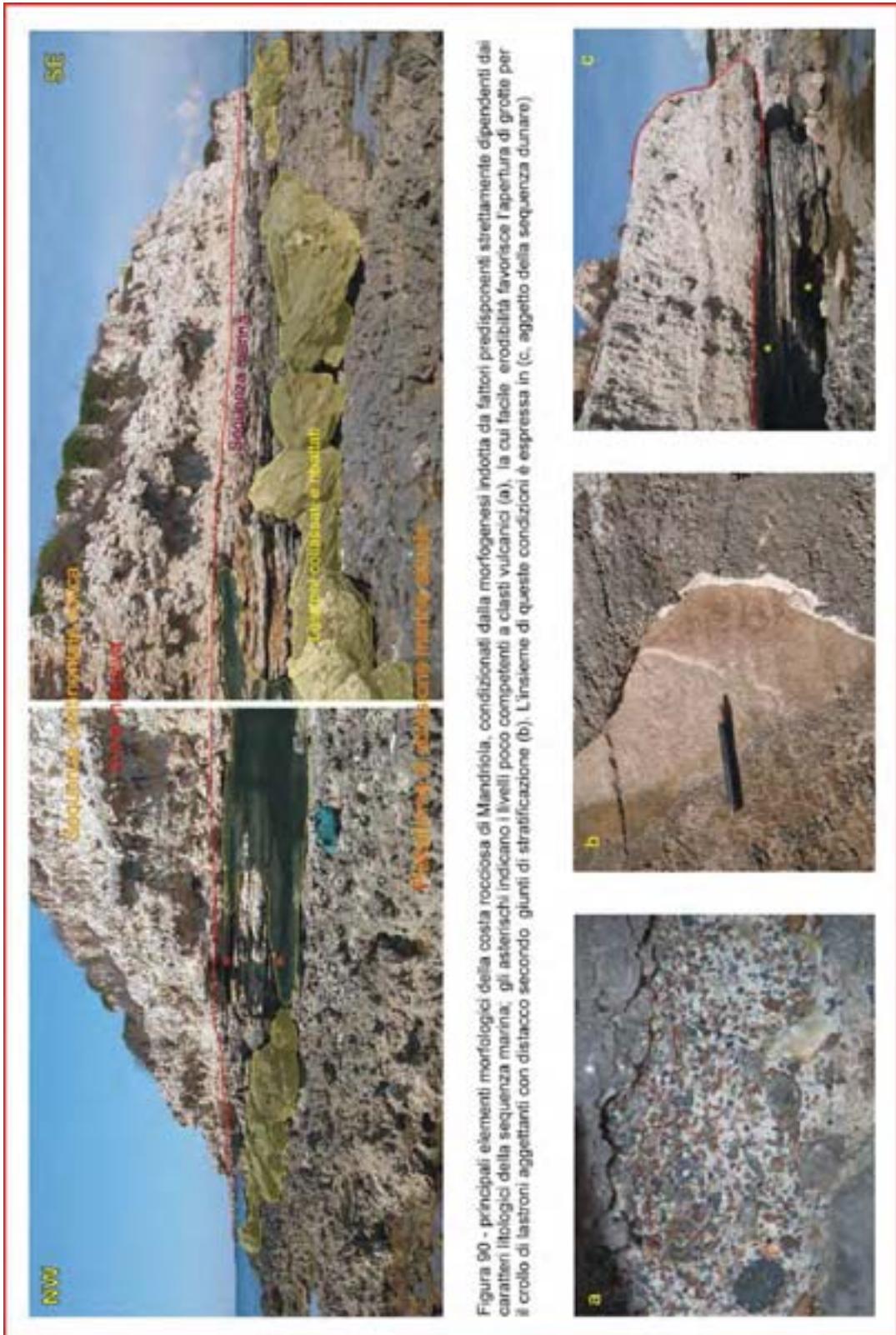


Figura 90 - principali elementi morfologici della costa rocciosa di Mandriola, condizionati dalla morfogenesi indotta da fattori predisponenti strettamente dipendenti dai caratteri litologici della sequenza marina; gli asterischi indicano i livelli poco competenti a clasti vulcanici (a), la cui facile erodibilità favorisce l'apertura di grotte per il crollo di lastoni aggettanti con distacco (b). L'insieme di queste condizioni è espresso in (c, oggetto della sequenza dunare)

Il carico litostatico delle biocalcareniti dunari, che costituiscono la metà dello sviluppo in altezza della sezione stratigrafica, agisce su colluvii argilloso-carbonatici interposti tra la sequenza

marina e quella eolica. Il loro comportamento plastico, in ragione del contenuto in argille, limi e carbonati da alterazione, ed il contrasto di competenza con i litotipi eolici sovrastanti, innesca in questi ultimi lo sviluppo di fratture e giunti lungo i quali occasionalmente si producono dei distacchi con frana per crollo e ribaltamento di grossi blocchi delle arenarie massive.



Figura 91 a - deposito palustre, noto nella bibliografia geologica come "deposito a Vertebrati di Mandriola" sormontato dalle arenarie dunari aggettanti, soggetto a crollo per erosione dei colluvii sabbiosi sottostanti



Figura 91 b - complesso eolico con colluvio intercalato; l'intensa fessurazione della duna superiore predispone i blocchi al distacco, anche per l'alterazione (decarbonatazione) dell'arenaria e per la frammentazione dovuta al carico litostatico esercitato sul colluvio



Figura 91 c - sequenza marina (1) ricoperta da un colluvio sabbioso-limoso (2) ad elevato grado di erodibilità e da depositi dunari (3) a stratificazione inclinata; sono evidenti gli scollamenti di pacchi di strati sulla duna, decarbonatata, secondo i giunti di laminazione, cui segue il distacco e il rotolamento dei blocchi aggettanti



Figura 91 d - piccola falesia all'estremità settentrionale della costa di Mandriola, dove prevalgono fenomeni di fratturazione nella duna, decarbonatata, cui seguono occasionali crolli di blocchi, con parziale rotolamento sulla spiaggia ciottolosa



Figura 91 e, f - complesso dunare a stratificazione piano-parallelia; l'erosione sul fronte avviene secondo i giunti di laminazione, secondo discontinuità sedimentarie a livello delle lamine, cui si sovrappone una intensa fratturazione per carico litostatico e assestamento sul colluvio sottostante (fuori campo, sotto i ciottoli di spiaggia)



Nel settore nord-occidentale, le geometrie deposizionali a set laminari o inclinati a basso angolo, prodotte dallo sviluppo aggradazionale e dalla progradazione laterale della sequenza dunare favoriscono fenomeni di crollo per distacco di pacchi di strati lungo i piani di laminazione, con conseguente occasionale crollo di grosse lastre di arenaria (Figura 91).

#### 4.2.7.2 Capo Mannu

La Formazione di Capo Mannu rappresenta un “carbonate sand body” dello spessore massimo affiorante di 50 m, costituito dalla sovrapposizione di quattro principali unità dunari rappresentate da arenarie a differente grado di cementazione, lateralmente continue e di altre tre unità discontinue separate da depositi eolici sabbiosi fini a geometria lentiforme, le quali al loro interno mostrano almeno diciannove sub-unità dunari di rango inferiore (Figura 92).



Figura 92 – Schema stratigrafico del complesso dunare di Capo Mannu (L. Lecca, in: Gallai et al., 2007, modificata)

Nelle unità dunari della parte stratigraficamente più bassa, la deposizione dei sedimenti con laminazioni ad alto angolo, che individuano ampie dune di tipo domiforme e dune asimmetriche, testimonia dell’intermittente ripresa della sedimentazione, con accrescione unidirezionale generalmente verso est. Queste arenarie, a prevalente componente litica terrigena, sono generalmente poco cementate, con abbondanti tracce di una copertura vegetale arbustiva nel corso del loro sviluppo (Figura 93, 1) e con frequenti resti di gasteropodi polmonati.

Le unità dunari della parte intermedia mostrano una buona continuità laterale e un’importante componente aggradazionale. Esse costituiscono delle accrescioni tabulari dello spessore medio di circa 10 m, con marcate differenziazioni dei caratteri tessiturali e compostizionali e un’architettura di rango inferiore caratterizzata da numerose discontinuità. Prevalgono i sedimenti di natura carbonatica bioclastica (foraminiferi, frammenti carbonatici algali e di bivalvi, Figura 93, 2), con un elevato grado di cementazione.

Nelle unità dunari a prevalente componente bioclastica più fine si osserva lo sviluppo di *coast of crossbeds*, o geometrie a *cyclic crossbeds* caratterizzate da *sandflow cross strata* appartenenti ad un sistema rampante (*climbing translatent strata*), con accrescimenti non solo unidirezionali ma anche con traslazioni laterali, assai diffuse in numerose porzioni della costruzione dunare. Sono frequenti anche geometrie da *cyclic crossbedding* prodotte da alterna e ripetuta variazione di flusso, sia in senso opposto che con variazione laterale ed inoltre continue superfici di riattivazione ad ampio angolo orizzontale con frequenti episodi di set laminati a “lisca di pesce” (*herringbone*). La frequente interruzione, con successiva ripresa, di sedimentazione è testimoniata dalle numerose intercalazioni con i depositi colluviali fini arrossati (Figura 93 b).

Le unità dunari della parte alta sono più discontinue lateralmente e verticalmente, con una maggiore monotonia nelle geometrie interne, con dei coset poco inclinati ad andamento parallelo tabulare (Figura 93, 3). Esse indicano l'adattamento dei processi di accumulo ad una morfostruttura già ben sviluppata e con una sempre minore disponibilità di sedimenti dalle aree di alimentazione. Anche in queste unità dunari si osserva un più marcato contenuto in granuli litici terrigeni (quarzo e granuli vulcanitici), abbondante frazione limosa, con un grado molto basso di cementazione.

I colluvii, fortemente arrossati, sono spesso intersecati da lamine e noduli di carbonato da alterazione pedoclimatica, espressa nel tempo con maggiore intensità proprio sulle porzioni più esposte dell'intero complesso. La struttura del complesso dunare di Capo Mannu, determinata da particolari condizioni paleogeografiche che non hanno alcun riscontro nell'attuale assetto morfologico dell'intero tratto costiero emerso e sommerso, la sua composizione litologica e l'assetto delle geometrie deposizionali, in aggiunta ai principali fattori della morfogenesi di questo tipo di strutture deposizionali, rappresentano i principali elementi predisponenti i fenomeni franosi che si attivano sul fronte della falesia con cinematismi differenti, in conseguenza di una differente risposta alle varie sollecitazioni dinamiche dipendenti dai caratteri litostratigrafici e strutturali e dai fenomeni meteorologici.

Nei corpi dunari della parte bassa del complesso, il contenuto litico terrigeno ed il conseguente scarso grado di cementazione rappresentano il fattore predisponente i fenomeni franosi, che si manifestano con di distacco lungo giunti disposti parallelamente al fronte della falesia, seguiti da collasso e ribaltamento anche solo parziale, in dipendenza dello spazio a disposizione e dell'altezza della nicchia di distacco rispetto al piano di appoggio alla base della parete (Figura 94).

Lungo lo sviluppo dell'intera falesia si rileva una maggiore densità dei fenomeni di crollo di blocchi di dimensioni eterogenee nei settori in cui sono maggiormente esposte in parete le unità dunari stratigraficamente più basse dell'intero complesso (Figura 87, Figura 95), costituite da arenarie in genere a stratificazione piano-parallela ad alto angolo, con un debole o molto debole grado di cementazione ed un'accentuata erodibilità per disaggregazione e, nell'alto, da profondi karst.

Queste arenarie, per effetto dell'elevata porosità, sono soggette ad intensa, impregnazione d'acqua meteorica, di apporto marino da spray e anche ad opera del moto ondoso di tempesta, con un conseguente deterioramento dei già scadenti caratteri geomeccanici. Tali fattori innescano dei distacchi lungo giunti paralleli alla parete (vedi Figura 94), determinando delle morfologie ad aggetto nelle unità del complesso dunare ad elevata componente carbonatica sovrastante, causandone occasionalmente il crollo per caduta semplice seguita generalmente da rotolamento al piede della falesia.

Vari esempi di questa tipologia di frana da crollo nelle falesie di Capo Mannu sono illustrati nella Figura 96.



Figura 93 b - alcune geometrie di accrezione delle unità dunari di rango inferiore:  
a - strutture a *herringbone* (lisca di pesce), con variazioni di apporto frequenti e rapide;



b - strutture di coset of crossbeds - alternanza di set a lamine planari e inclinate



c - ciclic crossbed, on accrezione verticale rampante e traslazione laterale (*climbing translatent strata*)



d - accrezione di lamine a geometria sigmoidale

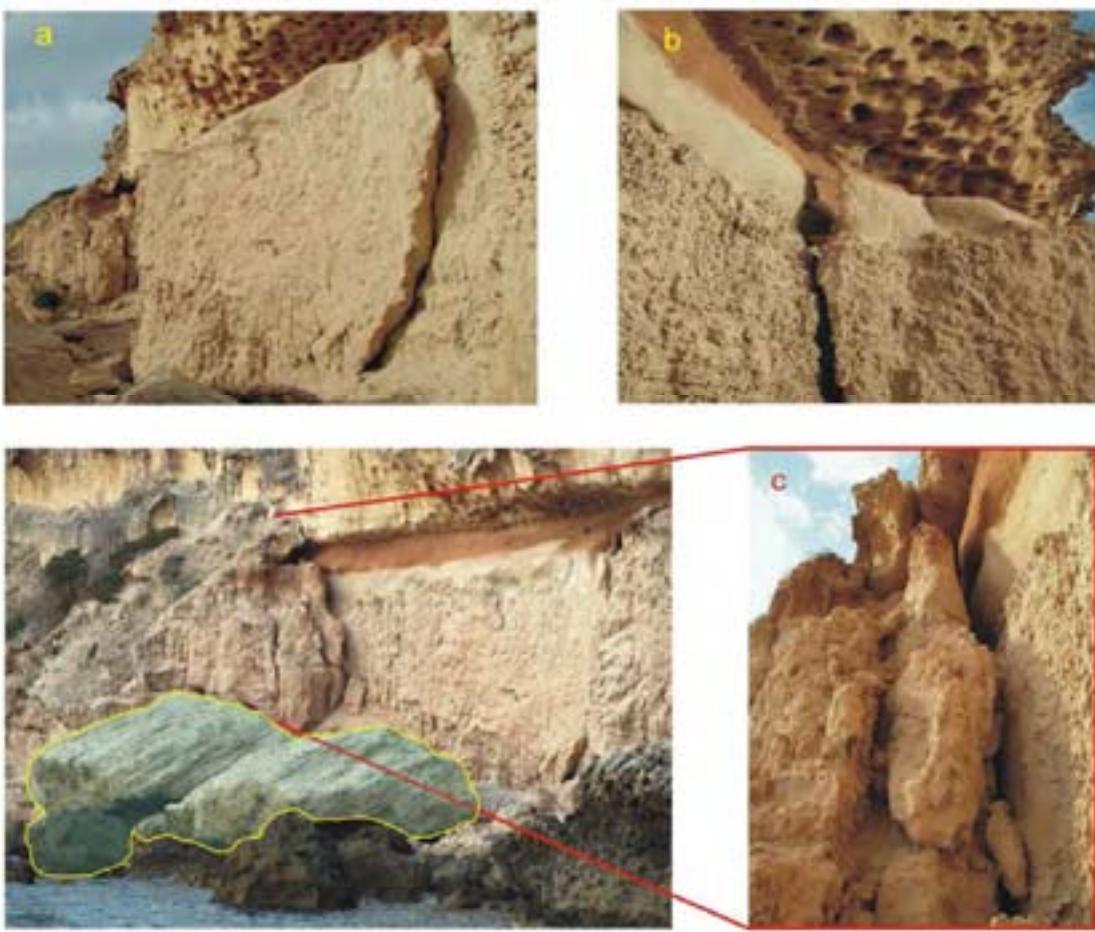


Figura 93 - Suddivisione del complesso dunare di Capo Mannu in tre grossi insiemi di dune dai caratteri compostizionali differenti.

- 1 - dune con progradazione unidirezionale verso est, a prevalente composizione litica terrigena, con scarso grado di cementazione.
- 2 - dune a geometrie deposizionali articolate con frequenti variazioni di accrezione laterale, ricche di granuli biogeni carbonatici, ben cementate.
- 3 - dune a laminazioni parallele, terroso-litiche, poco spesse ed alternate a frequenti depositi colluviali, poco cementate.



Figura 94 - tratto occidentale di Capo Mannu, fratture nella duna bassa parallele al fronte della parete (a, b), con progressivo distacco, collasso lungo la parete e ribaltamento di blocchi (c). L'immagine "c" mostra con evidenza le condizioni di disaggregazione dell'arenaria, molto debolmente cementata, con fenomeno accentuato dalle condizioni di inumidimento da spray marino e da acque meteoriche



I colluvi sabbiosi fini, limosi e argillosi, fortemente arrossati per pedogenesi spinta, dello spessore anche di 2 m, si interpongono tra i grossi complessi dunari e sono intercalati anche tra le unità dunari di rango inferiore. Generati da rimobilizzazione degli elementi più fini dai corpi dunari principali in regime eolico di bassa energia, essi testimoniano di particolari condizioni deposizionali e paleoambientali-paleoclimatiche durante la crescita della costruzione dunare.

Questi colluvi, molto meno competenti rispetto alle arenarie dunari, rendono critica la stabilità di grossi blocchi isolati da fessurazioni e giunti verticali sulla porzione frontale della falesia, innescati proprio per il loro carattere di plasticità contrapposto al considerevole carico litostatico esercitato dalle arenarie.

Altri fattori predisponenti, oltre gli scadenti caratteri geo-meccanici legati alla natura compositiva dei colluvi, sono rappresentati dall'esposizione di questi ultimi alla dinamica eolica particolarmente accentuata, che determina nei corpi dunari superiori la formazione di morfologie a gettante.

Il comportamento plastico dei colluvi è ulteriormente accentuato dalla presenza, nella loro matrice, di un maggiore o predominante contenuto in argilla generalmente di origine sedimentaria primaria (genesi in ambiente di interduna con ristagni idrici). In questo caso, stante la relativa permeabilità delle arenarie in dipendenza del loro differente grado di cementazione, i colluvi che ne sopportano il carico rappresentano un limite di permeabilità rispetto all'accumulo temporaneo delle acque di precipitazione permeate nella massa dunare, manifestando una maggior predisposizione al dilavamento. Tale carattere si traduce direttamente in una ancora maggiore predisposizione all'innesco del dissesto per l'intervento dei fattori citati in precedenza.

Quest'ultimo aspetto assume naturalmente maggiore valenza, come fattore scatenante, in concomitanza di forti e prolungati periodi caratterizzati da precipitazioni piovose, per la rapida, intensa e perdurante saturazione in acqua sia dei colluvi sia delle unità dunari a debole grado di cementazione ed elevata porosità. La concomitanza di simili condizioni, per l'aumento e la persistenza anomala del carico gravitativo, rappresenta ancora un altro occasionale fattore di destabilizzazione della massa rocciosa esposta in parete.

Simili situazioni sono osservabili soprattutto nei segmenti della falesia nei quali il complesso dunare di Capo Mannu è particolarmente articolato, nel suo sviluppo verticale, dalla maggiore presenza di livelli colluviali intercalati nell'insieme del complesso. Esempi di questi processi, sulla parte centrale e nord orientale della falesia, sono illustrati nelle Figure 97, 98, 99, 100.

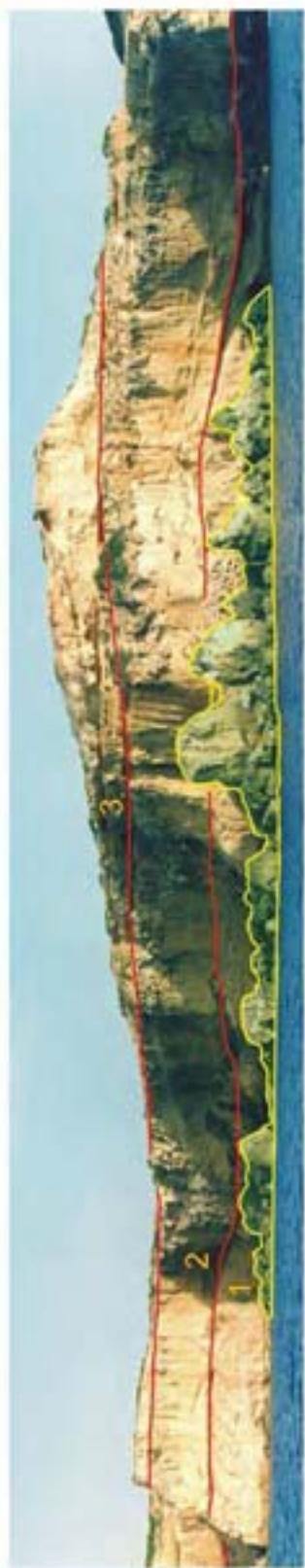


Figura 95 - parte centrale delle falesie di Capo Manu, con una suddivisione schematica dei complessi dunari dal carattere sedimentario differente:  
1: complesso dunare basale, con arenarie litiche terigene, subordinatamente carbonatiche, a basso grado di cementazione, porosità elevata; questa unità è quella maggiormente interessata dai fenomeni di crollo di blocchi di dimensioni eterogenee.  
2: complesso dunare intermedio, articolato in differenti unità di rango inferiore, ad elevato contenuto in granuli biogeni carbonatici e a forte cementazione, si rilevano al piede della falesia alcuni blocchi di grosse dimensioni appartenenti a queste unità.  
3: complesso dunare superiore, ad elevata componente litica terigena, costituita da dune di spessore limitato e lateralmente discontinue.

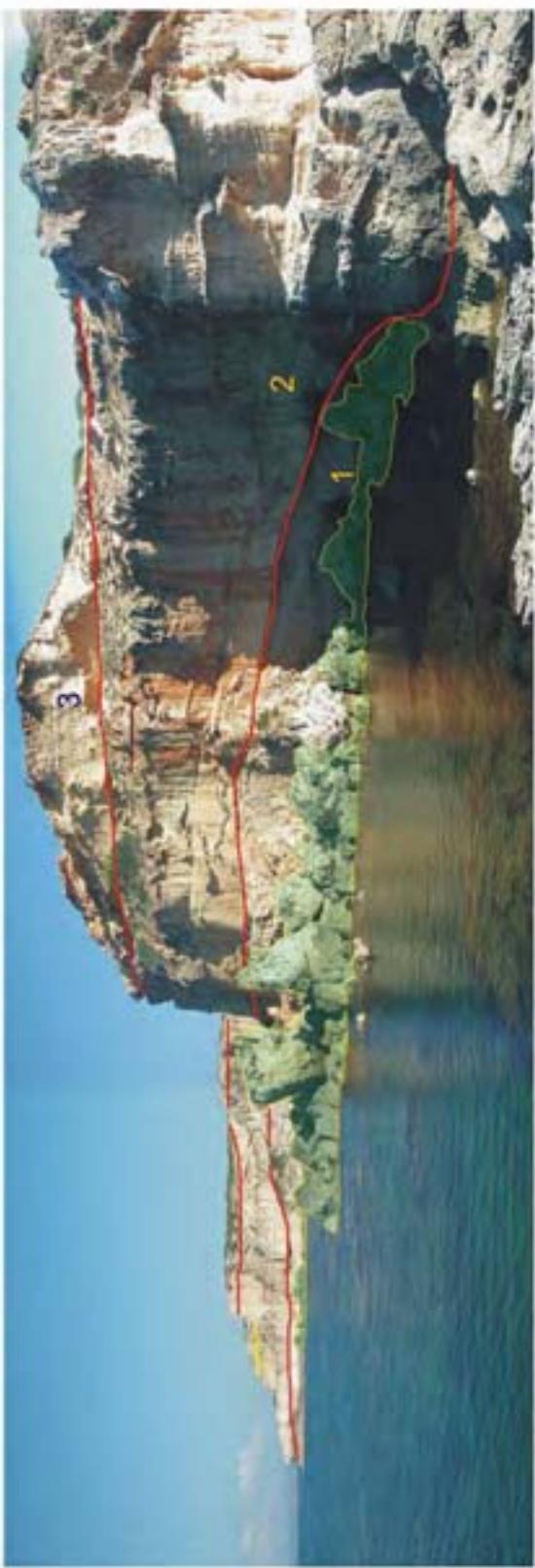


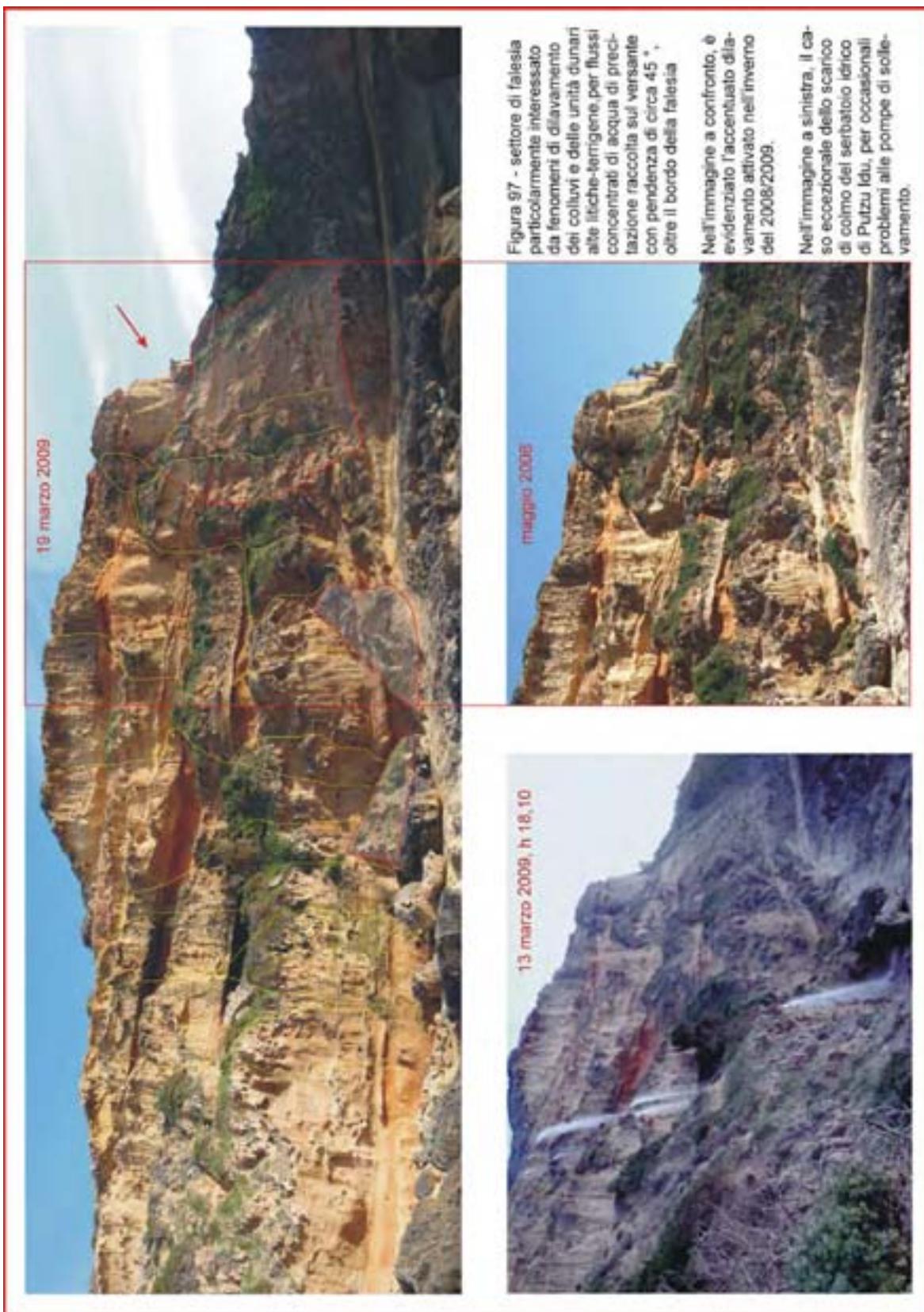


Figura 96 - frane di blocchi per distacco e ribaltamento dalle unità dunari litiche terrigene basali, e per crollo e rotolamento dalle unità dunari carbonatiche ben cementate sovrastanti



Falesia alla torre di Capo Mannu - blocchi di una unità dunare carbonatica del complesso intermedio 2, franati con ribaltamento; le aree in verde individuano le nicchie di distacco, l'area rossa il piano di appoggio su colluvio.





Giugno 1993

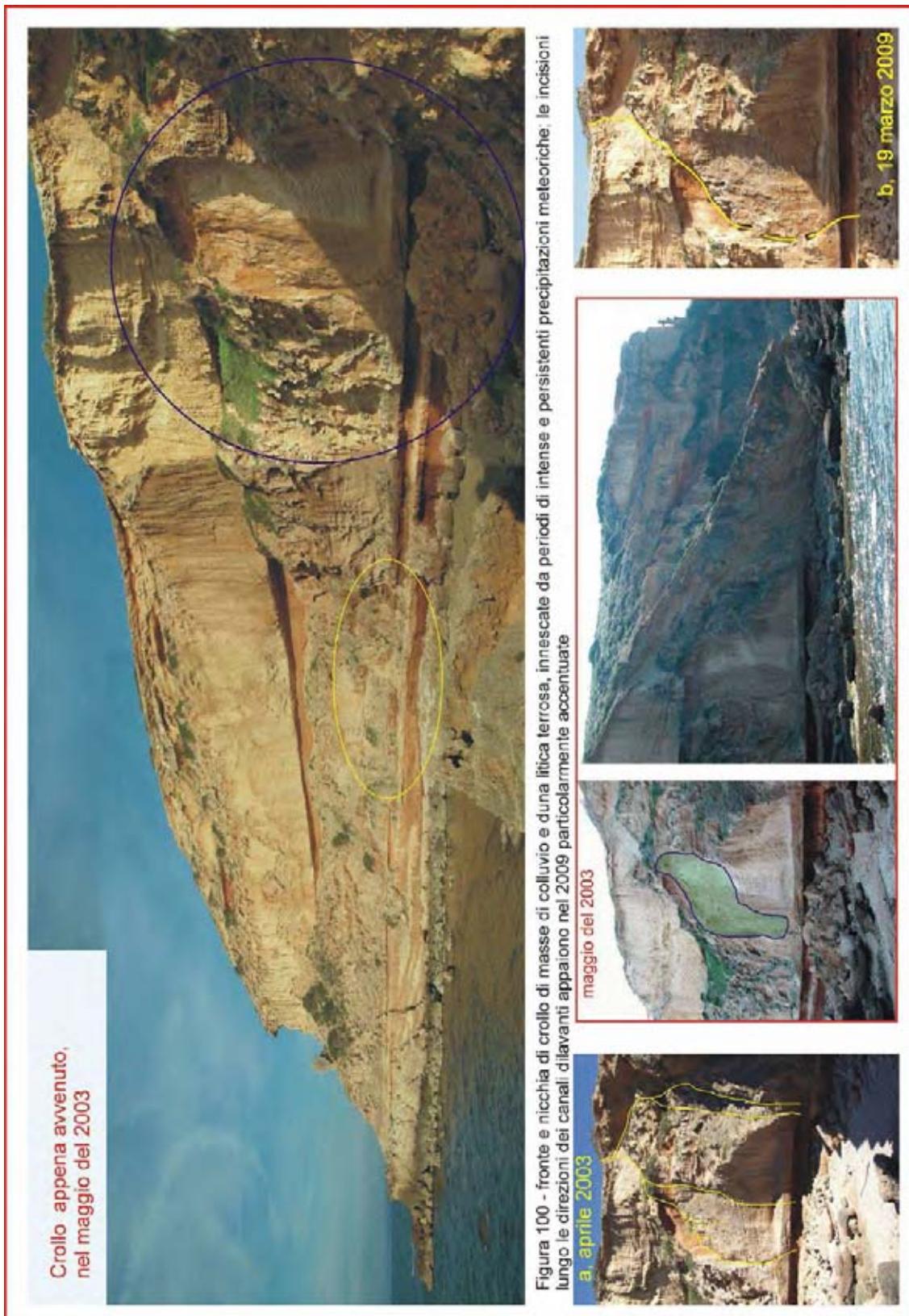


Figura 98 - canali di dilavamento attivo per acque meteoriche, attivi nel 1993; si osservi la minore presenza ed ampiezza delle falle di detriti fini rispetto alla precedente Figura 97. Il dilavamento su questo tratto di falesia è particolarmente attivo per la presenza nell'alto di un versante arealmente limitato ma capace di convogliare sulla parete massiccia flussi di acque meteoriche arricchite del materiale litico delle dune alte, particolarmente terrigeno e facilmente erodibili (a, b, c, d). In "a" e "b" si osservano dei macroglianti sui quali il processo di dilavamento accentua la criticità del grosso blocco interessato, in relazione alla sua stabilità





Figura 99 -processi di degradazione nei colluvi intercalati alle unità dunari:  
a - morfogenesi da dilavamento concentrato su un tratto di falesia con più livelli colluviali, confronto su un relativamente breve intervallo di tempo;  
b, e - fessure ad andamenti prismatico sui colluvi accentuate da condizioni di inumidimento;  
c, d - la saturazione idrica accentua nei colluvi la disaggregazione e l'ulteriore diminuzione dei caratteri geomecanici;  
f, g - la permanente presenza di circolazione idrica favorisce inoltre l'inse-diamento stabile di specie faunistiche sulle cengie determinate dai colluvi



Un altro fattore che riveste un ruolo importante nella predisposizione ai cinematismi di crollo per collasso è rappresentato dalla strutturazione sedimentaria di alcune unità dunari in cui si alternano con frequenza lamine deposizionali con elevata variabilità dimensionale dei granuli, con giaciture ad elevato angolo di accezione ( $30^\circ \sim 40^\circ$ ), sia con verso unidirezionale sia con verso opposto e con una ampia rappresentatività di geometrie.

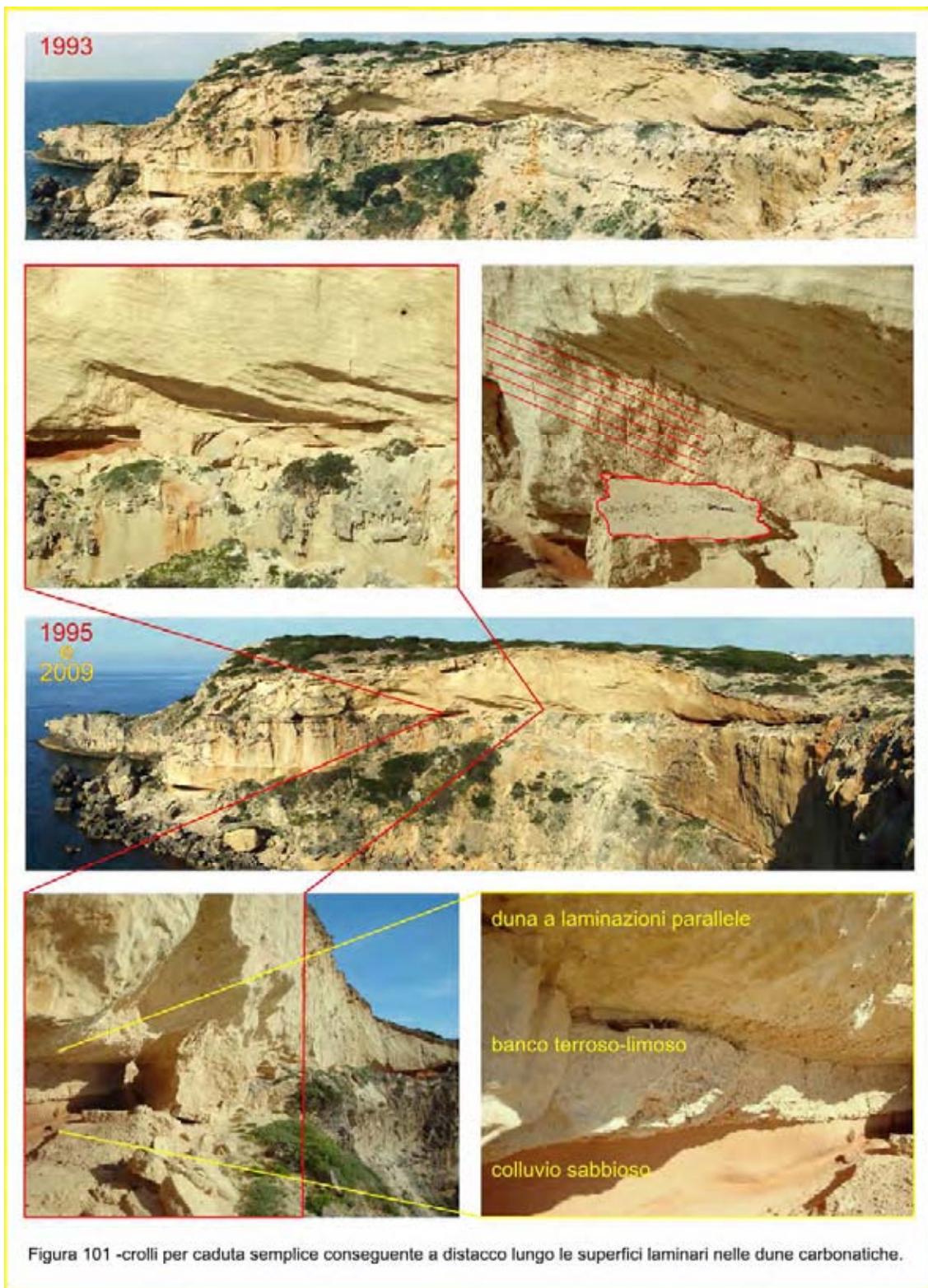


Figura 101 -crolli per caduta semplice conseguente a distacco lungo le superfici laminari nelle dune carbonatiche.

In molti casi l'omogeneità litologica, conseguente al forte grado di cementazione per l'elevato contenuto bioclastico, garantisce una buona caratterizzazione geomeccanica ma l'interferenza dei caratteri giaciturali indebolisce a volte in modo determinante la stabilità del corpo dunare, favorendo il distacco di grosse lastre per collasso lungo singoli set laminari a differente grado di cementazione, proprio in dipendenza della tessitura, ovvero del contenuto granulare dal punto di vista qualitativo da quello dimensionale nei singoli set (Figura 101).

Questi cinematismi sono frequenti anche nelle unità dunari costituite in prevalenza da livelli ad elevato contenuto in frammenti minimi frammenti di gusci di bivalvi (Figura 92, immagine 2). La disposizione di questi grani biogeni è in genere parallela ai piani di laminazione, in dipendenza dei processi legati all'ambiente ed alle energie che ne hanno condizionato la geometria di deposizione. Questo carattere sedimentario rappresenta pertanto un altro fattore, strettamente connesso all'evoluzione ed alla struttura interna del corpo dunare, che ne accentua la predisposizione ai crolli per distacco, anche parzialmente in modo indipendente da eventuali altri fattori esogeni quali ad esempio quelli legati dai fattori meteorologici.



Figura 102 - alcuni elementi morfologici nei processi franosi prevalentemente legati ai distacchi lungo lamine di sedimentazione nelle dune carbonatiche, caratteristici della duna alta

Pertanto, nel complesso dunare di Capo Mannu,

- l'articolazione e complessità architettura deposizionale,
- le numerose discontinuità nelle geometrie di accezione verticale e/o laterale dei corpi dunari,
- la marcata differenziazione dei caratteri sedimentari delle singole unità dunari, quali il grado di cementazione e l'angolo di giacitura degli strati, e dei caratteri compostionali e tessiturali,
- l'intercalazione dei corpi eolici più sottili con basso grado di competenza, che conferiscono all'intero edificio dunare nel suo complesso una molteplice caratterizzazione geomecanica,
- l'esposizione dei colluvii all'erosione ad opera della dinamica eolica,
- la risposta di questi ultimi alla saturazione in acqua meteorica,

rappresentano i principali fattori che predispongono nei vari litosomi i fenomeni di frana per crollo, che si manifestano con differenti cinematismi in dipendenza delle molteplici situazioni stratigrafiche, strutturali e di carattere compostionale. Tali fenomeni, monitorati con attenzione, anche per motivi di sicurezza personale nel corso di frequenti rilievi per studi di geologia stratigrafica, possono essere definiti poco frequenti ed occasionalmente distribuiti nel tempo.

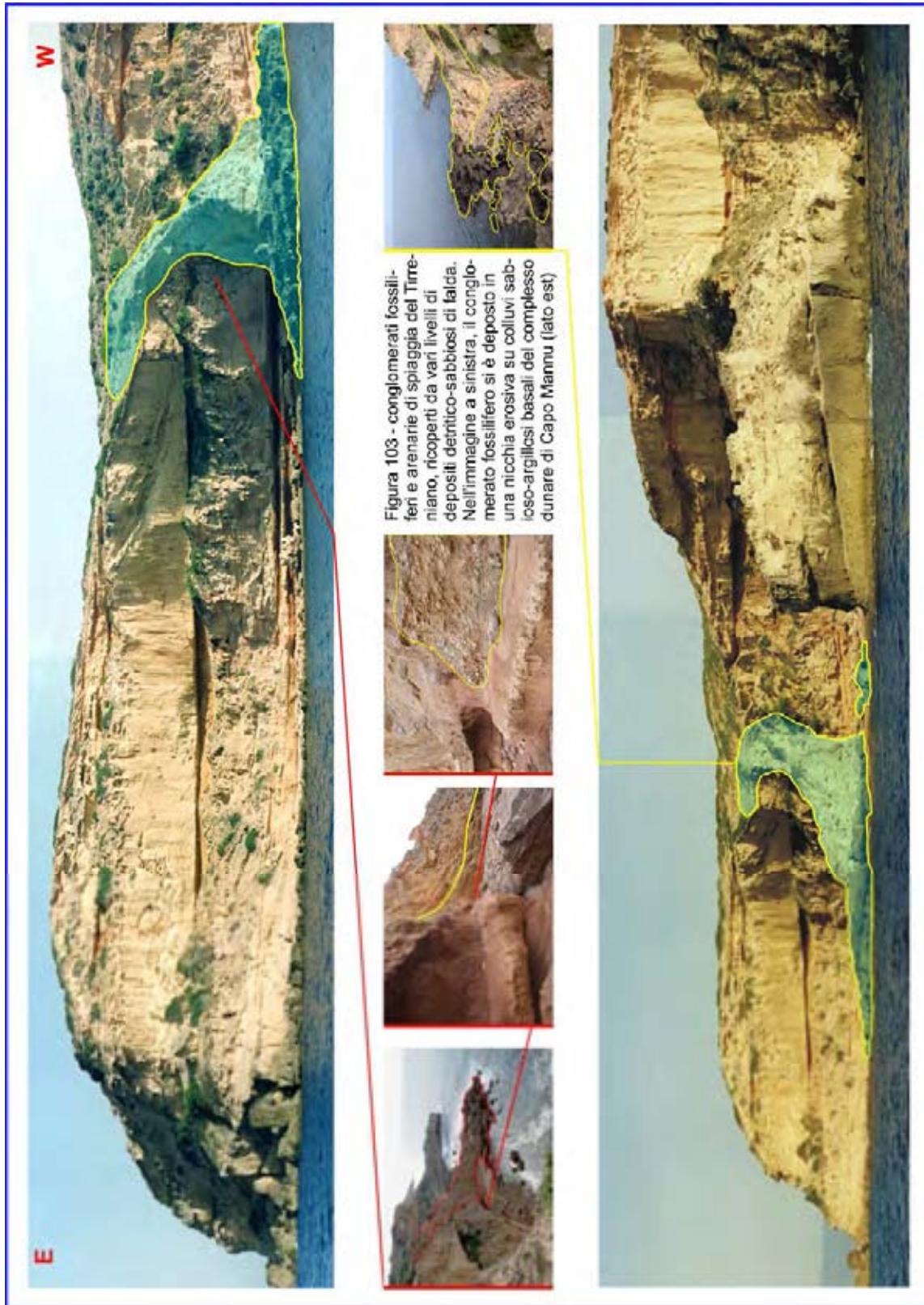
Sull'intero complesso dunare non sono stati rilevati sistemi di fratture statisticamente disposti e riconducibili ad eventi tettonici.

#### **4.2.7.2.1 Età dell'impostazione delle morfologie di falesia a Capo Mannu**

In due settori lungo il piede della falesia giacciono, in discordanza sulle unità eoliche stratigraficamente più basse del complesso dunare (Figure 103, 104), sedimenti littorali di età tirreniana (Pleistocene superiore, stage isotopico MIS 5).

Gli affioramenti, uno più occidentale presso il Faro di Capo Mannu, l'altro poco a ovest della torre di Capo Mannu, mostrano alla base un conglomerato (1) ed arenarie grosse di spiaggia, fossilifere, seguiti da una falda di detriti (2) con alterni livelli detritici grossi e ghiaiosolimosi più fini, ricoperti sulla parte distale da banchi di arenarie grosse eoliche (3) a granuli bioclastici. In entrambi gli affioramenti i sedimenti di spiaggia poggiano su ampie superfici di erosione incise sulle dune del complesso e sulla base di una paleo-falesia, sulla quale poggiano i sedimenti detritici che verso l'alto si raccordano all'attuale profilo del versante.

Tale assetto data almeno una fase temporale dell'impostazione della falesia ed è indicativo sull'entità della sua progressione retrograda dal Pleistocene superiore, intendendo che tale morfogenesi è in pratica attiva a partire dalla risalita e stabilizzazione del livello marino intorno ai valori attuali, circa 6000 anni B.P.



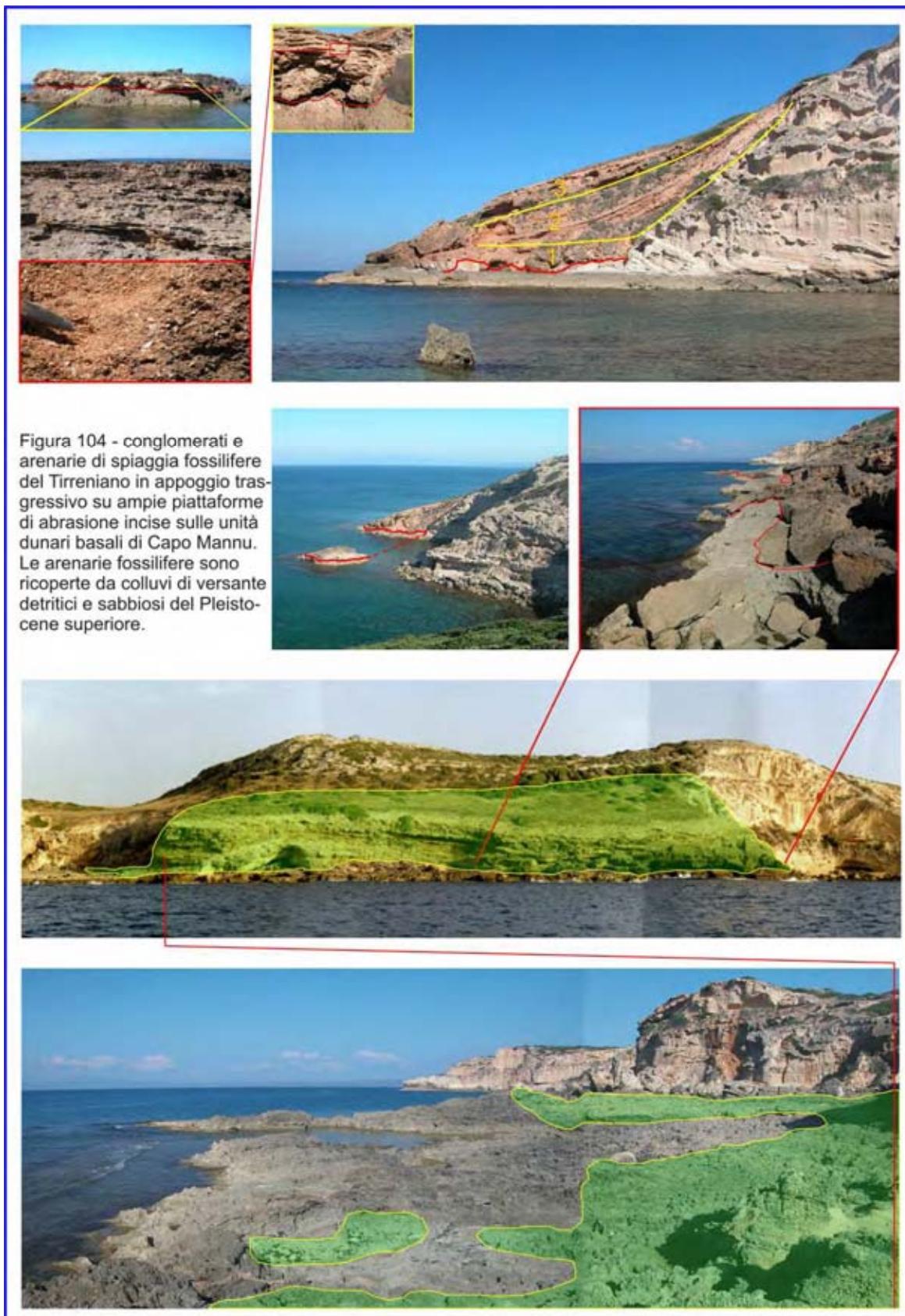


Figura 104 - conglomerati e arenarie di spiaggia fossilifere del Tirreniano in appoggio trasgressivo su ampie piattaforme di abrasione incise sulle unità dunari basali di Capo Mannu. Le arenarie fossilifere sono ricoperte da colluvii di versante detritici e sabbiosi del Pleistocene superiore.

#### 4.2.8 Scau 'e Sai (Scala 'e Sale)

Sul piccolo promontorio che caratterizza questa località affiora la porzione più settentrionale della successione messiniana del Sinis, esposta lungo una falesia. Questa località verrà sempre citata come Scau'e Sai, secondo la consuetudine locale. Nella parte medio-bassa della parete della falesia, dallo sviluppo di circa 500 m e dell'altezza massima di circa 18-20 m sono rappresentati i tre termini stratigrafici della successione stratigrafica messiniana del Sinis, in giacitura debolmente immersa verso nord-ovest. In conseguenza di ciò, la successione mostra il basso stratigrafico in una sezione esposta nel canale artificiale che mette in comunicazione con il mare lo stagno di Is Benas, nell'estremità del complesso dunare olocenico di Is Arenas, (Figura 105).



Figura 105 - localizzazione delle sezioni stratigrafiche

Lungo il lato occidentale del canale affiorano livelli alterni di marne siltose e marne argillose verdi con ricca fauna di ostreidi ed echinidi, appartenenti alla Formazione di Capo San Marco (Messiniano).

Nel settore più orientale della falesia esposto a est, a partire dallo sbocco del canale di Is Benas (Figura 106), i banchi marnoso-siltosi affioranti nel canale, immersi debolmente verso nord-ovest, proseguono sotto il livello marino. In appoggio sulle marne siltose, la successione (Figura 107) prosegue verso l'alto con un'alternanza di banchi, spessi circa un metro o poco più, di arenaria e calcari biodetritici fossiliferi della parte medio-inferiore della Formazione di Capo San Marco. La falesia, in dipendenza dei litotipi affioranti in parete e della diversa esposizione alla dinamica marina (figure 108, 109), mostra differente comportamento in risposta ai processi erosivi.



Figura 106 - il tratto orientale della falesia di Scau 'e Sai

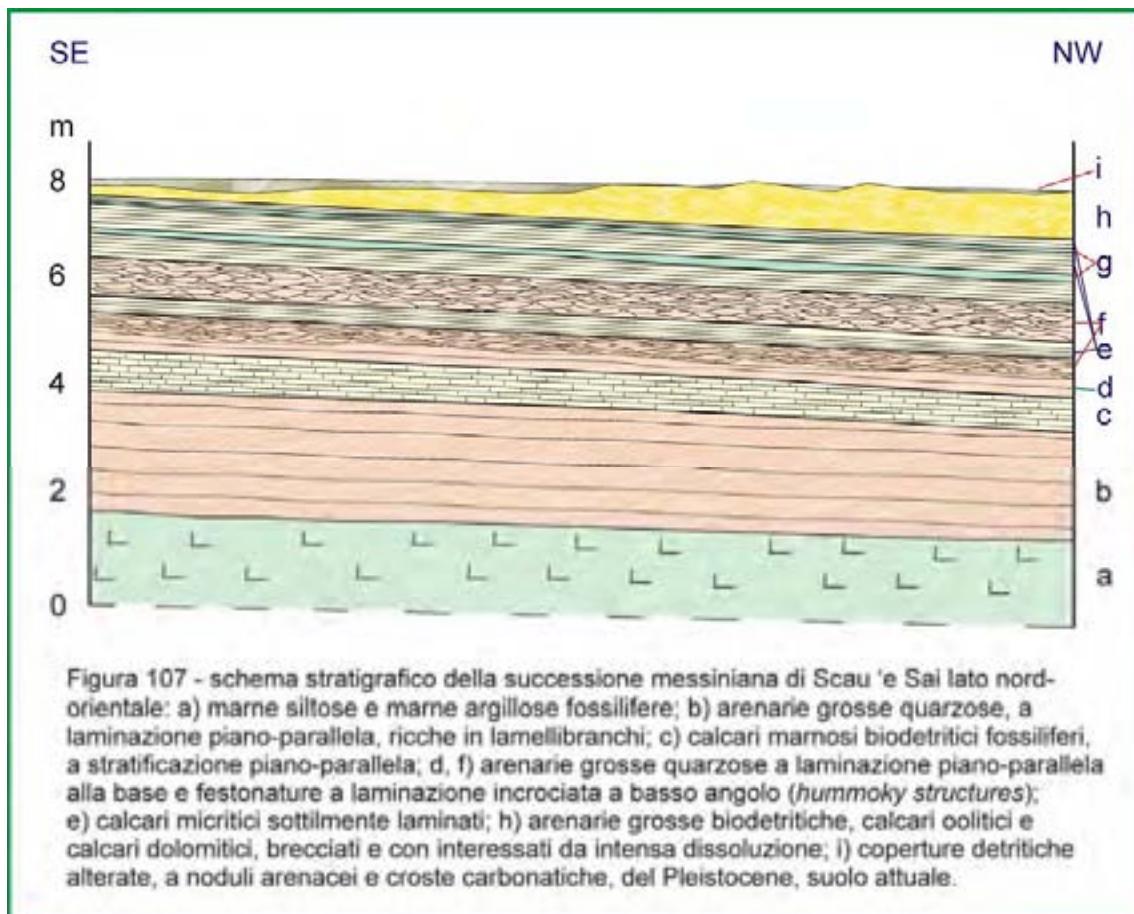




Figura 108 lato nord-occidentale della falesia di Scau 'e Sai, incisa su litotipi poco competenti arenaceo-detritici e terrosi

Figura 109 - lato nord-orientale della falesia di Scau 'e Sai, incisa su arenarie e calcari ben cementati



Banchi di arenaria grossa quarzosa a laminazione piano-parallelia, ricchi di gusci di bivalvi (pectinidi), mostrano nei livelli stratigraficamente più alti una sedimentazione con festonature a basso angolo, da correnti di fondo (*hummocky structures*) in ambiente a bassa energia. I calcari biodetritici bianchi che si alternano alle arenarie sono sottilmente laminati, con livelli molto ricchi in fossili (echinidi) (Figura 110).

Sulle alternanze arenacee e calcaree biodetritiche, i Calcarei Laminati del Sinis mostrano fino a 4 m di spessore, con intercalazioni di calcari micritici e sottili frequenti livelli di argille.

Superiormente giacciono infine i termini stratigrafici alti della successione messiniana (Formazione di Torre del Sevo), con arenarie grosse bioclastiche, calcari oolitici e calcari

dolomitici, intensamente brecciati e con intensi fenomeni di dissoluzione carbonatica. Questi livelli stratigrafici affiorano per l'intero settore orientale del promontorio, fin sotto la torre di Scau'e Sai.

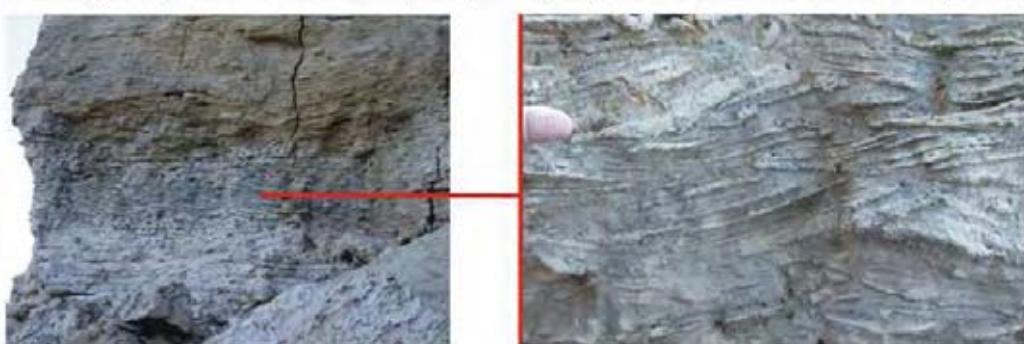
Nel tratto di costa presso la torre, procedendo verso nord-ovest, alla base della falesia affiorano ancora le arenarie grosse e medie quarzoso-bioclastiche a stratificazione piano-parallelia, con livelli fossiliferi particolarmente ricchi in ostreidi e pectinidi, che costituiscono una piccola piattaforma di abrasione a livello del mare. Questi livelli stratigrafici ospitano, come nel promontorio di Capo San Marco e nelle falesie di Su Tingiosu, delle bioerme a microbialiti e vermetidi.



Figura 110 - calcari biodetritici fossiliferi - particolare di livelli riccamente fossiliferi (echinidi)



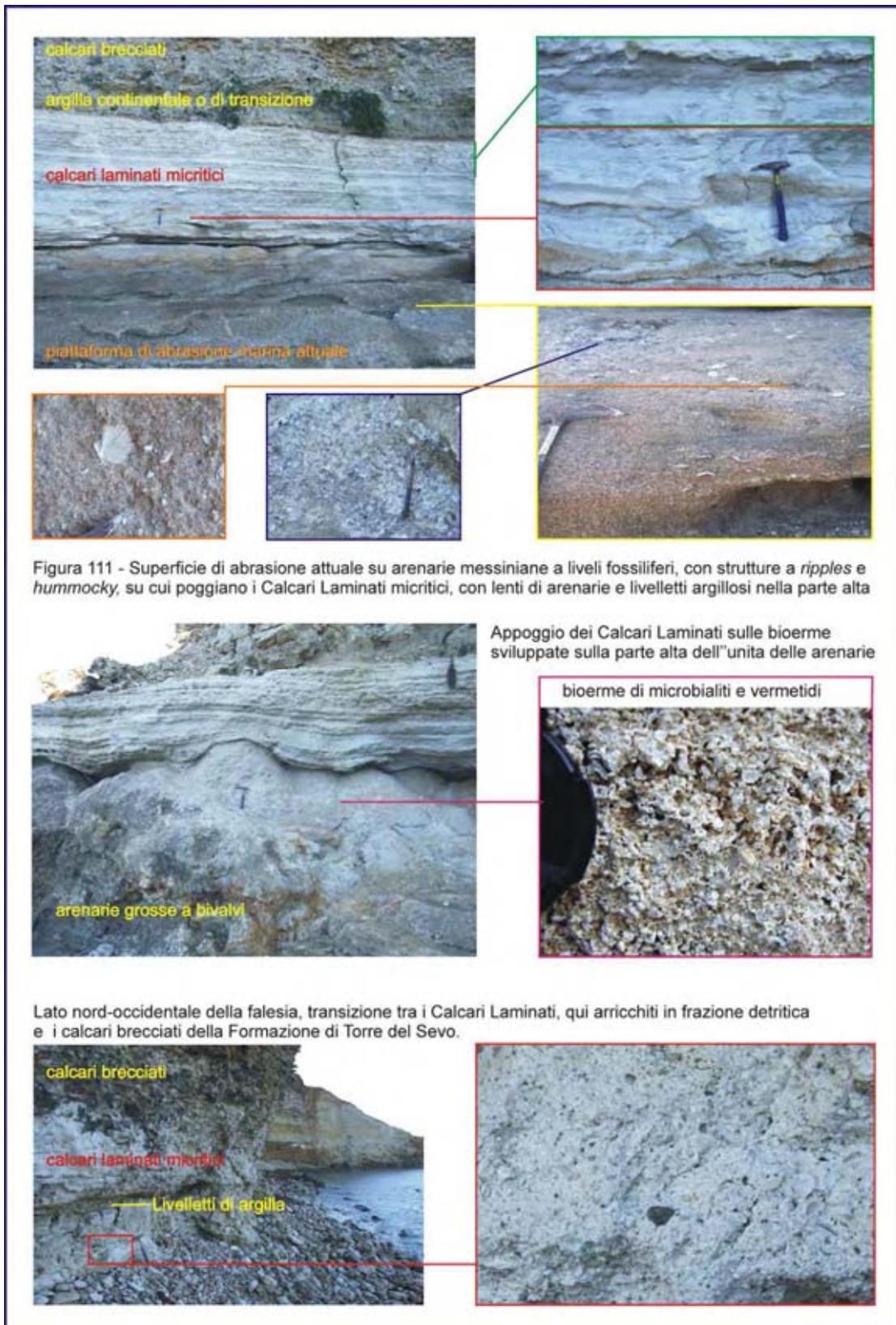
Arenarie grosse quarzose a stratificazione piano-parallelia, con piani di stratificazione ricchi in fossili (pectinidi)



Banco di arenarie con laminazione a festoni incrociata a basso angolo

Sulle arenarie e sul livello di microbialiti segue un'alternanza di calcari bioclastici, calcari marnosi intensamente bioturbati, marne siltose con strutture di corrente e di fondo (*ripples* e stratificazione incrociata *hummocky*).

Seguono verso l'alto i calcari micritici e gessosi della Formazione messiniana dei Calcari Laminati, ora decisamente più ridotta in spessore. I calcari micritici contengono lenti di arenarie e, sempre, le sottili intercalazioni argillose (Figura 111).



Sul banco dei calcari, due livelli lateralmente continui di argille dai caratteri continentali dello spessore di circa 60 cm, ricoperte da un livello di sabbie grosse quarzose a spigoli vivi e intercalate da un sottile banco di calcare laminato micritico, segnano il passaggio, tramite una superficie erosiva, ai calcari dolomitici brecciati Formazione di Torre del Sevo (Messiniano).

La debole immersione verso nord-ovest della successione messiniana determina l'ispessimento dell'unità dei calcari brecciati costituiti in genere da calcari bioclastico, con argilla e blocchi eterometrici di calcari oolitici.

All'estremità nord-occidentale, questa unità stratigrafica rimane l'unica unità messiniana affiorante ed occupa la parte bassa della falesia (Figure 112, 113).

Il deposito sovrastante, che poggia con contatto trasgressivo, dall'area della torre è esposto in affioramento ed occupa la parte più alta della falesia. Esso ha uno spessore fino a circa 10 m e consiste in una successione di marne siltose e di calcari bioclastici giallastri, con una fauna rappresentata da molluschi (ostreidi, pectinidi, gasteropodi), echinidi, denti di pesci e scarsi foraminiferi bentonici.

La litofacies e l'associazione faunistica di quest'ultima unità stratigrafica appaiono simili quelle che caratterizzano la porzione superiore dell'unità marina del Pliocene di Capo San Marco (Cornée et al., 2008). Sottilmente stratificata ed intensamente fratturata e deformata da numerose convoluzioni, essa interessa la parte più alta del tratto più occidentale della falesia (Figura 113), mostrando uno con scarsissimo grado di cementazione; gli ultimi metri più alti dell'unità, a contenuto detritico litico, sono frequentemente attraversati da rizocrezioni carbonatate e da apparati radicali della vegetazione attuale sviluppata lungo il bordo della falesia, nonché da incisioni verticali per circolazione idrica concentrata.

Arenarie eoliche, probabilmente relative alla fase deposizionale del complesso dunare di Capo Mannu, ricoprono infine con uno spessore sottile il tratto più settentrionale dell'area adiacente.

Sulla sommità della parete affiora infine una coltre localmente spessa di colluvi detritici del Pleistocene superiore in fase di regressione marina.

. Al raccordo col canale di Is Benas e nella parte media del tratto di falesia esposta a nord-est, affiora in parete una sequenza di spiaggia del Pleistocene superiore, con arenarie grosse e conglomerati eterometrici fossiliferi del Tirreniano. L'appoggio di questi depositi sulla parete della falesia, in particolare nel tratto esposto a nord-est, è significativo, così come detto per la falesia di Capo Mannu, dell'età di impostazione della falesia nelle forme attuali e della velocità di evoluzione dei processi erosivi che determinano attualmente l'arretramento della stessa falesia (Figura 114).

La sezione stratigraficamente più completa si osserva in corrispondenza della Torre di Scau 'e Sai, ove raggiunge lo spessore di 18 m (Figure 115, 116).

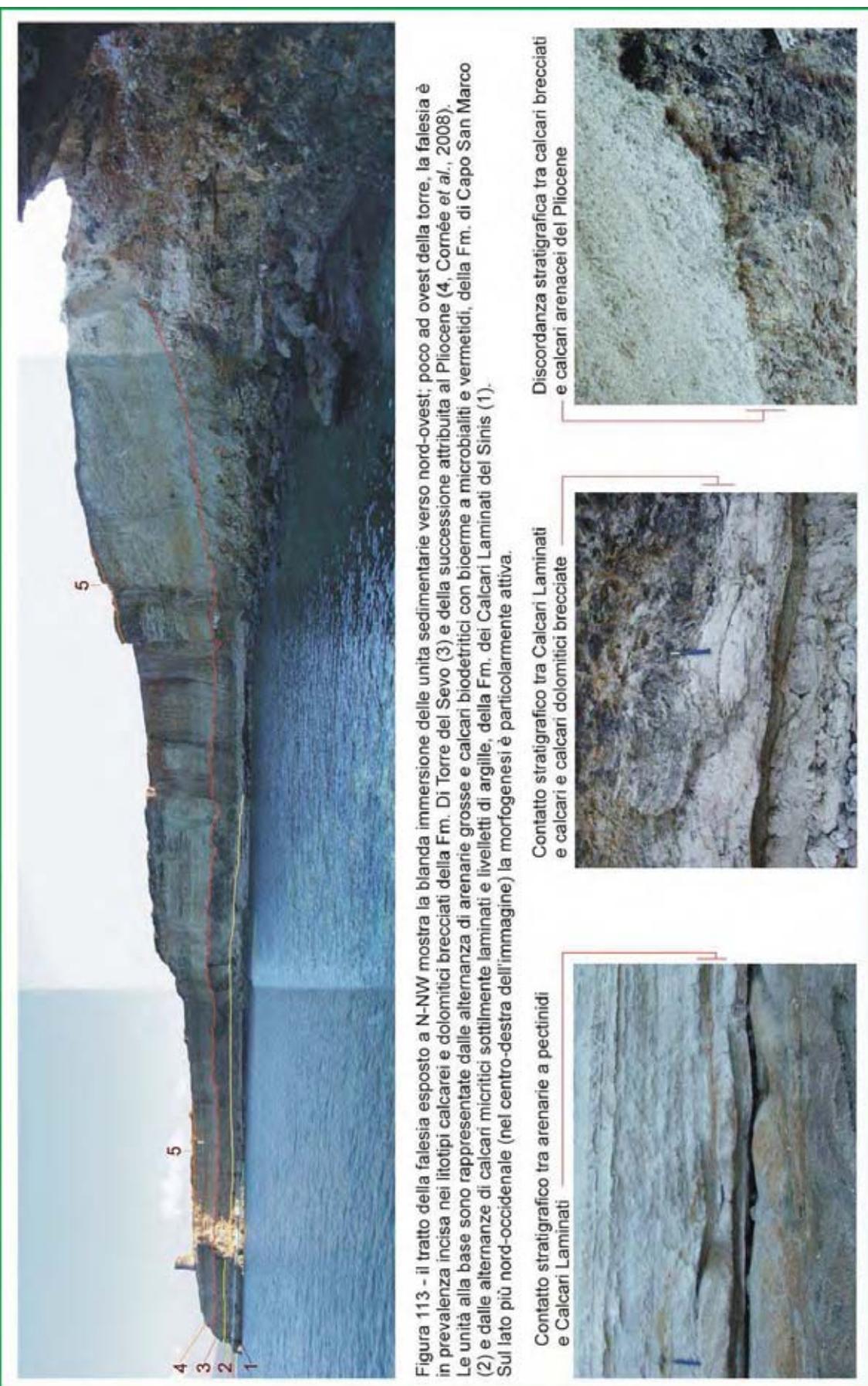


Figura 112 - uno dei due livelli di argille di origine continentale e di sabbie grosse quarzose al passaggio con l'unità dei calcari brecciati della Fm. di Torre del Sevo



Facies brecciata dei Carcari e dei calcari dolomitici della Fm. Di Torre del Sevo





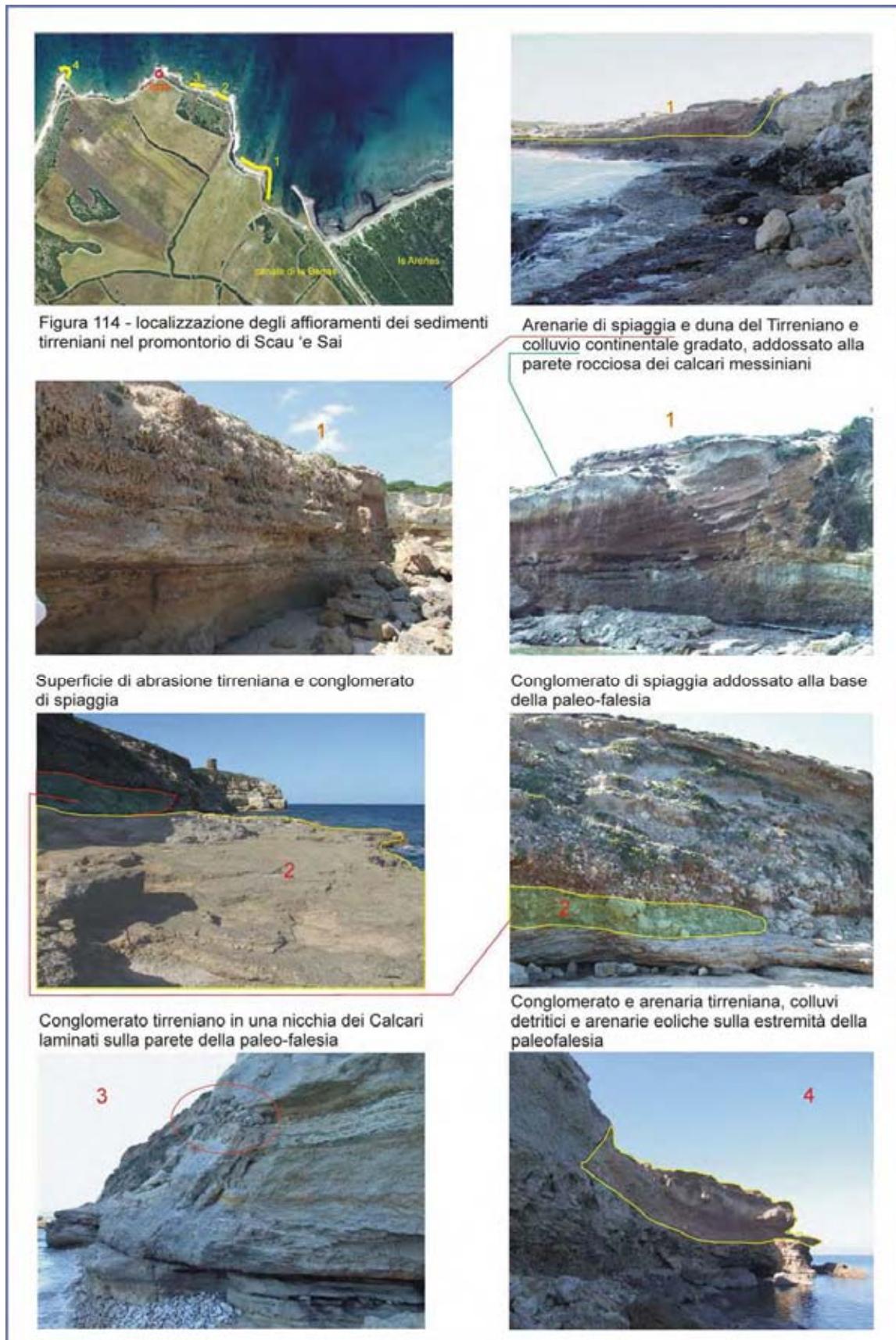




Figura 115 - lato settentrionale della falesia nel promontorio di Scau 'e Sai.

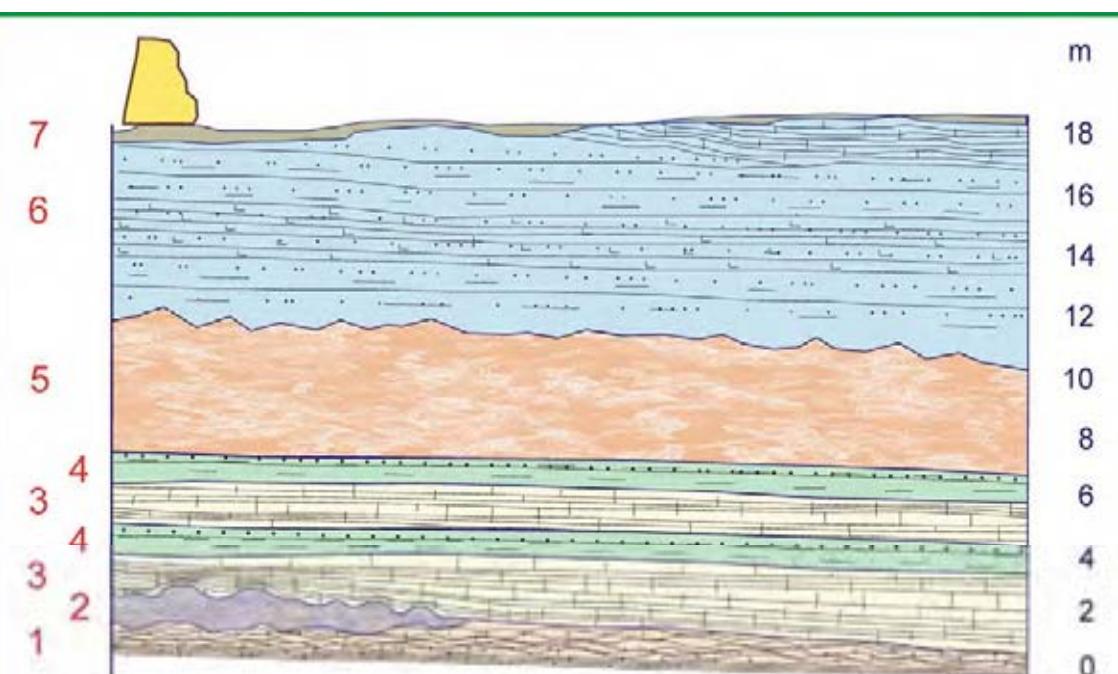


Figura 116 - schema stratigrafico della successione messiniana di Scau 'e Sai lato nord-occidentale: 1) arenarie grosse quarzose, a laminazione piano-parallela, ricche in lamellibranchi, a stratificazione piano-parallela alla base, festonature a laminazione incrociata a basso angolo nell'alto (*hummocky structures*); 2) bioerme a microbialiti e vermetidi sui livelli più alti delle arenarie; 3) calcar micritici con sottili lenti sabbiose, con *hummocky structures* da corrente (banco basso) e calcar sottilmente laminati (banco più alto); 4) argille continentali con un livello di sabbie grosse quarzose nella parte alta; 5) arenarie grosse biodetritiche, calcar colitici e calcari dolomitici, breciati ed interessati da intensa dissoluzione; 6) marne siltose tenere e banchi calcarei arenacei ben cementati, fossiliferi a molluschi (ostreidi, pectinidi, gasteropodi) e denti di pesci; 7) coperture sabbioso-detritiche poco addensate, con noduli e croste carbonatiche, del Pliocene (?)–Pleistocene, suolo attuale.

I processi che condizionano la morfogenesi in questo tratto costiero si mostrano strettamente dipendenti dai caratteri litologici e stratigrafici che caratterizzano la struttura geologica del promontorio di Scau 'e Sai.

Come detto in precedenza ed evidenziato nello schema lito-stratigrafico illustrato nelle figure 107 e 115, la blanda inclinazione delle sequenze stratigrafiche espone alle quote più prossime al livello del mare, nei vari settori della falesia, unità litologiche dai differenti caratteri strutturali e sedimentari, dal differente contenuto litico, da differenti condizioni di conservazione dei caratteri primari o con evidenti fenomeni di alterazione.

Oltre che per l'attività erosiva operata alla base della falesia dalla dinamica marina sui diversi litotipi, la morfogenesi si manifesta con frane da crollo sotto il condizionamento di molteplici caratteri che rappresentano di volta in volta, nei vari tratti della falesia, i fattori predisponenti i processi che qui paiono essere particolarmente attivi.

Nei tratti in cui dominano i litotipi maggiormente competenti il fenomeno franoso è generalmente rappresentato, anche compatibilmente con la morfologia della parete, da crolli seguiti da ribaltamento.

Nei tratti in cui sulla parete della falesia prevalgono le unità litiche maggiormente compromesse strutturalmente, o a maggior contenuto detritico e argilloso (di origine marina o continentale) e quindi con un carattere geomeccanico decisamente scadente, le frane si manifestano con fenomeni di collasso generalizzato, anche di rilevanti volumi di roccia. In quest'ultimo caso assumono un importante ruolo di innesco le condizioni di intensa piovosità e la conseguente saturazione in acqua.

Le frane per crollo semplice o con ribaltamento prevalgono nel settore orientale del promontorio in oggetto, in ragione della natura litologica della successione stratigrafica esposta ivi esposta.

Nei banchi di arenaria laminazioni piano-parallele, particolarmente ricchi di gusci di bivalvi, quella geometria deposizionale individua delle superfici preferenziali di distacco di blocchi più o meno regolarmente prismatici e lastre dello spessore fino ad alcuni decimetri; similmente, i livelli calcarei bioclastici e soprattutto quelli micritici, molto sottilmente laminati, paiono particolarmente predisposti alla esfoliazione lungo i piani di stratificazione.

Il differente grado di competenza di questi litotipi che si alternano nella successione, determina sul fronte della falesia un profilo a gradoni, con alla base una piattaforma di abrasione estesa per qualche metro, anch'essa ad andamento debolmente acclive con inclinazione verso ovest, individuata dai banchi di arenaria quarzosa (Figura 117).

Il differente grado di erodibilità dei banchi in alternanza e la conseguente impostazione di aggetti, la geometria deposizionale interna ai litotipi presenti, il loro differente grado di competenza e quindi le loro caratteristiche geomeccaniche, come si vedrà, rappresentano importanti fattori predisponenti le condizioni di instabilità della parete. Per effetto del carico gravitativo, la morfogenesi evolve con il graduale distacco sia di lastre secondo giunti di stratificazione preferenziali sia di cunei liberati da giunti verticali che hanno uno sviluppo statisticamente non riferibile a particolari motivi strutturali (Figure 117, 118). Sono inoltre presenti processi di dissoluzione dei carbonati, seppur con entità minori di quanto osservato nell'area di Su Tingiosu.

Figura 117 - nel tratto di falesia del promontorio di Scau 'e Sai esposto a est la morfogenesi è condizionata dalla alternanza tra arenarie e Calcari Laminati micritici.

Prevalgono i crolli di grossi blocchi di arenaria, di solito per ribaltamento di mensole aggettanti in conseguenza della minore competenza e del più elevato grado di erodibilità dei calcari Laminati, anche per la presenza dei numerosi livelli di argille plastiche negli stessi calcari.

Le lastre di calcare micritico in genere si frantumano dopo il ribaltamento, alimentando a tratti una falda di detriti eterometrici (3).

Le frecce rosse indicano i giunti, quelle verdi le argille intercalate nei calcarci, quelle gialle alcune nicchie di distacco sui banchi di arenaria; le aree contornate (2) indicano dei karst da dissoluzione dei calcari più teneri. In 1, 2, 3 si nota la piattaforma di abrasione fossile che immerge debolmente verso NW, intagliata sulle marne ben esposte nel taglio del canale di Is Benas.



Giunti a prevalente andamento parallelo alla parete esposta, per taglio determinato dai sedimenti per carico litostatico su sottostanti livelli di argille. Il cinematicismo risultante è solitamente il ribaltamento dei blocchi



Sul lato della falesia esposto a nord, in prossimità della Torre di Scau 'e Sai, il comportamento plastico dei livelli di argilla intercalati ai calcari bioclastici e micritici laminati rappresenta il principale fattore di destabilizzazione dei banchi maggiormente competenti, che mostrano dei giunti sub-verticali paralleli e ortogonali alla parete, lungo i quali avviene il distacco seguito o da una breve graduale traslazione laterale sulle argille o direttamente da crollo semplice seguito da ribaltamento. Localmente, la mancanza di appoggio per l'assenza di una cornice sottostante si verifica infine il rotolamento, anche in massa, fino al raggiungimento della spiaggia ciottolosa (Figura 118)

Lungo il tratto più occidentale della falesia, i livelli stratigrafici più alti della successione messiniana, nell'unità dei calcari brecciati e, soprattutto i litotipi marnoso-arenaceo-calcarei poco cementati della sequenza pliocenica, appaiono interessati, sullo sviluppo dell'intera parete, da intense modificazioni rispetto alle originarie condizioni diagenetiche, tali da rappresentare un importante insieme di fattori predisponenti che determinano sulla medesima parete ad una molto evidenti condizioni di instabilità.

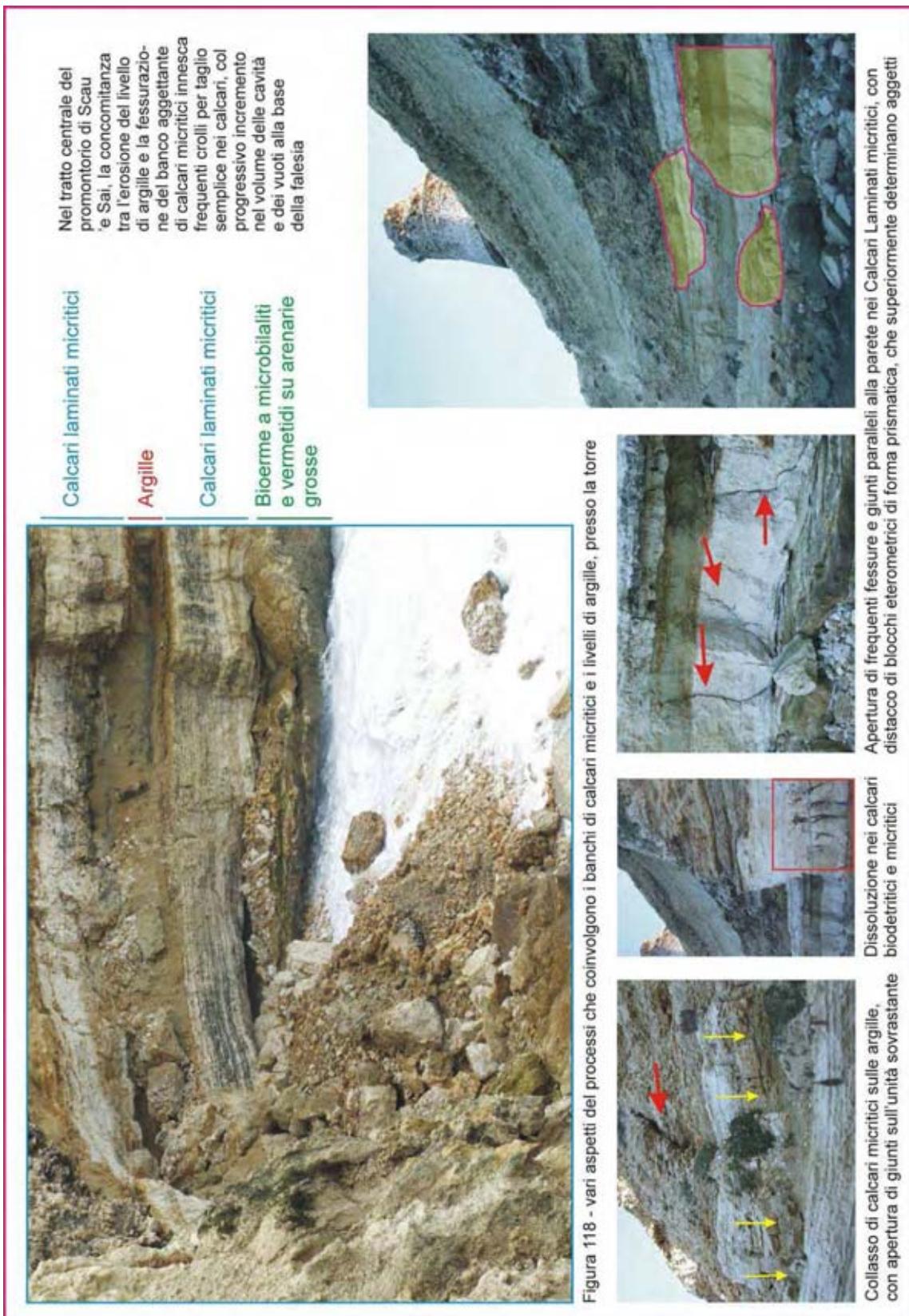
Nel dettaglio, tra le condizioni di alterazione delle strutture sedimentarie primarie in atto su questa porzione di falesia, le più rilevanti paiono essere:

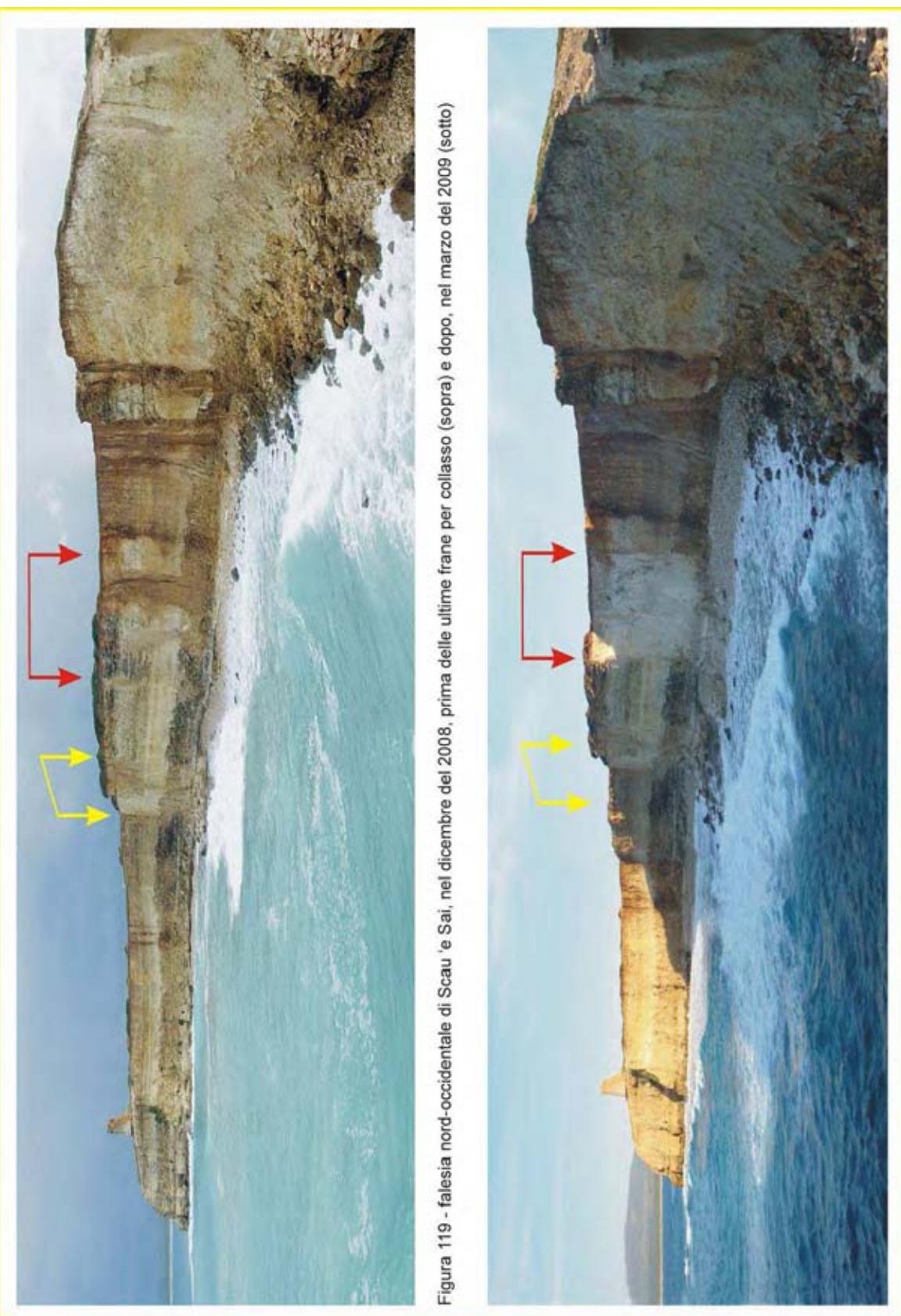
- la decarbonatazione fino alla dissoluzione, con apertura di *karst* di piccole dimensioni ma assai frequenti,
- l'intensa fratturazione dei calcari brecciati,
- la funzione destabilizzante esercitata dalla presenza dei livelli di argille alla base di questo settore della falesia, in relazione al carico litostatico sovraimposto, con la conseguente impostazione e l'ampio sviluppo di giunti e fessure su un ammasso roccioso con un grado di competenza particolarmente compromesso,
- le condizioni di destrutturazione dei livelli stratigrafici più alti, sotto l'effetto di una intensa paleo-pedogenesi e della alterazione spinta dei loro caratteri e contenuti originari,
- la diffusa presenza di rizocrezioni carbonatate e, nella parte più alta, di abbondanti apparati radicali di vegetazione arbustiva, la cui presenza costituisce un formidabile innesco per l'assorbimento di rilevanti quantità di acque di infiltrazione dalla superficie topografica.

I caratteri geomeccanici assolutamente scadenti di un ammasso roccioso con tali caratteri sono evidenziati, in particolar modo, in concomitanza degli eventi meteorologici accompagnati da intense precipitazioni. In tali condizioni, infatti, un determinante fattore di innesco è rappresentato dall'intensa impregnazione dell'acqua di precipitazione favorita dall'elevata permeabilità per porosità, derivante dall'abbondante scheletro sabbioso-detritico dei livelli stratigrafici più alti nella falesia. In simili condizioni, questi terreni manifestano rapidamente condizioni di saturazione idrica, che giunge a determinarne anche una fluidificazione (*"liquefaction"*). Il concomitante processo di dilavamento, sotto l'azione dei flussi concentrati di acque meteoriche, ha un effetto devastante nei confronti di questi terreni dalla assolutamente scarsa competenza.

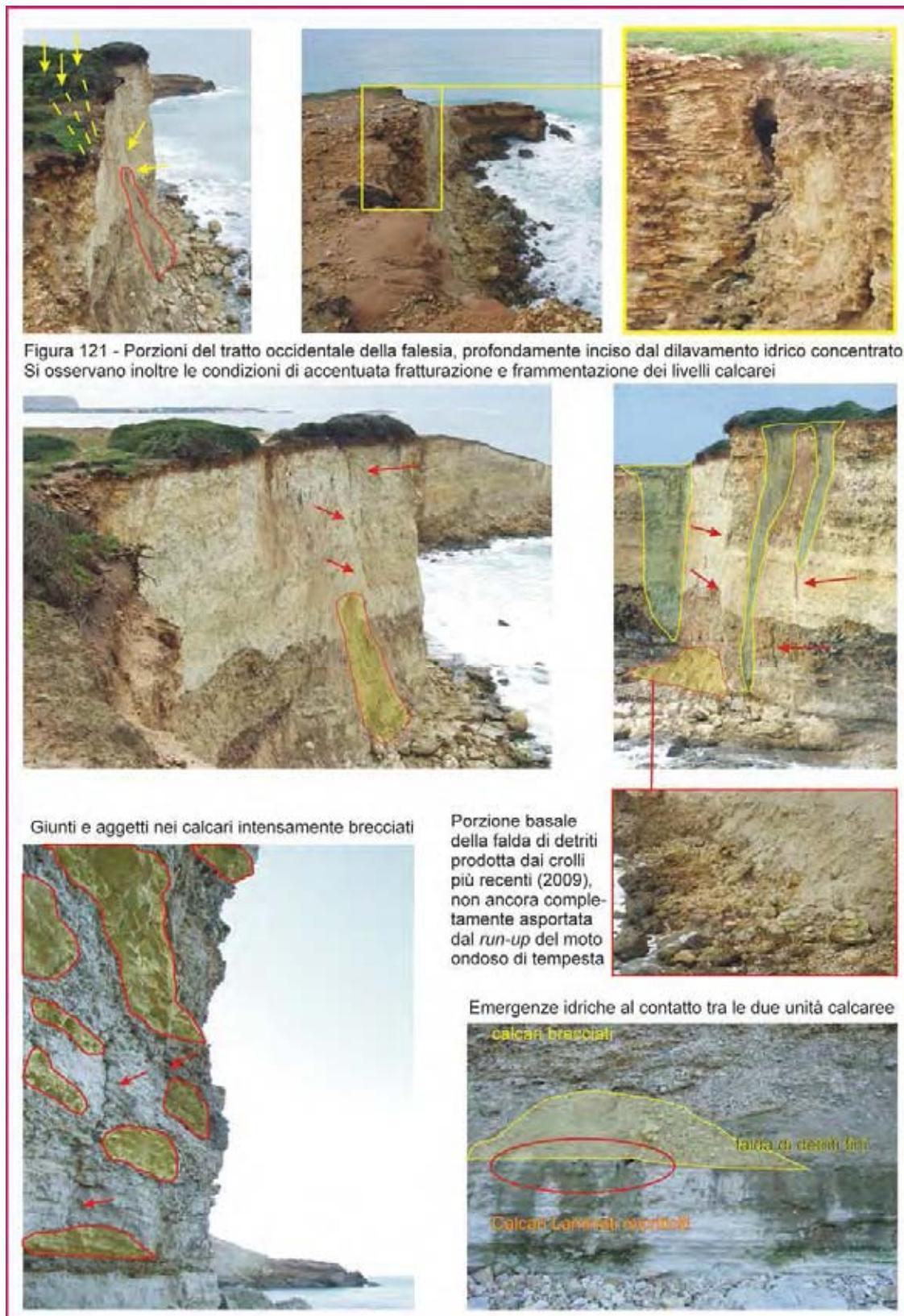
Tali caratteri primari e secondari delle formazioni litoidi ed i fattori esogeni (fondamentalmente meteorologici) determinano in questo settore della falesia una importante

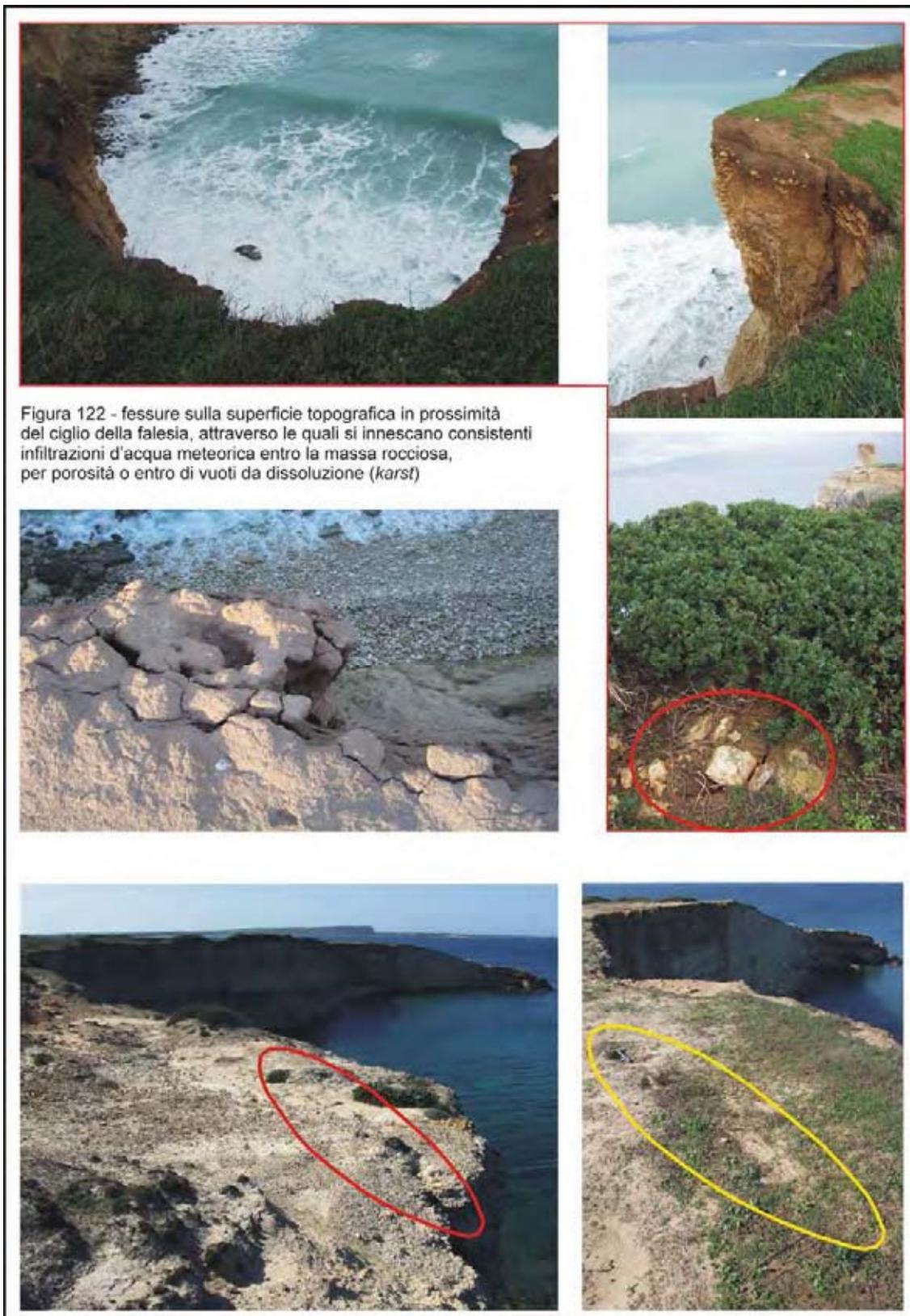
tendenza all'arretramento, che appare pronunciato per frane da crollo, con collasso di volumi anche ingenti di sedimento come documentato nelle figure 119, 120, 121, 122).











La morfogenesi erosiva sulla falesia del promontorio di Scau 'e Sai, pertanto, si manifesta con differenti cinematica lungo il suo sviluppo longitudinale, in dipendenza dei caratteri litologici delle unità sedimentarie che localmente affiorano sulla parete, stante la blanda inclinazione dell'intera sequenza mio-pliocenica verso NW.

Nel settore orientale, a partire dalla radice della falesia allo sbocco del canale di Is Benas, su una morfologia a gradoni per la sovrapposizione di unità sedimentarie con grado di cementazione da discreta a forte, quindi differente competenza, prevalgono i crolli per ribaltamento e per taglio semplice. In questo settore, data la conformazione del piede della falesia nel suo primo metro di elevazione, la dinamica marina svolge un ruolo decisamente secondario, per la presenza di una continua mensola costituita da una serie di strati delle marne arenacee messiniane affioranti dal canale di Is Benas, in grado di inibire la capacità erosiva del moto ondoso.

Più a nord, la superficie di abrasione attuale incisa sulle arenarie grosse molto ben cementate, che già di per sé costituisce una valida difesa dall'attività erosiva marina, è coincidente con la paleo-superficie di abrasione del Pleistocene superiore, sulla quale infatti giacciono sedimenti di spiaggia relativi al ciclo sedimentario tirreniano (~ 127.000 anni B.P.). I conglomerati tirreniani che poggiano sulla parte inferiore della scarpata, oltre la piattaforma di abrasione, favoriscono una maggiore stabilità della parete. Il risultato di questa serie di concomitanze tra natura litica e geometrie di giacitura di queste unità sedimentarie è una morfogenesi erosiva non tale da apportare modifiche sostanziali al contesto morfologico con tempi di ritorno particolarmente rapidi.

Lungo il tratto più nord-occidentale di questo promontorio, i litotipi dai caratteri geomecanici maggiormente scadenti presenti sull'intero sviluppo verticale della falesia, e la loro rapida fragile risposta alle sollecitazioni di innesco esogene, sono responsabili del *trend* retrogressivo del fronte di falesia che manifesta in tempi di ritorno sufficientemente rapidi da far attribuire a questo settore una molto elevata pericolosità da frana.

Inoltre il piede della falesia su questo tratto, anche per l'assenza di unità litiche ben stratificate e dall'elevata competenza, rimane particolarmente esposto alla dinamica del moto ondoso, assai attiva ed efficace nelle mareggiate dal III e soprattutto dal IV quadrante le quali aggravano, con un attivo scalzamento alla base, le condizioni di elevata instabilità della parete.

Una ricostruzione della evoluzione retrogressiva della falesia di Scau 'e Sai in questo settore è illustrata nella Figura 123, ottenuta per elaborazione da confronto visivo sull'andamento del bordo superiore della falesia nei primi anni '50 (rilievi aerofotogrammetrici dell'Aeronautica Militare Italiana, levata del 1955) e nel 2006 (Portale Cartografico Nazionale - Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare).

Brevemente infine, in merito alla stabilità della torre di Scau 'e Sai si può desumere (Figura 124), anche solo in base ad osservazioni di dettaglio considerate nel contesto morfologico e dei processi in esame, che al momento i maggiori problemi alla sua staticità possano derivare dalla profonda incisione erosiva, attribuibile alla deflazione eolica attiva sul bordo della parete verticale della falesia, la quale priva il basamento del lato settentrionale del manufatto, il più integro e col maggior carico litostatico, dell'indispensabile appoggio!

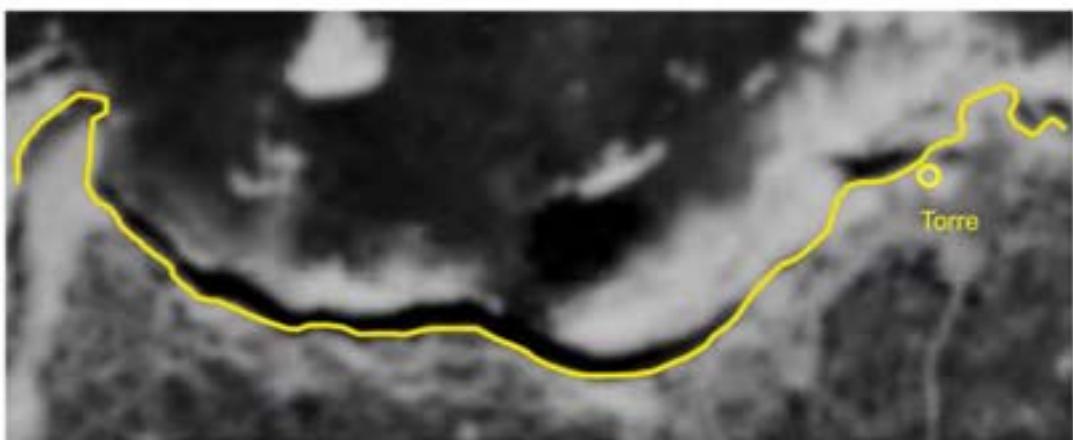


Figura 123 - arretramento del fronte della falesia del promontorio di Scau 'e Sai a distanza di mezzo secolo e durante gli ultimi tre anni.

L'assetto litostriatografico dell'intero promontorio condiziona la morfo-genesi da frana, in modo particolare nel settore settentrionale della falesia.

L'entità dell'arretramento del fronte della falesia è valutabile in circa 10 m nei settori maggiormente attivi





Nicchia erosiva alla base della torre per effetto della deflazione eolica, sempre molto attiva sul bordo delle falesie

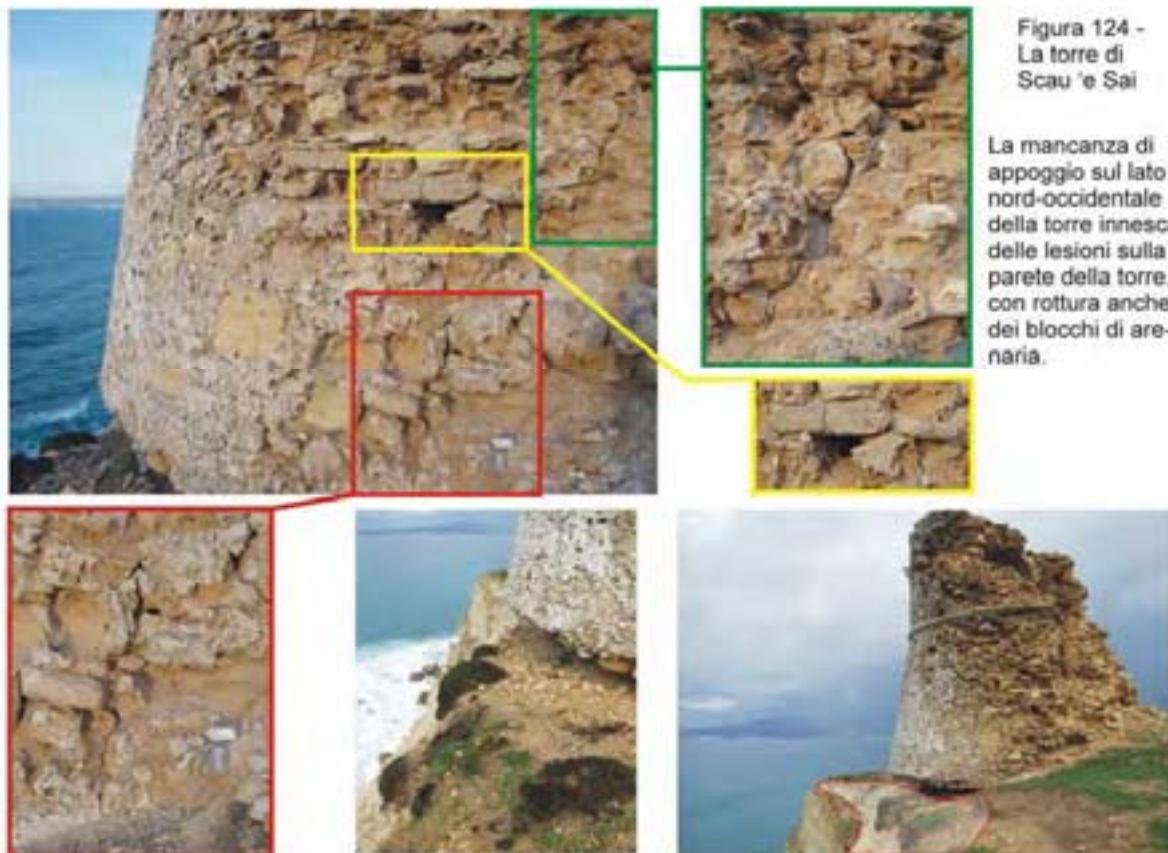


Figura 124 -  
La torre di  
Scau 'e Sai

La mancanza di appoggio sul lato nord-occidentale della torre innesta delle lesioni sulla parete della torre, con rottura anche dei blocchi di arenaria.

Dilavamento diffuso sul bordo della falesia, sui calcari arenacei alterati dell'unità stratigrafica più alta.  
A sinistra la nicchia erosiva sotto il basamento della torre, già ben incisa nel 1990



#### **4.2.9 Santa Caterina di Pittinuri – S'Archittu**

Lungo la fascia costiera compresa tra le località di S'Archittu e di Santa Caterina di Pittinuri affiora, attraverso la finestra di erosione aperta sulle coperture vulcaniche sovrastanti, una successione sedimentaria marina del Miocene (Serravalliano), costituita da arenarie calcaree, calcari organogeni, calcari marnosi. Questi litotipi caratterizzano una morfologia costiera alta, molto acclive, costituendo a tratti una vera falesia. Verso sud, fino a raggiungere la località di S'Archittu, la costa diviene progressivamente più bassa, con falesie alte mediamente 8 – 10 m .

##### **4.2.9.1 Santa Caterina di Pittinuri**

Nel lato meridionale della baia di S. Caterina di Pittinuri (Punta de Cagaragas) la costa raggiunge altezze fino a circa 50 m sul livello del mare.

Una sezione stratigrafica schematica (Figura 125), che ricostruisce la successione delle unità geologiche, mostra dal basso:

- calcari biostromali compatti e calcari marnosi teneri color avorio, calcareniti e calcari marnosi giallo-chiaro del Serravalliano inferiore
- complesso continentale sabbioso-argilloso alla base, conglomeratico silicoclastico nell'alto, in matrice argillosa, del Pliocene
- vulcaniti fonolitiche in *facies* lavica del Pliocene
- colluvi e suoli del Pleistocene e Olocene.

Questo tratto della falesia è sede di manifestazioni franose che si evidenziano con modalità differenti e che interessano localmente le unità calcareo-marnose, più diffusamente i conglomerati del complesso continentale e, conseguentemente, le sovrastanti vulcaniti fonolitiche.

La falesia è intersecata da strutture di faglia di direzione sia N NW - S SE sia E - W che interessano sia l'unità biocalcarenitica sia quella calcareo-marnosa, con strati debolmente immersenti verso ovest. Queste deformazioni tettoniche hanno indotto delle dislocazioni limitate, maggiormente espresse nell'entroterra di Santa Caterina di Pittinuri, dove fratture e dislocazioni tettoniche nei calcarci di quel bacino sono attualmente ricoperte dalle colate basaltiche plioceniche e dai depositi alluvionali intercalati alle colate stesse.

In dipendenza della costituzione litologica, l'unità delle biocalcarenitici ben cementate, che rappresenta la metà inferiore della falesia, mostra maggiore compattezza e manifesta qualche sporadico episodio di distacco di blocchi per taglio semplice mentre quella dei calcari marnosi teneri, anche con livelli ad elevato contenuto clastico litico-terrigeno, stratigraficamente più alta, appare più fragile, essendo inoltre attraversata da un piccolo sistema fratture e faglie ad inclinazione verso est, secondo le direzioni determinate dallo stress tettonico che ha interessato la successione. Le fratture e le faglie individuano dei blocchi predisposti al distacco ed al crollo verticale o al ribaltamento (Figure 126, 127). L'insieme degli elementi rilevati sul luogo tuttavia testimonia tali eventi con tempi di ritorno non frequenti.

Il sistema di fratture e di faglie ed il differente grado di erodibilità dei litotipi interessati dalle fratturazioni rappresenta un fattore discriminante riguardo la morfogenesi erosiva sulla parete costituita dalla successione sedimentaria miocenica.

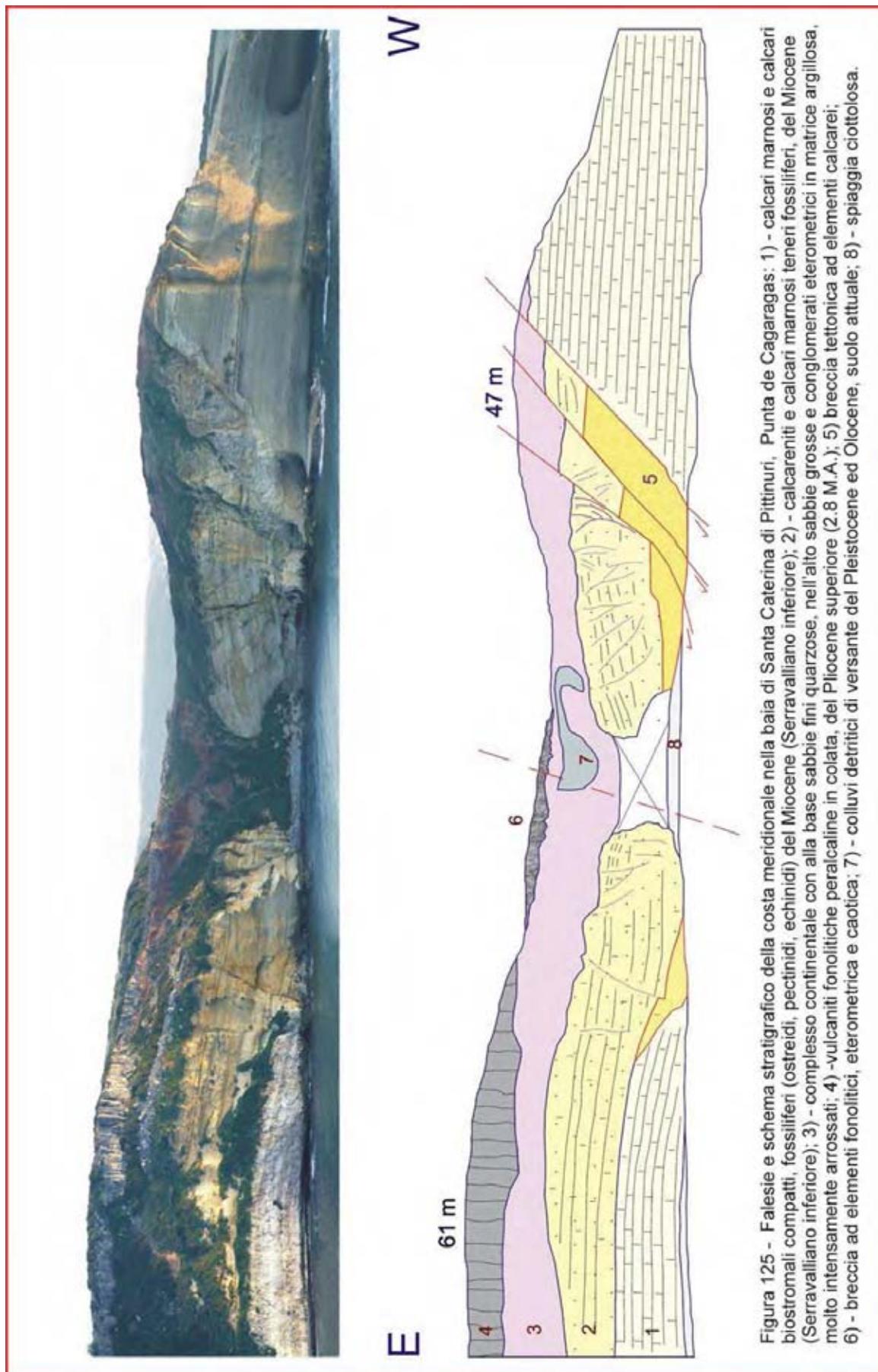


Figura 125 - Falesie e schema stratigrafico della costa meridionale nella baia di Santa Caterina di Pittinuri, Punta de Cagaragas; 1) - calcari marnosi e calcari biostromali compatti, fossiliferi (ostreidi, pectinidi, echinidi) del Miocene (Serravalliano inferiore); 2) - calcareniti e calcari marnosi teneri fossiliferi, del Miocene (Serravalliano inferiore); 3) - complesso continentale con alla base sabbie fini quarzose, nell'alto sabbie grosse e conglomerati eterometrici in matrice argillosa, molto intensamente arrossati; 4) - vulcaniti fonolitiche peracalpine in colata, del Pliocene superiore (2.8 M.A.); 5) breccia tettonica ad elementi calcarei; 6) - breccia ad elementi fonolitici, eterometrica e caotica; 7) - colluvii detritici di versante del Pleistocene ed Olocene, suolo attuale; 8) - spiaggia ciottolosa.



Figura 126 - differente comportamento delle facies calcaree allo stress di origine tattica. L'immagine evidenzia diaclasi, area di distacco e blocchi franati per crollo e rotolamento, possibili distacchi di blocchi (aree color celeste)



diaclasi e giunti di origine tettonica nei calcar marnosi

contatto tra i calcar marnosi e la breccia tettonica; cavita erosiva da ondazione



calcare marnoso sulla parte alta della successione, intensamente fratturato per effetto della tattica



diaclasi di origine tattica nelle biocalcarenti fossilifere compatte, orientate secondo la direzione di faglia





Figura 127 - alcuni caratteri e processi in atto nella falesia calcarea:

- diaclasi di origine tettonica iso-orientate
- cavità causate dalla dissoluzione nell'unità delle biocalcarenti
- erosioni differenziali tra livelli calcareo-marnosi a differente grado di cementazione
- diaclasi e giunti di origine tettonica, diffusi soprattutto nell'unità calcareo-marnosa, sui quali l'erosione provocata dal dilavamento può isolare dei grossi prismi, predisponendoli al crollo
- blocchi franati e nicchie di distacco. Il rilevamento di questi ultimi elementi mostra il non frequente accadimento di questi eventi.



Il complesso sedimentario continentale, discordante sui calcari miocenici, caratterizza la parte alta della falesia calcarea. I diversi livelli di questo complesso di età pliocenica, di deposizione polifasica, sono intercalati ai prodotti effusivi trachi-fonolitici e basaltici e sono assai estesi nell'area di Santa Caterina; gli eventi vulcano-tettonici generalizzati di questa regione avrebbero determinato nell'area, nel corso del Pliocene, un ampio basso morfologico sede di processi di sedimentazione fluvio-torrentizia particolarmente rilevanti.

Il versante è costituito da conglomerati ben addensati, ghiaie e sabbie fluvio-torrentizie poco coerenti. I ciottoli del conglomerato e delle ghiaie sono ignimbriti e andesitici, appartenenti alle serie trachitoide e andesitoide oligo-mioceniche, di dimensioni di comprese tra 3 e 8 cm, in matrice argillosa di colore rossastro e da sabbie fini eoliche (Figura 128). Su esso si verificano frane diffuse osservate su piccole superfici ma, soprattutto, su esso sono ben sviluppate due ampie nicchie di frana, presumibilmente originate dalla concentrazione dei processi erosivi idrologici di superficie, progressivamente evoluti in dilavamento che incide profondamente i diversi livelli sedimentari dell'intero complesso, quasi fino al suo appoggio sui calcari marnosi sottostanti.

L'innesto del fenomeno franoso è quindi rappresentato dal dilavamento concentrato, anche a causa della evoluzione morfologica delle nicchie. In ragione della variabile frazione argillosa in tutti i livelli e del grado di addensamento che caratterizza questi depositi, il colamento della frazione detritica sabbiosa e ciottolosa è molto lento (Figura 129)

Il processo di dilavamento, che si manifesta appunto con lentezza ed è ovviamente legato agli eventi meteorologici, attiva il colamento di non rilevanti volumi di sedimento fino al piede della piccola conoide detritica, alle spalle della spiaggia ciottolosa. Il moto ondoso di tempesta successivamente disperde i limi e soprattutto la frazione sabbiosa nella spiaggia sottomarina antistante.

In altre limitate aree del versante, soprattutto in prossimità del ciglio della falesia calcarea, le coperture colluviali più recenti possono essere asportate dai processi di dilavamento, in ragione della concentrazione dell'energia del trasporto idrico superficiale e della scarsa compattazione di quei depositi, conseguentemente alla loro rapida saturazione e fino alla fluidificazione (Figura 129).

Sui livelli a forte compattazione nella parte più alta della successione, il dilavamento ha prodotto numerose incisioni sulla parete (*rill erosion*), la cui morfologia e posizione ed il cui numero è rimasto costante nell'intervallo dei tre anni di osservazione (gennaio 2006 – gennaio 2009). La fitta presenza delle strutture da *rill erosion* ricompare in altri livelli più bassi della successione, costanti nella posizione e morfologia ma complessivamente più profondamente incisi, in ragione del minor grado di compattazione a causa della più alta componente sabbiosa e soprattutto della minore componente argillosa (livelli delle sabbie quarzose).

La composizione litologica e l'organizzazione tessiturale di tali depositi costituisce pertanto un fattore di forte condizionamento nei cinematismi che intervengono nel processo di frana nel complesso continentale (Figura 130).



Figura - 128 - nicchie di frana sul versante alto di Punta de Cagaragas (Santa Caterina di Pittinuri).

Stratigrafia schematica del complesso sabbioso-ghiaioso conglomeratico

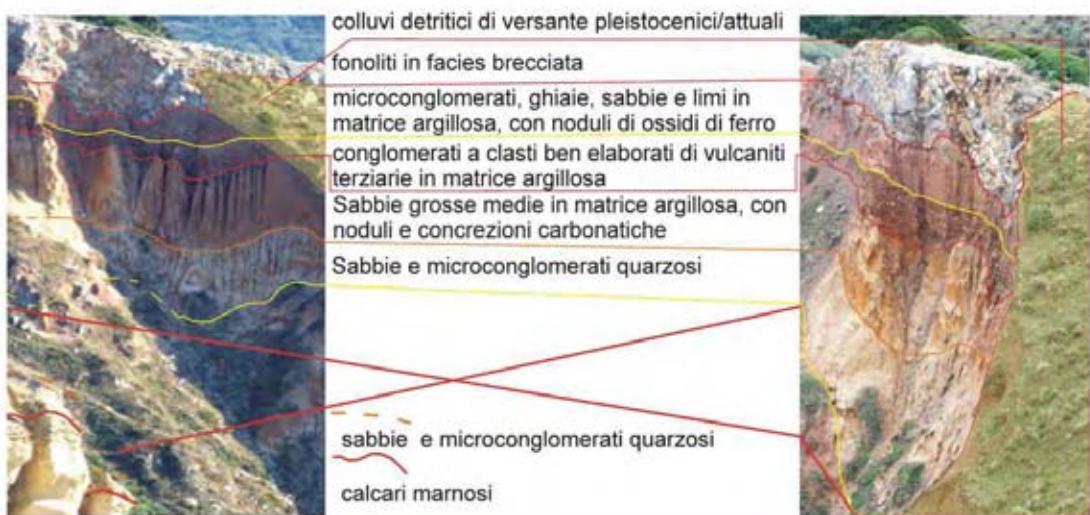




Figura 129 - erosione per dilavamento sui colluvii, sulle sabbie e sui e sui conglomerati

Nel tratto più orientale del versante interessato dalle frane, dalla base della parete delle vulcaniti, un'ampia area ospita la falda di detriti eterometrici di fonoliti, localmente stabilizzata dalla vegetazione arbustiva. Su alcune aree di dimensioni ridotte è attiva l'erosione per dilavamento sui colluvii più recenti e sui livelli più alti del complesso continentale pliocenico. Si individuano anche alcune vie preferenziali di incisione erosiva sui calcari. A destra in alto, un particolare della parete erosiva dell'ampia nicchia orientale.



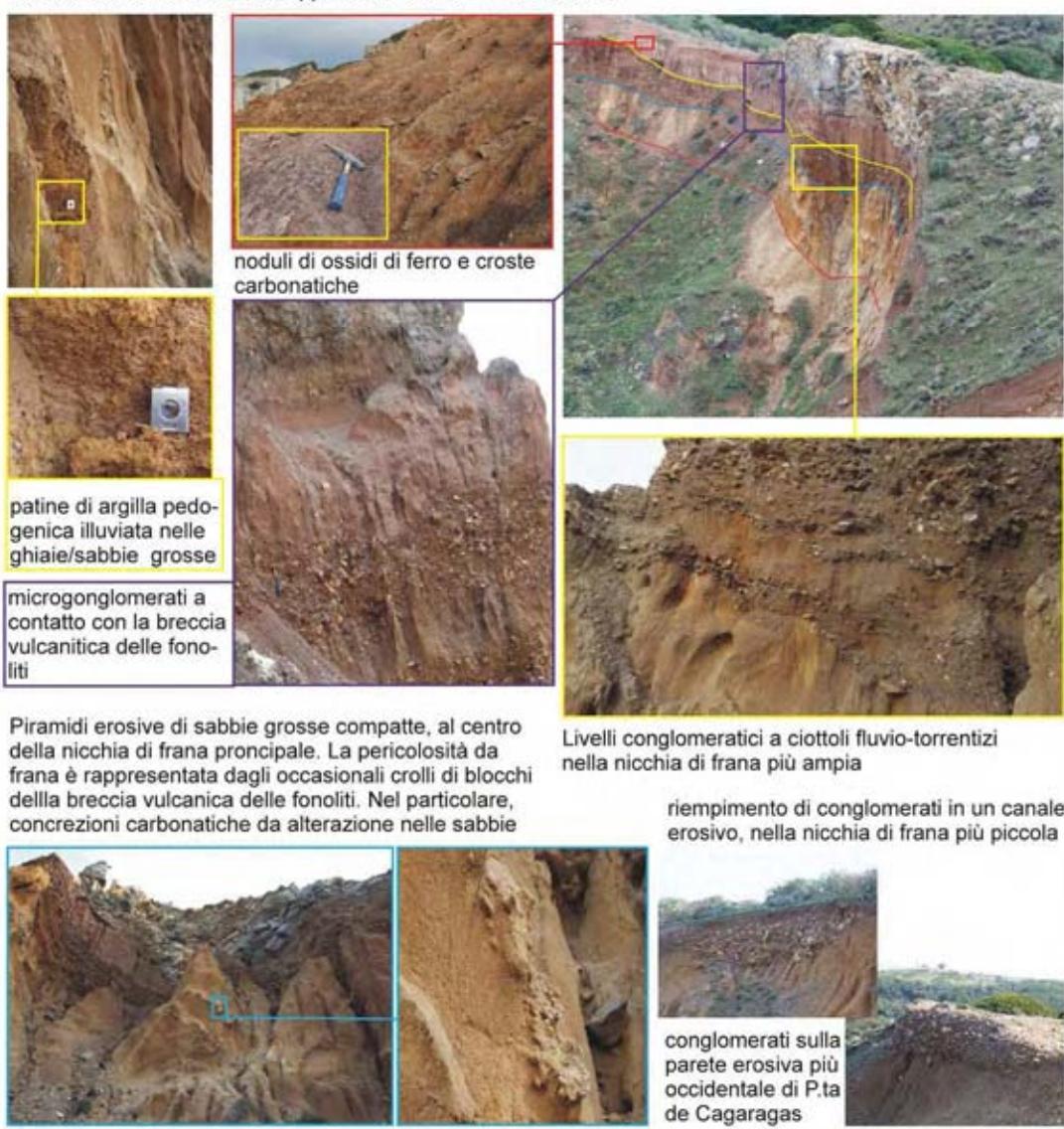
A distanza di qualche anno (gennaio 2006 - gennaio 2009) si osservano prevalenti processi di dilavamento a carico dei materiali esposti sui fronti erosivi, con un trasporto concentrato lungo i canali drenanti principali.

Il rilevamento ripetuto durante tale intervallo di tempo sui fronti delle nicchie di frana non ha evidenziato movimenti in massa, peraltro non ipotizzabili, in dipendenza del forte grado di compattazione di tutti i differenti livelli che costituiscono questa sequenza continentale





Figura 130 - parete della nicchia di frane più ampia, interessata da *rill erosion* sui differenti livelli sedimentari; nell'immagine a destra si osservano le modalità erosive ed i volumi di materiale episodicamente interessato dal dilavamento, apparentemente di modesta entità.



Nel corso del Pliocene superiore, in concomitanza con una fase tettonica distensiva, l'ultimo ciclo vulcanico pliocenico in quest'area (Beccaluva *et al.*, 1976) determina la messa in posto di trachiti fonolitiche e fonoliti peralcaline, di colore da grigio-chiaro a grigio scuro, molto dure, compatte e con fratturazione scheggiosa o concoide ma talora soggette ad alterazione per esfoliazione. Questi caratteri sono stati riscontrati anche sulla placca delle fonoliti grigio-chiaro sovrapposta al complesso conglomeratico di Punta de Cagaragas.

Le vulcaniti fonolitiche sono attraversate da un sistema di fratture, osservate anche in altri affioramenti del territorio di Santa Caterina di Pittinuri e fino a Monte Urtigu, dovute agli effetti della contrazione da raffreddamento lavico e presumibilmente con la sovra-imposizione di direttive tettoniche. Esse definiscono un reticolo di giunti ad andamento sub-verticale che isolano di grossi prismi di roccia. Sul fronte dell'affioramento fonolitico esposto a nord, questo reticolo quindi rappresenta il fattore predisponente i crolli dei prismi, mediamente dell'altezza di 4-6 m, o di blocchi di minori dimensioni, isolati da un sistema di fratturazione più o meno ortogonale ai giunti.

I meccanismi di crollo sono condizionati principalmente dal dall'appoggio delle vulcaniti sul complesso conglomeratico continentale, il cui comportamento plastico in funzione del carico litostatico ed il cui grado di erodibilità si sommano ai principali fattori predisponenti i fenomeni franosi (Figura 131). Altri fattori esogeni contribuiscono alla criticità nella stabilità del fronte, quali ad esempio lo sviluppo degli apparati radicali della copertura arbustiva che colonizza, proprio in prossimità del ciglio della parete, il pianoro della placca vulcanitica.

In prossimità del fronte della scarpata, la progressiva apertura dei giunti, in conseguenza del carattere plastico del deposito terrigeno sottostante anche con il contributo dell'infiltrazione e circolazione dell'acqua meteorica e con l'accentuazione della pressione interna, innescata la frana da crollo.



Figura 131 - Il diverso grado di competenza del complesso continentale e delle vulcaniti determina in queste ultime, per effetto del carico litostatico, lungo i giunti l'apertura progressivamente più ampia di fratture. Al centro e a destra si osserva in particolare l'appoggio, con i conglomerati e le brecce laviche alla base, la cui alterazione contribuisce alla destabilizzazione dei prismi del fronte della placca fonolitica.

I cinematismi che controllano gli eventi di crollo sono la lenta breve traslazione laterale dei prismi, fino al definitivo distacco e successivo ribaltamento (Figura 131). Al piede della scarpata, l'accumulo del materiale derivante dai crolli produce una falda di detriti e blocchi che, compatibilmente con lo sviluppo della copertura vegetale arbustiva, si sposta per gravità e/o per dilavamento, sulle coperture superficiali del complesso continentale, raggiungendo il ciglio della falesia calcarea alla base del versante terrigeno (Figura 129). Una placca di fonoliti in facies brecciata incombe sulla parete della nicchia di frana più ampia nel complesso continentale. La pur lenta tendenza retrogressiva di questo complesso determina l'occasionale crollo di blocchi del

litosoma fonolitico brecciato, seguito da rotolamento verso il basso lungo l'asse longitudinale della nicchia erosiva (Figura 132).



#### **4.2.9.2 Criticità nella piccola baia di S'Archittu**

I processi di versante della piccola baia di S'Archittu, in località “Fossighedda”, sono condizionati da un particolare contesto litostratigrafico conseguente l'evento tettonico palese sulle falesie di Santa Caterina di Pittinuri, il cui proseguimento verso sud interseca la piccola baia di S'Archittu nella sua parte più interna ( Figura 133).

Lungo la direttrice del sistema di faglie in direzione sud, sulla superficie topografica si segue l'allineamento della litofacies brecciata costituita in prevalenza dalle biocalcareniti mioceniche serravalliane che dominano l'estremità occidentale di Punta de Cagaragas e rappresentano l'unità sedimentaria sulla quale è intagliata la linea di basse falesie tra le due località in oggetto.

La terminazione occidentale del versante della baia di S'Archittu è dunque interessato dal contatto tettonico tra l'unità biocalcarenitica e quella calcarea marnosa e arenacea, che risulta ribassata per fenomeno di tipo distensivo. Al contatto tra le due unità, la fascia della breccia è particolarmente rilevabile alle spalle della linea di spiaggia per 5-6 m sul versante, qui con uno spessore di circa due metri (Figura134).

Nella parte media e alta del versante, su un fronte di circa 50 m, affiorano con assetto stratigrafico caotico i litotipi che costituiscono la successione marina, quella continentale terrigena e infine quella vulcanitica (qui assente) rappresentate nell'area. In particolare, l'assetto delle unità sabbiose e ghiaioso-conglomeratiche continentali, in successione normale nella baia di S. Caterina di Pittinuri, appare particolarmente alterato in conseguenza dell'evento tettonico, anche a causa della loro plasticità ed in seguito a successivi rimaneggiamenti e rimobilizzazioni per processi morfogenetici di superficie.

L'alterazione dei rapporti stratigrafici normali è rilevabile anche sul proseguimento del versante della piccola baia verso est e sud-est, dove sono palesi gli effetti del disturbo tettonico sulla litofacies calcarea marnosa ed arenacea, della quale numerosi blocchi, anche di diversi metri cubi di dimensione, giacciono disarticolati e frammentati rispetto all'assetto stratigrafico originario, per effetto del ribassamento di natura tettonica.

Sulla ripa di erosione alla base del versante ed alle spalle della piccola spiaggia, esposta dall' erosione regressiva, l'appoggio stratigraficamente inverso dei grossi blocchi calcarei serravalliani, molto intensamente fratturati, giacenti sull'unità delle sabbie continentali plioceniche rappresenta un forte fattore predisponente gli eventi di frana. Tale situazione è schematizzata nella Figura 135. Una delle tipologie di frana osservate e seguite nell'evoluzione con controllo temporale è rappresentata dai crolli di blocchi per traslazione sulle sabbie continentali, il cui fattore predisponente è rappresentato sia dall'intensa fatturazione dei blocchi calcarei, con aperture di diversi centimetri sia dalla plasticità dell'unità sabbiosa e, come elemento di innesco, dalla saturazione idrica, fino alla fluidificazione (“liquefaction”), di quest'ultima per effetto occasionale del regime pluviometrico.

Altri cinematismi osservati, nei quali il fattore predisponente è costituito dalle condizioni di fratturazione dei calcari, sono rappresentati da

- ribaltamento dei blocchi calcarei per effetto della progressiva apertura delle fratture e conseguente perdita delle condizioni di staticità (per quanto comunque precaria!), sempre seguita dalla caduta sulla spiaggia antistante.

- franamento per caduta verticale di masse di detriti calcarei per distacco da grossi massi fortemente brecciati.

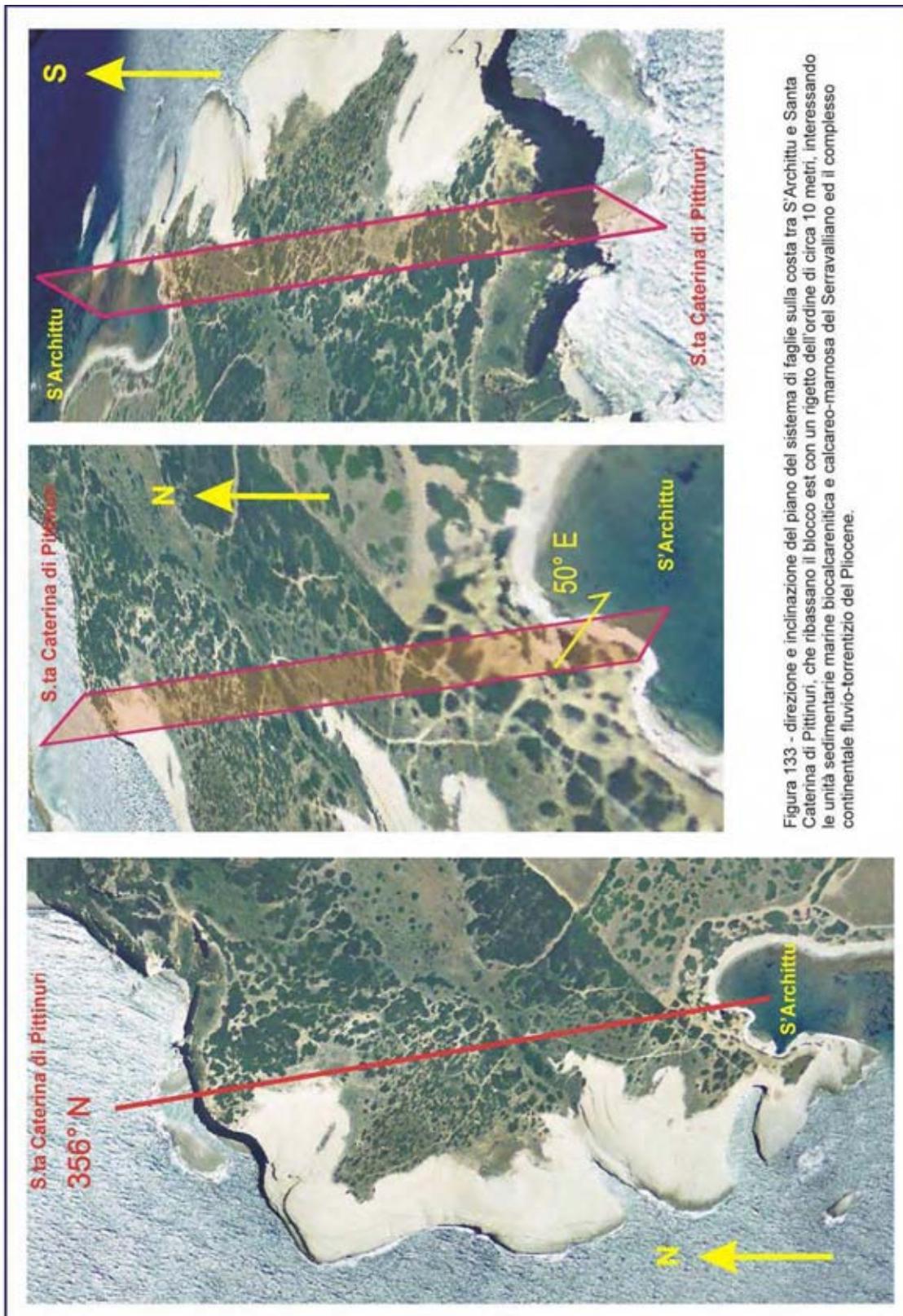




Figura 134 - sull'estremità nord-occidentale del versante della piccola baia di S'Archittu si osserva il contatto tettonico e la breccia di faglia tra le unità biocalcarenitica e calcareo-marnoso-arenacea del Miocene

conglomerato continentale pliocenico interessato dall'evento tettonico



Particolare della breccia di frizione al contatto tra le due unità sedimentarie interessate e sulla superficie topografica tra S'Archittu e Punta de Cagaragas



complesso continentale conglomeratico-sabbioso pliocenico e coperture eluviali e colluviali pleistoceniche e oloceniche

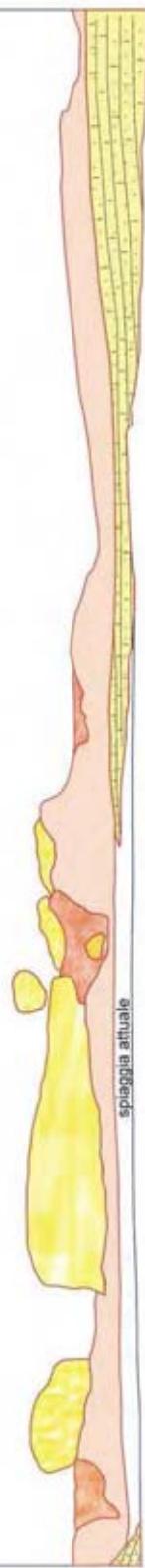


Figura 135 - schema semplificato dei rapporti geometrici tra le litofacies affioranti sulla riva di erosione del versante nella piccola baia di S'Archittu  
■ blocchi di calcare marnoso, ruotati e intensamente fratturati, poggiati sulle ghiaie e sabbie grosse del complesso continentale pliocenico  
■ calcare marnoso e arenaceo fossillero del Serravalliano in posto, stratificato, ricoperto con contatto erosivo da :  
■ unità delle ghiaie e sabbie grosse quarzose del complesso continentale pliocenico

La sequenza degli eventi franosi sul versante della baia è stata particolarmente intensa durante l'inverno 2008-2009. L'immagine 1 mostra la situazione al 27 ottobre 2008, L'immagine 2 registra la situazione al 13 marzo 2009, dopo ripetuti eventi franosi in particolare nei mesi di gennaio-febbraio 2009. Gli eventi maggiormente significativi ed esemplificativi dei processi in atto, indicati dai numeri sono illustrati nelle figure che seguono.



- collasso progressivo di materiale sabbioso-terroso, anche costituente delle paleo-frane con materiali detritici di natura calcarea, sotto il condizionamento della gravità e delle condizioni di saturazione idrica, fino alla fluidificazione (*soil liquefaction and soil slip*).

Nelle figure 136, 137, 138, 139, 140 sono rappresentati e commentati alcuni eventi franosi registrati nel corso dell'inverno 2008 - 2009 ed osservati nelle differenti fasi di evoluzione.

Un ruolo determinante nella ripetitività e frequenza degli eventi è costituito dalla fragilità dell'unità sabbiosa continentale pliocenica, che in questo sito non mostra i caratteri di forte compattazione osservati invece sulle pareti delle nicchie erosive di Punta de Cagaragas.

Il dilavamento che si attiva sul versante, fondamentalmente innescato dagli agenti esogeni rappresentati dalle precipitazioni meteoriche, si manifesta con particolare efficacia erosiva proprio in ragione della natura e soprattutto delle condizioni di fragilità delle unità sabbiose.

Il processo erosivo da dilavamento risulta inoltre particolarmente incrementato dalle condizioni della sovra-compattazione della fascia di terreno che contorna il ciglio superiore del versante. Il sempre maggiore afflusso di persone verso la zona dell'arco naturale e, soprattutto, la consuetudine invalsa negli ultimi 20-25 anni, di accedere a quell'area tramite automezzi, ha modificato le condizioni di naturalità di quella fascia di territorio, determinando la cessazione dell'effetto drenante del suolo e del rallentamento della corivazione superficiale che risulta, pertanto, accentuata dalla nuova condizione di sovra-compattazione del suolo in corrispondenza della "pista di penetrazione" in tal modo prodotta.

Riguardo l'accentuazione della velocità di corivazione superficiale ed i suoi effetti sui depositi affioranti sul versante, sembra essere risultato ormai praticamente inefficace il tentativo di mitigazione tramite la messa in opera di briglie in materiale ligneo sui canali drenanti maggiormente incisi, dato il rapido interramento delle parti a monte ed il ripristino degli effetti determinati dalla velocità e dalla caduta dell'acqua e quindi del fenomeno erosivo (Figura 141).

In tal modo, la criticità intrinseca alla natura litologica e all'assetto strutturale delle formazioni litoidi affioranti in questo versante risulta accentuata dall'interventi antropico non assecondato in continuità.

Nella parte più meridionale della piccola baia la morfogenesi appare decisamente meno attiva, in ragione delle mutate costituzione strutturali del versante, a sufficiente distanza dall'area più direttamente ed intensamente interessata dalla tettonica. La successione stratigrafica mostra alla base l'unità sedimentaria marina dei calcari marnosi e arenacei del Serravalliano sormontati, tramite una superficie erosiva, dalle unità sabbiosa e ghiaiosa conglomeratica continentale pliocenica. La piattaforma di abrasione che si estende alla base dl versante esercita una buona azione protettiva da parte della dinamica marina, peraltro qui indebolita dalla particolare conformazione morfologica della baia.

Inoltre, l'affioramento continuo di una breve successione di conglomerati di spiaggia del Tirreniano, dello spessore di qualche metro, addossata alla parte inferiore del versante e in giacitura sia sul calcare marnoso sia sulle sabbie continentali, esercita una ulteriore funzione di protezione dall'erosione nei confronti delle fragili unità continentali (Figura 142).

In questo limitato tratto di costa, locali e assolutamente sporadici eventi di crollo per ribaltamento seguito da rotolamento possono coinvolgere i litotipi della successione conglomeratica tirreniana, per effetto di scalzamento alla base nel tratto in cui essa giace sull'unità sabbiosa continentale, anche in ragione del suo grado di cementazione non particolarmente elevato.

Un effetto della quantità di materiale franato che confluisce alla base del versante è l'alimentazione sabbiosa che, con l'intervento del moto ondoso, ha determinato l'accrescimento, nella parte più interna della piccola baia, di un corpo sabbioso di spiaggia, originariamente di natura in prevalenza ciottolosa, incrementato notevolmente negli ultimi 50-60 anni e progressivamente stabilizzato, nonostante l'energia potenziale della dinamica marina, in funzione delle caratteristiche batimetriche e morfologiche di questa baia.

La morfogenesi è intensamente attiva sul versante e si manifesta con cinematismi differenti in dipendenza dell'assetto giaciturgale, delle condizioni strutturali e dei caratteri tessiturali. Essa evolve, soprattutto nella ripa di erosione basale o nella parte del versante più direttamente interessata dal sistema di faglie, con eventi frequenti nel tempo, in ragione di una criticità intrinseca alle condizioni lito-stratigrafico-giaciturali a controllo tettonico.

Queste condizioni, sommate ai fattori di innesco di natura meteorologica, incontrollabili nella loro intensità e frequenza, come rilevato tra il settembre del 2008 e il marzo del 2009, rappresentano l'insieme degli elementi che determinano in quest'area una elevata probabilità di eventi franosi, col coinvolgimento di volumi in genere modesti ma tuttavia caratterizzati da potenzialità di rischio elevate per la presenza nella massa coinvolta nelle frane, di blocchi litici (calcari) spesso di notevoli dimensioni.



Figura 137 - (punto 2 di fig. 135): frane da crollo di blocchi calcarei marnosi esposti sulla ripa di erosione; Le due immagini registrano frammenti recenti, nel 6 novembre 2008, e l'ultimo nel 19 febbraio 2009.



L'appoggio ed il carico litostatico dei blocchi di calcare marnoso miocenico, intensamente diaclasato dalla tettonica, sull'unità delle sabbie continentali plioceniche, meno competenti, ha innescato nei blocchi calcarei, lungo le diaclasi di origine tettonica, una intensa fratturazione che mostra aperture di diversi cm. La gravità e l'impregnazione idrica nelle sabbie, per cause meteorologiche e meteomarine, causano di frequente la perdita di stabilità dei blocchi calcarei e crolli con ribaltamento o, come nel caso illustrato, per traslazione dei blocchi sull'unità sabbiosa a causa delle temporanee accentuate condizioni di plasticità di quest'ultima.

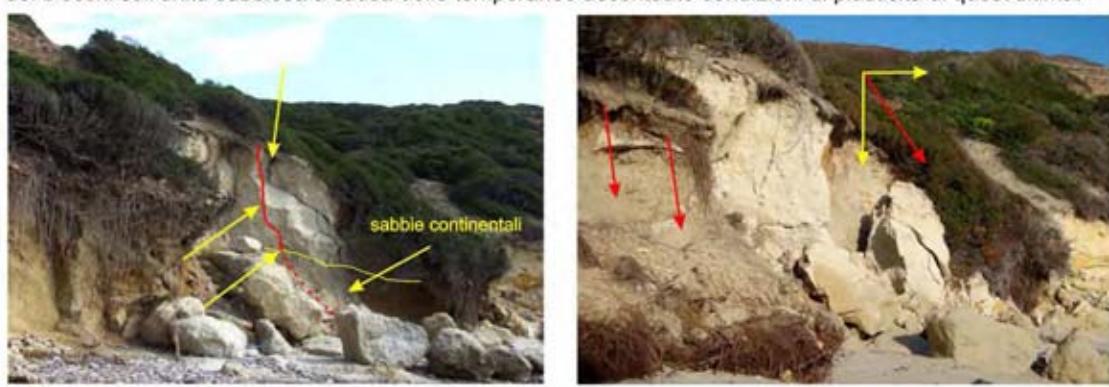
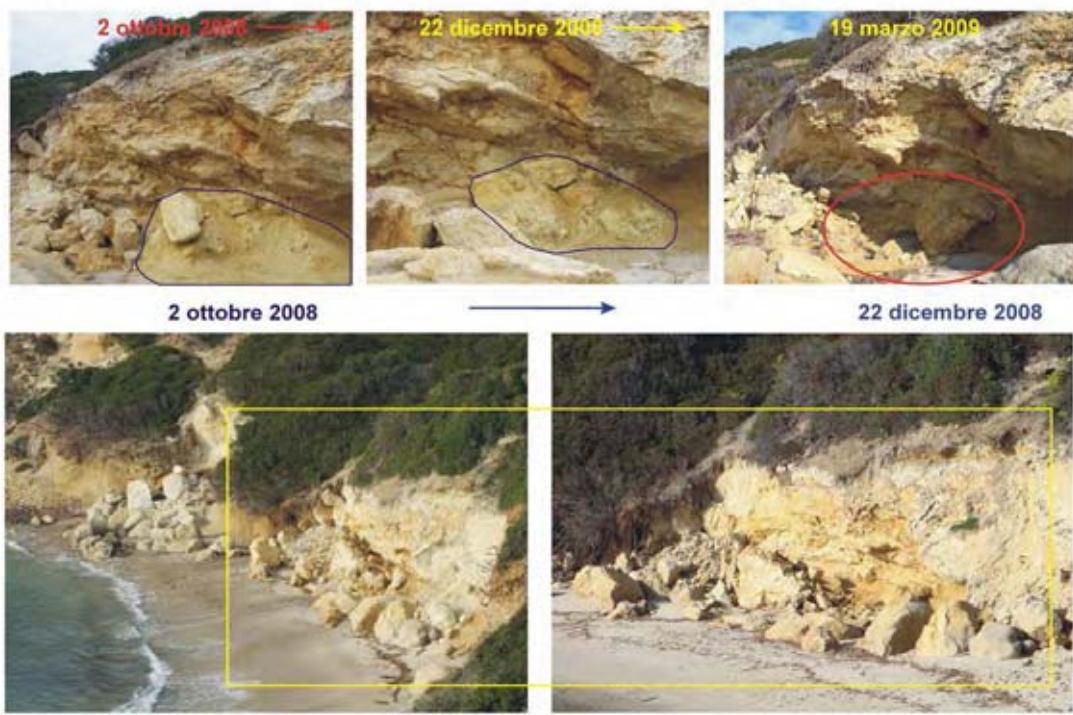
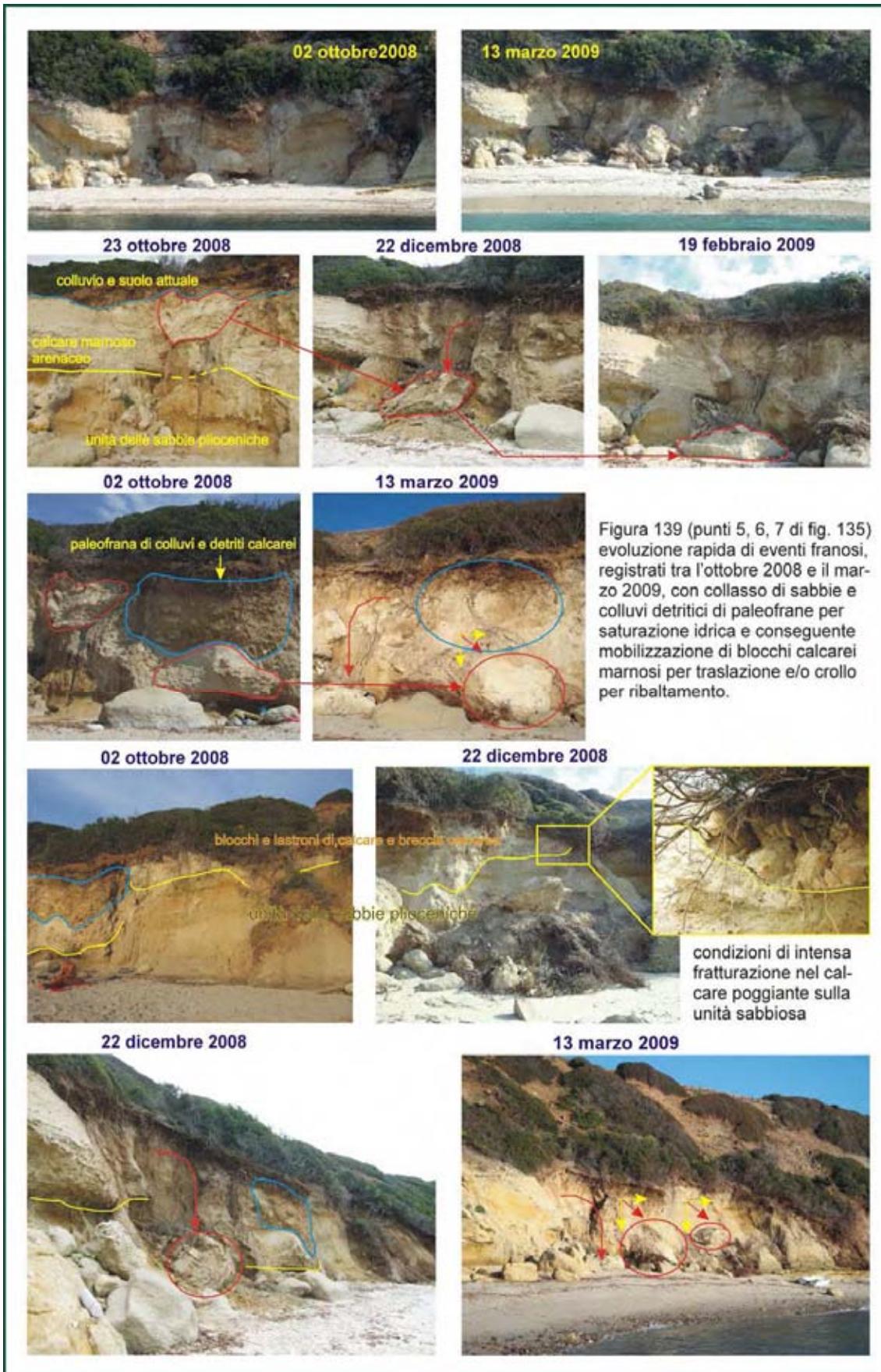




Figura 138 (punto 4 di fig. 135) - frane da crollo e ribaltamento sono consueti, col distacco dai grossi blocchi predisposto dalle condizioni di estrema frammentazione dei blocchi stessi, originato dallo stress tettonico. Nelle immagini sotto si osservano le facies intensamente brecciate; è inoltre evidente la progressiva rimozione dell'accumulo di detriti ad opera del moto ondoso (*run-up*) nel corso dei mesi interessati dagli ultimi rilevi.





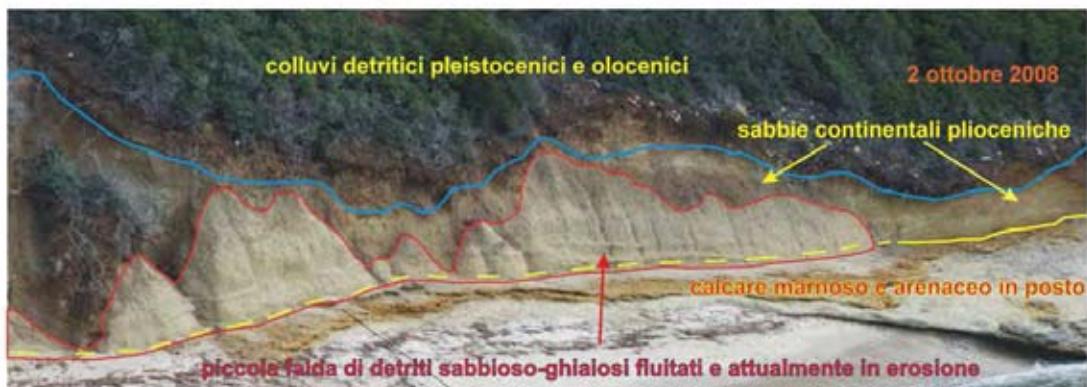
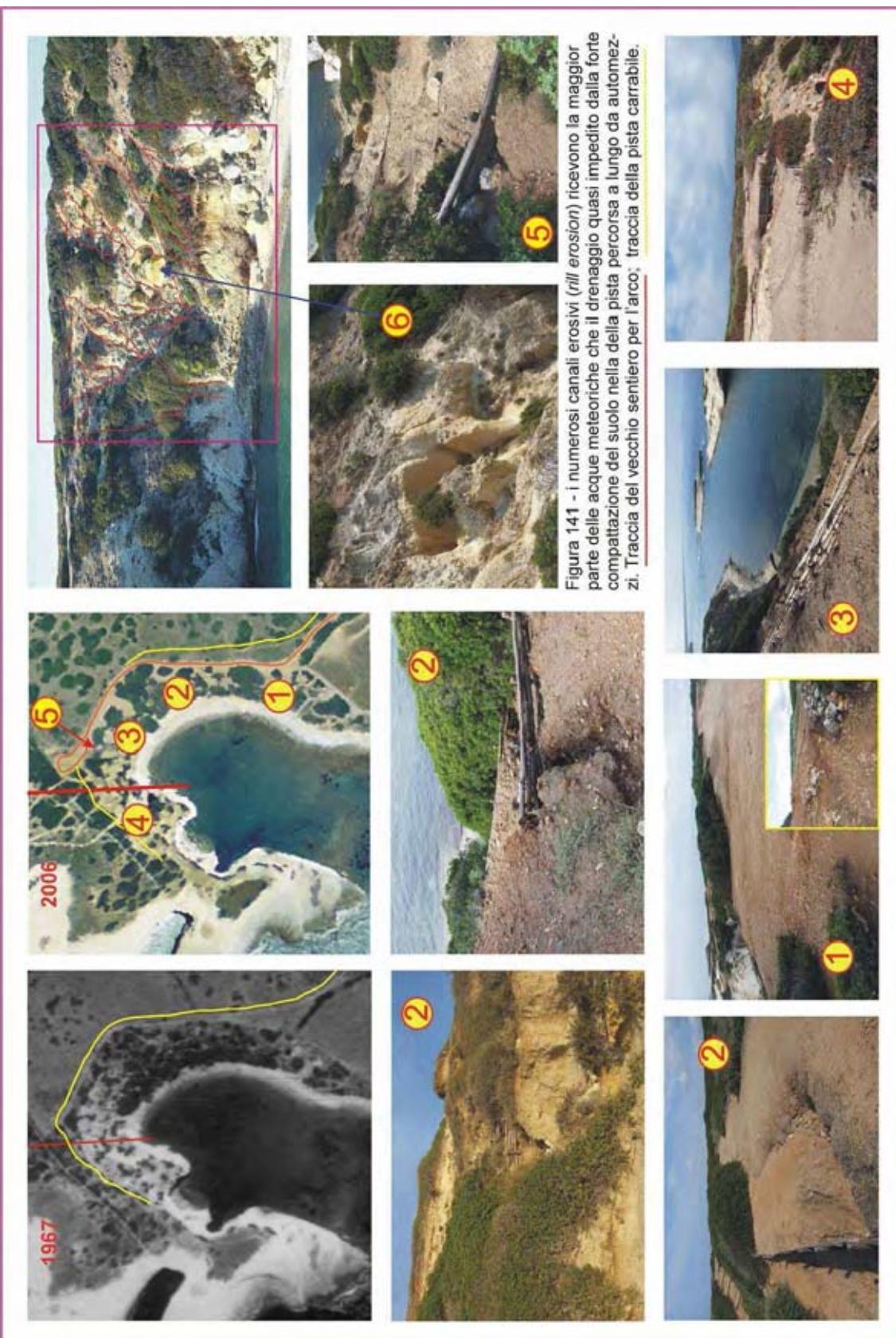


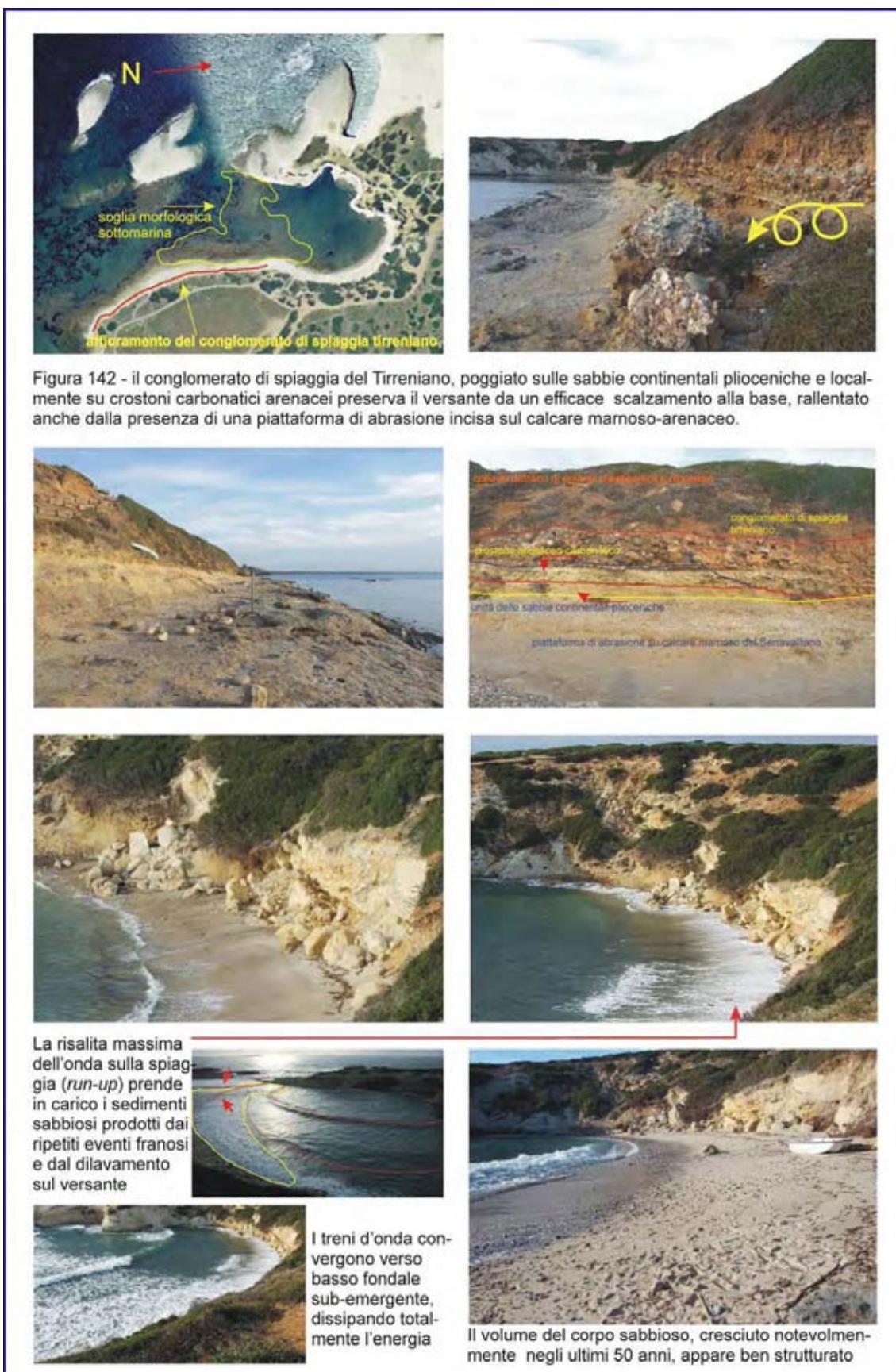
Figura 140 (punti 8, 9, 10 di fig. 135) - collassi nell'unità delle sabbie plioceniche e nei colluvii pleistocenici e olocenici per saturazione idrica, registrati con frequenza mensile nel corso dell'autunno-inverno 2008/2009



Colamenti di colluvii sulle sabbie plioceniche per fluidificazione da saturazione idrica -13 marzo 2009







#### **4.2.10 Falesie di Su Coduleddu – Capo Nieddu – Punta di Foghe**

A nord di Santa Caterina di Pittinuri, nel tratto di costa in cui affiorano le unità biocalcarenitica, calcarea marnosa e arenacea mioceniche, non si osservano particolari processi franosi, su una costa alta condizionata dalle giaciture di strato delle formazioni mioceniche debolmente inclinate verso ovest, che terminano in falesie di altezza limitata a circa 5 ~ 7 m.

Il dominio della sequenza calcarea miocenica sulla falesia termina più a nord, con falesie che raggiungono i 12 ~ 15 m nel tratto più settentrionale dove, in località Su Coduleddu, si osserva sui calcari la sovrapposizione di una sequenza continentale colluviale e fluvio-torrentizia e delle sovrastanti litofacies basaltiche plioceniche che occupano per intero il versante occidentale del Montiferru fino alla linea di costa.

##### **4.2.10.1 Il versante di Su Coduleddu**

La morfologia a falesia si interrompe per un breve tratto, con un alto sperone calcareo nel quale sono attivi i fenomeni franosi che in prevalenza si manifestano con modalità di crollo, con ribaltamento e rotolamento degli elementi minori a costituire localmente una falda dei detriti. Sulla parete sono presenti dei macrogiunti ad andamento generalmente verticale.

Un fattore di ulteriore predisposizione al crollo è rappresentato dall'erosione differenziale che agisce selettivamente, sulla parete della falesia, tra i banchi di calcare a differente grado di cementazione ed intensamente fratturati localmente anche secondo i piani di stratificazione

Un evento recente di frana da crollo, con il ribaltamento dei blocchi coinvolti è stato documentato nell'ottobre del 2008 (Figura 143).

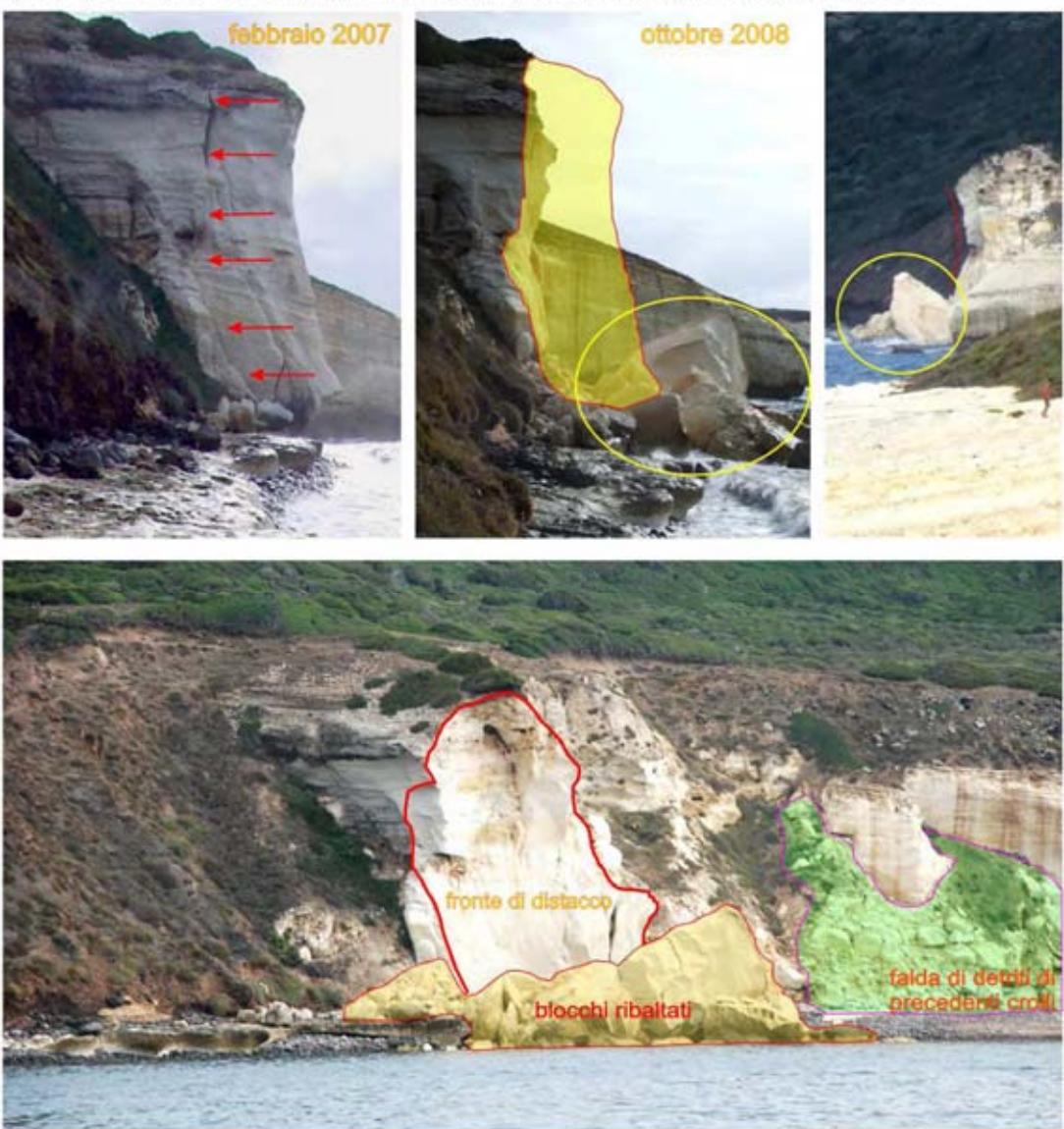
Sul tratto di costa caratterizzato da un versante con acclività da circa 20° fino a circa 45° a sud (Figura 144) e di 55° - 60° a nord (Figura 145), in ragione della natura dei terreni che caratterizzano le coperture superficiali sono attivi fenomeni di dilavamento superficiale, che rimobilizzano la componente detritica rappresentata da frammenti litici di natura vulcanitica, prevalentemente basaltica, a spigoli vivi, ma anche appartenente alle facies clastiche di vulcaniti calcaline dei depositi alluvionali pre-basaltici diffusi nell'intero settore, affioranti nel tratto nord del versante e lungo un esteso tratto della falesia verso nord.

Nel tratto settore più settentrionale, il maggior sviluppo di una cornice basaltica sulla parte alta ha determinato la presenza sul versante il prevalere della frazione clastica, con elementi fino a  $\varphi$  20-30 cm, spesso rimobilizzati dal dilavamento, conferendo pertanto a questo settore una più rapida morfogenesi di superficie. Questa, per via delle condizioni di non forte di compattazione della parte più superficiale dei depositi, a causa della carenza di matrice fine e soprattutto per l'affiorare dei conglomerati e delle ghiaie fluviali pre-basaltiche, poco compatte, manifesta con incisioni erosive anche profonde (*rill* e *gully erosion*) e col rotolamento dei blocchi.

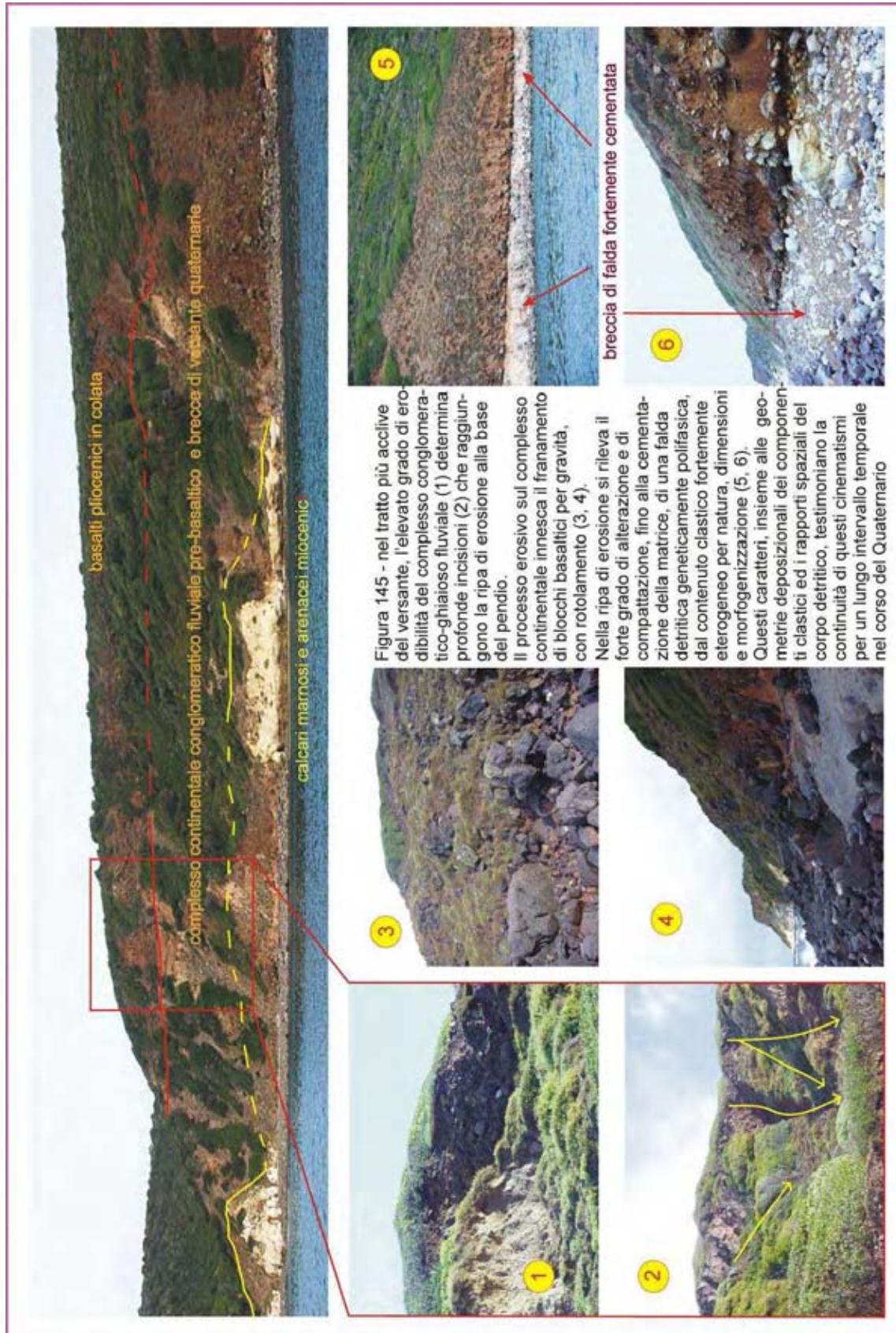
Alla base del versante, la ripa di erosione a livello del mare mostra una buona resistenza all'aggressione da parte del moto ondoso, grazie alla elevata componente argillosa e soprattutto alla molto forte compattazione dei depositi affioranti sulla piccola parete, caratterizzati da un forte grado di alterazione. I rapporti giaciturali tra i vari litosomi che compaiono in sezione sulla parete erosiva testimoniano di una loro polifasicità deposizionale ed erosiva nel corso del Quaternario.



Figura 143 - un evento di frana da crollo per ribaltamento ha interessato, nell'ottobre del 2008, una grossa porzione della parete di falesia calcarea in località Su Coduleddu, a circa 1 km a nord d Santa Caterina di Pittinuri. La parete è interessata da macrogiunti ad andamento verticale, erosione differenziale per vario grado di cementazione tra i banchi di strati e da frequenti cavità per dissoluzione dei carbonati.







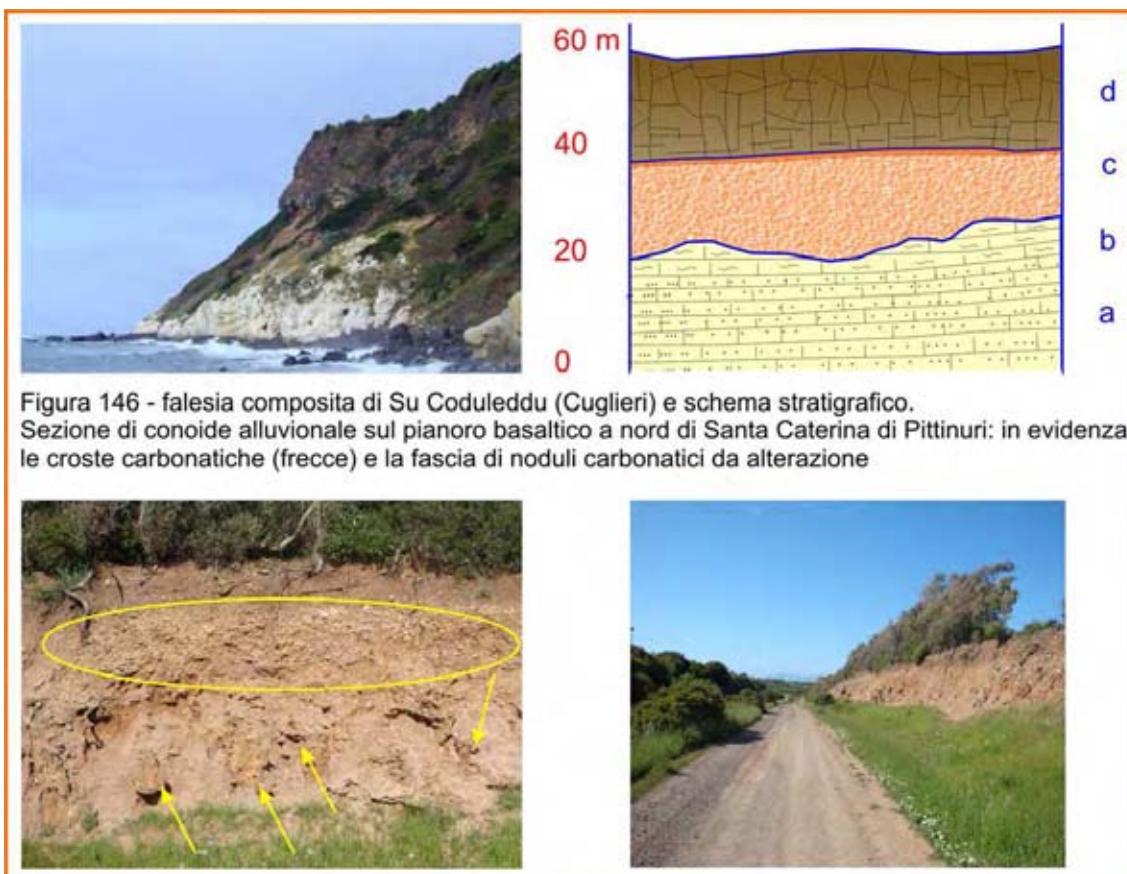
#### **4.2.10.2 Le falesie di Su Coduleddu – S'Attentu**

Il settore occidentale dell'ampio plateau basaltico con le aree apicali poco a sud di Cuglieri, che degrada con debole acclività verso ovest, a nord di Santa Caterina di Pittinuri, termina con una falesia alta mediamente 50 / 60 m, sulla cui parete affiorano i tre complessi geologici che caratterizzano questo settore del versante occidentale del Montiferru.

Alla base della falesia, fino alla località di S'Attentu, affiorano le calcareniti riccamente fossilifere e i calcari marnosi del Langhiano - Serravalliano (Figura 146, a, b), che caratterizzano l'intera area di Santa Caterina di Pittinuri in giacitura monoclinale con un'inclinazione di circa 10°-15° W-NW che, dopo circa 1 km, verso nord, ne determina la scomparsa al livello marino.

Discordante sui sedimenti miocenici, nel tratto più meridionale tratto di falesia e, poco più a nord, alla base della stessa, affiora per uno spessore che giunge a superare i 10 metri un complesso continentale fluvio-torrentizio di età pliocenica, costituito da alternanze di sabbie fini e medie quarzose in bancate regolari, colluvi detritici ricchi di *stone lines*, accumuli di ciottoli vulcanitici a spigoli vivi e spesse lenti conglomeratiche alluvionali, con ciottoli fino a 6-8 cm di diametro, molto ben elaborati, spesso in posizione embriciata, costituiti da vulcaniti terziarie e rocce metamorfiche, in matrice sabbioso-ghiaiosa.

Il complesso continentale prosegue verso nord poco oltre la cascata del rio S'Attentu. Esso, mediamente arrossato per pedogenesi spinta, più intensamente nella parte alta presumibilmente in conseguenza della sovrapposizione delle colate basaltiche sovrastanti, è fortemente addensato e coeso nelle bancate costituite dalle sabbie fini e da limi, assai meno nelle grosse lenti sabbioso-ghiaiose conglomeratiche (Figura 146 c).



**Figura 146 - falesia composita di Su Coduleddu (Cuglieri) e schema stratigrafico.**  
Sezione di conoide alluvionale sul pianoro basaltico a nord di Santa Caterina di Pittinuri: in evidenza le croste carbonatiche (frecce) e la fascia di noduli carbonatici da alterazione

Sul complesso continentale poggia infine una copertura di trachibasalti ed alcalibasalti (Figura 146 d) costituita da *facies* differenti, latit-basaltiche e alcali-basaltiche messe in posto nel corso di numerose colate nel corso delle fasi terminali dell'attività vulcanica del Montiferru nel corso del Pliocene superiore. Queste vulcaniti si presentano sia molto compatte sia bollose e scoriacee, con colori variabili dal grigio-ferro al grigio bruno ed al grigio rossastro, soprattutto dove appare evidente una intensa alterazione. Molto intensamente fratturate, con sistemi di fratture ad andamento sia orizzontale sia verticale, legate alle fasi di raffreddamento della vulcanite (Figura 146 d), queste vulcaniti sono particolarmente estese nel pianoro a nord di Santa Caterina di Pittinuri, dove giacciono in sovrapposizione al primo complesso continentale post-miocenico ed agli stessi sedimenti miocenici.

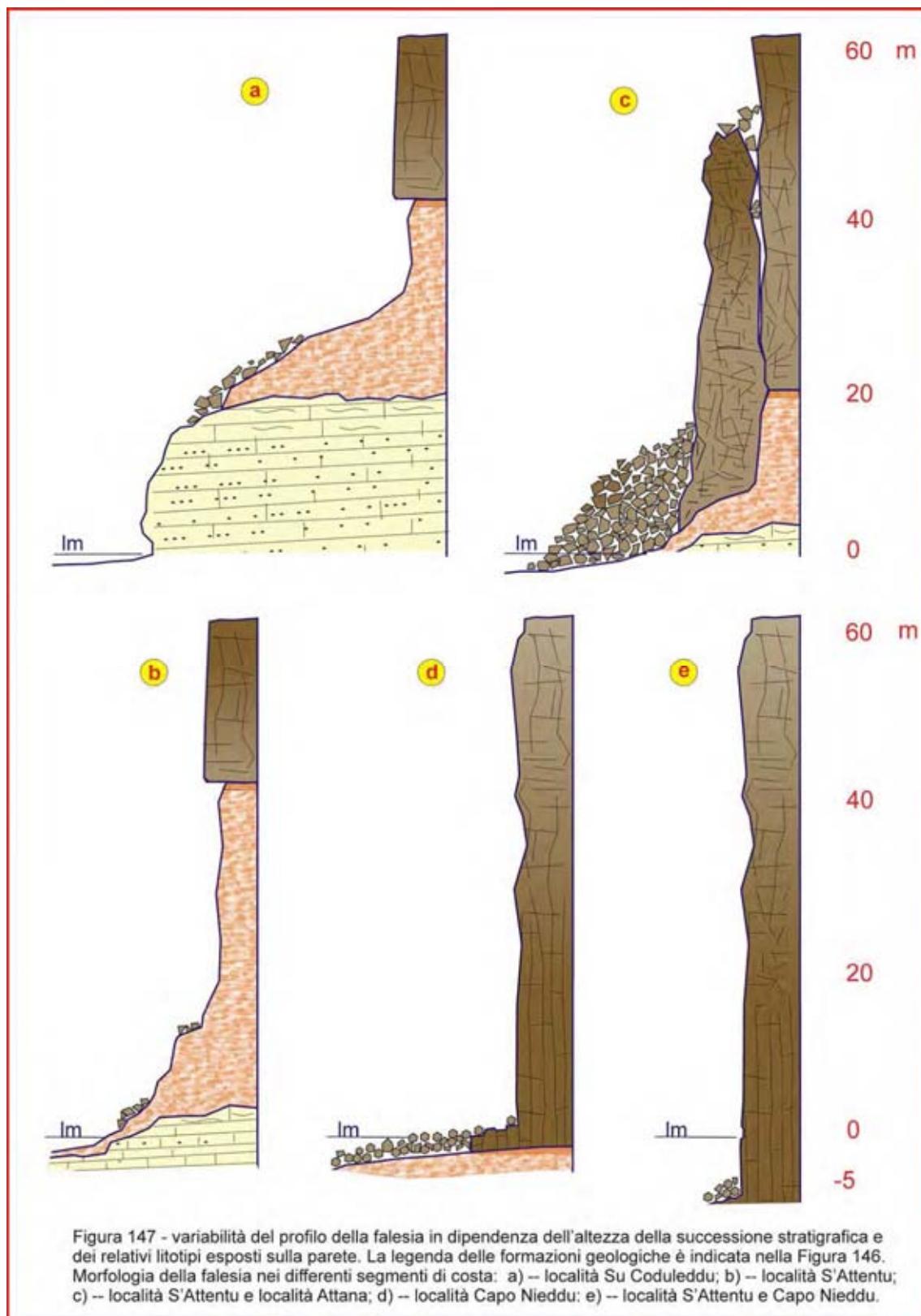
Su un'estesa area della superficie del pianoro, infine, giace in appoggio sui basalti un'ampia conoide di deiezione di età quaternaria, sviluppata su un'area di circa 15 kmq in direzione sud-ovest (Figura 146). La conoide, inattiva, depositasi originariamente in un basso morfologico, è stata rimodellata in seguito a ripetuti eventi erosivi ed intensamente e ripetutamente incisa lungo l'asse longitudinale. Attualmente essa rappresenta un alto morfologico in disequilibrio con l'attuale rete fluviale e la morfologia valliva. I conglomerati che la costituiscono mostrano un elevato grado di costipamento e cementazione, con clasti a disposizione caotica, alcuni arrotondati altri a spigoli vivi, eterometrici e con dimensioni generalmente compresi tra 2 e 30 cm circa, la cui natura litologica rispecchia quella delle vulcaniti oligo-mioceniche e plioceniche presenti nelle parti più alte del bacino.

La parte più alta, prevalentemente arenacea, è fortemente arrossata e con frequenti croste carbonatiche, spesse fino a 5 cm. Nella parte bassa prevale l'argilla di illuviazione all'interno della quale sono visibili noduli di ferro che raggiungono la dimensione del centimetro, caratteristici di processi di ossidazione molto spinti.

Il profilo della falesia può essere considerato l'espressione dell'assetto stratigrafico che caratterizza i vari tratti del suo sviluppo longitudinale, nonché della costituzione litologica delle formazioni geologiche che costituiscono la successione sedimentaria, sia essa marina che continentale detritico-terrigena e/o vulcanitica.

In particolare, un ruolo molto importante nei processi di morfogenesi e negli eventi ad essi correlati è rappresentato dalla risposta delle diverse componenti litiche alle sollecitazioni degli agenti esogeni (meteorologici e meteo-marini) o alla gravità, sia dipendentemente dai caratteri intrinseci legati alla loro genesi e diagenesi (stratificazione, organizzazione tessiturale, discontinuità, geometrie deposizionali, grado di cementazione o compattazione, plasticità ecc..) sia dipendentemente dagli eventuali (in pratica sempre presenti!) mutamenti di natura fisica o chimica che ne alterino le condizioni originarie, quindi delle condizioni strutturali nel loro complesso.

In tal modo, nel tratto della falesia compreso tra le località di Su Coduleddu e Punta di Foghe si esprimono differenti profili del fronte di falesia, rappresentativi della diversità della morfogenesi in dipendenza dai caratteri delle formazioni geologiche esposta sulla parete (Figura 147).



Il versante di Su Coduleddu, in corrispondenza della profonda incisione valliva adiacente l'inizio della falesia, è presumibilmente interessato da un sistema di faglie di direzione circa W-E e con scarso rigetto, non rilevabili superficialmente a causa della copertura terrigena, che determina nella giacitura delle unità sedimentarie mioceniche affioranti in falesia una inclinazione di pochi gradi ma con opposta vergenza (Figura 148). Le giaciture sono ben evidenti, verso sud, nella falesia di Santa Caterina di Pittinuri e, verso nord, fino al tratto di falesia di località S'Attentu, fin dove la sequenza marina scompare sotto il livello marino.

Il profilo del versante nella località Su Coduleddu è articolato in diversi segmenti a differente pendenza, che identificano le fasce altimetriche caratterizzate dall'affioramento delle differenti litofacies (Figura 149).

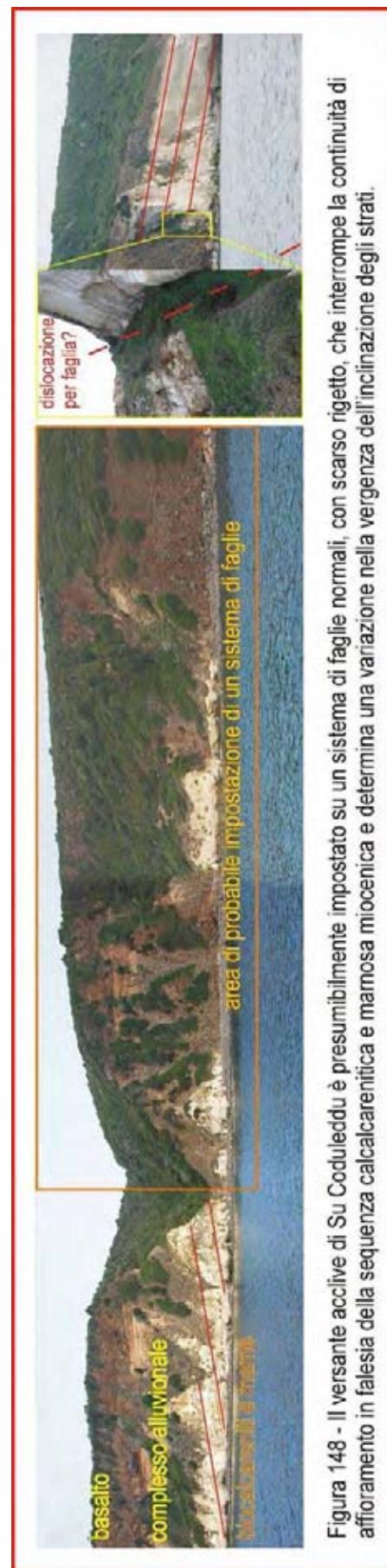
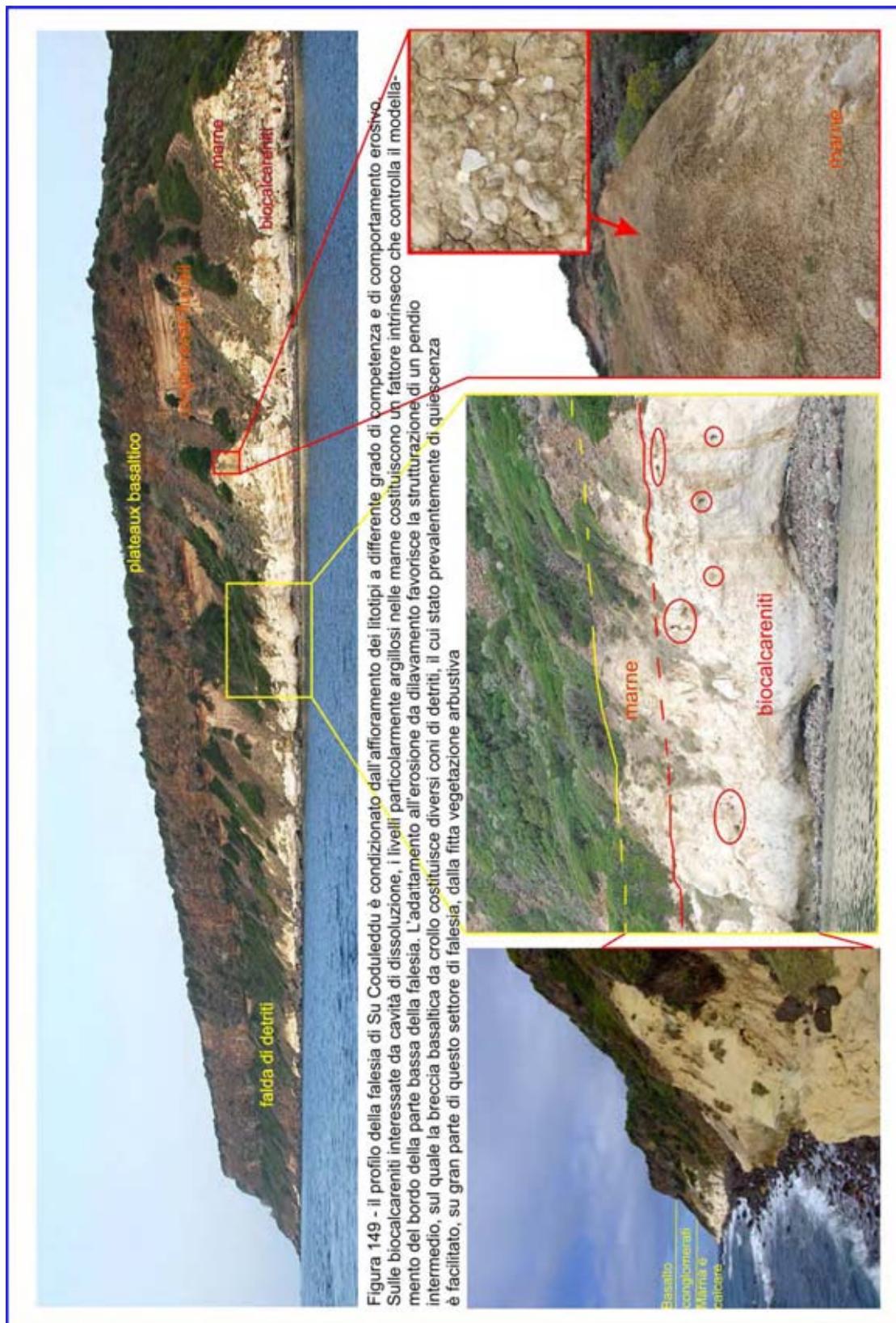


Figura 148 - Il versante acciie di Su Coduleddu è presumibilmente impostato su un sistema di faglie normali, con scarso rigetto, che interrompe la continuità di affioramento in falesia della sequenza calcarenitica e marmosa miocenica e determina una variazione nella vergenza dell'inclinazione degli strati.



Nel basso della falesia, le biocalcarenti mioceniche che delineano una parete verticale o sub-verticale non manifestano particolare criticità in rapporto a fenomeni di crollo; nel tratto più meridionale, ove la parete sub-verticale di queste litofacies si eleva fino a circa 7 ~ 9 m, la variazione del profilo di pendio, fino ad una inclinazioni di circa 45 °, è determinata dal passaggio verticale dalle litofacies biocalcarenti a quelle calcaree marnose e decisamente marnose.

La morfologia del versante risente direttamente delle condizioni di maggior duttilità dei calcari marnosi, sui quali il dilavamento ha prodotto ampie incisioni, con processi lenti e progressivi, senza produrre effetti distruttivi particolarmente rilevanti.

L'attività morfogenetica si mostra più efficace, nel breve tempo, sui litotipi del complesso continentale, in particolare sulle facies conglomeratiche in matrice ghiaioso-sabbiosa, in conseguenza del loro moderato grado di compattazione (Figura 150). Il dilavamento concentrato convogliato dal reticolo dei canali drenanti sulla superficie del pianoro basaltico determina frequenti incisioni erosive minori –*rill erosion*– nella parte alta ed incisioni più profonde –*gully erosion*– più in basso, le quali assumono un ruolo determinante come fattore di innescio dei crolli diffusi di blocchi dalla parete basaltica.

Si determinano infatti, per contrasto di competenza, morfologie “a mensola” nelle quali, soprattutto tra le due litofacies a contatto, la spinta di carico litostatico, agendo preferenzialmente lungo le diaclasi e le fessure da contrazione per raffreddamento, favorisce il crollo di blocchi dalle mensole aggettanti (Figura 151).

Il meccanismo di distacco di blocchi dalla parete basaltica è condizionato dal principale fattore predisponente, rappresentato dalle condizioni strutturali della massa rocciosa vulcanitica, con il contributo della circolazione idrica che, drenata entro i livelli scoriacei superiori, può a sua volta agire come causa scatenante, incrementando l'instabilità delle parti più critiche con l'intermittente risalita delle superfici piezometriche ad intervalli stagionali.

Il flusso di detriti, costituito dalla frazione clastica del complesso continentale terrigeno e dalle brecce basaltiche di minori dimensioni, convogliato entro gli ampi avallamenti incisi nella sommità della successione sedimentaria miocenica raggiunge il ciglio della parete calcarea o, tramite le incisioni erosive più ampie nei calcari, direttamente il piede della falesia.

Gli eventi di frana di grossi blocchi, apparentemente non frequenti, si manifestano con cinematismi di crollo dalla parete basaltica superiore, con rotolamento sul versante e fino al piede di falesia, solo localmente rallentati o bloccati dalla vegetazione arbustiva a tratti molto fitta e ben sviluppata.

Quindi, il dilavamento dei banchi alluvionali ad elevata componente sabbiosa-conglomeratica ed i distacchi di blocchi di basalto caratterizzano questo tratto di costa con franamenti diffusi sulla parte media della parete di falesia.

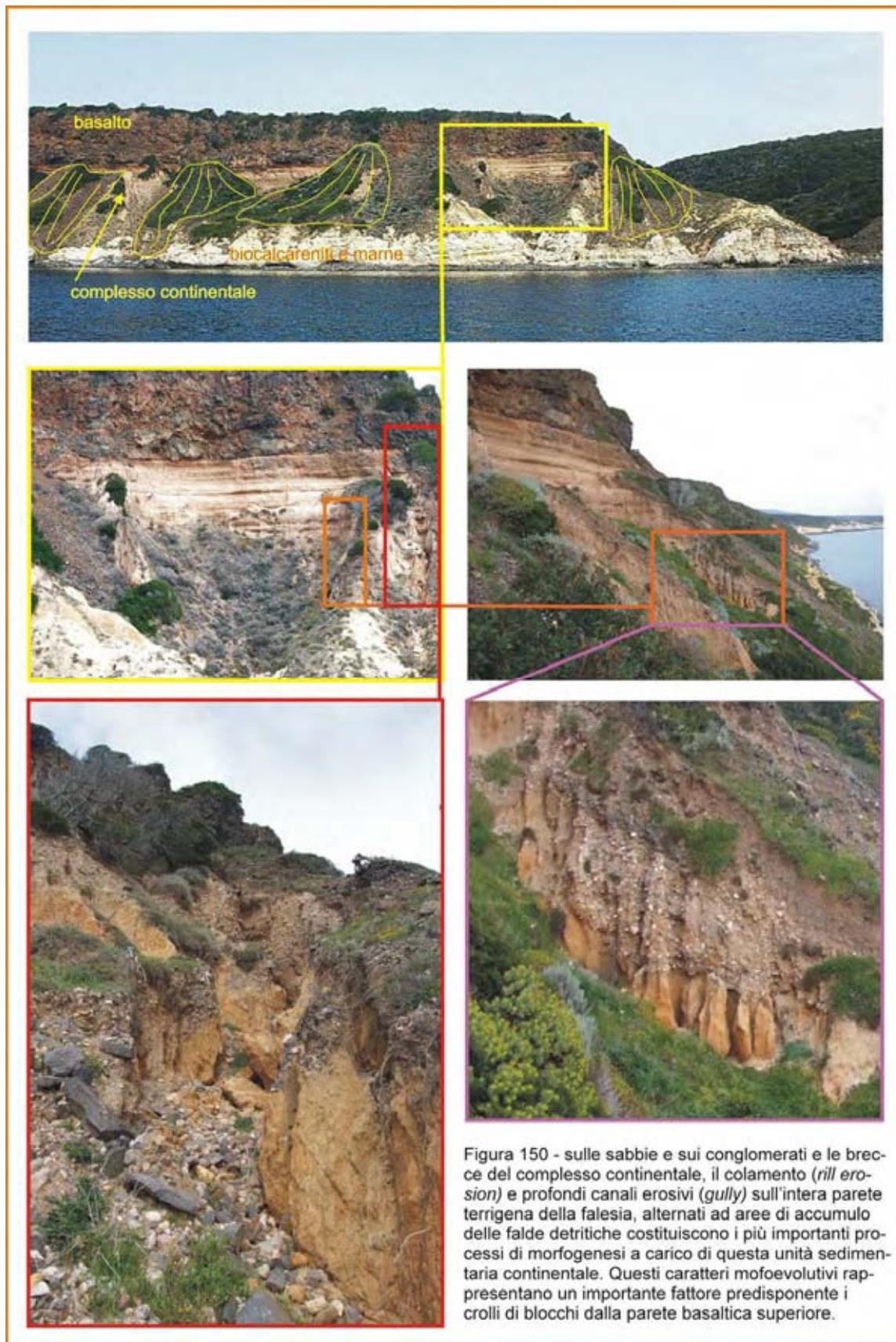
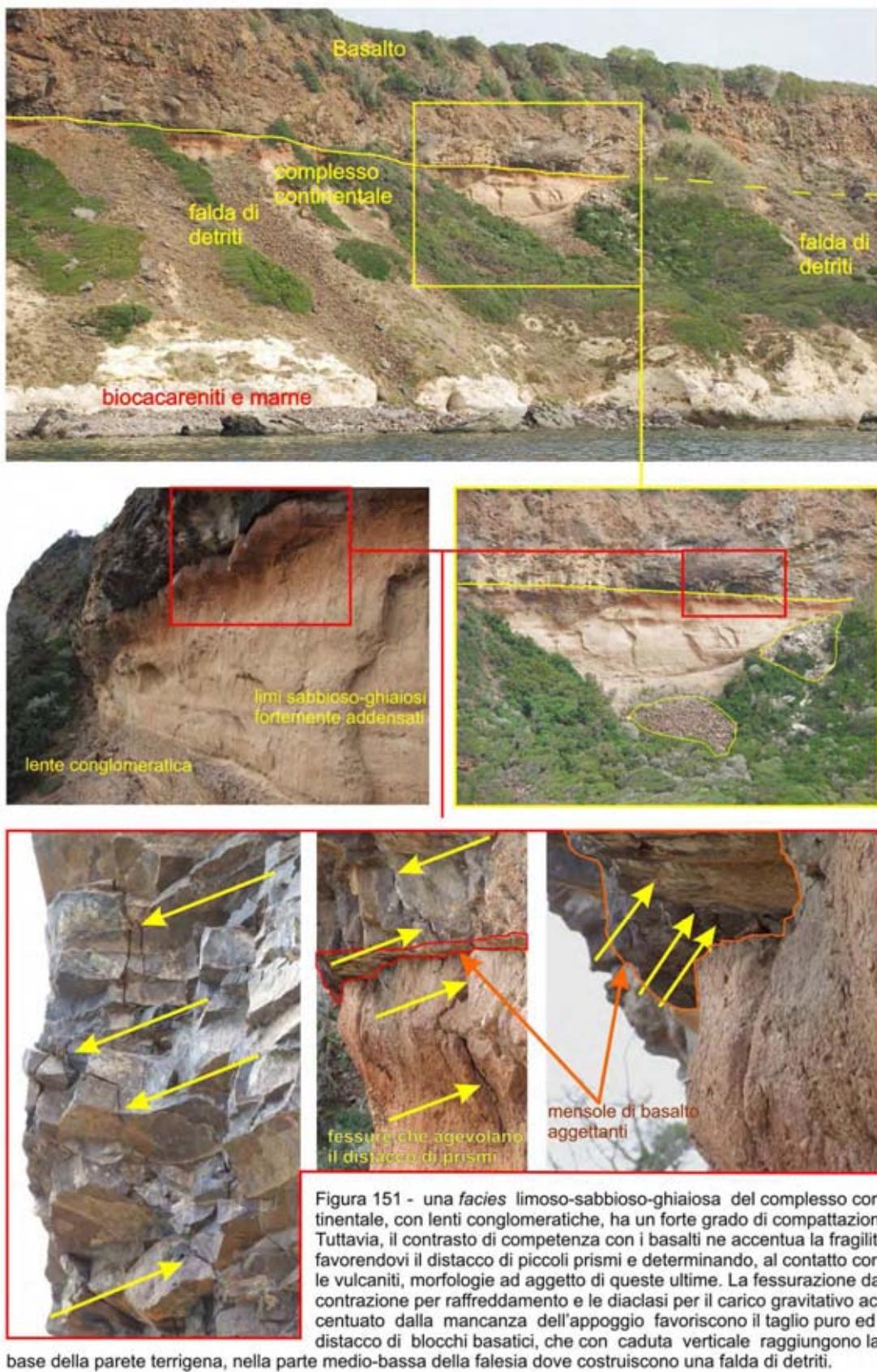


Figura 150 - sulle sabbie e sui conglomerati e le brecce del complesso continentale, il colamento (*rill erosion*) e profondi canali erosivi (*gully*) sull'intera parete terrigena della falesia, alternati ad aree di accumulo delle falde detritiche costituiscono i più importanti processi di morfogenesi a carico di questa unità sedimentaria continentale. Questi caratteri mofoevolutivi rappresentano un importante fattore predisponente i crolli di blocchi dalla parete basaltica superiore.



Nel tratto di falesia in corrispondenza della località di S'Attentu, ove scompare l'affioramento calcareo miocenico, sono presenti i soli litotipi continentale terrigeno-conglomeratico e vulcanitico, affioranti ad altezze progressivamente differenti. Infatti, verso nord il complesso conglomeratico gradualmente si assottiglia fino a scomparire dalla parete (Figura 152). I profili progressivamente risultanti sono rappresentati dalle topologie di falesia rappresentati in b, c, d, e, nella Figura 147.

La falesia si sviluppa verticalmente nella parte medio-alta, con le *facies* basaltiche, con pendenza in genere superiore al 55° ~ 60 ° nella parte bassa, dove affiorano in continuità e con spessore fino a oltre 10 m dal livello marino le unità continentali conglomeratiche (Figura 152).

Localmente, nei conglomerati fluviali sono intercalati banchi di lava basaltica, che testimonia la sincronia dei diversi processi di deposizione avvenuti nel corso del Pliocene superiore nell'attuale area occidentale del Montiferru.

Le dinamiche di frana da crollo sono condizionate dal grado di erodibilità del complesso conglomeratico-ghiaioso che, più o meno direttamente esposto, in questo settore, alla dinamica marina, interagisce con il processo di scalzamento alla base. Il collasso di pur moderate porzioni di materiale clastico, sempre sotto l'influenza del dilavamento superficiale per cause meteorologiche, tende a formare una falda detritica con angolo di riposo elevato, sulla quale si accumulano le brecce ed i blocchi basaltici provenienti, per crollo verticale seguito da rotolamento, dai distacchi che si verificano sulla parete verticale.

Talvolta, il basso grado di competenza dei conglomerati e delle ghiaie fluviali favorisce, sull'intera altezza della falesia, il crollo di notevoli volumi di materiale vulcanico, che evolve con cinematismi di collasso o scivolamento verticale, con limitata traslazione laterale, costituendo dei grossi speroni di roccia.

Questi ammassi, quasi totalmente disarticolati, interessati da macrogiunti ed ampie fratture, incrementate nella loro apertura durante il collasso, rappresentano una ulteriore criticità nella stabilità di questi corpi. Alla base della falesia questi eventi generalmente producono una falda detritica costituita da blocchi distaccati ed accatastati per rotolamento, che ne occupa stabilmente il piede, sia a causa della bassa batimetria del fondale marino antistante sia a causa delle dimensioni dei blocchi, che offrono una buona resistenza alla dinamica marina (Figura 153).

Un importante fattore predisponente questi eventi franosi in massa è rappresentato dalla condizione di elevata fratturazione ed alterazione dei prodotti lavici, essenzialmente costituiti qui dalla *facies* scoriacea. Questo carattere, di natura genetica, rappresenta un fattore critico intrinseco alla massa rocciosa.

Anche i livelli terrigeni fortemente arrossati ed intercalati ai banchi scoriacei, pur essendo in questo tratto di falesia ridotti in spessore, agiscono come elemento di criticità nei confronti della stabilità della parete, sia per contrasto di competenza sia per la loro funzione di limite di permeabilità nei confronti di una circolazione idrica sempre presente, che favorisce l'innesto del fenomeno franoso.

I collassi di grosse porzioni del fronte della falesia sono rilevabili soprattutto nella parte più settentrionale del tratto antistante la località di S'Attentu, dove sono presenti ammassi di centinaia di m<sup>3</sup> di roccia intensamente fratturata.

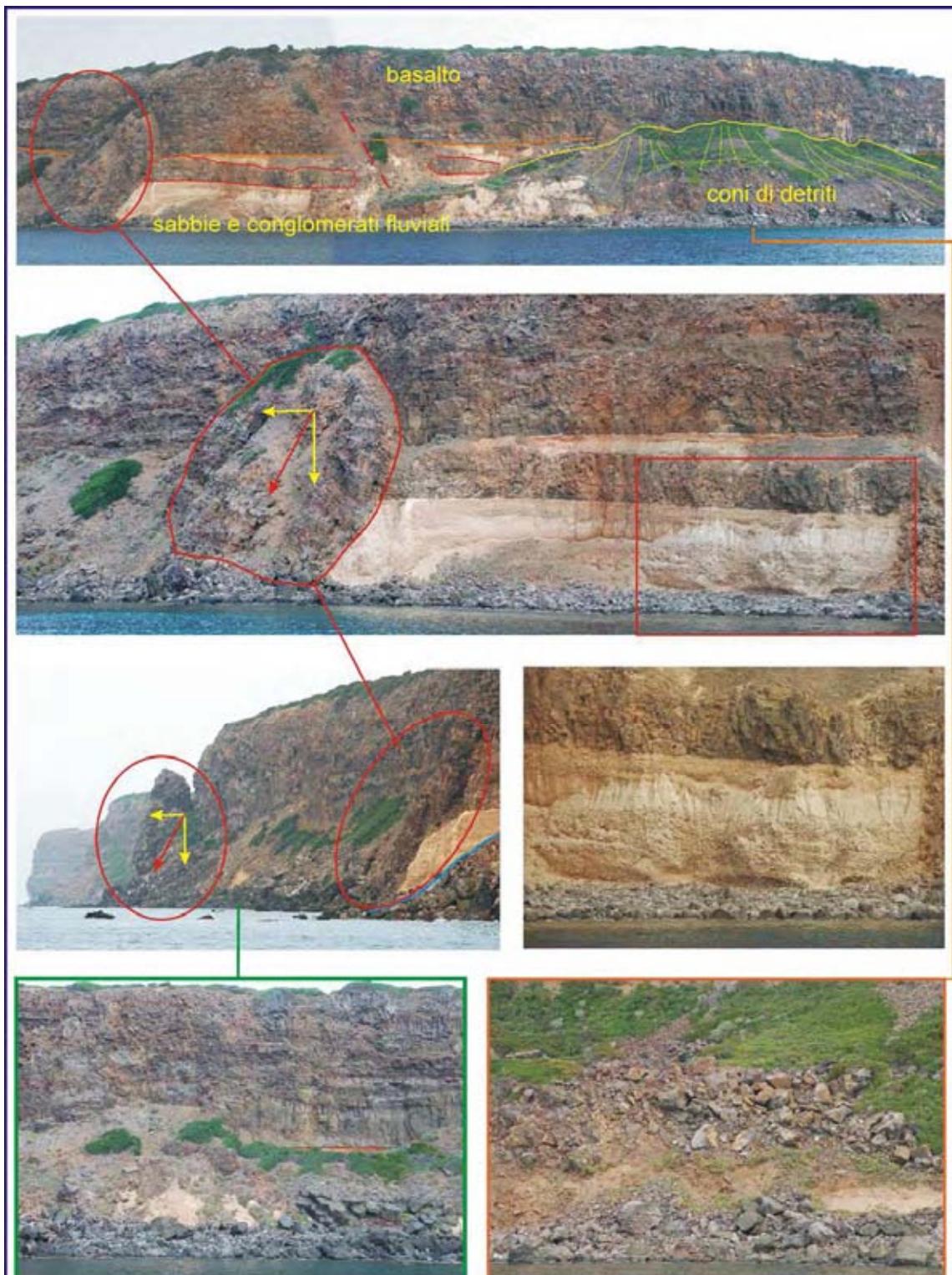
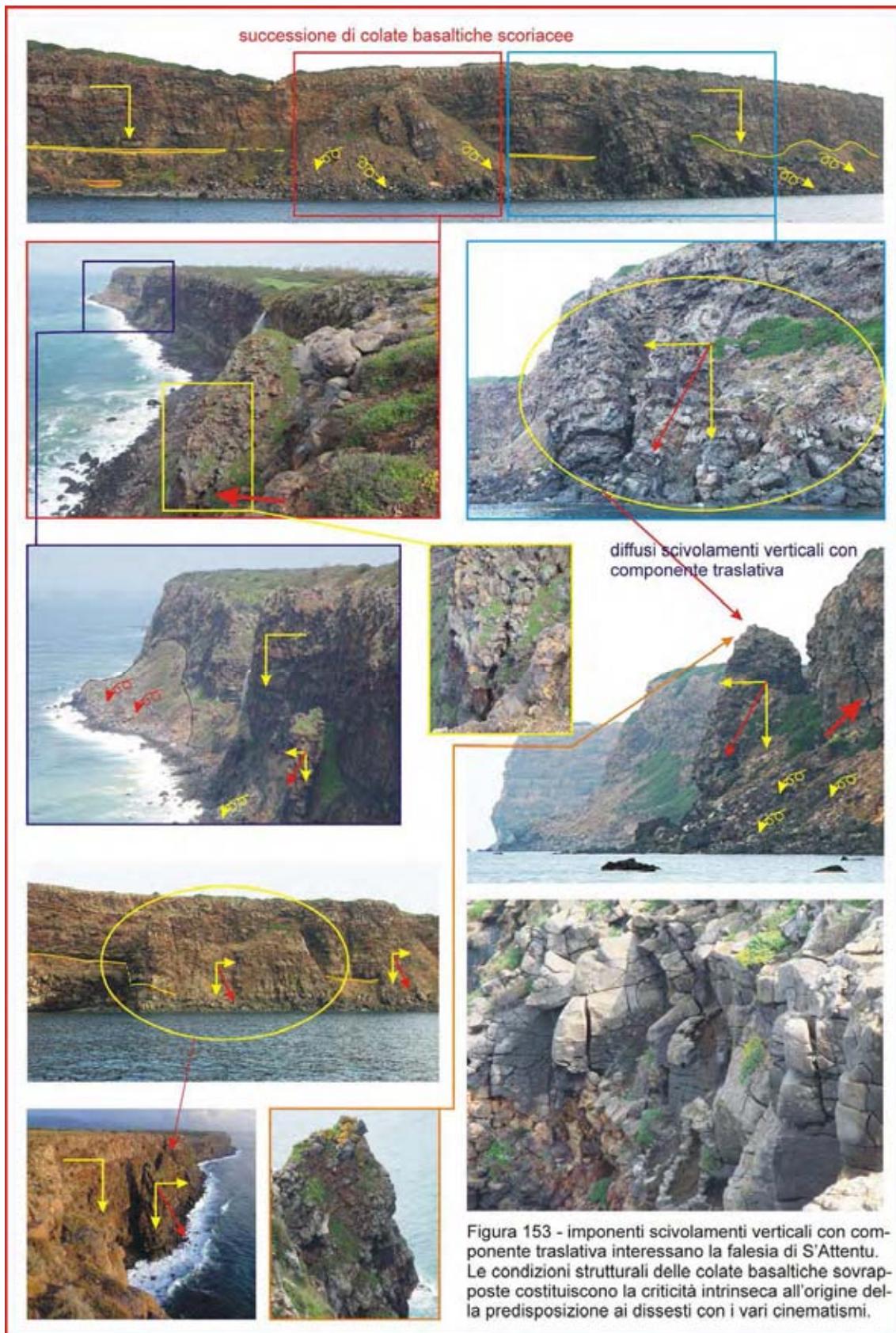


Figura 152 - profilo di falesia tipo "b" e "c" di Figura 147; il modellamento dell'unità conglomeratica forma una falda continua, che riceve le brecce ed i blocchi basaltici la cui stabilità, per scalzamento alla base della falda conglomeratica, è critica. Fenomeni di scivolamento verticale, con traslazione sull'unità conglomeratica fluviale coinvolgono grosse porzioni basaltiche del fronte di falesia. Si osservano lenti basaltiche intercalate entro i conglomerati fluviali, per processi di deposizione primaria.



#### **4.2.10.3 Le falesie di Capo Nieddu – Attana – Punta di Foghe**

Procedendo verso nord, a circa 1 km a sud di Capo Nieddu, l'immersione in direzione NW dei due complessi sedimentari stratigraficamente più bassi determina l'affioramento in parete del solo complesso vulcanitico, conferendo al profilo della falesia il carattere di verticalità, assimilabile ai tipi "d" ed "e" di Figura 147.

La copertura basaltica è costituita dalla sovrapposizione di numerose colate laviche di basalti olivinici massivi, che costituiscono la parte bassa della falesia. Questi litotipi hanno una colorazione grigio-nerastra e grigio-cenere molto scura, sono in genere compatti, più raramente vacuolari, con le cavità riempite da noduli fibroso-raggiati di calcite, con grana minuta e struttura porfirica tendente alla doleritica.

Su questa *facies* giacciono dei basalti grigio-rossastri e decisamente rossastri, bollosi, con alto grado di alterazione, che occupano la parte medio-alta della falesia a sud di Punta di Foghe.

Il complesso delle vulcaniti basaltiche, nel quale compaiono sempre almeno due livelli terrigeni di spessore metrico, intercalati tra successive colate ha caratteri di diffusa bollosità per la prevalenza dei banchi scoriacei ed un fitto reticolo di fessurazioni determinate sia dai processi di raffreddamento sia dalla disomogeneità delle lave. Questi caratteri strutturali si traducono in una permeabilità medio-alta, che si evidenzia frequentemente sulla parete, in diversi livelli con delle emergenze d'acqua legate alla circolazione di falde idriche all'interno dell'acquifero rappresentato proprio dal complesso dei basalti che caratterizzano l'area. L'acqua delle emergenze sulla falesia mostra una salinità anomala, assunta presumibilmente all'interfaccia del complesso conglomeratico continentale della conoide quaternaria che occupa la superficie del pianoro basaltico, piuttosto che nella circolazione entro i sedimenti miocenici sottostanti o entro il complesso vulcanitico (Caboi *et al.*, 1990). Esse veicolano dei carbonati in soluzione che interessano ampie aree del fronte di falesia, depositando incrostazioni microstalattitiche sulle pareti e nelle piccole grotte al livello marino, nonché noduli e cristalli-fibroso-raggiati di calcite all'interno delle cavità vacuolari della vulcanite (Figure 154, 155, 156).

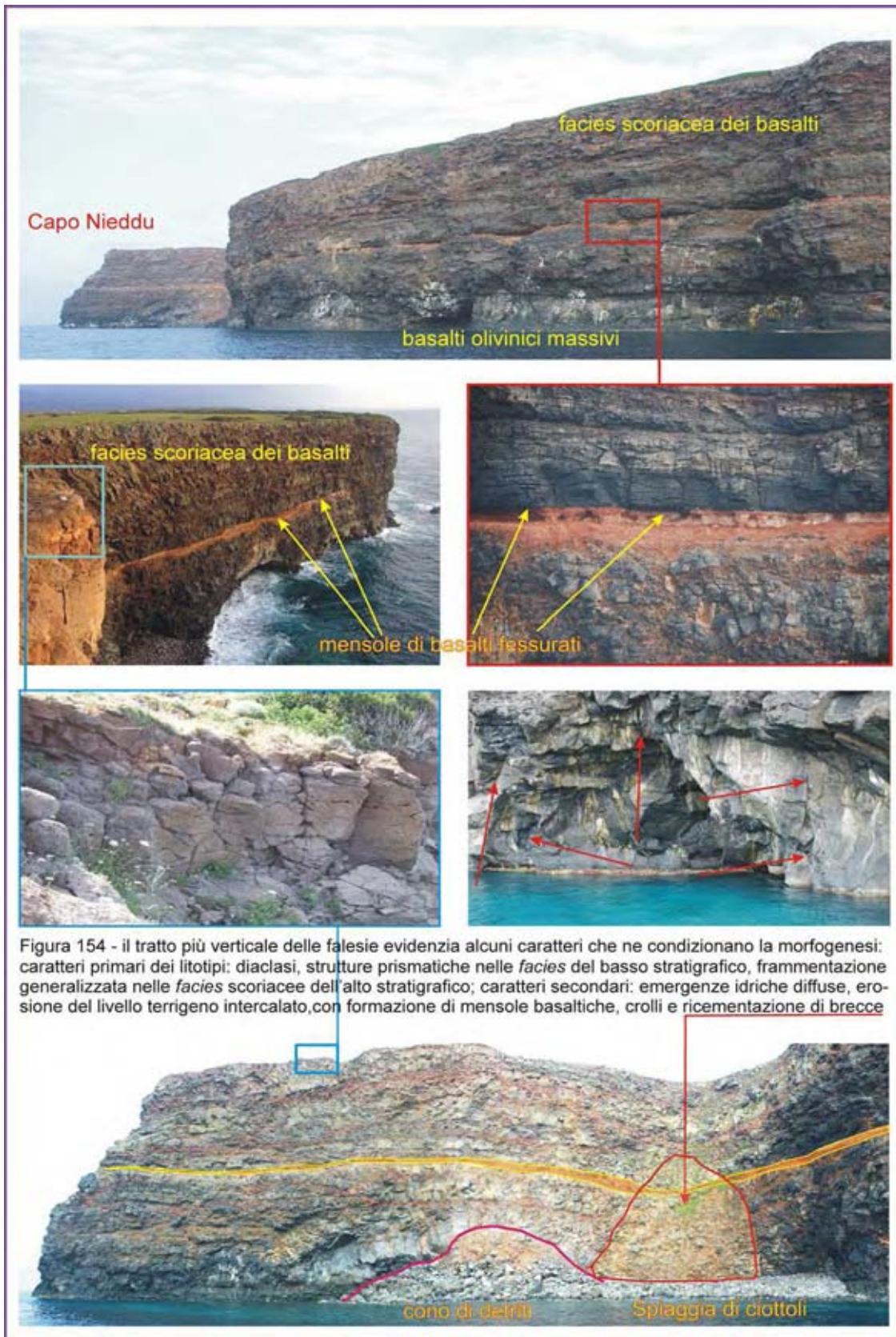
A sud di Capo Nieddu, la falesia si sviluppa con pareti verticali che terminano alcuni (3 ~ 6) metri sotto il livello marino. Questo carattere morfologico è controllato dalla presenza, nella parte bassa della falesia, dei basalti olivinici grigio-nerastri, fessurati ma molto compatti, che conferiscono alla fascia altimetrica di competenza una sufficiente stabilità. Queste *facies* laviche, con la loro struttura prismatica a carattere massivo conferiscono per ampi tratti una sostanziale maggior stabilità e rarefazione degli episodi di crollo.

Il carattere massivo e la fratturazione prismatica delle *facies* basaltiche che affiorano nel basso della falesia hanno favorito localmente lo sviluppo di cavità e piccole grotte al livello marino, conseguentemente alla caduta verticale di blocchi per distacco tensionale (Figura 154).

Crolli di blocchi eterometrici possono occasionalmente avvenire per distacco dalle parti più alte e dalla cornice della falesia, per la prevalenza della *facies* scoriacea nelle colate che caratterizzano quei livelli stratigrafici e che, quindi, rappresentano la più importante criticità intrinseca predisponente.

I crolli hanno determinato, in particolare nel lato sud di Capo Nieddu (Figura 154) l'accrescimento di un deposito detritico al piede, a causa del livello batimetrico del tratto di mare antitante. Su questo tratto di falesia è evidente una falda di detriti ricementata.

Anche a Capo Nieddu la falesia è caratterizzata dalla presenza di abbondanti emergenze idriche, ma l'elevato contenuto in sali non interferisce sulla sostanziale stabilità dei blocchi prismatici della *facies olivinica* dei “basalti colonnari”, che costituiscono alcune bancate di questo segmento di falesia. I crolli sono in prevalenza a carico delle facies scoriacee superiori grigio-rossastre, intensamente brecciate ed alterate.



Meno frequentemente, collassi per distacco tensionale, con ribaltamento e crollo dei blocchi, o con crollo verticale nel caso della volta delle grotte, interessano anche il basso stratigrafico (Tipologia “d” di falesia, Figura 147).

Nel tratto più settentrionale di questo settore di falesia, in corrispondenza della località di Attana e fino alla foce del Rio Mannu, presso la Punta di Foghe, il fattore predisponente le manifestazioni franose si ripete, con le diffuse superfici di discontinuità dovute alla messa in posto di colate successive, molto evidenti nei livelli dove le stesse colate mostrano un aspetto più scoriaceo.

Le discontinuità strutturali, cioè le fessurazioni e le porosità della facies scoriacea, favoriscono la circolazione idrica che, con l'inumidimento dei sottili livelli detritici terrigeni continentali, per effetto del carico e del notevole contrasto di competenza tra questi due litotipi, determina o accentua nella vulcanite la fratturazione che innesca la progressiva perdita di stabilità. Il distacco seguito dal crollo verticale dei blocchi, spesso in morfologia “a mensola”, rappresenta il meccanismo di frana più diffuso. I cinematismi prevalenti si manifestano pertanto, soprattutto a causa delle condizioni strutturali della massa basaltica, con ribaltamento o crollo verticale e rotolamento dei blocchi, occasionalmente anche con collasso e scivolamento di grosse porzioni di parete (Figure 155, 156).

Le quote batimetriche del tratto di mare antistante, a differenza del settore poco a sud, sono decisamente minori e risalgono gradualmente fino ad annullarsi al piede della falesia, dove ha modo di strutturarsi una falda di detriti pressoché continua, che muta ancora il profilo della falesia.

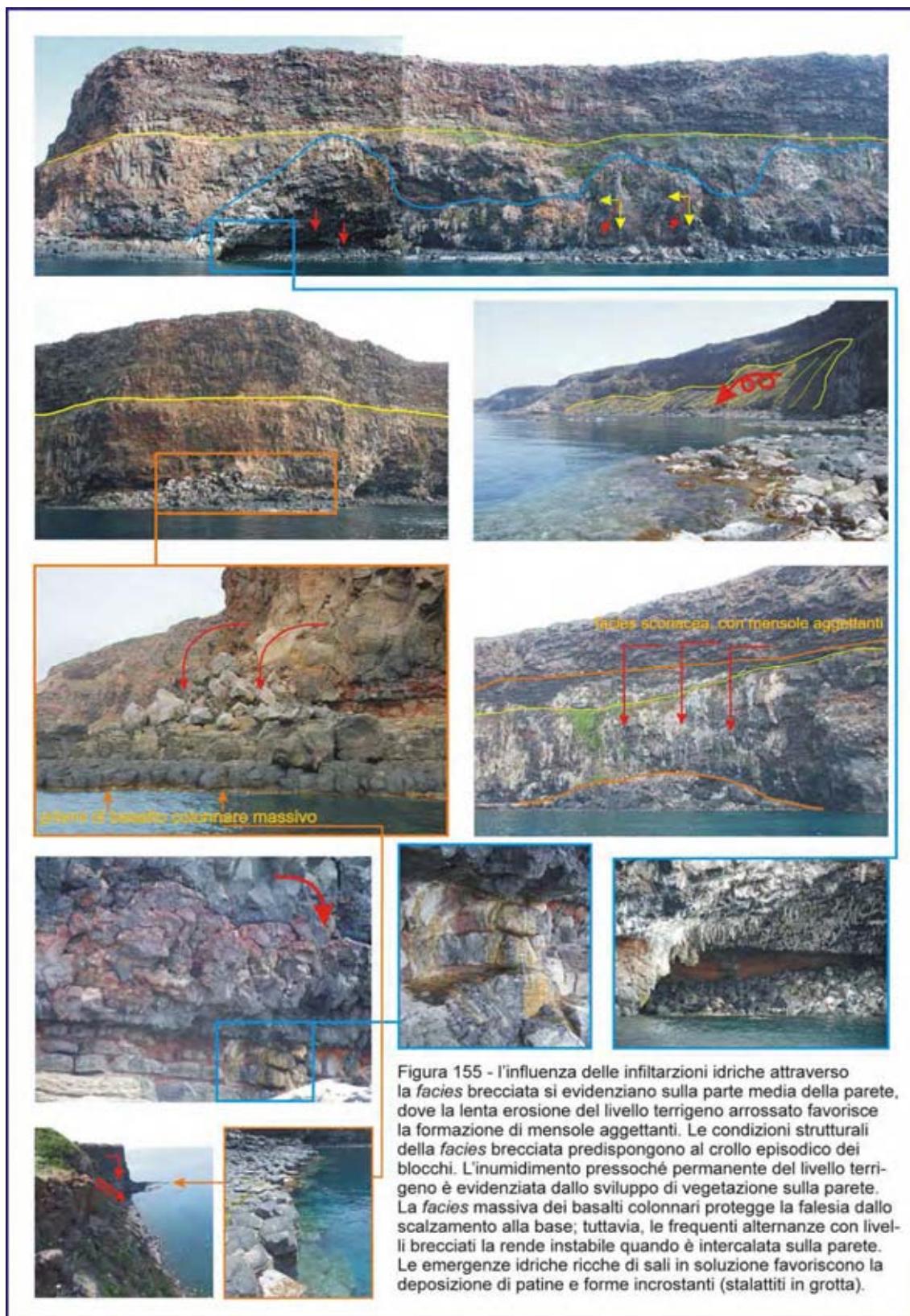


Figura 155 - l'influenza delle infiltrazioni idriche attraverso la facies brecciosa si evidenziano sulla parte media della parete, dove la lenta erosione del livello terrigeno arrossato favorisce la formazione di mensole aggettanti. Le condizioni strutturali della facies brecciosa predispongono al crollo episodico dei blocchi. L'inumidimento pressoché permanente del livello terrigeno è evidenziata dallo sviluppo di vegetazione sulla parete. La facies massiva dei basalti colonnari protegge la falesia dallo scalzamento alla base; tuttavia, le frequenti alteranze con livelli brecciosi la rende instabile quando è intercalata sulla parete. Le emergenze idriche ricche di sali in soluzione favoriscono la deposizione di patine e forme incrostanti (stalattiti in grotta).

#### **4.2.10.3.1 Età dell'attuale falesia**

Due aspetti caratteristici rilevati in questo settore consentono considerazioni ed interpretazioni in termini cronologici riguardo l'evoluzione dell'attuale falesia nel suo moto retrogrado.

In alcune aree, la rilevante deposizione di sali indotta dalla continua circolazione idrica emergente dalla parete ha determinato la cementazione di consistenti accumuli di brecce, "fossilizzandone" volumi e struttura morfologica che appaiono non funzionali ai fenomeni ed alle dinamiche che, nell'intorno, presiedono ai processi distruttivi delle restanti parti esposte di falesia (Figura 156). L'arenaria di età pleistocenica antistante, al livello della linea di riva, ha preservato una porzione del fronte della falesia dall'attività erosiva marina e dall'arretramento.

Pur essendo il profilo osservato in questi siti testimone di un differente contesto morfologico e morfodinamico, non è però possibile una collocazione temporale certa della sua tendenza morfoevolutiva, data la difficoltà nell'attribuire una velocità specifica al fenomeno della cementazione ad opera dei sali di precipitazione nella circolazione idrica, a meno di utilizzare metodi di datazione assoluta dei carbonati.

Maggiori certezze in merito all'interpretazione della velocità di moto retrogressivo della falesia si possono avere dall'analisi di una particolare situazione deposizionale, rilevata in un limitato tratto di falesia dove affiora un complesso di arenarie in facies eolica, la cui appartenenza al ciclo deposizionale di sedimenti marino-costieri relativo all'intervallo di età tirreniano (Stage isotopico 5, ~ 130.000 - 120.000 anni B.P., "paleo-linee di riva") è supportata dall'abbondante bibliografia cronostratigrafica nota su tale argomento.

I livelli basali di questo complesso di arenarie eoliche fossilizzano la "paleo-morfologia del versante, anch'esso a costituzione detritica, con relativo paleosuolo su brecce listate e, soprattutto, con la pendenza originaria relativa al momento del suo seppellimento (Figura 156).

In tal modo, il rapporto spaziale tra questa successione di depositi e il contesto della falesia a lato, nelle parti esposte, consente di valutare la retroessione di un versante, originariamente modellato nel corso del Pleistocene medio pre-tirreniano e, successivamente, nel corso del Pleistocene superiore post-tirreniano, ad iniziare dal raggiungimento del livello marino attuale nel corso della parte media dell'Olocene, approssimativamente 6.000 anni fa.

L'orlo superiore occupa praticamente la medesima posizione sia nel tratto ricoperto dal complesso eolico, sia sui tratti della falesia attiva, pertanto, presupponendo una stabilità di questo elemento morfologico nei tempi considerati, si può valutare l'entità della retroessione della falesia, cioè l'erosione di una falda di detriti volumetricamente analoga a quella protetta e preservata dal complesso eolico pleistocenico, in circa 8~10 m, fino al raggiungimento generalizzato del profilo verticale dell'attuale falesia, al massimo in circa 6.000 anni, probabilmente in poco meno.



#### **4.2.11 Le falesie tra Punta di Foghe e Ischia Ruggia**

Lungo la costa tra la foce del Rio Mannu di Cuglieri (Punta di Foghe) e Ischia Ruggia, nel territorio comunale di Tresnuraghes, si sviluppa in modo prevalentemente rettilineo per poco più di 2 km, con sviluppo in altezza tra pochi metri e 60-65 m, fino a circa 80 m in alcuni punti, con un angolo di acclività elevato.

L'assetto morfologico è controllato dai caratteri dei litotipi che costituiscono il basamento della Planargia, appartenenti all'ultima manifestazione vulcanica pre-miocenica dell'area, rappresentata da lave riolitiche, localmente da tufi riolitici (Torre di Ischia Ruggia), che costituiscono alcuni prodotti della "Formazione Ignimbritica Superiore" ("Formazione Trachitoide Superiore" Auct.)

Queste vulcaniti hanno una struttura massiva, priva di evidenze di strutture di colata o di bancate, anche se talora manifestano un aspetto stratiforme dovuto ai fenomeni di contrazione per raffreddamento rapido. Talora compaiono delle *facies* sferulitiche o microsferulitiche ("rioliti anauxitiche"), vetrose, compatte e resistenti, con colorazione dal bianco roseo al rosso vivo. Localmente sono spesso presenti vene calcedoniose policrome di origine idrotermale, piccole vene di ossido di manganese e *facies* notevolmente caolinizzate.

Nel Foglio Geologico 205-206 "Capo Mannu - Macomer" (RAS, 1988) queste vulcaniti vengono definite come "*rioliti massive o stratoidi, localmente calcedoniose o caolinizzate, sovrastanti tufi riolitici biancastri* (Torre di Ischia Ruggia)".

Nel tratto più meridionale, fino alla Torre di Foghe (Punta di Foghe), la falesia raggiunge i 65-68 m in altezza ed è struttura nella parte inferiore sulle sopradette litofacies, mentre la parte superiore è condizionata dai prodotti delle prime manifestazioni del ciclo vulcanico pliocenico dell'area, costituiti da basalti olivinici color grigio-cenere o nerastri, a grana molto fine, prevalentemente compatti, solo raramente vacuolari, con i vacuoli riempiti da calcite (Figura 157). Sono le medesime litofacies incontrate nelle falesie basaltiche di Capo Nieddu.

Il fitto sistema di diaclasie che interessa le rioliti massive rappresenta il fattore predisponente i fenomeni di crollo, che si manifestano con ribaltamento di blocchi generalmente prismatici, accatastati al piede della falesia in una falda di detriti di modeste dimensioni, anche per la sporadicità degli eventi di crollo.

La struttura sub-tabulare delle *facies* stratoidi conferisce alla roccia una maggiore stabilità sul fronte esposto all'erosione, nonostante esse siano attraversate da giunti sub-verticali e fessure ortogonali ai giunti. I meccanismi di crollo in questa facies si manifestano in prevalenza con ribaltamento.

Sui basalti, generalmente in facies massiva, i crolli appaiono sporadici.

Le morfologie del versante interno alla foce del Rio Mannu e della falesia sulla medesima successione stratigrafica evidenziano la funzione scatenante della dinamica marina, la cui influenza è prevalente rispetto ai fattori intrinseci nelle masse rocciose riolitiche e nelle loro condizioni strutturali (diaclasie, scarsa reattività a tensioni interne, equilibrio di staticità).

Nel tratto immediatamente a nord di Punta di Foghe, il profilo costiero passa dalla falesia ad un versante molto acclive, modellato unicamente sui litotipi riolitici massivi. Nell'intorno dello sbocco del Riu Torrolo (località Oddine), con altimetrie intorno a 5-10 m o meno, i litotipi in falesia sono costituiti da arenarie in facies eolica del Pleistocene superiore, appartenenti al sistema deposizionale costiero dell'ultima fase interglaciale (*Isotopic stage MIS 5*) o immediatamente successivo (Figura 158).

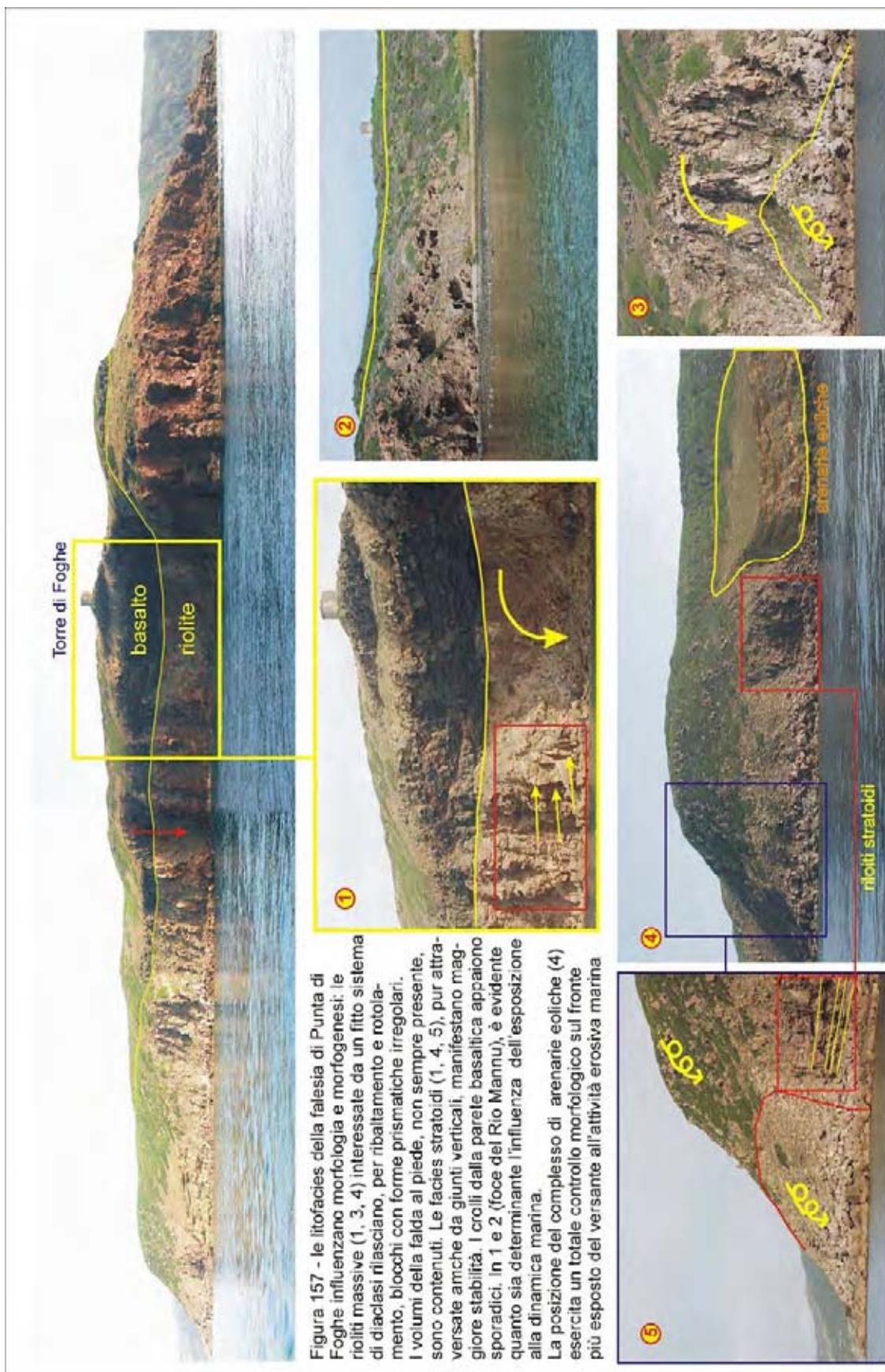
L'assenza dello sviluppo in altezza delle formazioni riolitiche in prossimità della linea di costa ha determinato maggior spazio di accomodamento per i sedimenti di facies eolica, favorendo la deposizione su un'ampia area, con morfologia degradante con bassa acclività, del complesso delle arenarie eoliche pleistoceniche.

Sul fronte erosivo delle arenarie, mediamente sviluppato in altezza fino a 5~6 m, la successione sedimentaria eolica mostra un'alternanza tra i banchi di arenarie generalmente a laminazione piano-parallela e livelli di colluvi terrigeni limoso-detritici.

La morfogenesi attuale si manifesta con l'erosione dei colluvi, ad opera della deflazione eolica e/o del dilavamento idrico da piovosità, che favorisce la formazione di mensole di lastre arenaria definite dalla stratificazione laminare, conseguenti intercalati nel complesso. L'erosione dei livelli depositi terrigeni, predispone le lastre di arenaria a tagli tensionali per gravità ed al conseguente crollo per flessione .

La costa alta, con versante ad elevata acclività, interessa ancora il tratto più settentrionale di questo settore, ove nuovamente i prodotti vulcanitici, qui anche in facies di tufi, e quindi con comportamento morfoevolutivo differente, ne costituiscono la struttura, fino alla località di Sa Corona Niedda, a nord.

I processi che caratterizzano questi litotipi sono rappresentati da colamento, con *rill erosion*, sui tufi e ribaltamento di blocchi dal fronte delle rioliti massive sovrapposte in successione (Figura 159).



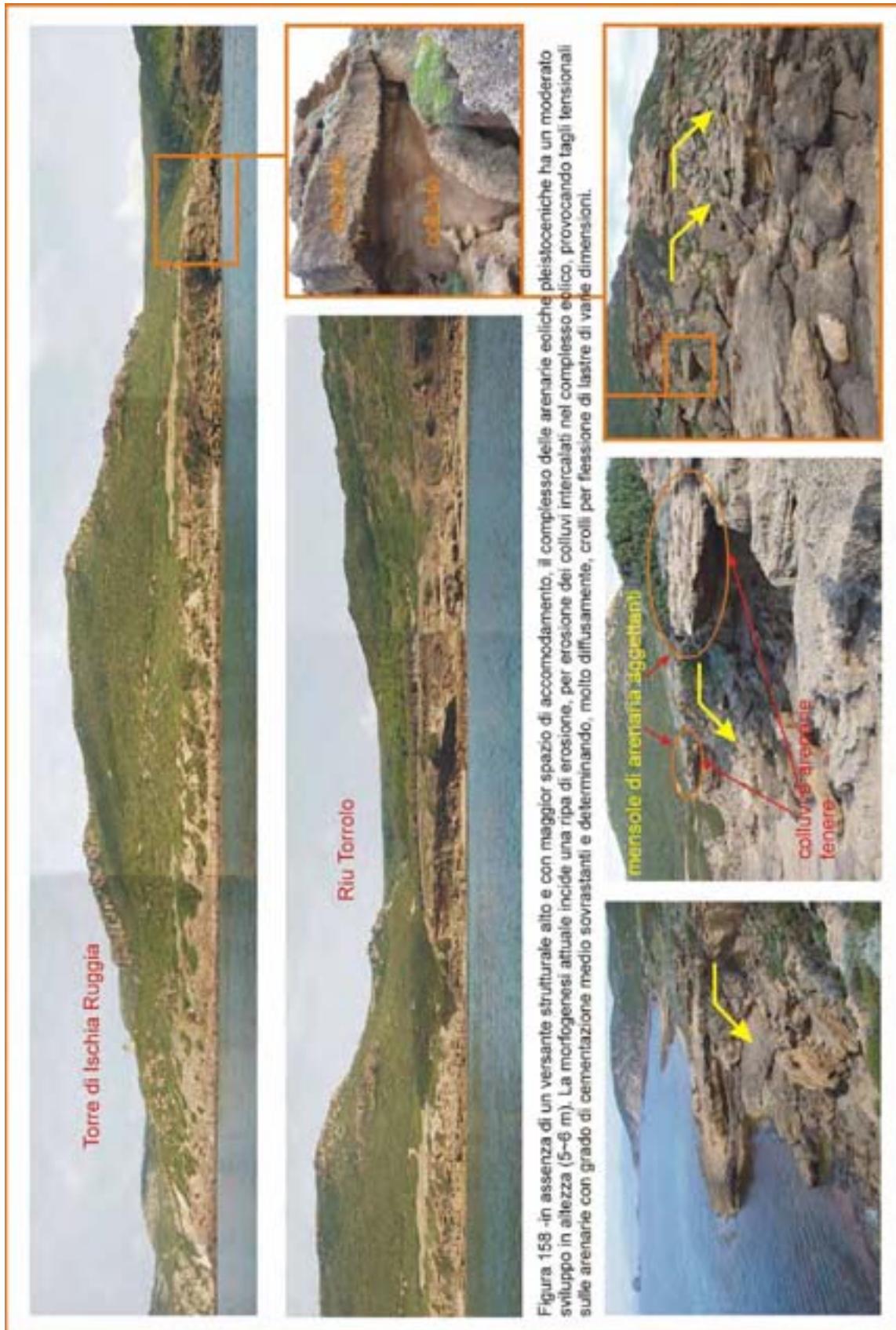
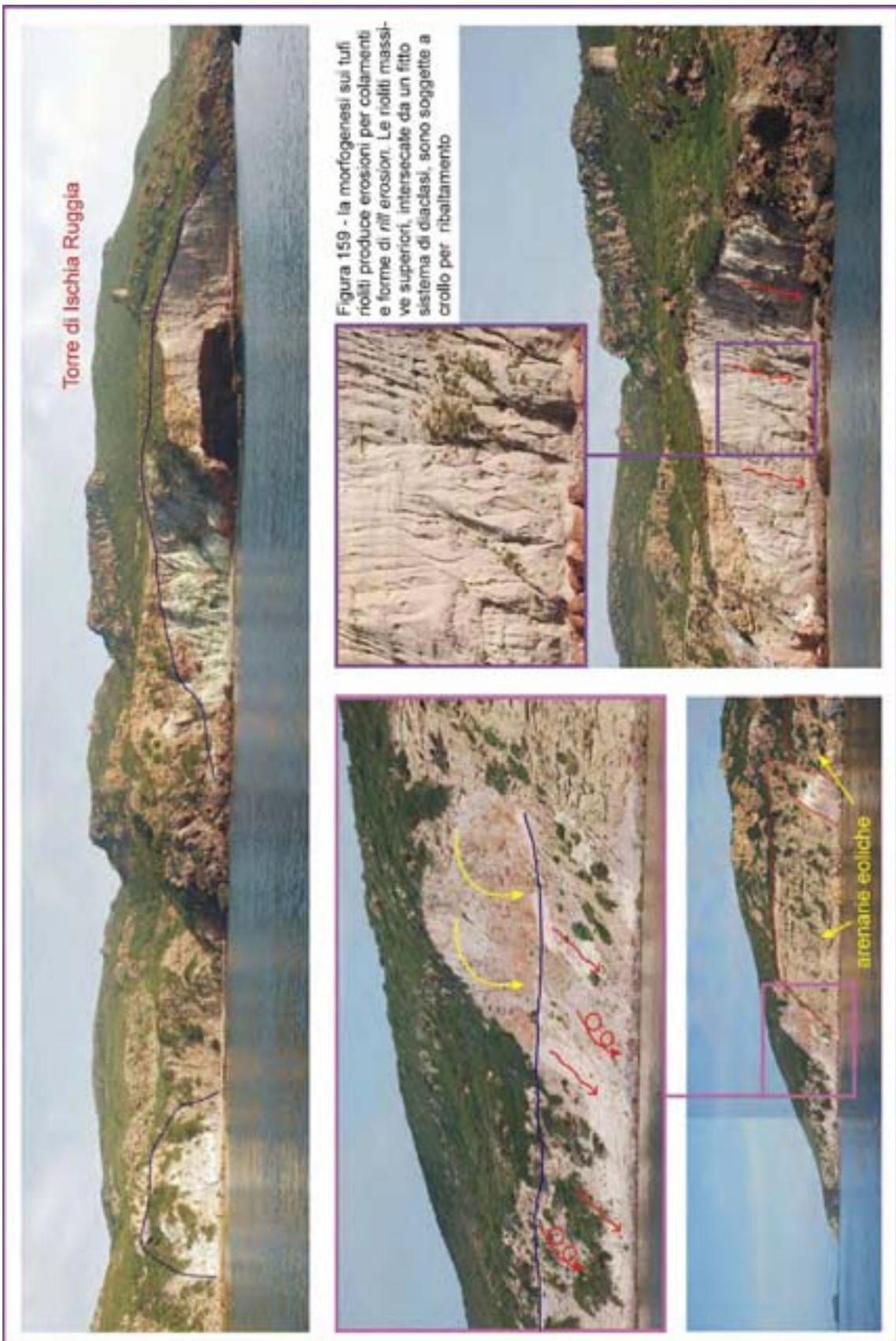


Figura 153 - In assenza di un versante strutturale alto e con maggior spazio di accomodamento, il complesso delle arenarie ediliche pleistoceniche ha un moderato sviluppo in altezza (5-6 m). La monogenesi attuale incide una ripa di erosione, per erosione dei colluvii intercalati nel complesso edilico, provocando tagli tensionali sulle arenarie con grado di cementazione medio sovrastanti e determinando, molto diffusamente, crolli per flessione di lastre di varie dimensioni.



#### **4.2.12 La costa tra Corona Niedda e Santa Maria di Magomadas**

Il tratto di costa tra le località di Sa Corona Niedda (Tresnuraghes) e Porto Alabe - Santa Maria di Magomadas si sviluppa in modo prevalentemente rettilineo, intervallato dallo sbocco di alcuni torrenti e da qualche piccolo promontorio, con delle falesie di altezza tra 8-10 e 28 m, costituite da arenarie pleistoceniche.

La struttura dell'intero tratto costiero è ancora costituita dal basamento della Planargia, prevalentemente da vulcaniti riolitiche vetrose, compatte e resistenti, color bianco roseo e rosso vivo, localmente da tufi riolitico biancastri e rosati della "Formazione Ignimbritica Superiore" ("Formazione Trachitoide Superiore" Auct.).

Analogamente, le strutture delle vulcaniti si ripetono nelle facies più frequenti, con struttura massiva intensamente attraversata da diaclasi, con bancate stratiformi, *facies calcedoniose policrome* di fase idrotermalitica.

Il versante strutturale, fortemente acclive, impostato sulle vulcaniti, è arretrato rispetto alla linea di costa, ricoperto da un complesso di sedimenti appartenenti al sistema deposizionale costiero dell'ultima fase interglaciale (Pleistocene superiore, *Isotopic stage MIS 5*) o immediatamente successivo al culmine climatico-eustatico di questa fase.

La sequenza, che inizia alla base con arenarie, conglomerati di spiaggia e bioerme a *Lithophyllum* sormontati da un'alternanza di arenarie eoliche e colluvi, è addossata alla superficie del paleo-versante in vulcaniti. Essa, dati i rapporti spaziali preesistenti, è bruscamente sviluppata in altezza, raggiungendo talora, seppur raramente e con spessori esigui, circa 100 m in altezza sul versante vulcanitico. I suoi volumi occupano circa 200 o più metri lineari in ampiezza, con un'altezza media della falesia di 20-30 m, con massimi di 50 - 60 m.

Tale successione si raccorda alla parte alta del versante strutturale definendo una concavità morfologica nettamente marcata, eccetto che nei casi in cui la deposizione delle arenarie, col condizionamento di elevate energie eoliche, si è adatta alla topografia di appoggio, risalendo con spessori sempre minori lo stesso versante strutturale. Una sezione schematica dei rapporti di giacitura è illustrata nella Figura 160.

La base visibile della sequenza, rappresentata in genere da una piattaforma di abrasione marina, mostra localmente conglomerati e arenarie fossilifere di spiaggia del Tirreniano, localmente banchi di calcari bioermali e conglomerati di spiaggia sommersa, riccamente fossiliferi, più frequentemente arenarie eoliche, ricoperte da banchi di arenarie in *facies* di spiaggia emersa e/o eoliche, mediamente fino ad un'altezza di 4-6 m s.l.m.

Segue un'alternanza di arenarie eoliche in banchi dello spessore 2-3 m, in genere discontinue lateralmente, sovente con laminazioni parallele ad alto angolo ("stratificazione incrociata") e di colluvi limosi e limoso-argillosi fini.

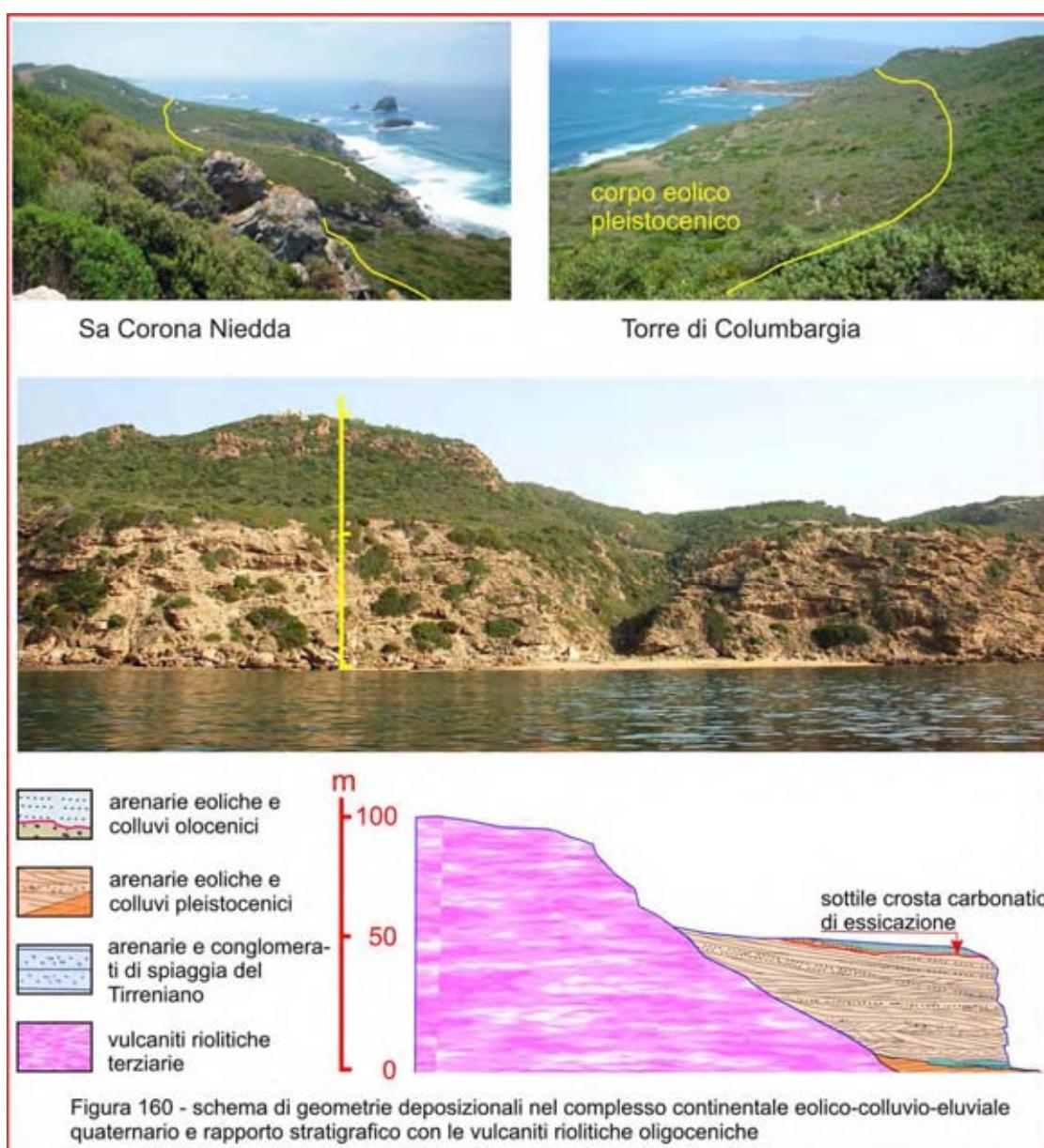
Nella parte più alta della sequenza le alternanze di colluvi ed arenarie si ripetono più frequentemente, con un incremento generalizzato, nei banchi arenacei, di un'importante apporto detritico terrigeno, con clasti anche di dimensioni decimetriche a spigoli vivi.

La composizione mineralogica dei granuli è estremamente uniforme e denota la stretta relazione genetica con i litotipi affioranti nell'immediato entroterra, con *facies* sedimentarie di provenienza dalle rocce magmatiche. I sedimenti di natura carbonatica biogena sono costituiti prevalentemente da frammenti delle bioerme carbonatiche a *Lithophyllum* (alghe calcaree

rodoficee) sviluppate in abbondanza sui substrati detritici e su roccia durante la fase interglaciale del Tirreniano (*Isotopic Stage 5, MIS 5*). La presenza di questo tipo di sedimenti tuttavia caratterizza solo parzialmente ed in pochi siti l'affioramento nel suo complesso, con alcuni banchi di arenarie di spiaggia e alcuni banchi del complesso eolico.

Data la natura mineralogico-petrografica della quasi totalità dei sedimenti, il grado di cementazione dei livelli che costituiscono il complesso eolico, ad eccezione dei pochi banchi a composizione carbonatica-biogena, è generalmente debole anche a motivo dell'incremento di limi e di una sempre maggiore componente detritica, soprattutto nei livelli colluviali della parte medio-alta delle falesie. Una sezione rappresentativa è schematizzata in Figura 161.

I valori dimensionali dei granuli e l'organizzazione tessiturale dei banchi di arenarie, con alternanza di lame di sabbie fini e di sabbie grosse-ghiaie conferisce loro una spiccata fragilità ed un elevato grado di erodibilità che si traduce in una assai scadente qualità geomecanica.



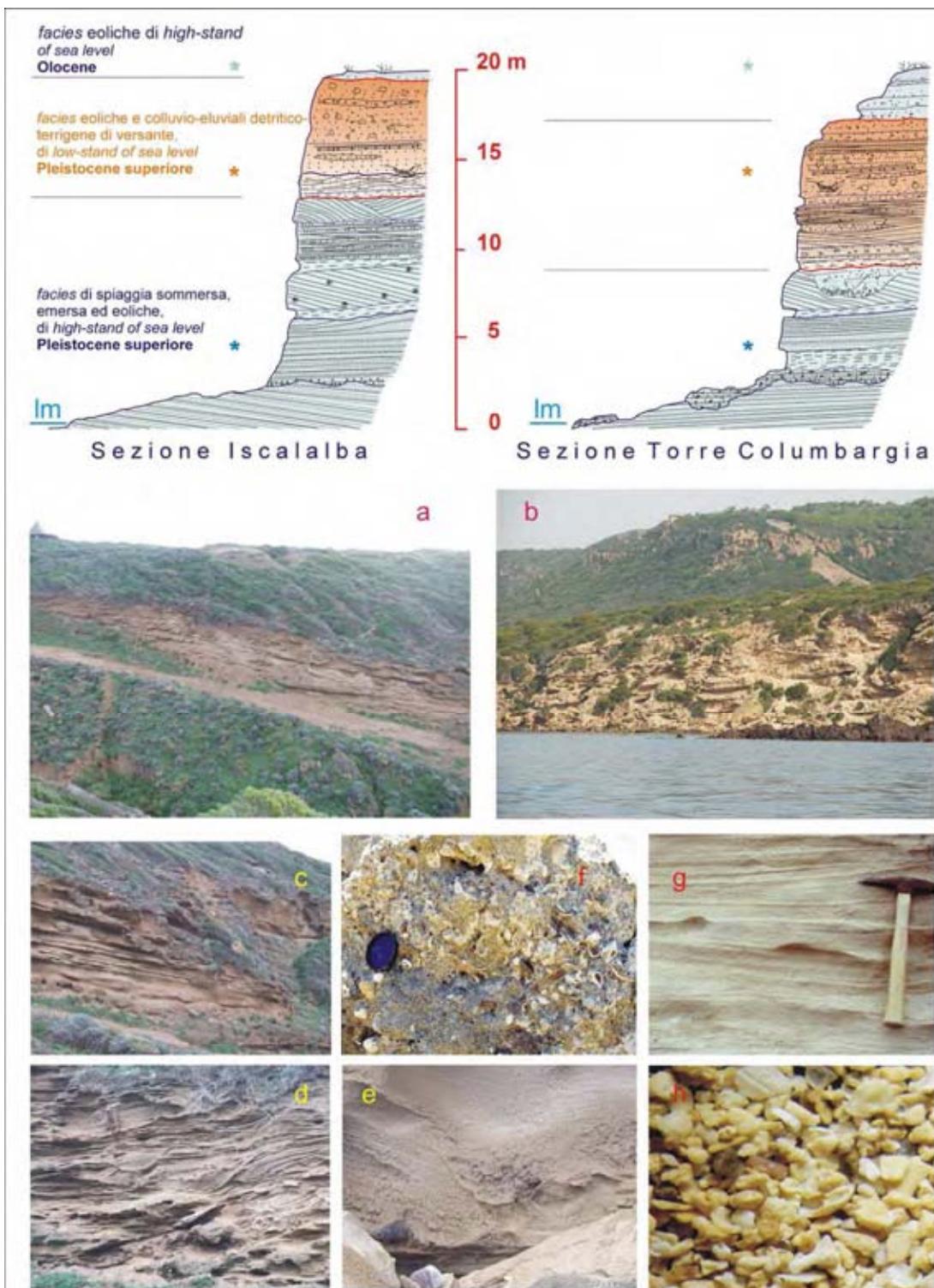


Figura 161 - costa di Tresnuraghes : i consistenti volumi del complesso eolico e colluvio-eluviale in sezione stratigrafica, in sezione trasversale (a) e frontale (b); le facies più rappresentative: alternanze di arenarie tenere colluviate (c), canali da trasporto idrico e/o gravità sul versante in aggradazione, con prodotti detritici (d, e), calcari bioermali e conglomerati di spiaggia (f), arenarie di spiaggia (g) e prodotti biogeni della sedimentazione carbonatica (microfauna e frammenti conchigliari, h) alla base della successione. Località: Sa Corona Niedda



Figura 162 - Nel basso della falesia, il maggior grado di cementazione delle arenarie di spiaggia favorisce il distacco per taglio semplice, seguito da ribaltamento, dei blocchi che trovano appoggio sulla superficie di abrasione marina, sempre presente.

Nelle unità eoliche a stratificazione piano-parallelia, molto finemente laminate, caratteristiche dei processi di accumulo condizionati da elevata energia eolica, sono frequenti fenomeni di crollo per distacco tensionale lungo i piani di laminazione.

Alla base, i blocchi crollati e una limitata falda di detriti di minori dimensioni subiscono i processi di rielaborazione e di dislocazione frequente da parte del moto ondoso.

crolli diffusi da arenarie carbonatiche ben cementate per ribaltamento dei blocchi



Nella parte bassa della falesia il crollo di grossi blocchi avviene per ribaltamento, con appoggio sulla superficie di abrasione sottostante, generalmente presente. Questa modalità di frana interessa solitamente le sub-unità che coincidono con le facies più francamente di spiaggia, costituite di granuli molto omogenei in dimensioni e composizione, con abbondanza della frazione carbonatica, responsabile di un più elevato grado di cementazione. Queste facies sono anche soggette a fenomeni di crollo, per distacchi dovuti a variazioni dello stato tensionale, di grosse lastre di arenarie finemente laminate, caratteristiche del processo eolico ad alta energia (Figura 162).

Nella morfogenesi attuale esercita un ruolo primario l'erosione dei colluvii, ad opera della deflazione eolica e/o del dilavamento idrico da piovosità, responsabile della formazione, nei banchi di arenaria giacenti sui colluvii, di mensole costituite da lastre a stratificazione laminare piano-parallelia. L'erosione dei livelli terrigeni predispone le lastre di arenaria, per mancanza di appoggio, a distacchi per gravità ed al conseguente crollo per flessione o, in assenza di appoggio sottostante per caduta lungo il fronte molto acclive, con conseguente frantumazione delle lastre.

Lo scivolamento su superfici molto acclive determina condizioni di instabilità accentuata delle lastre, le cui condizioni di equilibrio precario sono ulteriormente accentuate dai continui e ripetuti processi di deflazione eolica, di dilavamento ad opera delle acque meteoriche, dall'attività del moto ondoso nel basso della sequenza, dall'influenza dello spray marino, che pertanto rappresentano una serie di importanti fattori nella degradazione del complesso della parete di falesia (Figura 163).

Un aspetto particolare della morfogenesi che interessa questo tratto di costa alta è rappresentato dall'erosione del corpo sedimentario olocenico, colluviale alla base ed eolico nell'alto, che per spessori di qualche metro e fino a circa 5-6 m ricopre il complesso pleistocenico.

Sviluppata in modo generalizzato sui livelli terminali di quest'ultimo complesso, una crosta carbonatica di disseccamento dello spessore di qualche cm costituisce una discontinuità deposizionale, che indicherebbe la fine di condizioni climatiche umide relative alle unità deposizionali sottostanti. Essa segnerebbe la fine dell'aggradazione del complesso eolico-colluviale pleistocenico, a causa deficit sedimentario di origine costiera conseguente all'abbassamento consistente del livello marino durante l'intervallo climatico glaciale del Würm.

Mutate progressivamente al termine del “Pleistocene glaciale” le condizioni climatico-eustatiche, la risalita del livello marino durante l’Olocene inferiore e fino all’Olocene medio (fino a circa 6000 anni B.P.), con l’impostazione di un sistema sabbioso di spiaggia in arretramento progressivo fino al piede del paleo-versante meno acclive dell’attuale, ha favorito l’alimentazione del suddetto corpo sabbioso. Questo, costituito da sabbie fini dimensionalmente omogenee, poco addensato, attualmente è soggetto al fenomeno erosivo per incisione da ruscellamento concentrato, innescato talvolta anche dal non corretto intervento antropico (aratura, prelievi di volumi di sabbia, trincee e rimozione degli orizzonti superiori per transito con automezzi su forti pendenze) (Figura 164).





#### **4.2.13 Porto Alabe - Santa Maria del Mare**

In questa località affiora parte della sequenza eolica delle arenarie pleistoceniche descritte in precedenza; si rilevano due sub-unità sedimentarie distinguibili dal basso in:

- A<sub>1</sub> banchi metrici di arenarie basali a laminazione parallela, a medio e alto angolo, compatte e mediamente cementate, alternate a livelli di arenarie e limi, a scarso grado di cementazione;
- A<sub>2</sub> banco di arenarie a laminazione piano-parallela, sub-orizzontale poco compatto e friabile
- Sottili intercalazioni di colluvi limoso-argillosi poco addensati sono alternati ai set di arenarie; il loro grado di erodibilità elevato, relativo al contenuto in limi e allo scarso grado di compattazione le rende molto ben evidenti sulla parete (Figura 165).
- Il fronte costiero si mostra con falesie o scarpate molto acclivi, fino a 7-10 m di altezza, arretrate rispetto ad una spiaggia il cui corpo sabbioso, generalmente dallo spessore effimero, è poggiato su una superficie di abrasione in arenaria dall'andamento planare, regolare, ampia fino a 15-20 m.

Sulle pareti si osservano numerosi aggetti costituiti dalle bancate di arenaria maggiormente compatte, determinati dall'erosione più accentuata, sia per effetto della deflazione eolica sia per effetto del dilavamento idrico, sui livelli di sabbie limose tenere intercalati.

In questa località, la realizzazione di alcune rampe di accesso alla spiaggia lungo le scarpate del versante ha comportato, nel modellamento artificiale su ampi tratti delle pareti, l'asportazione di parti della scarpata in arenaria. Una rampa, in particolare, presenta un piano intermedio della discesa totalmente poggiante su un grosso pacco di strati di arenarie aggettante, per la presenza, alla base di quel tratto di parete, di livelli basali costituiti da colluvi sabbioso-limosi a bassissimo grado di addensamento ed esposti ad un'elevata erodibilità.

Questi aspetti si sovrappongono alla criticità intrinseca del corpo arenaceo nel suo complesso, in cui l'alternanza di livelli sedimentari a complessivo scarso grado di cementazione, e quindi con caratteri geomeccanici decisamente di basso grado, rappresenta un ulteriore elemento potenzialmente destabilizzante. Nel corso dei rilievi eseguiti nell' anno 2007, infatti, sono stati osservati nella parte centrale delle scalinate dell'accesso, pavimentate in cemento ed attualmente interessate da fenomeni di assestamento, dei crolli che hanno innescato la tendenza ad un arretramento progressivo a partire dal coronamento. La ripetuta sistemazione della parete a monte appare poco efficace per il ripetersi nel tempo dei medesimi fenomeni erosivi e di distacchi di pur limitati volumi di materiale. Si favorisce in tal modo l'incremento, in quell' unità sedimentaria, di una situazione di instabilità già insita nei suoi caratteri litologici.

La tendenza all'arretramento accentua pertanto l'instabilità del complesso litoide e conseguentemente, in un prossimo futuro, dei manufatti edificati in prossimità dell'orlo della scarpata.

Inoltre, anche a causa del debole grado di cementazione delle arenarie e del loro elevato contenuto terrigeno limoso-argilloso, un ulteriore fattore predisponente il dissesto franoso è individuabile nelle frequenti condizioni di inumidimento e saturazione in acqua del complesso eolico. Questo costante fenomeno è dovuto alle infiltrazioni idriche nel substrato arenaceo, a causa dell'intensa urbanizzazione insistente sull'area e della conseguente dispersione di acque reflue, di vario genere, all'interno del corpo arenaceo. La condizione di umidità in questo tipo di corpi sedimentari ad elevato grado di porosità interviene alterandone, naturalmente in senso peggiorativo, la già bassa qualità dei caratteri geomecanici.

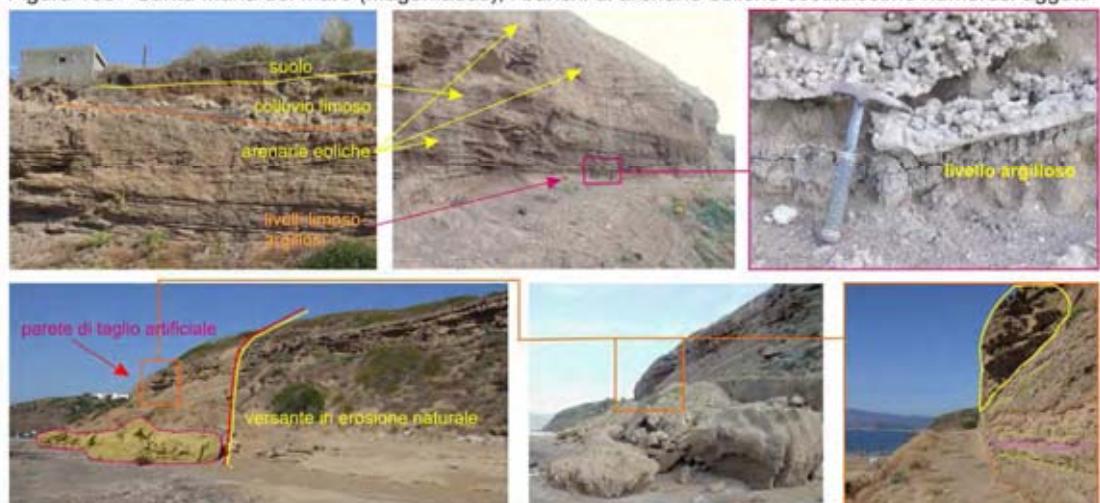
Sulla superficie del versante, il deflusso delle acque meteoriche è generalmente interrotto dalle opere di urbanizzazione (strade, marciapiedi e cordoli in cemento) e, proporzionalmente al decremento nella velocità del deflusso superficiale, si accentua l' infiltrazione delle acque meteoriche sul corpo arenaceo. Le opere di drenaggio, inoltre, intercettando tali acque superficiali, le convogliano a valle non sempre opportunamente incanalate. In coincidenza dello sbocco sulla parete del versante, lo scarico di valle, dovunque incida, provoca sempre una accelerazione nell'erosione del fronte della scarpata.

Localmente si osservano scarichi drenanti messi in opera con tubi in PVC per edilizia, che paiono essere stati posizionati sulla parete del versante arenaceo senza alcuna logica atta alla salvaguardia ed alla difesa dall'erodibilità dello stesso (Figura 166).

Questi vari aspetti rappresentano, nell'area di Porto Alabe (Tresnuraghes) - Santa Maria del Mare (Magomadas), dei fattori critici, relativamente alla costituzione geo-litologica dei terreni che ne costituiscono la morfologia costiera, che necessita di continue e particolari attenzioni, senza sottovalutazioni e sottostime dei possibili processi di morfogenesi quiescenti ma potenzialmente sempre attivi, soprattutto a causa dell'accentuato carico antropico che vi si registra nei mesi estivi.



Figura 165 - Santa Maria del Mare (Magomadas), i banchi di arenarie eoliche costituiscono numerosi aggettanti.



sul fronte della scarpata è palese la presenza di blocchi ribaltati e/o rimossi nel tratto interessato dalla esecuzione della rampa di discesa a mare. Un tratto della rampa poggia su un grosso blocco aggettante, costituito da alternanze di arenarie poco cementate e colluvi sabbiosolimosi ad elevata tendenza all'erosione, per deflazione eolica o per dilavamento idrico concentrato per caduta da canali drenanti sulla stessa rampa

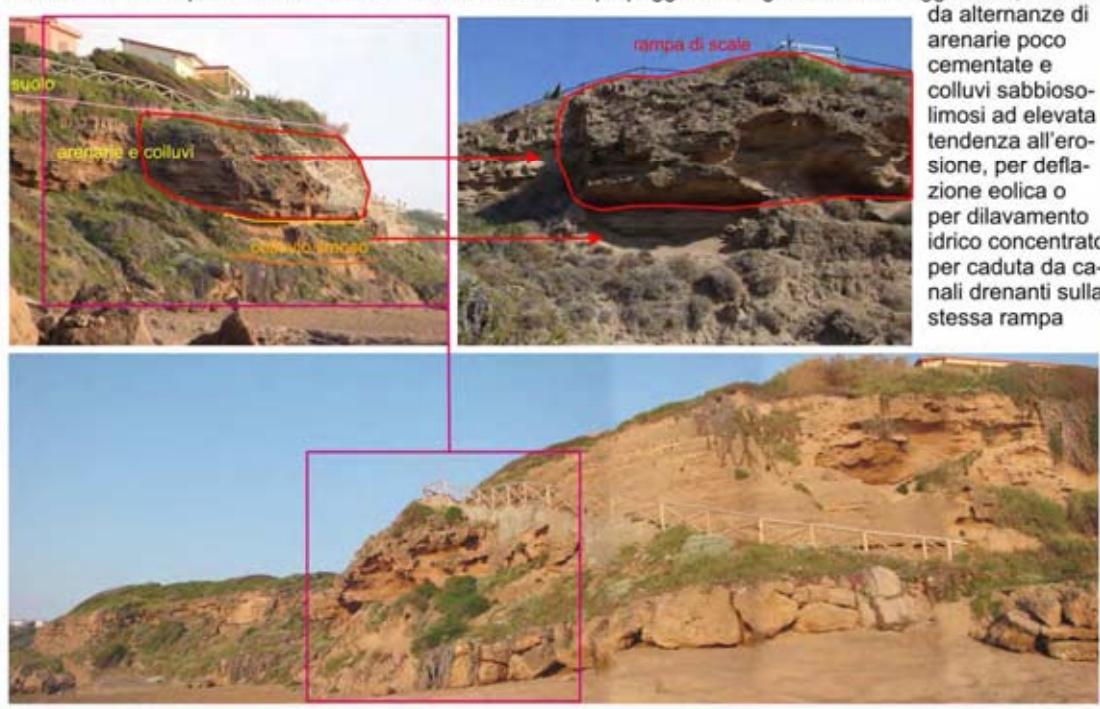




Figura 166 -l'elevata porosità delle arenarie e dei colluvii che si alternano nel complesso continentale rappresenta un fattore predisponente l'instabilità della massa rocciosa, date le persistenti condizioni di impregnazione idrica per infiltrazione da scarichi diffusi sull'intera area urbanizzata. Interventi improvvisi e soluzioni di carattere "estemporaneo" contribuiscono ad accentuare lo stato di elevata impregnazione delle arenarie tenere e dei colluvii limosi, riducendone il già scarso carattere geomeccanico e favorendo sulla superficie delle pareti di scarpata la destabilizzazione per processo erosivo da dilavamento.



#### **4.2.14 La costa del Bosano**

In Sardegna nel Bosano, oltre che nel Logudoro, affiora la più completa successione vulcanica connessa con il ciclo magmatico oligo-miocenico dell'isola, potente circa 1000 m, costituita da prodotti lavici da andesitici a basaltici e da potenti espandimenti ignimbritici essenzialmente rioclastici. La successione vulcanica è il prodotto di un'attività eruttiva pressoché continua, intercalata solo a tratti da episodi sedimentari marini e continentali (Rizzo *et al.*, 1992).

Il ripetersi degli eventi vulcanici ha messo in posto:

- una prima successione eruttiva del ciclo oligo-miocenico (“Serie Andesitica Inferiore”, SA1 di Coulon, 1977), attualmente affiorante estesamente lungo la costa presso Capo Marrargiu, a N di Bosa, costituita prevalentemente da andesiti, in morfologia di lave generalmente alterate e di dicchi molto inclinati o sub-verticali, da piroclastici riconducibili ad eventi di caduta e di flusso, da epiclastiti massive. Essa pare essere in stretta relazione col basamento paleozoico cristallino, affiorante nell'alto strutturale rappresentato, nella piattaforma continentale occidentale della Sardegna, dall'affioramento ganoide nell'Isola di Maldiventre, per via della presenza di abbonanti *facies* brecciate con xenoliti di metamorfiti paleozoiche.

- una seconda successione, dal carattere ignimbritico (“Serie Ignimbritica Inferiore”, SI1 di Coulon 1977), che rappresenta l'evento vulcanico più diffuso nella Sardegna occidentale, in appoggio sulla successione SA1. Questa successione, costituita da una sovrapposizione di flussi piroclastici pomiceo-cineritici a composizione rioclastica, della potenza di circa 500 m, affiora poco a nord di Bosa e si sviluppa in continuità verso Alghero, costituendo una morfologia monoclinale a *cuestas* con inclinazione media intorno a 20° 30° ed immersione verso NE.

- una successione clastica, sia marina sia continentale, intercalata alle sequenze vulcaniche, costituita da un'alternanza di arenarie e conglomerati rosso-violacei, eteropici con i sedimenti marini ad elevato contenuto detritico, di ambiente infra-circa litorale, attribuiti all'Oligocene.

- una ulteriore successione di carattere andesitico (“Serie Andesitica Superiore”, SA2), che costituisce una serie di affioramenti nella valle del Temo ed alcune cupole e dicchi a Capo Marrargiu e presso Turas, a sud di Bosa.

- un'ultima successione ignibritica (Serie Ignimbritica Superiore”, SI2), la più estesa nell'intorno di Bosa, dalle caratteristiche vulcanologiche e modalità di messa in posto simili alla SI1.

Come termine di ciclo calc-alcalino di carattere esplosivo dacitico, esclusivamente cenozoico, è presente infine la “Formazione dei tufi pomicei”, che contribuisce a costituire i prodotti della sedimentazione lacustre e fluvio-lacustre diffusamente affiorante nell'area.

Queste litofacies caratterizzano il tratto costiero interessato, quasi mai con morfologie a falesia ma in genere con delle pareti molto acclivi, spoglie ed esposte alla dinamica marina nella

parte bassa, ricoperte da colluvi detritici di spessore variabile, anche con elementi litoidi grossi, nella parte medio-alta dove l'acclività può decrescere gradualmente.

#### **4.2.14.1 Punta Lumenera**

Un profilo simile a quello anzidetto caratterizza in particolare il tratto di costa tra la località di Noesola (Santa Maria del Mare, Magomadas) e la spiaggia di Turas.

La scarpata costiera è incisa su ignimbriti iodacitiche (“Serie Ignimbritica Superiore” S/2), in genere in *facies* conglomeratica, localmente con strutture a fiamme e con una ben evidente struttura prismatica. I prismi sono evidenziati ed isolati da un'intesa fessurazione e da giunto ad andamento sub-verticale e sub-orizzontale, sicuramente in relazione ai processi di raffreddamento della massa piroclastica rinsaldata, probabilmente connessi a tettonica successiva (Figura 167).

Le fessure ed i giunti, spesso con aperture di notevole entità, fino al decimetro, isolano blocchi anche di dimensioni di qualche m<sup>3</sup>, predisposti da questo elemento strutturale all'episodico distacco, nella parte bassa della scarpata, con crollo per ribaltamento conseguente a perdita di staticità per effetto della gravità, o in conseguenza a movimenti della copertura detritica sul versante, nella parte media e alta delle scarpate.

Ai piedi delle pareti, una falda di detriti e blocchi è ripresa ed elaborata dalla dinamica marina, con totale rapida dispersione degli elementi detritici minori.

Il fronte maggiormente utile per l'osservazione di strutture e dinamismi è rappresentato dal fronte di cava dimessa, in località Punta Lumenera. La cava è quella utilizzata, nei primi anni del '900, per il prelievo dei materiali utilizzati per la messa in opera del molo di congiunzione tra la secca rocciosa sul lato nord della foce del Temo e l'Isola Rossa (Figura 168).

Localmente la superficie della parete mostra delle fratture concoidi e su essa si può distinguere l'intersezione di sistemi di fessurazioni principali e secondarie. Queste ultime, in base alle direzioni di espansione sulla superficie della parete paiono derivare, in alcuni casi, da tensioni e/o sforzi dovuti all'attività esplosiva nel corso della coltivazione della cava, il cui fronte che raggiunge circa 30 m di altezza.

L'assetto dei fronti di lavorazione abbandonati, la rilevante quantità di blocchi anche di dimensioni maggiori del m<sup>3</sup>, esposti in parete in condizioni di stabilità assolutamente precarie data l'apertura rilevante delle fratture che li individuano, conferiscono a questa cava di Punta Lumenera, dimessa ed abbandonata senza bonifica (!) elementi di concreto e serio pericolo per improvvisti occasionali frequentatori.

Poco a sud della cava, danni strutturali in alcune costruzioni, incautamente insediate ad eccessiva vicinanza al bordo superiore delle scarpate, testimoniano delle criticità intrinseche a questo corpo vulcanitico ed alla sua copertura detritico-colluviale, stante la generalizzata estensione dei sistemi di giunti e delle fratture sull'intero volume delle piroclastiti, fin sulla superficie topografica

I giunti e le fratture sono responsabili di condizioni di instabilità latente, periodicamente manifesta con la concomitanza di condizioni innescanti dei movimenti anche contenuti, quali il carico da saturazione idrica e le variazioni di volume delle argille che costituiscono la matrice delle coperture colluviali (Figura 169).

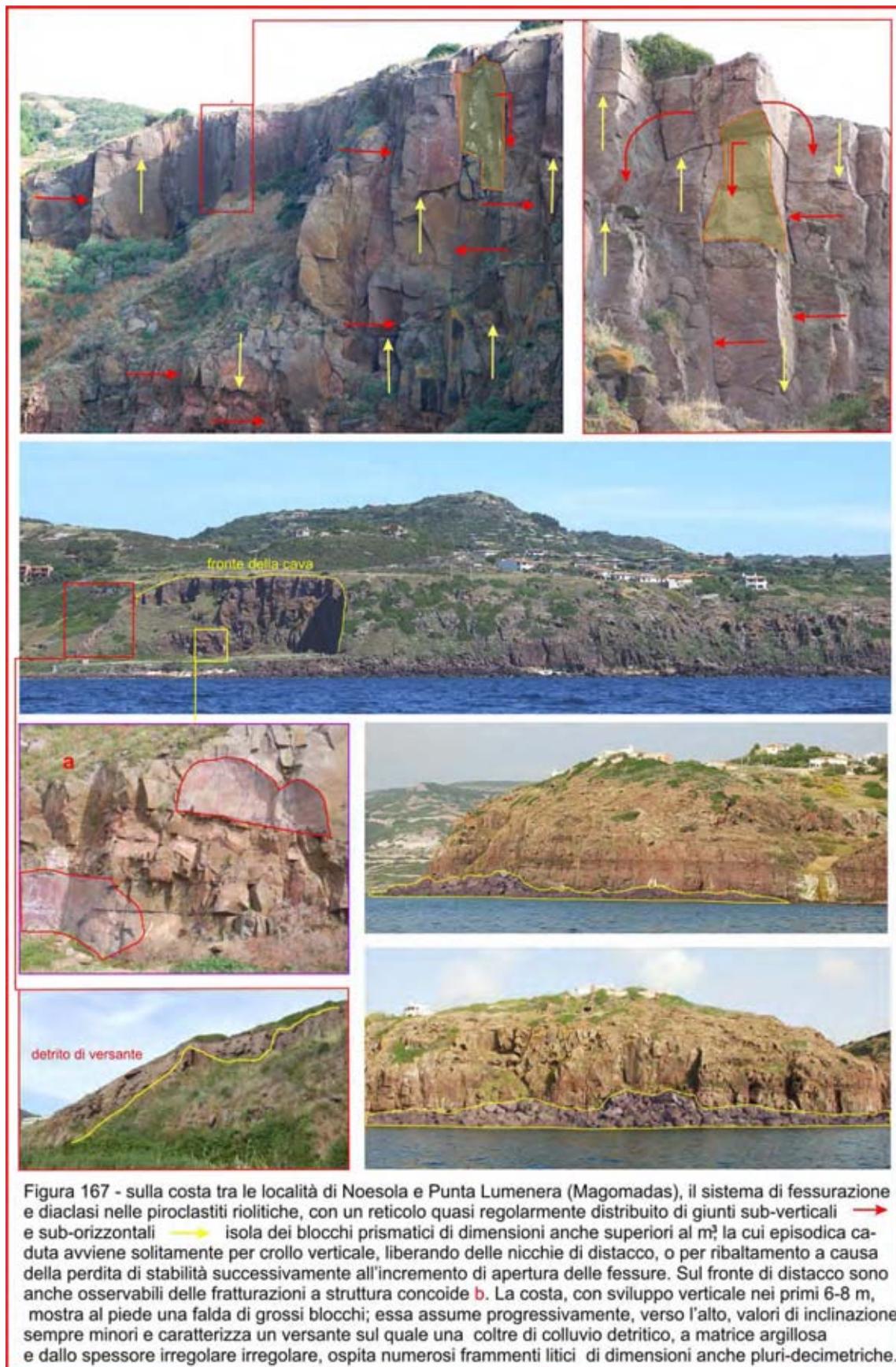


Figura 167 - sulla costa tra le località di Noesola e Punta Lumenera (Magomadas), il sistema di fessurazione e diaclasie nelle piroclastiti riolitiche, con un reticolo quasi regolarmente distribuito di giunti sub-verticali → e sub-orizzontali ← isola dei blocchi prismatici di dimensioni anche superiori al m<sup>3</sup>; la cui episodica caduta avviene solitamente per crollo verticale, liberando delle nicchie di distacco, o per ribaltamento a causa della perdita di stabilità successivamente all'incremento di apertura delle fessure. Sul fronte di distacco sono anche osservabili delle fratturazioni a struttura concoide b. La costa, con sviluppo verticale nei primi 6-8 m, mostra al piede una falda di grossi blocchi; essa assume progressivamente, verso l'alto, valori di inclinazione sempre minori e caratterizza un versante sul quale una coltre di colluvio detritico, a matrice argillosa e dallo spessore irregolare irregolare, ospita numerosi frammenti litici di dimensioni anche pluri-decimetriche.

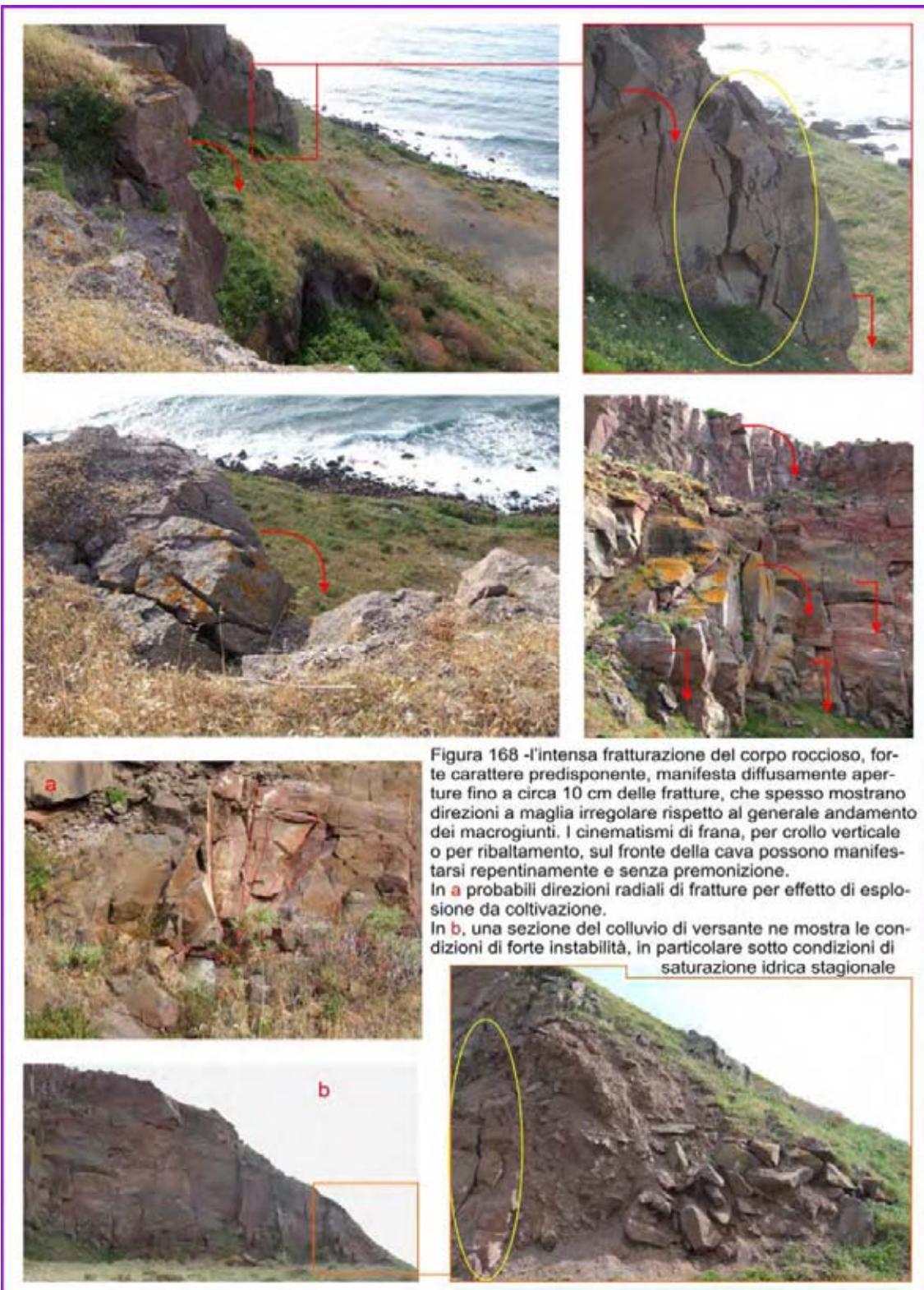


Figura 168 -l'intensa fratturazione del corpo roccioso, forte carattere predisponente, manifesta diffusamente aperture fino a circa 10 cm delle fratture, che spesso mostrano direzioni a maglia irregolare rispetto al generale andamento dei macrogiunti. I cinematismi di frana, per crollo verticale o per ribaltamento, sul fronte della cava possono manifestarsi repentinamente e senza premonizione.  
In a probabili direzioni radiali di fratture per effetto di esplosione da coltivazione.  
In b, una sezione del colluvio di versante ne mostra le condizioni di forte instabilità, in particolare sotto condizioni di saturazione idrica stagionale

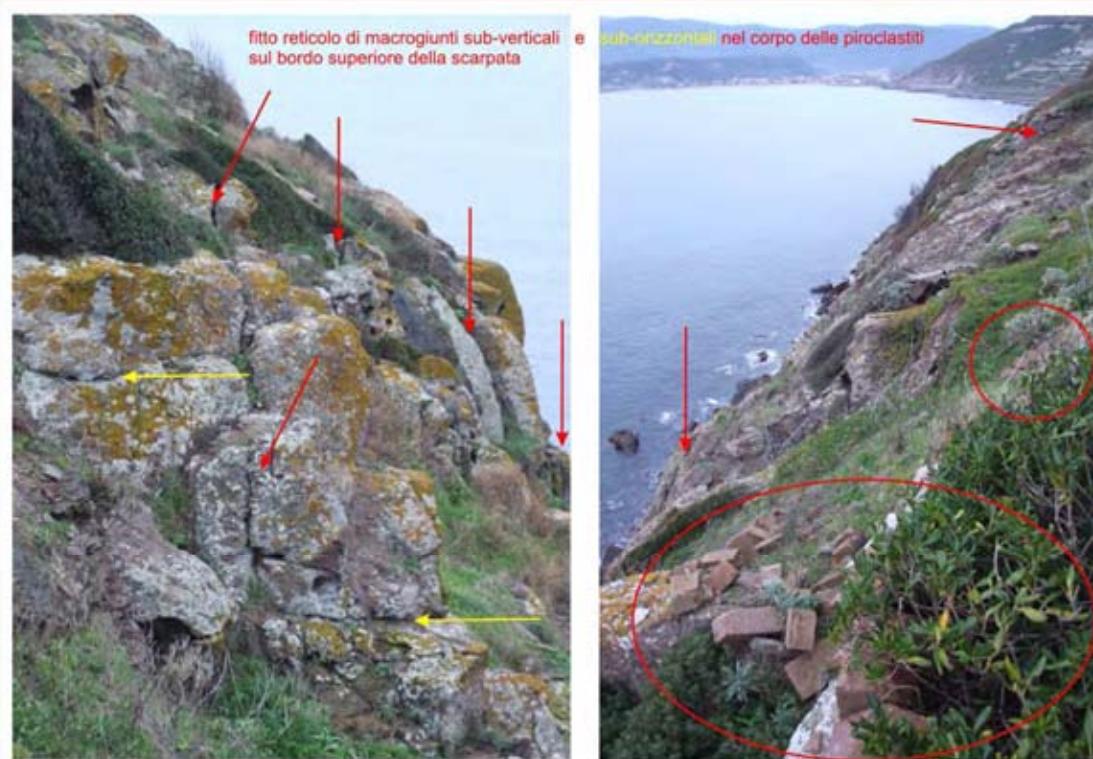


Figura 169 - Un ruolo importante è rappresentato dalla possibile apertura delle fratture e dei giunti verticali, che caratterizzano l'intero corpo delle vulcaniti fin sulla superficie affiorante. Inoltre, la copertura detritica in condizioni di particolare saturazione in acque meteoriche si mostra particolarmente instabile, soprattutto se soggetta a carichi sovraimposti.



#### **4.2.14.2 Monte Furru**

Il rilievo di Monte Furru rappresenta una sequenza vulcanitica costituita da diverse unità di flusso piroclastico, appartenenti alla “Serie Ignimbritica Superiore SA2, che caratterizza per intero l’area di Bosa e che, sulla costa, è riconoscibile tra Monte Furru e Torre Argentina-Tentizzos, a nord della foce del Temo. La sequenza di Monte Furru, con una potenza di circa 200 m, rappresenta la successione più completa del ciclo di appartenenza e mostra facies piroclastiche, con tufi di base, a vario grado di addensamento e saldatura, sormontate da facies piroclastiche fortemente rinsaldate, dall’aspetto lavico.

La differente compattezza dei termini si manifesta nell’espressione morfologica del rilievo, con una caratteristica acclività sul versante costituito dai tufi piroclastici ed una piattaforma sommitale, con pareti verticali a contorno, determinata dalle facies più compatte (piroclastici rinsaldate).

Sul tratto più basso del versante, alla quota su cui corre la ferrovia Bosa-Macomer, attualmente in uso periodico, i processi più evidenti sono rappresentati dall’alterazione del precario equilibrio dei depositi di copertura quaternari, costituiti colluvi detritici e limoso-argillosi. Su questi colluvi, particolarmente estesi in quella fascia altimetrica, si innescano evidenti fenomeni di colamento che favoriscono la occasionale rimozione ed il rotolamento dei detriti lapidei. Nell’alto del versante simili processi fossili sono documentati da strutture deposizionali con processi di “cut and fill”, con ampi solchi erosivi colmati da ammassi detritici a tessitura caotica e con clasti dimensionalmente eterogenei, attualmente debolmente ricompattati e rimodellati sul versante attuale (Figura 170).

Recenti lavori eseguiti negli anni 2006 e 2007 per la messa in sicurezza della sede ferroviaria hanno fornito indicazioni stratigrafiche utili per un inquadramento cronologico dei fenomeni di colamento attivi sulla parte medio-bassa di quel tratto del versante, che paiono essere stati attivi già precedentemente all’intervento di costruzione della sede ferroviaria, determinati quindi dalla predisposizione naturale e non solo strettamente dipendenti dall’intervento antropico (Figura 170).

I caratteri più evidenti della morfogenesi sono quindi rappresentati dalla tendenza all’incisione sul versante, con la canalizzazione delle acque meteoriche che determinano dei solchi progressivamente sempre più profondi, fino a costituire una vera e propria morfologia calanchiva. Queste manifestazioni erosive sono responsabili dell’occasionale franamento, per improvvisa perdita di equilibrio di staticità, dei detriti litici disseminati sul medesimo versante o anche blocchi di grosse dimensioni, provenienti dalla cornice della piattaforma sommitale.

Su queste cornici, la progressiva mancanza di appoggio favorisce nelle fratture e nei giunti parietali sub-verticali e sub-orizzontali, generalmente prodotti dai processi di raffreddamento, una pur lenta apertura che, al superamento del limite dell’equilibrio statico, determina il ribaltamento di grossi blocchi ed il possibile rotolamento sul versante. Peraltro, i tempi di ritorno dei crolli sembrano essere non frequenti. Le conseguenze di un tale comportamento sono particolarmente evidenti sull’intero tratto del versante inciso sulle facies piroclastiche tufacee (Figure 170, 171).

Nel secolo scorso il versante sud occidentale fu interessato da un fenomeno di frana in massa, con cinematismo di scivolamento rotazionale. Il corpo di frana scende da quota 150 m a quota 70 m circa, su un fronte di circa 100 m.

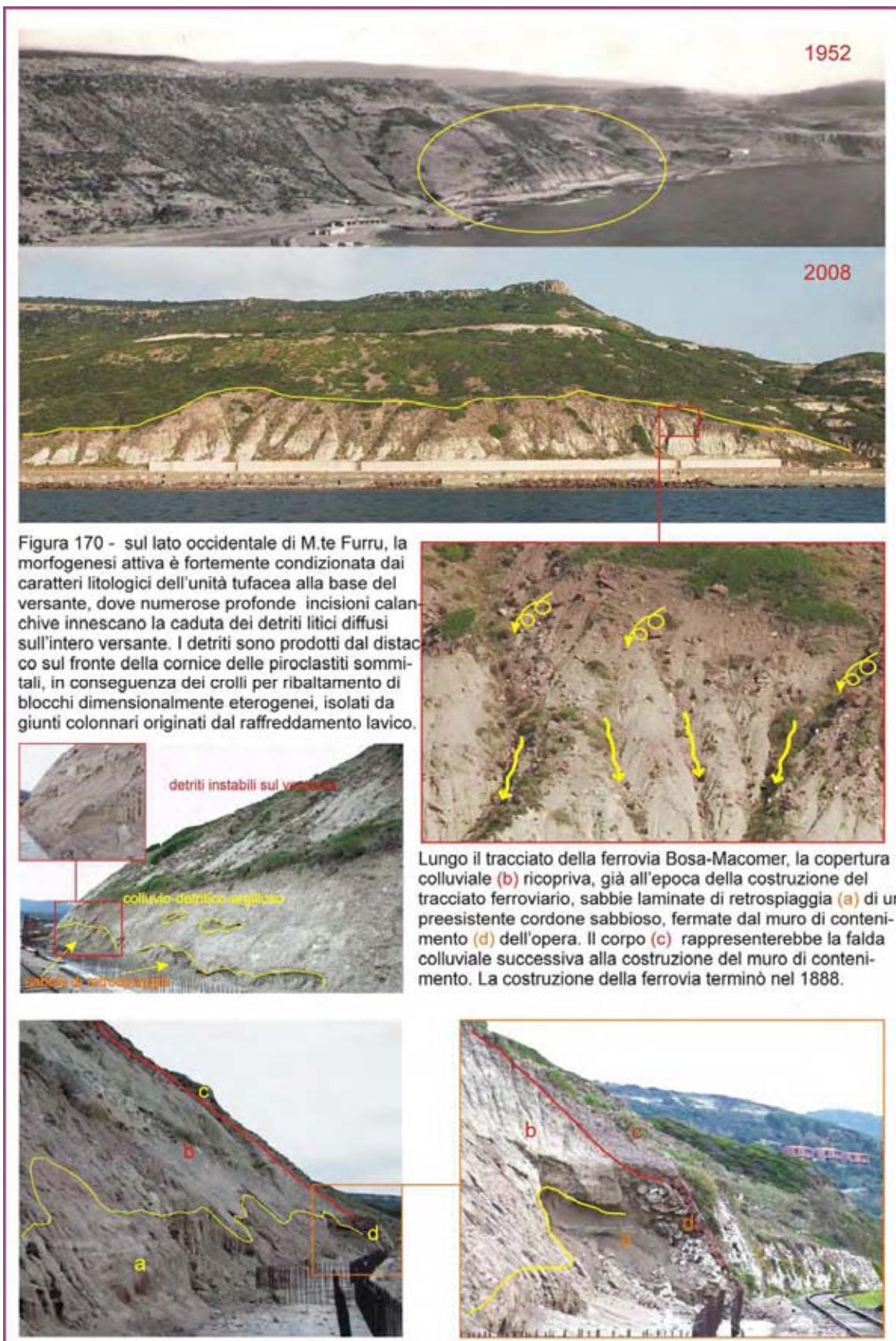
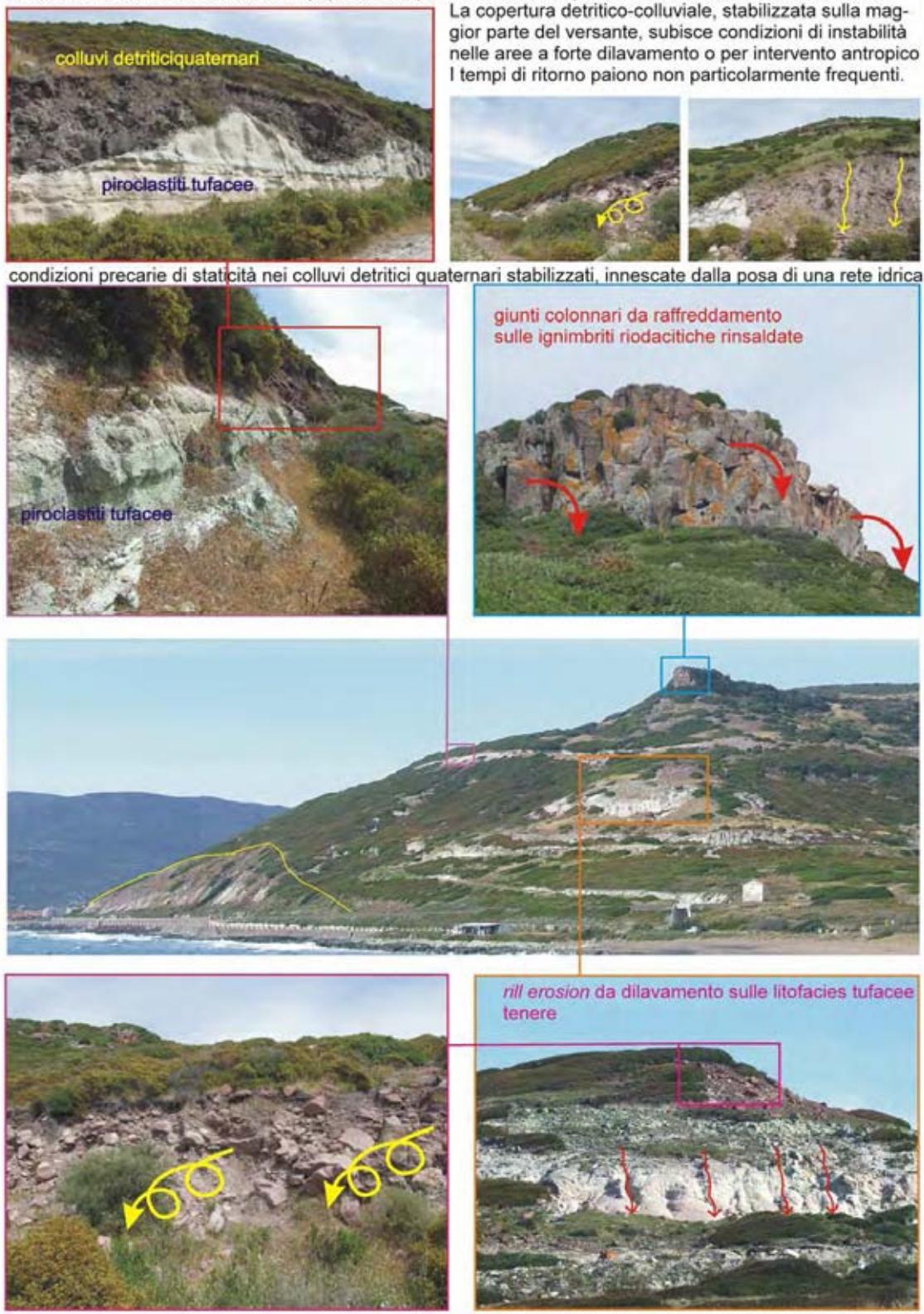


Figura 171 - le criticità intrinseche ai caratteri lito-strutturali delle facies vulcaniche di Monte Furru trovano espressione nei differenti cinematismi che presiedono alla morfogenesi sul versante occidentale del rilievo. Ribaltamenti di blocchi per distacco lungo i giunti da raffreddamento interessano i litotipi più competenti. Profonde incisioni interessano i litotipi più teneri, particolarmente esposti ad un intenso dilavamento idrico.



#### 4.2.14.3 Sa Sea

Questo rilievo, che per oltre 1 km caratterizza la costa a nord della foce del fiume Temo (P.ta Sa Sea), è costituito dai litotipi appartenenti alla “Serie Ignimbritica Superiore” S1/2 e rappresenta il basso stratigrafico della successione vulcanitica il cui alto stratigrafico è rappresentato, più compiutamente, a Monte Furru.

Nella parte bassa e media del rilievo le pirolastiti riolitiche e dacitiche di quest’unità, relative ad una prima fase di messa in posto, sono massive, particolarmente ricche di frammenti litici, rappresentati da xenoliti “andesitici”, in subordine da metamorfiti paleozoiche, rocce granitoidi, di dimensioni estremamente variabili, con dimensioni comprese tra 1 cm e 1,5 m, tutti a spigolosità accentuata. Lo spessore dell’unità raggiunge i 70 m.

Sono assenti tracce di stratificazione, eccetto alcune poco frequenti lenti o banchi tessituralemente più omogenei. La compattezza, la durezza e la resistenza dei tufi costituiscono dei caratteri variabili, così pure il colore, di cui si osservano facies biancastre (Punta Sa Sea), più frequentemente verde da chiaro a scuro intenso, o giallo e rosato, anch’essi a varia tonalità, come risultato dell’alterazione della frazione pomicea.

Superiormente a questi primi depositi, prodotti piroclastici fini relativi a successive fasi di deposizione per caduta costituiscono diversi livelli, o sub-unità, di dimensioni metriche, con tessitura massiva o con strutture da paleo-direzioni di flusso, con laminazioni incrociate o con strutture di sottili dune rampanti (“*climbing dune forms*”).

Nella parte più elevata, il rilievo si sviluppa con una bancata di prodotti piroclastici ugualmente massiva ma molto più compatta, dello spessore medio di 20 m.

Questa unità presenta caratteri genetici primari analoghi alle precedenti ma se ne distingue per il suo accentuato arrossamento e, soprattutto, per la saldatura ed il “rinsaldamento” della massa verosa successivamente alla caduta e deposizione, che le conferiscono una più elevata compattezza e durezza.

Il rilievo mostra un andamento complessivamente tabulare, con uno sviluppo morfologico ed un profilo verticale guidato appunto dalla successione litologica (Figura 172).



Figura 172 - Il fronte delle falesie di Sa Sea: schema litostratigrafico essenziale

L'unità piroclastica basale, dello spessore medio di circa 70 m, si manifesta con un versante a differente inclinazione, in dipendenza dei locali caratteri deposizionali e strutturali, con la prevalenza di inclinazione di circa 45° e, in minor misura, con pareti verticali dell'ampiezza di diversi metri, intervallate a diverse quote. Quest'assetto morfologico caratterizza generalmente l'intero perimetro del rilievo, eccetto il lato esposto ad ovest e che rappresenta il fronte costiero.

Questo mostra un profilo a falesia, dal basso, per un'altezza di circa 20-25 m, in cui non si osservano fenomeni franosi per eventuale distacco di blocchi; i processi erosivi si manifestano piuttosto con una desquamazione, preceduta da alterazioni di natura mineralogica, cui si sovrappone la deflazione eolica ed il dilavamento dall'azione delle acque meteoriche.

Un ruolo importante nel processo erosivo è sicuramente rappresentato dall'esposizione agli agenti marini, come appare evidente dal differente profilo dei vari lati di versante esposti orientati diversamente.

L'intenso effetto delle nebulizzazioni da onda fornisce infatti un forte contributo nella disaggregazione chimico-meccanica e quindi nel fenomeno della desquamazione. La dinamica del moto ondoso infine interviene, come già nel corso di differenti fasi eustatiche del livello marino superiore all'attuale (*Stages isotopici MIS 5, 7, 11*), incidendo nel basso un'ampia piattaforma di abrasione che borda l'intera linea di falesia (Figura 173).

Sulla parete della falesia si possono osservare diffusamente delle strutture morfologiche "uncinate" o ad andamento sinuoso ed irregolare, evidenziate anche da erosione differenziale, che testimoniano la polifasicità dei processi di deposizione per caduta dei prodotti piroclastici, rappresentando quindi delle forme primarie, accentuate anch'esse dall'erosione per desquamazione e per deflazione eolica.

Dal bordo superiore della parete di falesia, sulla seconda unità piroclastica, un versante ad acclività di circa 40° ~ 45° ospita prodotti detritici eterometrici e localmente dei blocchi anche di dimensioni metriche provenienti, per rotolamento, dal fronte della cornice più alta del rilievo.

Questa cornice, definita dai litotipi di colore rosso-bruno, decisamente più competenti, relativa alla placca sommitale delle pirolastiti massive rinsaldate, è intensamente intersecata da diaclasi ad andamento in genere verticale, subordinatamente obliquo ed anche orizzontale.

Le diaclasi rappresentano prevalentemente dei giunti colonnari di raffreddamento che, nella loro evoluzione e progressiva apertura, che appare estremamente lenta, determinano dei distacchi, generalmente per mancanza di appoggio sull'unità piroclastica più tenera.

Per la perdita della stabilità, predisposta dalle fratturazione e dal lento progressivo scalzamento, i blocchi crollano per ribaltamento sul versante sottostante, sul quale possono progredire nel tempo per rotolamento, fino al raggiungimento del bordo superiore della falesia sottostante.

In fase di rilevamento geologico e geomorfologico è stato valutato, sulla base dei caratteri litologici e geomeccanici e della posizione dei blocchi nel contesto generale del versante che li ospita, che gli eventi di crollo sembrano avere dei tempi di ritorno non frequenti.

Anche la quantità dei blocchi che hanno raggiunto per caduta verticale la piattaforma di abrasione. è stata valutata abbastanza contenuta, rispetto a numerose altre situazioni osservate nelle varie tipologie dell'intera costa esaminata. Infatti non è presente al piede della scarpata, alcuna falda di detriti (Figura 174).

Lungo l'intero tratto della falesia di Sa Sea, unicamente in corrispondenza del deflusso di un piccolo ruscello a carattere stagionale, in località Sa Tanca de Sa Mola, o di rivoli di deflusso

d'acqua minori intervallati lungo l'intera cornice della placca sommitale, viene rilevato un incremento nei crolli e la presenza, sul versante alto, di coni detritici di non rilevanti dimensioni ma in condizioni di instabilità, nonché dei fenomeni di incisione erosiva sull'unità piroclastica più tenera. (Figura 175).

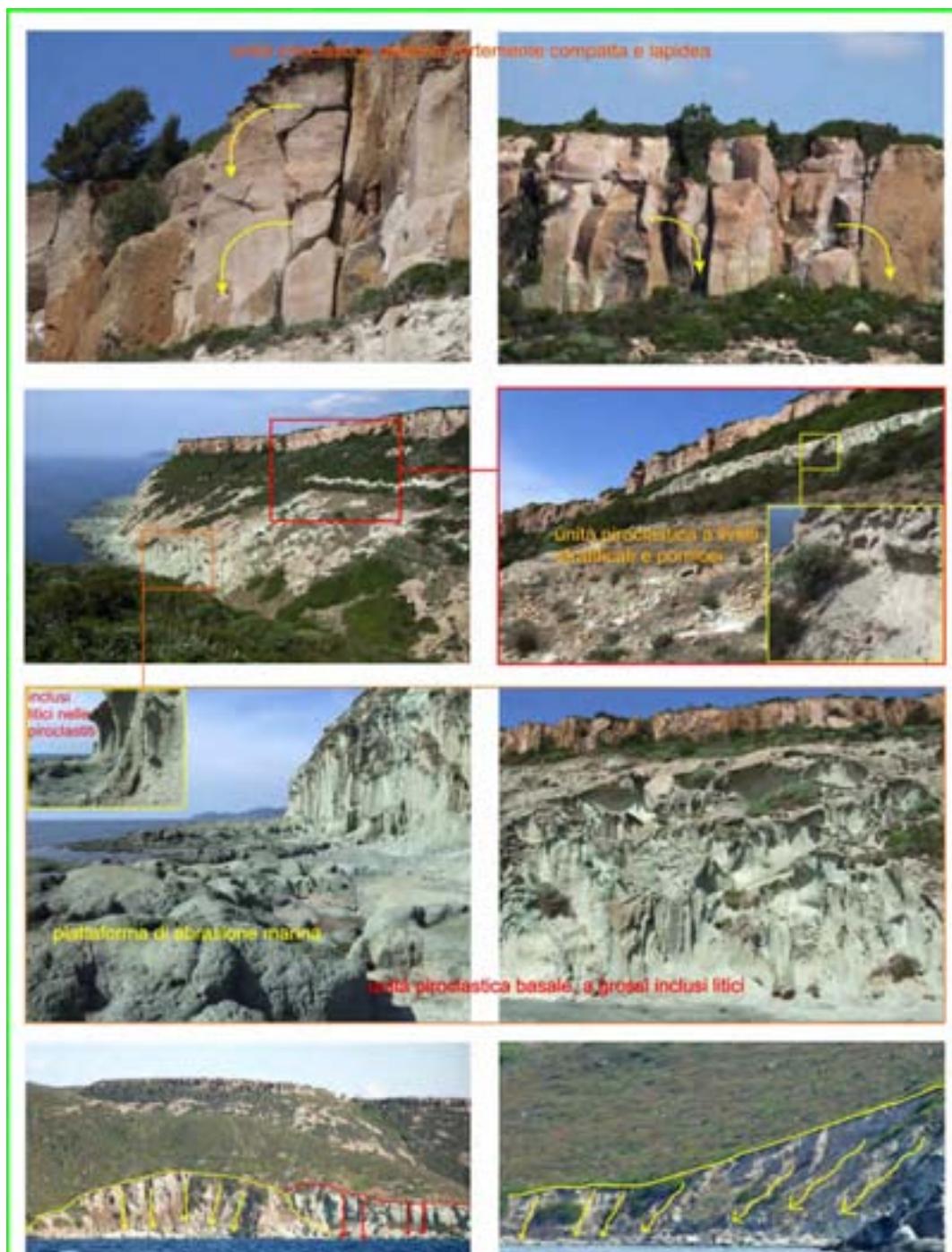


Figura 173 - le diaciassi ad andamento nell'unità piroclastica massiva sommitale individuano grossi prismi intersecati da fratture minori, che predispongono i vari blocchi eterometrici al crollo per ribaltamento. Le unità intermedia e inferiore, a tessitura disomogenea, soggette all'erosione per desquamazione, non liberano blocchi ed il processo di morfogenesi erosiva è graduale e continuo, con l'intervento ultimo della dinamica edica e, alla base, della dinamica marina. A nord di Sa Sea, sul versante detritico, il dilavamento innesca fenomeni di colamenti incidendo, per rill erosion, forme calanchive sia sul corpo detritico di versante sia sulle pirolastri



Figura 174 - i distacchi tensionali lungo i giunti da raffreddamento e le fessure aperte sul fronte della cornice superiore evolvono in ribaltamenti dei blocchi. La vegetazione arbustiva, molto fitta in corrispondenza dei canali di deflusso delle acque di precipitazione, ne ralenta o impedisce il rotolamento fino al ciglio superiore delle pareti della falesia. I blocchi sul versante, pertanto, permangono in condizioni instabili di quiescenza.



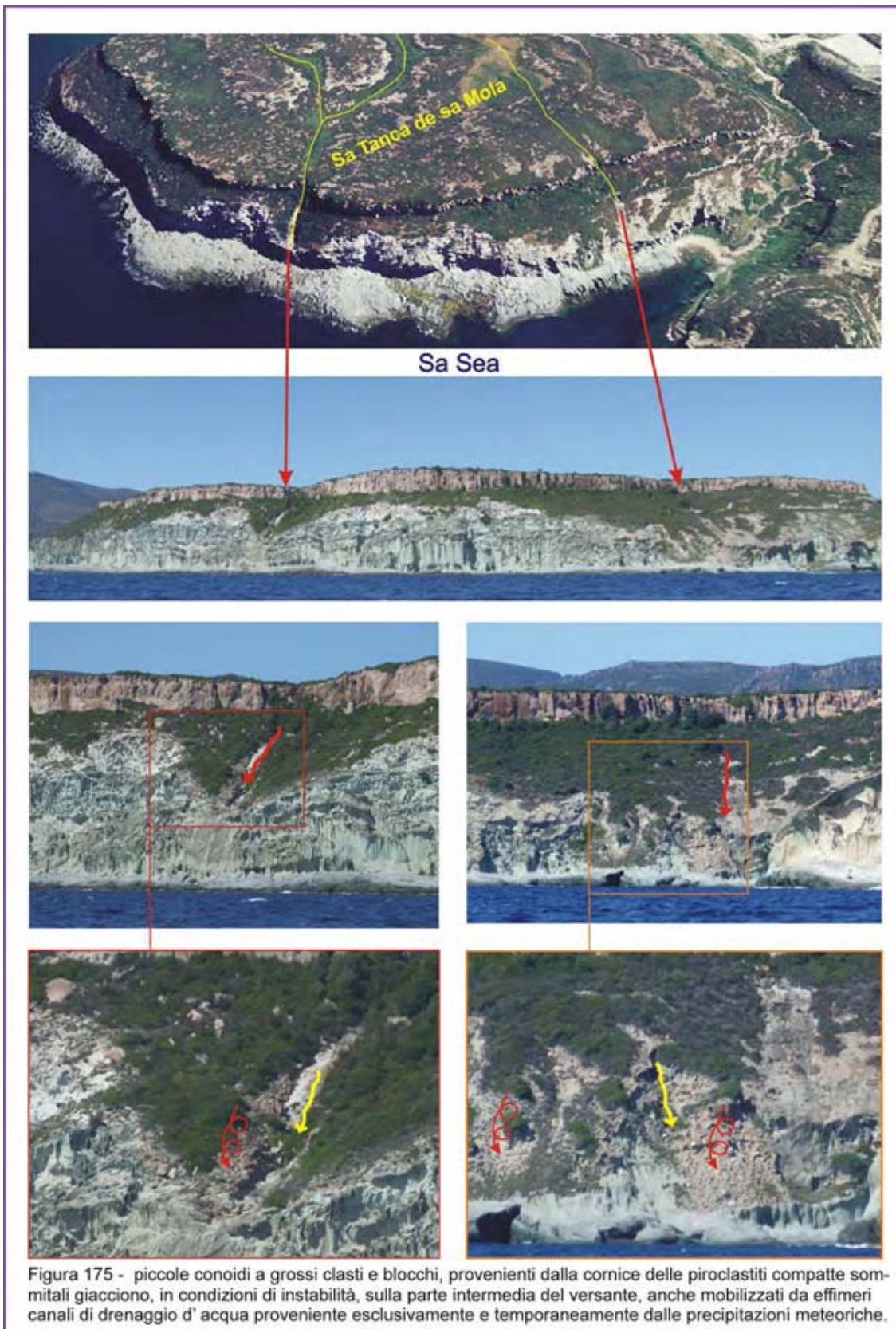


Figura 175 - piccole conoidi a grossi clasti e blocchi, provenienti dalla cornice delle pirolastiti compatte sommitali giacciono, in condizioni di instabilità, sulla parte intermedia del versante, anche mobilizzati da effimeri canali di drenaggio d'acqua proveniente esclusivamente e temporaneamente dalle precipitazioni meteoriche.

#### **4.2.14.4 Abba Drucche-Cumpolitu-Torre Argentina-Tentizzos**

In queste tre località, la conformazione della costa è condizionata dalle litofacies appartenenti ai termini piroclastici tufacei che costituiscono l'unità basale a Sa Sea, della quale mostra gli stessi caratteri di struttura ed i medesimi meccanismi di alterazione e *trend erosivo*, conseguentemente quindi anche la stessa espressione morfologica. La costa mostra un versante acclive che termina sul mare con scarpate o piccole falesie alte fino a circa 7~10 m.

Una particolare attività morfogenetica su versante acclive, arealmente limitata, rilevabile poco a sud della località di Abba Drucche, si manifesta con erosione per dilavamento ad opera di acque di precipitazione, con incisioni canaliformi da *rill erosion*, su litotipi tufacei particolarmente teneri appartenenti anch'essi all'unità basale delle pirolastiti del ciclo SA2 di Sa Sea (Figura 173).

Appartengono alle modalità ed ai processi genetici delle pirolastiti le frequentissime strutture tubiformi originatesi in fase di deposizione dalle segregazioni gassose (*gas segregation pipes*), successivamente riempite da elementi litici.

In alcuni tratti costieri di queste località, prevalentemente bassi, sono presenti sull'ammasso roccioso delle diaclas, non osservate nella medesima unità sulle falesie di Sa Sea. Queste diaclas predispongono i grossi blocchi prismatici al distacco ed al crollo per perdita di equilibrio, con dinamica di ribaltamento (Figura 176).

Il morfotipo che domina su questo tratto costiero è rappresentato sulle pirolastiti, caratterizzate da una tessitura disomogenea, da pareti di scarpata generalmente levigate, con al piede talvolta una superficie orizzontale di abrasione marina. Sono ben evidenti sistemi di fratture di origine tettonica che individuano blocchi prismatici e lastroni, talvolta con morfologia aggettante. Sono anche rilevabili sulla parte acclive del versante depositi di pendio costituiti da materiale litico anche di grosse dimensioni, attualmente in erosione e potenzialmente origine di crolli occasionali, accentuate in concomitanza delle precipitazioni (Figura 177)

Anche in questo caso, tuttavia, la presenza di una incisione orizzontale interpretata come solco di battente marino fossile (~128 kyr. B.P., MIS 5) posto a qualche metro di altezza sull'attuale livello marino, lungo il fronte roccioso interessato dal reticolo di diaclas, può essere indicativo sui tempi di ritorno (molto lunghi) dei fenomeni di crollo. Un fattore importante nella morfogenesi in questo settore appare la dinamica del moto ondoso, in particolare per le esposizioni ad ovest e sud-ovest, responsabile del modellamento di una varietà di forme, sempre con superficie piana, in virtù proprio dei caratteri litologico-strutturali delle pirolastiti.

Alle superfici ben levigate dall'abrasione marina, che incidono nei primi 3 ~ 5 metri di parete sul livello marino, fanno contrasto a quota più alta le forme a struttura alveolare, anche di dimensioni metriche, determinate dalla nebulizzazione dell'acqua marina e dalla dinamica eolica (Figura 178). La strutturazione morfologica di questo settore costiero è pertanto condizionata dal processo di alterazione superficiale e desquamazione, dall'effetto dinamico del moto ondoso e da quello dell'attività eolica. I fenomeni di dissesto da crollo, essenzialmente di blocchi isolati, appaiono decisamente limitati sia quantitativamente sia come tempi di ritorno dell'evento.

Al contatto col distretto andesitico di Capo Marrargiu, a nord di Tentizzos la sovrapposizione delle pirolastiti su depositi continentali conglomeratici oligo-miocenici determina, per contrasto di competenza tra queste litofacies, limitati eventi di crollo per ribaltamento e rotolamento, sporadici nel tempo.

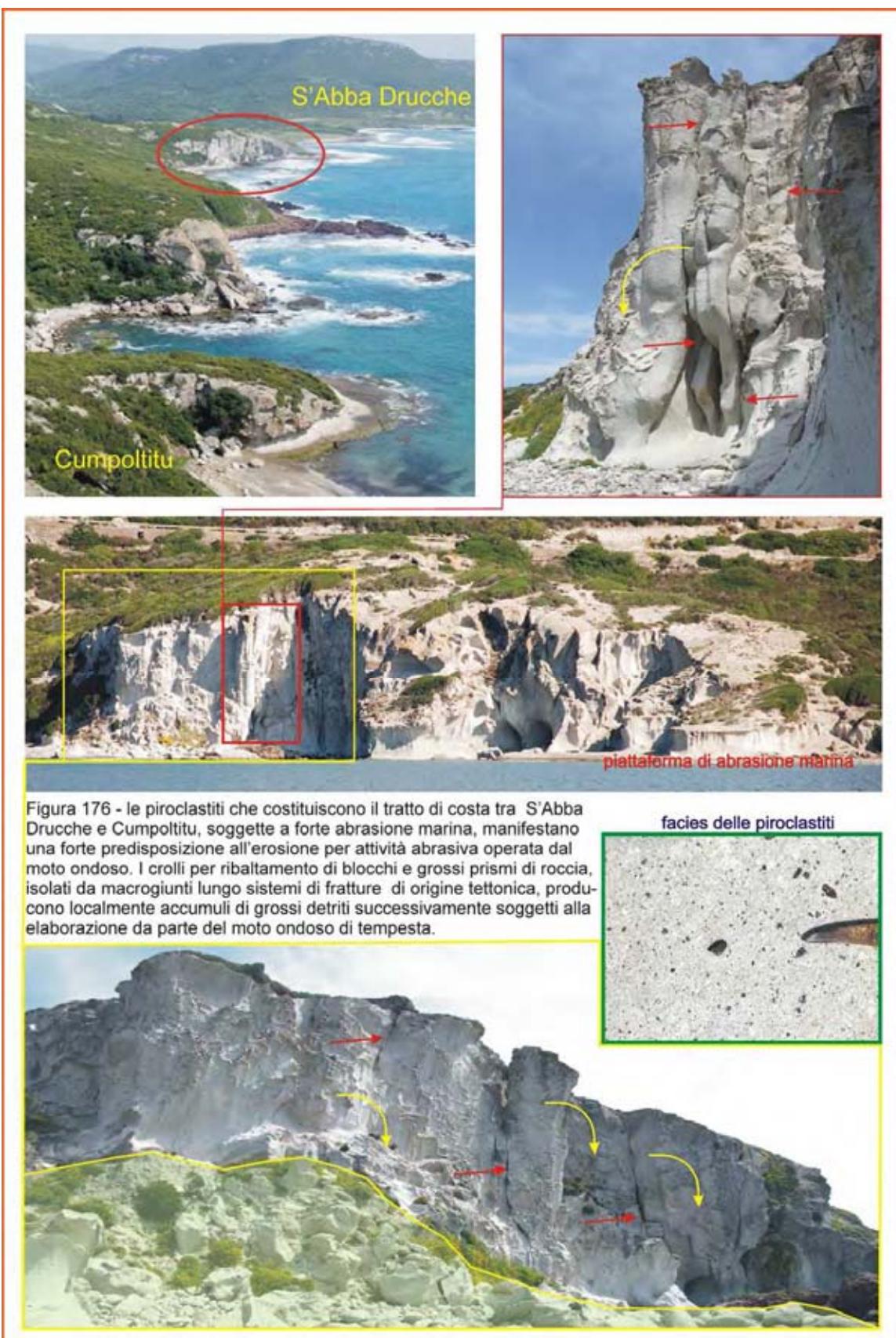


Figura 176 - le pirolastiti che costituiscono il tratto di costa tra S'Abba Drucche e Cumpoltitu, soggetto a forte abrasione marina, manifestano una forte predisposizione all'erosione per attività abrasiva operata dal moto ondoso. I crolli per ribaltamento di blocchi e grossi prismi di roccia, isolati da macrogiumi lungo sistemi di fratture di origine tettonica, producono localmente accumuli di grossi detriti successivamente soggetti alla elaborazione da parte del moto ondoso di tempesta.

facies delle pirolastiti

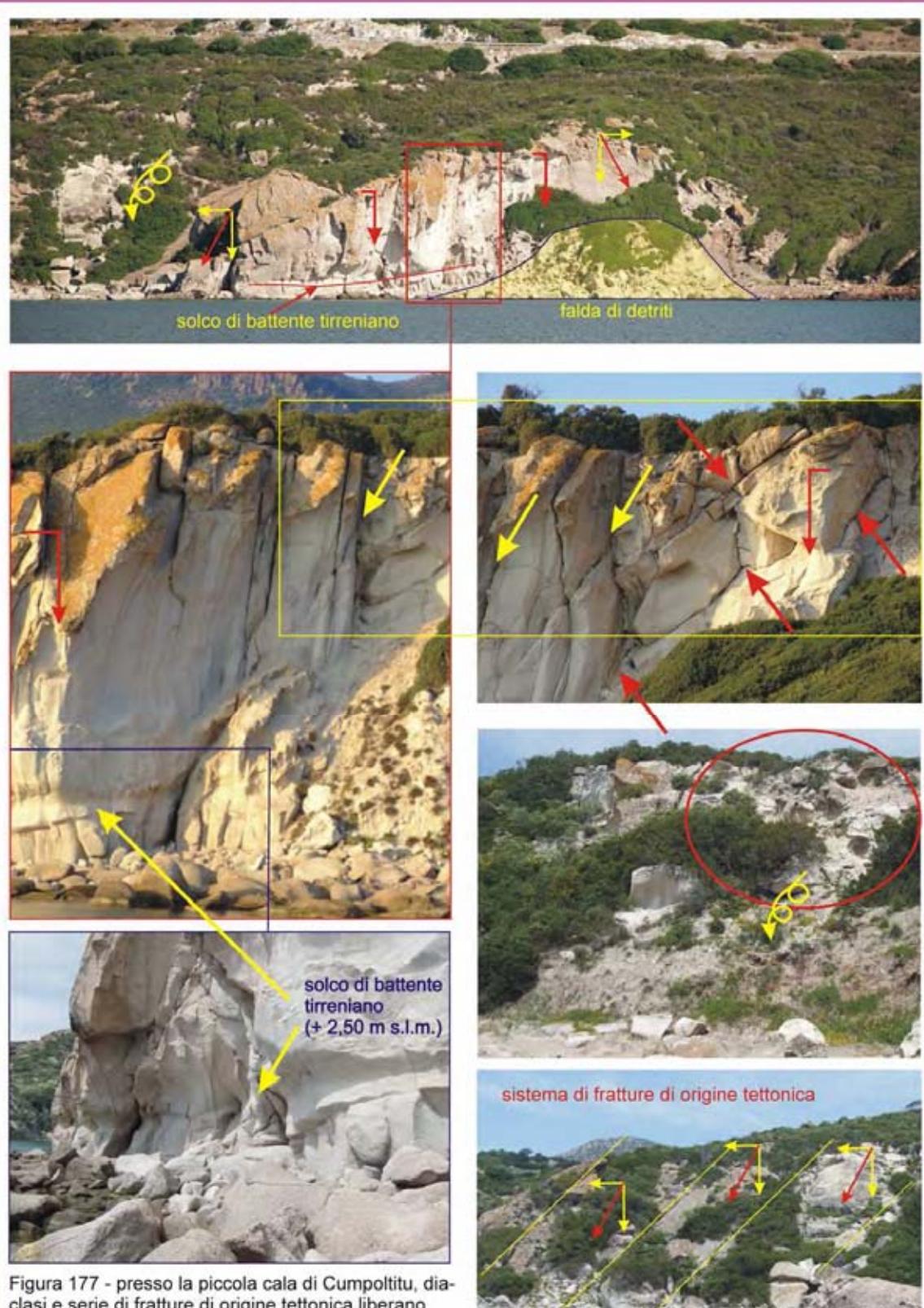


Figura 177 - presso la piccola cala di Cumpoltitu, diaclasi e serie di fratture di origine tettonica liberano blocchi e lastre predisposte al crollo per ribaltamento, scivolamento traslativo su superfici rocciose, crollo verticale o rotolamento, in dipendenza della loro posizione attuale sulla parete o versante. I fenomeni sono in stato di quiete, con tempi di ritorno molto poco frequenti. Sulla parete, già fessurata all'epoca, si è sovrapposto il solco di battente del livello marino tirreniano, superiore al livello attuale.

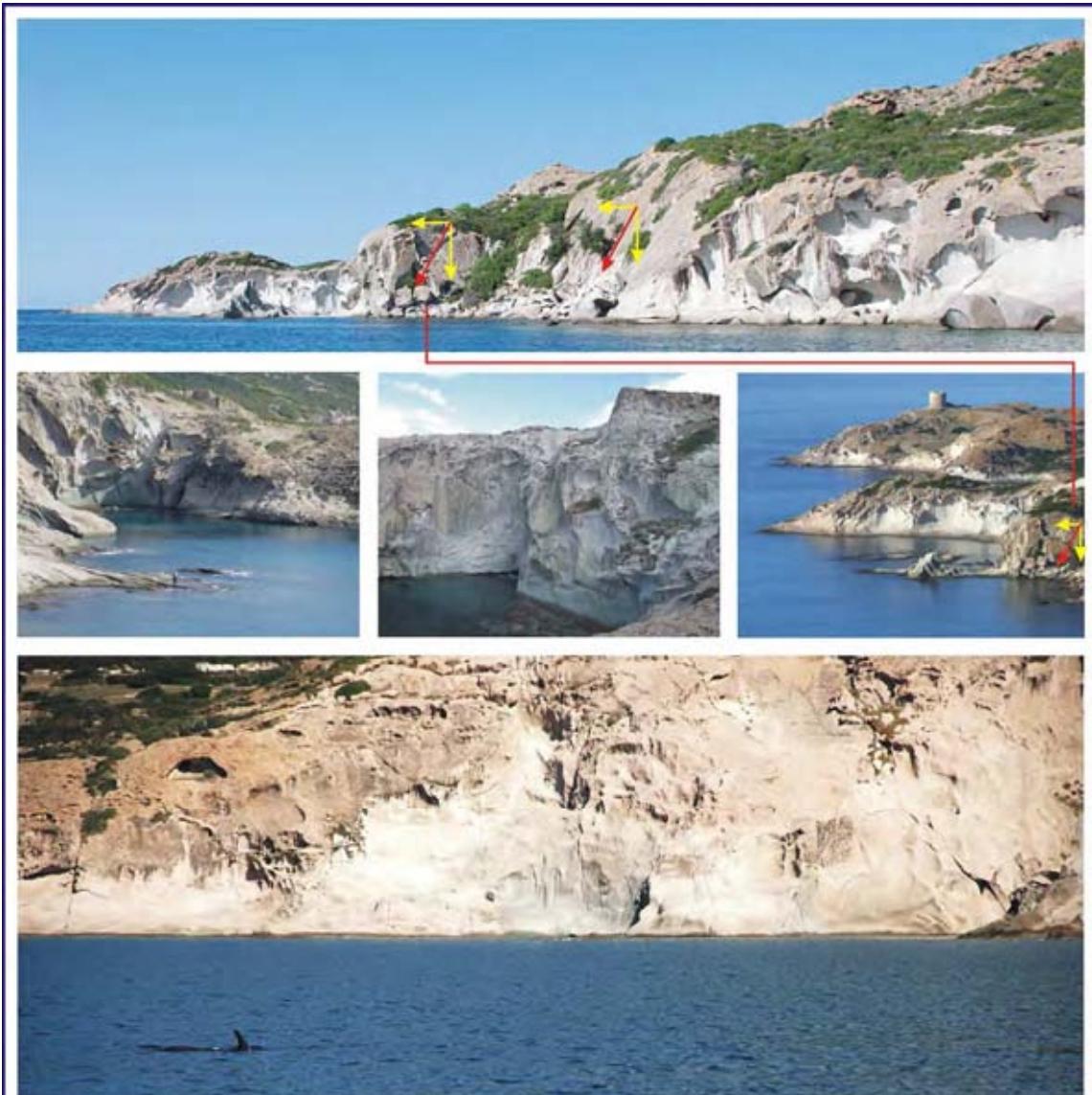
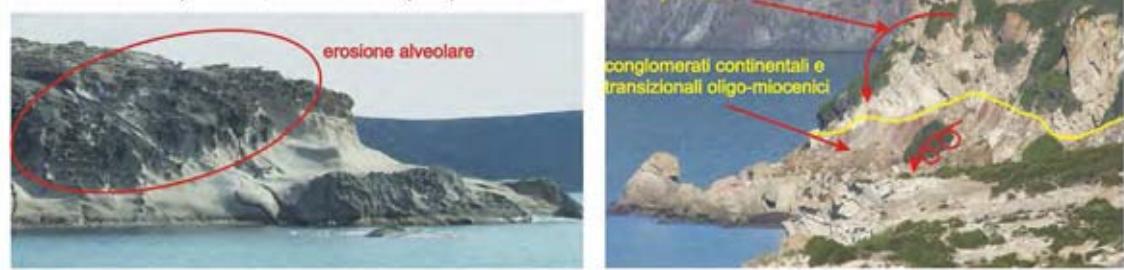


Figura 178 - tra le località di Cumpoltitu, Torre Argentina e Tentizzos, una morfologia dolce, derivante dal grado di erodibilità delle piroclastiti tufacee caratterizza la costa con pareti di scarpata ben levigate per abrasioni da moto ondoso e con erosioni alveolari ad opera della nebulizzazione d'acqua e della dinamica eolica. La morfogenesi da crollo, nonostante l'intera massa rocciosa sia attraversata da diaclasi e fratture, rimane confinata a pochi siti dove i fenomeni di crollo, che appaiono estremamente sporadici, possono avvenire per scivolamento traslativo sulla stessa superficie di distacco, o per ribaltamento e rotolamento, a nord di Tentizzos, dove le piroclastiti giacciono su depositi continentali che, per contrasto di competenza, favoriscono quei processi.



#### **4.2.15 La costa di Capo Marrargiu**

Dalla località di Sa Pala sa Terra (“Casa del Vento”) verso nord e fino a Porto Tangone, la fascia costiera per poco oltre 10 km di sviluppo è costituita dalle vulcaniti appartenenti alla Serie Andesitica Inferiore SA1, che affiorano verso l’entroterra per un’ampiezza di qualche km.

Queste vulcaniti, rappresentate in prevalenza da termini francamente andesitici, trachiandesitici, più sporadicamente dacitici, appaiono in varie *facies* tutte generalmente molto alterate.

Le giaciture sono in varia struttura, con:

- lave compatte, che costituiscono sia degli apparati domiformi, in bancate singole o anche sovrapposte, sia dei dicchi ad andamento sub-verticale o inclinato,
- piroclastiti, parzialmente più tenere, che costituiscono bancate anche con strutture gradate, prodotte sia da eventi di caduta sia da eventi di flusso,
- epiclastiti, sia con struttura massiva sia in corpi lentiformi.

Le litofacies laviche presentano *facies* porfiriche, talvolta con aspetto brecciato; sono presenti mineralizzazioni a ossidi di ferro e rame (Cala Ittiri, Capo Marrargiu, Porto Managu).

L’area è intersecata da numerose strutture filoniane e dai dicchi in prevalente direzione NW-SE. Queste strutture ed i caratteri complessivi delle formazioni litoidi condizionano strettamente la morfologia costiera ed i processi di morfogenesi, soprattutto in relazione alle numerose grotte (Figura 182), con l’importante apporto della dinamica marina.

Lo sviluppo verticale della costa mostra dei versanti ad elevata acclività, che raramente evolvono in falesia (Figura 179).

Nell’effimero reticolo idrografico dell’area, alcuni corsi d’acqua a carattere torrentizio e con percorso limitato unicamente al versante occidentale dei rilievi dell’entroterra, con incisioni generalmente profonde e versanti fortemente acclivi, giungono sulla costa in corrispondenza di alcune insenature che interrompono la monotona continuità di uno “slope” costiero generalmente ad elevata inclinazione.

Entro le piccole insenature, processi di erosione sono attivi unicamente su corpi continentali di brecce e colluvi fortemente detritici, con scarsa matrice limosa, bruno-rossicci (Cala Bernardu, Porto Managu, Figura 180), che costituiscono dei depositi di versante del Pleistocene superiore di fase climatica “glaciale” (fasi climatiche glaciali relative alla glaciazione Würm, fase regressiva di *low-stand* del livello marino). Il processo erosivo avviene generalmente per dilavamento da acque di precipitazione, raramente per l’intervento diretto dell’ondazione di tempesta.

Sull’intero perimetro costiero sono poco evidenti i fenomeni di dissesto da crollo, in relazione ai caratteri di compattezza delle litofacies. In questo tratto di costa, particolarmente esposto ad una dinamica marina spesso manifesta con notevole energia dal III e IV quadrante, sono inoltre presenti delle grotte alla base delle falesie, in relazione alle direzioni dei filoni o dicchi ed al loro differente grado di erodibilità (Figure 181 e 182).

Solo sporadicamente, lungo la linea di costa, sono state osservate limitate manifestazioni di crollo di blocchi, generalmente per ribaltamento quando gli eventi avvengono alla base delle scarpate, più solitamente con rotolamento di blocchi sui versanti alti molto acclivi. I tempi di ritorno di questi meccanismi tuttavia, dai caratteri a contesto rilevabili nell’insieme del settore, paiono essere molto rarefatti nel tempo.



Figura 179 - sporadici crolli per ribaltamento nel tratto di costa più meridionale di questo settore sono indotti da fessure e giunti verticali, che isolano dei prismi. Il fenomeno ( nelle immagini a lato), è predisposto dalla tendenza retrograda del fronte della scarpata sotto l'azione del moto ondoso.



Nel limite settentrionale del territorio provinciale, presso Cala Ittiri, la morfogenesi del versante con acclività media si manifesta con incisioni e sporadici rotolamenti di blocchi di modeste dimensioni lungo ampia parte del versante, con rare e volumetricamente poco importanti manifestazioni di crollo per caduta verticale o ribaltamento di blocchi sulla fascia di interferenza della dinamica del moto ondoso.



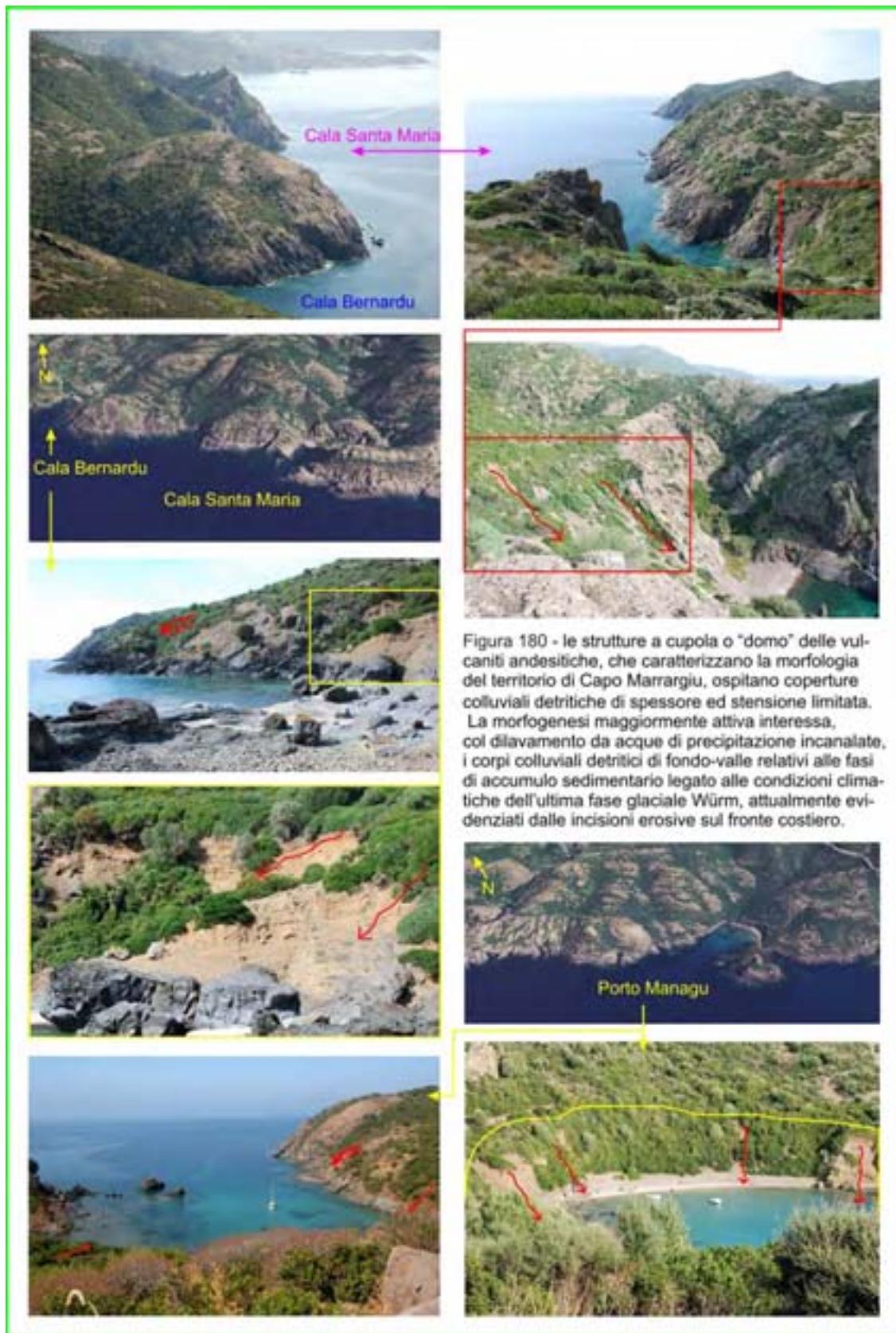


Figura 180 - le strutture a cupola o "domo" delle vulcaniti andesitiche, che caratterizzano la morfologia del territorio di Capo Marrargiu, ospitano coperture colluviali detritiche di spessore ed stensione limitata. La morfogenesi maggiormente attiva interessa, col dilavamento da acque di precipitazione incanalate, i corpi colluviali detritici di fondo-valle relativi alle fasi di accumulo sedimentario legato alle condizioni climatiche dell'ultima fase glaciale Würm, attualmente evidenziati dalle incisioni erosive sul fronte costiero.



Figura 181 - nelle rare manifestazioni di crollo, rilevate peraltro in molto pochi siti, i fattori predisponenti sono individuabili nelle direzioni di fratturazione, di origine tettonica, nelle discontinuità litologico-strutturali delle facies in giacitura stratoide, nel differente grado di erodibilità delle strutture filoniane e dei dicchi. Le dinamiche osservate sono per ribaltamento e / o crollo, più diffusamente rotolamento sul versante alto.

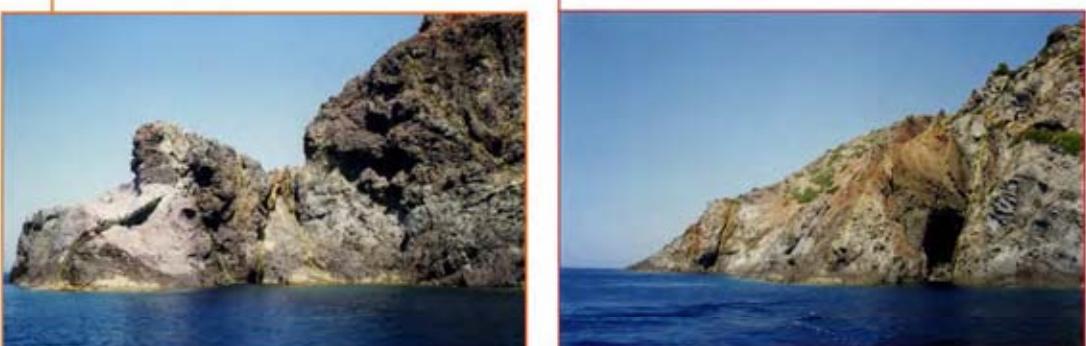


da Capo Marrargiu verso sud est, processi di dilavamento interessano i pochi colluvii brecciatati del versante





Figura 182 - sulle pareti di falesia intorno alla punta di Capo Marrargiu, la forte compattazione delle vulcaniti rende praticamente assenti i crolli e la mobilitizzazione di materiali, come dimostrano le bioerme carbonatiche a *Lithophyllum* e Vermetidi che colonizzano stabilmente la fascia del battente marino alla base della falesia.



I caratteri petrografici e vulcanologici del complesso litoide che costituisce l'intera area, il grado di compattazione sia delle facies massive delle lave porfiriche sia di quelle brecciate, condizionano fortemente la morfogenesi costiera, che esprime esclusivamente forme erosive ad evoluzione estremamente lenta, con quasi totale assenza di manifestazioni di tipo franoso. Queste, all'occasione, coinvolgono volumi di materiali molto contenuti. Filoni e diaclasi interessano la costa di Porto Baosu, poco a nord di Capo Marrargiu.



## 5 SINTESI DELLE FENOMENOLOGIE RILEVATE

Lo studio ha permesso di aggiornare nel dettaglio le conoscenze litostratigrafiche e morfostrutturali lungo circa gli 84 Km di costa indagata, nonché di effettuare la localizzazione, mappatura e descrizione dei più importanti settori interessati da fenomeni franosi, alcuni in atto ed altri, la maggior parte, in genere quiescenti ma con la predisposizione alla riattivazione occasionale.

I rilievi lungo l'intera costa hanno evidenziato in particolare la elevata variabilità morfologica strettamente condizionata dalla variabilità dei litotipi interessati e dalle loro condizioni strutturali. Da sud a nord si osserva infatti che l'avvicendarsi dei diversi tipi litologici (basalti, calcari, marne, argille e arenarie di sedimentazione marina, arenarie e complessi alluvionali continentali, vulcaniti riodacitiche, <lave, ignimbriti, piroclastici> vulcaniti andesitiche) guida la variabilità nelle morfostrutture che attualmente caratterizzano il paesaggio costiero. Anche all'interno dello stesso tipo litologico è stato rilevato che le morfostrutture sono suscettibili di morfogenesi e/o dissesto con comportamenti anche molto differenti.

Nel complesso dell'intera costa studiata, non sono state rilevate zone in cui possano individuarsi elementi di pericolosità indotte da fenomeni franosi di rilevanti dimensioni, ma piuttosto si osservano falesie o versanti ove sono in atto, o più frequentemente quiescenti, movimenti franosi di piccola entità, in numero abbastanza elevato e spesso concentrato nell'intorno di una determinata superficie areale. Questo fatto non deve essere considerato ed interpretato come significativo di situazioni a minor incidenza di pericolosità (e di rischio indotto) o comunque meno meritevole di particolari attenzioni, in quanto i movimenti franosi di limitate dimensioni mostrano caratteristiche di assoluta imprevedibilità o di maggior frequenza nella ripetitività (più brevi tempi di ritorno) rispetto ad eventi che mobilizzano volumi maggiori.

I caratteri predominanti nell'evoluzione delle manifestazioni franose osservate sono da ascrivere in prevalenza alla fratturazione, che innesca la progressiva instabilità, il distacco tensionale, il ribaltamento e conseguente franamento dei blocchi rocciosi, secondo le varie cinematiche individuate, anche a causa della sovrapposizione di questi litotipi su banchi limoso-argillosi o comunque per contrasto di competenza tra i vari litotipi in successione stratigrafica..

Questi casi sono quasi sempre associati al variare dei tipi litologici sia nelle successioni di sedimenti marini stratificati (regione Sinis), sia nelle successioni vulcaniche, sia in quelle continentali alluvionali e di alterazione (paleosuoli, nel settore costiero del Montiferru), sia nelle successioni continentali eoliche (Capo Mannu, Sinis e Punta di Foghe - Porto Alabe, Planargia).

A tutti gli altri fattori predisponenti e scatenanti descritti nelle singole aree generalmente si sovrapporre come ulteriore fattore scatenante lo scalzamento alla base ad opera del moto ondoso. I processi in atto nella località di S'Arena Scoada (Marina di San Vero Milis) ne sono un caso segnatamente rappresentativo.

Quasi generalmente, sul tratto di costa interessato le dinamiche osservate nella morfogenesi retrogressiva delle falesie non sono relazionabili ad interventi antropici.

I fattori di innesco dei fenomeni franosi che non risentono della dinamica marina sono quasi sempre ascrivibili a fenomeni di erosione ed alterazione dei caratteri primari di materiale meno competente, generalmente per l'intervento delle acque meteoriche ma anche a causa della deflazione eolica, attiva sui litotipi a costituzione sabbioso-limosa meno compatti.

Tuttavia, nella globalità delle fenomenologie osservate, è individuabile una percentuale di fattori predisponenti, ed insieme scatenanti, attribuibile all'intervento antropico sul territorio, quali l'apertura di percorsi stradali e piste di penetrazione eccessivamente prossime al bordo delle morfostrutture, con il conseguente innesco di direzioni preferenziali di dilavamento idrico e sovra-compattazione del suolo, l'apertura di scavi fognari in prossimità del bordo delle falesie o rive di erosione, le lavorazioni agricole non consone alla natura, alla morfologia ed alle pendenze dei terreni interessati, nonché spesso inopportunamente vicine al bordo delle falesie, l'apertura di cave, cattiva gestione di aree non adatte all'insediamento urbano ma utilizzate ugualmente per questo scopo.

Dallo studio è emerso che i territori che in misura maggiore mostrano delle importanti criticità, soprattutto per le particolari condizioni lito-strutturali, nonché in considerazione dell'assiduo ed elevato carico antropico, seppure a cadenza stagionale, sono sicuramente individuabili:

--nella fascia costiera del Sinis meridionale, nelle località di San Giovanni di Sinis, (spiaggia nord): falesia e scarpata arretrata sulla spiaggia alta, in arenarie e colluvi sabbiosi a basso grado di cementazione e/o compattazione, in appoggio su marne argillose;

--nella fascia costiera del Sinis settentrionale, in particolar modo nel tratto di costa di S'Arena Scoada (tratto centro-nord): falesie e scarpate in calcari laminati molto intensamente diaclasati e con intercalazioni argillose, calcari detritici molto alterati ed incoerenti nell'alto della morfostruttura; particolare esposizione alla dinamica marina;

--nella fascia costiera del Sinis settentrionale, sul lato occidentale del promontorio, ad ovest della Torre di Scau 'e Sai: alternanze di calcari laminati e banchi argilosì, calcari detritici e calcari stratificati intensamente fratturati e totalmente incoerenti nell'alto della morfostruttura, la cui staticità è fortemente condizionabile da infiltrazione e saturazione idrica di origine meteorica, con possibilità di ripetitività di evento anche frequente;

-nella piccola baia di S'Archittu, sul retro della spiaggia: versante destabilizzato per tettonica, interessato da brecce di faglia, da blocchi calcarei marnosi intensamente fratturati, dal complesso sabbioso-ghiaioso pressoché incoerente, strati graficamente destrutturati per effetto della tettonica pregressa, soggetti ad intenso dilavamento, con frequenti crolli per ribaltamento di blocchi e colamento di importanti volumi di terre, in particolare nel corso di intense precipitazioni meteoriche.

In alcune aree urbanizzate (Noesola, Santa Maria del Mare) sono stati rilevati processi di erosione e degradazione riconducibili a problematiche di tipo idrologico di superficie, soprattutto dove è stato talora osservato un cattivo governo del deflusso delle acque meteoriche.

Sono state messe in evidenza, in tal senso, delle criticità soprattutto per quanto riguarda la stabilità del fronte della piccola falesia in arenaria nelle località di Santa Maria del Mare (Magomadas) e di Porto Alabe (Tresnuraghes). Questo tratto di costa appare particolarmente sensibile al problema dello smaltimento delle acque meteoriche che, intercettate a monte, vengono talora incanalate e convogliate con sistemi drenanti (canalette o tubazioni sepolte) sul fronte della falesia o lungo il versante della scarpata. Il drenaggio concentrato di queste acque, con sbocco a ridosso della parete in falesia, costituita in questa località da arenarie di accumulo eolico debolmente cementate, provoca un'erosione accelerata sulla parete della falesia o scarpata, incrementando le probabilità di eventi di crollo, accentuando in definitiva la Pericolosità da frana in quei siti.