

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"



**SCUOLA POLITECNICA E DELLE SCIENZE DI BASE
AREA DIDATTICA DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E
NATURALI**

CORSO DI DOTTORATO IN

Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse

Coordinatore Prof. Maurizio Fedi

XXIX CICLO

**SCENARI DI SUSCETTIBILITÀ A FRANE IN ROCCIA
LUNGO LE FALESIE COSTIERE: IL CASO STUDIO
DELLA COSTA CARBONATICA DEL CILENTO**

TUTOR

PROF.SSA NICOLETTA SANTANGELO

CO-TUTOR

PROF. ANTONIO SANTO

PROF. MICHEL JABOYEDOFF

CANDIDATO

VALERIO SORRENTINO

Alla professoressa Paola Romano

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare tutte le persone che mi hanno aiutato in questa stimolante esperienza nel mondo della ricerca scientifica.

Non posso che iniziare dalla persona che ha reso tutto possibile con la sua disponibilità ad accompagnarmi lungo questo triennio, la professoressa Paola Romano. Non ci è stata data la possibilità di concludere questo percorso insieme, ma la sua umanità e professionalità la porterò per sempre con me.

Il mio progetto di ricerca ha vissuto momenti difficili, senza dubbio alcuno se sono riuscito a portarlo a termine lo devo assolutamente ai professori Nicoletta Santangelo e Tonino Santo. Con interesse mi hanno guidato nella ricerca trovando con me i pezzi del *puzzle* che mancavano.

Desidero ringraziare con allegria e affetto Giovanni, Melania e Carmen che hanno creato un gruppo di lavoro sereno e proficuo rendendo il lavoro quotidiano piacevole e divertente.

Fondamentale è stata la collaborazione con il *Risk Group* dell'Università di Losanna, resa possibile solo dalla gentilezza del professore Michel Jaboyedoff. Questa esperienza estera oltre ad arricchirmi nelle conoscenze tecniche mi ha consentito di osservare da vicino il mondo della ricerca in una nazione che riconosce la giusta importanza a tutto il nostro lavoro.

Mille grazie ad Ermanno ed Antonio della Stage srl, la loro grande professionalità e conoscenza del mondo del rilievo tridimensionale è stata indubbiamente decisiva nella stesura di questa tesi, grazie per i consigli e la vostra preziosa amicizia.

Desidero concludere ringraziando tutti i miei colleghi di ciclo, in particolare Maurizio e Tina, Francesco e Mela che hanno reso felice la vita di ateneo con le nostre chiacchierate e risate, combattendo lo stress uniti ne siamo venuti a capo.

ABSTRACT

The main aim of this work was to assess rockfall susceptibility along coastal cliffs by testing various applications created by international scientific community.

The selected study area is located in the southern part of the Cilento coast (southern Italy). It represents an important tourist attraction, belonging to the "Cilento,-Vallo di Diano National Park". This area was also certificated as the only national park in the Mediterranean area included in the UNESCO World Heritage List in 1998, and in 2010 also gained the title of Geopark. The coast is characterized by several pocket beaches, often bounded by high cliffs, that during the summer season are frequented by a large number of people reaching them by foot or by boats. For this reason, real condition of risk associated to rockfalls exist all along this coastal segment.

A multi-scale methodological approach was used in this study. First of all, a geomorphological analysis of the whole coastal segment between Capo Palinuro to the north and Scario village to the south, was carried out. In this phase all the cliffs and the pocket beaches were characterized and mapped (see Attached Geomorphological map and All. N.1), accounting for their lithology and morphometry. Then, the analysis focused on 4 test pocket beaches (Buondormire, Arco Naturale, Risima, Punta Garagliano) in order to define rockfall susceptibility scenarios by means of thematic maps overlay (Di Crescenzo & Santo, 2007). Great resolution photomosaics of each cliffs were carried out allowing the elaboration of detailed geological, geomorphological and susceptibility maps (see All. N. 2).

The third step included a very detailed scale analysis of a cliff by means of remote sensing techniques such as Digital Photogrammetry (Structure from Motion) and LiDAR application (TLS). The selected test area was the Palinuro Natural Arch.

Key insights into the use of TLS in rock slope investigation include the capability of remotely obtaining the orientation of slope discontinuities, which constitutes a great step forward in rock mechanics (Abellán et al., 2014). The structural conditions of the rock masses forming the sea cliff were defined by means of various methodologies using 3D point cloud data (see All. N.3 and attached maps). Subsequently, these data allowed to identify the main failure mechanisms of the rock face. Finally, the kinematically unstable areas were highlighted using a script that computes an index of susceptibility to rockfalls based on the spatial distribution of

failure mechanisms (Matasci, 2015). The comparison with measurements collected in the field allowed the validation of all the data coming from remote sensing analysis.

KEY WORDS: Terrestrial Laser Scanner, Rockfall Susceptibility, Cliff

INDICE

1. PREMESSA.....	1
2. PRECEDENTI CONOSCENZE.....	6
2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO	6
2.2 TIPOLOGIE DI COSTA	12
2.3 STABILITA' DEI PENDII COSTIERI	16
2.4 FRANE DA CROLLO.....	18
2.5 CARATTERIZZAZIONE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI	24
2.6 ANALISI DI STABILITÀ DEI FRONTI IN ROCCIA.....	28
2.7 II REMOTE SENSING NELLE GEOSCIENZE.....	36
2.7.1 LASER SCANNING.....	36
2.7.2 FOTOGRAMMETRIA DIGITALE	40
2.8 ANALISI STRUTTURALE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI DA REMOTO.....	41
2.9 APPLICAZIONI UTILIZZATE NELLO STUDIO DEI FRONTI ROCCIOSI SCELTI	42
2.9.1 DEFINIZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ ALL'INNESCO DA REMOTO	44
3. MATERIALI E METODI	47
3.1 ANALISI MORFOMETRICA DELLE SPIAGGE DI BAIA	49
3.2 FOTOMOSAICI TEMATICI	51
3.3 RILIEVI TLS E FOTOGRAMMETRICI DEL SITO SCELTO	55
3.4 ELABORAZIONE DEI DATI TOPOGRAFICI ACQUISITI DA REMOTO.....	58
3.5 ANALISI STRUTTURALE DELL'AMMASSO ROCCIOSO.....	59
3.6 CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA DELL'ARCO	61
3.7 INDIVIDUAZIONE DEI POSSIBILI MECCANISMI DI ROTTURA	61
3.8 SUSCETTIBILITÀ ALL'INNESCO ALLA SCALA MEDIA	62
4. DESCRIZIONE DEI DATI.....	64
4.1 DATI DI CAMPO.....	64

4.1.1 ANALISI A SCALA REGIONALE	65
a) CARTA GEOMORFOLOGICA COSTIERA	65
b) CLASSIFICAZIONE MORFOMETRICA DELLE SPIAGGE DI BAIA	75
c) SELEZIONE AREE TEST	78
4.1.2 ANALISI ALLA SCALA DELLA SINGOLA FALESIA	78
a) MAPPATURA TEMATICA DEI FRONTI SCELTI	78
b) ANALISI GEOMECCANICA DEI FRONTI IN SITU	81
4.2 ANALISI DA REMOTO	92
4.2.1 ELABORAZIONE DEI DATI TOPOGRAFICI.....	93
4.2.2 COLTOP 3D.....	98
4.2.3 FACETS	103
4.2.4 ZONAZIONE GEOMECCANICA DELLE PARETI.....	106
4.2.5 STUDIO DI DETTAGLIO DEI POSSIBILI MECCANISMI DI ROTTURA.....	108
4.3 VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ ALL'INNESCO PER FRANE IN ROCCIA.....	126
4.3.1 APPLICAZIONE DEL METODO MATT3D	126
4.3.2 RISULTATI: CARTA DELLE ZONE INSTABILI.....	131
5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI.....	134
6. BIBLIOGRAFIA	143
6.1 ELENCO DEI SOFTWARE UTILIZZATI	152
7. APPENDICE 1.....	153
8. APPENDICE 2.....	168
9. APPENDICE 3.....	183
ALLEGATO 1	216
ALLEGATO 2	217

1. PREMESSA

Il progetto di ricerca svolto ha previsto lo studio dettagliato di alcune falesie e pareti sub-verticali in roccia.

La costa rocciosa costituisce di gran lunga la tipologia costiera prevalente sul nostro pianeta: il 75% delle coste mondiali, il 54% di quelle del Mediterraneo e il 57% di quelle italiane è costituito da falesie e scarpate più o meno ripide, quasi tutte interessate al piede dalla attività erosiva delle onde (Pranzini, 2004). Al netto della grande estensione mondiale di questo tipo di costa e della rilevanza economica e sociale delle relative problematiche, la costa rocciosa e le falesie hanno ricevuto una minore attenzione scientifica rispetto a quella data all'evoluzione di breve termine dei litorali sabbiosi (Naylor et al., 2010).

I fenomeni gravitativi del tipo crolli e ribaltamenti sono il processo dominante e maggiormente visibile nel processo di arretramento delle falesie (Sunamura, 1992). Questi fenomeni, generalmente improvvisi e occasionali, sono dovuti alla concomitanza di vari fattori come: variazioni stagionali dei processi erosivi (soprattutto in litologie tenere) e l'interazione tra fattori geo-meccanici e geomorfologici (Budetta et al., 2008). Quindi, data la loro complessità, sono senza dubbio fenomeni difficili da affrontare in termini di definizione della pericolosità.

Tali aspetti individuano una significativa sorgente di pericolosità ed un limite per le attività umane. Infatti, la crescente urbanizzazione delle aree costiere ha portato l'instabilità delle falesie ad essere una problematica con importanza crescente in molte aree (Redweik et al., 2009).

L'obiettivo principale del lavoro è riconducibile al testare un approccio metodologico che permetta di definire sistemi di discontinuità e modelli di rottura anche da remoto in aree non facilmente raggiungibili, quali le falesie e le pareti costiere. Questo approccio consente di velocizzare le fasi relative all'acquisizione delle condizioni strutturali degli ammassi rocciosi che costituiscono questi fronti, favorendo la successiva individuazione delle aree più instabili ed una rigorosa progettazione di eventuali opere di mitigazione del rischio.

Nel solco di questa problematica scientifica si è voluto prendere in considerazione un tratto di costa della regione Campania (Fig.1-1a) situato nel Cilento meridionale (Fig. 1-1b), nella

fattispecie la fascia costiera del Monte Bulgheria (Fig. 1-1c). Questo litorale oltre a costituire un'area ad alto pregio naturalistico e di conseguenza di alto valore economico per l'indotto turistico, presenta svariate criticità in termini di suscettibilità alla franosità da crolli in roccia. L'area studiata infatti fa parte del "Parco Nazionale del Cilento, Vallo di Diano e Alburni" (PNVCDA) dal 1995. L'inserimento del parco nella lista dei Patrimoni dell'UNESCO dal 1998 (*unicum* nell'area mediterranea) va a certificare il grande valore culturale e naturalistico dell'area. I livelli di rischio crescono inevitabilmente in maniera stagionale con un'elevata presenza di bagnanti ai piedi delle pareti rocciose durante la stagione estiva, determinando la necessità di studi più approfonditi sulla problematica.

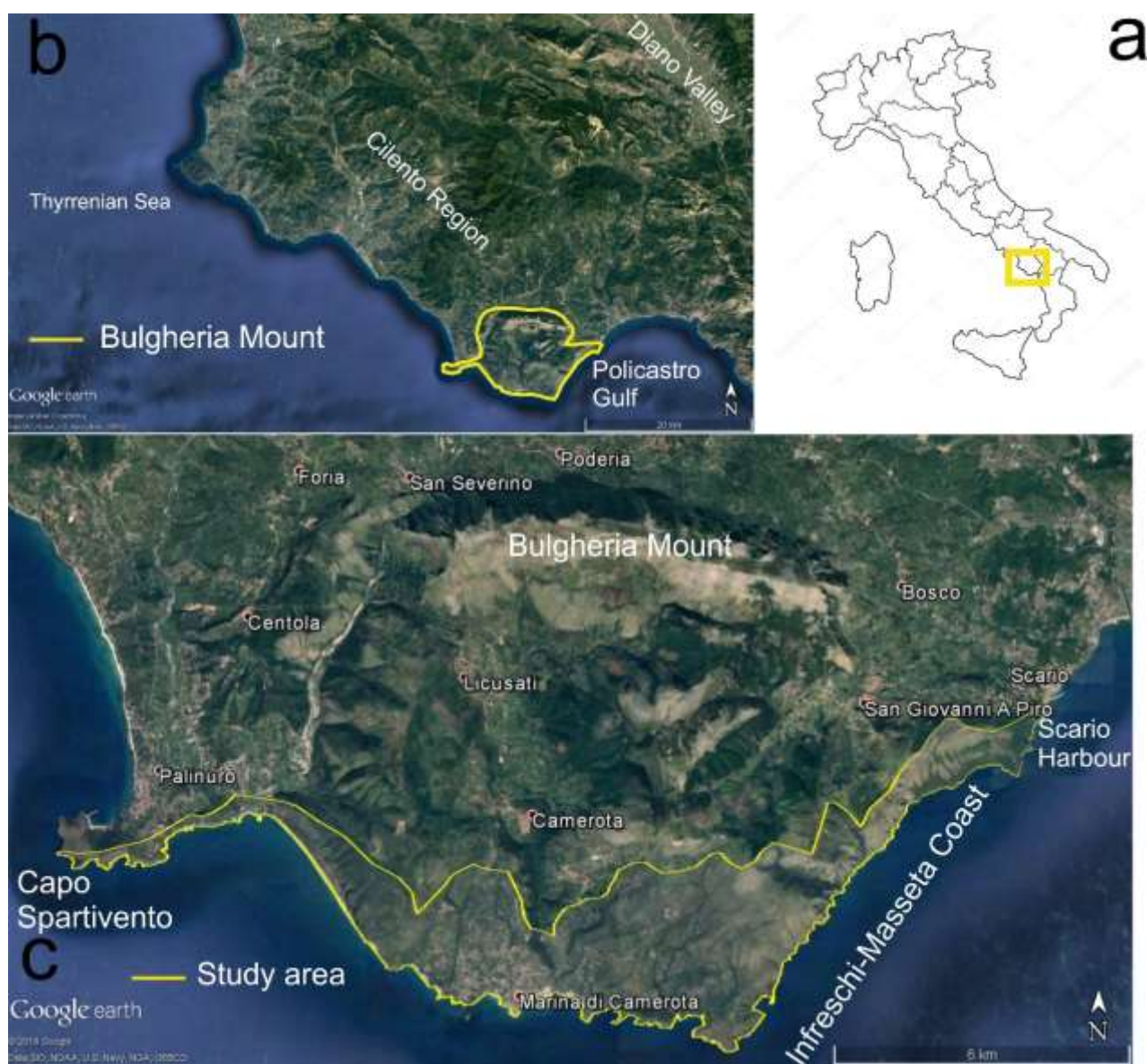


Figura 1- 1 a) Inquadramento geografico del promontorio cilentano; b) Monte Bulgheria; c) fascia costiera considerata

Il tratto costiero analizzato è compreso tra Capo Spartivento (nei pressi di Capo Palinuro) ed il porto di Scario (San Giovanni a Piro, SA) ad est (Fig. 1-1c). La parte orientale (compresa tra gli abitati di Scario e Marina di Camerota) del litorale individuato, oltre ad essere inserita nell'area del PNCVDA, è stata costituita dal 2009 come "Area Marina Protetta della Costa degli Infreschi e della Masseta" rappresentando uno dei rari tratti costieri tirrenici scarsamente antropizzati.

Lungo la fascia costiera del Bulgheria non sono noti lavori di letteratura dedicati alla suscettibilità o pericolosità lungo le falesie. L'unico riferimento è rappresentato dal Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PSAI) redatto dall'autorità di bacino "Campania Sud". La cartografia raccolta ha indicato un alto livello di pericolosità in molte aree delle spiagge di baia considerate in questo studio (Figura 1-2).

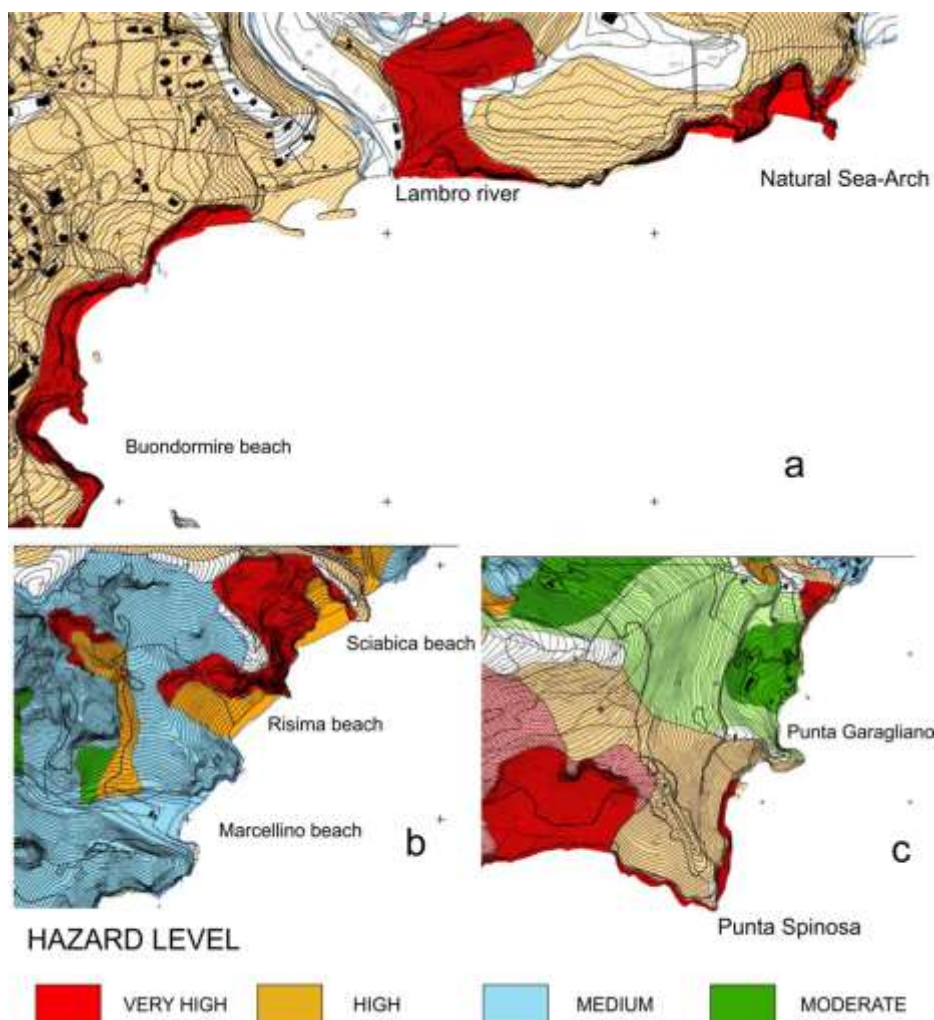


Figura 1-2 Carta della pericolosità da frana 1:5000 "Autorità di Bacino Campania Sud" (modificata): a) Elemento 519161; b) Elemento 520143; c) Elemento 520141

La mancanza di studi di dettaglio per la problematica delle frane in roccia in questo tratto di costiera cilentana ha evidenziato la necessità di approfondire questa tematica, portando alla nascita del progetto di ricerca relativo a questa tesi di Dottorato, il cui scopo principale è stato quello di definire un approccio metodologico a diverse scale per l'analisi della suscettibilità da frane da crollo in contesti di falesia.

Il progetto è iniziato con una mappatura di tipo geomorfologico a carattere regionale tesa ad individuare le condizioni predisponenti a creare scenari di suscettibilità a crolli in roccia lungo la costa in studio (cfr paragrafo 4.1.1a). La cartografia redatta, grazie al lavoro di campo e la ricerca bibliografica, ha consentito l'individuazione delle tipologie costiere caratteristiche. Le varie morfologie costiere sono state analizzate nel dettaglio allo scopo di determinare quelle maggiormente suscettibili a fenomeni di tipo gravitativo.

Sulla base di questo studio di tipo regionale sono state definite 4 aree campione, costituite da falesie attive ed inattive, da sottoporre a mappatura tematica frontale (cfr paragrafo 4.1.2a) su base topografica costituita da 6 fotomosaici ad alta risoluzione (Di Crescenzo & Santo, 2007). Attraverso la sovrapposizione dei 3 tematismi individuati (Carta Geologica, Geomorfologica e Geo-strutturale) è stata redatta una mappa frontale, alla scala della falesia, della suscettibilità all'innesco per frane da crollo in roccia di tipo qualitativo.

Considerando le problematiche logistiche e di sicurezza per rilievi diretti di queste pareti rocciose, palesate nei primi mesi di lavoro, si è pensato di indirizzare questo studio alla sperimentazione di tecniche recenti di rilievo ed analisi da remoto. Analizzando nel dettaglio la precedente valutazione qualitativa della suscettibilità ed altri fattori (come logistica, costi dei rilievi, importanza economica del sito) sono state scelte come area di studio di dettaglio le pareti rocciose subverticali costituenti l'Arco Naturale di Palinuro (SA) (cfr paragrafo 4.2).

A tale scopo ho effettuato un periodo di collaborazione all'estero presso il *Risk-Group* dell'Università di Losanna (Chief Prof. Michel Jaboyedoff) per approfondire le tecniche di analisi di dati topografici tridimensionali applicate alle geoscienze. In questo periodo ho acquisito esperienza nel campo dell'elaborazione di analisi strutturali degli ammassi rocciosi da remoto ed approfondito alcune innovative tecniche di determinazione della suscettibilità all'innesco dei fenomeni gravitativi in roccia.

Le tecniche di rilievo topografico scelte sono due: Terrestrial Laser Scanner (TLS o *ground based LiDAR*) e fotogrammetria digitale *Structure from Motion*. Attraverso l'utilizzo di queste applicazioni si è creato un modello 3D ad alta risoluzione del sito scelto, indispensabile nelle analisi effettuate in seguito.

Nell'ultimo decennio si è evidenziata l'utilità del TLS nelle investigazioni dei fronti rocciosi determinata dalla capacità di ottenere da remoto l'orientazione delle discontinuità, lo sviluppo di queste tecniche ha costituito indubbiamente un grande passo avanti nella meccanica delle rocce (Abellán et al., 2014).

Allo scopo di ricostruire le condizioni strutturali delle pareti scelte da remoto attraverso l'analisi di nuvole di punti 3D sono stati utilizzati due diversi approcci: Coltop3D (Jaboyedoff et al., 2007) ed il plugin Facets del Software ClouCompare (Dewez et al., 2016). Le famiglie di discontinuità individuate sono state validate attraverso il confronto con i dati di campo e successivamente utilizzate per ulteriori processi di analisi dei fronti rocciosi.

L'analisi rigorosa dei dati raccolti da remoto ha consentito di definire con grande dettaglio i possibili meccanismi di innesco di frane in roccia mediante la realizzazione di numerosi test cinematici di stabilità.

Nell'ultima parte del lavoro si è testato un approccio teso a definire la suscettibilità a fenomeni gravitativi in roccia alla scala della falesia utilizzando esclusivamente dati raccolti attraverso l'analisi della nuvola di punti 3D. Mediante l'utilizzo di un codice semiautomatico (Matt3D; Matasci, 2015), considerando le condizioni strutturali dell'ammasso ricostruite in precedenza da remoto, è stata definita la suscettibilità della parete scelta a frane da crollo definendo un indice numerico per i tre principali meccanismi di rottura (rotture di tipo planare, a cuneo e ribaltamenti).

Tutti i dati raccolti da analisi da remoto (famiglie di discontinuità, meccanismi di innesco, suscettibilità) sono stati validati mediante il confronto con i dati di campo mostrando una buona correlazione.

2. PRECEDENTI CONOSCENZE

2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO

L'evoluzione geologico-strutturale del promontorio cilentano è strettamente collegata all'evoluzione tettonica dell'Appennino Meridionale.

L'Appennino meridionale è un segmento del sistema orogenico circum-mediterraneo (Bonardi et al., 2009). Si tratta di una catena a falde sovrapposte con vergenza Nordorientale. La sua evoluzione si colloca in un contesto di tettonica post-collisionale, legato alla complessa interazione tra zolla africana, zolla europea e le altre micro zolle interposte. L'attuale assetto strutturale dell'Appennino meridionale è il risultato di eventi compressivi, distensivi e trascorrenti, connessi alla subduzione e al successivo arretramento flessurale della microplacca apulo-adriatica, cui si accompagna, sul bordo interno della catena, a partire dal Tortoniano, l'estensione connessa all'apertura del bacino di retroarco tirrenico. La propagazione dell'onda di compressione-estensione, iniziata a partire dai domini interni nel Miocene inferiore-medio, è proseguita fino al raggiungimento dell'attuale configurazione, che mostra la catena appenninica e l'avanfossa limitate dall'area tirrenica in distensione ad occidente e dall'avampaese apulo adriatico poco deformato ad oriente. Gli eventi compressivi sembrano essersi esauriti nel corso del Pleistocene (Cinque et al., 1993).

La struttura attuale dell'Appennino meridionale può essere interpretata come un complesso sistema di tipo *duplex*, in cui unità di provenienza paleogeografica interna sono state trasportate verso il margine occidentale dell'avampaese, ricoprendo unità tettoniche derivate da domini paleografici più esterni (Bonardi et al., 2009). I forti movimenti compressivi hanno fatto traslare le varie unità paleogeografiche sradicandole dalle loro originarie aree di sedimentazione e creando imponenti fenomeni di sovrascorrimento e di fagliamento con conseguente accostamento di domini in origine molto distanti tra loro (Budetta et al., 1993) (Fig. 2-1).

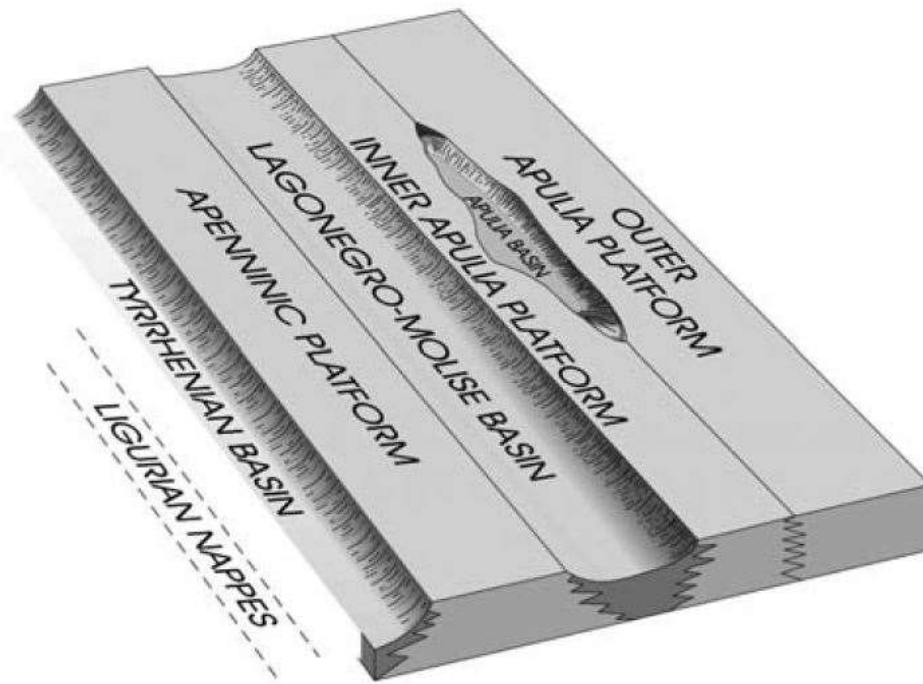


Figura 2-1 Schema paleogeografico pre-orogenco dell'Appenino meridionale (Mostardini e Merlini, 1986)

Questi eventi compressivi hanno provocato sensibili raccorciamenti nella catena fino al Pleistocene Inferiore (Cinque et al., 1993). La tettonica a *thrust* è stata accompagnata e/o seguita da faglie trascorrenti e faglie dirette ad alto e basso angolo. Durante il Quaternario, ed in particolare nel Pleistocene Inferiore e Medio, si registrano i più importanti movimenti verticali che hanno determinato un'ampia e generale emersione della Catena, nonché l'articolazione della stessa in alti e bassi strutturali. Questi movimenti verticali si attivano in un regime tettonico prevalentemente estensionale. I ribassamenti della catena verso il Tirreno sono avvenuti sia lungo faglie orientate circa NW-SE che lungo faglie orientate circa NE-SW, dando luogo alla nascita di una linea di costa articolata, con rientranze e prominente che corrispondono ad altrettanti alti e bassi strutturali (*horst e graben*). Da NW verso SE riconosciamo gli alti dei Monti Aurunci, del Monte Massico, dei Monti Lattari e del promontorio del Cilento. Ad essi si alternano i bassi strutturali della Piana del Garigliano, della Piana Campana, della Piana del Sele, e del Golfo di Policastro (Vallario, 2001). Nello specifico i dati raccolti negli ultimi 50 anni hanno permesso di datare la formazione della Piana Campana e della Piana del Sele al Pleistocene Inferiore con tassi di subsidenza di 3000 m per la prima e di 2000 m per la seconda (Ascione et al., 1997, Ascione & Romano, 1999). La subsidenza registrata dal basso strutturale del Golfo di Policastro è quantificabile in circa 3000 m (Ascione & Romano, 1999).

L'intera fascia costiera in studio è costituita dall'unità tettonico-stratigrafica mesozoica del Monte Bulgheria, riconducibile alla Piattaforma Campano-Lucana (Bonardi et al., 2009) (Fig. 2-2). In particolare la parte della successione affiorante lungo la fascia costiera (in riferimento ai fogli 1:50000 dell'ISPRA 519 e 520, Servizio Geol. D'It.) è costituita in piccola parte dall'unità della Dolomia Superiore (Norico?- Retico) ad est dell'abitato di Marina di Camerota (Cala Monte di Luna), mentre gran parte dei carbonati affioranti sono riconducibili all'unità dei "Calcari di Monte Crivo" costituita da calcilutiti e calcareniti oolitiche e bioclastiche, talora dolomitizzate in banchi massivi (Retico-Sinemuriano Inf.). Questa unità è seguita stratigraficamente verso l'alto dai "Calcari con Selce" costituiti da calcari spesso fittamente stratificati e fratturati. In subordine in alcune aree limitate (Cala d'Arconte e nei pressi di Cala Bianca) affiorano depositi di spiaggia (subsistema Cala Bianca, Emiliano st.) costituiti da conglomerati con calcari, selce, blocchi arenitici e ghiaie e da areniti e sabbie.

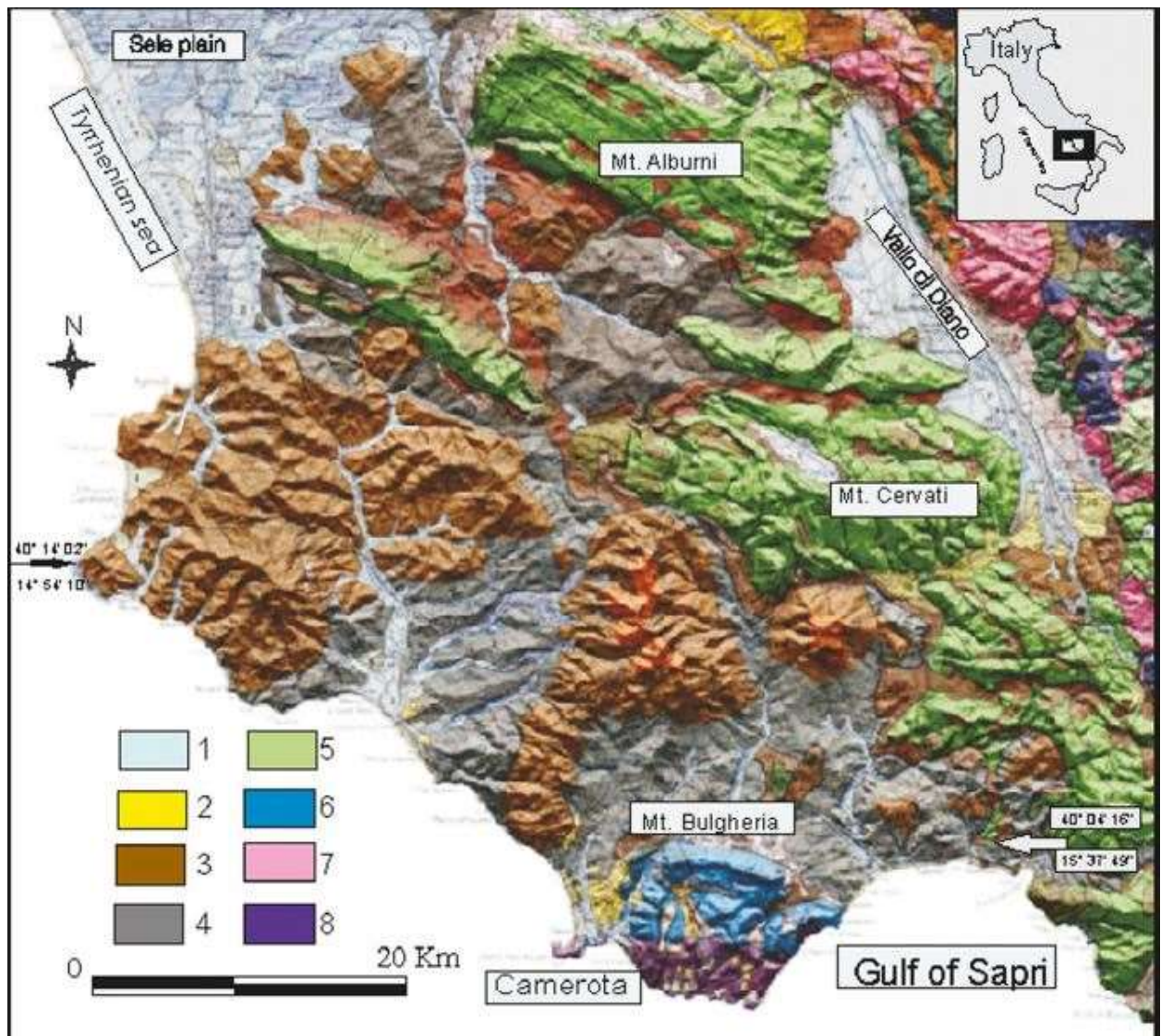


Figura 2-2 Inquadramento geologico dell'area del Parco Nazionale del Cilento, Vallo di Diano ed Alburni: 1 Depositi alluvionali del Quaternario; 2 Conglomerati Plio-Pleistocenici; 3 Flysch Cenozoico arenaceo-argilloso; 4 Flysch Cenozoico argilloso; 5 Calcari Cretacici; 6 Calcari Giurassici; 7 Carbonati Mesozoici; 8 Dolomie Triassiche (Bonardi et al. 1988, modificata da Santangelo et al., 2014)

La creazione del paesaggio del Cilento è riconducibile essenzialmente al Quaternario, epoca nella quale esso è stato fortemente influenzato dall'evoluzione tettonica e dai processi morfoevolutivi individuati dalle variazioni climatiche (Santangelo et al., 2014). Possiamo definire le principali unità geomorfologiche del Cilento come indicato da Cinque & Romano (2001):

- Rilievi dei massicci carbonatici, caratterizzati da paesaggi carsici sommitali, delimitati da profondi versanti strutturali seguiti da ampie fasce pedemontane.
- Rilievi dei massicci terrigeni, caratterizzati da creste sommitali e valli profondamente incise.
- Colline marnoso-argillose, con versanti poco ripidi caratterizzate da rete idrografica di tipo dendritico.

- Bacini intramontani, piane alluvionali e piane costiere.

Il massiccio del Bulgheria è caratterizzato da forma marcatamente asimmetrica, con il versante settentrionale, molto acclive, individuato da una scarpata di faglia (Ascione & Romano, 1999) lungo un *thrust* che ha portato la successione carbonatica a sovrascorrere le unità terrigene. Il versante meridionale immerge dolcemente verso la costa tirrenica mostrando un profilo interrotto da una serie di terrazzi marini erosionali e deposizionali (Antonioli et al., 1994; Ascione & Romano, 1999).

La serie carbonatica del Bulgheria è stata deformata e modificata da vari eventi tettonici come sintetizzato nella mappa morfostrutturale realizzata da Ascione & Romano (1999) (Figura 2-3). Eventi compressivi miocenici hanno portato la struttura ad avere un assetto anticlinale che successivamente è stato dislocato da numerose faglie con trend E-W, NW-SE e NE-SW (durante il Plio-Pleistocene) (Ascione & Romano, 1999).

Gli eventi deformativi che si sono succeduti dal Pliocene hanno portato la costa in studio a subire dei sollevamenti e abbassamenti tettonici generalizzati (Ascione et al., 1997). Gli effetti geomorfologici e sedimentari di tale evoluzione sono costituiti dai numerosi terrazzi marini pleistocenici deposizionali ed erosionali, presenti lungo tutto il versante meridionale del Bulgheria (Figura 2-3).

Osservando la carta morfostrutturale (Fig. 2-3) si osserva come la parte sommitale dei pendii costieri analizzati (con quote superiori a 400 m s.l.m) sia caratterizzata da superfici di spianamento relitte (Pliocene), come ad esempio nei pressi del Monte Sant'Antonio alle spalle della Cala del Cefalo o a monte del Vallone del Marcellino. I terrazzi del Pleistocene inferiore affiorano invece a diverse quote nell'intervallo fra i 400 m e i 300 m s.l.m lungo tutta la costa compresa fra la foce del Mingardo e l'abitato di Scario. Questi terrazzi, di tipo erosionale o deposizionale, sono impostati sia su substrato carbonatico mesozoico che su depositi marini (Emiliano).

Per quanto riguarda i terrazzi del Pleistocene medio si osserva una distribuzione ordinata a gradinata con quote che vanno dai 150 m ai 12-10 m s.l.m (Fig. 2-3). Molto spesso questi terrazzi sono costituiti da rimodellamenti di terrazzi più antichi (depositi marini dell'Emiliano) sia di tipo erosionale che deposizionale. Considerando la gradinata di terrazzi sollevati, lungo la fascia costiera in studio, Ascione e Romano (1999) hanno interpretato il Pleistocene medio come

l'ultima fase di *uplift* generalizzato del Monte Bulgheria, che come confermato dalla continuità laterale dei terrazzi ha costituito il termine della fagliazione a blocchi delle serie carbonatica.

Quindi in accordo con Ascione e Romano (1999) la fascia costiera in studio è considerabile come sostanzialmente stabile tettonicamente a partire dal Pleistocene superiore; a partire da questo momento la morfogenesi dell'area è imputabile esclusivamente a fattori climatici con le relative oscillazioni eustatiche del livello del mare.

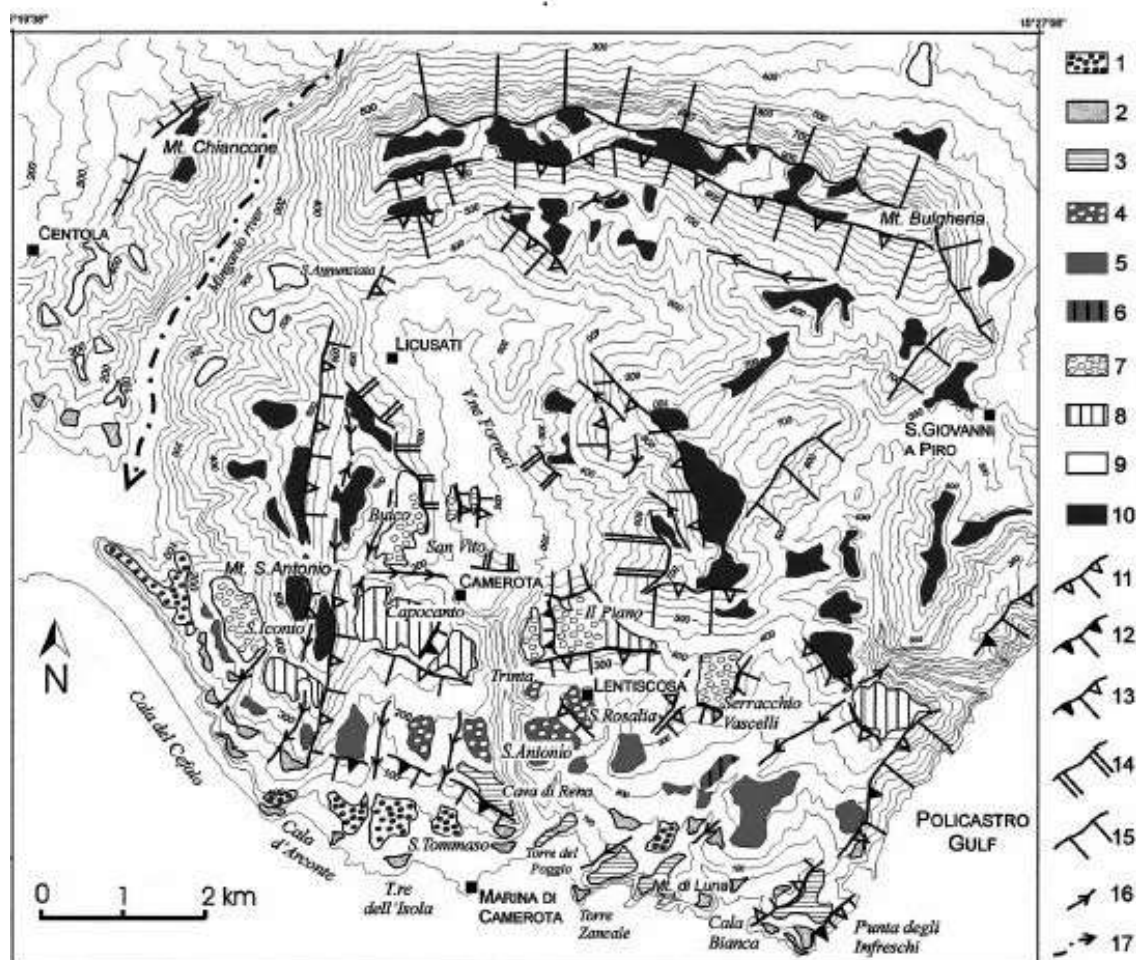


Figura 2-3 Mapa morfo-strutturale del Monte Bulgheria: 1, Terrazzo deposizionale (Pleistocene Medio); 2, Terrazzo erosionale impostato sui calcari mesozoici (Pleistocene Medio); 3 Terrazzo erosionale impostato su depositi marini dell'Emiliano (Pleistocene Medio); 4, Terrazzo deposizionale (Emiliano) 5, Terrazzo erosionale impostato sui calcari mesozoici (Emiliano); 6 Terrazzo erosionale impostato su depositi marini del Santerniano (Emiliano); 7, Terrazzo deposizionale (Santerniano); 8, Terrazzo erosionale (Santerniano); 9, Terrazzo fluviale (Pleistocene Medio); 10, Superficie di spianamento relitta (Pliocene); 11, Scarpata di faglia; 12 Scarpata di faglia rielaborata dall'erosione marina; 13, Scarpata di faglia rielaborata nella sua parte inferiore dall'erosione marina; 14, Scarpata complessa (scarpata di faglia nella parte superiore scarpata di linea di faglia in quella inferiore); 15, Scarpata di linea di faglia, 16, Valle susseguente; 17, Valle sovrainposta. (Ascione & Romano, 1999).

Le tracce lasciate dal livello del mare durante l'Ultimo Interglaciale sono ben evidenti lungo i promontorio di Capo Palinuro (Antonioli et al.,1994) e lungo la costa sud del Monte Bulgheria (Esposito et al., 2003a).

Lungo la fascia costiera compresa tra Cala d'Arconte e Punta Infreschi, Esposito et al. (2003a) hanno rilevato gli indicatori erosionali e deposizionali della linea di riva dell'Ultimo Interglaciale rappresentati da solchi bioerosivi, piattaforme d'abrasione e dal limite superiore orizzontale dei fori di litodomi. Spesso a queste forme erosionali si associano depositi marini, costituiti da sabbie e puddinghe che localmente contengono resti di molluschi, alghe rosse e coralli. Queste evidenze sono preservate lungo le paleofalesie o all'interno di grotte costiere, in molti casi di origine carsica. Lo studio effettuato ha consentito di attribuire le principali evidenze geomorfologiche e stratigrafiche ai principali *substages* dell'Ultimo Interglaciale.

Sicuramente fondamentale è l'influenza di fenomeni carsici come le doline da crollo nella morfologia costiera e nella fattispecie nella evoluzione successiva in piccole cale lungo la costa in esame (Esposito et al., 2003b). Generalmente, infatti, si tratta di piccole depressioni marcate da scarpate semicircolari, aperte verso il mare, che sottendono piccole cale, anch'esse a pianta semicircolare.

Questo tipo di evoluzione è molto interessante, in quanto può essere considerata come un modello per la formazione di numerose calette a pianta semicircolare, con scarpate con il medesimo andamento, presenti spesso lungo la costa del Bulgheria.

2.2 TIPOLOGIE DI COSTA

Sin dall'inizio del secolo scorso si è cercato di definire mediante schemi e classificazioni univoche la fascia costiera. Questa operazione è risultata complicata, per l'eterogeneità e temporaneità dei fenomeni che concorrono alla creazione della stessa, in quanto una classificazione basata su un numero limitato di elementi risulta essere poco esaustiva. Contemporaneamente in una classificazione con troppi elementi è difficile individuare una distinzione dei vari tipi di costa. Gli approcci più utilizzati per descrivere i tratti costieri sono due, il primo si basa sulla descrizione delle forme con finalità puramente descrittive, il secondo li classifica sulla base dei processi che li hanno modellati. La prima classificazione completa di tipo morfologico fu redatta da De Martonne (1909) che introduce come primo livello classificatorio i termini *costa alta* e *coste bassa* che sono ancora diffusi nel linguaggio comune. Un simile approccio fu usato da Johnson (1919) che introdusse alcuni termini come *coste di sommersione*, *coste di emersione*, *coste neutre* e *coste composite*. Cotton (1952) rielaborò il metodo di Johnson inserendo nel primo livello di classificazione la tettonica dell'area (regioni stabili e instabili). Una classificazione articolata è quella di Shepard (1976) che abbandona termini come emersione e

sommersione e introduce una suddivisione iniziale in due macrogruppi: *coste primarie e coste secondarie*. Le coste di tipo primario sono quelle create in ambiente non costiero, mentre quelle di tipo secondario sono create e modellate dagli agenti marini. Un altro approccio di tipo genetico è quello di Valentin (1952) che evidenzia tutte le fasi evolutive della linea di riva (emersione, deposizione, sommersione, erosione), affiancando poi a queste una classificazione che suddivide la fascia costiera in *coste in avanzamento e coste in arretramento*.

Completamente diversa è la classificazione di Russell (1967) che suddivide le coste in base alla litologia affiorante, riconoscendo una convergenza evolutiva dei tratti costieri litologicamente simili, indipendentemente dai processi locali a cui sono soggetti e al clima.

La difficoltà maggiore nella definizione di queste classificazioni è sicuramente la creazione di elementi discriminanti in contesti morfoevolutivi molto diversi; questa problematica non si presenta ad esempio nelle classificazioni di aree più omogenee come quella delle coste alte di Sunamura (1983,1992).

In generale le cosiddette coste rocciose (*rocky coast*) o coste alte costituiscono di gran lunga la tipologia costiera prevalente: il 75% delle coste mondiali, il 54% di quelle del Mediterraneo e il 57 % di quelle italiane è costituito da falesie o scarpate più o meno ripide, quasi tutte interessate al piede da attività erosiva operata dalle onde (Pranzini, 2004).

Pranzini (2004), osservando lo sviluppo longitudinale delle coste rocciose le suddivide in *coste di faglia e scarpate di erosione marina*. Non tutte le coste a sviluppo rettilineo sono dovute alla tettonica, forme simili si originano anche in tratti costieri rocciosi costituiti da litologie facilmente erodibili come ad esempio, tratti delle coste portoghesi e britanniche (Pranzini, 2004).

L'elemento principale di questo tipo di coste è la falesia (*cliff*), che costituisce il risultato dell'erosione da parte del moto ondoso di rocce da semicoerenti a coerenti, costituendo una parete rocciosa verso mare con elevata inclinazione (Castiglioni, 1979, Pranzini, 2004). La falesia secondo la classificazione di Sunamura (1983, 1992) (Figura 2-4) può essere di tre tipi:

- Tipo A con piattaforma costiera (*shore platform*) inclinata verso mare
- Tipo B con piattaforma costiera (*shore platform*) orizzontale
- Tipo C con falesia strapiombo (*plunging cliff*)

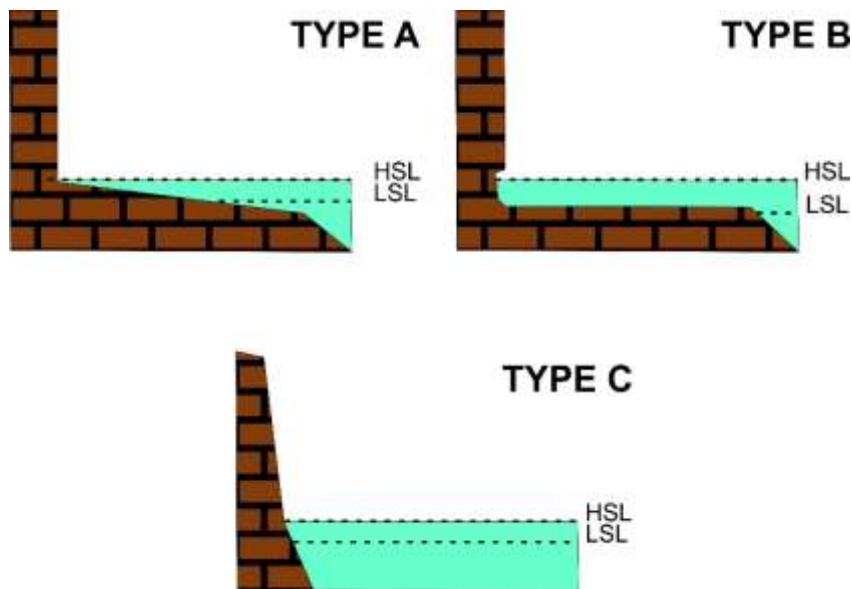


Figura 2- 4 Classificazione delle falesie (modificata da Sunamura, 1983; 1992)

Nella falesia di tipo C la scogliera prosegue ben oltre il livello del mare e considerata la sua elevata pendenza riesce a riflettere le onde incidenti non permettendo la dissipazione di energia per fenomeni di frangimento delle onde (*shoaling*). Queste falesie in genere risultano essere maggiormente stabili, nei casi invece dove la pendenza della scarpata è modesta o se la base si trova a scarsa profondità è possibile l'innesco del frangimento delle onde che porterà alla progressiva creazione di una piattaforma di abrasione marina (*shore platform*) per scalzamento al piede. Le falesie di tipo A e B si differenziano per la diversa inclinazione della piattaforma costiera che le precede, per Sunamura (1992) entrambe si generano per recessione della falesia, fenomeno che dipende principalmente dal rapporto fra la forza erosiva dell'onde (meccanica e idraulica) e la resistenza dei materiali lapidei costituenti la parete.

In generale le piattaforme inclinate si trovano alla base di scogliere impostate su litologie molto erodibili, mentre quelle orizzontali insistono su rocce più resistenti. In molti casi le piattaforme costiere si sviluppano seguendo il livello di alta e bassa marea. Nel Mediterraneo le piattaforme costiere sono piuttosto rare proprio perché i fenomeni responsabili della loro genesi (marea, moto ondoso) non raggiungono marcate intensità (Pranzini, 2004).

Una prima interpretazione dell'evoluzione della falesia fu data da Sunamura (1983) che la definì come ciclica (Fig. 2-5), alla fase iniziale di distacco di materiale dalla parete segue il trasporto e la deposizione dello stesso. Il materiale depositato, in forma di deposito di versante o spiaggia, agisce da protezione per la falesia rispetto all'attività erosiva del moto ondoso. La

possibile rimozione del detrito da parte di eventi meteo-marini consente poi il riprendere del ciclo di evoluzione.



Figura 2-5 Evoluzione delle falesie costiere (modificato da Sunamura, 1983)

Un elemento morfologico tipico delle falesie è il solco di battente (*notch*). Il *notch* è un solco formato lungo il livello del mare, creato essenzialmente dalla forza agente del moto ondoso e nel caso di falesie di tipo C (*plunging cliff*) assumono grande importanza i processi di dissoluzione (nei casi di falesie carbonatiche) o dall'attività di organismi della fascia intertidale.

Lungo le coste rocciose non è raro trovare delle piccole spiagge incastonate nella falesia. Da tempo nella letteratura internazionale per descrivere queste spiagge è stato introdotto come termine "*pocket beach*" che in italiano viene spesso tradotto come "spiaggia di baia". Con *pocket beach* si identifica una piccola spiaggia racchiusa tra due promontori aggettanti in mare che impediscono o limitano lo scambio di sedimenti con il litorale limitrofo (Simeoni et al., 2012).

Queste spiagge devono la loro lunghezza e ampiezza alla topografia del substrato preesistente che è stato parzialmente sommerso lungo l'ultima trasgressione del mare ed in parte ricoperto dai sedimenti. Nell'area tirrenica, a cominciare da quando il ritmo della risalita eustatica olocenica si è ridotto sensibilmente (ultimi 5000 Ka circa, Lambeck et al., 2004), i sedimenti forniti da falesie e torrenti hanno colmato il fondo marino formando piccole spiagge di dimensioni strettamente legate alla morfologia del litorale sommerso.

Per Lambeck et al. (2004), la sommersione causata dalla risalita eustatica verificatasi nel corso dell'Olocene nel Tirreno è stata rapida e si è completata in gran parte nell'arco di circa 7000 anni, con velocità di risalita fino a 10 mm/anno o superiori. Negli ultimi 5000 anni la risalita ha registrato velocità inferiori, con una trasgressione non superiore ai 2-3 m; tuttavia è stato durante questi pochi millenni che si sono verificati i cambiamenti morfologici che hanno generato la costa e quindi le spiagge che noi oggi osserviamo. L'attuale assetto geografico e morfologico delle coste corrisponde ad una condizione di alto eustatico interglaciale (Simeoni et al., 2012).

La forma delle spiagge in pianta è legata alla direzione di provenienza del moto ondoso e all'assetto morfologico dei promontori che le delimitano. Le onde incidenti sono diffratte dai promontori e, giungendo a riva arcuate, vanno a formare delle spiagge curvate, se la direzione delle onde è costante la spiaggia si modella in modo da ricevere i treni d'onda in maniera ortogonale, in questo modo si limita il trasporto longitudinale dei sedimenti.

I depositi di spiaggia sono alimentati da piccoli bacini idrografici e dai crolli della falesia, entrambi i fenomeni oltre a costituire l'input sedimentario necessario al mantenimento della "risorsa" spiaggia vanno a determinare scenari di alta pericolosità geomorfologica agente.

Le spiagge di baia poste al recapito di un bacino idrografico sono potenzialmente interessate da trasferimenti di materiale episodici con tempi di ritorno e magnitudine variabile, questi eventi sono influenzati da molteplici fattori (topografia, materiali mobilizzabili, strutture antropiche ecc.). Il trasferimento di sedimenti attraverso i bacini idrografici costieri è tipicamente intermittente ed è essenzialmente costituito da trasporto di massa di roccia, regolite, copertura sedimentaria e suolo (Violante et al. 2009). Questi trasporti di massa sono un elemento fondamentale nell'evoluzione delle coste rocciose ma occasionalmente possono evolvere in eventi alluvionali catastrofici. Le aree interessate da questo tipo di fenomeni sono sparse in tutte le coste alte mondiali (Sud America, coste californiane) e mediterranee (Catalogna, costa calabrese e costiera amalfitana) (Violante et al. 2009).

2.3 STABILITA' DEI PENDII COSTIERI

La stabilità dei pendii costieri è fortemente influenzata dai fattori geologici, la litologia e le condizioni strutturali dell'ammasso roccioso determinano, anche alla scala locale, la risposta all'attività erosiva delle onde e la tipologia degli eventuali fenomeni gravitativi generati (Sunamura, 1992). Colate di fango e scivolamenti rotazionali sono fenomeni tipici dei materiali deboli ed intensamente alterati, mentre i crolli in roccia e i ribaltamenti sono predominanti lungo le pareti rocciose.

La comunità scientifica internazionale ha dedicato crescente importanza alla definizione della pericolosità costiera determinata dall'arretramento della falesia nelle ultime decadi. Sicuramente uno degli approcci più considerati è quello di tipo statistico, eseguito mediante la creazione di *database* decennali dove si archiviano i fenomeni franosi delle falesie a scala regionale, consentendo in molti casi il calcolo dei tassi di erosione medi annuali. Questo tipo di approccio è stato sviluppato sia in ambito atlantico, ad esempio lungo le coste portoghesi

(Marques et al., 2013; Teixeira, 2006; 2014), che in molte aree del mediterraneo come le coste catalane, isole baleari e territori israeliani (Furlani et al., 2014). Nell'ambito della letteratura internazionale sono frequenti anche analisi a scala regionale tese ad individuare e pesare tutti i fattori che concorrono a creare situazioni di pericolosità lungo le coste rocciose. In genere si utilizzano classificazioni multi-parametriche dove si tiene conto sia delle caratteristiche geologico - strutturali che quelle geomorfologiche degli ammassi rocciosi, non tralasciando i parametri meteo-marini dell'area. Esistono vari lavori che applicano questo tipo di approccio, sia in contesto atlantico (Nunes et al., 2009; Del Rio & Gracia, 2009) che mediterraneo (Garcia et al., 2000; Budetta et al., 2008; De Pippo et al., 2008; 2009; Pennetta & Lo Russo, 2011, Budetta, 2013).

Per quanto riguarda i lavori sulla stabilità delle falesie nella regione Campania, De Pippo et al. (2008, 2009) e Pennetta & Lo Russo (2011) hanno sviluppato un metodo per mappare e valutare la pericolosità costiera applicandolo lungo le coste carbonatiche della penisola sorrentina e dell'isola di Capri. In questi lavori si evidenzia come l'arretramento della falesia non sia collegato esclusivamente ai fattori meteomarini ma grande importanza è determinata anche dalle dinamiche dei versanti. È confermata inoltre, per quanto riguarda l'isola di Capri, la maggiore stabilità per le falesie del tipo C (*plunging cliff*), che risultano essere meno interessate da fenomeni gravitativi rispetto a quelle contornate dalla piattaforma di abrasione (Pennetta & Lo Russo, 2011).

Budetta et al. (2008) considerano invece come area studio l'intera costa cilentana (da Agropoli a Sapri 118 km di estensione, ndr) mappandone la pericolosità attraverso un metodo euristico multi-parametrico ottenuto modificando il cosiddetto RES (Rock Engineering System) (Hudson, 1992). Valutando tutti i fattori che determinano l'instabilità della falesia (altezza e pendenza della falesia, esposizione al moto ondoso, vegetazione, strutture antropiche, intensità pluviometrica, condizioni strutturali dell'ammasso, superficie piezometrica) hanno calcolato un indice di stabilità (*stability index* I.I.) espresso in percentuale per tutta la fascia costiera, adattando il calcolo eseguito alle diverse condizioni geologiche che ricorrono lungo la costiera cilentana (es. falesie carbonatiche o costituite da terreni flisciodi). Per lo studio citato il 56% della zona costiera cilentana mostra elevata suscettibilità da frana, il 27% è caratterizzata da valori medi, mentre solo il 17% è caratterizzato da bassa suscettibilità.

Per quanto riguarda le analisi di dettaglio, si sono rivelati molto interessanti gli studi di Salvini et al. (2011) e Budetta (2011) entrambi sviluppati lungo la fascia costiera campana. Il primo definisce un'analisi di stabilità di una cavità carsica localizzata a Capri (Grotta delle Felci) attraverso l'integrazione di tecniche di *remote sensing*. Mediante l'utilizzo di un modello digitale del terreno ad alta definizione ottenuto l'integrazione delle tecniche *laser scanning* e di fotogrammetria digitale, è presentata una caratterizzazione geomeccanica dell'ammasso studiato indirizzato all'analisi di stabilità mediante l'utilizzo del metodo dell'equilibrio limite (Barton & Bandis, 1990).

Il lavoro di Budetta (2011) si pone invece di ricostruire le condizioni meccaniche delle falesie in termini di sforzi di taglio subito. Attraverso un approccio integrato tra rilievi dettagliati da remoto (fotogrammetria) e prove di laboratorio, vengono definite le condizioni strutturali di un tratto costiero lungo circa 200 m nei pressi di S. Marco di Castellabate (SA).

Sempre alla scala del singolo sito sono da segnalare i lavori di Matano et al. (2015, 2016) che attraverso l'utilizzo di dati *laser scanner* si pongono di ricostruire l'assetto strutturale di alcune falesie dell'area flegrea.

I lavori citati, per quanto riguarda gli studi di dettaglio lungo le coste rocciose, confermano la crescente attenzione verso l'utilizzo di tecniche *remote sensing* innovative nell'ambito dello studio delle pareti verticali.

2.4 FRANE DA CROLLO

I crolli in roccia e i ribaltamenti costituiscono senza dubbio il processo principale nell'arretramento delle falesie (Sunamura, 1992), tenendo conto degli obiettivi prefissati in questo studio e del contesto morfoevolutivo scelto bisogna dunque prestare molta attenzione alla definizione dei fenomeni gravitativi tipici delle pareti rocciose.

I principali fenomeni franosi individuabili nelle pareti rocciose subverticali sono i crolli in roccia e i ribaltamenti. Nella classificazione di Hungr et al. (2014), i crolli in roccia (Fig. 2-6) sono definiti come:

“Distacco, caduta, rotolamento e rimbalzi di roccia. Possono occorrere singolarmente o in gruppo, mostrando scarsa interazione dinamica tra i blocchi in movimento, che interagiscono

principalmente con il substrato. La deformazione del blocco non è importante, sebbene possano rompersi durante gli urti. Solitamente di volume limitato”.



Figura 2- 6 Frane da crollo in roccia (modificata da Varnes, 1978)

Il distacco di blocchi rocciosi da pareti subverticali avviene per una serie di meccanismi del tipo: scivolamenti planari, a cuneo e ribaltamenti. Forze di trazione, flessione e deformazione possono svolgere un ruolo nel distacco di blocchi (Hungry et al., 2014). Un'importante distinzione nel campo di questi fenomeni è quella relativa esclusivamente ai cosiddetti crolli di blocchi in roccia (*fragmental rockfalls*) (Evans & Hungry 1993), con la quale si definiscono fenomeni gravitativi riferibili a frammenti di roccia singoli che si muovono come corpi rigidi ed indipendenti, interagendo con l'area di invasione della frana per mezzo di impatti episodici. Le frane da crollo in roccia considerabili in questa categoria sono state caratterizzate anche in termini volumetrici attraverso la determinazione di limiti fittizi, inserendo in questa categoria fenomeni gravitativi con volumi $<10000 \text{ m}^3$ (Whalley, 1984) o $< 100.000 \text{ m}^3$ (Hungry & Evans, 1988). È importante evidenziare che in questo studio ci occuperemo esclusivamente di fenomeni riconducibili a questa tipologia.

I fattori predisponenti per le frane da crollo in roccia sono individuabili in:

- Presenza di pareti verticali in roccia
- Fratturazione dell'ammasso roccioso
- Litologia

- Circolazione idrica

Il percorso seguito dai blocchi (*runout*) è influenzato da:

- Topografia del versante colpito e “rugosità” dello stesso
- Volume e forma dei blocchi
- Eventuale presenza di vegetazione

I ribaltamenti di blocchi in roccia sono così definiti (Hungar et al., 2014):

“Rotazione in avanti e capovolgimento di prismi o piastre di roccia (singolo o multiplo), separati da fessurazione fitta immergente all’interno del versante. La roccia interessata è relativamente massiva e la rotazione si sviluppa su una discontinuità basale ben definita. Il movimento può iniziare lentamente, ma l’ultima fase è estremamente rapida. Il fenomeno è realizzabile a differente scala.”

Una classificazione fondamentale riguardante i ribaltamenti è quella introdotta da Goodman & Bray (1976) (Fig. 2-7), che definiscono 4 tipologie di cinematismi:

Ribaltamento flessurale o flessionale (*flexural toppling*) occorre in presenza di giunti verticali ravvicinati e persistenti che individuano lastre di roccia immergenti a monte, che flettendosi in avanti individuano tensioni di trazione che provocano la rottura e il seguente crollo.

Ribaltamento di blocchi (*block toppling*) consiste nel ribaltamento in successione di una serie di blocchi di roccia adiacenti. L’ammasso roccioso è caratterizzato da due sistemi di giunti, uno ben spaziato che suddivide l’ammasso in colonne ed un altro normale al primo che ne forma la superficie basale del ribaltamento.

Ribaltamento per disarticolazione di colonne di roccia multiblocco (*block flexure toppling*) è individuabile in ammassi rocciosi suddivisi da due sistemi di giunti ortogonali in colonne formate da blocchi sovrapposti, le colonne quindi non possono né ruotare rigidamente né inflettersi. L’inflessione delle colonne della roccia si manifesta attraverso una graduale pseudo-continua dislocazione dei blocchi che la costituiscono.

Ribaltamenti secondari (*secondary toppling*) sono caratterizzati dall’interazione del ribaltamento con altri fenomeni di stabilità (ad esempio, ribaltamento alla base di frane da scivolamento, ribaltamento per alterazione del substrato).

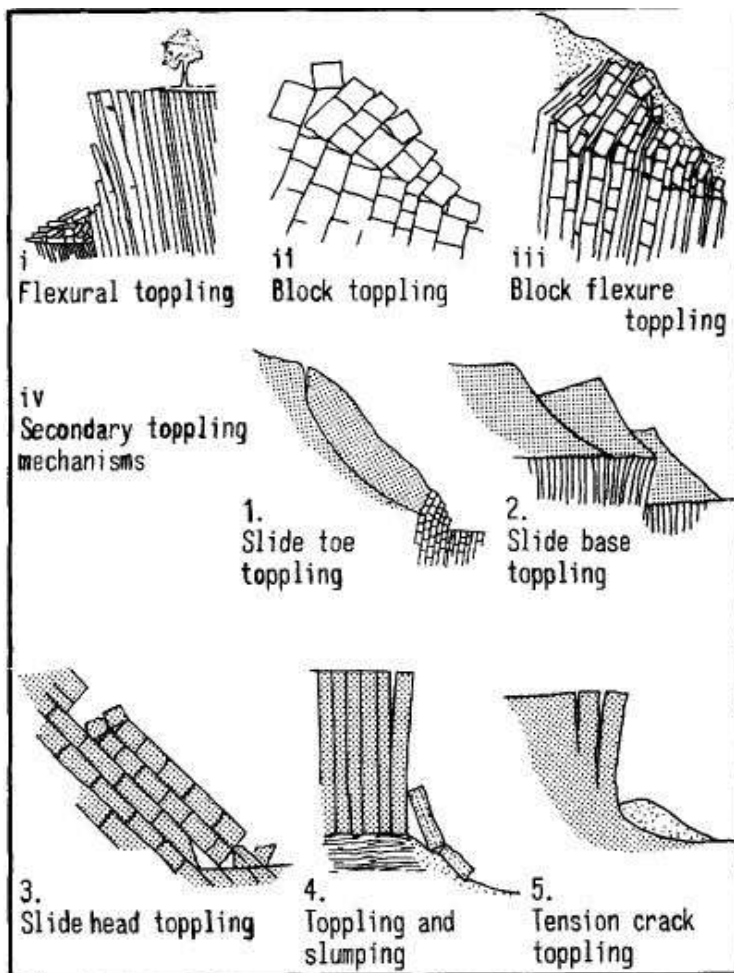


Figura 2-7 Classificazione delle varie tipologie di ribaltamenti (Goodman & Bray, 1976)

I fattori predisponenti per i ribaltamenti sono sintetizzabili quindi in un ammasso roccioso anisotropico con discontinuità sub-verticali (spesso individuate dal pattern strutturale, ad es. nelle rocce metamorfiche). Il *runout* dei blocchi è influenzato dagli stessi fattori citati in precedenza per il caso dei crolli in roccia.

I meccanismi di distacco negli ammassi rocciosi sono essenzialmente tre: **rottore di tipo planare, rottore a cuneo, ribaltamenti** (Hoek & Bray, 1981). Nel presente lavoro affronteremo solo pareti costituite da rocce carbonatiche, quindi non ci interesseremo ad un quarto meccanismo che usualmente è definito come rottore di tipo circolare (*circular failure*), esso infatti è caratteristico di ammassi rocciosi altamente alterati o costituiti da materiale lapideo con scarse qualità meccaniche.

Scivolamento planare

Per determinare questo meccanismo di innesco devono essere soddisfatte le seguenti condizioni geometriche (Hoek & Bray, 1981; Wyllie & Mah, 2004) (Figura 2-8):

- Il piano lungo il quale occorre lo scivolamento deve immergere parallelamente o sub-parallelamente (approssimativamente $\pm 20^\circ$) al versante.
- Il piano di scivolamento (discontinuità) deve avere una inclinazione inferiore all'inclinazione del versante, $\psi_p < \psi_f$.
- L'inclinazione del piano di scorrimento deve essere maggiore rispetto all'angolo di attrito dello stesso, $\psi_p > \phi$.
- La parte terminale del piano di scivolamento deve essere libera di muoversi.

Inoltre le superfici laterali dello scivolamento devono individuare forze di resistenza alla dislocazione trascurabili.

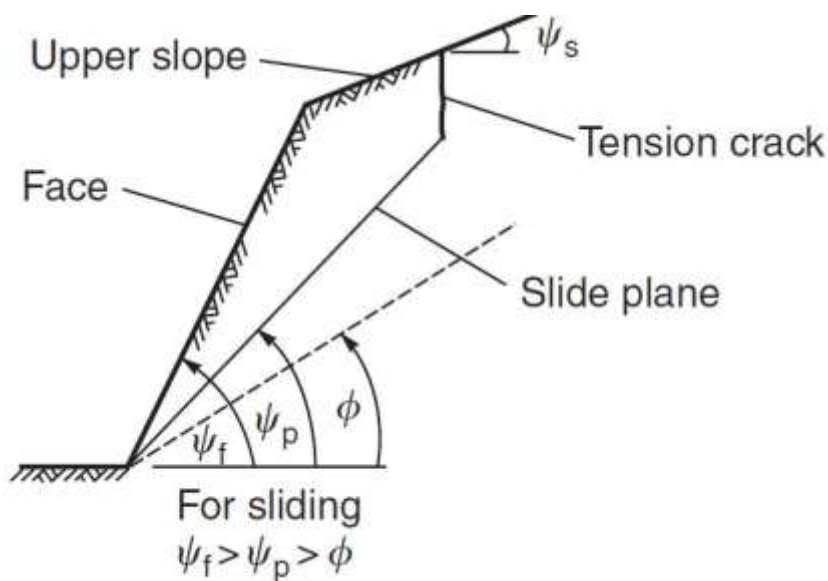


Figura 2- 8 Condizioni geometriche per scivolamenti di tipo planare (Planar failure geometric conditions) (Wyllie & Mah, 2004)

Scivolamenti a cuneo

Le condizioni geometriche da considerare per scivolamenti a cuneo sono le seguenti (Hoek & Bray, 1981; Wyllie & Mah, 2004):

- Esistono due discontinuità che si intersecano andando a formare un cuneo. La linea di intersezione individuata deve immergere parallelamente o sub-parallelamente (approssimativamente $\pm 20^\circ$) al versante.
- L'inclinazione della linea di intersezione (definita dalle discontinuità che formano il cuneo) deve essere inferiore all'inclinazione del versante ($\psi_i < \psi_{fi}$).
- L'inclinazione della linea di intersezione deve essere superiore all'angolo di attrito determinato dalle due discontinuità che individuano il cuneo ($\psi_i > \phi$).
- La parte terminale dell'intersezione deve essere libera di scivolare.

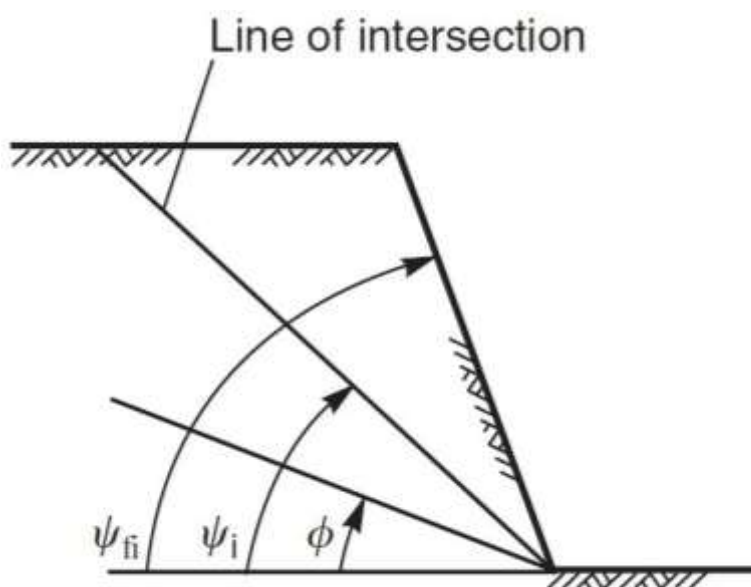


Figura 2- 9 Condizioni geometriche per rotture a cuneo (Wyllie & Mah, 2004)

Ribaltamenti

Come già menzionato in precedenza, Goodman e Bray (1976) hanno descritto diverse tipologie di ribaltamenti individuabili in contesti di ammassi rocciosi subverticali.

I ribaltamenti richiedono condizioni particolari, identificabili soprattutto nell'esistenza di due o più famiglie di discontinuità subverticali ed una famiglia a basso angolo. Tale condizione, in relazione alla spaziatura tra le discontinuità, consente l'isolamento di blocchi in cui il rapporto base (b) su altezza (h) è basso.

Affinché il movimento si inneschi, la proiezione verticale del centro di gravità dei blocchi o lastre deve cadere al di fuori della sua base. Le condizioni cinematiche necessarie per il ribaltamento sono (Hoek & Bray, 1981):

- La direzione d'immersione dei blocchi o lastre deve essere approssimativamente parallela a quella del versante
- I blocchi e lastre, dati dall'intersezione di due famiglie di discontinuità, devono immergere nel versante
- Presenza di un set di superfici di discontinuità che forma la base dei blocchi potenzialmente ribaltabili

2.5 CARATTERIZZAZIONE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI

La stabilità dei versanti rocciosi è significativamente influenzata dalle condizioni strutturali dell'ammasso roccioso, stato che è essenzialmente definito dalla presenza di discontinuità come stratificazione, giunti e faglie. Le proprietà delle discontinuità con maggiore influenza sulla stabilità dei fronti rocciosi includono: orientazione, persistenza, spaziatura, rugosità e riempimento. Le discontinuità definiscono piani di debolezza all'interno di un ammasso roccioso, quindi i distacchi tendono ad occorrere in maniera preferenziale lungo queste superfici (Wyllie & Mah, 2004). Le orientazioni delle discontinuità rispetto al pendio determinano i meccanismi potenziali di innesco (Goodman & Bray 1976, Hoek & Bray 1981, Norrish & Wyllie 1996). Il primo passo nello studio dei fronti in roccia è la determinazione di tali orientazioni, al fine di individuare le famiglie di discontinuità o delle singole discontinuità che vanno a formare blocchi instabili.

Questa analisi è facilitata dall'uso di un semplice ed inequivocabile metodo di rappresentazione delle orientazioni. La terminologia raccomandata (Hoek & Bray, 1981) è *dip* (inclinazione) e *dip direction* (immersione) (Fig. 2-10), termini definibili come:

Dip (inclinazione) è la massima inclinazione di una discontinuità rispetto all'orizzontale (angolo ψ).

Dip direction o dip azimuth (immersione) è la direzione di immersione rispetto alla traccia orizzontale dell'inclinazione, misurata in senso orario rispetto al nord (angolo α).

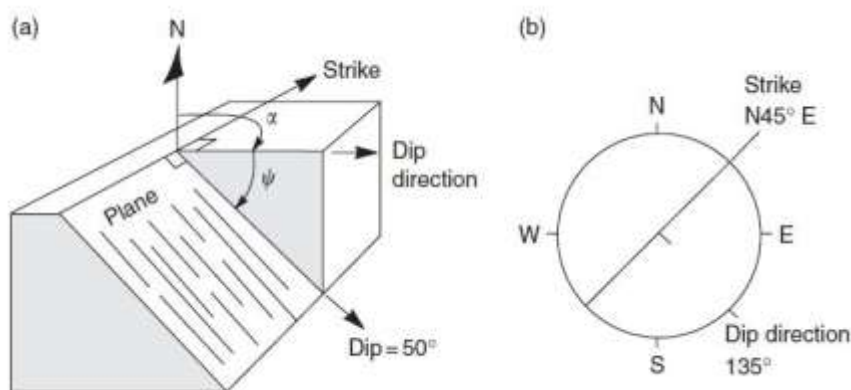


Figura 2-10 Terminologia usata nella definizione dell'orientazione nello spazio delle discontinuità (Wyllie & Mah, 2004)

La società internazionale della meccanica delle rocce (International Society for Rock Mechanics, ISRM) ha proposto dieci parametri da considerare nella classificazione degli ammassi rocciosi (ISRM 1978, 2007); nello specifico: orientazione, spaziatura, persistenza, rugosità, apertura, resistenza delle pareti delle discontinuità, riempimento, eventuale presenza d'acqua nelle fratture, numero delle famiglie di discontinuità, dimensione dei blocchi (Fig. 2-11). Questi parametri permettono una descrizione completa dei vari aspetti caratterizzanti lo stato di fratturazione di un ammasso.

La spaziatura delle discontinuità è un parametro chiave oltre a controllare la dimensione dei blocchi, famiglie di discontinuità con spaziatura molto fitta determinano condizioni di coesione dell'ammasso scadenti.

La persistenza di una discontinuità si riferisce invece all'estensione areale di quest'ultima. Può essere grossolanamente quantificata osservando la lunghezza della discontinuità esposta in superficie. È sicuramente uno dei parametri più importanti ma allo stesso tempo tra i più difficili da quantificare. Chiaramente, la persistenza avrà una grande influenza sulla resistenza a taglio

sviluppata nel piano della discontinuità, in cui i segmenti di roccia intatti sono indicati come “ponti di roccia”. Insieme alla spaziatura, la persistenza aiuta a definire la dimensione dei blocchi che possono staccarsi da una parete rocciosa.

La rugosità è principalmente caratterizzata in laboratorio su piccoli campioni di una superficie di discontinuità naturale. In situ essa viene determinata attraverso il *Joint Roughness Coefficient (JRC)*. Questo metodo comporta il confronto delle superfici di discontinuità con delle curve di rugosità standard con dei valori numerici assegnati (Barton & Choubey, 1977). Il confronto avviene attraverso l'utilizzo di strumenti opportuni come ad esempio il profilografo (anche detto Pettine di Barton). Il valore del JRC varia da zero per superfici lisce a 20 per superfici fortemente ondulate. La rugosità delle discontinuità è un componente potenzialmente importante per la definizione della resistenza al taglio.

Il riempimento di una discontinuità descrive invece l'eventuale materiale geologico che separa le pareti della discontinuità (ad esempio calcite, argilla, selce, brecce, etc.). L'apertura consiste nella distanza tra le due pareti della discontinuità (Wyllie & Mah, 2004).

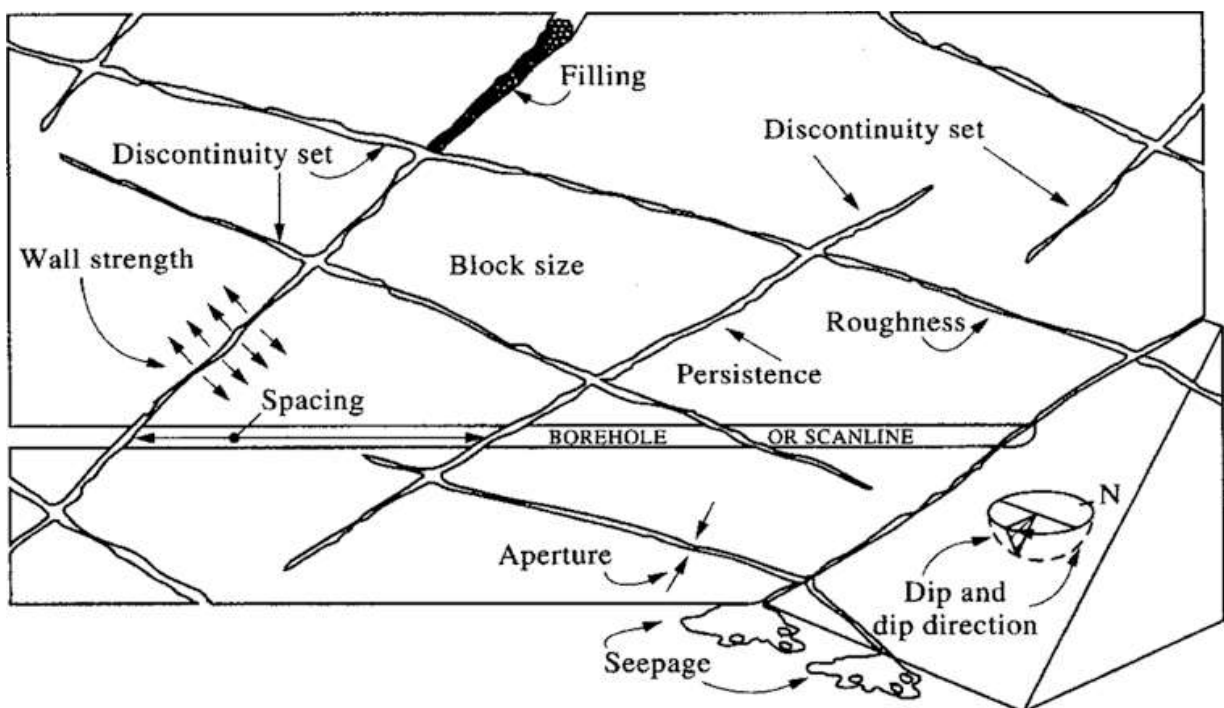


Figura 2-11 Principali caratteristiche delle discontinuità negli ammassi rocciosi (Wyllie & Mah, 2004)

Uno strumento molto utile nella caratterizzazione geomeccanica degli ammassi rocciosi è l'indice **GSI** (Geological Strength Index) (Hoek & Marinos 2000, Marinos & Hoek 2000).

Questo sistema di classificazione si basa sulle caratteristiche geologiche dell'ammasso roccioso trasformandole in informazioni geomeccaniche fondamentali. L'attribuzione del valore di GSI è effettuabile tramite l'utilizzo di un semplice grafico (fig. 2-12) dove le caratteristiche strutturali dell'ammasso in termini di grado di fratturazione e disturbo tettonico sono intercorrelate con le caratteristiche della superficie delle discontinuità in termini di rugosità, alterazione e riempimento della frattura (ISRM, 2007). Il grafico (Fig. 2-12) permette di arrivare ad un valore indice, che non viene indicato come valore univoco ma attraverso un *range*, che permette il suo utilizzo per una valutazione accurata della resistenza e della deformabilità di un ammasso roccioso. La resistenza a compressione uniassiale e l'angolo di attrito di un ammasso roccioso possono essere qualitativamente stimati mediante questo indice.

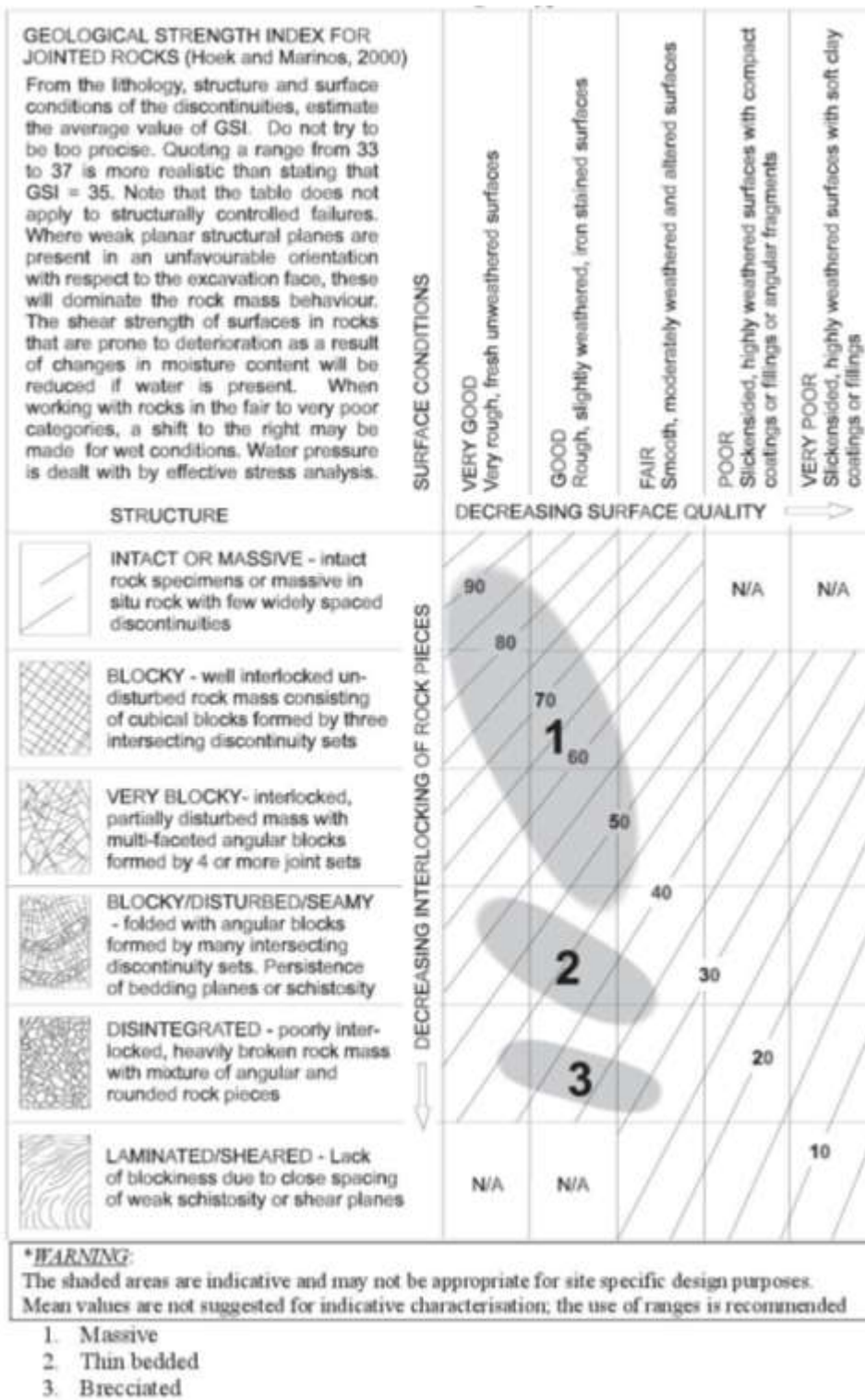


Figure 2- 12 Valori GSI per i calcari più comuni (Marinos & Hoek, 2000)

2.6 ANALISI DI STABILITÀ DEI FRONTI IN ROCCIA

Uno degli aspetti necessari nell'analisi dei versanti in roccia è la raccolta, con conseguente presentazione sistematica, dei dati geologici registrati in campo attraverso l'uso delle proiezioni stereografiche. Questa rappresentazione permette l'analisi statistica dei dati e le successive

analisi di stabilità. Le proiezioni stereografiche consistono in una trasposizione in due dimensioni di un'entità tipicamente tridimensionale.

Ogni tipologia di frana in roccia può essere rappresentata graficamente attraverso proiezione stereografica, come mostrato in figura 2-13. In un classico studio basato su dati di campo tutti le informazioni strutturali riguardanti l'ammasso roccioso sono riportate sullo stereogramma, con una concentrazione dei punti in alcune aree. Attraverso i test cinematici di stabilità si è in grado di individuare tutte le orientazioni di discontinuità geometricamente instabili. Questa tipologia di approccio inizialmente è stata presentata da Markland (1972) per rotture di tipo planare ed a cuneo e da Goodman e Bray (1976) per i ribaltamenti. Per i versanti aggettanti, che ovviamente individuano un'opposta orientazione del pendio e di conseguenza diverse condizioni geometriche, dei test sono stati presentati da Hudson e Harrison (1997).

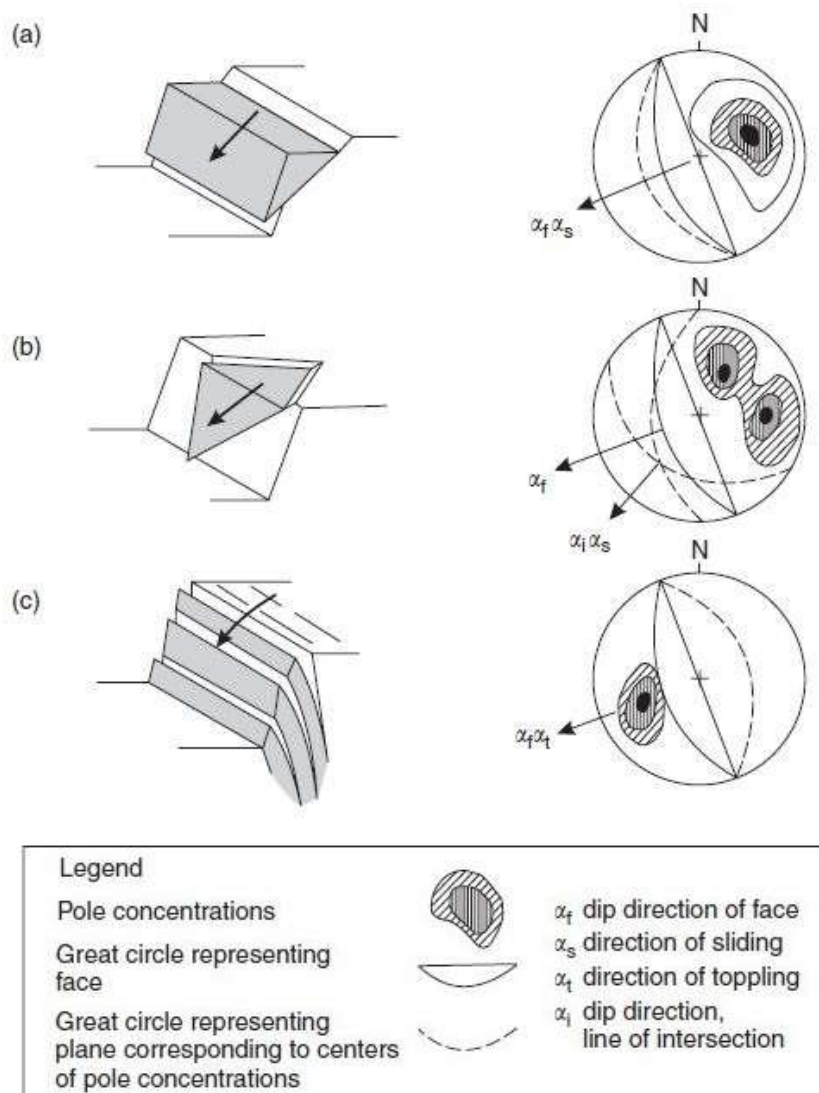


Figura 2-13 Rappresentazione dei meccanismi di rottura mediante le proiezioni stereografiche: a) rottura planare b) rottura a cuneo c) ribaltamento (Hoek & Bray, 1981)

Con questa prove è possibile definire le condizioni strutturali di un pendio, individuando i possibili meccanismi di rottura; tuttavia, bisogna comunque considerarli una semplificazione che non tiene conto di varie forze esterne che possono avere un effetto significativo sulla stabilità (ad esempio presenza d'acqua, sollecitazioni esterne ecc.). In figura 2-14 è presentato un sommario dei test cinematici di stabilità per rotture planari, a cuneo e ribaltamenti (Markland, 1972; Goodman & Bray, 1976; Hoek & Bray, 1981; Wyllie & Mah, 2004). Nella proiezione stereografica sono evidenziate le aree che individuano condizioni geometriche potenzialmente instabili per ogni meccanismo precedentemente citato, considerando 2 differenti inclinazioni del versante (60° e 80°). Queste analisi di stabilità sono condotte assumendo che la resistenza al taglio della superficie di scorrimento comprenda solo l'angolo di attrito e che la coesione sia nulla. Si considera quindi un blocco a riposo su un piano inclinato con un angolo di attrito ϕ fra la massa e il piano (Wyllie & Mah, 2004). L'angolo di attrito è rappresentato mediante un cono (fig. 2-14). Considerando che l'unica forza che agisce sul blocco è la gravità ed i poli rispetto al piano sono nella stessa direzione della normale, il blocco sarà stabile nel caso del polo giacente all'interno del cono di attrito (Wyllie & Mah, 2004).

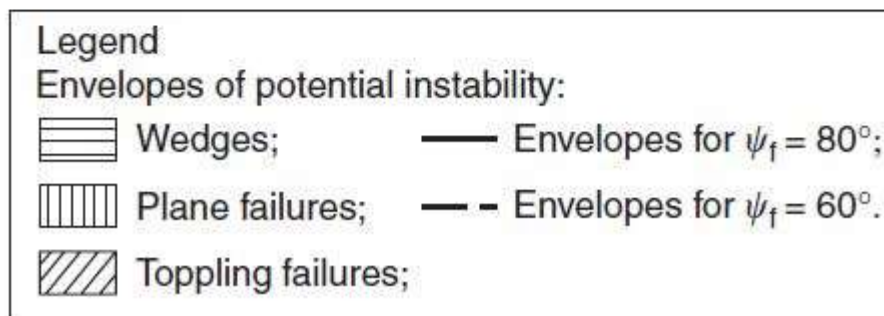
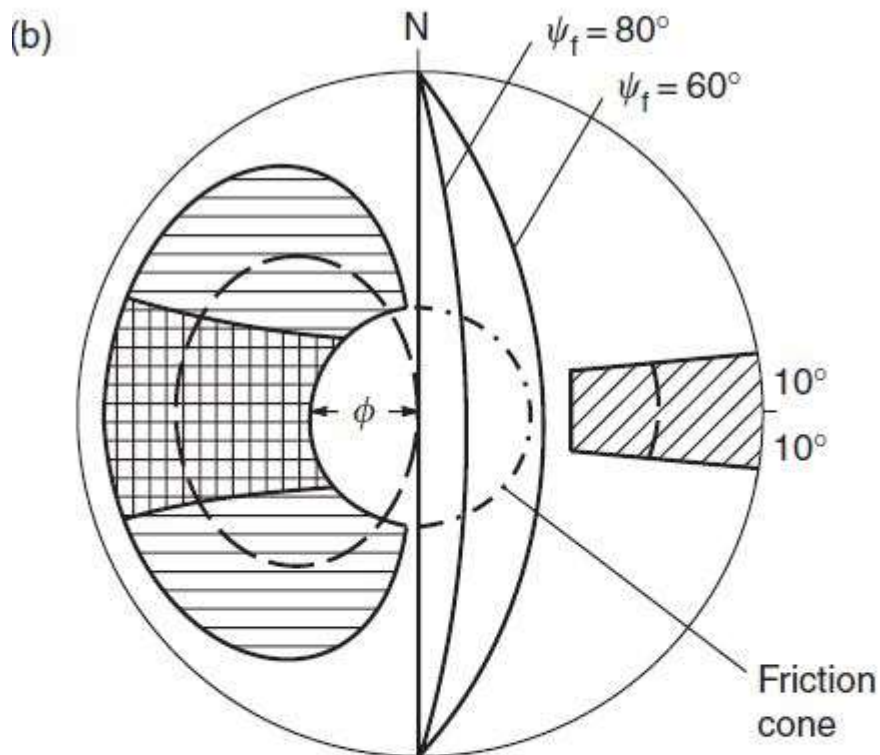


Figura 2-14 Sintesi dei test cinematici di stabilità per i tre principali meccanismi d'inesco con evidenziazione delle aree potenzialmente instabili (Wyllie & Mah, 2004)

Rotture di tipo planare

Nella Figura 2-14, un blocco definito da una rottura planare è potenzialmente instabile quando la discontinuità che lo individua è meno inclinata rispetto alla parete ed immerge sub-parallelamente (+/- 20°) alla stessa, mettendo in questo modo a "giorno" (*daylight*) il blocco instabile. È ben visibile in figura 2-14, osservando le aree instabili evidenziate per versanti con inclinazione 60° e 80°, come un pendio maggiormente acclive aumenti la probabilità di innesco dei fenomeni gravitativi in roccia andando ad individuare condizioni geometriche favorevoli al distacco.

Rotture a cuneo

Le condizioni geometriche da rispettare affinché avvengano rotture a cuneo sono simili rispetto a quelle planari. Bisogna però considerare come condizione indispensabile due discontinuità che si intersecano formando un “prisma” di roccia. L’analisi di stabilità viene effettuata considerando il polo (o punto) che rappresenta la linea di intersezione di queste discontinuità nello spazio. L’area cinematicamente instabile nel caso dei cunei è maggiore rispetto alle rotture planare (fig. 2-14) perché in questo caso sono due i piani a determinare il rilascio del blocco. Al fine di considerare un prisma instabile la linea di intersezione individuata dovrà essere meno inclinata del pendio ed immergere sub parallelamente allo stesso (+/- 20°).

Ribaltamenti

La condizione necessaria affinché possa avvenire un ribaltamento è che esista una famiglia di discontinuità immergente a reggipoggio all’interno del versante, con una differenza rispetto all’immersione della parete di circa 10° in modo da individuare una serie di lastre o prismi di roccia. Inoltre, l’inclinazione dei piani considerati deve essere abbastanza ripida. Queste lastre o prismi possono essere individuati da una discontinuità alla base che li svincola, il ribaltamento può avvenire quando il centro di gravità del blocco ricade esternamente alla base dello stesso (Wyllie & Mah, 2004): $\Delta x/y < \tan \psi_p$ (dove $\Delta x/y$ sono larghezza e altezza del prisma e l’angolo ψ_p l’inclinazione della discontinuità basale).

L’altra condizione cinematica per il ribaltamento, come già anticipato, è che le discontinuità che formano i blocchi devono immergere approssimativamente parallele al versante (+/- 10) in modo che i prismi individuati siano liberi di staccarsi, con la forza vincolante dell’ammasso roccioso considerabile nulla (Goodman & Bray 1976; Wyllie & Mah, 2004).

Aree dei versanti aggettanti

I test di stabilità che sono stati presentati in precedenza non sono validi nei casi di pendii aggettanti (*overhanging slope*). In questi versanti si consiglia di utilizzare la metodologia di Hudson e Harrison (1997). Con questo approccio si considera, per una proiezione stereografica, il requisito minimo di definizione di un potenziale blocco che sarà costituito da quattro piani non paralleli, con l’orientazione del pendio che può costituire uno dei piani. In una proiezione stereografica i blocchi possono essere identificati come triangoli sferici ed il piano di proiezione

rappresenterà il pendio aggettante. Considerando quindi il caso di un blocco tetraedrico/ cuneo, esistono tre possibilità cinematiche da considerare (fig. 2-15):

- Il blocco **crolla** dal tetto dell'ammasso roccioso costituente il pendio in aggetto.
- Il blocco scivola (**scivolamento planare**) lungo la linea di massima inclinazione di una discontinuità, o si muove con uno **scivolamento a cuneo** lungo la linea di intersezione tra due discontinuità.
- Il blocco è **stabile**.

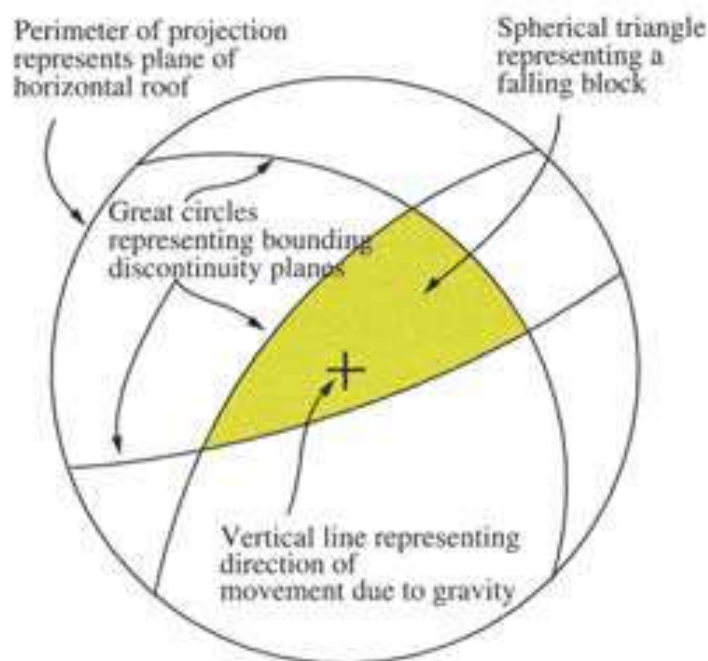


Figura 2-15 Esempio di test di stabilità per fronti in roccia aggettanti (Hudson & Harrison, 1997)

I cosiddetti **crolli** avvengono quindi quando un blocco si stacca dal pendio aggettante senza alcuno meccanismo di scivolamento delle discontinuità che lo individuano. In questi casi il vettore che rappresenta la forza di gravità è plottato come polo nel centro dello stereogramma in direzione normale al piano di rappresentazione. Quindi, se questo punto sarà compreso all'interno del triangolo sferico individuato dalle discontinuità il crollo sarà cinematicamente ammissibile (come in figura 2-15)

Per meccanismi di scivolamento l'analisi cinematica consisterà prima nel valutare se il movimento avverrà lungo un singolo piano di discontinuità (*planar sliding*) o lungo una linea di intersezione (*wedge sliding*). Le analisi effettuate considerano che queste discontinuità hanno un'inclinazione maggiore rispetto all'angolo di attrito. Supponendo quindi, che ciascun piano di

discontinuità ha lo stesso angolo di attrito, la direzione di scivolamento avverrà lungo la linea di massima pendenza (sia per un piano singolo che per l'intersezione di due piani).

I blocchi evidenziati in figura 2-16 rappresentano: nel caso (a) uno scivolamento planare lungo la discontinuità 2; e in (b) uno scivolamento a cuneo lungo l'intersezione 3-1.

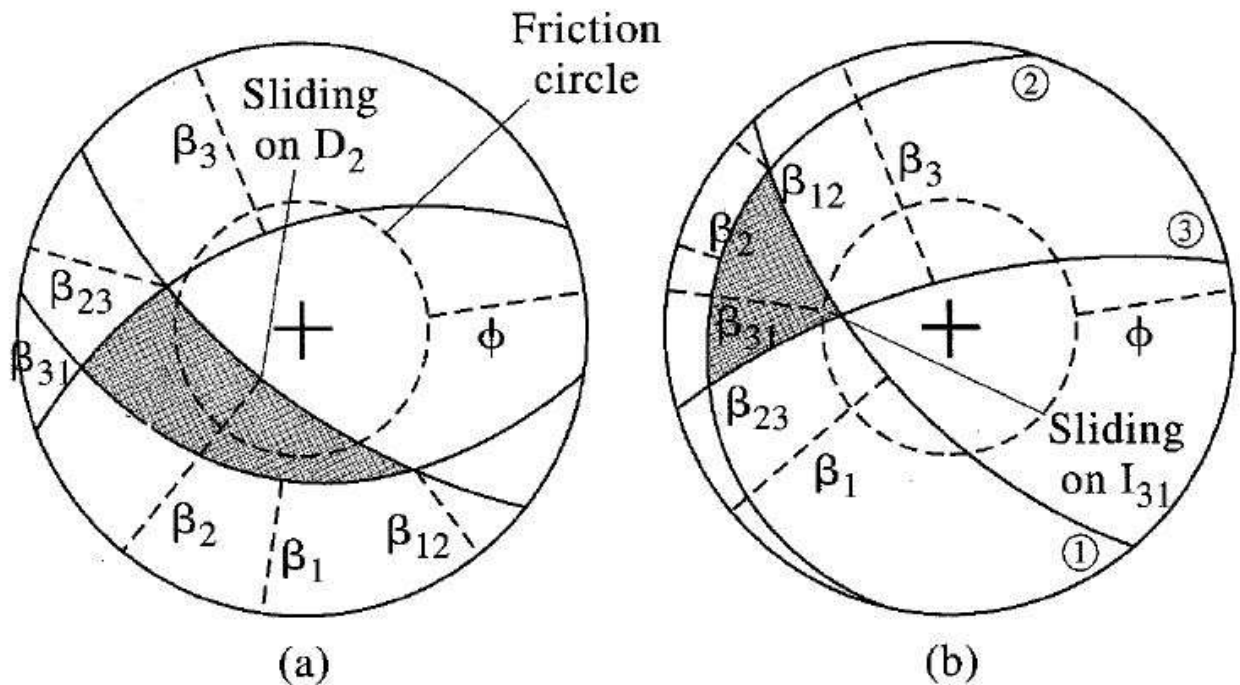


Figura 2- 16 a) Scivolamento planare di un blocco in un versante aggettante b) scivolamento a cuneo di un blocco in un versante aggettante (Hudson & Harrison, 1997)

Nel caso che i triangoli sferici individuati rientrino completamente al di fuori del cono che rappresenta l'angolo di attrito i blocchi sono identificati come stabili (Figura 2-17).

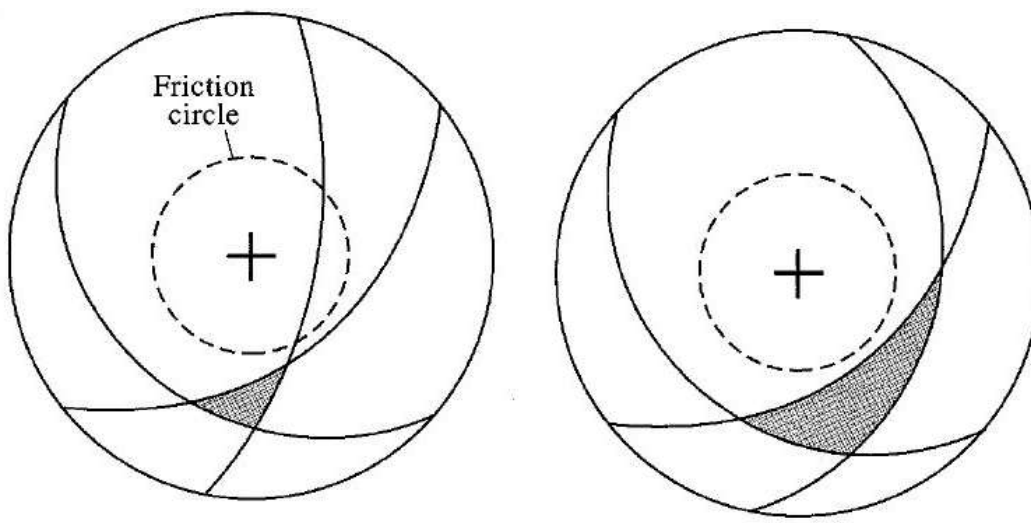


Figura 2- 17 Situazioni di blocchi considerabili stabili lungo un versante aggettante (Hudson & Harrison, 1997)

Considerando l'elevata mole di dati riguardanti le discontinuità, le operazioni di analisi di stabilità utilizzando le proiezioni stereografiche e l'individuazione stessa delle famiglie di discontinuità può avvenire attraverso l'utilizzo di *software* specifico. In questo studio si è utilizzato il *software* commerciale **DIPS** (nella versione 5.1 e 6) creato dalla società *Rocscience*. Dips in maniera automatica permette le verifiche di stabilità per quattro cinematismi di innesco:

- Rotture planari (Goodman, 1980)
- Rotture a cuneo (Goodman, 1980)
- Ribaltamenti flessurali (Goodman, 1980)
- Ribaltamenti diretti (Hudson & Harrison, 1997)

Nel caso di pendii aggettanti sarà possibile seguire le direttive di Hudson e Harrison (1997) precedentemente richiamate.

2.7 II REMOTE SENSING NELLE GEOSCIENZE

Considerando gli obiettivi del progetto di studio è stato necessario approfondire l'utilizzo delle più innovative tecniche di rilievo da remoto sviluppate dalla comunità scientifica.

La veloce proliferazione di queste tecniche con acquisizione che può essere effettuata da satellite, aereotrasportata e terrestre ha indubbiamente individuato nuove opportunità scientifiche e tecnologiche per la società durante le ultime decadi (Abellan et al., 2016). Le tecniche di rilievo tridimensionale da remoto, come quelle *laser scanning* e fotogrammetriche digitali (con acquisizione da punto fisso o mobile), hanno completamente cambiato la percezione dell'ambiente circostante (McCaffrey et al. 2005; Abellan et al. 2016). Il risultato ottenuto attraverso queste tecniche di rilievo è una nuvola di punti 3-D (*point cloud*), che consiste in un data set ad alta risoluzione costituito da, in genere, milioni di punti definiti da coordinate su assi X, Y e Z. Questa tipologia di dato è stato progressivamente sempre più usato in varie discipline delle Geoscienze (Abellan et al., 2016).

2.7.1 LASER SCANNING

L'acronimo LASER (o laser) deriva da "*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*". La tecnica del laser scanning si basa sul metodo di misurazione delle distanze per mezzo di onde elettromagnetiche ed è anche noto con il nome LiDAR (*light detection and ranging*). Un laser è uno strumento in grado di produrre ed emettere una radiazione elettromagnetica altamente collimata, direzionale, coerente ed in fase, che viene inviata verso il sistema da osservare in forma di fascio o serie di impulsi. Il sistema laser può essere usato per acquisire un grande quantitativo di informazioni 3D riguardanti la superficie terrestre ad altissima velocità (Jaboyedoff et al., 2012). Il principio di funzionamento è mostrato in fig. 2-18.

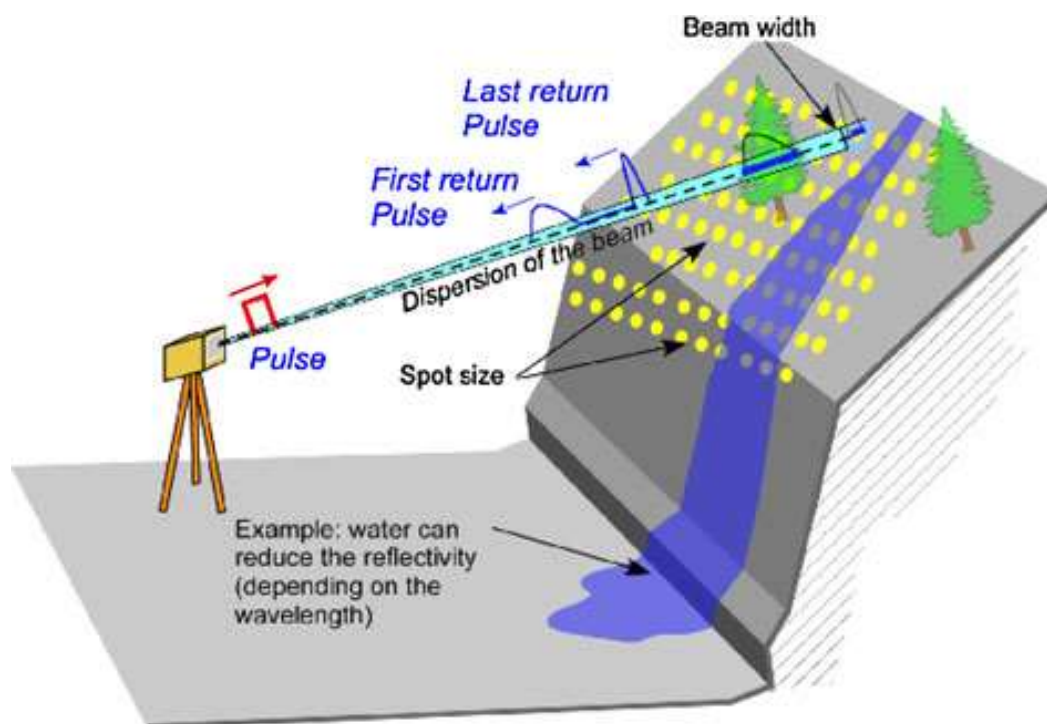


Figura 2- 18 Rappresentazione schematica di un rilievo LiDAR (Jaboyedoff et al.,2012)

Il Laser scanning o LiDAR può essere usato in due modalità, dipendenti dalla posizione del sensore:

- A terra (TLS, Terrestrial Laser Scanning)
- Areo-pilotato (ALS, Airborne Laser Scanning)

Un laser scanner è costituito da un trasmettitore/ricevitore del fascio laser e da un dispositivo di scansione. Esistono 2 metodi differenti di acquisizione (Wehr & Lohr, 1999): *phase* e *pulse method* (o *time of flight*). Il metodo cosiddetto “phase” ha un’accuratezza di misura maggiore ma soffre di un *range* d’azione limitato (Petrie & Toth, 2008). Il secondo metodo invece consente un *range* di misura maggiore, diventando di conseguenza il più usato negli studi che riguardano la superficie terrestre, compresi quelli inerenti i fenomeni gravitativi (Wehr and Lohr 1999; Jaboyedoff et al.,2012).

I laser scanner con modalità *Time-of-flight* emettono un impulso laser che viene riflesso dall’oggetto “scannerizzato”. Un sensore permette la misurazione del “tempo di volo” dell’impulso nel viaggiare verso e dalla superficie analizzata, in questo modo avviene la ricostruzione geometrica dell’oggetto investigato. La distanza percorsa dall’impulso è calcolata secondo l’equazione seguente (Kemeny & Turner, 2008):

$$\text{Distanza} = (\text{Velocità della Luce} * \text{Time of Flight}) / 2$$

Alcuni scanner di tipologia “*time-of-flight*” hanno la capacità di misurare svariati tempi di volo per ogni singolo impulso. Questa caratteristica risulta molto utile in aree vegetate dove il “primo arrivo” del fascio laser può indicare la distanza con la vegetazione, mentre il secondo può indicare la superficie del terreno (Kemeny & Turner, 2008).

Le tecniche di rilievo Laser Scanner possono essere usate nello studio dei fenomeni gravitativi di versante con quattro approcci differenti (Jaboyedoff et al., 2012):

- Caratterizzazione e riconoscimento del fenomeno investigato
- Definizione e mappatura della pericolosità e suscettibilità del fenomeno
- Modellizzazione
- Monitoraggio

Negli ultimi dieci anni sono state sviluppate molte applicazioni relative all’uso del TLS nella caratterizzazione dei fronti in roccia. I vantaggi del TLS rispetto ad altre tecniche in questo campo sono (Abellan et al., 2014):

- Misure ad altissima risoluzione (1 punto ogni 2–3 cm) rispetto ad altri metodi di acquisizione.
- Angolo di visualizzazione adeguato ed alta estensione di copertura, paragonato con la bassa accuratezza e minore densità dei dati raccolti dai metodi aerei e satellitari nel rilievo di pareti verticali.
- Accuratezza da centimetrica a millimetrica.
- Facilità di acquisizione del dato.

Le caratteristiche più importanti che differenziano i vari sistemi TLS, che vanno a determinare la qualità dei dati raccolti sono: accuratezza, risoluzione, range massimo di acquisizione ed impostazione pratica del rilievo (Abellan et al. 2014). Il risultato iniziale di un rilievo è la nuvola di punti grezza in gergo chiamata *raw*, i passaggi successivi necessari per ottenere una nuvola di punti utilizzabile per analisi dettagliate sono:

Filtraggio; La nuvola di punti grezza deve essere filtrata allo scopo di rimuovere i punti estranei all’area investigata (vegetazione ed altri oggetti non necessari), in modo da ottimizzare il dato per le successive elaborazioni.

Registrazione; consiste nel combinare le varie scannerizzazioni contigue e nel georiferirle in un sistema di coordinate. È comune definire gli assi verticali ed azimutali paralleli ad un sistema geografico di coordinate per consentire un'analisi corretta in termini di *dip* e *dip direction* dei piani geologici osservati.

Il primo passo quindi, nell'elaborazione di una nuvola di punti, è quello di orientarla in un sistema di coordinate geografiche sulla base di dati raccolti in situ. I *software* dedicati all'elaborazione delle nuvole di punti generalmente includono diversi metodi per la registrazione del dato. Questa operazione può essere eseguita attraverso un processo costituito da 2 passaggi: il primo consiste nell'individuazione di punti omologhi all'interno delle nuvole create durante le varie *scanpositions* (punti fissi di acquisizione laser scanner); il secondo nell'ottimizzazione dell'allineamento manuale attraverso degli algoritmi specifici, come l'*Iterative Closest Points* (ICP) (Besl & McKay, 1992; Chen & Medioni, 1992). Utilizzando questo algoritmo, le differenze tra i punti vengono iterativamente ridotti e realizzando un allineamento di precisione delle scansioni mediante il confronto delle nuvole di punti e delle normali alle superfici passanti per gli stessi, raggiungendo un'elevata accuratezza. La nuvola di punti totale è normalmente traslata in un sistema di coordinate locale, che permette la riduzione del volume dei dati rimuovendo in punti omologhi (Abellan et al., 2014). Alcuni software (Riegl RiSCAN Pro, PolyWorks, etc), raggiungono questo obiettivo tramite l'utilizzo di una matrice di rototraslazione, invece di modificare la nuvola di punti stessa (Abellan et al., 2014). Questo permette di passare dal sistema di coordinate locale ad uno geografico in maniera immediata.

La nuvola di punti grezza può essere filtrata attraverso algoritmi specifici (Jaboyedoff et al., 2007; Brodu & Lague, 2012). Attualmente questo tipo di algoritmi è integrato in molti software dedicati (come ad esempio CloudCompare, un programma *open source* dedicato all'elaborazione di nuvole di punti 3D).

In casi estremi di disturbo come con la presenza di reti paramassi lungo la parete rilevata, Mah et al. (2016) consigliano una analisi iniziale denominata *Principal Component Analysis* (PCA) allo scopo di calcolare l'orientazione della nuvola ed in seguito segregare i dati appartenenti alla rete validando i dati relativi alla parete investigata. A questo scopo sono stati eseguiti due algoritmi di filtraggio iterativi, in molti casi resta però necessaria una rimozione manuale dei punti esterni all'oggetto di studio.

2.7.2 FOTOGRAMMETRIA DIGITALE

La cosiddetta tecnica 'Structure-from-Motion' (SfM) è una metodologia fotogrammetrica emergente ed a basso costo utile per ricostruzioni topografiche di alta risoluzione, ideale per la ricerche con bassi budget di spesa riguardanti applicazioni in aree scarsamente accessibili (Westoby et al.,2012). L'emergere della tecnica SfM ha rivoluzionato i metodi di rilievo topografico negli studi a carattere geomorfologico, portando la raccolta dei dati da remoto e le successive analisi alla portata di tecnici non specialisti (Smith et al. 2016, Abellan et al., 2016). Questo *trend* è sempre più pronunciato soprattutto in aree di interesse rilevabili con l'ausilio di un drone (UAV), portando questa tecnica a superare le problematiche della fotogrammetria classica come difficoltà logistiche, distanza variabile rispetto ai target e la complessità topografica (Abellan et al., 2016).

Questa metodologia innovativa utilizza gli stessi principi di base della fotogrammetria stereoscopica, in quanto la struttura 3D analizzata è ricostruita attraverso una serie di immagini sovrapponibili. Invece, essa si differenzia dalla fotogrammetria tradizionale essendo in grado di ricostruire la geometria, la posizione della camera di acquisizione e l'orientazione delle immagini in maniera automatica attraverso un algoritmo, non necessitando quindi di target georeferenziati pre-posizionati (Westoby et al.,2012).

La posizione di acquisizione della camera e la geometria dell'oggetto indagato sono ricostruite automaticamente attraverso l'identificazione di elementi comuni nelle immagini analizzate (Fig. 2-19). Questi elementi comuni sono individuati in ogni immagine, consentendo una stima iniziale delle coordinate dell'oggetto che sono poi successivamente rifinite attraverso una minimizzazione iterativa non lineare basata sul metodo dei minimi quadrati (Westoby et al., 2012). La metodologia SfM è non selettiva, in quanto non è possibile definire per inclusione i punti da inserire nel rilievo con un risultato individuato da dati molto simili ad il rilievo TLS. Valori di densità di punti simili (o maggiore) ai rilievi TLS ed alta precisione ed accuratezza del dato possono essere determinati dal *range* di misura considerato. È possibile raggiungere errori di scala inferiori al centimetro (Smith et al. 2016). Il numero di foto digitali necessarie, per un'osservazione a scala intermedia (<1 km), va da 10 a 100 unità, ma aumentandone il numero si ottiene un modello 3D più accurato (Micheletti et al, 2015). Uno dei *software* commerciali più famosi per quanto riguarda questo metodo è Agisoft Photoscan, utilizzato in questo lavoro per varie elaborazioni, tra cui la creazione di una nuvola di punti fotogrammetrica.

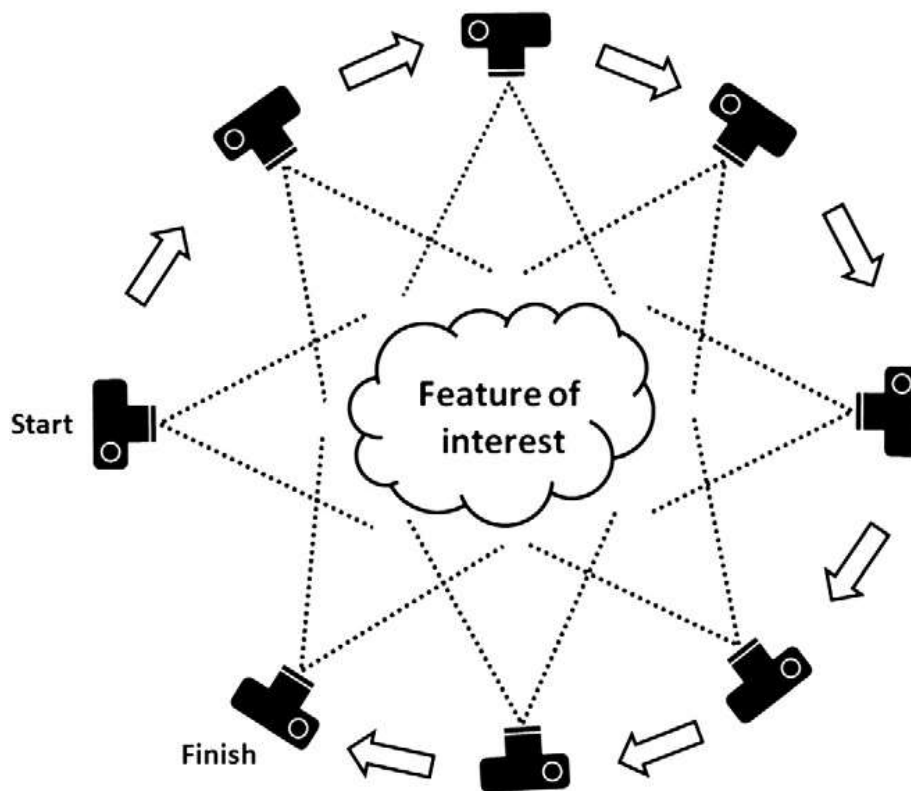


Figura 2- 19 Esempio di acquisizione SfM (Westoby et al.,2012)

2.8 ANALISI STRUTTURALE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI DA REMOTO

Negli ultimi anni sono state sviluppate un gran numero di metodologie finalizzate a definire le caratteristiche strutturali degli ammassi rocciosi da remoto. Questa tipologia di approccio può risultare utile, oltre ad estendere i dati raccolti anche ad aree difficilmente raggiungibili, a diminuire gli errori di misura che inevitabilmente investono le tecniche tradizionali. Le orientazioni degli elementi geologici studiati possono essere estratte con metodi manuali (Fernández, 2005) o semi-automatici (Slob et al., 2005; Kemeny et al., 2008; Jaboyedoff et al., 2007). Le tecniche di tipo manuale consistono nella selezione diretta di una sub-regione della nuvola di punti assimilabile a giudizio dell'operatore ad un singolo piano di interesse, con la misurazione dell'orientazione che può avvenire con differenti modalità di calcolo (Fernández, 2005; Oppikofer et al., 2009; Sturzenegger & Stead, 2009; Tavani et al., 2011). Altri approcci si basano sulla creazione di superfici interpolate (come ad esempio *triangular irregular mesh* dette TIN) con la successiva identificazione automatica dell'orientazione del vettore normale ad ogni

poligono individuato (Slob & Hack, 2004; Kemeny & Turner, 2008). Nell'analisi automatica di discontinuità strutturali attraverso superfici triangolari come i TIN concorrono generalmente tre fattori indipendenti: densità dei triangoli individuati, angolo massimo considerabile fra triangoli limitrofi e dimensione minima degli stessi (Kemeny et al., 2008). In questo tipo di classificazioni per triangoli indipendenti, in una superficie planare è necessario determinare se due elementi triangolari adiacenti debbano essere considerati complanari o no (Fernández, 2005). Altri approcci simili dividono le nuvole di punti in sub-celle individuando oggetti planari elementari ed aggregandoli successivamente in accordo ad una soglia di sub-planarità in poligoni (Dewez et al., 2016). Queste tipologie di approccio comportano la creazione di un modello 3D basato sulla nuvola di punti che può incorrere in alcuni casi ad rappresentazioni artefatte. Tecniche di analisi 3D più complesse si basano invece su una definizione delle orientazioni della superficie, basandosi esclusivamente sui dati individuati dai punti della nuvola (Jaboyedoff et al., 2007; Ferrero et al., 2009; Gigli & Casagli, 2011; Riquelme et al. 2014, 2015).

2.9 APPLICAZIONI UTILIZZATE NELLO STUDIO DEI FRONTI ROCCIOSI SCELTI

In questo progetto sono state testate varie tecniche di analisi strutturale da remoto allo scopo di estendere la caratterizzazione dei fronti rocciosi fatta in maniera diretta all'intero sito investigato. Tra le varie applicazioni elaborate dalla comunità scientifica una delle più conosciute è senza dubbio il software commerciale **Coltop 3D** (Jaboyedoff et al., 2007). Coltop3D è in grado di utilizzare come dato di partenza sia nuvole di punti LiDAR che modelli digitali del terreno (DEM). Nel primo caso il software calcola per ogni punto (basandosi sul vettore normale) una stima della sua orientazione, rappresentando la superficie topografica della nuvola di punti 3D con una colorazione specifica per ogni valore individuato, in termini di *dip* e *dip direction*, per ogni punto (Jaboyedoff et al., 2007). Un colore identificativo di ogni orientazione è attribuito combinando il grafico denominato *Hue-Saturation-Intensity wheel* (HSI) ad una proiezione stereografica di tipo Schmidt-Lambert (Fig. 2-20c).

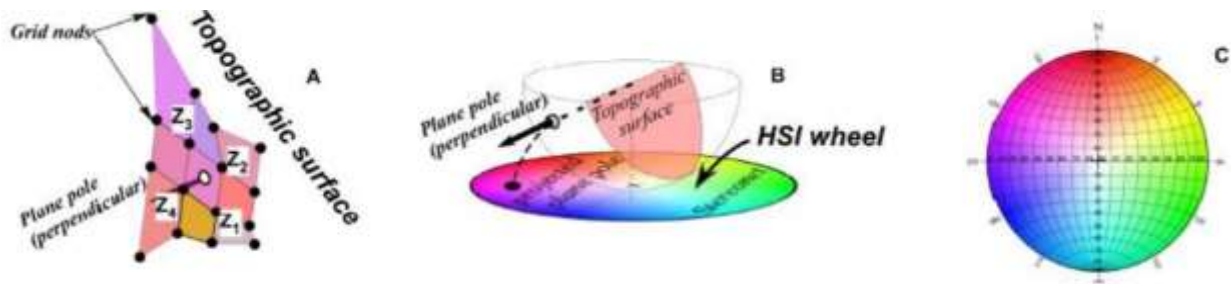


Figura 2-20 Coltop 3D a) definizione dell'orientazione di un punto mediante i 4 punti limitrofi di una griglia quadrata o i 3 punti di una mesh triangolata b) Relazione tra una proiezione stereografica Schmidt-Lambert ed il grafico HSI c) HSI rappresentato in una proiezione stereografica (Jaboyedoff et al., 2007)

Il software permette l'utilizzo di diversi schemi di colorazione, selezionabili dall'utente. Attraverso questa modalità di rappresentazione di una nuvola di punti gli elementi strutturali di una parete sono facilmente individuabili (giunti, stratificazione, faglie), consentendo quindi un'analisi strutturale rapida che si rivela molto utile in aree inaccessibili (Jaboyedoff et al., 2007). Il valore medio in termini di orientamento per ogni set di discontinuità può essere determinato con grande accuratezza mediante l'analisi di densità di una proiezione stereografica, e successivamente esportato per successive analisi (comprende quindi la possibilità di esportare i punti di una nuvola relativi ad ogni set individuato).

FACETS (Dewez et al., 2016) è un *plugin* molto recente del software open source CloudCompare (corretto e migliorato dalla versione 2.6.2) che consente l'estrazione di poligoni (*facets*) da una nuvola di punti, calcolandone i valori di *dip* e *dip direction* e successivamente riportando i dati in uno stereogramma interattivo. Questo tipo di approccio si rivela molto utile allo scopo di misurare gli orientamenti ed individuare i piani geologici affioranti in una parete rocciosa.

L'approccio generale di FACETS consiste nel suddividere una nuvola di punti in raggruppamenti di punti adiacenti sulla base di una sub-planarità degli stessi definita dall'utente (Dewez et al. 2016). Questa operazione è effettuata utilizzando due diversi algoritmi selezionabili: *kd-tree* e *fast marching method*. Entrambi gli approcci si basano sul metodo di approssimazione dei minimi quadrati (Fernandez, 2005). L'*output* delle procedure *Kd-Tree* e *Fast-Marching* è un insieme di poligoni planari ricavati dalla nuvola di punti 3D originale. Ogni poligono è definito, come nel caso di una *mesh* (modello 3D interpolato), attraverso un contorno ed una estensione, un centroide ("posizione media" di tutti i suoi punti) ed il vettore normale dello stesso. FACETS ne consente l'orientazione in piani singoli ed in famiglie di piani attraverso un'interfaccia, permettendo la visualizzazione dei poligoni nello spazio 3D e di selezionarli in base

ad un'orientazione scelta. È possibile individuare un valore di *dip direction/dip* con il rispettivo *range* di variazione direttamente su di uno stereogramma e visualizzare quale porzione dell'affioramento identifica. Il *plugin* permette inoltre di esportare l'analisi effettuata, sia totale che per ogni eventuale famiglia di piani individuata, come *shape file* o come *file* di testo e tabella di attributi (file .CSV o ASCII)

2.9.1 DEFINIZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ ALL'INNESCO DA REMOTO

L'obiettivo finale del progetto è quello di individuare le probabili aree di distacco di blocchi lungo le pareti scelte. Questa operazione è di primaria importanza per le analisi geomorfologiche e di definizione della suscettibilità all'innesco nei fronti rocciosi. Matasci (2015) ha presentato un modello (**Matt3D**) che permette la quantificazione della suscettibilità a scala intermedia, esclusivamente attraverso una nuvola di punti TLS, quantificandone il pattern strutturale e verificandone i possibili meccanismi di rottura in termini di rotture di tipo planare, a cuneo e ribaltamenti (Hoek & Bray 1981, Wyllie & Mah, 2004) su un versante verticale o aggettante. La selezione delle aree potenzialmente instabili avviene attraverso uno script MATLAB che analizza la nuvola di punti TLS in accordo con la geometria della topografia e delle famiglie di discontinuità. Quindi per ogni punto della nuvola è calcolato il numero di rotture potenziali individuabili in quella precisa situazione geometrica. I parametri considerati sono:

- Famiglie di discontinuità presenti
- Spaziatura di ogni famiglia individuata
- Persistenza di ogni famiglia individuata
- L'angolo creato tra l'intersezione delle discontinuità e la topografia

L'estrazione dei possibili cinematismi di innesco è effettuata sulla base dei test cinematici di stabilità (Markland, 1972; Romana, 1993; Hoek & Bray, 1981; Wyllie & Mah, 2004). La topografia tridimensionale acquisita da terra permette l'analisi dei meccanismi anche in aree aggettanti. Attraverso il modello creato è calcolato un indice di suscettibilità, basato sulla superficie media che ogni famiglia di discontinuità (o combinazione di due, nel caso di rotture cuneiformi) forma con la topografia in accordo con la spaziatura, persistenza ed angolo di incidenza (Jaboyedoff et al. 1996, 2004). Questo indice dipende inoltre dall'inclinazione della discontinuità (o l'intersezione di due, nel caso di rotture cuneiformi).

Per ogni punto della nuvola considerata viene calcolata la somma della suscettibilità individuata per ognuno dei 3 cinematismi investigati. Il risultato finale (S_{tot}) rappresenta la suscettibilità all'insacco di un dato punto P come la somma degli indici individuati per tutti le potenziali rotture di tipo: planare (S_p), a cuneo (S_w) e ribaltamenti (S_t) (Matasci, 2015).

La figura 2-21 mostra una simulazione di calcolo per la suscettibilità a rotture planari su una base topografica costituita da una nuvola di punti sintetica. Vengono testate diverse orientazioni di un *set* (2-21e, 2-21f), dopo aver eseguito il codice che prima individua l'angolo di incidenza (2-21a), le orientazioni della nuvola in termini di *dip* (fig. 2-21b) e *dip direction* (fig. 2-21c) e successivamente discrimina le aree aggettanti (fig. 2-21d).

La simulazione del calcolo di suscettibilità a rotture di tipo planare è effettuata tenendo conto di un'unica famiglia di discontinuità con orientazione in termini di *dip* e *dip direction* $30^\circ/350^\circ$ (Fig. 2-21e) e $80^\circ/350^\circ$ (Fig. 2-21f).

Questo modello, validato dagli autori in alcuni casi studio, risulta essere efficace nell'individuazione delle probabili aree di insacco di fenomeni gravitativi in roccia consentendo una migliore comprensione dei principali processi di evoluzione delle pareti sub-verticali.

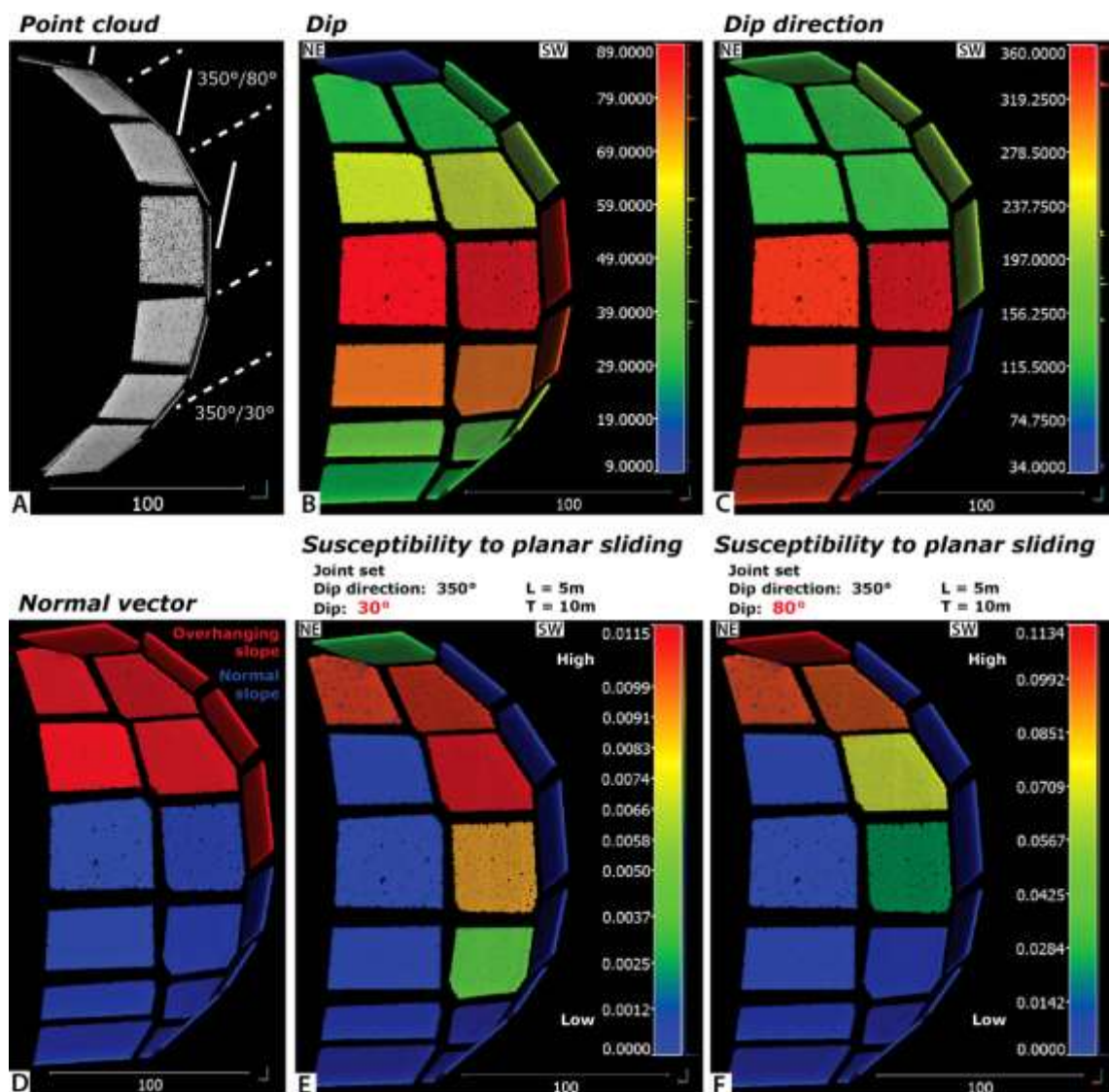


Figura 2-21 Simulazione del codice Matt3D utilizzando una nuvola di punti sintetica (A): B) e C) rispettivamente mostrano le orientazioni della nuvola considerata in termini di inclinazione e immersione; D) mostra il vettore normale a ciascun punto della nuvola, il calcolo della normale consente di individuare le porzioni della nuvola aggettanti (*overhanging slope*); E) mappa della suscettibilità per scivolamenti planari considerando una famiglia di giunti con orientamento 350°/30° F) mappa della suscettibilità per scivolamenti planari considerando una famiglia di giunti con orientamento 350°/80° (Matasci, 2015)

3. MATERIALI E METODI

L'approccio metodologico seguito è stato di tipo multidisciplinare e multi scalare (Figura 3-1).



Figura 3-1 Presentazione schematica dell'approccio metodologico utilizzato

Fase 1. La prima fase del lavoro è stata quella di una analisi geomorfologica a scala regionale di tutto il tratto di costa in esame (Capo Spartivento – Porto di Scario). Mediante raccolta di dati di letteratura, analisi di carte topografiche, foto aeree, rilevamento sul terreno sono stati prodotti i seguenti risultati:

- a) Analisi morfometrica e classificazione delle maggiori *pocket beach* situate nel tratto di costa esaminato, secondo recenti indicazioni della comunità scientifica (cfr. paragrafo 3.1).
- b) Analisi geomorfologica della costa del Bulgheria, ed elaborazione di una cartografia geomorfologica in scala 1:5000 mediante sistemi informativi geografici (vedi tavole allegate).

- c) Rilievo diretto con acquisizione di un *dataset* fotografico ad alta definizione riguardante l'intera fascia costiera in studio.
- **Fase 2.** Sulla base del *data set* di immagini collezionato si è poi passato alla seconda fase dell'indagine, rappresentata dalla redazione di mappe tematiche frontali a scala della singola falesia (cfr. paragrafo 3.2) che ha portato alla elaborazione di:
 - d) Mappe frontali Geologiche, Geomorfologiche e Geo-strutturali frontali dei siti scelti
 - e) Valutazione qualitativa della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per i fronti scelti.

L'analisi qualitativa a scala regionale e di dettaglio ha consentito la selezione dell'Arco Naturale di Palinuro (SA) come area campione. In questo sito è stato effettuato un rilevamento di campo di estremo dettaglio e sono stati effettuati vari stendimenti lineari geomeccanici secondo le indicazioni della comunità scientifica internazionale (ISRM 1983, 2007). Questi rilievi hanno consentito l'individuazione delle famiglie di discontinuità caratterizzanti i fronti rocciosi scelti ed il riconoscimento dei principali meccanismi di rottura.

- **Fase 3.** In seguito al lavoro di campagna si è passato alla elaborazione di dati informatici mediante l'utilizzo di varie tecniche di rilievo da remoto allo scopo di estendere la conoscenza geostrutturali e dell'ammasso roccioso all'intero sito (cfr. paragrafi 3.3, 3.4, 3.5, 3.6). In questa fase sono effettuati:
 - Rilievo diretto e indiretto (*Terrestrial Laser Scanner* e fotografico digitale ad alta risoluzione) dei fronti scelti. Dopo il rilievo topografico si è passato all'elaborazione dei dati raccolti da remoto, che grazie alla collaborazione con la società Stage srl, ha consentito la realizzazione di un modello 3D, basato su dati *Terrestrial Laser Scanner*, di elevato dettaglio dell'Arco Naturale di Palinuro con diverse densità di informazione.
 - Analisi strutturale da remoto dell'Arco Naturale mediante varie tecniche/software presentati dalla comunità scientifica internazionale utilizzando i dati raccolti mediante rilievo *Terrestrial Laser Scanner*.
 - Analisi di dettaglio dei principali meccanismi di rottura dell'ammasso roccioso mediante analisi tridimensionale di dettaglio.
 - Sintesi dei dati geomeccanici raccolti (di tipo diretto e da remoto) mediante produzione di carte frontali rappresentanti la zonazione geomeccanica dell'ammasso.

- Determinazione della suscettibilità all'innesco di frane in roccia di una parete scelta utilizzando analisi semiautomatica tridimensionale.
- Stesura mappa frontale delle masse instabili.

Tutte le elaborazioni svolte da remoto utilizzando le nuvole di punti LiDAR sono state validate infine mediante confronto con i dati di campagna.

3.1 ANALISI MORFOMETRICA DELLE SPIAGGE DI BAIA

Prima di iniziare con lo studio strettamente collegato alla definizione della suscettibilità a frane di alcune falesie si è voluto creare una classificazione schematica delle principali spiagge di baia presenti lungo la costa del Bulgheria. Seguendo la classificazione di Bowman et al. (2009, 2014) sono stati calcolati alcuni parametri morfometrici caratteristici per le maggiori *pocket beaches* della costa del Monte Bulgheria.

Questi dati sono stati raccolti utilizzando il sistema geografico informativo ArcGis 10.1[®]. Le basi topografiche utilizzate sono le Carte Tecniche Regionali (CTR) a 1: 5000 (1998), coadiuvate dalle orto-foto O.R.CA 2004-2005 e dal base-layer fotografico dal database ESRI[®]. Per ogni spiaggia sono stati definiti vari parametri morfometrici (Fig. 3-2) (Bowman et al., 2009, 2014):

- **Ro** apertura spiaggia (m), linea immaginaria che congiunge i punti dove inizia la diffrazione del moto ondoso ovvero la punta dei promontori.
- **a** *embayment* (m), linea immaginaria che congiunge il punto di massima curvatura della spiaggia alla linea di apertura (Ro).
- **S2** lunghezza spiaggia (m).
- **S1** *lunghezza dell'intera baia* (m), distanza lineare di tutta la baia da promontorio a promontorio.
- **Bw** profondità spiaggia (m).
- **Profondità di baia** = $S1/Ro$, da informazioni riguardo la forma in pianta della baia (*embaymentization*).
- **Indentation ratio** = a/Ro , da informazioni riguardo il grado di profondità della baia (*indentation*).

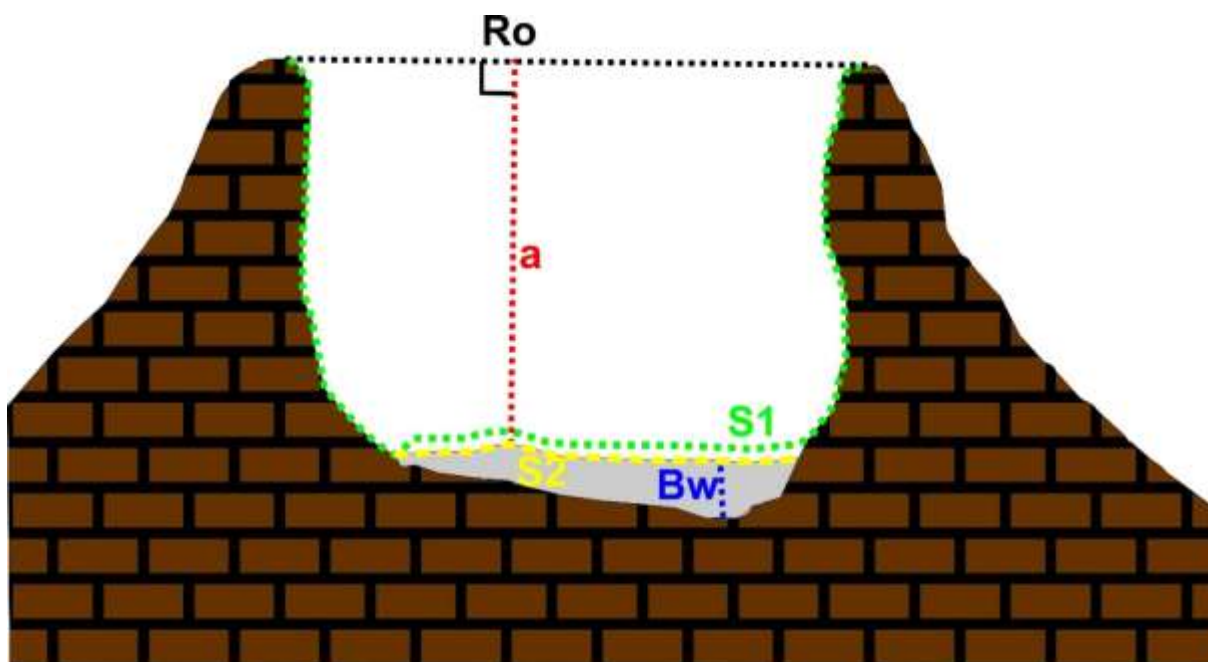


Figura 3-2 Parametri morfometrici misurati (modificata da Bowman et al. 2009, 2014)

L'analisi morfometrica delle spiagge catalane (Bowman et al., 2009) ha mostrato una forte correlazione tra i parametri di profondità di baia e *indentation ratio*, seguendo lo schema presentato è possibile utilizzarli come parametri di classificazione. In base al valore di questi rapporti vengono create 5 classi di spiagge basate sul grado di protezione definito dai promontori (Tabella 1).

CLASS	a/Ro	$S1/Ro$
1. Unindented	0.10-0.30	1.08-1.69
2. Low-indented	0.34-0.38	1.40-2.08
3. Medium-indented	0.39-0.65	1.40-2.86
4. Indented	0.66-0.95	2.34-3.72
5. High-indented	1.05-2.03	2.95-6.79

Tabella 1 Classificazione morfometrica basata sulla profondità delle baie contenenti le spiagge (*Indentation categories*) (Bowman et al., 2009)

Secondo Simeoni et alii (2012) il valore ottenuto per la profondità della baia ($S1/Ro$) può essere usato per definire la morfologia in pianta della spiaggia secondo tre classi:

-Valore tra $1 \div 1,15$: la pocket beach è praticamente rettilinea

-Valore tra $1,15 \div 1,9$: la pocket beach ha configurazione arcuata

-Valore $> 1,9$: la pocket beach ha configurazione molto arcuata

Inoltre, seguendo la classificazione delle spiagge di baia presentata nel libro tematico "Le pocket beach, dinamica e gestione delle piccole spiagge" di Simeoni et alii (2012), oltre ad i parametri morfometrici ed alle classificazioni citate in precedenza sono raccolti i dati riguardanti:

- Esposizione geografica della baia individuata (intesa come punto cardinale verso la quale è diretta una linea tracciata perpendicolarmente alla linea di riva nel punto medio).
- Sedimenti prevalenti (Wentworth, 1922).
- Eventuale presenza di fiumi alimentatori (con relativa area del bacino idrografico).
- Eventuali opere antropiche.

3.2 FOTOMOSAICI TEMATICI

Durante l'estate 2014, sono state effettuate diverse giornate di rilievo di campo, che hanno consentito la raccolta di un cospicuo *database* di foto digitali ad alta risoluzione per l'intera area costiera in studio. Inoltre, questo lavoro ha portato ad una migliore comprensione delle caratteristiche geologiche dell'area scelta con conseguente individuazione di vari scenari di alta suscettibilità all'innescio di frane in roccia agente sulle spiagge. Considerando i livelli di suscettibilità a franare mostrati e la eventuale presenza di masse di fruttori durante il periodo estivo sono state selezionate 4 spiagge per analisi qualitativa di dettaglio (Fig. 3-3).

MULTI-THEMATIC MAPPING



Figura 3- 3 Ubicazione delle spiagge analizzate mediante cartografia frontale: 1. Spiaggia del Buondormire, 2. Arco Naturale, 3. Spiaggia della Risima, 4. Punta Garagliano

Seguendo la metodologia presentata da Di Crescenzo e Santo (2007), è stata effettuata una mappatura frontale delle pareti scelte di tipo qualitativo attraverso l'utilizzo di foto-mosaici come base topografica. I foto-mosaici sono stati prodotti utilizzando foto acquisite da diversa angolazione e con diverse lenti focali, successivamente unite in un'unica immagine tramite software specifico. I 6 foto-mosaici prodotti sono:

- Spiaggia del Buondormire, 2 fotomosaici (Centola, SA).
- Spiaggia dell'Arco Naturale, 2 fotomosaici (Centola, SA).
- Spiaggia della Risima, 1 fotomosaico (San Giovanni a Piro, SA).
- Punta Garagliano, 1 fotomosaico (San Giovanni a Piro, SA).

Ogni foto-mosaico creato è stato utilizzato per rappresentare i dati geologici, geomorfologici e strutturali raccolti con il lavoro di campo e la ricerca bibliografica, consentendo una mappatura frontale completa delle tre tematiche citate. L'obiettivo di questa cartografia è stato quello di individuare i vari fattori che influenzano maggiormente la stabilità della parete (passaggi litologici, fenomeni carsici, stato di attività della falesia, assetto strutturale dell'ammasso etc.). La sintesi degli elementi cartografati è mostrata nelle legende dei fotomosaici in figura 3-4, 3-5, 3-6.

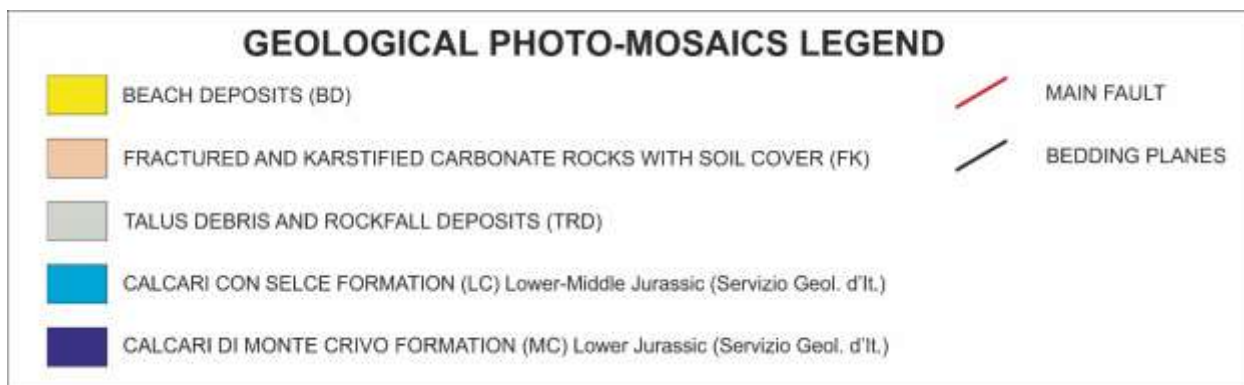


Figura 3-4 Legenda dei fotomosaici a tematica geologica

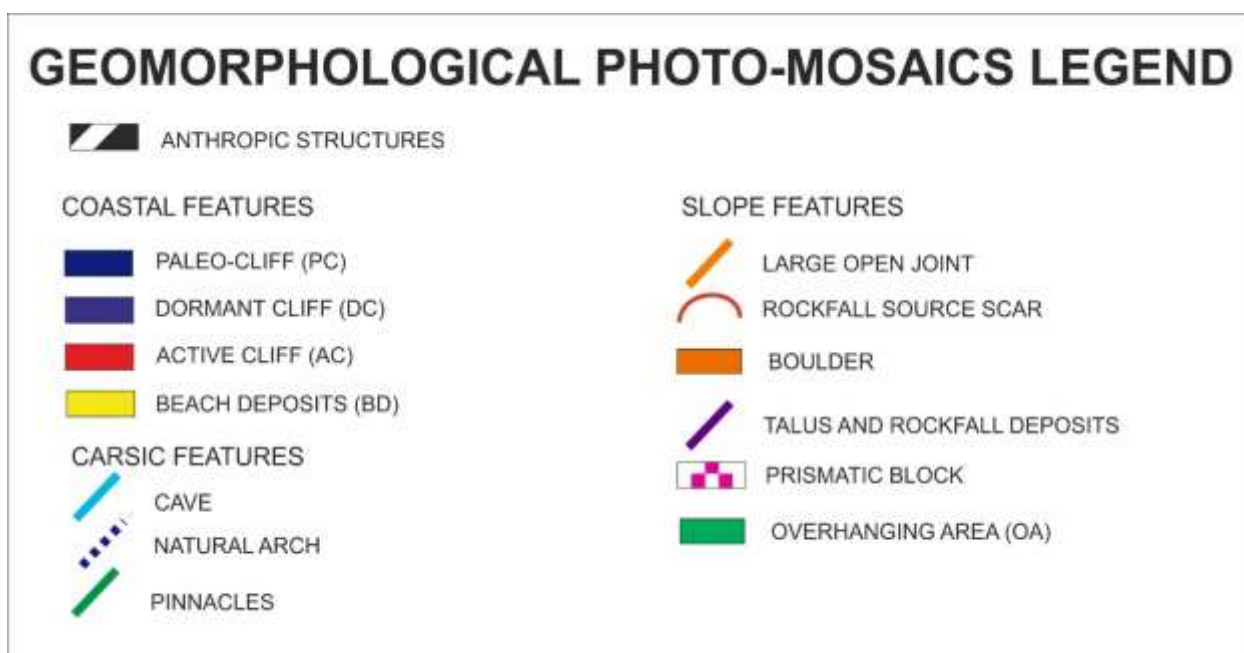


Figura 3-5 Legenda dei fotomosaici a tematica geomorfologica

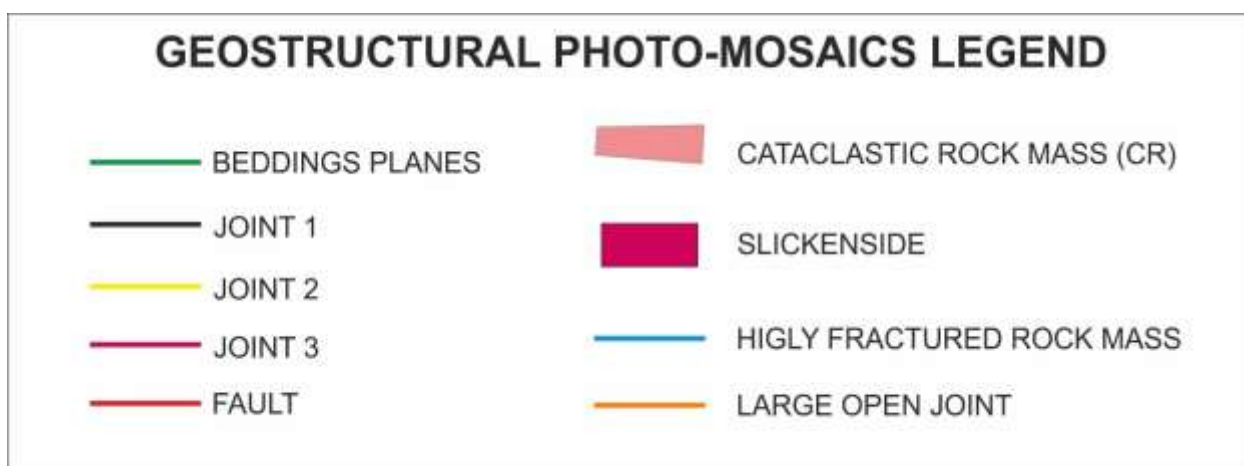


Figura 3-6 Legenda dei fotomosaici a tematica geo-strutturale

Successivamente, attraverso la sovrapposizione di queste mappe tematiche frontali (Es. fotomosaico geo-strutturale in figura 3-7), pesando in maniera opportuna l'influenza dei vari fattori, è stata raggiunta una valutazione iniziale di tipo qualitativo della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per i fronti scelti al fine di selezionare un'area test per le indagini maggiormente dettagliate.

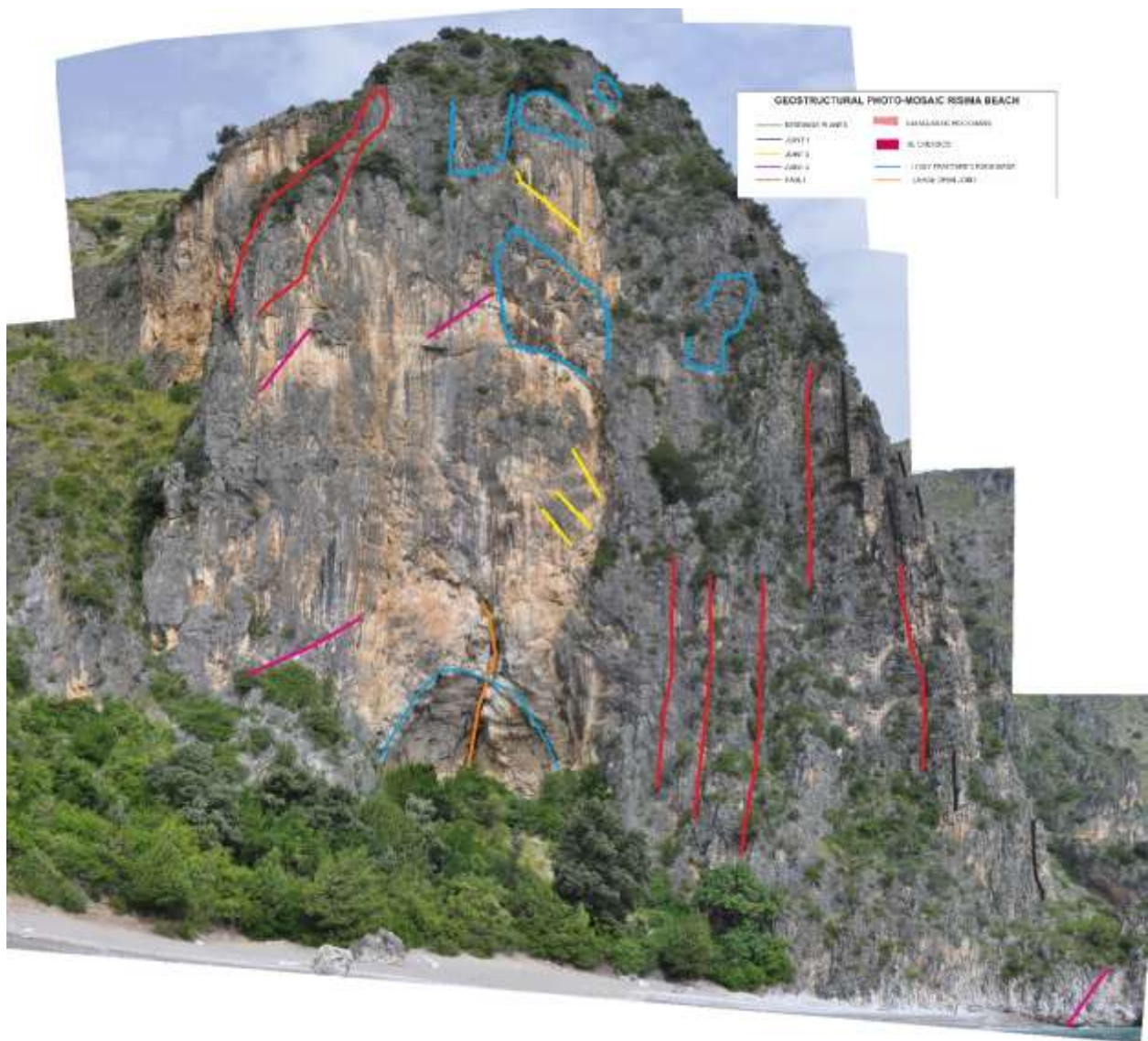


Figura 3- 7 Mappa frontale a tematica geostrutturale della spiaggia della Risima

3.3 RILIEVI TLS E FOTOGRAMMETRICI DEL SITO SCELTO

Considerando l'alta suscettibilità evidenziata per frane da crollo ed il grande afflusso giornaliero durante la stagione turistica, oltre a problematiche di tipo logistico, è stato scelto come caso studio l'Arco Naturale di Palinuro (Centola, SA) (Fig. 3-8a-b).

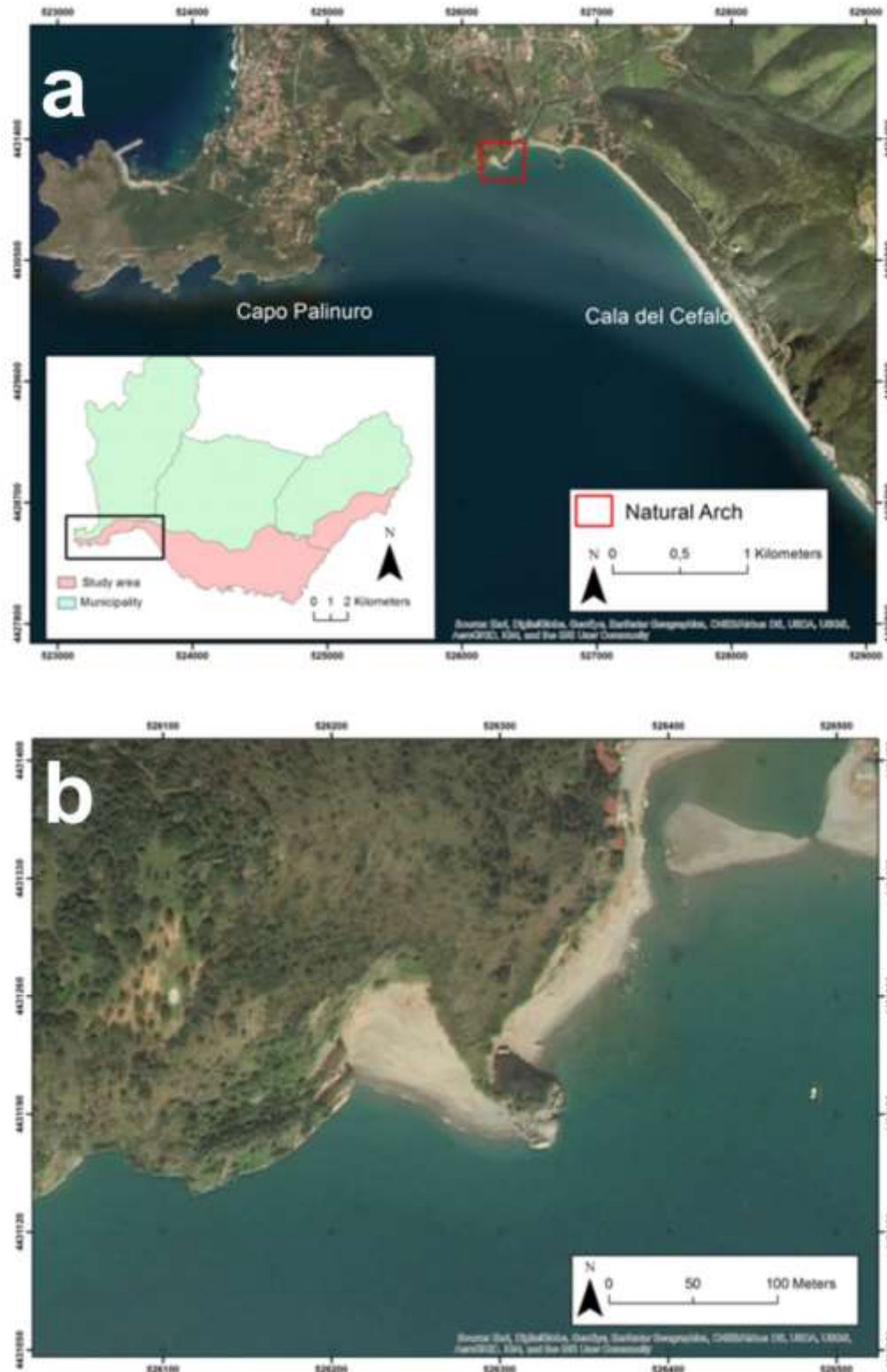


Figure 3-8: a) Inquadramento geografico della spiaggia dell'Arco Naturale; b) Mappa planimetrica dell'Arco Naturale (ArcGis 10.1, ESRI base layer)

L'Arco è ubicato in corrispondenza di un piccolo promontorio che si protende dalla base della Falesia della Molpa, con una altezza variabile tra un minimo di circa 15 m ad un massimo di 40 in corrispondenza del "piedritto" di monte dell'arco stesso. L'apertura ha un'altezza di circa 12 metri. Quasi certamente essa si è sviluppata dalla fusione di almeno due grotte presenti su entrambi i lati dell'originario promontorio, a partire dall'ultimo interglaciale quando il livello marino stazionava 6-8 metri più in alto (Cinque et al. 1994). In seguito il lento abbassamento post-Tirreniano della linea di riva ha fatto emergere progressivamente l'apertura, che successivamente si è ampliata per crolli soprattutto negli ultimi 10000 anni, quando dopo l'ultima trasgressione olocenica il mare è tornato ad erodere la Falesie della Molpa (Budetta & Santo, 2000).

Le tecniche scelte per il rilievo da remoto di questo complesso geosito sono state due: *Terrestrial Laser Scanning* (TLS) e Fotogrammetria *Structure from Motion*. Entrambe le tecniche sono state ampiamente discusse nel capitolo precedente.

Il rilievo laser scanner è stato effettuato a giugno 2015 in cooperazione con la società Stage srl utilizzando uno scanner RIEGL VZ1000® (Fig. 3-9). Questo strumento che utilizza la tecnologia a tempo di volo (*time of flight*) in classe 1, mostra una portata di misura fino a 1400 m con precisioni di 8mm e ripetibilità di 5mm. Lo scanner è stato equipaggiato con una camera digitale che assicura la contemporanea acquisizione di immagini ad alta risoluzione.



Figura 3- 9 Rilievo Laser Scanner presso l'Arco Naturale di Palinuro

L'acquisizione dei dati ha compreso le seguenti fasi principali:

- 1) l'acquisizione di dati preliminari e sopralluogo
- 2) La scansione laser da differenti posizioni di scansione fisse

Considerando le orientazioni e le esposizioni delle due pareti rocciose che costituiscono l'Arco e la collocazione delle eventuali posizioni di scansione, sono state pianificate 8 diverse stazioni fisse (*scanpositions*) per il rilievo TLS al fine di ridurre occlusioni ed assicurare una direzione di acquisizione normale alla superficie della parete. Tutte le posizioni di acquisizione sono state georeferenziate grazie ad un sistema GPS accoppiato al *Laser Scanner*. Il dato topografico iniziale raccolto, durante questa campagna di rilievo, è quindi costituito dalla nuvola di punti grezza e da una serie di immagini RGB associate.

Contemporaneamente al rilievo *laser scanner* è stato creato un data set costituito da 91 immagini digitali. L'acquisizione è avvenuta attraverso una camera digitale ad alta risoluzione, sia da terra che da natante cercando di ottenere una corretta sovrapposizione fra le immagini.

Queste sono state elaborate secondo la tecnica SfM utilizzando il software commerciale Agisoft PhotoScan Professional[®] al fine di creare un modello 3D ad alta risoluzione dell'Arco e la corrispondente nuvola di punti. La georeferenziazione del modello (con conseguente dimensionamento) è stata ottenuta attraverso l'utilizzo di 10 punti di controllo a terra (*Ground Control Point*, GCP). Le coordinate geografiche dei punti di controllo sono state ricavate dalla nuvola di punti TLS.

Successivamente le nuvole di punti ottenute attraverso la fotogrammetria SfM e il rilievo *laser scanner* sono state allineate usando l'algoritmo ICP (Besl & McKay, 1992; Chen & Medioni, 1992). Tenendo come riferimento la nuvola TLS si è effettuata una comparazione usando il *plugin* M3C2 di CloudCompare che ha permesso di quantificare le differenze fra i due dati raccolti (Lague et al., 2013).

A distanza di mesi dai primi rilievi è stato effettuato un rilievo UAV (Unmanned Aerial Vehicle) che oltre ad arricchire il *dataset* di immagini ha consentito il riconoscimento di alcune importanti caratteristiche geologiche della parte superiore del promontorio che costituisce l'Arco.

3.4 ELABORAZIONE DEI DATI TOPOGRAFICI ACQUISITI DA REMOTO

Allo scopo di ottenere una nuvola di punti rappresentata in un specifico sistema di coordinate, utilizzabile per successive elaborazioni a carattere geologico (Abellà et al., 2014), le nuvole di punti grezze sono state acquisite utilizzando il software proprietario dello strumento RiSCAN PRO[®]. Questo programma consente la registrazione ed allineamento delle singole nuvole, acquisite attraverso 8 *scanpositions*, in un unico *point cloud* georeferenziato (Abellà et al., 2014). L'allineamento delle singole scannerizzazioni è stato ottenuto tramite l'algoritmo ICP (Besl & McKay, 1992; Chen & Medioni, 1992) integrato in RiSCAN PRO[®], che ha consentito inoltre la conseguente riduzione dell'effetto occlusione.

La seconda parte dell'elaborazione dei dati TLS ha comportato il filtraggio dei dati delle nuvole di punti allo scopo di rimuovere eventuali punti non appartenenti alla superficie di investigazione considerata (come ad esempio vegetazione, rete paramassi, depositi di versante e spiaggia). Una iniziale eliminazione manuale dei punti non desiderati è stata realizzata usando un software commerciale specifico per le elaborazioni 3D Geomagic Studio 2012[®]. Inoltre, per

raggiungere un risultato soddisfacente sono stati utilizzati filtri automatici basati su algoritmi implementati dal software *open source* CloudCompare (GNU Library General Public License).

I dati raccolti sono stati successivamente alleggeriti attraverso la decimazione della nuvola di punti, che ha portato la densità del *point cloud* da un valore di 1 punto/2cm² ad 1 punto/3 cm² e 1 punto/5 cm² sull'intera area dell'Arco Naturale rilevata. Allo scopo di alleggerire ulteriormente le successive elaborazioni la nuvola di punti totale è stata suddivisa in due parti, corrispondenti ad ciascun lato dell'Arco Naturale (lato NO e SE).

Inoltre si è provveduto ad elaborare la nuvola di punti, attraverso specifiche procedure utilizzando CloudCompare (V2.7), allo scopo di creare un modello 3D ad alta risoluzione (*mesh* costituita da triangoli interpolati rispetto ai punti) dell'Arco. Utilizzando il *dataset* di immagini ad alta risoluzione raccolte durante i vari rilievi fotografici eseguiti è stato possibile "texturizzare" il modello 3D in colori reali.

3.5 ANALISI STRUTTURALE DELL'AMMASSO ROCCIOSO

I crolli in roccia sono fortemente influenzati dalle condizioni strutturali dell'ammasso roccioso (giunti, faglie, stratificazione, passaggi litologici). Quindi è fondamentale conoscere le condizioni strutturali della parete investigata, ed a tale scopo sono stati eseguiti 8 stendimenti lineari (ISRM, 1978, 2007) lungo aree geomeccanicamente omogenee raggiungibili in sicurezza. I dati raccolti sono stati analizzati statisticamente attraverso il software Dips® (RocScience).

Considerando l'area limitata che è stata possibile investigare attraverso rilievi di tipo diretto si è voluto estendere la conoscenza strutturale dell'ammasso utilizzando delle moderne tecniche di analisi da remoto. Tra le varie tecniche menzionate nelle pagine precedenti sono state selezionate 2: il *software* Coltop3d (Jaboyedoff et al., 2007) ed il *plugin* FACETS (Dewez et al., 2016) implementato in CloudCompare.

Utilizzando Coltop3D, lungo il lato SE dell'Arco Naturale sono stati individuate 11 famiglie di discontinuità (giunti e stratificazione) in maniera semiautomatica, definendo inoltre il valore medio di ogni *sets* in termini di *dip/dip direction* tramite analisi di densità dello stereogramma individuato. Coltop3D ha consentito inoltre l'esportazione dei punti della nuvola di punti relativi ad ogni famiglia di discontinuità individuata. Questi punti sono stati successivamente sovrapposti al modello 3D in colori reali (per una migliore visualizzazione dei piani di discontinuità non esposti) consentendo la realizzazione di molteplici *scanlines* virtuali (ISRM, 1978, 2007). Lungo

questi profili seguendo le direttive utilizzate in situ sono stati misurati i valori medi di spaziatura (m) e persistenza (m) di tutte le famiglie di discontinuità individuate in precedenza utilizzando gli strumenti di misura di Geomagic studio 2012®.

L'analisi strutturale attraverso il plugin FACETS ha invece investito buona parte di entrambi i lati dell'Arco Naturale. Le due pareti verticali sono state suddivise in 9 macro-aree (5 aree per le parete SE e 4 per quella NO) considerabili geomeccanicamente omogenee. Come già menzionato in precedenza FACETS utilizza due diversi algoritmi di interpolazione dei punti, in questo caso è stato scelto *Kd-Tree* che ha mostrato una migliore approssimazione della complessità strutturale definita dagli ammassi rocciosi in studio. Questo algoritmo ha consentito l'individuazione ed estrazione dei piani geologici caratterizzanti l'area studio (Figura 3-10a) analizzando i punti delle porzioni di *point cloud* scelti (Figura 3-10b) ed accorpendoli secondo il grado di sub-planarità degli stessi in poligoni chiamati abitualmente *facets*.

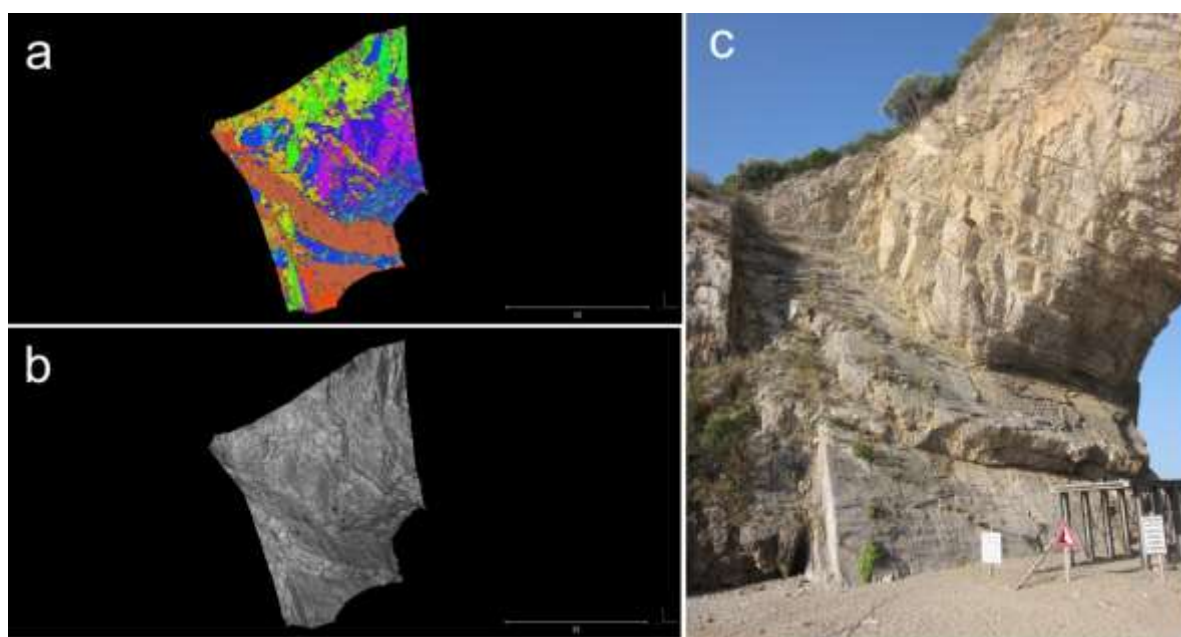


Figura 3- 10 Facets plugin: a) schermata di CloudCompare che mostra una porzione di nuvola di punti analizzata mediante l'algoritmo *kd-tree*; b) porzione della nuvola di punti analizzata; c) Foto della area dell'Arco corrispondente.

Tutte le informazioni riguardanti le *facets* individuate (orientazioni, dimensioni, caratteristiche geometriche) sono state esportate come tabella di attributi in un file csv. Questa possibilità di esportazione del dato si è dimostrata fondamentale, in quanto ha reso possibile le successive analisi statistiche e di filtraggio attraverso il software Dips® (RocScience). Infatti dopo avere esportato i dati relative alle *facets* di ogni singola macro-area, utilizzando le query di Dips è stato possibile filtrare il dato considerando solo i poligoni (quindi i piani geologici) con una persistenza > 0.5 m. Questo filtro ha permesso di escludere il "rumore" di fondo che

inevitabilmente si crea durante l'interpolazione dei poligoni, considerando esclusivamente piani geologicamente significativi. I dati filtrati sono stati poi successivamente processati staticamente con Dips (*cluster analysis*) attraverso gli stereogrammi ottenuti, consentendo il riconoscimento delle maggiori famiglie di discontinuità di ogni area individuata in termini di valori medi di *Dip/Dip Direction*.

Tutti i dati ottenuti attraverso l'analisi da remoto sono stati successivamente validati attraverso il confronto con i dati di campo.

3.6 CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA DELL'ARCO

Attraverso l'analisi morfometrica del modello 3D creato, integrata con i dati raccolti in campo e da remoto è stata realizzata una classificazione geomeccanica dell'ammasso roccioso costituente i due lati dell'Arco. Attraverso l'utilizzo del "Geological strength Index" GSI (Marinos & Hoek, 2000; Hoek & Marinos, 2000) è stata eseguita una classificazione della qualità meccanica delle pareti mostrata attraverso due mappe frontali (Lato SE e NO dell'Arco) usando come base topografica delle orto-foto rettificate proiettate su di un piano verticale ottenute dall'elaborazione del modello 3D.

3.7 INDIVIDUAZIONE DEI POSSIBILI MECCANISMI DI ROTTURA

Utilizzando esclusivamente dati raccolti da remoto è stato possibile individuare i possibili meccanismi di rottura dell'Arco Naturale con una scala di grande dettaglio. I dati relativi alle condizioni strutturali dell'ammasso considerati sono stati quelli raccolti tramite l'analisi integrata svolta attraverso FACETS (Dewez et al., 2016) ed il *software* Dips. Le 9 macro-aree precedentemente individuate per questa analisi strutturale da remoto sono state ulteriormente suddivise considerando 16 zone della parete con orientazione nello spazio omogenea (*slope orientation*). L'orientazione del versante è stata ricavata da remoto utilizzando alcune funzionalità implementate da CloudCompare.

Le condizioni geometriche e strutturali individuate hanno permesso una corretta analisi dei meccanismi di rottura eseguendo 63 test cinematici di stabilità. I possibili meccanismi di innesco indagati sono rotture di tipo planare o a cuneo, e ribaltamenti di tipo diretto o flessurale (Goodman & Bray, 1976; Evans, 1981). Data la grande mole di dati raccolta si è dimostrata indispensabile la realizzazione automatica di questi test cinematici di stabilità attraverso Dips (v

6.0) che ha consentito l'individuazione dei possibili meccanismi di innesco per ogni area secondo le seguenti direttive:

- Rotture planari (Goodman, 1980)
- Rotture a cuneo (Goodman, 1980)
- Ribaltamento flessurale (Goodman, 1980)
- Ribaltamento diretto (Hudson & Harrison, 1997)

Nei casi delle zone individuate con parete aggettante i test sono stati costruiti manualmente seguendo le direttive specifiche per queste condizioni geometriche del versante presentate da Hudson e Harrison (1997).

3.8 SUSCETTIBILITÀ ALL'INNESCO ALLA SCALA MEDIA

Seguendo la metodologia sviluppata da Matasci (2015), è stato possibile definire un indice di suscettibilità per crolli in roccia della parete SE dell'Arco Naturale utilizzando esclusivamente dati di tipo TLS. Questo approccio permette una definizione della suscettibilità utilizzando un codice semiautomatico che analizza in maniera tridimensionale l'area scelta. La topografia dell'area è stata ricostruita attraverso la nuvola di punti (spaziatura media dei punti di 3 cm) relativa alla porzione sudorientale dell'Arco Naturale, mentre le condizioni strutturali della parete sono state ricostruite mediante i dati individuati da remoto utilizzando Coltop3D, importando nel calcolo le famiglie di discontinuità con rispettive orientazioni medie, persistenza (m) e spaziatura (m). Questo script, elaborato in ambiente MatLab® ha consentito la definizione della suscettibilità all'innesco per tre tipologie di meccanismi individuabili in rottura di tipo planare, a cuneo e ribaltamenti eseguendo per ogni punto della nuvola in maniera automatica i test cinematici di stabilità (Markland 1972, Hoek & Bray 1981, Romana 1993, Norrish & Wyllie 1996). Analizzando i grafici restituiti dal codice è stato possibile individuare le famiglie maggiormente suscettibili ad ogni cinematisimo investigato. Attraverso una mappa frontale costituita dalla nuvola di punti colorata in accordo all'indice di suscettibilità ottenuto, per ogni meccanismo e per la sommatoria totale degli indici, si è definita una zonazione a scala di falesia delle aree della parete maggiormente instabili.

A scopo di sintesi è stata realizzata inoltre una mappa frontale, con base topografica costituita da ortofoto, delle masse instabili dell'Arco individuate mediante le varie analisi

eseguite. La mappa è inoltre arricchita dalla evidenziazione di aree interessate da distacco di blocchi pregressi, nello specifico un grande evento recente del 2007 (Figura 3-11) ed antecedenti.



Figura 3- 11 Foto dei crolli in roccia avvenuti nel gennaio del 2007 lungo l'Arco Naturale (Budetta et al., 2015)

4. DESCRIZIONE DEI DATI

4.1 DATI DI CAMPO

Il metodo multi-scalare e multidisciplinare individuato ha portato alla raccolta ed elaborazione di una notevole mole di dati. Come già anticipato si è iniziato con uno studio a scala regionale per arrivare a studi di estremo dettaglio basati su dati raccolti da remoto. In questa prima parte del quarto capitolo sono presentati tutti i dati preliminari raccolti tramite attività di rilievo diretto.

Inizialmente, allo scopo di individuare e definire i potenziali scenari di suscettibilità all'innescò di frane in roccia presenti lungo la costa del Bulgheria, si è provveduto a realizzare una mappatura di tipo geomorfologico per il tratto di litorale compreso tra Capo Spartivento ad ovest ed il porto di Scario a Est (Figura 4-1). A questa prima fase a scala regionale ha fatto seguito un'analisi alla scala della falesia che ha consentito una prima stima qualitativa della suscettibilità all'innescò di frane in roccia dei fronti individuati.



Figura 4- 1 La costa Del Bulgheria compresa tra Capo Spartivento ed il porto di Scario. (Google earth Pro)

4.1.1 ANALISI A SCALA REGIONALE

a) CARTA GEOMORFOLOGICA COSTIERA

Allo scopo di mappare il tratto di costa scelto, le morfologie evidenziate sono state suddivise inizialmente in termini di contesto morfoevolutivo (costiero, fluviale e di versante) e nel caso riguardante gli elementi tipici della morfodinamica costiera in base alla litologia in cui sono impostati ed allo stato di attività (Tabella 2).





























LEGEND		
ANTHROPOGENIC STRUCTURES		
<ul style="list-style-type: none">  Breakwater structures  Harbour 		
COASTAL FEATURES		
INACTIVE	DORMANT	ACTIVE
<ul style="list-style-type: none">  Wave-cut terraces (Upper Pleistocene)  Wave-cut terraces (Middle Pleistocene)  Marine depositional terraces (Middle Pleistocene)  Wave-cut terraces (Lower Pleistocene)  Paleo-cliff (Massive carbonate) 	<ul style="list-style-type: none">  Dormant cliff (Pleistocene deposits)  Dormant cliff (Jura stratified limestones)  Dormant cliff (Jura massive carbonate) 	<ul style="list-style-type: none">  Cliff (Up. Pleistocene Talus Breccia)  Cliff (Pleistocene deposits)  Cliff (Jura stratified limestone)  Cliff (Jura massive carbonate)  Cliff (Upper Trias dolomite)  Dune area  Beach deposits
FLUVIAL FEATURES		
INACTIVE	DORMANT	ACTIVE
		<ul style="list-style-type: none">  River gorge  Intermittent incised channel  Alluvial plain  River
SLOPE FEATURES		
INACTIVE	DORMANT	ACTIVE
<ul style="list-style-type: none">  Talus Breccia (Upper Pleistocene)  Relic karst surface (Pliocene) 		<ul style="list-style-type: none">  Talus debris  Translational slide  Sub-vertical rock face  Very steep slope (>35°)  Steep slope (<35°)

Tabella 2 Legenda della carta geomorfologica costiera del monte Bulgheria

Il riconoscimento dei morfotipi presenti è avvenuto attraverso lo studio di foto aeree, lavoro di campagna e rigorosa ricerca bibliografica che ha consentito il riconoscimento di alcune principali tipologie costiere lungo il tratto considerato:

- **Tipo 1:** Pendio costiero regolarizzato (<35°) che si congiunge al livello del mare mediante una falesia impostata su calcari stratificati e fratturati (altezze della falesie generalmente inferiori ai 10 metri s.l.m.).
- **Tipo 2:** Pendio costiero da ripido (> 35°) a regolarizzato interrotto da una serie di terrazzi marini (erosionali e deposizionali) terminante alla base con una falesia carbonatica massiva (con altezze della falesia talvolta superiori ai 10 m s.l.m)
- **Tipo 3:** Pendio costiero regolarizzato (<35°) interrotto da una serie di terrazzi marini (erosionali e deposizionali) con al piede del versante una falesia dolomitica (con altezze della falesia che talvolta supera i 10 m s.l.m.).
- **Tipo 4:** Terrazzi marini deposizionali che con basse pendenze si ricongiungono al livello del mare mediante falesie impostate su carbonate massivi o depositi Pleistocenici.
- **Tipo 5:** Spiaggia con alle spalle paleo-falesie impostate su rocce carbonatiche massive (con elevazioni superiori ai 50 m) aggettanti sull'area dunare.
- **Tipo 6:** Zona di foce fluviali con piana alluvionale.

Le prime 4 tipologie costiere sono spesso interrotte da piccole spiagge di baia caratterizzate dalla presenza di falesie attive ed inattive aggettanti sull'arenile. Questa situazione morfologica va a determinare in molti casi livelli alti di pericolosità per frane da crollo sulle spiagge, situazione che durante il periodo di massima fruizione delle stesse si trasforma inevitabilmente in alti livello di rischio geomorfologico. Nella figura seguente è sintetizzata la distribuzione delle varie tipologie costiere individuate lungo l'area in studio (Figura 4-2). Una versione completa della cartografia prodotta è allegata in calce al presente lavoro (cfr Allegato 1).



Figura 4- 2 Le differenti tipologie costiere individuate lungo la costa in studio

La prima tipologia costiera individuata (tipo 1) è identificabile con il tratto iniziale della Costa degli Infreschi-Massetta a partire da Punta Garagliano. Uno stralcio della carta geomorfologica riconducibile a questa tipologia è mostrato in figura 4-3.

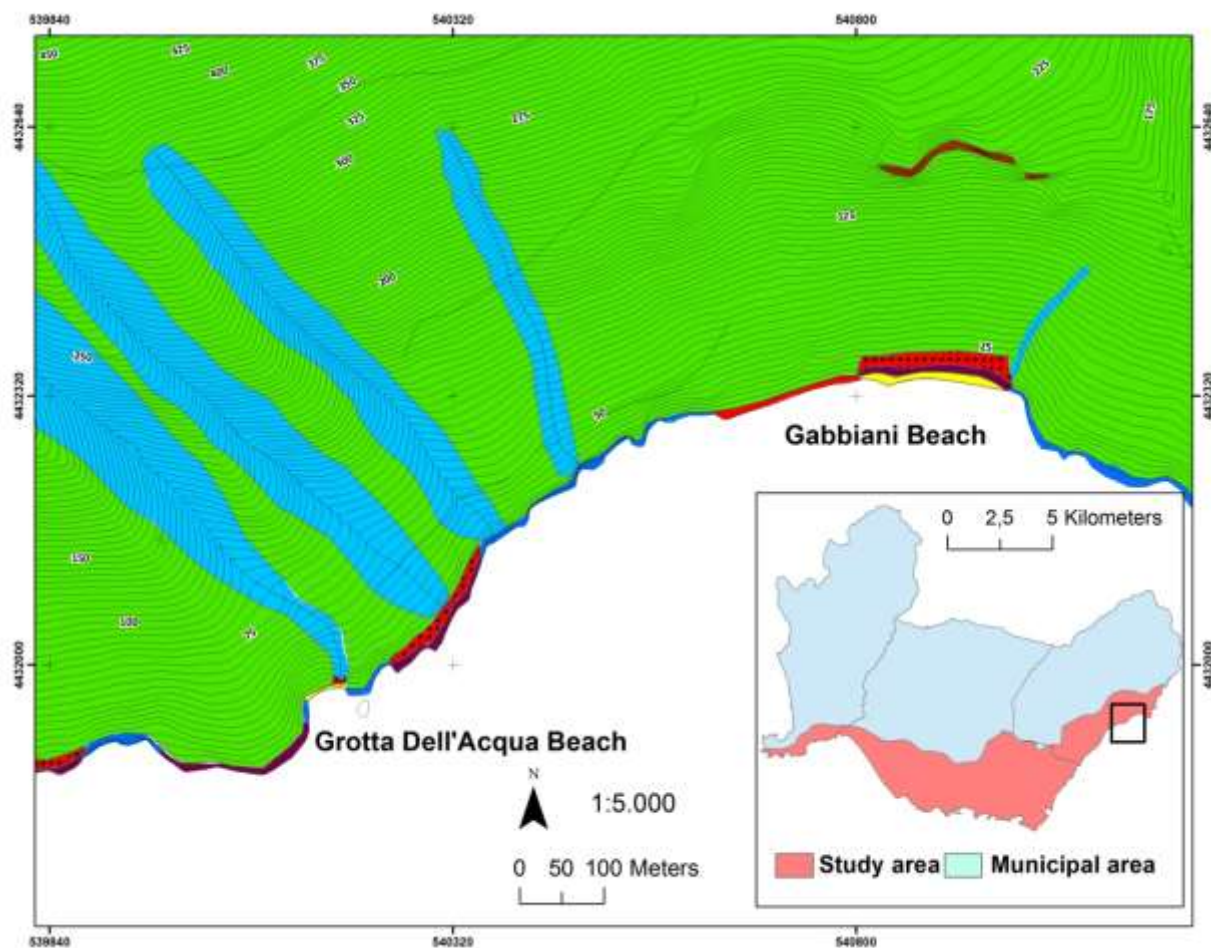


Figura 4-3 Morfologia costiera di tipo 1 lungo la costa degli Infreschi-Massetta. Stralcio della carta geomorfologica costiera del monte Bulgheria.

Il pendio regolarizzato è spesso intersecato da incisioni, a volte profonde, di tipologia detritico-torrentizia che in alcuni casi vanno a costituire un importante input sedimentario per le spiagge in cui hanno recapito. Spesso esse determinano la formazione di depositi detritici alla base con granulometria variabile. In generale le falesie di questa tipologia costiera non superano i 10 metri di altezza (fig. 4-4). Inoltre lungo le falesie sono individuabili varie cavità carsiche, individuate grazie alla combinazione tra la fluttuazione eustatica della linea di riva e gli antichi livelli freatici dell'acquifero carbonatico del Bulgheria (Esposito et al., 2003a) (Figura 4-5).



Figura 4- 4 Tipologia costiera 1 vista dall'alto (Punta Spinosa, Scario)



Figura 4- 5 Grotta della Molaria (Scario)

La seconda tipologia individuata è caratterizzata da falesie impostate su litologia carbonatica massiva, seguita a monte da un pendio costiero da ripido ($>35^\circ$) a regolarizzato ($<35^\circ$). Questi pendii costieri sono a volte interrotti da terrazzi marini che hanno rappresentato un importante marker dell'evoluzione plio-pleistocenica dell'area. Evidenze di questa tipologia costiera sono osservabili nel tratto di costa compreso tra la spiaggia del Pozzallo e quella dei Gabbiani lungo la Costa degli Infreschi-Massetta (Fig. 4-6) nella parte orientale dell'area di studio, nei pressi di Capo Palinuro ad Ovest (Fig. 4-7). Le falesie carbonatiche possono raggiungere considerevoli altezze, come nel caso della Falesia della Molpa che raggiunge circa 50 m s.l.m (Fig. 4-8).

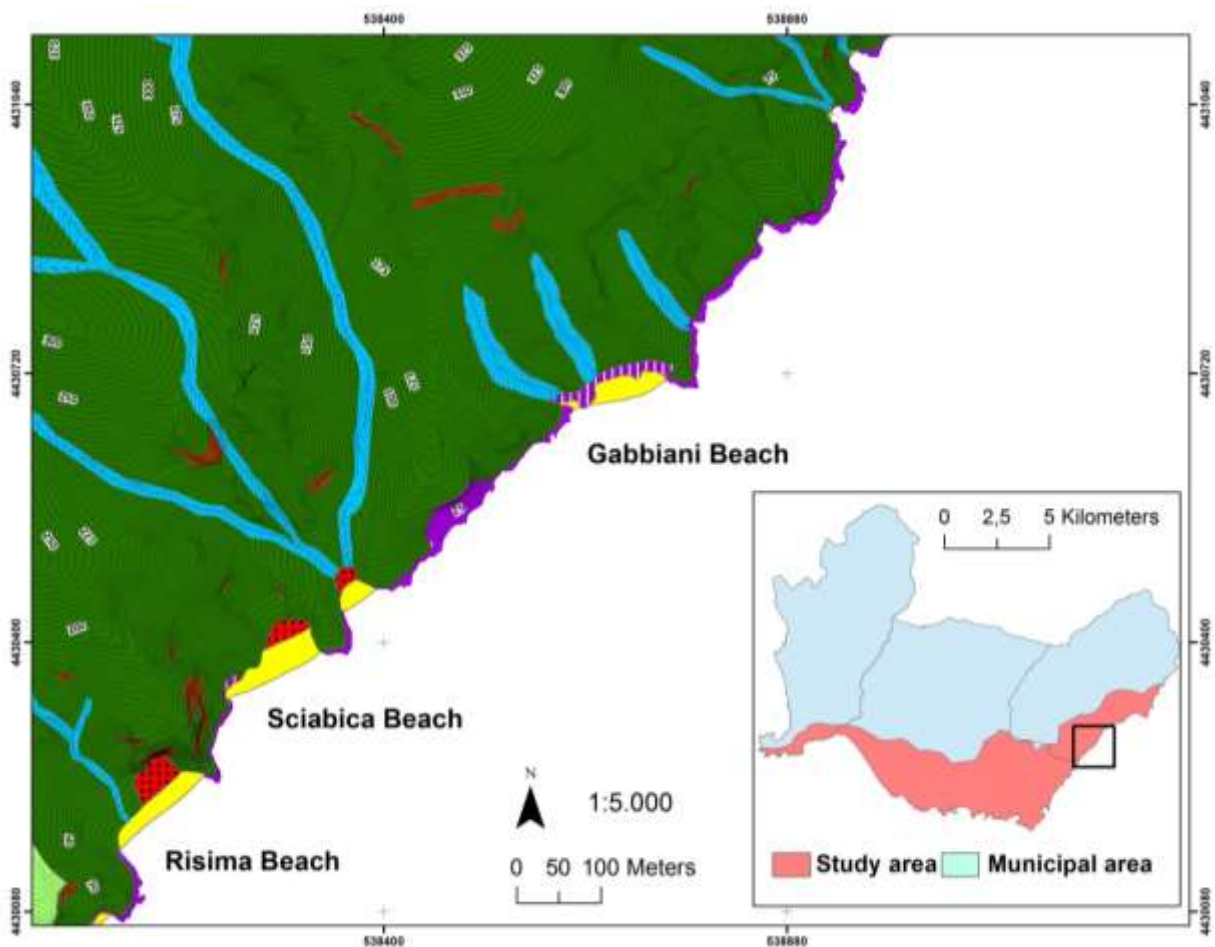


Figura 4-6 Morfologia costiera di tipo 2 lungo la costa degli Infreschi-Massetta. Stralcio della carta geomorfologica costiera del monte Bulgheria.

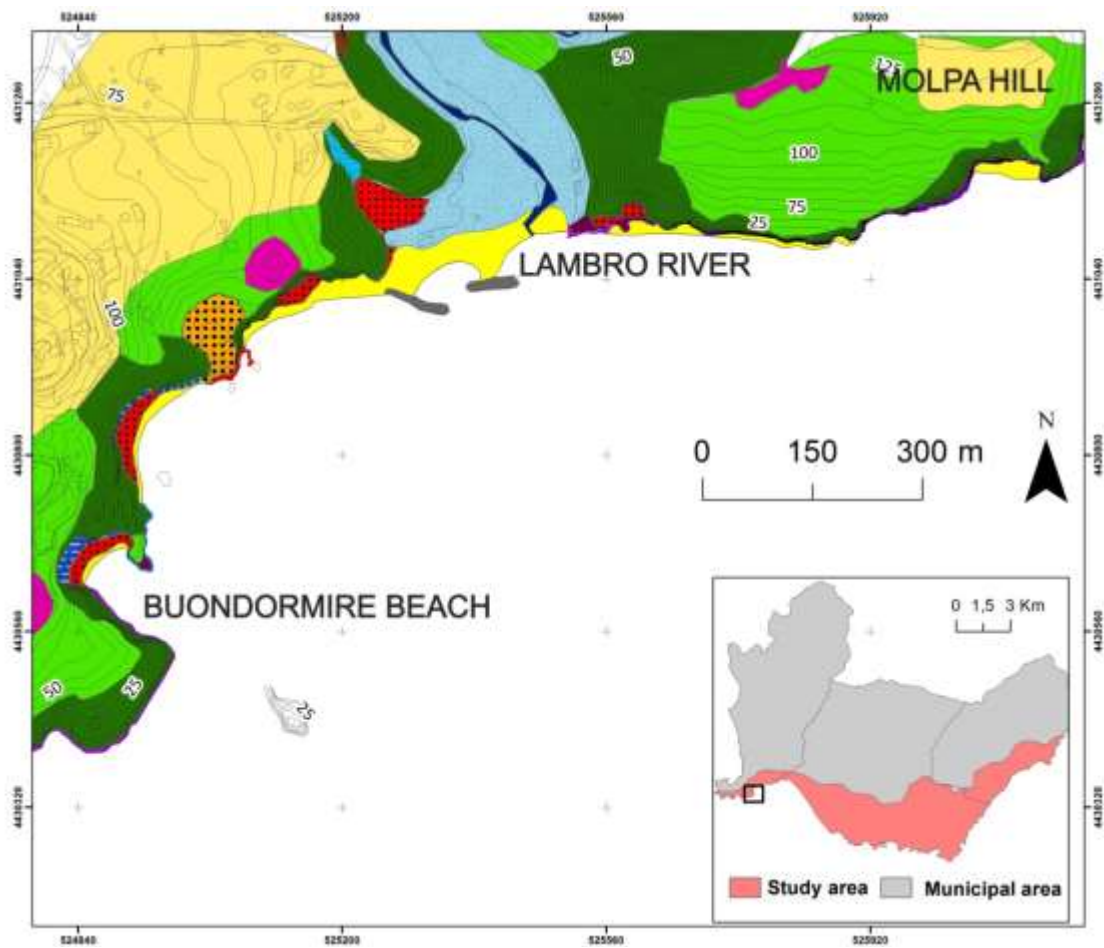


Figura 4-7 Morfologia costiera di tipo 2 lungo la costa di Capo Palinuro. Stralcio della carta geomorfologica costiera del monte Bulgheria.



Figura 4-8 Falesia della Molpa (Palinuro, SA)

La terza tipologia individuata è osservabile lungo la fascia costiera compresa tra la spiaggia di Lentiscelle (Porto di Marina di Camerota) e la Spiaggia del Pozzallo ad Est. Al top del pendio costiero sono individuabili vari ordini di terrazzi marini Pleistocenici di natura deposizionale ed erosionale. Alla base del versante si trova una falesia dolomitica che in alcuni casi circoscritti (Cala Monte di Luna) raggiunge elevazioni di circa 125 m.s.l. (Fig. 4-9). Sono presenti inoltre profonde incisioni torrentizie.

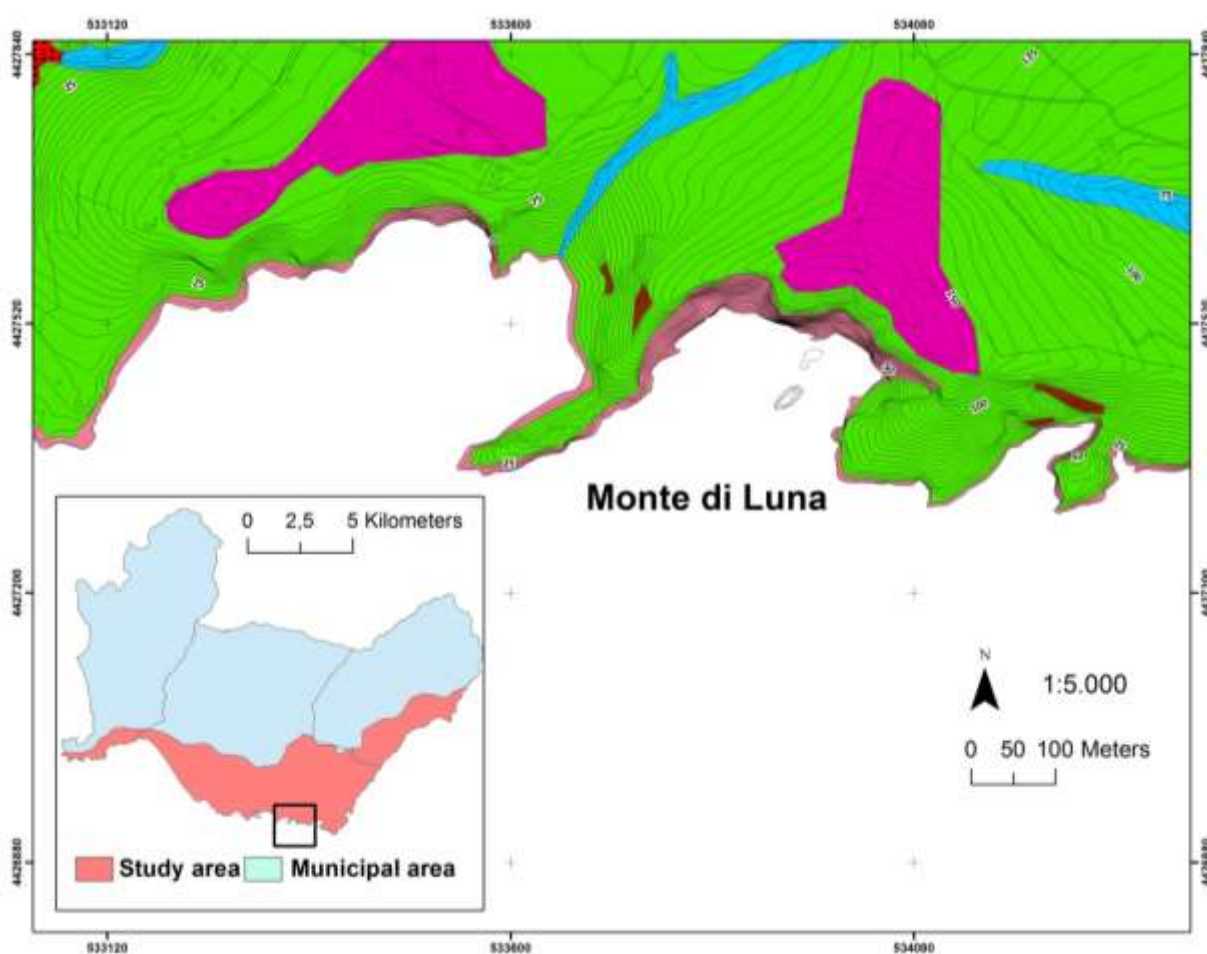


Figura 4-9 Morfologia costiera di tipo 3 lungo la costa di Marina di Camerota. Stralcio della carta geomorfologica costiera Del Monte Bulgheria.

L'area urbanizzata di Marina di Camerota è riconducibile alla morfologia costiera di tipo 4 (Fig. 4-10). Il pendio costiero, caratterizzato da una serie di terrazzi marini deposizionali, degrada dolcemente verso la linea di riva. Le falesie che bordano i terrazzi più bassi sono impostate in rocce carbonatiche massive o in depositi marini Pleistocenici. Inoltre in questa area l'urbanizzazione intensa, dovuta alla realizzazione di infrastrutture a mare come l'area portuale, ha profondamente modificato la morfodinamica costiera.

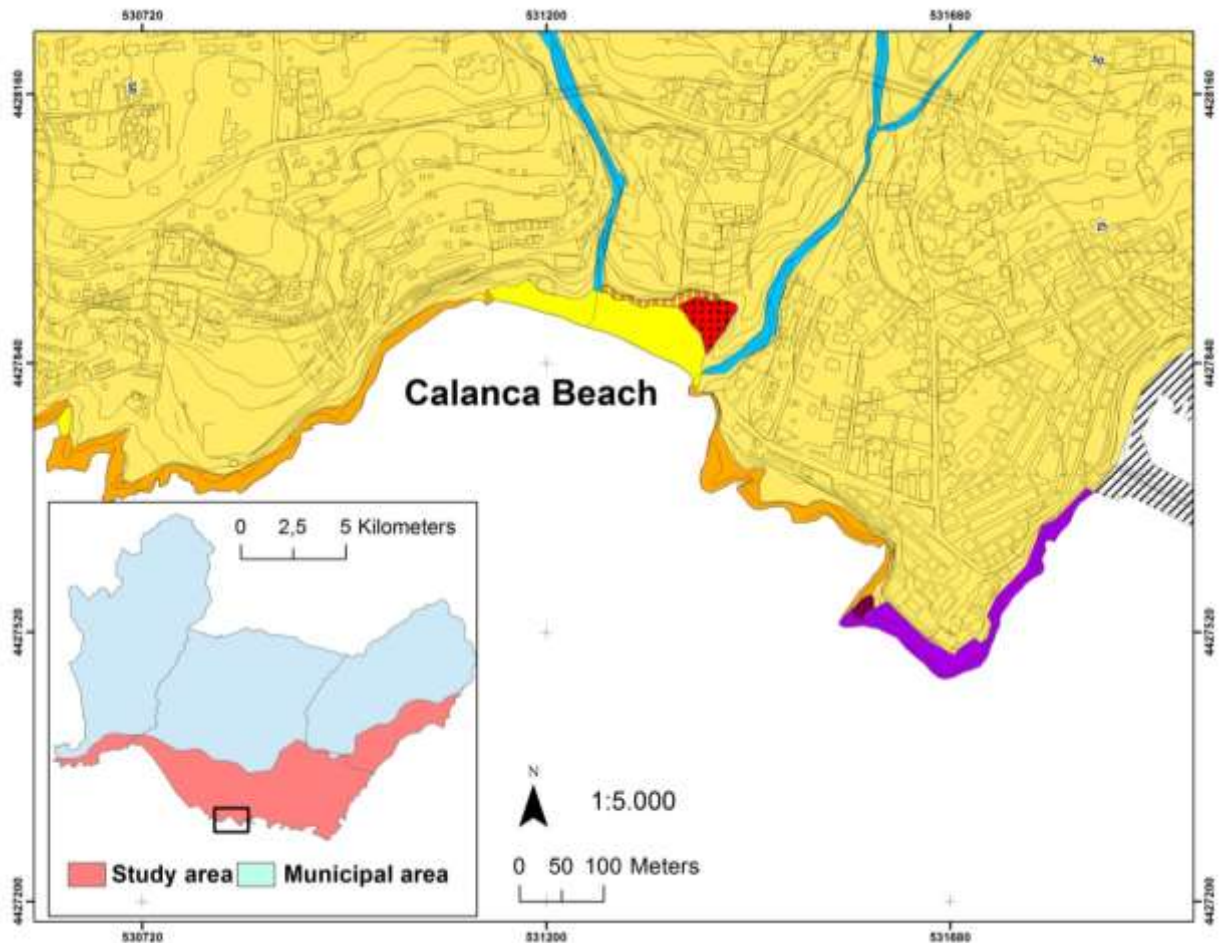


Figura 4-10 Morfologia costiera di tipo 4 lungo la costa di Marina di Camerota. Stralcio della carta geomorfologica costiera del monte Bulgheria.

Nell'area identificabile come Cala del Cefalo ad Est della foce del Mingardo (Fig. 4-11) possiamo identificare la morfologia costiera di tipo 5. È presente una ampia spiaggia sabbiosa lunga circa 4 km, alle cui spalle è presente una ben definita area dunare. Alle spalle delle dune, ed aggettante su queste ultime, per tutta la lunghezza del tratto in questione, è presente una paleo-falesia con altezza che superano spesso i 100 m s.l.m (Fig. 4-12). La morfologia costiera di tipo 6 riguarda le aree di foce dei fiumi Lambro e Mingardo con le relative piane alluvionali.

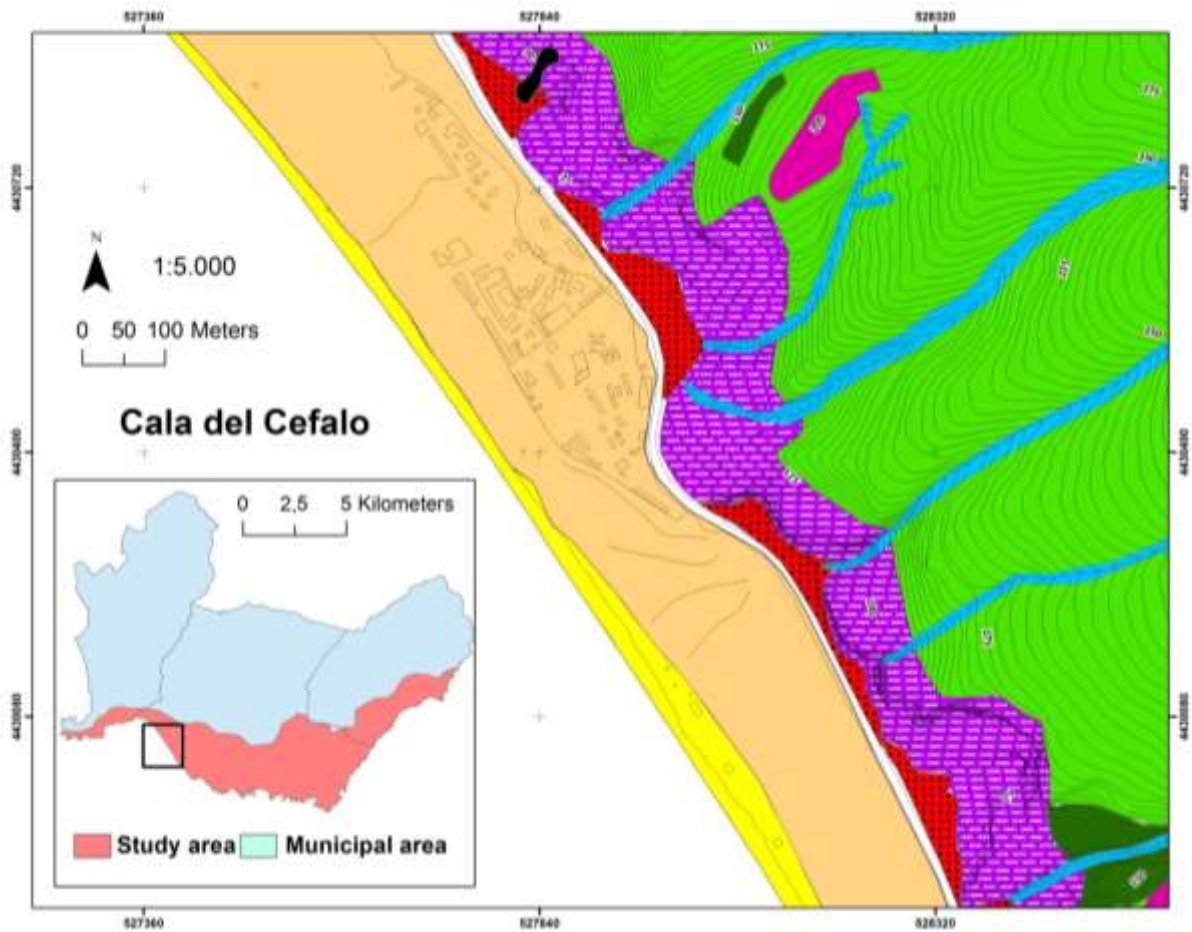


Figura 4-11 Morfologia costiera di tipo 5 lungo la costa di Marina di Camerota (Cala del Cefalo). Stralcio della carta geomorfologica costiera del monte Bulgheria.



Figura 4-12 Paleo-falesia aggettante sulla rete stradale (Cala del Cefalo)

b) CLASSIFICAZIONE MORFOMETRICA DELLE SPIAGGE DI BAIA



Figura 4-13 Mappa (Immagine satellitare da Google Earth Pro) delle 14 spiagge di baia analizzate: 1. Porticello, 2. Gabbiani, 3. Valloncello, 4. Sciabica, 5. Risima, 6. Marcellino 7. Cala Bianca, 8. Pozzallo, 9. Lentiscelle, 10. Calanca, 11. Capo Grosso, 12. "Touring Club" 13. Arco Naturale 14. Buondormire

Prima di entrare nello specifico delle analisi effettuate allo scopo di definire la suscettibilità all'innesco per frane in roccia, è presentata la classificazione in termini morfometrici delle più importanti *pocket beach* della costa del Bulgheria. Infatti allo scopo di dare importanza alla risorsa spiaggia è stata effettuata una classificazione di tipo morfometrico lungo 14 spiagge della costa in studio (Fig. 4-13). Le spiagge selezionate lungo il litorale del Bulgheria sono le maggiori (in termini di ampiezza), caratterizzate quindi da un'elevata presenza di bagnanti durante il periodo estivo.

I parametri morfometrici planimetrici misurati sono basati sulle direttive degli studi di Bowman (2009, 2014) riguardanti le pocket beach della Catalogna e dell'isola d'Elba.

Per ciascuna delle 14 spiagge di baia investigate sono state realizzate delle schede di classificazione, arricchite da altri parametri come (Simeoni et al., 2012): granulometria dei sedimenti della spiaggia, esposizione geografica della baia, presenza di fiumi con recapito sulla spiaggia ed area dell'eventuale bacino idrografico, presenza di strutture antropiche.

L'analisi morfometrica completa costituita da 14 schede è allegata in appendice al testo (cfr. Appendice 1). Un esempio di analisi morfometrica, riguardante la spiaggia del Marcellino è mostrato in figura 4-14, con la rispettiva scheda di classificazione (Tabella 3).

HEADLAND SPACING (m) R_o	138.54
EMBAYMENT (m) a	46.75
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	152.4
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	208.82
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.51
INDENTATION RATIO a/R_o	0.34
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	21.4
EXPOSITION OF THE BEACH	SE
DIRECT FLUVIAL INPUT	1
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	13.15
BEACH SEDIMENT	GRAVEL – BOULDER - SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 3 Scheda di classificazione realizzata per la spiaggia del Marcellino

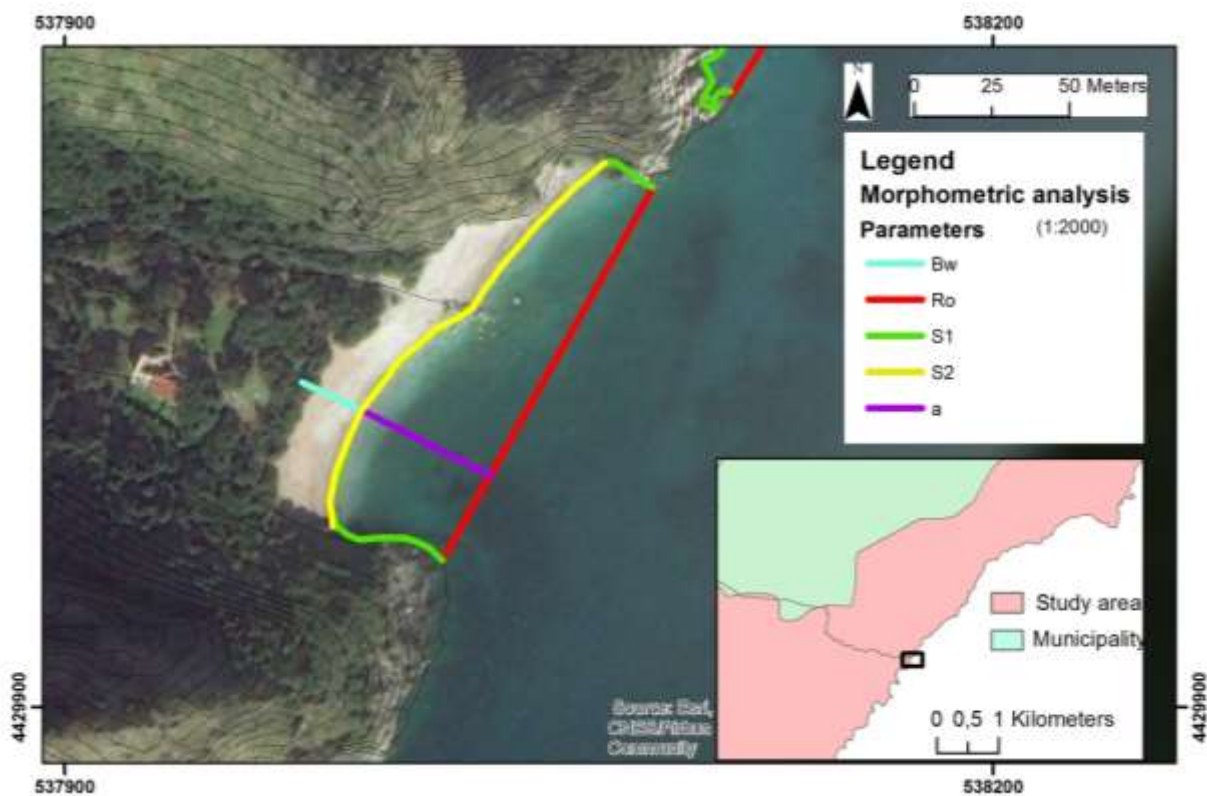


Figura 4-14 Carta dell'analisi morfometrica realizzata per la spiaggia del Marcellino

È stato possibile calcolare i parametri scelti per tutte le spiagge ad esclusione del caso di Lentiscelle (Marina di Camerota), che caratterizzata dalla presenza del porto all'estremità della baia non ha consentito la misura completa. Il grado di protezione della baia (*indentation categories*) è stato misurato seguendo la tabella presentata da Bowman et al. (2009), mentre la morfologia in pianta della baia è stata valutata secondo i valori individuati da Simeoni et alii (2012). Tutti i risultati sono raccolti nella tabella 4.

POCKET BEACH	Deepness of the bay S1/Ro	Indentation a/Ro	ratio	INDENTATION CATEGORIES Bowman et al., 2009	MORPHOLOGY Simeoni et al., 2012
Porticello	2.03		0.39	MEDIUM UNINDENTED	VERY ARCHED
Gabbiani	1.21		0.13	UNINDENTED	ARCHED
Valloncello	1.28		0.35	UNINDENTED	ARCHED
Sciabica	1.25		0.27	UNINDENTED	ARCHED
Risima	1.46		0.21	UNINDENTED	ARCHED
Marcellino	1.51		0.34	LOW UNINDENTED	ARCHED
Cala Bianca	2.35		0.79	INDENTED	VERY ARCHED
Pozzallo	4.91		1.14	HIGH INDENTED	VERY ARCHED
Lentiscelle	NOT DETERMINED		0.35	0	0
Calanca	1.55		0.41	MEDIUM UNINDENTED	ARCHED
Capo Grosso	1.61		0.38	LOW UNINDENTED	ARCHED
"Touring Club"	1.05		0.05	UNINDENTED	STRAIGHT
Natural Arch	1.35		0.28	UNINDENTED	ARCHED
Buondormire	2.52		0.78	INDENTED	VERY ARCHED

Tabella 4 Classificazione morfometrica delle spiagge di baia del Bulgheria

Osservando i dati raccolti in tabella 4 si può osservare come le spiagge comprese tra Capo Palinuro e Punta Infreschi determinano vari risultati di profondità della baie che le ospitano (*Indentation categories*); questo dato suggerisce come non esista un singolo fattore (strutturale, morfologico) a controllarne la forma in pianta. Per quanto riguarda invece le spiagge della Costa della Masseta (Gabbiani, Valloncello, Sciabica, Risima, Marcellino) mostrano valori molto simili per $S1/Ro$ e a/Ro , indicando probabilmente che un singolo fattore (controllo strutturale) ne controlla la forma planimetrica. Le caratteristiche riguardanti la forma in pianta delle *pocket beaches* sono fondamentali per determinare il loro grado di “difesa” rispetto agli eventi meteo marini estremi, che è molto basso nei casi con scarsa protezione dei promontori e cresce nelle spiagge con baie più profonde.

c) SELEZIONE AREE TEST

La mappatura geomorfologica della costa del Bulgheria e la conoscenza approfondita delle spiagge che la caratterizzano ha consentito di individuare i principali scenari di suscettibilità in termini di fenomeni gravitativi in roccia. Sicuramente i fattori morfologici predisponenti quali la presenza di pareti verticali caratterizzate da ammassi rocciosi a volte intensamente fratturati fanno individuare nelle tipologie costiere 1,2 e 5 quelle maggiormente suscettibili. Inoltre bisogna considerare che la frequentazione di durata giornaliera, tipica dell’ utilizzo a scopo ricreativo delle spiagge, sottopone ad una esposizione maggiore al rischio agente.

Considerando i dati raccolti e l’osservazione dei livelli di affollamento estivo sono state scelte 4 spiagge come aree test, caratterizzate dalla presenza di falesie attive ed inattive costituite da ammassi rocciosi fratturati aggettanti sull’arenile.

4.1.2 ANALISI ALLA SCALA DELLA SINGOLA FALESIA

a) MAPPATURA TEMATICA DEI FRONTI SCELTI

Tenendo in considerazione i dati raccolti durante l’analisi geomorfologica a scala regionale della fascia costiera e la difficile rappresentazione nella classica cartografia planimetrica di alcuni suoi elementi caratteristici (pareti subverticali, falesie, ecc.), sono state selezionate 4 aree test da analizzare nel dettaglio mediante l’ausilio di fotomosaici realizzati tramite sovrapposizione di fotografie digitali ad alta risoluzione. Le quattro aree scelte, caratterizzate da alti livelli di pericolosità geomorfologica agente sugli arenili, sono: Punta

Garagliano e la spiaggia della Risima nel comune di San Giovanni a Piro (SA), spiaggia dell'Arco Naturale e spiaggia del Buondormire nel comune di Centola (SA).

Seguendo l'esempio del lavoro di Di Crescenzo e Santo (2007) si è voluto effettuare una prima classificazione dei fronti scelti utilizzando come base dei fotomosaici, molto utili per indagini preliminari veloci in aree scarsamente accessibili.

Dopo la produzione dei fotomosaici è stata realizzata una mappatura frontale di sintesi (costituita da 18 mappe frontali) per quanto riguarda le caratteristiche geologiche (figura 4-15), geomorfologiche (figura 4-16) e geo-strutturali (4-17) dei fronti scelti grazie ai rilievi diretti effettuati. Si è cercato, attraverso questa cartografia, di individuare i vari fattori predisponenti all'innescio di crolli in roccia come aree intensamente fratturate, faglie, passaggi litologici, fratture beanti ecc., individuando inoltre, alla scala di falesia, eventuali blocchi o diedri instabili.

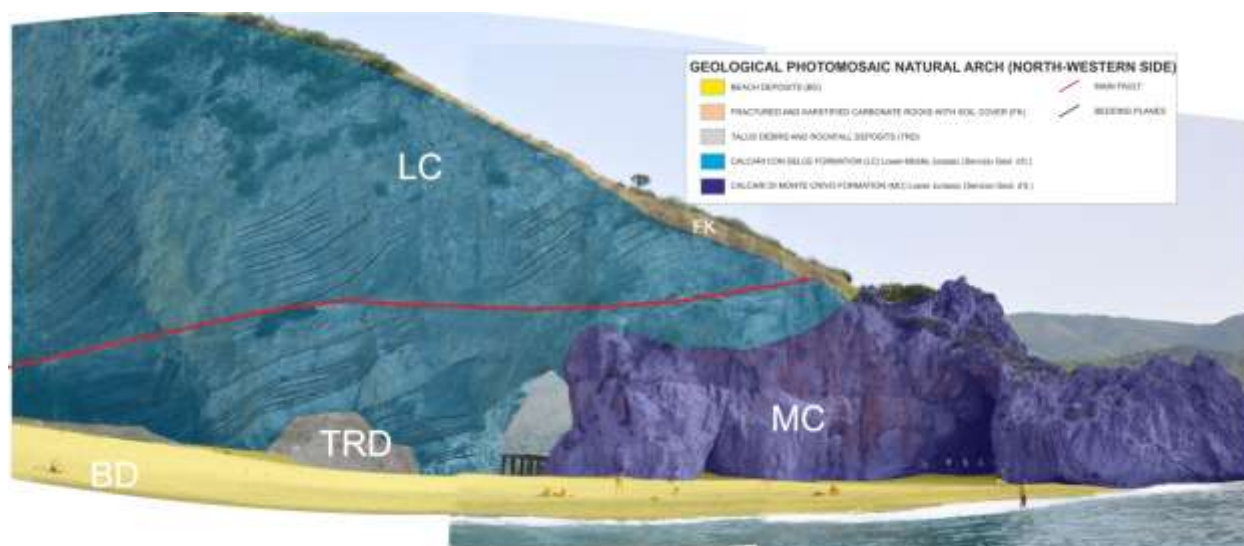


Figura 4- 15 Fotomosaico geologico dell'Arco Naturale (Lato NW)

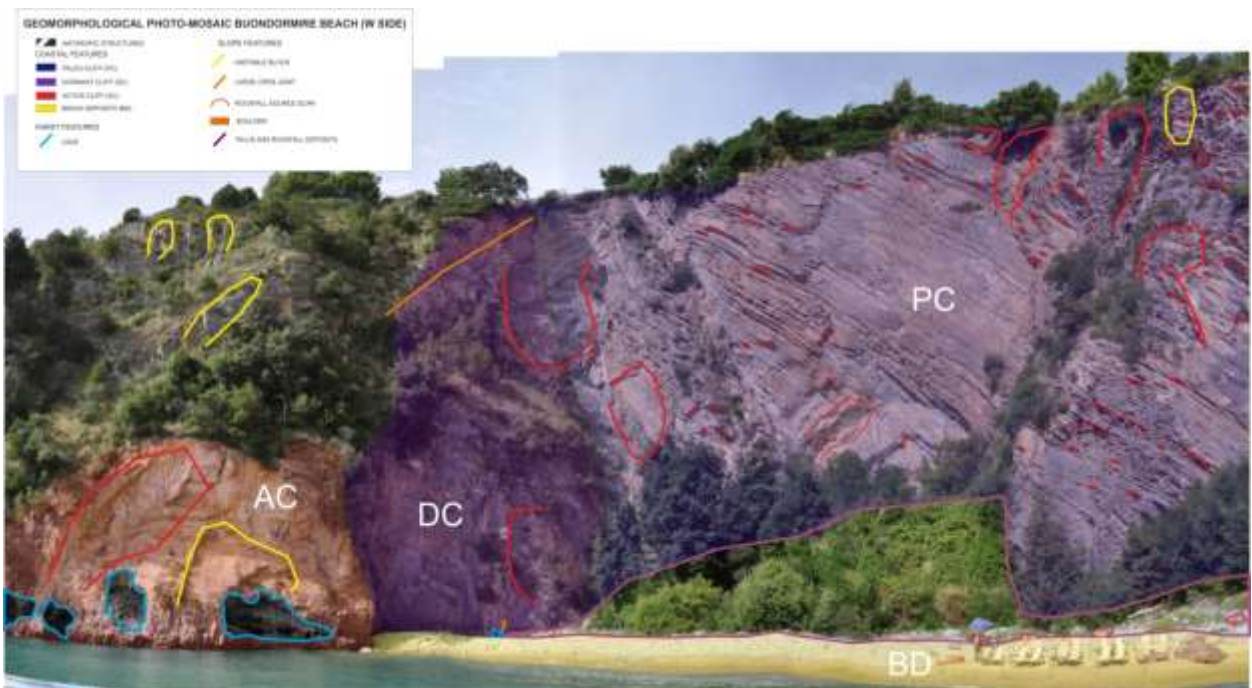


Figura 4- 16 Fotomosaico geomorfologico della Spiaggia del Buondormire



Figura 4- 17 Fotomosaico geostrutturale della spiaggia di Punta Garagliano

Analizzare queste carte frontali, attraverso la sovrapposizione dei vari tematismi individuati, ha consentito una prima valutazione di tipo qualitativo della suscettibilità all'innescio di frane in roccia (Fig. 4-18). Questa valutazione di tipo euristico, che tiene conto del grado di fratturazione e di attività dei fenomeni gravitativi lungo la parete, è stata rappresentata attraverso un ulteriore fotomosaico tematico secondo tre livelli di suscettibilità: molto alto, medio alto e medio basso. Tutte le mappe realizzate sono mostrate in appendice a questo testo (cfr Appendice 2).

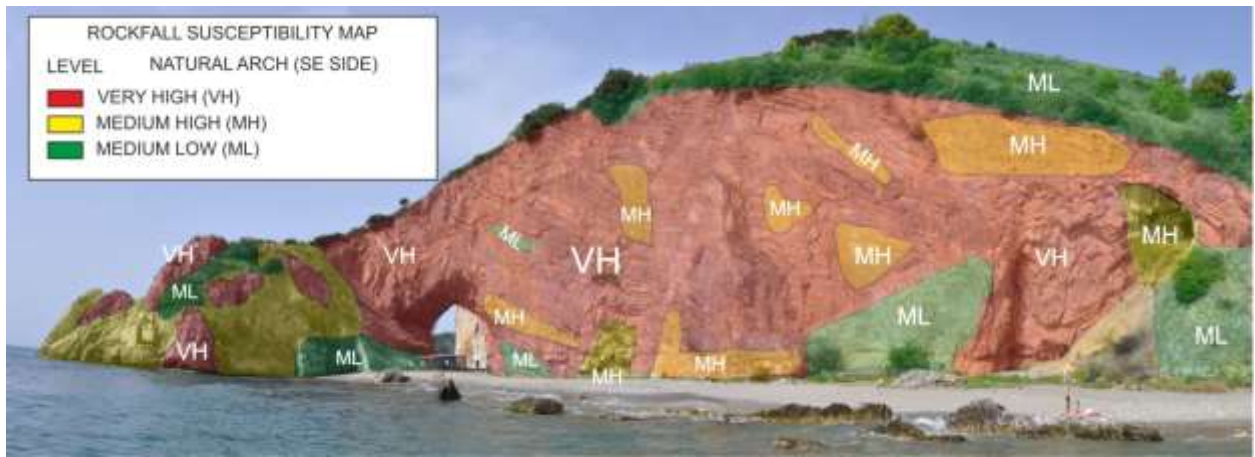


Figura 4- 18 Valutazione di tipo qualitativo della suscettibilità all'innesco di frane da crollo per l'Arco Naturale (lato SE)

b) ANALISI GEOMECCANICA DEI FRONTI IN SITU

Le precedenti analisi di tipo puramente qualitativo hanno consentito la selezione di un'area test da indagare con estremo dettaglio al fine di realizzare una mappatura della suscettibilità all'innesco di frane in roccia. Considerando l'elevato livello di pericolosità individuato (confermato da eventi franosi anche recenti) ed l'elevata presenza di bagnanti durante la stagione estiva, è stato scelto come area test per studi di dettaglio l'Arco Naturale di Palinuro.

Il primo passo nella definizione delle suscettibilità all'innesco di pareti in roccia è la ricostruzione dell'assetto strutturale che le caratterizza. Allo scopo di individuare le famiglie di discontinuità caratterizzanti l'Arco Naturale sono state eseguite 6 stendimenti lineari (figura 4-19) (ISRM, 1978; ISRM, 2007) in zone dell'ammasso roccioso considerabili omogenee geomeccanicamente.



Figura 4-19 Stendimento lineare effettuato presso l'Arco Naturale di Palinuro

La scelta della posizione degli stendimenti (Fig. 4-20) è stata molto stringente in quanto si è dovuto tenere conto delle complesse situazioni di sicurezza ed accessibilità. Attraverso questi rilievi diretti è stato possibile individuare le famiglie di discontinuità maggiori, registrandone inoltre le caratteristiche principali (spaziatura, persistenza, riempimento, apertura, rugosità). Nelle pagine seguenti sono mostrati tutti gli stereogrammi riassuntivi dei dati raccolti in campo, con corrispettive foto delle aree indagate.



Figura 4- 20 Posizione delle stazioni geomeccaniche eseguite

Stendimento 1

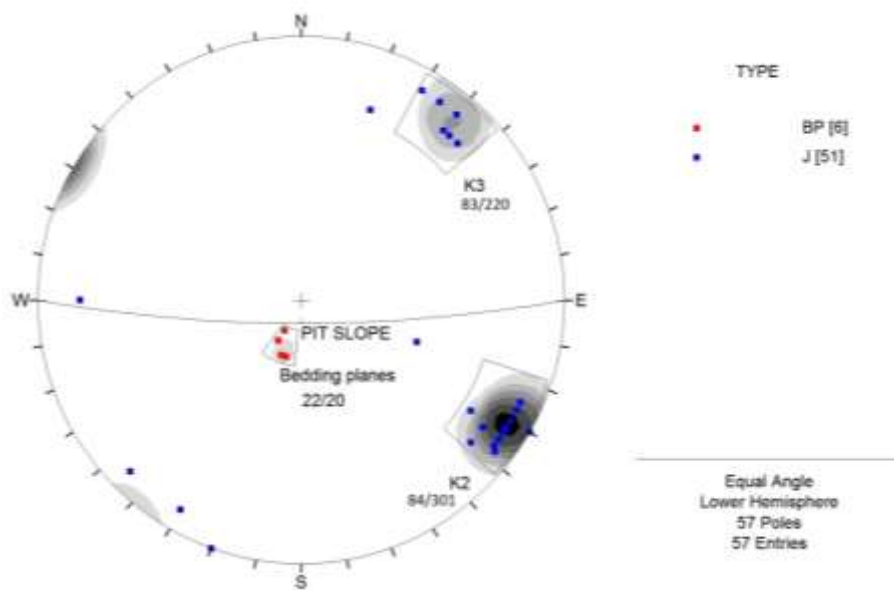


Figura 4-21 Poli delle discontinuità misurate lungo lo stendimento lineare 1 rappresentati in una proiezione stereografica con le famiglie individuate (*dip/dip direction*)



Figura 4-22 Stendimento geomeccanico 1

Stendimento 2

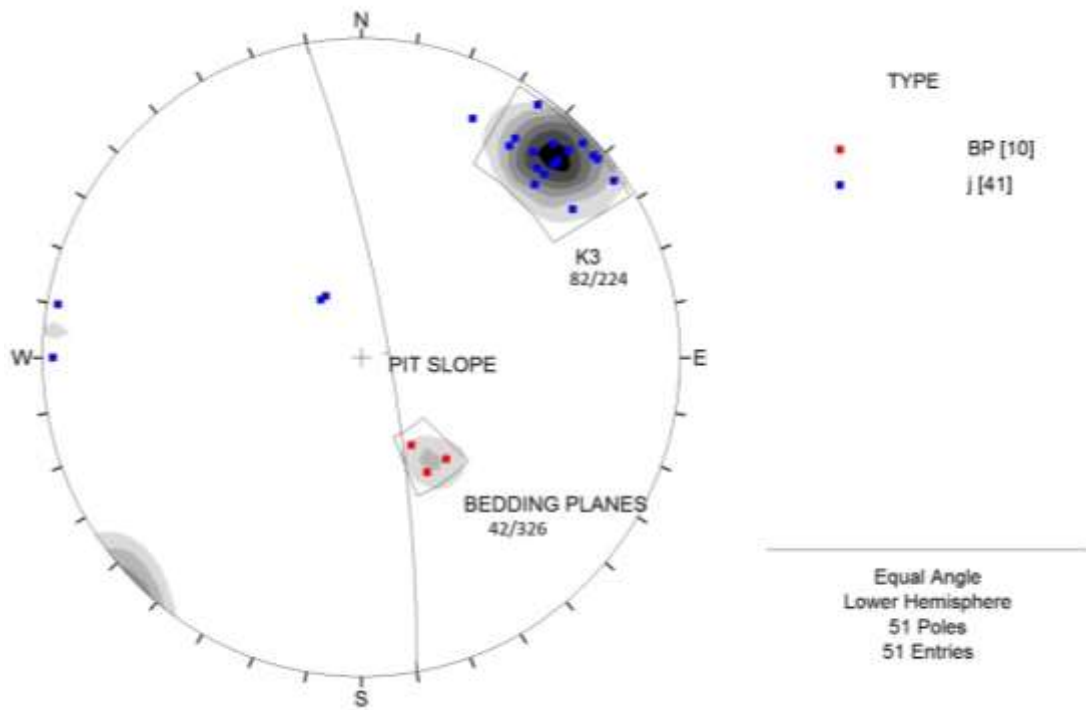


Figura 4-23 Poli delle discontinuità misurate lungo lo stendimento lineare 2 rappresentati in una proiezione stereografica con le famiglie individuate (*dip/dip direction*)



Figura 4-24 Stendimento geomeccanico 2

Stendimento 3

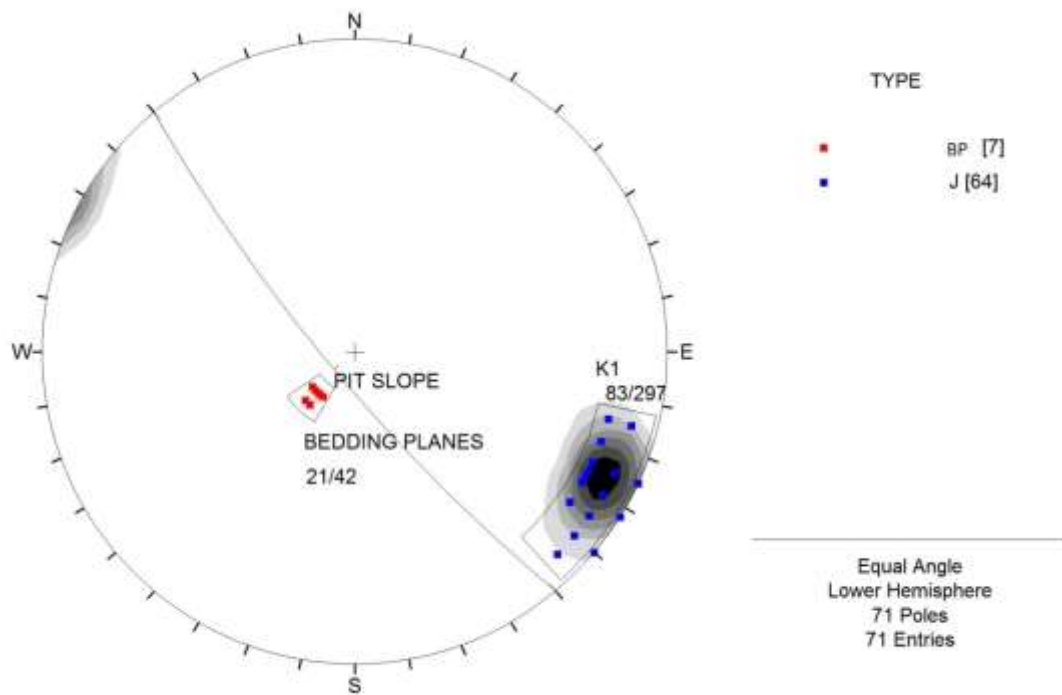


Figura 4-25 Poli delle discontinuità misurate lungo lo stendimento lineare 3 rappresentati in una proiezione stereografica con le famiglie individuate (*dip/dip direction*)



Figura 4-26 Stendimento geomeccanico 3

Stendimento 4

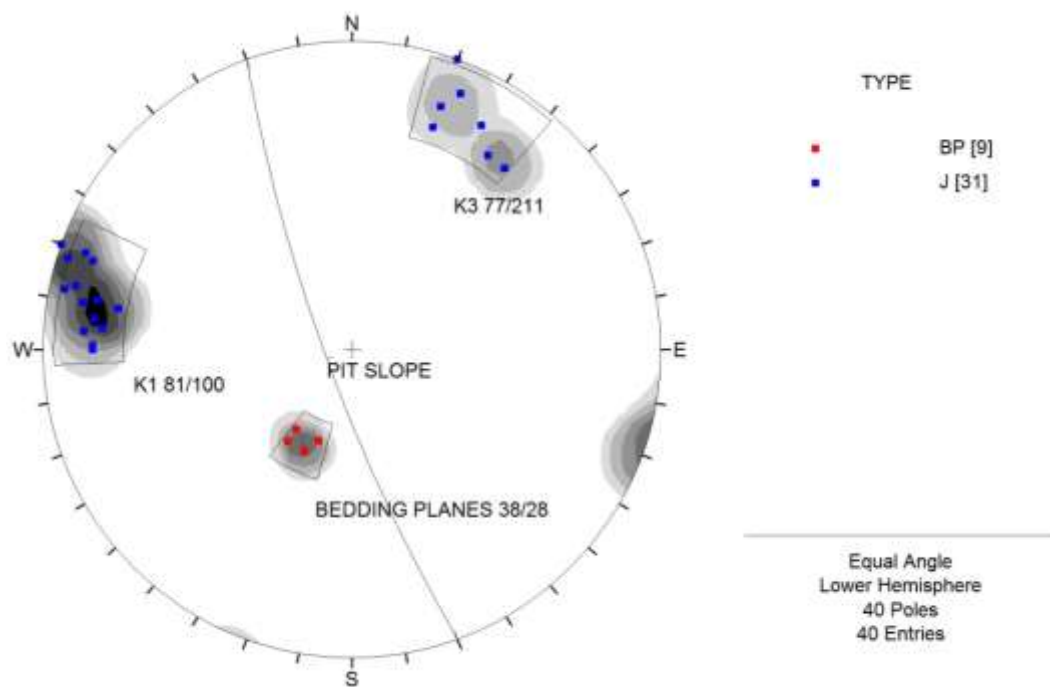


Figura 4-27 Poli delle discontinuità misurate lungo lo stendimento lineare 4 rappresentati in una proiezione stereografica con le famiglie individuate (*dip/dip direction*)



Figura 4-28 Stendimento geomeccanico 4

Stendimento 5

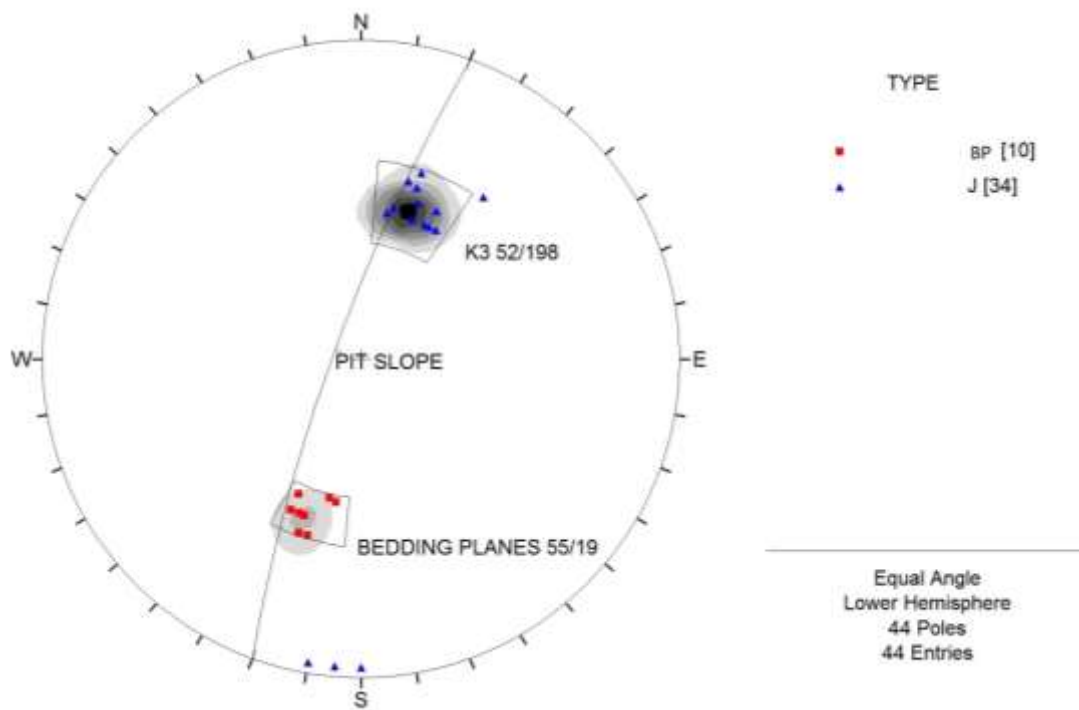


Figura 4-29 Poli delle discontinuità misurate lungo lo stendimento lineare 5 rappresentati in una proiezione stereografica con le famiglie individuate (*dip/dip direction*)



Figura 4-30 Stendimento geomeccanico 5

Stendimento 6

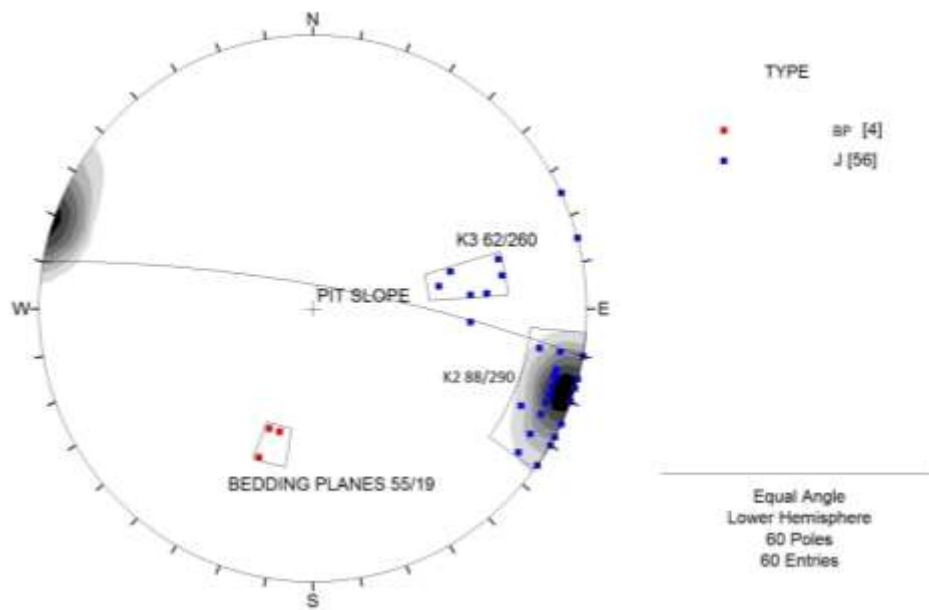


Figura 4-31 Poli delle discontinuità misurate lungo lo stendimento lineare 6 rappresentati in una proiezione stereografica con le famiglie individuate (*dip/dip direction*)



Figura 4-32 Stendimento geomeccanico 6

Tutti i dati acquisiti, in termini di orientazione nello spazio delle discontinuità, sono stati rappresentati come poli utilizzando Dips V5.1, operazione che ha consentito l'individuazione

delle famiglie di discontinuità presenti. Una proiezione stereografica includente tutti i dati raccolti è presentata in figura 4-33, dove sono mostrati i piani medi delle famiglie di discontinuità dell'Arco Naturale individuate attraverso l'analisi statistica dei dati di campo.

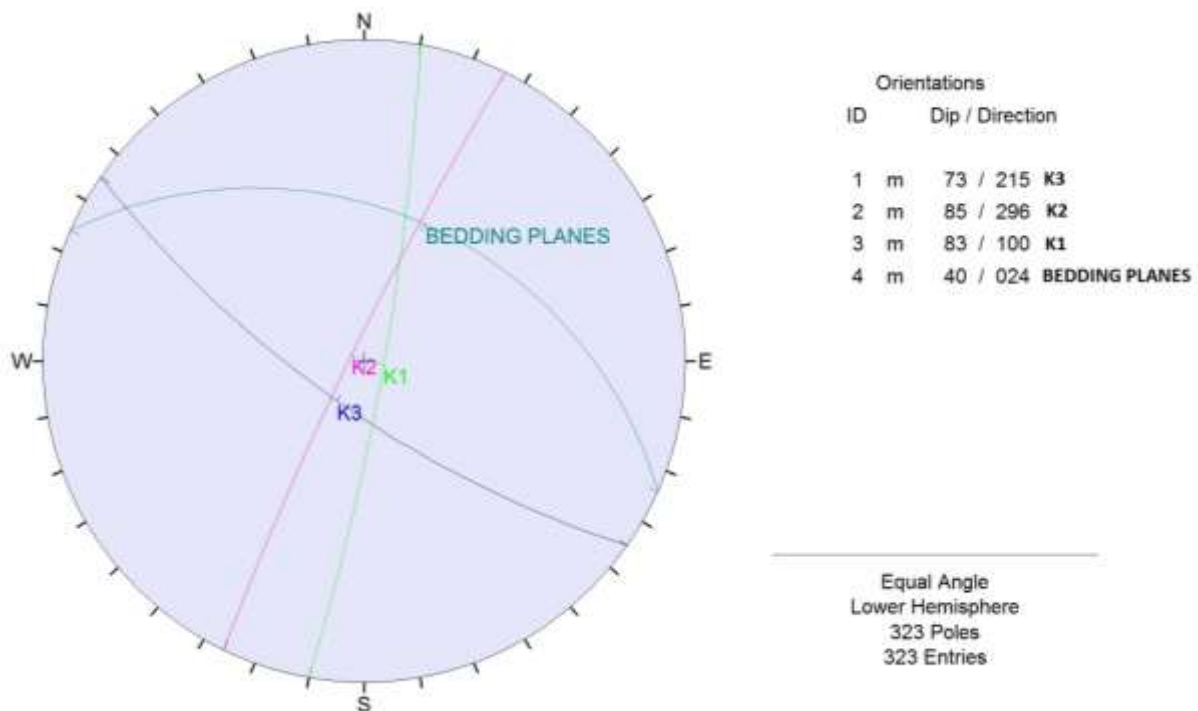


Figura 4- 33 Piani medi delle famiglie di discontinuità individuate attraverso il lavoro di campo lungo l'Arco Naturale (dip/ dip direction)

Contemporaneamente al lavoro di caratterizzazione geomeccanica delle pareti raggiungibili dell'Arco è stato possibile osservare vari cinematismi di innesco per frane in roccia, alcuni esempi sono mostrati nelle immagini successive.

Tra i meccanismi maggiormente caratterizzanti l'Arco troviamo i ribaltamenti che avvengono lungo la famiglia di discontinuità parallela al fronte denominata K2, sia in termini di lastre di spessore centimetrico (fig. 4-34) che di un importante prisma lungo il lato SE dell'Arco (lato foce Mingardo) (fig. 4-36). Molto ben visibile è lo scivolamento planare lungo i piani di strato che caratterizza il piedritto di mare della chiave dell'Arco (fig. 4-35). I meccanismi comunque sono molteplici, chiaramente influenzati dalla complessità individuata dal sito in termini di orientazione del versante e dalle scarsa qualità meccanica dell'ammasso roccioso in vaste aree delle pareti.



Figura 4-34 Ribaltamenti lungo la famiglia di giunti K2

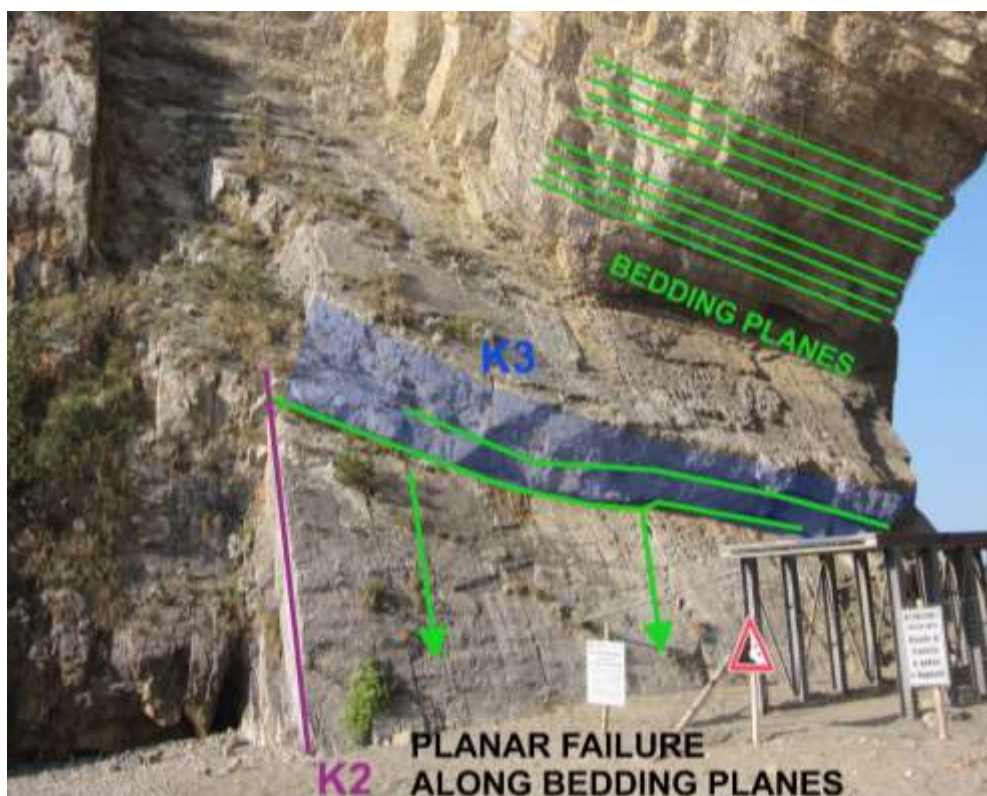


Figura 4-35 Scivolamenti planari lungo i piani individuati dalla stratificazione



Figura 4-36 Importante ribaltamento di un ammasso roccioso di forma prismatica individuato da una discontinuità con apertura pluricentrica (famiglia K2)

4.2 ANALISI DA REMOTO

Dopo le prime fasi di studio di inquadramento puramente qualitativo di tutta l'area con la conseguente selezione di un sito per analisi dettagliate in situ si è pensato di testare varie metodologie di analisi da remoto individuate dalla comunità scientifica. In questa seconda parte del capitolo saranno presentati tutti i dati raccolti attraverso l'analisi ed interpretazione di dati *remote sensing*.

4.2.1 ELABORAZIONE DEI DATI TOPOGRAFICI

Il primo passo nello studio da remoto dell'Arco Naturale è stato quello di creare un modello 3D dei fronti scelti ad altissima precisione, operazione che ha consentito l'implementazione di vari supporti topografici che sono indispensabili nello studio delle pareti verticali. Come già anticipato in precedenza la nuvola di punti raccolta tramite rilievo TLS è stata suddivisa allo scopo di alleggerire le successive elaborazioni. In figura 4-38 è mostrato il *point cloud* relativo al lato SE dell'Arco, in quella 4-40 il lato NW.



Figura 4- 37 Parete SE dell'Arco Naturale

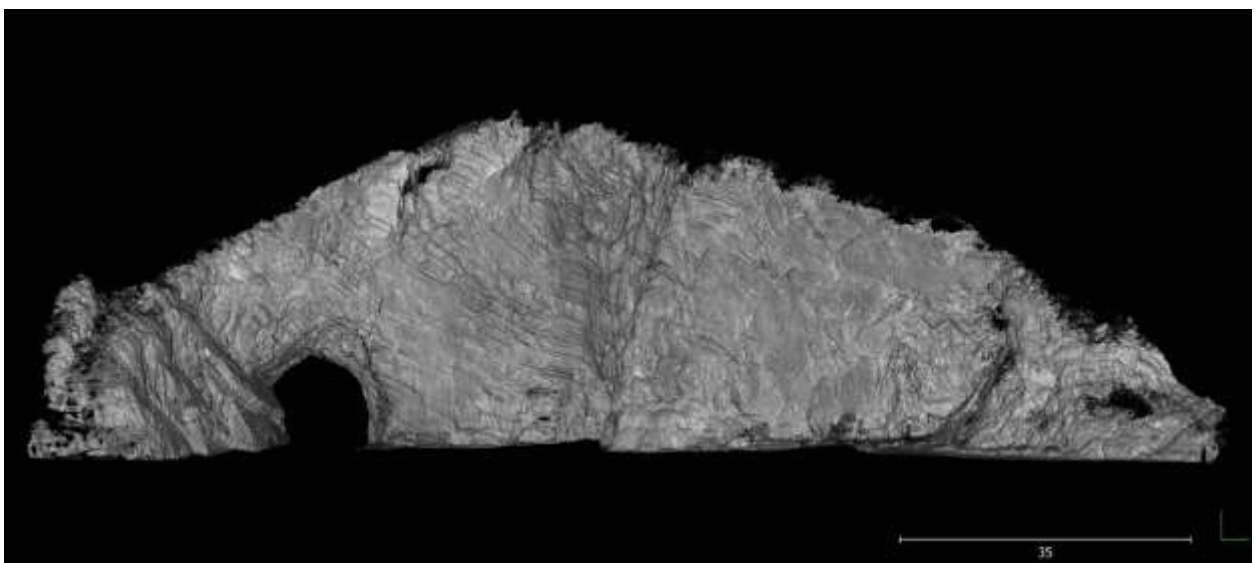


Figura 4-38 Nuvola di punti TLS del lato SE dell'Arco Naturale (spaziatura media dei punti 1 punto/3 cm²)



Figura 4-39 Parete NW dell'Arco Naturale (fotomosaico)

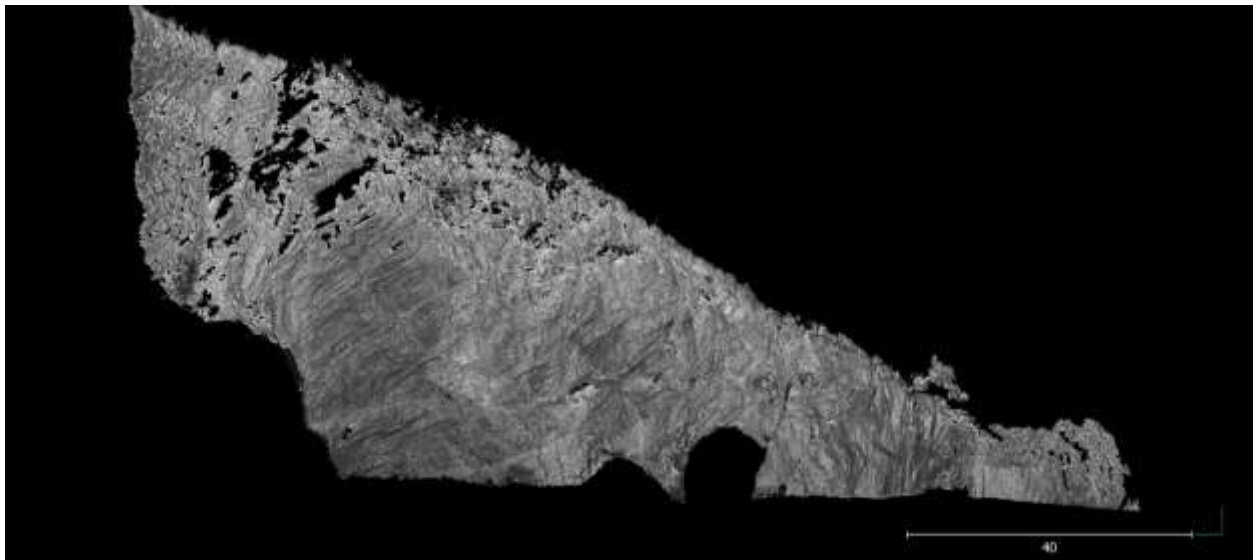


Figura 4-40 Nuvola di punti TLS del lato NW dell'Arco Naturale (spaziatura media dei punti 1 punto/3 cm²)

Attraverso l'elaborazione delle nuvole di punti è stato possibile ricostruire un modello 3D ad alta definizione in colori reali di tutta l'area della spiaggia dell'Arco Naturale (*mesh texturizzata*, fig. 4-41). La *texture* fotografica è stata realizzata utilizzando l'archivio di immagini digitali raccolte da mare, da terra e mediante rilievo UAV elaborate attraverso il software Agisoft Photoscan.

Utilizzando il modello 3D è stato inoltre possibile ricavare delle orto-foto frontali (GeoTiff) rettificata e proiettata su di un piano verticale riguardanti le pareti scelte (figura 4-42 e 4-43).



Figura 4-41 Mesh con rappresentazione dei colori reali

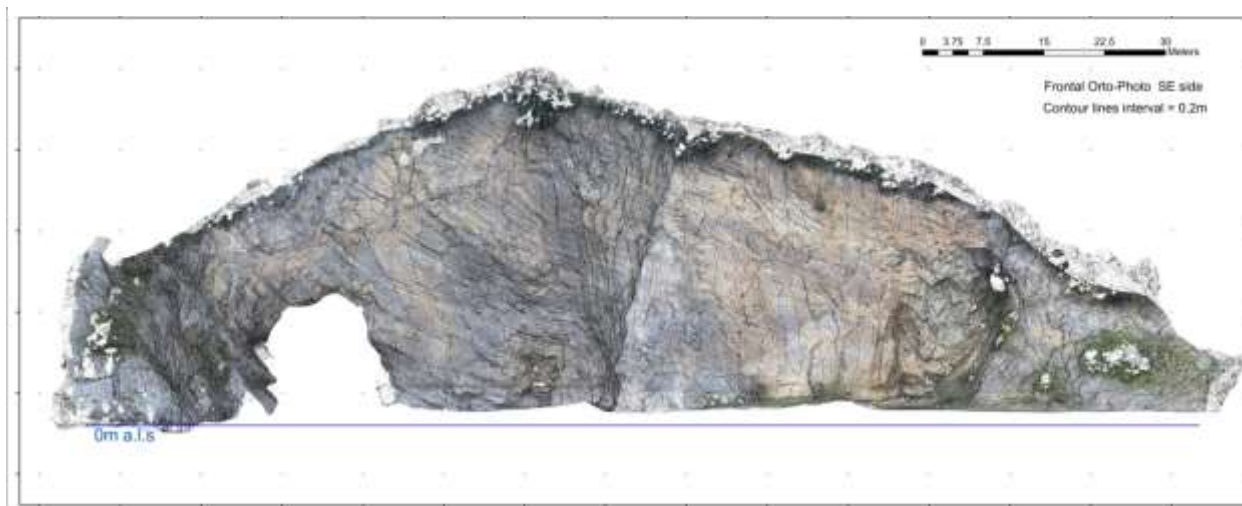


Figura 4-42 Ortofoto frontale rettificata (Parete SE)

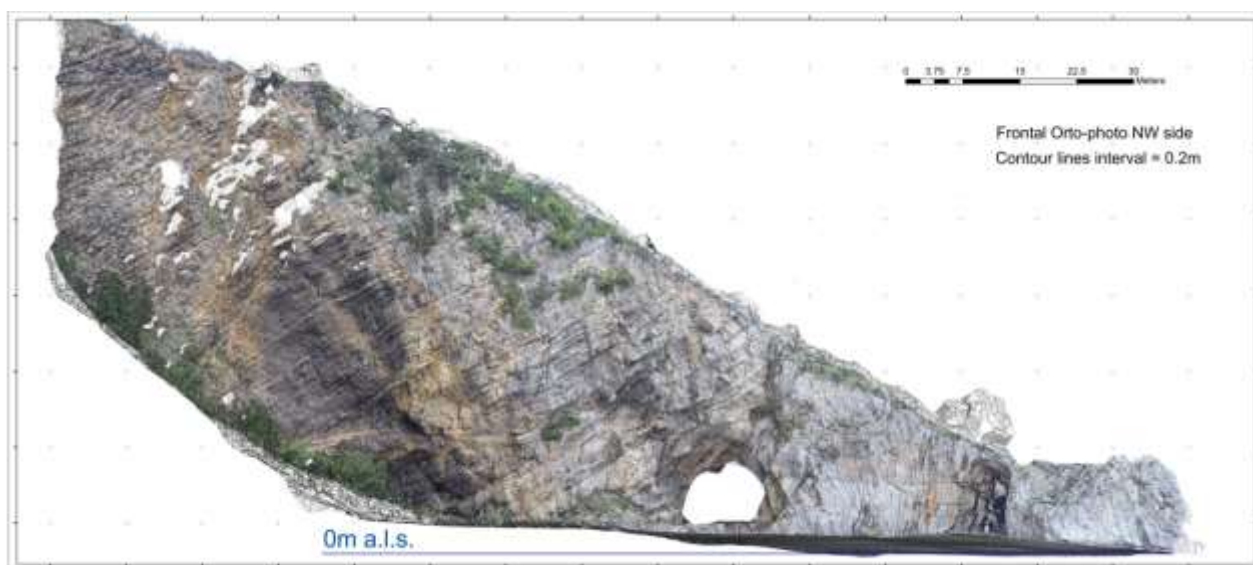


Figura 4-43 Ortofoto frontale rettificata (Parete NW)

Dopo aver completato l'elaborazione dei dati *Laser Scanner*, si è realizzato un modello 3D con relativa nuvola di punti utilizzando tecniche fotogrammetriche di tipo SfM, con dato di input esclusivamente costituito dal *dataset* fotografico ed inserimento manuale dei punti di controllo a terra (*Ground Control Point*). I dati riguardanti la georeferenziazione del modello (e successivo dimensionamento) sono stati ricavati individuando punti omologhi tra le nuvole SfM (fig. 4-44) e TLS, ricavando le coordinate geografiche da quest'ultima.

La nuvola di punti SfM è stata allineata a quella TLS utilizzando l'algoritmo ICP (Besl & McKay, 1992; Chen & Medioni, 1992) implementato in CloudCompare come *plugin*. Successivamente, si è validata la nuvola di punti fotogrammetrica attraverso il confronto con la nuvola di riferimento TLS usando lo strumento M3C2 di CloudCompare (Lague et al., 2013) (Figura 4-45). Questo algoritmo riesce a calcolare le differenze esistenti fra due nuvole di punti allineate, purtroppo come è ben visibile nella figura 4-45 si è evidenziata una differenza anche metrica rispetto alla nuvola laser scanner. Questo dato ha portato ad utilizzare nelle successive elaborazioni esclusivamente dati TLS.

Inoltre nei mesi successivi al rilievo Laser Scanner è stato effettuato un rilievo fotografico da drone (UAV) che ha consentito di arricchire il dataset fotografico e di riconoscere alcuni elementi fondamentali dell'assetto geostrutturale del sito scelto. Come ben visibile nella figura 4-46 i lineamenti tettonici controllano la forma in pianta del promontorio dell'Arco Naturale, secondo direzioni NE-SW ed NW-SE, di conseguenza andando ad influenzare le condizioni strutturali degli ammassi rocciosi che ne costituiscono le pareti.



Figura 4-44 Nuvola di punti fotogrammetrica ottenuta usando tecniche SfM (parete SE)

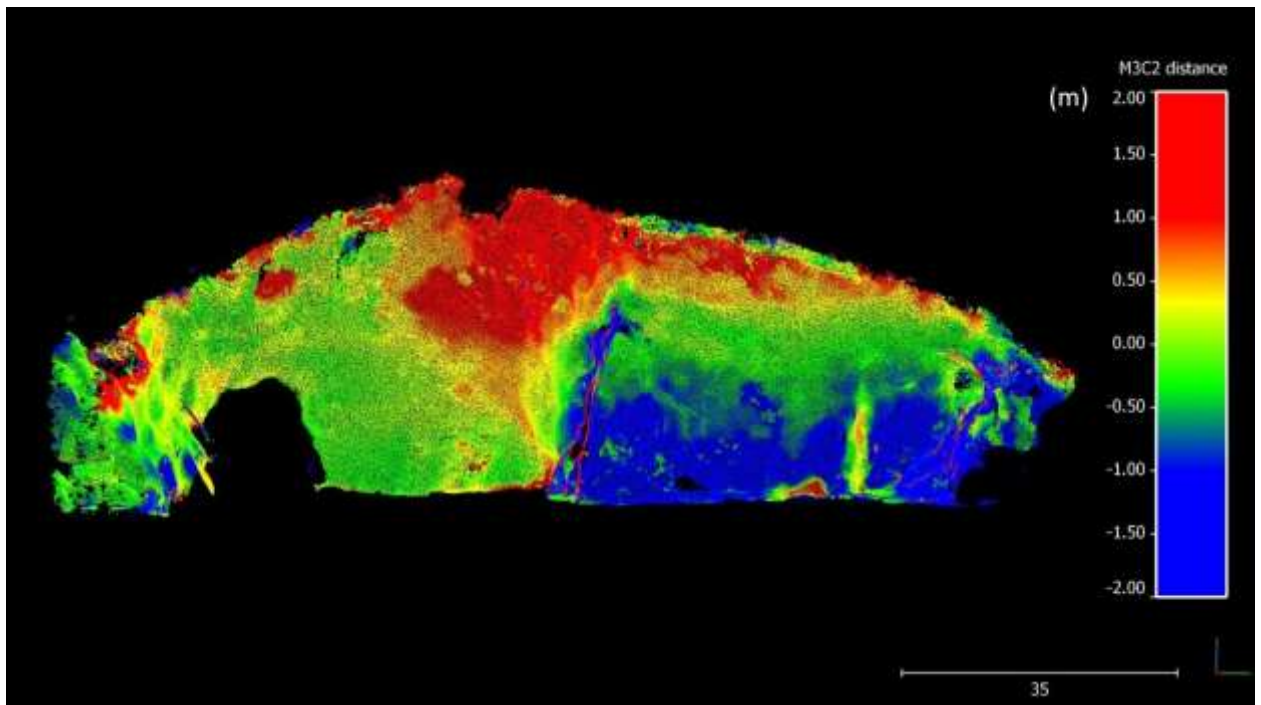


Figura 4-45 Differenza fra la nuvola di punti TLS e quella SfM calcolata attraverso l'algoritmo M3C2 (Lague et al., 2013)



Figura 4-46 Immagine raccolta tramite rilievo UAV, sono bene visibili i principali lineamenti tettonici

4.2.2 COLTOP 3D

La creazione di un rigoroso modello tridimensionale del sito in studio ha consentito l'analisi da remoto delle orientazioni dei piani geologici presenti. Il primo metodo selezionato è stato il software commerciale Coltop 3D (Jaboyedoff et al., 2007). Il dato di input utilizzato è la nuvola di punti del lato SE dell'Arco Naturale con una spaziatura media dei punti di 3 cm. L'utilizzo semiautomatico di questo software, già discusso nel precedente capitolo, ha consentito l'analisi strutturale completa della parete rocciosa costituente il lato SE dell'Arco Naturale (Fig.4-47)

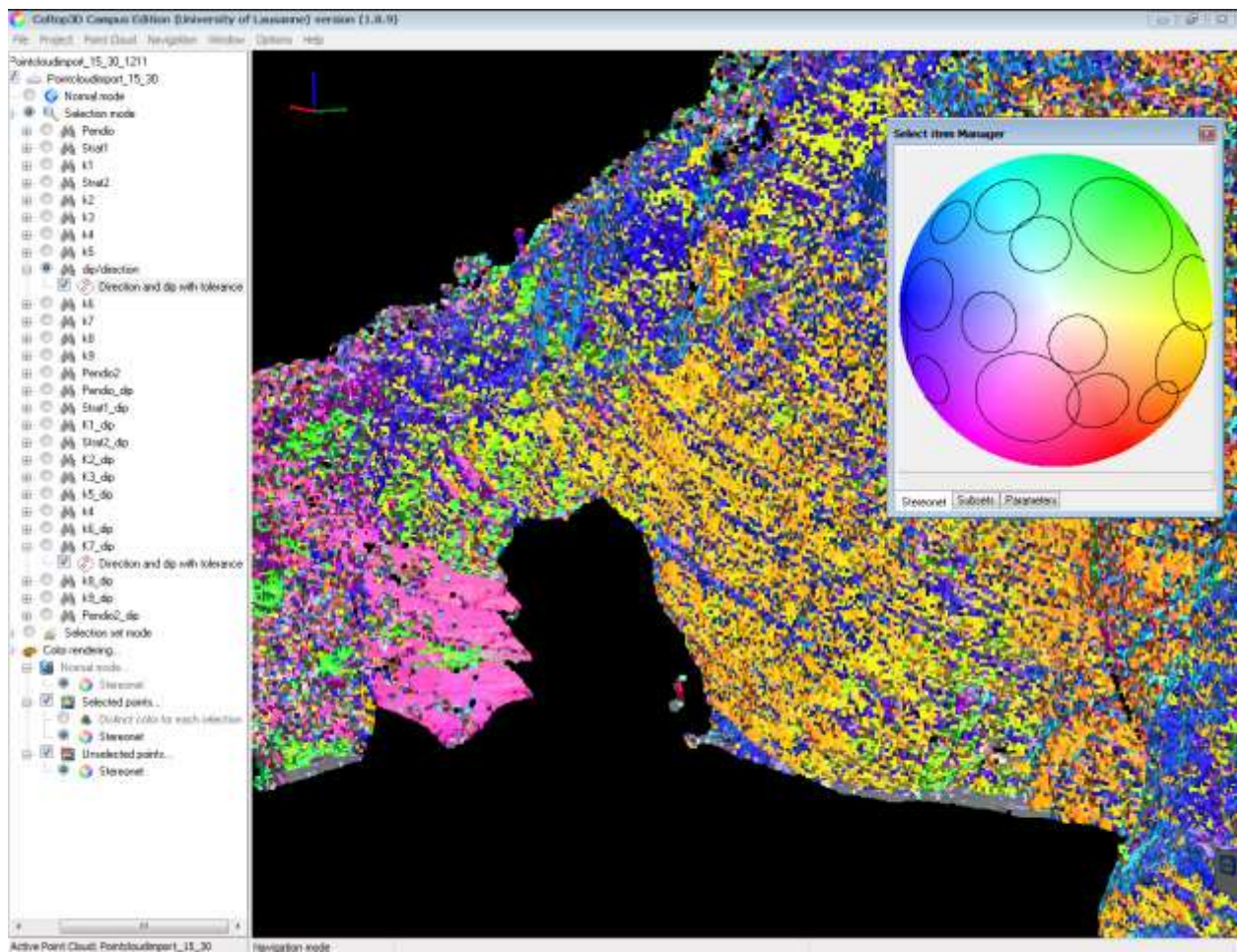


Figura 4-47 Analisi strutturale effettuate con Coltop 3D, le famiglie di discontinuità individuate sono mostrate attraverso la proiezione stereografica del tipo Schmidt

Coltop3D calcola l'orientazione (Dip/Dip Direction) di ogni punto, rispetto a quelli limitrofi, restituendo il dato con una colorazione RGB che consente un agevole riconoscimento delle famiglie di discontinuità. Utilizzando questa metodologia sono state individuate 10 famiglie di giunti e la stratificazione caratterizzante il lato SE dell'Arco Naturale (tabella 5). Definendone inoltre il valore medio di orientazione nello spazio utilizzando una *stereoplot* integrato nel software.

DISCONTINUITY SET	DIP/DIPDIRECTION (°)	TOLLERANCE (+/-)
J1	60/218	25
J2	54/335	15
J3	77/130	10
J4	81/061	10
J5	36/167	15
J6	63/155	15
J7	36/080	15
J9	21/327	15
J10	71/097	15
J11	75/291	15
BEDDING PLANES	52/018	25

Tabella 5 Sommario delle famiglie di discontinuità individuate tramite Coltop 3D

Questo software consente inoltre di visualizzare ed esportare singolarmente i punti della nuvola di punti corrispondenti ad ogni famiglia di discontinuità individuata (due esempi sono mostrati in figura 4-48). Sfruttando questa potenzialità si è voluto integrare l'analisi strutturale, effettuata con il calcolo da remoto, di altri due parametri come la spaziatura e la persistenza. Ogni famiglia è stata esportata e sovrapposta al modello tridimensionale dell'Arco in colori reali (Fig. 4-49), allo scopo di misurare manualmente i valori medi di spaziatura e persistenza di ciascuna famiglia di discontinuità attraverso l'utilizzo di stendimenti virtuali. L'utilizzo della *mesh* "texturizzata" si è rivelata molto utile nell'analisi di piani di discontinuità poco esposti (Fig. 4-50). I dati raccolti riguardo queste due caratteristiche dei *sets* individuati sono sintetizzati in tabella 6.

DISCONTINUITY SET	SPACING (m)	TRACE LENGHT (m)
J1	0.76	1.05
J2	1.84	3.14
J3	2.68	2.86
J4	6.15	1.42
J5	2.69	0.42
J6	4.48	0.58
J7	3.67	0.63
J9	3.27	0.85
J10	0.64	3.07
J11	0.62	3.47
BEDDING PLANES	1.51	1.84

Tabella 6 Sommario dei valori medi di spaziatura (m) e persistenza (m) calcolati attraverso gli stendimenti virtuali (ISRM, 1978 2007)

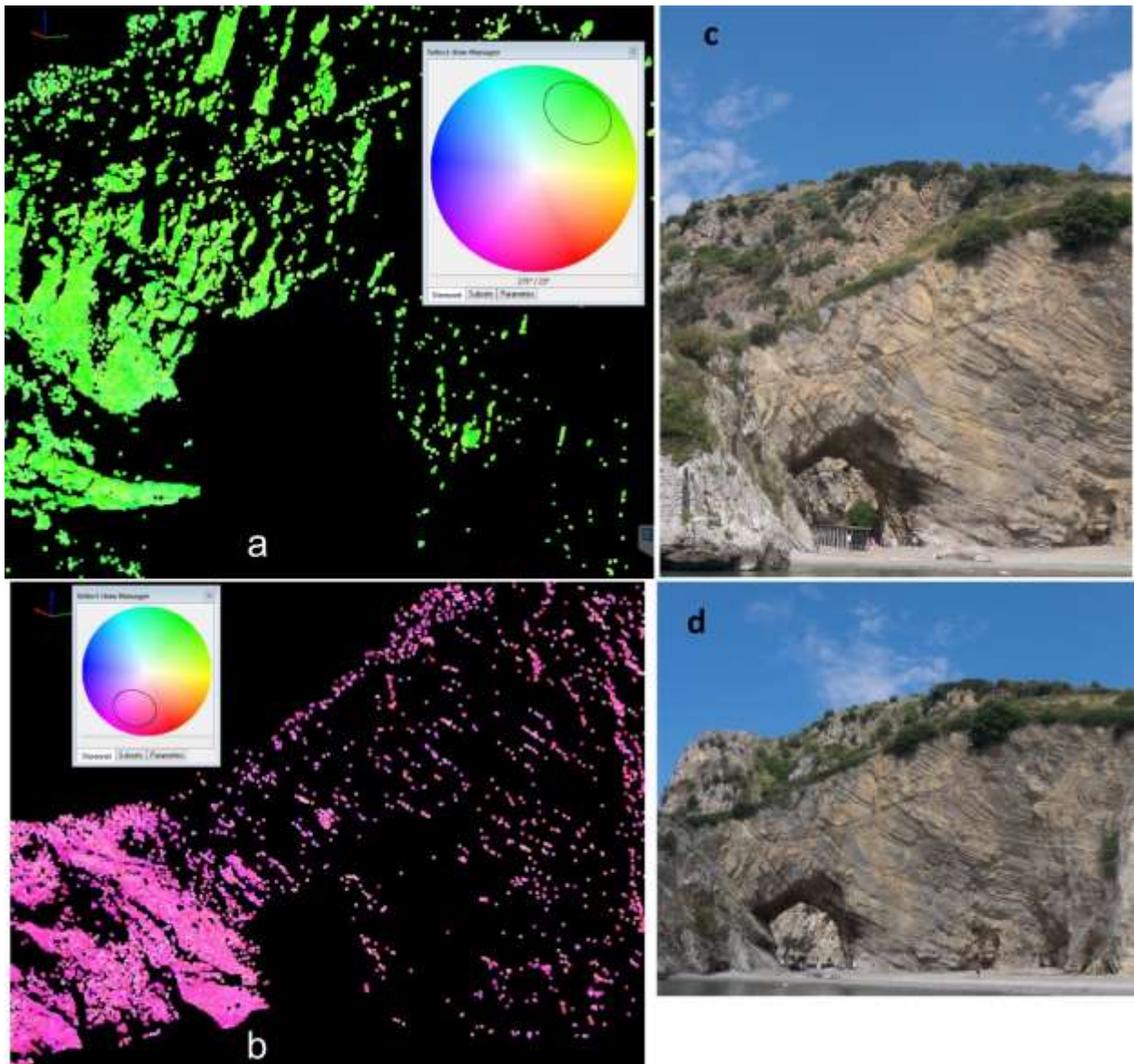


Figura 4-48 Visualizzazione tramite Coltop 3D dei punti corrispondenti ad una famiglia di discontinuità: a) famiglia di giunti J1 b) stratificazione. Sono affiancate alla nuvola di punti immagini delle pareti (c, d) per una migliore visualizzazione del dato

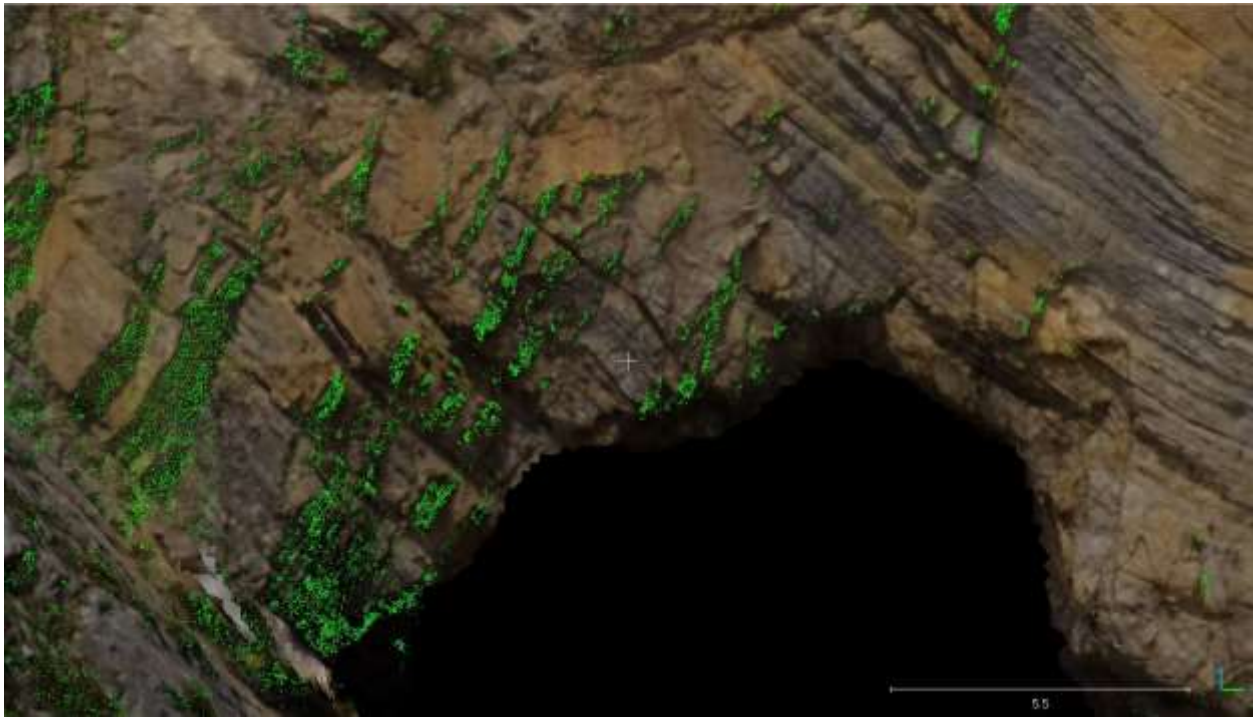


Figura 4-49 Punti relativi alla famiglia di giunti J1 proiettati sulla *mesh* texturizzata.

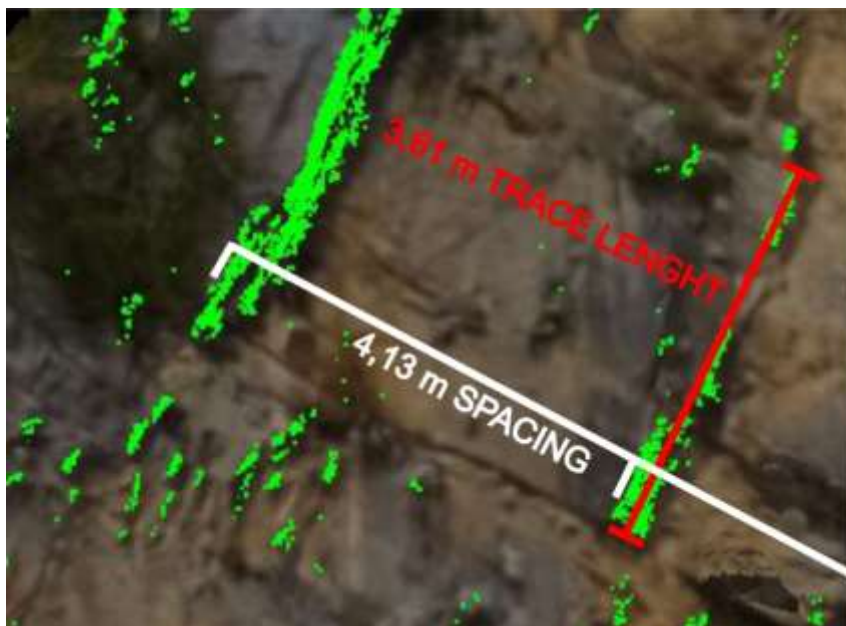


Figura 4-50 Particolare di uno stendimento virtuale realizzato, con la misura manuale della spaziatura e persistenza

4.2.3 FACETS

Una seconda metodologia di analisi strutturale da remoto è stata applicata utilizzando il plugin FACETS del software CloudCompare (Dewez et al., 2016). In questo caso sono state analizzate entrambe le pareti costituenti l'Arco Naturale, suddivise in 9 macro-aree considerabili come omogenee in termini di caratteristiche geomeccaniche (figure 4-51 e 4-52).

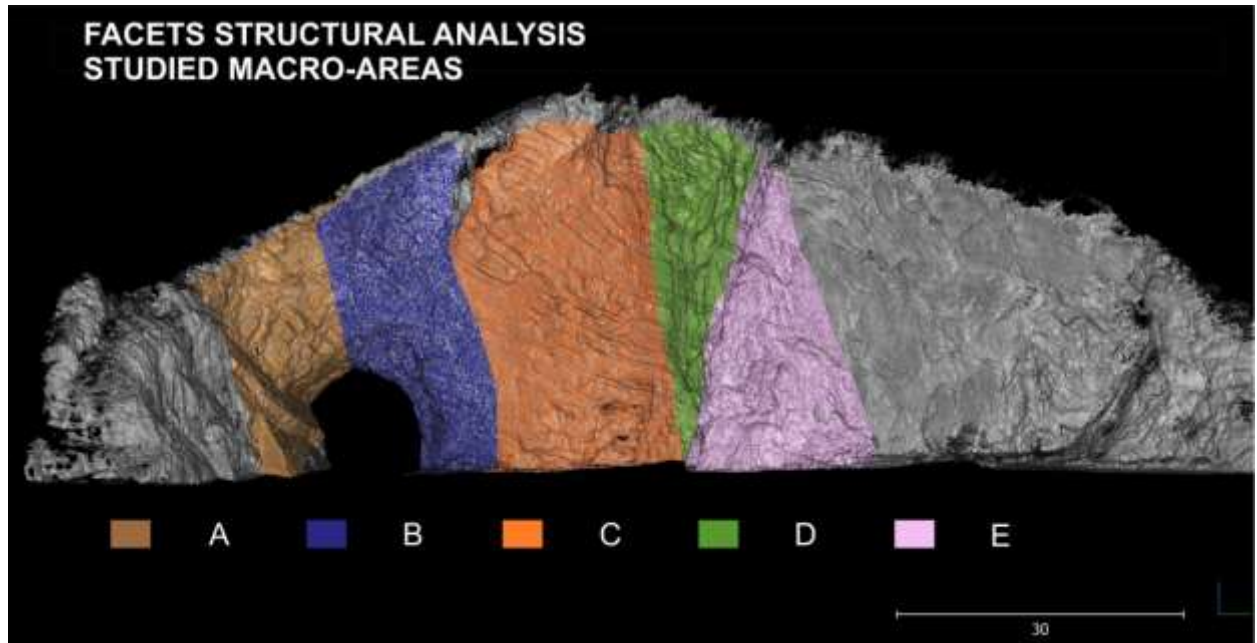


Figura 4- 51 Macro-aree investigate per l'analisi di tipo strutturale effettuata con FACETS per la parete SE (nuvola di punti TLS)

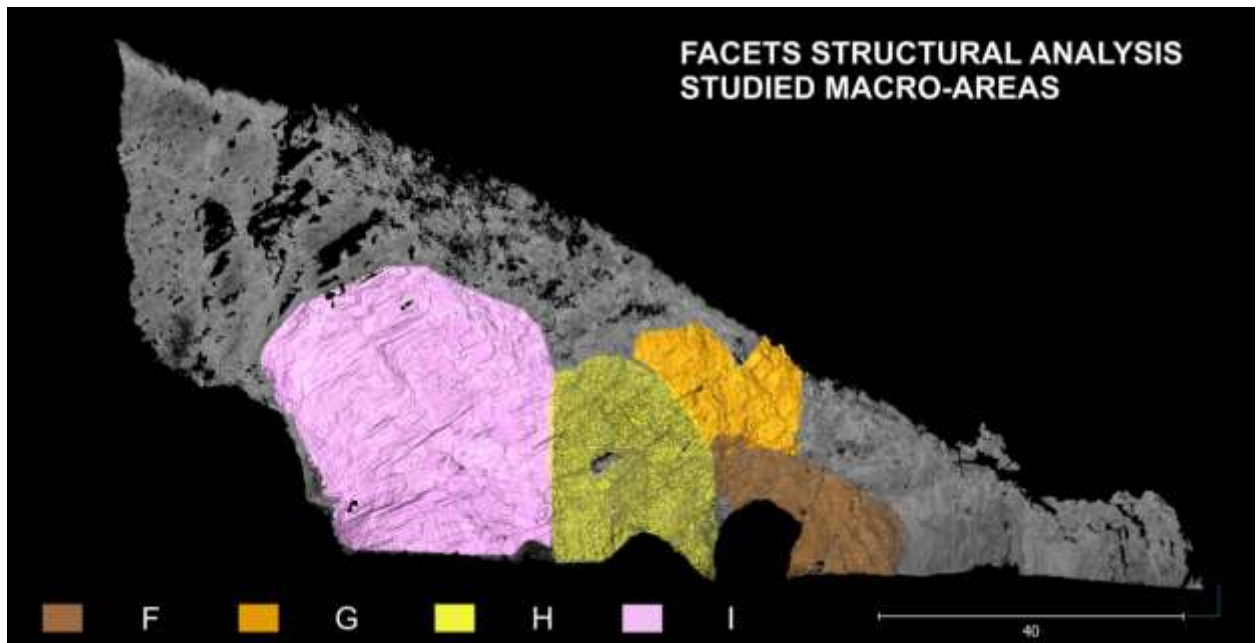


Figura 4-52 Macro-aree investigate per l'analisi di tipo strutturale effettuata con FACETS per la parete NW (nuvola di punti TLS)

Ogni macro-area individuata è stata analizzata attraverso l'algoritmo dedicato *kd-tree* che ha consentito l'estrazione automatica dei piani geologici dei vari stralci delle nuvole di punti. Come già spiegato ampiamente nelle pagine precedenti, i piani geologici vengono individuati analizzando il grado di subplanarità dei punti della nuvola, interpolando dei poligoni (*facets*) che ne definiscono le caratteristiche in termini di estensione geometrica ed orientazione del piano. Allo scopo di evitare l'analisi di piani geologicamente non significativi si è provveduto ad filtrare il dato considerando solo le *facets* con una persistenza maggiore ai 0.5 m (limite di *cutoff*). Il dato filtrato è stato successivamente analizzato statisticamente attraverso la *cluster analysis* svolta utilizzando il software Dips (un esempio riguardante la macro-area A è mostrato in fig. 4-53).

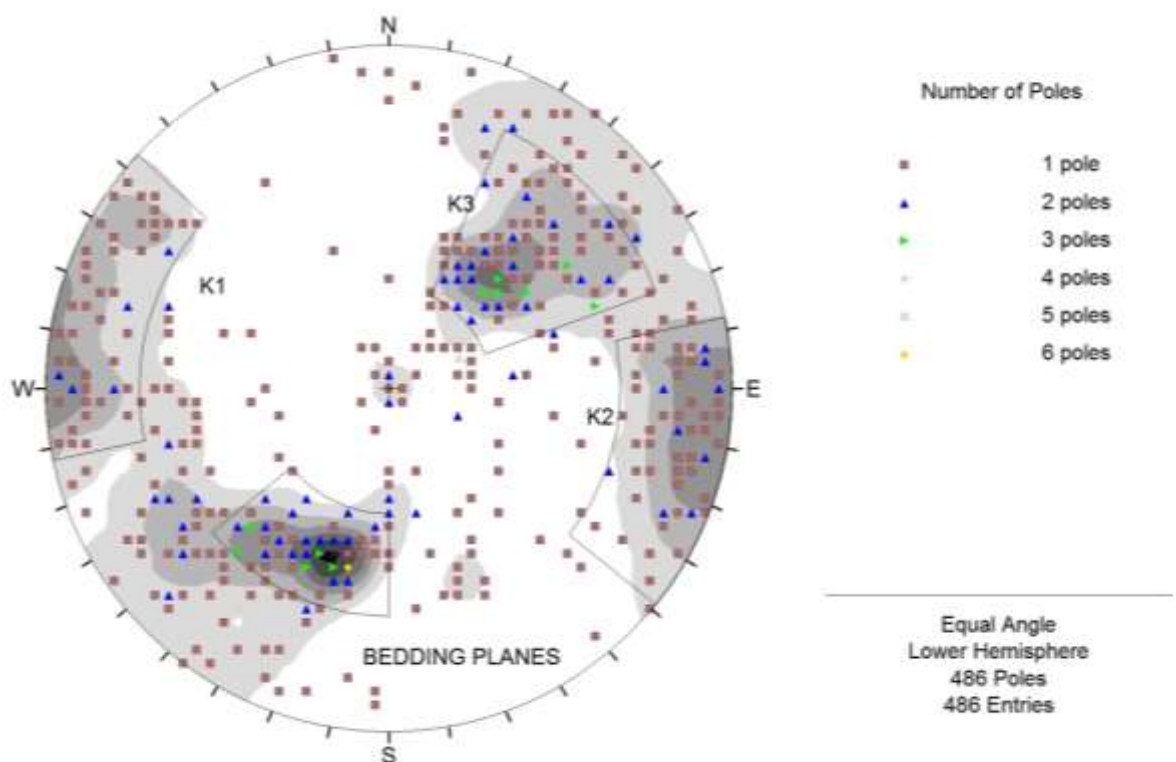


Figura 4-53 Poli delle FACETS della macro-area A rappresentati in una proiezione stereografica con inoltre le finestre relative alle famiglie di discontinuità individuate con la cluster analysis

Utilizzando questo approccio integrato è stato possibile definire in termini di valori medi di *dip/dip direction* le maggiori famiglie di discontinuità di ogni area scelta (figura 4-54)

MACRO-AREA A 4 discontinuity Set: DIP/DIPDIRECTION SET 82/104 K1 81/279 K2 58/226 K3 55/26 BEDDING PLANES	MACRO-AREA D 3 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 84/121 K1 80/305 K2 84/171 K5	MACRO-AREA G 4 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 87/101 K1 85/280 K2 75/240 K3 49/43 BEDDING PLANES
MACRO-AREA B 5 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 80/111 K1 81/290 K2 75/241 K3 36/2 BEDDING PLANES 55/318 K6	MACRO-AREA E 3 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 79/116 K1 81/298 K2 77/212 K3 84/2 K4 83/181 K5 37/73 BEDDING PLANES	MACRO-AREA H 5 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 82/88 K1 82/262 K2 76/227 K3 77/45 K7 45/30 BEDDING PLANES
MACRO-AREA C 3 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 85/111 K1 79/292 K2 83/268 K3	MACRO-AREA F 5 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 86/112 K1 85/286 K2 67/227 K3 82/9 K4 50/27 BEDDING PLANES	MACRO-AREA I 4 discontinuity set: DIP/DIPDIRECTION SET 79/88 K1 82/267 K2 72/221 K3 27/26 BEDDING PLANES

Figura 4-54 Famiglie di discontinuità individuate per le 9 macro-aree dell'Arco Naturale attraverso l'integrazione fra l'applicazione del *plugin* FACETS e la *cluster analysis* classica (Dips V6.0)

Inoltre, utilizzando alcune funzionalità integrate in FACETS è stato possibile selezionare i poligoni (con rispettivi punti) relativi ad ogni famiglia di discontinuità. Definendone in seguito un colore univoco di rappresentazione si è creata una visualizzazione 3D immediata delle condizioni strutturali dell'ammasso (fig. 4-55).

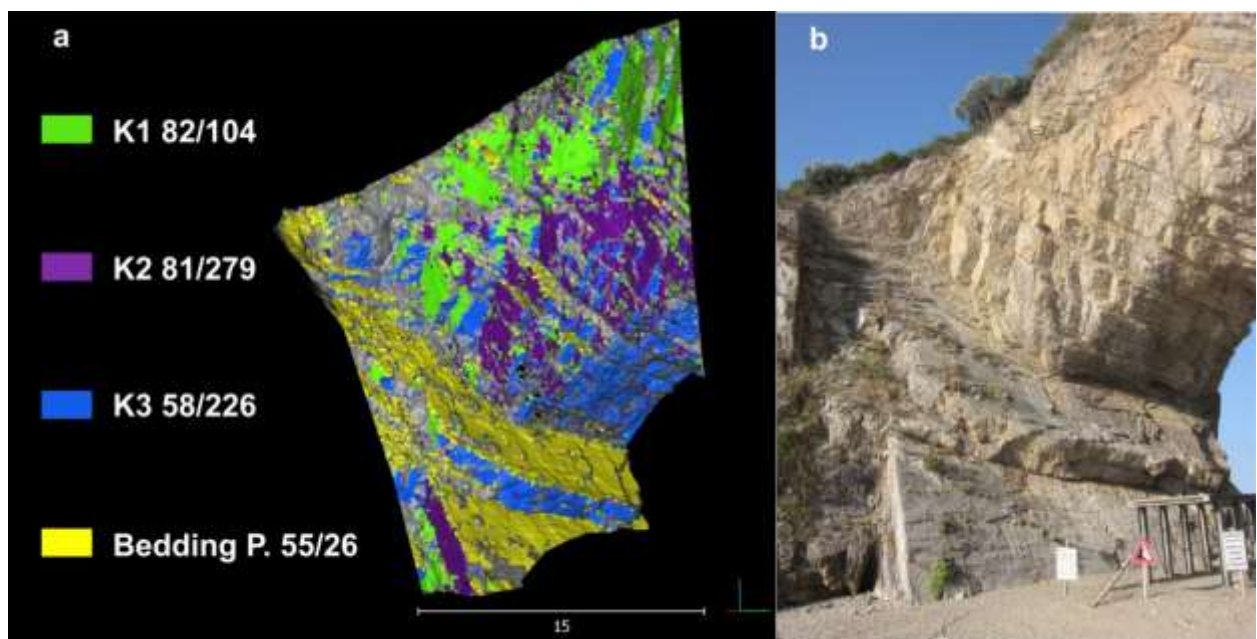


Figura 4- 55 a) Nuvola di punti con la rappresentazione dei punti relativi ad ogni famiglia di discontinuità attraverso un colore univoco (macro-area A) b) Foto della macro-area A

4.2.4 ZONAZIONE GEOMECCANICA DELLE PARETI

Considerata la grande quantità di dati raccolti tramite l'analisi strutturale diretta e da remoto è stata effettuata una zonazione geomeccanica delle pareti costituenti il sito scelto. Attraverso l'analisi morfometrica dei modelli 3D creati, integrati con i dati presentati precedentemente si è redatta una mappatura frontale delle pareti seguendo le direttive del GSI *Geological Strength Index* (Marinos & Hoek, 2000; Hoek & Marinos, 2002). Le varie classi individuate sono mostrate nella sottostante legenda (fig. 4-56).

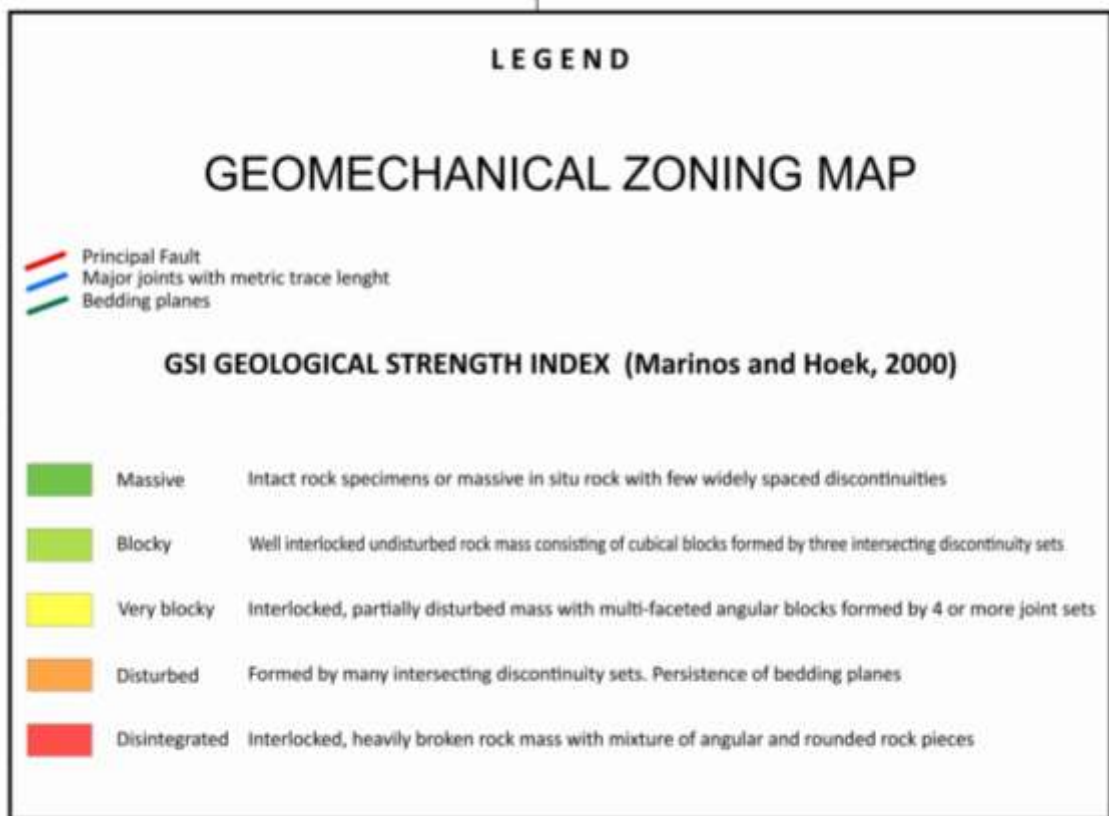


Figura 4-56 Legenda della carta frontale realizzata per la zonazione geomeccanica delle pareti investigate

Le mappe di entrambi i lati dell'Arco Naturale sono state realizzate su orto-foto rettificate frontali e sono allegate al presente lavoro (cfr Allegato 2).

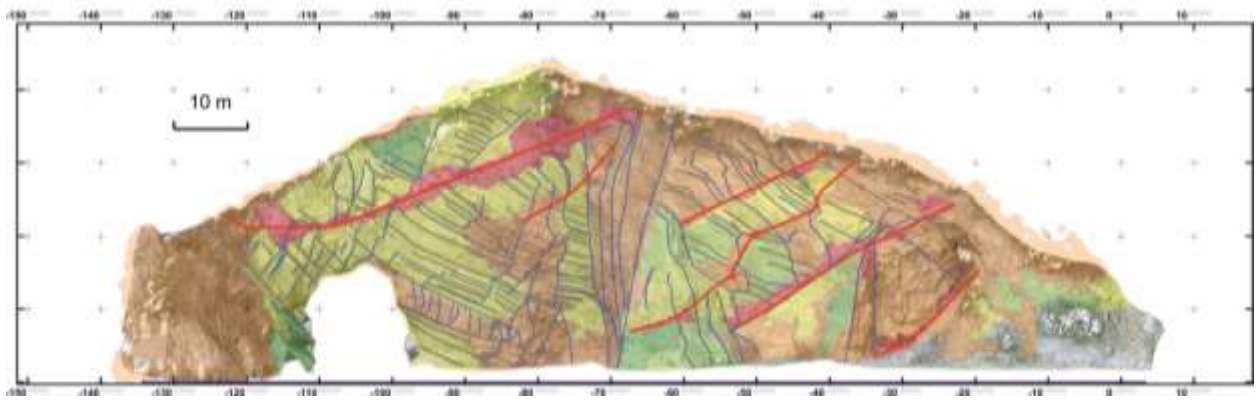


Figura 4-57 Mappa della zonazione geomeccanica effettuata per la parete SE dell'Arco Naturale

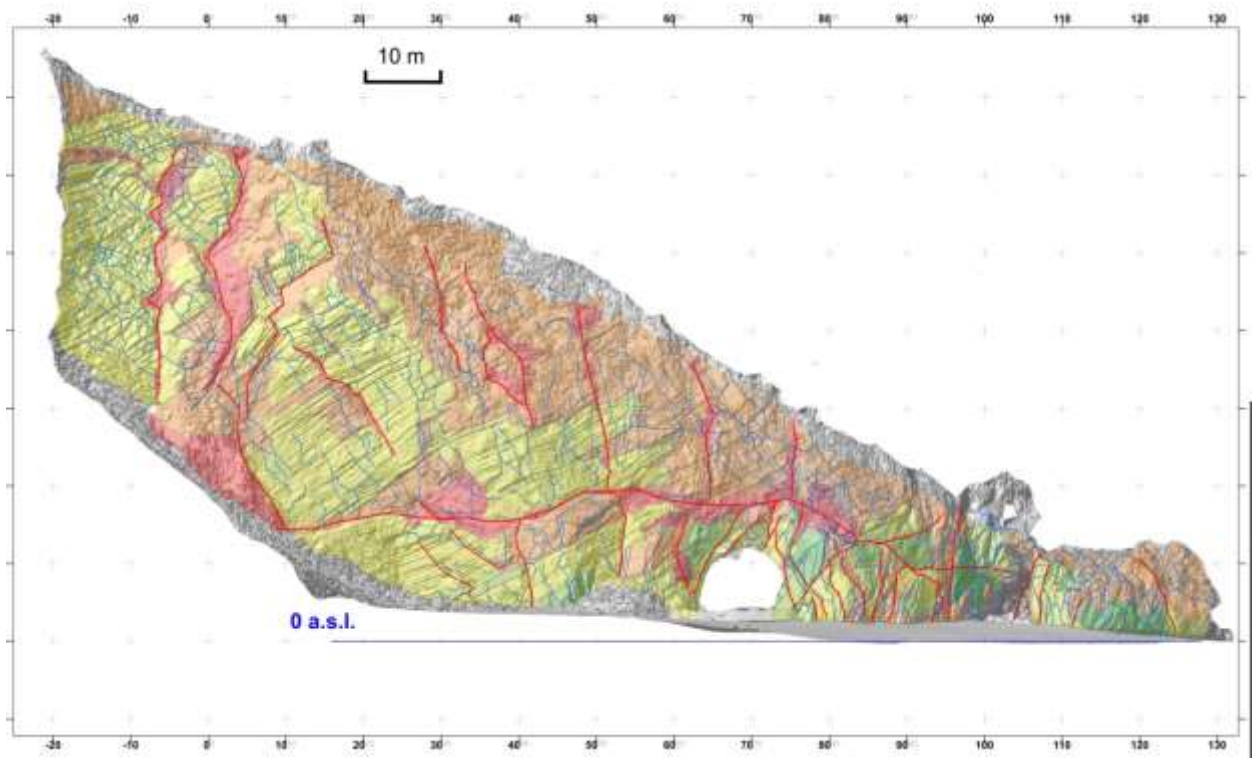


Figura 4-58 Mappa della zonazione geomeccanica effettuata per la parete NW dell'Arco Naturale

4.2.5 STUDIO DI DETTAGLIO DEI POSSIBILI MECCANISMI DI ROTTURA

Nello studio dei fenomeni gravitativi tipici delle pareti rocciose è fondamentale individuare i cinematismi di rottura agenti, che definiti in maniera corretta, permettono una corretta progettazione di opere tese alla mitigazione del rischio.

Nel caso dell'area in studio è stata effettuato uno studio di estremo dettaglio utilizzando dati raccolti esclusivamente da remoto. Considerando l'analisi strutturale da remoto completa per entrambe le pareti, effettuata con FACETS, si è passato alla verifica dei possibili cinematismi di rottura attraverso i test cinematici di stabilità (Goodman & Bray, 1976; Goodman, 1980; Hudson & Harrison 1997). Tenendo conto della grande quantità di test effettuati (63) si è dimostrato di grande utilità l'utilizzo del software commerciale Dips V6.0 (RocScience). Allo scopo di riprodurre in maniera rigorosa le condizioni geometriche esistenti, le precedenti 9 macro-aree individuate per l'analisi strutturale con FACETS sono state ulteriormente suddivise in 16 zone con orientazione del versante omogenea (figure 4-59 e 4-60). È stato possibile calcolare l'orientazione del versante da remoto utilizzando degli opportuni strumenti integrati dal software CloudCompare.

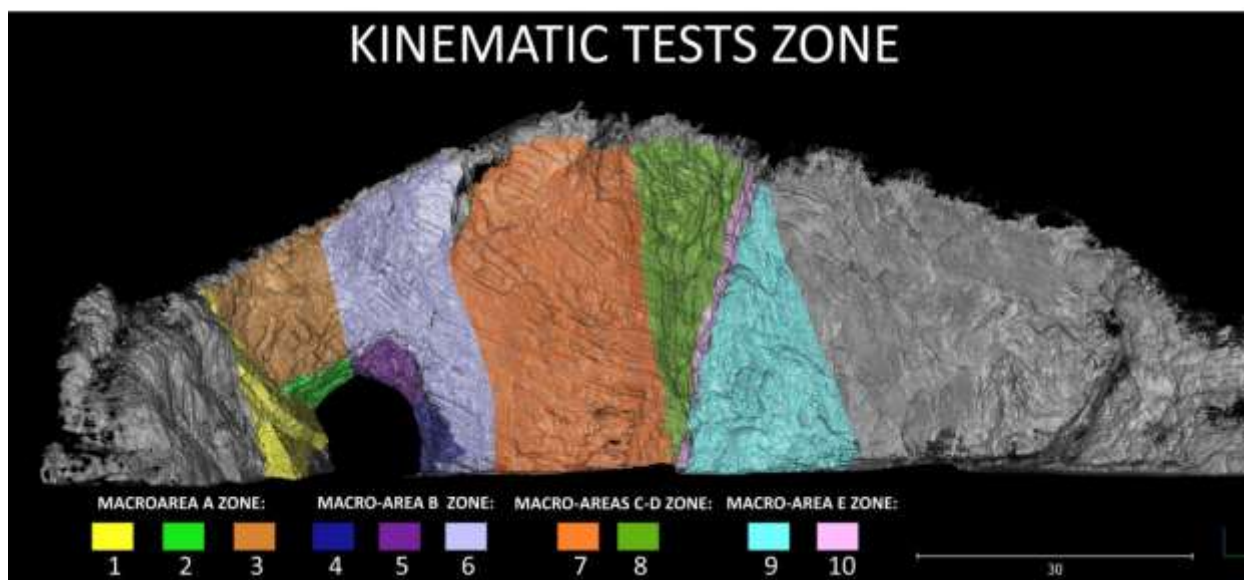


Figura 4-59 Zone analizzate in termini di possibili meccanismi di innesco per il lato Sud-orientale

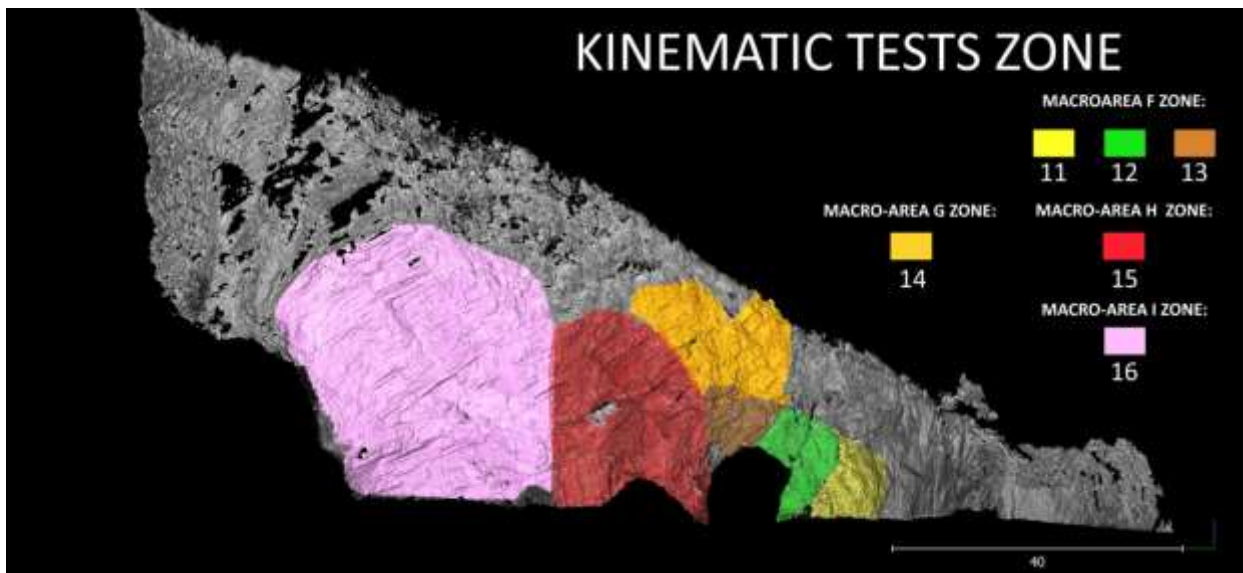


Figura 4- 60 Zone analizzate in termini di possibili meccanismi di innesco per il lato Nord-occidentale

Le tipologie di meccanismi di innesco indagate sono le rotture di tipo planare, a cuneo, ed ribaltamenti diretti o flessurali (Goodman & Bray, 1976; Evans, 1981). In tutti casi sono stati usati i test cinematici di stabilità standard di Dips (V6.0) (Goodman, 1980; Hudson & Harrison 1997). Nei casi che riguardano porzioni della parete aggettanti sono state seguite le indicazioni di Hudson e Harrison (1997) che sono state ricostruite manualmente sugli *stereoplot* in esame.

Un esempio di indagine eseguita è mostrata nelle prossime immagini riguardanti la zona 6 (Fig. 4-61, 62, 63, 64). Questa area del fronte è costituita da una porzione sub verticale sovrastante il "piedritto" di monte dell'Arco. La serie completa dei test eseguiti è allegata al testo in Appendice 3.

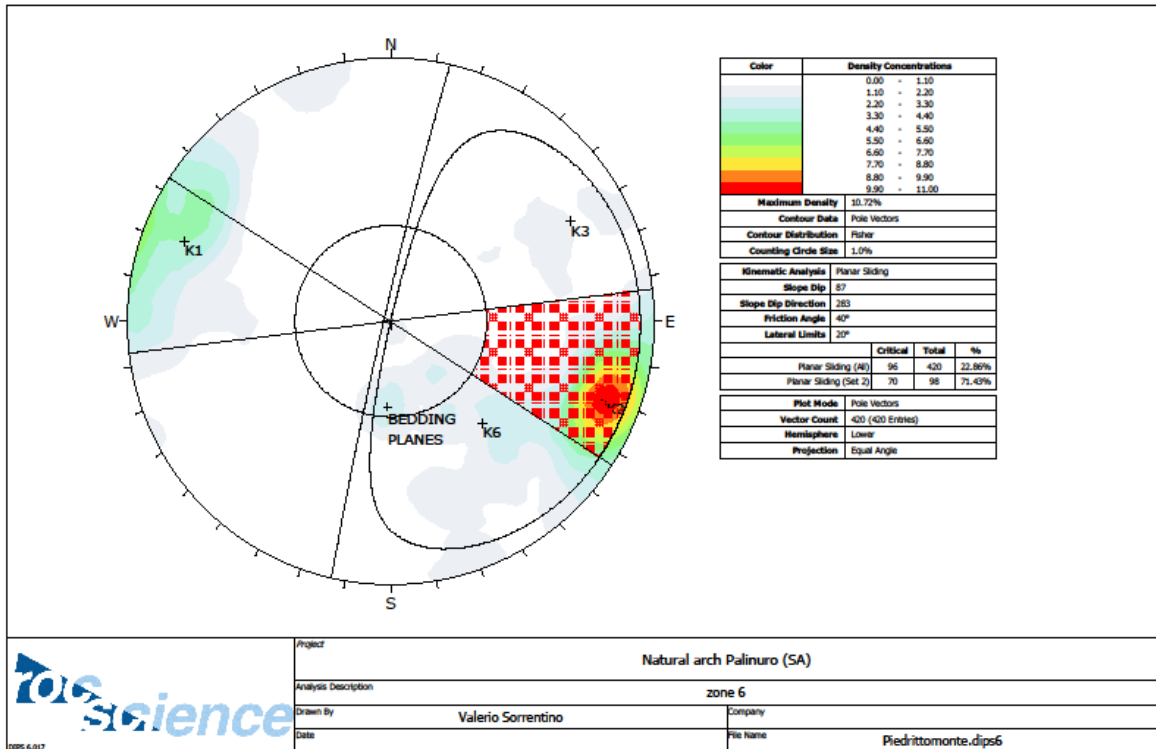


Figura 4-61 Test cinematico di stabilità per rotture di tipo planare eseguito per la Zona 6 (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore) (Dips v6.0)

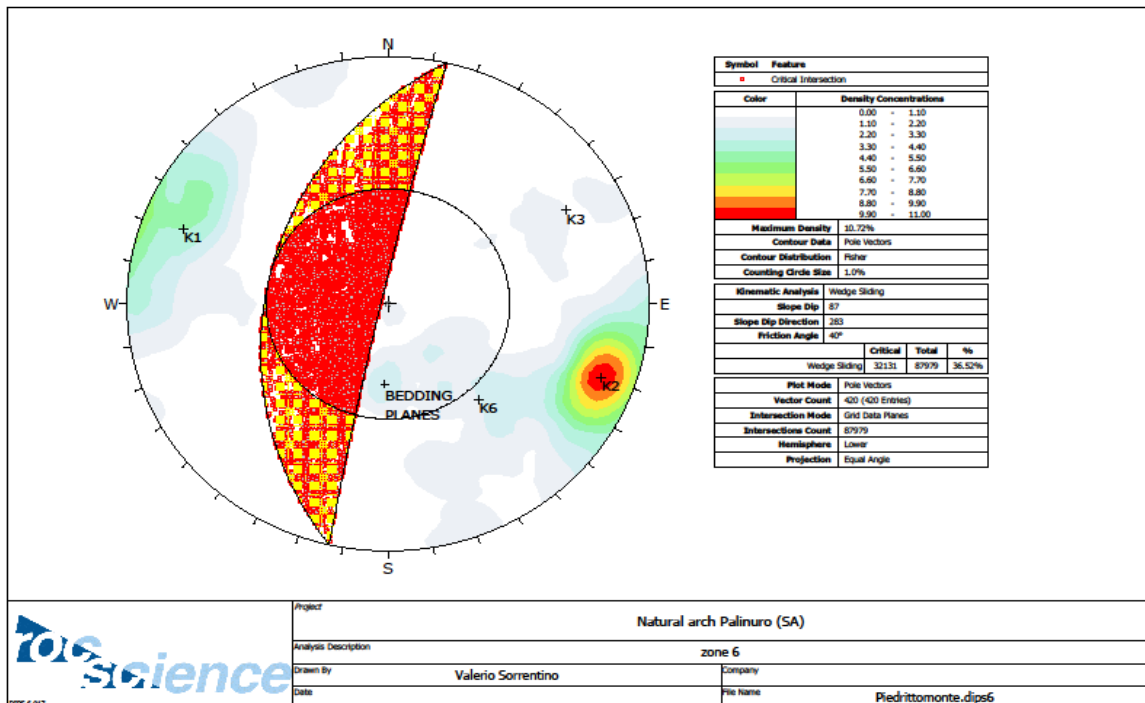


Figura 4-62 Test cinematico di stabilità per rotture di tipo a cuneo eseguito per la Zona 6 (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore) (Dips v6.0)

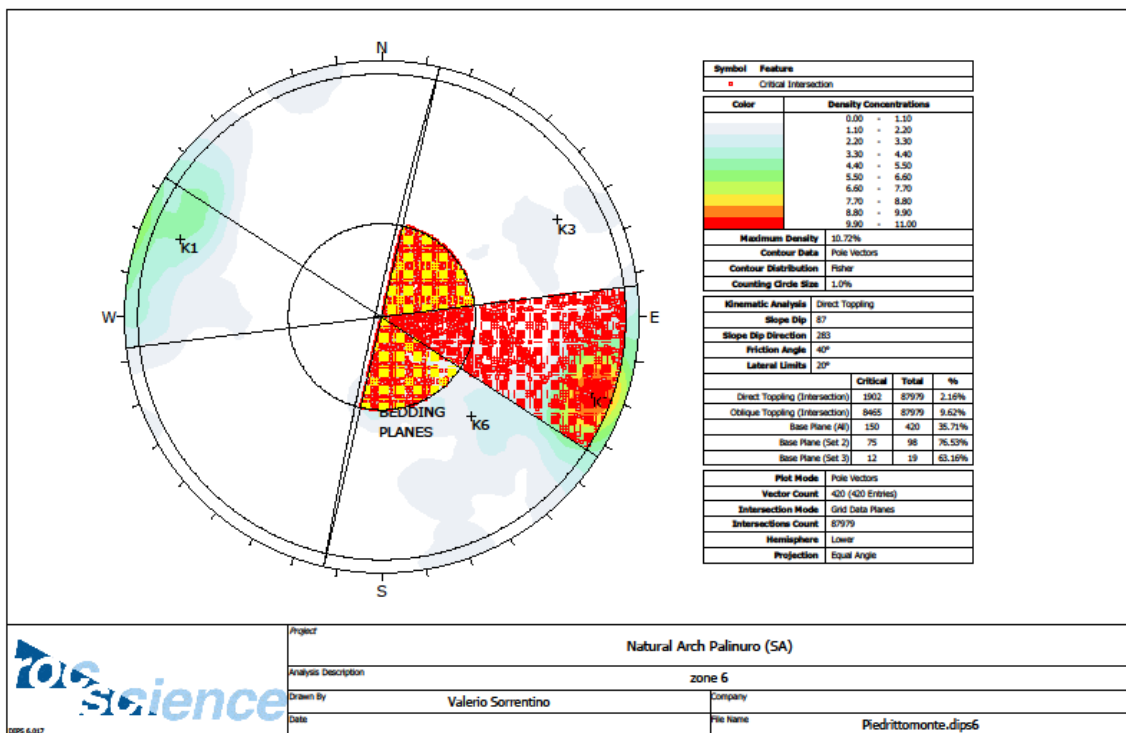


Figura 4-63 Test cinematico di stabilità per ribaltamenti di tipo diretto eseguito per la Zona 6 (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore) (Dips v6.0)

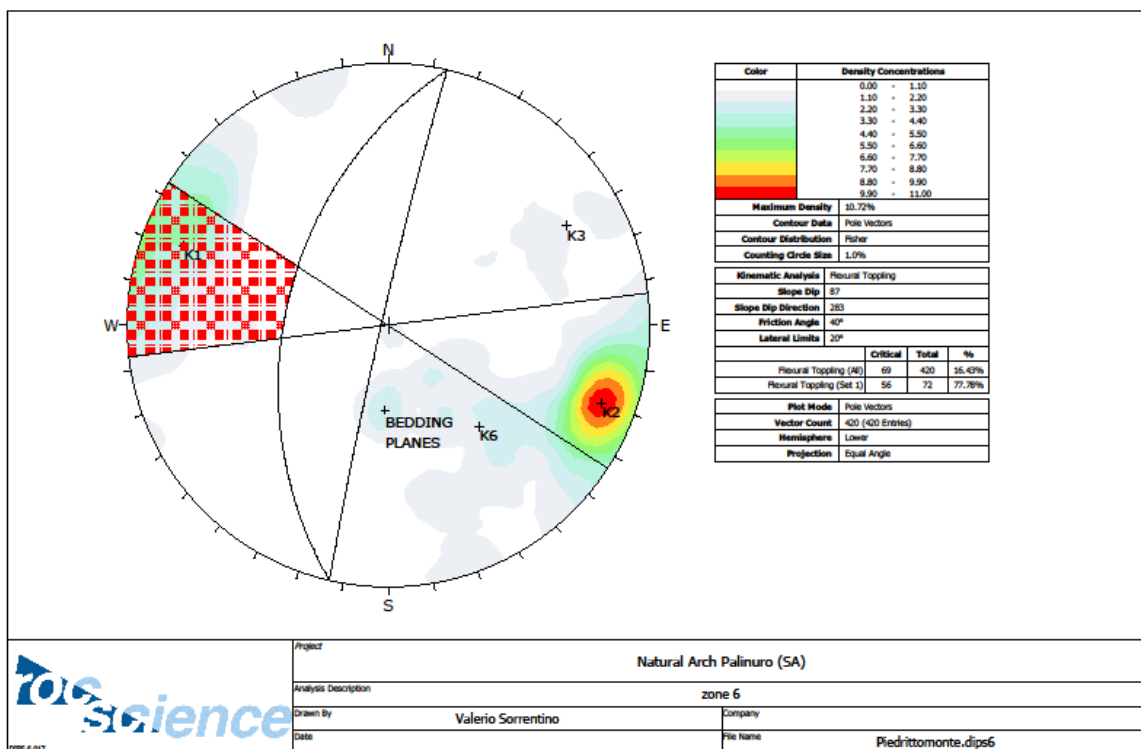


Figura 4-64 Test cinematico di stabilità per ribaltamenti di tipo flessurale eseguito per la Zona 6 (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore) (Dips v6.0)

Un esempio di indagine per le porzioni delle pareti definibili come aggettanti è mostrato in figura 4-65 e 4-66, i test in questione riguardano la parte dell'Arco individuato nella zona 5,

che nello specifico mostrano la possibilità di crolli dal tetto e scivolamenti individuati da cunei di roccia.

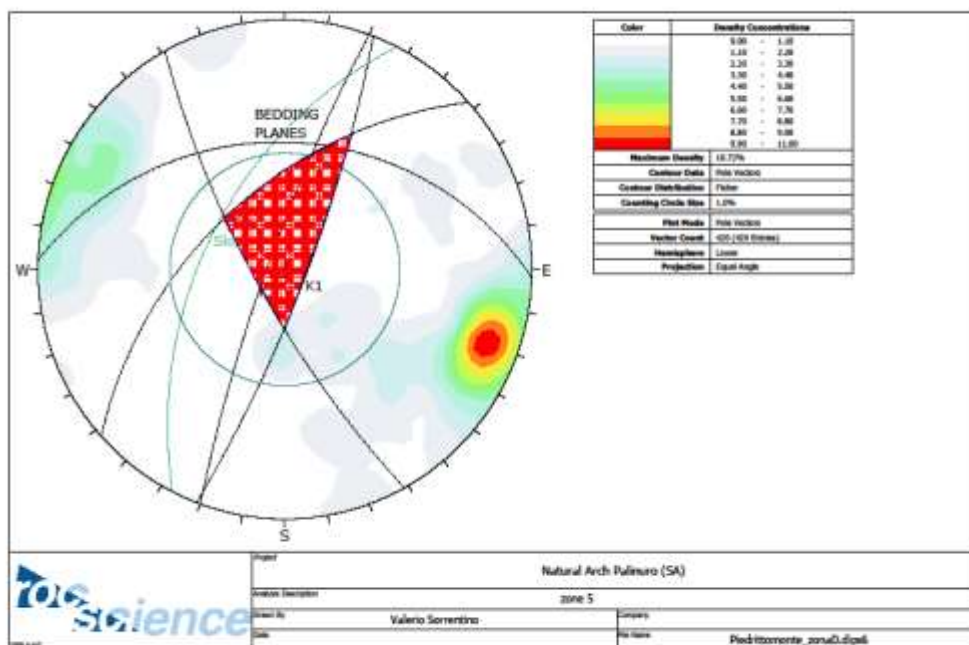


Figura 4-65 Possibili crolli dal tetto dell'Arco in zona 5, le famiglie di discontinuità sono rappresentate mediante l'utilizzo del piano medio; il possibile distacco di blocchi è determinato dall'intersezione tra i sets K1-K2-K3 (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

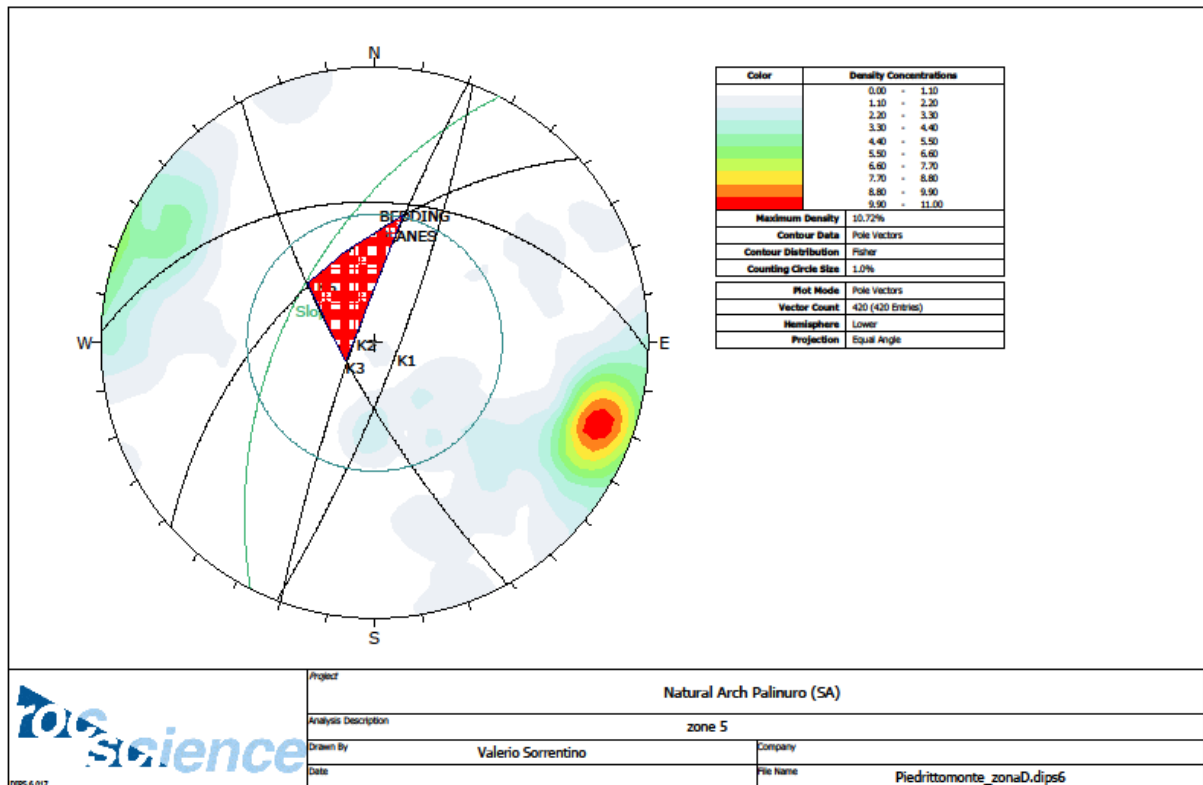


Figura 4- 66 Possibili scivolamenti di cunei lungo l'intersezione tra le famiglie K2 e K3, le famiglie di discontinuità sono rappresentate mediante l'utilizzo del piano medio (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Meccanismi di rottura della parete Sud-orientale

Dopo un'attenta valutazione dei risultati conseguiti attraverso l'elaborazione dei test cinematici si è ottenuta l'individuazione dei meccanismi maggiormente probabili per ciascuna delle 16 zone individuate. I dati raccolti per ogni zona sono presentati singolarmente attraverso gli stralci del modello tridimensionale considerati, arricchiti dall'evidenziazione grafica delle famiglie di discontinuità individuate tramite l'utilizzo di colori univoci. Le orientazioni delle famiglie sono tutte espresse in gradi come valori medi definiti da *dip/dip direction*.

Zona 1



Figura 4-67 Zona 1

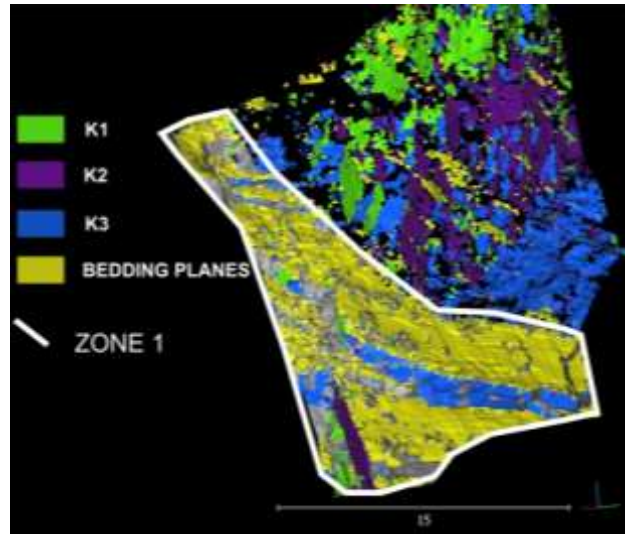


Figura 4-68 Nuvola di punti relativa alla zona 1 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

I meccanismi di rottura maggiormente probabili riguardanti la base del piedritto di mare dell'Arco sono:

- Rotture planari lungo i piani degli strati (55/26 *dip/dip direction*)
- Rotture a cuneo lungo l'intersezione individuata da K1 (82/104) e stratificazione (55/26)
- Ribaltamenti di tipo diretto lungo la stratificazione (55/26)

Zona 2



Figura 4-69 Zona 2

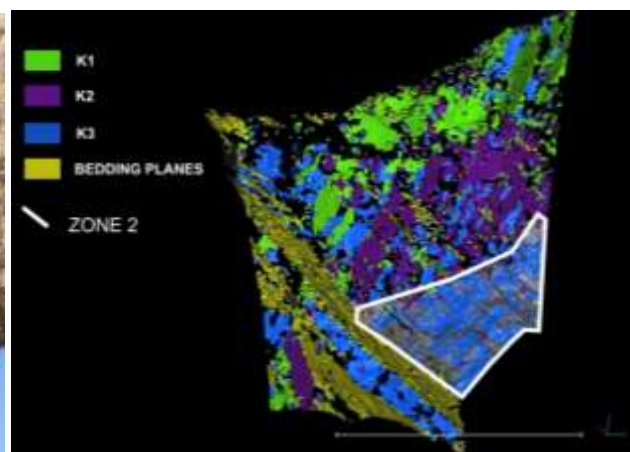


Figura 4- 70 Nuvola di punti relativa alla zona 2 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

I meccanismi di rottura individuati nella zona 2, che corrisponde al tetto dell'apertura dell'Arco, essendo una zona aggettante sono stati individuati secondo le direttive di Hudson e Harrison del 1997. I possibili cinematismi sono:

- Crollo di blocchi dal tetto; diedri individuati dall'intersezione tra K1 (82/104), K3 (58/226) e stratificazione (55/26)
- Scivolamenti planari lungo la famiglia di giunti K2 (81/279)

Zona 3



Figura 4-71 Zona 3

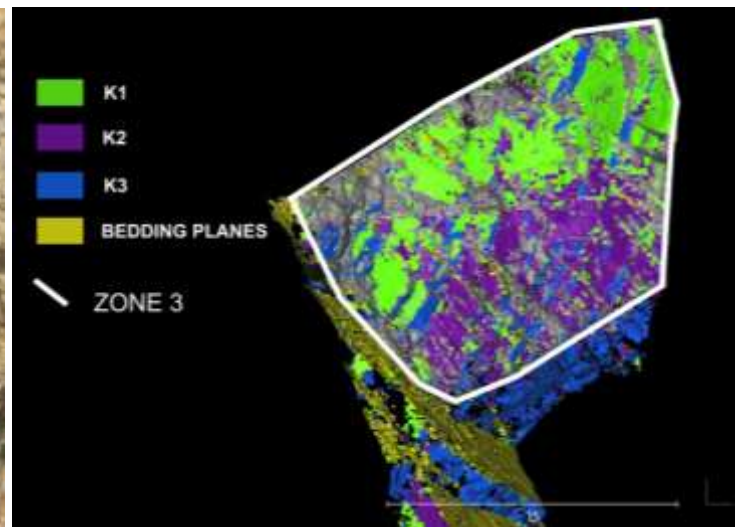


Figura 4-72 Nuvola di punti relativa alla zona 3 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

La porzione di parete definita come zona 3 è fortemente disarticolata, con la presenza di numerose nicchie di distacco, l'indagine eseguita attraverso i test ha evidenziato la possibilità di:

- Rotture di tipo planare lungo i piani di discontinuità K2 (81/279)
- Rotture a cuneo individuate dall'intersezione tra il sistema di giunti K2 (81/279) e K1 (82/104) con il set K3 (58/226)
- Distacchi di tipo Ribaltamento flessurale su K1 (82/104)
- Ribaltamento diretto lungo la famiglia di giunti K2 (81/279)

Zona 4



Figura 4-73 Zona 4

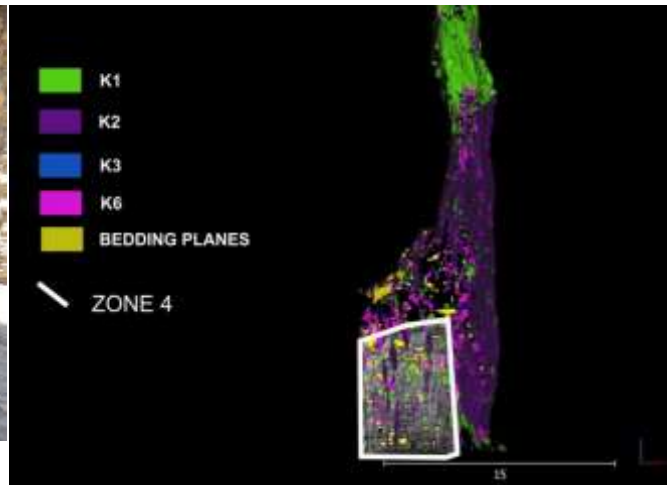


Figura 4-74 Nuvola di punti relativa alla zona 4 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

L'area interna del "piedritto" di monte è caratterizzato da una fitta stratificazione interrotta con alta persistenza dalla famiglia K2; i più importanti meccanismi di rottura individuati sono:

- Rotture a cuneo individuate dall'intersezione fra K2 (81/290) e K6 (55/318)
- Ribaltamenti diretti lungo la stratificazione (36/2)

Zona 5



Figura 4-75 Zona 5

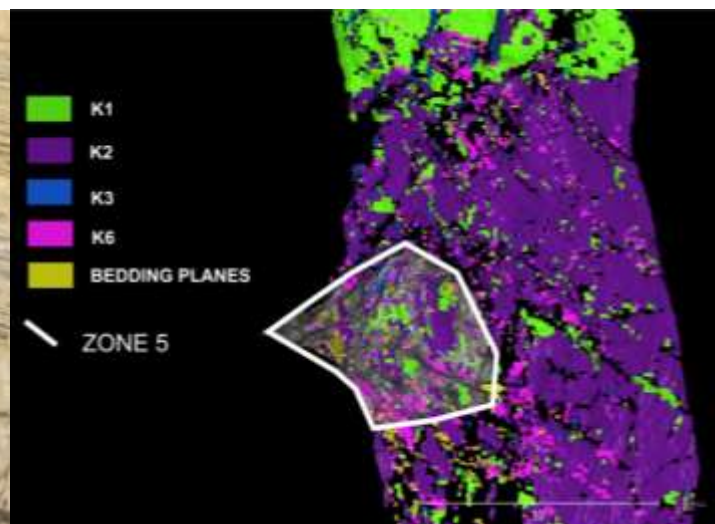


Figura 4-76 Nuvola di punti relativa alla zona 5 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

La zona 5 rappresenta il “tetto” dell’apertura individuata dall’Arco nella parte di monte, si mostra intensamente fratturata e disturbata, i possibili meccanismi sono:

- Crolli di blocchi individuate dall’intersezione dei piani di discontinuità K1 (80/111) – K3 (75/241) e piani individuati dalla stratificazione (36/2), in subordine l’intersezione fra i primi due sistemi e K6 (55/318)
- Scivolamento di cunei lungo l’intersezione K2(81/290) – K3 (75/241) e K6 (55/318) – K3 (75/241)

Zona 6



Figura 4-77 Zona 6

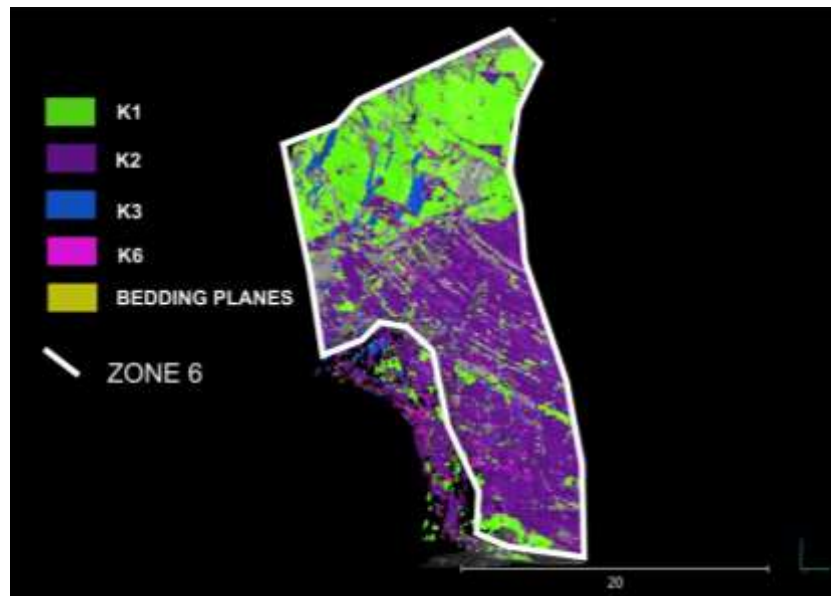


Figura 4-78 Nuvola di punti relativa alla zona 6 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

La parete sub-verticale individuata nella zona 6 è caratterizzata dai seguenti possibili meccanismi di innesco:

- Rotture planari lungo il sistema K2 (81/290)
- Ribaltamenti flessurali determinati dai giunti della famiglia K1 (80/111)
- Ribaltamenti diretti per la famiglia di discontinuità K2 (81/290) e la stratificazione (36/2)

Zona 7



Figura 4-79 Zona 7

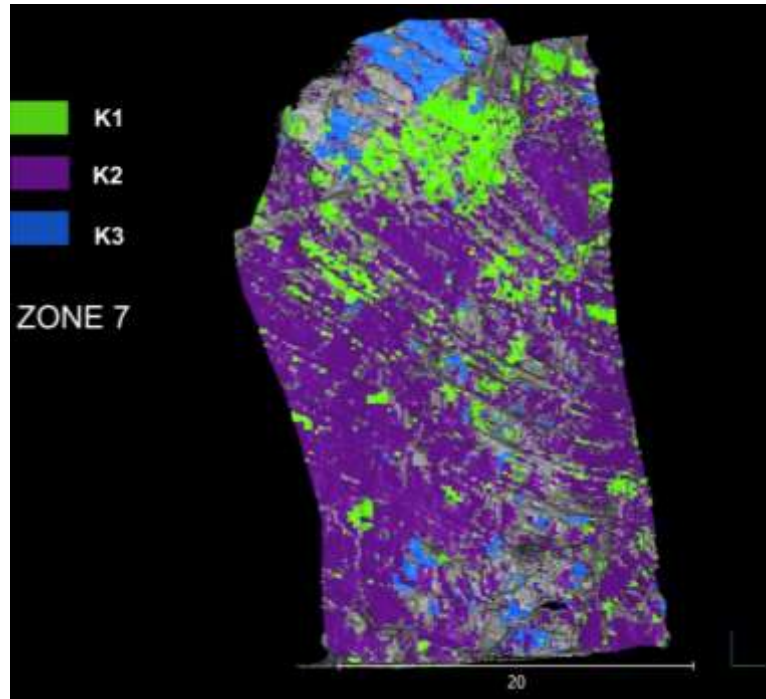


Figura 4-80 Nuvola di punti relativa alla zona 7 con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

Questa zona rappresenta la parte centrale della falesia inattiva lungo il lato sudorientale. La parete verticale è caratterizzata da una fitta stratificazione e da una cavità carsica alla base. I principali meccanismi di rottura del versante individuati sono i ribaltamenti, nello specifico:

- Ribaltamenti flessurali lungo i giunti K1 (85/111)
- Ribaltamenti diretti lungo il sistema K2 (79/292)

Zona 8



Figura 4-81 Zona 8

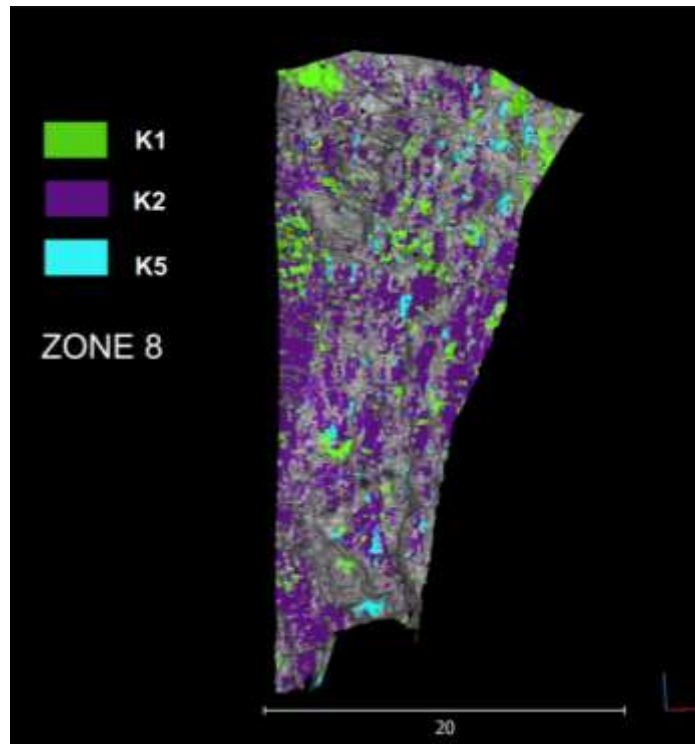


Figura 4-82 Nuvola di punti relativa alla zona 8 con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

Lungo quest'area della parete, caratterizzata dalla presenza di un manufatto antropico ricavato all'interno di una cavità carsica, i possibili meccanismi individuati sono:

- Scivolamenti planari lungo K1 (84/121)
- Ribaltamenti flessurali per i giunti del set K2 (80/305)

Zona 9

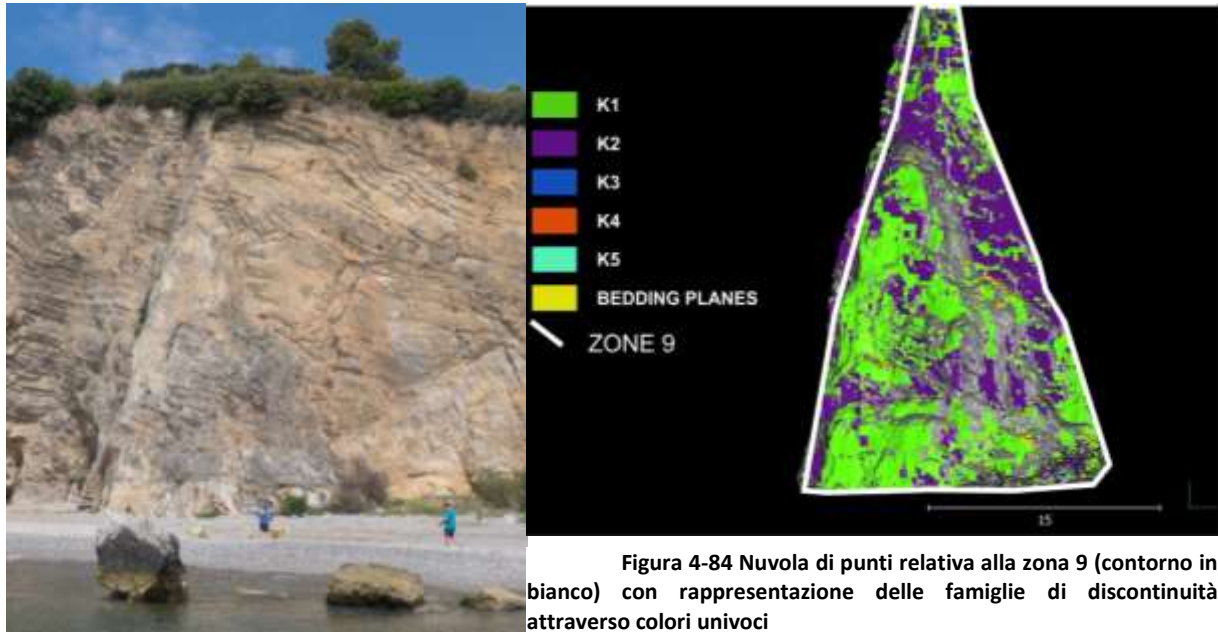


Figura 4-83 Zona 9

La zona 9 è parte della macro-area E, è individuabile come un ammasso roccioso prismatico individuato da una frattura beante sub-parallela al versante (appartenente al set K2) già evidenziata nelle precedenti pagine. I possibili meccanismi di rottura individuati sono:

- Ribaltamenti di tipo diretto lungo K1 (79/116)
- Ribaltamenti flessurali individuati dalle fratture appartenenti al set K2 (81/298)

Zona 10

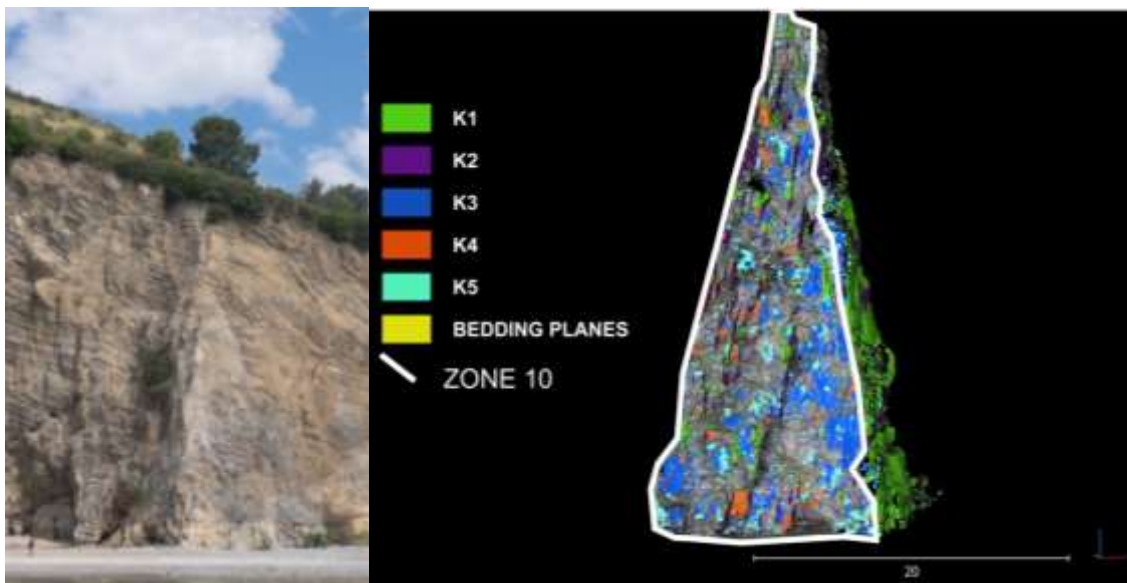


Figura 4-85 Zona 10

Figura 4-86 Nuvola di punti relativa alla zona 10 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

L'altro lato del prisma è caratterizzato dai seguenti cinematismi di innesco:

- Crolli di cunei di roccia individuati dall'intersezione K1 (79/116) con K3 (77/212)
- Ribaltamenti flessurali lungo i giunti del sistema K4 (84/2)
- Ribaltamenti diretti per il set K5 (83/181)

Meccanismi di rottura della parete Nord-occidentale

La zona 11 non ha individuato meccanismi di rottura con elevata probabilità di innesco, quindi saranno esposti tutti i casi riguardanti il lato NW dell'Arco partendo dalla zona 12.

Zona 12



Figura 4-87 Zona 12

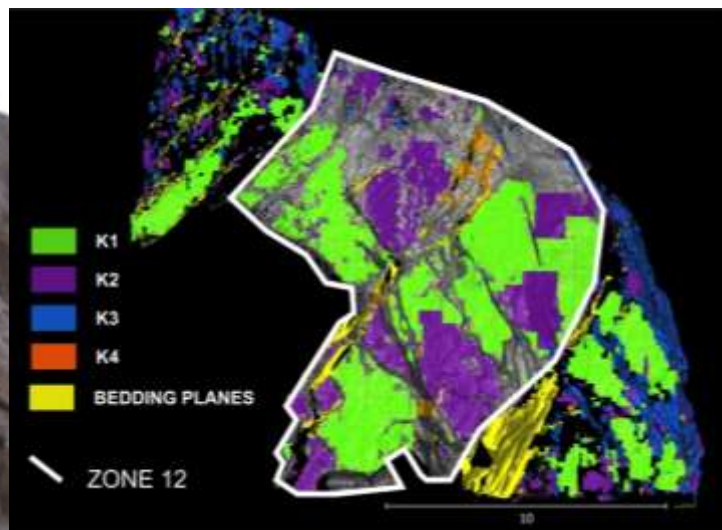


Figura 4-88 Nuvola di punti relativa alla zona 12 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

La zona 12 va ad individuare l'area dell'apertura dell'Arco Naturale lato mare della parete nordorientale, sono presenti svariate nicchie di distacco, in parte riconducibili ad un grande evento di crollo datato gennaio 2007, i probabili meccanismi di innesco sono individuati in:

- Rotture a cuneo lungo l'intersezione individuata tra i *joint sets* K1 (86/112) e K2 (85/286) con K3 (67/227)
- Ribaltamenti flessurali per il sistema K2 (85/286)
- Ribaltamenti diretti determinati dai giunti appartenenti al sistema K1 (86/112)

Zona 13



Figura 4-89 Zona 13

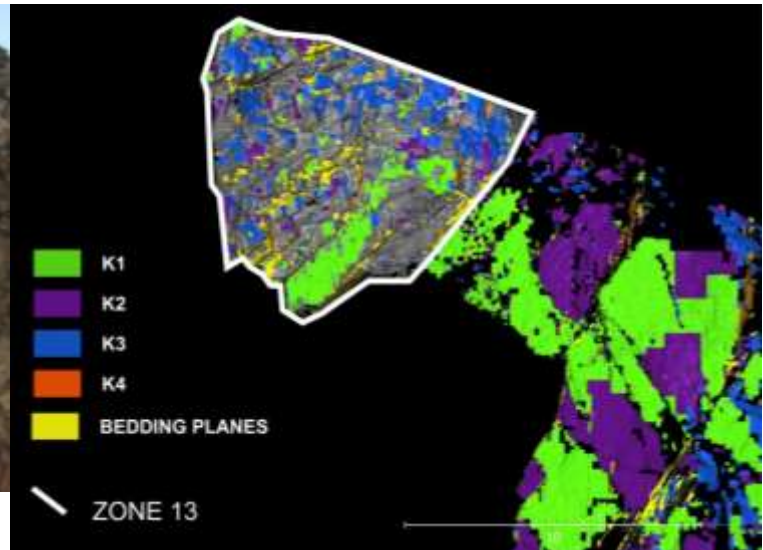


Figura 4-90 Nuvola di punti relativa alla zona 13 (contorno in bianco) con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

L'ammasso roccioso che costituisce la zona 13 è molto disturbato con presenza di una grossa area di distacco individuabile come parte dell'area sorgente dei crolli datati 2007. Lungo questa area, che presenta una orientazione aggettante, come possibili nuovi meccanismi di innesco abbiamo:

- Crollo di blocchi individuati dall'intersezione fra i piani di discontinuità K1 (86/112), K3 (67/227) e stratificazione (50/27)
- Rotture planari lungo K2 (85/286); con i blocchi "sganciati" dall'intersezione K3 (67/227) con i piani di strato (50/27)

Zona 14



Figura 4-91 Zona 14

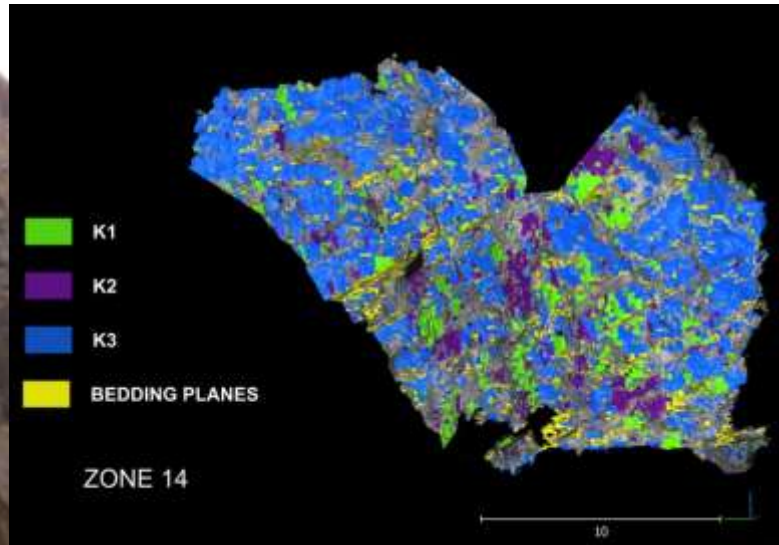


Figura 4-92 Nuvola di punti relativa alla zona 14 con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

La zona 14 è la prosecuzione verso l'alto della zona 13. È caratterizzata da fratturazione intensa dell'ammasso accentuata dalla elevata persistenza della stratificazione. I possibili meccanismi di rottura individuati sono:

- Rotture planari lungo il set K3 (75/240)
- Rotture a cuneo individuate dall'intersezione tra il set K3 (75/240) con K2 (85/280)
- Ribaltamenti del tipo flessurale lungo la stratificazione (49/43)
- Ribaltamenti diretti lungo K3 (75/240)

Zona 15



Figura 4-93 zona 15

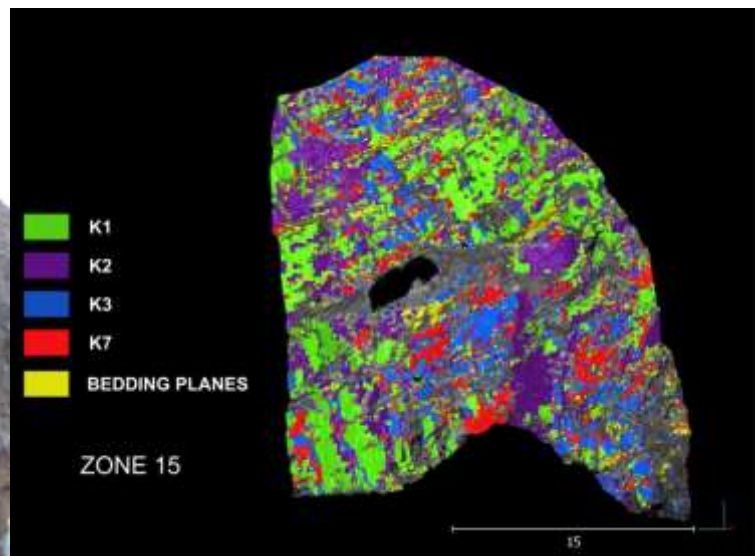


Figura 4-94 Nuvola di punti relativa alla zona 15 con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

L'attività elevata in termini di crolli di questa zona è testimoniato dal cumulo metrico di detrito di versante alla base della parete. I più importanti meccanismi di rottura individuati per la zona 15 sono:

- Rotture di tipo planare lungo i sistemi K2 (82/262) e K3 (76/227)
- Crollo di cunei individuati dall'intersezione fra le discontinuità appartenenti alle famiglie K2 (82/262) e K3 (76/227)
- Ribaltamenti flessurali determinati dai sets K1 (82/88) and K7 (77/45)
- Ribaltamenti diretti lungo il set K3 (76/227)

Zona 16

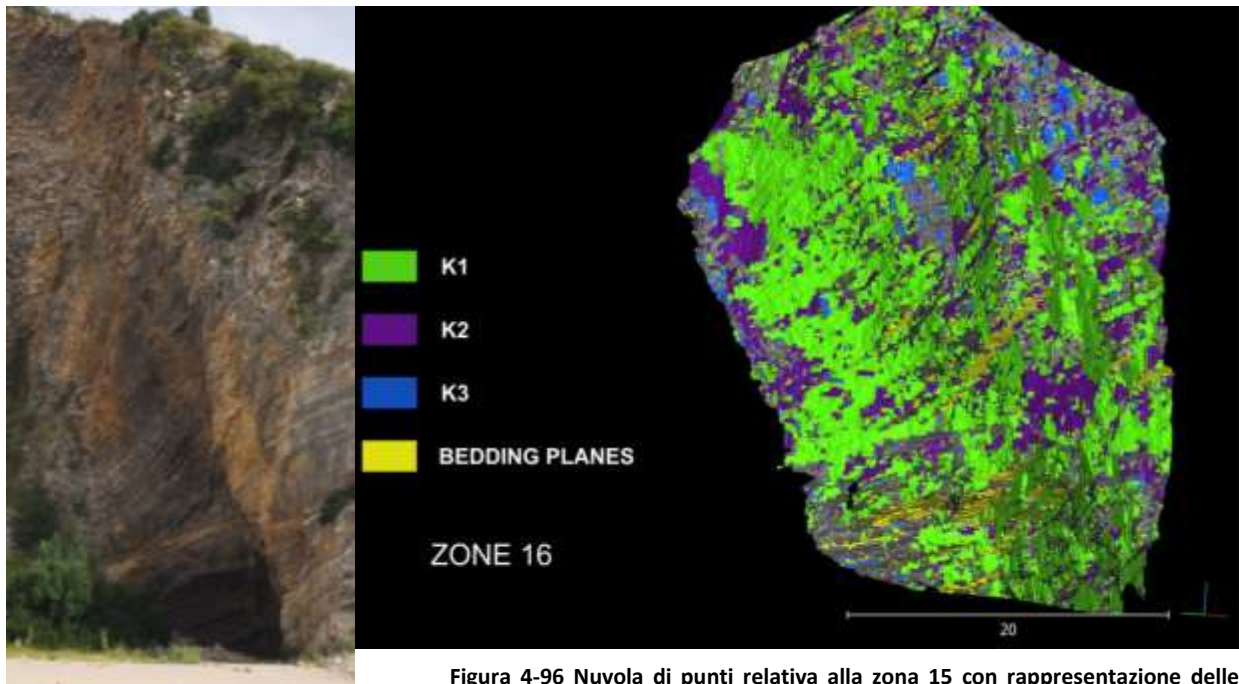


Figura 4-95 Zona 16

Figura 4-96 Nuvola di punti relativa alla zona 15 con rappresentazione delle famiglie di discontinuità attraverso colori univoci

Questa zona raggiunge elevazioni di circa 30 m e presenta depositi da crollo ai piedi del versante. I possibili cinematismi individuati sono:

- Rotture a cuneo determinate dall'intersezione tra i sets K2 (82/267) e K3 (72/221)
- Ribaltamenti flessurali determinati dai giunti del sistema K1 (79/88)
- Ribaltamenti diretti lungo K2 (82/267)

Tutti i dati relativi ai cinematismi di rottura raccolti da remoto sono stati validati attraverso la comparazione con le osservazioni di campo.

4.3 VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ ALL'INNESCO PER FRANE IN ROCCIA

4.3.1 APPLICAZIONE DEL METODO MATT3D

Una valutazione della suscettibilità all'innescò di frane da crollo in roccia lungo l'Arco Naturale è stata eseguita applicando un recente modello sviluppato dal *Risk-Group* dell'Università di Losanna chiamato MATT3D (Matasci, 2015). Questo codice scritto in linguaggio Matlab è definibile come un algoritmo semi-automatico che si dimostra molto utile in questo tipo di valutazioni alla scala della falesia. Si è considerato come dato topografico la nuvola di punti filtrata e decimata (spaziatura media dei punti di 3 cm) del lato Sud-orientale dell'Arco Naturale. Usando il codice MATT3D è stato possibile ricostruire il pattern strutturale dell'ammasso includendo nel calcolo le discontinuità individuate attraverso Coltop 3D per quanto riguarda le orientazioni (*dip/dip Direction*), gli stendimenti virtuali per spaziatura e persistenza di ciascuna famiglia di discontinuità (*spacing, trace lenght*) (Tabella 7).

ID	DISCONTINUITY SET	DIP/DIP DIRECTION (°)	SPACING (m)	TRACE LENGHT (m)
1	J1	60/218	0.76	1.05
2	J2	54/335	1.84	3.14
3	J3	77/130	2.68	2.86
4	J4	81/061	6.15	1.42
5	J5	36/167	2.69	0.42
6	J6	63/155	4.48	0.58
7	J7	36/080	3.67	0.63
8	J9	21/327	3.27	0.85
9	J10	71/097	0.64	3.07
10	J11	75/291	0.62	3.47
11	BEDDING PLANES	52/018	1.51	1.84

Tabella 7 Sommario delle condizioni strutturali dell'ammasso roccioso considerate nell'applicazione del codice Matt3D (Matasci, 2015)

L'*output* di questo modello è costituito dalla nuvola di punti colorata secondo l'indice di suscettibilità individuato per i meccanismi indagati (rottura planare, rottura a cuneo, ribaltamenti) per ogni *sets* di discontinuità.

L'indice di suscettibilità calcolato è basato sulla superficie media che ogni famiglia di discontinuità (o combinazione di due, nel caso di rotture cuneiformi) forma con la topografia in

accordo con la spaziatura, persistenza ed angolo di incidenza (Jaboyedoff et al. 1996, 2004). La somma degli indici calcolati per ogni meccanismo investigato stabilisce la suscettibilità totale all'innesco di frane da crollo per l'Arco Naturale.

Inoltre, il codice include la possibilità di realizzare dei grafici per ogni cinematisma, che mostrano l'indice di suscettibilità determinato per ogni famiglia di discontinuità inserita nel calcolo, consentendo l'individuazione univoca dei *sets* maggiormente suscettibili (tabelle 8,9,10).

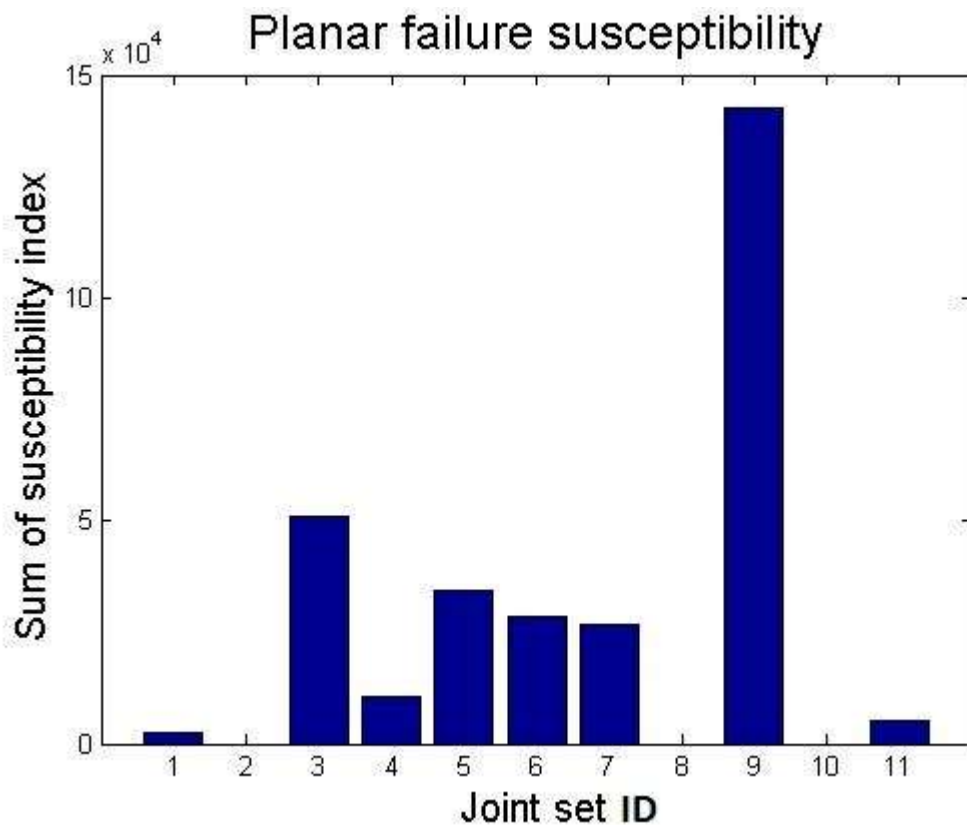


Tabella 8 Suscettibilità all'innesco a rotture di tipo planare per le 11 famiglie di discontinuità considerate

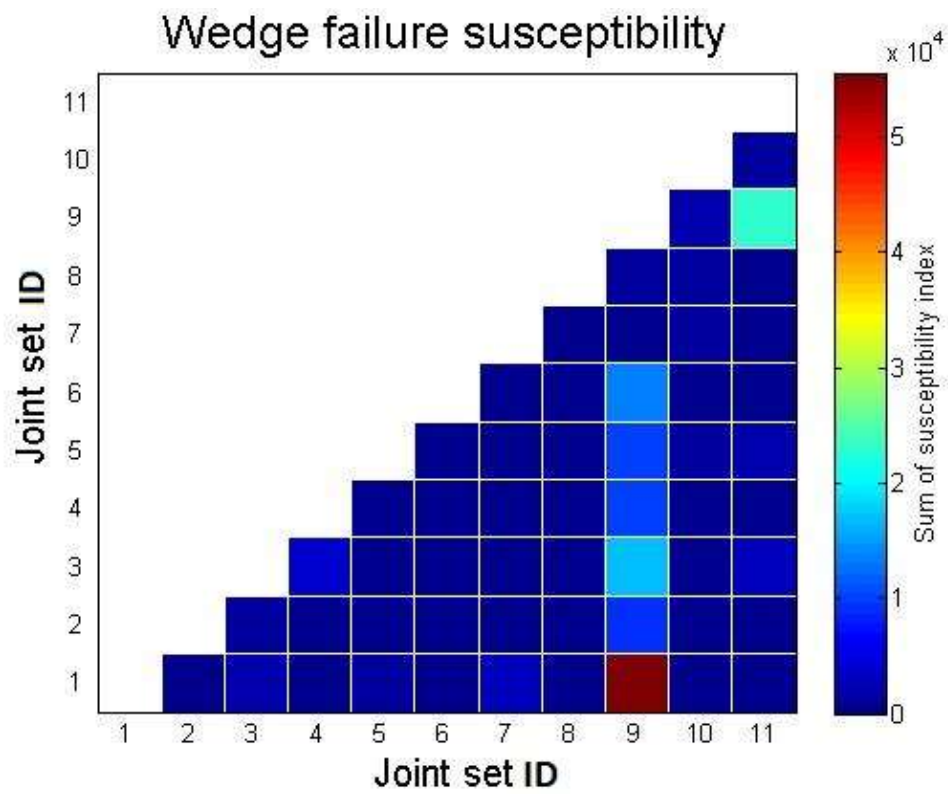


Tabella 9 Suscettibilità all'innesco a rotture di tipo a cuneo per le intersezioni fra le 11 famiglie di discontinuità considerate

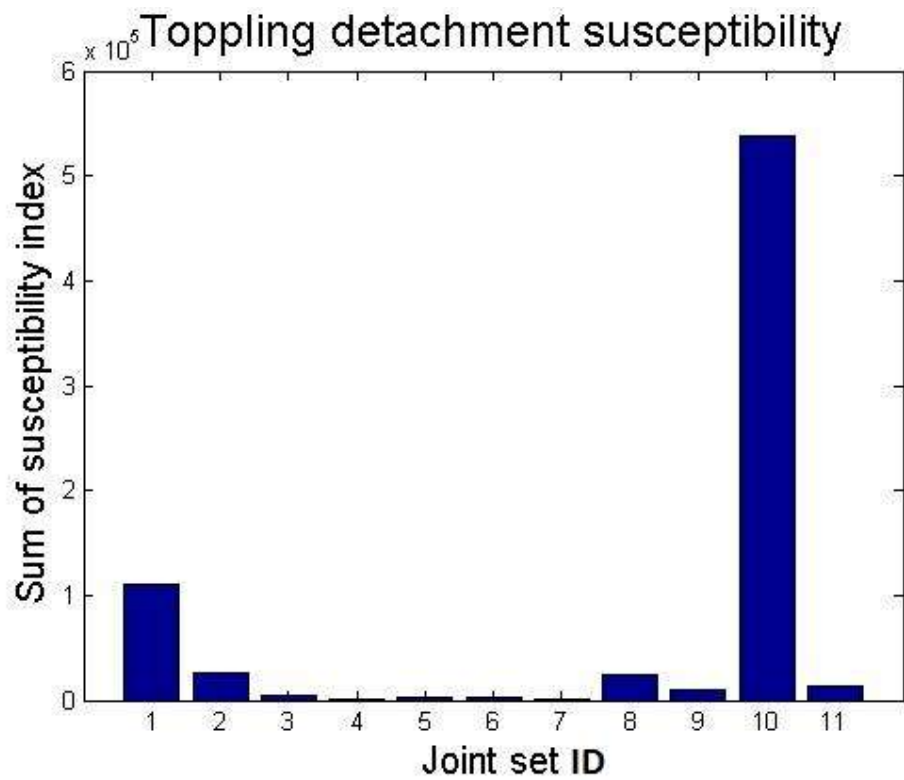


Tabella 10 Suscettibilità all'innesco di ribaltamenti per le 11 famiglie di discontinuità considerate

Come mostrato nei grafici, la famiglia potenzialmente più suscettibile in termini di *planar failure* è J10 (71/097; ID 9). Per quanto riguarda i ribaltamenti, la famiglia di discontinuità J11 (75/291; ID 10) mostra i più alti valori di suscettibilità. Le intersezioni fra le discontinuità appartenenti ai *sets* J10 (71/097; ID 9) con J1 (60/218; ID 1) mostrano i più alti valori per quanto riguarda le rotture a cuneo. Le mappe frontali dell'indice di suscettibilità per i singoli cinematismi e quella totale data dalla sommatoria di questi ultimi sono mostrate nelle seguenti figure 4-97, 98, 99, 100.

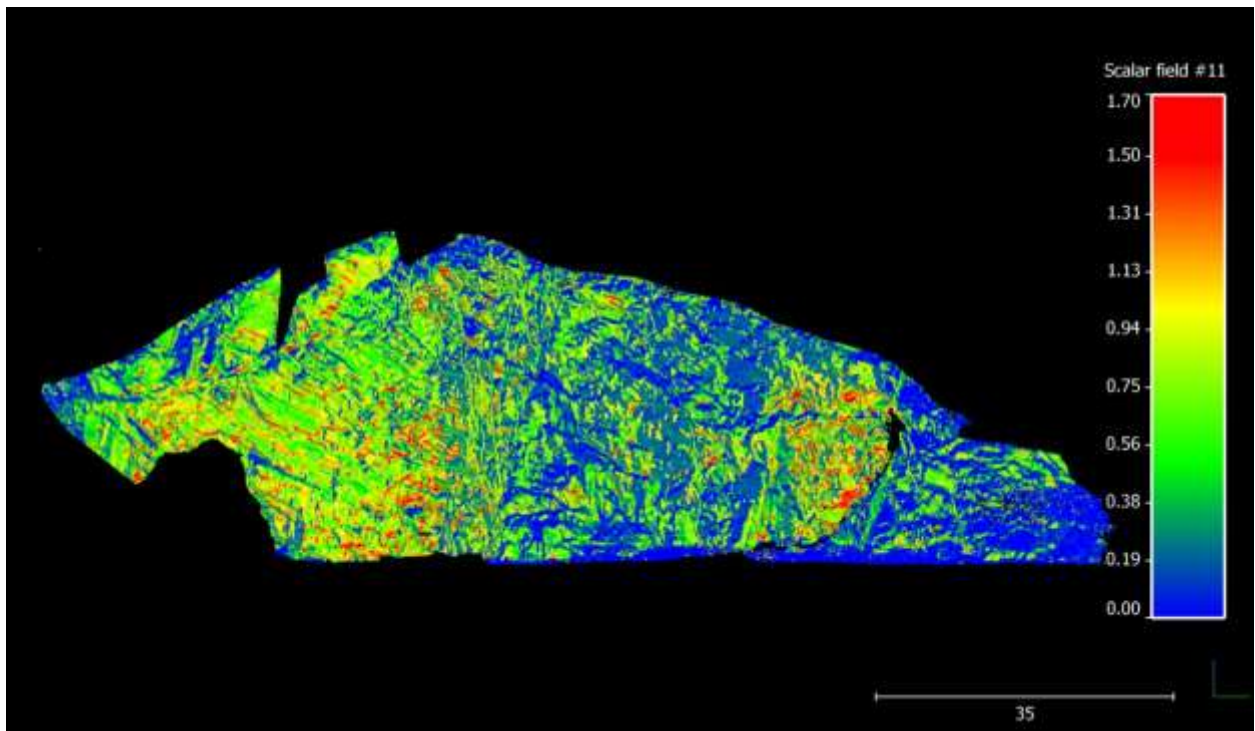


Figura 4-97 Mappa frontale della suscettibilità all'innescio di rotture di tipo planare. La nuvola di punti è colorata in accordo con l'indice di suscettibilità calcolato.

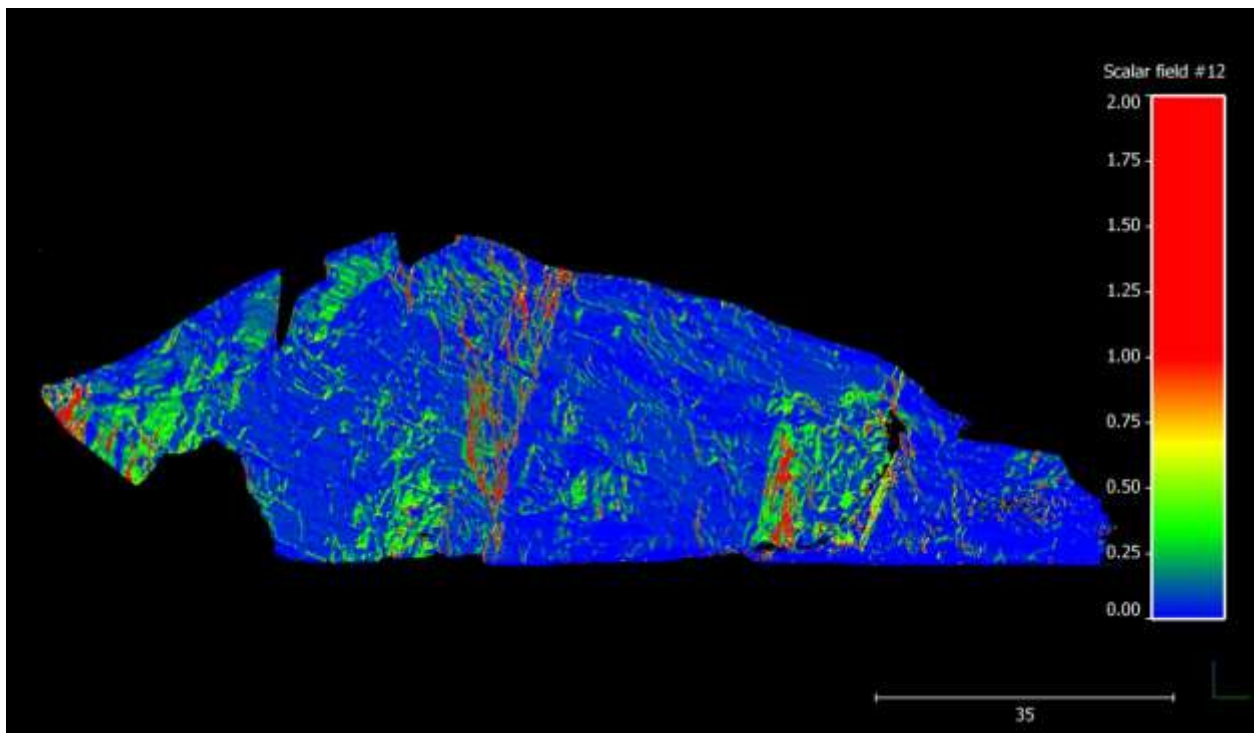


Figura 4-98 Mappa frontale della suscettibilità all'innesco di rotture di tipo a cuneo. La nuvola di punti è colorata in accordo con l'indice di suscettibilità calcolato.

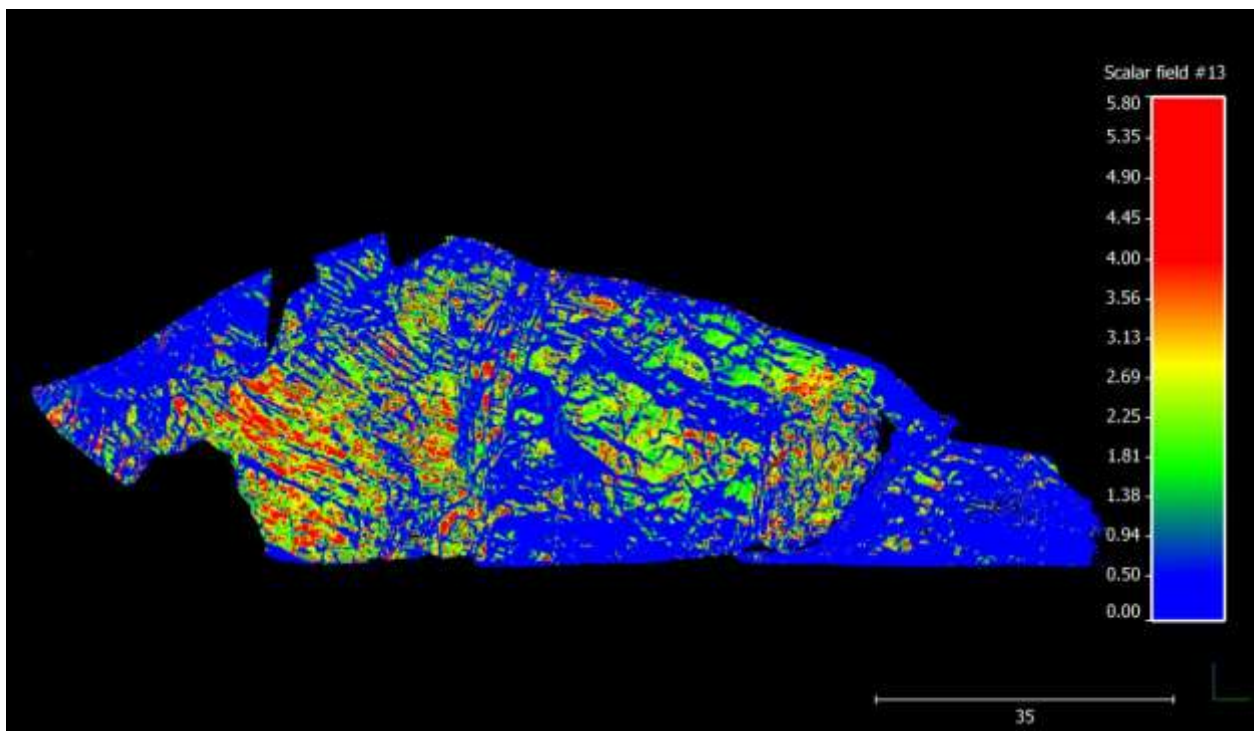


Figura 4-99 Mappa frontale della suscettibilità all'innesco di ribaltamenti. La nuvola di punti è colorata in accordo con l'indice di suscettibilità calcolato.

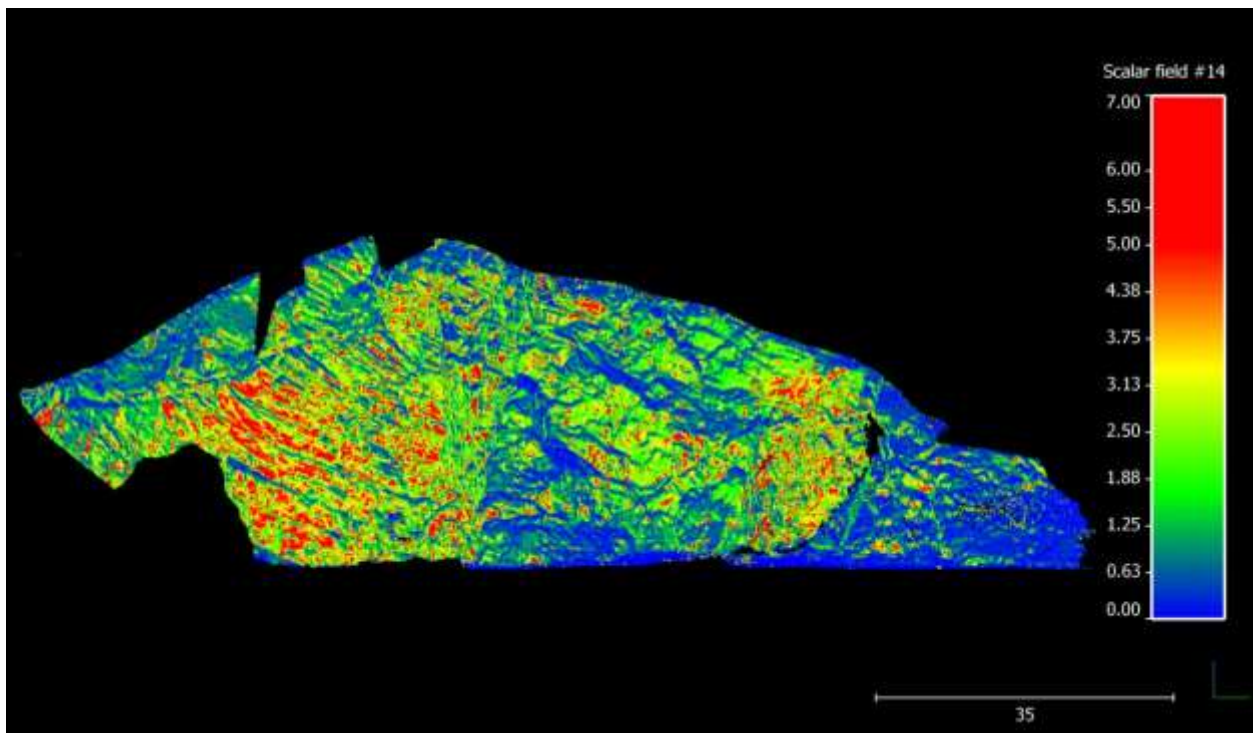


Figura 4-100 Mappa frontale della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per tutti i cinematismi considerati. La nuvola di punti è colorata in accordo con la sommatoria degli indici di suscettibilità calcolati per ogni cinematismo.

4.3.2 RISULTATI: CARTA DELLE ZONE INSTABILI

A chiusura delle elaborazioni presentate è stata prodotta una mappa delle zone instabili, che costituisce una sintesi del lavoro di campo e di individuazione dei possibili meccanismi di rottura agenti. Allo scopo di evidenziare tali aree sono state redatte due carte frontali su base topografica, costituite da orto-foto rettificate ricavate da elaborazioni del modello 3D "texturizzato".

In aggiunta alle masse ritenute instabili, sono state evidenziate anche le aree interessate da precedenti crolli, recenti (2007) ed antecedenti, più eventuali cavità di origine carsica presenti lungo il versante. Le informazioni riguardanti questa cartografia frontale sono riassunte nella legenda in figura 4-101.

Entrambe le mappe relative alle due pareti verticali costituenti l'Arco Naturale (figure 4-102, 103) sono allegate al presente lavoro (Allegato 2).









-  Sea level
-  Fault
-  Joint
-  Contour lines (0.2 m)
-  Karst cave
-  Rockfall scars
-  Recent rockfall scars (2007)
-  Unstable rock masses

Figura 4-101 Legenda della mappa delle zone instabili

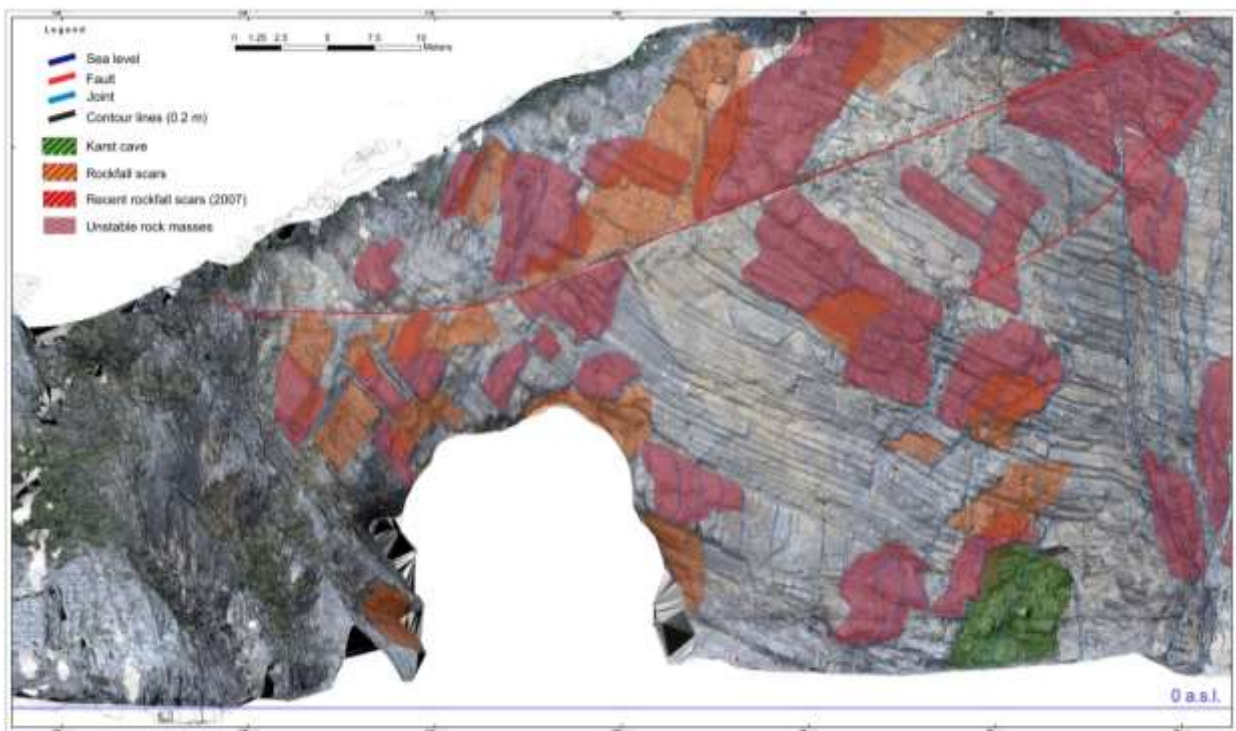


Figura 4- 102 Mappa delle zone instabili per il lato Sud-orientale dell'Arco Naturale

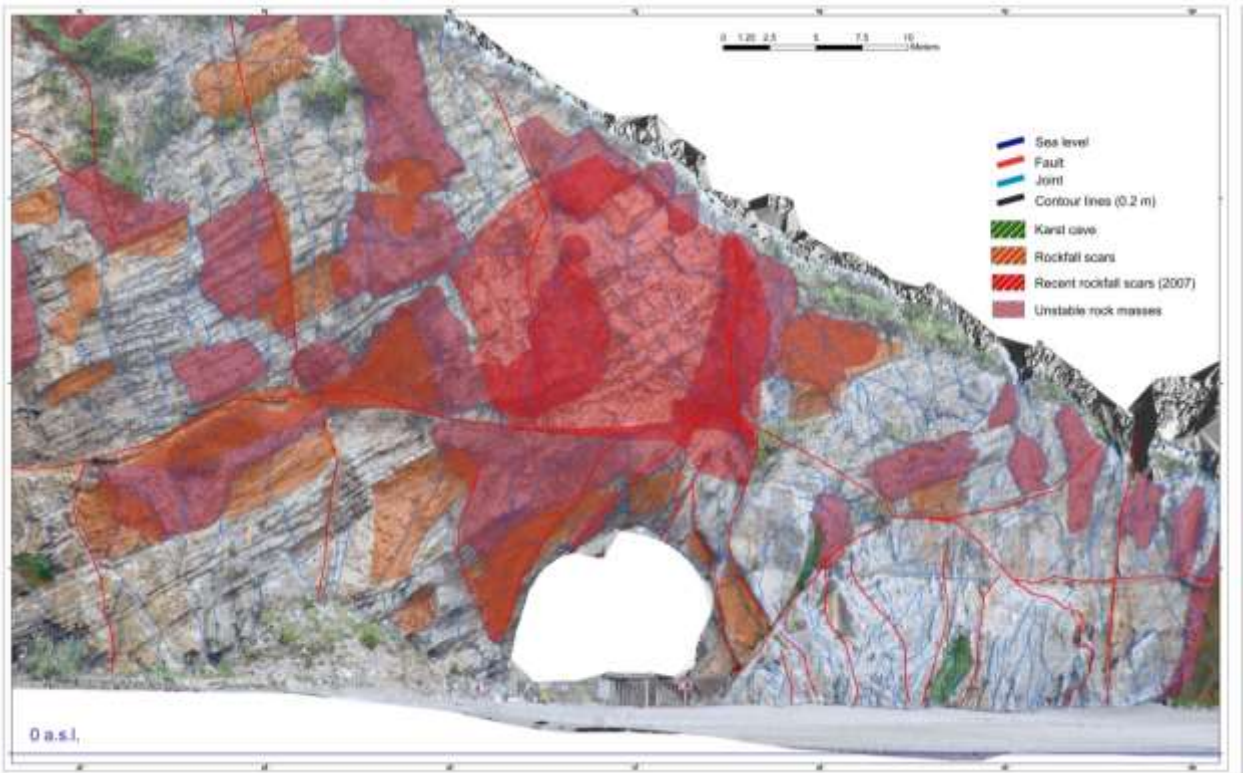


Figura 4- 103 Mappa delle zone instabili per il lato Nord-occidentale dell'Arco Naturale

5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'obiettivo del lavoro presentato è stato quello di individuare un approccio metodologico indirizzato a definire la suscettibilità a frane da crollo in roccia lungo le pareti verticali delle aree costiere attraverso l'applicazione di diversi modelli proposti dalla comunità scientifica internazionale. L'approccio è stato di tipo multidisciplinare con una fase iniziale caratterizzata da analisi di tipo geomorfologico-qualitativo a cui ha fatto seguito la definizione di estremo dettaglio delle condizioni strutturali delle falesie e dei principali meccanismi di innesco per frane in roccia. La conoscenza di questi aspetti è stata necessaria per la definizione della suscettibilità, ottenuta utilizzando un recente metodo semiautomatico di analisi tridimensionale (Matt3D; Matasci, 2015).

L'area di studio ricade lungo la costa carbonatica del Monte Bulgheria che è un importante attrattore turistico, caratterizzato nei mesi estivi dalla presenza assidua di bagnanti. Ciò costituisce senz'altro un fattore di incremento del rischio da frana.



Figura 5-1 Falesie aggettanti sulla spiaggia del Buondormire (Centola, SA)

Nella prima parte del lavoro si è effettuata una classificazione di tipo morfometrico delle più importanti spiagge di baia individuate lungo il litorale in studio. L'analisi è stata effettuata

seguendo le direttive di alcuni recenti lavori sul tema (Bowman et al., 2009, 2014) ed ha evidenziato in molti casi scarsa protezione rispetto al moto ondoso da parte dei promontori che inglobano le spiagge. Questa morfologia in pianta determina un'elevata esposizione degli arenili agli eventi meteomarinari estremi che si traduce in alta vulnerabilità della risorsa in termini di arretramento della linea di riva e quindi di riduzione della spiaggia. Le regressioni della linea di riva, oltre ad individuare in molti casi gravi problematiche riguardanti le infrastrutture costiere, determinano chiaramente anche una perdita economica per l'indotto turistico del territorio. Questo semplice inquadramento morfometrico suggerisce quindi l'utilità di futuri studi sulla morfodinamica delle spiagge di baia del Bulgheria allo scopo di quantificare e prevenire l'eventuale erosione della linea di riva.

Dopo questa fase iniziale di inquadramento delle spiagge si è passato al tema centrale del lavoro, il primo passo è stato quello di individuare, mediante l'analisi geomorfologica a scala regionale, i fattori predisponenti a creare scenari di suscettibilità a franare lungo la fascia costiera in studio.

La mappatura geomorfologica (Allegato 1), realizzata grazie al lavoro di campo e la ricerca bibliografica, ha portato alla definizione delle principali morfologie costiere presenti lungo la fascia litorale compresa fra Capo Spartivento (Nord-ovest) ed il porto di Scario (Sud-est). Analizzando i dati raccolti si è suddiviso la fascia costiera in 6 tipologie caratterizzate da un diverso profilo del pendio. Le tipologie costiere 1-2-5 che presentano alla base del pendio falesie attive ed inattive (a volte costituite da ammassi rocciosi intensamente fratturati) sono state individuate come quelle maggiormente suscettibili all'insorgere di fenomeni gravitativi. In sintesi le aree più frequentemente interessate da crolli sono quelle relative alla costa di Capo Palinuro, parte della Costa degli Infreschi e della Masseta, a cui bisogna aggiungere la paleofalesia aggettante sulla fascia dunare della Cala del Cefalo.

Lungo questi tratti costieri caratterizzati da alti livelli di suscettibilità a franare sono state selezionate quattro aree campione da analizzare con un dettaglio maggiore: spiaggia del Buondormire, spiaggia dell'Arco Naturale, spiaggia della Risima e Punta Garagliano. I siti scelti sono tutti definibili come piccole spiagge di baia a forte controllo strutturale caratterizzate dalla presenza di pareti verticali aggettanti sugli arenili (falesie attive o quiescenti) costituite da ammassi rocciosi fratturati.

Per ovviare in tempi brevi alle problematiche di rappresentazione cartografica dei dati, si è preso spunto dal lavoro di Di Crescenzo e Santo (2007), realizzando per ogni sito dei fotomosaici tematici contenenti informazioni di tipo geologico, geomorfologico e geo-strutturale.

Questo approccio ha consentito una buona e speditiva raccolta e rappresentazione dei dati di campo rivelandosi molto utile in aree caratterizzate da pareti verticali scarsamente accessibili. Allo scopo di raggiungere un migliore dettaglio, alcune aree test sono state suddivise in più zone (lato Sud-orientale e Nord-occidentale per l'Arco Naturale, Est ed Ovest per la spiaggia del Buondormire). Questa scelta ha portato alla redazione di 18 mappe tematiche frontali su base fotografica.

Successivamente, per ogni zona individuata, si è realizzata una definizione di tipo qualitativo della suscettibilità all'insacco di frane in roccia attraverso la sovrapposizione delle diverse mappe tematiche. I dati raccolti, opportunamente pesati e sommati, hanno portato alla zonazione dei fronti scelti secondo tre livelli di suscettibilità: molto alto, medio alto, medio basso. Le mappe frontali realizzate (Appendice 2) confermano la predisposizione di questi fronti ad arretrare attraverso l'insacco di fenomeni franosi in roccia, evidenziando inoltre le aree delle falesie da analizzare in maniera quantitativa per una successiva possibile mitigazione del rischio.

L'analisi iniziale di tipo qualitativo (cartografia geomorfologica della costa del Monte Bulgheria e le mappe frontali multi-tematiche dei siti scelti) ha consentito la selezione di un'area-test da analizzare in termini quantitativi la suscettibilità a franare integrando diverse recenti metodologie proposte dalla comunità scientifica internazionale.

Come area di studio di maggiore dettaglio è stata scelta quella dell'Arco Naturale di Palinuro (Centola, SA). Nella scelta si è tenuto conto anche dell'alta attività in termini di fenomeni gravitativi registrata in situ, che sommata all'alto numero di persone che sostano quotidianamente alla base di queste pareti, creano scenari di rischio geomorfologico molto alti.

Determinare le zone maggiormente suscettibili al distacco di blocchi in roccia è l'obiettivo primario per la definizione della pericolosità per crolli. Il primo passo importante è definire le orientazioni delle discontinuità che caratterizzano l'ammasso roccioso indagato, che vanno a costituire il più importante fattore predisponente di questa tipologia di fenomeni gravitativi. A questo scopo sono stati effettuati 6 stendimenti lineari di tipo geomeccanico, che hanno consentito di individuare le maggiori famiglie di discontinuità ed i principali cinematismi di

innesco. Le misure strutturali hanno messo in evidenza la notevole difficoltà ad effettuare misure nelle parti più alte delle pareti, talora aggettanti ed in precario equilibrio. Allo scopo di superare questa problematica ed estendere la conoscenza strutturale dell'ammasso a tutta l'area si è scelto di utilizzare tecniche di rilievo e di analisi dei dati topografici da remoto.

Le tecniche di rilievo topografico selezionate sono il *Terrestrial laser scanning* (TLS) ed in parte fotogrammetria digitale *Structure from Motion* (SfM).

Allo scopo di definire le condizioni strutturali dell'ammasso da remoto sono state analizzate le nuvole di punti 3D create grazie al rilievo TLS utilizzando due diverse metodologie/software: Coltop 3D (Jaboyedoff et al., 2007) ed il plugin FACETS di CloudCompare (Dewez et al., 2016) integrandolo con l'analisi statistica e filtraggio dei dati effettuato con Dips v6.0 (RocScience).

L'analisi effettuata con Coltop3D, relativa soltanto al lato SE dell'Arco Naturale ha consentito l'individuazione dei dati di orientazione di 10 famiglie di giunti e della stratificazione (Tabella 5, Capitolo 4). Grazie alle funzionalità di questo *software* è stato inoltre possibile esportare le nuvole di punti relative ad ogni singola famiglia individuata, consentendo la realizzazione di stendimenti virtuali seguendo le direttive ISRM (1983, 2007). Attraverso questo procedimento è stato possibile arricchire la caratterizzazione geomeccanica del fronte scelto con i dati relativi alla spaziatura e persistenza delle famiglie di discontinuità.

Successivamente si è voluto testare un secondo metodo di analisi strutturale da remoto considerando in questo caso le nuvole di punti realizzate per entrambi i lati dell'Arco e suddividendole in 9 macro-aree omogenee geomeccanicamente. L'utilizzo di FACETS ha consentito la misurazione delle orientazioni dei piani geologici presenti nelle varie macro-aree, i dati raccolti sono stati successivamente esportati e analizzati attraverso la *cluster analysis*. Questo approccio integrato ha portato alla definizione delle famiglie di discontinuità presenti lungo tutto l'Arco Naturale (Fig. 4-54, cfr Paragrafo 4.2.3).

È stato possibile validare i dati raccolti da remoto attraverso il confronto con quelli presi in situ attraverso le metodologie classiche. I valori medi di orientazione delle più importanti famiglie di discontinuità individuati da analisi da remoto mostrano una chiara correlazione (Fig. 5-2) con quelli registrati mediante indagine diretta (con una differenza dei valori medi di *dip/dip*

$direction < 15^\circ$), dato che conferma la validità di queste tecniche innovative basate sull'utilizzo di dati tridimensionali.

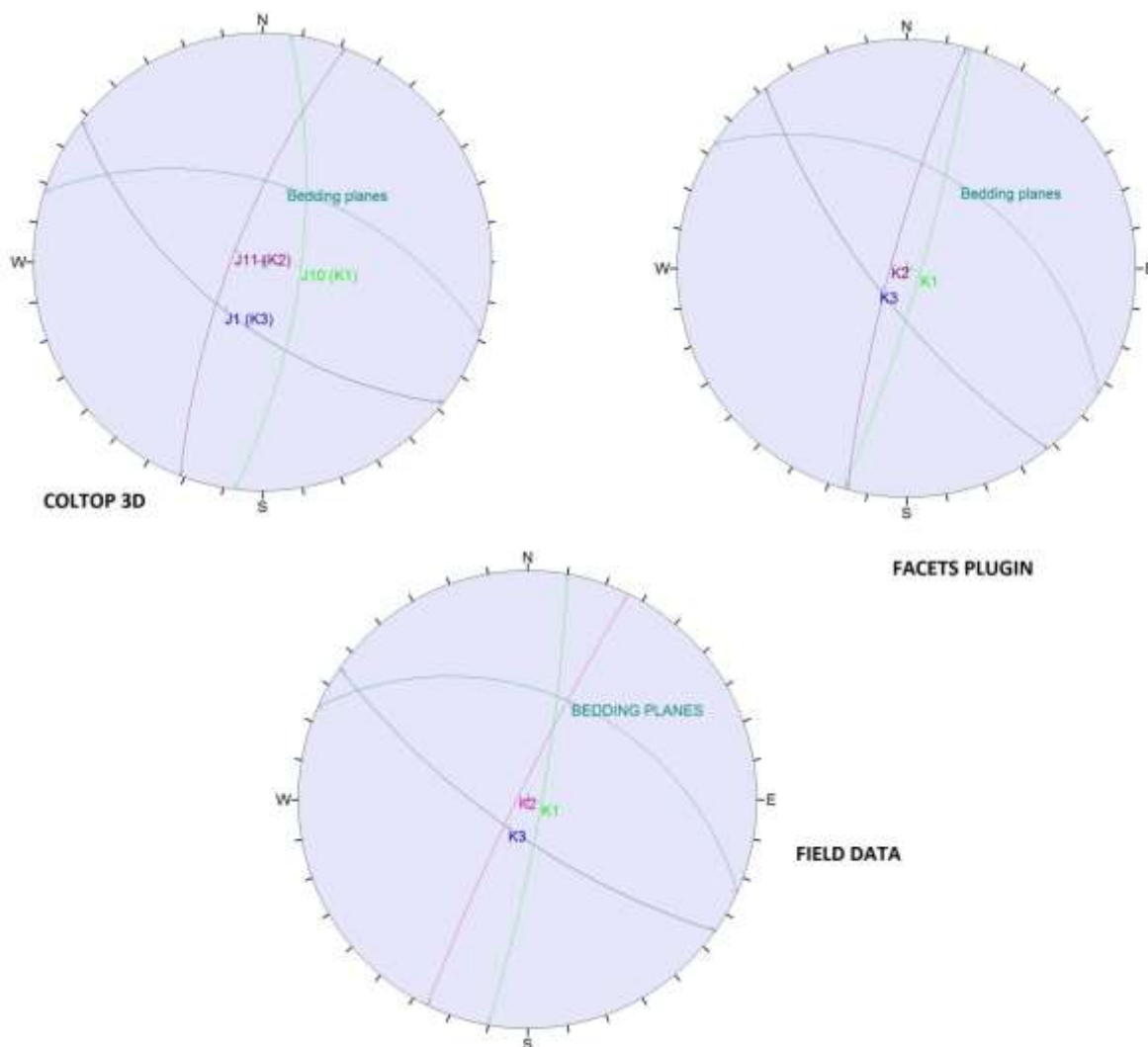


Figura 5-2 Proiezione stereografica dei piani medi delle maggiori famiglie di discontinuità individuate da remoto ed in situ

Dopo aver ricostruito le condizioni strutturali per entrambi i versanti costituenti l'Arco Naturale si è passato a definire i possibili meccanismi di rottura delle pareti attraverso l'utilizzo dei test cinematici di stabilità eseguiti attraverso il software commerciale Dips V6.0 (Goodman, 1980; Hudson & Harrison 1997). Allo scopo di effettuare indagini geometricamente corrette si è tenuto conto delle varie orientazione dei versanti indagati, prestando particolare attenzione alle zone della pareti aggettanti. I dati riguardanti le famiglie di discontinuità considerate in questa serie di test sono quelli raccolti tramite FACETS e la successiva analisi statistica, essi risultano più estesi includendo entrambi i fronti dell'Arco. Grazie a questo studio di dettaglio (la presentazione completa dei test cinematici effettuati è inclusa nel presente lavoro

in appendice 3) è stato possibile presentare tutti i probabili cinematismi di innesco analizzando esclusivamente dati da remoto, fattore che indubbiamente costituisce un grande passo avanti nello studio dei fronti rocciosi scarsamente raggiungibili.

Come conclusione del lavoro si è testato un recentissimo codice chiamato Matt3D (Matasci, 2015), che ha consentito la definizione della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per il lato SE dell'Arco Naturale.

Le aree cinematicamente instabili sono state mappate usando uno script semiautomatico che ha consentito il calcolo di un indice di suscettibilità per le frane in roccia basato sulla distribuzione nello spazio dei meccanismi di rottura. I risultati hanno mostrato che i crolli considerabili cinematicamente possibili non sono equamente distribuiti lungo la parete. Anche in questo caso i dati inseriti sono stati raccolti attraverso l'analisi strutturale da remoto, i dati considerati sono quelli raccolti attraverso l'utilizzo del *software* Coltop 3D che comprendono i valori medi di orientazione delle famiglie di discontinuità con corrispettiva valutazione di persistenza e spaziatura. Le 10 famiglie di giunti individuate sono sicuramente accorpabili allo scopo di diminuirne il numero, si è preferito però non procedere nell'unione dei *sets* in quanto l'utilizzo del codice Matt3D, allo scopo di una più rigorosa valutazione della suscettibilità, consiglia di considerare più famiglie di discontinuità anche quando mostrano leggere variazioni di orientazione nello spazio.

Mediante questo modello si è ottenuto un indice di suscettibilità ai crolli in roccia per le tre tipologie di meccanismo di innesco indagate (*planar failure, wedge failure e toppling*). Il *set* potenzialmente più suscettibile in termini di rotture planari è J10 (71/097; ID 9). Per quanto riguarda i ribaltamenti, la famiglia di discontinuità J11 (75/291; ID 10) mostra i più alti valori di suscettibilità. Le possibili intersezioni fra le discontinuità appartenenti ai *sets* J10 (71/097; ID 9) con J1 (60/218; ID 1) mostrano i più alti valori per quanto riguarda le rotture a cuneo. Il codice Matt3D risulta essere una novità importante nello studio dei fronti rocciosi attraverso le tecniche *remote sensing*, considerando che in generale finora erano state sviluppate soprattutto nell'ottica della caratterizzazione strutturale più che nella definizione delle probabili aree di innesco (Abellan, 2014).

Passando alle conclusioni, entrambi i metodi di analisi strutturale da remoto presentati pur utilizzando approcci molto differenti (Coltop3D determina l'orientazione dei singoli punti del *point cloud* basandosi su quelli limitrofi, mentre FACETS costruisce un modello 3D interpolato dei

punti subplanari) hanno mostrato una buona utilizzabilità nella caratterizzazione strutturale dei fronti inaccessibili.

FACETS creando dei singoli piani interpolati su molteplici punti restituisce una mole di dati minore rispetto a Coltop3D che esporta tutti i punti delle famiglie selezionate. Entrambi i metodi non riescono comunque a determinare in maniera automatica i singoli piani geologici, che sono inevitabilmente influenzati da ondulazione (e quindi diversa orientazione) a piccola scala. Questo rende indispensabile la sensibilità dell'operatore professionale, che basandosi sul *back-ground* scientifico personale e la conoscenza del sito studiato può individuare ed esportare per successive analisi soltanto i dati geologicamente significativi.

Molto utile è risultata la possibilità di esportare le informazioni relative ad ogni famiglia di discontinuità individuata sia per Coltop3D che per FACETS. La visualizzazione tridimensionale di questi dati consente oltre alla realizzazione di stendimenti virtuali relativi ad una singola famiglia di discontinuità anche molteplici interpretazioni dei dati strutturali raccolti alla scala della singola falesia.

Ad esempio, confrontando nel dettaglio i dati raccolti in maniera diretta e la rappresentazione 3D delle discontinuità ottenuta da remoto con FACETS si può affermare, che i *sets* K1 e K2 (J10 e J11 per l'analisi effettuata con Coltop3D) siano rappresentativi molto probabilmente della stessa famiglia di discontinuità sub-parallela ai versanti che presenta una elevata ondulazione a grande scala influenzata dalla presenza di alcune faglie a basso angolo che tagliano il promontorio (Fig. 5-3).

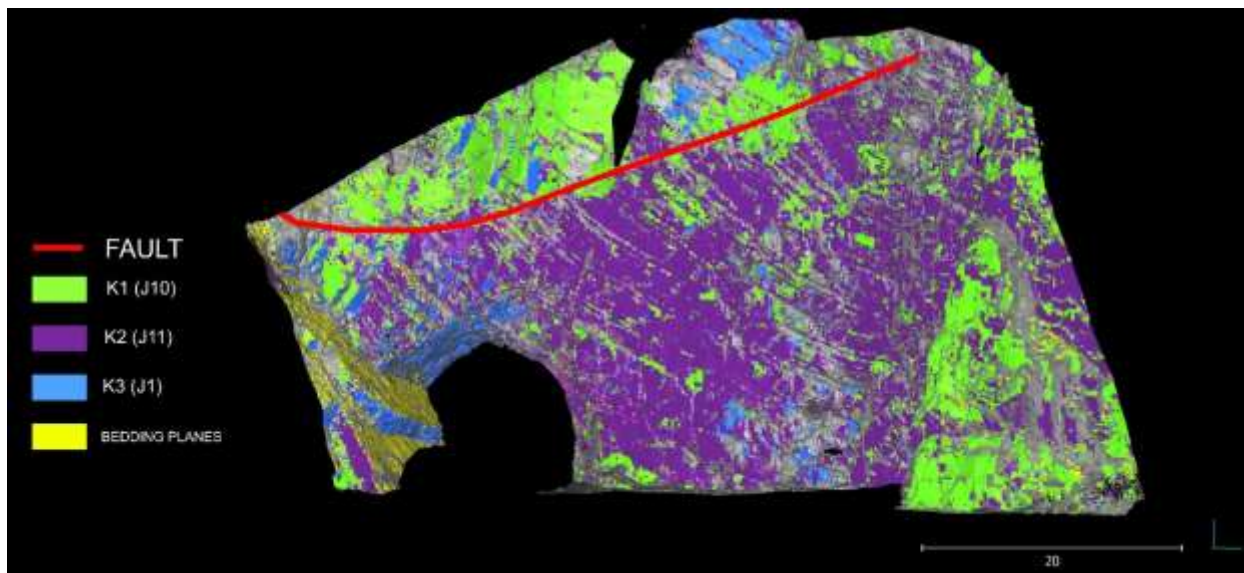


Figura 5-3 La nuvola di punti del lato SE dell'Arco Naturale, con i punti relativi ad ogni famiglia di discontinuità rappresentati mediante un colore univoco e l'evidenziazione di una faglia a basso angolo che taglia il promontorio che va ad influenzare le condizioni strutturali dell'ammasso roccioso

A giudizio dello scrivente entrambi i metodi di analisi strutturale da remoto risultano molto efficaci, probabilmente il software Coltop3D risulta avere una immediatezza e semplicità di utilizzo maggiore integrando in unica *suite* tutti gli strumenti necessari.

L'utilizzo del *plugin* FACETS rappresenta sicuramente un'alternativa a basso costo (essendo inserito nel programma *open source* CloudCompare) ma necessita l'integrazione con altri *software* in alcuni passaggi, come ad esempio l'analisi statistica e il filtraggio dei dati raccolti attraverso l'utilizzo di Dips v6.0 (RocScience). È da evidenziare inoltre che la minore mole dei dati esportati da FACETS risulta molto utile nelle successiva stesura di test cinematici classici, come quelli presentati nel presente studio.

I meccanismi di rottura individuati dal codice Matt3D mostrano buona corrispondenza con quelli definiti dall'indagine di dettaglio eseguita da remoto ed in situ nelle stesse aree della parete. Allo stesso tempo bisogna segnalare la mancata evidenziazione da parte del codice di un importante meccanismo di ribaltamento riguardante una massa prismatica di dimensione metriche lungo una frattura beante sub parallela al versante (appartenente al sistema K2, il meccanismo è mostrato nel capitolo precedente a pagina 95, Fig. 4-36). Quindi è da confermare la grande utilità di questo codice che utilizzando una procedura completamente eseguita da remoto consente il calcolo di un indice di suscettibilità all'innescò di una parete, ma che non esula

dei necessari rilievi diretti nell'ottica di una corretta quantificazione e determinazione dell'attività franosa di un fronte scelto.

Un'interessante prosecuzione del lavoro consisterebbe in un ulteriore rilievo *Laser Scanner* della parete. I dati topografici raccolti, analizzati attraverso le varie tecniche già consolidate dalla comunità internazionale, consentirebbero di individuare con estrema precisione i volumi mobilizzati negli ultimi due anni validando di conseguenza la stima della suscettibilità effettuata.

I risvolti applicativi si rifletterebbero in una maggiore precisione nella stima dei volumi di roccia coinvolti e dei possibili cinematismi e, quindi, in una precisa zonazione delle pareti ai fini della messa in sicurezza con appropriata tipologia di intervento. Una possibile alternativa, con costi minori, potrebbe essere rappresentata dall'uso della fotogrammetria digitale SfM. Aumentando la qualità e il numero dei fotogrammi utilizzati ed inserendo dei punti di controllo georeferenziati a terra prima delle fasi di acquisizione è sicuramente possibile ottenere un modello di altissima precisione utilizzabile nelle conseguenti analisi rispetto al tentativo presentato in precedenza nel quarto capitolo.

In conclusione il presente lavoro, mettendo a confronto diverse metodologie ha portato un contributo sulla possibilità di identificare, da remoto, i potenziali meccanismi di rottura di fronti rocciosi non facilmente accessibili, molto frequenti in aree di costa alta.

Il progetto di ricerca presentato si è avvalso di tecnologie innovative che hanno fornito un notevole contributo per la caratterizzazione geostrutturale da remoto dei fronti rocciosi e per la definizione della loro suscettibilità a franare. Il confronto con i dati di campo ha dimostrato la buona attendibilità delle metodologie da remoto utilizzate. L'area test dell'Arco Naturale di Palinuro, di notevole pregio naturalistico (patrimonio Unesco dal 1998), è solo un esempio di applicazione che può essere esportato in altre aree con presenza di pareti e falesie non facilmente accessibili anche in contesti non costieri. Il sito scelto può essere sicuramente considerato esemplificativo di condizioni di rischio potenziale, tipiche di molti tratti delle coste alte italiane che necessitano senza dubbio di un'attenzione maggiore in termini di prevenzione e mitigazione del rischio da frana da parte degli enti preposti.

6. BIBLIOGRAFIA

- Abellan, A., Derron, M. H., & Jaboyedoff, M. (2016). "Use of 3D Point Clouds in Geohazards" Special Issue: Current Challenges and Future Trends.
- Abellan, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Rosser, N. J., Lim, M., & Lato, M. J. (2014). Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth surface processes and landforms*, 39(1), 80-97.
- Antonioli, F., Cinque, A., Ferranti, L., & Romano, P. (1994). Emerged and submerged quaternary marine terraces of Palinuro Cape (Southern Italy). *Mem. Descr. Carta Geol. Ital*, 52, 237-259.
- Ascione, A., Caiazzo, C., Hippolyte, J. C., & Romano, P. (1997). Pliocene-Quaternary extensional tectonics and morphogenesis at the eastern margin of the southern Tyrrhenian basin (Mt. Bulgheria, Campania, Italy)-AIQUA. *Il Quaternario*, 10, 571-578.
- Ascione, A., & Romano, P. (1999). Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, 315(1), 337-356.
- Barton, N., & Bandis, S. (1991). Review of predictive capabilities of JRC-JCS model in engineering practice. *Publikasjon-Norges Geotekniske Institutt*, 182, 1-8.
- Barton, N., & Choubey, V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock mechanics*, 10(1-2), 1-54.
- Besl, P. J., & McKay, N. D. (1992). Method for registration of 3-D shapes. In *Robotics-DL tentative* (pp. 586-606). International Society for Optics and Photonics.
- Bonardi, G., Ciarcia, S., Di Nocera, S., Matano, F., Sgrosso, I., & Torre, M. (2009). Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 128(1), 47-60.
- Bonardi, G., & Dargenio, B. P. V. (1988). Carta geologica dell'Appennino meridionale in scala 1: 250.000. Bowman, D., Guillén, J., Lopez, L., & Pellegrino, V. (2009). Planview geometry and

- morphological characteristics of pocket beaches on the Catalan coast (Spain). *Geomorphology*, 108(3), 191-199.
- Bowman, D., Guillén, J., Lopez, L., & Pellegrino, V. (2009). Planview geometry and morphological characteristics of pocket beaches on the Catalan coast (Spain). *Geomorphology*, 108(3), 191-199.
- Bowman, D., Rosas, V., & Pranzini, E. (2014). Pocket beaches of Elba Island (Italy)—Planview geometry, depth of closure and sediment dispersal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 138, 37-46.
- Brodu, N., & Lague, D. (2012). 3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: Applications in geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68, 121-134.
- Budetta, P. (2011). Stability of an undercut sea-cliff along a Cilento coastal stretch (Campania, Southern Italy). *Natural hazards*, 56(1), 233-250.
- Budetta, P. (2013). Landslide Hazard Assessment of the Cilento Rocky Coasts (Southern Italy). *International Journal of Geology*, 7, 1-8.
- Budetta, P., Calcaterra, D., Corniello, A., De Riso, R., Ducci, D., & Santo, A. (1993). Appunti di Geologia dell'Appennino meridionale. *Ist. Geol. Appl*, 332, 1-39.
- Budetta, P., & Santo, A. (2000). Assetto geostrutturale e caratterizzazione geomeccanica dell'Arco Naturale di Palinuro (Campania). *Quaderni di Geologia Applicata*, 7(4), 61-76.
- Budetta, P., Santo, A., & Vivencio, F. (2008). Landslide hazard mapping along the coastline of the Cilento region (Italy) by means of a GIS-based parameter rating approach. *Geomorphology*, 94(3), 340-352.
- Budetta, P., De Luca, C., & Santo, A. (2015). Recurrent rockfall phenomena affecting the sea-cliffs of the Campania shoreline. *RENDICONTI ONLINE DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA*, 35, 42-45.
- Castiglioni, G. B. (1979). *Geomorfologia*. Unione Tipograf.-Ed. Torinese.
- Chen, Y., & Medioni, G. (1992). Object modelling by registration of multiple range images. *Image and vision computing*, 10(3), 145-155.

- Cinque, A., Patacca, E., Scandone, P., & Tozzi, M. (1993). Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures. *Annali di Geofisica*, 36(2), 249-260.
- Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C., Santangelo, N., & Santo, A. (1994). Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro Marina (Cilento, Italia meridionale). *Il Quaternario*, 7(1), 3-16.
- Cinque, A., & Romano, P. (2001). Evoluzione geomorfologica e caratterizzazione oro-idrografica della Regione. *L'ambiente Geologico della Campania. CUEN, Napoli*, 59-90.
- Cotton, C. A. (1952). The Wellington coast: an essay in coastal classification. *New Zealand Geographer*, 8(1), 48-62.
- Dewez, T. J. B., Girardeau-Montaut, D., Allanic, C., & Rohmer, J. (2016). Facets: a cloudcompare plugin to extract geological planes from unstructured 3D point clouds. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci*, 41, B5.
- De Martonne, E. (1909). *Traité de géographie physique*. A. Colin.
- De Pippo, T., Donadio, C., Pennetta, M., Petrosino, C., Terlizzi, F., & Valente, A. (2008). Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy. *Geomorphology*, 97(3), 451-466.
- De Pippo, T., Donadio, C., Pennetta, M., Terlizzi, F., & Valente, A. (2009). Application of a method to assess coastal hazard: the cliffs of the Sorrento Peninsula and Capri (southern Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 322(1), 189-204.
- Del Río, L., & Gracia, F. J. (2009). Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 112(1), 82-95.
- Di Crescenzo, G., & Santo, A. (2007). High-resolution mapping of rock fall instability through the integration of photogrammetric, geomorphological and engineering-geological surveys. *Quaternary international*, 171, 118-130.
- Esposito, C., Filocamo, F., Marciano, R., Romano, P., Santangelo, N., & Santo, A. (2003a). Genesi, evoluzione e paleografia delle grotte costiere di marina di Camerota (parco nazionale del Cilento Vallo Di Diano, Italia Meridionale). *Thalassia Salentina*, 26, 165-174.

- Esposito, C., Filocamo, F., Marciano, R., Romano, P., Santangelo, N., Scarciglia, F., & Tuccimei, P. (2003b). Late Quaternary shorelines in southern Cilento (Mt. Bulgheria): morphostratigraphy and chronology. *Il Quaternario*, 16(1), 3-14.
- Evans, R. S. (1981). An analysis of secondary toppling rock failures—the stress redistribution method. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 14(2), 77-86.
- Evans, S. G., & Hungr, O. (1993). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian geotechnical journal*, 30(4), 620-636.
- Fernández, O. (2005). Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data. *Journal of Structural Geology*, 27(5), 855-858.
- Ferrero, A. M., Forlani, G., Roncella, R., & Voyat, H. I. (2009). Advanced geostructural survey methods applied to rock mass characterization. *Rock mechanics and rock engineering*, 42(4), 631-665.
- Furlani, S., Pappalardo, M., Gomez-Pujol, L., & Chelli, A. (2014). The rock coast of the Mediterranean and Black seas. *Geological Society, London, Memoirs*, 40(1), 89-123.
- Garcia, G. M., Pollard, J., & Rodriguez, R. D. (2000). Origins, management, and measurement of stress on the coast of southern Spain. *Coastal Management*, 28(3), 215-234.
- Gigli, G., & Casagli, N. (2011). Semi-automatic extraction of rock mass structural data from high resolution LIDAR point clouds. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 48(2), 187-198.
- Goodman, R. E., & Bray, J. W. (1976). Toppling of rock slopes. In *Rock Engineering for Foundations & Slopes*: (pp. 201-234). ASCE.
- Goodman, R. E. (1980). *Introduction to Rock Mechanics*, edited John Wiley and Sons. New York.
- Hoek, E., & Bray, J. D. (1981). *Rock slope engineering*. CRC Press.
- Hoek, E., & Marinos, P. (2000). Predicting tunnel squeezing problems in weak heterogeneous rock masses. *Tunnels and tunnelling international*, 32(11), 45-51.
- Hudson, J. A. (1992), *Rock Engineering Systems: Theory and Practice*, New York, Ellis Horwood.

- Hudson, J., & Harrison, J. (1997). *Engineering rock mechanics: An introduction to the principles*, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, UK.
- Hungr, O., & Evans, S. G. (1988). Engineering evaluation of fragmental rockfall hazards. In 5th International symposium on landslides (Vol. 1, pp. 685-690).
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- ISRM, International Society for Rock Mechanics. (1978). Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 15: 319–368. DOI: 10.1016/0148-9062(78)91472-9.
- ISRM, International Society for Rock Mechanics. (2007). *The complete ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitoring: 1974-2006*. R. Ulusay (Ed.). International Soc. for Rock Mechanics, Commission on Testing Methods.
- Kemeny, J., & Turner, K. (2008). *Ground-based LiDAR: rock slope mapping and assessment. Federal Highway Administration report. FHWA-CFL/TD-08-006.*, Available at <http://www.iaeg.info/portals/0/Content/Commissions/Comm19/GROUND-BASED LiDAR Rock Slope Mapping and Assessment.pdf>.
- Lague, D., Brodu, N., & Leroux, J. (2013). Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (NZ). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82, 10-26.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., & Silenzi, S. (2004). Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23(14), 1567-1598.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Philipposian, F., & Rouiller, J. D. (2004). Assessing fracture occurrence using "weighted fracturing density": a step towards estimating rock instability hazard. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(1), 83-93.
- Jaboyedoff, M., Metzger, R., Oppikofer, T., Couture, R., Derron, M. H., Locat, J., & Turmel, D. (2007). New insight techniques to analyze rock-slope relief using DEM and 3D-imaging cloud points: COLTOP-3D software. In *Rock mechanics: Meeting Society's Challenges and demands* (Vol. 1, pp. 61-68).

- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M. H., Loye, A., Metzger, R., & Pedrazzini, A. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural hazards*, 61(1), 5-28.
- Jaboyedoff, M., Philipposian, F., Mamin, M., Marro, C., & Rouiller, J. D. (1996). Distribution spatiale des discontinuités dans une falaise. Approche statistique et probabiliste, Rapport de travail PNR31, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- Johnson, D. W. (1919). Shore processes and shoreline development. John Wiley & Sons, Incorporated.
- Mah, J., McKinnon, S. D., Samson, C., & Thibodeau, D. (2016). Wire mesh filtering in 3D image data of rock faces. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 52, 111-118.
- Marinos, P., & Hoek, E. (2000). GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. In *ISRM International Symposium*. International Society for Rock Mechanics.
- Markland, J. T. (1972). A useful technique for estimating the stability of rock slopes when the rigid wedge slide type of failure is expected. University Microfilms.
- Marques, F. M. S. F., Matildes, R., & Redweik, P. (2013). Sea cliff instability susceptibility at regional scale: a statistically based assessment in the southern Algarve, Portugal. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(12), 3185.
- Matano, F., Iuliano, S., Somma, R., Marino, E., del Vecchio, U., Esposito, G., ... & Caputo, T. (2016). Geostructure of Coroglio tuff cliff, Naples (Italy) derived from terrestrial laser scanner data. *Journal of Maps*, 12(3), 407-421.
- Matano, F., Pignalosa, A., Marino, E., Esposito, G., Caccavale, M., Caputo, T., ... & De Natale, G. (2015). Laser Scanning Application for Geostructural analysis of Tuffaceous Coastal Cliffs: the case of Punta Epitaffio, Pozzuoli Bay, Italy. *European Journal of Remote Sensing*, 48, 615-637.
- Matasci, B. (2015). Rockfall susceptibility assessment and remote geological mapping with LiDAR point clouds, PhD Thesis University of Lausanne, 310 pp.
- McCaffrey, K. J. W., Jones, R. R., Holdsworth, R. E., Wilson, R. W., Clegg, P., Imber, J., ... & Trinks, I. (2005). Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Journal of the Geological Society*, 162(6), 927-938.

- Micheletti, N., Chandler, J. H., & Lane, S. N. (2015). Structure from motion (SFM) photogrammetry.
- Mostardini, F., & Merlini, S. (1986). Appennino centro-meridionale: Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35, 177-202.
- Naylor, L. A., Stephenson, W. J., & Trenhaile, A. S. (2010). Rock coast geomorphology: recent advances and future research directions. *Geomorphology*, 114(1), 3-11.
- Norrish, N. I., & Wyllie, D. C. (1996). Rock slope stability analysis. *Landslides: Investigation and Mitigation: Transportation Research Board Special Report*, 247, 391-425.
- Nunes, M., Ferreira, Ó., Schaefer, M., Clifton, J., Baily, B., Moura, D., & Loureiro, C. (2009). Hazard assessment in rock cliffs at Central Algarve (Portugal): A tool for coastal management. *Ocean & Coastal Management*, 52(10), 506-515.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M. H., & Metzger, R. (2009). Characterization and monitoring of the Åknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(3), 1003-1019.
- Pennetta, M., & Russo, E. L. (2011). Hazard factors in high rocky coasts of Capri Island (Gulf of Naples, Italy). *Journal of Coastal Research*, 428-434.
- Petrie, G., & Toth, C. K. (2008). Airborne and spaceborne laser profilers and scanners. *Shan J, Toth CK*, 29-87.
- Pranzini, E. (2004). *La forma delle coste*. Zanichelli.
- Redweik, P., Matildes, R., Marques, F. M. S. F., & Santos, L. (2009). Photogrammetric methods for monitoring cliffs with low retreat rate. *Journal of Coastal Research*, 1577-1581.
- Riquelme, A., Abellán, A., Tomás, R., & Jaboyedoff, M. (2014). Rock slope discontinuity extraction and stability analysis from 3D point clouds: application to an urban rock slope. In *Vertical Geology Conference, University of Lausanne*.
- Riquelme, A. J., Abellán, A., & Tomás, R. (2015). Discontinuity spacing analysis in rock masses using 3D point clouds. *Engineering Geology*, 195, 185-195.

- Romana, M. (1993). A geomechanical classification for slopes: slope mass rating. *Comprehensive rock engineering*, 3(1), 575-599.
- Russell, R. J. (1967). Aspects of coastal morphology. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 299-309.
- Salvini, R., Francioni, M., Riccucci, S., Fantozzi, P. L., Bonciani, F., & Mancini, S. (2011). Stability analysis of “Grotta delle Felci” Cliff (Capri Island, Italy): structural, engineering–geological, photogrammetric surveys and laser scanning. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 70(4), 549-557.
- Santangelo, N., Romano, P., & Santo, A. (2014). Geo-itineraries in the Cilento Vallo di Diano Geopark: A Tool for Tourism Development in Southern Italy. *Geoheritage*, 7(4), 319-335.
- Servizio Geologico d’Italia – Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, F. 519 Capo Palinuro. available at http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/519_CAPO_PALINURO/Foglio.html. Accessed at 29 January 2017.
- Servizio Geologico d’Italia – Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, F. 520 Sapri. available at http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/520_SAPRI/Foglio.html. Accessed at 29 January 2017.
- Shepard, F. P. (1976). Coastal classification and changing coastlines. *Geoscience and Man*, 14, 53-64.
- Simeoni, U., Corbau, C., Pranzini, E., & Ginesu, S. (Eds.). (2012). Le pocket beach. Dinamica e gestione delle piccole spiagge: Dinamica e gestione delle piccole spiagge. FrancoAngeli.
- Slob, S., & Hack, R. (2004). 3D terrestrial laser scanning as a new field measurement and monitoring technique. In *Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe* (pp. 179-189). Springer Berlin Heidelberg.
- Slob, S., Van Knapen, B., Hack, R., Turner, K., & Kemeny, J. (2005). Method for automated discontinuity analysis of rock slopes with three-dimensional laser scanning. *Transportation Research Record: Journal of the Transportation Research Board*, (1913), 187-194.

- Smith, M. W., Carrivick, J. L., & Quincey, D. J. (2016). Structure from motion photogrammetry in physical geography. *Progress in Physical Geography*, 40(2), 247-275.
- Sturzenegger, M., & Stead, D. (2009). Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(2), 267-287.
- Sunamura, T. (1983). Processes of sea cliff and platform erosion. *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton, FL, 233-265.
- Sunamura, T. (1992). *Geomorphology of rocky coasts* (Vol. 3). John Wiley & Son Ltd.
- Tavani, S., Arbues, P., Snidero, M., Carrera, N., & Muñoz, J. A. (2011). Open Plot Project: an open-source toolkit for 3-D structural data analysis. *Solid Earth*, 2(1), 53.
- Teixeira, S. B. (2006). Slope mass movements on rocky sea-cliffs: a power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Continental Shelf Research*, 26(9), 1077-1091.
- Teixeira, S. B. (2014). Coastal hazards from slope mass movements: Analysis and management approach on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Ocean & Coastal Management*, 102, 285-293.
- Valentin, H. (1952). Die Küsten der Erde: Beiträge zur allgemeinen und regionalen Küstenmorphologie (No. 246). JP Gotha.
- Vallario, A. (Ed.). (2001). *L'ambiente geologico della Campania*. CUEN.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. Special report, 176, 11-33.
- Violante, C. (2009). Rocky coast: geological constraints for hazard assessment. *Geological Society, London, Special Publications*, 322(1), 1-31.
- Wehr, A., & Lohr, U. (1999). Airborne laser scanning—an introduction and overview. *ISPRS Journal of photogrammetry and remote sensing*, 54(2), 68-82.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.

Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., & Reynolds, J. M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314.

Whalley, W. B. (1984). Rockfalls. *Slope instability*, 217-256.

Wyllie, D. C., & Mah, C. (2004). *Rock slope engineering*. CRC Press.

www.adbcampaniasud.it

6.1 ELENCO DEI SOFTWARE UTILIZZATI

Agisoft PhotoScan Professional® (Agisoft, <http://www.agisoft.com/>)

ArcGis 10.1® ArcMap (ESRI, <http://www.esri.com/>)

CloudCompare (Open source project, GNU Library General Public License, <http://www.cloudcompare.org/>)

Coltop3D® (Terranum, <https://www.terranum.ch/>)

Dips V6.0 (RocScience, <https://www.rocscience.com/>)

Geomagic studio 2012® (Geomagic, <http://www.geomagic.com/en/>)

MATLAB® (MathWorks, <https://it.mathworks.com/>)

Riscan Pro (RIEGL, <http://www.riegl.com/>)

7. APPENDICE 1

CLASSIFICAZIONE MORFOMETRICA DELLE SPIAGGE DI BAI DELLA COSTA DEL BULGHERIA

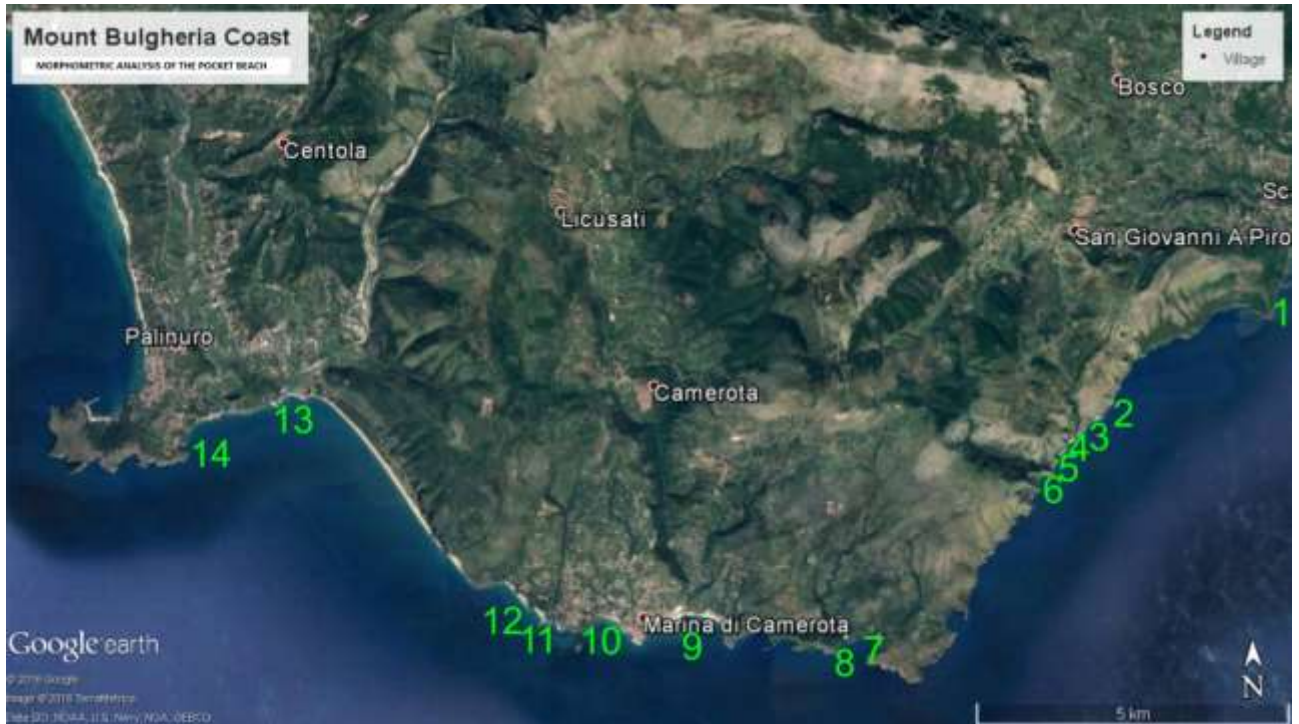


Figura 7- 1 Ubicazione delle spiagge di baia analizzate (Google Earth Pro): 1. Porticello, 2. Gabbiani, 3. Valloncello, 4. Sciabica, 5. Risima, 6. Marcellino, 7. Cala Bianca, 8. Pozzallo, 9. Lentiscelle, 10. Calanca, 11. Capo Grosso, 12. "Touring Club", 13. Arco Naturale, 14. Buondormire

SPIAGGIA DEL PORTICELLO

HEADLAND SPACING (m) R_o	173
EMBAYMENT (m) a	68.53
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	37.4
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	351.2
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	2.03
INDENTATION RATIO a/R_o	0.39
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	7.52
EXPOSITION OF THE BEACH	SSE
DIRECT FLUVIAL INPUT	0
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	0
BEACH SEDIMENT	BOULDER -COBBLE - SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	WIRE MESH

Tabella 10 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia del Porticello

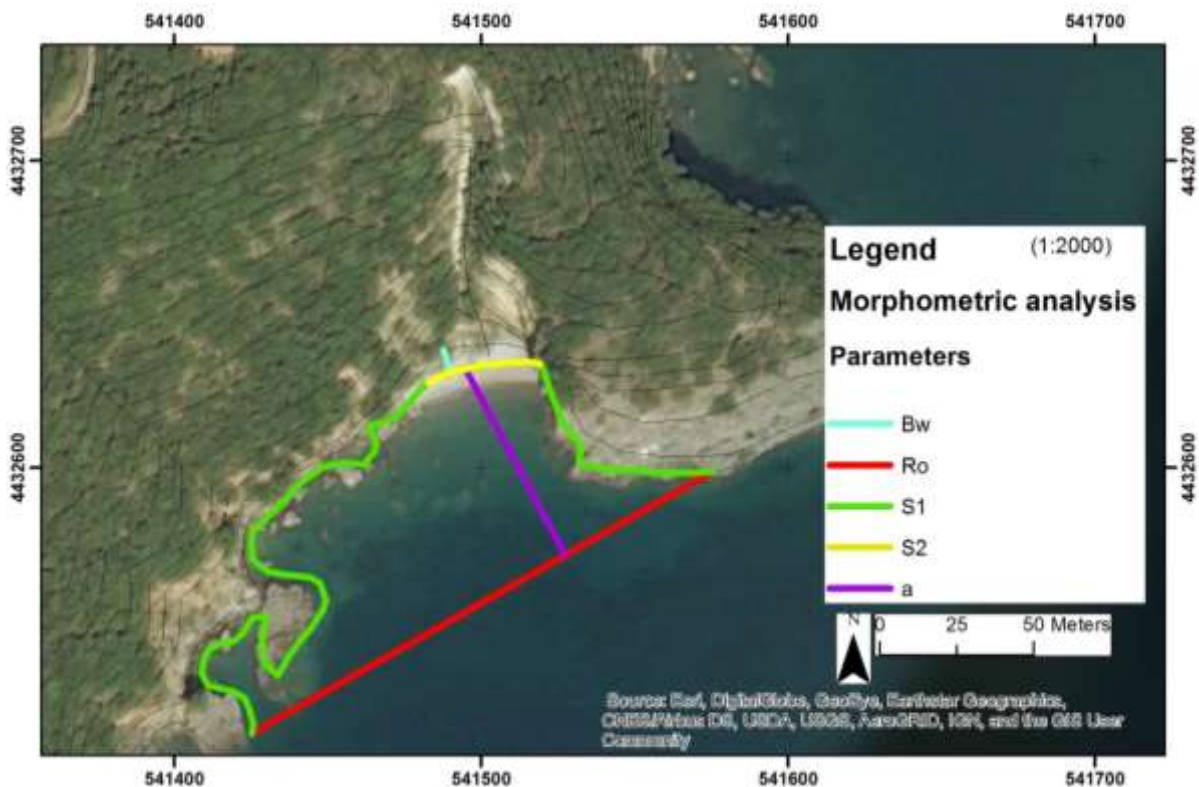


Figura 7- 2 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia del Porticello

SPIAGGIA DEI GABBIANI

HEADLAND SPACING (m) R_o	187.23
EMBAYMENT (m) a	23.95
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	121.15
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	226.04
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.21
INDENTATION RATIO a/R_o	0.13
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	28.28
EXPOSITION OF THE BEACH	SSE
DIRECT FLUVIAL INPUT	1
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	0.0064
BEACH SEDIMENT	GRAVEL - SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 11 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia dei Gabbiani

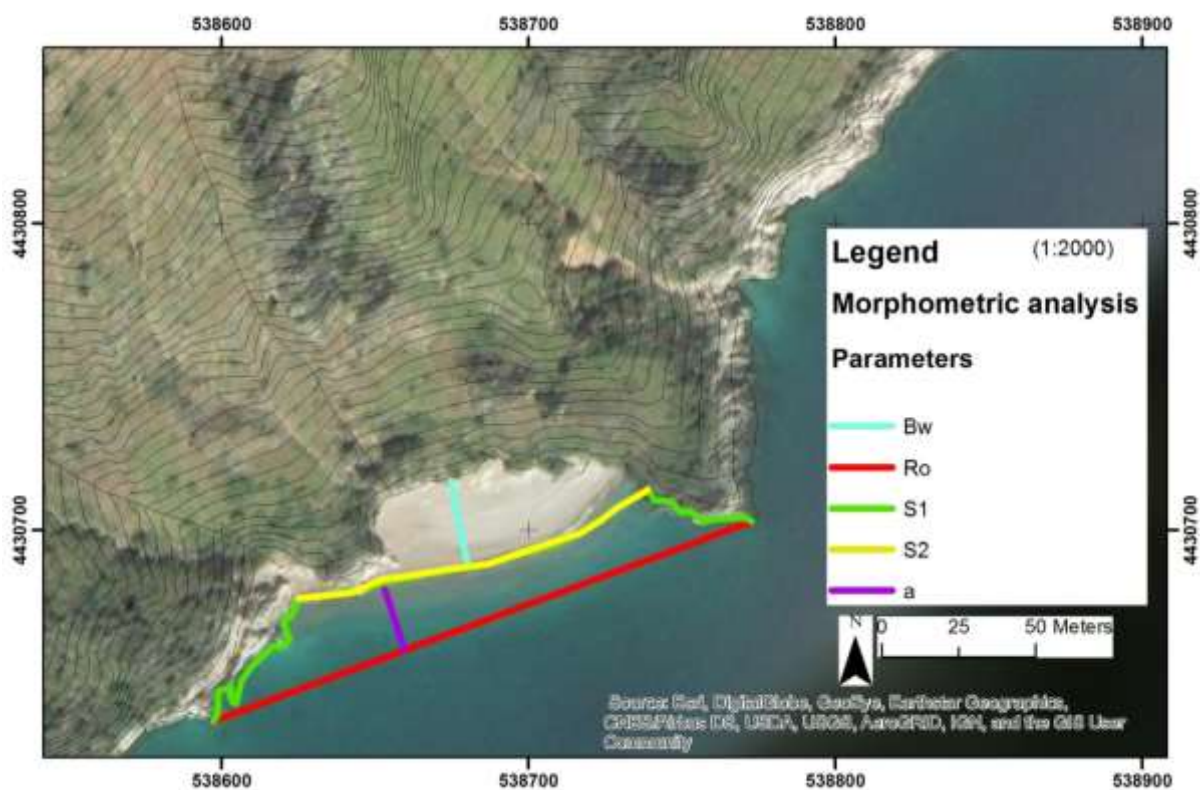


Figura 7-3 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia dei Gabbiani

SPIAGGIA DEL VALLONCELLO

HEADLAND SPACING (m) R_o	92.46
EMBAYMENT (m) a	32.24
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	44,02
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	118.57
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.28
INDENTATION RATIO a/R_o	0.35
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	22.86
EXPOSITION OF THE BEACH	SE
DIRECT FLUVIAL INPUT	2
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	1.69
BEACH SEDIMENT	BOULDERS- GRAVEL - SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 12 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia del Valloncello

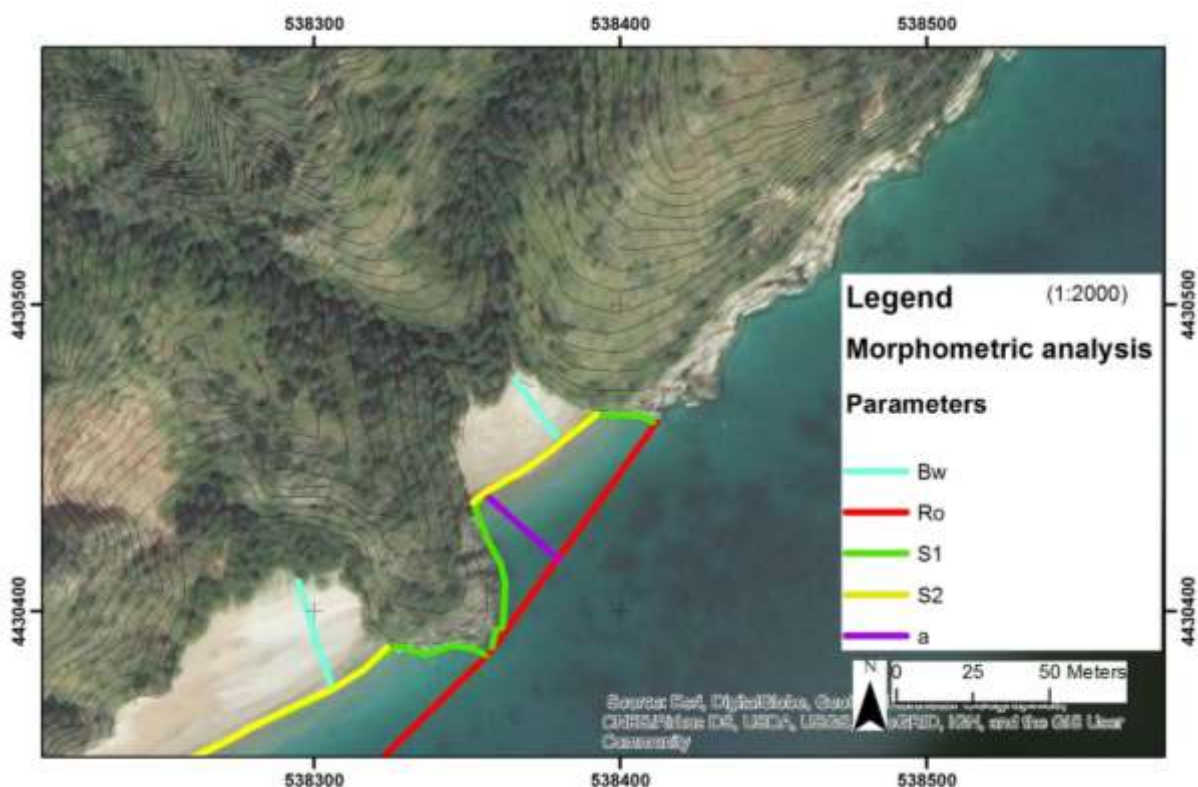


Figura 7-4 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia del Valloncello

SPIAGGIA DELLA SCIABICA

HEADLAND SPACING (m) R_o	212.67
EMBAYMENT (m) a	56.72
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	119.64
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	265.61
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.25
INDENTATION RATIO a/R_o	0.27
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	37
EXPOSITION OF THE BEACH	SE
DIRECT FLUVIAL INPUT	0
AREA OF THE CATCHMENT (km^2)	0
BEACH SEDIMENT	GRAVEL - SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 13 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia della Sciabica

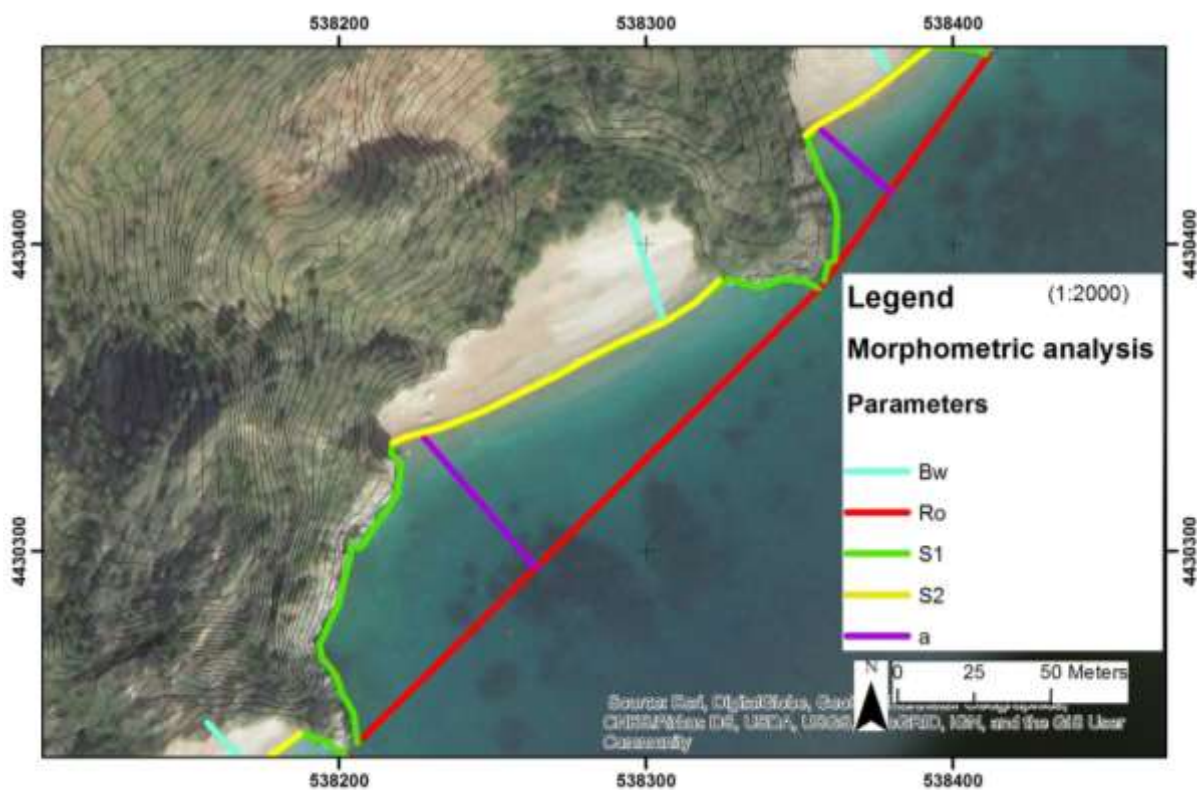


Figura 7-5 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia della Sciabica

SPIAGGIA DELLA RISIMA

HEADLAND SPACING (m) R_o	161.56
EMBAYMENT (m) a	34.67
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	134.71
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	235.38
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.46
INDENTATION RATIO a/R_o	0.21
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	22.01
EXPOSITION OF THE BEACH	SE
DIRECT FLUVIAL INPUT	1
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	0.017
BEACH SEDIMENT	GRAVEL –SAND-BOULDERS
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 14 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia della Risima

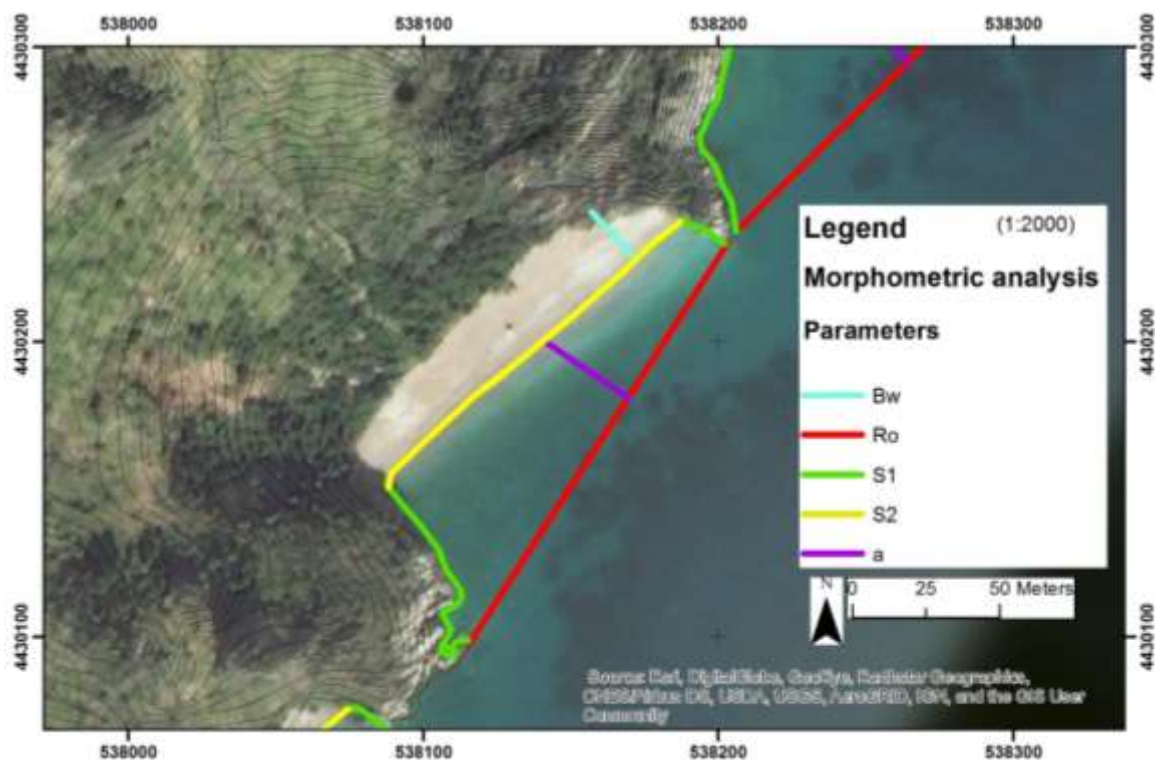


Figura 7-6 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia della Risima

SPIAGGIA DEL MARCELLINO

HEADLAND SPACING (m) R_o	138.54
EMBAYMENT (m) a	46.75
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	152.4
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	208.82
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.51
INDENTATION RATIO a/R_o	0.34
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	21.4
EXPOSITION OF THE BEACH	SE
DIRECT FLUVIAL INPUT	1
AREA OF THE CATCHMENT (km^2)	13.15
BEACH SEDIMENT	GRAVEL – BOULDER - SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 15 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia del Marcellino

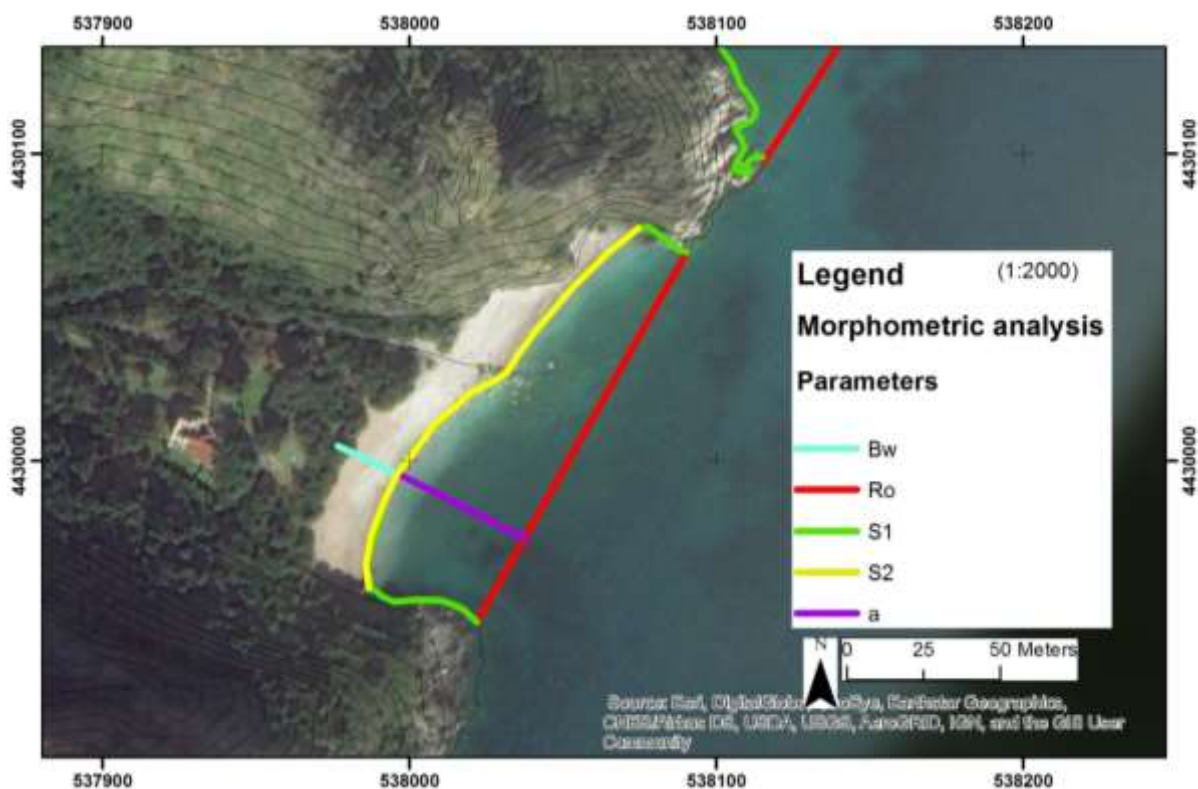


Figura 7-7 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia del Marcellino

SPIAGGIA DI CALA BIANCA

HEADLAND SPACING (m) R_o	95.84
EMBAYMENT (m) a	75.33
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	24.07
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	225.34
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	2.35
INDENTATION RATIO a/R_o	0.79
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	47.29
EXPOSITION OF THE BEACH	SSO
DIRECT FLUVIAL INPUT	1
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	1.72
BEACH SEDIMENT	GRAVEL
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 16 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia di Cala Bianca

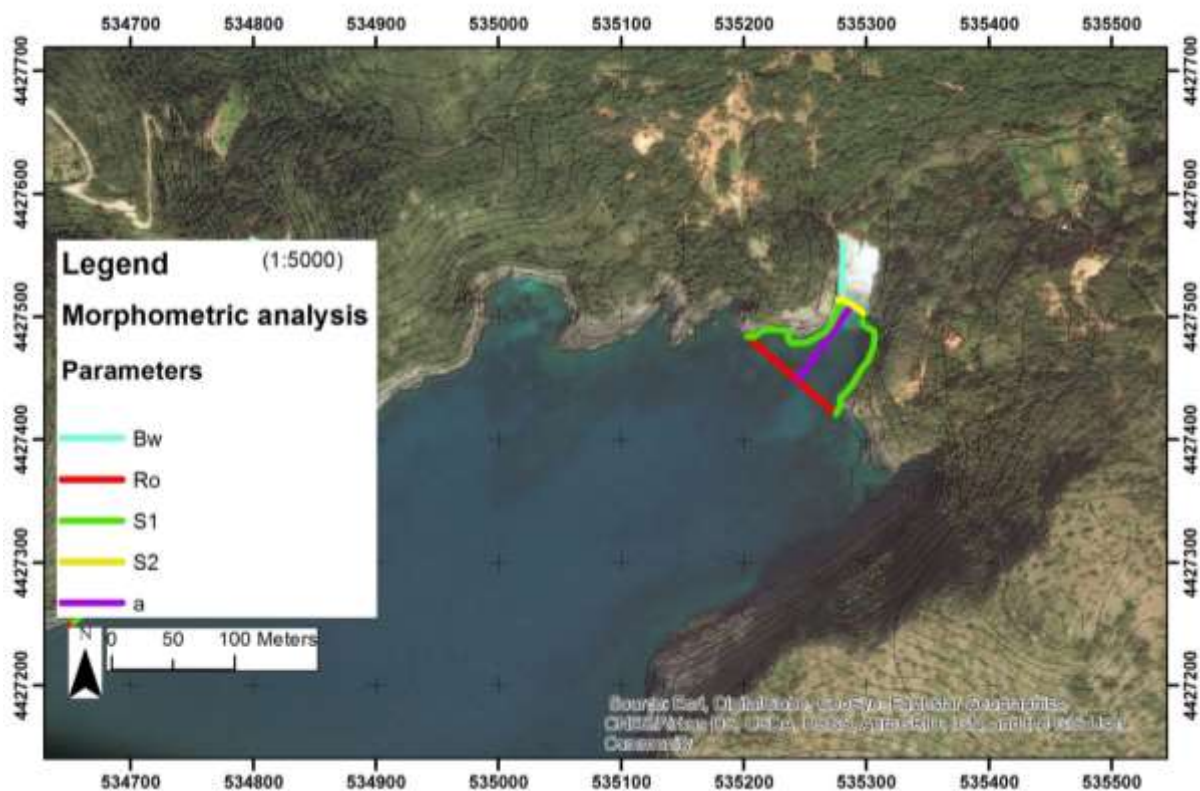


Figura 7-8 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia di Cala Bianca

SPIAGGIA DEL POZZALLO

HEADLAND SPACING (m) R_o	95.84
EMBAYMENT (m) a	109.47
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	239.61
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	470.4
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	4.91
INDENTATION RATIO a/R_o	1.14
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	68.85
EXPOSITION OF THE BEACH	S
DIRECT FLUVIAL INPUT	2
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	3
BEACH SEDIMENT	GRAVEL - SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 17 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia del Pozzallo

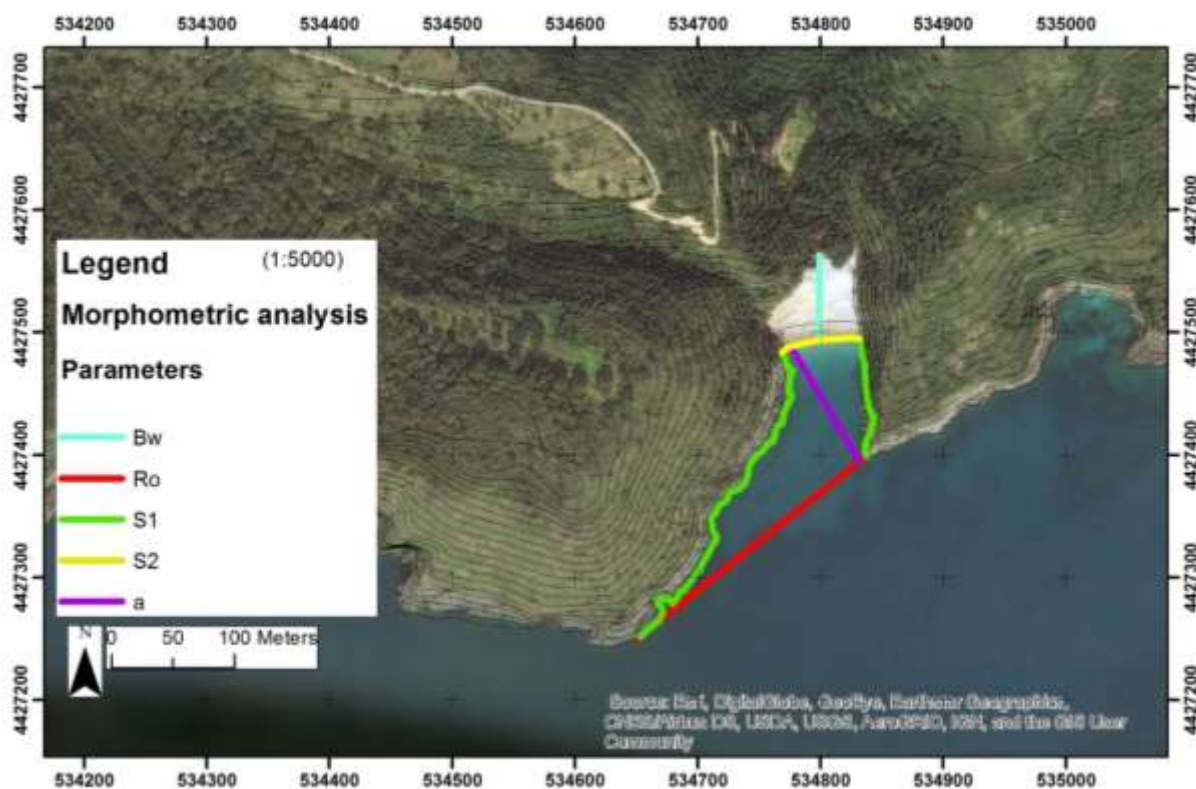


Figura 7-9 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia del Pozzallo

SPIAGGIA DI LENTISCELLE

HEADLAND SPACING (m) R_o	1376.8
EMBAYMENT (m) a	486.86
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	950.55
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	0
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	0
INDENTATION RATIO a/R_o	0.35
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	97.83
EXPOSITION OF THE BEACH	S
DIRECT FLUVIAL INPUT	3
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	38.6
BEACH SEDIMENT	MEDIUM SAND - GRAVEL
ANTHROPIC STRUCTURES	HARBOUR - URBAN AREA

Tabella 18 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia di Lentiscelle

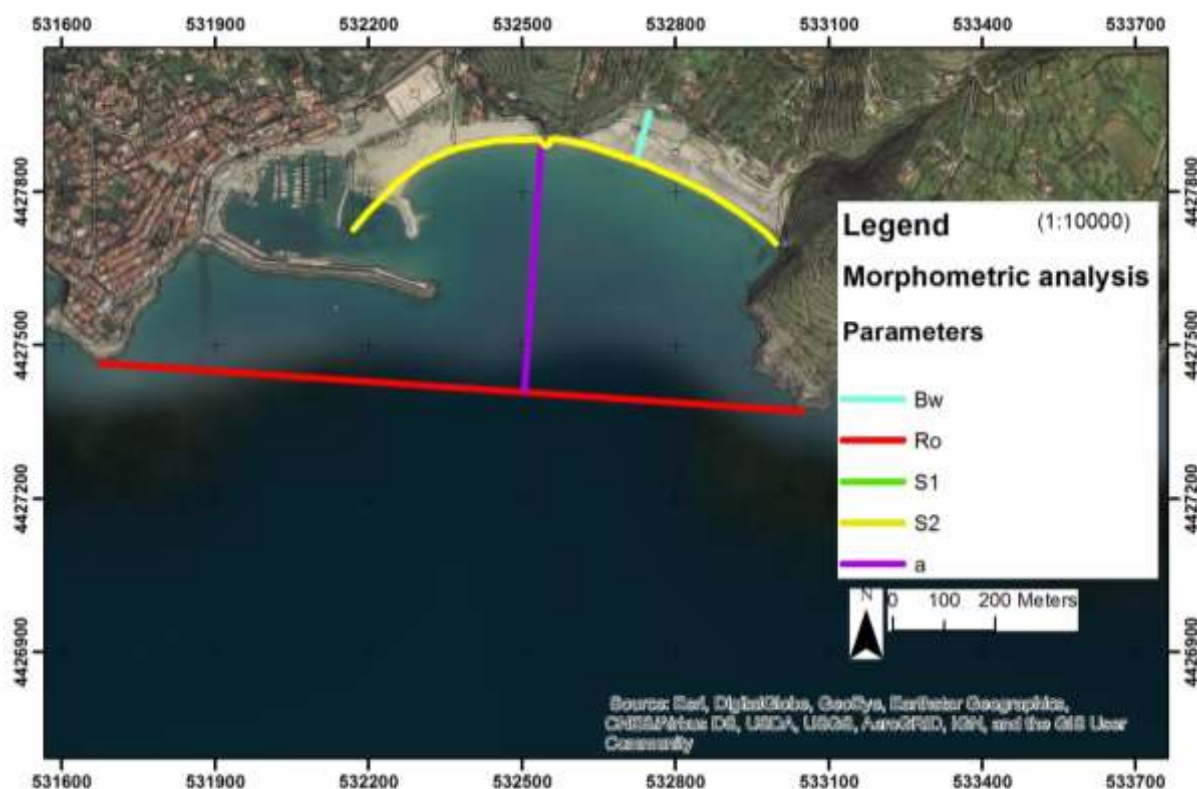


Figura 7-10 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia di Lentiscelle

SPIAGGIA DELLA CALANCA

HEADLAND SPACING (m) R_o	556.92
EMBAYMENT (m) a	229
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	319.01
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	862.68
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.55
INDENTATION RATIO a/R_o	0.41
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	65.58
EXPOSITION OF THE BEACH	S
DIRECT FLUVIAL INPUT	2
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	2.14
BEACH SEDIMENT	SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	URBAN AREA

Tabella 19 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia della Calanca

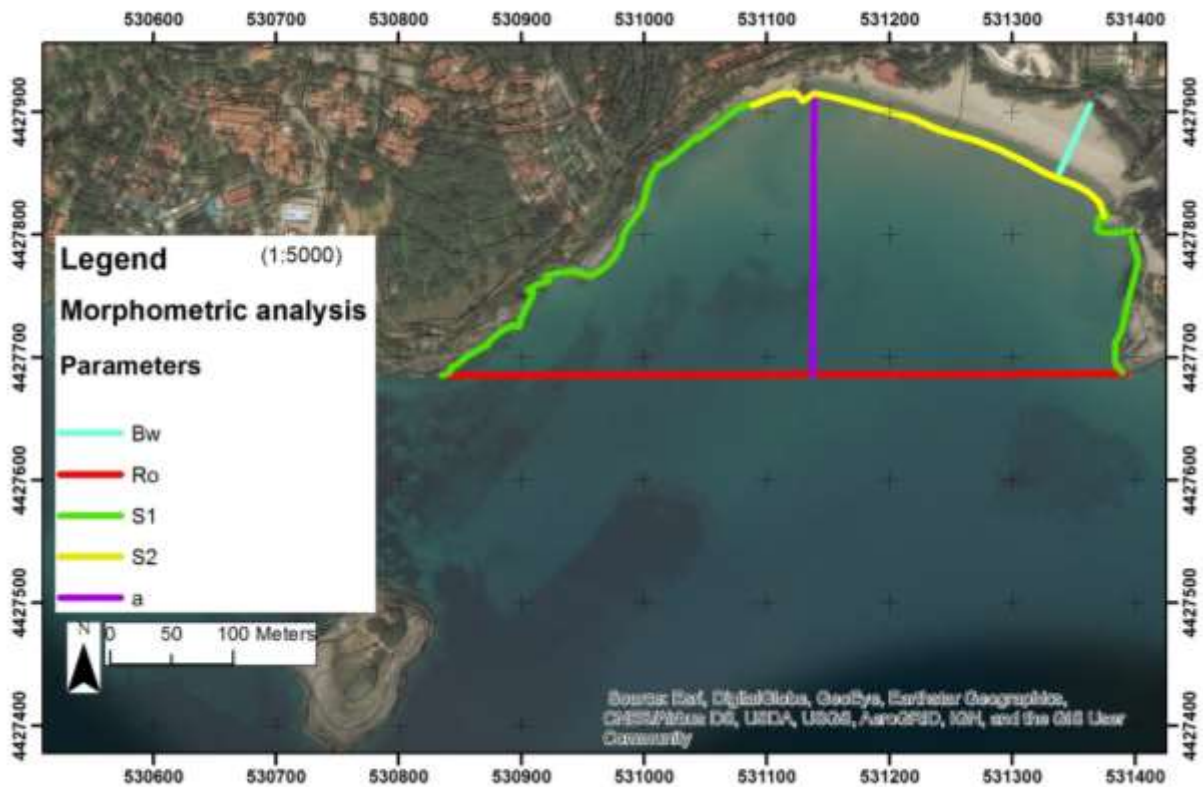


Figura 7-11 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia della Calanca

SPIAGGIA DEL CAPO GROSSO

HEADLAND SPACING (m) R_o	275.71
EMBAYMENT (m) a	104.35
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	222.73
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	444.24
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.61
INDENTATION RATIO a/R_o	0.38
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	88.76
EXPOSITION OF THE BEACH	SE
DIRECT FLUVIAL INPUT	1
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	1.01
BEACH SEDIMENT	SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 20 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia del Capo Grosso

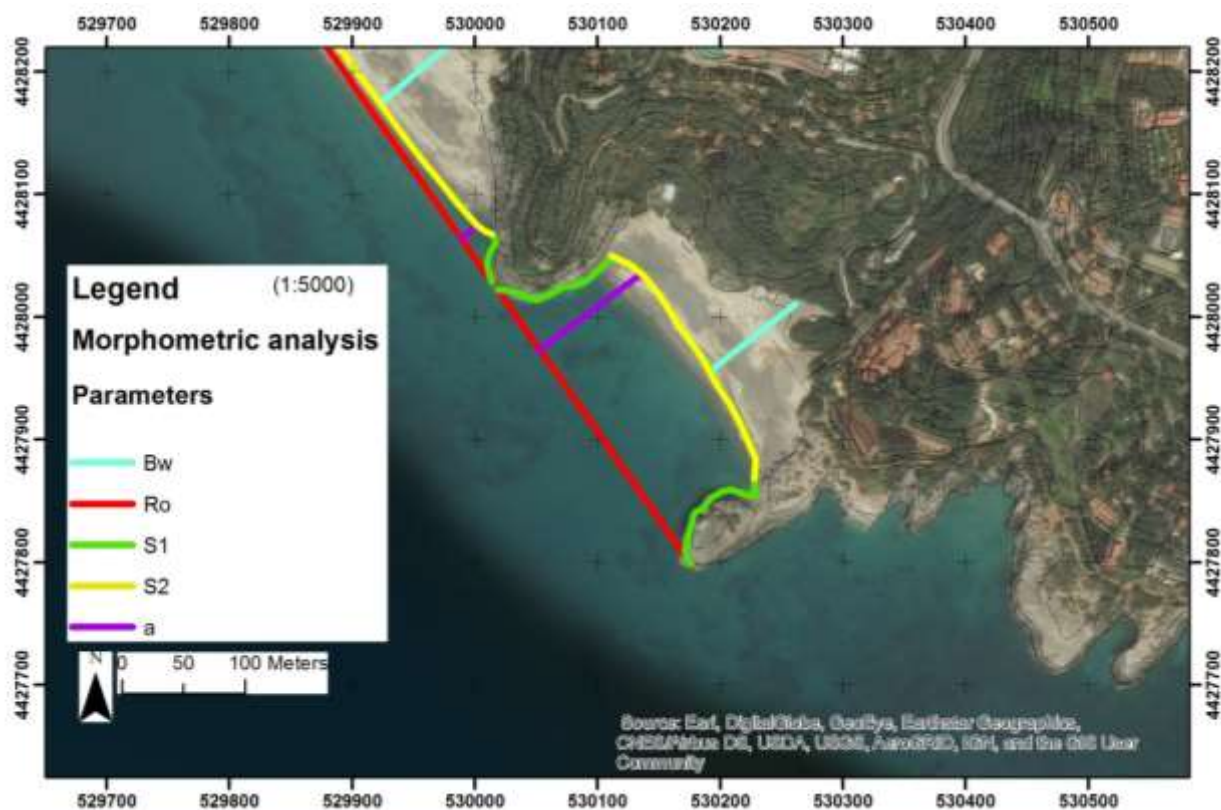


Figura 7-12 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia di Capo Grosso

SPIAGGIA DEL "TOURING CLUB"

HEADLAND SPACING (m) R_o	310.74
EMBAYMENT (m) a	16.93
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	269.11
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	327
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.05
INDENTATION RATIO a/R_o	0.05
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	82.54
EXPOSITION OF THE BEACH	SE
DIRECT FLUVIAL INPUT	0
AREA OF THE CATCHMENT (km^2)	0
BEACH SEDIMENT	SAND
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 21 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia del "Touring Club"

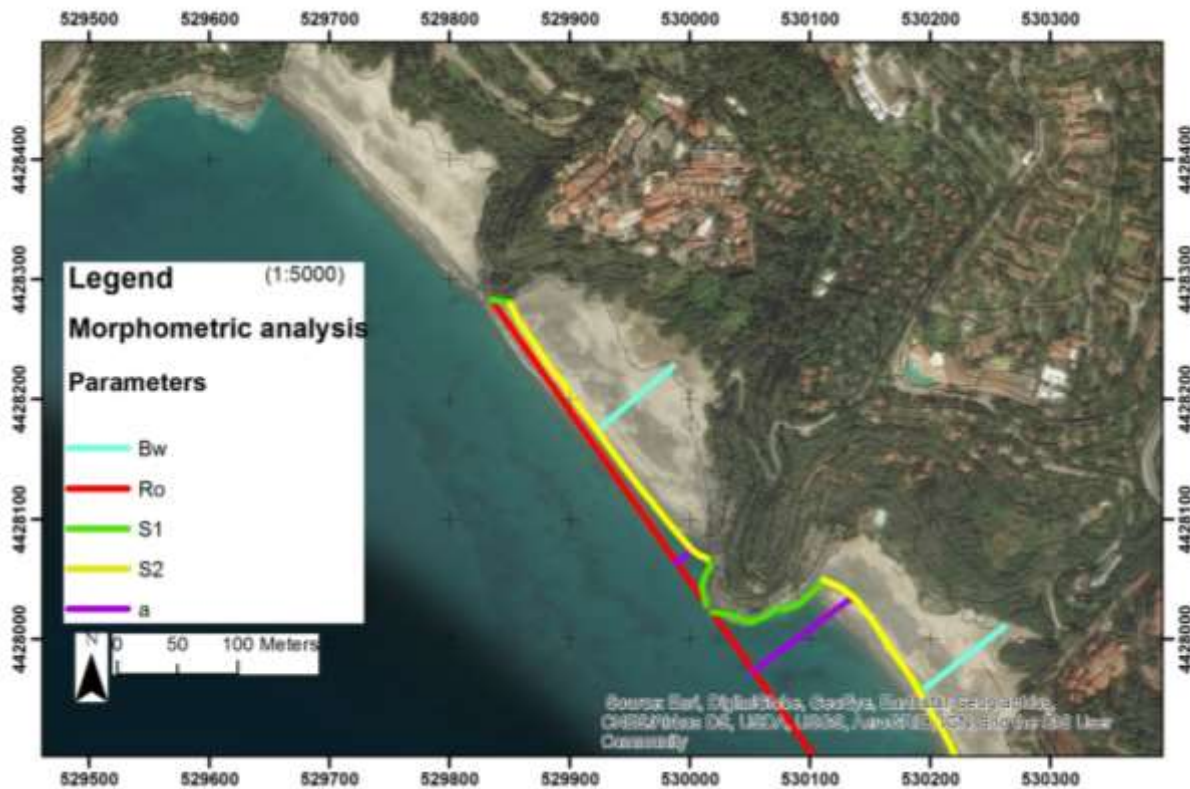


Figura 7-13 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia del "Touring Club"

SPIAGGIA DELL'ARCO NATURALE

HEADLAND SPACING (m) R_o	175.16
EMBAYMENT (m) a	48.28
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	92.87
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	236.85
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	1.35
INDENTATION RATIO a/R_o	0.28
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	61.55
EXPOSITION OF THE BEACH	S
DIRECT FLUVIAL INPUT	0
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	0
BEACH SEDIMENT	FINE SAND – GRAVEL - BOULDER
ANTHROPIC STRUCTURES	WIRE MESH

Tabella 22 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia dell'Arco Naturale

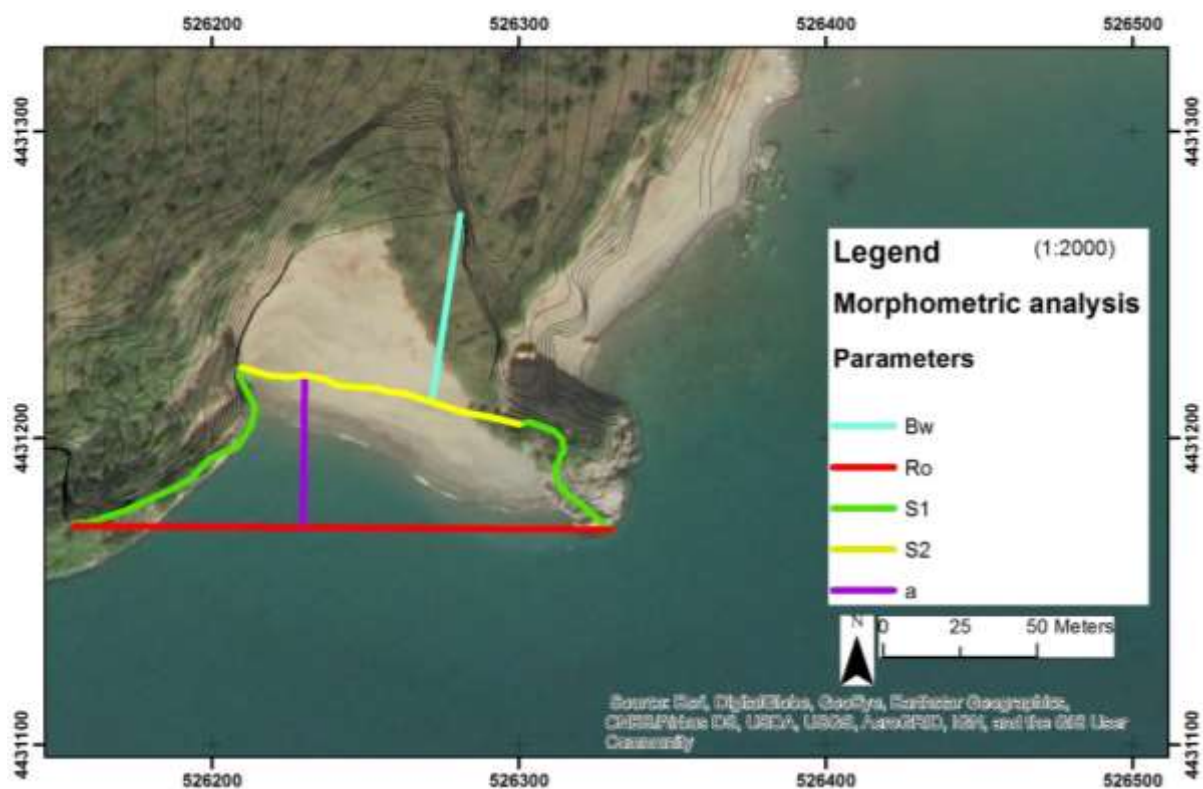


Figura 7-14 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia dell'Arco Naturale

SPIAGGIA DEL BUONDORMIRE

HEADLAND SPACING (m) R_o	118
EMBAYMENT (m) a	92.26
LENGTH OF THE EMBAYED BEACH (m) S_2	83.31
LENGTH OF THE EMBAYED SHORELINE (m) S_1	297.24
DEEPNESS OF THE BAY S_1/R_o	2.52
INDENTATION RATIO a/R_o	0.78
MAXIMUM BEACH WIDTH (m) B_w	11.56
EXPOSITION OF THE BEACH	S
DIRECT FLUVIAL INPUT	0
AREA OF THE CATCHMENT (km ²)	0
BEACH SEDIMENT	SAND - BOULDER
ANTHROPIC STRUCTURES	ABSENT

Tabella 23 Sommario dei parametri misurati per la spiaggia del Buondormire

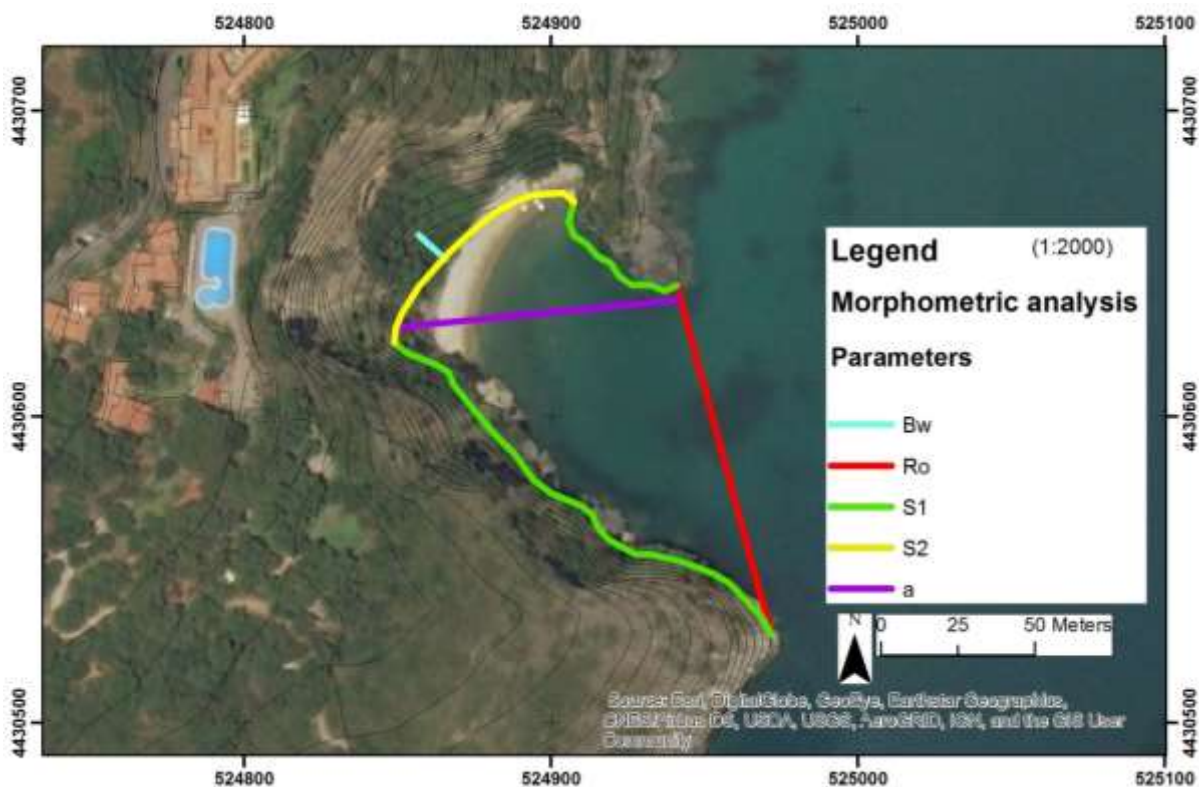


Figura 7-15 Mappa dell'analisi morfometrica effettuata per la spiaggia del Buondormire

8. APPENDICE 2

CARTOGRAFIA TEMATICA FRONTALE

MULTI-THEMATIC MAPPING



Figura 8- 1 Ubicazione dei fronti rocciosi mappati (Google Earth): 1 Spiaggia del Buondormire; 2 Spiaggia dell'Arco Naturale; 3 Spiaggia della Risima; 4 Punta Garagliano



Figura 8- 2 Legenda dei fotomosaici geologici realizzati

GEOMORPHOLOGICAL PHOTO-MOSAICS LEGEND



Figura 8- 3 Legenda dei fotomosaici geomorfologici realizzati

GEOSTRUCTURAL PHOTO-MOSAICS LEGEND



Figura 8- 4 Legenda dei fotomosaici geo-strutturali realizzati

ROCKFALL SUSCEPTIBILITY MAP

LEVEL

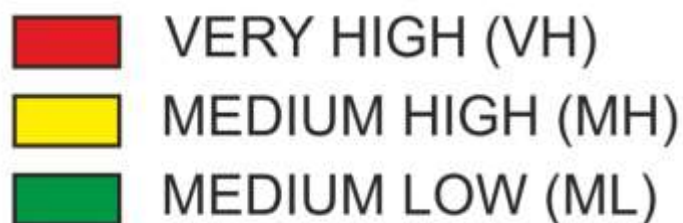


Figura 8- 5 Legenda dei livelli di suscettibilità all'innesco per frane in roccia individuati

8.1 CARTE TEMATICHE FRONTALI ARCO NATURALE

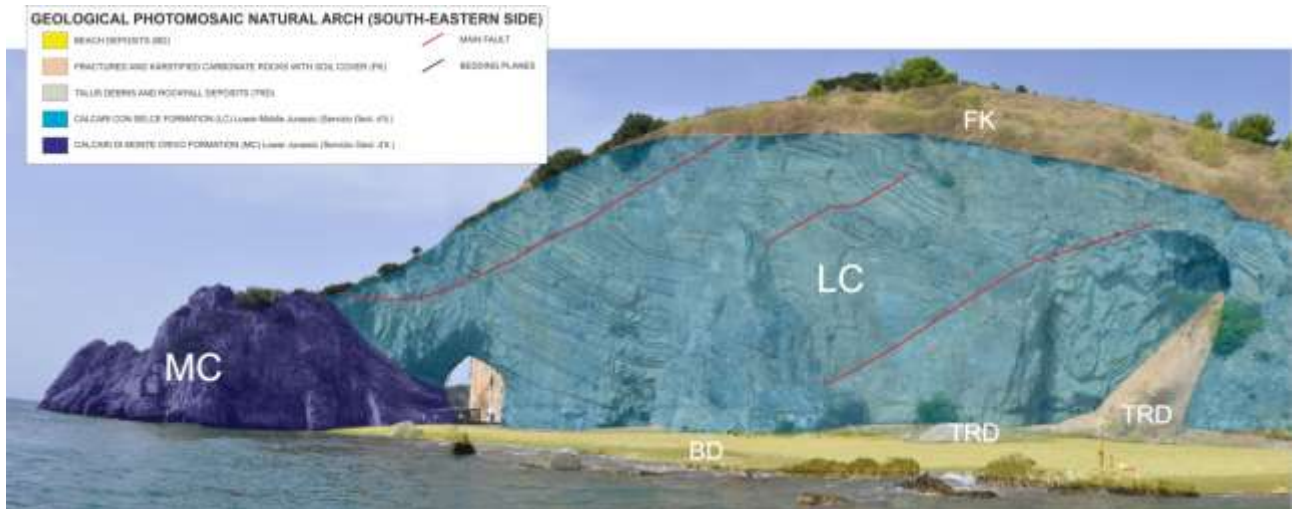


Figura 8- 6 Fotomosaico geologico dell'Arco Naturale (parete SE)

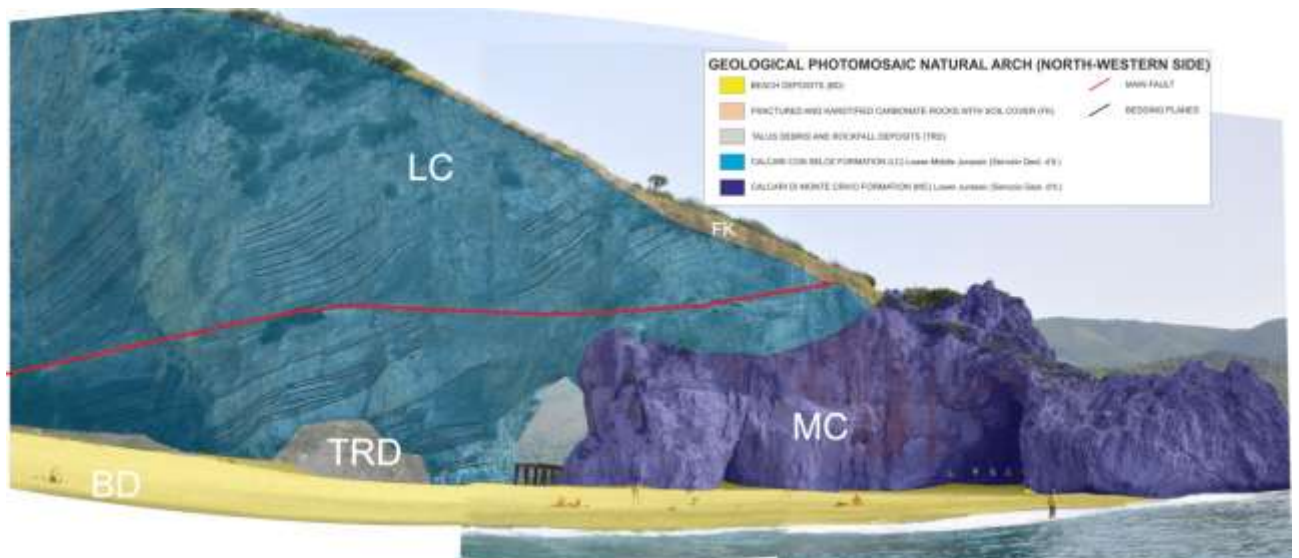


Figura 8- 7 Fotomosaico geologico dell'Arco Naturale (parete NW)



Figura 8- 8 Fotomosaico geomorfologico dell'Arco Naturale (Parete SE)

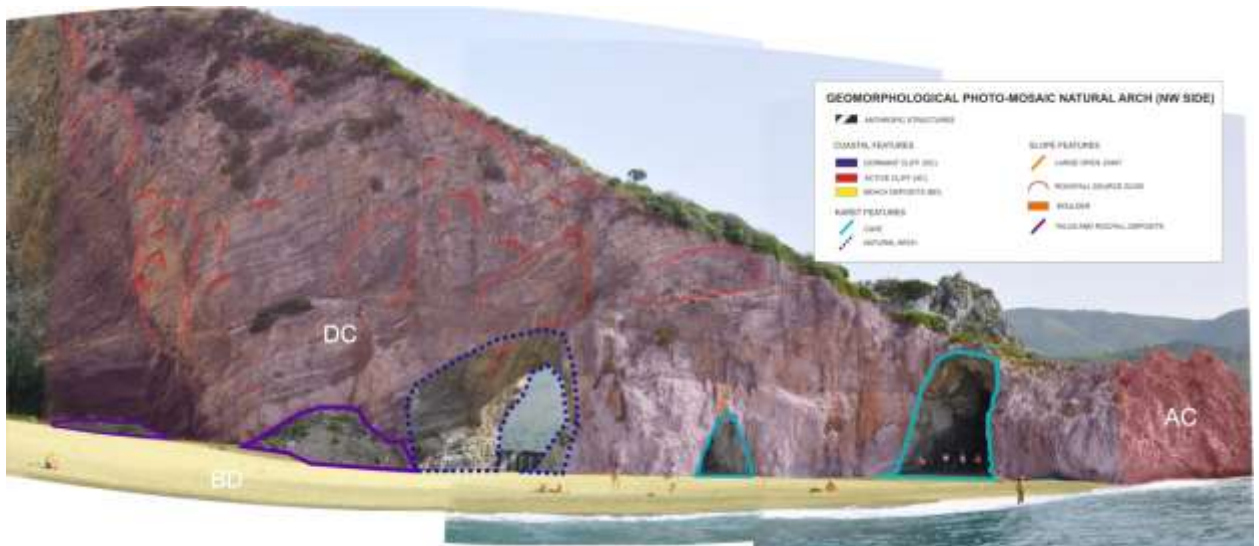


Figura 8- 9 Fotomosaico geomorfologico dell'Arco Naturale (parete NW)



Figura 8- 10 Fotomosaico geo-strutturale dell'Arco Naturale (parete SE)



Figura 8- 11 Fotomosaico geo-strutturale dell'Arco Naturale (parete NW)

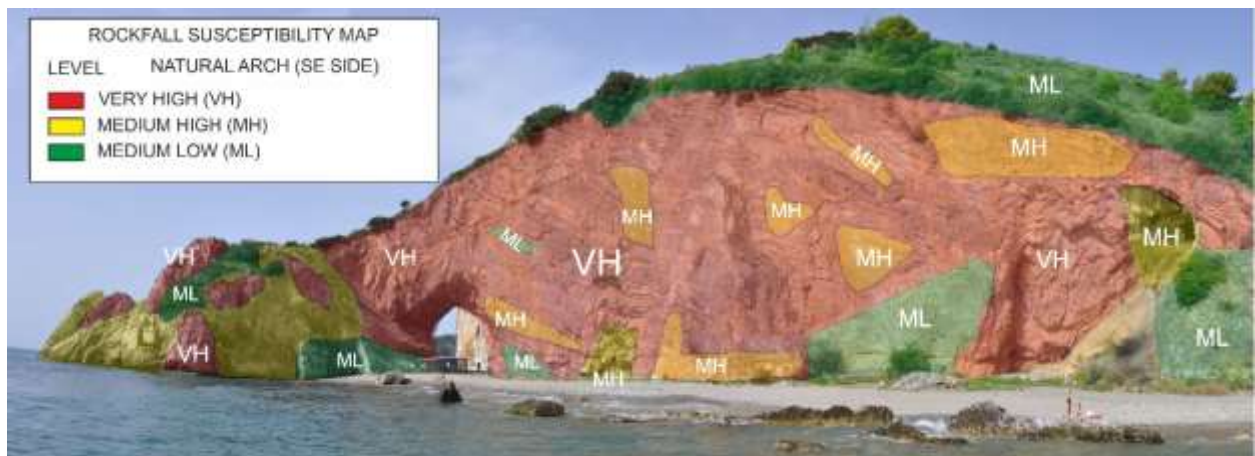


Figura 8- 12 Fotomosaico della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per la parete SE dell'Arco Naturale

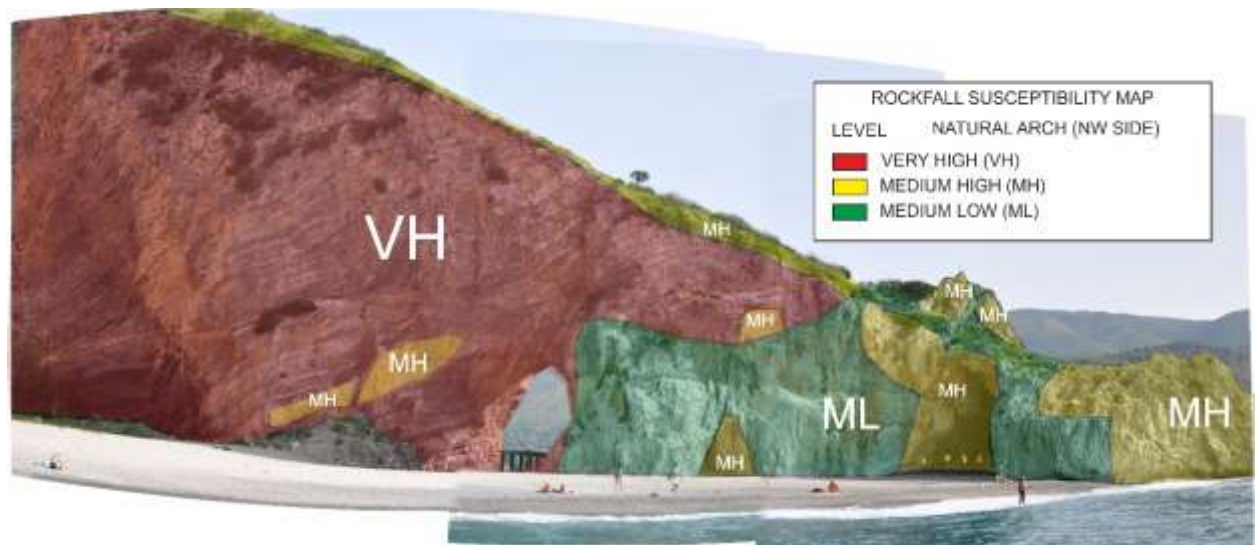


Figura 8- 13 Fotomosaico della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per la parete NW dell'Arco Naturale

8.2 CARTE TEMATICHE FRONTALI SPIAGGIA DEL BUONDORMIRE



Figura 8- 14 Fotomosaico geologico della parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato W)

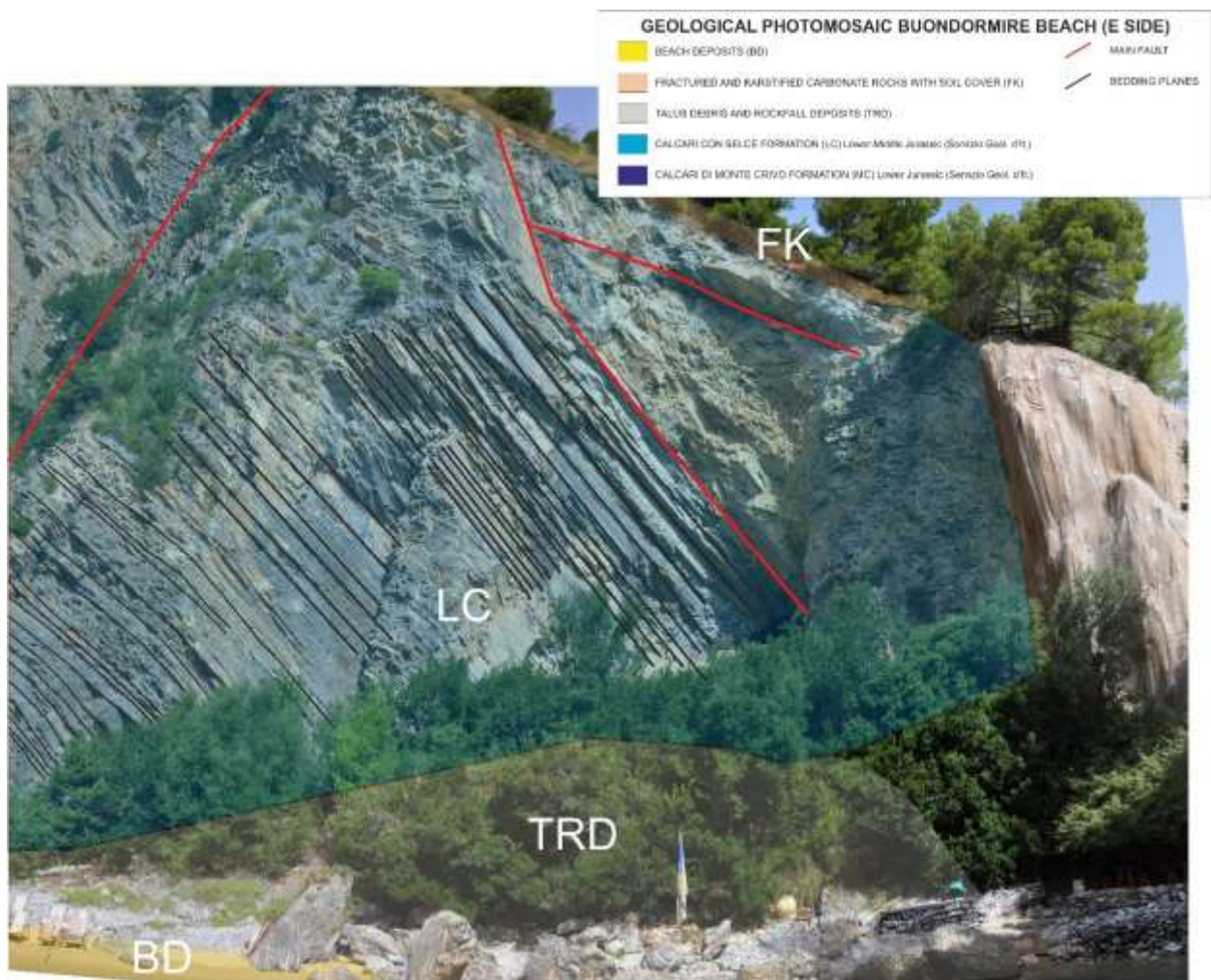


Figura 8- 15 Fotomosaico geologico della parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato E)

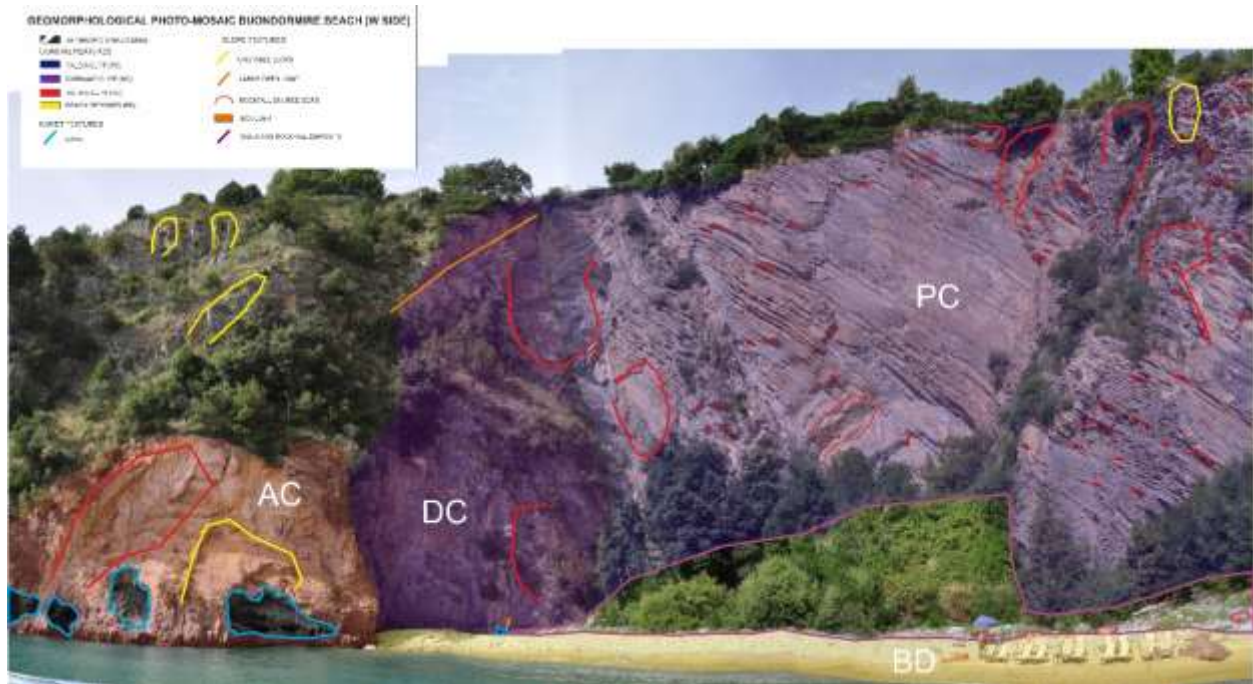


Figura 8- 16 Fotomosaico geomorfologico della parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato W)

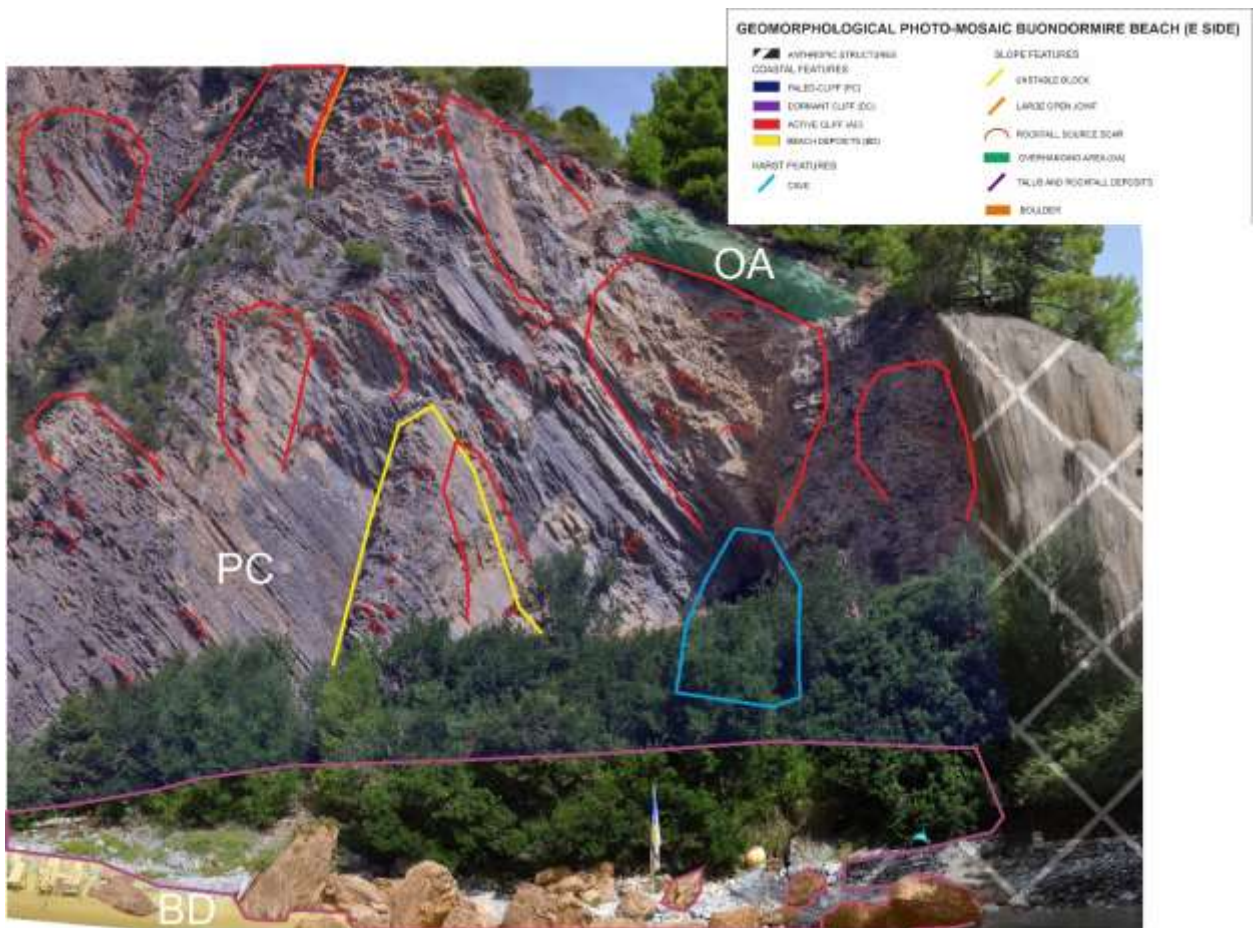


Figura 8- 17 Fotomosaico geomorfologico della parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato E)

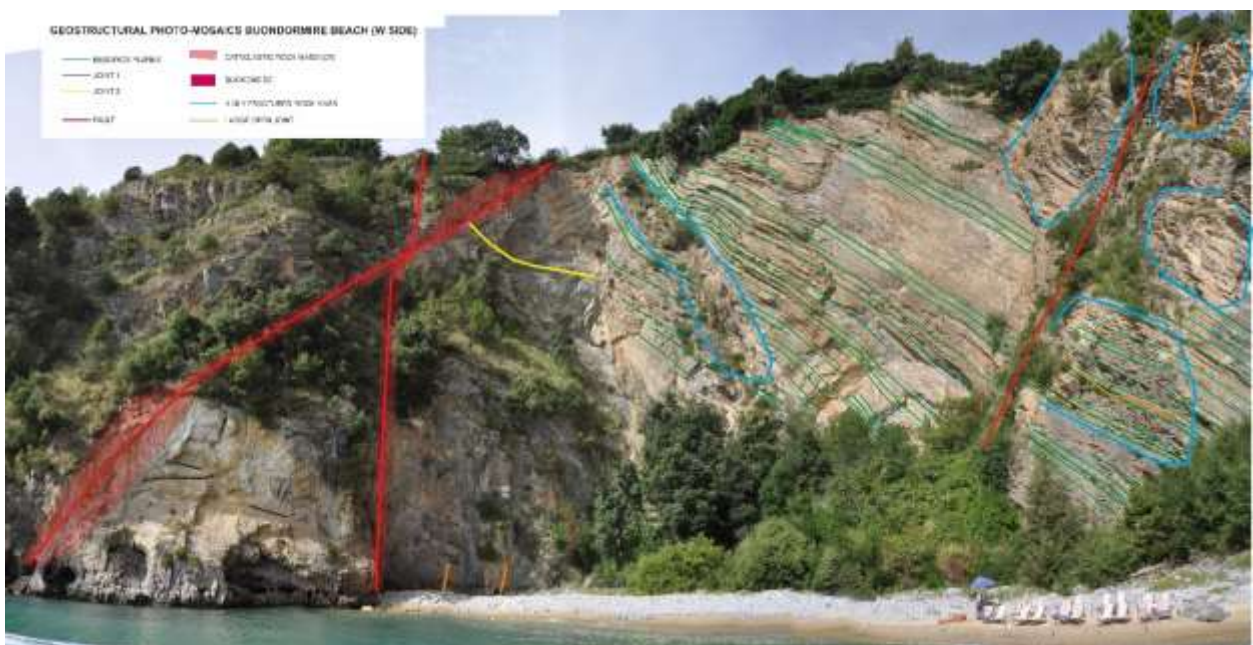


Figura 8- 18 Fotomosaico geo-strutturale della parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato W)

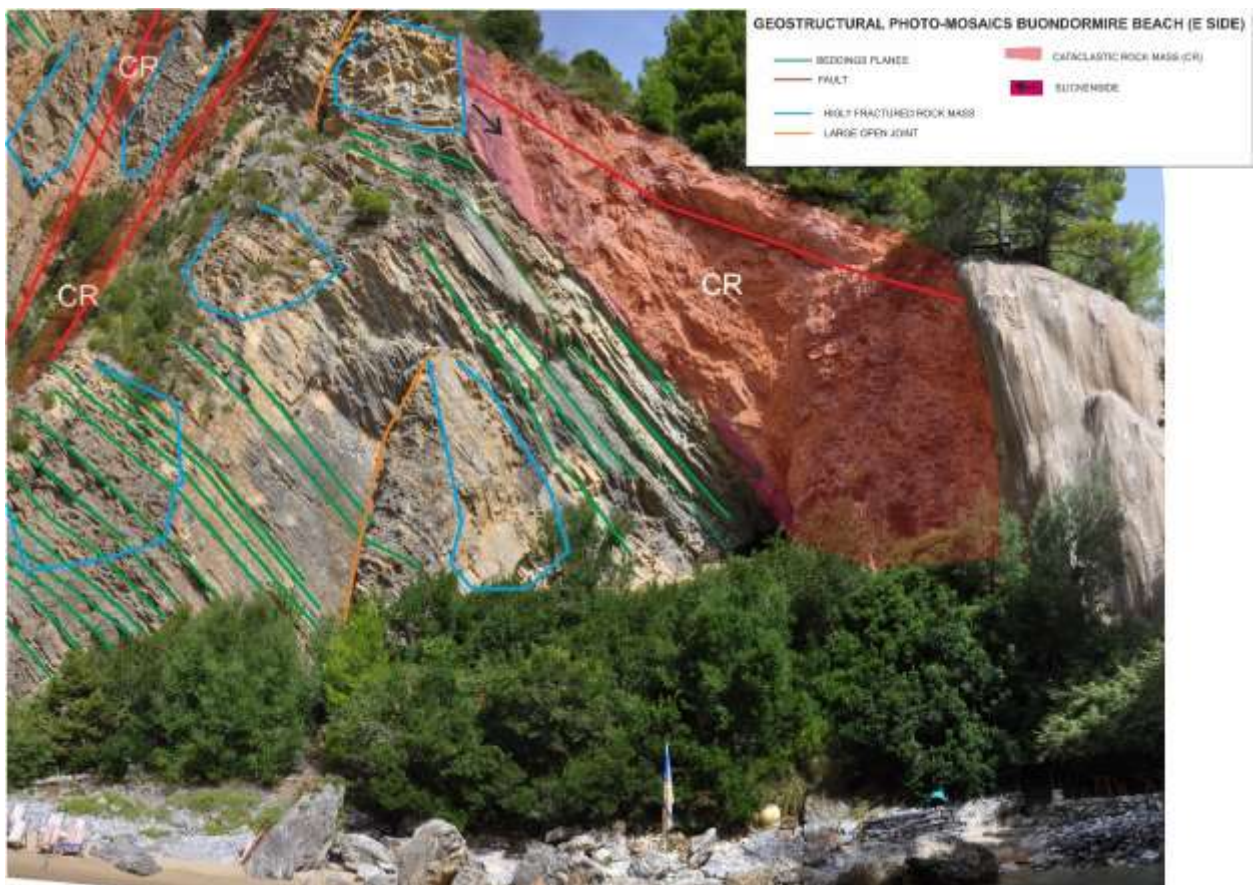


Figura 8- 19 Fotomosaico geo-strutturale della parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato E)

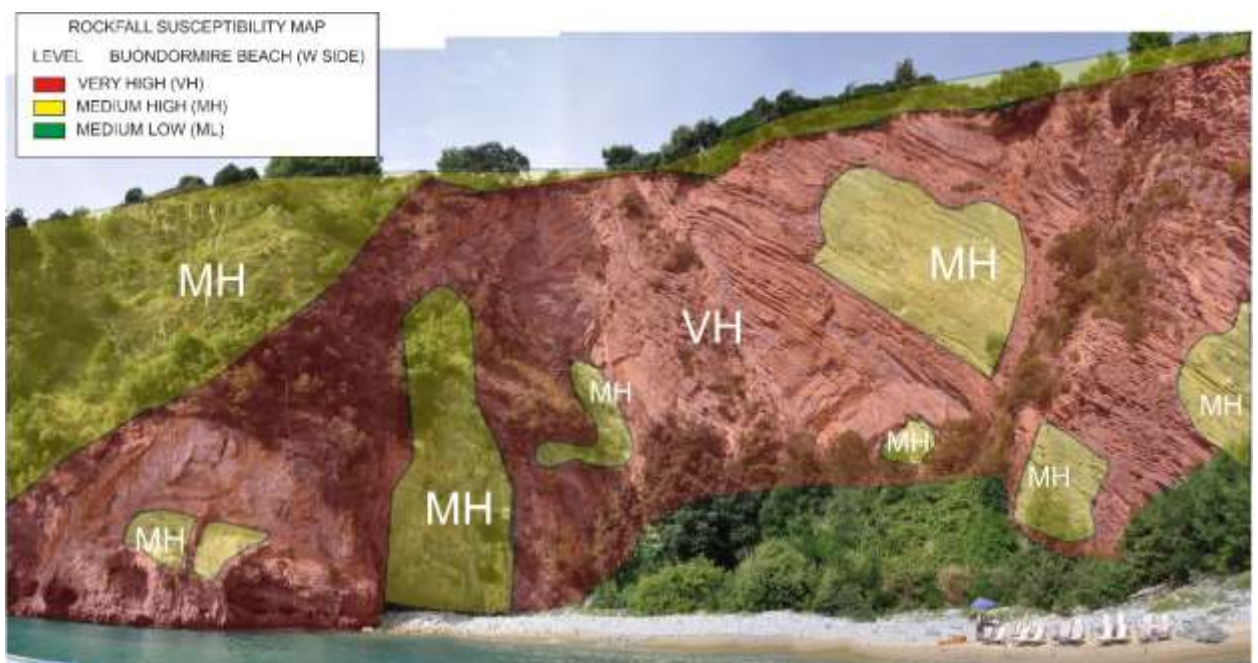


Figura 8- 20 Fotomosaico della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per la parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato W)

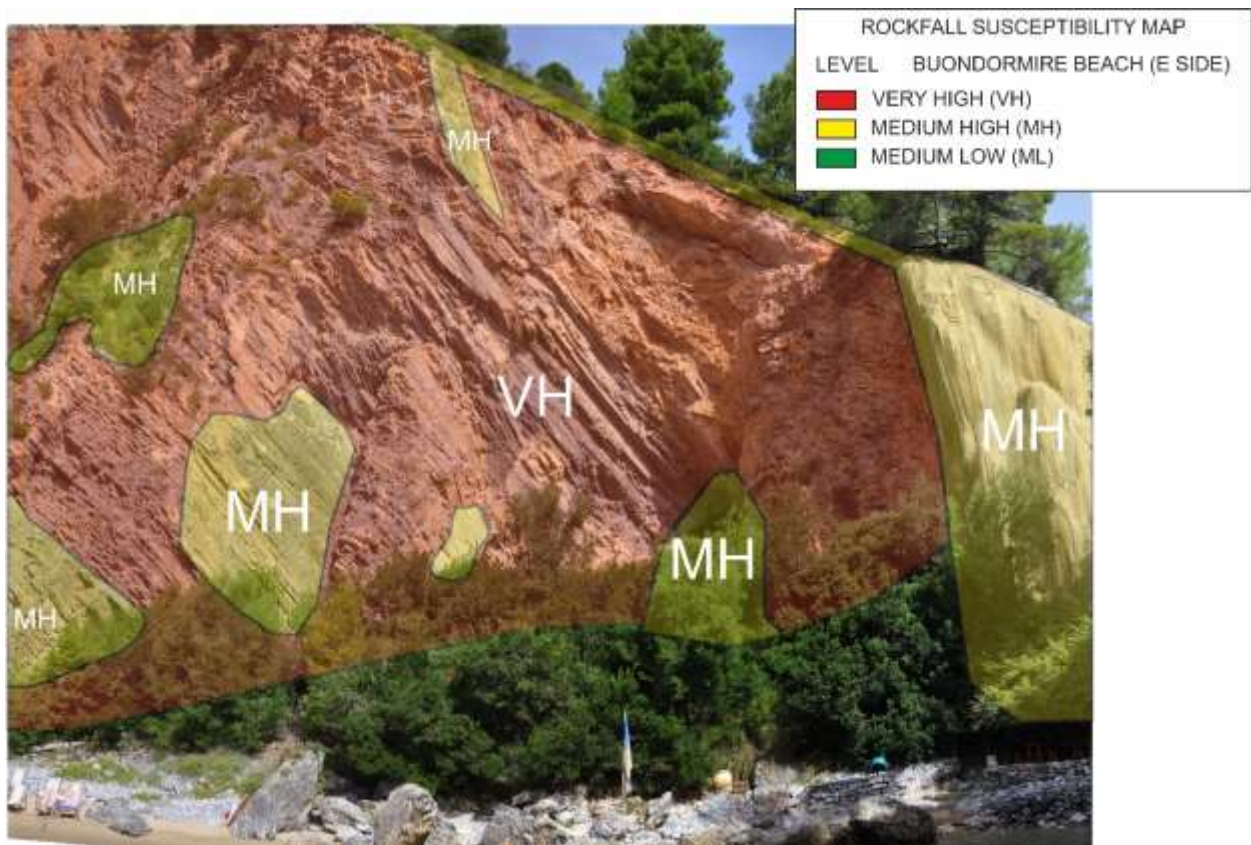


Figura 8- 21 Fotomosaico della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per la parete aggettante sulla spiaggia del Buondormire (lato E)

8.3 CARTE TEMATICHE FRONTALI SPIAGGIA DELLA RISIMA

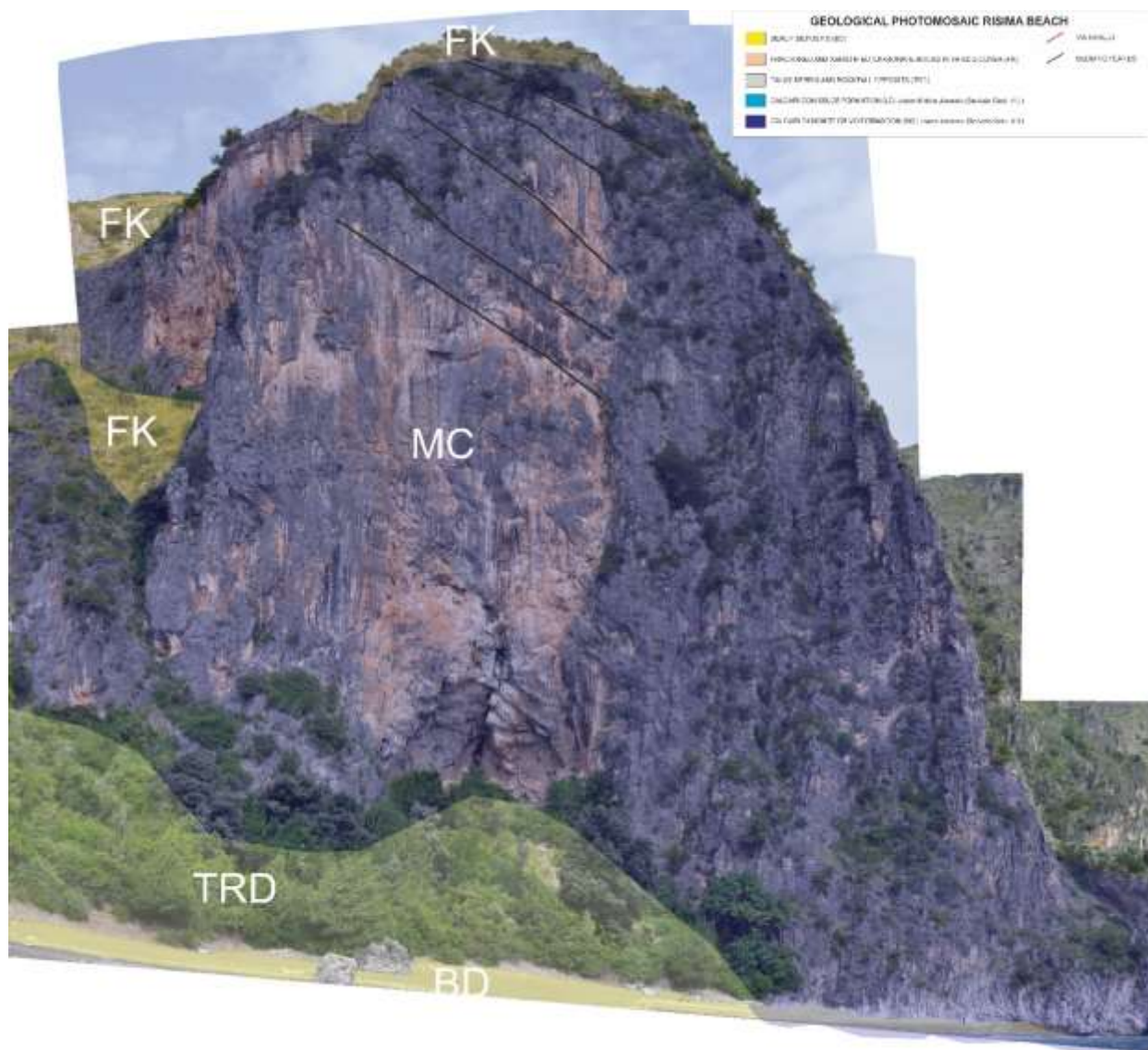


Figura 8- 22 Fotomosaico geologico della parete aggettante sulla spiaggia della Risima

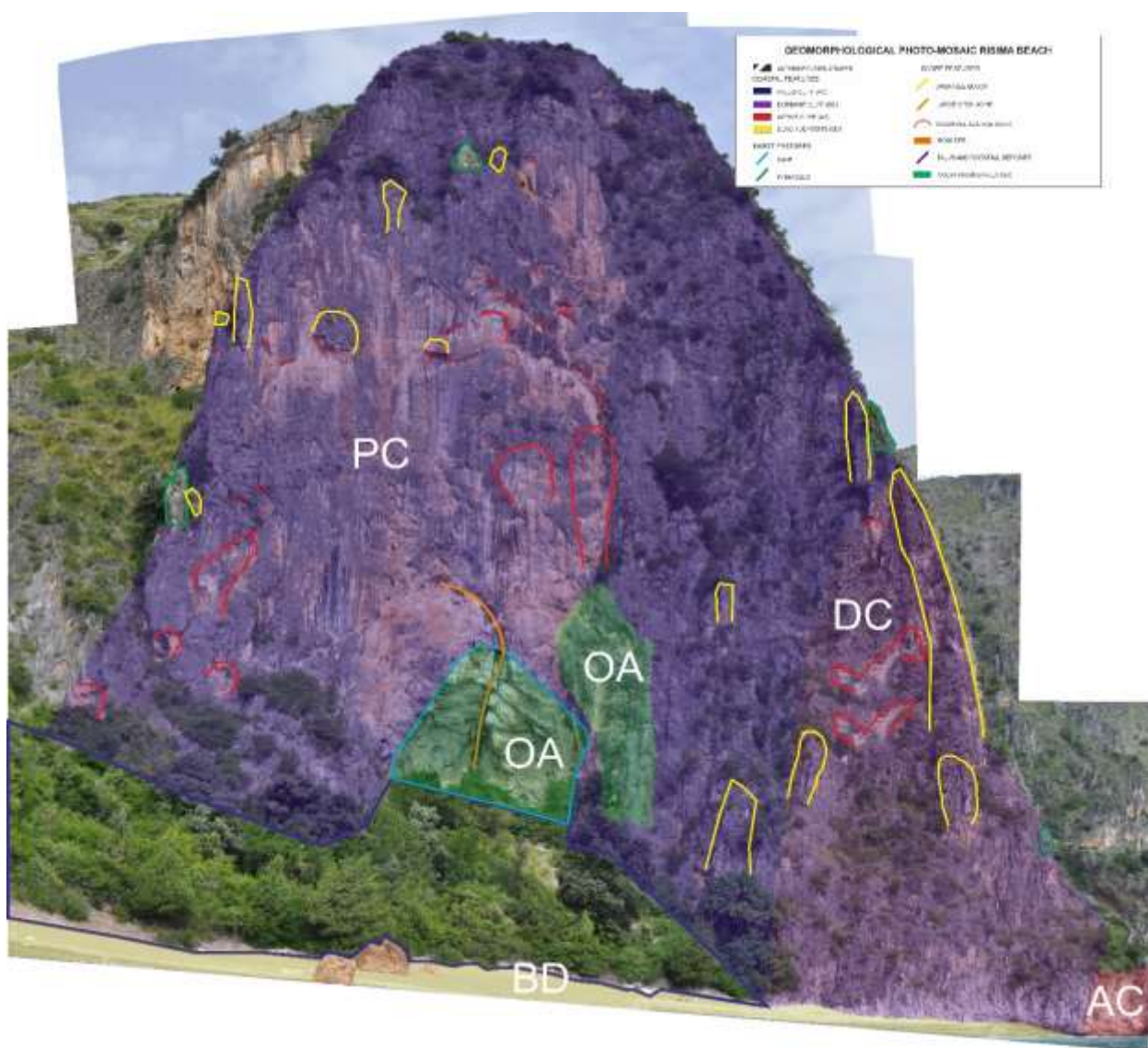


Figura 8- 23 Fotomosaico geomorfologico della parete aggettante sulla spiaggia della Risima

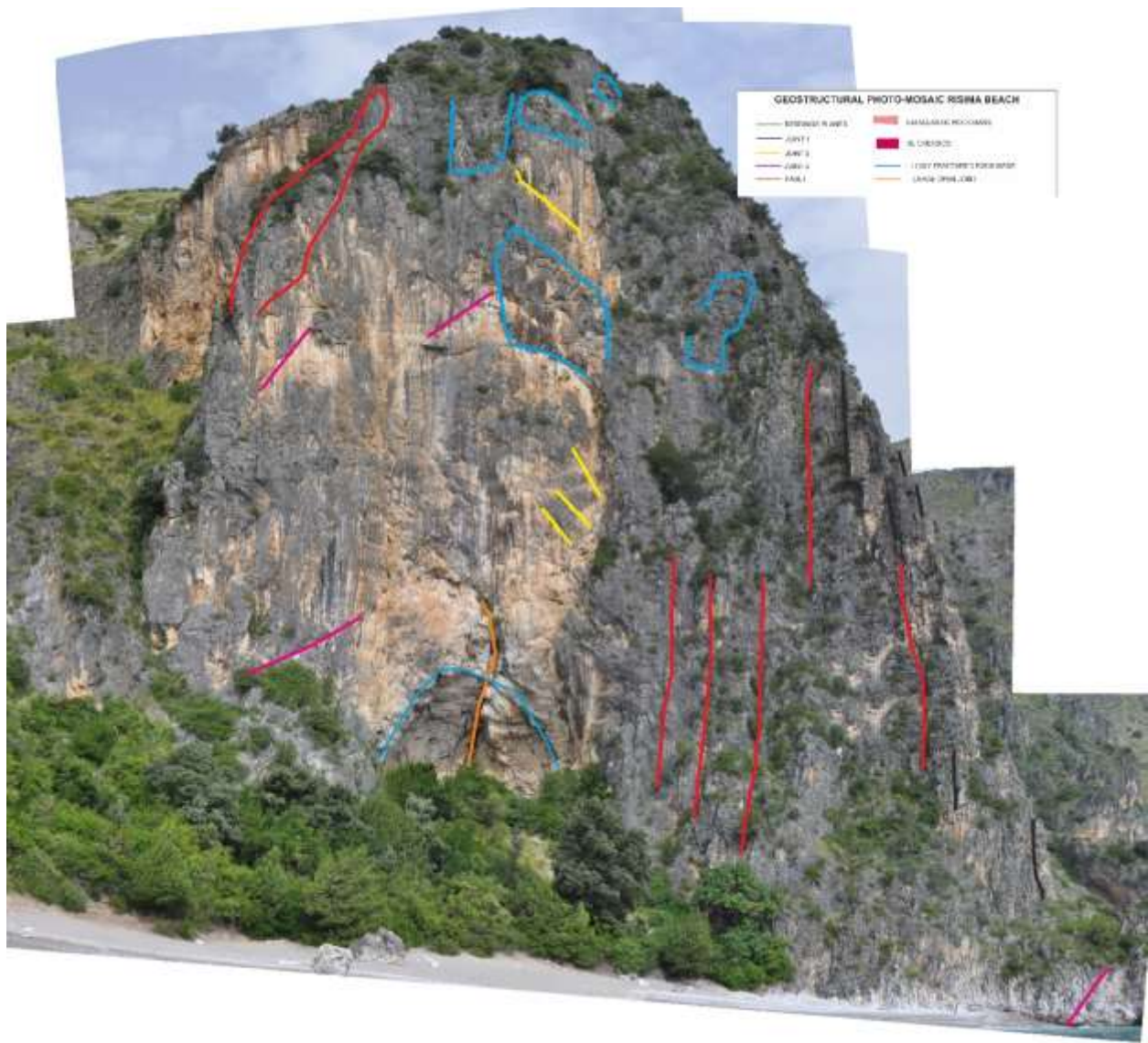


Figura 8- 24 Fotomosaico geo-strutturale della parete aggettante sulla spiaggia della Risima

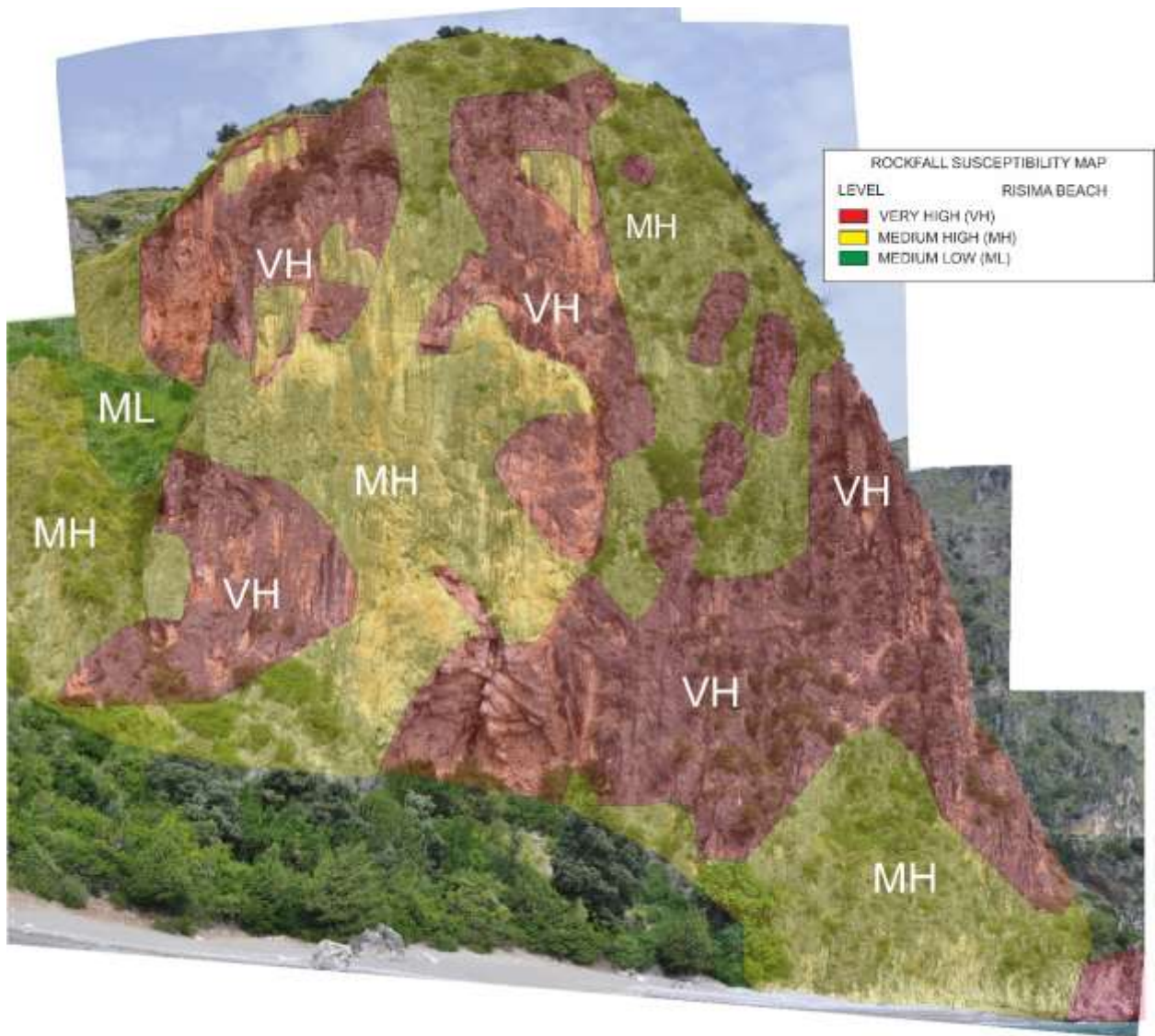


Figura 8- 25 Fotomosaico della suscettibilità all'innescio di frane in roccia per la parete aggettante sulla spiaggia della Risima

8.4 CARTE TEMATICHE FRONTALI DI PUNTA GARAGLIANO

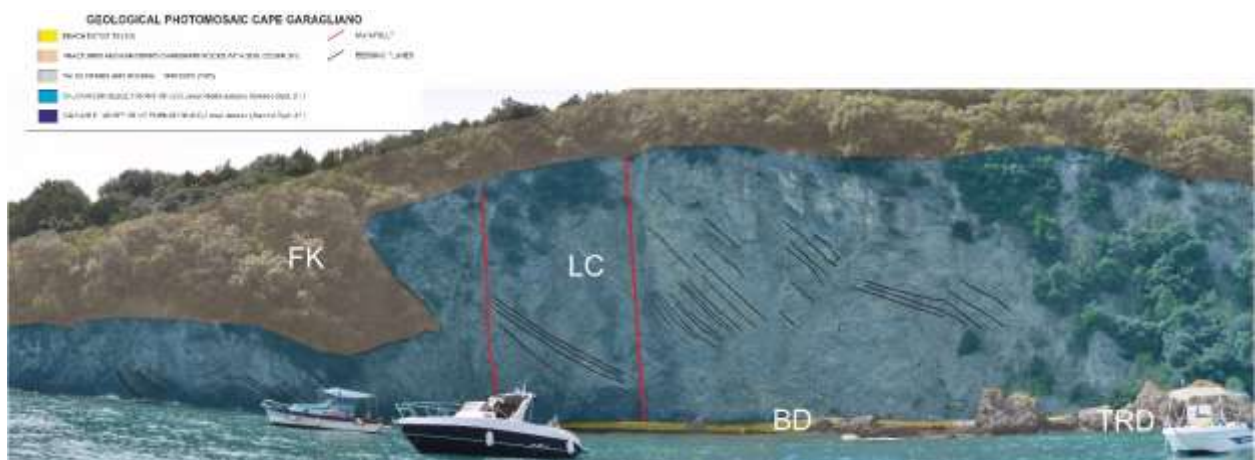


Figura 8- 26 Fotomosaico geologico della parete aggettante sulla spiaggia di Punta Garagliano

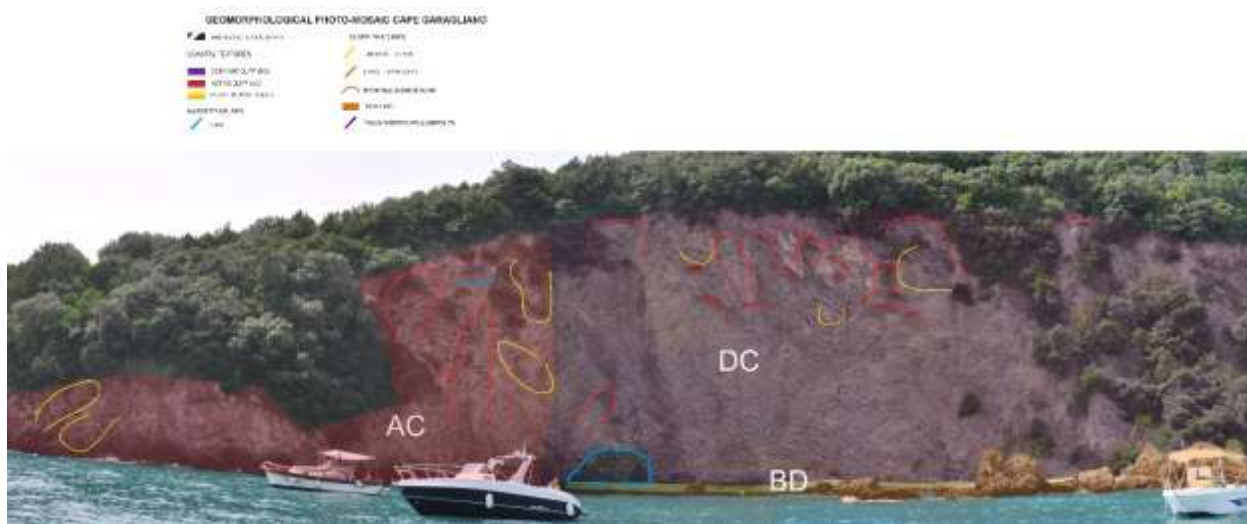


Figura 8- 27 Fotomosaico geomorfologico della parete aggettante sulla spiaggia di Punta Garagliano

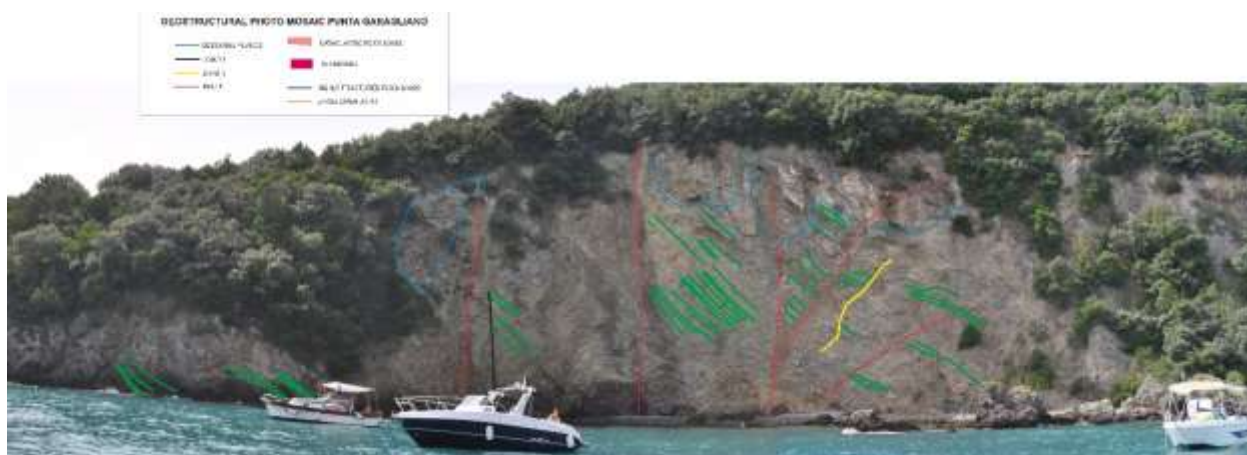


Figura 8- 28 Fotomosaico geo-strutturale della parete aggettante sulla spiaggia di Punta Garagliano

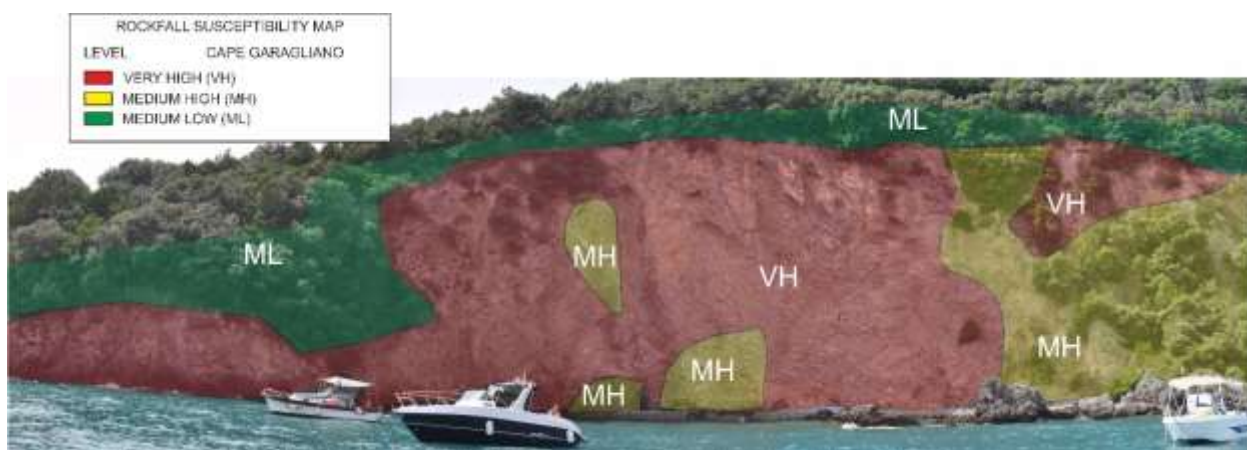


Figura 8- 29 Fotomosaico della suscettibilità all'innesco di frane in roccia per la parete aggettante sulla spiaggia di Punta Garagliano

9.APPENDICE 3

9.1 MECCANISMI DI ROTTURA INDIVIDUATI LUNGO IL LATO SE DELL'ARCO NATURALE

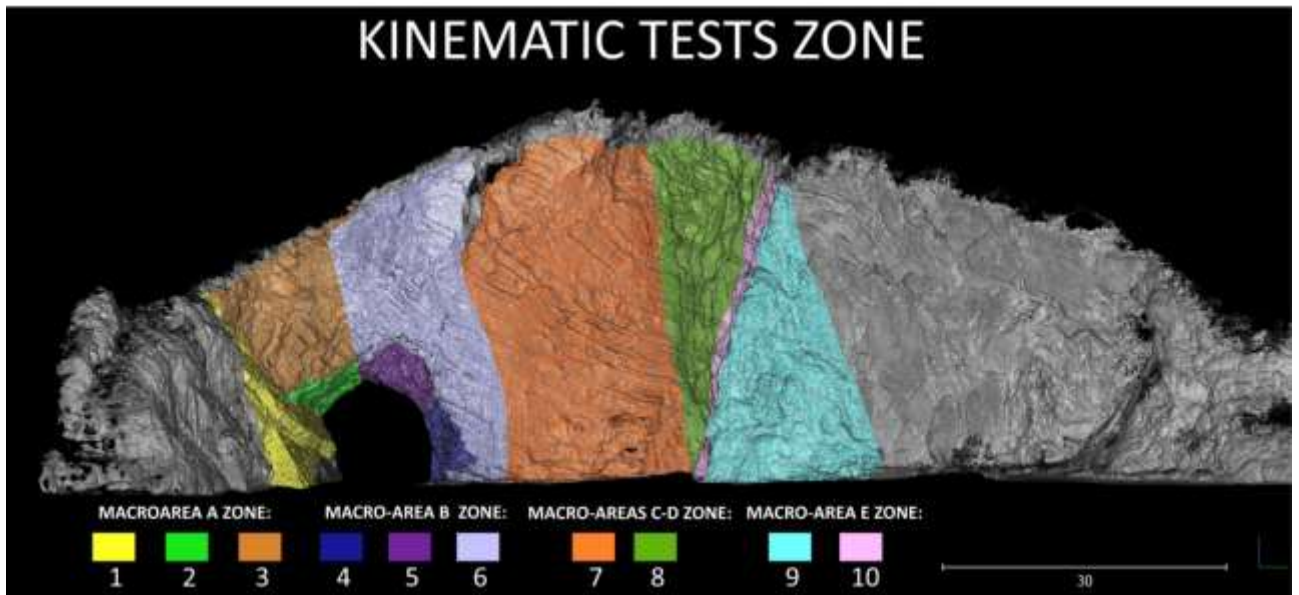


Figura 9- 1 Nuvola dei punti 3D, con indicate le zone investigate allo scopo di definire i possibili meccanismi di rottura del fronte roccioso (parete SE)

Zona 1

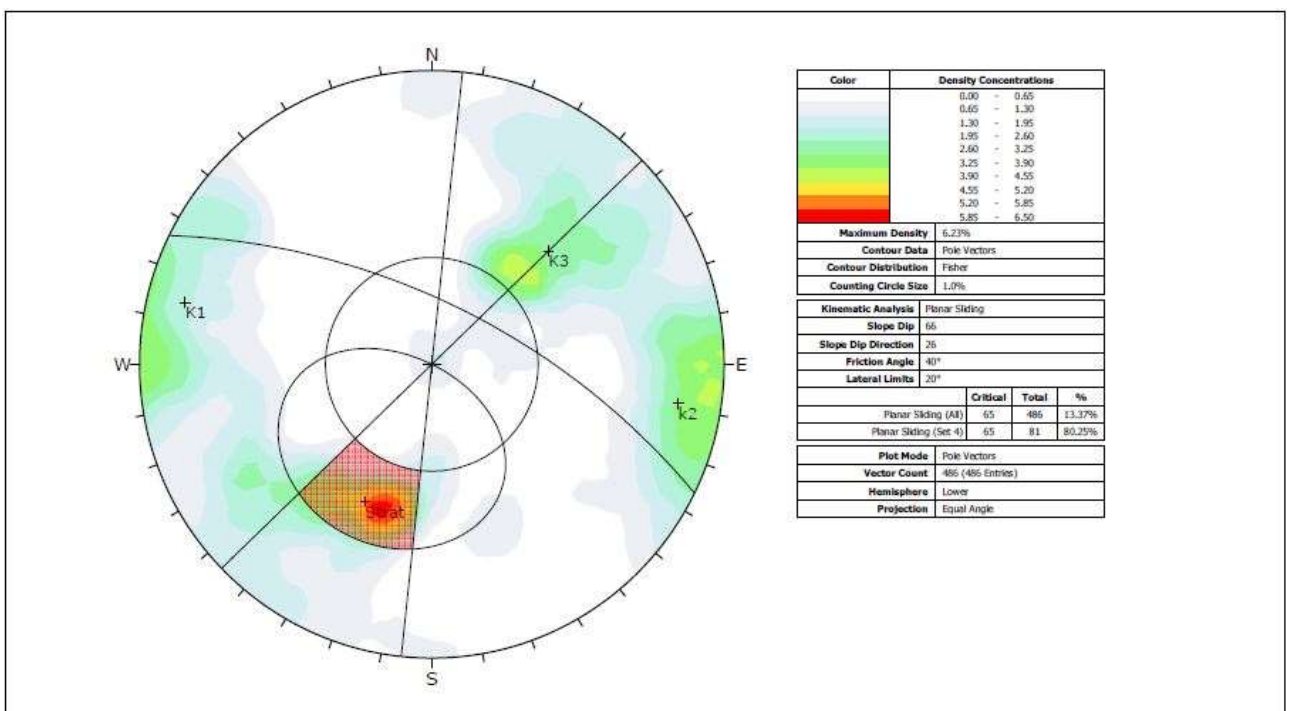


Figura 9- 2 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

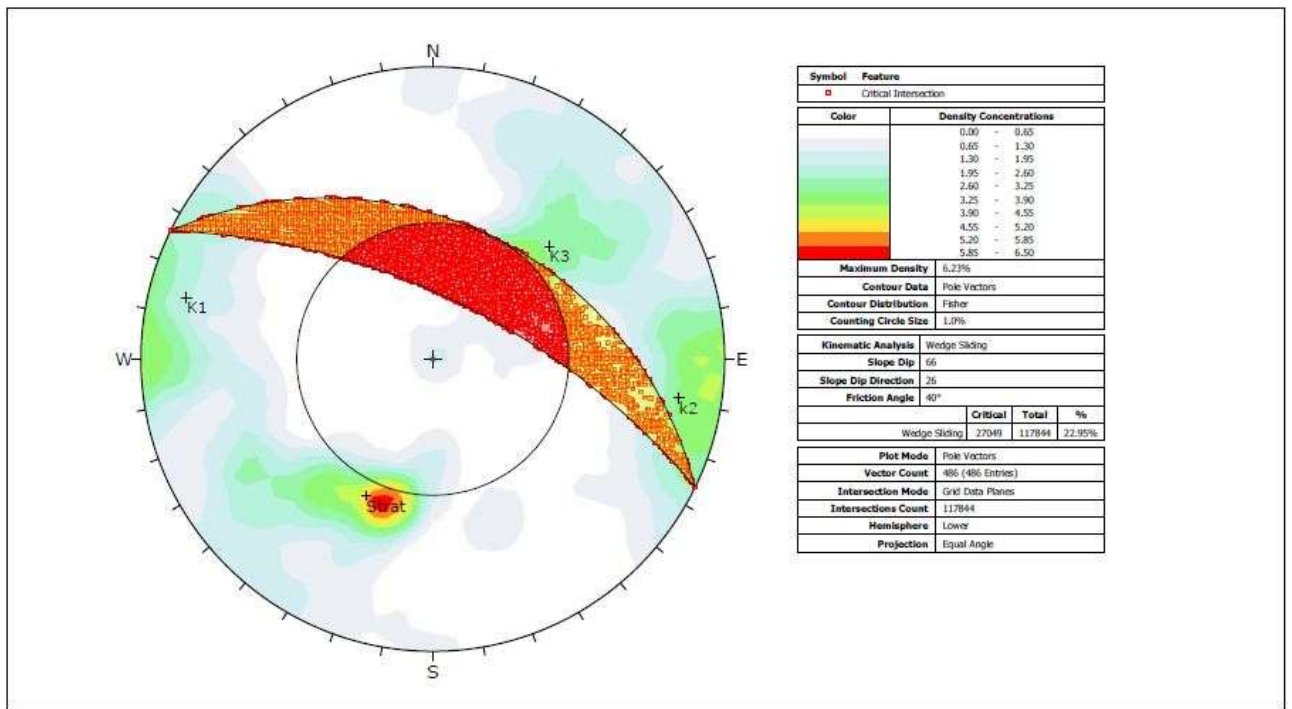


Figura 9- 3 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

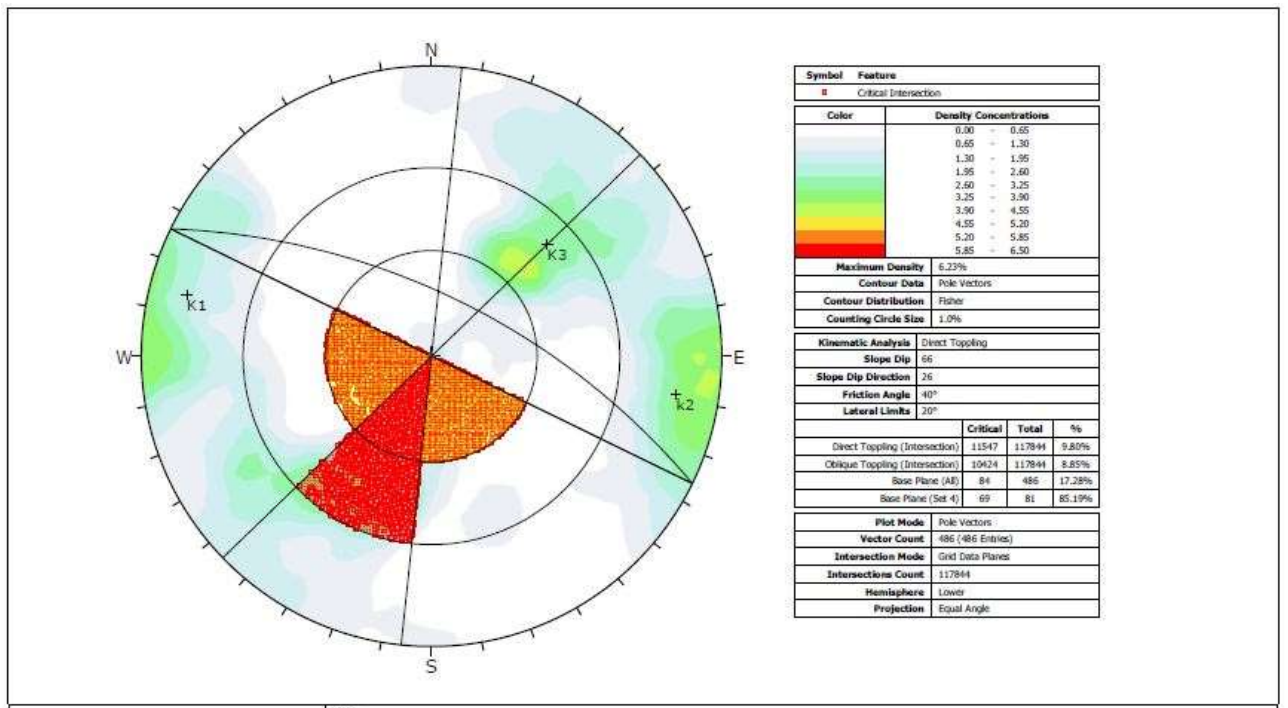


Figura 9- 4 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

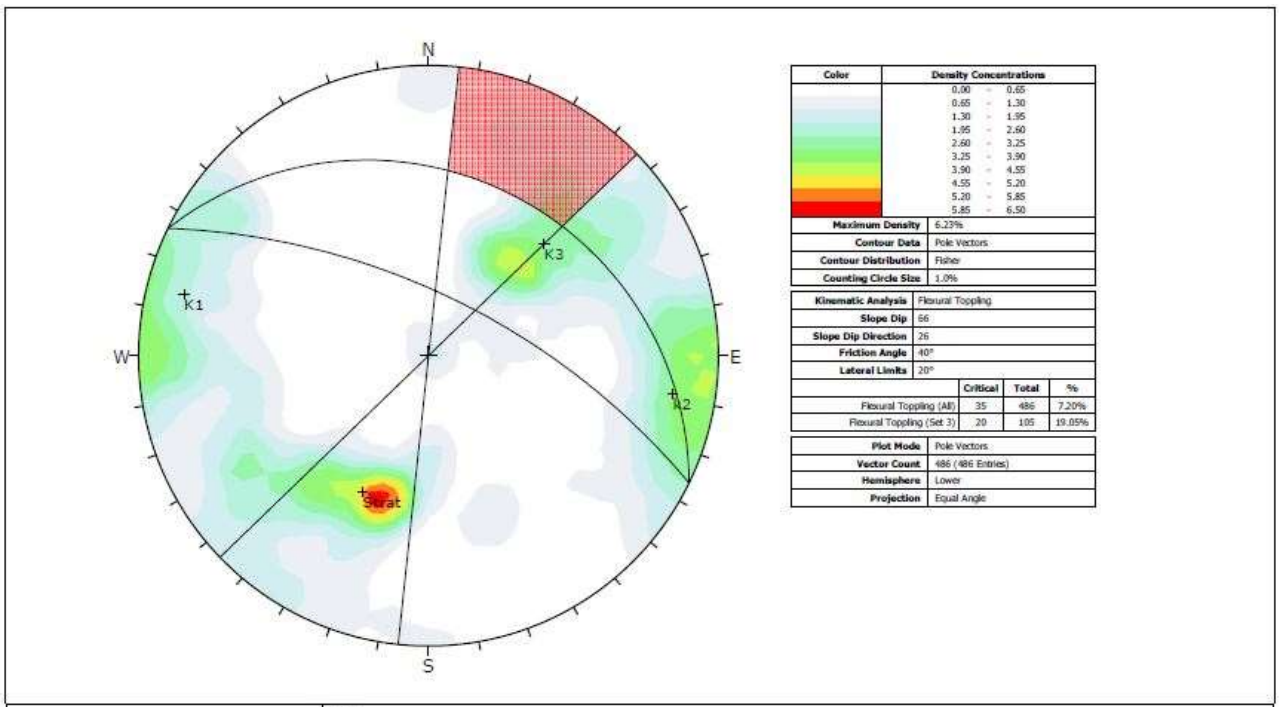


Figura 9- 5 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 2

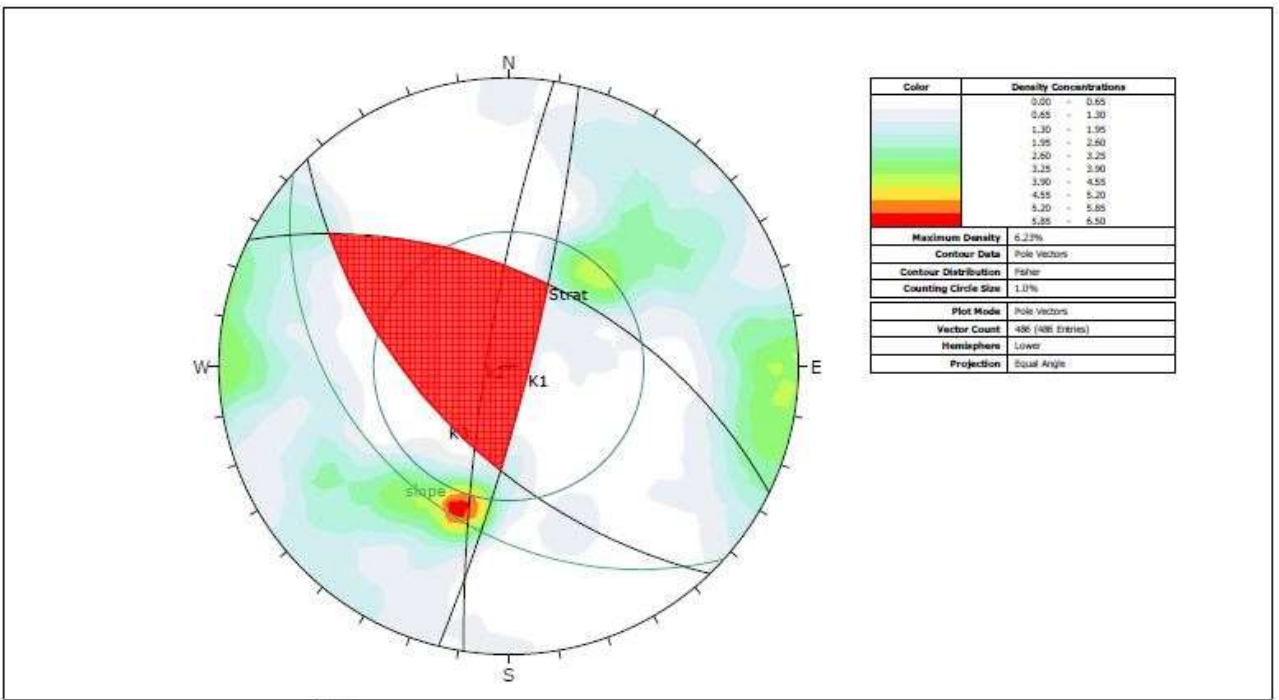


Figura 9- 6 Crolli dal tetto (intersezione K1-K3-Stratificazione) (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

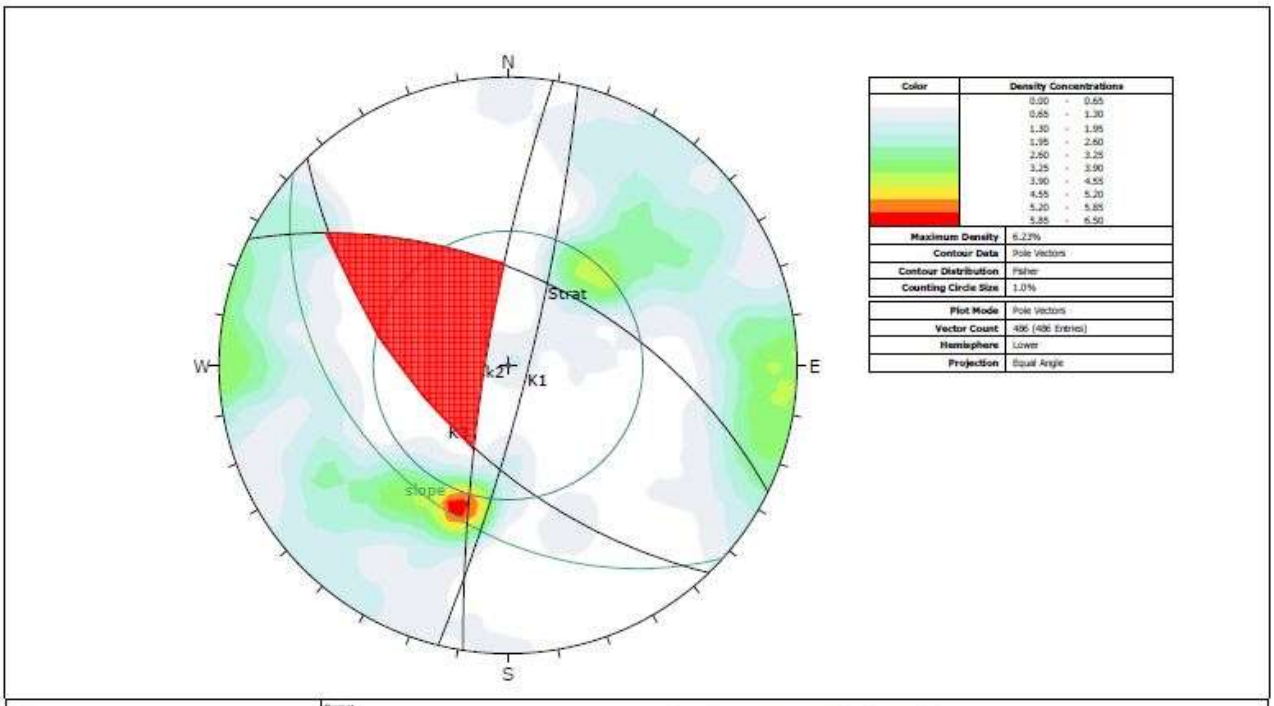


Figure 9- 7 Scivolamenti planari lungo K2 (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 3

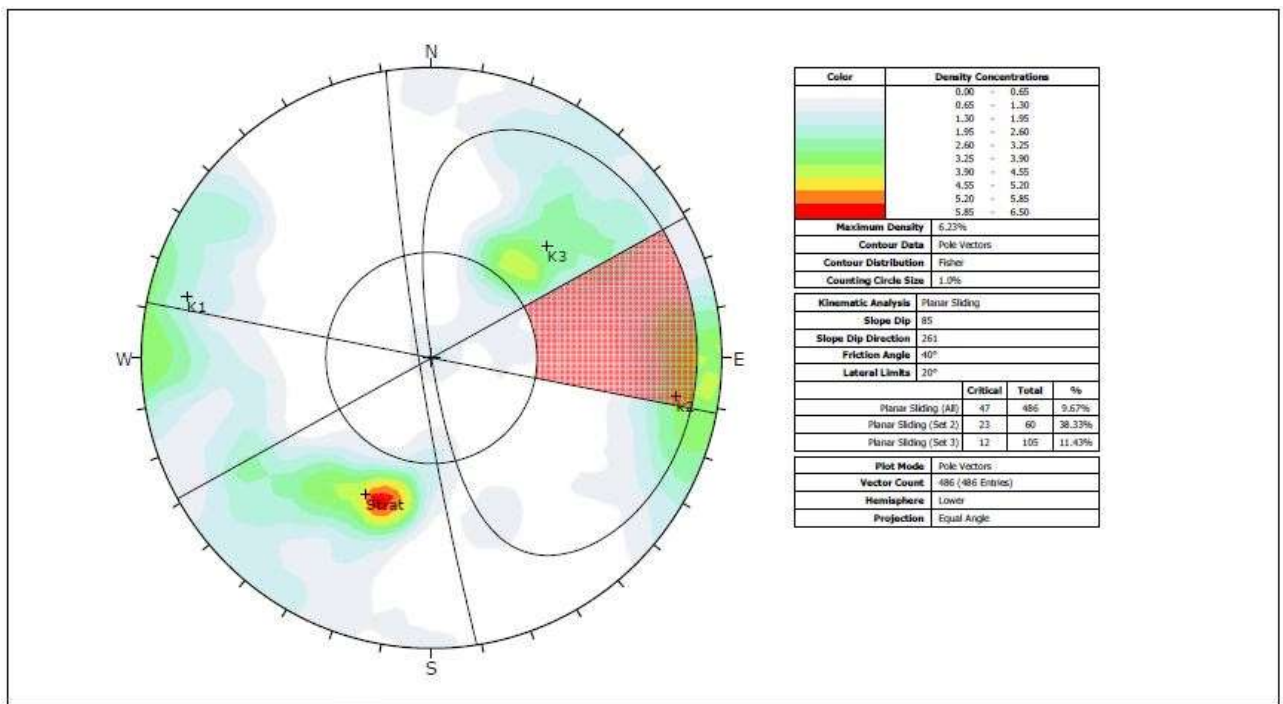


Figura 9- 8 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

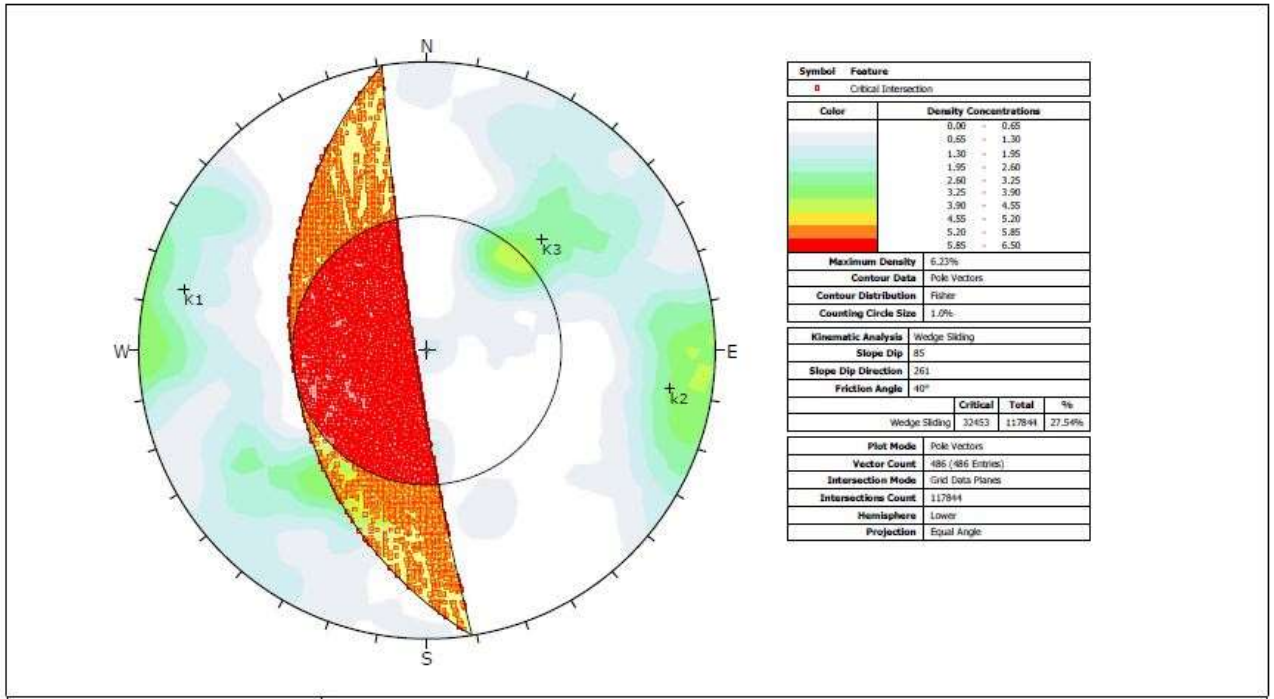


Figura 9- 9 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

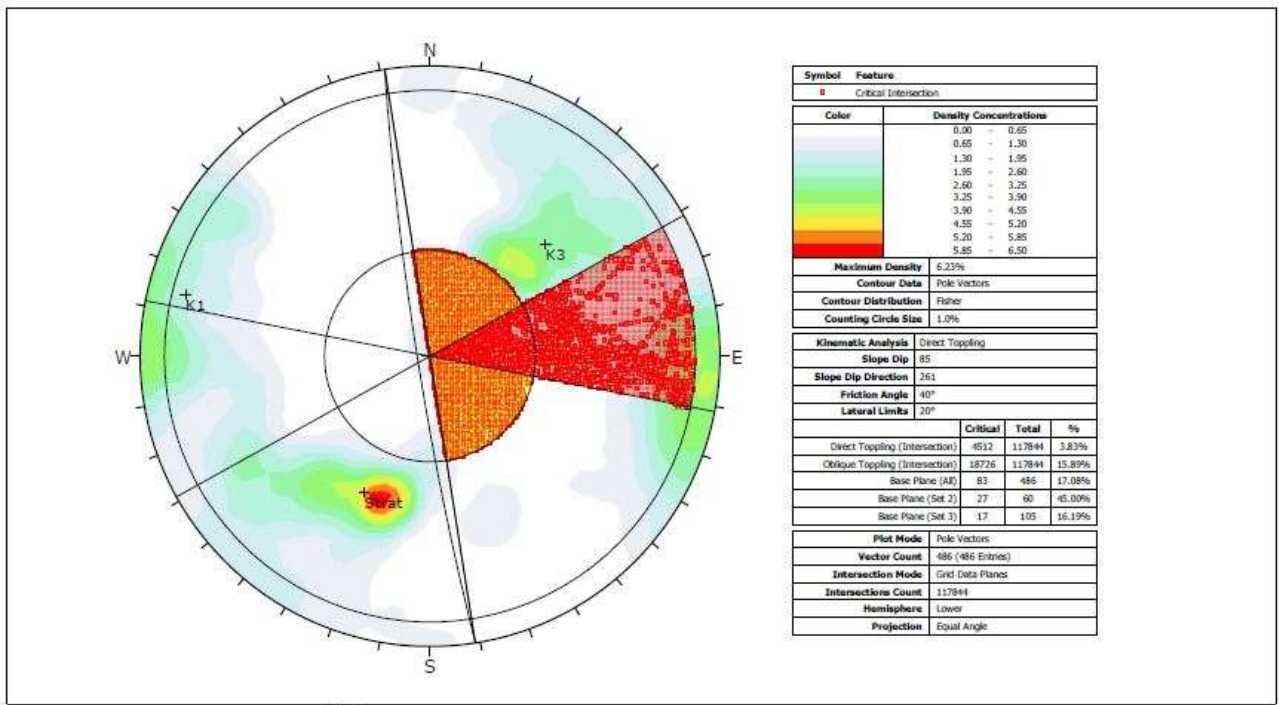


Figura 9- 10 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

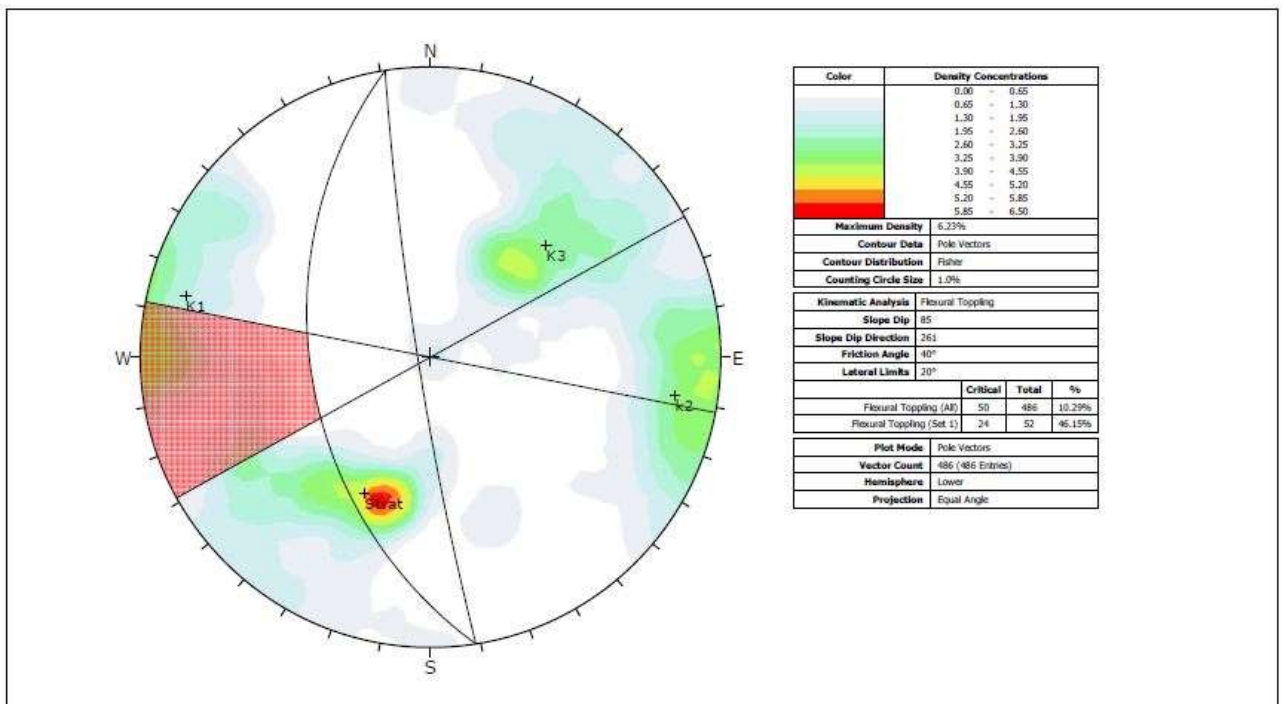


Figura 9- 11 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 4

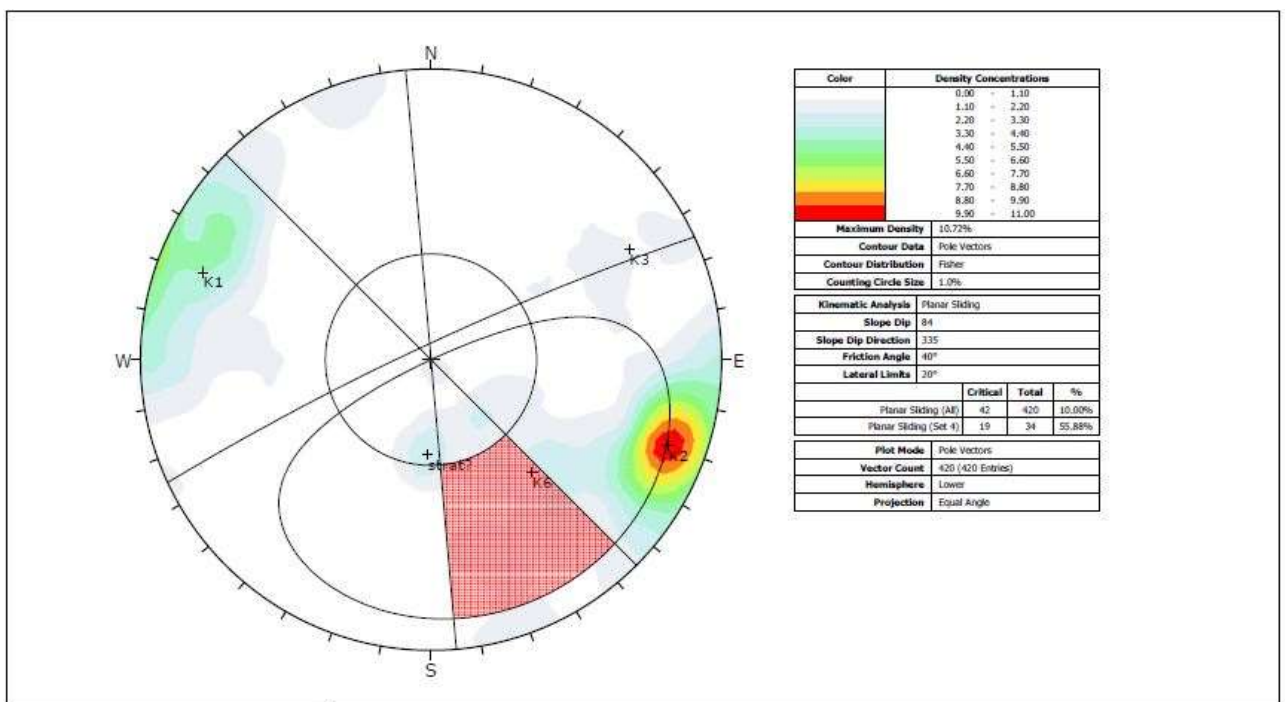


Figura 9- 12 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

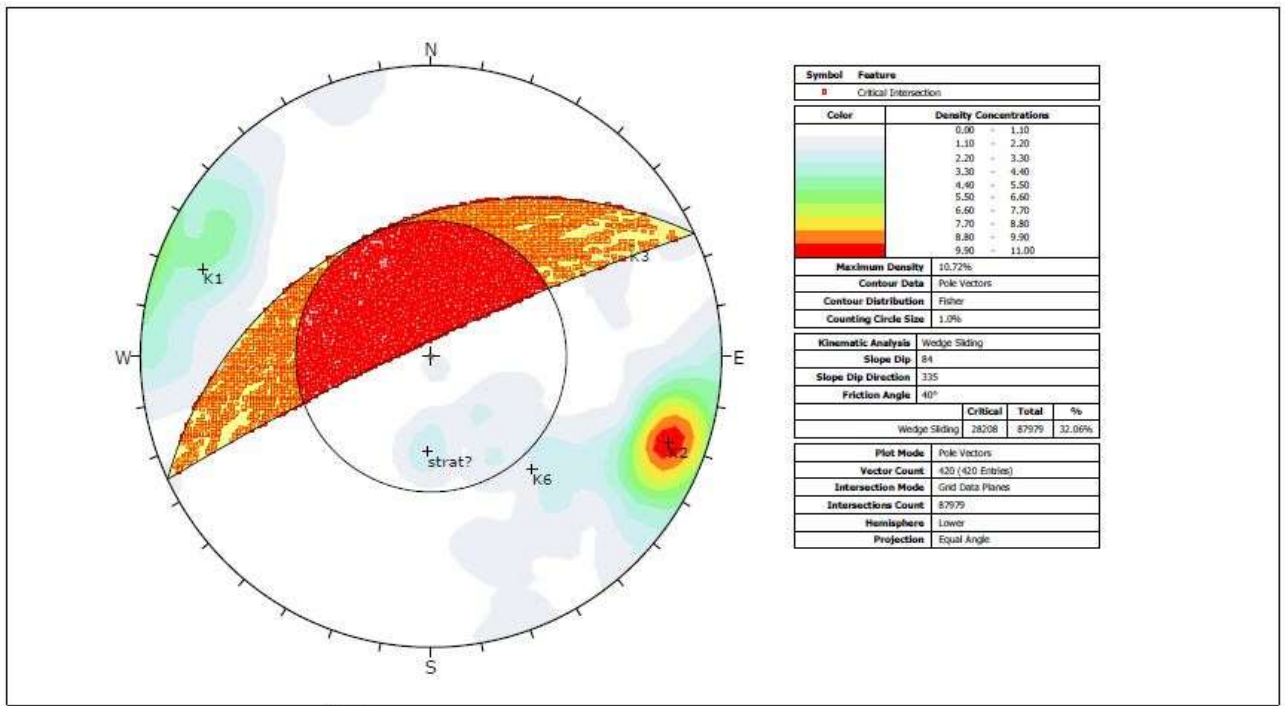


Figura 9- 13 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

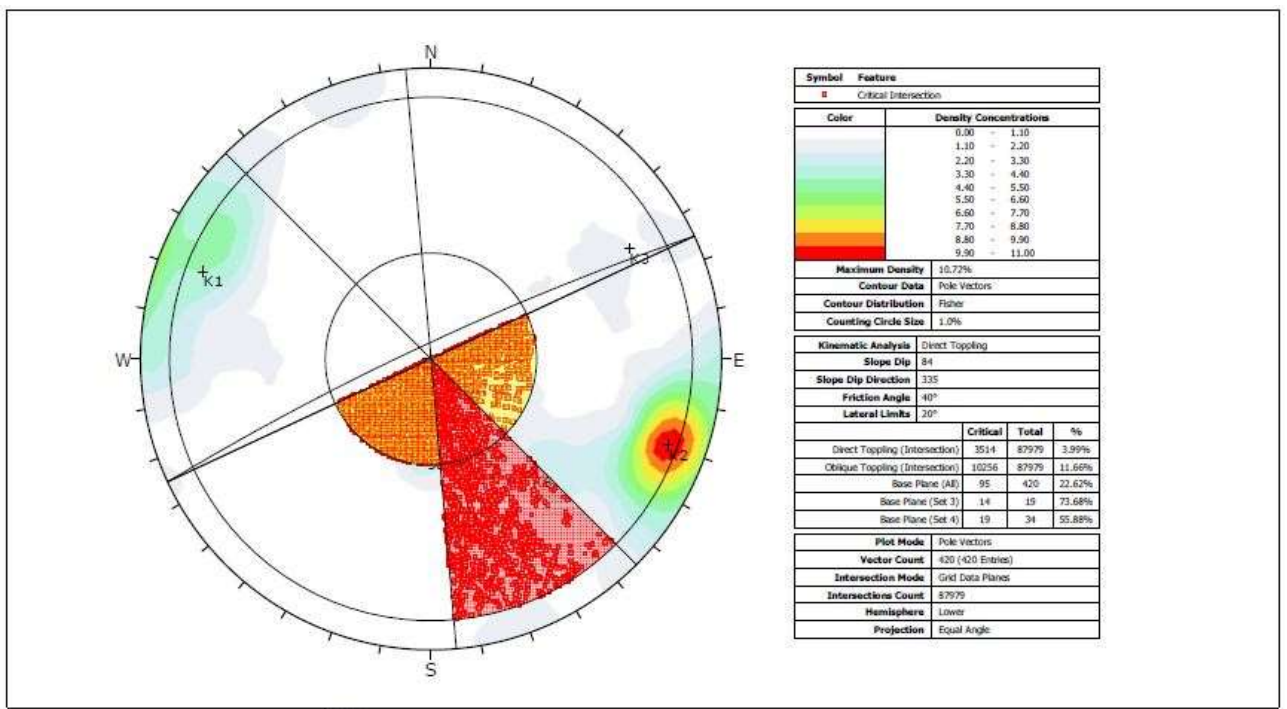


Figura 9- 14 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

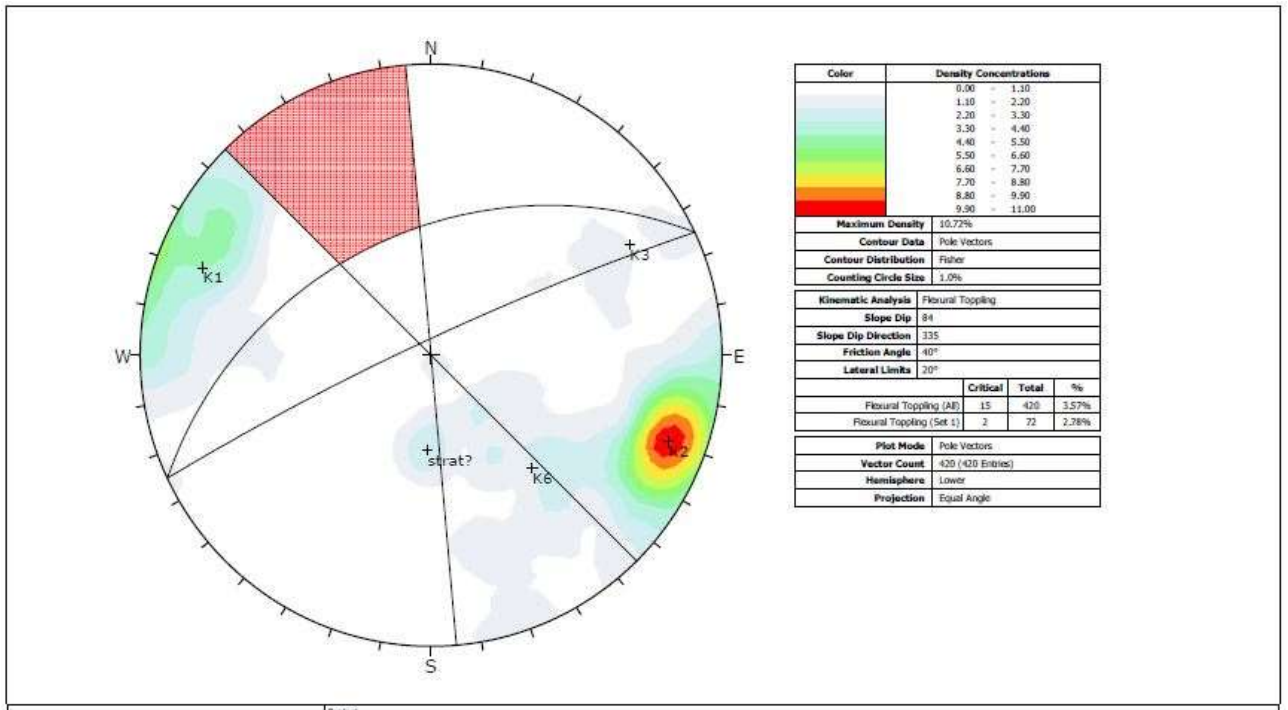


Figura 9- 15 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 5

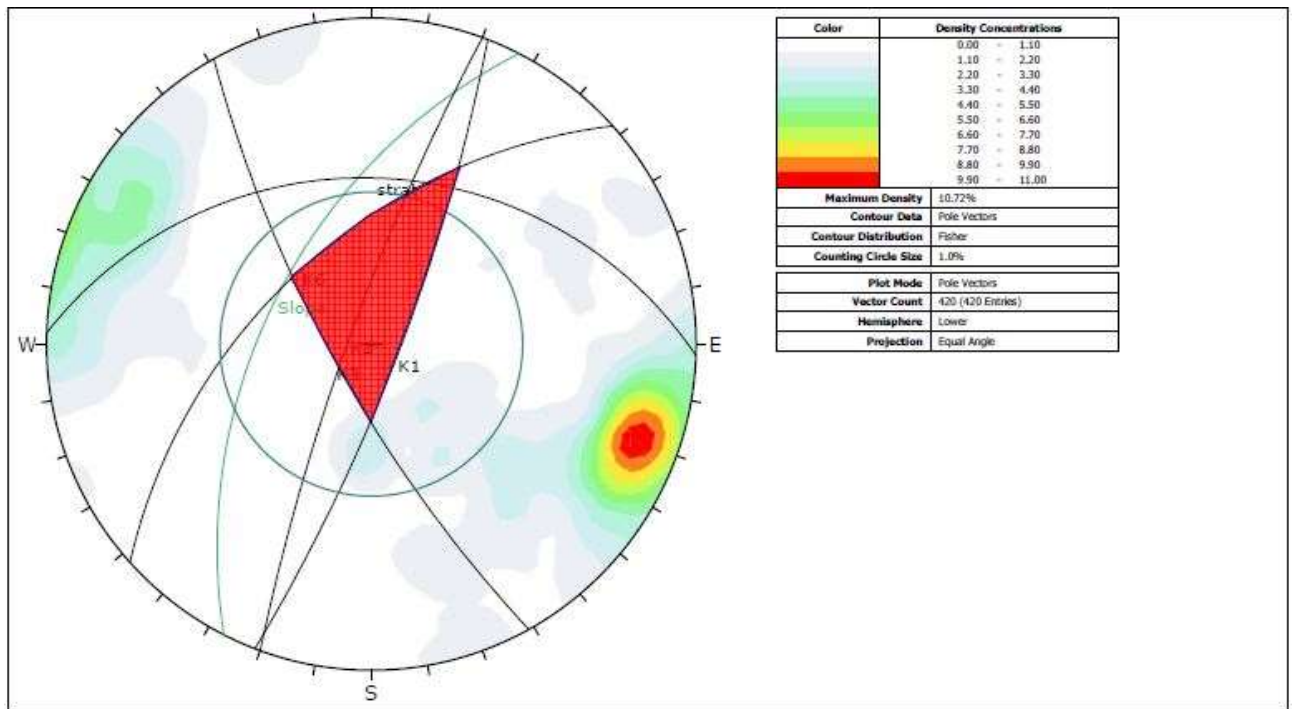


Figura 9- 16 Crolli dal tetto (intersezione K1-K3-K6) (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

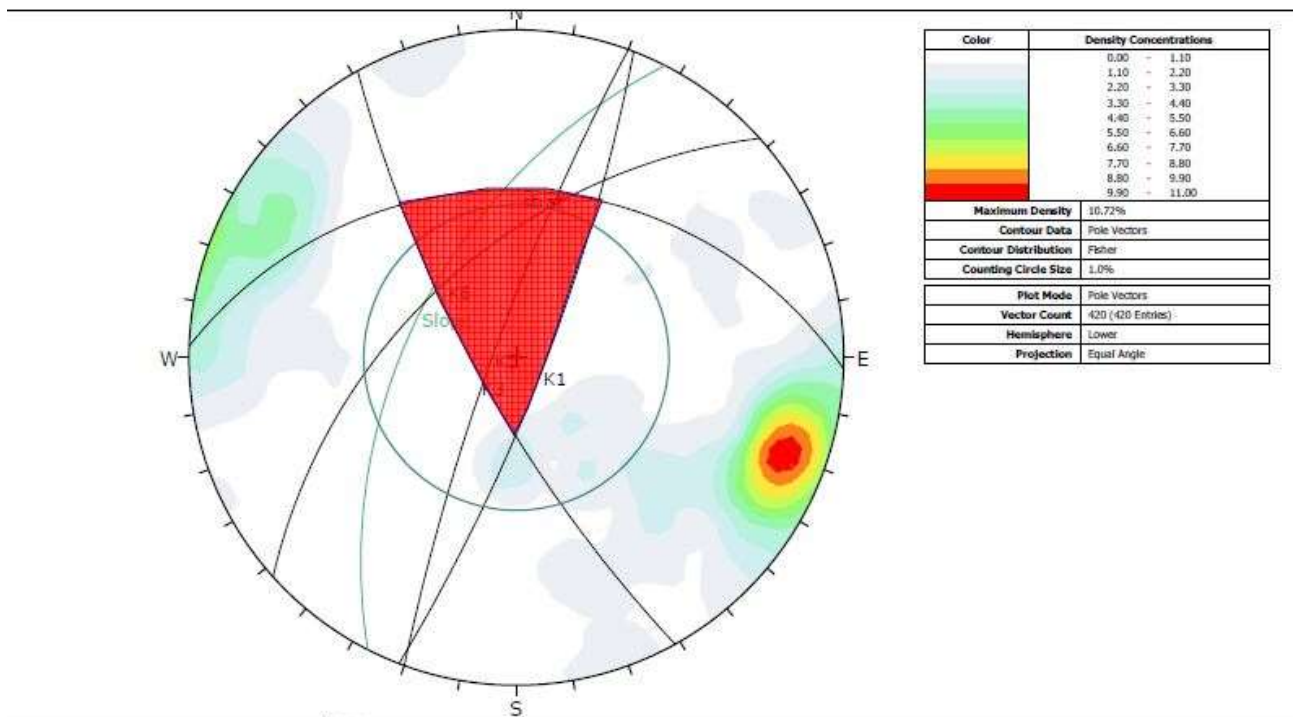


Figura 9- 17 Crolli dal tetto (intersezione K1-K3-Stratificazione) (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

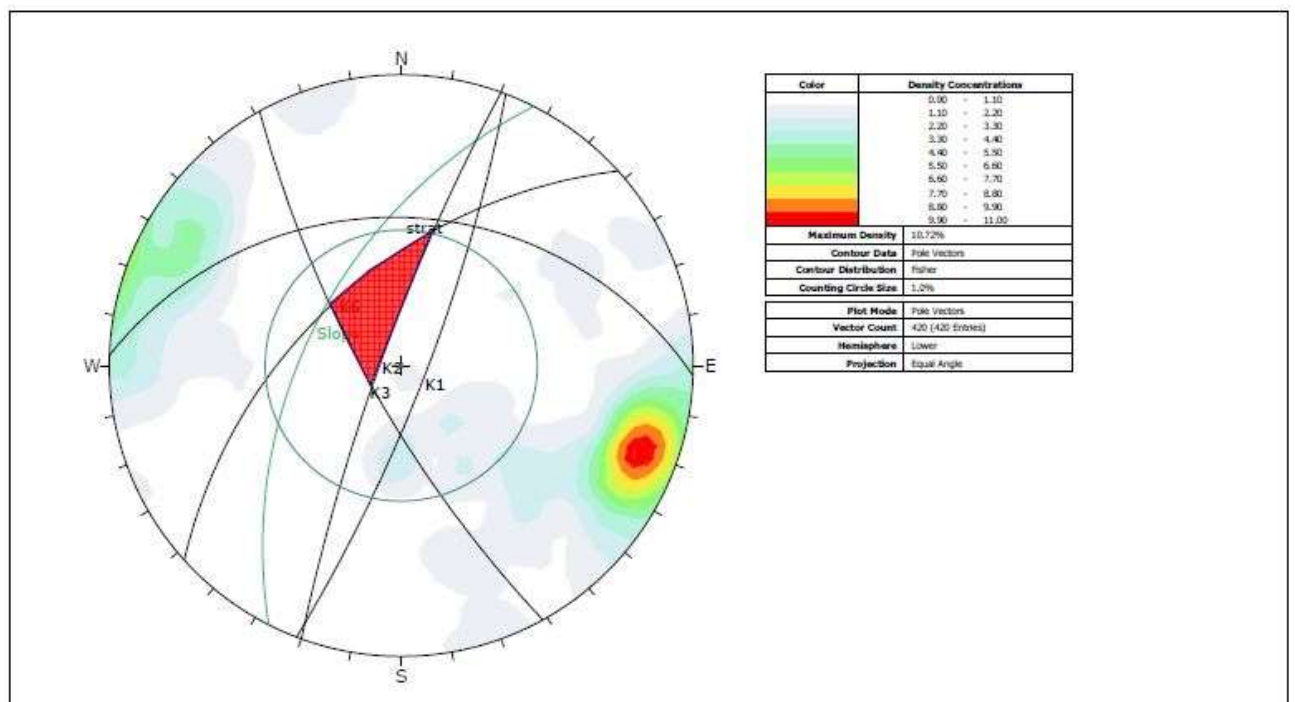


Figura 9- 18 Rotture a cuneo lungo l'intersezione K2-K3 (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

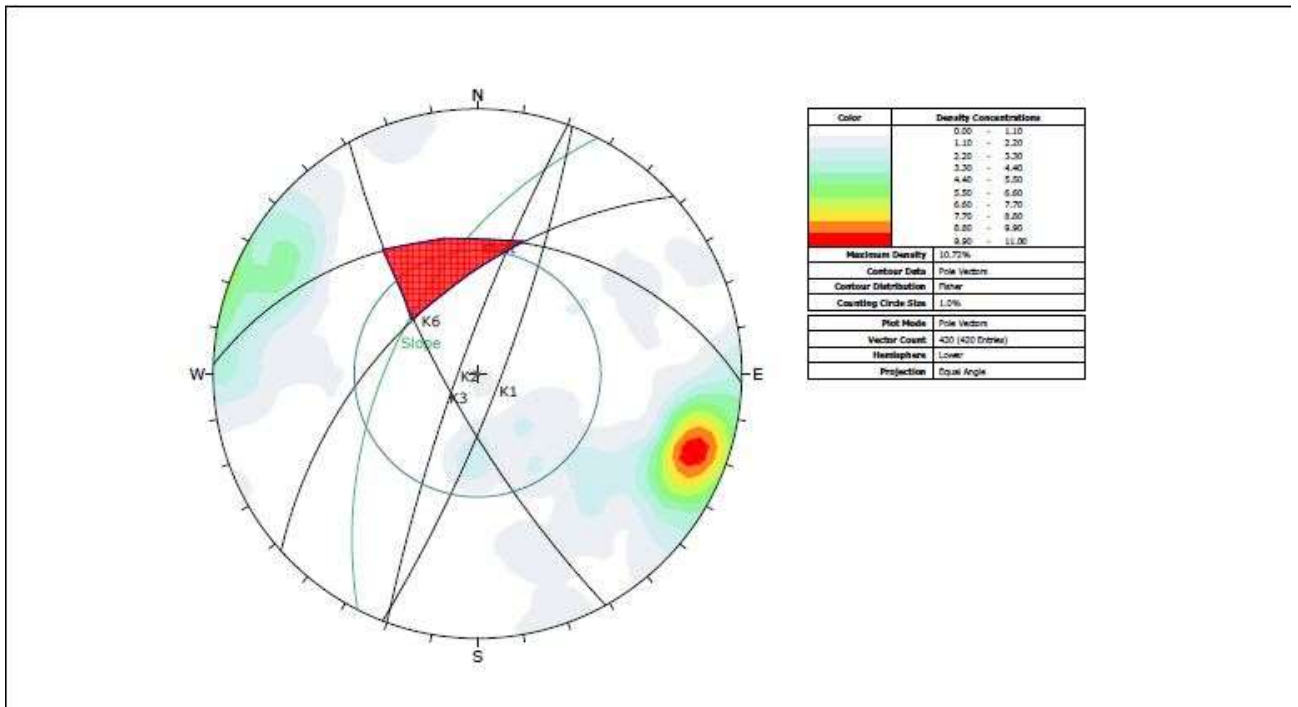


Figura 9- 19 Rotture a cuneo lungo l'intersezione K3-K6 (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 6

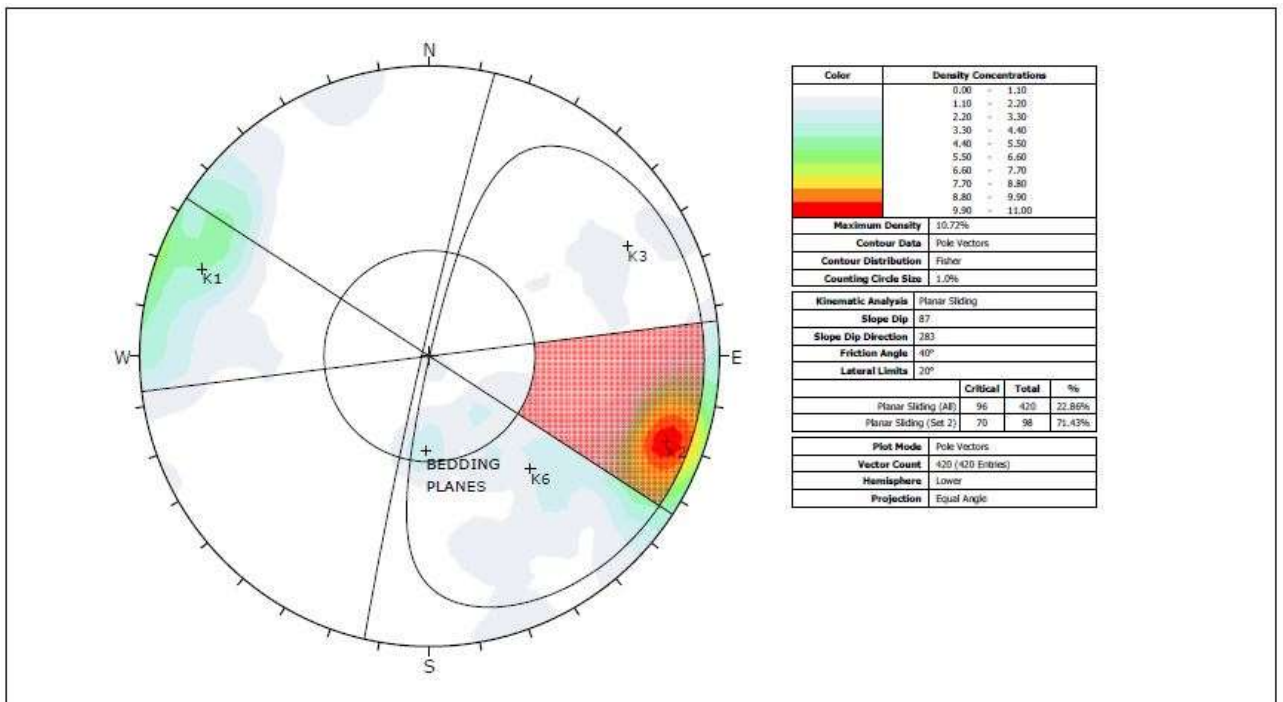


Figura 9- 20 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

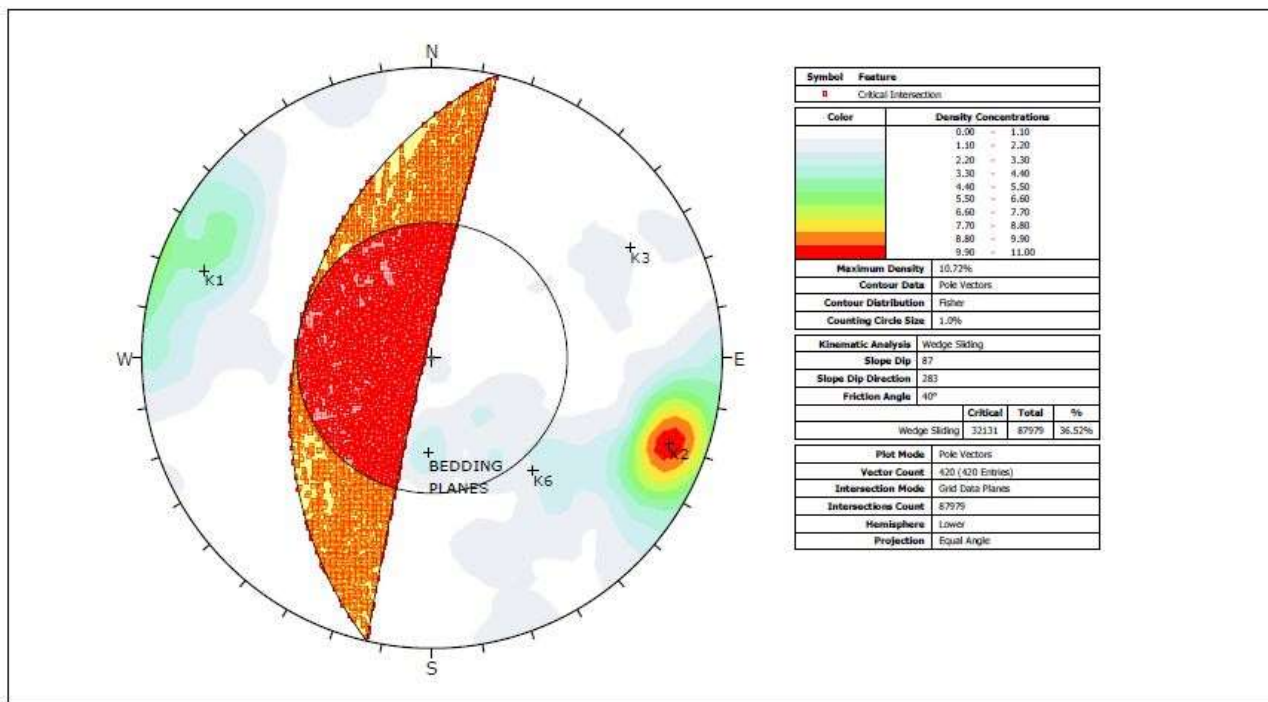


Figura 9- 21 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

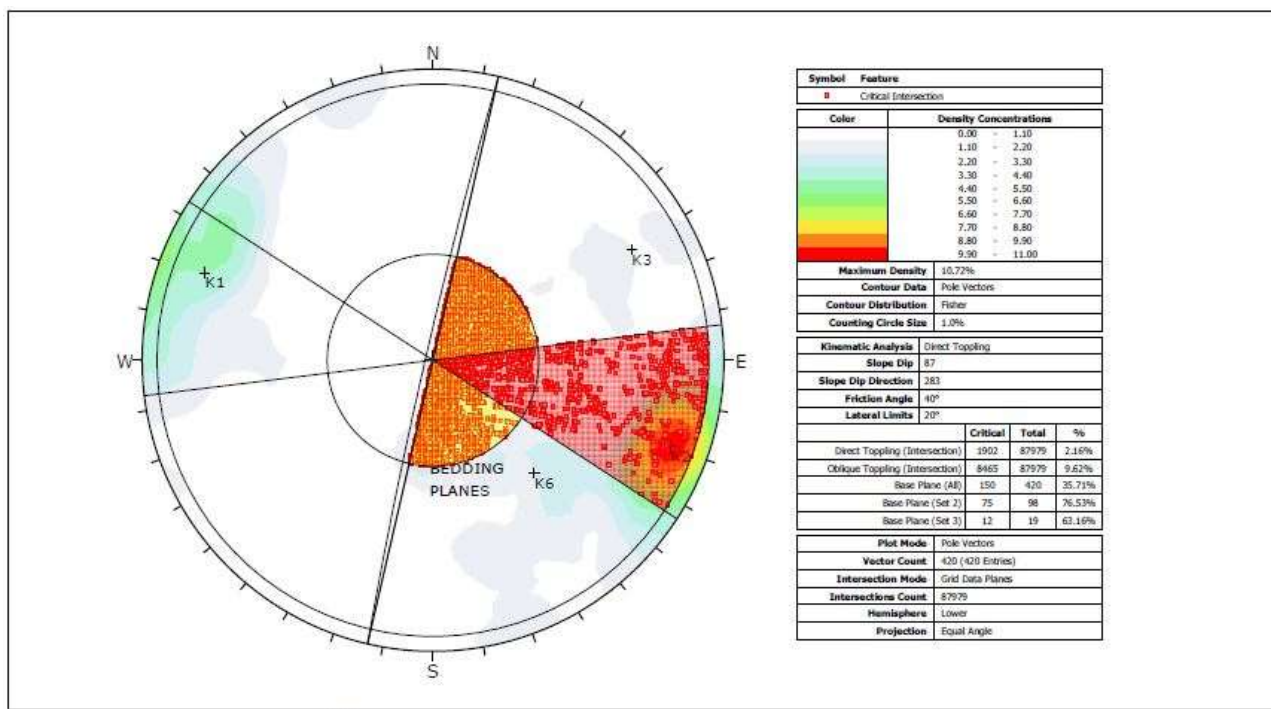


Figura 9- 22 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

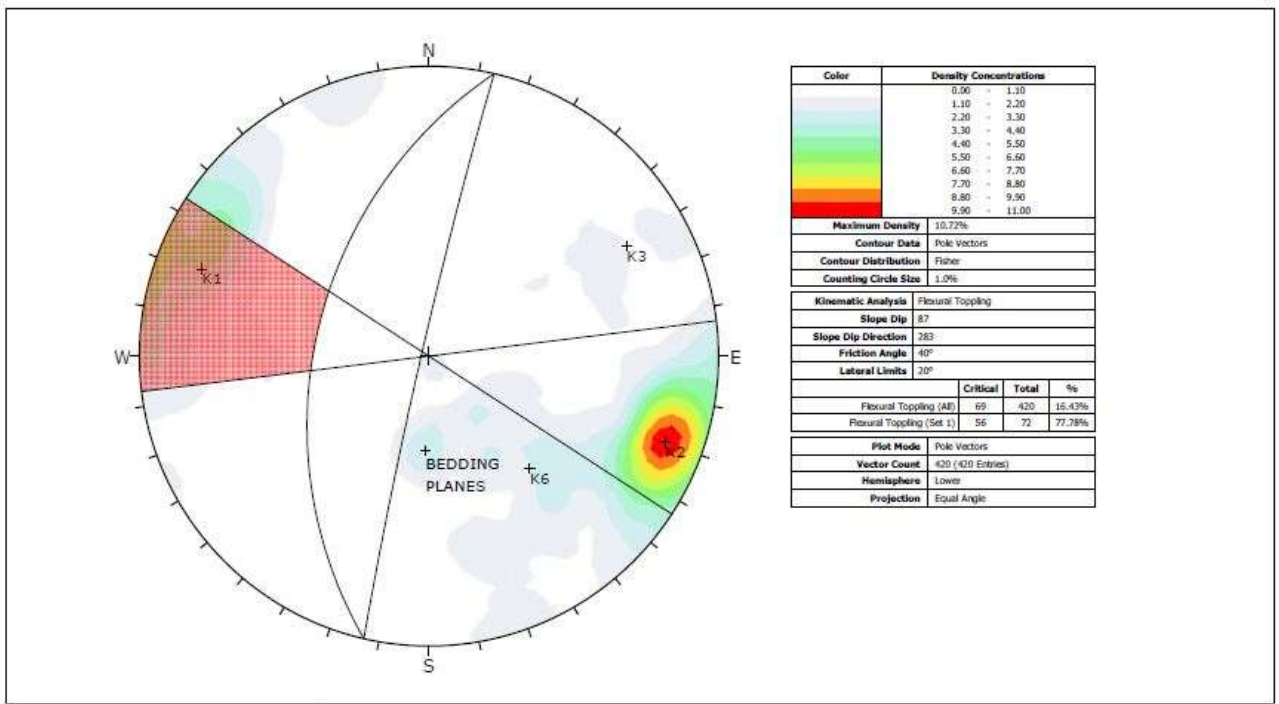


Figura 9- 23 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 7

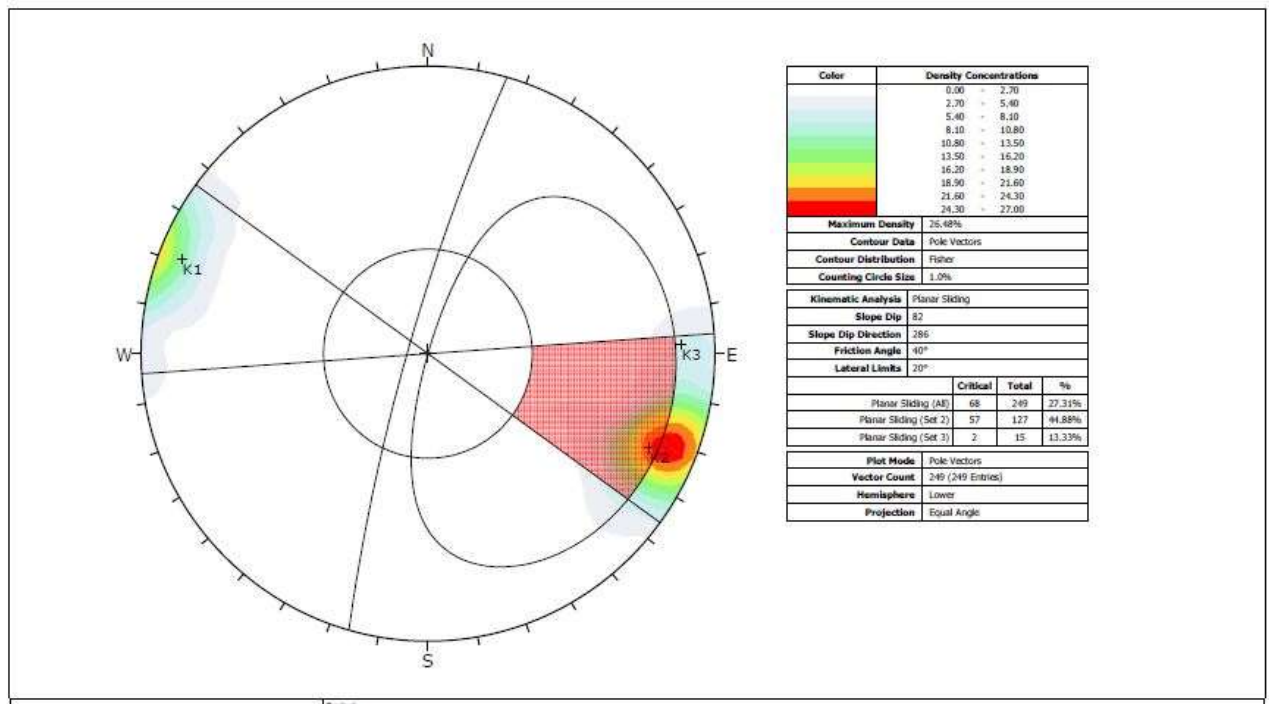


Figura 9- 24 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

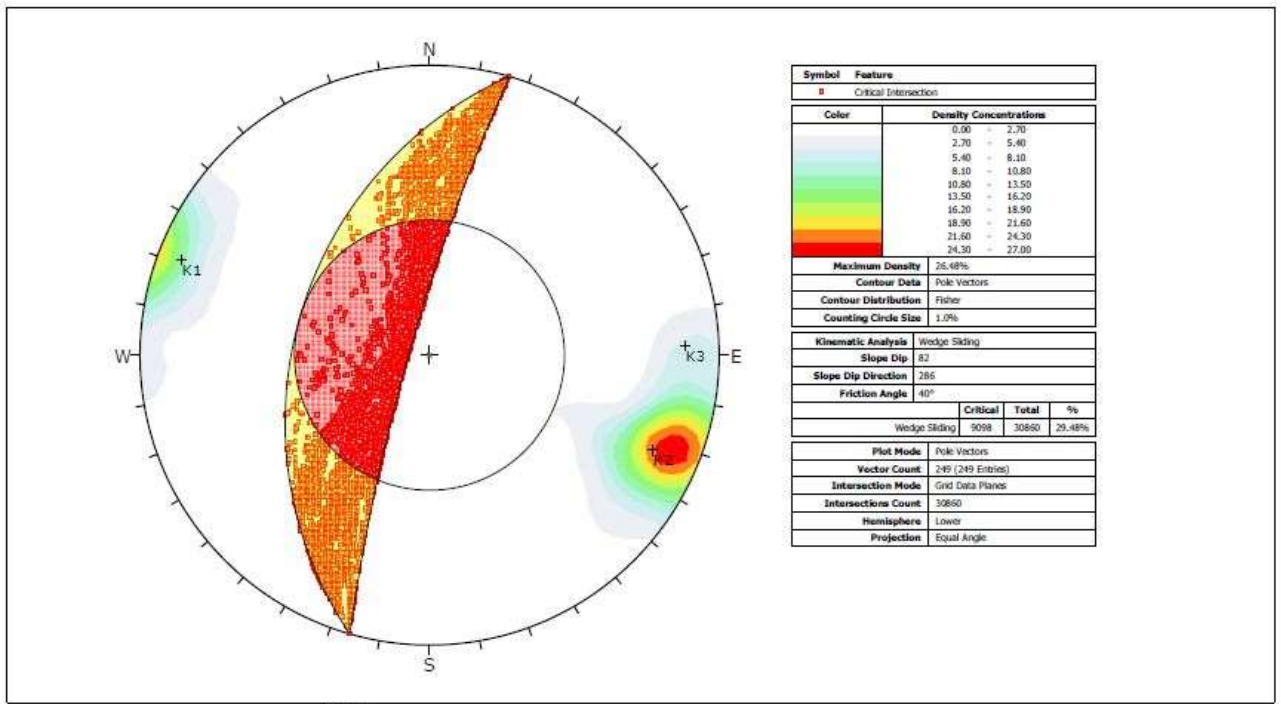


Figura 9- 25 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

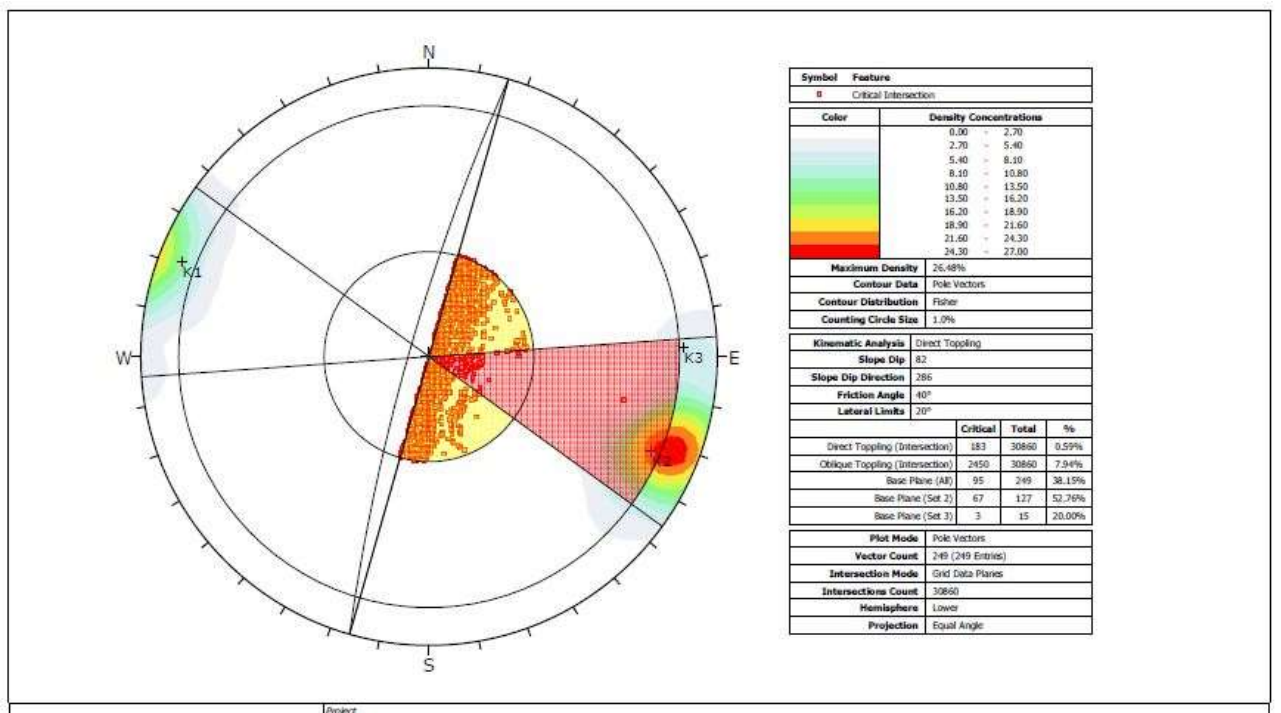


Figura 9- 26 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

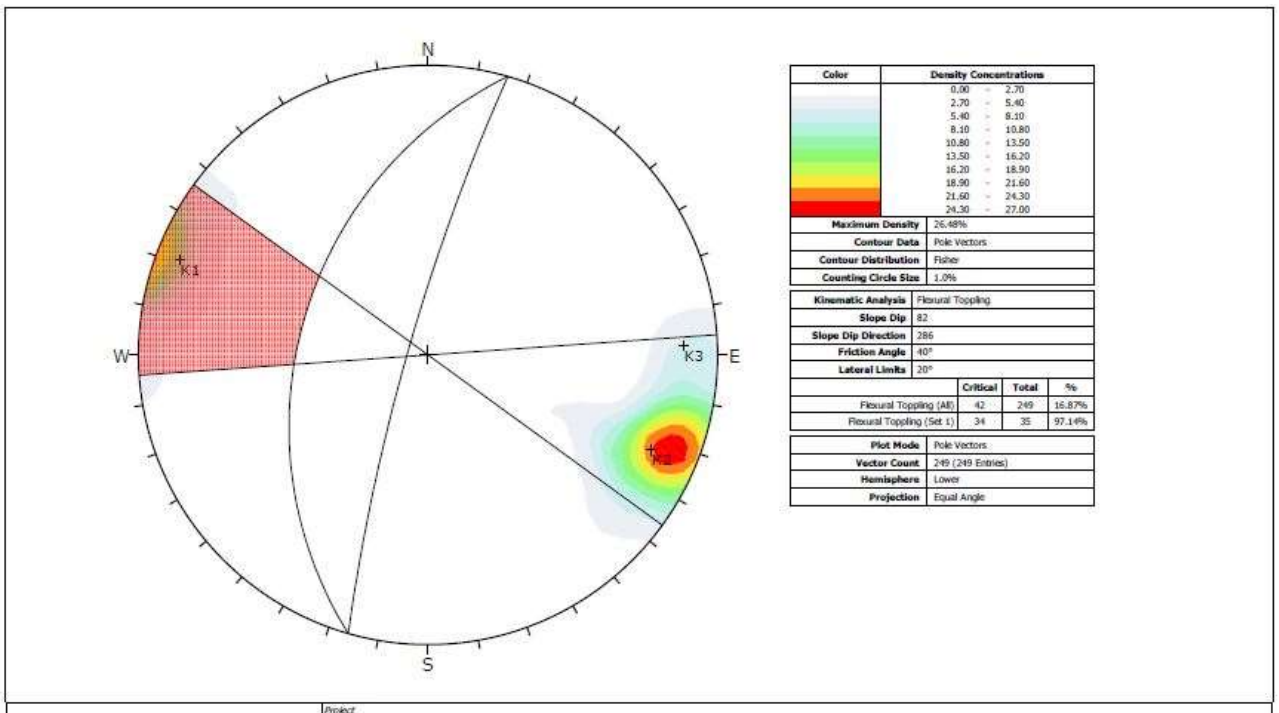


Figura 9- 27 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 8

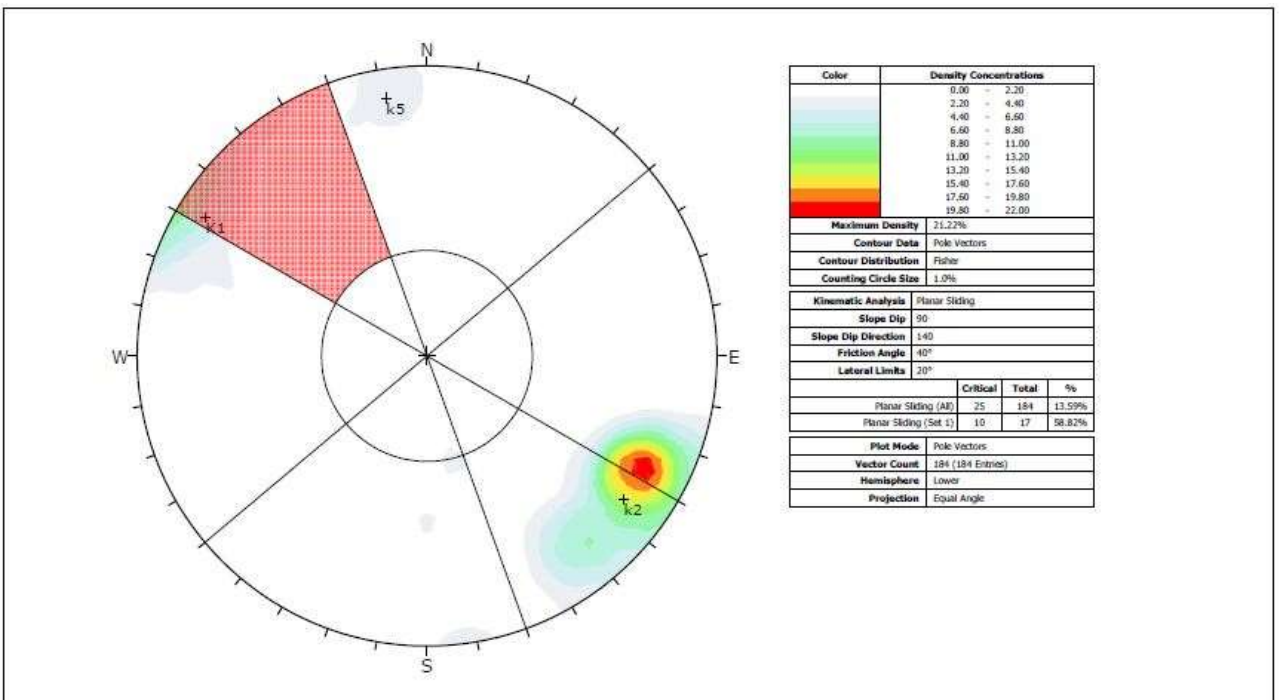


Figura 9- 28 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

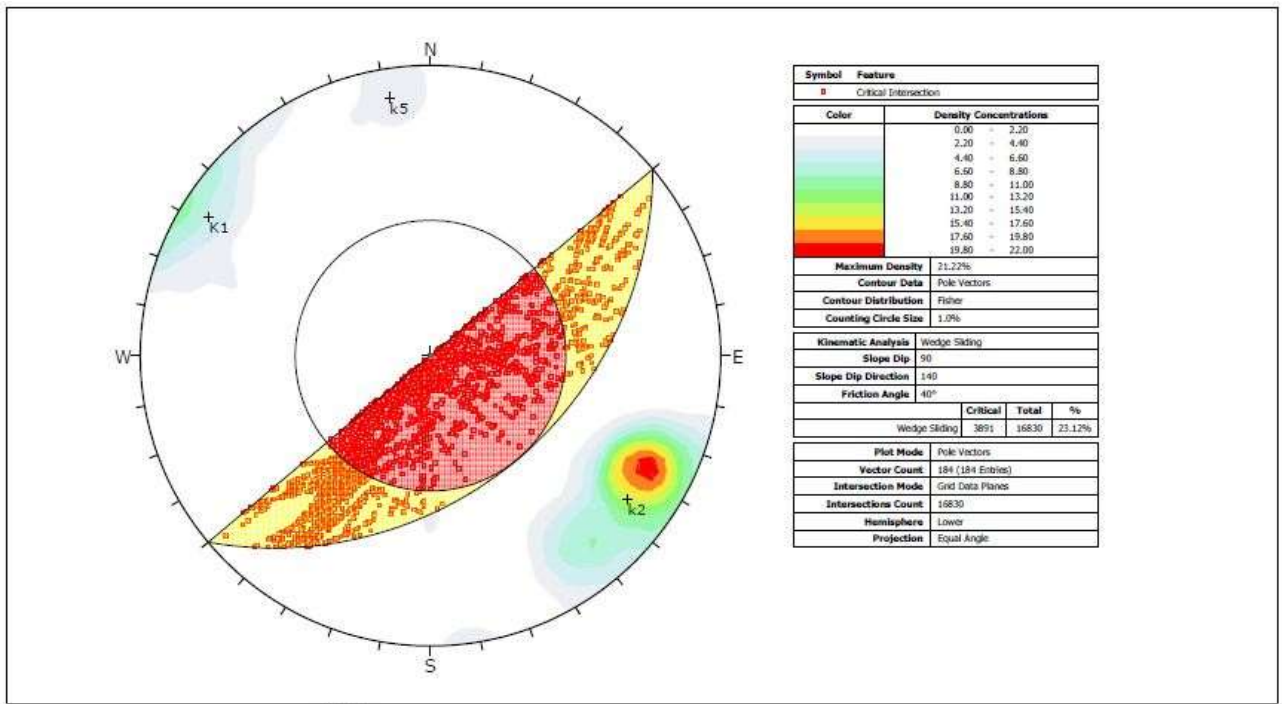


Figura 9- 29 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

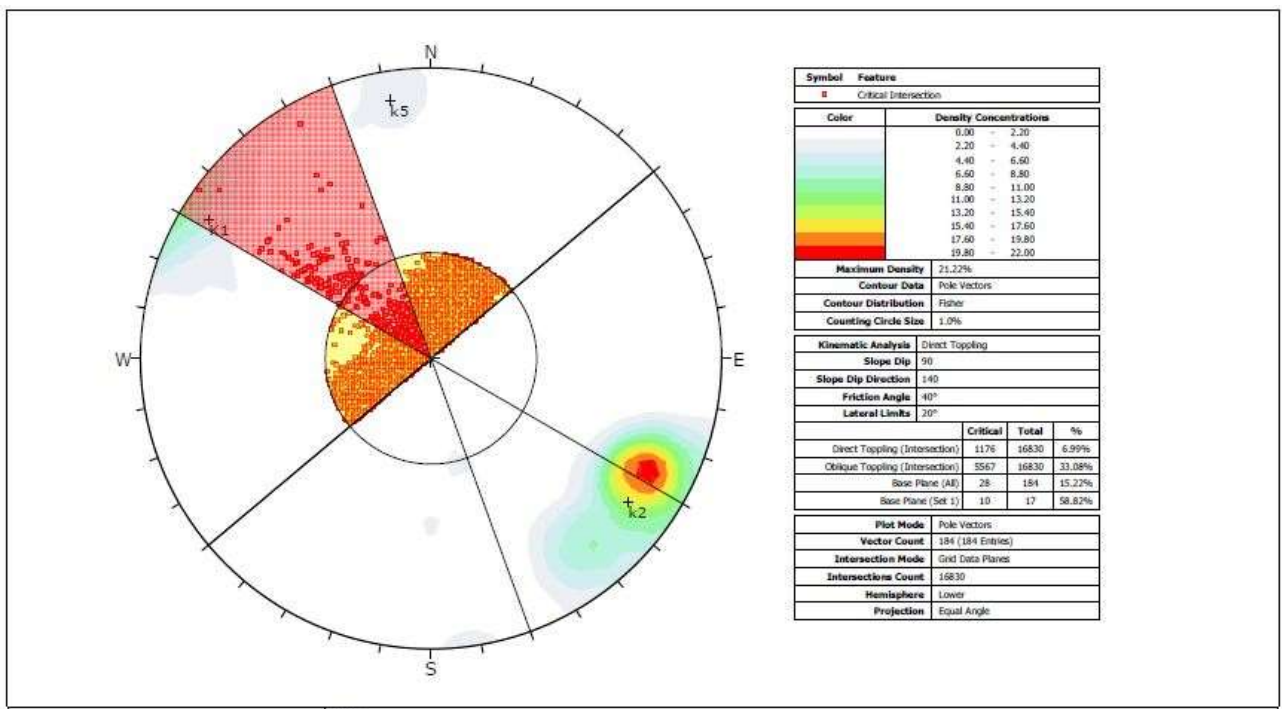


Figura 9- 30 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

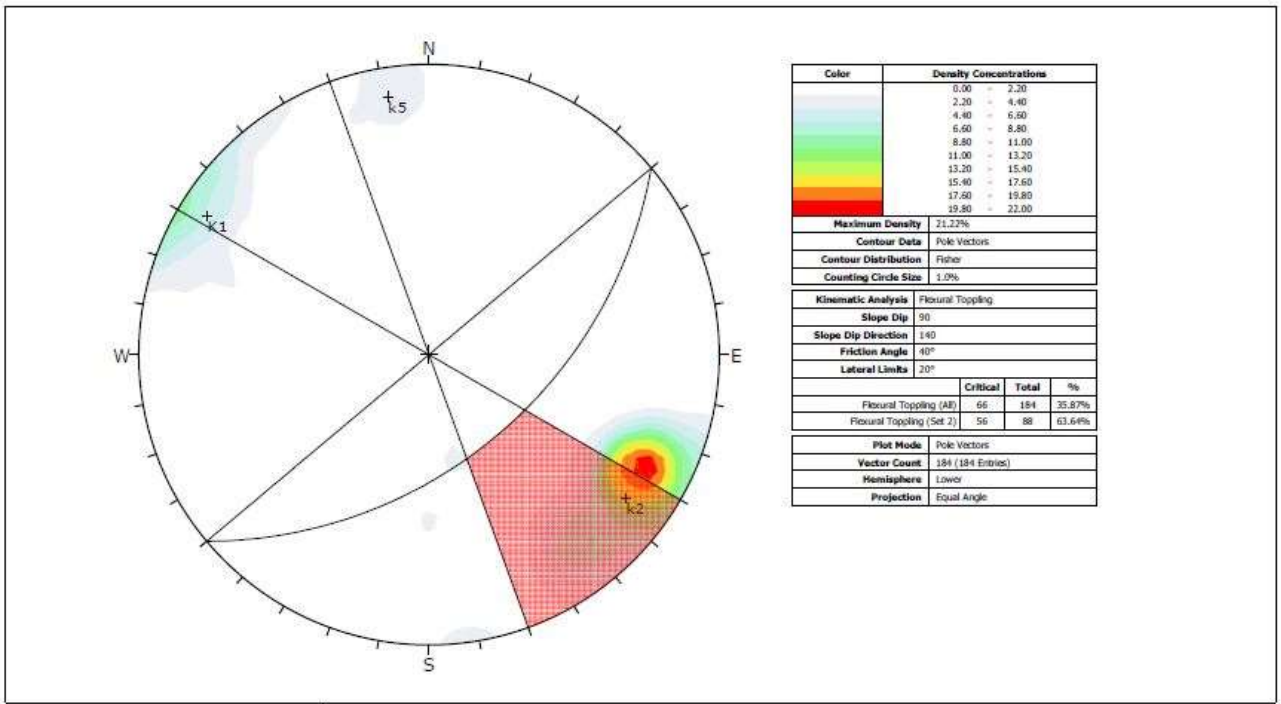


Figura 9- 31 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 9

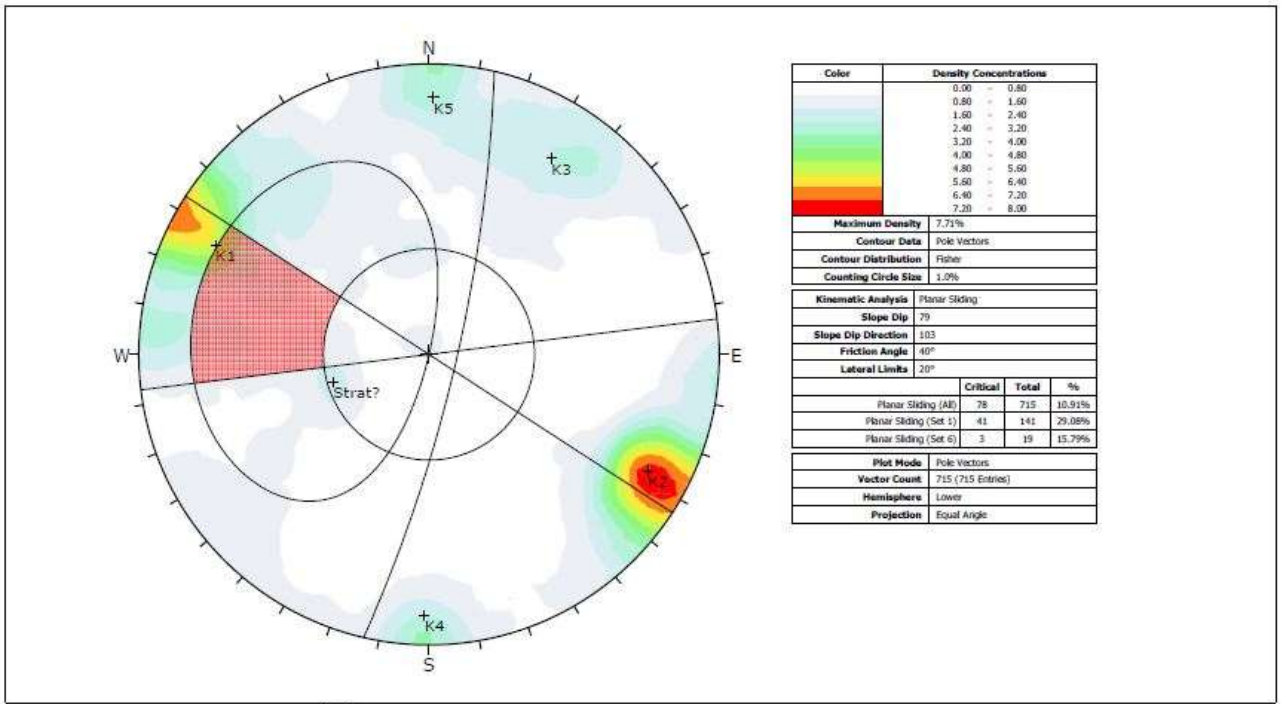


Figura 9- 32 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

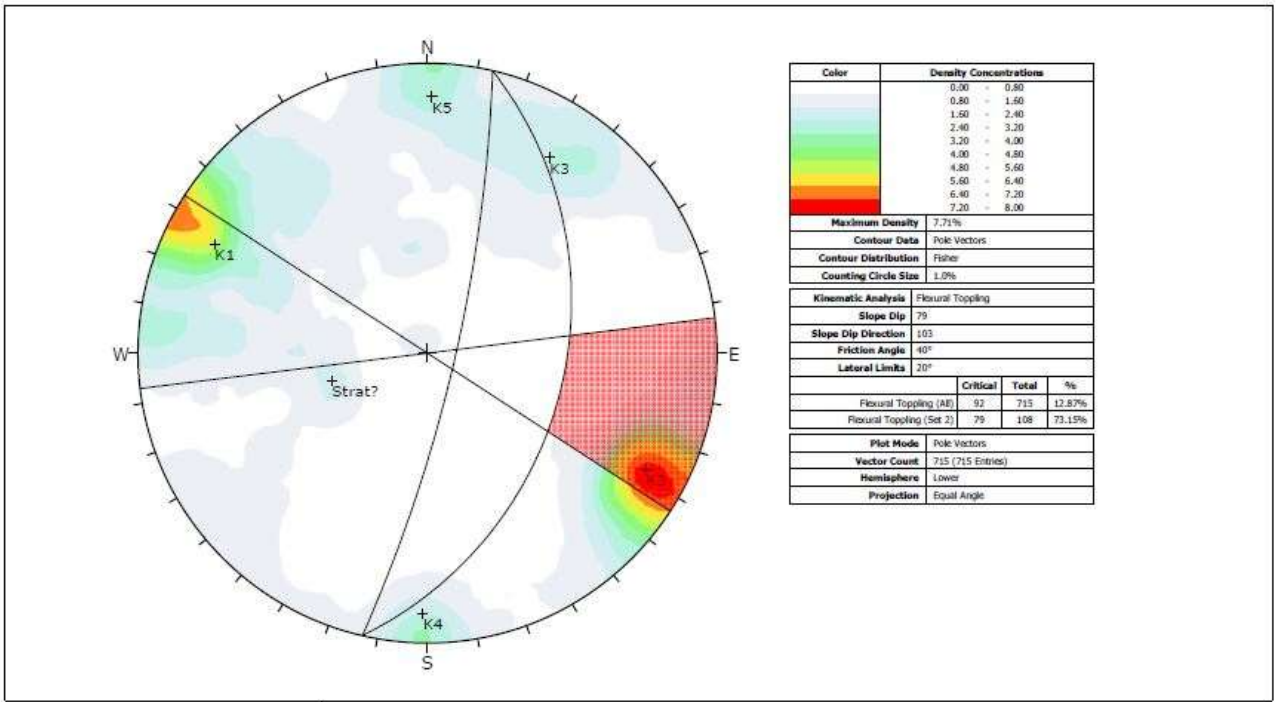


Figura 9- 35 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 10

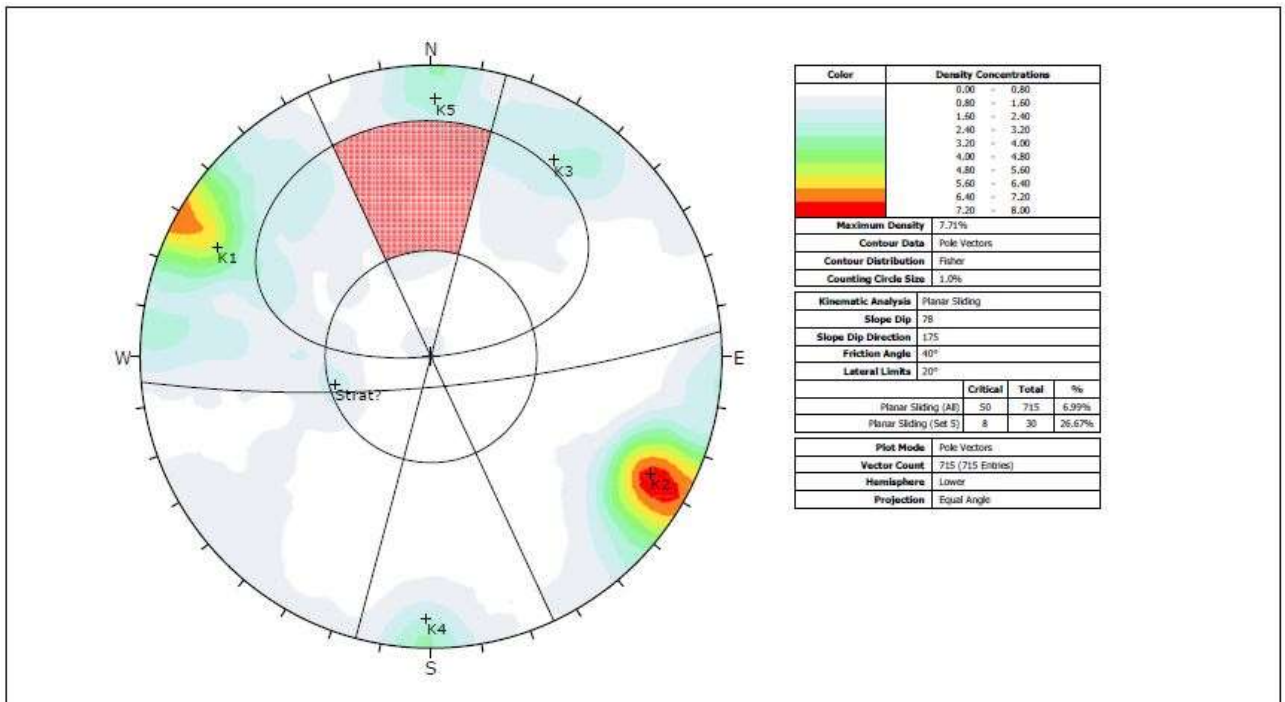


Figura 9- 36 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

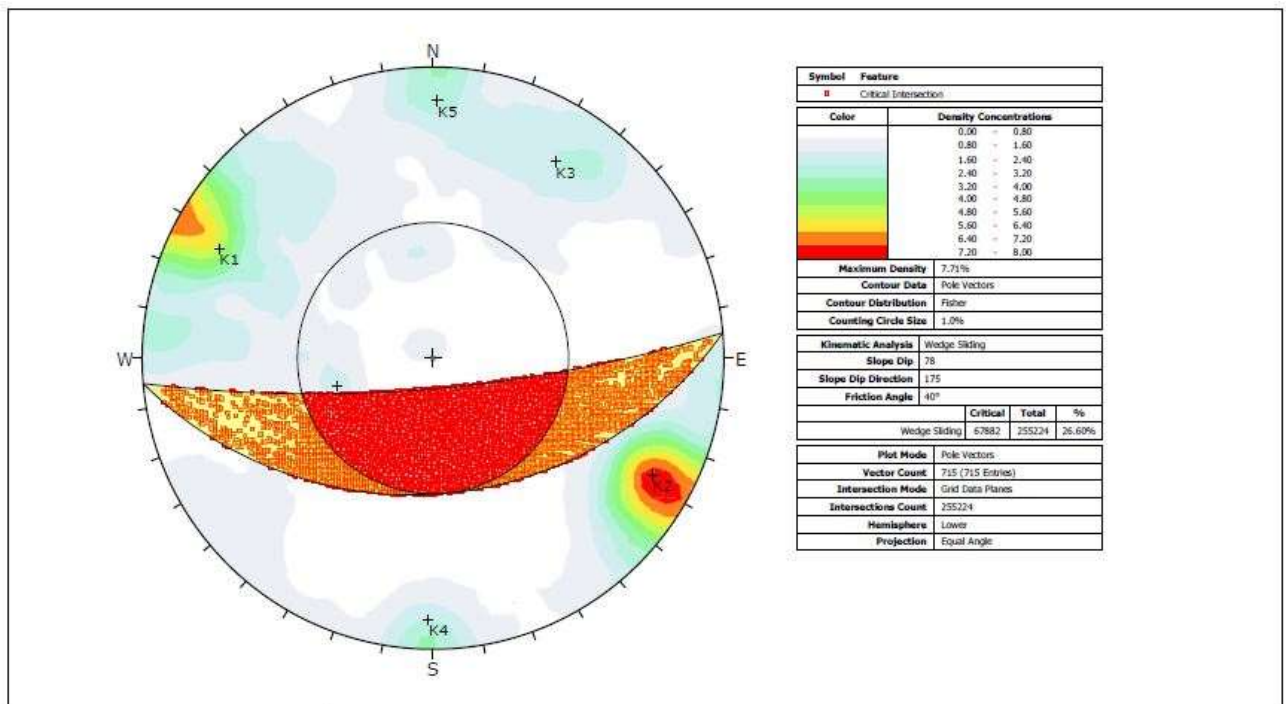


Figura 9- 37 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

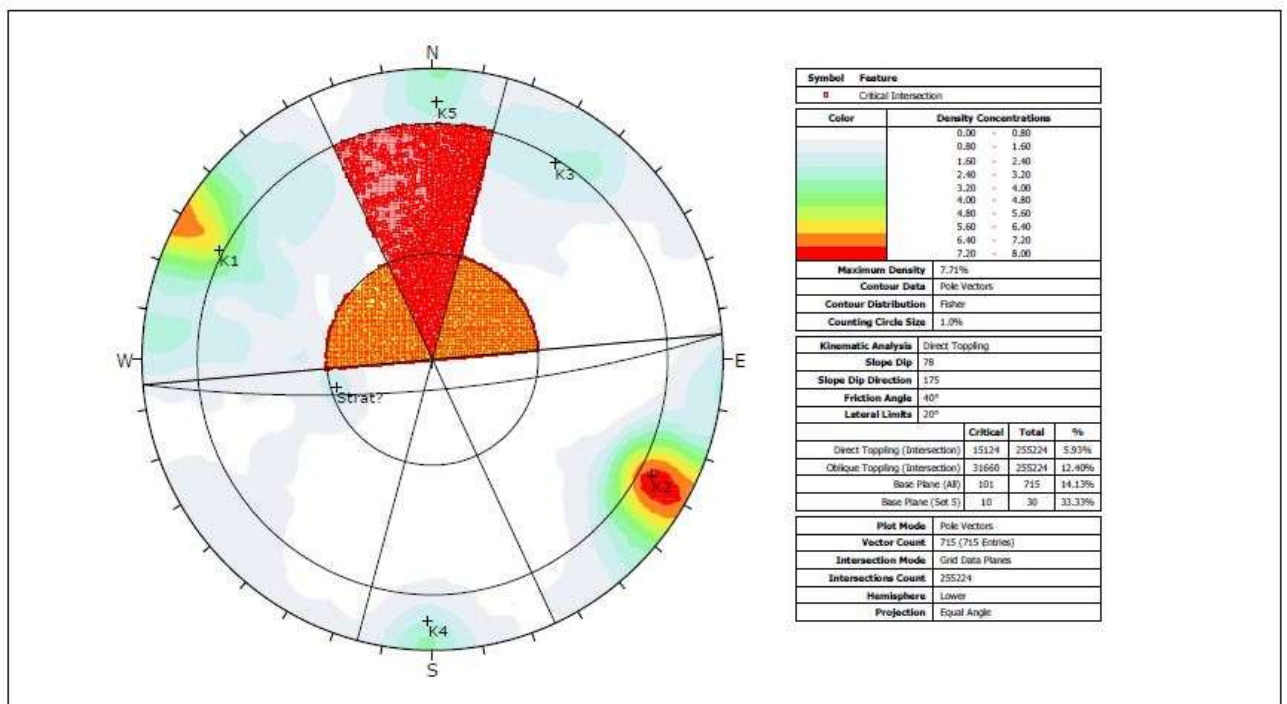


Figura 9- 38 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

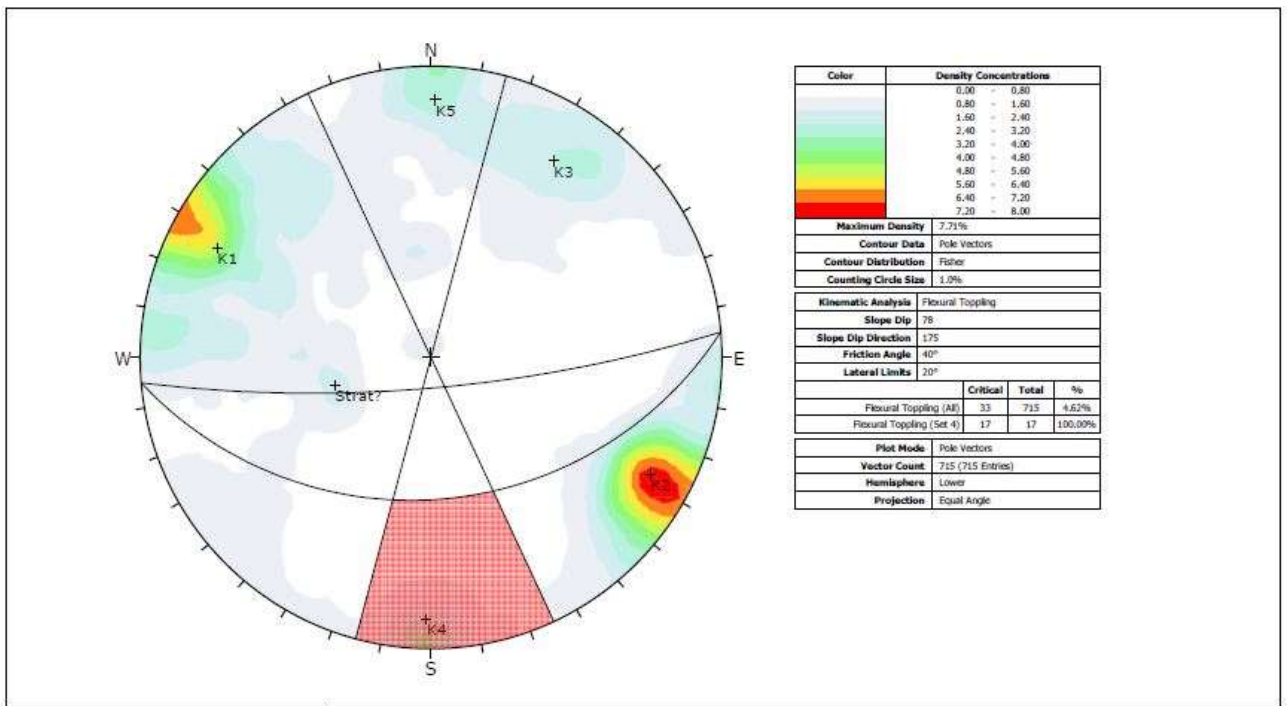


Figura 9- 39 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

9.2 MECCANISMI DI ROTTURA INDIVIDUATI LUNGO IL LATO NW DELL'ARCO NATURALE

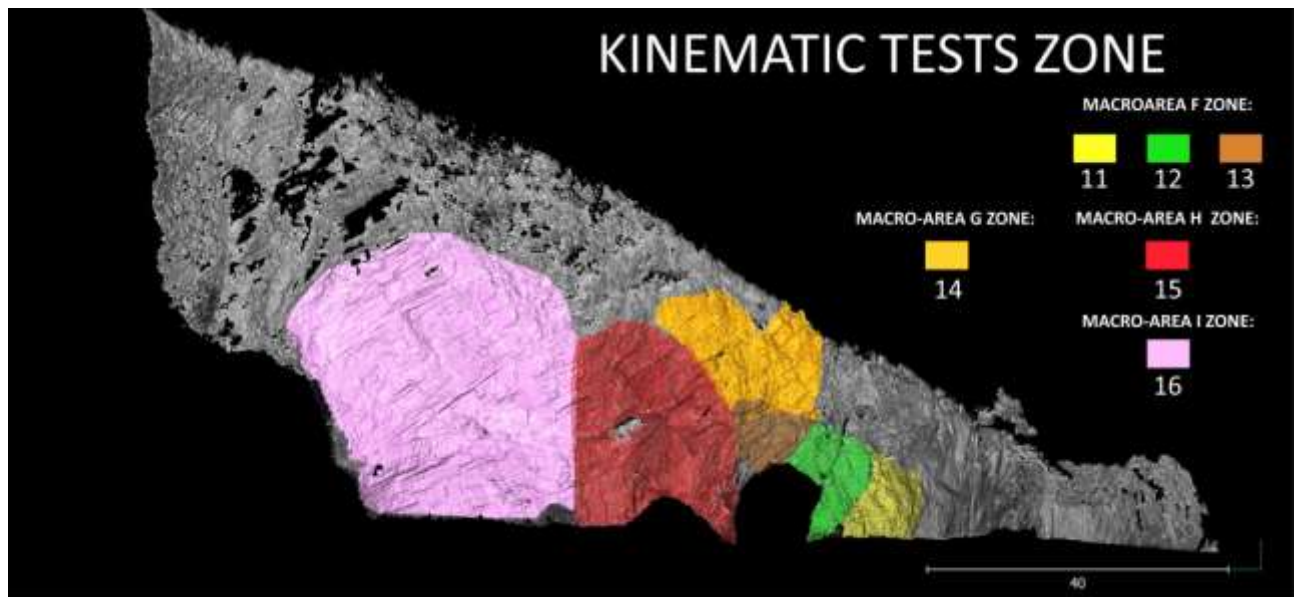


Figura 9- 40 Nuvola dei punti 3D, con indicate le zone investigate allo scopo di definire i possibili meccanismi di rottura del fronte roccioso (parete NW)

Zona 11

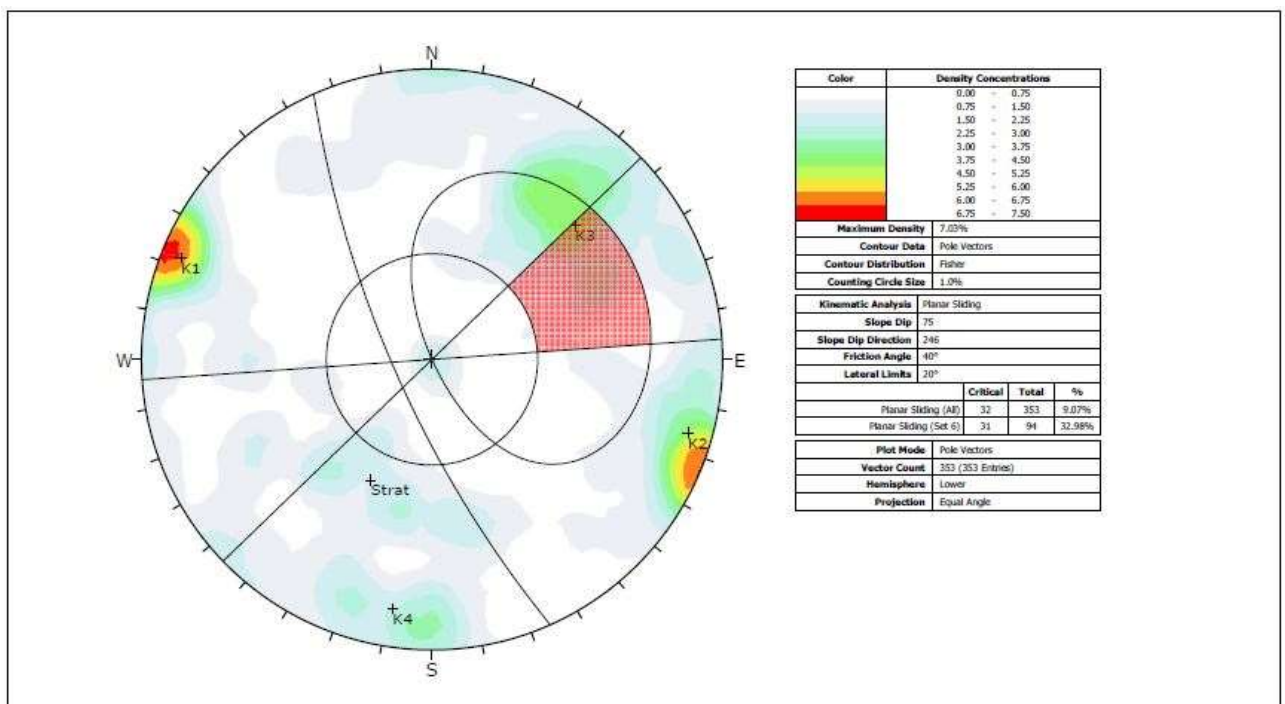


Figura 9- 41 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

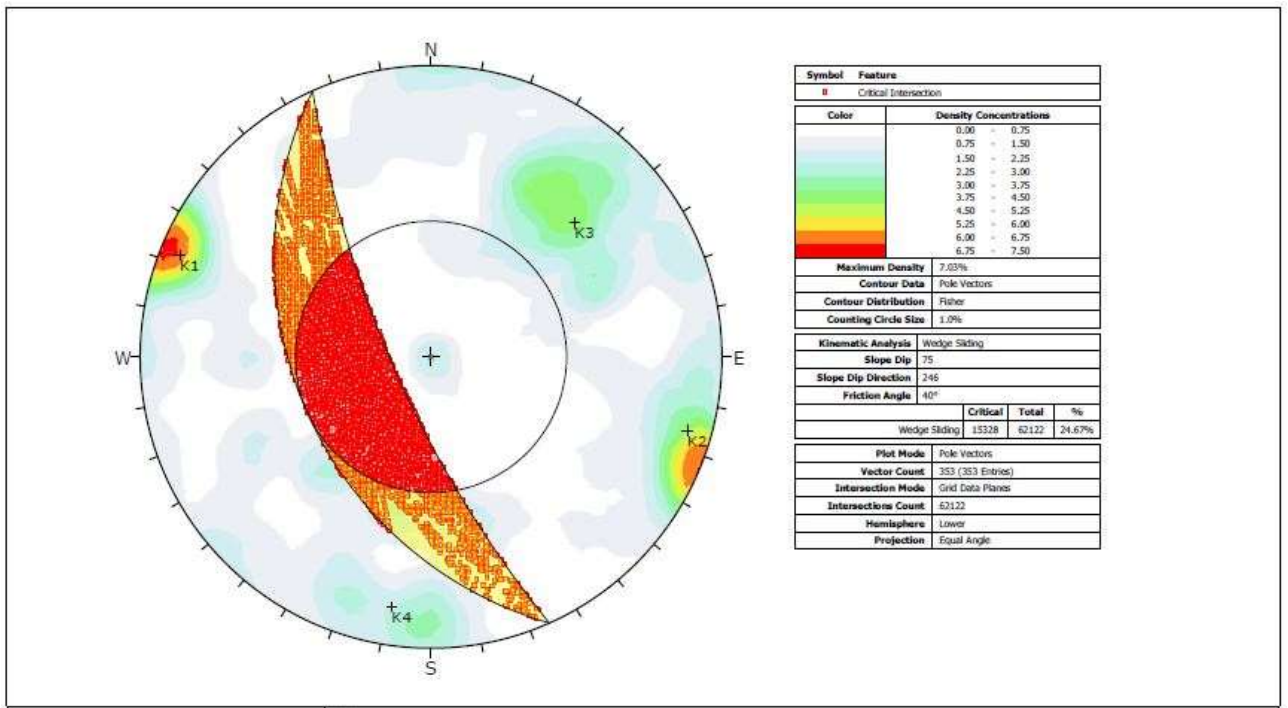


Figura 9- 42 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

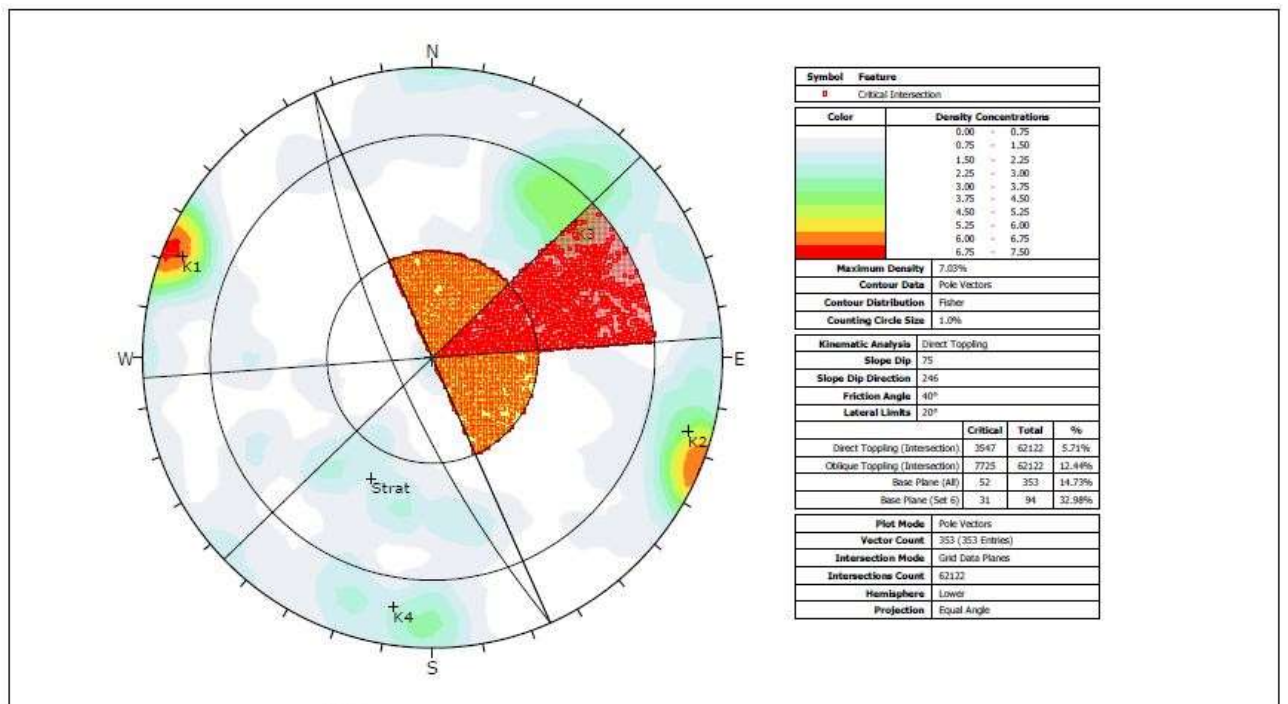


Figura 9- 43 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

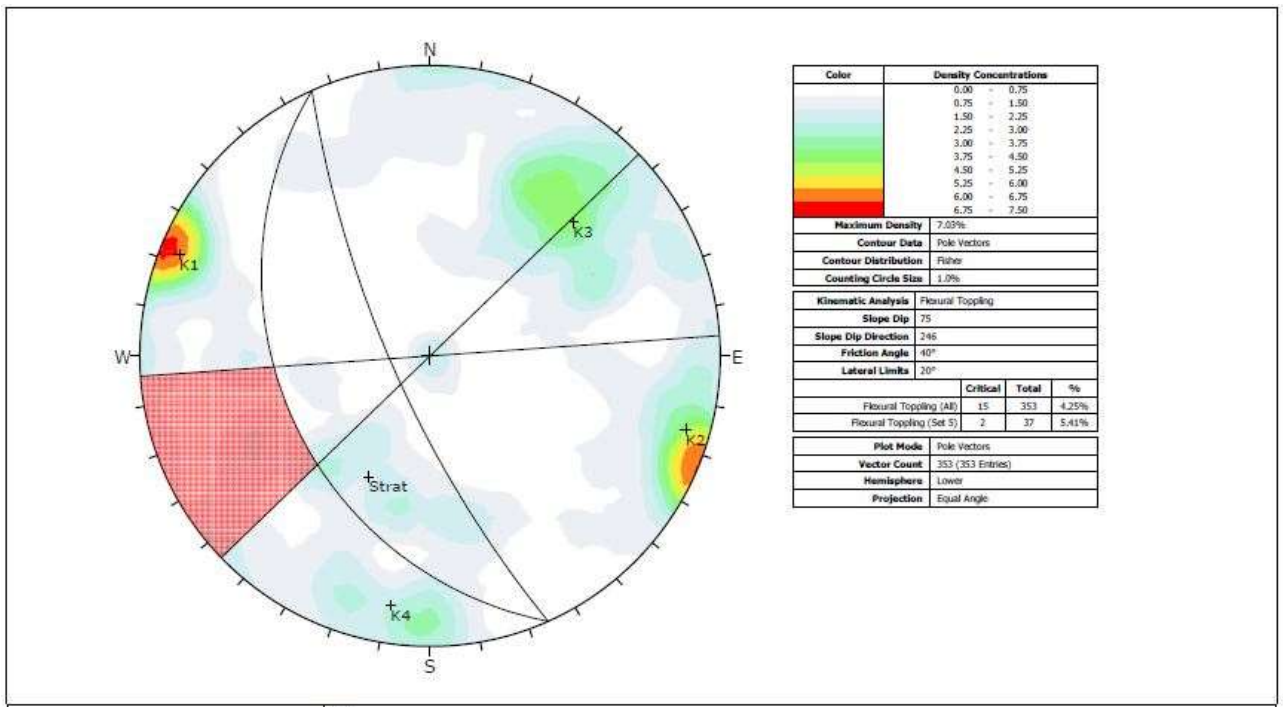


Figura 9- 44 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 12

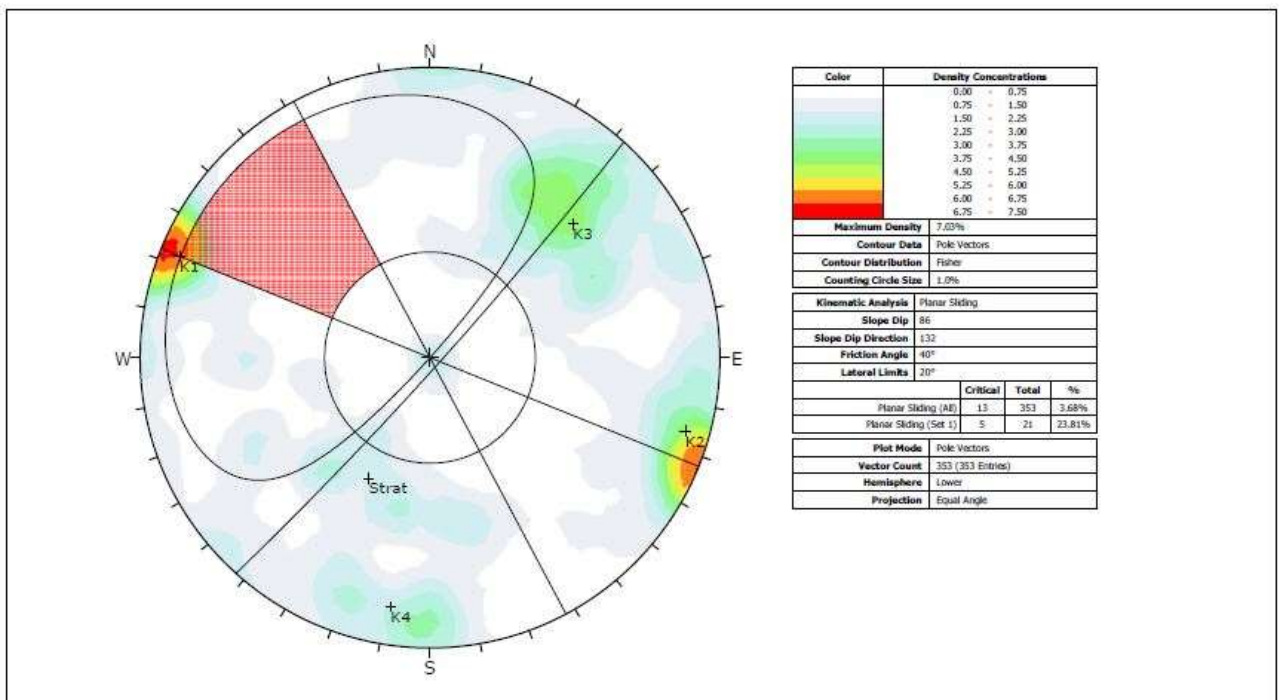


Figura 9- 45 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

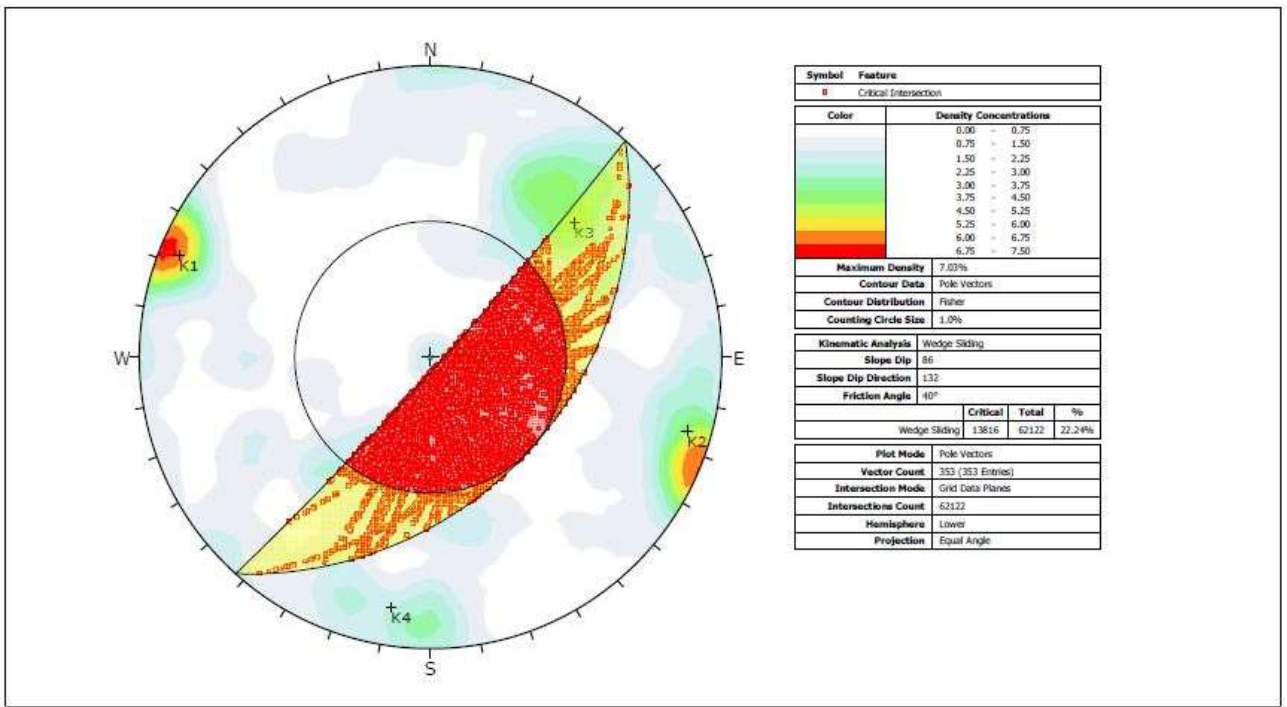


Figura 9- 46 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

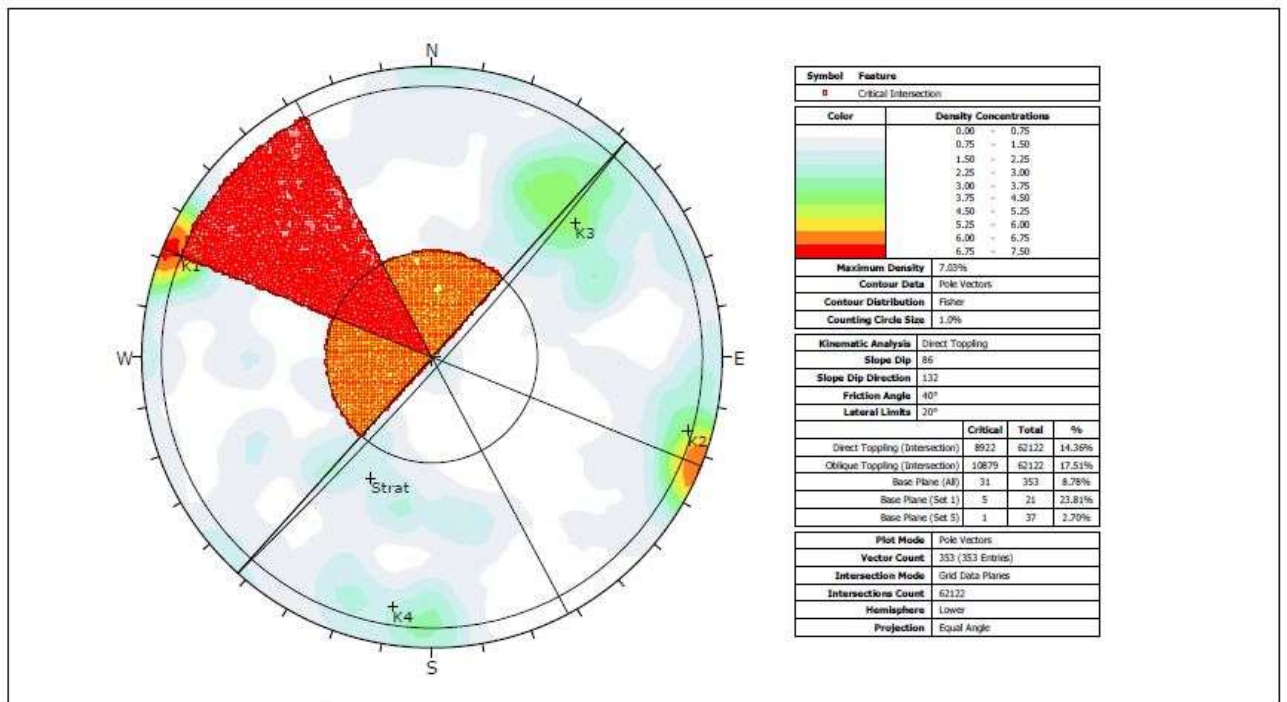


Figura 9- 47 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

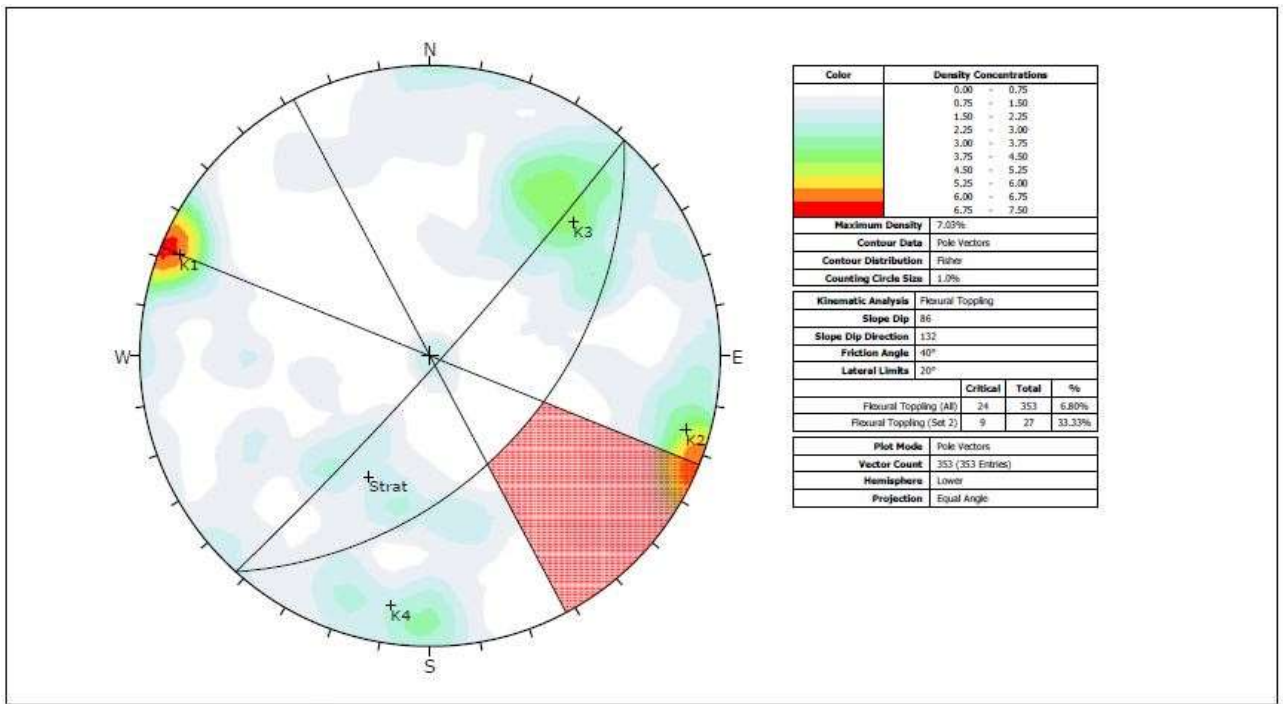


Figura 9- 48 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 13

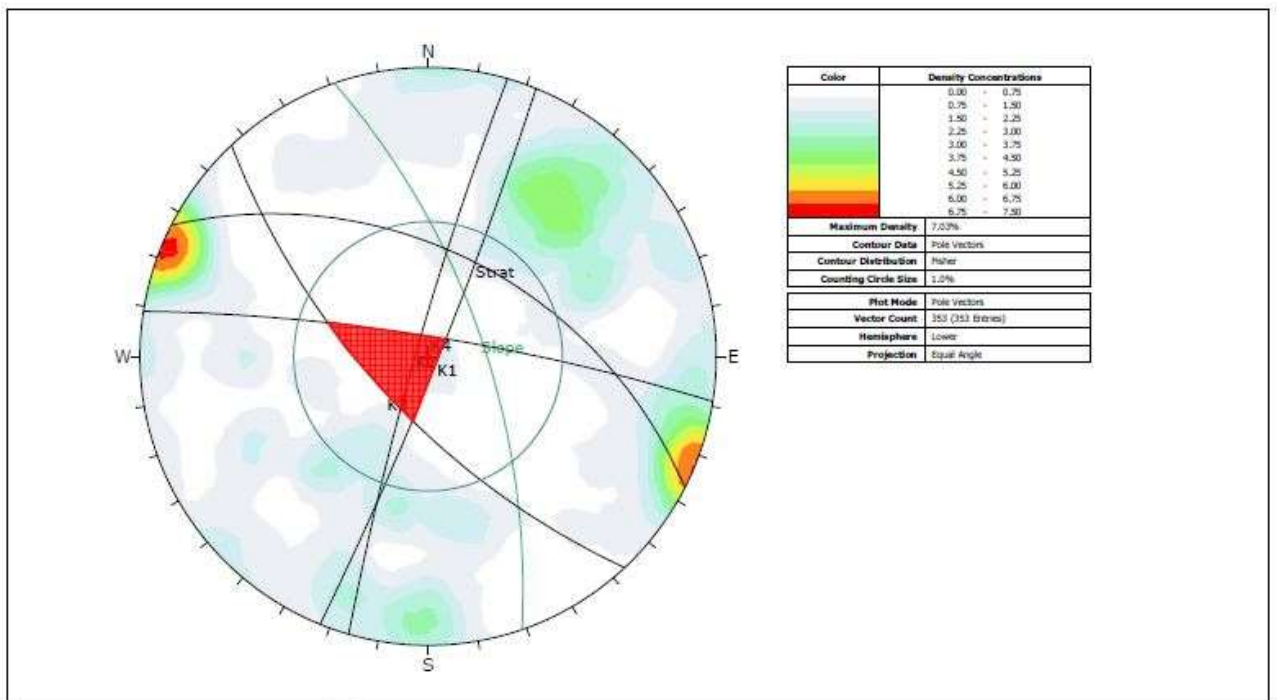


Figura 9- 49 Crolli dal tetto (intersezione K1-K3-k4) (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

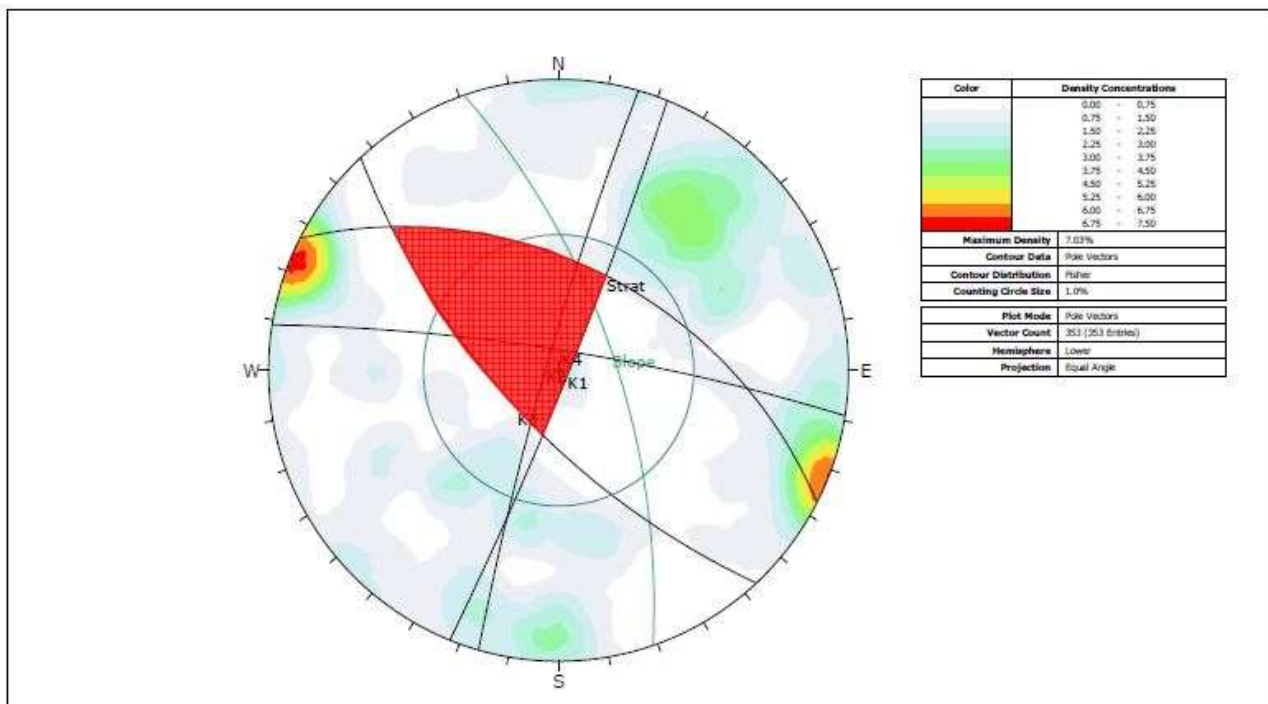


Figura 9- 50 Crolli dal tetto (intersezione K1-K3-Stratificazione) (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

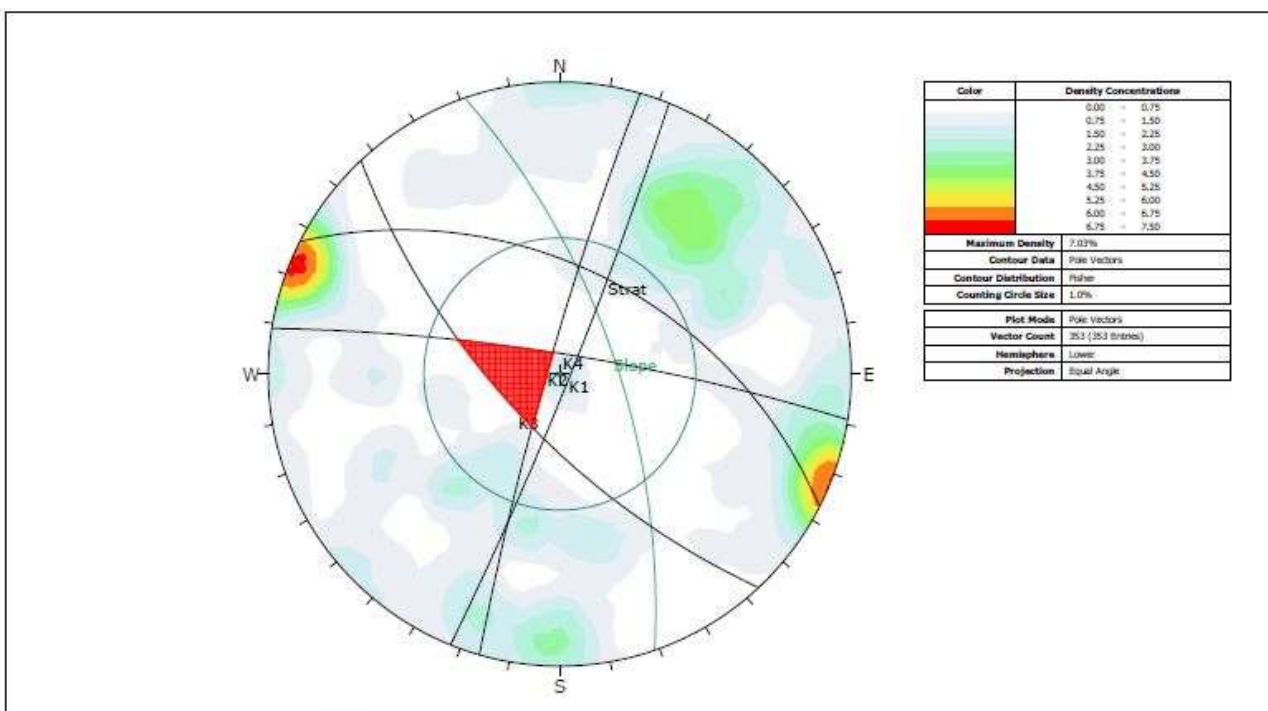


Figura 9- 51 Scivolamenti planari lungo K2 (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

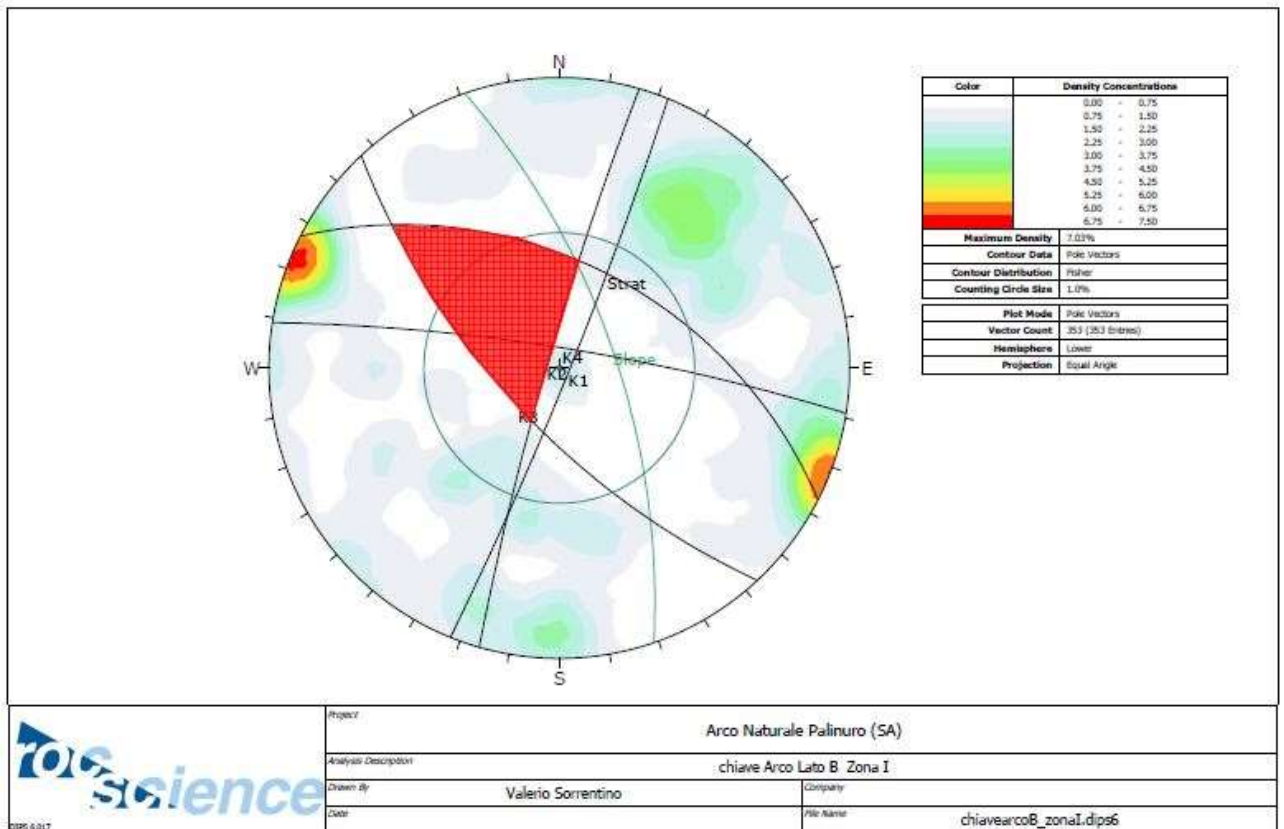


Figura 9-52 Scivolamenti planari lungo K2 (Hudson & Harrison, 1997) (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 14

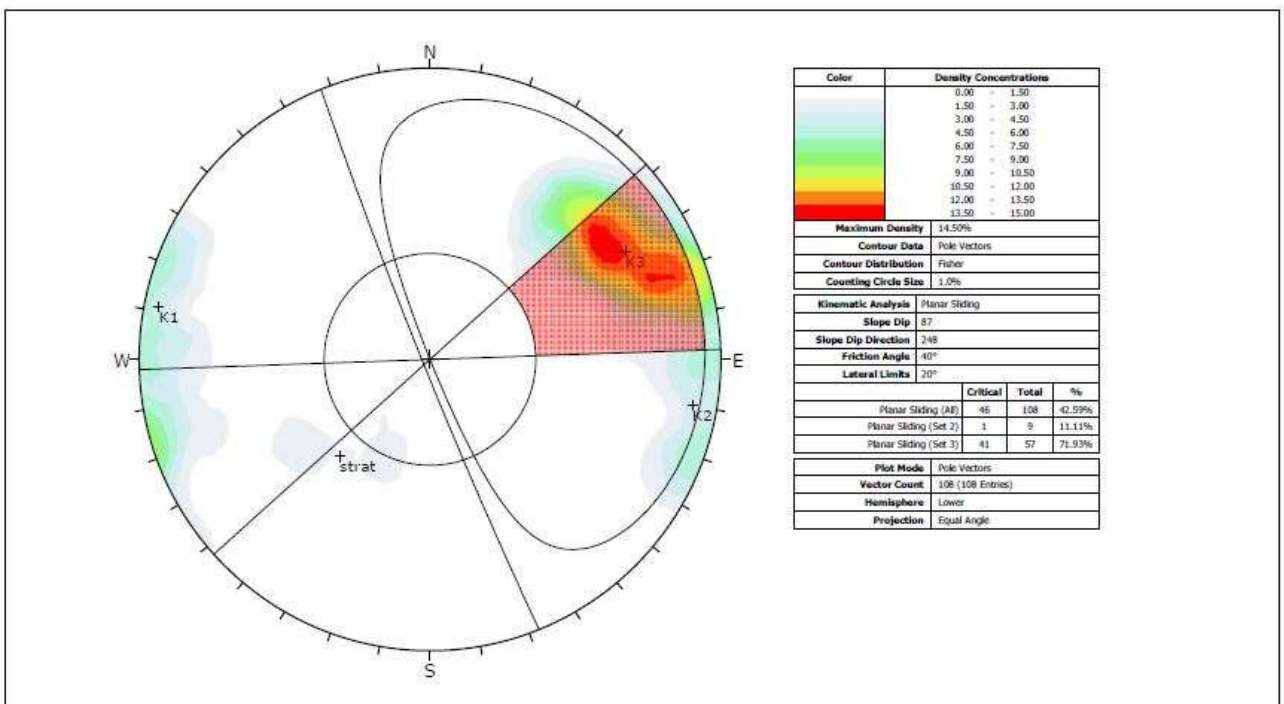


Figura 9-53 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

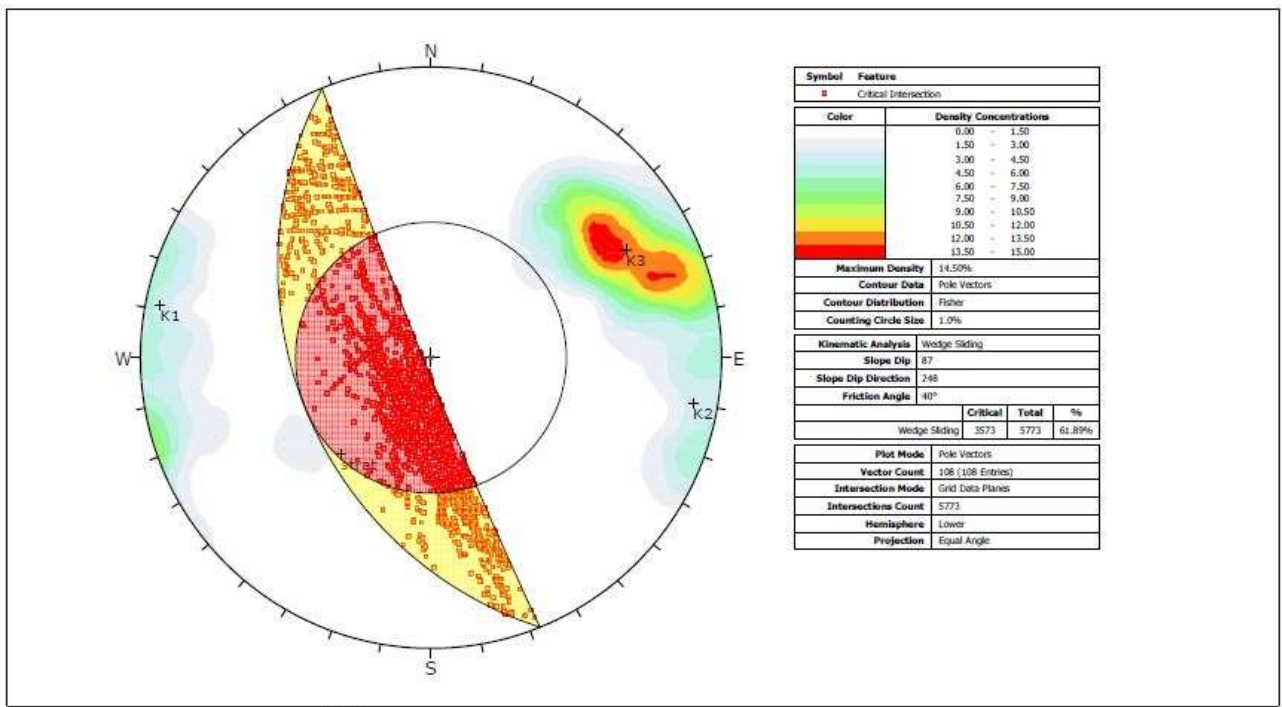


Figura 9-54 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

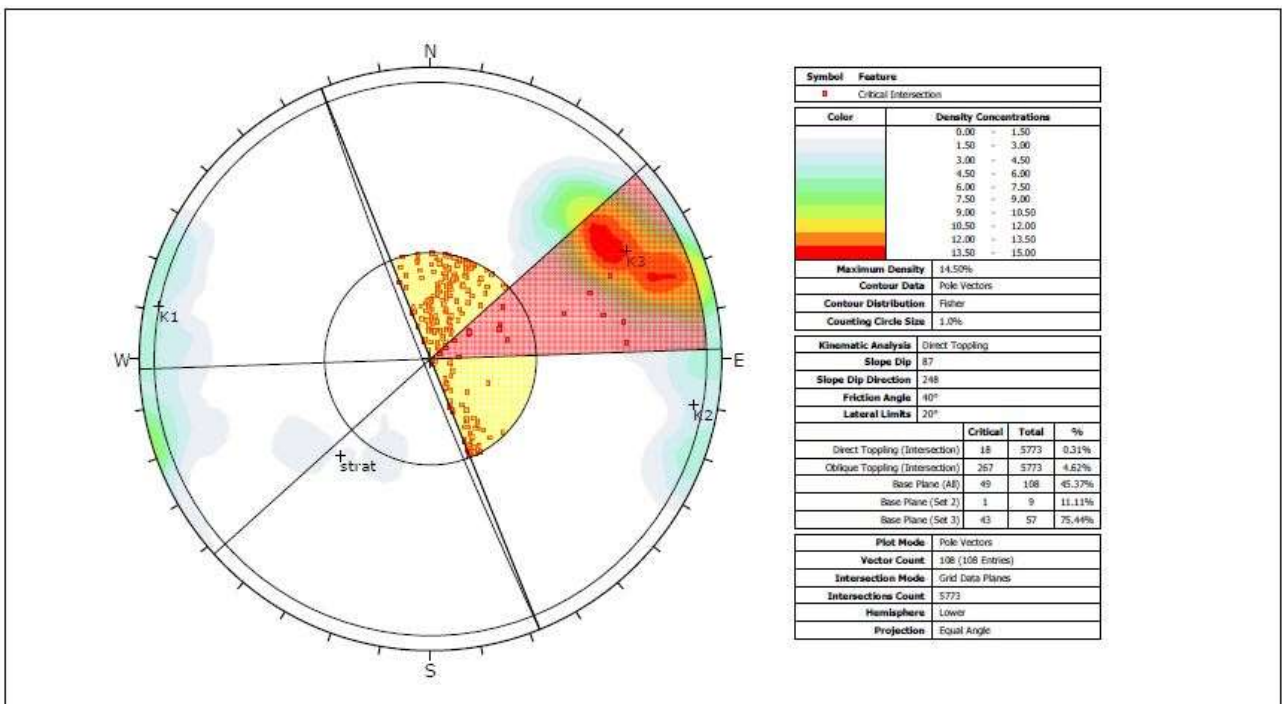


Figura 9-55 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

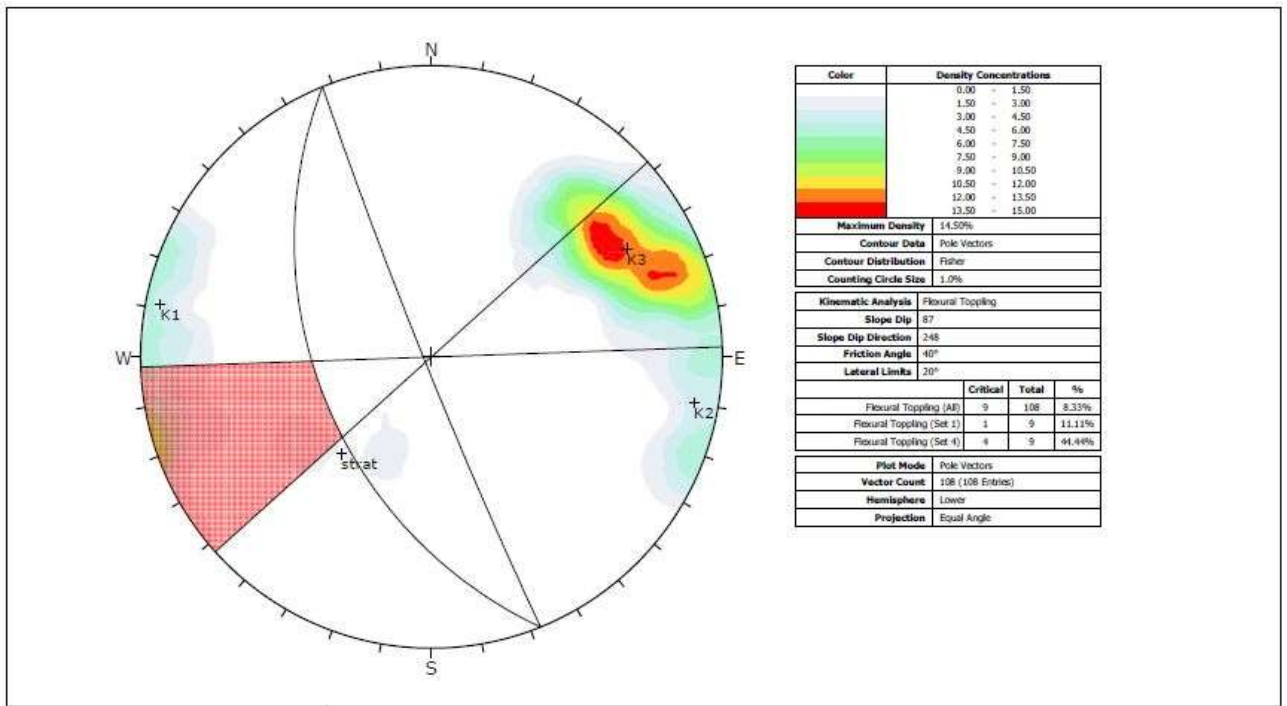


Figura 9-56 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 15

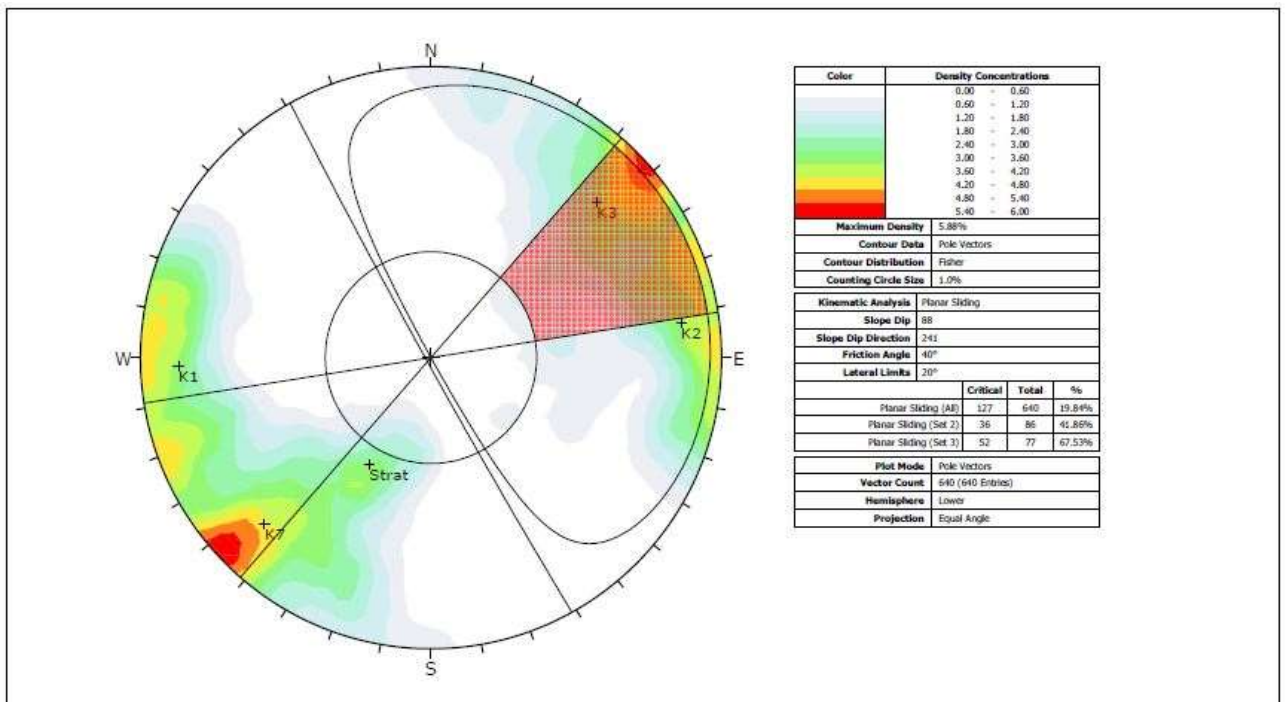


Figura 9-57 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

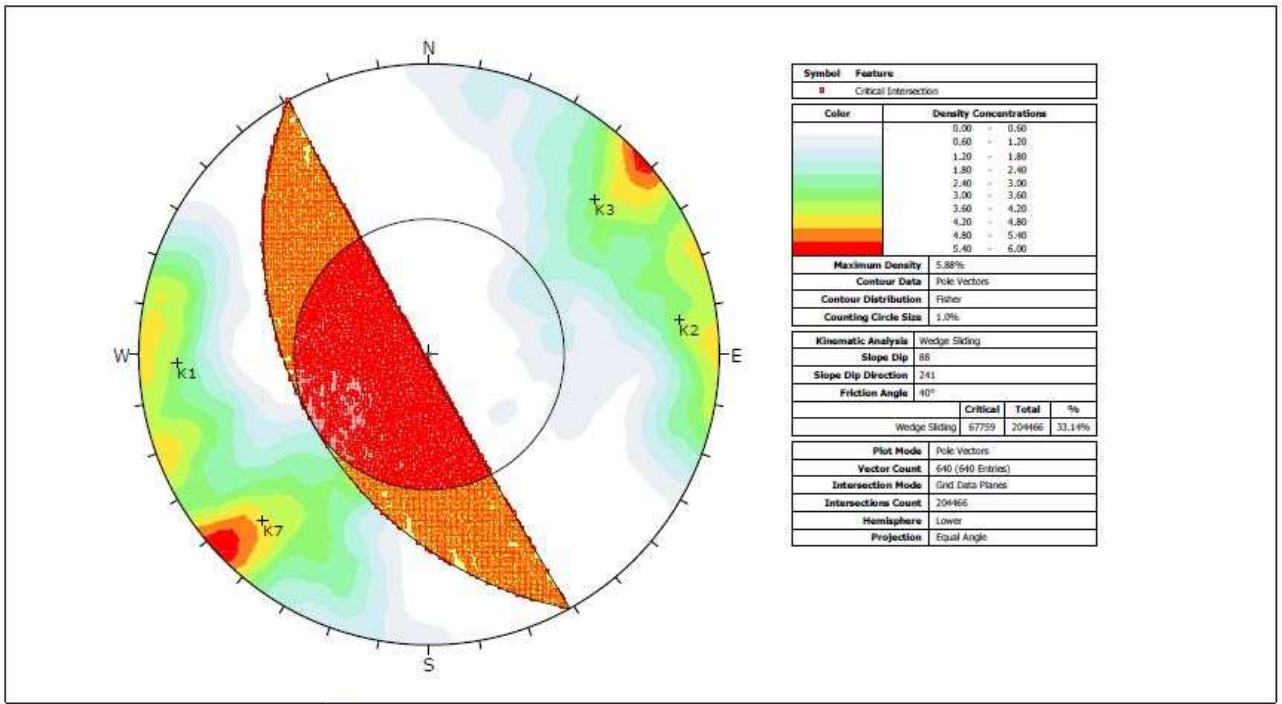


Figura 9-58 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

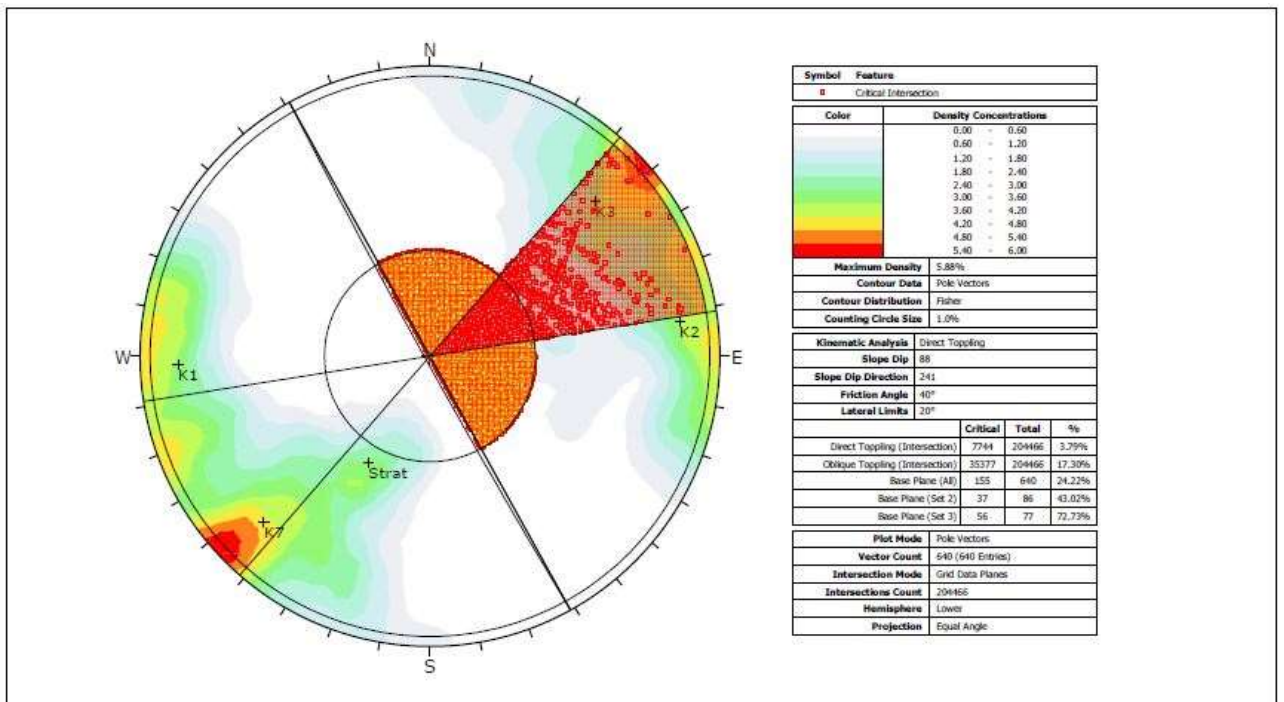


Figura 9-59 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

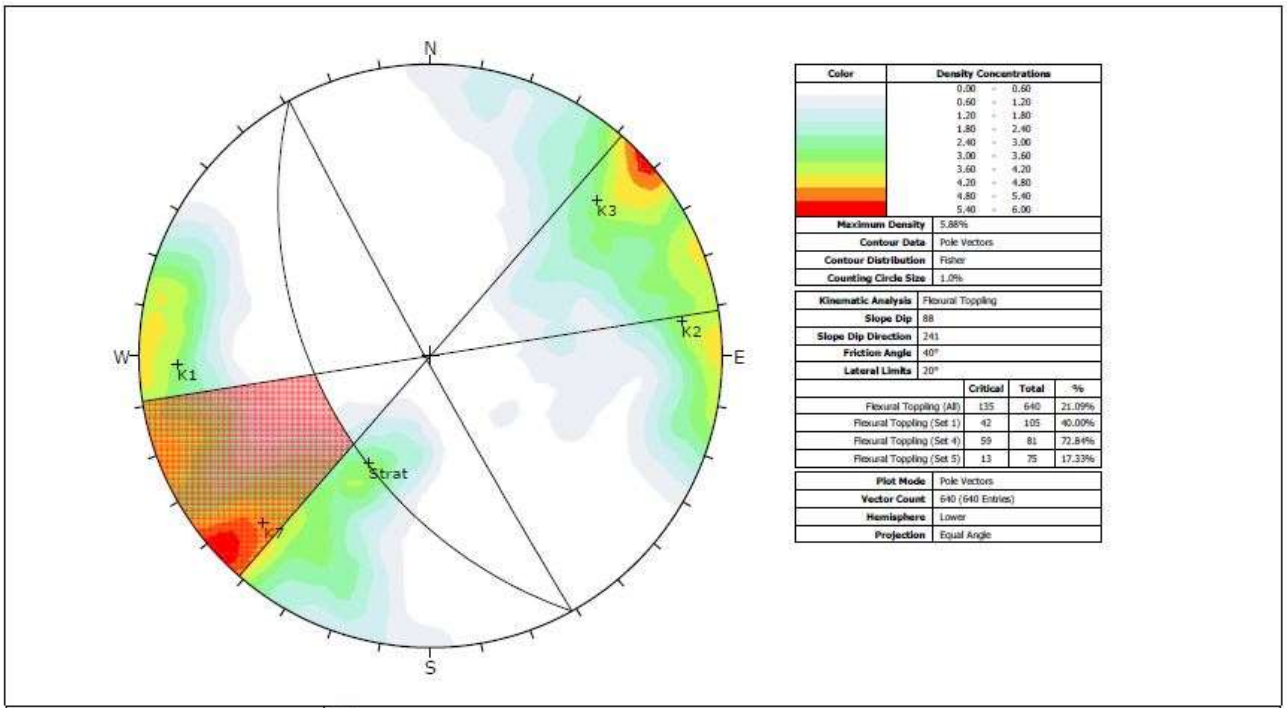


Figura 9-60 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

Zona 16

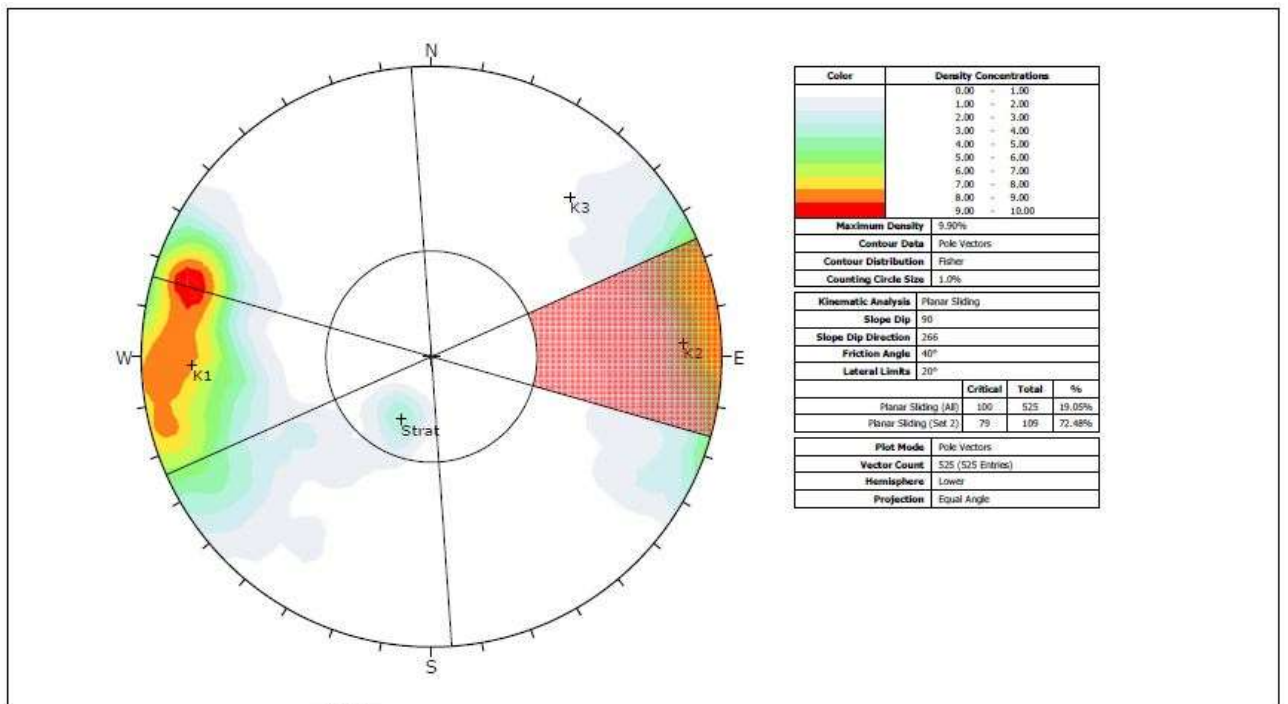


Figura 9-61 Test cinematico per rotture di tipo planare (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

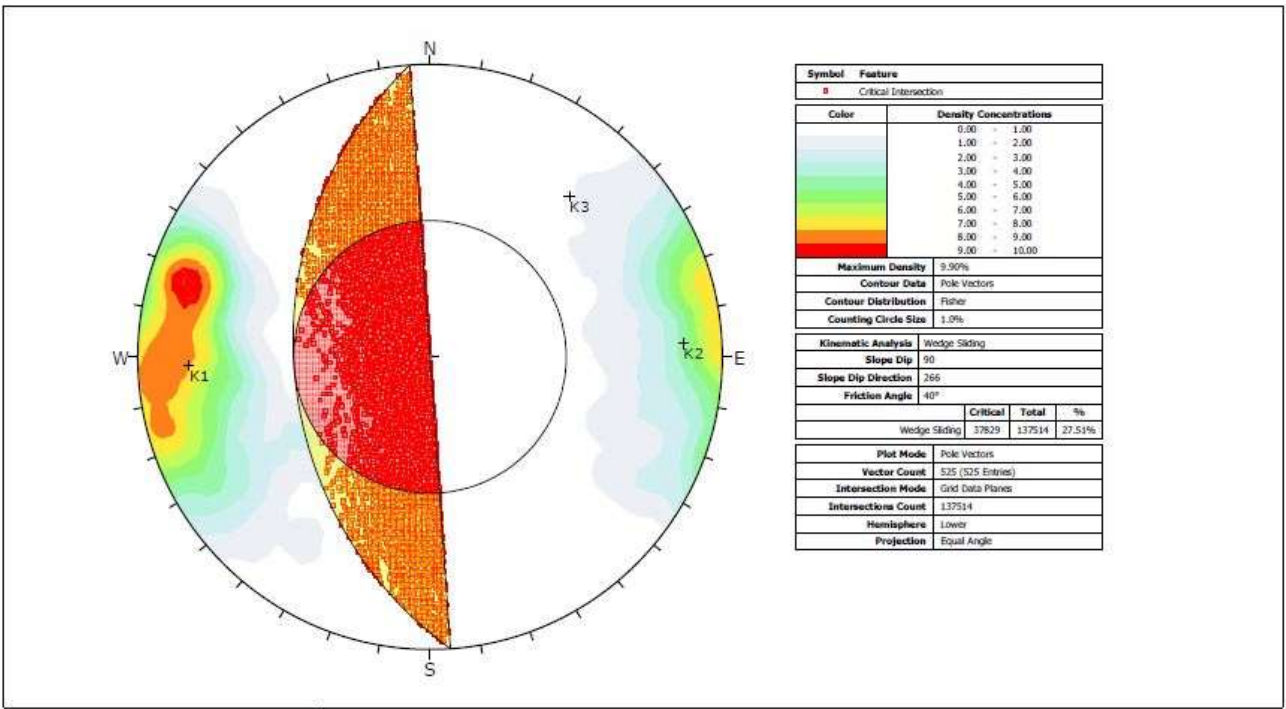


Figura 9-62 Test cinematico per rotture di tipo a cuneo (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

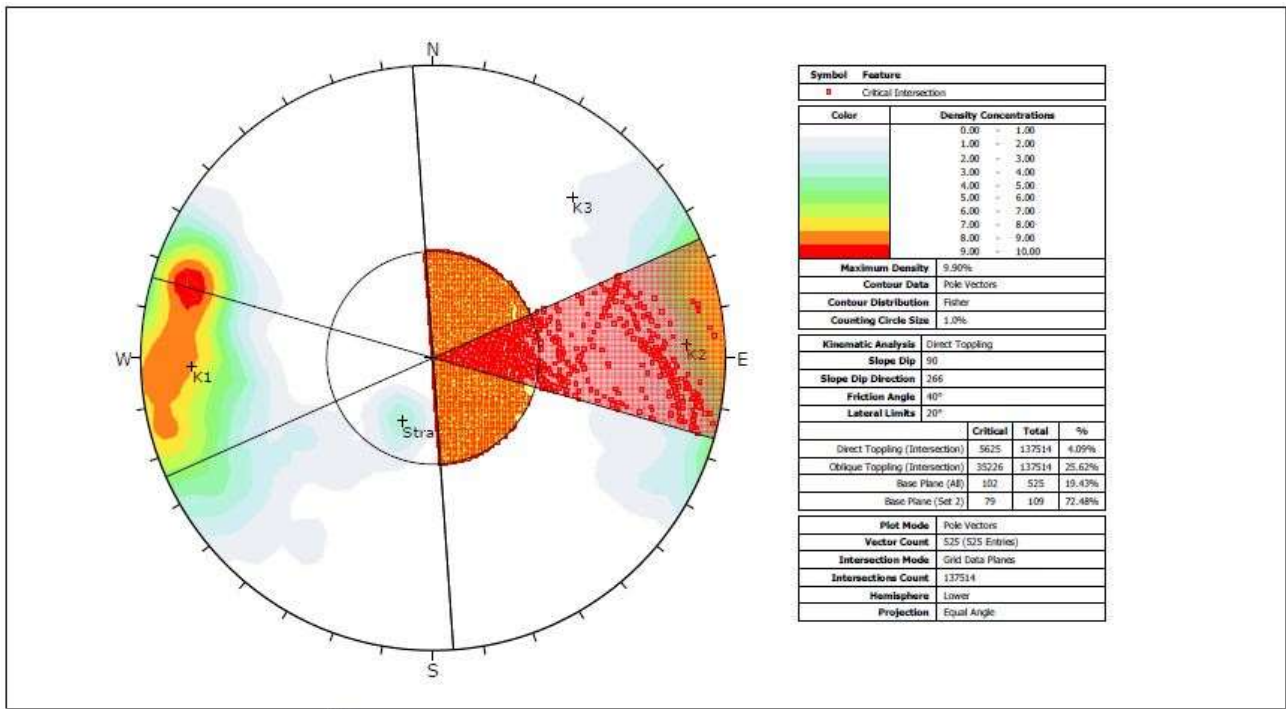


Figura 9-63 Test cinematico per ribaltamenti diretti (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)

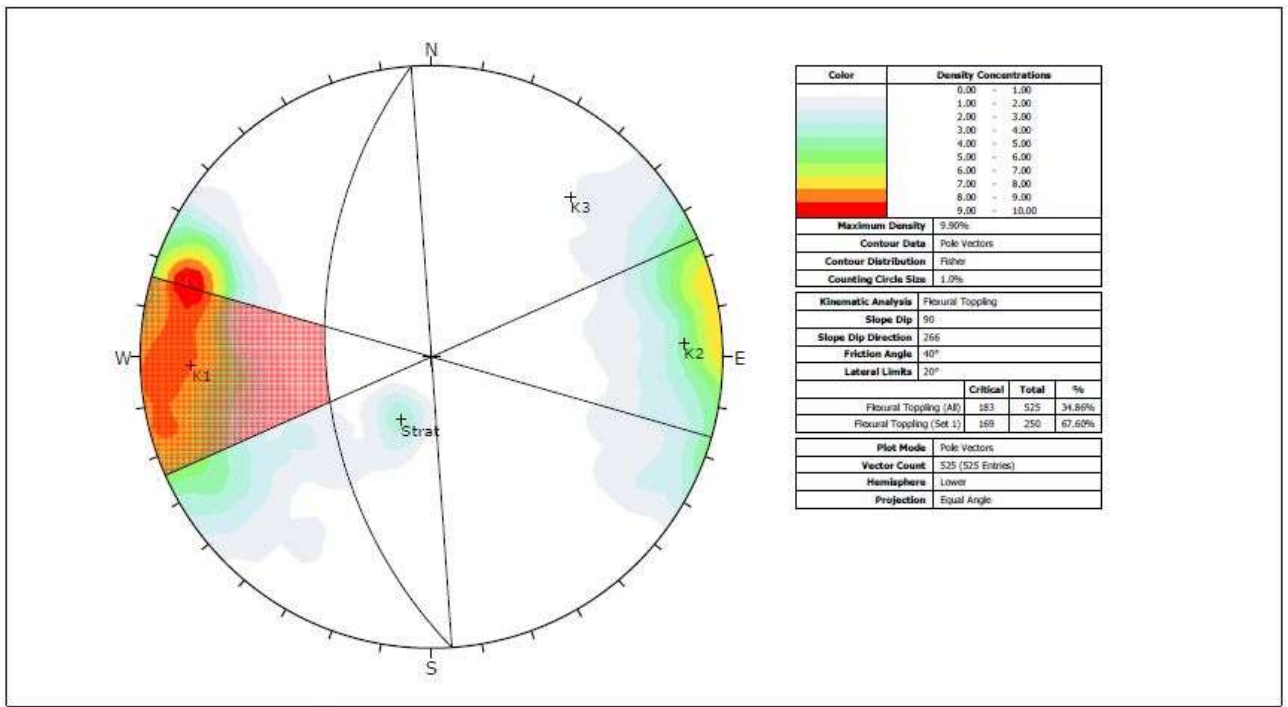
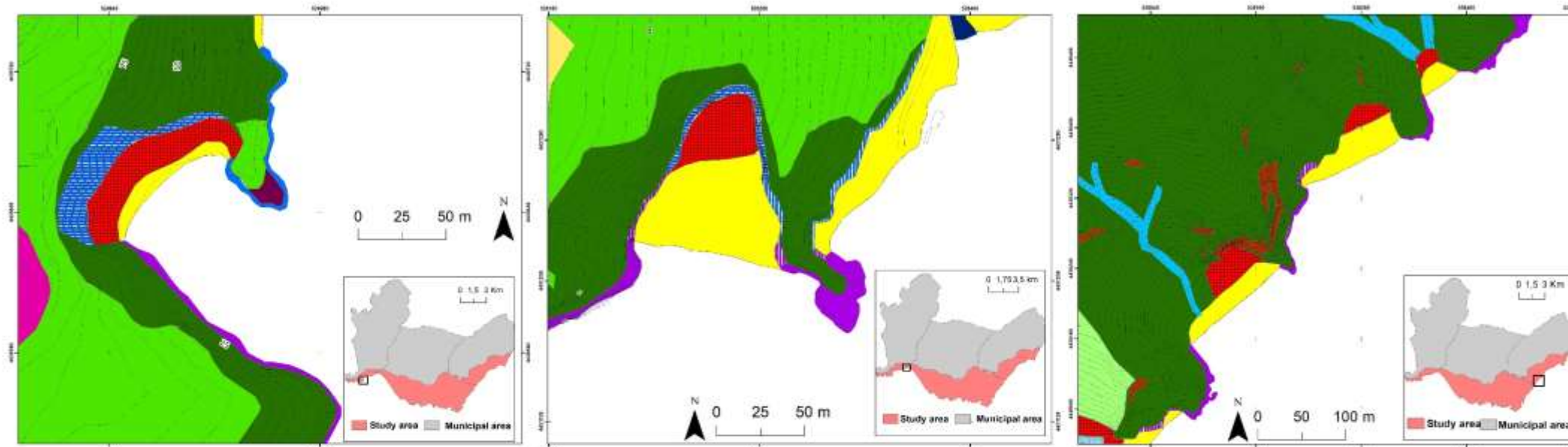
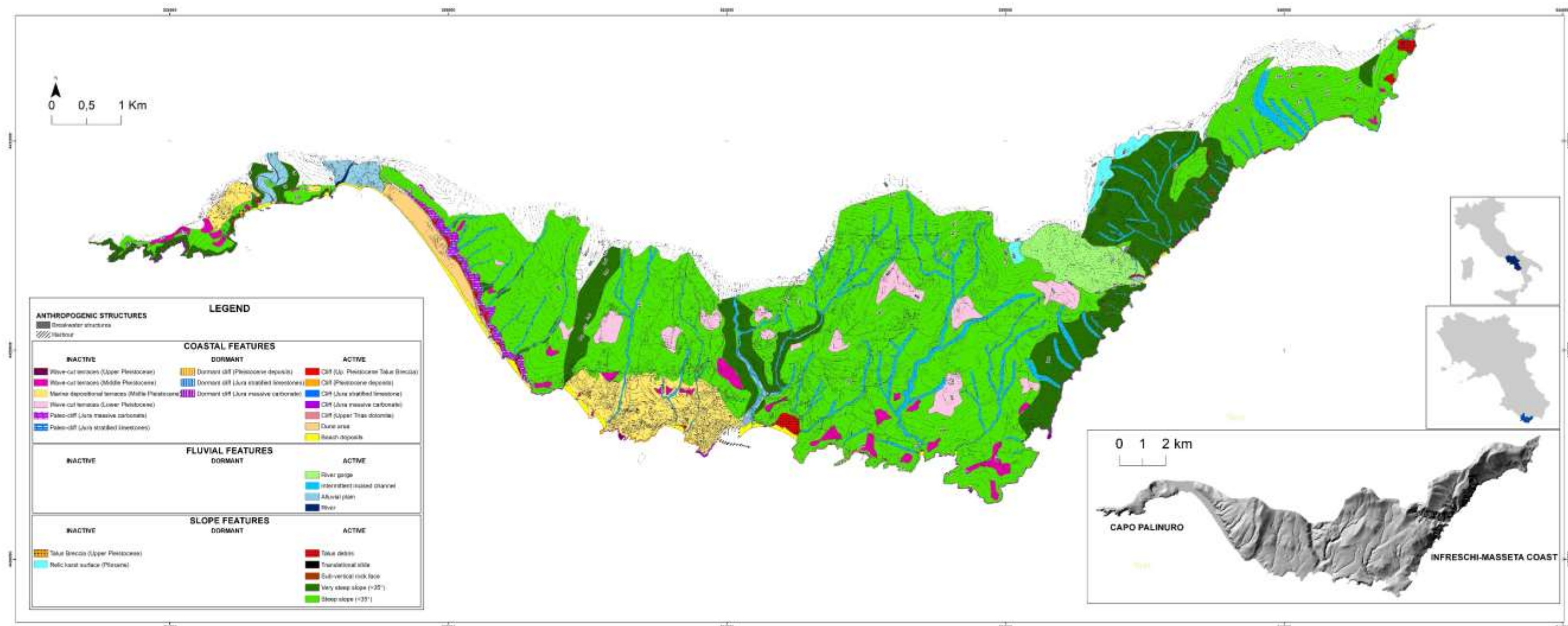


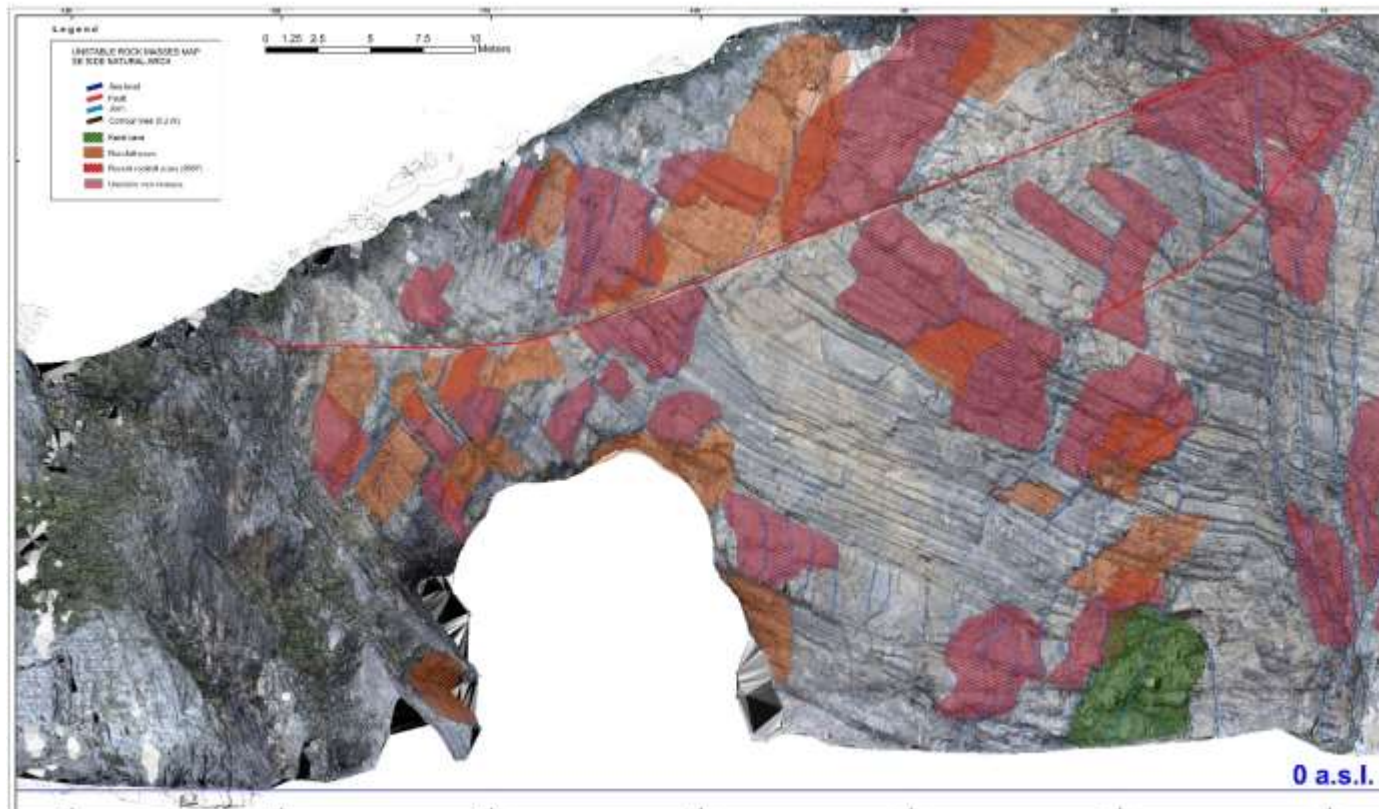
Figura 9-64 Test cinematico per ribaltamenti flessurali (proiezione stereografica equiangolare emisfero inferiore)



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"
 PhD Program in
 Earth, Environmental and Resources Science
 PhD THESIS IN:
 ROCKFALL SUSCEPTIBILITY SCENARIOS
 ALONG COASTAL CLIFFS:
 THE CASE STUDY OF THE CILENTO CARBONATIC COASTS
 ATTACHMENT 1
 MOUNT BULGHERIA
 GEOMORPHOLOGICAL COASTAL MAP
 ADVISOR: PROFESSOR NICOLETTA SANTANGELO
 CO-ADVISOR: PROFESSOR ANTONIO SANTO
 PROFESSOR MICHEL JABOYEDOFF
 PhD CANDIDATE: VALERIO SORRENTINO

ALLEGATO 1





ROOF OF THE ARCH



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"
 PhD Program in Earth, Environment and Resources Sciences

PHD THESIS
 GEOMORPHOLOGICAL HAZARDS AND RISK SCENARIOS
 ASSESSMENT OF SEA CLIFFS
 THE CASE STUDY OF THE CILENTO CARBONATE COASTS

ATTACHMENT 2
 NATURAL ARCH (CENTOLA MUNICIPALITY)

GEOMECHANICAL ZONING MAP
UNSTABLE ROCK MASS MAP

ADVISOR PROF. NICOLETTA SANTANGELO PHD CANDIDATE
 CO-ADVISOR PROF. ANTONIO SANTO VALERIO SORRENTINO
 CO-ADVISOR PROF. MICHEL JABOYEDOFF

ALLEGATO 2

