

“FAVAZZINA”

Impianto di accumulo idroelettrico mediante pompaggio
ad alta flessibilità

Comune di Scilla (RC)

COMMITTENTE



PROGETTAZIONE

STRATEGIES FOR WATER



Progettisti: Ing. Luigi Lorenzo Papetti



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II
SCUOLA POLITECNICA E DELLE SCIENZE DI BASE



**Studio dell'assetto geologico-strutturale,
geomorfologico, e della fagliazione superficiale
nell'area di Scilla-Bagnara Calabria-Melia.**

Relazione

REV.	DESCRIZIONE	DATA	REDATTO	VERIFICATO	APPROVATO
0	PRIMA EMISSIONE	04/04/2023	Gruppo di Lavoro UniNapoli- UniCatania	P. Macchi	L. Papetti

Codice commessa: 1422 Codifica documento: 1422-A-CN-R-01-0

I N D I C E

1. Premessa.....	Pag.3
2. Materiali e metodi.....	Pag.5
2.1. Analisi geologico-strutturale	Pag.5
2.2. Analisi geomorfologica.....	Pag.5
3. Inquadramento geotettonico della Calabria meridionale tirrenica.....	Pag.7
3.1. Quadro geodinamico regionale.....	Pag.7
3.2. Assetto geologico-strutturale.....	Pag.11
3.3. Quadro morfotettonico ed evoluzione quaternaria.....	Pag.14
3.4. Sorgenti sismogenetiche, faglie attive e capaci.....	Pag.19
3.5. Sismicità storica, cenni di pericolosità sismica e di strain geodetico.....	Pag.34
4. Analisi geologico-strutturale dell'area d'intervento.....	Pag.42
4.1. Assetto geometrico-stratigrafico.....	Pag.42
4.2. Analisi strutturale.....	Pag.47
5. Geomorfologia dell'area di intervento.....	Pag.55
5.1. Assetto geomorfologico.....	Pag.55
5.2. Analisi dei terrazzi marini e tasso di sollevamento del suolo.....	Pag.59
6. Faglie attive e fagliazione superficiale dell'area di intervento.....	Pag.67
6.1. Principali faglie attive.....	Pag.67
6.2. Analisi preliminare della fagliazione distribuita associata alle faglie principali.....	Pag.71
7. Cenni sui dissesti e sul quadro idrografico e idrogeologico.....	Pag.73
7.1. Dissesti.....	Pag.73
7.2. Assetto idrografico.....	Pag.76
7.3. Idrogeologia.....	Pag.78
8. Considerazioni sulle possibili interferenze con le opere in progetto.....	Pag.80
Bibliografia.....	Pag.83

1. PREMESSA

Nello scorso mese di febbraio, tra Frosio Next S.r.l. ed i Dipartimenti 1) di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse (DiSTAR) dell'Università degli Studi di Napoli Federico II e 2) di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali dell'Università di Catania, vengono sottoscritte due Convenzioni di ricerca, aventi per oggetto uno "*Studio dell'assetto geologico-strutturale, geomorfologico (UNICT), e della fagliazione superficiale nell'area di Scilla-Bagnara Calabra-Melia*" (UNINA), nell'ambito del progetto "Favazzina - Impianto di accumulo idroelettrico mediante pompaggio ad alta flessibilità" ubicato nel Comune di Scilla (RC).

In ottemperanza a quanto previsto all'art. 4 delle Convenzioni, si presenta in maniera congiunta la Relazione sulle attività svolte ed i relativi elaborati grafici ai fini dell'individuazione delle possibili interferenze (criticità) tra le opere connesse con l'impianto in progetto e gli elementi geologico-strutturali e morfotettonici. Le considerazioni di merito si focalizzano su alcuni temi principali, quali l'assetto geologico-strutturale, le strutture tettoniche e faglie attive, e l'assetto geomorfologico.

Le problematiche di carattere geologico-strutturale sono state valutate tramite sopralluoghi di terreno lungo le zone ritenute sensibili, l'estrapolazione dell'assetto geologico-strutturale a poche centinaia di metri nel sottosuolo, e lo studio geometrico-cinematico delle principali fratture e faglie che insistono nell'area. In aggiunta, è stato valutato, su base bibliografica, il potenziale di attivazione delle faglie e la loro capacità di produrre deformazione al suolo in occasione di eventi sismici di magnitudo significativa ("capacità" delle faglie). La deformazione verticale del suolo di lungo termine è stata valutata tramite un'analisi dei terrazzi marini che si sono sollevati durante l'evoluzione geologica dell'area, i quali hanno fornito un importante contributo alla stima della deformazione orizzontale del suolo di breve termine fornita da dati GNSS, seppur a carattere ampio, su base bibliografica.

Il quadro geomorfologico è stato valutato in funzione delle evidenze emerse da osservazioni di campagna e dati satellitari (Google Earth), facendo ricorso per i dissesti ai cataloghi PAI (Piano per l'Assetto idrogeologico) della Regione Calabria e IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia).

In merito al lavoro svolto, si sottolinea che la ricostruzione dell'assetto geologico-

strutturale, ancorché rigorosa nei suoi contenuti fondamentali, deve considerarsi schematica e dunque preliminare in particolare per quanto concerne la sua estrapolazione in profondità. Ciò a causa sia della complessità geometrica dei rapporti tra i terreni nei quali insistono le opere in progetto (contatti metamorfici e intrusivi), che strutturale (presenza di tettonica polifasica e con diverse orientazioni dei campi di deformazione). Similmente, la valutazione della capacità delle faglie deve considerarsi preliminare.

2. MATERIALI E METODI

2.1. Analisi geologico-strutturale

Partendo dalla base geologica esistente (Carta Geologica d'Italia realizzata con fondi CASMEZ in scala 1:25.000, Fogli n. 254 I NO Bagnara Calabria e 254 I SO Calanna), si è proceduto con un rilevamento sul terreno, eseguito in febbraio 2023, mirato alla comprensione dell'assetto geologico e strutturale lungo le zone di maggior interesse per le opere in progetto. Le osservazioni sono state estese anche in aree esterne a quella di progetto, laddove tali verifiche risultavano necessari ad un'interpretazione di elementi geologico-strutturali che potenzialmente potevano interferire con l'opera.

La ricostruzione della stratigrafia è stata effettuata sulla base del quadro di riferimento CASMEZ, ma con importanti variazioni nei depositi e nelle forme del Quaternario.

L'analisi strutturale, condotta principalmente su affioramenti litoidi di natura metamorfica, ha riguardato la caratterizzazione geometrica e cinematica di faglie e fratture con lo scopo di elaborare un modello quanto più realistico dell'ammasso roccioso nel sottosuolo in corrispondenza con zone di interesse progettuale, in particolare per verificare l'esistenza di faglie supposte in letteratura o desumibili da evidenze geomorfologiche, e in caso positivo per evidenziare geometria e cinematica delle strutture.

Inoltre, sono state analizzate le faglie ritenute attive e capaci, ed eventualmente sismogenetiche, riportate nei cataloghi relativi (DISS, ITHACA) ovvero in pubblicazioni scientifiche sul tema specifico, per evidenziare la possibilità della loro attivazione con produzione di rotture in superficie, in caso di eventi sismici generati in profondità dalle stesse o da faglie presenti nei dintorni della zona di interesse.

2.2. Analisi geomorfologica

Al fine dell'analisi geomorfologica, sono stati utilizzati la Carta Tecnica Regionale (CTR) della Regione Calabria in scala 1:10.000 in formato *raster*, il *Digital Elevation Model* (DEM) prodotto dalla Regione Calabria con cella quadrata di lato 2 m, le immagini satellitari da Google Earth.

I suddetti supporti cartografici digitali e il DEM sono stati analizzati in ambiente GIS, mentre le immagini satellitari in ambiente Google Earth.

Al fine di verificare l'esistenza di terrazzi marini tettonicamente sollevati (ovvero sommità di blocchi ribassati lungo faglie), è stata effettuata, sia su DEM che su CTR, la mappatura dei "lembi di paesaggio" sub-orizzontali che intagliano il ripido versante costiero tra Scilla e Favazzina. Tale analisi è stata condotta sia per verificare l'effettiva presenza di faglie proposte in letteratura, sia per tentare di calcolare i tassi di sollevamento del suolo.

Per quanto concerne i dissesti, una analisi preliminare è stata eseguita mediante la consultazione dei censimenti PAI (Piano per l'Assetto idrogeologico della Regione Calabria) e IFFI (Inventario dei fenomeni franosi in Italia – ISPRA) per i movimenti franosi che interessano l'area oggetto di studio. Successivamente, è stata eseguita un'analisi geomorfologica congiunta della cartografia, dei modelli digitali del terreno, delle immagini satellitari ad alta risoluzione e delle foto aeree disponibili.

Inoltre, sono state condotte le seguenti attività:

- ricostruzione del reticolo idrografico, ponendo particolare attenzione alla presenza di eventuali anomalie geomorfologiche, anche legate a fenomeni di cattura;
- analisi del grado di permeabilità delle successioni sedimentarie e metamorfiche affioranti nell'area.

3. Inquadramento geotettonico della Calabria meridionale tirrenica

3.1. Quadro geodinamico regionale

La Calabria e la Sicilia nord-orientale formano l'Arco Calabro, il quale rappresenta la parte emergente di un dominio di avanarco sovrastante lo *slab* Ionico subdotto, che sprofonda ripidamente a NO sotto il bacino di retroarco del Tirreno (Figura 3.1; Chiarabba et al., 2005).

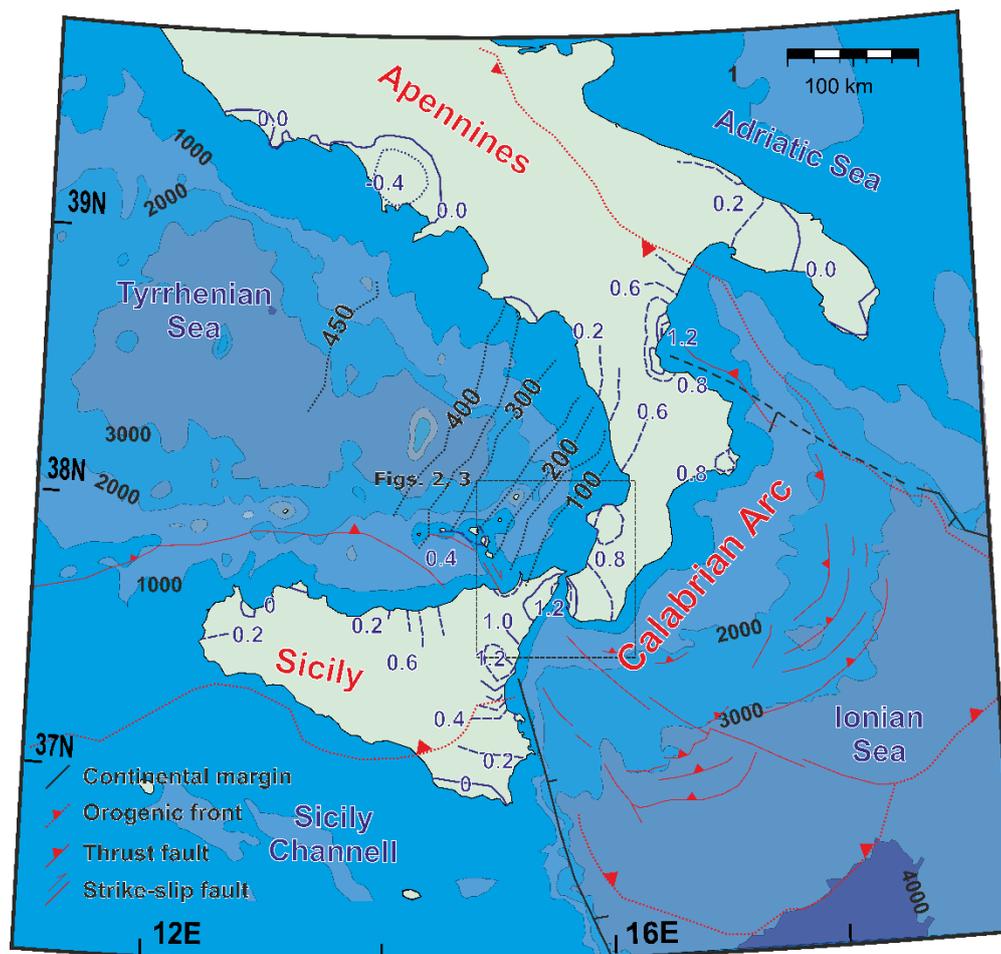


Figura 3.1. Quadro geodinamico dell'Arco Calabro (da Ferranti et al., 2017). Linee rosse tratteggiate: Fronte dell'orogene collisionale nell'Appennino e in Sicilia meridionale, e del prisma di accrezione nel Mar Ionio; linee rosse continue: faglie contrazionali nel prisma di accrezione ionico (da Polonia et al., 2011) e al largo della Sicilia settentrionale (triangoli verso il blocco sovrascorso). Linee nere continue spesse (tratteggiate dove sepolte): antichi margini continentali del Mar Ionio. Linee nere tratteggiate sottili: profondità (km) della zona Benioff-Wadati della litosferica ionica (da D'Agostino & Selvaggi, 2004). Linee blu sottili tratteggiate (sollevamento) e puntinate (subsidenza): isolinee di contorno dei tassi di deformazione verticale (mm/anno da Ferranti et al., 2006) durante il Pleistocene superiore.

L' Arco Calabro comprende un segmento orogenico (Orogene Calabro-Peloritano, OCP) composto per lo più da rocce del basamento ercinico, localmente rielaborate durante il metamorfismo eo-alpino (tardo Cretaceo–Paleocene inferiore) e tardo-alpino (Oligocene–Miocene) (Rossetti et al. 2001; Pezzino et al. 2008), e registra parte della storia tettono-metamorfica e geodinamica del limite di placca Africa–Eurasia (Gueguen et al. 1998) dall'Oligocene all'attuale. L'OCP è stato interpretato come la fusione di due distinte *terrane* (settentrionale e meridionale), caratterizzate da una differente evoluzione tettono-metamorfica, oggi separati lungo la stretta di Catanzaro (Figura 3.2). L'avanzamento delle *terrane* che compongono l'arco è stato guidato da linee trascorrenti a carattere regionale che sono, procedendo da nord verso sud, la Linea del Pollino, la Linea di Catanzaro, la Linea di Palmi e la Linea di Taormina (Figura 3.2). Questo avanzamento è stato favorito dall'arretramento verso SE della cerniera della subduzione (*roll-back*) ionica (Faccenna et al., 2011).

Dal punto di vista fisiografico, l'Arco comprende diversi massicci, rappresentati dall'Aspromonte in Calabria meridionale e inoltre dal Massiccio Silano, dalla Catena Costiera, dalle Serre, e dai Monti Peloritani in Sicilia (Figura 3.2).

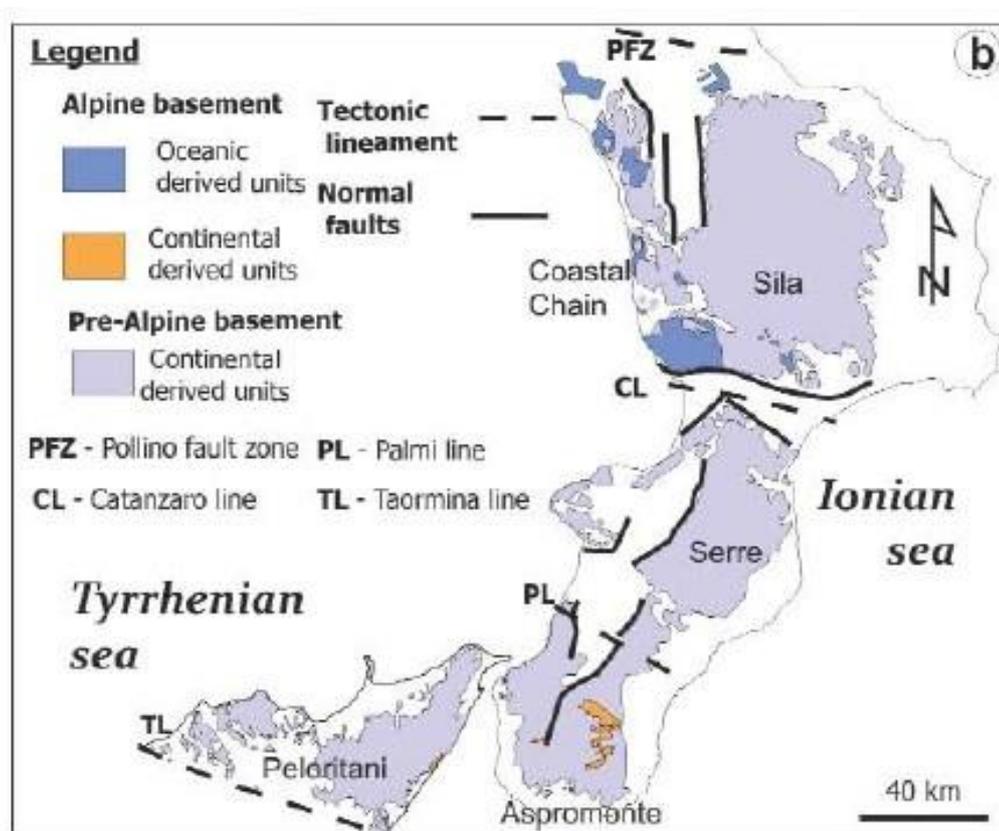


Figura 3.2. Carta geologica schematica dell'Arco Calabro, con distribuzione dei massicci e delle rispettive rocce di basamento alpino e pre-alpino (mod. da Angi et al., 2010)

L'Arco è stato soggetto ad estensione a partire dal tardo Pliocene-Quaternario, e attualmente una fascia di faglie estensionali attive corre lungo il margine del Mar Tirreno e l'asse della catena (Figura 3.3). La direzione di estensione, determinata da studi cinematici di faglie attive (Tortorici et al., 1995; Faccenna et al., 2011), meccanismi focali di terremoti crostali e velocità geodetiche GNSS (D'Agostino & Selvaggi, 2004; Palano et al., 2012), è NO-SE (Figura 3.3).

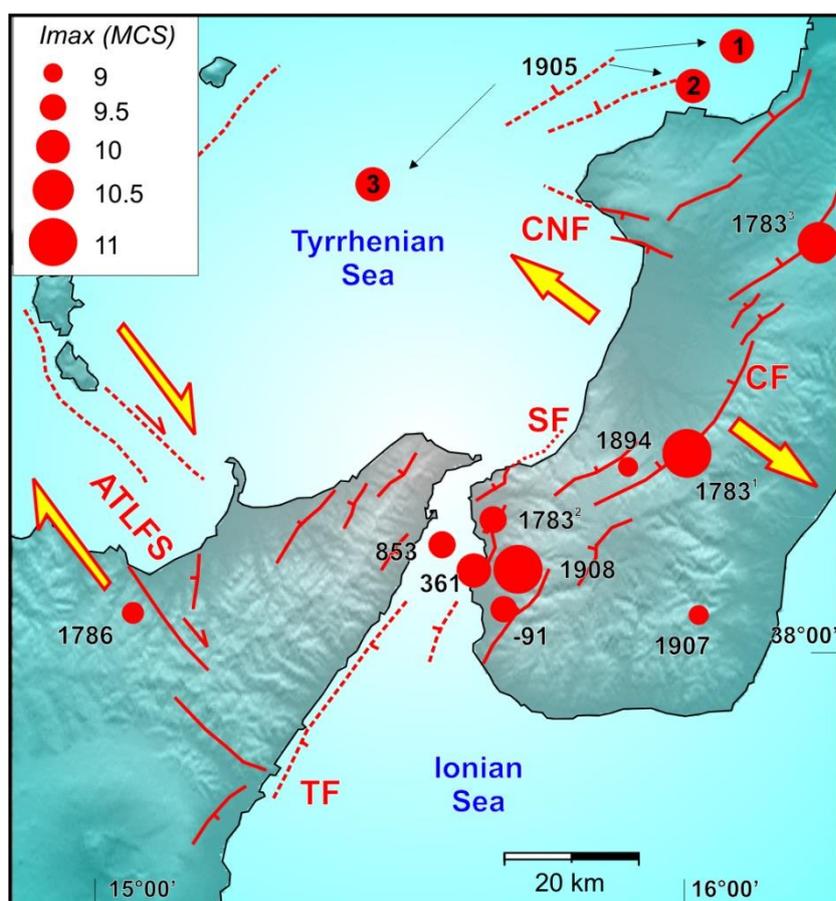


Figura 3.3. Faglie attive e sismicità storica nella Calabria meridionale (da Ferranti et al., 2017). Le faglie (linee rosse, continue a terra e tratteggiate al largo) sono di natura estensionale (trattini sul lato ribassato) o trascorrente (freccia): ATLFS, sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni; CF, faglia di Cittanova; MEF, CNF, faglia di Coccorino-Nicotera; SF, Faglia di Scilla; TF, Faglia di Taormina. Le frecce grandi mostrano l'estensionale e la zona di taglio dominanti in Calabria e nella Sicilia nord-orientale, rispettivamente. I cerchi rossi sono gli epicentri macrosismici di terremoti storici, con la data indicata, scalati secondo la grandezza (Catalogo CFTI4Med, Guidoboni et al., 2007). I cerchi con i numeri 1, 2, 3 per il terremoto del 1905 sono le diverse località proposte da 1) Postpischl (1985); 2) Camassi & Stucchi (1997); 3) Michelini et al. (2005) e riportato in Cucci & Tertulliani (2010). Le notazioni apicali (1, 2, 3) per il terremoto del 1783 si riferiscono alle scosse del 5, 6 e 7 febbraio, rispettivamente.

Diversi grandi terremoti ($M \geq 6$) hanno rotto tutta la lunghezza dell'arco calabro negli ultimi ~ 2000 anni (CPTI15, 2016) e sono per lo più associati alla fascia estensionale (Monaco e Tortorici, 1995; Jacques et al., 2001). La crisi sismica storica più intensa in Calabria meridionale è raggruppata durante un breve periodo di ~ 3 secoli e comprende la devastante sequenza del 1783 (5 febbraio: M 7.10; 7 febbraio: M 6.74; 28 marzo: M 7.03) e gli eventi del 1894 (M 6.12), 1905 (M 6.95) e 1908 (M 7.10) (Figura 3.2). Inoltre, terremoti preistorici fino a circa 5000 anni fa (Figura 3.4) sono testimoniati da analisi di linee di riva oloceniche sollevate (Ferranti et al., 2007; 2017).

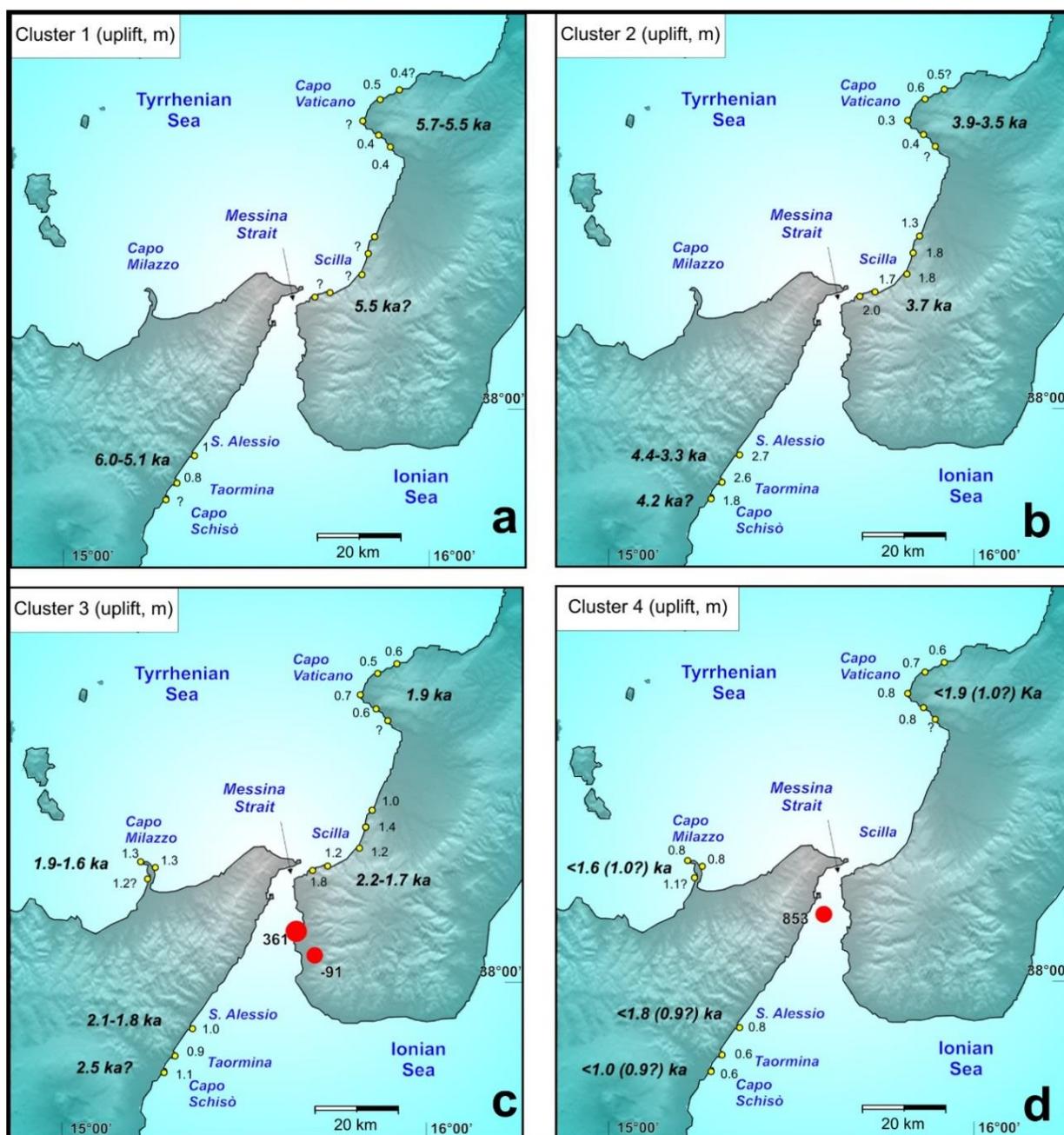


Figura 3.4. Evoluzione spazio-temporale dei cluster sismici nell'arco calabro meridionale, che mostra l'età e l'entità di sollevamento co-sismico dei singoli terremoti desunti da linee di riva oloceniche sollevate (da Ferranti et al., 2017).

Durante il Quaternario, l'Arco calabro ha subito un vigoroso sollevamento (Westaway, 1993; Miyauchi et al., 1994; Antonioli et al., 2006; Ferranti et al., 2006; 2010). Le stime di sollevamento cumulano gli effetti dei processi sia regionali che locali, questi ultimi correlati a faglie crostali (Westaway, 1993; Ferranti et al., 2007; 2010; Roberts et al., 2013). Gran parte del sollevamento regionale è associato alla subduzione ionica (Faccenna et al., 2011; Roberts et al., 2013), come suggerito dalla coincidenza spaziale tra i settori di maggiore sollevamento superficiale e la posizione della litosfera ionica (Figura 3.1). Il sollevamento è interpretato come una risposta all'incuneamento astenosferico sopra la litosfera in ripida subduzione (e.g. Westaway, 1993; Wortel & Spakman, 2000) o alla delaminazione crostale (Gvirtzman & Nur, 2001), o come dovuto a ispessimento crostale entro il cuneo di accrezione (Minelli & Faccenna, 2010).

Una frazione minore del sollevamento quaternario è stata correlata all'inarcamento del letto (*footwall uplift*) lungo faglie estensionali (es. Westaway, 1993; Tortorici et al., 2003). Questo fenomeno riguarda grandi faglie normali planari che ruotano intorno a un asse orizzontale mentre si muovono, provocando un'inclinazione osservabile nella documentazione geologica (Jackson et al., 1988). Secondo questo scenario, l'estensione nella Calabria meridionale sarebbe caratterizzata dal cosiddetto stile a domino. Al contrario, la subsidenza nel blocco ribassato contrasta gli effetti del sollevamento regionale, quest'ultimo prevalente nel lungo termine (Valensise & Pantosti, 1992; Roberts et al., 2013).

3.2. Assetto geologico-strutturale

La Calabria meridionale è composta da tre principali unità tettono-metamorfiche (Figura 3.5; Cirrincione et al., 2015; Ortolano et al., 2015), che sono, dall'alto in basso: l'Unità di Stilo (SU), l'Unità Aspromonte-Peloritani (APU) e l'Unità Madonna di Polsi (MPU). La SU è costituita da metapeliti erciniche con metamorfismo in facies da basso scisti verdi ad anfibolitica. L'APU, geometricamente intermedia, è composta da rocce metamorfiche erciniche di facies anfibolitica, intruse da corpi granitoidi tardo-ercinici, riequilibrati durante l'orogenesi alpino-appenninica. L'unità tettonica più bassa (MPU) è rappresentata da metapeliti di facies scisti verdi caratterizzate da metamorfismo esclusivamente alpino.

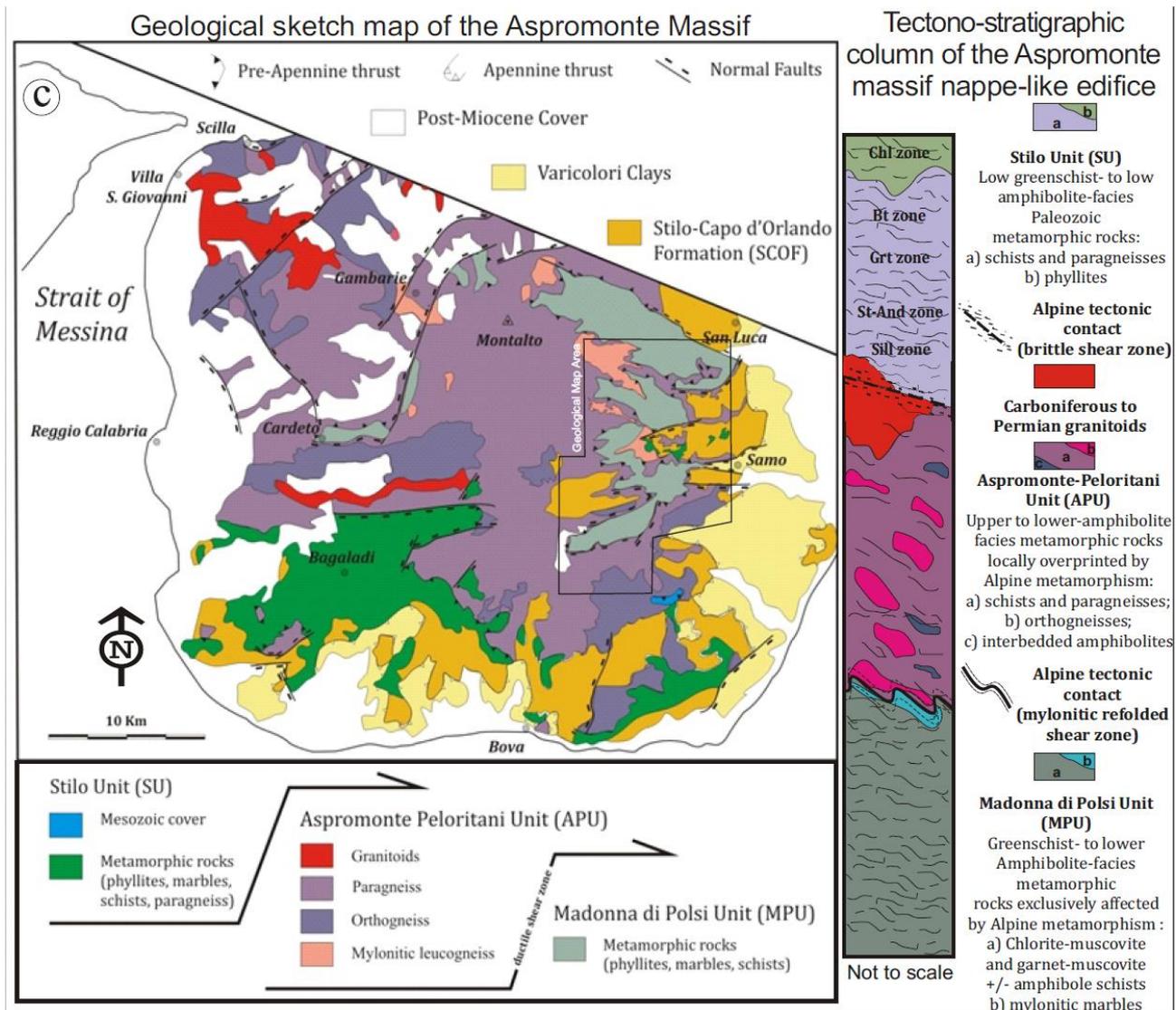


Figura 3.5. Carta geologica schematica del Massiccio dell'Aspromonte (da Ortolano et al., 2015)

I tipi litologici più diffusi nell'APU (Figura 3.5) sono paragneiss a biotite medio-croscali e gneiss occhiadini con minori quantità di anfiboliti, micascisti e marmi. Rocce pre-varisiche sono note da tempo nella Calabria meridionale, dove Schenk e Todt (1989) e Schenk (1990) hanno riportato diverse età (zirconio U-Pb) per gneiss da differenti livelli croscali che indicano un evento di formazione di crosta tardo neoproterozoica (0.6–0.5 Ga). Più recentemente Micheletti et al. (2007) hanno segnalato un'età (zirconio SIMS) dal tardo Precambriano al basso Cambriano per i protoliti granitici dei gneiss occhiadini dell'APU in Aspromonte.

I primi eventi metamorfici riconosciuti nelle metapeliti dell'APU sono stati attribuiti a una evoluzione retrograda polifasica HT-LP di età ercinica. Le principali fasi deformative sono rappresentate da un ripiegamento isoclinale (D1) che evolve verso una fase di crenulazione retrograda (D2) (Pezzino et al., 1990; Ortolano et al., 2005). Una successiva fase di taglio (D3), legata alla riesumazione delle rocce del basamento, è responsabile della amalgamazione tra APU e il sottostante MPU (Pezzino et al., 1990, 2008).

Le stime P–T per l'evoluzione tettono-metamorfica ercinica delle rocce dell'APU sono comprese tra 650–675°C a 0.4–0.5 GPa (Ortolano et al., 2005, Cirrincione et al., 2008). Un episodio tardivo di idratazione a temperature decrescenti (480°C) è stato probabilmente causato dalla diffusa messa in posto di granitoidi da metalluminosi a fortemente peralluminosi tardo-ercinici a circa 300 Ma (Rottura et al., 1990; Graessner et al., 2000; Fiannacca et al., 2005, 2008). Le età monazite U–Pb (Graessner et al., 2000) per i paragneiss in facies anfibolitica indicano un picco metamorfico da 295 a 293 ± 4 Ma (con condizioni P–T di 620°C a ca. 0.25 GPa per la base della crosta superiore). Nonostante l'assenza di dati geocronologici dettagliati, i percorsi P–T–(t) in senso orario dedotti per le rocce di grado medio-alto dell'APU sono stati considerati coerenti con i processi di ispessimento crostale durante i primi stadi collisionali medio-ercinici, seguiti da assottigliamento crostale, intrusione granitoide e esumazione durante le fasi estensionali tardo-erciniche (Festa et al., 2004; Caggianelli et al., 2007; Angì et al., 2010; Appel et al., 2011).

L'unità APU presenta una sovraintrusione metamorfica a circa 25–30 Ma, che ha sviluppato uno spesso orizzonte milonitico che marca il sovrascorrimento della APU sulla MPU durante D3 (Bonardi et al., 2009; Heymes et al., 2010). A partire da questo momento, le due unità subiranno assieme le fasi tettoniche appenniniche (D4–D5) con formazione di scaglie *thin-skinned* vergenti a SE attive fino al Miocene basale, come testimoniato localmente dal coinvolgimento della sequenza torbida sinorogena del Flysch di Stilo-Capo d'Orlando (SCOF; Oligocene superiore-Miocene), che in generale sutura in discordanza angolare i contatti tettonici principali tra le diverse unità (Figura 3.5; Ortolano et al., 2005). Sul lato SE dell'Aspromonte, il SCOF è coinvolto da retroscorrimenti delle Argille Varicolori che caratterizzano le fasi finali dell'attività tettonica sinsedimentaria (Cavazza et al., 1997; Ortolano et al., 2005; Pezzino et al., 2008).

La pila di falde è coperta da successioni tardo- e post-orogeniche del Miocene superiore-Pleistocene, che sul versante orientale dell'Aspromonte e nel Mar Ionio riempiono bacini satelliti sulle falde (Monaco et al., 1996; Polonia et al., 2016). Sul lato tirrenico della Calabria, depositi del Pliocene superiore-Pleistocene riempiono bacini estensionali.

L'impilamento delle varie falde tettoniche è proseguito fino al Miocene inferiore (e.g. Ortolano et al., 2005). In seguito alla successiva apertura del bacino tirrenico, il blocco Calabro-Peloritano registra un cambio nel regime tettonico (da compressivo a estensionale) con inversione negativa delle precedenti strutture ed enucleazione di faglie estensionali orientate circa NE-SO e strutture trastensionali orientate NO-SE.

3.3. Quadro morfotettonico ed evoluzione quaternaria

La fisiografia della Calabria meridionale è il risultato dell'azione combinata del sollevamento regionale e dell'attività tettonica, e varia da superfici pianeggianti a pendii molto ripidi. Gli elementi a morfologia piatta sono rappresentati da piane alluvionali prossime agli alvei delle cosiddette 'fiumare', i corsi d'acqua tipici della regione Calabria, e dai terrazzi marini quaternari, mentre i versanti ripidi e le dorsali sommitali sono caratterizzate da affioramenti del basamento cristallino.

I rilievi digradano piuttosto dolcemente verso il Mar Ionio ad est, ma il loro bordo occidentale è più ripido e controllato da faglie normali che delimitano il bacino pleistocenico di Gioia Tauro (Figura 3.6). La parte meridionale del Bacino di Gioia Tauro è separato dal Mar Tirreno dall'alto strutturale che da Palmi (quota massima 593 m) prosegue fino a Scilla. Lungo quest'alto, rocce di basamento identico a quello dell'Aspromonte (APU) sono state sollevate e contemporaneamente basculate dal movimento lungo faglie normali (Figure 3.6, 3.7).

Le faglie normali principali sono orientate NE-SO e immergono a NO (Ghisetti e Vezzani, 1981; Tortorici et al., 1995; Jacques et al., 2001). Le tre strutture principali sono, da SE verso NO, la Faglia di Cittanova, che delimita il bordo occidentale dell'Aspromonte, la Faglia di Sant'Eufemia, posta a SO della precedente con andamento *en-echelon* destro, e la Faglia di Scilla, che delimita l'alto di Palmi-Scilla lungo la costa Tirrenica (Figure 3.6, 3.7).

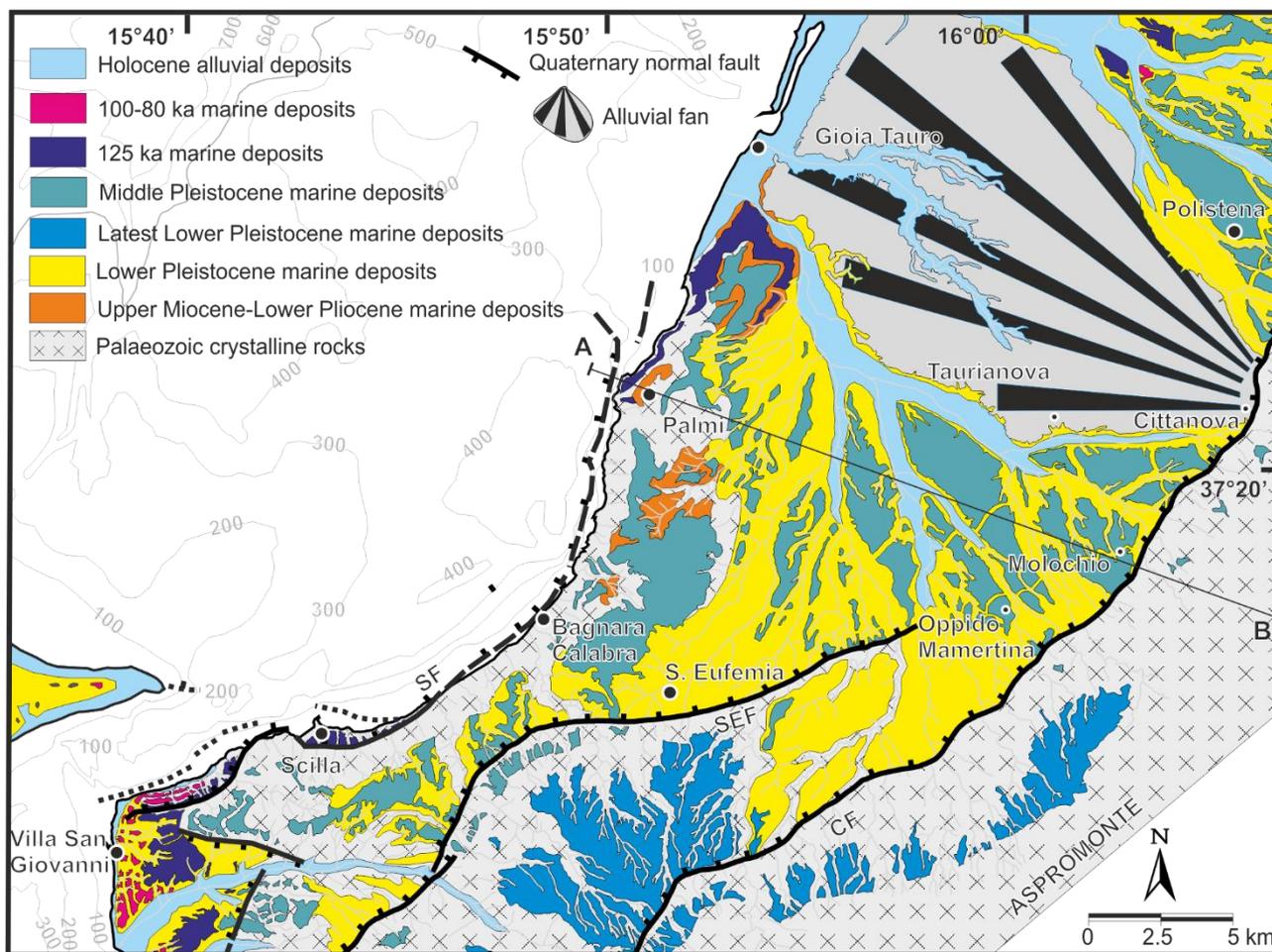


Figura 3.6. Carta geologica della Calabria sud-occidentale. Principali fraglie normali: CF, Faglia di Cittanova; SEF, Faglia di S. Eufemia; SF, Faglia di Scilla (mod. da Ferranti et al., 2008). La linea AB indica la traccia del profilo in Figura 3.7.

Il regime tettonico estensionale e l'esumazione da livelli crostali profondi sono responsabili della formazione di sistemi pervasivi di joint ad alto angolo nelle rocce del basamento cristallino, e vanno da strutture microscopiche a clivaggi di frattura decimetrici a bacini di *semigraben* chilometrici.

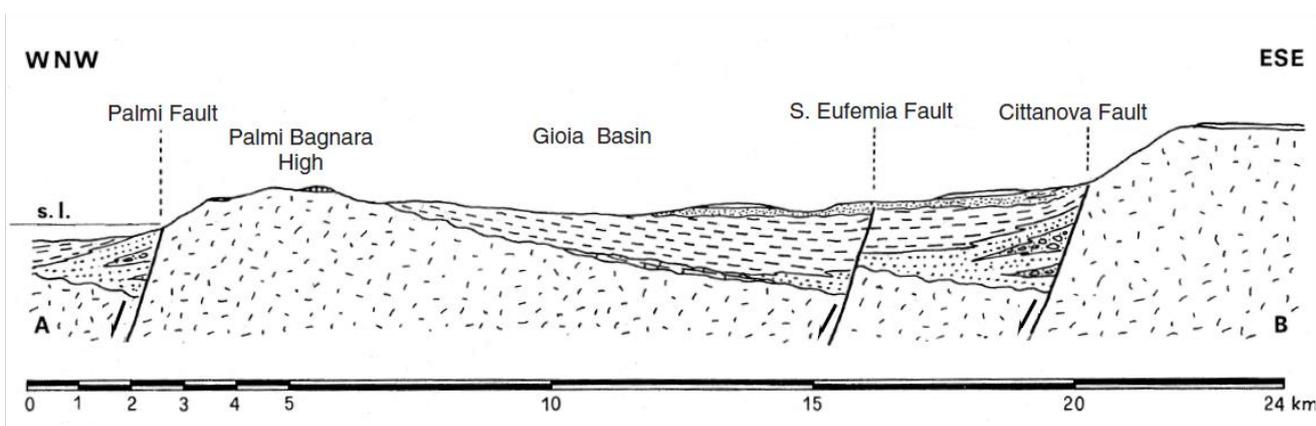




Figura 3.7. Profilo geologico in scala 1:1 del versante tirrenico della Calabria meridionale (da Jacques et al., 2001). Ubicazione in Figura 3.6.

La successione stratigrafica che ricopre il basamento cristallino inizia con arenarie calcaree e marne bianche (quest'ultime equivalenti dei "Trubi" siciliani) del Tortoniano-Pliocene inferiore, discordanti sul basamento nell'alto di Palmi (Figura 3.6 – *Upper Miocene-Lower Pliocene marine deposits*). La successione pleistocenica che riempie il bacino di Gioia Tauro a tetto della faglia di Cittanova è rappresentata da circa 600 m di sedimenti marini (Jacques et al., 2001). Tale successione è rappresentata da un intervallo basale (~ 70 m) di sabbie e calcareniti con lenti conglomeratiche del Pleistocene iniziale (~ 2 Ma), equivalenti alle "Calcareniti di Vinco" sul lato dello Stretto di Messina, che affiorano nei pressi di Sant'Eufemia e San Giorgio Morgeto, cui seguono argille e limi (~ 100 m) batiali (profondità stimata fino a 400 m) del Pleistocene inferiore e medio basso (1.8-0.5 Ma). In gran parte del Bacino di Gioia, la successione marina è coperta in lieve discordanza angolare da sabbie di spiaggia a laminazione incrociata (~ 70 m), di età stimata tra il Pleistocene medio alto (200 ka) e il tardo Pleistocene (100 ka), che nei pressi di Delianuova giacciono in *onlap* sul basamento. Localmente è possibile che queste sabbie abbiano un'età lievemente più antica (Pleistocene medio basso). Nei pressi di Molochio e Oppido Mamertina (a circa 20 km ENE dell'area di studio, Figura 3.6), lenti conglomerate più grossolane si interdigitano con le sabbie, implicando un'attività tettonica sinsedimentaria lungo il margine dell'Aspromonte.

In Calabria meridionale, tra la costa tirrenica, lo Stretto di Messina e la sommità dell'Aspromonte, sono state riconosciute almeno 12 ordini di superfici terrazzate di origine marina di età pleistocenica (Figura 3.8), 10 delle quali, assegnate all'ultimo milione di anni, sono state cartografate fino a circa 600 m sull'alto costiero di Palmi-Bagnara (Gignoux, 1913; Dumas et al., 1980, 1981; Ghisetti, 1981; Miyauchi et al., 1994; Ferranti et al., 2007; 2008; Monaco et al., 2017). I depositi terrazzati, che attestano il recente innalzamento subito da questo settore costiero rispetto al livello del mare, sono costituiti da calcareniti fossilifere o sabbie e ghiaie litorali a matrice sabbiosa, più o meno cementate, poggiate direttamente sul basamento metamorfico paleozoico o più raramente sui vari termini della successione miocenico-quadernaria. I depositi marini generalmente passano verso l'alto a limi rossastro alluvionali e/o colluviali con livelli di sabbie e ghiaie, spessi fino a 20 m. I terrazzi al disopra dei 200-280 m sono generalmente rappresentati da piattaforme di abrasione sul basamento metamorfico, senza depositi marini, e con una copertura di depositi continentali ricchi in matrice.

I tre ordini più bassi (10, 11 e 12 di Miyauchi et al., 1994), che tra Villa San Giovanni e Scilla si attestano da pochi metri fino a una quota di 175 m (Monaco et al., 2017) sono assegnati all'ultimo interglaciale, e in particolare il terrazzo di ordine 10 è riferito al suo picco a 125 ka (Stadio Isotopico Marino o MIS 5e, comunemente noto in Italia come "Tirreniano"). Nella stessa fascia altitudinale, Monaco et al. (2017) identificano 5 ordini di terrazzi attribuiti in ordine crescente di altezza ai MIS 3c (60 ka), 4 (74 ka), 5a (80 ka), 5c (100 ka) e 5e (125 ka).

I successivi terrazzi (dal 9 al 5 di Miyauchi et al., 1994) si rinvengono tra ~250 e 600 m solo a O dei Piani di Melia, sul lato calabrese dello stretto di Messina, e sono attribuiti al Pleistocene medio da Miyauchi et al. (1994). Secondo Monaco et al. (2017), i terrazzi in questa fascia altitudinale (da loro attribuiti ai loro ordini 6-10) rappresentano un misto di picchi interglaciali e glaciali del tardo Pleistocene medio, e cioè i MIS 6e (167 ka), 7a (200 ka), 7c-7e (215-240 ka), 8e (288 ka), 9c (330 ka). Il terrazzo di IV ordine viene cartografato estesamente da Miyauchi et al. (1994) sull'alto di Palmi-Scilla a una quota di 500-600 m. Questo ampio terrazzo, che ricade parzialmente nell'area di studio, è stato assegnato dagli autori menzionati al Siciliano (Pleistocene medio), e precisamente al MIS 25 con un'età di circa 950 ka. Ciò implicherebbe un tasso di sollevamento di 0.5-0.6 mm/a nell'ultimo milione di anni.

3.4. Sorgenti sismogenetiche, faglie attive e capaci

Il presente paragrafo presenta una revisione della letteratura disponibile circa le faglie attive che insistono nell'area di studio, insieme alle principali strutture sismogenetiche segnalate dal database delle sorgenti sismogenetiche DISS, le faglie attive e capaci segnalate dal database ITHACA e gli effetti deformativi associati a terremoti riportati nel database CEDIT.

3.4.1 Letteratura scientifica disponibile sulle faglie attive nell'area di studio

Diversi lavori scientifici hanno analizzato lo stato di attività delle faglie che interessano questo settore della Calabria meridionale.

Uno dei primi lavori a descrivere le principali faglie che insistono nell'area di studio viene presentato da Ghisetti (1981) (Figura 3.9). L'autore evidenzia la presenza di un sistema di faglie a direzione principale circa OSO-ENE, immergenti sia verso S che verso N (tra le quali le faglie di Scilla e Favazzina). Queste faglie dislocano sedimenti infra-pleistocenici di circa 50 m, testimoniando quindi

una attività delle stesse almeno durante il Pleistocene generico. L'autore non segnala ulteriori dettagli circa l'attività recente di queste faglie.



Figura 3.9. Stralcio della mappa delle principali strutture geologiche presenti nell'area di studio (da Ghisetti, 1981). Le faglie sono rappresentate con doppie linee, il tratteggio indica il blocco sollevato. In nero è riportato l'impianto oggetto di studio. Si rimanda al suddetto articolo per l'intera mappa.

Miyiauchi et al. (1994) propongono uno studio dei terrazzi marini presenti lungo la costa tirrenica della Calabria meridionale (Figura 3.10). Tramite osservazioni circa la dislocazione e il basculamento dei terrazzi studiati, gli autori ricostruiscono le tracce di diverse faglie nell'area di studio. Nello specifico, gli autori segnalano la presenza di una faglia lungo il tratto di costa tra Scilla e Palmi, e un sistema di faglie più interno con direzione ENE-OSO. Per quanto riguarda l'attività di queste faglie, gli autori non riconoscono chiare evidenze di deformazioni in terrazzi più recenti di 400 ka, suggerendo quindi una sicura attività delle faglie nel Pleistocene medio ma scarsi vincoli per definirne una attività più recente.

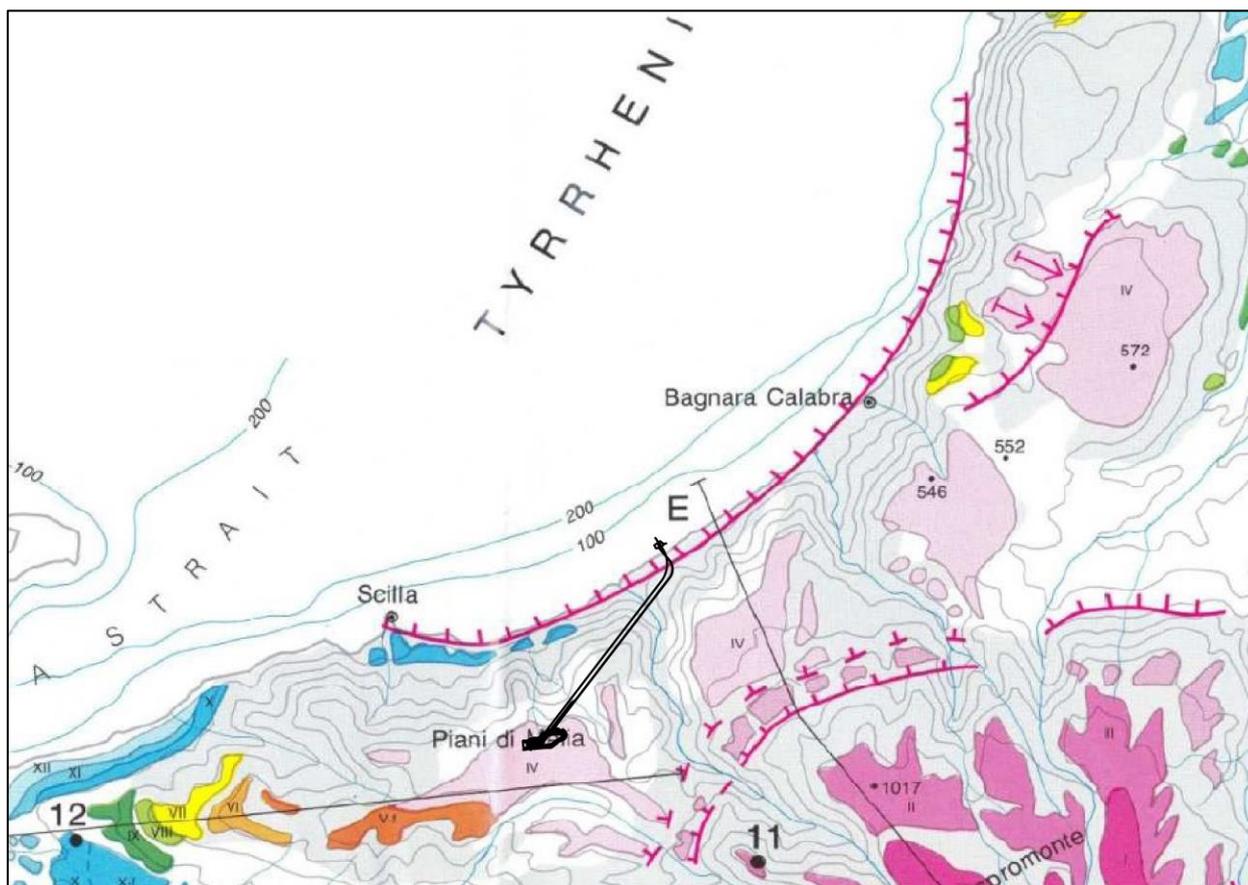


Figura 3.10. Dettaglio della mappa dei terrazzi marini e delle principali faglie della costa tirrenica della Calabria meridionale di Myiauchi et al. (1981) nell'area di studio. In nero è riportato l'impianto oggetto di studio. Si rimanda a Figura 3.8 per la legenda della figura.

Tortorici et al. (1995) propongono uno studio della tettonica attiva e recente lungo l'arco calabro, identificando le principali faglie che controllano la sismicità della regione (Figura 3.11). Nello specifico dell'area oggetto di questo studio, gli autori identificano la presenza di due faglie attive principali: la faglia di Cittanova (indicata con 2 in Figura 3.11) e la faglia di Sant'Eufemia (indicata con 3 in Figura 3.11). La faglia di Cittanova viene descritta come una struttura normale con direzione che varia da NE-SO a ENE-OSO e immersione verso NO, la cui attività ha causato la formazione di un versante di faglia molto sviluppato e un bacino nel tetto di faglia colmato da circa 600 m di depositi marini e continentali pliocenici-pleistocenici. Gli autori stimano un rigetto verticale dei depositi ascrivibili al tardo Pliocene-Pleistocene inferiore di circa 1200 m, il che corrisponde quindi ad un tasso di movimento della faglia negli ultimi 1.8 Ma di circa 0.6-0.7 mm/a. L'attività recente della faglia viene supportata dalla presenza di due gruppi di faccette triangolari poste alla loro base probabilmente formatesi durante gli ultimi due cicli glaciali. Morfologie di questo tipo sono tipiche di versanti controllati dalla attività di faglie poste alla loro base: durante il sollevamento del letto di faglia a causa di ripetuti eventi di dislocazione, quest'ultimo viene inciso ed eroso da corsi fluviali; la

ripetuta combinazione di sollevamento del letto di faglia e di erosione da parte di corsi fluviali genera queste morfologie triangolari sul versante (vedi McCalpin, 2009, per dettagli). Gli autori usano questi elementi morfologici per stimare i tassi medi di movimento della faglia di circa 0.8-1.0 mm/a per gli ultimi 240 ka e di 0.7 mm/a per gli ultimi 120 ka. La faglia di Sant'Eufemia viene descritta come un segmento di faglia lungo 18 km con direzione ENE-OSO immergente verso NO. Gli autori segnalano la presenza di un versante di faglia di altezza 200-250 m, il quale esibisce valli sospese e faccette triangolari. Anche per questa faglia viene stimato uno tasso di movimento di circa 0.7 mm/a per gli ultimi 120 ka. Gli autori segnalano inoltre la presenza di una faglia minore lungo la costa, situata circa 3 km ad ovest della faglia di Sant'Eufemia (Figura 3.11). Quest'ultima non viene però descritta in dettaglio.

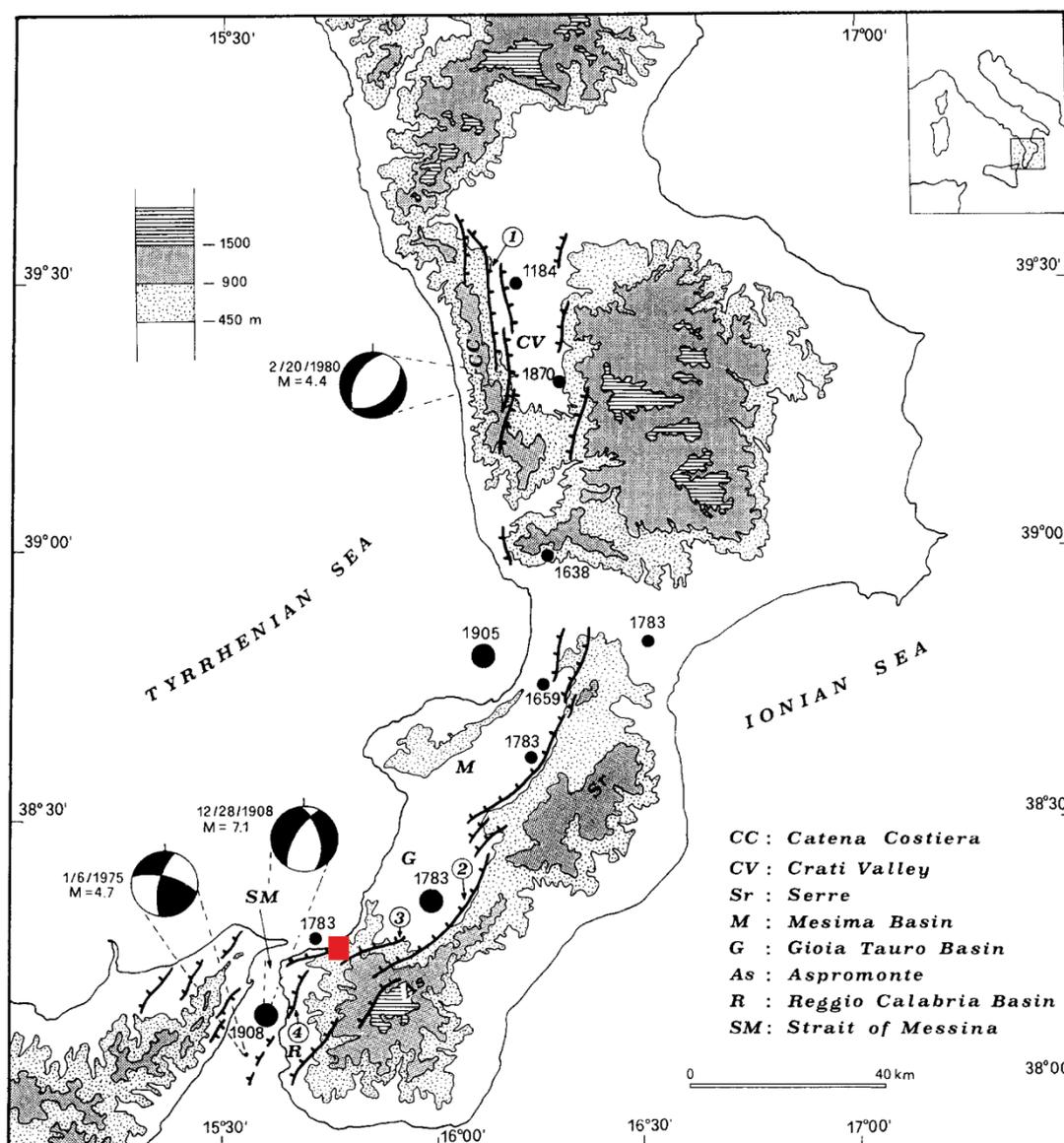


Figura 3.11. Mappa delle principali faglie attive lungo l'arco calabro; in rosso è riportato il sito oggetto di studio (da Tortorici et al., 1985).

Monaco e Tortorici (2000) proseguono il lavoro di Tortorici et al. (1995), presentando una descrizione delle principali faglie attive situate nell'arco calabro. In questo lavoro vengono confermati i dati riportati in Tortorici et al. (1995) riguardo le faglie di Cittanova e Sant'Eufemia, e viene inoltre descritta la faglia di Scilla, situata lungo la costa tra Scilla e Palmi. Questa viene descritta come una struttura di lunghezza di 20 km che ha causato il sollevamento di almeno 4 livelli di terrazzi marini medio/tardo pleistocenici con un tasso di movimento di circa 0.7 mm/a.

Galadini et al. (2000) presentano uno studio compilativo delle conoscenze sulle faglie attive, il quale ha portato al rilascio di un primo database delle faglie attive presenti nel territorio italiano (Figura 3.12). Per quanto riguarda il settore in esame, gli autori segnalano la presenza di due faglie principali, la faglia di Cittanova (numero 112 in Figura 3.12) e la faglia di Sant'Eufemia (numero 111 in Figura 3.12). La prima delle due è situata ad una relativa distanza dall'area di studio (ca. 10 km), mentre la seconda sembra essere situata ad una distanza di pochi chilometri dall'impianto (ca. 2 km). È bene specificare che in studi compilativi a carattere regionale di questo tipo le tracce di faglia possono non essere di alto dettaglio, e pertanto si rimanda ad altri studi, presentati successivamente in questo capitolo, per tracce più accurate di queste faglie. La faglia di Cittanova qui riportata ha una lunghezza di 48 km e tasso di movimento verticale variabile tra 0.6 mm/a e 1 mm/a. La faglia di Sant'Eufemia è riportata con lunghezza di 26 km e tasso di scorrimento verticale di 0.7 mm/a.

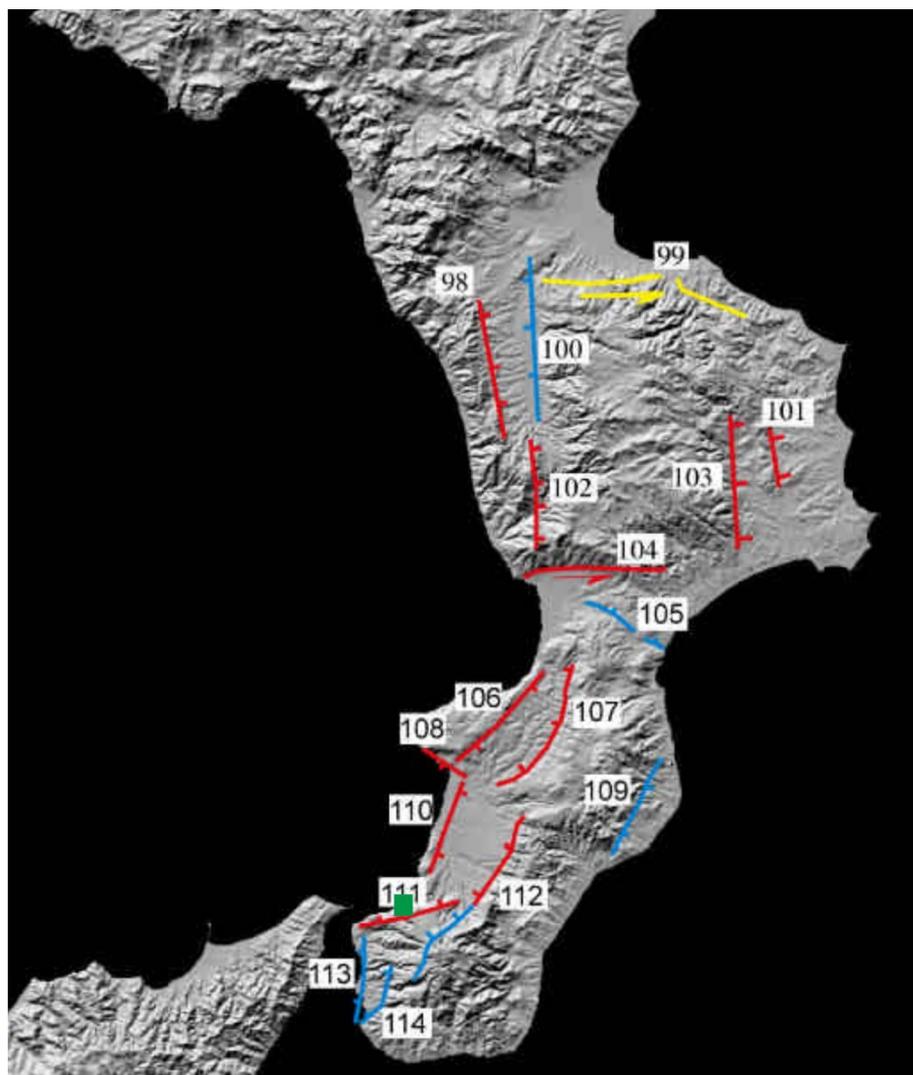


Figura 3.12. Mappa delle faglie attive della Calabria; in verde è riportato il sito oggetto di studio (da Galadini et al., 2000).

Jacques et al. (2001) presentano uno studio volto a caratterizzare le faglie principali che possono aver contribuito al rilascio della sequenza sismica del 1783. Gli autori ricostruiscono la geometria di tre faglie principali nell'area di studio: la faglia di Cittanova verso E, la faglia di Sant'Eufemia nel settore centrale, la faglia di Scilla-Palmi lungo la costa occidentale (Figura 3.13, si rimanda a Figura 3.7 per una sezione attraverso il sistema di faglie). Una ricostruzione della dislocazione dei terrazzi marini pleistocenici fa stimare dei tassi di movimento minimi per queste faglie di 0.5-1.0 mm/a. Attraverso analisi morfologiche e strutturali, combinate con una analisi delle informazioni storiche legate al terremoto del 1783, gli autori suggeriscono come queste tre faglie siano da considerare responsabili della sequenza sismica del 1783.

Gli autori confermano quindi l'attività recente delle faglie di Sant'Eufemia e Cittanova, così come riportato dagli autori precedenti, aggiungendo però come queste possano essere considerate

responsabili della sequenza sismica del 1783. Difatti, gli autori segnalano anche evidenze di rotture superficiali lungo la faglia di Cittanova associate al terremoto del 1783, come riportato in documenti storici dell'epoca. Inoltre, Jacques et al. (2001) descrivono più nel dettaglio la faglia di Scilla. Questa viene presentata come una faglia con direzione da NNE-SSO a ENE-OSO e immersione verso il Tirreno, la cui attività ha causato il sollevamento dell'intera costiera tra Bagnara e Scilla, creando un versante di faglia di altezza circa 600 m. Lungo questo versante sono stati riconosciuti diversi terrazzi marini, i quali permettono di vincolare i tassi di movimento della faglia in diversi intervalli temporali. Prendendo in esame i terrazzi più recenti, gli autori suggeriscono un tasso di movimento verticale di 0.7 mm/a per gli ultimi 125 ka. Dal punto di vista sismotettonico, gli autori suggeriscono che le faglie di Cittanova e di Sant'Eufemia siano da considerare responsabili del terremoto principale della sequenza del 1783 (5 febbraio 1783, M 7), mentre la faglia di Scilla è ritenuta responsabile della successiva scossa del 6 febbraio 1783, M 6.5 (Figura 3.14).

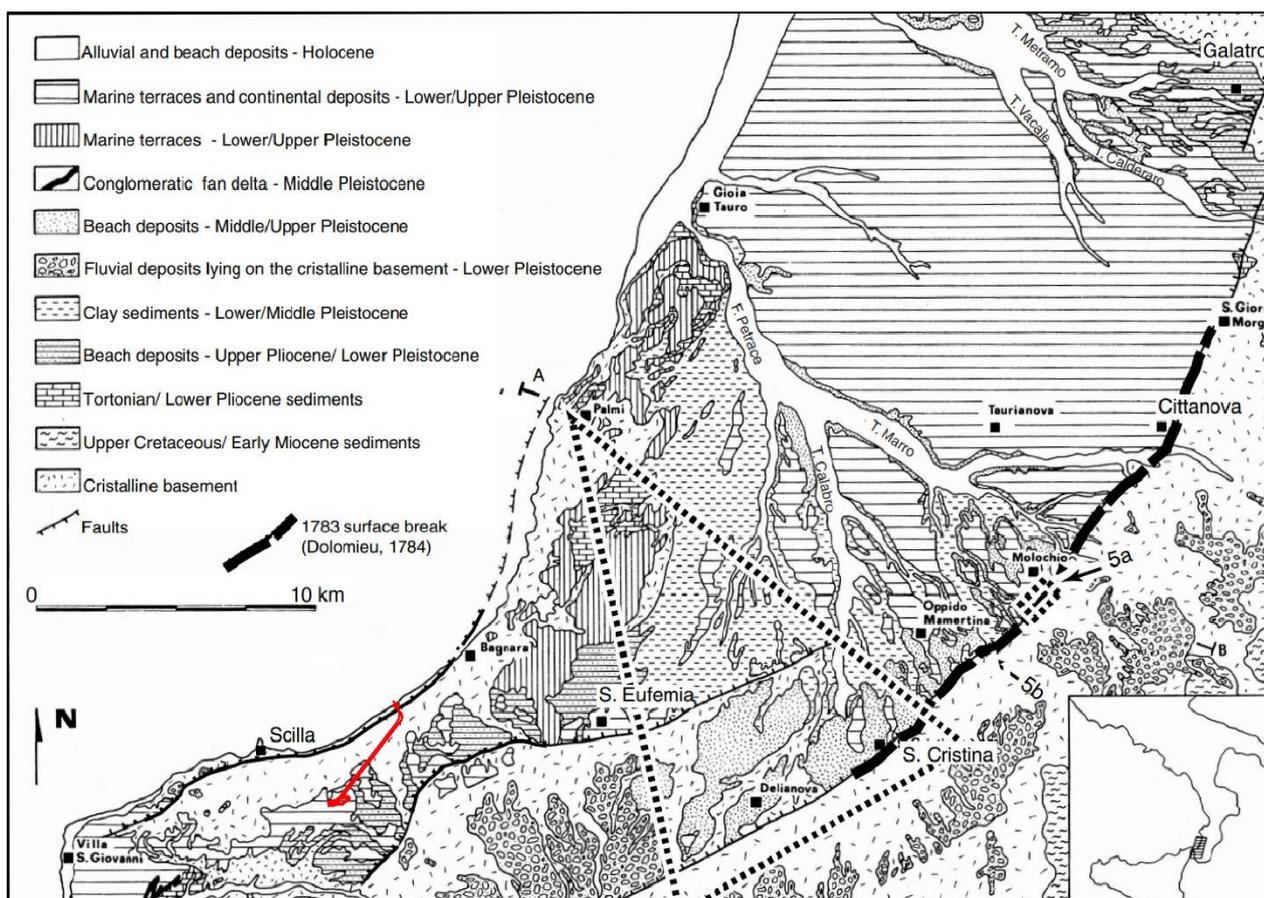


Figura 3.13. Carta geologica del settore di studio. Si segnalano le rotture superficiali del terremoto del 1783 lungo la faglia di Cittanova, situate a circa 16 km dall'impianto oggetto di studio. In rosso è riportato l'impianto oggetto di studio (da Jacques et al., 2001). Il triangolo tratteggiato fa riferimento all'area mostrata in Figura 6 nel suddetto articolo.

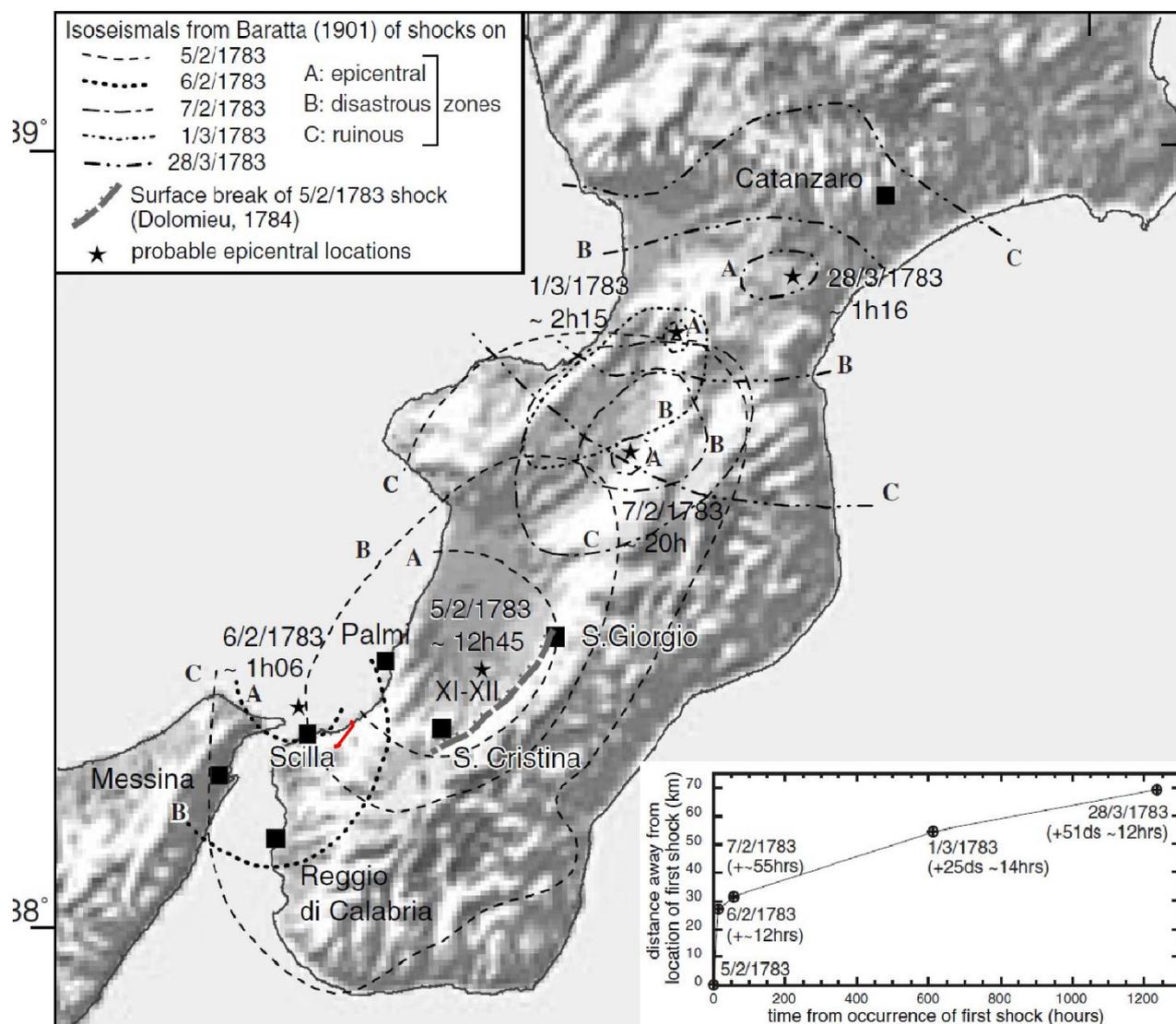


Figura 3.14. Carta delle isosisme della sequenza sismica del 1783 e degli epicentri dei cinque principali terremoti occorsi durante la sequenza. L'evento principale del 5/02/1783 M7, situato tra S. Giorgio e S. Cristina, sarebbe causato dalla rottura delle faglie di Cittanova e Sant'Eufemia, ed ha epicentro distante circa 20 km dall'impianto oggetto di studio. L'evento del 6/02/1783 M6.5 1783, situato al largo di Scilla, sarebbe causato dalla faglia di Scilla, con epicentro distante circa 7 km dal sito di studio (da Jacques et al., 2001). In rosso è riportato il sito di studio.

Galli e Bosi (2002) presenta un primo studio di dettaglio sulla attività della faglia di Cittanova, consistente in indagini di tipo paleosismologico, geomorfologico, archeosismologico supportate da una analisi della sismicità storica dell'area. Lo studio ha dimostrato come la faglia di Cittanova sia una struttura attiva, responsabile del terremoto del 1783 e di numerosi terremoti storici e olocenici di magnitudo tale da rompere la superficie. Gli autori stimano un tasso di scorrimento verticale di 0.44 mm/a per gli ultimi 25 ka, e un tempo di ritorno per i terremoti di elevata magnitudo di circa

1350-2050 anni. In aggiunta, gli autori suggeriscono che il penultimo evento (pre-1783) sia avvenuto tra il 255 DC e il 390 DC. Data la similarità tra gli assetti morfotettonici e geologici delle faglie di Cittanova e di Sant'Eufemia, gli autori suggeriscono che quest'ultima possa essere una delle strutture principali responsabili dell'attività sismica della regione.

Ferranti et al. (2007; 2008) propongono uno studio di dettaglio dell'attività olocenica (ovvero occorsa durante gli ultimi 11 ka) della faglia di Scilla mediante investigazioni strutturali e morfologici della costa tra Scilla e Bagnara (Figura 3.15). La faglia di Scilla viene descritta come un sistema di molteplici segmenti di faglia di lunghezza totale di circa 30 km. I segmenti centrali e settentrionali sono situati in mare, e per questo sono stati investigati con indagini di geofisica marina. La dettagliata analisi dei depositi marini olocenici lungo la costa ha messo in risalto come questi siano stati soggetti a ripetuti sollevamenti differenziali ascrivibili a movimenti tettonici, suggerendo quindi l'occorrenza di terremoti lungo la faglia di Scilla (Figura 3.16). Nello specifico, gli autori hanno individuato evidenze di almeno 2 sollevamenti istantanei (i.e. cosismici) di spiagge oloceniche di circa 1.5-2 m, i quali corrispondono a eventi di magnitudo 6.9-7.0. Questi eventi sono datati circa 1.9 ka e 3.5 ka, con un possibile evento più antico a circa 5 ka. Il tempo di ricorrenza della faglia di Scilla è quindi ritenuto essere di circa 1.6-1.7 ka. Le indagini marine hanno messo in evidenza come i principali segmenti di faglia in mare sembrano dislocare il fondale marino.

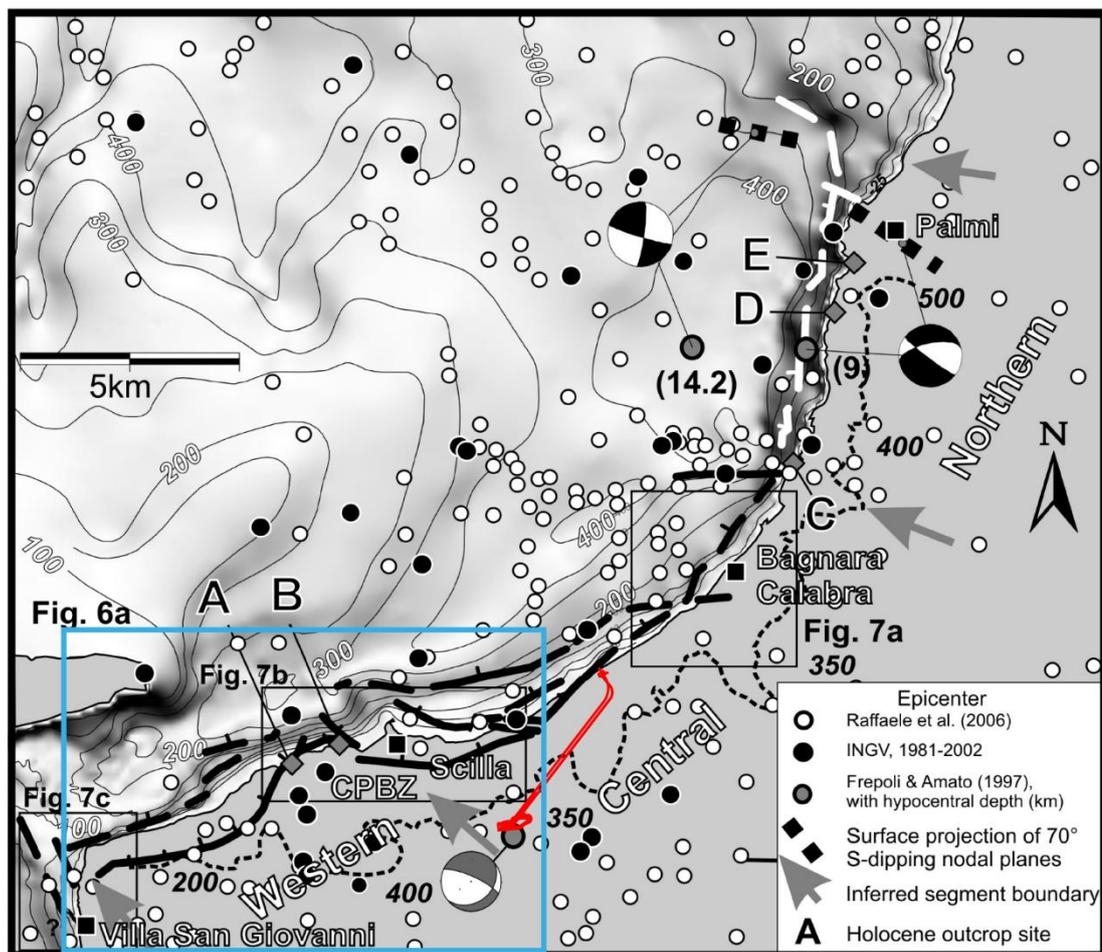


Figura 3.15. Mappa strutturale della faglia di Scilla mostrante le tracce dei vari segmenti di faglia e la sismicità strumentale. In rosso l'impianto oggetto di studio. In azzurro l'area mostrata in Figura 3.16 (da Ferranti et al., 2008)

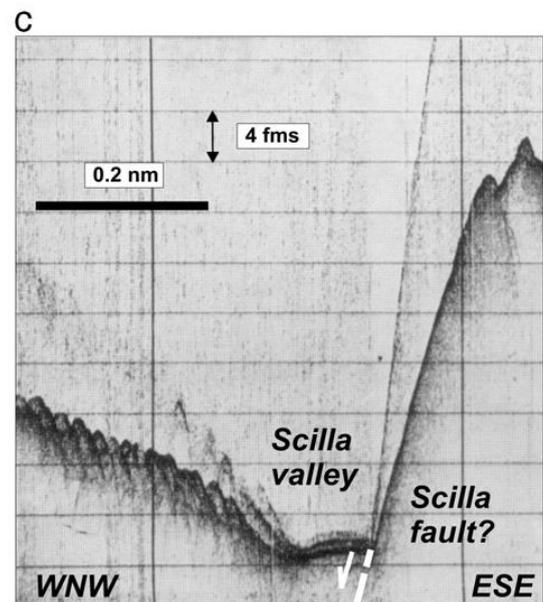
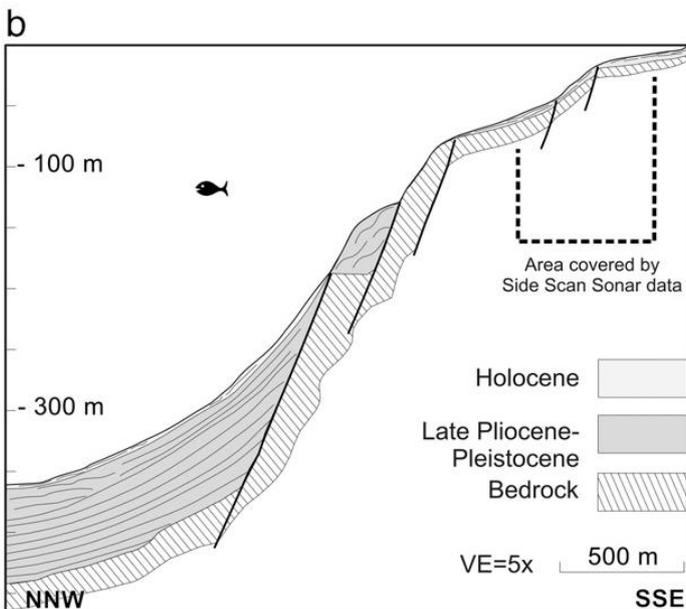
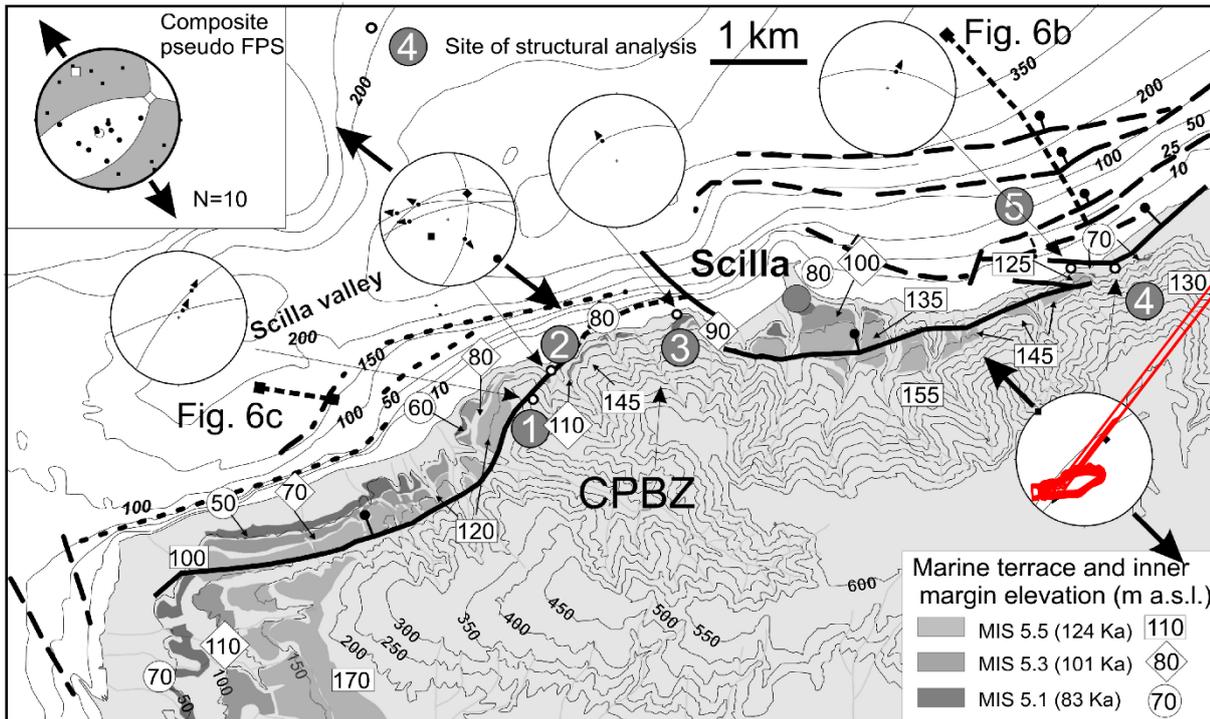


Figura 3.16. a) Mappa strutturale del settore occidentale della faglia di Scilla mostrante le tracce dei vari segmenti di faglia e la sismicità strumentale. L'area di questa figura è indicata in Figura 3.16 (riquadro azzurro). In rosso l'impianto oggetto di studio, il quale è in parte al di fuori della mappa. b) e c) Sezioni del fondale marino mostranti i segmenti di faglia in mare della faglia di Scilla (da Ferranti et al., 2008).

Galli e Peronace (2015) presenta un ulteriore studio di dettaglio volto a caratterizzare l'attività della faglia di Citanova. Lo studio strutturale e paleosismologico ha evidenziato l'occorrenza di almeno quattro eventi durante l'Olocene precedenti all'evento del 1783, con un tempo di ricorrenza di circa 3.2 ka e un tasso di movimento della faglia di 0.6 mm/a.

3.4.2. Sorgenti sismogenetiche segnalate nel Database delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali DISS

Il database delle sorgenti sismogenetiche DISS, rilasciato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), è volto alla definizione delle principali strutture crostali con potenziale di rilasciare terremoti. Queste strutture sono definite sulla base di dati geologici, sismologici e geodetici. Il database DISS rappresenta quindi una banca dati delle informazioni necessarie per definire la magnitudo attesa e la distribuzione dello scuotimento associati a terremoti futuri.

L'impianto oggetto di studio è situato in prossimità di tre sorgenti sismogenetiche presenti nel database DISS (<https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html#>; Figura 3.17).

L'impianto è situato all'interno della sorgente sismogenetica composta ITCS016 Aspromonte-Peloritani, descritta come una struttura cieca a basso angolo immergente verso est situata nello stretto di Messina. Questa struttura viene proposta sulla base di dati di sismicità strumentale e osservazioni geologiche e geomorfologiche non meglio specificate all'interno del database. Gli autori del database attribuiscono a questa struttura un tasso di movimento che varia di 0.9-2.0 mm/a e una magnitudo massima attesa di 7.3.

L'impianto è situato inoltre all'interno della sorgente sismogenetica "dibattuta" ITDS022 Scilla. Questa struttura viene inserita sulla base di evidenze geologiche derivate da studi pregressi (descritti nel precedente paragrafo), *ma gli autori del database non considerano i dati a disposizione sufficienti per poter considerare la faglia di Scilla come sorgente sismogenetica.*

L'impianto è inoltre situato a circa 1.5 km dalla traccia superficiale della sorgente sismogenetica composta ITCS055 Bagnara-Bovalino, non ricadendone all'interno. Questa struttura viene descritta come una faglia trascorrente destra con direzione NO-SE e immersione verso NE che taglia l'intera Calabria meridionale. A questa sorgente viene assegnato un tasso di movimento di 0.1-0.5 mm/a sulla base di vincoli geodinamici, e una magnitudo massima attesa di 7.1. *Gli autori del database segnalano che, sebbene la sua espressione superficiale e la presenza di diversi terremoti storici nel suo intorno, il ruolo di questa struttura è ancora inesplorato.*

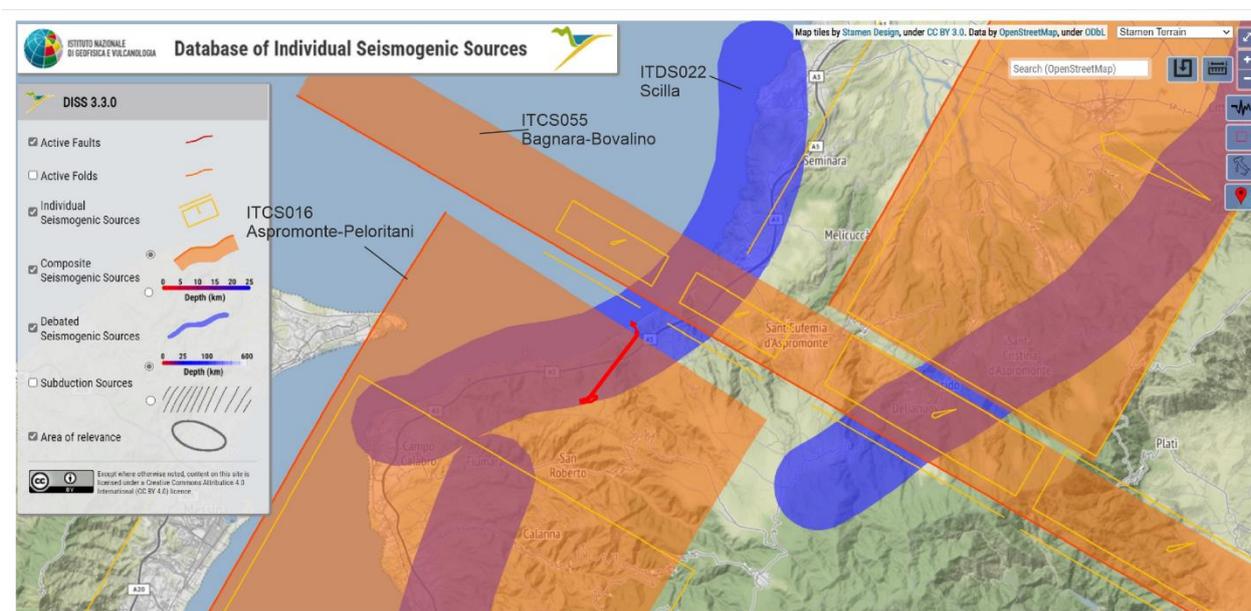


Figura 3.17. Stralcio del database delle sorgenti sismogenetiche individuali DISS. In rosso è riportato l'impianto oggetto di studio. Sono indicate le principali sorgenti che interessano l'impianto.

3.4.3. Faglie attive e capaci segnalate nel Database ITHACA

Il database ITHACA (ITaly Hazard from CAPable faults, [Viewer Progetto ITHACA \(https://sgi.isprambiente.it/ithaca/viewer/index.html\)](https://sgi.isprambiente.it/ithaca/viewer/index.html)), redatto dall'Istituto Superiore per la Protezione e Ricerca Ambientale (ISPRA), racchiude in maniera compilativa tutte le faglie capaci sul territorio italiano, ovvero quelle faglie in grado di produrre deformazione tettonica permanente della superficie.

Il database ITHACA segnala la presenza, in prossimità della zona di imbocco della galleria di accesso alla centrale e dell'opera di presa a mare (Figura 3.18), della faglia di Favazzina. Questa struttura viene descritta nel database come una faglia di lunghezza 6.1 km a cinematica normale, facente parte del sistema di faglie Cannitello-Gioia Tauro. A questa struttura viene attribuita una attività olocenica generica e una buona qualità dello studio associato a questa faglia (Figura 3.19).

Numerose altre faglie capaci sono segnalate nell'area in esame, ma queste non intercettano l'impianto oggetto di studio.



Figura 3.18. Stralcio del database delle faglie capaci ITHACA. In nero è riportato l'impianto oggetto di studio. Si noti come la faglia di Favazzina sia situata in corrispondenza della zona di imbocco della galleria di accesso alla centrale e dell'opera di presa a mare.

Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	3740B
Fault Name	Favazzina
Region Name	Calabria
Tectonic Environment	ND
System Name	Cannitello-Gioia Tauro
Synopsis	
Rank	ND
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	240
Dip (°)	Steep
Dip Direction	NW
Fault Length (km)	6.1
Mapping Scale	1:50000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Normal
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Holocene generic (<10,000)
Applied Technique	Field studies
Evidence for Capability	Displacement of middle-late Pleistocene deposits and/or land forms
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	
Study Quality	FAIR
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	

Figura 3.19. Tabella descrittiva della faglia di Favazzina, database ITHACA.

3.4.4. Effetti deformativi del terreno indotti da terremoti nell'area in studio

Il database CEDIT (Italian Catalogue of Earthquake-Induced Ground Failures, [Cedit - Italian Catalogue of Earthquake-Induced Ground Failures - GeoDB](https://gdb.ceri.uniroma1.it/index.php/view/map/?repository=cedit&project=Cedit) (<https://gdb.ceri.uniroma1.it/index.php/view/map/?repository=cedit&project=Cedit>), redatto da Università Sapienza di Roma, racchiude tutte le deformazioni permanenti del terreno dovute a terremoti registrate nel territorio italiano.

Nell'area in esame, è segnalata l'occorrenza di diversi fenomeni di deformazione del terreno in seguito a terremoti (Figura 3.20). Nello specifico, a qualche centinaio di metri dall'invaso di monte sono stati osservati dei *ground cracks* (fratturazione superficiale del terreno, pallini viola in Figura 3.20) associati al terremoto del 16 novembre 1894, magnitudo stimata 6.12. Lungo la linea di costa, sono state osservate numerose frane sismo-indotte (pallini gialli in Figura 3.20), talvolta associate a fratturazione della superficie (pallini verdi e blu in Figura 3.20).

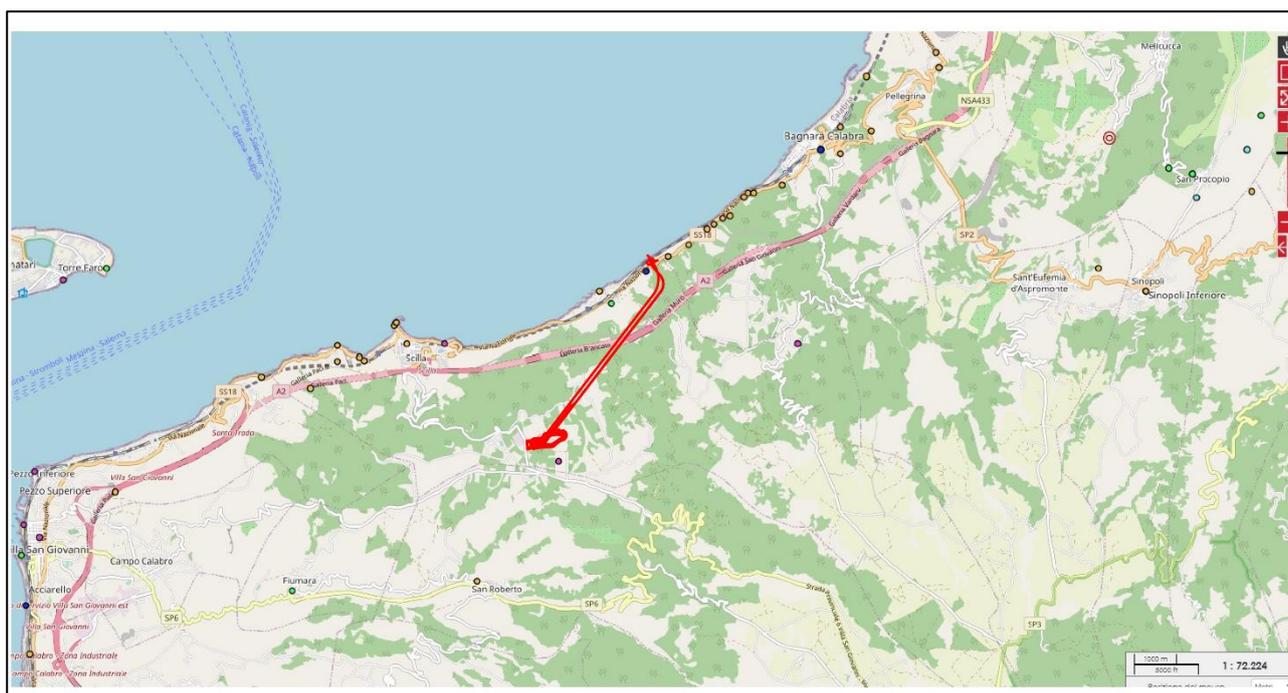


Figura 3.20. Stralcio del database CEDIT nell'intorno dell'impianto. Pallini gialli sono frane sismo-indotte, pallini blu e verdi sono frane sismo-indotte associate a fratturazione della superficie, pallini viola sono fratturazioni del terreno. In rosso è l'impianto oggetto di studio.

3.5. Sismicità storica, cenni di pericolosità sismica e di strain geodetico

L'area in esame ricade in un settore caratterizzato da un alto tasso di sismicità, come testimoniato dal catalogo parametrico dei terremoti italiani CPTI15 per la finestra temporale 1000-2019 CE (Figura 3.21).

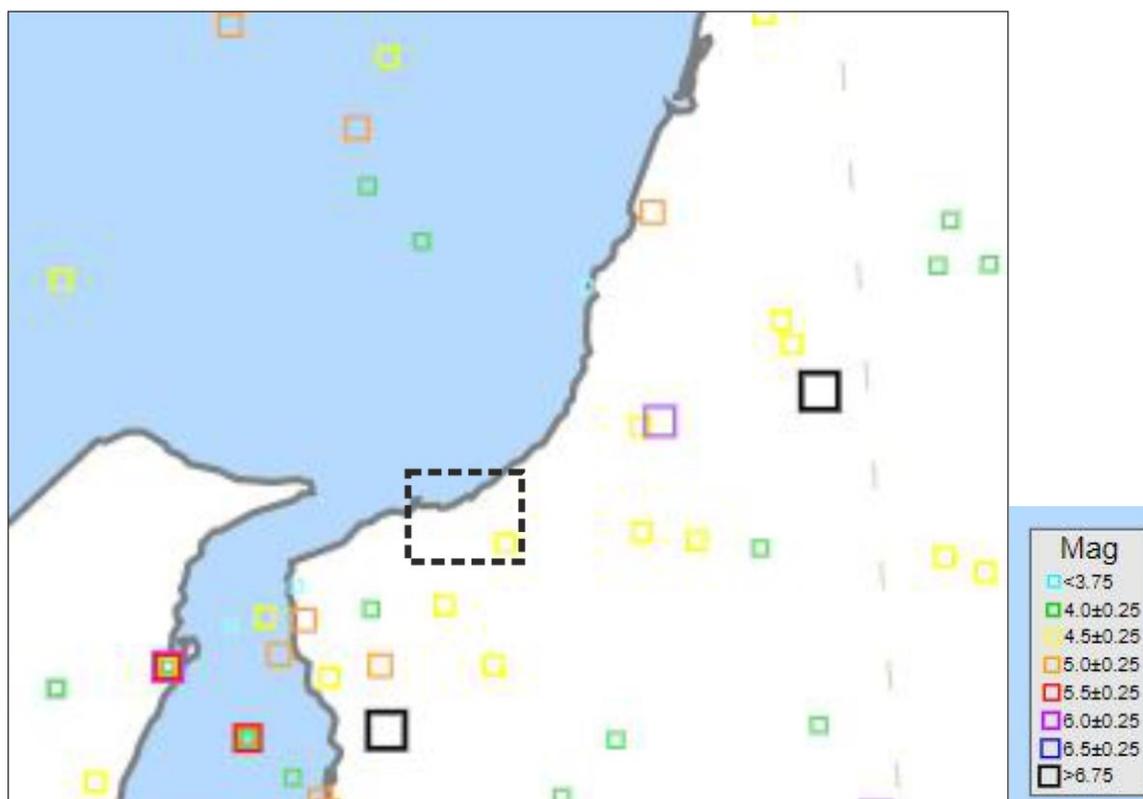


Figura 3.21. Sismicità storica nel settore contenente l'area di indagine (rettangolo tratteggiato) dal catalogo INGV-CPTI15 (Rovida et al., 2021).

A partire da fine 1800, da quando si hanno dati disponibili per Favazzina e Melia (località ricadenti nell'area di intervento), tale area ha sperimentato intensità macrosismiche fino al grado 11 della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS), in occasione del terremoto magnitudo (Mw) 7.1 del 1908 dello Stretto di Messina (<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15>) (Figura 3.22). La località di Scilla ha un catalogo lievemente più esteso, registrando intensità macrosismiche sin dall'inizio del 1700, con massimi del 9 e 9-10 grado MCS in occasione dei terremoti del 5 e del 6 febbraio 1783, rispettivamente (localizzato in Figura 3.22), mentre l'intensità registrata nel 1908 fu solo dell'8 grado MCS.

Favazzina

PlaceID IT_65779
 Coordinate (lat, lon) 38.260, 15.759
 Comune (ISTAT 2015) Scilla
 Provincia Reggio di Calabria
 Regione Calabria
 Numero di eventi riportati 5

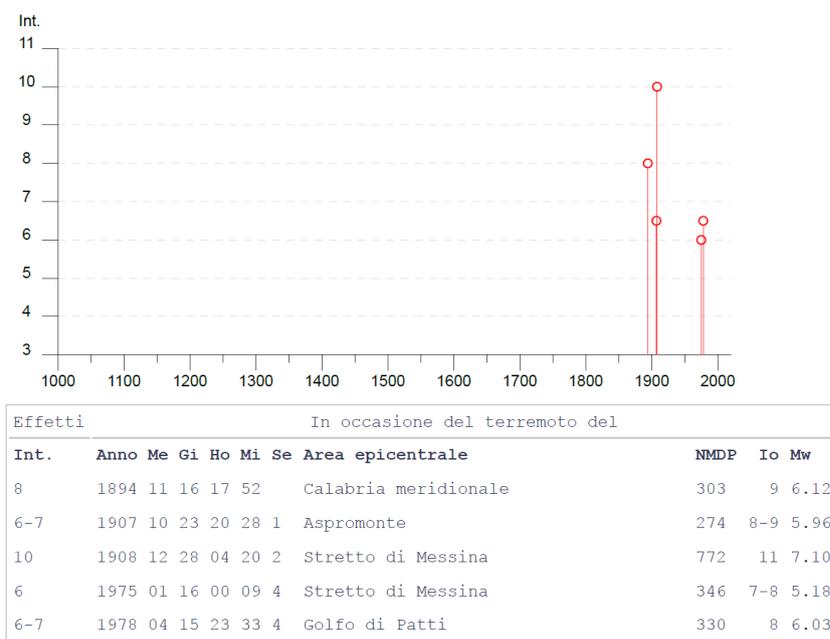
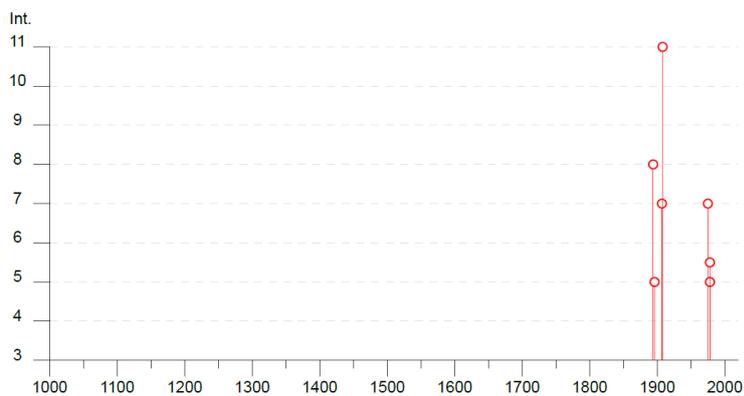


Figura 3.22. Stralcio dal catalogo INGV-DBMI15 delle intensità macrosismiche per le località di Favazzina, Melia e Scilla.

Melia

PlaceID IT_65784
 Coordinate (lat, lon) 38.231, 15.758
 Comune (ISTAT 2015) Scilla
 Provincia Reggio di Calabria
 Regione Calabria
 Numero di eventi riportati 7



Effetti		In occasione del terremoto del								
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
8	1894	11	16	17	52		Calabria meridionale	303	9	6.12
5	1896	09	17	14	51		Calabria meridionale	11	5	4.38
7	1907	10	23	20	28	1	Aspromonte	274	8-9	5.96
11	1908	12	28	04	20	2	Stretto di Messina	772	11	7.10
7	1975	01	16	00	09	4	Stretto di Messina	346	7-8	5.18
5	1978	03	11	19	20	4	Aspromonte	126	8	5.22
5-6	1978	04	15	23	33	4	Golfo di Patti	330	8	6.03

Figura 3.22. - Continua

Scilla

PlaceID IT_65785
 Coordinate (lat, lon) 38.253, 15.717
 Comune (ISTAT 2015) Scilla
 Provincia Reggio di Calabria
 Regione Calabria
 Numero di eventi riportati 28



Effetti		In occasione del terremoto del							
Int.	Anno Me Gi Ho Mi Se	Area epicentrale				NMDP	Io Mw		
5-6	1706 03 19	Stretto di Messina				4	5-6 4.76		
6-7	1724 08 03	Stretto di Messina				4	6-7 4.99		
9	1783 02 05 12	Calabria meridionale				356	11 7.10		
9-10	1783 02 06 00 20	Stretto di Messina				8			
7-8	1783 02 07 13 10	Calabria centrale				191	10-11 6.74		
7-8	1783 03 28 18 55	Calabria centrale				323	11 7.03		
F	1785 03 17 03 33	Stretto di Messina				4	6-7 4.86		
F	1785 04 13 07	Vibo Valentia				2	4 3.70		
F	1889 10 05 13 52	Calabria meridionale				10	5 4.53		
7	1894 11 16 17 52	Calabria meridionale				303	9 6.12		
4	1895 07 26 17 44	Calabria meridionale				14	5 4.32		
NF	1897 05 15 13 42 3	Tirreno meridionale				85	5 4.52		
4	1898 08 12	Sicilia nord-orientale				69	6-7 4.82		
6-7	1905 09 08 01 43	Calabria centrale				895	10-11 6.95		
7	1907 10 23 20 28 1	Aspromonte				274	8-9 5.96		
8	1908 12 28 04 20 2	Stretto di Messina				772	11 7.10		
4	1921 06 19 12 52 4	Calabria meridionale				13	5 4.43		
6	1975 01 16 00 09 4	Stretto di Messina				346	7-8 5.18		
3	1990 12 13 00 24 2	Sicilia sud-orientale				304	5.61		
3	1990 12 16 13 50 2	Ionio meridionale				105	4.38		
3-4	1994 01 05 13 24 1	Tirreno meridionale				148	5.82		
3	1995 08 27 19 42 1	Golfo di Patti				55	4-5 4.11		
NF	1997 09 03 23 15 4	Calabria meridionale				83	5-6 4.38		
3	1998 02 08 01 12 3	Aspromonte				39	5 3.91		
4	2000 03 17 03 52 4	Calabria meridionale				52	5 4.05		
NF	2001 05 17 11 43 5	Tirreno meridionale				206	4 4.97		
3-4	2002 04 05 04 52 2	Isole Eolie				21	5-6 4.49		
2	2004 05 05 13 39 4	Isole Eolie				641	5.42		

Figura 3.22. - Continua

L'evento storico con epicentro macrosismico più prossimo all'area di intervento è un terremoto di energia medio-bassa (M_w 4.61) verificatosi il 18 novembre 1895 (evento di Oppido Mamertina; Figura 3.23). L'epicentro coincide spazialmente con la Faglia di S. Eufemia, riportata, come visto in una sezione precedente, nel Catalogo ITHACA delle faglie attive e capaci, ed è distante circa 1.5 km dal bacino di monte dell'impianto in progetto.

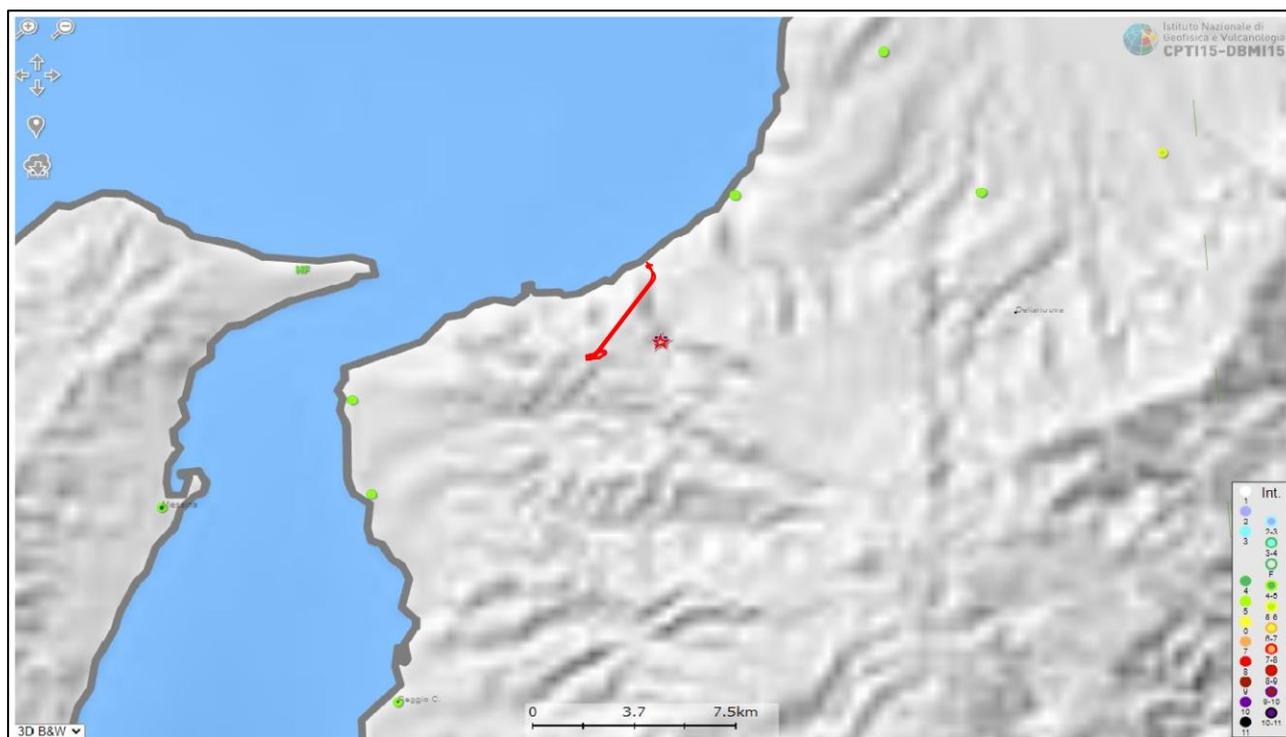


Figura 3.23. Campo macrosismico del terremoto del 18 novembre 1895 dal catalogo INGV-CPTI15. La stella indica l'epicentro macrosismico (Rovida et al. 2021). In rosso l'impianto in progetto.

Si ricorda che nelle aree limitrofe ricadono gli epicentri di forti terremoti come quelli del 5 febbraio 1783 (Mw 7.10) e del 16 novembre 1894 (Mw 6.12), rispettivamente distanti circa 9.5 km e 18 km dall'impianto in progetto (Figure 3.24 e 3.25).

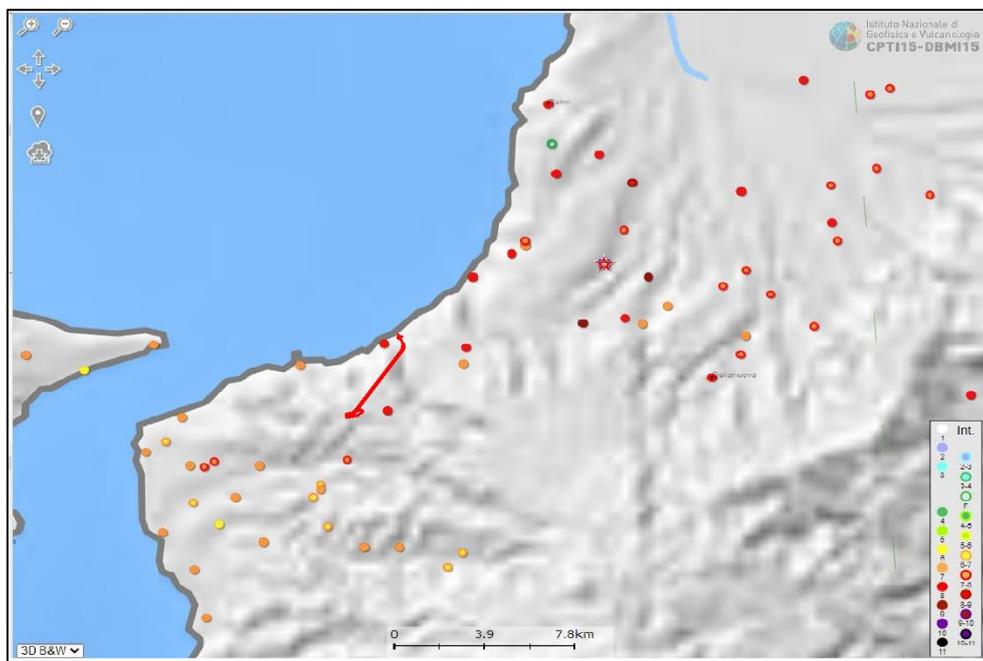


Figura 3.24. Campo macrosismico del terremoto del 5 febbraio 1783 dal catalogo INGV-CPTI15. La stella indica l'epicentro macrosismico (Rovida et al. 2021). In rosso l'impianto in progetto.

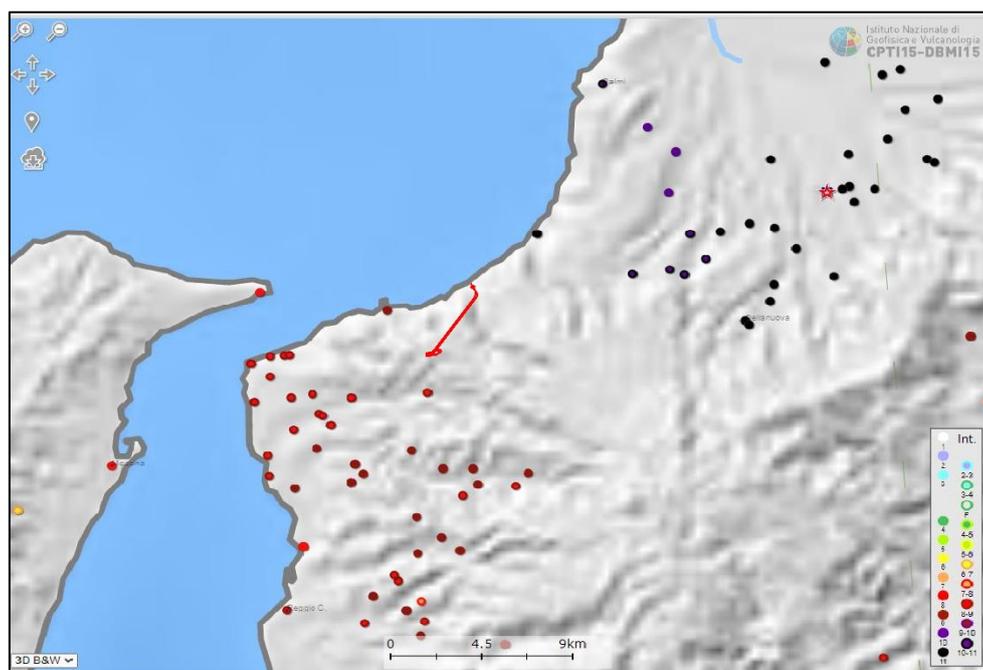


Figura 3.25. Campo macrosismico del terremoto del 16 novembre 1894 dal catalogo INGV-CPTI15. La stella indica l'epicentro macrosismico (Rovida et al. 2021). In rosso l'impianto in progetto.

Negli ultimi 20-30 anni il tasso di sismicità con localizzazione epicentrale nell'area di intervento ed aree limitrofe è stato relativamente basso.

La pericolosità sismica dell'area in esame è dunque legata alla sua contiguità con le faglie sismicamente attive della Calabria meridionale. Queste concorrono, con la loro frequenza di attivazione, a influenzare la probabilità di occorrenza di scuotimenti sismici. Le stime basate sulla sismicità storica indicano che accelerazioni di picco (PGA max) riferite a suoli rigidi ($V_{s30} > 800$ m/s; categoria A) tra 0.250 e 0.300 g hanno una probabilità del 10% di essere superati nell'arco di 50 anni (Figura 3.26).

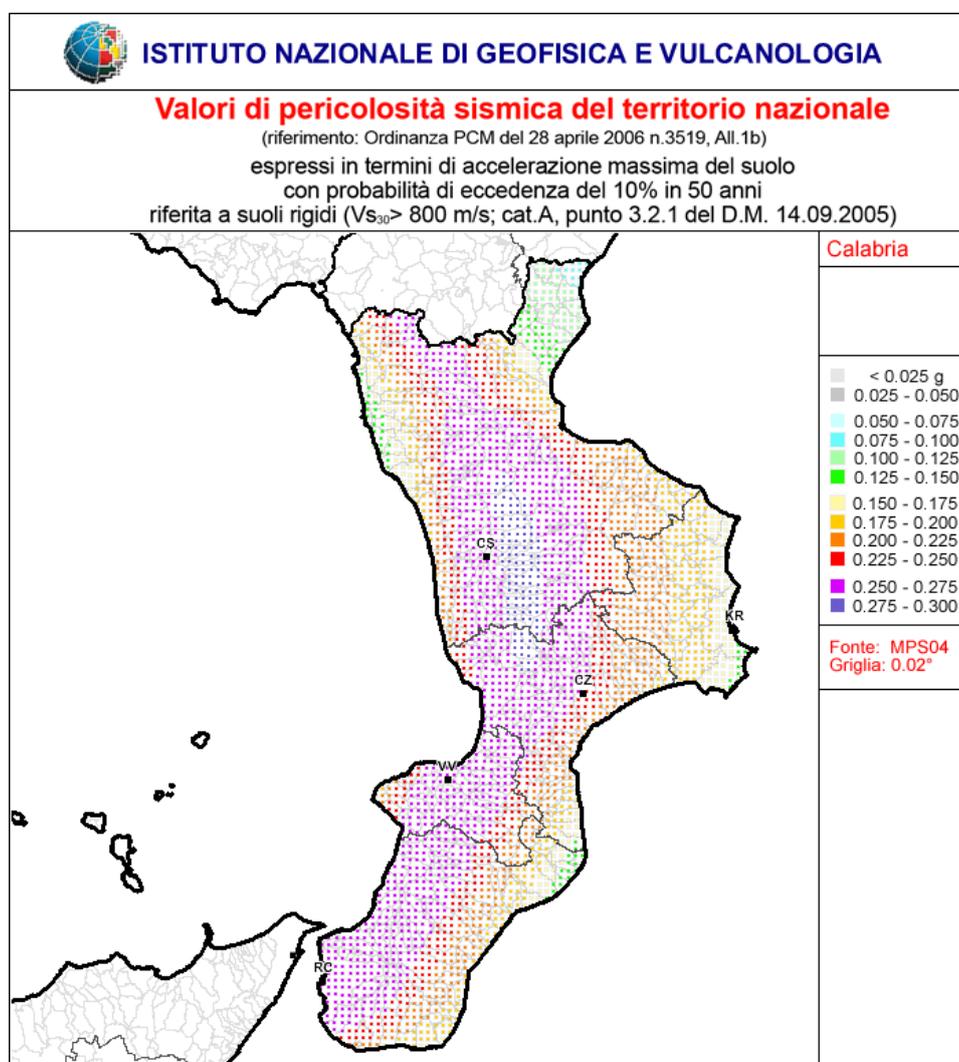


Figura 3.26. Pericolosità sismica di riferimento per la Calabria

(http://zonesismiche.mi.ingv.it/mappa_ps_apr04/calabria.html)

Le misure di geodesia GNSS forniscono informazioni sull'attuale tasso di accumulo di *strain* che potrebbe essere del tutto o in parte rilasciato nel corso di futuri terremoti. L'inversione di dati geodetici derivanti da un insieme di stazioni permanenti documenta che l'area ricade in una fascia di limitato *strain* volumetrico positivo (dilatazione ad asse circa NO-SE) intorno a 20 *nanostain/a*, e di *shear strain* di circa 60 *nanostain/a* (Figura 3.27) (Serpelloni et al., 2010; Palano et al., 2012; Palano, 2015). Tali valori di *strain* indicano tassi di estensione (cumulati lungo tutto il sistema di faglie attive) fino a $\sim 3 \pm 0.6$ mm/anno in direzione NO-SE (Serpelloni et al., 2010).

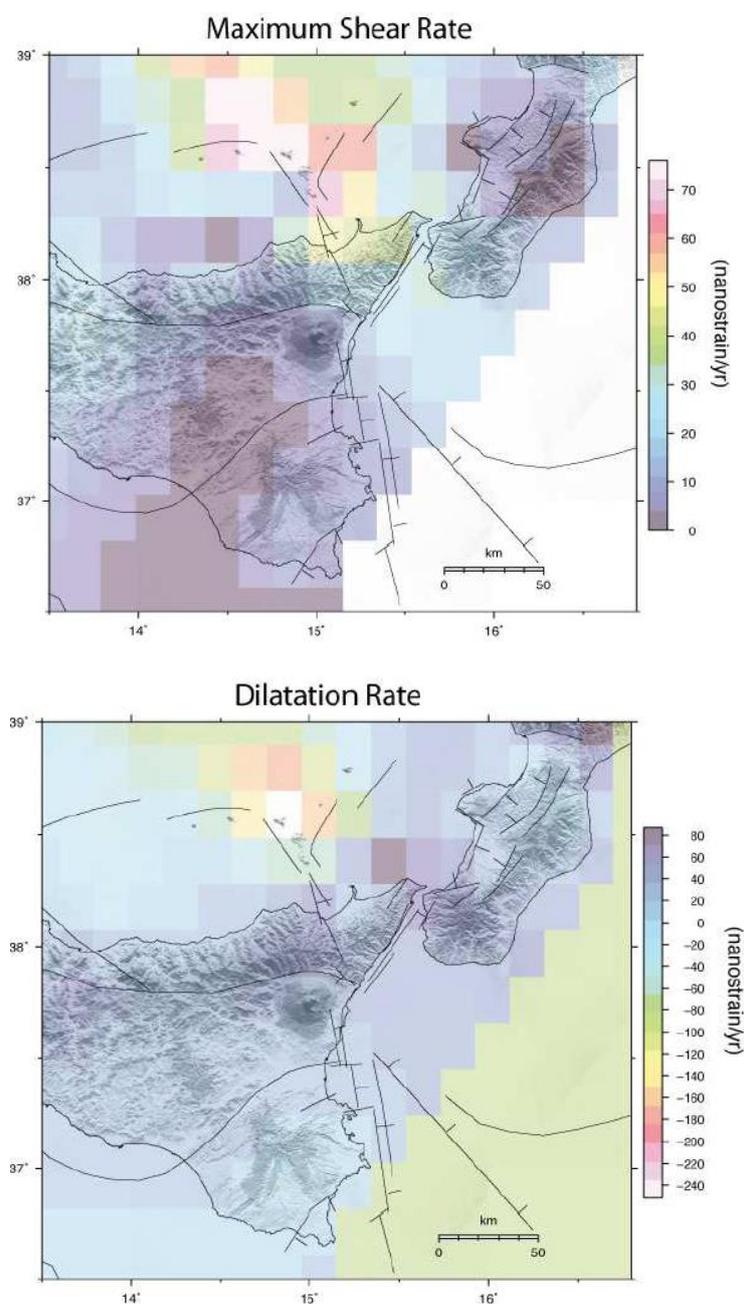


Figura 3.27. Tassi massimi di dilatazione (in alto) e shear strain (in basso) tra Calabria meridionale e Sicilia orientale ottenuti da inversione di velocità geodetiche (Serpelloni et al., 2005).

4. Analisi geologico-strutturale dell'area di intervento

4.1. Assetto geometrico-stratigrafico

Il rilevamento geologico-strutturale dell'area ha permesso di riconoscere e cartografare i principali litotipi affioranti e di caratterizzare, tramite analisi strutturale, le strutture tettoniche presenti, derivanti principalmente dalla deformazione fragile (faglie, fratture ecc.) subita da tali rocce.

Le rocce affioranti consistono principalmente in terreni di natura metamorfica e in subordine sedimentaria. I primi affiorano estesamente nel settore centro-settentrionale ed orientale dell'area investigata e appartengono essenzialmente all'Unità Aspromonte-Peloritani (APU) di età Paleozoica. Nell'area investigata, l'Unità è caratterizzata da un complesso metamorfico in cui si alternano gneiss occhiadini (Go in doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0, Figura 4.1) e paragneiss localmente interessati da parziale anatessi (paragneiss migmatitici) con formazione di livelli leucocratici (maggior concentrazione di quarzo e feldspati) e livelli restitici melanocratici (maggior concentrazione di biotiti, Figura 4.2 e 4.3), qui riportati come Scisti biotitici (Sb in doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0). I contatti di base e tetto tra le diverse facies metamorfiche ed il loro spessore non sono ben determinabili sul terreno a causa dell'intensa tettonizzazione subita e dei rapporti di natura prevalentemente intrusiva e/o sfumata tra i veri termini riconosciuti.



Figura 4.1. Gneiss Occhiadini dell'Unità APU affioranti nella parte centrale dell'area investigata (Est di Puntone le Selle)



Figura 4.2. Dettaglio della porzione restitica della APU caratterizzata da prevalenza di Biotite (Scisti biotitici) riconosciuta in località Cozzo Indice



Figura 4.3. Porzioni leucocratiche migmatitiche (chiare) e porzioni restitiche melanocratiche (scure) riconosciute in località Bagasciola

Le metamorfite osservate tra contrada Roccata e Cozzo Indice presentano generalmente una fitta foliazione (localmente piegati) la cui giacitura media è 160/46 (RHR).

L'intero complesso è attraversato da intrusioni pegmatitiche e aplitiche (Figura 4.4) di spessore variabile fino al metro. Le intrusioni, generalmente sub-verticali tendono a disporsi parallele alla foliazione quando incontrano livelli di debolezza all'interno della stessa.



Figura 4.1. Intrusione pegmatitica negli gneiss occhiadini dell'Unità Aspromonte-Peloritani riconosciuta in località Fontana degli Olmari nel settore centrale dell'area investigata

Nel settore meridionale, il basamento metamorfico è ricoperto in discordanza da una successione di sabbie e areniti (Sp in doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0, Figura 5) potente fino a 50 m, alla quale si intercalano livelli spesso lentiformi di ghiaie e conglomerati (Figura 4.5). La successione presenta perlopiù assetto sub-orizzontale con stratificazione interna da piano-parallela a incrociata (Figura 4.6). I primi rilievi (Marchetti, Hughes, Burton; 1968), datano la successione al Pliocene medio, tuttavia, data la scarsa cementazione (specie nelle porzioni più alte) la sequenza potrebbe spingersi fino al Pleistocene. A tal proposito, e sulla base dei caratteri stratigrafico-tessiturali, la successione coinciderebbe con le Calcareniti di Vinco diffusamente affioranti nel settore Ionico (Fogli CARG 590, Taurianova e 603, Bovalino) alla medesima quota ed ascrivibili all'intervallo Piacenziano-Calabriano (Pleistocene inferiore). Come descritto nel paragrafo 5.2. riguardante la descrizione dei

sistemi di terrazzi marini (Par. 3.3, 3.4 e 5.2), si ritiene che almeno la parte alta delle sabbie poco cementate possa essere ascritta al Pleistocene medio (circa 400-500 ka).



Figura 4.2. Sabbie e arenarie con stratificazione sub-orizzontale affioranti nel settore sud-orientale dell'area investigata (Località Castagnarella)



Figura 4.6. Stratificazione incrociata nelle sabbie Plio-Pleistoceniche riconosciuta ad Est di Case Minasi

I sedimenti più recenti riconosciuti nell'area consistono in depositi di origine fluvio-marina terrazzati in più ordini (Dat in doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0, Figura 4.7). Nel settore meridionale dell'area, sul grande terrazzo di Melia, i depositi terrazzati (con età poco più recente di 400-500 ka, come descritto nei Par. 3.3 e 5.2) poggiano in discordanza sia sul basamento cristallino che sulle sabbie dell'unità Sp e sono essenzialmente costituiti da sabbie grossolane con sottili livelli di ghiaie (Figura 4.7a). Localmente (ad Est di località Aquile), alla base della sequenza terrazzata descritta si rinvencono orizzonti conglomeratici spessi fino ad un metro (Figura 4.7b). La parte sommitale del deposito si presenta generalmente pedogenizzata (~ 1 m) ed appare come una sabbia grossolana di colore scuro (Figura 4.7c).

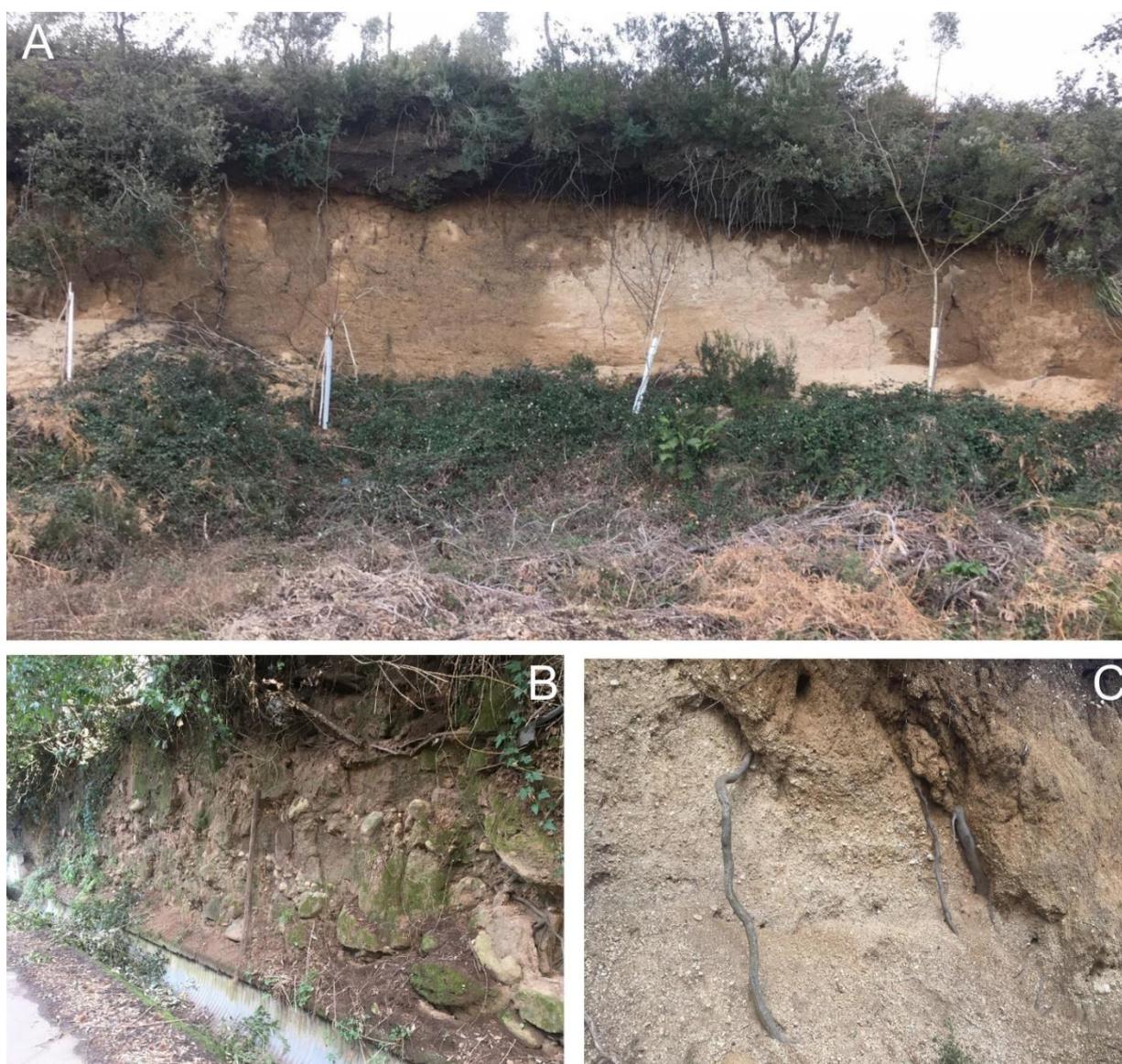


Figura 4.7. a) Unità Dat nel settore dei Piani di Melia. b) base conglomeratica dell'unità Dat. c) Parte alta pedogenizzata dell'unità Dat (località S. Giovanni)

4.2. Analisi strutturale

Al fine di definire le condizioni strutturali del basamento cristallino, durante il rilievo di terreno sono stati collezionati dati relativi alla deformazione fragile registrata dai litotipi affioranti. In generale, le strutture analizzate (faglie e fratture) si sono propagate successivamente alla messa in posto delle unità cristalline tagliando la foliazione metamorfica, la quale presenta nell'area una immersione media verso SO di circa 45° con assi di piega inclinati verso NO di circa 10° . I dati strutturali (direzione, immersione ed indicatori cinematici) sono stati misurati in n.7 siti in prossimità della galleria idraulica e considerati di interesse per la caratterizzazione strutturale del sottosuolo in considerazione delle opere previste in sotterraneo. Le faglie e fratture analizzate nei sopralluoghi sono strutture di minore entità che non sembrano interessare i terreni Plio-Quaternari (sabbie marine e depositi continentali), e pertanto è possibile associare queste strutture a fasi tettoniche antiche e non più attive. *Pertanto, rientrano pienamente nella definizione di ITHACA di faglie non attive (e tantomeno capaci).*

La stazione 1 (Figura 4.8; doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0) è ubicata in prossimità del tracciato previsto della galleria idraulica e mostra come il basamento (Gneiss occhiadini) sia caratterizzato da una fratturazione pervasiva. I dati indicano l'occorrenza di due principali set di fratture a giacitura sub-verticale ($80-85^\circ$) orientate rispettivamente NE-SO e NNO-SSE. Entrambe le famiglie di fratture mostrano una spaziatura tra 20 cm e 1 m.

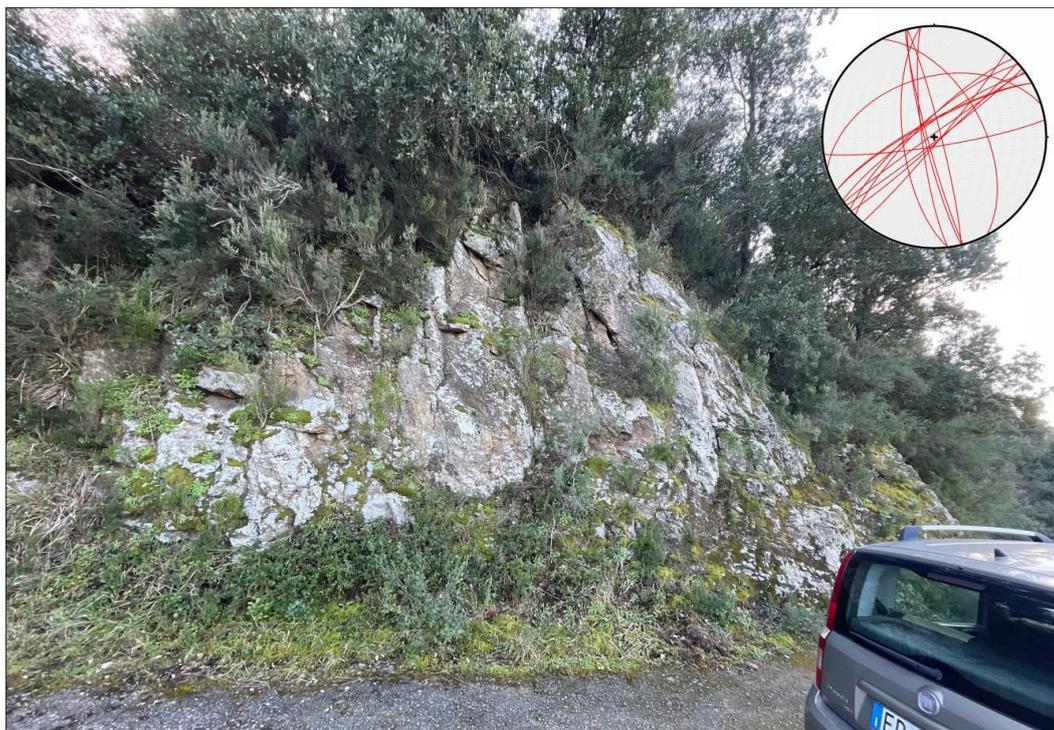


Figura 4.8. Stazione strutturale 1 ($38^{\circ} 14' 35'' N$ - $015^{\circ} 45' 02'' E$). Le ciclografiche rosse nello stereogramma sono relative a piani di frattura.

La stazione 2 (Figura 4.9; doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0) è ubicata a Nord di località Aquile, dove gli Scisti Biotitici sono deformati da piani di faglia orientati principalmente NE-SO ed in subordine NO-SE. Gli indicatori cinematici misurati sulle strutture tettoniche orientate NE-SO indicano quest'ultime come caratterizzate da una cinematica normale con componente obliqua-destra. L'inversione dei dati cinematici mostra come le strutture misurate risponderrebbero ad uno stress principale subverticale ed estensione in direzione NO-SE.



Figura 4.9. Stazione strutturale 2 (14' 53" N- 015° 45' 19" E). Le ciclografiche nere nello stereogramma sono relative a piani di faglia e le frecce si riferiscono al cinematiso osservato.

La stazione 3 (Figura 4.10; doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0) è ubicata alcune centinaia di metri a NE della stazione 2 sempre in prossimità del tracciato previsto della galleria idraulica. Gli Scisti Biotitici sono deformati principalmente da fratture tensionali e piani di faglia a cinematiso normale. Le fratture, per lo più a giacitura sub-verticale ($\sim 80^\circ$), risultano orientate secondo due allineamenti principali, NNO-SSE e NO-SE rispettivamente. I piani di faglia a cinematiso estensionale, sono orientati principalmente NO-SE e subordinatamente NE-SO con inclinazione media di circa 55° .



Figura 4.10. Stazione strutturale 3 ($38^{\circ} 14' 59'' N -015^{\circ} 45' 25'' E$). Le ciclografiche rosse nello stereogramma sono relative a piani di frattura, le ciclografiche nere indicano i piani di faglia e le frecce si riferiscono al cinematismo osservato.

La stazione 4 (Figura 4.11; doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0) è caratterizzata dalla presenza di fratture e piani di faglia subparalleli orientati principalmente NE-SO. I piani di faglia mostrano componente di movimento normale-obliqua sinistra. Entrambe le tipologie di strutture sono compatibili con uno stress principale orientato circa NE-SO (*trend* 205°) e inclinato di circa 55° .



Figura 4.31. Stazione strutturale 4 (14' 31" N -015° 44' 27" E). Le ciclografiche rosse nello stereogramma sono relative a piani di frattura, le ciclografiche nere indicano i piani di faglia e le frecce si riferiscono al cinematismo osservato.

Nella stazione 5 (Figura 4.12) si osserva una struttura tettonica principale orientata circa NNO-SSE ed immergente verso ENE ($\sim 60^\circ$) corrispondente ad una faglia essenzialmente normale con una lieve componente destra che deforma principalmente gli Scisti biotitici (Faglia di Serra Indice). Questa faglia taglia attraverso rocce del basamento e non è inclusa nel catalogo ITHACA. La struttura corre a mezzacosta lungo il pendio occidentale della Fiumara di Favazzina ed esibisce un taglio ben localizzato su un piano principale cui si associano strutture secondarie (R, R' e P) e breccie tettoniche/cataclasiti di spessore centimetrico o decimetrico.

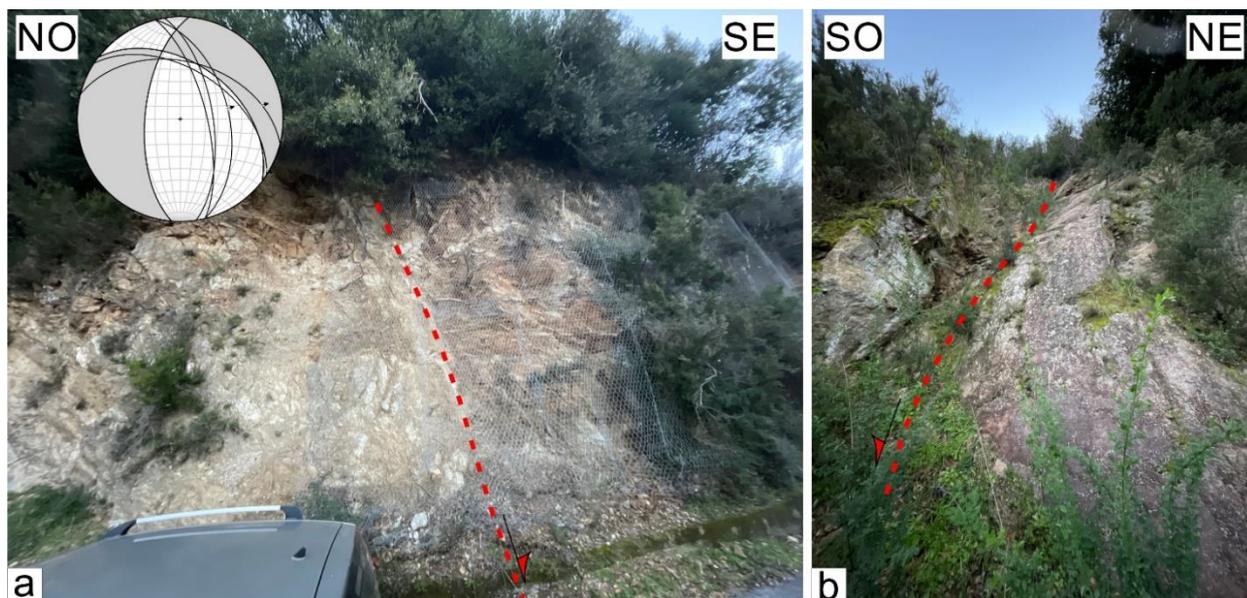


Figura 4.12. Faglia di Serra Indice (stazione 5) ($38^{\circ} 14' 58'' N - 015^{\circ} 45' 45'' E$). Le linee rosse tratteggiate indicano il piano di faglia e le frecce il movimento relativo dei due blocchi. Le ciclografiche nere nello stereogramma sono relative a piani di faglia e le frecce si riferiscono al cinematismo osservato.

La struttura principale appena descritta taglia una precedente faglia normale a basso angolo (LANF). Quest'ultima mostra una zona cataclastica spessa fino ad un metro e strutture R, R' e T associate (Figura 4.13).

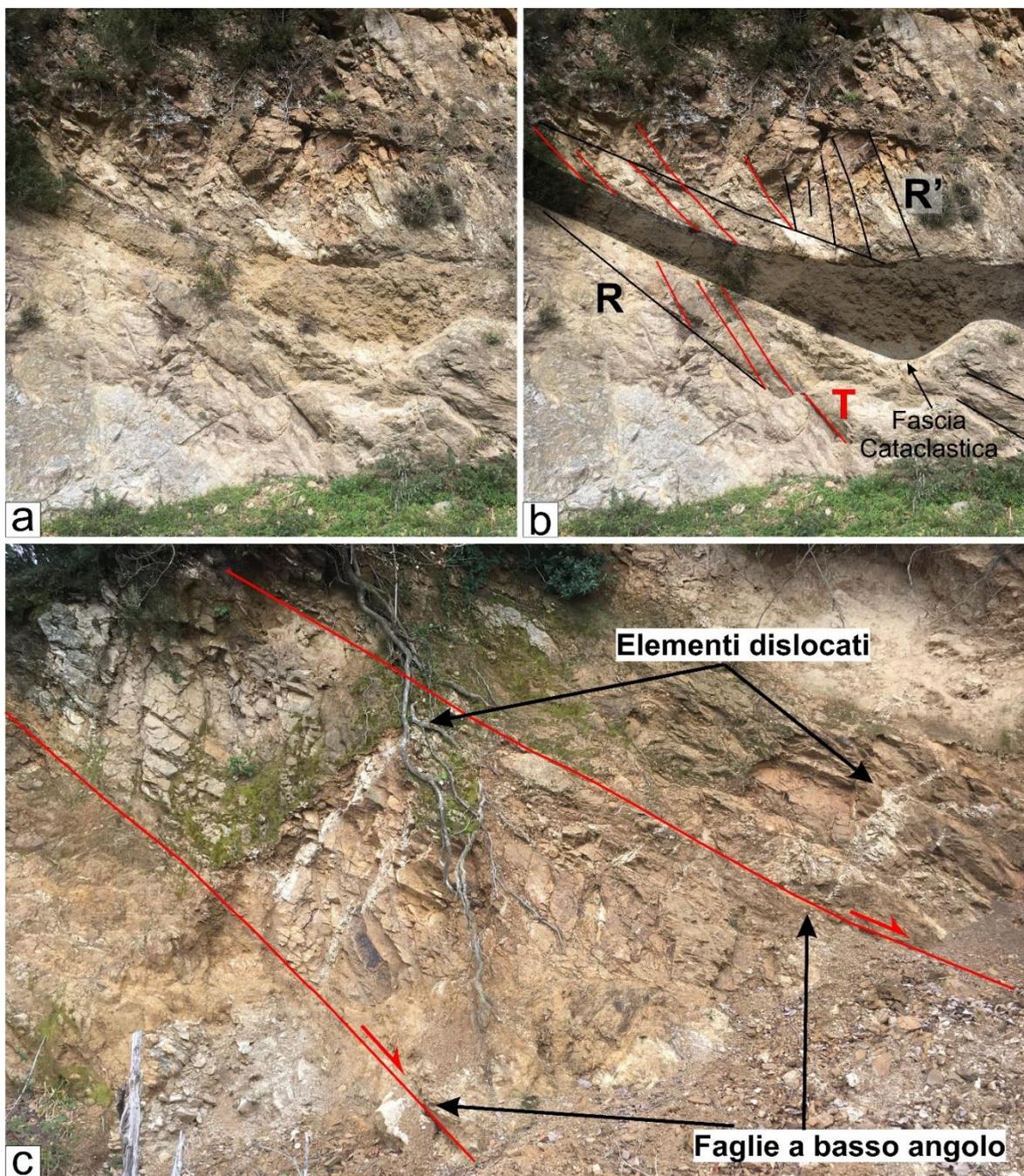


Figura 4.13. Strutture normali a basso angolo che interessano le rocce cristalline del basamento metamorfico ($38^{\circ} 15' 1,67'' N - 015^{\circ} 45' 29,40'' E$)

La Stazione 6 è localizzata alla base di un pendio molto acclive parallelo alla linea di costa in prossimità della zona di imbocco della galleria di accesso alla centrale e dell'opera di presa a mare e in corrispondenza della supposta faglia di Favazzina ($38^{\circ} 14' 58'' N - 015^{\circ} 45' 45'' E$). Gli Scisti biotitici sono qui deformati da fratture tensionali subverticali, orientate circa NNE-SSO, sui cui piani si rinvenivano localmente indicatori cinematici che suggerirebbero una cinematica destra.

La stazione 7, in località Favazzina (Figura 4.14), è posta alla base di un versante acclive nell'immediato tetto del segmento di faglia di Favazzina e mostra piani di taglio molto evidenti, immergenti verso N e paralleli al versante stesso. I cinematismi osservati indicano un movimento normale con componente destra.

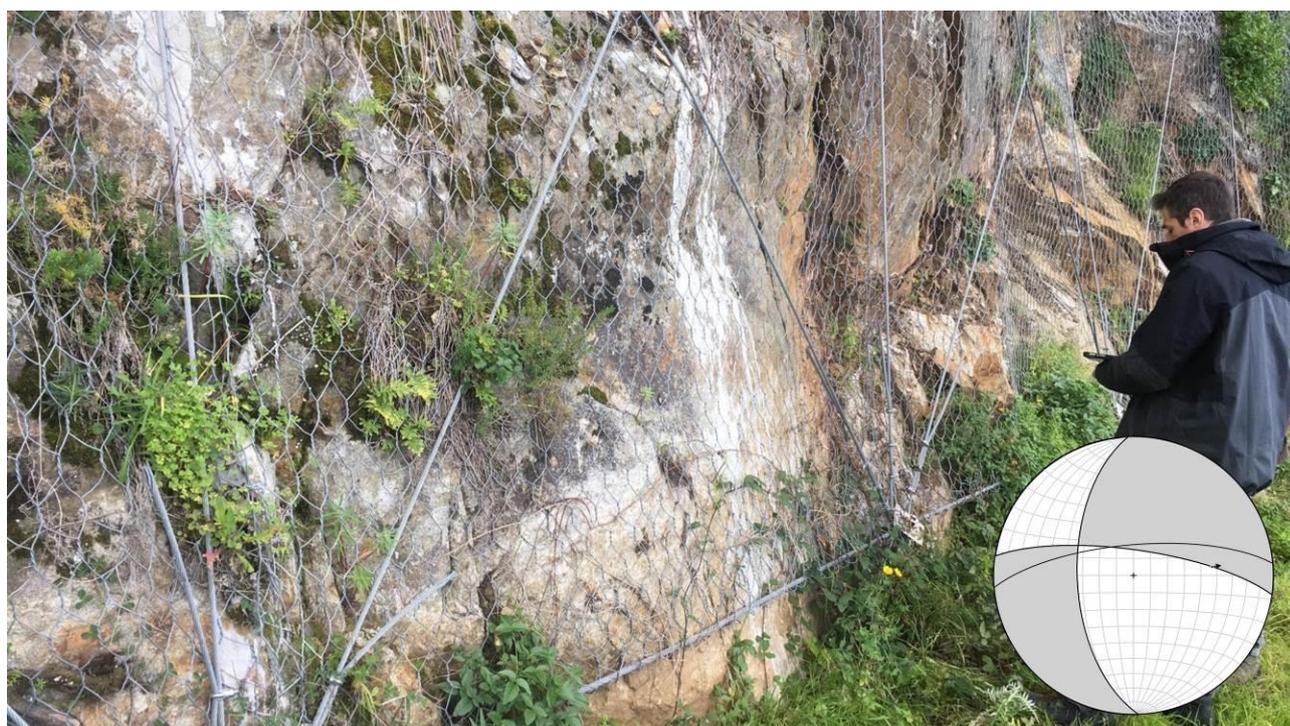


Figura 4.14. Stazione 7 ($38^{\circ} 15' 24,47'' N -015^{\circ} 44' 56,01'' E$). Le ciclografiche nere nello stereogramma sono relative a piani di faglia e le frecce si riferiscono al cinematismo osservato.

Alle stazioni appena descritte vanno aggiunte misure relative a piani di faglia (e relativi indicatori cinematici) collezionati in maniera sparsa nella zona analizzata (Figura 4.15). Si osservano strutture ad alto angolo con cinematismo destro orientate circa E-O e strutture sinistre orientate da N-S a NO-SE. Tra queste, degna di nota è la faglia correlata alla macro-scala ad una struttura denominata faglia di Vallone Scico la quale definisce l'orientazione dell'incisione fluviale omonima. La faglia alla meso-scala si presenta con strutture a fiore (Figura 4.15b) tipiche di faglie trascorrenti e presenta evidenti indicatori cinematici di taglio destro (Figura 4.15c).

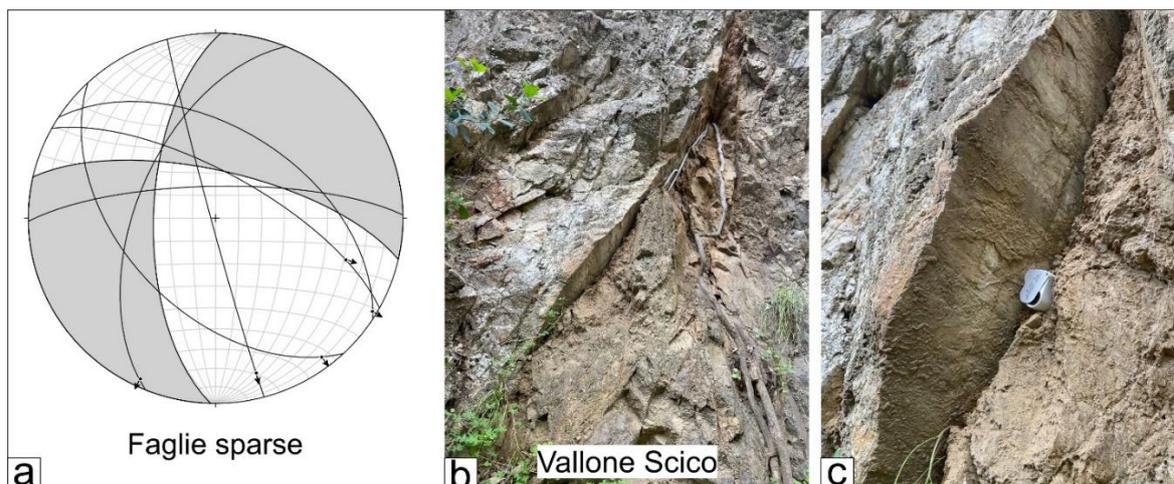


Figura 4.15. A) stereogrammi delle strutture sparse collezionate. B) Faglia di Vallone Scico. C) Dettaglio della faglia in b)

Le stazioni di misura sopra descritte forniscono un quadro tettonico-strutturale per l'area in questione. Le strutture più frequenti sono rappresentate da fratture coniugate (spaziatura circa 0.2 – 1 m) distribuite su due set principali; il primo orientato circa NE-SO (vedi Stazioni 1, 3, 4) e il secondo orientato circa NNO-SSE (vedi Stazioni 1 e 3). Le faglie osservate nell'area non presentano una significativa continuità geometrica e la loro traccia sul terreno non è sempre evidente. Nei settori dove le strutture tettoniche esibiscono piani di scorrimento evidenti, le faglie orientate tra E-O e NO-SE presentano cinematica destra, mentre quelle orientate tra NNO-SSE e NE-SO presentano cinematica sinistra (Figura 4.12 e 4.15).

I sistemi di faglie e fratture sopra descritti sono considerati le più recenti strutture deformative nell'area sebbene il rilievo di terreno abbia permesso di individuare anche eventi deformativi più antichi. Il basamento metamorfico risulta infatti affetto da piegamenti con assi prevalenti leggermente immergenti verso NO, Figura 4.2), clivaggi e strutture inverse (coassiali alle pieghe, vedi Figura 4.16) relitte, probabilmente derivanti dalle fasi compressive Ercinica e Alpina.



Figura 4.16. Faglia inversa (285/37. RHR) all'interno dei paragneiss riconosciuta in località Favazzina.

Successivamente, una prima fase estensionale è testimoniata da strutture normali a basso angolo (LANF, Figura 4.13), le quali sono state, in ultima fase, riprese dalla deformazione più recente. Tali strutture interessano diffusamente il basamento cristallino e possono presentare fasce cataclastiche spesse fino al metro.

5. Geomorfologia dell'area di intervento

5.1. Assetto geomorfologico

L'assetto geomorfologico dell'area investigata è caratterizzato da un rilievo variabile da collinare, nella parte a nord, a sub-pianeggiante nel settore a sud con forme risultanti principalmente dal modellamento del paesaggio ad opera dell'azione fluivo-marina e in subordine dai dissesti gravitativi.

Il modellamento è stato favorito dall'intenso grado di deformazione che caratterizza le rocce affioranti. Gli sforzi tettonici multifase legati alla lunga e complessa storia geologica del settore analizzato e le deformazioni subite dalle successioni rocciose hanno infatti favorito il degradamento, a luoghi significativo, delle caratteristiche meccaniche (coesione e resistenza al taglio) delle stesse con significativo aumento del loro grado di erodibilità.

Durante il Pleistocene, la morfogenesi del paesaggio appare controllata dalle variazioni climatiche durante le quali l'azione del mare ha rimodellato il paesaggio, già in via di emersione per il sollevamento regionale di lungo termine, con lo sviluppo di superfici terrazzate sub-pianeggianti oggi preservate a diverse altezze topografiche. Infine, l'emersione dell'area ed il conseguente instaurarsi di un reticolo idrografico, hanno portato allo sviluppo della morfologia attuale dove l'evoluzione di sistemi fluvio-torrentizi ha rimodificato significativamente il paesaggio producendo una sensibile varietà di forme. Queste ultime sono legate all'instaurarsi di processi di erosione selettiva in relazione al differente grado di erodibilità dei litotipi affioranti cui si associano forme legate all'azione fluviale e alla forza di gravità. Il progressivo approfondimento del reticolo idrografico e l'evoluzione dei bacini idrografici sottesi hanno creato condizioni di instabilità morfologica con lo sviluppo ed evoluzione di complessi fenomeni franosi più o meno estesi. Questi sono oggi diffusi principalmente lungo i settori a più elevata acclività in genere corrispondenti alle sponde di incisioni torrentizie e/o fluviali (doc. ref. 1422-A-CN-D-02-0).

In linea generale, l'area investigata è suddivisibile in due principali tipi di paesaggio morfologico dominati da forme nettamente diverse (Figura 5.1a). Il settore meridionale è caratterizzato da una morfologia sub-pianeggiante corrispondente al terrazzo fluivo-marino più antico riconosciuto nell'area (vedi paragrafo 5.2) oggi sollevato e preservato alla quota di circa 600 m.s.l.m. Si tratta di un pianoro esteso per circa 5 km² (Piani di Melia-Nucillari-Aquile), debolmente inclinato verso Nord e spesso rimodellato alla sommità dall'attività agricola. Il pianoro è interrotto verso Est dall'incisione fluviale della Fiumara di Favazzina (Figura 5.1b) ed è spesso bordato da orli di scarpate relitte di origine fluviale alte fino a 2-3 m. Morfologie sub-pianeggianti, corrispondenti al terrazzo fluivo-marino dell'ultimo interglaciale (125-80 ka, vedi paragrafo 5.2), sono state riconosciute lungo il settore costiero (località Forio e Favagrecia), immediatamente a monte della S.S. 118, dove le stesse risultano preservate alla quota di circa 150 m s.l.m. (Figura 5.1a). Tra il settore costiero e il terrazzo

più antico (piani di Melia) si estende una fascia, larga circa 1.5 km, caratterizzata da una tipica morfologia collinare con versanti inclinati tra 30-45°.

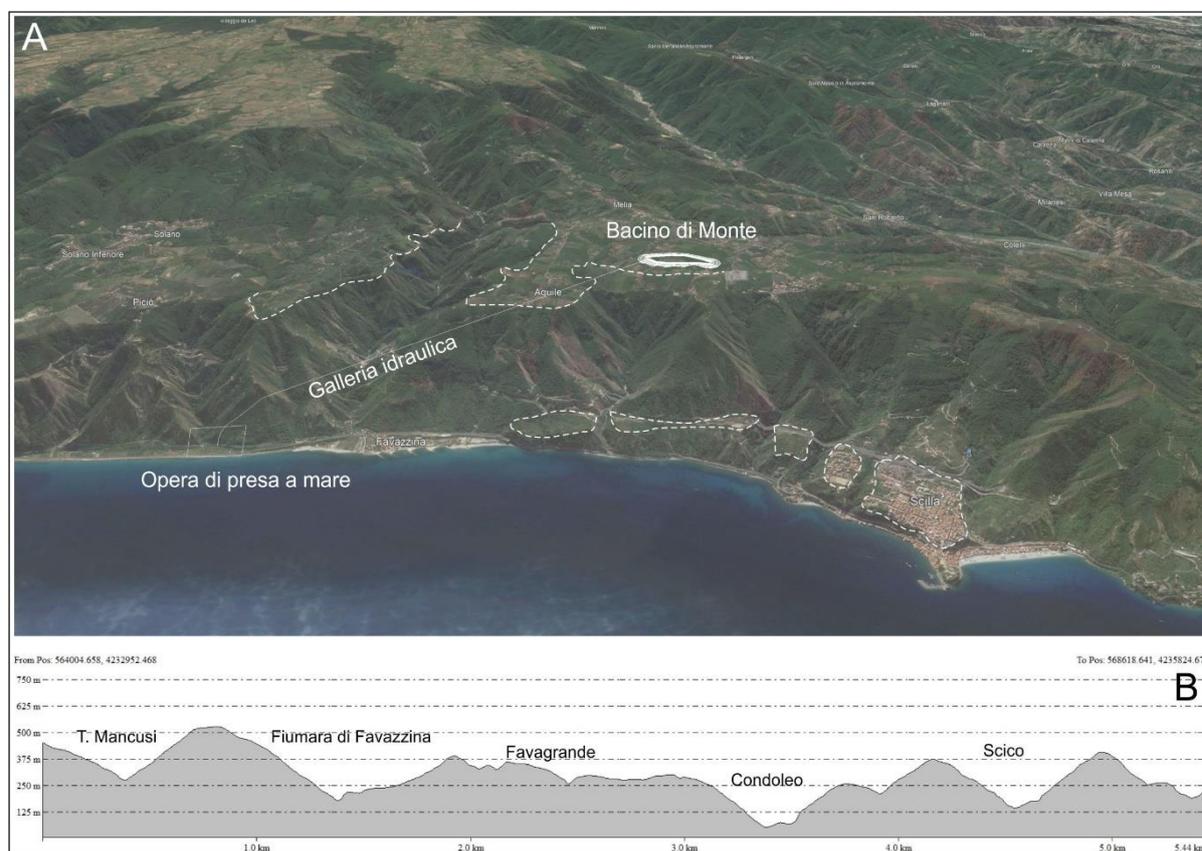


Figura. 5.1. a) Visione prospettica da Nord (Google Earth. E. V. 3X) mostrante le caratteristiche morfologiche dell'area investigata; b) Profilo topografico orientato E-O attraverso l'area collinare che mostra la forma degli alvei dei principali corsi d'acqua.

L'area esibisce morfologie piuttosto articolate in relazione all'azione erosiva dei corsi d'acqua che, per progressivo incassamento del reticolo idrografico entro le successioni cristalline fortemente fratturate e alterate, ha dato origine ad una serie di incisioni vallive (es. Vallone Candoleo e Vallone Scico) tipicamente con forma a V (sistema fluviale confinato), profonde in media 150-200 m, e separate da strette linee di spartiacque (creste) orientate NO-SE (Figura 5.1b). I bacini idrografici sottesi esibiscono fianchi inclinati mediamente di 35° con versanti in evoluzione morfologica caratterizzati da scarpate con indizi di erosione attiva e ampi settori in disequilibrio morfologico (doc. ref. 1422-A-CN-D-02-0). Il settore orientale dell'area investigata è invece caratterizzato morfologicamente dalla valle della Fiumara di Favazzina, un'ampia incisione fluviale orientata circa N-S, ampia circa 1.3 km, e profonda in media 400 m. l'incisione fluviale è caratterizzata da fianchi inclinati in media di 35° (Figura 5.1b), interrotti localmente da scarpate, da sub-circolari a rettilinee, a più elevata pendenza (45-90°), che appaiono tuttora in evoluzione (arretramento). Nella parte più

a nord del sistema fluviale, le sponde della fiumara sono interessate da estesi fenomeni franosi a diversa tipologia di movimento (v. Cap. 7). Più a Est, morfologie articolate si rinvencono anche lungo l'incisione valliva del Torrente Rustico dove le sponde, inclinate di circa 30° (Figura 5.1b), sono anch'esse affette da disequilibrio morfologico.

L'analisi in ambiente GIS del modello digitale del terreno (DTM) disponibile per l'area (Regione Calabria), ha consentito una analisi più accurata della distribuzione delle pendenze e dell'esposizione dei versanti. In generale, l'area investigata è caratterizzata da inclinazioni medie di circa 25° ma può raggiungere valori di pendenza elevati (circa 75°) lungo le sponde fluviali dei sistemi fluviali descritti (Figura 5.2). I versanti sono principalmente esposti verso Nord-Ovest (Figura 5.3).

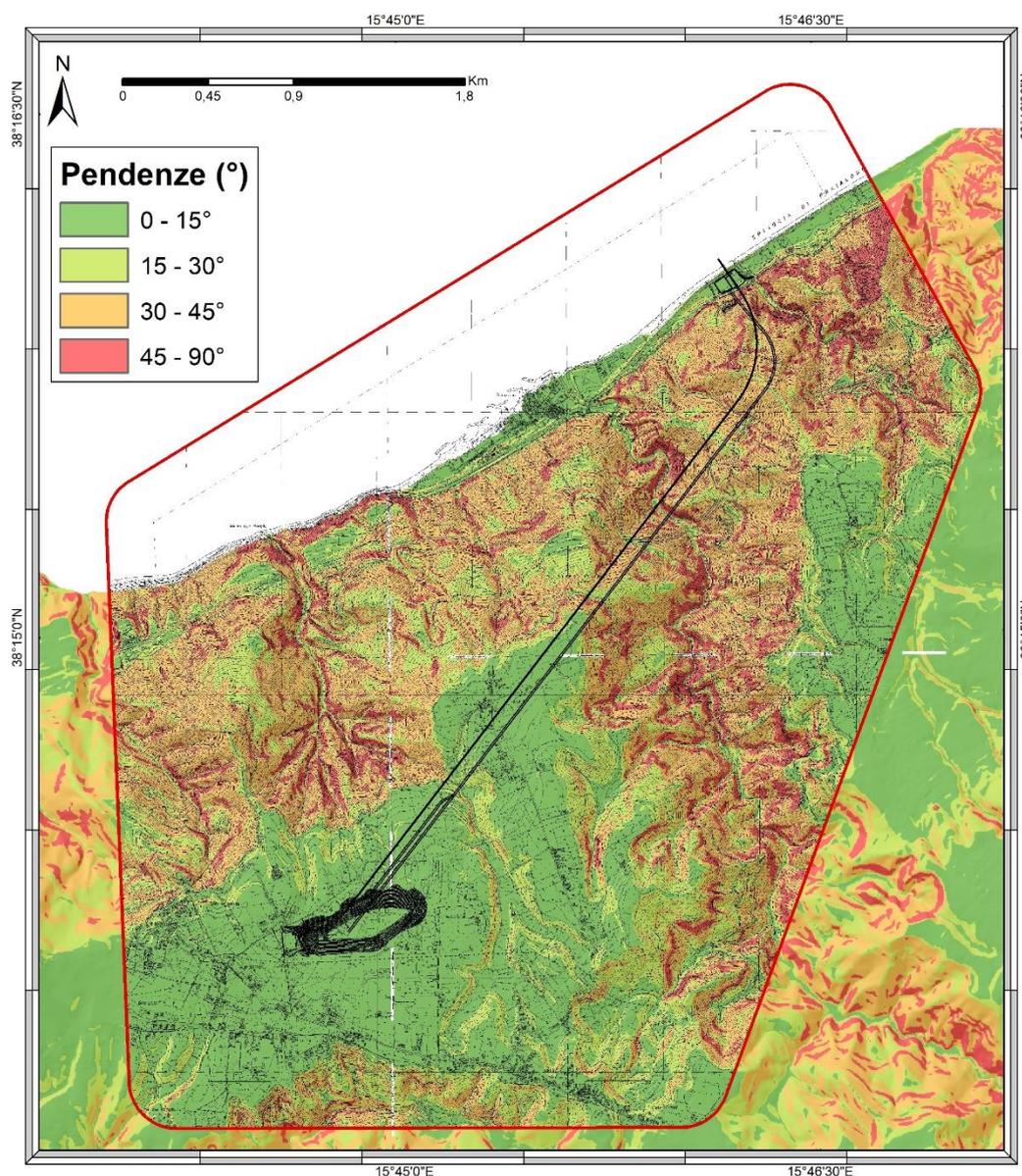


Figura 5.2. Distribuzione delle pendenze per l'area investigata

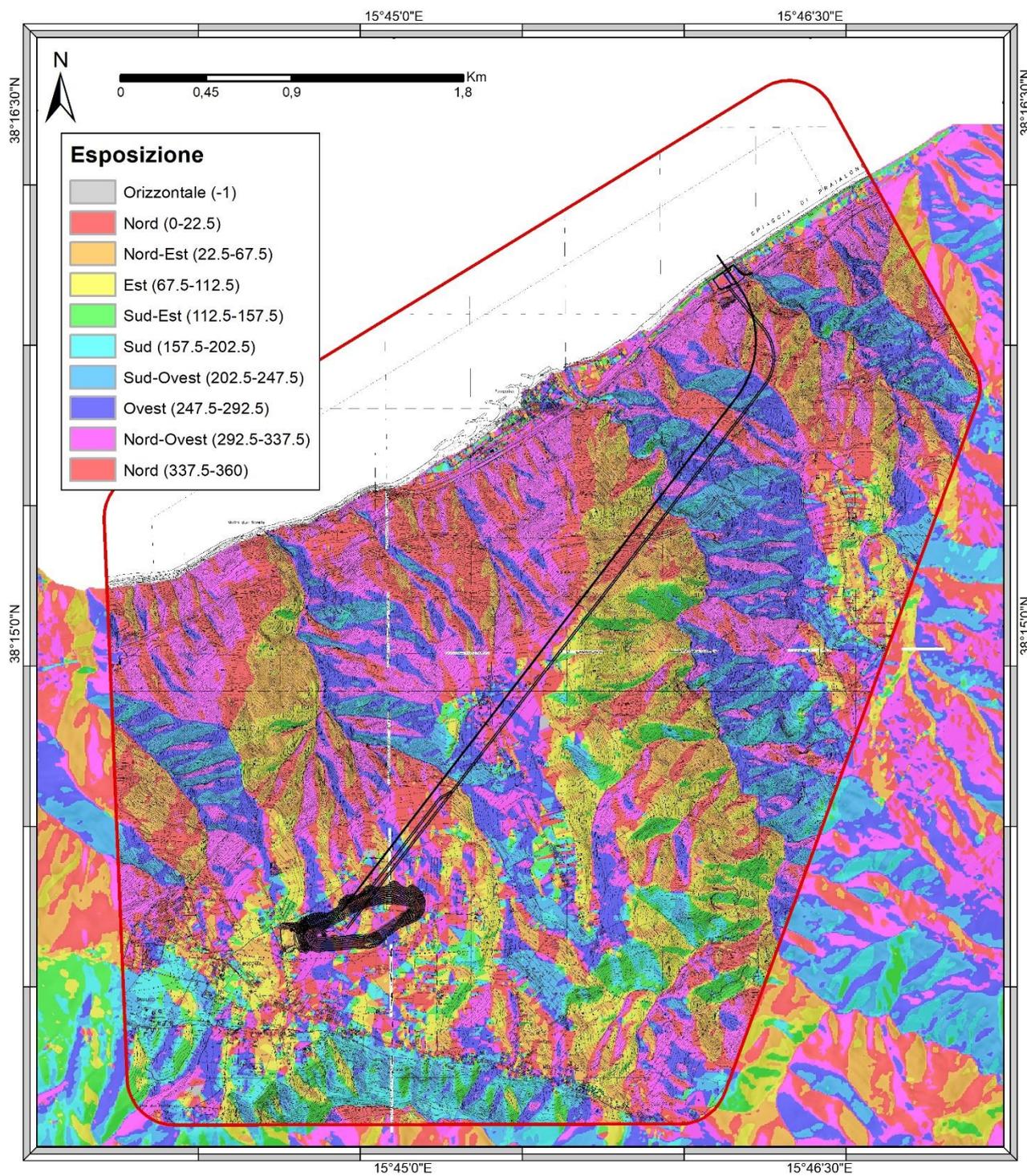


Figura 5.3. Mappa dell'esposizione dei versanti

5.2. Analisi dei terrazzi marini e tasso di sollevamento del suolo

Al fine di verificare la presenza o meno di faglie attive nel Pleistocene medio-superiore e contemporaneamente di determinare i tassi di sollevamento del suolo nello stesso periodo di tempo, è stata effettuata nell'area di intervento o in prossimità di essa una mappatura dei lembi di superfici sub-pianeggianti, interpretati (e in alcuni casi verificati sul campo) come terrazzi marini. Sebbene l'estensione dell'area sia limitata, quella qui presentata rappresenta la più dettagliata analisi condotta sinora.

I lembi di terrazzi marini rappresentano i resti di un paesaggio morfo-deposizionale un tempo continuo, che hanno subito l'incisione di flussi effimeri e riduzione delle dimensioni a causa del degrado dei pendii durante il sollevamento. La correlazione laterale di tali lembi è stata vincolata verificando l'altezza del margine interno, le dimensioni areali (distanza tra margine interno ed esterno, in maniera qualitativa), la pendenza dell'antica piattaforma di abrasione e falesia, e il grado di dissezione dei paleo-paesaggi. Una buona correlazione di singoli ordini di lembi e degli stessi lungo più transetti sul versante ha permesso di assegnare tali lembi a resti di terrazzi marini piuttosto che a blocchi ribassati lungo faglie. Come indicatore della paleo-posizione del livello marino è stato usato il solo margine interno dei lembi, data l'assenza di depositi marini associati al terrazzo (salvo in quelli superiori).

L'incertezza nel posizionamento dei margini interni dei terrazzi deriva da una combinazione di precisione nell'identificazione dell'indicatore e nella precisione della misurazione. Le mappe utilizzate per tracciare i margini interni hanno isoipse di 5 m. Pertanto, l'incertezza nella stima dell'elevazione è probabilmente entro 5 m. Per quanto concerne l'incertezza nell'identificazione, essa deriva dal degrado post-emergenza, stimabile in pochissimi metri, e dalla copertura continentale post-emergenza sul terrazzo. Lo spessore dei sedimenti alluvionali e colluviali che coprono i margini interni dei terrazzi è molto variabile e talora supera i 10 m. In questi ultimi casi, dove possibile, è stata stimata questa incertezza utilizzando tagli naturali.

Data la vigorosa dinamica esogena legata ai sollevamenti, i terrazzi sono preservati in maniera sparsa sui versanti e sono stati distrutti lungo i corsi delle fiumare. I margini interni di questi terrazzi sono stati tracciati sulle carte topografiche e sul DEM in corrispondenza di più o meno pronunciate rotture di pendenza lungo gli altrimenti ripidi versanti di questa costa, e sono stati controllati sul campo in più punti. Nella carta geomorfologica allegata a questa relazione (doc. ref. 1422-A-CN-D-02-0), i nove ordini di terrazzi sono stati raggruppati in tre classi con età crescente con l'altezza.

Sono stati distinti 9 ordini di terrazzi marini (T1-T9) posti a differente quota fino ad un'altezza di 600 m s.l.m. (Figura 5.4), e un possibile terrazzo più basso nei pressi della costa (T0). Il numero dei terrazzi da noi identificato è quindi differente da quella presente in letteratura (vedi Paragrafo 3.3), come verrà dettagliato nel presente paragrafo.

La datazione dei terrazzi marini è stata effettuata sulla base dell'assegnazione del terrazzo T3 al picco dell'ultimo interglaciale (cd. "Tirreniano"), in base alle conoscenze presenti in Calabria meridionale (Monaco et al., 2017 e bibliografia citata). I terrazzi più giovani e quelli più antichi di T3 sono stati datati in maniera relativa sulla base della corrispondenza tra altezza osservata e altezza predetta applicando vari tassi di sollevamento ai picchi interglaciali, e localmente glaciali, del livello del mare (MIS, vedi Paragrafo 3.3), denominati seguendo la nomenclatura di Railsback et al. (2015). La posizione del paleo-livello del mare per i singoli stadi isotopici è stata desunta dalla curva di Waelbroeck et al. (2002), per quelli più giovani di 400 ka anni, e di Liesicki e Raymo (2005) per quelli più antichi.

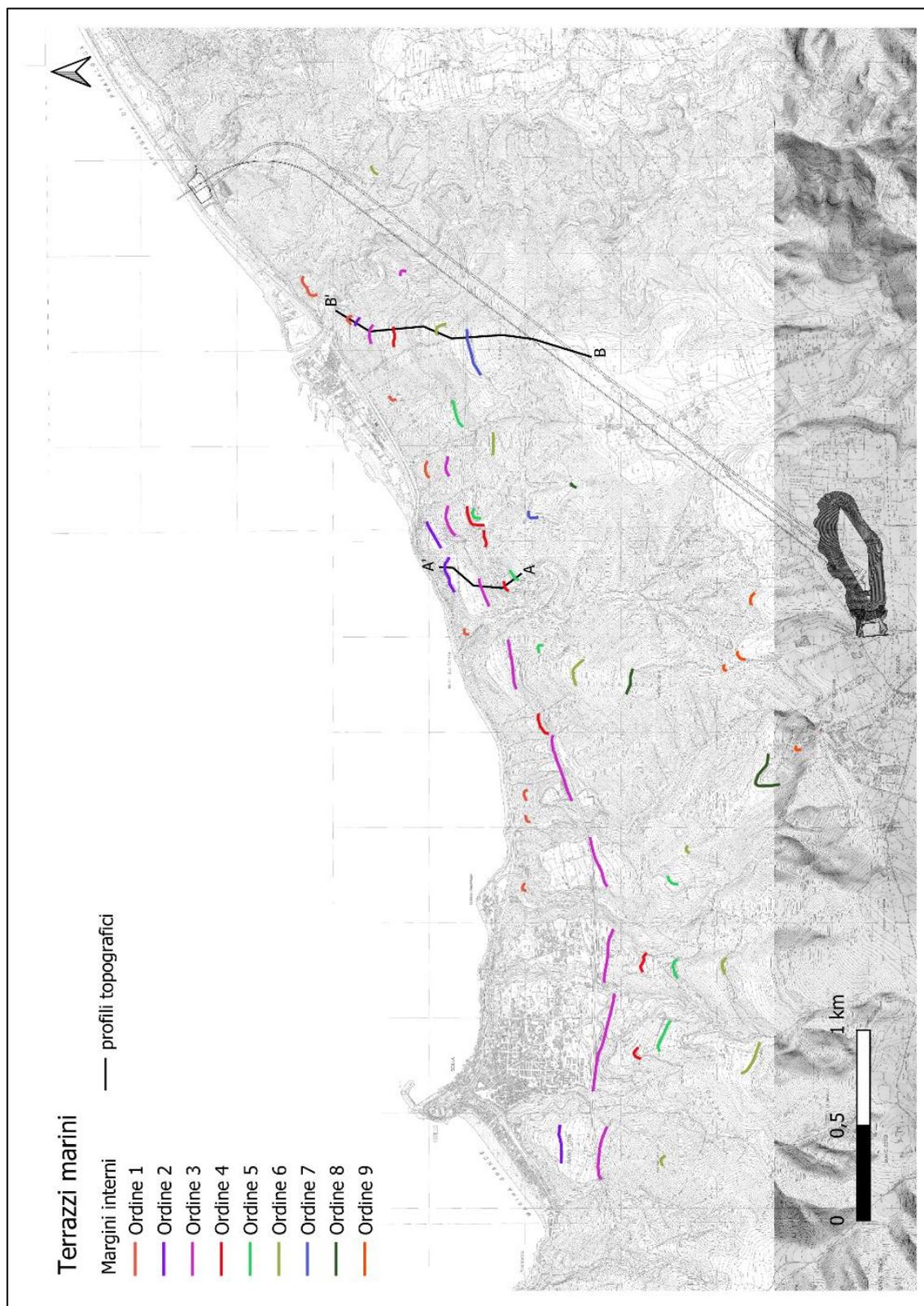


Figura 5.4. Carta dei margini interni dei terrazzi marini nell'area di progetto. L'attribuzione degli ordini di terrazzi a specifici Stadi Isotopici Marini (MIS) è indicata nel testo e in Tab. 1.

Generalmente, i depositi che formano i terrazzi sono rappresentati da coperture colluviali o eluviali spessi anche diversi metri (Figura 5.5), e solo in rarissimi casi sono stati riscontrati depositi marini. Questi terrazzi sono raccordati al versante a monte da fasce relativamente più ripide che rappresentano fasce detritiche spesse diversi metri. Si è prestata attenzione a tracciare i margini interni alla transizione tra fascia di raccordo detritica e coperture colluviali-eluviali terrazzate. La reale posizione del margine interno che meglio approssima il paleo-livello marino (elemento necessario per calcolare i tassi di sollevamento) deve essere per forza situato da pochi metri a oltre 10 m sotto il margine osservabile sul DTM, sulle carte topografiche o in sito.



Figura 5.5. depositi colluviali che poggiano sul terrazzo T3 nel Vallone Scico a est di Scilla

Il terrazzo più basso (T0) ha un margine interno ipotizzato ad una quota di circa 20 m s.l.m. alla brusca rottura di pendenza finale del versante montuoso, proprio all'inizio della fascia costiera, dove corrono il tracciato ferroviario, la SS. 18 e la viabilità secondaria. A causa della forte alterazione antropica, in mappa non è stato possibile riportare in carta questo terrazzo, anche tenendo conto dell'elevato spessore di depositi sia naturali che antropici che lo ricoprono.

I terrazzi più bassi (T1-T3) cartografati sono relativamente ben preservati, con i primi due a formare piccoli lembi (di ampiezza massima di circa 50 m) alla base di o in apparente continuità con T3. Quest'ultimo invece, forma lembi ampi anche fino a 500 m (ripiano su cui sorge l'abitato di Scilla, sebbene qui sia stato impossibile distinguere tra loro i tre ordini; Figura 5.6). Questi terrazzi corrispondono grosso modo agli ordini 10, 11 e 12 di Miyauchi et al. (1994) rappresentati nella Figura 3.8.



Figura 5.6. Il ripiano di Scilla, formato dai terrazzi T1, T2 e T3.

I terrazzi di ordine da T4 a T8 sono rappresentati da lembi discontinui e di ampiezza molto limitata lungo il versante. Questi terrazzi corrispondono agli ordini 9, 8, 7, 6, 5 di Miyauchi et al. (1994) rappresentati nella Figura 3.8, sebbene le quote dei margini interni non siano sempre coincidenti.

L'ultimo ordine cartografato (T9) è rappresentato da esigui lembi alla base dell'esteso terrazzo dei piani di Melia, il margine interno del quale però non è presente nell'area studiata. Si ritiene che i lembi di T9 costituiscano la base del grande terrazzo di Melia. T9 corrisponde al terrazzo di ordine 4 di Miyauchi et al. (1994) rappresentato nella Figura 3.8. Sul campo si è osservato che T9 è sormontato da almeno 20-30 m di sabbie a laminazione incrociata, variabili da bene a moderatamente classate, con strutture ondulate tipo *megaripples*, indicative di un ambiente di spiaggia (Fig. 5.7). Le sabbie sono sormontate da depositi regressivi di ambiente fluvio-eluviale o transizionale, rappresentati da conglomerati canalizzati e localmente sabbie arcose con spessore variabile da pochi a qualche decina di metri.

Sulla carta geologica ufficiale (Carta Geologica della Calabria, Foglio 254 I SO, Calanna), questi depositi sono attribuiti al Pliocene medio-superiore. Dato che le sabbie formano il deposito terrazzato, riteniamo che esse abbiano un'età più giovane, specificamente del Pleistocene medio sulla base dell'attribuzione cronologica del terrazzo T9 (come discusso in un seguente paragrafo). Esse sono probabilmente correlabili alle sabbie di spiaggia che colmano il bacino di Gioia Tauro attribuite da Jacques et al. (2001) al Pleistocene medio alto (200 ka) e il Pleistocene superiore (100 ka).



Figura 5.7. Sabbie marine a laminazione incrociata del terrazzo T9 (Piani di Melia).

Al fine di datare in maniera relativa i terrazzi e calcolare il tasso di sollevamento del suolo, è stata usata la posizione di un terrazzo cronologicamente vincolato per associare l'elevazione osservata dei terrazzi non datati a quella prevista per le linee di riva corrispondenti a picchi di stazionamento alto livello della curva delle variazioni del livello marino (Figura 5.8 e Tabella 1).

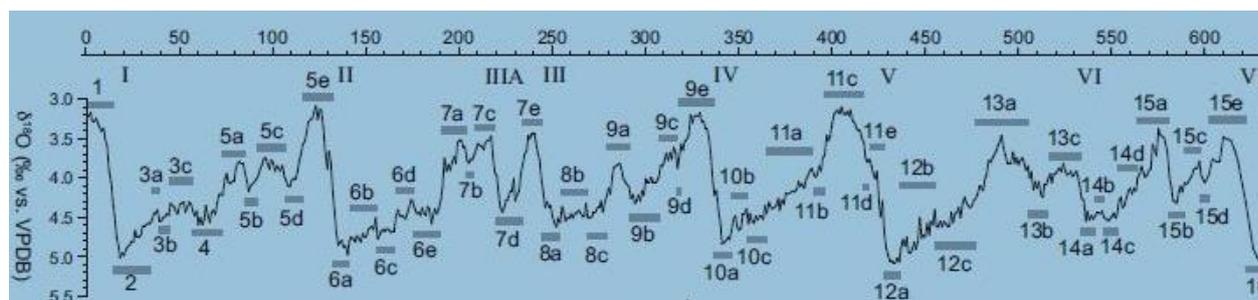


Figura 5.8. Curva delle variazioni globali del livello del mare negli ultimi 600 ka (Raisabck et al., 2015). In ascissa le età (in migliaia di anni), in ordinata le variazioni isotopiche dell'ossigeno. I numeri romani indicano i principali cicli di oscillazione, i numeri arabi con lettere indicano gli stadi (numero) ed interstadi (lettere).

Il terrazzo usato per vincolare l'intera successione di terrazzi è T3 (altezza media 155 m) che, sulla base delle sue dimensioni, e della correlazione con aree adiacenti, è stato attribuito (Miyachi et al., 1994; Ferranti et al., 2008) al MIS 5.5 (Tirreniano, 125 ka).

Sulla scorta di questa attribuzione, il terrazzo costiero T0 (altezza media 23 m) viene attribuito al MIS 3.3. Questa interpretazione è suffragata dalla presenza a ovest di Scilla, del terrazzo vincolato cronologicamente al MIS 3.1 (Antonioli et al., 2021) a una quota leggermente più alta (circa 30 m), mentre il MIS 3.3 è riscontrato a 45 m (Monaco et al., 2017).

I terrazzi T2 e T3, presenti in piccoli lembi, sono attribuiti ai due sub-stadi minori (MIS 5.1 e 5.3) dell'ultimo interglaciale. A loro volta, T4 e T5 sono assegnati al MIS 7; in particolare T5, che è più sviluppato, si correla bene al picco principale (MIS 7c) dell'ultimo interglaciale, che probabilmente rioccupa il precedente substadio 7e.

I piccoli lembi del T6 sono attribuiti ai due substadi 9a-9c, mentre il più sviluppato T7 si correla al picco principale MIS 9e. Il terrazzo T8, ben sviluppato, viene assegnato al MIS 11 che non presenta picchi minori (Figura 5.8). Infine, il grande terrazzo di Melia viene assegnato al MIS 13. Stante l'ampio sviluppo del terrazzo, che preserva un notevole spessore di depositi marini, è verosimile che questo rioccupi la posizione non solo del precedente MIS 15 (Figura 5.8), ma anche quella dei cicli precedenti caratterizzati da una più limitata oscillazione eustatica (Railsabck et al., 2015). In ogni caso, un'età di c. 500-600 ka da noi assegnata con questa ricostruzione alle sabbie di Vinco (SPI), o almeno a parte di esse, supporta l'attribuzione delle sabbie superiori del bacino di Gioia Tauro al Pleistocene medio e non al Pliocene medio-superiore come discusso in precedenza. La nostra età desunta è invece in contrasto con Miyauchi et al. (1994), che attribuiscono il terrazzo di Melia a ca. 950 ka (Siciliano, Pleistocene inferiore).

Nella ricostruzione effettuata, la notevole somiglianza dei tassi di sollevamento calcolati per i singoli terrazzi converge verso un tasso di sollevamento medio di 1.2 mm/a nel Pleistocene medio-superiore (colonna gialla in Tabella 1). Questa stima rettifica quella basata sull'assegnazione del terrazzo di Melia al Siciliano da parte di Miyauchi et al. (1994), che implicherebbe un minore tasso di sollevamento del suolo (0.5-0.6 mm/a) nell'ultimo milione di anni.

In aggiunta, la presenza di tutti i picchi di stazionamento alto della curva eustatica suggerisce che sull'intero versante dalla costa fino ai piani di Melia non sono presenti faglie con rigetti significativi, in ogni caso non superiori a un ordine di grandezza della decina di metri che rappresenta l'incertezza complessiva (errore di posizionamento, incertezza paleobatimetrica, incertezza nella curva eustatica) del nostro schema.

Global			Terraces Scilla-Favazzina							
			Order	Elevation (m)	Uplift rate=1,2		Uplift rate=1,25		Elevation range (m)	Development
MIS	Age (ka)	eustatic depth (m)			Cumulated uplift (m)	Predicted Elevation (m)	Cumulated uplift (m)	Predicted Elevation (m)		
3.3	61	-48	T0	23	73	25	76	28	20-25	
5a	82	-19	T1	80	98	79	103	84	65-80	
5c	103	-21	T2	100	124	103	129	108	95-105	
5e	124	6	T3	155	149	155	155	161	145-160	MAIN
7a	197	-10	T4	220	236	226	246	236	205-225	
7c	215	-4	T5	255	258	254	269	265	250-255	MAIN
9a-9c	287	-16	T6	345	344	328	359	343	340-355	
9e	331	5	T7	395	397	402	414	419	385-395	MAIN
11c	406	6	T8	485	487	493	508	514	470-490	MAIN
13a	486	-20	T9	590	583	563	608	588	575-600	MAIN

Tabella 1. Cronologia dei terrazzi marini basata sulla correlazione con gli stadi isotopici marini e stima del tasso di sollevamento medio. Età e profondità degli stazionamenti alti del livello globale del mare da Waelbroeck et al. (2002) (MIS 3.3-11) e Liesicki and Raymo (2005) (T9). In giallo la migliore correlazione tra elevazione osservata e predetta, che suggerisce un sollevamento di c. 1.2 mm/a. In arancione sono segnalati i terrazzi più sviluppati e gli stadi isotopici più importanti.

6. Faglie attive e fagliazione superficiale nell'area di intervento

6.1. Principali faglie attive

L'analisi della letteratura a disposizione ha messo in risalto la presenza di tre principali faglie normali attive nel settore della Calabria meridionale in esame: il sistema di faglie Scilla-Palmi (così noto in letteratura, il quale corrisponde al sistema Cannitello-Gioia Tauro nel database ITHACA), la faglia di Sant'Eufemia e la faglia di Cittanova (Figura 6.1). Come riportato nel paragrafo 3.4, queste tre faglie sono ritenute essere responsabili di terremoti recenti e olocenici (ovvero durante gli ultimi 11 ka), e ad esse è riconosciuta la capacità di produrre deformazione permanente del terreno durante terremoti.

Nello specifico, il sistema di Scilla-Palmi si compone di numerosi segmenti di faglia localizzati sia a terra che a mare. Lavori pregressi hanno evidenziato sollevamenti di terrazzi marini e morfologie riconducibili a scarpate di faglia sottomarine, tutti elementi che suggeriscono una attività recente del sistema di faglie ed una capacità di queste di causare deformazione permanente della superficie durante terremoti (Ferranti et al., 2008; 2017).

La faglia di Sant'Eufemia viene riportata in letteratura come una struttura lineare ben localizzata sul terreno nel letto del sistema Scilla-Palmi. Al momento non sono disponibili studi specifici aventi in oggetto una caratterizzazione parametrica della faglia di Sant'Eufemia, e per questa ragione non si hanno informazioni di dettaglio sia della geometria della faglia che della sua attività recente.

Anche la faglia di Cittanova viene riportata in letteratura come una struttura lineare ben localizzata sul terreno, sebbene diversi lavori suggeriscano differenti geometrie di faglia (si vedano ad esempio le differenti lunghezze di faglia proposte da Jacques et al., (2001) e Galli e Peronace (2015)). Studi paleosismologici hanno dimostrato l'attività recente e la capacità di deformare permanentemente la superficie della faglia di Cittanova (Galli e Bosi, 2002; Galli e Peronace, 2015).



Figura 6.1 Principali faglie attive interessanti l'area di studio. In giallo è riportato l'impianto oggetto di studio.

Le faglie più prossime all'impianto oggetto di studio sono la faglia di Sant'Eufemia e il sistema di Scilla-Palmi, entrambe a circa 2 km di distanza dall'impianto stesso (Figura 6.2). Queste faglie sembrano non intercettare le opere, sebbene la zona di imbocco della galleria di accesso alla centrale e dell'opera di presa a mare sia potenzialmente interessata dalla presenza del segmento di Favazzina, appartenente al sistema di Scilla-Palmi. Il segmento di Favazzina è situato in continuità laterale con il segmento di Scilla, al quale sono attribuiti eventi sismici che deformano terrazzi marini, e nel letto del segmento di Scilla offshore, al quale sulla base di profili sismici e dati *Side Scan Sonar* (SSS) è associata la dislocazione del fondale marino (vedi Figura 3.16; Ferranti et al., 2008).

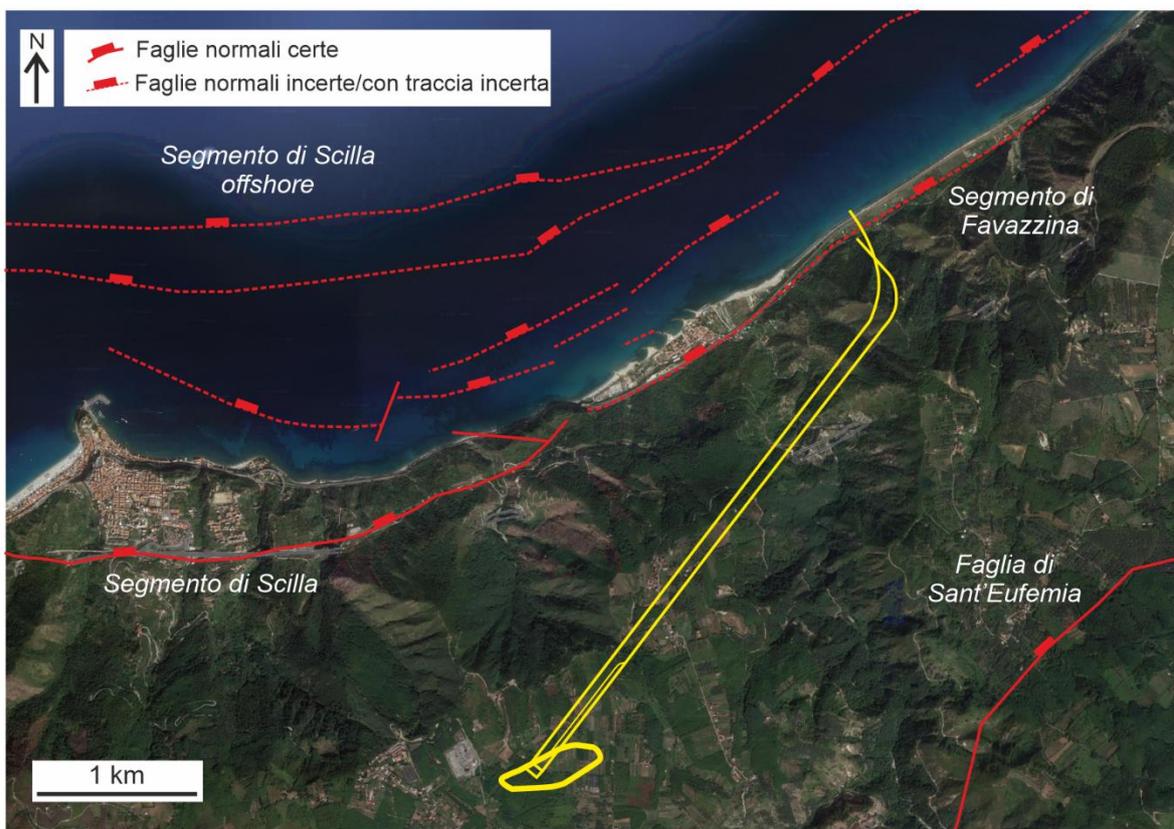


Figura 6.2. Principali faglie attive interessanti l'area di studio. In giallo è riportato l'impianto oggetto di studio.

La traccia superficiale del segmento di Favazzina è di incerta localizzazione. In alcuni lavori a disposizione questo viene segnalato lungo la costa tra le località di Scilla e Bagnara (e.g. Jacques et al., 2001), mentre in altri lavori la sua traccia da terra si trasferisce in mare nei pressi dell'abitato di Favazzina (e.g. Ferranti et al., 2008).

L'analisi di modelli digitali del terreno e i sopralluoghi di terreno hanno messo in risalto come la traccia del segmento di Favazzina possa correre alla base del versante che sormonta la costa di Favazzina (Figure 6.2 e 6.3). A supporto di questa interpretazione, la Figura 6.3 mostra come il versante che borda la costa sia caratterizzato dalla presenza di diverse faccette triangolari (si rimanda al paragrafo 3.4 per una descrizione di queste morfologie). Tuttavia, la sola presenza di faccette triangolari non è elemento vincolante per stabilire la presenza di una faglia, in quanto queste morfologie possono formarsi anche in altri contesti geologici che causano il sollevamento di porzioni crostali, oppure per erosione causata da oscillazioni del livello marino.

Data la sua continuità laterale con il segmento di Scilla, anche il segmento di Favazzina può avere capacità di causare deformazione permanente della superficie durante le dislocazioni. Qualora la traccia del segmento di Favazzina sia effettivamente localizzata alla base del versante, questa faglia

andrebbe ad interferire con la zona di imbocco della galleria di accesso alla centrale e dell'opera di presa a mare dell'impianto.

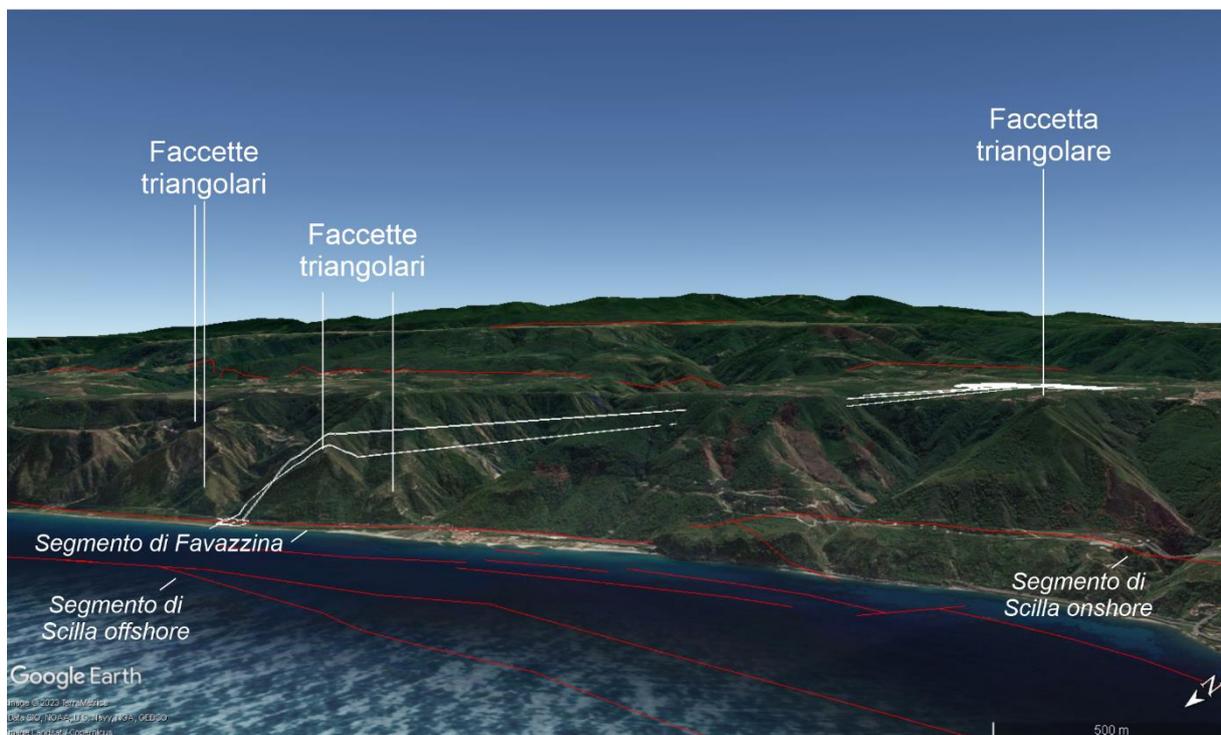


Figura 6.3. Faccette triangolari lungo la linea di costa di Favazzina. Sono riportate le tracce dei segmenti di faglia principali (in rosso), in bianco la proiezione superficiale dell'impianto.

6.2. Analisi preliminare della fagliazione distribuita associata alle faglie principali

Osservazioni empiriche di rotture superficiali del terreno associate a terremoti su faglie normali hanno mostrato come queste non si localizzino solamente lungo la traccia principale della faglia, ma possano formarsi anche ad una certa distanza dalla stessa (e.g. SURE database, Nurminen et al., 2022; Figura 6.4). Questo fenomeno, chiamato fagliazione distribuita, acquisisce notevole importanza nelle valutazioni della pericolosità da fagliazione superficiale, poiché impone il dover tenere conto anche di rotture del terreno che si formano a distanze di centinaia/migliaia di metri dalla traccia della faglia stessa.

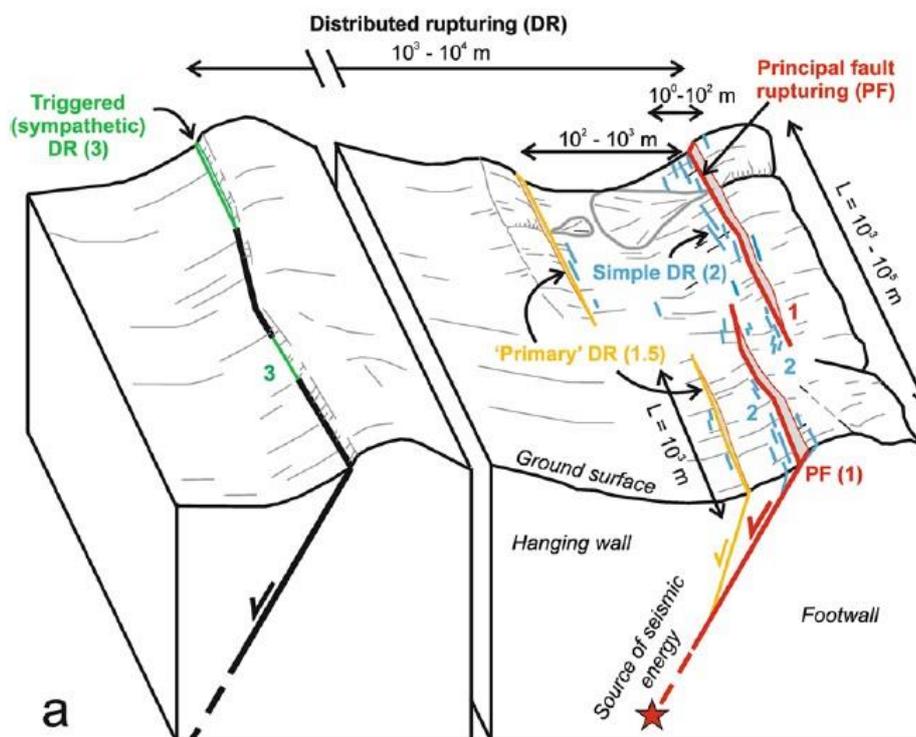


Figura 6.4. Illustrazione schematica della fagliazione distribuita associata a faglie normali. Da Nurminen et al. (2022).

La Figura 6.4 mostra come durante una dislocazione cosismica su faglia normale si generino rotture del terreno distribuite in associazione alla rottura principale. Non meno importante, è stato osservato che durante terremoti con elevato rilascio energetico alcune faglie poste a chilometri di distanza dalla sorgente del terremoto possano muoversi e produrre rotture superficiali anche in assenza di rilascio sismico lungo la faglia stessa. Questi fenomeni sono chiamati rotture simpatetiche (in verde in Figura 6.4).

La raccolta di dati empirici sui fenomeni di fagliazione superficiale distribuita (Ferrario e Livio, 2021) mostra come le rotture superficiali si possono produrre sia nel letto che nel tetto della faglia sorgente, fino a raggiungere distanze di alcuni chilometri dalla stessa.

È importante quindi considerare con attenzione la distanza del sito dell'impianto dalle principali faglie attive presenti nell'area, al fine di stimare se tale sito possa essere soggetto a fenomeni di fagliazione superficiale distribuita (Figura 6.5). Al tempo stesso, qualora la presenza del segmento di Favazzina fosse confermata, è necessario considerare la sua distanza dalle altre principali faglie attive della regione, in modo da poter valutare la sua capacità di rompere la superficie in maniera simpatetica durante grandi sismi.

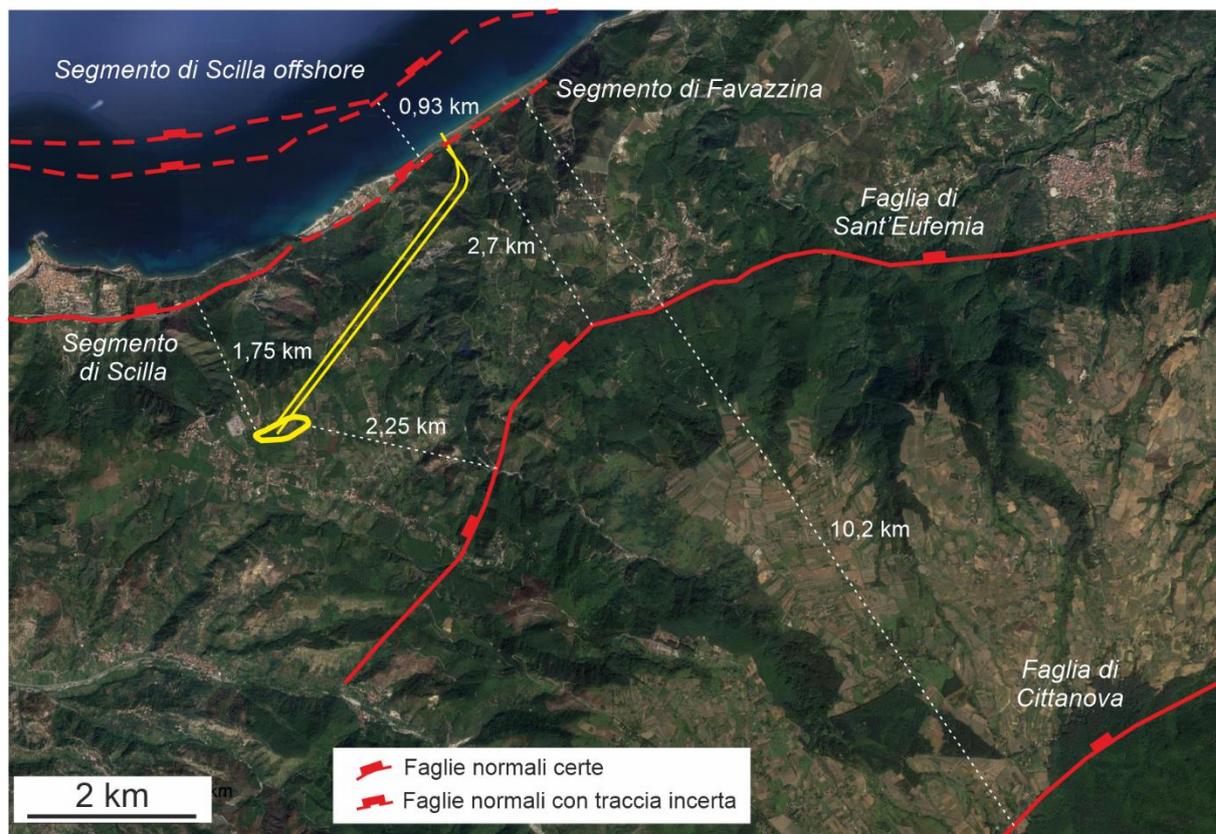


Figura 6.5. Distanza tra faglie principali attive e i siti dell'invaso di monte e di Favazzina.

Prendendo ad esempio l'invaso di monte, questi è situato ad 1.75 km nel letto del segmento di Scilla ed a 2.25 km nel tetto della faglia di Sant'Eufemia. Queste distanze non permettono di escludere a priori fenomeni di fagliazione distribuita. Allo stesso modo, la presunta traccia del segmento di Favazzina è posta a 0.93 km nel letto del segmento di Scilla offshore, a 2.7 km nel tetto della faglia di Sant'Eufemia, e a 10.2 km nel tetto della faglia di Citanova. Comparando queste distanze con i dati elaborati da Ferrario e Livio (2021), non è da escludere che il segmento di Favazzina, *qualora venga confermata la sua traccia*, si possa rompere in maniera simpatetica durante grandi terremoti generati sulla faglia di S. Eufemia o di Citanova.

7. Cenni sui dissesti e sul quadro idrografico e idrogeologico

7.1. Dissesti

Tra i fattori predisponenti l'insacco e l'evoluzione di fenomeni franosi sui versanti dell'area investigata, l'intenso grado di deformazione e alterazione che caratterizza le successioni litoidi affioranti è senza dubbio quello più significativo.

In accordo al censimento dati PAI (Piano per l'Assetto idrogeologico della Regione Calabria) e IFFI (Inventario dei fenomeni franosi in Italia - Ispra), l'area è interessata da movimenti di versante di diversa tipologia (doc. ref. 1422-A-CN-D-03-0). I dissesti censiti, opportunamente riverificati tramite immagini telerilevate (DTM-Regione Calabria, Google Earth) per gli scopi del presente studio, insistono per lo più nei versanti costituenti le sponde dei principali sistemi fluviali e torrentizi distribuendosi nei settori a più elevata acclività dove esibiscono dimensioni areali anche significative (Figura 7.1).

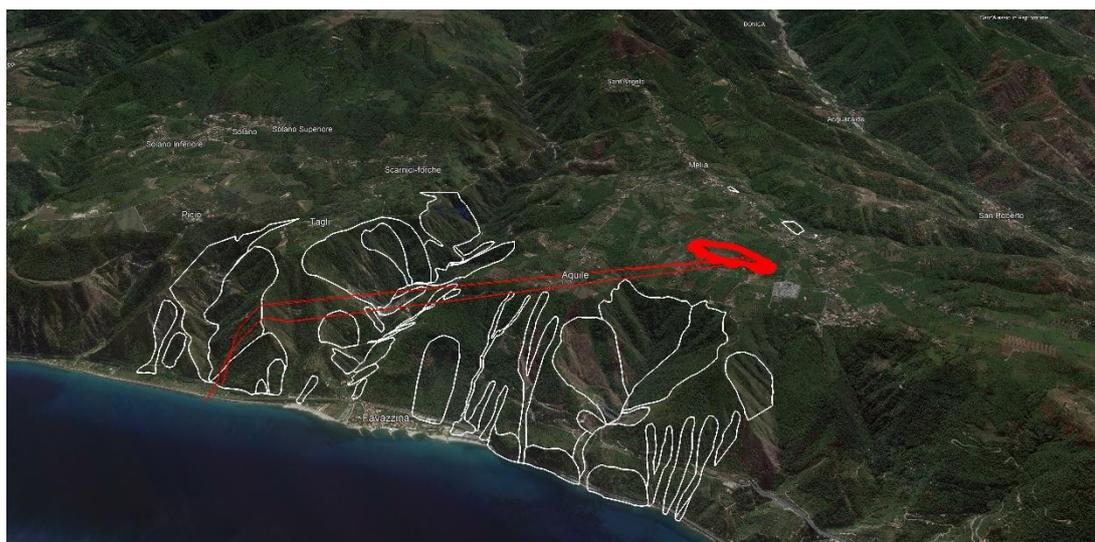


Figura 7.1. Principali dissesti censiti nell'area investigata (Dati PAI-IFFI)

Tra i dissesti, prevalgono in numero le frane classificate come a movimento complesso (n. 24, vedi doc. ref. 1422-A-CN-D-03-0), cui seguono quelle per scivolamento rotazionale/traslato (n. 14) ed in subordine frane superficiali diffuse (n.4) e quelle per crollo/ribaltamento (n. 3). Colamenti rapidi (n. 2), sono invece segnalati a NE di Serra Indice. Di seguito verranno descritti i dissesti più significativi per estensione areale e che potrebbero interferire con le opere in progetto.

Le frane a movimento complesso appaiono tra le più estese in senso areale e coinvolgono principalmente le successioni metamorfiche alterate costituenti i fianchi dei principali corsi d'acqua. Nel settore occidentale, il fianco in destra idraulica del bacino idrografico che sottende il Vallone Scio è interessato da un movimento franoso di tipo complesso che, limitatamente all'area investigata, risulta esteso per 0.12 km². Tuttavia, l'analisi tramite immagini telerilevate non mostra

evidenze tipiche di fenomeni gravitativi in atto ed il versante appare stabilizzato in maniera naturale (Figura 7.2a). Un ulteriore movimento franoso di tipo complesso, a circa 500 m dalla traccia in superficie della galleria idraulica, esteso per circa 0.25 km², interessa gran parte della sponda in destra idraulica del Vallone Condoleo (Contrada Fronte). All'analisi da DTM, il corpo franoso presenta tipiche morfologie da dissesto gravitativo quali contropendenze e scarpate sub-circolari riconducibili a nicchie di distacco interne (Figura 7.2b). Movimenti di versante sempre di tipo complesso sono segnalati lungo la sponda in destra idraulica della Fiumara di Favazzina tra le Contrade Checchio a Sud e Bagasciola a Nord. Il dissesto coinvolge un'area complessiva di 0.7 km² ed è caratterizzato, al suo interno, da deboli contropendenze ed indizi di evoluzione recente quali scarpate in erosione, disorganizzazione del reticolo idrografico e zone a ruscellamento concentrato (Figura 7.2c).

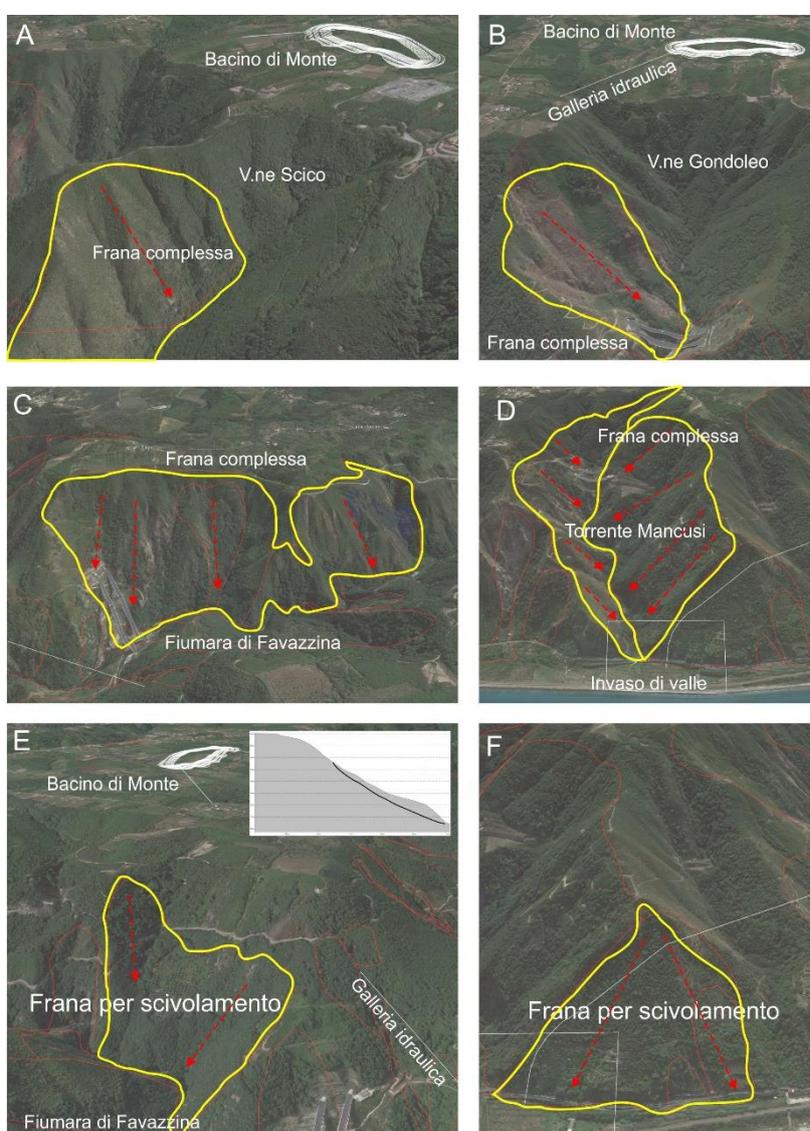


Figura 7.2. Principali movimenti franosi che interessano l'area investigata e loro tipo di movimento.

Dissesti della stessa tipologia sono riconosciuti coinvolgere entrambe le sponde idrauliche del Torrente Mancusi nel settore nord-orientale dell'area investigata (Costa Mancusi). Il dissesto coinvolge un'area complessiva di 0,8 km² e mostra a luoghi settori morfologicamente denudati e scarpate secondarie interne al corpo (Figura 7.2d). I movimenti franosi si estendono verso la linea di costa. Frane di tipo complesso di estensione areale più modesta sono segnalate lungo tutto il settore investigato ed in particolare lungo il versante che degrada verso mare (doc. ref. 1422-A-CN-D-03-0).

Per quel che concerne le frane per scivolamento rotazionale/traslato, il database IFFI segnala per l'area 14 dissesti riferibili a tale tipologia di movimento. I dissesti si sviluppano a più altezze topografiche e principalmente lungo il versante in sinistra idraulica della Fiumara di Favazzina dove interessano i versanti costituiti dagli gneiss occhiadini. Ad Est di Serro Indice, una frana estesa circa 0,2 km² interessa un versante inclinato di 30° verso Est (Figura 7.2e). L'esecuzione di profili topografici trasversali al dissesto mostra chiaramente la tipologia di movimento con tipica forma concava verso monte ed una zona di accumulo verso valle (Figura 7.2e). Rispetto a quanto riportato da IFFI, il rilievo di terreno lungo la presunta zona di distacco non ha però evidenziato forme riconducibili a dissesti gravitativi per cui il corpo stesso è stato cartografato con maggiore precisione ponendo la zona di distacco più a valle.

Frane della stessa tipologia, ma di estensione areale inferiore, coinvolgono anche il versante che degrada verso mare in Località Cinquina and ovest di Favazzina ed in località Spiaggia di Praialonga. In quest'ultimo sito, il fenomeno franoso coinvolge un versante inclinato di 35° verso Nord costituito da unità cristalline differenti (Gneiss occhiadini e Scisti Biotitici) che borda ad est la zona di imbocco della galleria di accesso alla centrale e dell'opera di presa a mare (Figura 7.2f), senza comunque creare interferenze. Infine, frane per crollo/ ribaltamento (n. 3) sono evidenti lungo la falesia rocciosa ad Ovest di Favazzina (doc. ref. 1422-A-CN-D-03-0).

Frane classificate come superficiali diffuse interessano la parte a monte del bacino idrografico del Vallone Condoleo interessando un'area complessiva di circa 0,6 km². Dissesti della stessa tipologia ma di minore estensione areale sono segnalati in corrispondenza di Fosso Fava Greca II ed in destra idraulica nella parte terminale del Vallone Gondoleo (doc. ref. 1422-A-CN-D-03-0).

In sintesi, l'analisi di immagini telerilevate (Google Earth) e del modello altimetrico digitale disponibile (DTM-Regione Calabria) ed il confronto con i dissesti mappati in IFFI e PAI confermano l'occorrenza di tali dissesti ed evidenziano come gran parte delle frane siano tuttora in evoluzione, ma che tuttavia non sembrano interferire con le opere di progetto.

In accordo ad IFFI e PAI, *nell'area investigata non sono conosciute deformazioni gravitative profonde di versante (D.G.P.V.) tali da poter interferire con le opere sotterranee in progetto.* Si

specificata ad ogni modo che nelle schede frana di IFFI alcune zone di dissesto di tipo complesso/scivolamento rotazionale/traslato estese sono descritte come Zona franosa Profonda (ZFP). Infine, è stato verificato che nell'area di indagine non sono presenti fenomeni di DGPV anche nella Carta delle Grandi Frane e delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante della Calabria (Sorriso-Valvo e Tansi, 1996).

7.2. Assetto idrografico

Nonostante le analogie litologiche, pluviometriche e plano-altimetriche che accomunano i sistemi di drenaggio presenti nell'area in un'unica fascia fisiografica, l'assetto idrografico è caratterizzato da *pattern* del tutto differenti probabilmente in relazione al diverso grado di erodibilità/permeabilità del substrato sul quale i sistemi stessi si sono impostati (Figura 7.3). Con esclusione della Fiumara di Favazzina, i corsi d'acqua esibiscono bacini idrografici sottesi di modesta estensione. Il bacino che sottende il Vallone Scico, nel settore occidentale dell'area investigata, esibisce un *pattern* idrografico sub-dendritico con asta principale rettilinea e con affluenti solo sul fianco in destra idrografica. Il Vallone Condoleo, immediatamente ad Est del Vallone Scico, è invece caratterizzato, nella parte a monte, da *pattern* delle aste idrografiche di tipo dendritico e ben gerarchizzato fino al IV ordine.

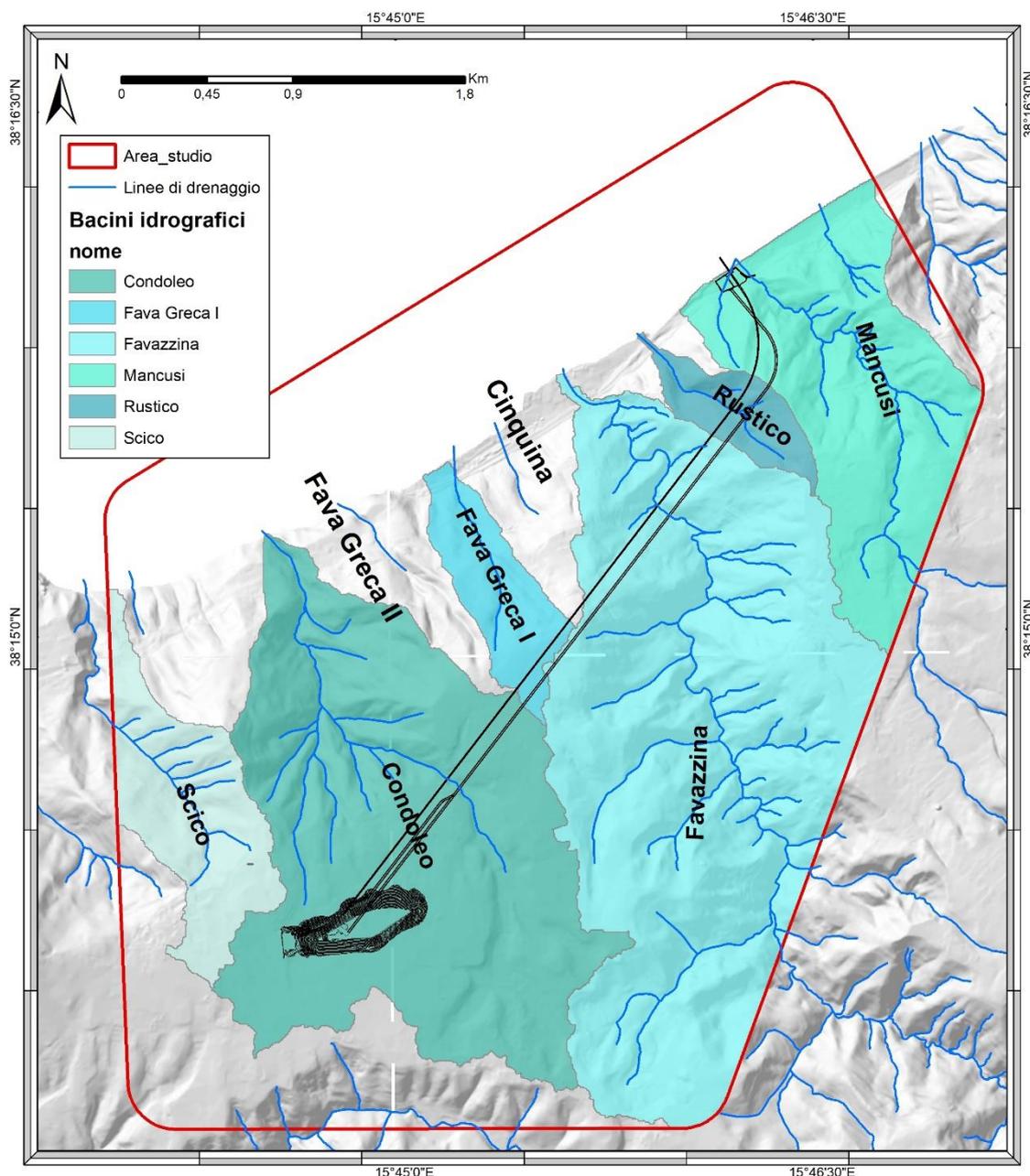


Figura. 7.3. Pattern di drenaggio dei principali corsi d'acqua presenti nell'area e bacini idrografici sottesi

Pattern di tipo lineare o debolmente convergenti caratterizzano invece alcune incisioni vallive tra le località Favagrega e Cinquina sul versante che degrada verso la costa nel settore settentrionale dell'area studiata. Nella parte orientale dell'area studiata, la Fiumara di Favazzina, il cui bacino si estende nell'entroterra aspromontano oltre i 1200 metri di altitudine, si sviluppa con un *pattern* idrografico ramificato con tratto terminale tipicamente meandriforme e foce nettamente a delta. Lo stesso pattern caratterizza il bacino idrografico del torrente Mancusi al margine nord-orientale dell'area investigata.

7.3. Idrogeologia

Di seguito si forniscono alcune informazioni di tipo qualitativo sul grado di permeabilità delle successioni sedimentarie e metamorfiche affioranti nel settore investigato e sulla giacenza della superficie di falda per come dedotta da studi storici condotti nell'area. In generale, la permeabilità dei terreni presenti nell'area in esame varia in relazione alle caratteristiche tessiturali e al grado di fratturazione delle rocce per cui si ha permeabilità primaria (per porosità) nei terreni sedimentari granulari e secondaria (per fessurazione) nelle metamorfiti.

In accordo con le indicazioni riportate nella legenda della Carta geologica della Calabria in scala 1:25.000, la permeabilità delle formazioni affioranti può essere distinta come segue (Figura 7.4):

- depositi ghiaioso-sabbiosi della fascia costiera attuale: permeabilità alta per porosità primaria;
- depositi sabbiosi-ghiaiosi che formano i terrazzi marini pleistocenici: permeabilità generalmente medio-alta per porosità primaria;
- depositi calcarenitico-sabbiosi: permeabilità generalmente media per porosità primaria;
- metamorfiti del substrato: permeabilità bassa per fessurazione, che, come confermato dalle nostre osservazioni, può divenire elevata soprattutto nelle zone più intensamente fratturate.

In funzione dell'assetto stratigrafico e delle caratteristiche strutturali dell'area, si possono quindi individuare due tipologie di acquiferi principali:

1. Acquiferi con falda libera (falda freatica), senza alcuna protezione superficiale, costituiti dai depositi marini e continentali dei terrazzi pleistocenici; tali acquiferi hanno nell'area uno scarso interesse idrogeologico sia per la limitata estensione delle aree di alimentazione, sia per il carattere stagionale dei deflussi.

2. Acquiferi in falda libera o anche in partimenti confinati, contenuti nel substrato roccioso; quelli posizionati entro i primi 50 m hanno un carattere locale e sono molto discontinui, mentre quelli che si sviluppano lungo le fasce tettonizzate possono fornire discreti apporti ma destinati rapidamente ad esaurirsi in caso di improvvise depressioni.

3.

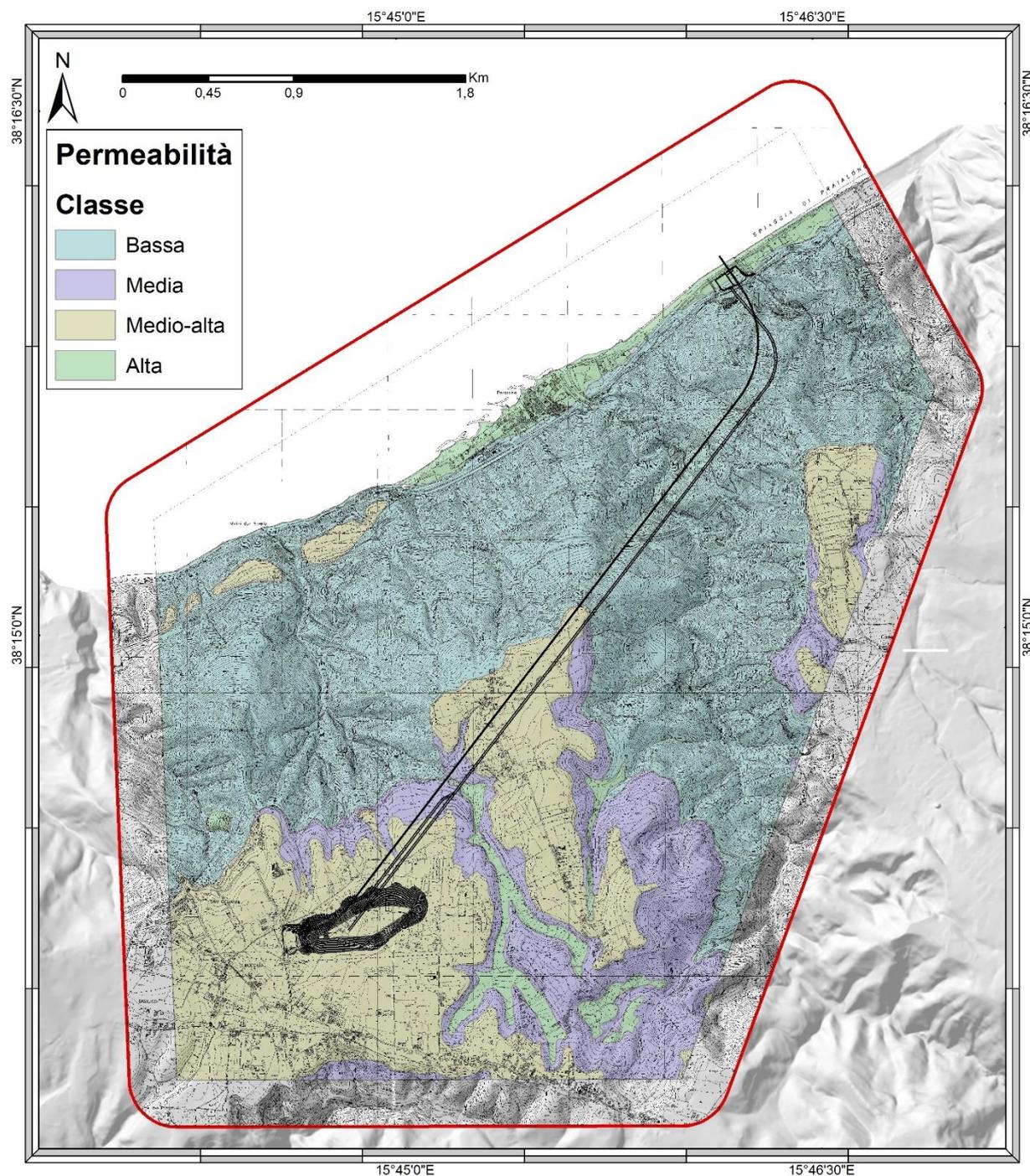


Figura. 7.4. Classi di permeabilità (come riportate nella legenda della Carta geologica della Calabria in scala 1:25.000) dei terreni affioranti nell'area investigata.

In accordo al Piano di Gestione delle Acque del distretto Idrografico dell'Appennino Meridionale, (III Ciclo 2021-2027, <https://www.distrettoappenninomeridionale.it>), nell'area

investigata è segnalato un CISS (corpi idrico sotterraneo significativo) denominato P-REC Piana di Reggio Calabria (acquiferi tipo D: Depositi di Piane alluvionali e Fluvio-Lacustri) soggetto a monitoraggio (Fig. 7.5). Tuttavia, la perimetrazione del corpo sotterraneo alluvionale, per come riportata nel PGA (Fig. 7.5), includerebbe tutta l'area investigata ivi compresi i terreni del complesso metamorfico. Nell'area investigata invece, i depositi di piane alluvionali mappati lungo la fascia costiera hanno estensione limitata e spessori modesti per cui si ritiene improbabile l'occorrenza di un corpo idrico significativo all'interno di essi.

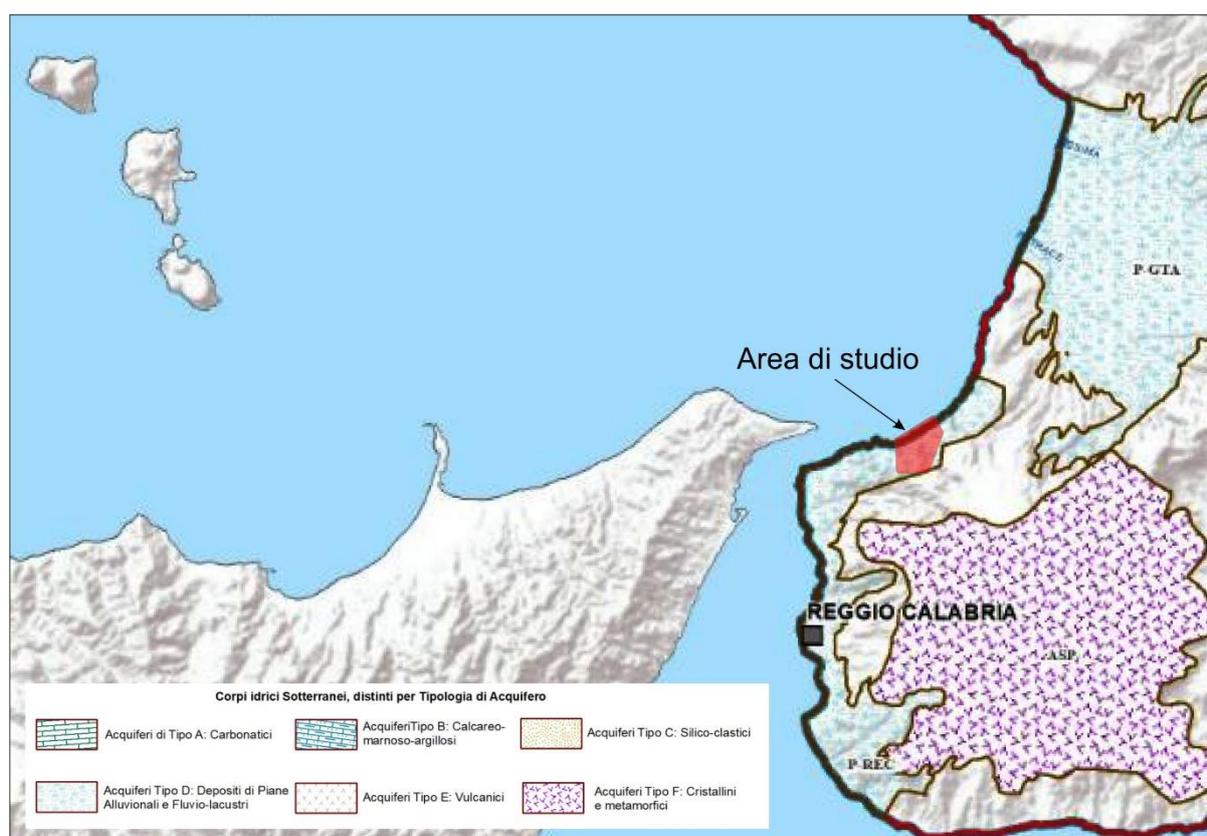


Figura. 7.5. Corpi idrici sotterranei significativi (CISS) per la Calabria Meridionale (Piano di Gestione delle Acque - Ciclo 2021-2027, <https://www.distrettoappenninomeridionale.it>).

8. Considerazioni sulle possibili interferenze con le opere in progetto

Come detto in premessa, il principale obiettivo dello studio è consistito nell'individuazione delle possibili interferenze tra talune tipologie di fenomeni geologici s.l. (i.e., faglie attive e capaci, zone di fratturazione, dissesti) e le opere in progetto.

Di seguito, si riprendono considerazioni in parte già esposte in precedenza, riferendole in modo esplicito alle principali opere in progetto, la cui ubicazione è stata fornita dal committente e riportata nelle tavole (carta Geologica – doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0, e carta Geomorfologica – doc. ref. 1422-A-CN-D-02-0) e in numerose figure in questo testo. In merito all'assetto geologico-strutturale ricostruito nel sottosuolo, si fa riferimento alla Sezione Geologica nel doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0.

● Bacino di monte

L'invaso di monte poggia su depositi continentali (colluvioni e alluvioni, unità DAT della carta geologica) di spessore generalmente di 10-20 m, ma che localmente specie presso il bordo del terrazzo e in corrispondenza di paleoincisioni sepolte raggiunge un massimo intorno ai 40-45 m, come suggerito dai dati delle campagne geofisiche realizzate (tomografie sismiche ed elettriche, doc. ref. 1422-A-GE-R-01-0, 1422-A-GE-D-01-0, 1422-A-GE-D-02-0, 1422-A-GE-D-03-0). Inoltre, questi depositi, data la loro natura, possono presentare facies lateralmente disomogenee, che vanno da ghiaie fini, matrice-sostenute e crudamente stratoidi di origine colluviale, argille con livelletti ghiaiosi di origine eluviale, e conglomerati ricchi in matrice e canalizzati, che caratterizzano la base dell'unità e potrebbero avere spessore estremamente irregolare, in genere di pochi metri.

L'unità DAT poggia sull'unità delle Sabbie di Vinco (SPL), formata da sabbie grossolane ben o moderatamente classate e poco cementate poggianti a loro volta sul basamento. Non è noto se siano presenti variazioni di facies nell'unità SPL.

Il contatto tra DAT e SPL potrebbe sostenere piccolissime falde sospese. Anche il contatto tra SPL e il basamento cristallino fratturato è di natura erosiva e localmente irregolare, come suggerito dai dati geofisici sopra citati. Possibili anche venute d'acqua molto limitate al contatto tra depositi basali delle unità SPL e/o DAT e coltre di alterazione fossilizzata del sottostante basamento.

Per quanto riguarda le faglie, non è possibile stabilire se una eventuale prosecuzione a SE della Faglia di Scico riportata come incerta nella carta Geologica (doc. ref. 1422-A-CN-D-01-0) intersechi o meno l'invaso di monte. In ogni caso la faglia in questione, qualora fosse presente sotto il bacino di monte, interesserebbe il solo basamento sotto i depositi pleistocenici, in quanto non ci sono evidenze di fagliazione in tali depositi. Pertanto, *non si riscontrano elementi per asserire una attività Pleistocenica medio-superiore dell'eventuale faglia.*

Come evidenziato dal doc. ref. 1422-A-CN-D-03-0, non si riscontrano fenomeni di instabilità in corrispondenza del bacino di monte.

• **Opera di presa di monte, Pozzo cavi e Galleria Idraulica**

Le due opere verticali (opere di presa di monte, pozzo cavi) attraverseranno i depositi pleistocenici (unità DAT e SPL) per circa 50 m al massimo e per il resto della loro lunghezza (circa 600 m) il basamento cristallino. Questo si presenta altamente deformato con diffuse e prevalenti fratture di tensione che formano vari set (predominano quelli NE-SO e NNO-SSE) a spaziatura variabile da decimetrica a metrica, e apertura in genere limitata a pochi millimetri. Alcune di queste fratture si presentano riattivate in taglio. È possibile altresì la presenza di strutture di taglio fragili minori, che localmente mostrano spessori di cataclasite da centimetrico e decimetrico. Presumibilmente il *pattern* di fratturazione e delle strutture di taglio fragili minori evidenziato in superficie è simile anche alle profondità di interesse.

Al contrario, non è possibile estrapolare le informazioni di superficie a grande profondità per quanto riguarda la distinzione tra le unità degli Scisti Biotitici e degli Gneiss Occhiadini nel basamento, in quanto i loro limiti sono molto irregolari in origine e probabilmente deformati in maniera non cilindrica dalle fasi tettoniche dell'orogenesi alpina e appenninica.

Per quanto riguarda le gallerie orizzontali (galleria idraulica, galleria d'accesso al pozzo piezometrico, e galleria di accesso alla centrale), esse si sviluppano interamente nel basamento cristallino, salvo nella terminazione a valle della Galleria di accesso alla centrale quando la stessa fuoriesce da sotto il fronte montuoso. Dagli elementi raccolti, la galleria dovrebbe attraversare solo faglie di minore entità, quali quelle osservate negli stop strutturali (vedi cap. 4). Queste strutture risultano non cartografabili a causa delle loro esigue dimensioni, e presentano uno spessore cataclastico al più di ordine decimetrico.

Non si esclude però che circa a metà percorso tra le progressive 2850 e 2900 m, la galleria idraulica e la galleria di accesso alla centrale possano intercettare la prosecuzione settentrionale di una faglia normale (vedi stazione strutturale 5, Paragrafo 4.2) immergente a est (Faglia di Serra Indice) cartografata in maniera discontinua per circa 500 m a S della traccia della galleria. La faglia taglia rocce del basamento e non ci sono elementi stratigrafici per determinare una eventuale attività più recente. Inoltre, sulla base dei dati strutturali raccolti, non si esclude che le gallerie possano intercettare sistemi di fratture localmente riattivati in taglio in particolare in corrispondenza delle proiezioni delle stazioni strutturali 2 e 3. In considerazione del grado di tettonizzazione/fratturazione dell'ammasso metamorfico, la presenza di livelli di falda (Cap.7.3) è una evenienza che va considerata durante le operazioni di scavo in sotterraneo.

- **Centrale in caverna e Pozzo piezometrico**

Queste opere sono situate all'interno del basamento cristallino. Per quanto concerne la fratturazione e la presenza di faglie minori, valgono le stesse considerazioni fatte nel paragrafo precedente.

- **Galleria di accesso alla centrale, Pozzo paratoie ed opera di presa di valle**

Le opere a valle si collocano nei pressi del contatto tra il basamento cristallino, per il quale valgono le stesse considerazioni espresse in precedenza, e i depositi quaternari di probabile età tardo Pleistocene superiore-Olocene. Questo contatto potrebbe corrispondere in mappa alla traccia del segmento di faglia di Favazzina. Tuttavia, le osservazioni di terreno e le indagini geofisiche (doc. ref. 1422-A-GE-R-01-0, 1422-A-GE-D-01-0, 1422-A-GE-D-04-0) suggeriscono che la faglia possa essere spostata in mare, e quindi il contatto tra basamento e depositi recenti risulterebbe di natura morfostratigrafica (erosione del blocco di letto della faglia e conseguente *onlap* dei depositi recenti sulla falesia costiera).

Indipendentemente dalla sua posizione, il segmento di Favazzina fa parte di un sistema (Sistema di Faglie di Scilla-Palmi) per il quale i dati di letteratura (vedi capitoli 3.4 e 6) suggeriscono attività recente (Olocene). Per il segmento di Favazzina non esistono al momento dati specifici per accertarne la traccia con precisione, l'attività recente, e la capacità.

Bibliografia

- Angì, G., Cirrincione, R., Fazio, E., Fiannacca, P., Ortolano, G., & Pezzino, A. (2010). Metamorphic evolution of preserved Hercynian crustal section in the Serre Massif (Calabria–Peloritani Orogen, southern Italy). *Lithos*, 115(1-4), 237-262.
- Antonioli, F., Ferranti, L., Lambeck, K., Kershaw, S., Verrubbi, V., & Dai Pra, G. (2006). Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, 422(1-4), 23-40.
- Appel, P., Cirrincione, R., Fiannacca, P., & Pezzino, A. (2011). Age constraints on Late Paleozoic evolution of continental crust from electron microprobe dating of monazite in the Peloritani Mountains (southern Italy): another example of resetting of monazite ages in high-grade rocks. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 107-123.
- Bonardi, G., Ciarcia, S., Di Nocera, S., Matano, F., Sgroso, I., & Torre, M. (2009). Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 128(1), 47-60.
- Caggianelli, A., Liotta, D., Prosser, G., & Ranalli, G. (2007). Pressure–temperature evolution of the late Hercynian Calabria continental crust: compatibility with post-collisional extensional tectonics. *Terra Nova*, 19(6), 502-514.
- Camassi, R., & Stucchi, M. (1997). NT4. 1 a parametric catalogue of damaging earthquakes in the Italian area. Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Milano.
- Cavazza, W., Blenkinsop, J., de Celles, P. G., Patterson, R. T., & Reinhardt, E. G. (1997). Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria oligocenica-quadernaria del bacino Calabro Ionico. *Bollettino della Società geologica italiana*, 116(1), 51-77.
- Chiarabba, C., Jovane, L., & DiStefano, R. (2005). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395(3-4), 251-268.
- Cirrincione, R., Fazio, E., Fiannacca, P., Ortolano, G., Pezzino, A., & Punturo, R. (2015). The Calabria–Peloritani Orogen, a composite terrane in Central Mediterranean; its overall architecture and geodynamic significance for a pre-Alpine scenario around the Tethyan basin. *Periodico di Mineralogia*, 84(3B), 701-749.
- Cirrincione, R., Ortolano, G., Pezzino, A., & Punturo, R. (2008). Poly-orogenic multi-stage metamorphic evolution inferred via P–T pseudosections: an example from Aspromonte Massif basement rocks (Southern Calabria, Italy). *Lithos*, 103(3-4), 466-502.
- Cucci L. & Tertulliani A. (2010) - The Capo Vaticano (Calabria) coastal terraces and the 1905 M7 earthquake: The geomorphological signature of regional uplift and coseismic slip in southern Italy. *Terra Nova*, 22, 378-389.
- D'Agostino, N., & Selvaggi, G. (2004). Crustal motion along the Eurasia–Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B11).

Dumas, B., Gueremy, P., Lhenaff, R., & Raffy, J. (1981). Le soulèvement quaternaire de la Calabre méridionale. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique Paris*, 23(1), 27-40.

Dumas, B. (1980). Terrasses quaternaires soulevées sur la façade calabraise du Déroit de Messine (Italie).

Faccenna, C., Molin, P., Orecchio, B., Olivetti, V., Bellier, O., Funiciello, F., ... & Billi, A. (2011). Topography of the Calabria subduction zone (southern Italy): Clues for the origin of Mt. Etna. *Tectonics*, 30(1).

Ferranti, L., Antonioli, F., Scicchitano, G., & Spampinato, C. R. (2017). Uplifted Late Holocene shorelines along the coasts of the Calabrian Arc: geodynamic and seismotectonic implications. *Italian Journal of Geosciences*, 136(3), 454-470.

Ferranti, L., Antonioli, F., Anzidei, M., Monaco, C., & Stocchi, P. (2010). The timescale and spatial extent of vertical tectonic motions in Italy: insights from relative sea-level changes studies. *Journal of the Virtual Explorer*, 36(Paper 30).

Ferranti, L., Monaco, C., Morelli, D., Antonioli, F., & Maschio, L. (2008). Holocene activity of the Scilla Fault, Southern Calabria: Insights from coastal morphological and structural investigations. *Tectonophysics*, 453(1-4), 74-93.

Ferranti, L., Monaco, C., Antonioli, F., Maschio, L., Kershaw, S., & Verrubbi, V. (2007). The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, Southern Italy: evidence from raised Late Holocene shorelines. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6).

Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., ... & Verrubbi, V. (2006). Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: tectonic implications. *Quaternary international*, 145, 30-54.

Festa, V., Messina, A., Paglionico, A., Piccarreta, G., & Rottura, A. (2004). Pre-Triassic history recorded in the Calabria-Peloritani segment of the Alpine chain, southern Italy. An overview. *Periodico di Mineralogia*, 73(2), 57-71.

Fiannacca, P., Williams, I. S., Cirrincione, R., & Pezzino, A. (2008). Crustal contributions to late Hercynian peraluminous magmatism in the southern Calabria–Peloritani Orogen, southern Italy: petrogenetic inferences and the Gondwana connection. *Journal of Petrology*, 49(8), 1497-1514.

Fiannacca, P., Brotzu, P., Cirrincione, R., Mazzoleni, P., & Pezzino, A. (2005). Alkali metasomatism as a process for trondhjemite genesis: evidence from Aspromonte Unit, north-eastern Peloritani, Sicily. *Mineralogy and Petrology*, 84, 19-45.

Fortunato, C., Martino, S., Prestininzi, A., & Romeo, R. W. (2012). New release of the Italian catalogue of earthquake-induced ground failures (CEDIT). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, (2), 63–74. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2012-02.O-05>

Galadini, F., Meletti, C., & Vittori, E. (2000). Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie. *Le ricerche del GNDR nel campo della pericolosità sismica (1996–1999)*, 107-136.

Galli, P., & Bosi, V. (2002). Paleoseismology along the Cittanova fault: Implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), ETG-1.

Galli, P. A., & Peronace, E. (2015). Low slip rates and multimillennial return times for Mw 7 earthquake faults in southern Calabria (Italy). *Geophysical Research Letters*, 42(13), 5258-5265.

Ghisetti, F. (1981). L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 100(4), 433-466.

Ghisetti, F., & Vezzani, L. (1981). Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian arc (Southern Italy). *Journal of Structural Geology*, 3(4), 371-381.

Gignoux, M. (1913). Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile (Vol. 36). A. Rey.

Graessner, T., Schenk, V., Bröcker, M., & Mezger, K. (2000). Geochronological constraints on the timing of granitoid magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4), 409-421.

Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1-3), 259-269.

Gvirtzman, Z., & Nur, A. (2001). Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1-2), 117-130.

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Sgattoni, G., & Valensise, G. (2018). CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 aC-1997) e nell'area Mediterranea (760 aC-1500).

Heymes, T., Monié, P., Arnaud, N., Pêcher, A., Bouillin, J. P., & Compagnoni, R. (2010). Alpine tectonics in the Calabrian–Peloritani belt (southern Italy): New ⁴⁰Ar/³⁹Ar data in the Aspromonte Massif area. *Lithos*, 114(3-4), 451-472.

Jackson, J. A. M. E. S., & McKenzie, D. A. N. (1988). Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin research*, 1(3), 121-128.

Jacques, E., Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., & Winter, T. (2001). Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophysical Journal International*, 147(3), 499-516.

Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20(1).

Micheletti, F., Barbey, P., Fornelli, A., Piccarreta, G., & Delouie, E. (2007). Latest Precambrian to Early Cambrian U–Pb zircon ages of augen gneisses from Calabria (Italy), with inference to the Alboran microplate in the evolution of the peri-Gondwana terranes. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 843-860.

Michelini A., Lomax A., Nardi A., Rossi A., Palombo B. & Bono A. (2005) - A modern re-examination of the locations of the 1905 Calabria and the 1908 Messina Straits earthquakes. *Geophysical Research Abstracts*, 7.

Minelli, L., & Faccenna, C. (2010). Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean). *Tectonics*, 29(4).

Miyauchi, T. (1994). Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria. *Il Quaternario*, 7, 17-34.

- Monaco, C., & Tortorici, L. (2000). Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *Journal of Geodynamics*, 29(3-5), 407-424.
- Monaco, C., & Tortorici, L. (1995). Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt. *Terra Nova*, 7(2), 153-160.
- Monaco, C., Barreca, G., & Di Stefano, A., (2017). Quaternary marine terraces and fault activity in the northern mainland sectors of the Messina Strait (southern Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 136(3), 337-346.
- Monaco, C., Tortorici, L., Nicolich, R., Cernobori, L., & Costa, M. (1996). From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy). *Tectonophysics*, 266(1-4), 233-249.
- Ortolano, G., Cirrincione, R., Pezzino, A., Tripodi, V., & Zappala, L. (2015). Petro-structural geology of the Eastern Aspromonte Massif crystalline basement (southern Italy-Calabria): an example of interoperable geo-data management from thin section-to field scale. *Journal of Maps*, 11(1), 181-200.
- Ortolano, G., Cirrincione, R., & Pezzino, A. (2005). PT evolution of Alpine metamorphism in the southern Aspromonte Massif (Calabria-Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*, 85(1), 31-56.
- Palano, M., González, P. J., & Fernández, J. (2015). The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary science letters*, 430, 439-447.
- Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, M., Bruno, V., ... & Siligato, G. (2012). GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7).
- Pezzino, A., Angi, G., Fazio, E., Fiannacca, P., Lo Giudice, A., Ortolano, G., ... & De Vuono, E. (2008). Alpine metamorphism in the Aspromonte massif: Implications for a new framework for the southern sector of the Calabria-Peloritani orogen, Italy. *International Geology Review*, 50(5), 423-441.
- Pezzino, A., Pannucci, S., Puglisi, G., Atzori, P., Ioppolo, S., & Lo Giudice, A. (1990). Geometry and metamorphic environment of the contact between the Aspromonte-Peloritani Unit (upper unit) and Madonna di Polsi Unit (lower unit) in the central Aspromonte area (Calabria). *Bollettino della Società geologica italiana*, 109(3), 455-469.
- Polonia, A., Torelli, L., Artoni, A., Carlini, M., Faccenna, C., Ferranti, L., ... & Wortel, R. (2016). The Ionian and Alfeo-Etna fault zones: New segments of an evolving plate boundary in the central Mediterranean Sea?. *Tectonophysics*, 675, 69-90.
- Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., & Klaeschen, D. (2011). The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. *Tectonics*, 30(5).
- Postpischl, D. (1985). Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. *Quaderni de La Ricerca Scientifica*.
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.

Roberts, G. P., Meschis, M., Houghton, S., Underwood, C., & Briant, R. M. (2013). The implications of revised Quaternary palaeoshoreline chronologies for the rates of active extension and uplift in the upper plate of subduction zones. *Quaternary Science Reviews*, 78, 169-187.

Rossetti, F., Faccenna, C., Goffé, B., Monié, P., Argentieri, A., Funiciello, R., & Mattei, M. (2001). Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics*, 20(1), 112-133.

Rottura, A., Bargossi, G. M., Caironi, V., Del Moro, A., Maccarrone, E., Macera, P., ... & Poli, G. (1990). Petrogenesis of contrasting Hercynian granitoids from the Calabrian Arc, southern Italy. *Lithos*, 24(2), 97-119.

Serpelloni, E., Bürgmann, R., Anzidei, M., Baldi, P., Ventura, B. M., & Boschi, E. (2010). Strain accumulation across the Messina Straits and kinematics of Sicily and Calabria from GPS data and dislocation modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(3-4), 347-360.

Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., & Galvani, A. (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophysical Journal International*, 161(3), 861-880.

Schenk, V. (1990). The exposed crustal cross section of southern Calabria, Italy: structure and evolution of a segment of Hercynian crust. *Exposed cross-sections of the continental crust*, 21-42.

Schenk, V., & Todt, W. (1989). The age of the Adriatic crust in Calabria (Southern Italy): constraints from U-Pb zircon data. In *Terra Abstracts* (Vol. 1, No. 350, pp. 219-244).

Sorriso-Valvo M., Tansi C. (1996). Carta delle Grandi Frane e delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante della Calabria. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 19, 395-408.

Tortorici, G., Bianca, M., de Guidi, G., Monaco, C., & Tortorici, L. (2003). Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle-Late Quaternary. *Quaternary International*, 101, 269-278.

Tortorici, L., Monaco, C., Tansi, C., & Cocina, O. (1995). Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243(1-2), 37-55.

Trigila, A., Iadanza, C., Guerrieri, L., & Hervás, J. (2007). The IFFI project (Italian landslide inventory): Methodology and results. *Guidelines for mapping areas at risk of landslides in Europe*, 23, 15.

Valensise, G., & Pantosti, D. (1992). A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7 1/2). *Terra Nova*, 4(4), 472-483.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., Mcmanus, J. F., Lambeck, K., ... & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary science reviews*, 21(1-3), 295-305.

Westaway, R. (1993). Quaternary uplift of southern Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 21741-21772.

Wortel, M. J. R., & Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290(5498), 1910-1917.

I Responsabili Scientifici

Prof. Luigi Ferranti (UNINA)

Dott. Giovanni Barreca (UNICT)