



POR FESR 2014-2020

Asse VI - Azione 6.5.1

**PROGETTO “ALLA NATURA: AZIONI DI
PROTEZIONE E BIOSICUREZZA PER IL SIC
ISOLE DI TAVOLARA, MOLARA E MOLAROTTO”**

Relazione Geologica

Cagliari, 28.05.2021

INDICE

INTRODUZIONE	3
1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	4
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	5
Lineamenti tettonici	9
Assetto geologico locale	9
3. MATERIALI E METODI	10
Rilievi aerofotogrammetrici con drone	10
Campionamento	18
4. ANALISI IN SITU CON SCISSOMETRO E PENETROMETRO	20
5. ANALISI DI LABORATORIO	20
Analisi granulometriche.....	20
Peso specifico dei grani	30
Prova di taglio diretto.....	31
Peso di volume	37
6. ANALISI PEDOLOGICA.....	38
Rilievo pedologico	39
7. ASSETTO GEOMORFOLOGICO	43
Alterazione chimico-fisica.....	43
Erosione	44
Areale	44
Concentrata.....	46
Processi di erosione retrogressiva.....	48
Forme di erosione legate ai massimi frangenti (Run-Up)	48
Forme deposizionali costiere.....	49
Distribuzione e caratteristiche dei corpi di frana	49
8. VALUTAZIONE DELLA DINAMICA EVOLUTIVA	51
9. MODELLO DI STABILITÀ DELLA RIPA DI EROSIONE COSTIERA	55
Ipotesi di evoluzione delle frane di scivolamento	55
Risultati analisi pendio.....	61
ALLEGATO 1: LOCALIZZAZIONE PROFILI -GEOLOGICI DEL VERSANTE.....	63
ALLEGATO 2: PROFILI GEOLOGICI DEL VERSANTE.	64
BIBLIOGRAFIA.....	67

INTRODUZIONE

Il presente elaborato illustra i risultati dell'analisi geologica, pedologica e geomorfologica eseguita nell'ambito dell'Azione C "Realizzazione di analisi conoscitive di base propedeutiche all'intervento di protezione della stazione di *Centaurea horrida* a Cala Tramontana relativi alla Convenzione "Alla Natura: azioni di protezione e biosicurezza per il SIC Isole di Tavolara, Molaro e Molarotto". La Convenzione, stipulata con determina n° 22 del 09/08/2019 tra il Consorzio di Gestione dell'Area Marina Protetta di Tavolara-Punta Coda Cavallo ed il Centro Conservazione Biodiversità, DISVA (Dipartimento di Scienze della Vita e dell'Ambiente) dell'Università degli Studi di Cagliari, ha come fine la tutela della componente floristica e vegetazionale degli ambiti costieri e insulari del territorio ricadente nel SIC Isole di Tavolara, Molaro e Molarotto.

Nei seguenti paragrafi sono illustrati i risultati ottenuti relativamente ai seguenti punti:

- ✓ Analisi geologica, pedologica e geomorfologica dei processi di dissesto che caratterizzano il versante.
- ✓ Caratterizzazione geotecnica dei depositi di versante effettuata attraverso il rilevamento geologico-tecnico di dettaglio e le analisi di laboratorio di campioni indisturbati prelevati.

Per la realizzazione delle attività della Convenzione sono stati coinvolti i seguenti ricercatori:

- ✓ Prof. Gianluigi Bacchetta, Professore ordinario in Botanica Sistemica presso l'Università degli Studi di Cagliari e coordinatore scientifico;
- ✓ Prof. Giuseppe Fenu, Professore associato in Botanica Sistemica presso l'Università degli Studi di Cagliari e coordinatore scientifico;
- ✓ Prof. Paolo Orrù, Professore associato in Geografia Fisica e Geomorfologia presso il Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche presso l'Università degli Studi di Cagliari;
- ✓ Ph.D. Giacomo Deiana, Ricercatore a tempo determinato presso il Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche presso l'Università degli Studi di Cagliari;
- ✓ Ph.D. Maria Silvia Pinna, Assegnista di ricerca in Botanica Ambientale ed Applicata presso l'Università degli Studi di Cagliari.

1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area di studio si trova in Gallura, nella Sardegna nord-orientale. Cartograficamente ricade nei fogli della carta topografica d'Italia serie 50:000 Foglio 444, Olbia Sez. II; Foglio 445, Isola Tavolara Sez. III e Sez. IV. Si trova inoltre all'interno dell'Area Marina Protetta Tavolara – Punta Coda Cavallo. Tavolara è un'isola avente estensione pari a 5,9 km²; raggiunge una quota massima di 565 metri s.l.m. nella località nota come Punta Cannone e alle estremità, sulla costa, presenta i due capi più facilmente accessibili. Il capo sul lato ovest dell'isola (Spalmatore di Terra) è rivolto verso Loiri Porto San Paolo e accoglie gli scarsi insediamenti civili sull'isola e le più belle spiagge. Il sito di interesse ricade nel settore litorale sud-occidentale dell'Isola di Tavolara; i rilievi geomorfologici e geologico-tecnici hanno interessato una superficie di 17.550 m² in corrispondenza del limite più orientale della Spiaggia di Villa Marzano (Fig. 1).

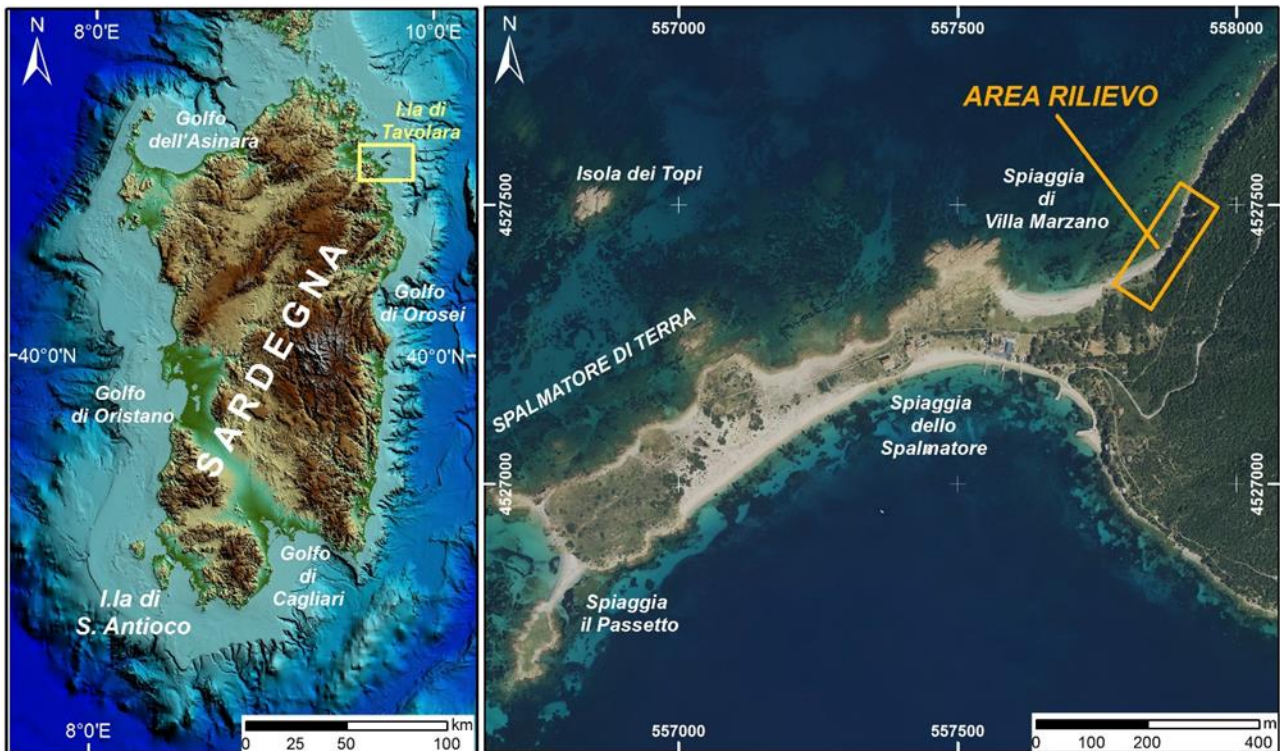


Figura 1: Localizzazione dell'area oggetto di studio.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il basamento paleozoico affiora in più settori dell'Isola Tavolara. In generale si tratta del Complesso graniticoide del Carbonifero-Permiano a prevalenti monzograniti porfiriche in ammassi rocciosi che affiorano integre o poco fessurate e monzograniti molto fratturate e fessurate.

Nella penisola di Spalmatore il complesso si presenta altamente fratturato, con sistemi di fratture e diaclasi orientate principalmente N60, N140, N110. In altre aree la fratturazione si presenta più intensa, con sistemi orientati N50, N80, N90, N128, N165, N210.



Figura 2: Affioramento del basamento granitico nella penisola di Spalmatore.

La Formazione di Genna Selole rappresenta il primo termine della trasgressione mesozoica giurassica dell'Isola di Tavolara. Affiora lungo alcuni settori della falesia settentrionale dell'Isola, nella località nota come "Spalmatore di fuori". Alcuni affioramenti si presentano poco potenti e di sviluppo laterale limitato alla decina di metri, coperti nella sommità da vegetazione, terreni di riporto e depositi di frane di crollo.

L'affioramento di maggior interesse, presente nella falesia nord dell'Isola, si trova a circa 2,5 km di distanza in direzione NE dalla penisola di Spalmatore.

In questo settore la Formazione di Genna Selole si presenta caratterizzata da conglomerati e arenarie di origine fluviale associate a lenti di argille carboniose e arenarie con resti di piante di ambiente lacustre. L'affioramento si sviluppa per circa 45 m di altezza dal livello del mare su un pendio inclinato circa 60/70° e possiede uno sviluppo laterale di circa 150 m. Poggia in discordanza angolare

sul basamento granitoide e si presenta caratterizzato da strati aventi giacitura a reggipoggio N50/45° e immergenti verso SE.

Alla base, a contatto col basamento, sono presenti alternanze di conglomerati, microconglomerati e arenarie che si sviluppano per i primi 8 m circa dell'affioramento e passano verso l'alto ad una litologia prevalentemente arenacea caratterizzata in alcuni settori da strutture sedimentarie trattive (stratificazione incrociata a festoni). Questo tipo di litologia si sviluppa fino alla quota di circa 18 m s.l.m. e passa ad una seconda alternanza tra microconglomerati e arenarie, fino alla quota di circa 20 m s.l.m. Nei successivi 2 m l'affioramento si presenta caratterizzato da strati di litologia arenacea con piccole intercalazioni carboniose che passano ad uno strato spesso 50 cm di litologia arenaceo-siltosa caratterizzato dalla presenza di piante fossili (paleo-flore giurassiche).

L'affioramento prosegue verso l'alto con litologie arenacee fino alla quota di 40 m s.l.m. per passare a strati di litologia siltoso-marnosa. Gli ultimi 20 m presentano copertura di terreno di riporto e vegetazione sclerofillica in forma di macchia fino a quota 50 m s.l.m. circa, dove è presente il contatto stratigrafico con le Dolomie della Formazione di Dorgali.

Per tutto lo sviluppo dell'affioramento sono distinguibili le tre litofacies caratteristiche della Formazione di Genna Selole: litofacies di Laconi-Gadoni, litofacies di Nurri-Escalaplano, litofacies di Ussassai-Perdasdefogu.

La Formazione delle dolomie di Dorgali si sviluppa in quasi tutto il perimetro dell'Isola Tavolara, con una potenza media di circa 160 m, a eccezione di un lungo settore intermedio della falesia meridionale occupato dai calcari della Formazione di Genna Silana.



Figura 3: Formazione delle dolomie di Dorgali.

Si tratta di dolomie di colore da nocciola a grigio, stratificate in banchi potenti anche fino a qualche metro. La giacitura si presenta quasi sempre N60/41° con immersione verso sud-est a eccezione di alcuni settori probabilmente interessati dalla fase tettonica terziaria. La Formazione di Dorgali risulta essere costituita prevalentemente da depositi carbonatici dolomitizzati, massivi o stratificati. Questa formazione può raggiungere potenze nell'ordine delle centinaia di metri, per passare poi alla Formazione di Genna Silana (Costamagna et al., 2007).

Questa formazione passa, solitamente in maniera brusca, ai calcari oolitico-bioclastici e di scogliera della Formazione di Genna Silana. La Formazione di Genna Silana affiora lungo tutta l'Isola Tavolara, dall'estremità sud-ovest in prossimità di Punta di Luca fino all'estremità nord-est in corrispondenza della località Faro vecchio, con uno spessore che arriva a 185 m nella cima più alta dell'Isola (Punta Cannone). Tale Formazione è attribuita al Kimmeridgiano-Tithoniano.

Il Quaternario nell'Isola Tavolara è rappresentato in buona parte da depositi in facies continentale, mentre i depositi marini (conglomerati fossiliferi a faune calde) danno luogo ad affioramenti di debole spessore e vengono attribuiti al Tirreniano (Ulzega, Ozer, 1982) in base al loro contenuto paleontologico. Al di sopra del conglomerato fossilifero sono presenti breccie continentali. L'età dei depositi continentali è stata in genere definita in base ai rapporti con quelli marini tirreniani.

Depositati conglomeratici di questo tipo sono presenti sul versante S-W di Tavolara, nel settore sotto costa compreso tra Spalmatore di terra e Punta la Mandria in corrispondenza del "sentiero dei forni". Tale deposito è rilevabile fino alla quota di circa 5.5 metri, e risulta coperto superiormente da breccie continentali. Il deposito è caratterizzato dalla presenza di fossili marini ed alcuni grandi ciottoli di calcare arrotondati dal mare e bucati da organismi litofagi.

In diversi punti della piattaforma continentale sarda, a profondità comprese tra i -100 e i -130 m, sono state riconosciute delle spiagge regressive attribuite al tardo Wurm (Ozer, 1976; Fanucci et al., 1976; Lecca et al., 1978).

Durante quel periodo, i settori costieri esposti a violenti venti provenienti da nord-ovest (Maestrale) sono stati ricoperti da depositi eolici formati dalla rielaborazione di sedimenti marini abbandonati sulla piattaforma continentale durante le varie fasi regressive. Di questi campi dunari, nell'Isola Tavolara, si sono conservate unicamente placche di arenaria a stratificazione incrociata, cementate sulla falesia. Di queste eolianiti, sono contemporanei dei depositi di pendio ben litificati e costituiti da elementi gelifratti che ricoprono frequentemente i versanti litorali (Ulzega, Ozer, 1982).

Nei settori terrestri dell'area di studio, l'evoluzione quaternaria Pleistocenica, si manifesta sotto forma di depositi di versante del tipo "éboulis ordonnés". Questa tipologia di depositi si è formata a partire da frammenti di rocce dolomitiche e calcaree giurassiche che costituiscono i rilievi dell'intero massiccio carbonatico che caratterizza l'Isola. La messa in posto dei depositi a "éboulis ordonnés" è

avvenuta soprattutto durante il Wurm. Questi depositi sono costituiti da materiale clastico spigoloso più o meno grossolano, spesso con abbondante matrice siltoso-argillosa in genere arrossata, con una stratificazione sottolineata da ripetute variazioni granulometriche dovute probabilmente alle variazioni d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo in ambiente periglaciale. L'inclinazione degli strati non è coerente con quella del versante su cui poggiano e all'interno del deposito essa aumenta da pochi gradi al piede del versante, fino a circa 30° nella parte sommitale.

Nell'Isola di Tavolara i depositi a "éboulis ordonnées" modellano i versanti diminuendone l'acclività e alla base possiedono uno spessore di circa 15 m. Questi depositi si possono osservare lungo tutto il settore S-W, da Punta la Mandria a Spalmatore di terra, e ai piedi di buona parte della falesia Nord in corrispondenza di Spalmatore di fuori. Depositi olocenici sono presenti sull'Isola di Tavolara sotto forma di spiagge. Sono presenti sull'Isola delle piccole cale a N-E, in corrispondenza della base militare (Cala di Levante e Cala di Ponente) e nella Penisola di Spalmatore. In quest'ultima località sono presenti le spiagge più evolute dal punto di vista geomorfologico, caratterizzate da dune eoliche ben sviluppate.



Figura 4: Depositi di versante alla base delle pareti carbonatiche sul versante a monte di Punta Spalmatore.

Lineamenti tettonici

L'odierna fisiografia del massiccio carbonatico dell'Isola di Tavolara è stata determinata dagli eventi geodinamici successivi alla deposizione delle piattaforme mesozoiche. In questo quadro geodinamico la tettonica trascorrente terziaria ha giocato un ruolo importante nell'evoluzione geologica dell'Isola e del settore marino limitrofo.

Nel settore marino interposto tra le Isole di Tavolara e Molara, lungo il canale omonimo, è presente un importante lineamento tettonico (Faglia di Tavolara) orientato N50 caratterizzato da una cinematica a componente sia orizzontale e trascorrente, che verticale e compressiva, in un regime tettonico locale di tipo compressivo (Carmignani et al., 1992).

La faglia di Tavolara si inserisce all'interno di un grande quadro strutturale che comprende buona parte della Sardegna orientale (da Capo Figari fino ai Tacchi) caratterizzato da lineamenti che possono avere rigetti orizzontali anche di alcuni chilometri (Cassano et al., 1979) e che mostrano un sostanziale parallelismo sia con i filoni intrusivi tardo-ercinici (Carmignani et al., 2001) sia con le strutture giurassiche.

La presenza di alcune zone di frattura con variazioni di giacitura degli strati, in corrispondenza delle dolomie (Punta la Mandria), potrebbe indicare la presenza di raddoppi tettonici come conseguenza del sovrascorrimento del basamento cristallino sulle coperture mesozoiche lungo la Faglia di Tavolara.

Lineamenti tettonici (fratture importanti o faglie presunte) sono stati osservati nei settori centrali dell'Isola, in corrispondenza nei rilievi carbonatici e nella falesia Nord-Est, nelle località Punta del Papa e Faro vecchio. In questi due settori sono state osservate fratture orientate N40 e N30 interpretabili come fratture di tipo R (esperimento di Riedel) derivate da movimenti trascorrenti secondari legati alla cinematica sinistra della faglia di Tavolara.

Assetto geologico locale

L'assetto geologico stratigrafico alla scala del sito è caratterizzato dal locale affioramento del substrato monzogranitico su cui poggiano depositi quaternari di varia natura. Le monzograniti si presentano in differenti stati di alterazione, da litoidi a molto alterate. I depositi quaternari sono rappresentati alla base da una sequenza di depositi di pendio stratificati di varia natura. Alla base sono presenti depositi a ciottoli e blocchi eterometrici e poligenici (monzograniti, dolomie, ecc.) intercalati con livelli a sabbie grosse e fini derivanti dall'erosione del substrato granitico alterato, e da depositi di "éboulis ordonnés".

La parte sommitale della sequenza è rappresentata da paleosuoli e suoli. I paleosuoli impostati sui depositi di pendio antichi risultano talvolta arrossati a causa dell'ossidazione e debolmente cementati. I suoli attuali o sub attuali impostati sui depositi di pendio più recenti a prevalente tessitura sabbiosa, talvolta ghiaiosa. Il colore bruno nocciola risulta talvolta più scuro e annerito a causa di accumulo di cenere associata ad antichi incendi. La parte più superficiale è caratterizzata da una modesta presenza di materiale organico.

3. MATERIALI E METODI

Rilievi aerofotogrammetrici con drone

Con lo scopo di acquisire i dati necessari per l'analisi geomorfologica, la rappresentazione cartografica e la formulazione delle ipotesi evolutive dei processi di frana è stato eseguito un rilievo aerofotogrammetrico di dettaglio attraverso l'utilizzo di un sistema aereo a pilotaggio remoto (S.A.P.R). Lo scopo principale è stato quello di acquisire i dati per l'elaborazione e la restituzione del modello digitale del terreno (DTM) e le ortofoto zenitali dell'area di interesse.

Strumentazione

Il drone utilizzato è un DJI Phantom 4, un multicottero a quattro eliche dal peso di 1400 g, dotato di una fotocamera da 12 Mpixel ed ottica grandangolare. Il drone è alimentato da una batteria al litio con una durata di circa 25 minuti per ogni missione di volo. Il SAPR possiede un GPS integrato che permette attuare piani di volo prestabiliti. Nella tabella di seguito si riportano le caratteristiche tecniche del drone utilizzato per i rilievi.

Tabella 1: Caratteristiche tecniche DJI Phantom 4 utilizzato durante i rilievi.

Drone DJI Phantom 4	
Peso (batteria e eliche incluse)	1380 grammi
Velocità massima di salita	6 m/s (22 km/h) / Modalità Sport
Velocità massima di discesa	4 m/s (14 km/h) / Modalità Sport
Precisione di Volo	Verticale: +/- 10 cm (con sensori di posizione attivi) oppure +/-0.5 m Orizzontale: +/- 30 cm (con sensori di posizione attivi) oppure +/-1.5 m
Velocità massima	16 m/s (57,6 km/h)(modalità ATTI, assenza di vento)
Altitudine massima	6000 m
Temperatura di funzionamento	da 0 a 40°C
Modalità GPS	GPS/GLONASS
Camera 4k con slowmotion 1080p	
Sensore	1/2.3" da 12 Mpixels effettivi
Obiettivo	FOV 94° 20 mm (formato 35 mm) f/2.8, messa a fuoco a infinito
Range ISO	100-3200 (video) 100-1600 (foto)
Velocità otturatore	8s - 1/8000s
Dimensione massima immagine	4000 x 3000
Modalità Foto	- Scatto singolo - Scatto a raffica (3/5/7 scatti)

	- Auto Exposure Bracketing (AEB): 3/5 - Bracketed Frames a 0.7EV Bias - Intervallo di tempo (timelaps) - HDR
Formato file	- FAT32 (≤ 32 GB); exFAT (> 32 GB) - Foto JPEG, DNG (RAW)
Temperatura di funzionamento	da 0 a 40°C
Gimbal	
Controllo Gimbal	da -90° a +30°
Stabilizzazione	3-assi (beccheggio, rollio, imbardata)
Radicomando	
Frequenza di funzionamento	2.400 Ghz - 2.483 Ghz
Portata massima	3.5km in modalità CE, 5 km in modalità FCC
Temperatura di funzionamento	da 0° a 40°C
Batteria	6000 mAh LiPo 2S
Supporto per dispositivi mobili	Per tablet e smartphone
Potenza di trasmissione (EIRP)	- FCC: 23 dBm - CE: 17 dBm
Alimentazione	1,2 A - 7,4 V
Batteria Drone Intelligente	
Capacità	5350 mAh
Tensione	15.2 V
Tipo	LiPo 4S
Potenza	81,3 Wh
Peso	462 g
Massimo tempo di volo	circa 28 minuti
Temperatura di funzionamento	da -10° a 40°C
Potenza massima di caricamento	100 W

La corretta georeferenziazione dei fotogrammi acquisiti è stata basata su 5 punti di appoggio a terra (GCP – Ground Control Point). Per il rilievo plano altimetrico dei GCP è stato utilizzato un GPS geodetico Leica 1200, operando con correzione differenziale RTK su base remota in modalità rover; i dati per la correzione sono stati trasmessi dall’antenna HxGN SmartNet di Olbia. Lo strumento così configurato è in grado di effettuare acquisizioni plano-altimetriche con precisione strumentale centimetrica. Questo ha permesso di calibrare e georiferire con elevata precisione i fotogrammi e la restituzione delle ortofoto zenitali e del DTM. In tabella seguente si riportano le coordinate dei CGP acquisiti durante i rilievi topografici.

Tabella 2: CGP e relative coordinate WGS 84.

CGP	Coordinate WGS 84		Quota ellissoidica (m)
	Latitudine N	Longitudine E	
100	40° 53' 44.173497' N	9° 41' 12.338096' E	47.688
102	40° 53' 45.230360' N;	9° 41' 13.637639' E	47.545
103	40° 53' 47.006347' N	9° 41' 14.645464' E	47.676
104	40° 53' 44.277656' N	9° 41' 13.524575' E	61.947
105	40° 53' 44.326183' N	9° 41' 14.041015' E	67.167
106	40° 53' 45.597921' N	9° 41' 15.369899' E	71.733

Tabella 1: CGP e relative coordinate UTM WGS 84.

CGP	Coordinate UTM WGS 84		Quota ortometrica (m)
	X	Y	
100	557849.377	4527428.832	0.714
102	557879.529	4527428.819	0.78
103	557902.681	4527483.769	0.07
104	557877.224	4527399.452	14.972
105	557889.186	4527401.013	20.193
106	557919.972	4527440.472	24.758

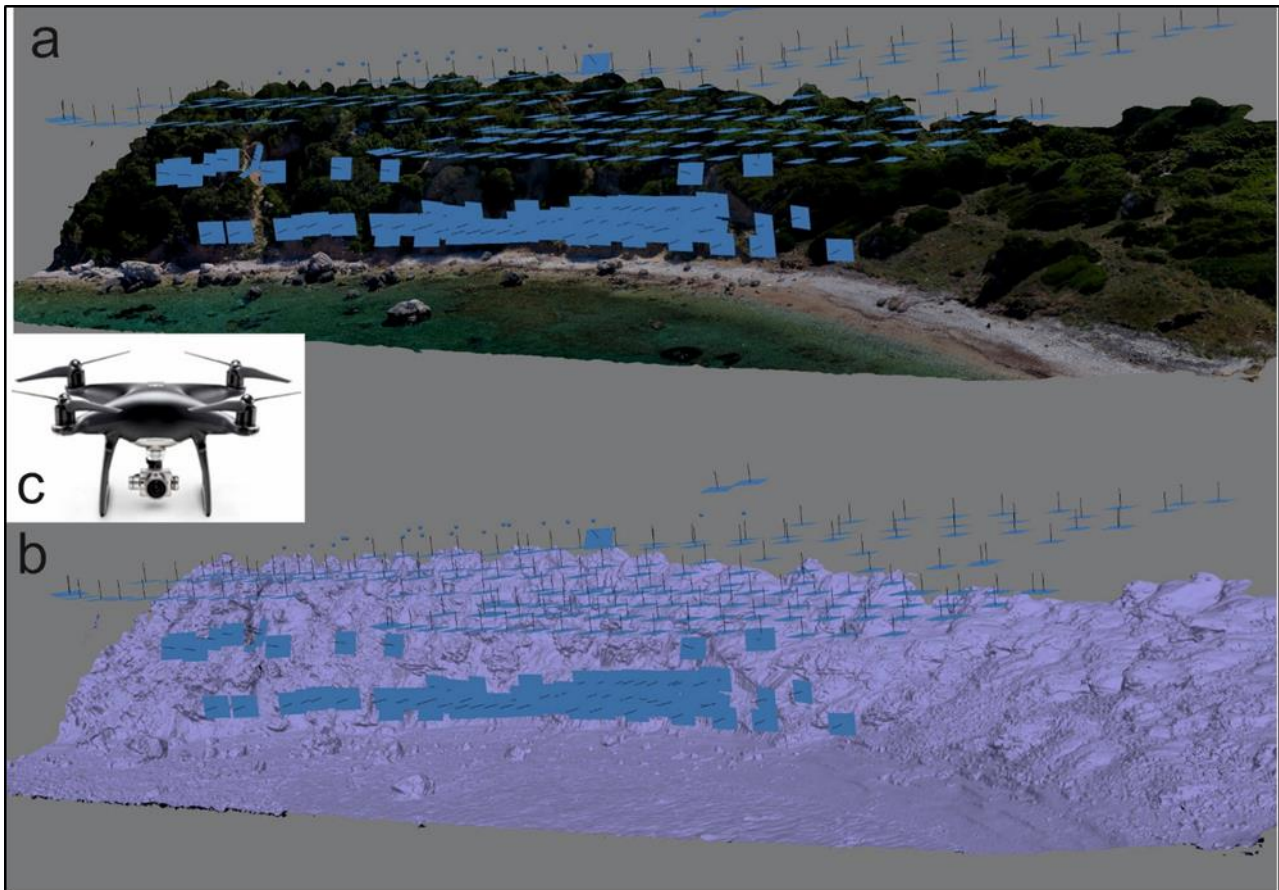


Figura 5: Ubicazione punti di scatto dei dati acquisiti da drone: a – su base nuvola densa; b – su base DEM. c- drone DJI Phantom 4 utilizzato per i rilievi aerofotogrammetrici.

Le fasi principali per del rilievo con APR sono le seguenti:

1- PIANIFICAZIONE DEL VOLO, mediante l'applicazione UgCS 3.3.438. L'applicazione permette di rilevare in modo completamente automatico una determinata area selezionata. Per l'area di interesse è stata fatta una missione di volo automatica con inclinazione della fotocamera di 90° e uno semiautomatico con inclinazione di 45°.

2- ACQUISIZIONE. Il rilievo del sistema di spiaggia versante ha interessato una superficie di circa 1,5 Ha, in fase di pianificazione dei voli, le aree sono state leggermente estese al fine di includere le immediate pertinenze per una estensione globalmente rilevata e restituita pari ad oltre 2 Ha. In figura seguente riporta la posizione e l'estensione dell'area rilevata.

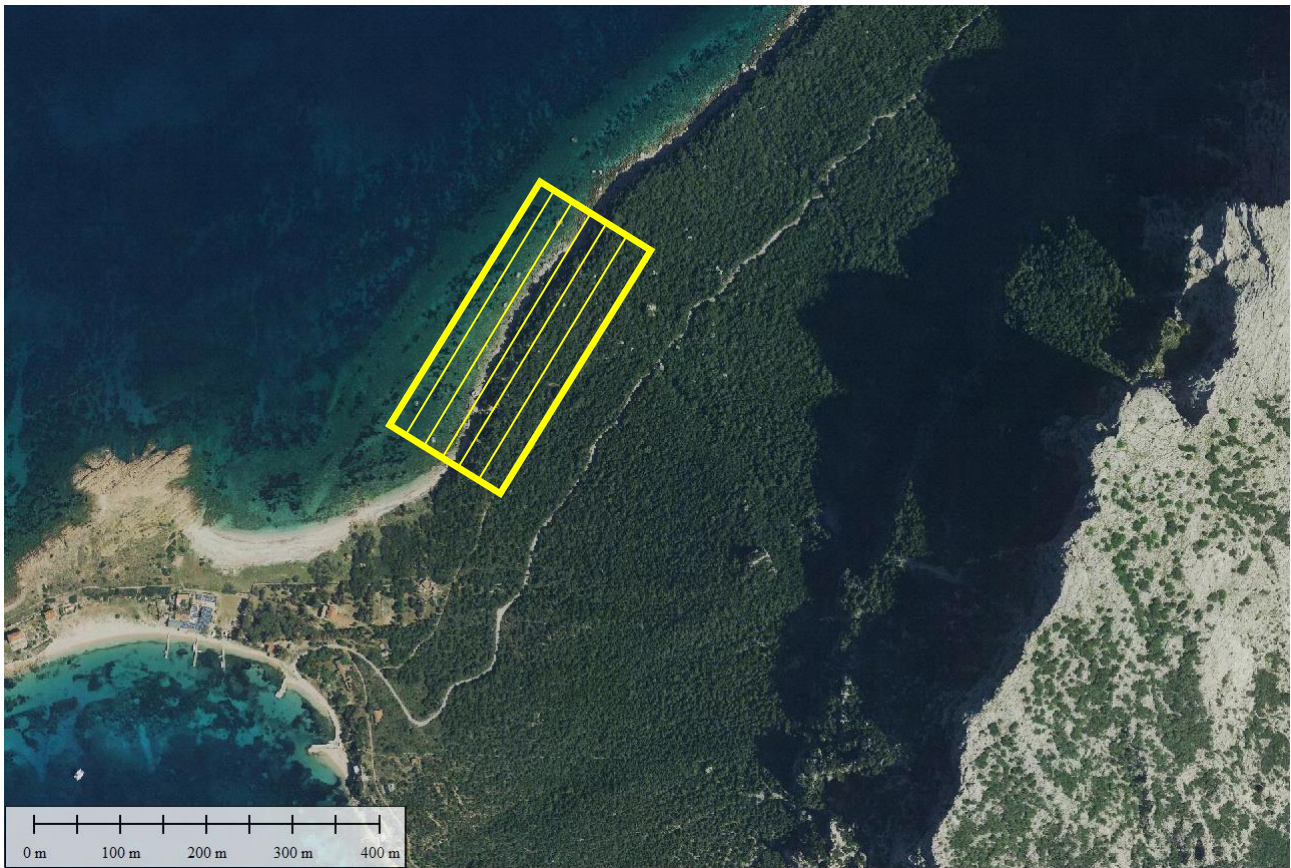


Figura 6: Ortofoto RAS 2016 – in evidenza l’area interessata dal rilievo con APR.

Sono state realizzate 2 missioni di volo, ognuna delle quali eseguite mediante un piano delle rotte circa parallele alla linea di riva. Ogni volo è stato realizzato ad una quota nominale pari a circa 50 m agl (above ground level = quota rispetto al suolo) cui corrisponde un GSD (ground sample distance – dimensione nominale del pixel a terra) pari a circa 1 cm ed una impronta nominale della singola foto di circa 80 x 60 m.

L’obiettivo della fotocamera è un FOV 94° 20 mm (formato 35 mm) f/2.8, messa a fuoco a infinito. Al fine di fornire ridondanza e migliorare la qualità della restituzione, la sovrapposizione longitudinale e trasversale tra le fotografie è stata impostata ad un valore pari rispettivamente al 80% (foto lungo la stessa strisciata) e 65% (foto tra strisciate adiacenti) cui corrisponde un interasse tra le foto rispettivamente pari a circa 12 m per un totale di circa 300 immagini globalmente acquisite durante il volo.

La pianificazione delle missioni di volo è stata fatta attraverso il software UgCS 3.3.438 (fig. 7); lo stesso software è stato utilizzato per il controllo e l’esecuzione automatica delle missioni di acquisizione dei dati durante il rilievo.



Figura 7: Pianificazione del volo attraverso l'utilizzo del software UgCS 3.3.438.

3 - SISTEMA DI COORDINATE DI RIFERIMENTO. Il sistema di riferimento delle coordinate adottato in fase di rilievo e restituzione è stato ETRF2000, in proiezione UTM Fuso 32. Le quote sono state convertite da ellissoidiche ETRF2000 ad ortometriche mediante modello geoidico Italgeo 2005 (riconosciuto come livello medio del mare) fornito dall'IGM.

4- GEOREFERENZIAZIONE. La georeferenziazione del blocco fotogrammetrico è stata eseguita ubicando, in posizioni opportune, un numero congruo di GCP (Ground Control Point) in forma di bersagli rilevabili dalla fotocamera del drone, le cui coordinate sono state rilevate tramite misure a terra con ricevitore GPS differenziale (Leica 1200) in doppia frequenza e correzione da VRS (Virtual Reference Station), con un errore di posizionamento pari a circa $1 \div 2$ cm. La figura 8 mostra un esempio di posa e misura del bersaglio di controllo a terra.

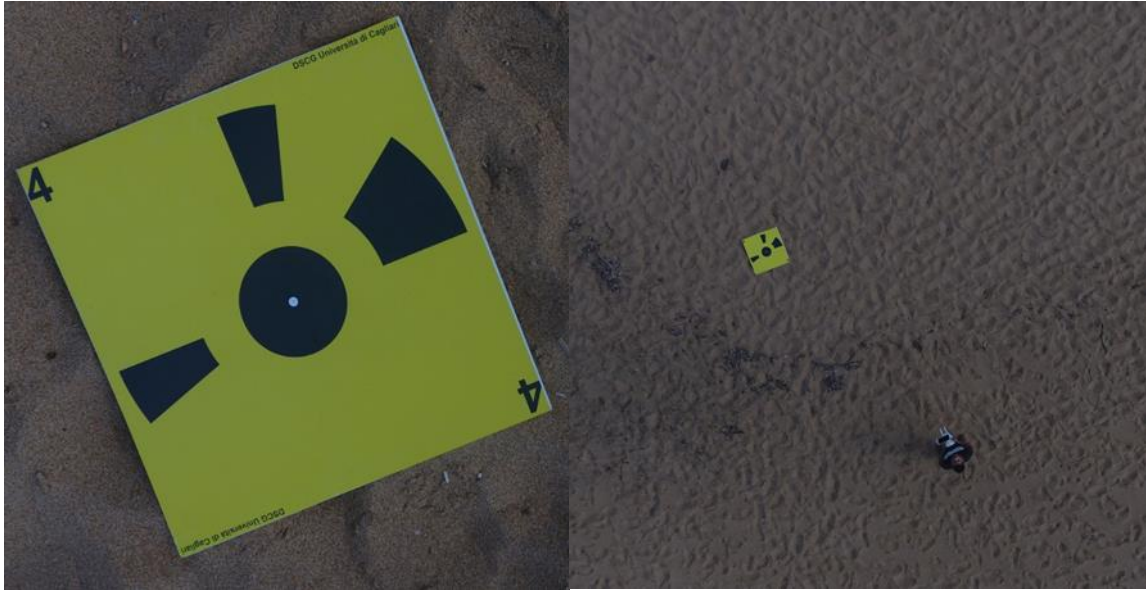


Figura 8: Target con funzione di GCP.

5- POST-ELABORAZIONE E RESTITUZIONE. Il rilievo aereo è stato restituito tridimensionalmente attraverso apposito software di elaborazione fotogrammetrica, tramite il quale si è proceduto alla ricostruzione dell'orientamento delle prese fotografiche al momento dell'acquisizione, alla correzione delle distorsioni introdotte dal sistema obiettivo/sensore ed alla generazione delle coordinate 3D dei punti omologhi visibili contemporaneamente su più fotografie (principio stereoscopico), per un totale di circa 12 milioni di punti restituiti su tutta l'area.

La seguente immagine mostra una fase della ricostruzione del blocco fotogrammetrico composto dall'insieme delle fotografie orientate, tratto da una schermata del software di post-produzione:

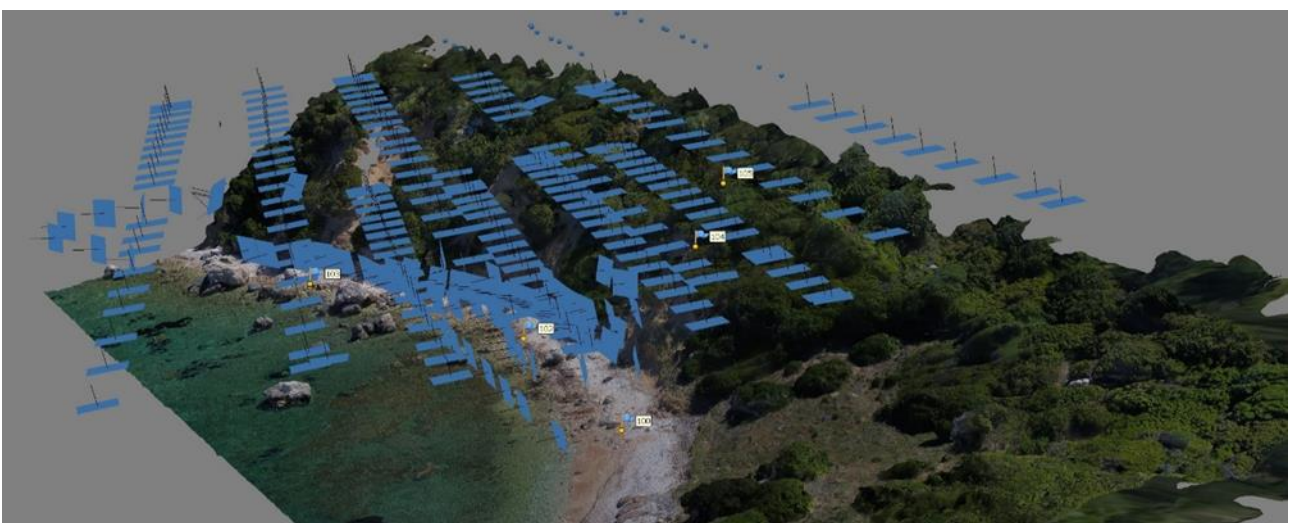


Figura 9: Orientamento delle immagini nel software di post-processing.

La nuvola densa di punti prodotta dal software di elaborazione dei dati corrisponde ad un modello digitale di superficie (DSM) in grado di rappresentare con elevata accuratezza le aree rilevate.

Il modello così ottenuto è stato infine sottoposto ad operazioni di meshatura ad elementi triangolari irregolari (TIN) e texturizzazione per la creazione del modello 3D fotorealistico su tutta l'area e all'estrazione di:

- Modello digitale di superficie così come nativamente creato dal modello fotogrammetrico, caratterizzato da un GSD (Ground Sample Distance = dimensione nominale del pixel a terra) pari a 5 cm, in formato matrice .tif georeferenziata;
- Modello digitale del terreno, caratterizzato da un GSD (Ground Sample Distance = dimensione nominale del pixel a terra) pari a 1 cm, in formato matrice .tif georeferenziata;
- Ortofoto del sistema spiaggia-versante in formato .ecw georeferenziati, caratterizzati da un GSD (Ground Sample Distance = dimensione nominale del pixel a terra) pari a 3 cm;



Figura 10: Ortofoto ad alta risoluzione.

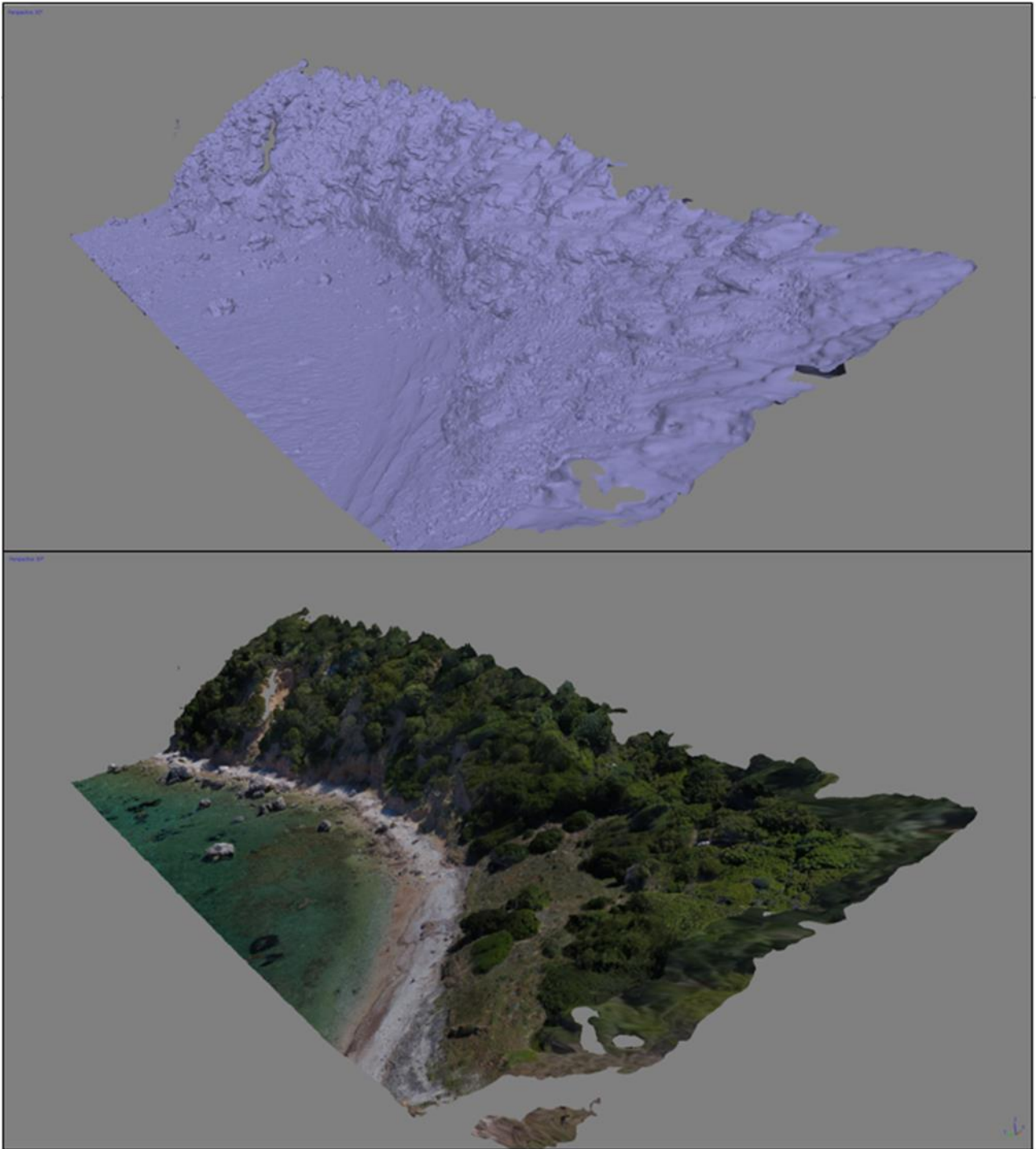


Figura 11: Particolare delle elaborazioni dei dati fotogrammetrici.

Campionamento

Contestualmente all'esecuzione dei rilievi geomorfologici è stato eseguito il campionamento dei materiali per le analisi in laboratorio. Sono stati prelevati campioni sui depositi di versante e sui suoli. Sono stati prelevati sia campioni disturbati che indisturbati per mezzo di campionatore a infissione. Su questi campioni sono state effettuate prove di: analisi granulometrica, determinazione del peso specifico dei grani, determinazione del peso di volume e due prove di taglio diretto. In totale sono stati prelevati 2 campioni di suolo superficiale, 3 campioni dei depositi di versante di cui uno tramite campionatore a infissione e uno relativamente ad un livello cementato.

Tabella 4: Coordinate dei campioni prelevati durante i rilievi in sito.

Campione	Coordinate (UTM – WGS 84)			Tipo	Prove effettuate
	X	Y	Quota (m)		
S1	557875.937	4527406.541	7.99	Suolo	Analisi granulometrica; Peso dei grani.
S2	557909.717	4527482.419	3.92	Suolo	Analisi granulometrica; Peso dei grani.
C-1	557903.544	4527473.966	1.72	Deposito indisturbato	pendio; Taglio diretto
C-2	557891.051	4527432.990	2.61	Deposito indisturbato	pendio; Taglio diretto
C-3	557880.006	4527420.165	2.20	Deposito indisturbato	pendio; Peso di volume
C-4	557865.082	4527400.160	3.73	Deposito di sciolto	pendio; Analisi granulometrica

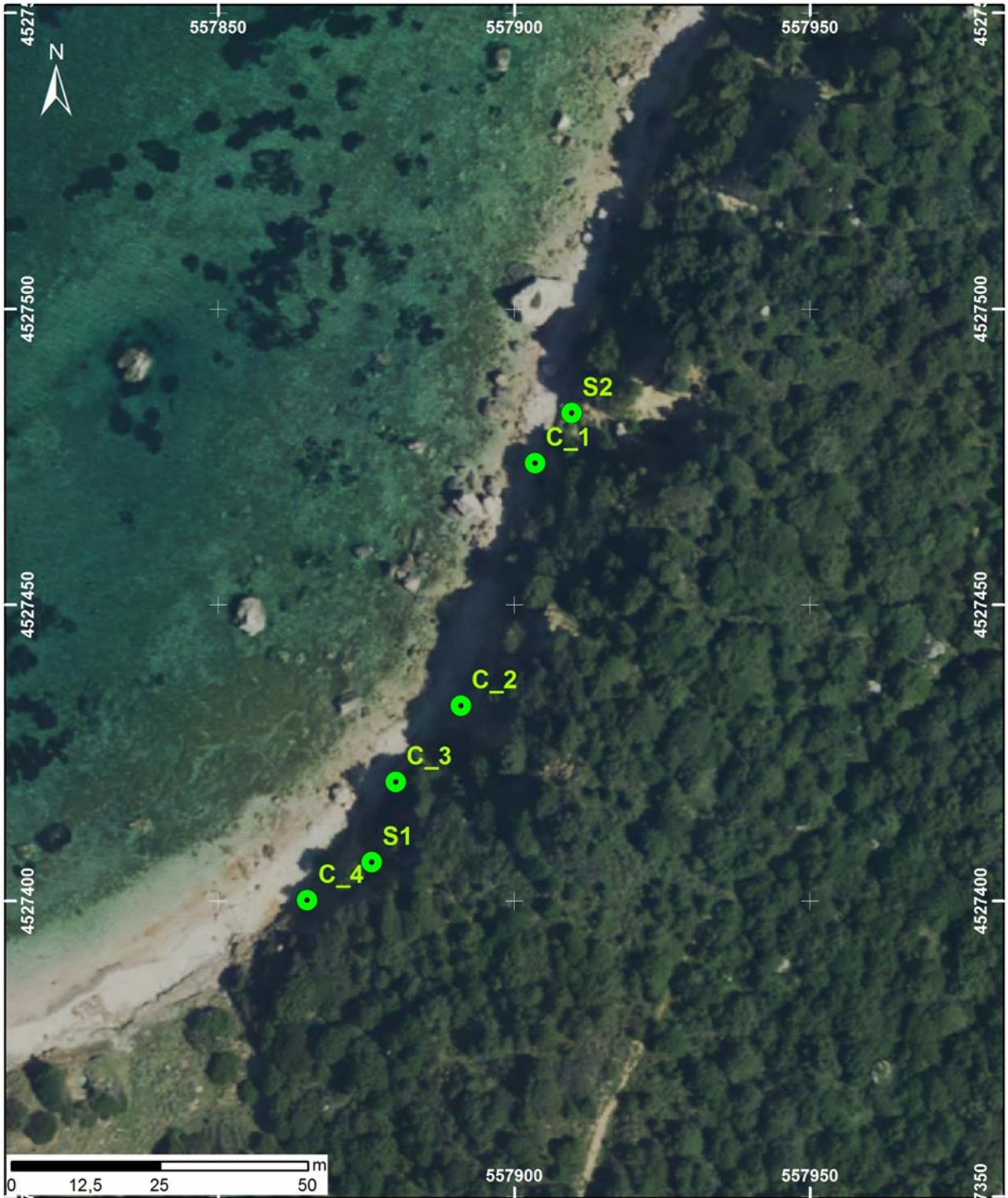


Figura 12: Ortofoto con localizzazione dei punti di campionamento.

4. ANALISI IN SITU CON SCISSOMETRO E PENETROMETRO

Durante i rilievi geologici e geomorfologici non è stata rilevata la presenza di livelli plastici su cui effettuare prove con scissometro e penetrometro.

5. ANALISI DI LABORATORIO

Analisi granulometriche

L'attività analitica per la determinazione delle caratteristiche tessiturali è consistita in tre fasi:

Fase 1: preparazione e pretrattamento.

Ogni campione (del peso di circa 1200 gr.) è stato trattato con una soluzione di perossido di idrogeno (30%) ed acqua distillata in proporzione 1:4, per 48 ore a temperatura ambiente. I campioni sono stati poi lavati con acqua distillata per due volte, al fine di rimuovere i sali presenti ed essiccati in stufa per 24 ore alla temperatura di 100°C.

Fase 2: separazione della frazione grossolana da quella pelitica.

Dopo gli opportuni pretrattamenti e la determinazione del peso totale, ciascun campione è stato separato ad umido in due frazioni granulometriche mediante un setaccio con vuoto di maglia da 63 µm. La frazione grossolana (>63 µm) e quella fine (<63 µm) sono state poste in appositi contenitori, essiccate in stufa per 24 ore alla temperatura di 100°C e successivamente pesate.



Figura 13: Fasi di esecuzione analisi granulometriche. a) Campioni essiccati. b) Fase di lavaggio da passante a 63 micron. c) Campioni lavati. d) Pesata del trattenuto per ogni singola granulometria.

Fase 3: analisi delle frazioni ottenute.

La frazione maggiore di 63 μm è stata vagliata per 12 minuti con una pila di setacci della serie ASTM (American Society for Testing and Materials) con maglie di dimensioni variabili da 5600 a 63 μm , intervallati di $1/2 \Phi$ ($\Phi = -\log_2 d$; dove d è il diametro di ogni singola particella espresso in mm); infine si è proceduto alla determinazione del peso trattenuto entro ciascun setaccio.

Tabella 5: Formule statistiche utilizzate dall'applicativo "Gradistat" per la determinazione delle caratteristiche granulometriche dei campioni di sedimento analizzati.

(d) Logarithmic (original) Folk and Ward (1957) graphical measures					
Mean	Standard deviation	Skewness	Kurtosis		
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_T = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_T = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$		
Sorting (σ_1)	Skewness (Sk_1)		Kurtosis (K_G)		
Very well sorted	<0.35	Very fine skewed	+0.3 to +1.0	Very platykurtic	<0.67
Well sorted	0.35–0.50	Fine skewed	+0.1 to +0.3	Platykurtic	0.67–0.90
Moderately well sorted	0.50–0.70	Symmetrical	+0.1 to -0.1	Mesokurtic	0.90–1.11
Moderately sorted	0.70–1.00	Coarse skewed	-0.1 to -0.3	Leptokurtic	1.11–1.50
Poorly sorted	1.00–2.00	Very coarse skewed	-0.3 to -1.0	Very leptokurtic	1.50–3.00
Very poorly sorted	2.00–4.00			Extremely leptokurtic	>3.00
Extremely poorly sorted	>4.00				

Tabella 6 - Comparazione tra scala granulometrica utilizzata dal programma Gradistat e classificazioni di Udden (1914), Wentworth (1922) e Friedman e Sanders (1978) (da Blott & Pye, 2001).

Grain size		Descriptive terminology		
phi	mm/ μ m	Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program
-11	2048 mm		Very large boulders	
-10	1024	Cobbles	Large boulders	Very large
-9	512		Medium boulders	Large
-8	256		Small boulders	Medium
-7	128		Large cobbles	Small
-6	64		Small cobbles	Very small
-5	32	Pebbles	Very coarse pebbles	Very coarse
-4	16		Coarse pebbles	Coarse
-3	8		Medium pebbles	Medium
-2	4		Fine pebbles	Fine
-1	2	Granules	Very fine pebbles	Very fine
0	1	Sand	Very coarse sand	Very coarse
1	500 μ m		Coarse sand	Coarse
2	250		Medium sand	Medium
3	125		Fine sand	Fine
4	63		Very fine sand	Very fine
5	31	Silt	Very coarse silt	Very coarse
6	16		Coarse silt	Coarse
7	8		Medium silt	Medium
8	4		Fine silt	Fine
9	2		Very fine silt	Very fine
		Clay	Clay	Clay

I parametri statistici previsti nella metodologia di Folk, Ward (1957) sono stati ricavati mediante l'utilizzo dell'applicativo Gradistat per Microsoft Excel. Si fornisce di seguito una breve descrizione dei parametri statistici considerati:

Diametro medio: è una media della dimensione dei granuli che costituiscono il campione in esame;

Mediana o d50: è la dimensione delle particelle al centro della distribuzione, ovvero il diametro corrispondente al 50 % della curva cumulativa;

Moda: è il diametro particellare più frequente, indicato dal punto più ripido della curva cumulativa o dal punto più alto della curva di frequenza;

Deviazione standard o classazione o sorting (σ_1): è la diffusione della distribuzione intorno alla media, indica cioè quanto la distribuzione granulometrica differisce dal valore del diametro medio; è indipendente dalla grana media ed indica, in generale, il grado di elaborazione a cui è stato sottoposto un sedimento. La classazione esprime la capacità selettiva del mezzo di trasporto, cioè la sua capacità di prelevare e/o depositare i granuli: abbandonando quelli più grossolani e prendendo in carico quelli

più sottili. I sedimenti eolici e di spiaggia, ad esempio, sono tra i più classati in natura (Bosellini et al., 1989; Ricci Lucchi, 1980);

Skewness o asimmetria: evidenzia l'omogeneità della popolazione granulometrica, cioè se i valori sono distribuiti equamente da una parte all'altra della posizione centrale, o baricentro della curva. Essa ha un segno positivo (+) se la curva ha una coda verso diametri sottili e un segno negativo (-) se la curva ha una coda verso diametri grossolani; una curva perfettamente simmetrica è definita con asimmetria zero. L'asimmetria è dovuta ad aggiunte o sottrazioni di materiale nelle code della curva granulometrica originaria. Ad esempio, nelle sabbie di fiume e di duna l'asimmetria è generalmente positiva (coda di materiale fine) infatti, i due mezzi di trasporto (il fiume e il vento) sono in grado di trasportare sedimenti molto sottili ma non sedimenti grossolani; mentre nelle sabbie di spiaggia l'asimmetria è generalmente negativa (coda di materiale grossolano) per l'allontanamento delle frazioni sottili da parte del moto ondoso (Bosellini et al., 1989; Ricci Lucchi, 1980).



Figura 14: Fase di vibrovagliatura dei campioni durante le analisi di caratterizzazione granulometrica.

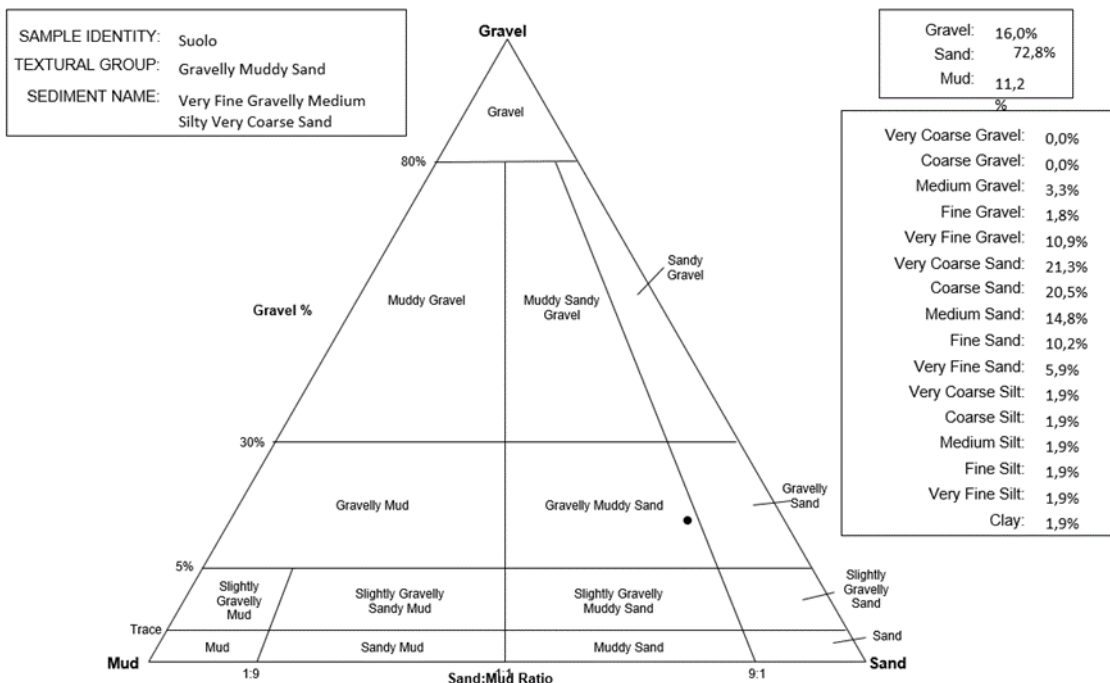
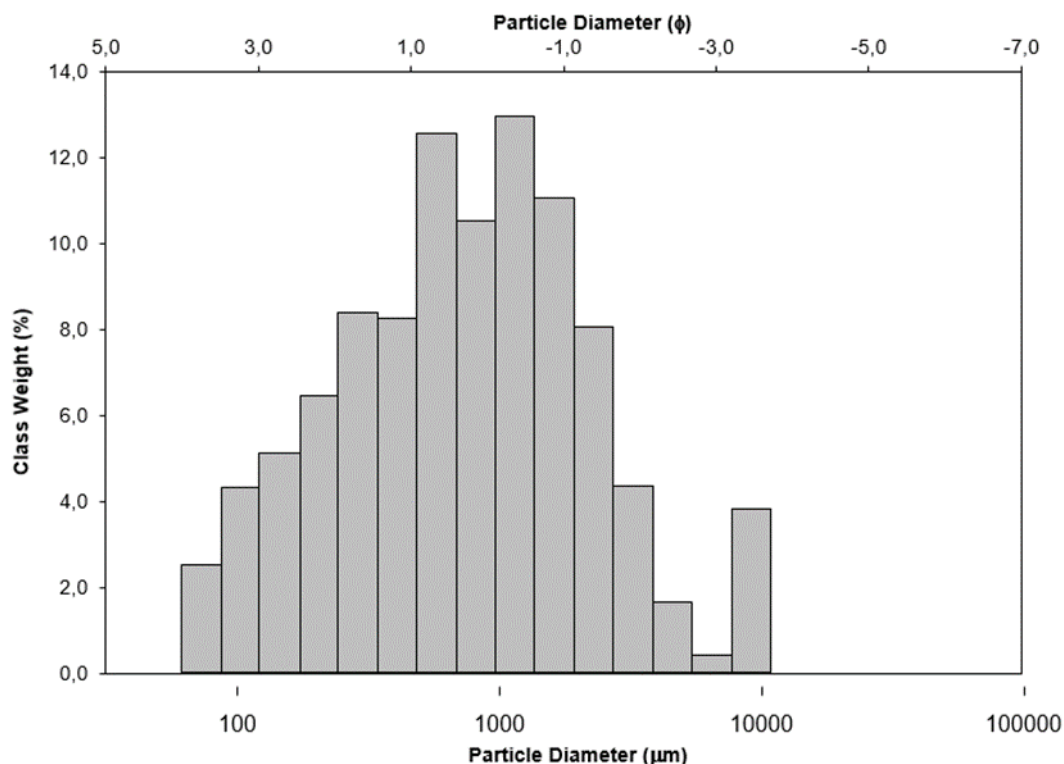


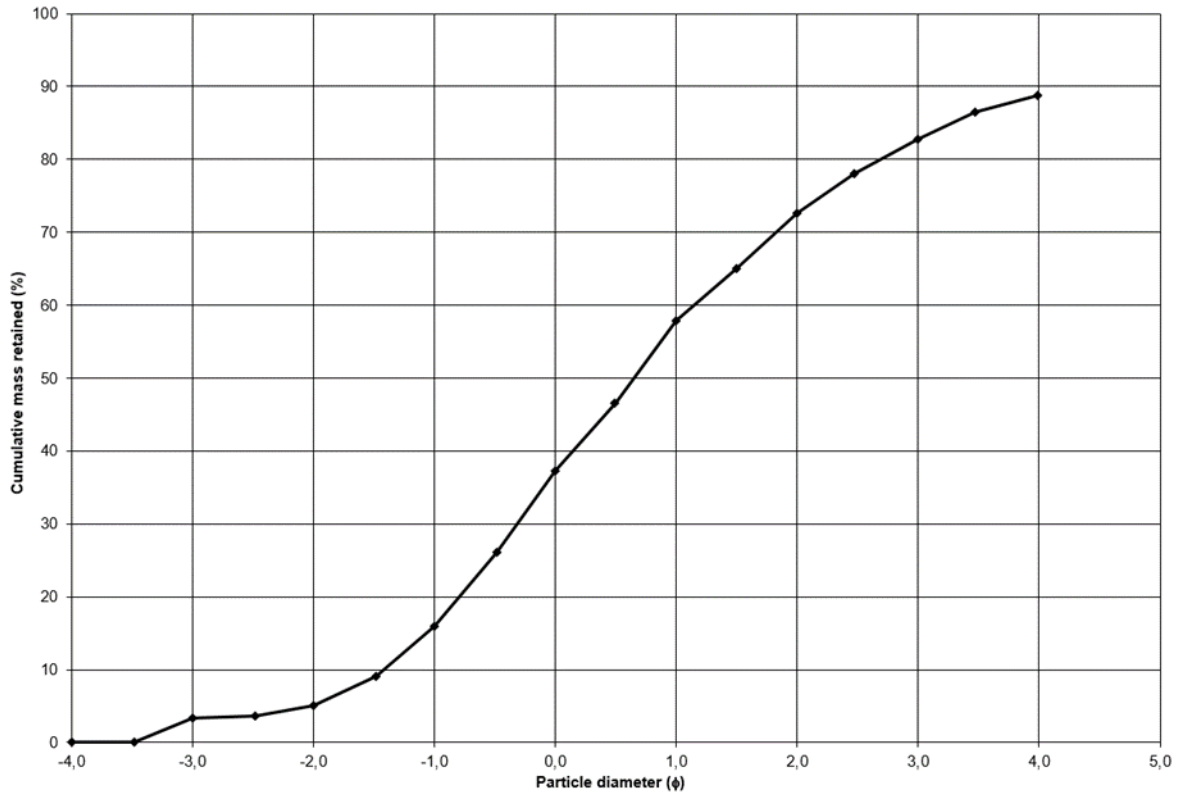
Figura 15: Le singole frazioni di trattenuto sono state conservate e archiviate per eventuali e successive analisi di caratterizzazione mineralogica e morfologica delle particelle.

Nelle tabelle e nei grafici seguenti sono riportati tutti i dati relativi alle analisi granulometriche eseguite; in particolare le tabelle e i grafici riportano: le percentuali in peso del trattenuto al relativo setaccio, le determinazioni di coefficiente di uniformità e di curvatura, la curva cumulativa che caratterizza il sedimento e la distribuzione della granulometria rappresentata su grafico a istogrammi.

SIEVING ERROR: -0,1%			SAMPLE STATISTICS			
SAMPLE IDENTITY: Suolo			ANALYST & DATE: ,			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Very Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Gravelly Muddy Sand			
SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Medium Silty Very Coarse Sand						
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	1200,0	-0,243	GRAVEL: 16,0%	COARSE SAND: 20,5%		
MODE 2:	605,0	0,747	SAND: 72,8%	MEDIUM SAND: 14,8%		
MODE 3:	302,5	1,747	MUD: 11,2%	FINE SAND: 10,2%		
D ₁₀ :	46,10	-1,420	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V FINE SAND: 5,9%		
MEDIAN or D ₅₀ :	637,2	0,650	COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 1,9%		
D ₉₀ :	2676,1	4,439	MEDIUM GRAVEL: 3,3%	COARSE SILT: 1,9%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	58,05	-3,126	FINE GRAVEL: 1,8%	MEDIUM SILT: 1,9%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	2630,0	5,859	V FINE GRAVEL: 10,9%	FINE SILT: 1,9%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	6,731	-4,079	V COARSE SAND: 21,3%	V FINE SILT: 1,9%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	1239,3	2,751		CLAY: 1,9%		
	METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	1246,9	445,7	1,166	523,2	0,935	Coarse Sand
SORTING (σ):	1851,7	5,957	2,575	4,886	2,289	Very Poorly Sorted
SKEWNESS (S_k):	3,221	-0,974	0,974	-0,278	0,278	Fine Skewed
KURTOSIS (K):	14,28	3,512	3,512	1,229	1,229	Leptokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION





SIEVING ERROR: 0,0%

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: **Suolo 2**

ANALYST & DATE: ,

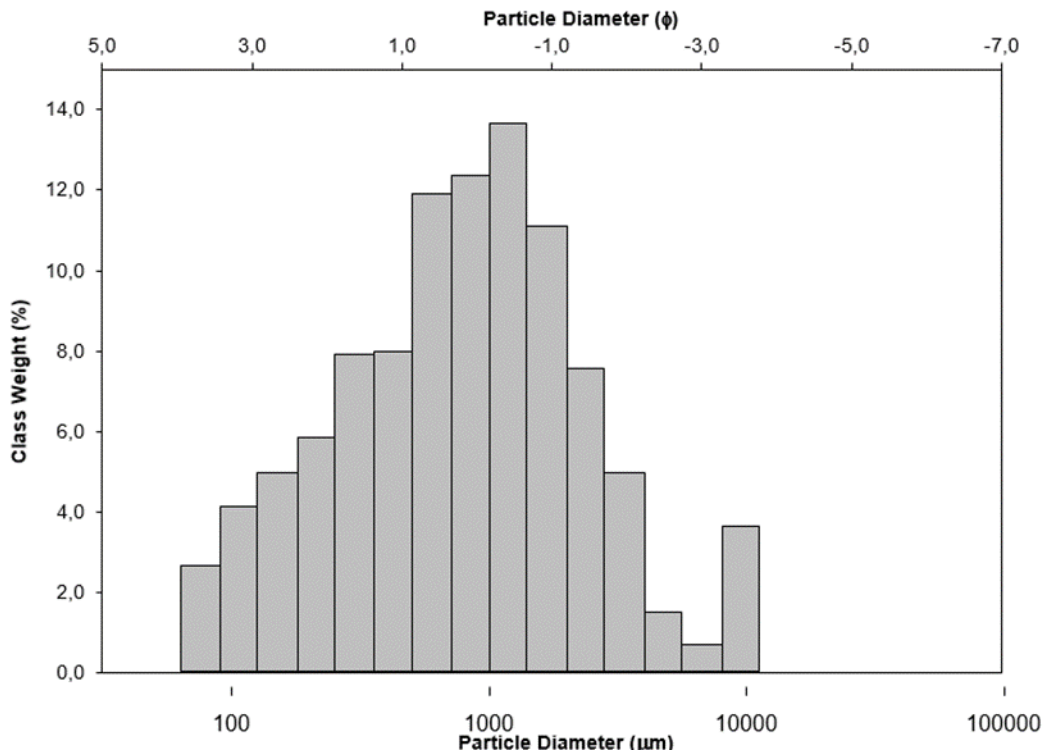
SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Gravelly Muddy Sand

SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Very Coarse Silty Very Coarse Sand

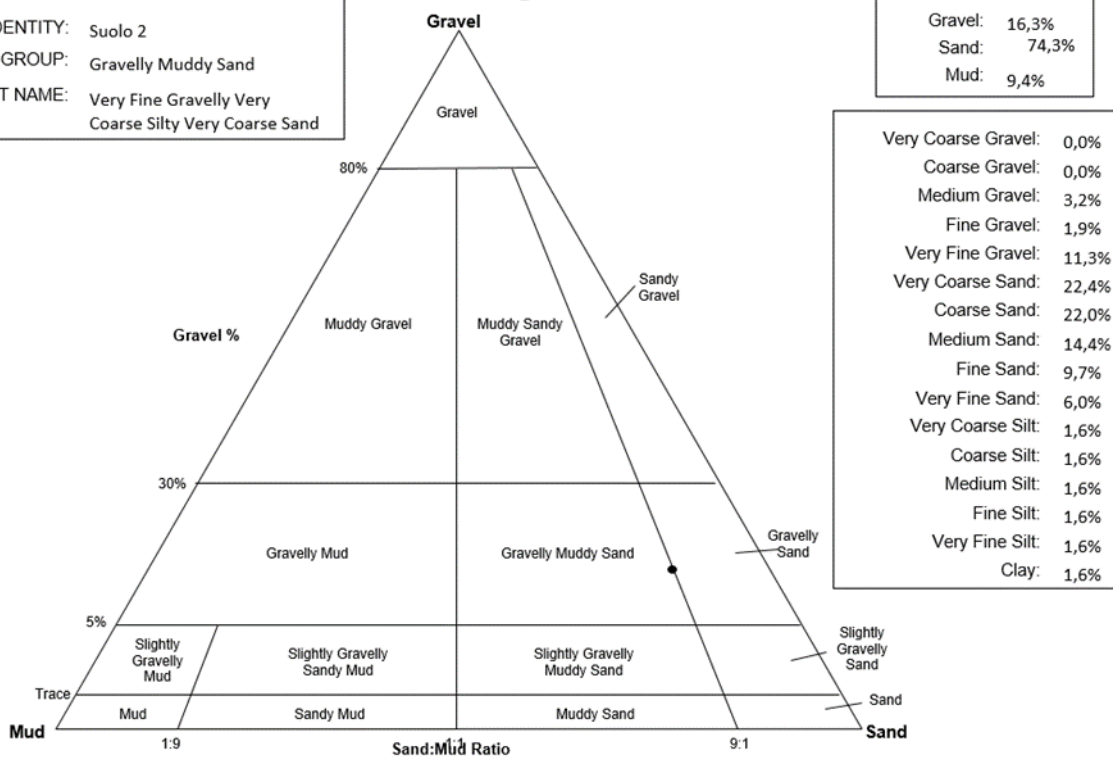
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	1200,0	-0,243	GRAVEL: 16,3%	COARSE SAND: 22,0%		
MODE 2:	9600,0	-3,243	SAND: 74,3%	MEDIUM SAND: 14,4%		
MODE 3:			MUD: 9,4%	FINE SAND: 9,7%		
D ₁₀ :	69,02	-1,461		V FINE SAND: 6,0%		
MEDIAN or D ₅₀ :	703,5	0,507	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 1,6%		
D ₉₀ :	2753,5	3,857	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 1,6%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	39,90	-2,639	MEDIUM GRAVEL: 3,2%	MEDIUM SILT: 1,6%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	2684,5	5,318	FINE GRAVEL: 1,9%	FINE SILT: 1,6%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	5,941	-3,530	V FINE GRAVEL: 11,3%	V FINE SILT: 1,6%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	1232,4	2,571	V COARSE SAND: 22,4%	CLAY: 1,6%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	1282,0	497,2	1,008	573,0	0,803	Coarse Sand
SORTING (σ):	1838,4	5,485	2,456	4,534	2,181	Very Poorly Sorted
SKEWNESS (Sk):	3,180	-1,055	1,055	-0,292	0,292	Fine Skewed
KURTOSIS (K):	14,07	3,900	3,900	1,256	1,256	Leptokurtic

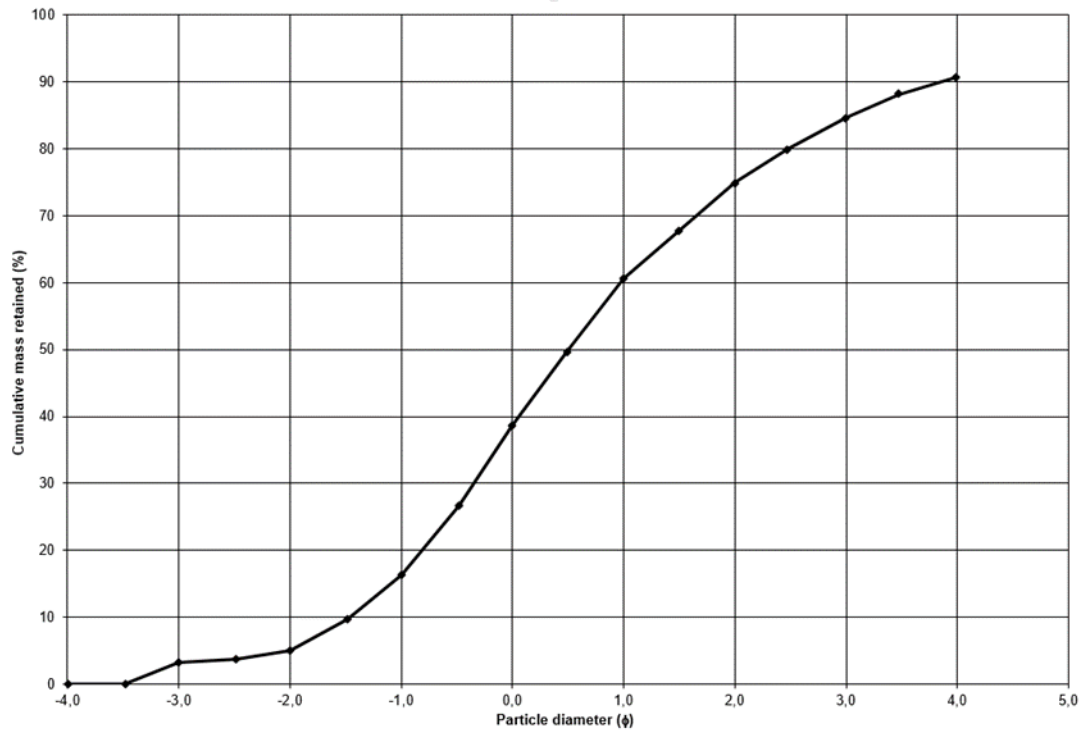
GRAIN SIZE DISTRIBUTION



SAMPLE IDENTITY: Suolo 2
 TEXTURAL GROUP: Gravelly Muddy Sand
 SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Very Coarse Silty Very Coarse Sand

Gravel:	16,3%
Sand:	74,3%
Mud:	9,4%





SIEVING ERROR: 0,1%

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: **Dep Pendio**

ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

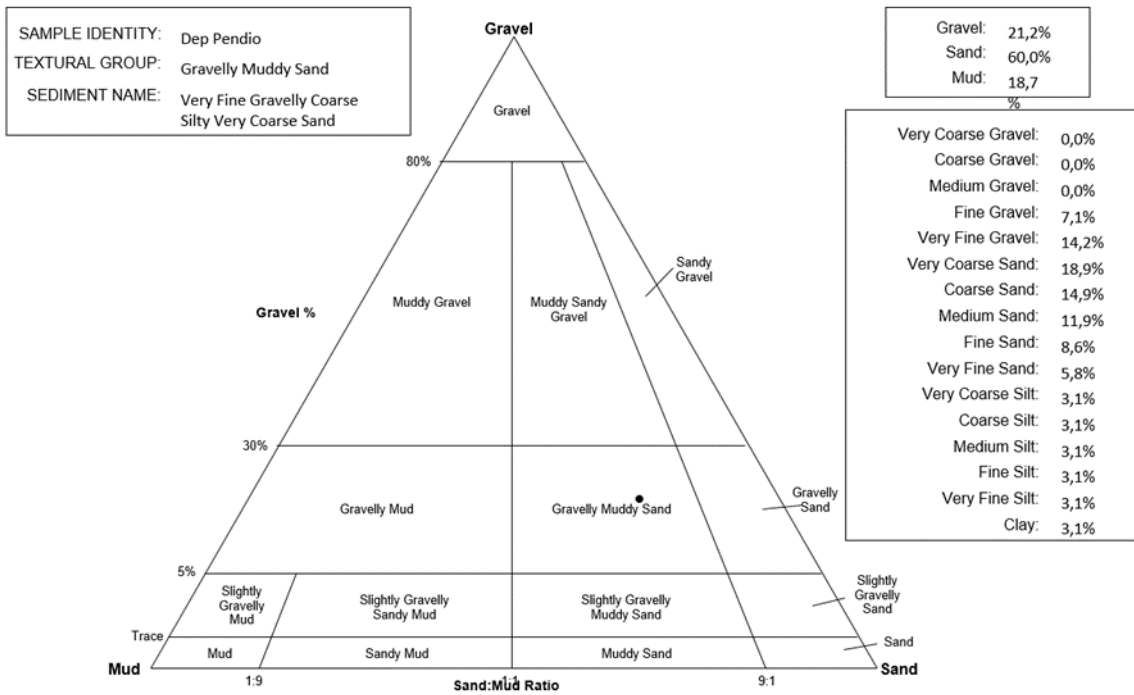
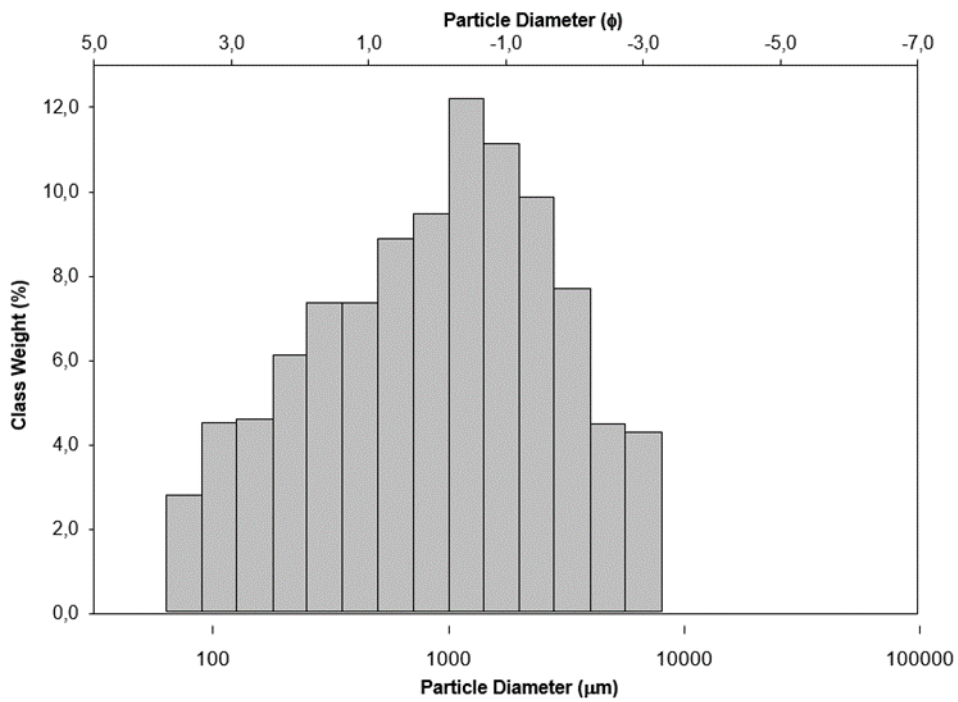
TEXTURAL GROUP: Gravelly Muddy Sand

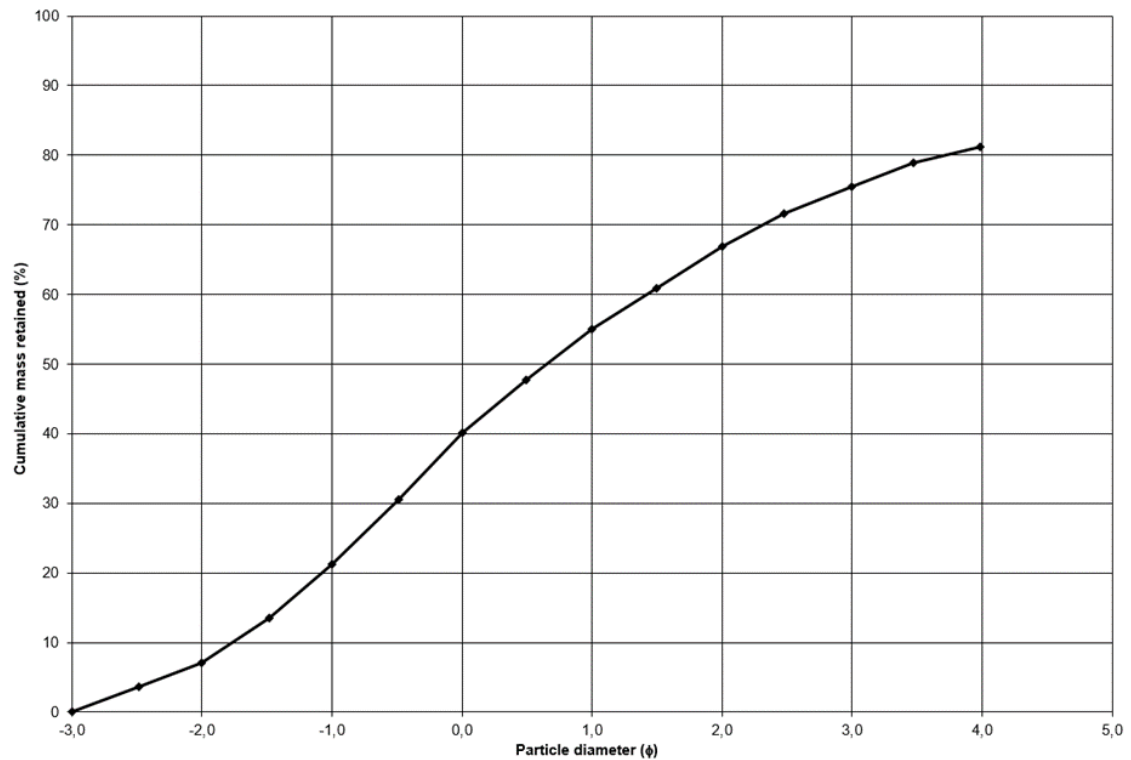
SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Coarse Silty Very Coarse Sand

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	1200,0	-0,243	GRAVEL: 21,2%	COARSE SAND: 14,9%
MODE 2:	302,5	1,747	SAND: 60,0%	MEDIUM SAND: 11,9%
MODE 3:			MUD: 18,7%	FINE SAND: 8,6%
D ₁₀ :	17,17	-1,764		V FINE SAND: 5,8%
MEDIAN or D ₅₀ :	635,6	0,654	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 3,1%
D ₉₀ :	3397,4	5,864	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 3,1%
(D ₉₀ / D ₁₀):	197,8	-3,323	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 3,1%
(D ₉₀ - D ₁₀):	3380,2	7,628	FINE GRAVEL: 7,1%	FINE SILT: 3,1%
(D ₇₅ / D ₂₅):	13,25	-3,714	V FINE GRAVEL: 14,2%	V FINE SILT: 3,1%
(D ₇₅ - D ₂₅):	1599,4	3,728	V COARSE SAND: 18,9%	CLAY: 3,1%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	1267,2	354,1	1,498	405,3	1,303	Medium Sand
SORTING (σ):	1595,4	8,269	3,048	7,331	2,874	Very Poorly Sorted
SKEWNESS (sk):	1,885	-0,765	0,765	-0,346	0,346	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K):	6,340	2,384	2,384	1,013	1,013	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION





Peso specifico dei grani.

Per peso specifico dei grani di una terra s'intende il rapporto tra il peso dei grani ed il loro volume, comprensivo degli eventuali pori esistenti nell'interno dei grani o non saturabili in acqua.

Per la determinazione del peso specifico dei grani, viene inserito all'interno di un picnometro di volume pari a 100 ml una quantità nota (50 g) di materiale secco, riempito per metà di acqua distillata e precedentemente disareata, riposto sottovuoto per il tempo necessario ad espellere tutti i gas. Dopodiché si procede a riempire il picnometro esattamente fino al segno riportato sul collo e a pesare il tutto con una precisione di 0.01 g. Viene poi ripetuta la pesata del picnometro pieno solo di acqua distillata fino alla tacca riportata sul collo e, per differenza, si ricava il volume spostato dalle particelle solide. Da questi dati è possibile ricavare il peso specifico delle particelle solide attraverso la formula:

$$\gamma_d = \frac{\gamma_w \cdot (P_2 - P_1)}{[P_4 + (P_2 - P_1)] - P_3}$$

γ_w = Peso specifico dell'acqua

P1 = Peso picnometro vuoto con tappo

P2 = Peso picnometro con tappo + campione

P3 = Peso picnometro con tappo + campione + acqua

P4 = Peso picnometro con tappo + acqua

Campione	γ_d (g/cm ³)
Pendio	2,61
Suolo	2,62



Figura 16: Pesata del picnometro.

Prova di taglio diretto

Con lo scopo di definire i valori di angolo di attrito interno e di coesione sono state eseguite n° 2 prove di taglio diretto sul campione indisturbato prelevato durante la campagna di rilievi in sito. Obiettivo di questa prova è stato determinare le caratteristiche di resistenza a taglio di un terreno in condizioni drenate, mediante interpretazione della relazione $\tau:\sigma'$ nel piano di Mohr. La prova è stata eseguita secondo le procedure ASTM D 3080-04; UNI CEN ISO/TS 17892-10/2005, su un numero di 4 provini per campione.

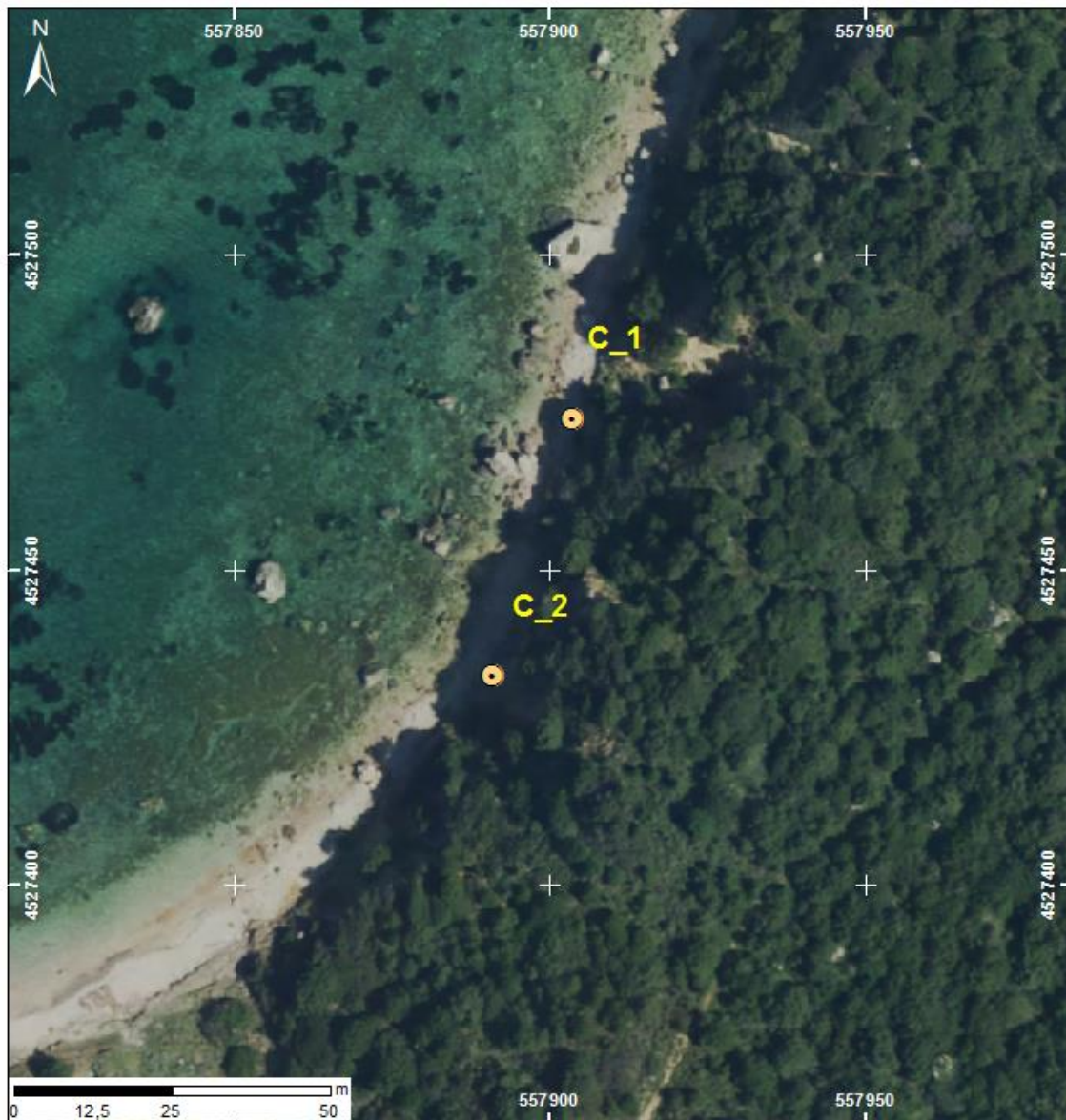
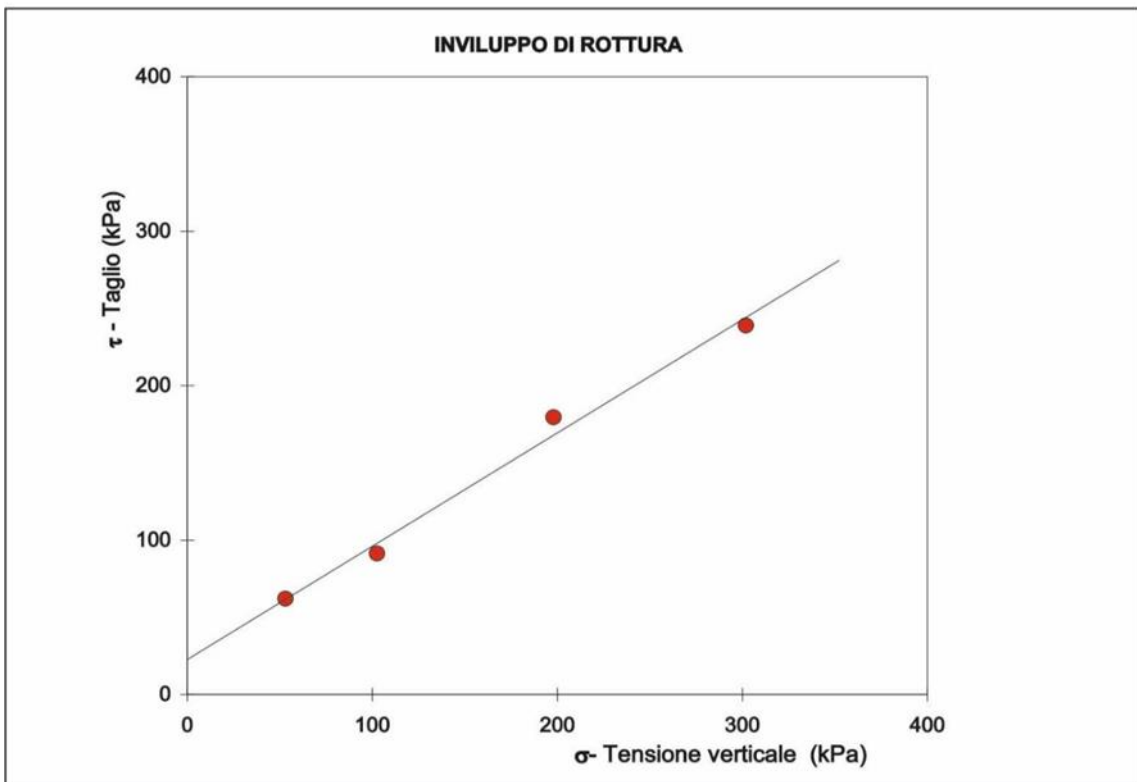
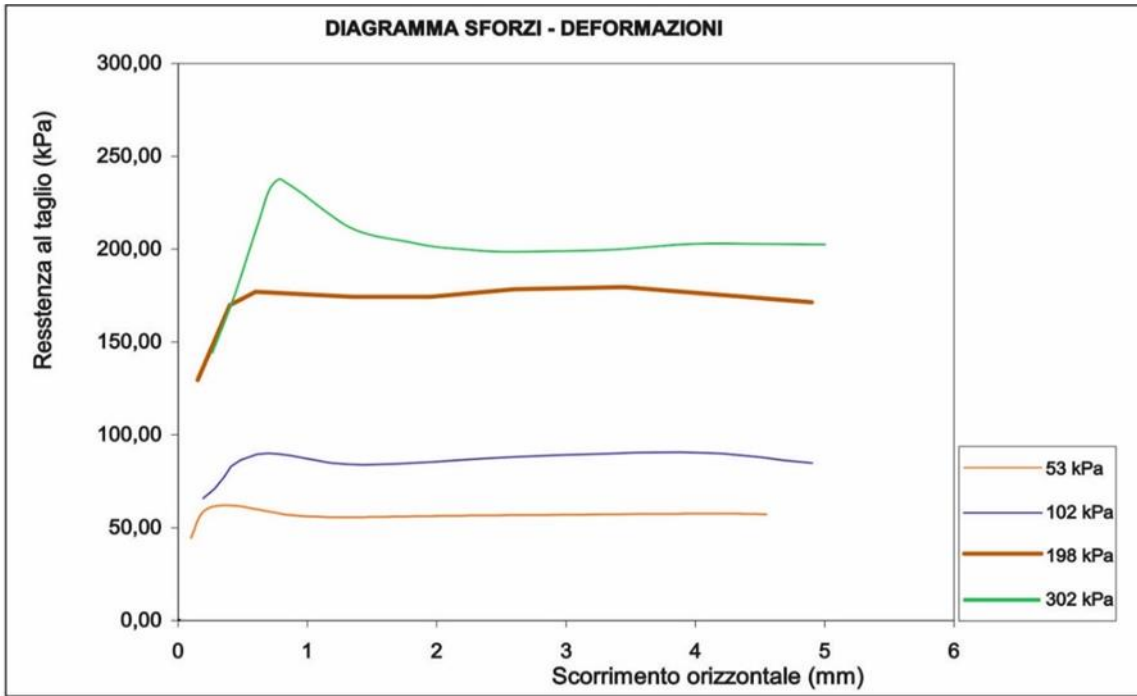


Figura 17: Localizzazione dei campioni indisturbati su cui sono state eseguite le prove di taglio diretto.

Nella tabella di seguito si riportano le caratteristiche dei provini e i risultati ottenuti durante le prove.

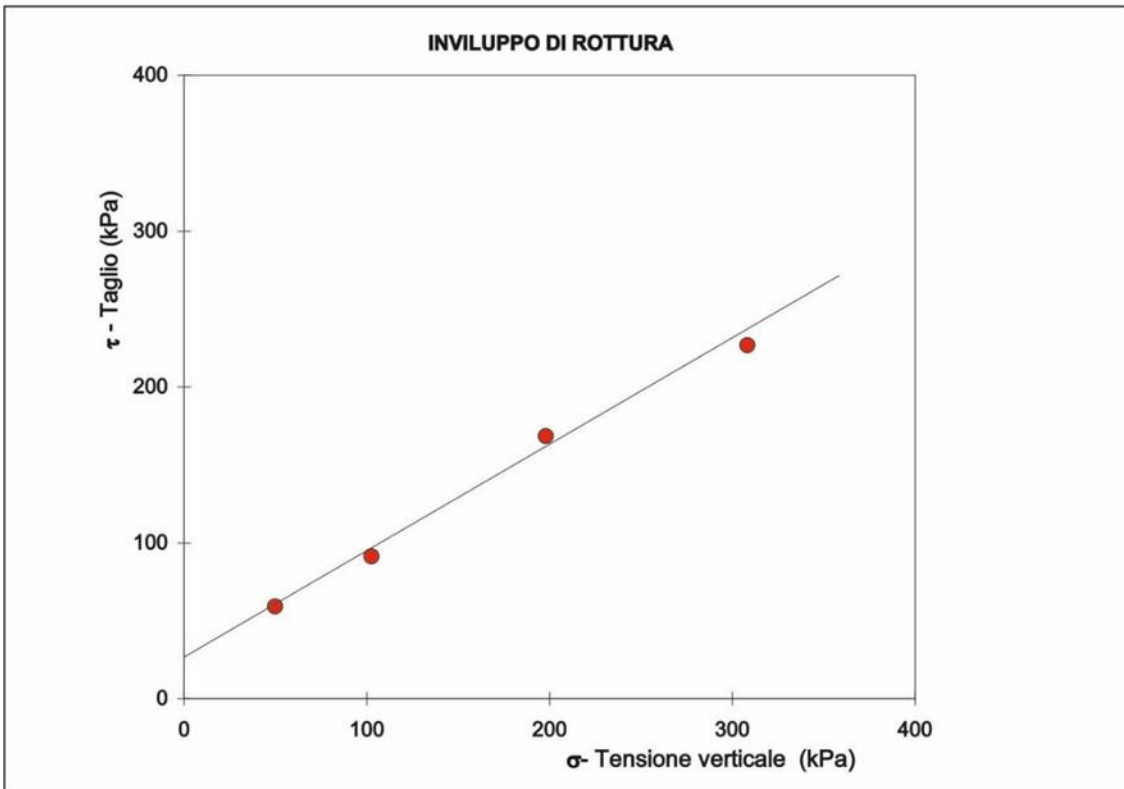
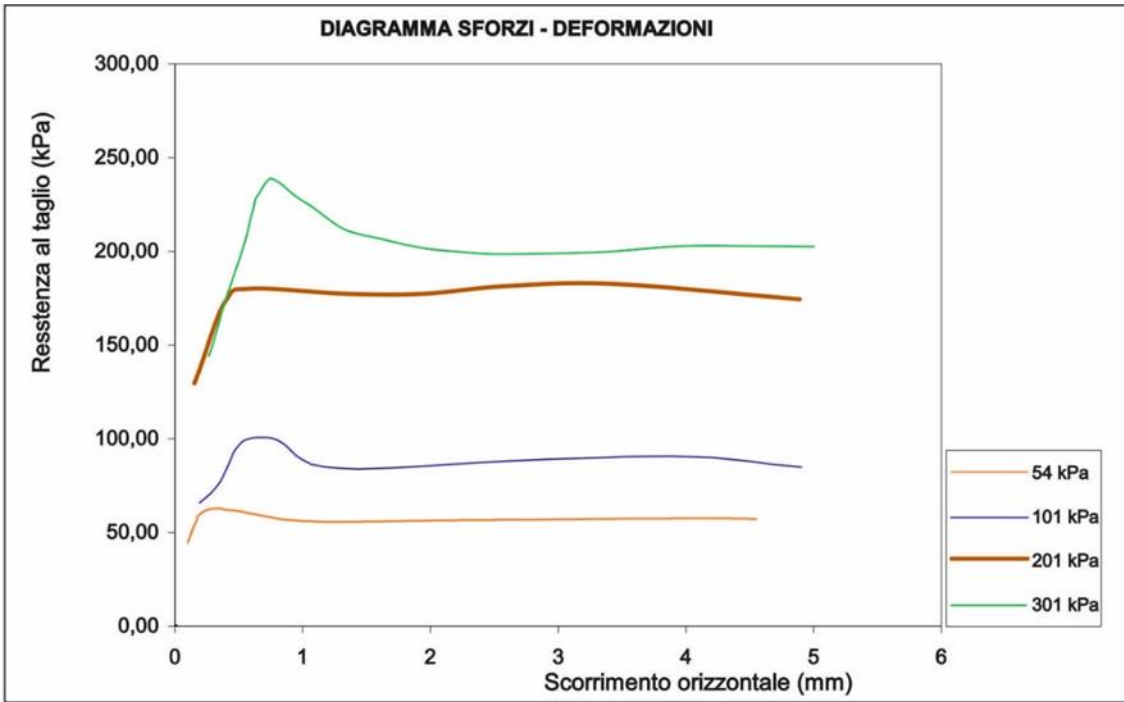
Campione: C_1

PROVA DI TAGLIO DIRETTO (Direct Shear Test Under Consolidated Drained Conditions) ASTM D 3080 - 98 / UNI CEN ISO/TS 17892-10					
Descrizione geotecnica del campione	Sabbia limosa debolmente cementata talora con livelli a ghiaia				
Caratteristiche della prova:	Consolidata drenata su provini indisturbati				
Immersione in acqua del provino durante la consolidazione e la fase di taglio	SI	NO			
CARATTERISTICHE DEL PROVINO					
	Provino n°	1	2	3	4
Contenuto d'acqua	%	17,9			
Peso di volume iniziale	g/m ³	1,969	1,966	1,980	2,022
Peso di volume secco	g/m ³	1,670	1,667	1,679	1,715
DATI DELLA CURVA DI CONSOLIDAZIONE					
	Provino n°	1	2	3	4
Tempo al 100% della consolidazione primaria	min	4,84			
Tempo minimo di durata della prova	min	61,468			
Velocità massima di esecuzione calcolata	mm/min	0,07			
TAGLIO					
Tensione verticale applicata	kPa	53,09	102,54	197,97	302,08
Resistenza massima al taglio	kPa	62,0	91,3	179,5	238,9
Deformazione orizzontale alla rottura	%	0,7	6,7	5,8	1,3
Velocità di prova	mm/min	0,07			
PARAMETRI DI RESISTENZA DI PICCO					
Angolo di resistenza al taglio (°)					36,27
Coesione (Kpa)					22,6



Campione: C-2

PROVA DI TAGLIO DIRETTO (Direct Shear Test Under Consolidated Drained Conditions) ASTM D 3080 - 98 / UNI CEN ISO/TS 17892-10					
Descrizione geotecnica del campione	Sabbia limosa debolmente cementata talora con livelli a ghiaia				
Caratteristiche della prova:	Consolidata drenata su provini indisturbati				
Immersione in acqua del provino durante la consolidazione e la fase di taglio	SI	NO			
CARATTERISTICHE DEL PROVINO					
	Provino n°	1	2	3	4
Contenuto d'acqua	%	12,2			
Peso di volume iniziale	g/m ³	2,010	1,995	1,980	2,002
Peso di volume secco	g/m ³	1,753	1,702	1,690	1,730
DATI DELLA CURVA DI CONSOLIDAZIONE					
	Provino n°	1	2	3	4
Tempo al 100% della consolidazione primaria	min	4,01			
Tempo minimo di durata della prova	min	58,321			
Velocità massima di esecuzione calcolata	mm/min	0,07			
TAGLIO					
Tensione verticale applicata	kPa	54,01	101,23	201,31	301,18
Resistenza massima al taglio	kPa	74,0	96,16	195,5	245,9
Deformazione orizzontale alla rottura	%	0,5	4,8	4,2	1,1
Velocità di prova	mm/min	0,05			
PARAMETRI DI RESISTENZA DI PICCO					
Angolo di resistenza al taglio (°)				38,53	
Coesione (Kpa)				25,3	



Peso di volume

Il peso di volume è stato determinato attraverso il metodo della pesata con bilancia idrostatica. La procedura è stata applicata su tre provini dei campioni indisturbati C_1 e C_2; di seguito si riportano i risultati del peso di volume secco e umido.

Tabella 7: Risultati calcolo del peso di volume con metodo della bilancia idrostatica per il campione C_1.

PESO DI VOLUME				
Descrizione	Provino n.°	Umidità (%)	Peso (g/cm ³)	
			Umido	Secco
Sabbia limosa debolmente cementata talora con livelli a ghiaia	1	8,3	2,113	1,792
	2		2,015	1,709
	3		2,083	1,756
		Valore medio	2,070	1,756

Tabella 8: Risultati calcolo del peso di volume con metodo della bilancia idrostatica per il campione C_2.

PESO DI VOLUME				
Descrizione	Provino n.°	Umidità (%)	Peso (g/cm ³)	
			Umido	Secco
Sabbia limosa debolmente cementata talora con livelli a ghiaia	1	10,1	2,139	1,801
	2		2,018	1,779
	3		2,132	1,799
		Valore medio	2,093	1,793

6. ANALISI PEDOLOGICA

Il territorio indagato, secondo la “Carta dei Suoli Sardegna - scala 1:250.000”, ricade all’interno dell’unità di paesaggio C – Paesaggi su rocce intrusive granitiche e relativi depositi di versante. Ricade inoltre nell’unità cartografica 8- Roccia affiorante, suoli a profilo A-C, subordinatamente A-Bw- C, poco profondi, da sabbioso-franchi a franco-sabbiosi, permeabili, acidi, parzialmente desaturati.

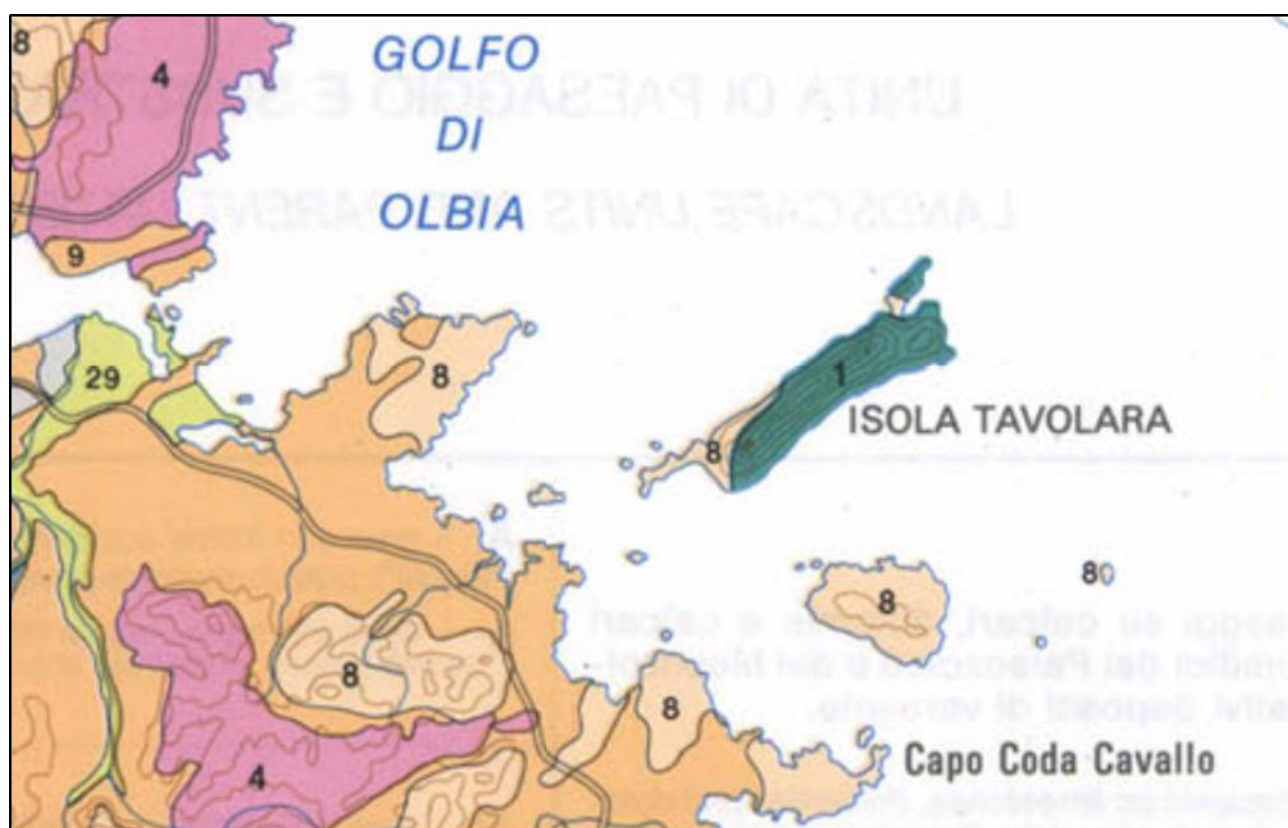


Figura 18: Stralcio Carta dei Suoli della Sardegna. Nel riquadro in rosso è indicata l’area di interesse (da Aru et al., 1990).

I suoli di questa unità, caratterizzata da morfologie aspre e dall’erosione molto marcata, sono soggetti ad un continuo ringiovanimento del profilo ed è quindi difficile la formazione di orizzonti diagnostici. Si tratta di suoli a profilo A-C e subordinatamente A-Bw-C, con capacità di ritenuta dell’acqua modesta e la tendenza a raggiungere rapidamente la saturazione idrica, che facilita l’esportazione di particelle fini. La fertilità è scarsa ed il contenuto in sostanza organica è solitamente basso, tranne che in alcune aree.

L'Orizzonte organico (A) è spessore estremamente variabile e spesso assente, dal colore e dalla tessitura prevale nettamente lo scheletro sabbioso. Il contenuto in C carbonio organico molto modesto è ulteriormente limitato da un elevatissimo contenuto di cloruri, legati allo spray marino.

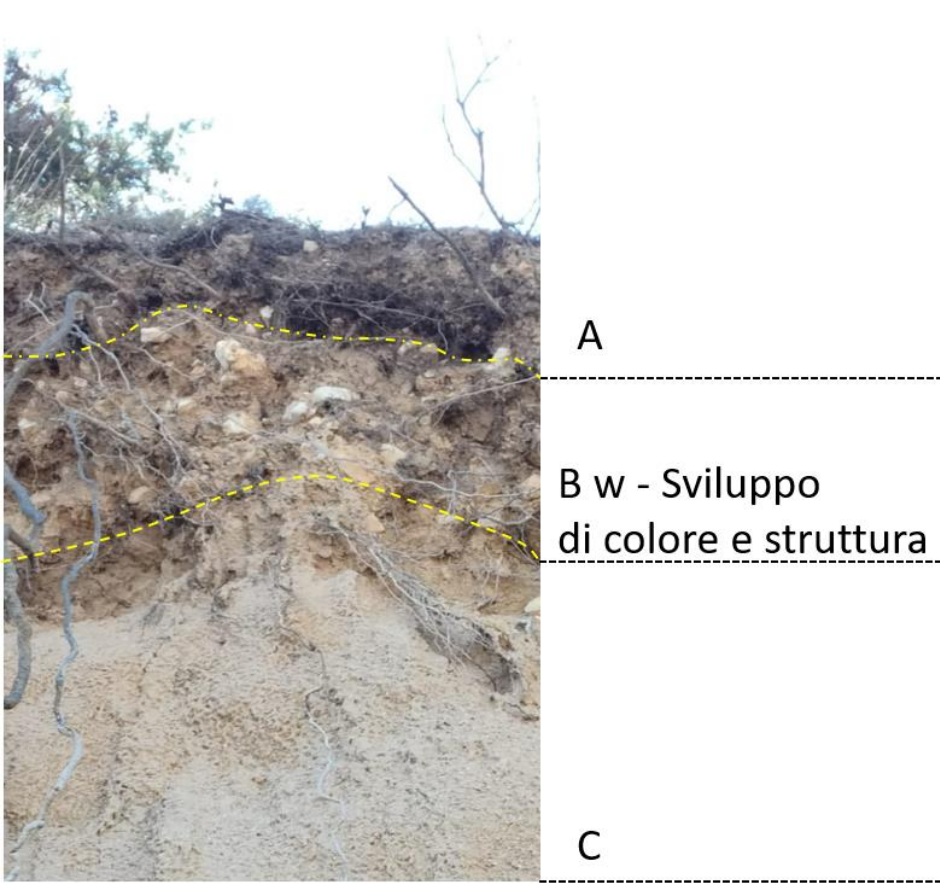
Rilievo pedologico


Per la definizione delle caratteristiche pedologiche di campo sono stati eseguite 3 analisi dei profili esposti sul versante in erosione. Le caratteristiche rilevate in campo hanno evidenziato suoli impostati sui depositi di pendio costituiti da ghiaie e sabbie limose di origine monzogranitica. I suoli che si sviluppano nell'area studiata sono poco evoluti (Entisuoli), poco profondi, a tessitura da ghiaiosa a sabbiosa con una componente e limosa e pelitica variabile, caratterizzati da una successione di orizzonte di tipo A-C, talvolta con un orizzonte Bw caratterizzato da una struttura più evoluta e dalla presenza di pellicole di argilla. Tali suoli sono tipici di ambienti su litologie acide poco alterabili chimicamente (monzograniti, monzograniti alterate e depositi di pendio a clasti granitici) a elevata pendenza e processi erosivi. L'orizzonte organico-minerale A ha spessore che varia da 0 a 20 cm di profondità, il colore varia da bruno nocciola (10YR 6/6) a bruno (10YR 5/3). È caratterizzato da una bassissima percentuale di materia organica umificata ma sono presenti frammenti di apparati radicali. Sono stati rilevati localmente livelli irregolari bruni grigiastri e grigi con ceneri, che indicano tracce di antichi incendi. Lo scheletro è costituito da ghiaie e sabbie a minerali di quarzo e feldspati e da frammenti litici granitoidi. Nella parte più fine aumentano le biotiti. L'orizzonte minerale C ha una profondità superiore a 100 cm, il colore varia bruno giallastro a bruno biancastro. Lo scheletro è costituito principalmente da ghiaie e sabbie granitiche con lenti con abbondanti ciottoli a spigoli vivi di dolomie giurassiche. Tra l'orizzonte A e C talvolta è presente un orizzonte Bw caratterizzato da un colore bruno nocciola con struttura poliedrica subangolare e con frequenti pellicole di argilla sui clasti. Localmente è molto compatto a causa di una leggera cementazione.


Nelle parti più basse della sequenza a circa 100 cm di profondità livelli sabbiosi debolmente ossidati, con colore rossastro 7.5 YR 8/4, indicano la presenza di un paleosuolo.

Nel complesso la sostanza organica è modestissima e limitata a sottili lenti a resti lignei combusti, il profilo pedologico si presenta spesso troncato da processi di erosione areale recente. Il complesso dei dati pedologici descrive un quadro a fertilità molto modesta e una forte tendenza verso i processi di desertificazione.

Di seguito vengono descritti i tre profili pedologici studiati nella parte alta della ripa di erosione.

Profilo	<i>Profilo 1</i>
Morfologia	Parte sommitale della ripa di erosione
Substrato	Depositi di versante
Tessitura	Ghiaie argilloso-sabbiose
Orizzonti	A – Bw - C
Descrizione Orizzonti	<p>A – scarsa presenza di sostanza organica umificata intimamente legata alla frazione minerale. Presenza di frammenti di apparati radicali.</p> <p>Bw - l'originale struttura del deposito è stata quasi completamente obliterata. Ciottoli dolomitici e subordinatamente granitici con ghiaie e sabbie. E' presente concentrazione illuviale di argilla in pellicole sullo scheletro, leggera cementazione.</p> <p>C – Depositi di versante ghiaiosi e sabbiosi. Leggermente cementati. Graniti arenizzati e depositi di versatene di genesi granitica.</p>
Classificazione	Entisuolo
Foto	 <p>A</p> <p>B w - Sviluppo di colore e struttura</p> <p>C</p>

Profilo	<i>Profilo 2</i>
Morfologia	Parte sommitale della ripa di erosione
Substrato	Depositi di versante
Tessitura	Ghiaie argilloso-sabbiose
Orizzonti	A – C – Paleo-suolo
Descrizione Orizzonti	A – da 0 a 10 cm con scarsissima materia organica C – Depositi di versante ghiaiosi e sabbiosi a componente granitica. Paleosuolo –orizzonte C, arrossato, con accumulo di ossidi di ferro
Classificazione	Entisuolo Paleosuolo
Foto	 <p>The photograph shows a vertical soil profile. At the top, there is a thin layer of soil labeled 'A'. Below it is a thicker layer of soil labeled 'C'. At the bottom, there is a distinct, reddish-brown layer labeled 'Paleosuolo'. A blue-handled hammer is placed vertically against the profile to provide a scale. Dashed yellow lines indicate the boundaries between the horizons.</p>

Profilo	<i>Profilo 3</i>
Morfologia	Parte sommitale della ripa di erosione
Substrato	Depositi di versante
Tessitura	Ghiaie argilloso-sabbiose
Orizzonti	A – Bw - C
Descrizione Orizzonti	<p>A – scarsa presenza di sostanza organica umificata intimamente legata alla frazione minerale. Presenza di frammenti di apparati radicali.</p> <p>L'originale struttura del deposito è stata quasi completamente obliterata. Ciottoli dolomitici e subordinatamente granitici con ghiaie e sabbie. È presente concentrazione illuviale di argilla in pellicole sullo scheletro, leggera cementazione.</p> <p>C – Depositi di versante ghiaiosi e sabbiosi. Leggermente cementati. Graniti arenizzati e depositi di versatene di genesi granitica.</p>
Classificazione	Entisuolo
Foto	 <p>A</p> <p>B w - Sviluppo di colore e struttura</p> <p>C</p>

7. ASSETTO GEOMORFOLOGICO

Di seguito vengono descritti i processi di alterazione, erosione e deposizione che hanno influenza sugli aspetti morfologici dell'area costiera, definendone l'ubicazione e la forma.

Alterazione chimico-fisica

Il basamento intrusivo dell'area mostra spesso delle fasce arenizzate frutto di processi di alterazione anche profonda, che evidenziano blocchi isolati, di dimensioni estremamente variabili, fino a volumi di decine di mc. Tale paesaggio può essere considerato come uno dei più comuni e caratteristici prodotti degli ambienti con litologie granitiche (Twidale, Vidal-Romaní, 2005). Lo sviluppo di queste strutture è legato a processi di alterazione chimico-fisica particolarmente efficaci su rocce a composizione e tessitura marcatamente omogenee come i granitoidi. Il processo di formazione del blocco si sviluppa in due fasi principali: la prima agisce sulla massa granitica in sottosuolo, principalmente su miche e feldspati producendo minerali argillosi; la seconda è prodotta da agenti erosivi atmosferici (vento, pioggia, ecc.) che, eliminando la porzione alterata, arrivano a formare un volume isolato. Il processo di erosione progressiva delle rocce intrusive con tessitura e composizione analoga a quelle dell'area di indagine produce caratteristiche geo-morfologiche chiaramente dipendenti dalla strutturazione dell'ammasso roccioso, dovuta dalla presenza di famiglie di discontinuità, la cui disposizione spaziale controlla l'articolazione delle forme e la dimensione massima dei blocchi. L'intensità della fratturazione è inoltre un elemento che favorisce il processo di alterazione provocato dallo spray marino, poiché incrementa la superficie esposta dell'ammasso roccioso soggetta a tale azione.



Figura 19: Affioramento di granito alterato alla base della ripa di erosione.

Erosione

Areale

L'erosione areale favorisce l'asporto dei materiali superficiali, precedentemente alterati, in occasione di eventi pluviometrici e, in minor misura, ad opera del vento. Tale processo interessa maggiormente le aree prive di vegetazione in particolare le aree a maggior pendenza.

Nell'area di studio, i processi di erosione areale, interessano principalmente i settori superiori del versante laddove la vegetazione è assente. In minor misura sono rilevabili anche nel settore basale; in questo ultimo caso i processi di erosione areale si aggiungono ai processi di dilavamento da parte del moto ondoso in occasione degli eventi meteomarinari straordinari.



Figura 20: Settore superiore del versante interessato da processi di erosione areale nelle aree prive di vegetazione arborea e arbustiva (1) ed erosione concentrata (2).



Figura 21: Settore del versante interessato da processi di frana. a) substrato roccioso a litologie granitiche; b) deposito di versante interessato da processi gravitativi; c) processi di erosione areale e processi di erosione concentrata (d).

Concentrata

Nei settori a dominati da maggiore pendenza e da assenza di vegetazione arborea e arbustiva, si impostano canali di erosione su depositi incoerenti.

I canali di erosione incidono i depositi di versante talvolta sino al substrato roccioso alterato. Sono morfologie di tipo lineare fortemente controllate dalla pendenza e dalla tessitura del deposito.

Generalmente l'acclività e la minore permeabilità in alcuni settori di versante riducono infatti l'infiltrazione dell'acqua nel substrato favorendone il veloce deflusso superficiale in rivoli (rills) con la conseguente evoluzione del processo erosivo. I canali erosivi incisi su roccia presentano profilo trasversale a "V", con fianchi molto ripidi e scarsa presenza di depositi e detriti all'interno. Per queste forme la profondità massima dell'incisione è variabile da pochi decimetri sino a circa 10 m per quelli più significativi.

Localmente, i canali mostrano evidenze di tendenza evolutiva retrogressiva: l'area di testata si imposta su depositi incoerenti ed è definita da fianchi sub verticali dominati da processi erosivi attivi che mobilitano i sedimenti soprattutto in occasione di apporti meteorici intensi. Nel settore basale dei canali si rilevano invece depositi caratterizzati da ciottoli e ghiaie in matrice fine correlabili con scariche di detrito, che in parte vengono asportati dai processi di run-up connessi con la dinamica del moto ondoso.

L'evoluzione di processi di erosione accelerata, sia areale che canalizzata, con modalità calanchiva possono interessare litologie fortemente erodibili, in genere a carattere terrigeno a bassa permeabilità, instabilità legata a processi a breve termine legati all'esposizione agli eventi meteo marini estremi e processi a lungo termine legati alle variazioni eustatico-climatiche (Colantoni et al., 2004).

L'erosione canalizzata accelerata è caratteristica dei terreni debolmente cementati a media e bassa permeabilità; inizialmente si evolvono dei sistemi di canali ad andamento irregolare (gullies) che poi portano la morfologia a "calanchi".



Figura 22: Foto drone: canali di erosione concentrata su depositi di pendio e substrato roccioso.

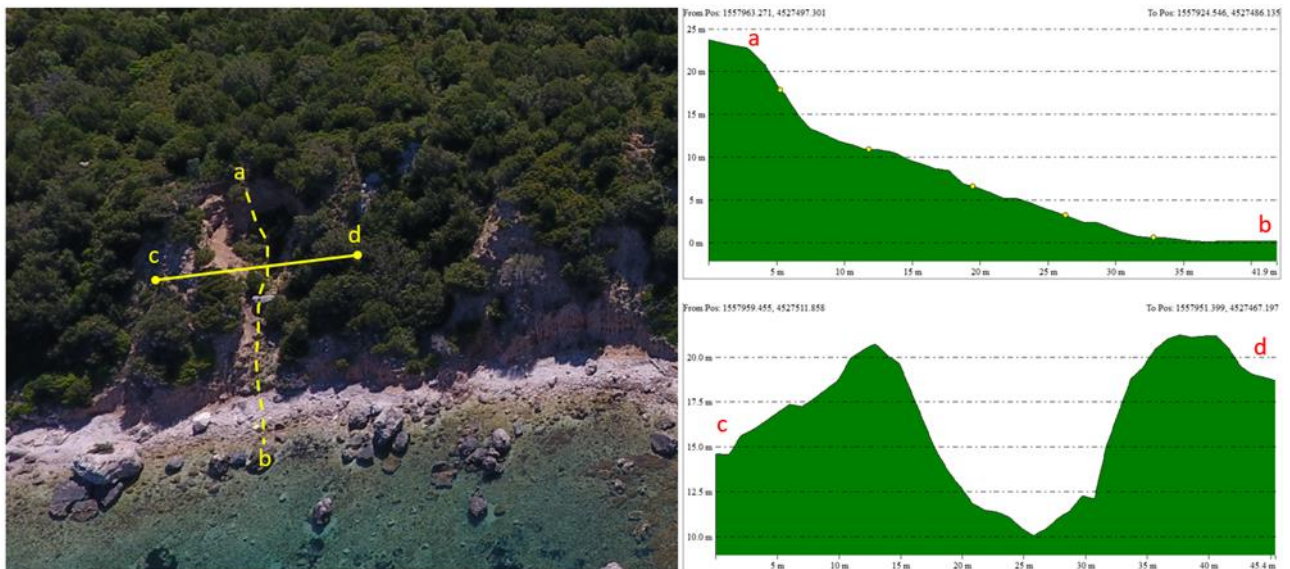


Figura 23: Foto drone scarpata in erosione. In evidenza le sezioni morfometriche longitudinali e trasversali dei canali erosivi (le sezioni hanno scale di rappresentazione differenti).



Figura 24: a) substrato monzogranitico alterato. b) Erosione lineare (Rills). C) area interessata da erosione diffusa.

Processi di erosione retrogressiva

Forme di erosione legate ai massimi frangenti (Run-Up)

La risalita massima del moto ondoso lungo la costa, indicata come wave run-up totale, è definita dalla differenza di quota tra la posizione più alta raggiunta dal getto e il livello del mare in quiete in condizioni normali. Nel settore di costa studiato è stata definita l'area interessata dai processi di wave run-up sulla base di evidenze morfologiche; in particolare si tratta di una fascia che dalla linea di riva si estende verso terra fino alla quota massima di circa 3÷4 metri. L'ampiezza è la massima quota raggiunta dai processi di wave run-up in occasione di eventi meteo-marini estremi del 1° e del 4° quadrante è funzione delle caratteristiche litologiche e di esposizione al moto ondoso. In occasione degli eventi meteomari estremi, legati ai venti di maestrale e di grecale, a causa di processi di rifrazione dei fronti d'onda su Capo Figari, si verifica una migrazione degli stessi che concentra la massima energia del moto ondoso al piede del versante interessato dai processi di frana. Il limite verso terra è di due tipologie:

- ripe di erosione: si rilevano nei depositi alla base dei versanti ed hanno altezza variabile tra pochi decimetri e circa 1,5 metri. La ripa di erosione è sede di processi di scalzamento alla base che innescano processi gravitativi con maggior grado di attività in occasione degli eventi meteo marini estremi.

- nicchie e solchi di run-up: si rilevano alla base di versanti ad alta pendenza, fino alla quota massima di circa 2-3 metri; la profondità massima rilevata per queste morfologie è nell'ordine di qualche decimetro. Tale processo predispone a processi di crollo, crollo-ribaltamento e scivolamenti planari a causa dell'erosione alla base.



Figura 25: In evidenza il limite del wave run-up.

Forme deposizionali costiere

Sono costituiti prevalentemente da ghiaie e ciottoli poco classati di forma spigolosa e arrotondata. Tali depositi hanno ridotta estensione areale e si rilevano alla base delle pareti in erosione. L'elevata pendenza del profilo morfometrico di spiaggia, unitamente alla dominante frazione grossolana di tali depositi, è da mettere in relazione con l'ambiente di alta energia connesso con l'esposizione al moto ondoso.

Distribuzione e caratteristiche dei corpi di frana

I depositi di versante, costituiti da clasti angolosi in genere di spessore ridotto, si rilevano nei settori inferiori dei versanti studiati. La loro messa in posto è verosimilmente da attribuire a processi gravitativi e di alterazione fisico-chimica favoriti dalla ridotta presenza di vegetazione.

I depositi di frana dominano in quasi tutto il settore basale dei versanti; sono presenti depositi caotici di frana di crollo e crollo-ribaltamento, con blocchi eterometrici di granitoidi e dolomie, con matrice

(dove presente) da sabbiosa a ghiaiosa scarsamente compatta o sciolta. Tali frane sono associate all'interazione tra il moto ondoso e la gravità. L'azione erosiva del moto ondoso alla base del versante causa un solco di wave run-up che con l'approfondimento causa il crollo del terreno sovrastante. I corpi di frana che ricadono all'interno della fascia di wave run-up subiscono la dinamica del moto ondoso e sono totalmente esenti da matrice e frazione fine (sabbia e ghiaia).



Figura 26: Deposito di frana con abbondante matrice siltoso- sabbiosa alla base della ripa di erosione. I materiali sono stati già in parte rimobilizzati dai massimi frangenti.

8. VALUTAZIONE DELLA DINAMICA EVOLUTIVA

I dati acquisiti consentono di confrontare le caratteristiche della costa in esame, che possiamo considerare come gli elementi predisponenti al dissesto, con i meccanismi che possono attivare i processi di instabilità. Gli elementi predisponenti concernono:

- le caratteristiche geologico-geomorfologiche;
- climatiche (intese come la media degli eventi meteorologici a lungo termine);
- idrogeologiche e geotecniche.

I meccanismi di attivazione dei processi che portano all'instabilità sono, in diversa misura e talvolta in compartecipazione:

- il moto ondoso;
- le caratteristiche geotecniche dei depositi interessati dai processi di frana;
- la variazione del livello del mare e della marea (sebbene questa sia poco significativa nel contesto mediterraneo);
- l'azione dei venti (ed eventi meteorologici in genere),
- il comportamento delle acque sotterranee
- le precipitazioni;
- l'effetto di alterazione provocato dallo spray marino (Fig. 26).

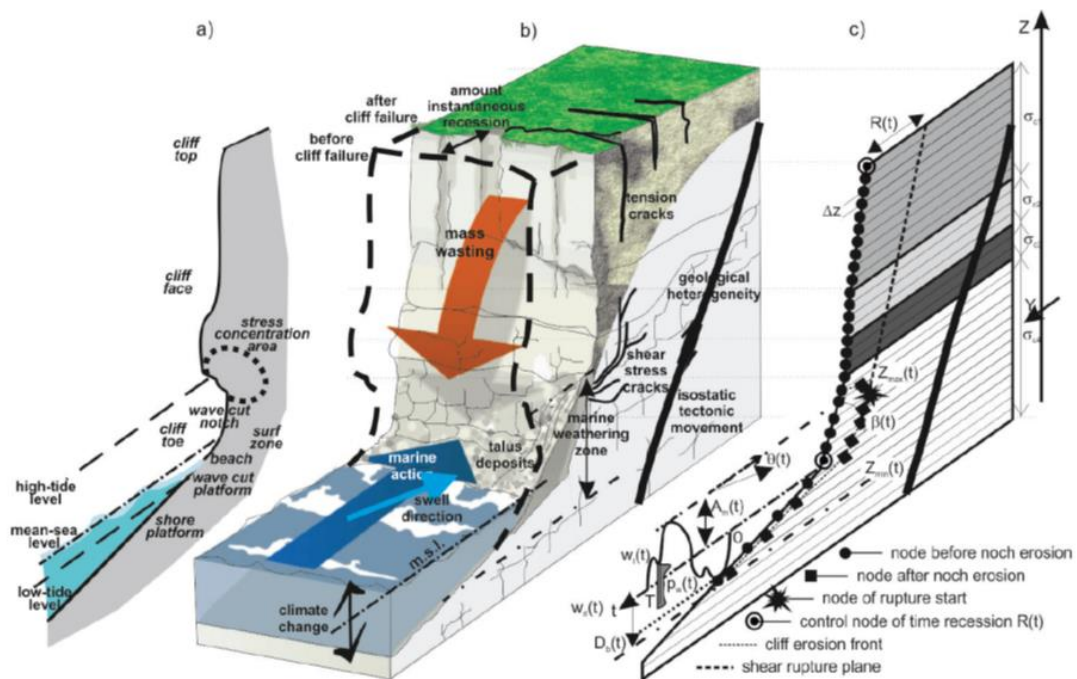


Figura 27: Blocco diagramma di una falesia: (a) aspetti morfologici di una falesia; (b) unità costiera omogenea (CBU), che presenta condizioni geologiche ed oceanografiche omogenee; (c) discretizzazione di una sezione litorale su falesia con gli elementi principali coinvolti, da (Castedo et al., 2012).

Lo studio delle coste alte è prevalentemente orientato a comprendere il fenomeno dell'erosione e dell'arretramento in modo da poterne predire l'evoluzione e quindi pianificare interventi che possano ridurre il possibile danno.

La stragrande maggioranza delle esperienze e le ricerche note nella letteratura internazionale (es. Sunamura, 1992; Castedo et al., 2012; Lim et al., 2010; Del Rio, Gracia, 2009) sono concentrate sui fenomeni di arretramento delle coste alte costituite da rocce tenere o molto tenere (resistenza alla compressione uniassiale - o ad espansione laterale libera inferiori a 25-50 Mpa), così come nel caso in esame.

Sebbene esistano differenti approcci, anche riguardo ai dati rilevati ed al modello di analisi scelto, vi è in letteratura un sostanziale accordo nel classificare due tipologie estreme (end-member) di meccanismi che innescano frane in contesti di falesie attive: uno "marino", prevalentemente conseguente all'azione del moto ondoso ed uno invece più legato a fenomeni "terrestri" di evoluzione del versante, tra cui il più rilevante è l'azione delle acque sotterranee.

Tra questi due estremi si possono verificare situazioni di interconnessione tra i fenomeni, con interazione di processi marini e terrestri che creano condizioni di instabilità diverse, soprattutto per la loro tendenza evolutiva; fino ad arrivare a situazioni in cui, nella stessa falesia, si possono sviluppare diverse tipologie di frana, passando da un meccanismo di attivazione ad un altro.

Alla scala locale lo scopo principale è quello valutare il grado di stabilità di un versante e la sua evoluzione nel tempo. Le condizioni di equilibrio incidono in maniera determinante su una serie di fattori che tendono a ridurre la stabilità (caratteristiche intrinseche, pendenza del versante, geometria del rilievo, ecc.). Nel caso delle falesie costiere attive l'effetto del moto ondoso rende il quadro più complesso.

Esistono in letteratura pochi modelli affidabili di risposta al processo di arretramento delle falesie. Questi sono in genere basati sulle relazioni funzionali tra i processi fisici dominanti che agiscono sulla costa (Fig. 28) (Walkden, Hall, 2005; Walkden Hall, 2011; Trenhaile, 2002; Castedo et al., 2012). Di seguito alcuni dei più significativi.

Essendo necessari modelli per simulare l'erosione basale e il conseguente collasso della falesia Bray, Hooke (1997) e Castedo et al. (2012) propongono un modello che attraverso l'analisi di stabilità dell'equilibrio limite con il "Metodo svedese" o il "Metodo Fellenius" (Fellenius, 1936), integra il modello di erosione in risposta ai processi agenti. Sono metodi validi in rocce tenere dove prevalgono processi di instabilità attivati lungo superfici curve, sub-circolari, che si formano per una generica perdita di coesione del materiale.

Lajoie, Mathieson (1998) ritengono che l'azione del moto ondoso è il principale responsabile dell'arretramento del piede di falesia, mentre Hampton, Dingler (1998), in uno studio condotto su diverse aree dei promontori costieri della California settentrionale tra cui Pacifica, ipotizzano che l'azione delle infiltrazioni di acque sotterranee sia a volte prevalente; gli stessi autori hanno suggerito che l'azione delle onde può svolgere solo un ruolo secondario rimuovendo il deposito di accumulo al piede della falesia. Questo ovviamente legato all'incremento della pressione interstiziali nei sedimenti granulari poco coerenti che costituiscono quelle coste con conseguente riduzione della resistenza a taglio.

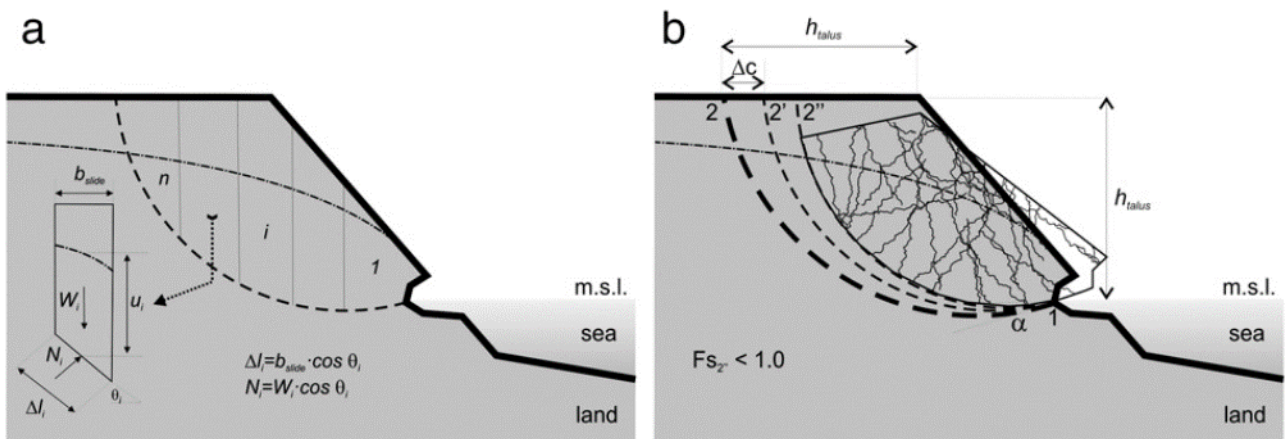


Figura 28: (a) analisi di stabilità; (b) criteri di ricerca per le superfici di scorrimento circolari. (Castedo et al., 2012).

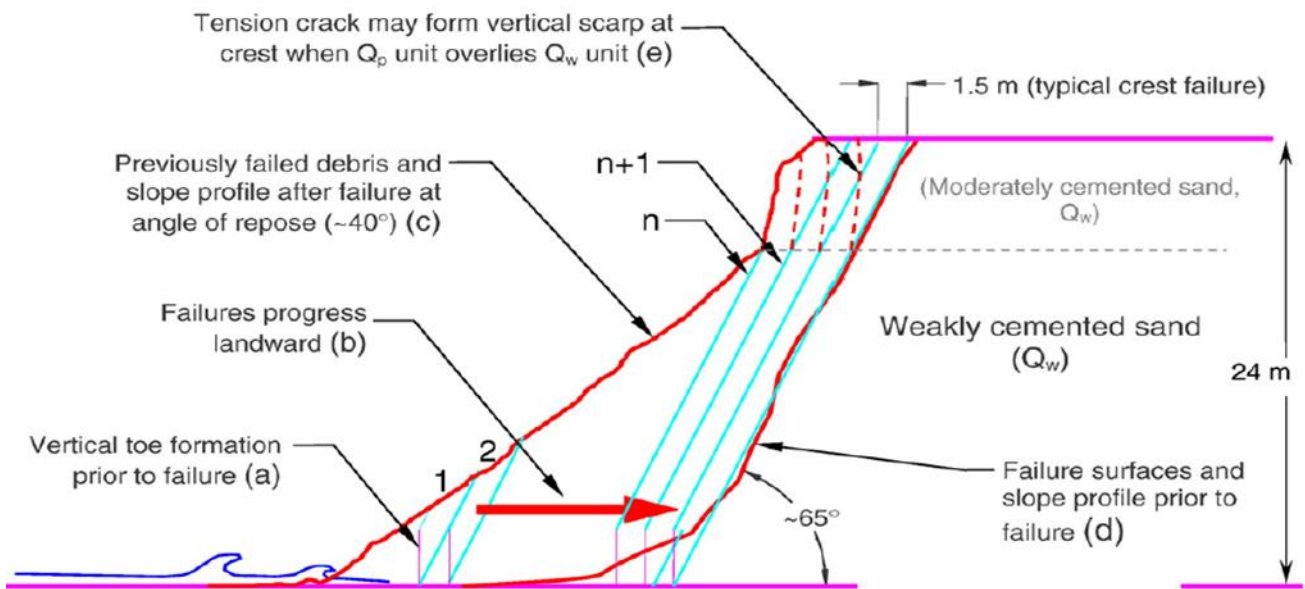


Figura 29: Modello di arretramento della falesia dall'azione del moto ondoso. Onde che agiscono solo su precedenti depositi di frana causano frane di scivolamento con altezza inferiore a 2 metri (a). (Castedo et al., 2012)

I processi di crollo aumentano in altezza (1, 2, n) (b), ma senza interessare il ciglio, quando il moto ondoso disgrega il deposito basale connesso con precedenti crolli o materiale integro e intatto (c). Il crollo che interessa l'intera falesia avviene in n + 1 con conseguente arretramento parallelo del ciglio (d). Il ciclo ricomincia quando i detriti risultanti dai crolli vengono erosi dall'azione delle onde. A Pacifica (California), la sabbia moderatamente cementata (Q_p) sovrasta la sabbia debolmente cementata sulla cresta e forma scarpate verticali (e) che non rispondono all'erosione del piede indotta dall'azione delle onde (Collins, Sitar, 2008).

Nelle rocce tenere e in depositi semicoerenti, la frequenza dei fenomeni franosi è tendenzialmente maggiore che in rocce più resistenti. La presenza di un solco di erosione, non necessariamente solo quello legato al moto ondoso normale, è quindi un indicatore importante della possibile predisposizione al collasso gravitativo di una porzione del versante anche in rocce resistenti alla deformazione. Ugualmente, l'accumulo del materiale collassato al piede della falesia costituisce una protezione dall'erosione della falesia stessa, per cui la sua presenza previene una continua erosione alla base (Fig. 26).

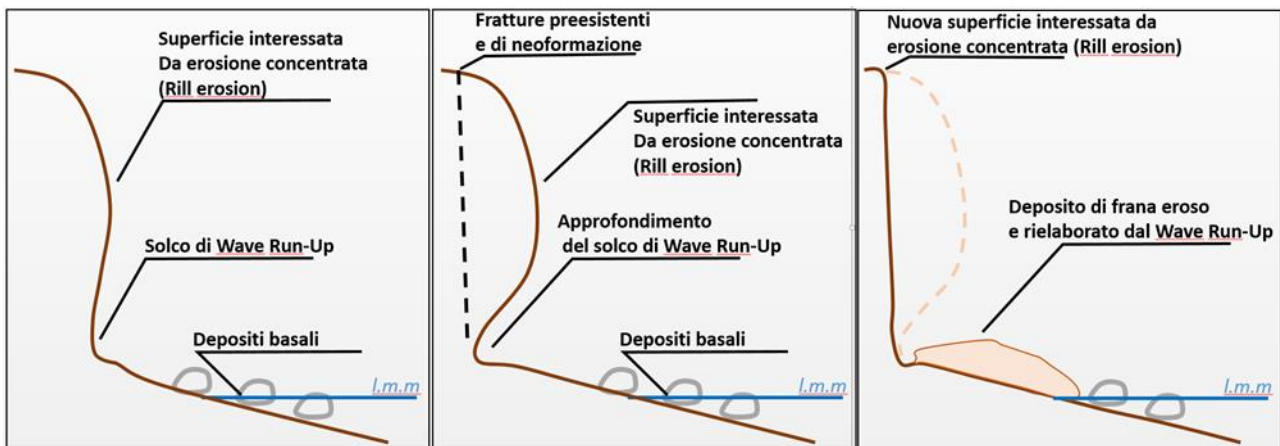


Figura 30: Evoluzione del versante in relazione al moto ondoso e ai processi gravitativi. a) fase iniziale di formazione del solco di wave run-up e erosione lineare (Rill erosion) su superficie ad alta pendenza. b) Approfondimento del solco basale sino al raggiungimento dell'instabilità del materiale sovrastante. c) Collasso gravitativo e rielaborazione del deposito di crollo da parte del moto ondoso.

9. MODELLO DI STABILITÀ DELLA RIPA DI EROSIONE COSTIERA

Allo scopo di meglio definire la problematica scientifica dei processi di frana da scalzamento alla base legati all'approfondimento del solco di wave runup è stato costruito un modello numerico utilizzando il programma Slope della GEOSTRU.

Ipotesi di evoluzione delle frane di scivolamento

Introduzione all'analisi di stabilità

La risoluzione di un problema di stabilità richiede la presa in conto delle equazioni di campo e dei legami costitutivi. Le prime sono di equilibrio, le seconde descrivono il comportamento del terreno. Tali equazioni risultano particolarmente complesse in quanto i terreni sono dei sistemi multifase, che possono essere ricondotti a sistemi monofase solo in condizioni di terreno secco, o di analisi in condizioni drenate.

Nella maggior parte dei casi ci si trova a dover trattare un materiale che se saturo è per lo meno bifase, ciò rende la trattazione delle equazioni di equilibrio notevolmente complicata. Inoltre, è praticamente impossibile definire una legge costitutiva di validità generale, in quanto i terreni presentano un comportamento non-lineare già a piccole deformazioni, sono anisotropi ed inoltre il loro

comportamento dipende non solo dallo sforzo deviatorico ma anche da quello normale. A causa delle suddette difficoltà vengono introdotte delle ipotesi semplificative:

Si usano leggi costitutive semplificate: modello rigido perfettamente plastico.

Si assume che la resistenza del materiale sia espressa unicamente dai parametri coesione (c) e angolo di resistenza al taglio (ϕ), costanti per il terreno e caratteristici dello stato plastico; quindi si suppone valido il criterio di rottura di Mohr-Coulomb. In alcuni casi vengono soddisfatte solo in parte le equazioni di equilibrio.

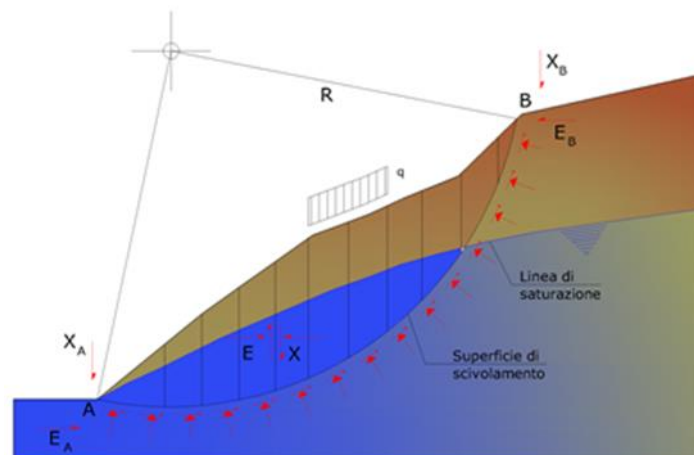
Metodo equilibrio limite (LEM)

Il metodo dell'equilibrio limite consiste nello studiare l'equilibrio di un corpo rigido, costituito dal pendio e da una superficie di scorrimento di forma qualsiasi (linea retta, arco di cerchio, spirale logaritmica); da tale equilibrio vengono calcolate le tensioni da taglio (τ) e confrontate con la resistenza disponibile (τ_f), valutata secondo il criterio di rottura di Coulomb, da tale confronto ne scaturisce la prima indicazione sulla stabilità attraverso il coefficiente di sicurezza:

$$F = \tau_f / \tau$$

Tra i metodi dell'equilibrio limite alcuni considerano l'equilibrio globale del corpo rigido (Culman), altri a causa della non omogeneità dividono il corpo in conci considerando l'equilibrio di ciascuno (Fellenius, Bishop, Janbu ecc.).

Di seguito vengono discussi i metodi dell'equilibrio limite dei conci.



Metodo dei conci

La massa interessata dallo scivolamento viene suddivisa in un numero conveniente di conci. Se il numero dei conci è pari a n , il problema presenta le seguenti incognite:

- n valori delle forze normali N_i agenti sulla base di ciascun concio;
- n valori delle forze di taglio alla base del concio T_i ;
- $(n-1)$ forze normali E_i agenti sull'interfaccia dei conci;
- $(n-1)$ forze tangenziali X_i agenti sull'interfaccia dei conci;
- n valori della coordinata a che individua il punto di applicazione delle E_i ;
- $(n-1)$ valori della coordinata che individua il punto di applicazione delle X_i ;
- una incognita costituita dal fattore di sicurezza F .

Complessivamente le incognite sono $(6n-2)$.

Mentre le equazioni a disposizione sono:

- equazioni di equilibrio dei momenti n ;
- equazioni di equilibrio alla traslazione verticale n ;
- equazioni di equilibrio alla traslazione orizzontale n ;
- equazioni relative al criterio di rottura n .

Totale numero di equazioni $4n$.

Il problema è staticamente indeterminato ed il grado di indeterminazione è pari a:

$$i = (6n - 2) - (4n) = 2n - 2$$

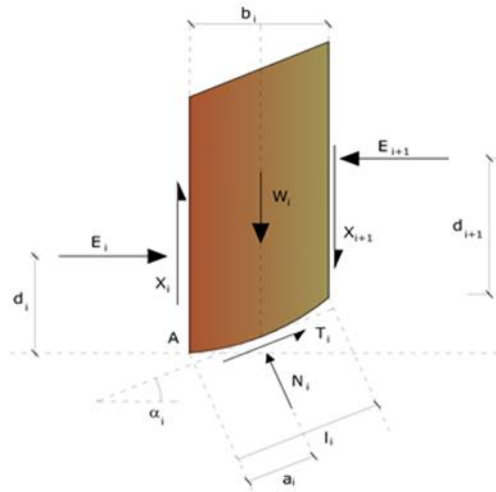
Il grado di indeterminazione si riduce ulteriormente a $(n-2)$ in quanto si fa l'assunzione che N_i sia applicato nel punto medio della striscia. Ciò equivale ad ipotizzare che le tensioni normali totali siano uniformemente distribuite.

I diversi metodi che si basano sulla teoria dell'equilibrio limite si differenziano per il modo in cui vengono eliminate le $(n-2)$ indeterminazioni.

Metodo di Fellenius (1927)

Con questo metodo (valido solo per superfici di scorrimento di forma circolare) vengono trascurate le forze di interstriscia pertanto le incognite si riducono a:

- n valori delle forze normali N_i ;
- n valori delle forze da taglio T_i ;
- 1 fattore di sicurezza.



Incognite (2n+1).

Le equazioni a disposizione sono:

- n equazioni di equilibrio alla traslazione verticale;
- n equazioni relative al criterio di rottura;
- equazione di equilibrio dei momenti globale.

$$F = \frac{\sum \{ c_i \times l_i + (W_i \times \cos \alpha_i - u_i \times l_i) \times \tan \phi_i \}}{\sum W_i \times \sin \alpha_i}$$

Questa equazione è semplice da risolvere ma si è trovato che fornisce risultati conservativi (fattori di sicurezza bassi) soprattutto per superfici profonde.

Ricerca della superficie di scorrimento critica

In presenza di mezzi omogenei non si hanno a disposizione metodi per individuare la superficie di scorrimento critica ed occorre esaminarne un numero elevato di potenziali superfici.

Nel caso vengano ipotizzate superfici di forma circolare, la ricerca diventa più semplice, in quanto dopo aver posizionato una maglia dei centri costituita da m righe e n colonne saranno esaminate tutte le superfici aventi per centro il generico nodo della maglia mxn e raggio variabile in un determinato range di valori tale da esaminare superfici cinematicamente ammissibili.

L'analisi della stabilità è stata eseguita simulando due scenari: il primo in assenza di solco di erosione basale al piede della ripa (Fig. 31) e il secondo con solco di erosione correlabile con la dinamica del moto ondoso (Fig. 32).

L'assetto stratigrafico del versante è caratterizzato da una alternanza di livelli a sabbie limose (strato 1 in tabella seguente) e livelli a ghiaie sabbiose (strato 2 in tabella seguente). Il substrato roccioso alla base del versante è caratterizzato da litologie granitiche debolmente alterate (strato 3 in tabella seguente).

Stratigrafia

Strato	Coesione (kg/cm ²)	Coesione non drenata (kg/cm ²)	Angolo resistenza al taglio (°)	Peso unità di volume (Kg/m ³)	Peso saturo (Kg/m ³)	Litologia	
1	2.26	0	36	1756	2070	Sabbia limosa	
2	2.53	0	38	1793	2093	Ghiaia sabbiosa	
8	0	0	45	2300	2500	Substrato roccioso	

Analisi di stabilità dei pendii con: Fellenius (1927)

=====	
Numero di strati	8,0
Numero dei conci	10,0
Grado di sicurezza ritenuto accettabile	1,3
Parametri geotecnici da usare. Angolo di attrito:	Picco
Analisi	Condizione drenata
Superficie di forma circolare	

Scenario di simulazione:
Sezione del versante in
assenza di solco di
erosione basale.

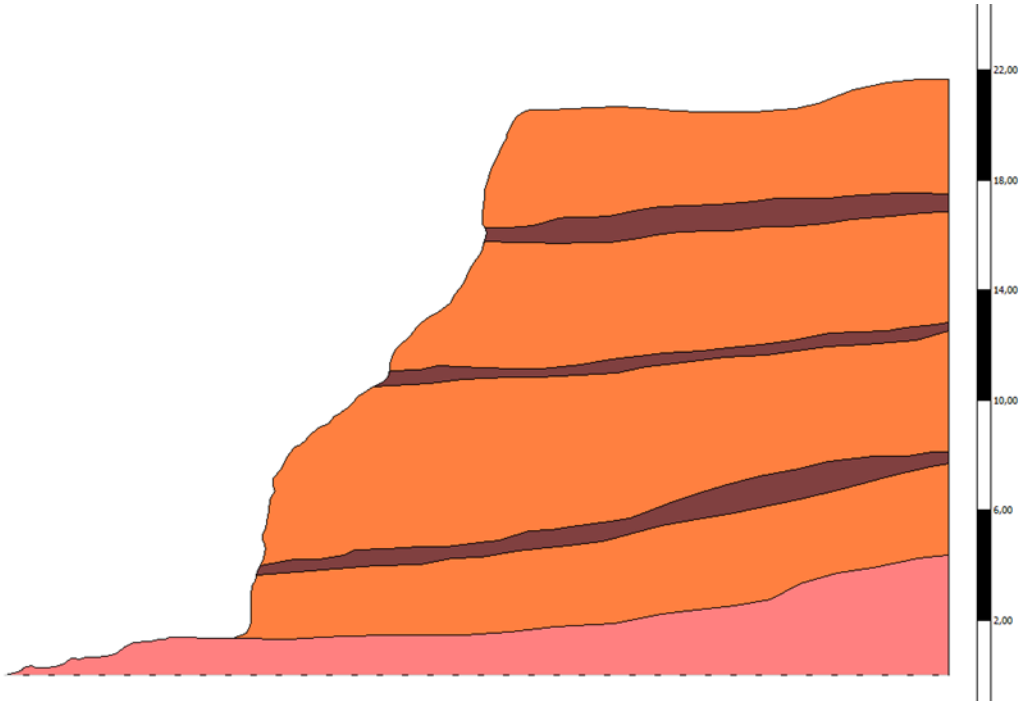


Figura 31: Modello geologico stratigrafico semplificato del versante in assenza di solco di erosione al piede della ripa.

Scenario di simulazione:
Sezione del versante in
presenza di solco di
erosione basale.

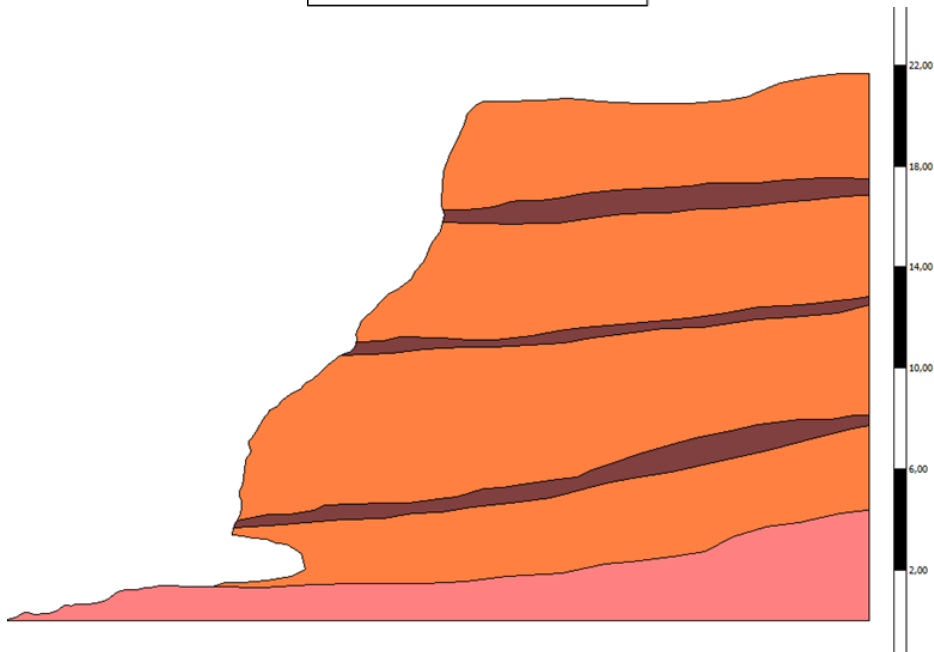


Figura 32: Modello geologico stratigrafico semplificato del versante in presenza di solco di erosione al piede della ripa.

Risultati analisi pendio

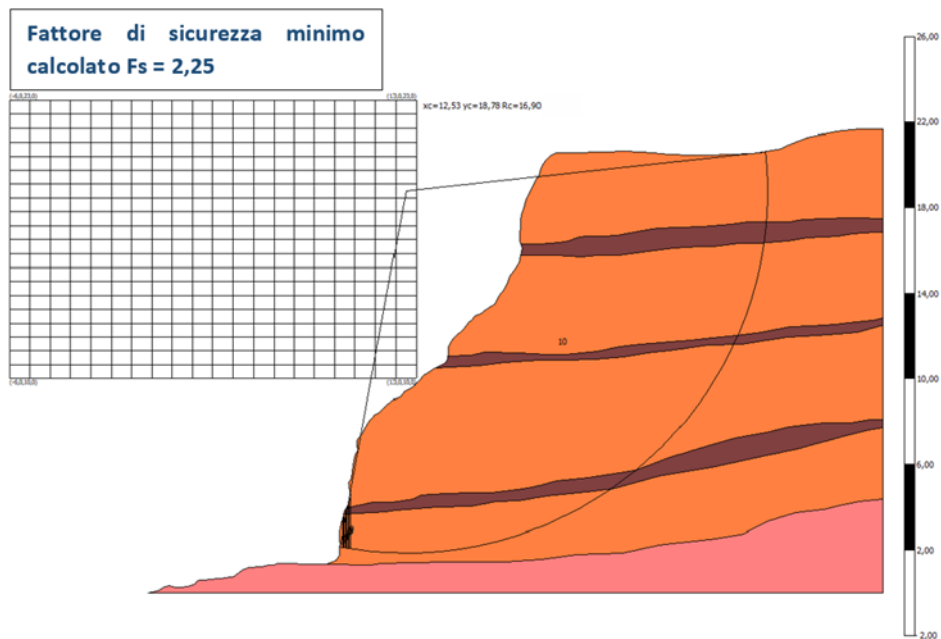


Figura 33: Scenario di simulazione con versante in assenza di solco di erosione al piede della ripa.

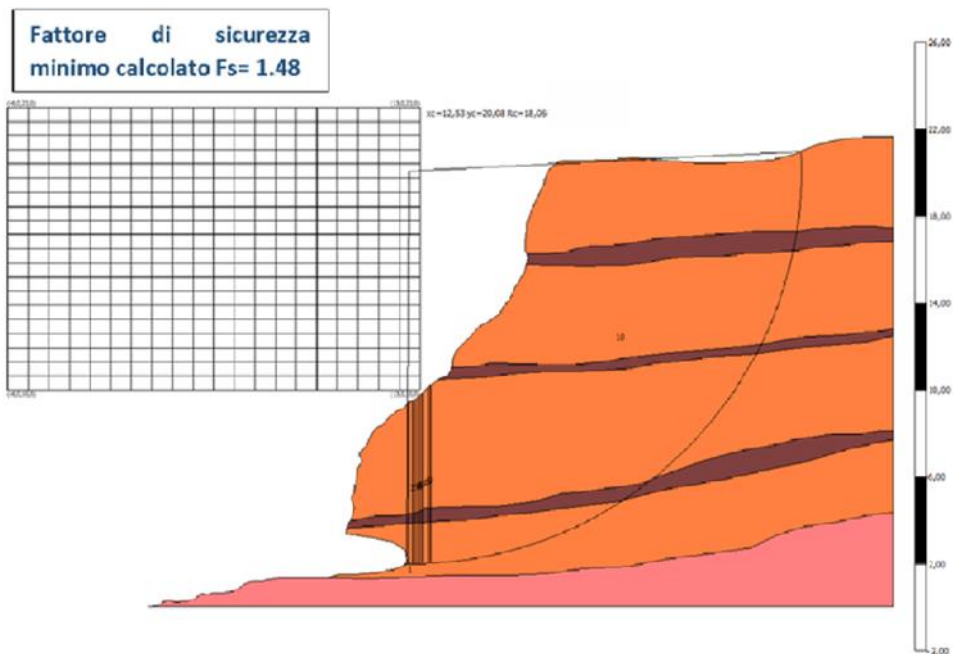


Figura 34: Scenario di simulazione con versante in assenza di solco di erosione al piede della ripa.

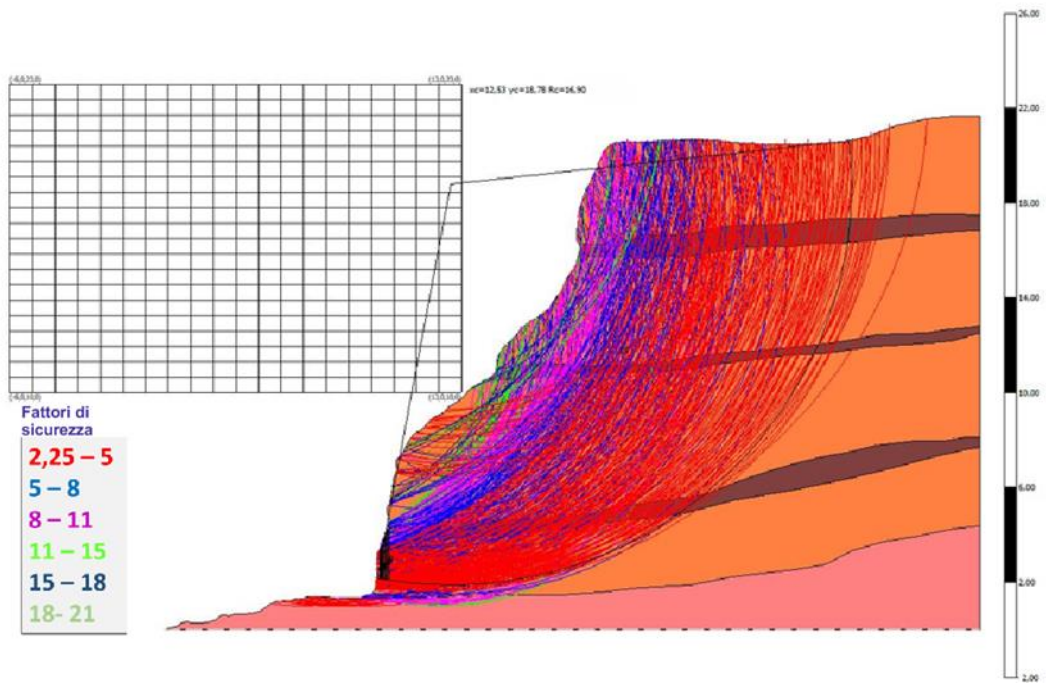


Figura 35: Simulazione in assenza di solco di erosione al piede del versante. Superfici di rottura potenziali e relativi fattori di sicurezza.

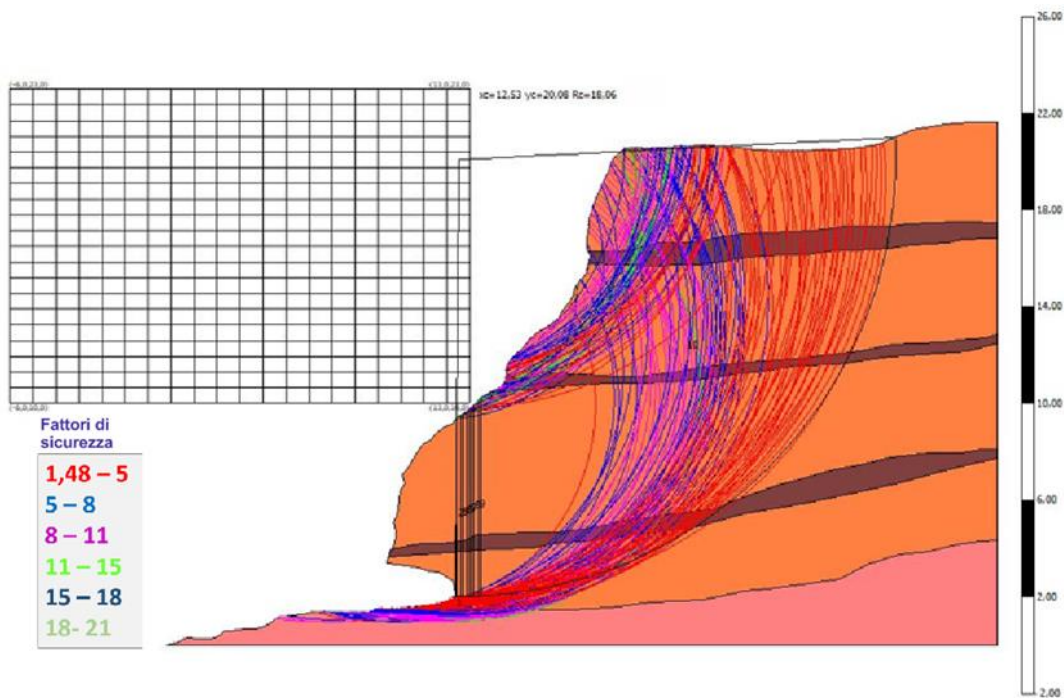
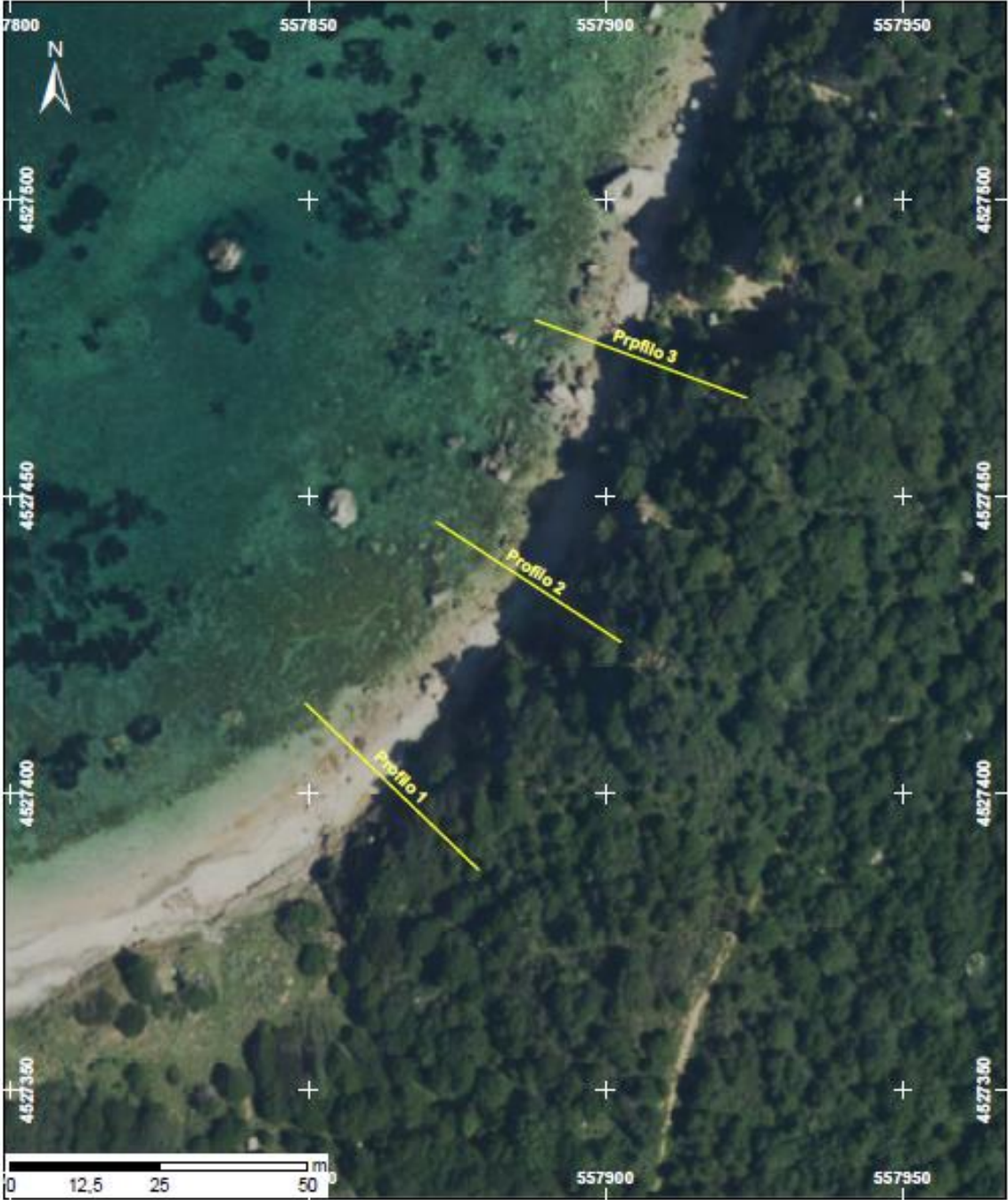
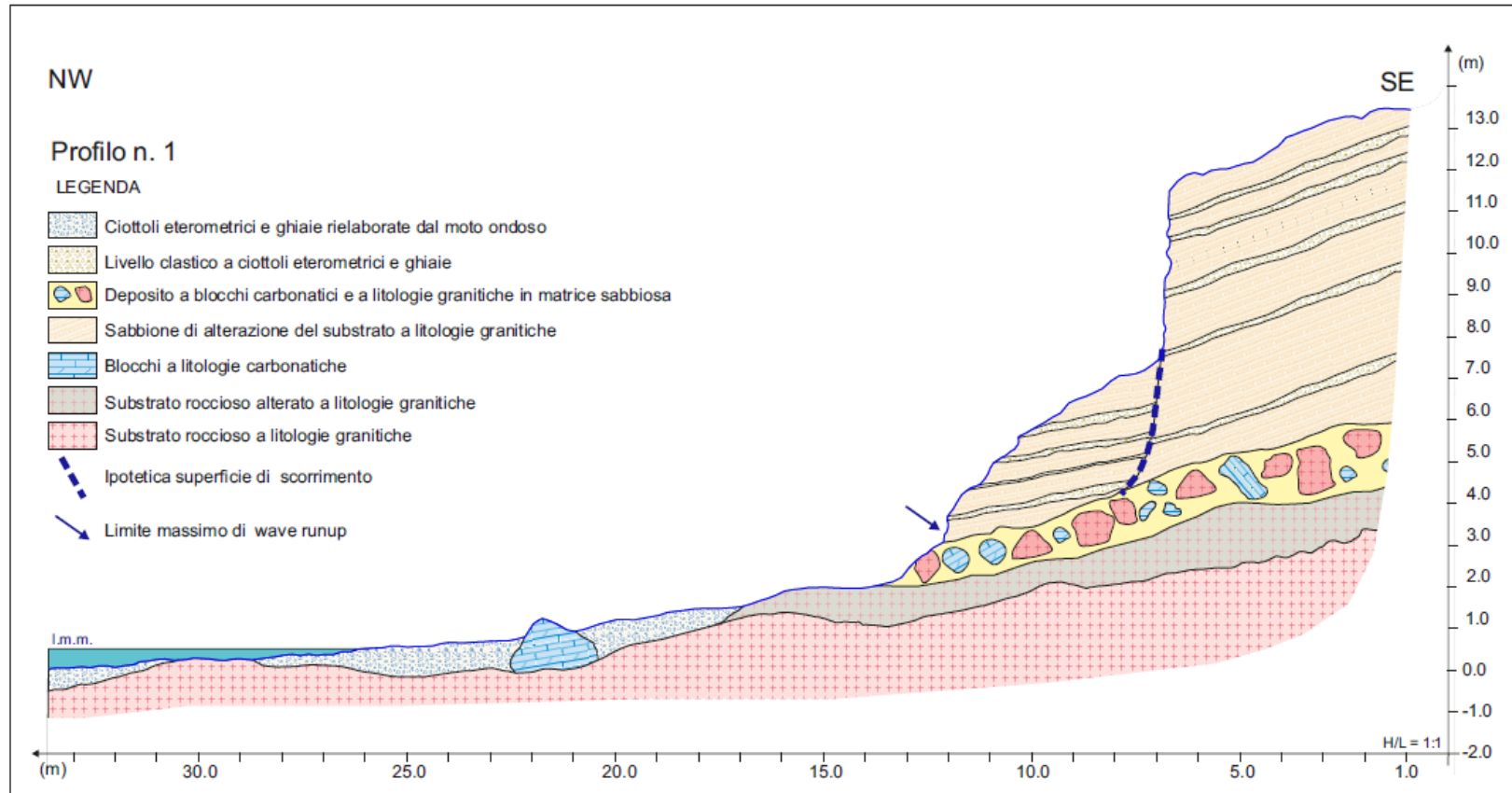


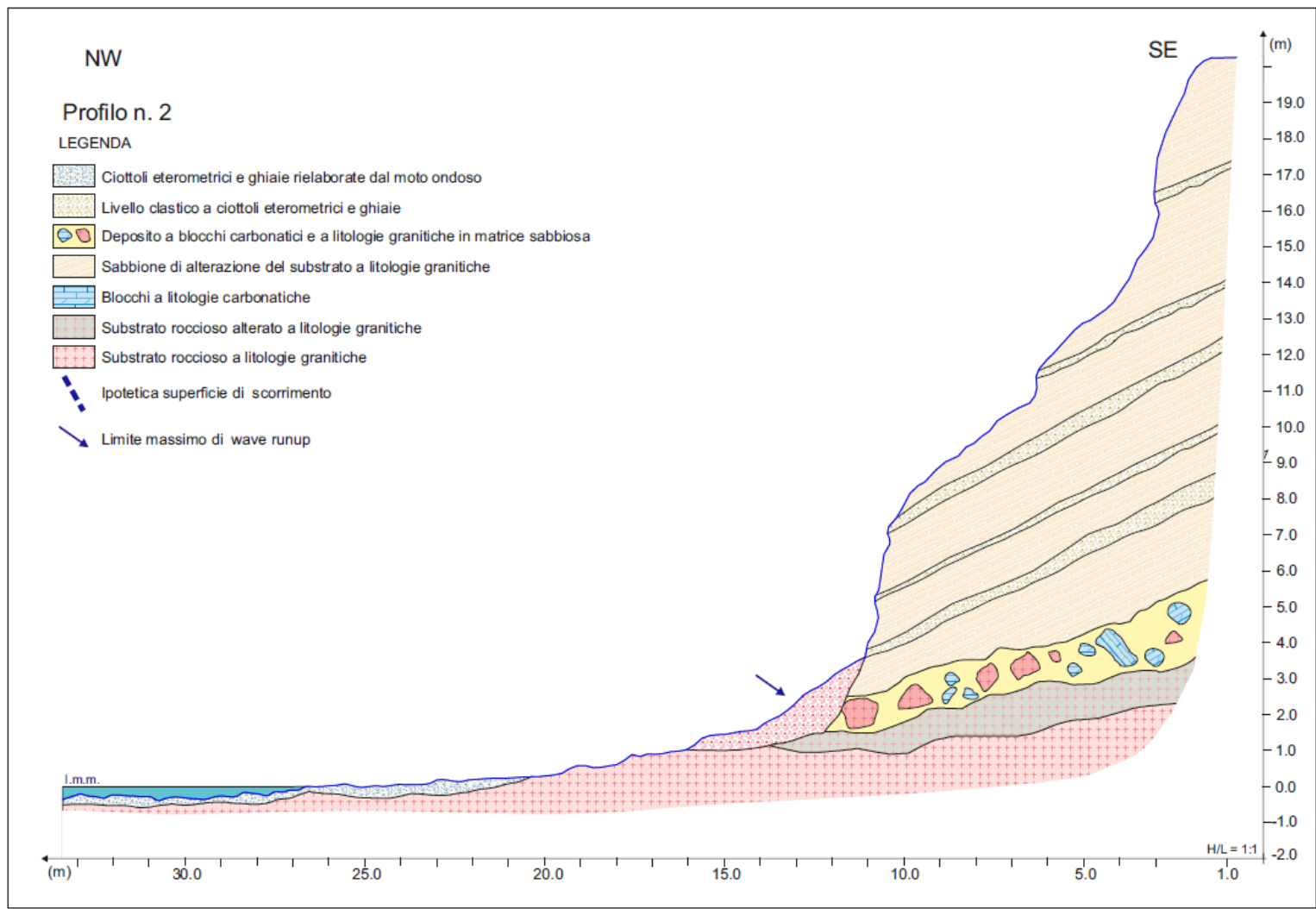
Figura 36: Simulazione in presenza di solco di erosione al piede del versante. Superfici di rottura potenziali e relativi fattori di sicurezza.

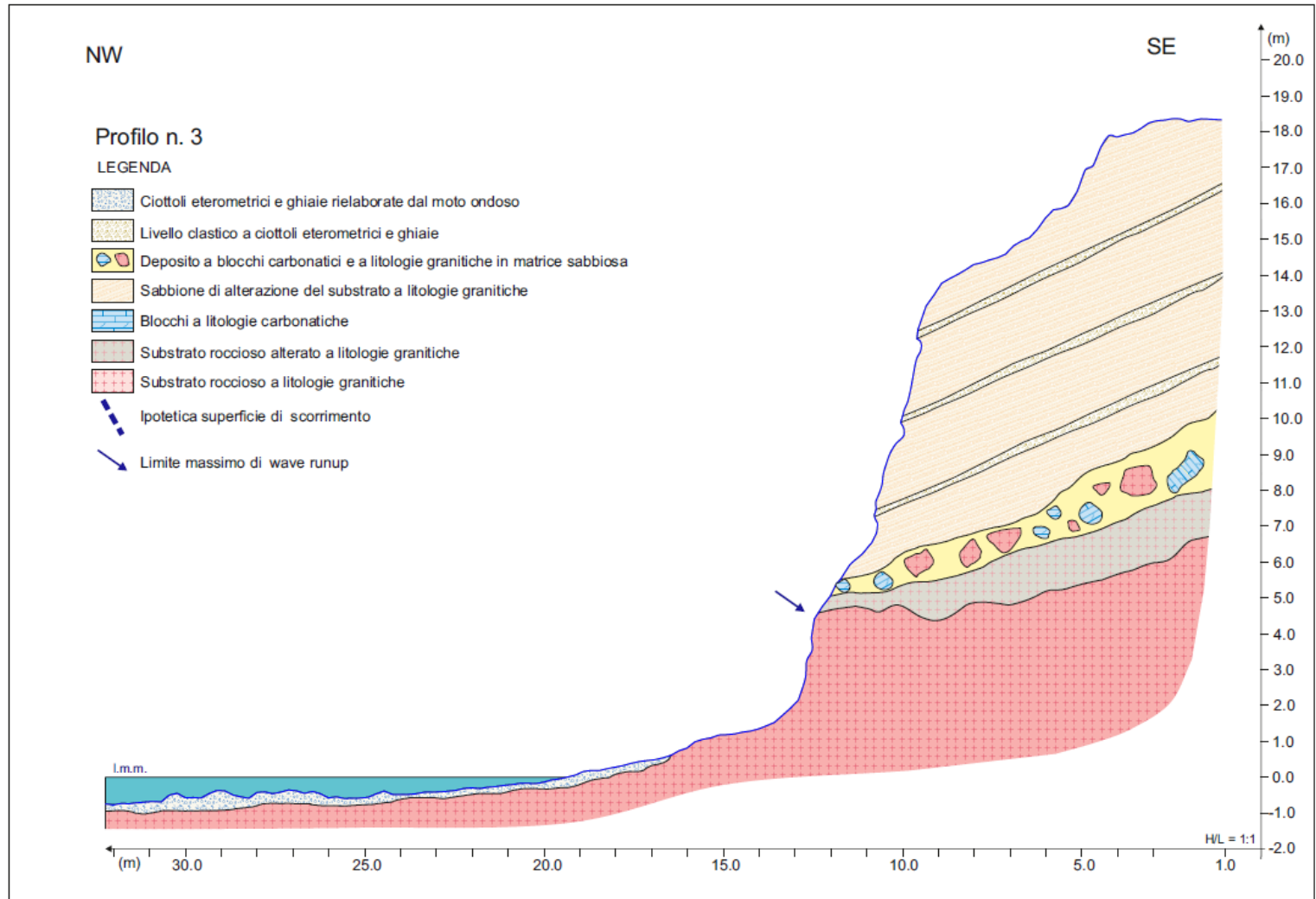
ALLEGATO 1: LOCALIZZAZIONE PROFILI -GEOLOGICI DEL VERSANTE.



ALLEGATO 2: PROFILI GEOLOGICI DEL VERSANTE.







BIBLIOGRAFIA

- Aru A., Baldaccini P., Delogu G., Dessena M.A., Madrau S., Melis R.T., Vacca A., Vacca S. 1990. Carta dei suoli della Sardegna, in scala 1:250.000. Dipartimento Scienze della Terra Università di Cagliari, Assessorato Regionale alla Programmazione Bilancio ed Assetto del Territorio, SELCA, Firenze.
- Bray, M.J., Hooke, J.M., 1997. Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 13: 453–467.
- Blott, S.J., Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248.
- Bosellini A., Mutti E., Ricci Lucchi F. 1989. Rocce e successioni sedimentarie. *Scienze della Terra*, UTET: pp. 395
- Carmignani L., Carosi R., Disperati L., Funedda A., Musumeci G., Pasci S., Pertusati P.C. 1992. Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy. In: (Eds) Carmignani L. & Sassi F. P. «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 5: 83-96, Siena
- Carmignani L. Rossi P., Barca S., Oggiano G., Duran Delga M., Salvadori I... & Pasci. 2000. Carta geologica e strutturale della Sardegna e della Corsica, scala 1/500000, Serv. Geol. d'Italia, Reg. Sardegna, BRGM, Collect. Territoriale de Corse, Roma.
- Carmignani, L., Oggiano, G., Barca, S., Conti, P., Salvadori, I., Eltrudis, & Pasci, S. 2001. Geologia della Sardegna: Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia (Vol. 60). Roma: Servizio Geologico d'Italia, pp. 283.
- Cassano E., Marcello A., Nannini R., Pretti S., Ranieri G., Salvadori R., Salvadori I. 1979. Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante. *Boll. Serv. Geol. It.*, 100: 7-30.
- Castedo R., Murphy W., Lawrence J., Paredes C. 2012. A new process–response coastal recession model of soft rock cliffs. *Geomorphology*, 177: 128-143.
- Collins, B. D., Sitar, N. 2008. Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA. *Geomorphology*, 97: 483–501

- Costamagna L.G., Barca S., Lecca L. 2007. The Bajocian-Kimmeridgian Jurassic sedimentary cycle of eastern Sardinia: Stratigraphic, depositional and sequence interpretation of the new 'Baunei Group'. *C. R. Geoscience*, 339: 601-612.
- Del Río L., Gracia F.J. 2009. Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 112: 82–95.
- Fanucci F., Fierro G., Ulzega A., Gennesseaux M., Rehault J.P., Viaris de Lesegno L. 1976. The continental shelf of Sardinia: structure and sedimentary characteristics. *Boll. Soc. Geol. It.* 95: 1207-1217.
- Fellenius, W. 1927. *Erdstatische Berechnungen mit Reibung und Kohasion (Adhasion) und unter Annahmekreiszyllindrischer Gleitflächen*. Ernst & Sohn, Berlin.
- Folk, R.L. Ward, W.C. 1957. A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Friedman G. M. F. E., Sanders, W. 1978. *Principles of sedimentology*, New York.
- Hampton M. A., Griggs G. B., Edil T. B., Guy D. E., Kelley J. T., Komar P. D., Shipman H. M. 2004. Processes that govern the formation and evolution of coastal cliffs. *US Geological Survey professional paper*, 1693: 7-38.
- Hampton, M., and J. Dingler. 1998. Short-Term Evolution of Three Coastal Cliffs. In *San Mateo County, California. Shore & Beach* October 1998: 24-30.
- Lecca L., Leone F., Ulzega A. 1978. La plate-forme continentale de la Sardaigne sud-occidentale: lineaments geomorphologiques et observations structurales. *C.I.E.S.M., 26° Congr. Antalya*.
- Lajoie, K., and S. Mathieson. 1998. 1982-1983 El Niño Coastal Erosion, San Mateo County, California: *U.S. Geological Survey Open File Report*: 98-41.
- Lim M., Rosser N. J., Allison R. J., Petley D. N. 2010. Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology*, 114(1-2): 12-21.
- Ozer A. 1976. *Géomorphologie du versant septentrional de la Sardaigne*. Thèse de Doctorat, Univ. Liège, Vol. 3°, 216 pp.
- Sunamura T. 1992. *The Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, Chichester.

- Susanna A. 2014. Validation of the name *Centaurea*×*forsythiana* Levier (Asteraceae). *Phytotaxa*, 166(4): 297-300.
- Trenhaile A. S., 2002. Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology*, 185 (3-4): 341-361.
- Twidale, Vidal-Romaní, 2005 Twidale C.R., Vidal Romani J.R. (2005) *Landforms and Geology of Granite Terrains*. A.A. Balkema, Leiden.
- Walkden M.J.A., Hall J.W. 2005. A predictive Mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coastal Engineering*, 52: 535–563.
- Walkden, M. J., Hall J. W. 2011. A mesoscale predictive model of the evolution and management of a soft-rock coast. *Journal of Coastal Research*, 27(3): 529-543.
- Ulzega A., Ozer A. 1982. *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table Ronde surle Tyrrhénien de Sardaigne*. INQUA: p. 110
- Udden, J.A. 1914. Mechanical Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25: 655-744.
- Vardabasso, S. 1962. Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico in Sardegna. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 3: 665-678.