



COMUNE DI LENI (PROVINCIA DI MESSINA)

OPERE DI ATTUAZIONE DEL PIANO REGOLATORE PORTUALE DI RINELLA 1° STRALCIO FUNZIONALE PROGETTO DEFINITIVO



PROGETTAZIONE:



RILIEVI E INDAGINI:



Dott. A. Analfino
Dott. biol. G. Catalano

ARCHEOLOGO:
Daniela Raia

RESPONSABILE INTEGRAZIONI DELLE
PRESTAZIONI SPECIALISTICHE

Ing. Antonino SUTERA

PROGETTISTI:

Ing. Umberto RICCI
Ing. Antonino SUTERA
Ing. Giuseppe BERNARDO
Ing. Massimo TONDELLO
Ing. Andrea PEDRONCINI
Ing. Roberta Chiara DE CLARIO

GEOLOGIA:

Geol. Marco SANDRUCCI

GRUPPO DI LAVORO:

Ing. Giuseppe CUTRUPI
Ing. Stefania FERLAZZO
Ing. Simone FIUMARA
Arch. Francesca GANGEMI
Arch. Erica PIPITO'
Ing. Silvia BERIOTTO
Ing. Nicola SGUOTTI
Ing. Silvia TORRETTA
Ing. Fabio VINCI

COORD. SICUREZZA PROGETTAZIONE:

Ing. Giuseppe BERNARDO



D.02

RELAZIONE GEOLOGICA

Questo elaborato è di proprietà della Proger S.p.A. pertanto non può essere riprodotto né integralmente, né in parte senza l'autorizzazione scritta della stessa. Da non utilizzare per scopi diversi da quelli per cui è stato fornito.

Nome File	Scala	Commessa	Codice Elaborato					
DNC135_PD_D.02_2020-10-12_R0_Relazione geologica_PRO.docx		P20070	D	00	00	G	RL	01

REVISIONI	REV. n°	DATA	MOTIVAZIONE	REDATTO	CONTROLLATO	APPROVATO
00	30/10/2020			Geol. Marco SANDRUCCI	Geol. Marco SANDRUCCI	Ing. Antonino SUTERA

R.U.P.:

Arch. Domenico ARCORACI

VISTI/APPROVAZIONI:

RELAZIONE GEOLOGICA

COMUNE DI LENI (ME)

PROGETTO DEFINITIVO: "OPERE DI ATTUAZIONE DEL PIANO REGOLATORE PORTUALE DI RINELLA. 1° STRALCIO FUNZIONALE"

Pag. 1

RELAZIONE GEOLOGICA

INDICE

1 - PREMESSA	PAG.	3
2 – QUADRO GEO-VULCANOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E SISMICO GENERALE	PAG.	6
2.1 – LINEAMENTI GEO-VULCANOLOGICI	PAG.	7
2.1.1 – CENNI GEODINAMICI E VULCANOLOGICI	PAG.	7
2.1.2 – ASSETTO GEO-VULCANOLOGICO	PAG.	10
2.2 – LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI	PAG.	20
2.2.1 – ASSETTO MORFOLOGICO SOMMERSO E SUBAEREO	PAG.	20
2.2.2 – DINAMICA DEI VERSANTI E DISSESTABILITÀ	PAG.	25
2.2.3 – PERICOLOSITÀ-RISCHIO GEOMORFOLOGICO E IDRAULICO	PAG.	27
2.2.4 – DINAMICA COSTIERA E NEOTETTONICA	PAG.	28
2.2.5 – PERICOLOSITÀ-RISCHIO DA EROSIONE COSTIERA	PAG.	30
2.3 – CENNI CLIMATICI E METEO-MARINI	PAG.	31
2.3.1 – REGIME TERMO-PLUVIOMETRICO ED EROSIONE POTENZIALE	PAG.	31
2.3.2 – REGIME METEO-MARINO	PAG.	33
2.4 – CONDIZIONI SISMICHE	PAG.	38
2.4.1 – ZONAZIONE SISMOGENETICA	PAG.	38
2.4.2 – SISMICITÀ STORICA	PAG.	40
2.4.3 – PERICOLOSITÀ E RISCHIO SISMICO	PAG.	42
2.4.4 – CENNI SULLA PERICOLOSITÀ DA MAREMOTI	PAG.	45
3 – QUADRO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO, LITO-TECNICO E SISMICO DEL SITO	PAG.	49
3.1 – ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	PAG.	50
3.1.1 – SETTORE SUBAEREO	PAG.	50
3.1.2 – SETTORE COSTIERO	PAG.	53
3.1.3 – SETTORE SOMMERSO	PAG.	58
3.1.4 – SINTESI DELL'ASSETTO GEOLOGICO	PAG.	63
3.2 – CARATTERISTICHE LITO-TECNICHE	PAG.	64
3.2.1 – UNITÀ LITO-TECNICHE	PAG.	64
3.2.2 – CLASSIFICAZIONE GEOMECCANICA	PAG.	65
3.2.3 – PARAMETRI GEOMECCANICI	PAG.	68
3.3 – CARATTERISTICHE GEO-SISMICHE	PAG.	74
3.3.1 – PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE	PAG.	74
3.3.2 – PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE	PAG.	77
3.3.2.1 – EFFETTI DI SITO	PAG.	79
3.3.2.2 – SPOSTAMENTO MASSIMO AL SUOLO	PAG.	81
3.3.2.3 – RISPOSTA SISMICA LOCALE SECONDO NTC-2018	PAG.	82
3.3.2.4 – EFFETTI LOCALI	PAG.	86
3.3.3 – ZONAZIONE DEL TERRITORIO IN PROSPETTIVA SISMICA	PAG.	92
4 – CONCLUSIONI	PAG.	94

1 – PREMESSA

Nella presente relazione si riportano i risultati di uno studio geologico a supporto del "PROGETTO DEFINITIVO DELLE OPERE DI ATTUAZIONE DEL PIANO REGOLATORE PORTUALE", sito nell'Isola di Salina (Isole Eolie) in loc. Rinella del Comune di Leni.

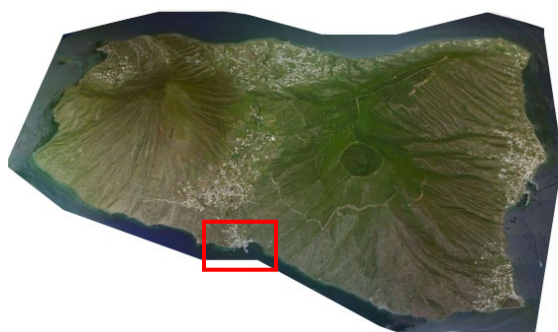


Fig 1)
Fotoaerea porto di Rinella
Attuale e area contermina



Lo studio geologico è stato articolato in due fasi, utilizzando dati acquisiti dalla ricerca bibliografica, da indagini geognostiche e geofisiche pregresse, messe a disposizione del Committente e riportate nella relazione geologica per il PRP (CUCINOTTA, 2014)¹, integrate con l'esecuzione in atto di indagini a mare (cfr: *relazione sui rilievi topo-batimetrici, magnetometrici e sismoacustici*):

- I FASE) - **inquadramento geo-vulcanologico, geomorfologico e sismico generale**, alla scala dell'arco eoliano e dell'Isola di Salina;

¹ CUCINOTTA C. (2014). Studio geologico. Piano regolatore del porto. (Relazione per conto di Dinamica srl).

- II FASE) - **inquadramento geologico, geomorfologico, lito-tecnico e sismico del sito**, influenzato direttamente o indirettamente dall'inserimento dell'opera in progetto.

Lo studio geologico, secondo la normativa tecnica di settore, è stato finalizzato alla ricostruzione del "modello geologico-tecnico e sismico" del sito, con cui si comprende sia il "modello geologico", riferito all'area di influenza geologica progettuale per quanto riguarda gli assetti lito-stratigrafici, i lineamenti geomorfologici e idrogeologici, sia il "modello geotecnico", riferito alla caratterizzazione stratigrafico-geotecnica del "volume significativo" di sottosuolo, ma anche la valutazione della pericolosità sismica locale (risposta sismica locale e instabilità cosismiche), tramite la consultazione dei cataloghi e delle mappe messe a disposizione dall'INGV (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>; esse1-gis.mi.ingv.it/).

La normativa tecnica di riferimento è rappresentata dalle Raccomandazioni² e Istruzioni³ del Consiglio Superiore LL.PP., relativi rispettivamente alla progettazione dei porti turistici e delle opere di protezione delle coste, dal D.M. 17/01/2018⁴ (in seguito NTC-2018), aggiornamento del precedente D.M. 14/01/2008⁵ (NTC-2008), e dalla relativa circolare applicativa (Circ. C.S.LL.PP. n. 7/2019)⁶.

Nel contempo si è tenuto conto, anche se non hanno valore di norme cogenti, degli Eurocodici relativamente alle parti di competenza (EC7 - *Geotechnical design*; EC8 - *Design of structures for earthquake resistance*)⁷, delle raccomandazioni e linee-guida pubblicate da enti pubblici di ricerca (es.: INGV, CNR, ISPRA, ENEA, ReLUIS, ecc.) o associazioni italiane e internazionali (es.: AIPCN-PIANC; AGI; ISSMGE; CNG, ecc.), tra cui risultano di particolare interesse le Linee Guida AGI (2005)⁸ e gli atti del XXV ciclo delle conferenze di geotecnica di Torino a seguito dell'emanazione delle NTC-2018 (POLITECNICO DI TORINO, 2018)⁹. Gli effetti sismici locali alla scala di sito sono stati valutati tenendo conto dei criteri proposti da COMPAGNONI et al. (2009)¹⁰, degli indirizzi per la microzonazione sismica (GdL_MS, 2008)¹¹ e delle più recenti linee guida di aggiornamento per le instabilità cosismiche (CT_MS, 2015¹²; 2017.a¹³; 2017.b¹⁴).

² "Raccomandazioni tecniche per la progettazione dei porti turistici" emanate dal Cons. Sup. LL.PP. – III Sez. il 27/02/2002.

³ "Istruzioni tecniche per la progettazione e la esecuzione di opere di protezione delle coste" emanate dal Cons. Sup. LL.PP. – III Sez. il 28/6/1991.

⁴ D.M. 17/01/2018 – Aggiornamento delle "Norme tecniche per le costruzioni". GURI n. 42 del 20/02/2018, suppl. ord. N. 8.

⁵ D.M. 14/01/2008 – Norme tecniche per le costruzioni. GURI n. 29 del 04/02/2008, suppl. ord. N. 30.

⁶ Circ. C.S.LL.PP. 21/01/2019 n. 7. Istruzioni per l'applicazione dell'aggiornamento delle Norme Tecniche per le costruzioni, di cui al decreto ministeriale 17 gennaio 2018. GURI n. 35 dell'11/02/2019. Suppl. Ord. N. 5.

⁷ Normativa europea relativa agli aspetti geotecnici:

- UNI ENV 1997-1 (2006). Eurocodice 7: Progettazione geotecnica - Parte 1: Regole generali.
- UNI ENV 1997-2 (2007). Eurocodice 7: Progettazione geotecnica - Parte 2: Indagini in sito e prove di laboratorio.
- UNI ENV 1998-1 (2005). Eurocodice 8: Progettazione delle strutture per la resistenza sismica - Parte 1: Regole generali, azioni sismiche e regole per gli edifici.
- UNI ENV 1998-5 (2005). Eurocodice 8: Progettazione delle strutture per la resistenza sismica - Parte 5: Fondazioni, strutture di contenimento ed aspetti geotecnici.

⁸ AGI (2005). Linee Guida AGI: aspetti geotecnici della progettazione in zone sismiche. Patron Ed., Bologna.

⁹ POLITECNICO DI TORINO (2018). Analisi e progetto delle opere geotecniche in zona sismica (a cura di Foti S. et al.). Atti Conferenze di Geotecnica di Torino XXV Ciclo, 8 e 9 novembre 2018 (disp. in internet).

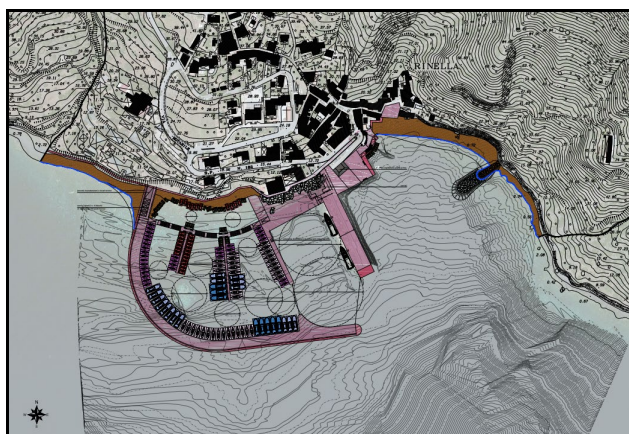
¹⁰ COMPAGNONI M. et al. (2009). Valutazione degli effetti sismici locali in siti associati a singoli edifici: un nuovo strumento schedografico geologico. Boll. Soc. Geol. It., 128,1,131-145.

¹¹ Gruppo di Lavoro Microzonazione Sismica - GdL_MS (2008). Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conf. Regioni e Province Autonome, D.P.C., Roma (3 voll. e 1 DVD).

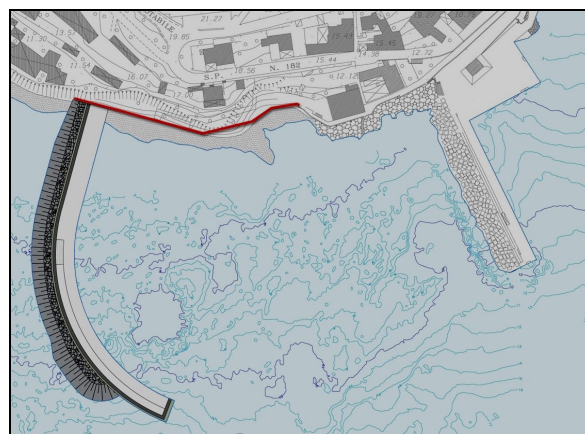
¹² Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica – CT_MS (2015). Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da faglie attive e capaci (FAC). Vers. 1.0. Conf. Regioni e Province Autonome, D.P.C., Roma.

¹³ Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica - CT_MS (2017). Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da instabilità di versante sismoindotte (FR). Vers. 1.0. D.P.C., Roma.

Nel progetto definitivo di I stralcio si prevede la parziale realizzazione del nuovo molo di sopraflutto con una lunghezza complessiva di circa 267 metri, radicato a riva a circa 200 m ad Ovest dell'attuale molo. Si tratta di un primo intervento nell'ambito del completamento dell'intera infrastruttura portuale in conformità con le previsioni del Piano Regolatore Portuale.



*Planimetria del porto
secondo le previsioni del PRP*



*Planimetria della porzione del molo
di sopraflutto nel progetto di I stralcio*

La presente relazione geologica si riferisce al § 6.2.1 delle NTC-2018 (*caratterizzazione e modellazione geologica del sito*), ma comprende anche la caratterizzazione geotecnica dei terreni e delle rocce presenti nel "volume significativo" (§ 6.2.2: *indagini, caratterizzazione e modellazione geotecnica*) e la valutazione della risposta sismica locale e della stabilità del sito (§ 7.11.3), in base alla "pericolosità sismica di base" (§ 3.2) e alle caratteristiche stratigrafiche e morfologiche (§ 3.2.2: *categorie di sottosuolo e condizioni topografiche*)

I quadri di riferimento analizzati, per comodità di lettura e consultazione, sono organizzati in capitoli e paragrafi, con le fonti bibliografiche riportate a piè di pagine e con le figure all'interno del testo, numerate progressivamente per quanto riguarda quelle principali.

¹⁴ Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica – CT_MS (2017). Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da liquefazione (LQ). Vers. 1.0. D.P.C., Roma.

2

QUADRO GEO-VULCANOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E SISMICO GENERALE

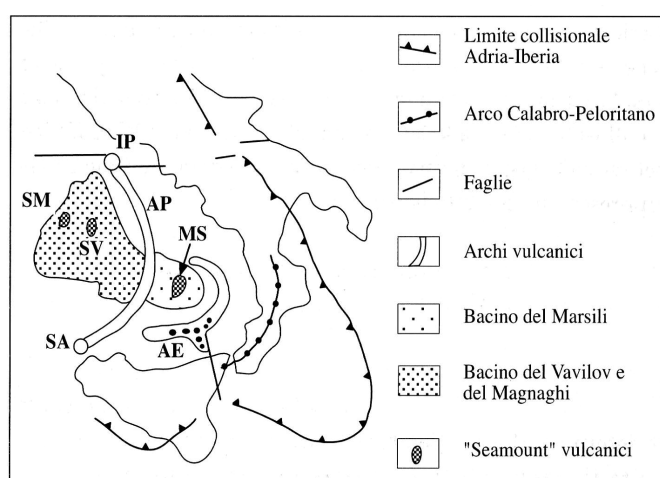
2.1 – LINEAMENTI GEO-VULCANOLOGICI

2.1.1 – CENNI GEODINAMICI E VULCANOLOGICI

Le isole Eolie sono ubicate sul lato interno dell'arco calabro-peloritano e costituiscono, a loro volta, il margine esterno dei bacini marini peritirrenici: bacino di Cefalu', di Gioia e di Paola. L'arcipelago è costituito da sette isole e da numerosi rilievi sottomarini ("seamount") e la struttura dell'arco eoliano è intersecata da un importante lineamento tettonico regionale ("Linea Eolie-Tindari-Giardini"), che condiziona la distribuzione areale dei centri vulcanici nelle isole più meridionali di Vulcano e Lipari (BECCALUVA et al., 1985)¹⁵.



Carta batimetrica del settore meridionale del Mar Tirreno con la distribuzione e l'età dei rilievi vulcanici sommersi ed emersi



Carta tettonica del settore meridionale del Mar Tirreno con i bacini di tipo oceanico e gli archi vulcanici sviluppatisi durante l'intervallo Pliocene-Attuale (5 - 0 Ma). Legenda: AE = arco eoliano; AP = arco pliocenico; IP = Isola di Ponza; "Seamount" Marsili (MS), Anchise (SA), Vavilov (SV), Magnaghi (SM).

Per quanto riguarda il quadro vulcanologico eoliano e il suo significato geodinamico, si definisce in sintesi un vulcanismo di età quaternaria, di convergenza tra placche e un tipico sistema arco-fossabacino marginale, ove l'arco metamorfico è rappresentato dall'arco calabro-peloritano, le isole Eolie rappresentano il fronte vulcanico e il piano abissale del Tirreno (profondità > 3000 m) è il bacino marginale di retro arco. Il corpo litosferico (placca adriatica) in subduzione sotto l'arco calabro-peloritano ed entro il mantello, evidenziato dalla sismicità intermedia e profonda, immerge con direzione WNW e inclinazione di 50-60° fino a circa 500 Km con una estensione laterale di circa 200 Km (BARBERI et al., 1973¹⁶ - 1974¹⁷; SAVELLI & GASPAROTTO, 1994¹⁸; BECCALUVA et al., 1985; FINETTI & DEL BEN, 1986¹⁹).

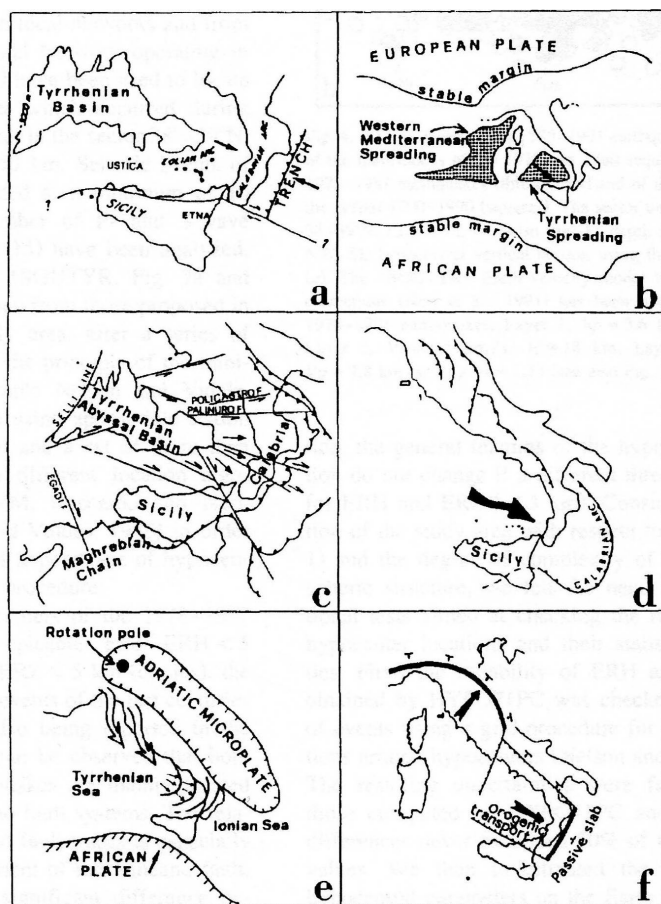
¹⁵ BECCALUVA et al. (1985). Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamics evolution of the southern Tyrrhenian basin. Earth Planet. Sci. Lett., 74, 187-208.

¹⁶ BARBERI F. et al. (1973) Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications. J. Geophys. Res., 78, 23, 5221-5232.

¹⁷ BARBERI et al. (1974). Vulcanismo e tettonica a placche: esempi nell'area mediterranea. Atti 64° Congr. Soc. Geol. It., Parma, Ottobre 1974.

¹⁸ SAVELLI C. & GASPAROTTO G. (1994). Calc-alkaline magmatism and rifting of the deep-water volcano Marsili (Aeolian back-arc, Tyrrhenian Sea). Marine Geology, 119, 137-157.

¹⁹ FINETTI I. & DEL BEN A. (1986). Geophysical study of the Tyrrhenian opening. Boll. Geof. Teor. Appl., 28, 75-155.



Modelli geodinamici del sistema Appennini-Tirreno: a) Barberi et al., 1973; b) Scandone & Patacca, 1984; c) Finetti & Del Ben, 1986; d) Locardi, 1988; e) Mantovani et al., 1990; f) Patacca et al., 1990.

L'ipotesi subduttiva è stata soggetta ad una serie di obiezioni (MANTOVANI et al., 1985)²⁰, tanto che sono stati proposti modelli diversi, che si discostano più o meno profondamente dagli schemi della tettonica a placche (SCANDONE & PATACCA, 1984²¹; FINETTI & DEL BEN, 1986; LOCARDI, 1988²²; LAVECCHIA & STOPPA, 1989²³; MANTOVANI et al., 1990²⁴; PATACCA et al., 1990²⁵; DOGLIONI, 1991²⁶).

Il sistema di faglie "Eolie-Tindari-Giardini", regionale e crostale, che prosegue sul margine ionico con la scarpata ibleo-maltese ed ha un'orientazione dominante NNW-SSE, si è progressivamente propagato verso Nord durante la sua evoluzione e ha funzionato, almeno dall'Etna alle Eolie, come trascorrente destra a componente normale (BOUSQUET et al., 1998)²⁷. L'arco eoliano è stato raggiunto dalla linea tettonica circa 150-200 Ka B.P. in un settore vulcanico già inattivo (Salina Vecchia-Panarea) e le faglie hanno spostato di circa 5 Km verso Sud la porzione dell'arco ad Est della linea tettonica. Le discontinuità del sistema sono state utilizzate dai magmi per ringiovanire l'arco vulcanico e per costruire a ridosso di

Salina vecchia il complesso vulcanico Salina giovane-Lipari-Vulcano. Il persistere dell'attività della linea tettonica è testimoniato dalla sua sismicità nel ramo settentrionale e da uno stato di quiescenza sul ramo meridionale, che indicherebbe una attiva propagazione verso Nord delle faglie. La linea tettonica, infine, presenta un vulcanismo estinto e una sismicità solo superficiale ad Ovest, mentre lungo la linea e ad oriente si osserva un vulcanismo recente e attivo e una sismicità intermedia e profonda.

²⁰ MANTOVANI E. et al. (1985). Tertiary evolution of the Mediterranean region: major outstanding problems. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 27, 67-90.

²¹ SCANDONE P. & PATACCA E. (1984). Tectonic evolution of the Central Mediterranean, *Ann. Geophysicae*, 2, 139-142.

²² LOCARDI E. (1988). The origin of the Apenninic arcs. *Tectonophysics*, 146, 105-123.

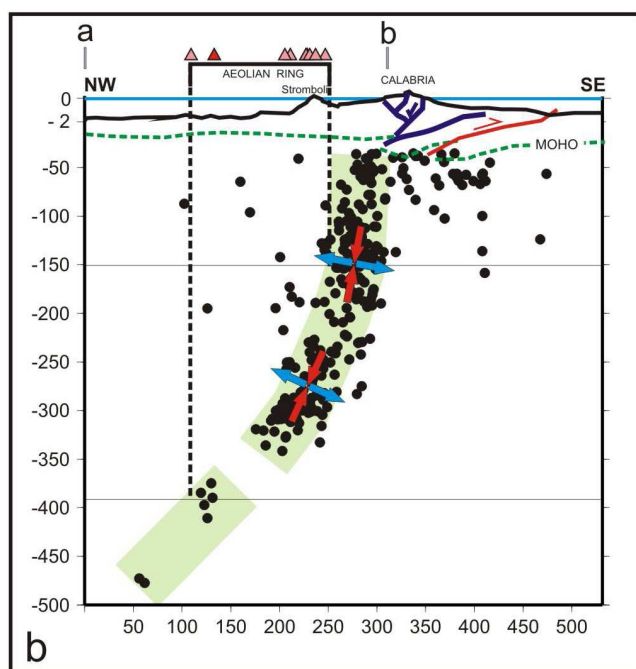
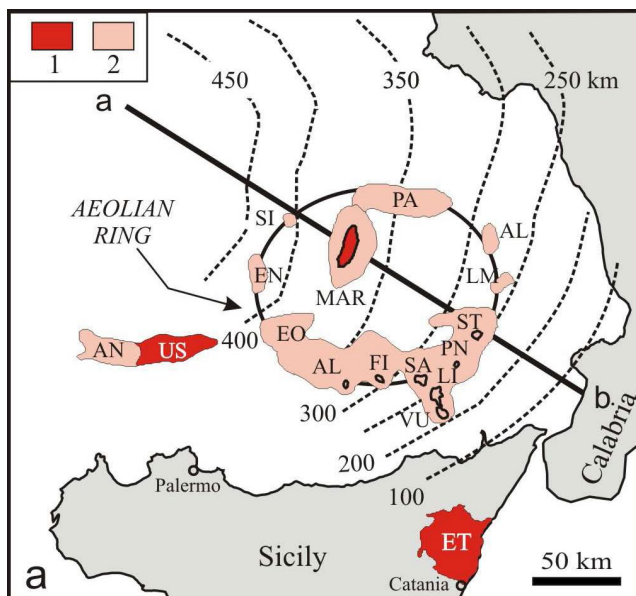
²³ LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989). Il "rifting" tirrenico: de laminazione della litosfera continentale e magmatogenesi. *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 219-235.

²⁴ MANTOVANI E. et al. (1990). Deformation pattern in the Central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic promontory. *Tectonophysics*, 179, 63-79.

²⁵ PATACCA E. et al. (1990). Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45, 425-451.

²⁶ DOGLIONI C. (1991). A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian Apennines System. *Terra Nova*, 3, 423-434.

²⁷ BOUSQUET et al. (1998). Tettonica e vulcanesimo : controllo delle discontinuità regionali sull'evoluzione dell'Etna e delle Eolie. *Atti 79° Congr. Soc. Geol. It., Palermo*, 21-23 Settembre 1998, vol. A, 190-193.



Localizzazione delle rocce vulcaniche quaternarie nel Tirreno meridionale correlate con la geometria del piano di Benioff (BELL et al., 2005)²⁸. PA) Palinuro, AL) Alicone, LM) Lamentini, ST) Stromboli, PN) Panarea; SA) Salina, LI) Lipari, VU) Vulcano, FI) Filicudi, AL) Alicudi, EO) Eolo, EN) Enarete, SI) Sisifo, MAR) Marsili, AN) Anchise, US) Ustica, ET) Etna.

Il vulcanismo delle Eolie, di età probabilmente inferiore a 1 M.A., si può suddividere in due stadi principali di attività:

- il primo stadio con la formazione delle isole di Alicudi, Filicudi, Panarea e parte di Salina e Lipari;
- il secondo stadio, a seguito di un periodo di interruzione (Pleistocene superiore), con il completamento di Salina, di Lipari e la nascita di Vulcano e Stromboli, ambedue ancora attive.

I prodotti vulcanici più antichi sono rappresentati da una serie calcalkalina tipica, che evolve verso una serie andesitica ricca in K, eruttata nella fase iniziale del secondo stadio (Lipari e Stromboli) e, infine, una serie shoshonitica, corrispondente ai prodotti del vulcanismo recente e storico di Vulcano, Lipari e Stromboli. A Vulcano e Vulcanello sono presenti anche lave leucit-tefritiche probabilmente prodotte da differenziazione a debole profondità del basalto shoshonitico.

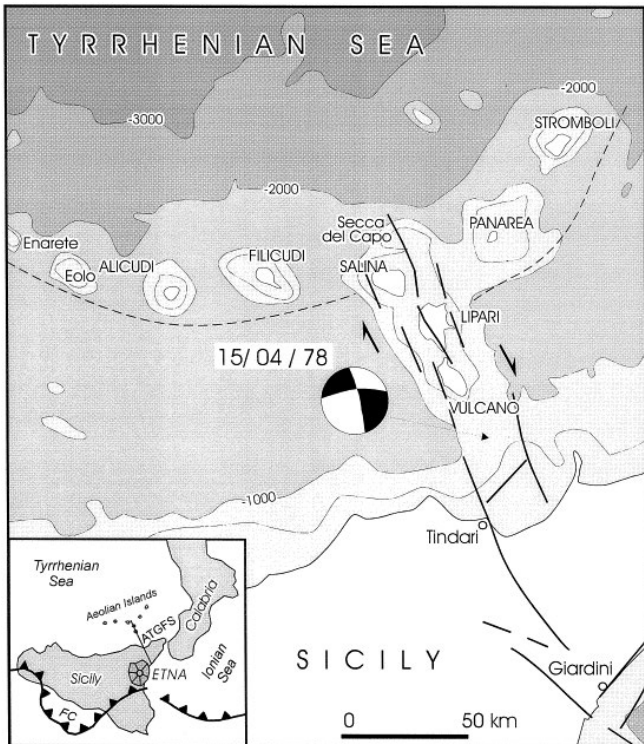
La natura shoshonitica dei vulcani più recenti, secondo KELLER (1974)²⁹, indica uno stadio senile di evoluzione dell'arco delle Isole Eolie, in accordo con la natura continentale della crosta su entrambi i lati del contatto tra le placche, e un fenomeno di subduzione ormai in via di ultimazione; mentre la mancanza di sismi tra 100 e 200 Km di profondità potrebbe fare supporre che la litosfera in subduzione sia ormai distaccata e stia sprofondando nell'astenosfera.

La natura dei vulcani sottomarini che emergono dal piano abissale del Tirreno è compatibile con l'ipotesi di un bacino marginale in espansione.

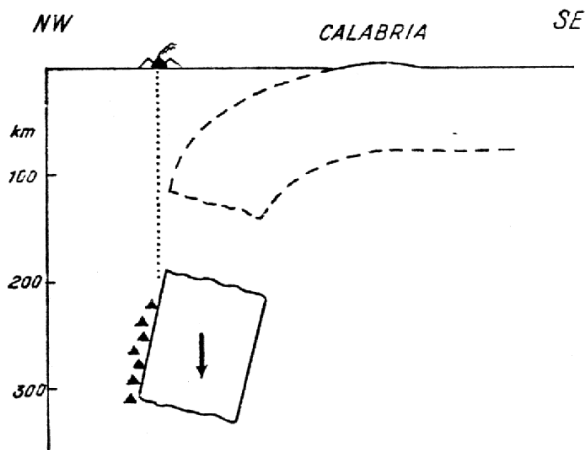
Si tratta, infatti, di vulcani basaltici, probabilmente legati a fratture distensive ad andamento NNE-SSW, con prodotti tholeitici alla base e più alcalini nelle parti alte.

²⁸ BELL K. et al. (2005). Reasoning and beliefs about Italian geodynamics. Boll. Soc. Geol. It., 5, 119-127.

²⁹ KELLER J. (1974). Mediterranean island arcs. Andesites (R.S. Thorpe Ed.). J Wiley & Sons, 1982,307-325.



Sviluppo del sistema di faglie "Eolie-Tindari-Giardini", sismicità e vulcanismo (Bousquest et al., 1998)



Fenomeno di subduzione in fase di ultimazione (Keller, 1974)

2.1.2 – ASSETTO GEO-VULCANOLOGICO

L'attività vulcanica, limitatamente alla porzione subaerea dell'Isola di Salina, si è sviluppata con discontinuità in un periodo compreso tra 430 e 13 Ka B.P. e puo' essere suddivisa in due fasi di attività, separate da una discordanza stratigrafica rappresentata da un livello conglomeratico di abrasione marina, rinvenibile anche nelle altre isole dell'arcipelago (BARCA & VENTURA, 1991³⁰; CRITELLI et al., 1993³¹; CALANCHI et al., 1996³²):

- *alla prima fase (pre-conglomerato):* appartengono i prodotti relativi agli apparati di Rivi, Corvo, Capo ed il primitivo centro eruttivo del Monte Fossa delle Felci;
- *alla seconda fase (post-conglomerato) :* sono riferibili i prodotti del Monte dei Porri e quindi i depositi piu' recenti del Monte Fossa delle Felci ed il cratere di Pollara.

L'Isola di Salina, secondo KELLER (1980)³³, è costituita dai prodotti di sei principali edifici vulcanici, che si sono sviluppati negli ultimi 0,5 M.a. Cinque di tali edifici presentano strutture tipiche di strato-vulcani centrali, mentre il sesto (Pollara) è rappresentato da un vasto cratere di esplosione. Il ciclo di attività riferibile al Pleistocene medio è costituito dai prodotti degli strato-coni di Corvo, Rivi, Capo e Fossa delle Felci, in cui prevalgono i basalti ricchi in allumina, con

subordinate andesiti e daciti nelle fasi finali. Un lungo periodo di quiescenza nell'attività vulcanica è messo in evidenza da un'intensa fase erosiva, con formazione di livelli terrazzati di abrasione marina a carattere glacio-eustatico. Solo nel corso della glaciazione Wurmiana si realizzava una ripresa dell'attività eruttiva, che dava luogo al ciclo post-erosivo, cui vengono attribuiti lo strato-

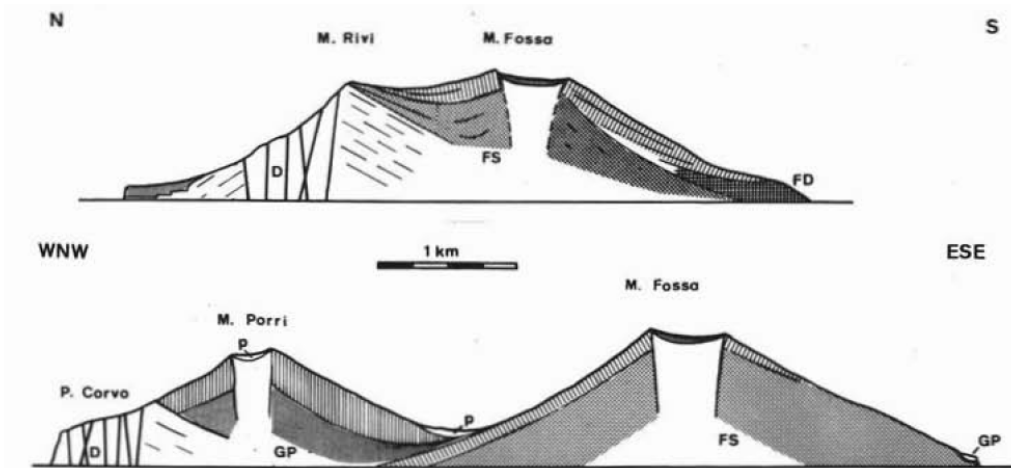
³⁰ BARCA D. & VENTURA G. (1991). Evoluzione vulcano-tettonica dell'isola di Salina. Mem. Soc. Geol. It., 47, 401-415.

³¹ CRITELLI S. et al. (1993). Relazioni tra attività vulcanica, sedimentazione epiclastica ed evoluzione geomorfologica nell'Isola di Salina (Isole Eolie). Boll. Soc. Geol. It., 112, 447-470.

³² CALANCHI et al. (1996). Guida escursionistico-vulcanologica delle Isole Eolie. Centro Studi e Ricerche di Storia e Problemi Eoliani. Union Printing s.p.a., Viterbo.

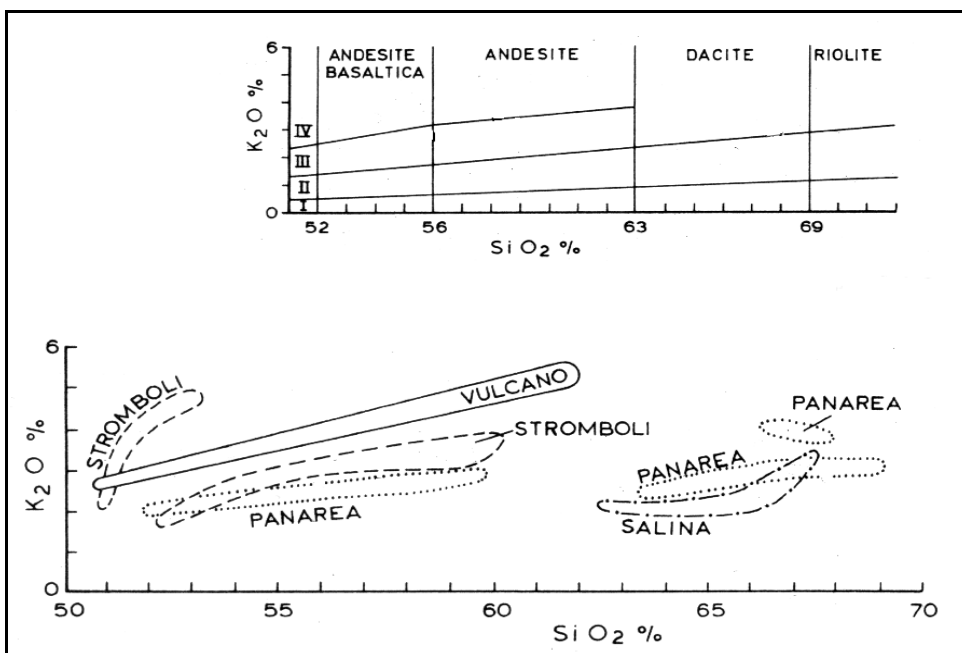
³³ KELLER J. (1980). The island of Salina. Rend. Soc. It. Min. Petrol., 36, 489-524.

vulcano andesitico del Monte dei Porri e il cratere esplosivo di Pollara. Quest'ultimo rappresenta il risultato di una violenta fase esplosiva verificatasi circa 13.000 anni B.P.



Profili geo-vulcanologici attraverso l'Isola di Salina (Keller, 1980).
 Legenda: FS = scorie primarie del cono della Fossa; FD = daciti del cono della Fossa e inclusa la serie del Favarolo; D = dicchi nei vulcani Corvo e Rivi; GP = tufi dei Porri; p = piroclastiti di Pollara.

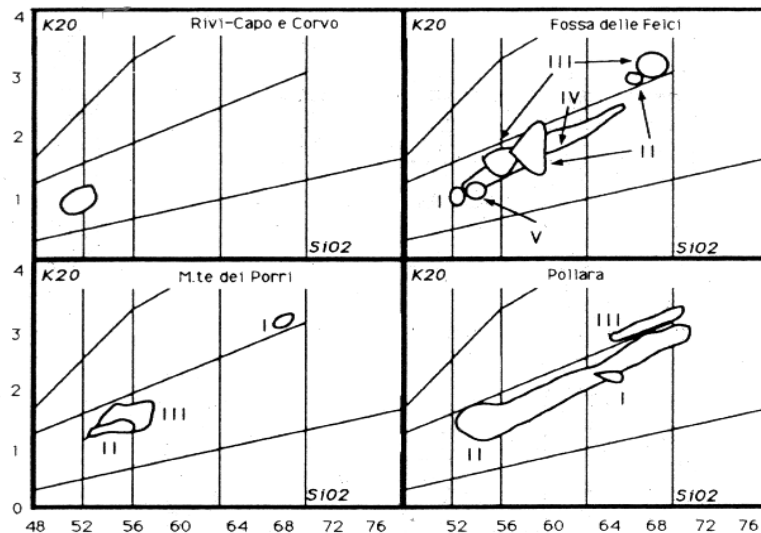
Gli apparati vulcanici più antichi (Rivi e Capo) si presentano in atto assai erosi dall'azione marina o ricoperti dai depositi del Monte Fossa delle Felci, che risulta per la parte più antica il più giovane vulcano del ciclo pre-erosivo. La seconda fase, successiva all'evento erosivo marino, comprende i cicli di attività del cono del Monte dei Porri e dei centri eruttivi di Pollara (67-13 Ka B.P.). L'attività effusiva dei vari complessi vulcanici durante le due fasi è stata prevalentemente di tipo "stromboliano", anche se si registra una subordinata presenza di materiale piroclastico sotto forma di surge e di tufi/pomici.



Evoluzione del vulcanismo eoliano sul diagramma K_2O/SiO_2 di EWART (1982) sulla base di dati ripresi dalla letteratura. Stromboli: serie shoshonitica da DEPUY et al. (1981); Vulcano: serie shoshonitica da KELLER (1980); Stromboli: serie H-K calcalina da ROSI (1980) e DUPUY et al. (1981); Panarea: serie calcalina e H-K calcalina da ROSSI et al. (1986); Salina: serie calcalina da KELLER (1980) e CALANCHI (dati non pubblicati).

L'assetto geologico dell'isola, secondo CALANCHI et al. (1996), deriva dal succedersi di eventi vulcanici inquadrati in tre stadi evolutivi con la messa in posto di lave e piroclastiti ad affinità

calcalina e calcalina alta in K, con composizioni variabili da termini basaltici fino a riolitici, come peraltro evidenziato anche dai diagrammi SiO_2/K_2O delle vulcaniti distinte per centro di emissione.



Diagrammi SiO_2/K_2O delle vulcaniti dell'isola di Salina distinte per centro di emissione e cicli eruttivi

Il I stadio evolutivo inizia circa 500 Ka B.P. ed è caratterizzato da un'attività effusiva e/o stromboliana localizzata sia lungo fessure eruttive (Rivi-Capo) che in apparati centrali (Corvo e Fossa delle Felci). L'attività del complesso vulcanico Rivi-Capo inizia con colate laviche a composizione basaltica e prosegue con una alternanza di depositi stromboliani (banchi di scorie) e sottili colate laviche. Allo stesso stadio appartengono le colate laviche basaltiche del vulcano del Corvo. L'ultimo centro afferente a tale stadio è lo stratovulcano³⁴ Fossa delle Felci, che inizia la propria attività circa 127 Ka B.P. con l'emissione di scorie e lave andesitico-basaltiche e la formazione di un duomo di composizione dacitica.

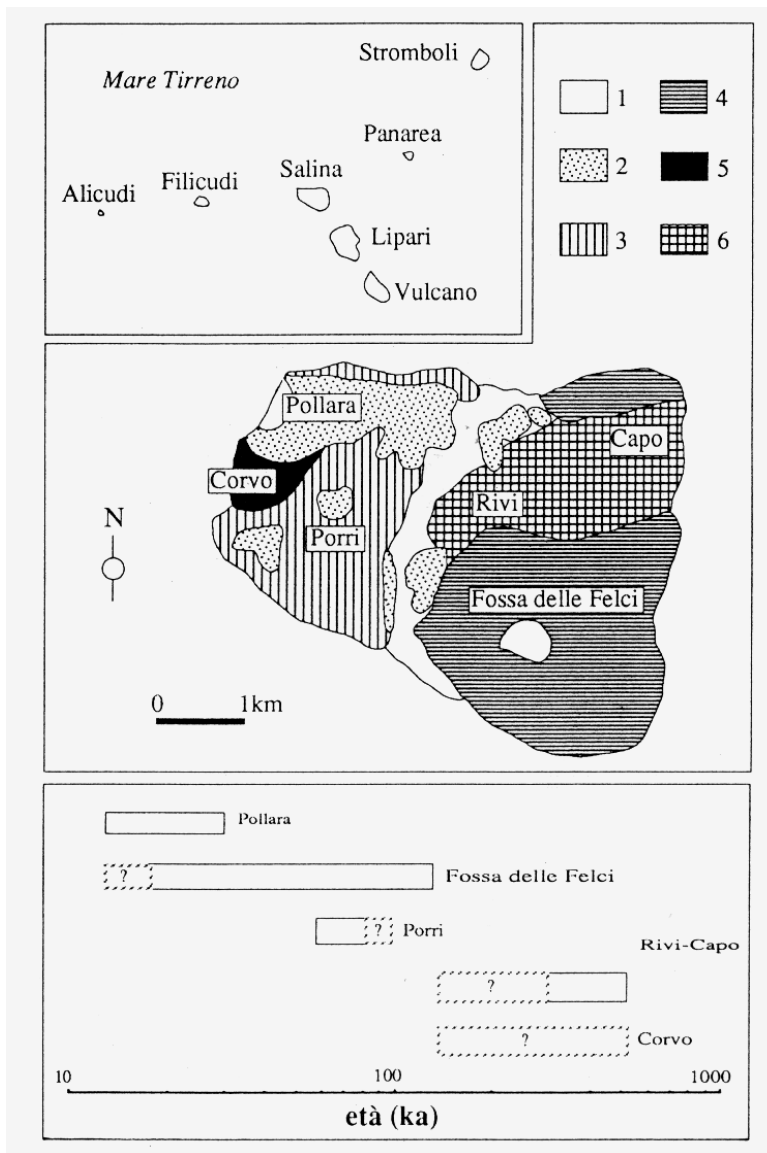
Il passaggio al II stadio evolutivo è interrotto un periodo di stasi dell'attività vulcanica con la deposizione di un conglomerato marino, che permettono di distinguere una fase "pre-erosiva" (I stadio evolutivo), ora prevalentemente ma non completamente sommersa, da una fase "post-erosiva" (II e III stadio).

Nel II stadio riprende l'attività della Fossa con eruzioni idromagmatiche (depositi di "surge", "fall" e "flow"), esplosioni stromboliane (scorie saldate) ed colate laviche andesitico-basaltiche o andesitiche. Quindi entra in attività il vulcano del Porri con tre fasi di attività: fase iniziale effusiva (lave andesitico-basaltiche), intermedia esplosiva idromagmatica e finale prevalentemente effusiva e/o di fontane di lava (scorie). L'attività dello stratovulcano del Porri termina intorno a 67 Ka B.P.

Il III ed ultimo stadio evolutivo inizia intorno a 30 Ka B.P. con la emissione dei prodotti lavici dacitici dell'apparato di Pollara, mentre contemporaneamente è ancora attivo il centro della Fossa con la messa in posto di cineriti scoriacee. L'attività del Pollara è seguita da due importanti eventi

esplosivi pomicei che portano alla costruzione di una complessa struttura a "Tuff ring"³⁵. I depositi piroclastici sono separati da un paleosuolo, datata circa 13 Ka B.P., indicativo di una prolungata stasi di attività vulcanica. L'attuale morfologia di Pollara è dovuta ai processi erosivi che hanno evidenziato il parziale riempimento della depressione lacustre che occupava il fondo del "Tuff ring".

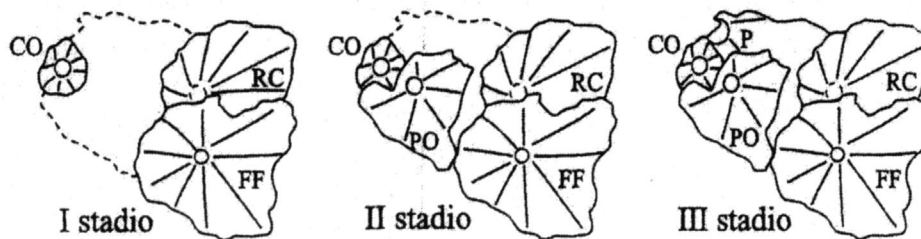
Nell'ambito dei depositi piroclastici post-conglomerato si segnalano sottili strati cineritici di colore ocraceo correlabili con quelli presenti su Lipari, Vulcano, Filicudi e Panarea.



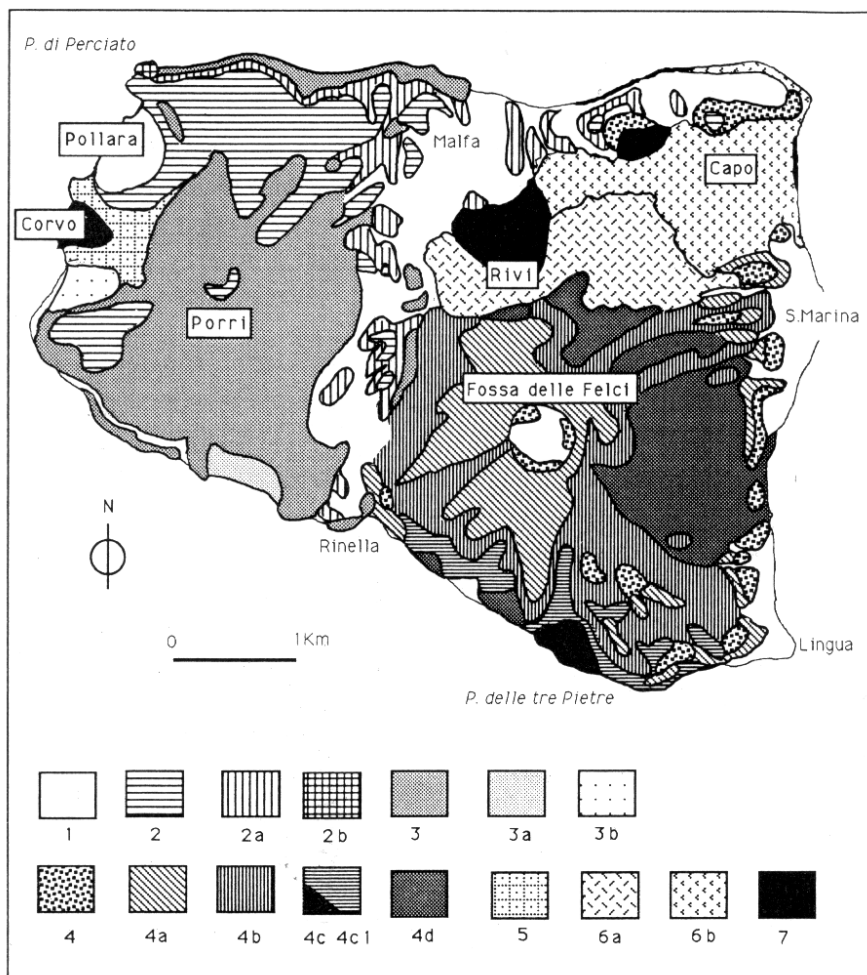
Schema geologico e cronologico dell'Isola di Salina. Legenda: 1) depositi piroclastici ed epiclastici indifferenziati; 2) prodotti del centro di Pollara; 3) prodotti del Monte dei Porri; 4) prodotti del Monte Fossa delle Felci; 5) prodotti del vulcano del Corvo; 6) prodotti del complesso Rivi-Capo.

³⁴ Stratovulcano: vulcano alla cui edificazione hanno contribuito in modo significativo sia "colate laviche" che "depositi piroclastici" insieme ad abbondanti dicchi e sill (un dicco a giacitura concordante con quella delle colate laviche e depositi piroclastici entro cui si intrude). I fianchi del vulcano sono spesso interessati da coni e da "bocche eruttive" parassite.

³⁵ Tuff ring: edificio vulcanico costituito dall'accumulo di "dry surge"; tipicamente ha un bastione basso la cui altezza è confrontabile con il diametro del cratere e pendii dolci.



Schema evolutivo dell'apparato vulcanico dell'Isola di Salina
(CO = Corvo; FF = Fossa delle Felci; RC = Rivi-Capo; PO = Monte Porri; P = Pollara)



Carta geologica schematica dell'isola di Salina. 1) Depositi piroclastici ed epiclastici indifferenziati; 2) Piroclastiti del III Ciclo di Pollara; 2a) Piroclastiti del II Ciclo del Centro di Pollara; 2b) Lave del I Ciclo del Centro di Pollara; 3) Lave e piroclastiti del III Ciclo del Monte dei Porri; 3a) Piroclastiti del II Ciclo del Monte dei Porri; 3b) Piroclastiti del I Ciclo del Monte dei Porri; 4) Piroclastiti del V e VI Ciclo della Fossa delle Felci; 4a) Piroclastiti e lave del IV Ciclo della Fossa delle Felci; 4b) Piroclastiti e lave del III Ciclo della Fossa delle Felci; 4c1) Lave del II Ciclo della Fossa delle Felci; 4c) Lave del duomo dacitico di Punta delle tre Pietre (II Ciclo della Fossa delle Felci); 4d) Lave e piroclastiti del I Ciclo della Fossa delle Felci; 5) Lave del Corvo; 6a) Lave e Piroclastiti del II Ciclo del Centro Rivi-Capo; 6b) Lave e Piroclastiti del I Ciclo del Centro Rivi-Capo; 7) Dicchi e filoni costituenti i sistemi di alimentazione superficiale del Corvo e del Complesso Rivi-Capo.

Carta geologica (ripresa da Critelli et al., 1993)

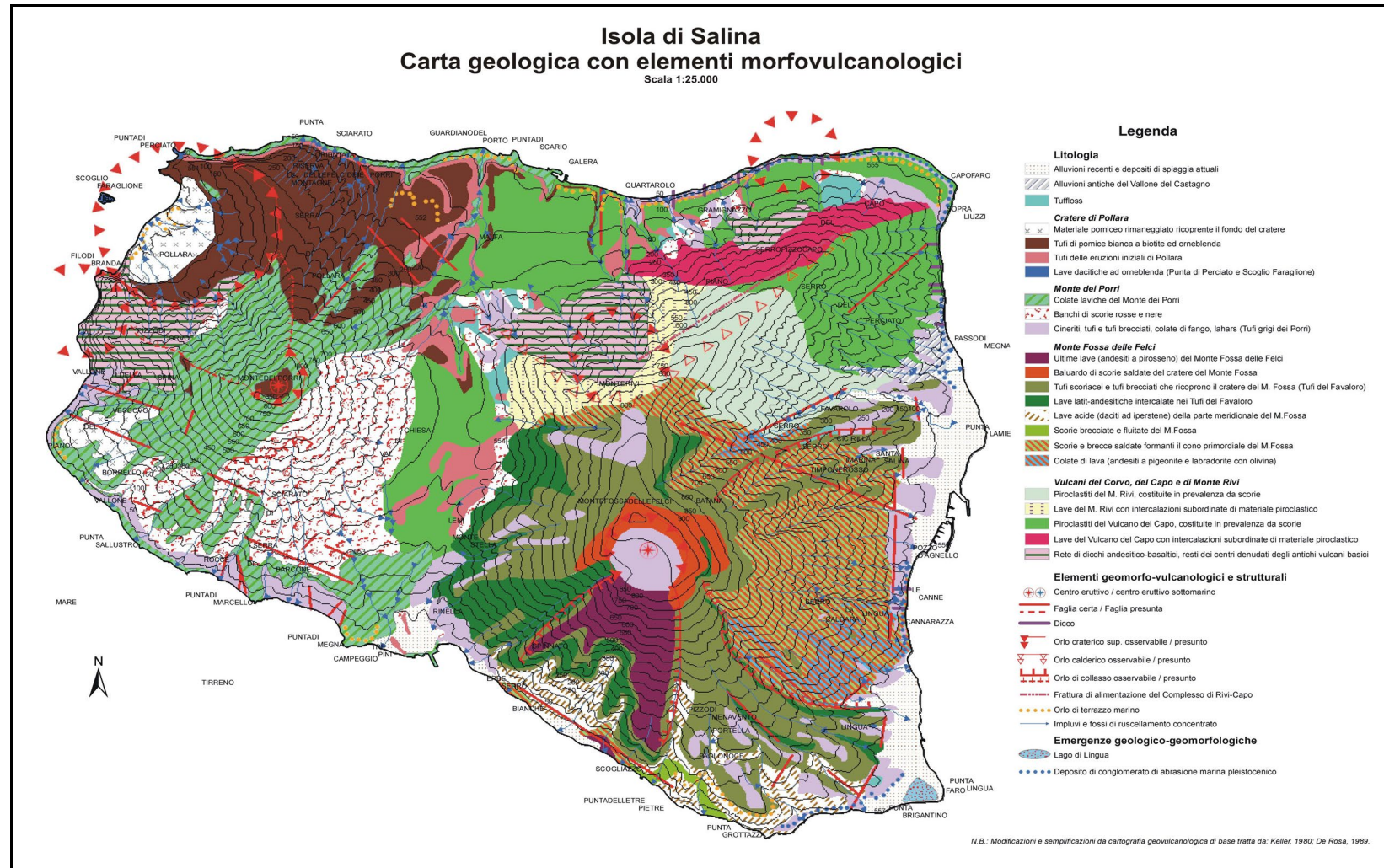
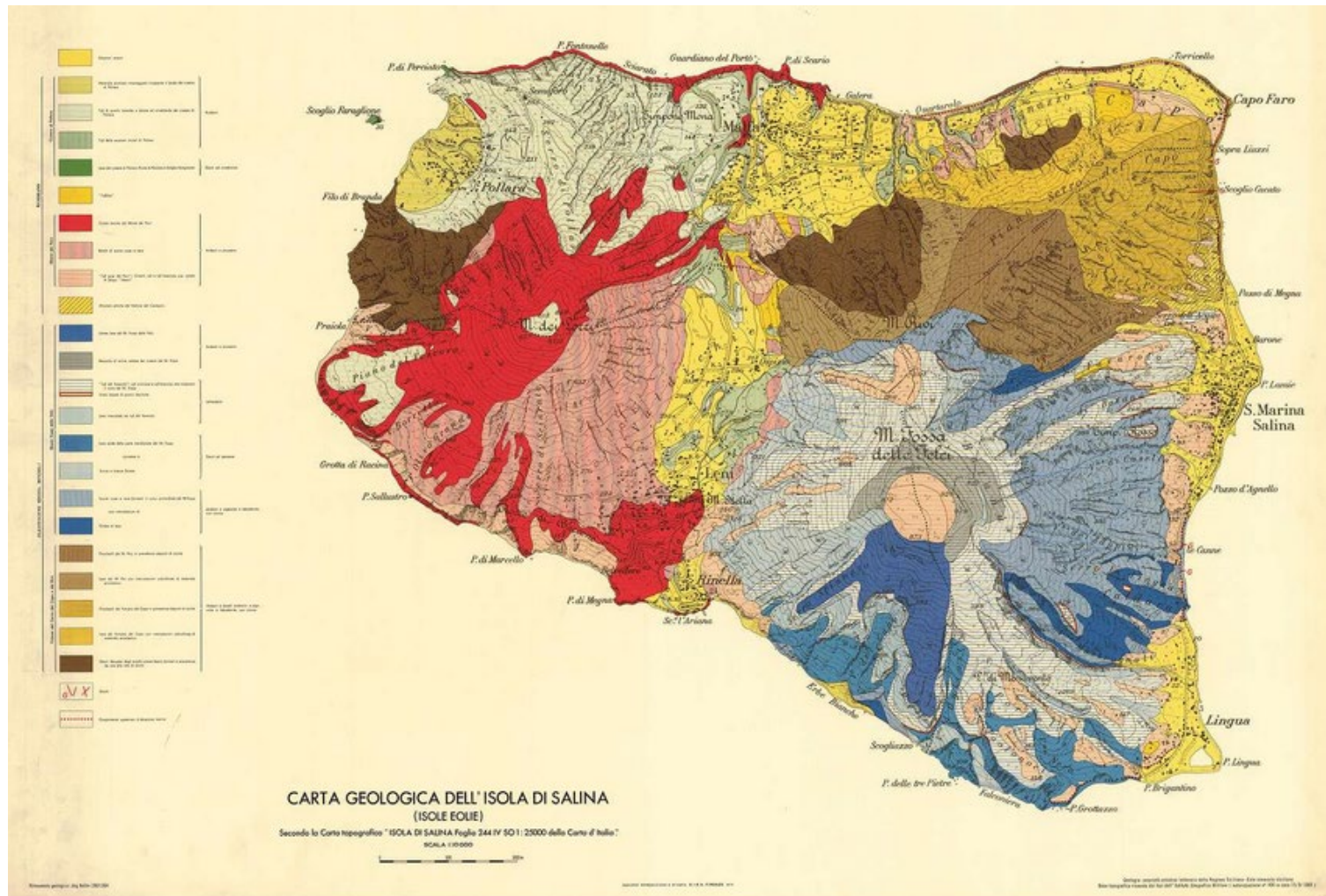
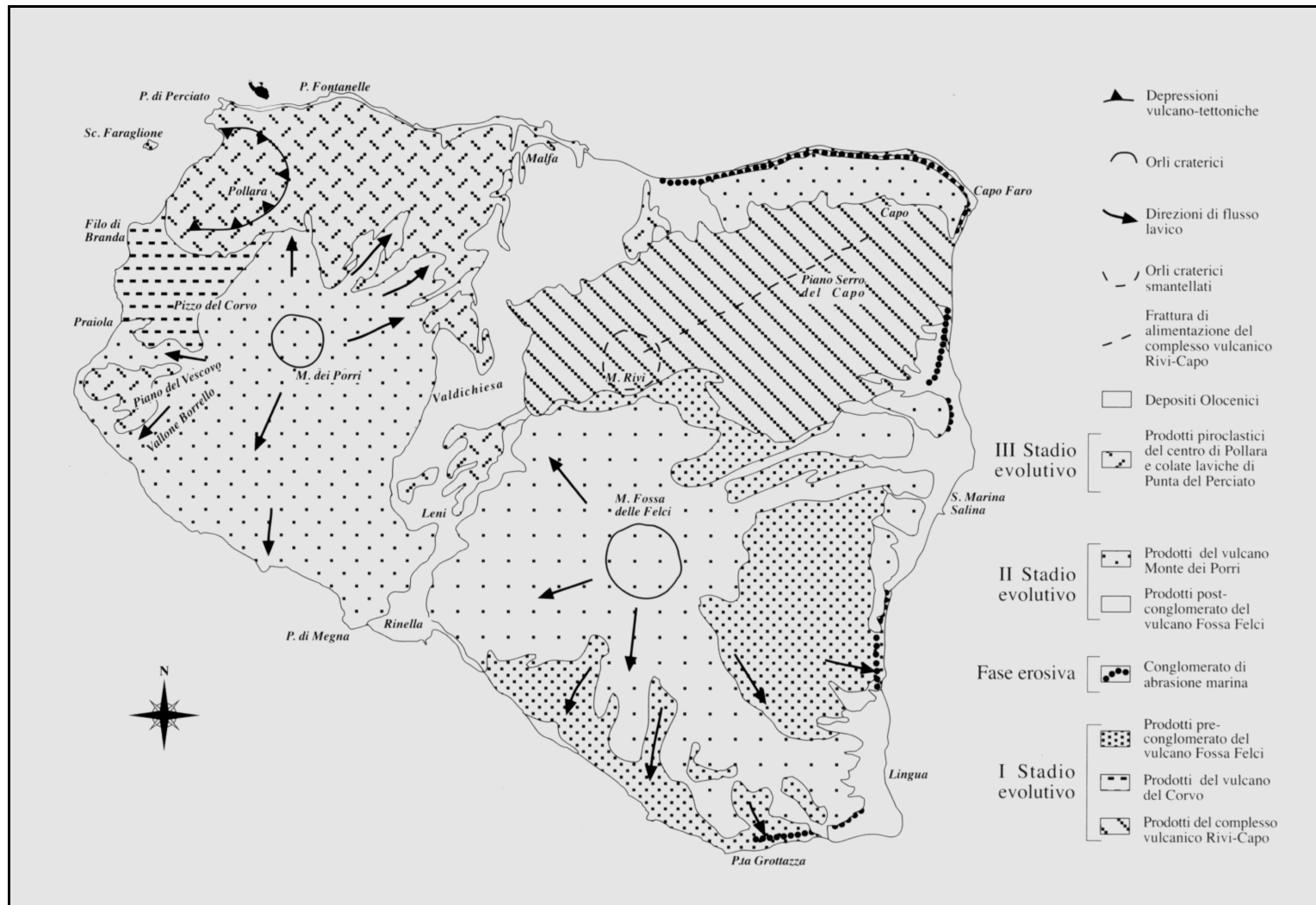


Fig. 2) – Carta geologica con elementi morfovolcanologici dell’Isola di Salina



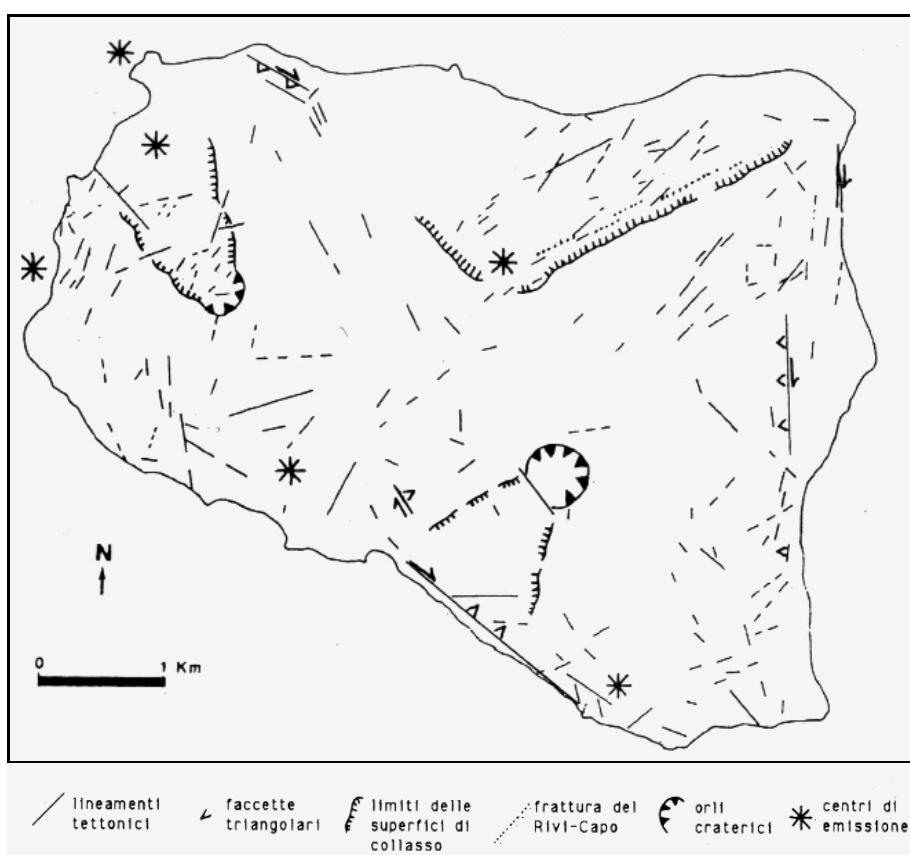
4 – Carta geologica dell'Isola di Salina (Keller, 1980)



Carta geologica (Calanchi et al., 1996)

Da un punto di vista strutturale, il complesso di Salina è caratterizzato da due distinti allineamenti marcati da evidenze morfo-vulcaniche:

- un allineamento E-W, riconoscibile nell'andamento della linea di costa settentrionale, sicuramente attivo nelle più antiche fasi di formazione dell'isola e che evidenzia anche per la disposizione dei centri eruttivi antichi;
- un allineamento N-S, marcato dall'orientazione dei segmenti di costa nei settori orientali e occidentali dell'isola, attivo nelle fasi evolutive più recenti e probabilmente ancora oggi, come ipotizzato da ricerche in ambiente subacqueo che hanno evidenziato manifestazioni fumaroliche disposte sullo stesso allineamento (CALANCHI et al., 1987)³⁶.



Carta delle lineazioni e delle strutture morfologiche nell'Isola di Salina (Critelli et al., 1993)

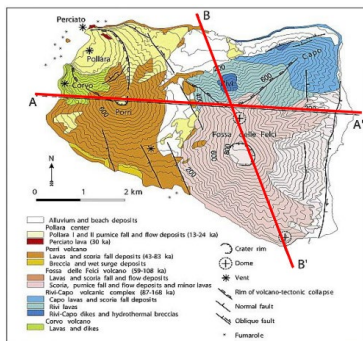
Un quadro strutturale più dettagliato è riportato nella allegata carta delle lineazioni e delle strutture morfologiche (orli craterici e superfici di collasso), da cui risulta:

- le strutture orientate N-S sono ben sviluppate nella parte orientale dell'isola, da Capo Faro a Lingua, e presentano una componente trascorrente destra;
- le strutture NE-SW prevalgono nel settore nord-orientale e presentano la stessa orientazione dell'asse delle fratture eruttive del sistema Rivi-Capo;

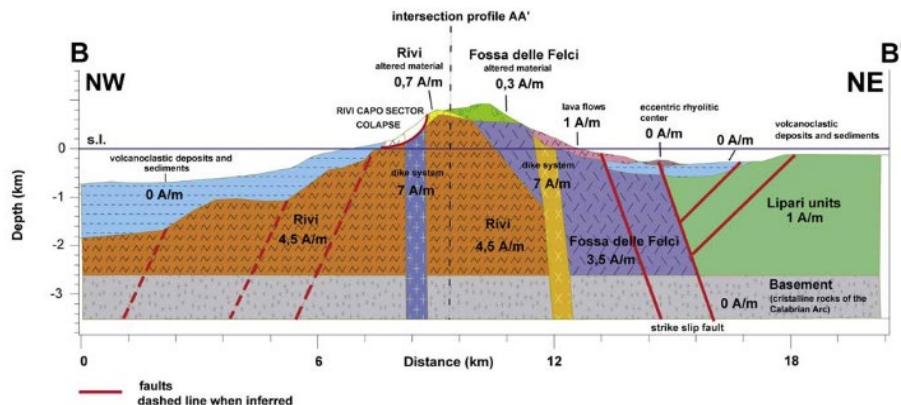
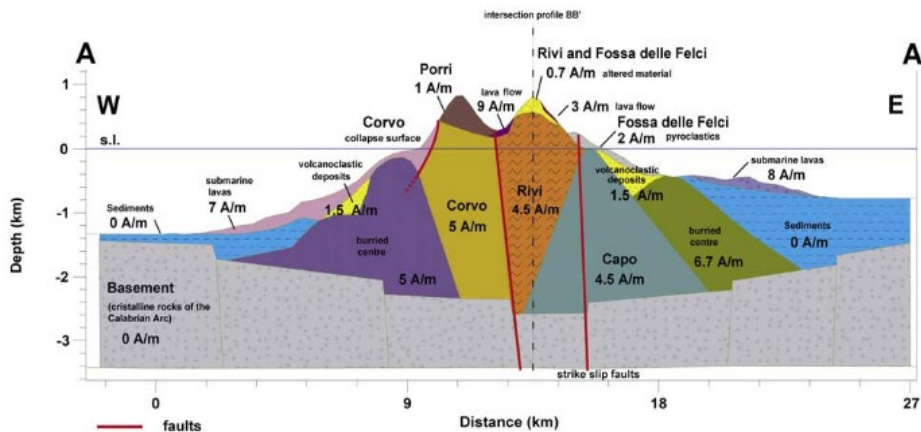
³⁶ CALANCHI N. et al. (1987). L'attività del centro di Pollara (Salina, Isole Eolie). Boll. G.N.V., 187-213.

- le strutture NW-SE con indizi di trascorrenza destra interessano la parte NW dell'isola e tutto il versante meridionale dell'edificio della Fossa delle Felci;
- le strutture di collasso sono localizzate sul versante settentrionale del sistema Rivi-Capo, su quello meridionale della Fossa delle Felci e nel settore nord-orientale (apparato del Corvo e M.te dei Porri).

La forma triangolare dell'isola confermerebbe l'importanza del ruolo svolto dal controllo strutturale sul suo sviluppo morfologico e si può affermare che la costa orientale è controllata dalle strutture con orientamento N-S, mentre quella meridionale dal sistema NW-SE.



Profili geologici crostali attraverso l'Isola di Salina (DE RITIS et al., 2007)³⁷

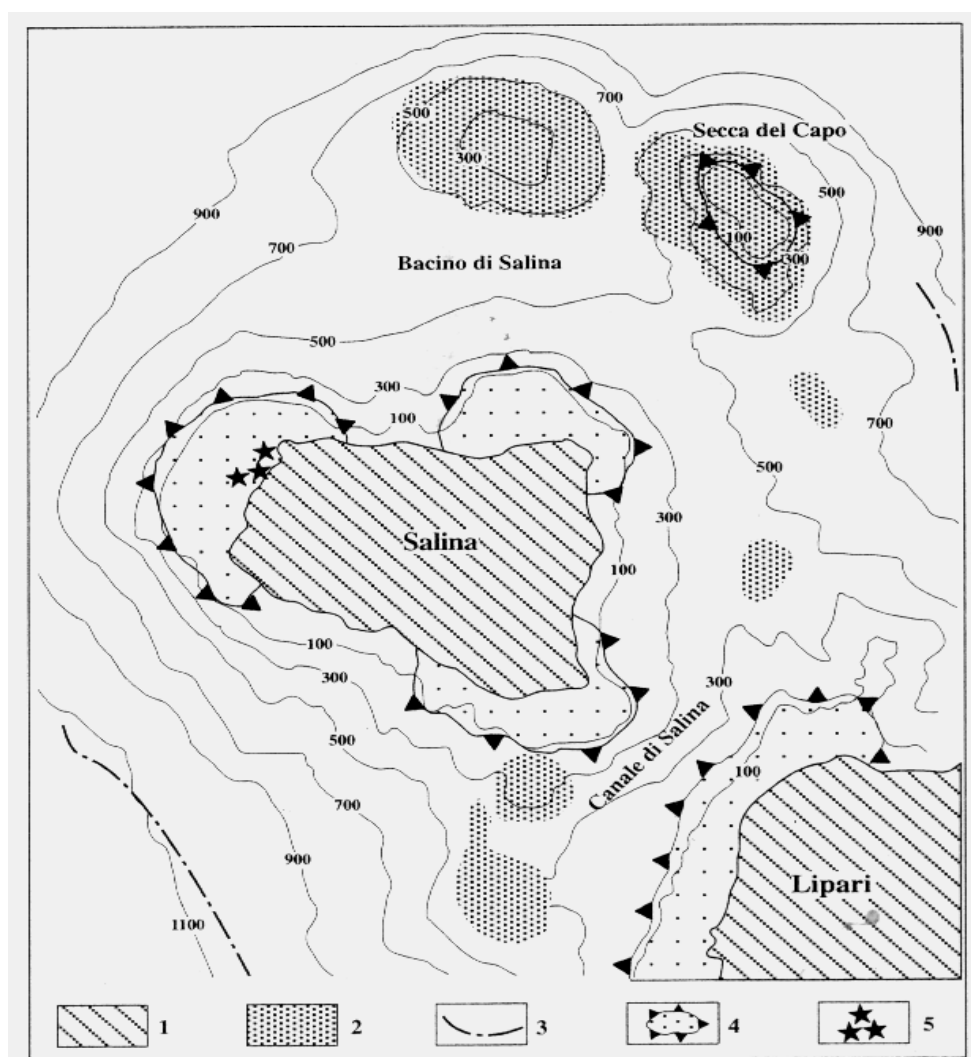


³⁷ DE RITIS R. et al. (2007). Aeromagnetic anomalies reveal hidden tectonic and volcanic structures in the central sector of the Aeolian Islands, southern Tyrrhenian Sea, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 112(B10).

2.2 – LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

2.2.1 – ASSETTO MORFOLOGICO SOMMERSO E SUBAEREO

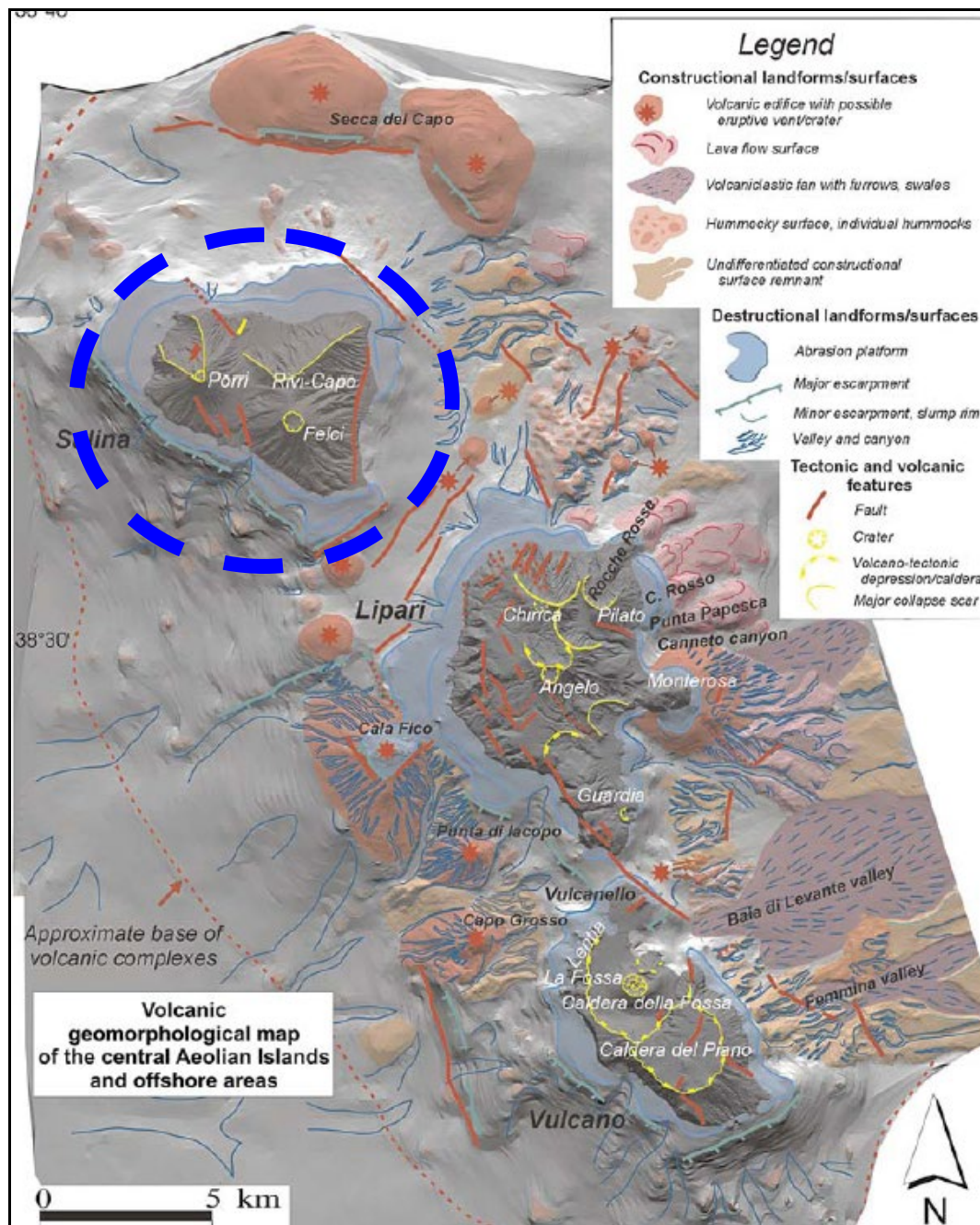
Il carattere saliente dell'assetto sommerso dell'apparato vulcanico di Salina è la presenza di ampie piattaforme di abrasione con estensione semi-circolare attorno alle porzioni a più antica attività (centri eruttivi di Corvo, M. Rivi e Serra del Capo), mentre il deposito terrazzato sommerso presente all'estremo SE dell'isola interessa la porzione basale dell'apparato del M. Fossa delle Felci.



Carta batimetrico-morfologica del settore sommerso circostante l'Isola di Salina. Legenda: 1) aree emerse; 2) centri vulcanici secondari; 3) limite dell'apparato vulcanico; 4) terrazzo di abrasione marina; 5) emissioni fumaroliche

Nei settori con assenza di terrazzi deposizionali sommersi i versanti immergono ripidamente e sono solcati da numerosi canyon, che drenano il materiale vulcanoclastico verso la base del complesso vulcanico, posta a profondità non molto elevate verso i fianchi N,E e SE per la presenza di altri

centri vulcanici, mentre verso W e S si raggiungono profondità superiori ai 1000 m (CALANCHI et al.,1987; CHIOCCI & ROMAGNOLI, 2004³⁸).

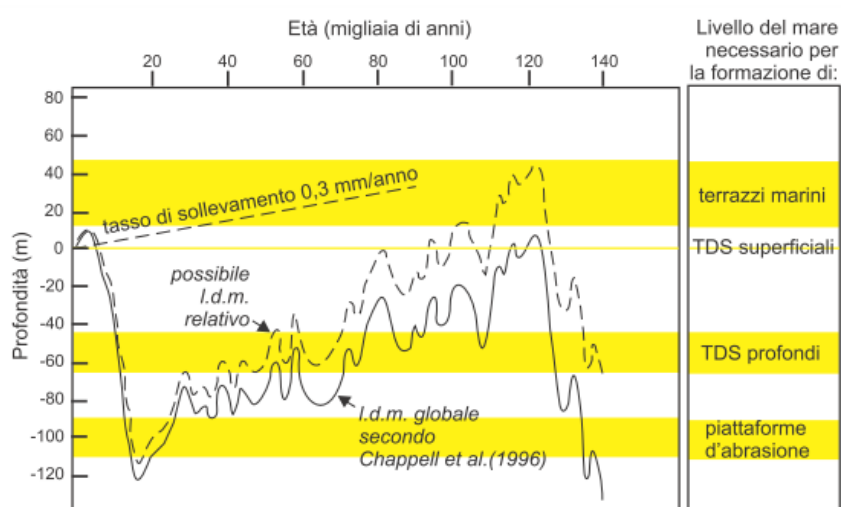


Carta geomorfologica e vulcanica del settore centrale delle Isole Eolie e dell'area marina contermina (FAVALLI et al., 2005)³⁹

³⁸ CHIOCCI F.L. & ROMAGNOLI C. (2004). Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie (Sicilia). Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 63,81-114.

³⁹ FAVALLI M. et al. (2005). Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. Bull. Volcanol., 68, 157-170

I terrazzi si sono formati a seguito di movimenti relativi di innalzamento e/o abbassamento sia delle isole che del livello del mare, dovuti alle variazioni climatiche verificatesi durante le glaciazioni a partire dal Pleistocene medio-superiore (circa 200 Ka B.P.). I terrazzi deposizionali sommersi, identificati nell'ultimo decennio con indagini geologiche sottomarine, sono localizzati in termini di fascia batimetrica sulla curva eustatica degli ultimi 140 Ka (CHAPPEL et al., 1996)⁴⁰, deformata per tenere conto di un tasso medio di sollevamento di 0,3 m/Ka (= mm/anno). Sulla stessa curva si definisce la quota dei terrazzi emersi, corrispondenti in termini di età all'intervallo 100 ÷ 125 Ka B.P.



Curva del livello marino per gli ultimi 140 ka e, in tratteggio, andamento del livello relativo del mare indotto dal tasso di sollevamento. Le fasce orizzontali rappresentano l'intervallo del livello relativo del mare che corrisponderebbe alla formazione dei due gruppi di TDS osservati, delle piattaforme di abrasione marina e dei terrazzi marini sollevati. L'esempio si riferisce alle quote dei terrazzi marini osservati su Lipari (LUCCHI et al., 1999)⁴¹.

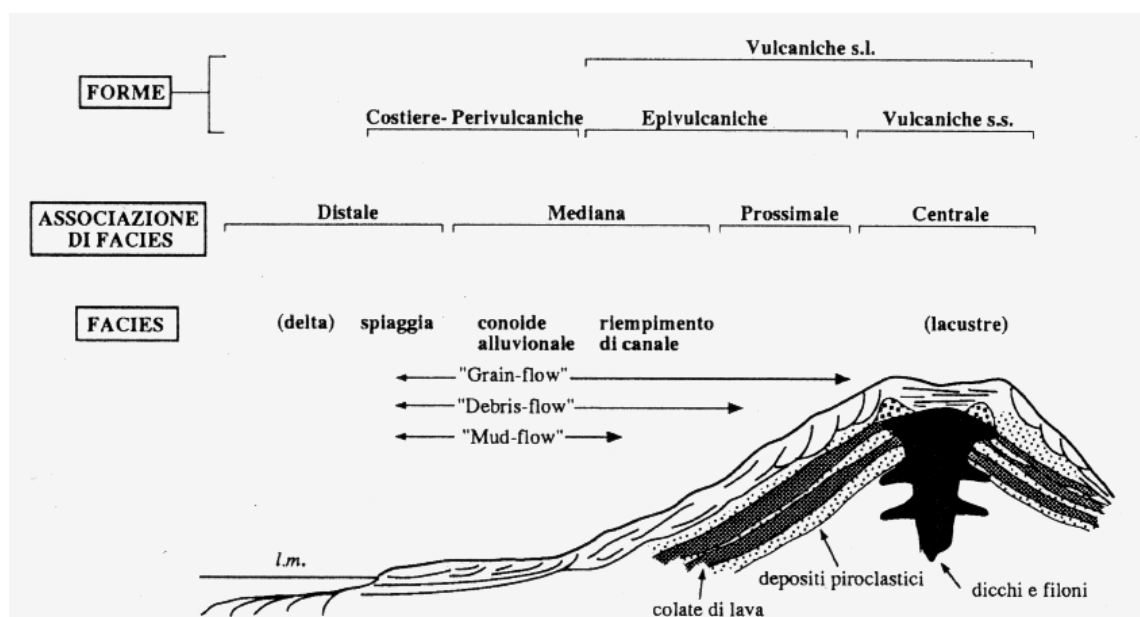
La porzione subaerea dell'Isola di Salina si caratterizza morfologicamente con due ripidi coni vulcanici (Monte Fossa delle Felci: quota 962 m s.l.m.; Monte dei Porri: quota 854 m s.l.m.), separati dalla sella di Valdichiesa (290 m s.l.m.)⁴². L'area depressa compresa tra i due edifici vulcanici, che si sviluppa tra Malfa e Rinella, presenta una struttura piuttosto complessa. Nel settore settentrionale di Malfa confluiscono le conoidi del Monte dei Porri e del Monte Rivi; mentre a sud è presente, topograficamente più elevata, una strettoia delimitata a NE dalla faglia Sciarato-Ospizio di Leni. Questa strettoia si allarga, procedendo verso sud, nella contrada Valdichiesa, dove si trovano conoidi epiclastiche reincise e scarpate di faglia.

⁴⁰ CHAPPEL J. et al. (1996). Reconciliation of Late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huan Peninsula with deep sea oxygen isotope records. Earth Plan. Sci. Letts., 141, 227-236.

⁴¹ LUCCHI F. et al. (1999). I terrazzi marini dell'Isola di Panarea (Isole Eolie): loro utilizzo nella definizione dell'eustatismo e del sollevamento tardo-Pleistocenico. Boll. Soc. Geol. It., 118, 545-562.

⁴² Da questi due vulcani spenti, visti da nord-est, deriva il suo antico nome greco Διδύμη, *Didýmē* (da διδύμος, *didymos*, "gemello"). L'attuale nome deriva invece da un laghetto presente nella frazione di Lingua del Comune di S. Marina di Salina, dal quale si estraeva il sale.

Le forme morfologiche presenti sono *vulcaniche*, *epivulcaniche*, *perivulcaniche* e *costiere* (CARVENI & STURIALE, 1984⁴³; CRITELLI et al., 1993), come si evince dalla allegata carta geomorfologica. Le forme vulcaniche, di tipo essenzialmente costruttivo, sono ben correlabili alle diverse fasi di attività e conferiscono all'isola la caratteristica morfologia generale. Nei periodi intereruttivi predominano i processi di smantellamento, i quali generano forme epivulcaniche, prevalentemente distruttive, presenti sulle pendici degli edifici, e forme perivulcaniche, presenti alla base degli edifici e di tipo costruttivo. Le forme costiere sono sia perivulcaniche che di ambiente non vulcanico in senso stretto.

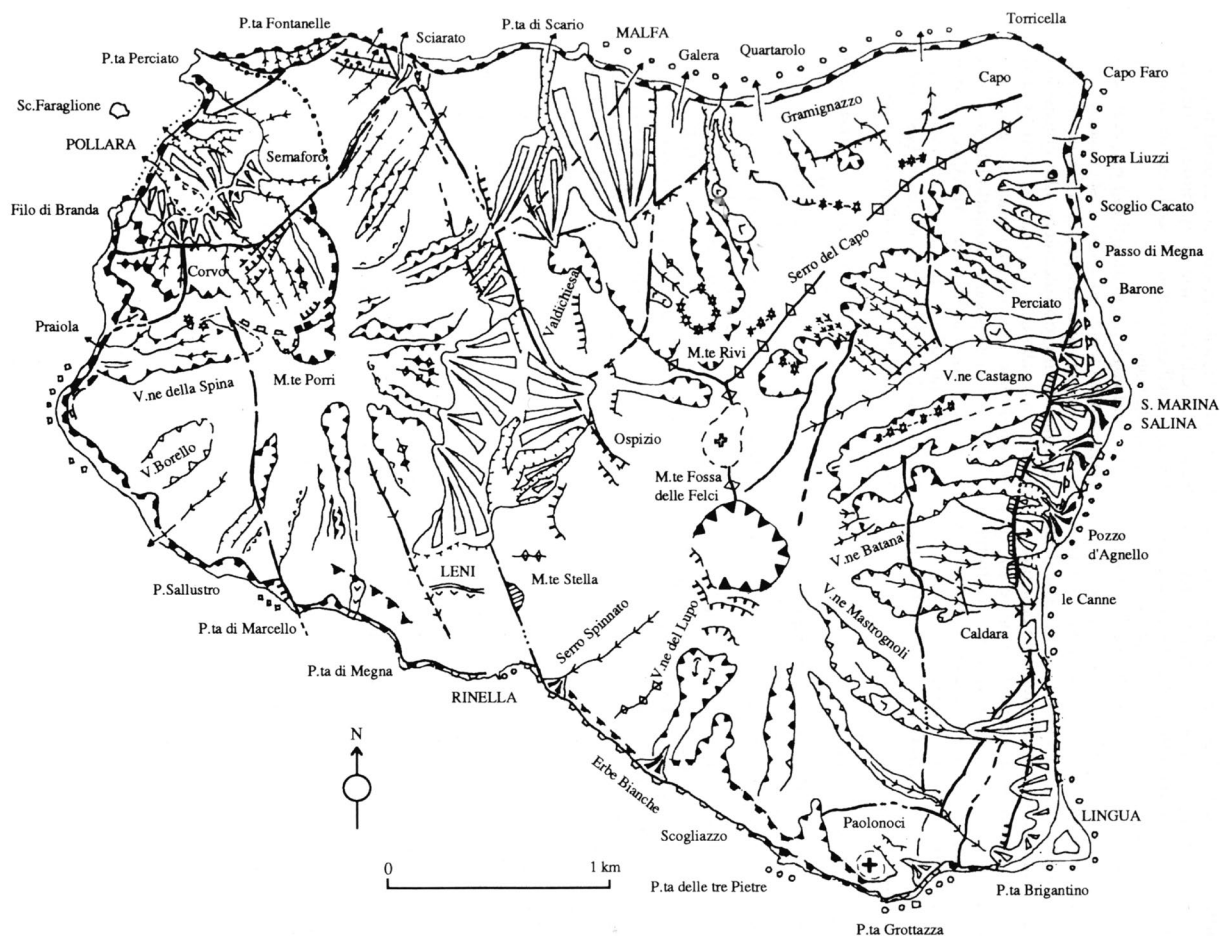


Schema delle relazioni tra morfologia e facies epiclastiche lungo le pendici di un edificio vulcanico

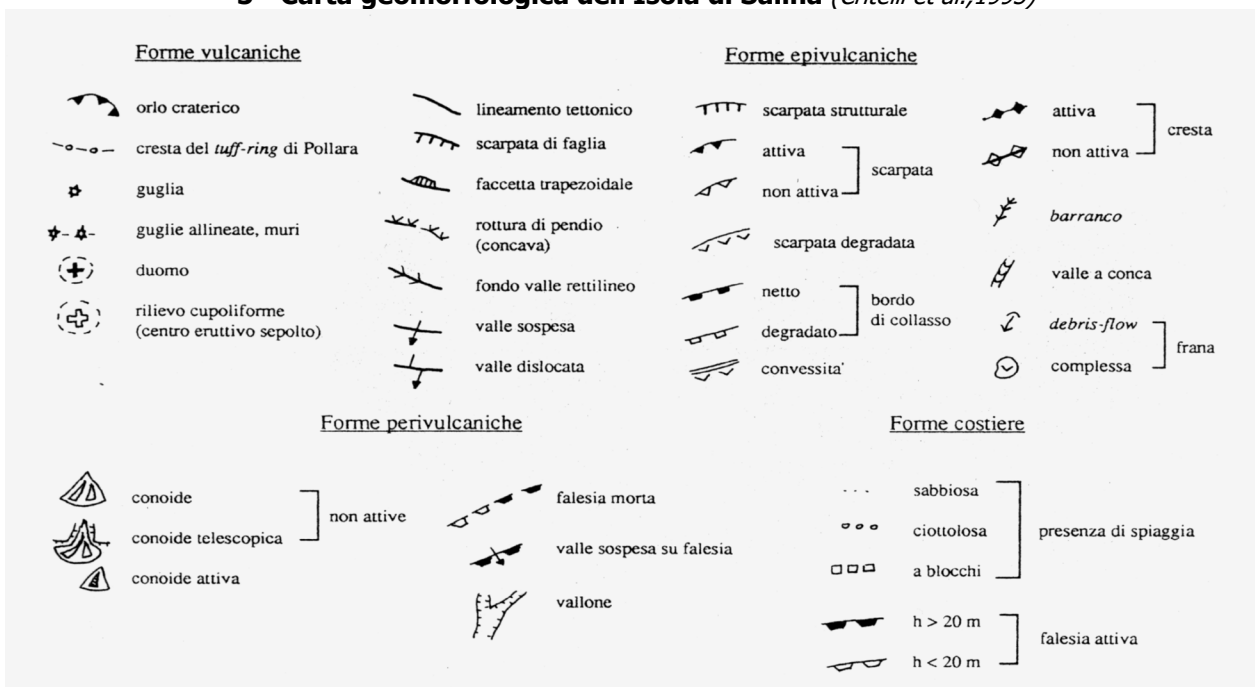
Gli orli craterici meglio conservati si identificano con il M.te Fossa delle Felci, di diametro prossimo a 600 metri e interrotto nella parte sud-occidentale dall'ultima colata di lava, e con il M.te dei Porri, svasato sul lato settentrionale, probabilmente per la parziale demolizione indotta da attività esplosiva. Il terzo orlo craterico, con una caratteristica forma ad anfiteatro aperto verso il mare, è ubicato in corrispondenza del villaggio Pollara e si collega all'ultimo episodio eruttivo verificatosi nell'isola.

L'idrografia è evidentemente condizionata dal quadro orografico locale e disegna andamenti radiali centrifughi lungo i versanti degli edifici conici ed andamenti sub-paralleli lungo gli opposti versanti di Piano Serro del Capo, cresta a sviluppo rettilineo con andamento NE-SW nel settore nord-orientale dell'isola.

⁴³ CARVENI P. & STURIALE C. (1984). Caratteri geomorfologici dell'Isola di Salina. Atti dei Conv. Lincei, 62, 97-105.



5 - Carta geomorfologica dell'Isola di Salina (Critelli et al., 1993)

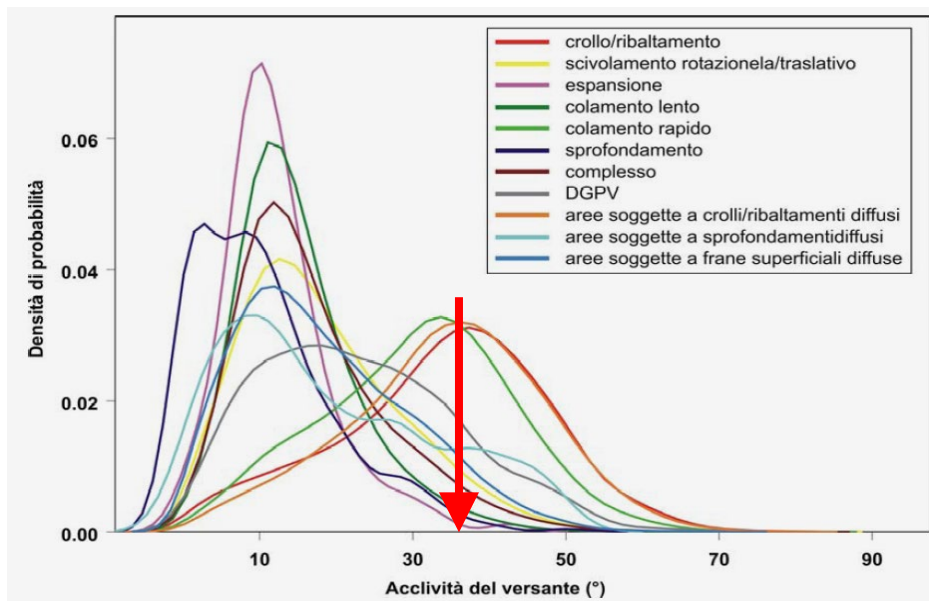


2.2.2 – DINAMICA DEI VERSANTI E DISSESTABILITÀ

L'assetto morfologico e la dinamica dei versanti restano condizionati dalla acclività e dalla resistenza delle litologie affioranti, prevalentemente rappresentate da depositi piroclastici ed epiclastici incoerenti o rinsaldati, ma in qualunque caso suscettibili all'erosione. Nelle attuali condizioni l'agente morfodinamico più importante è l'acqua, anche se non sviluppa gli stessi effetti del passato, come testimoniato da stretti canali di erosione presenti lungo i versanti dell'isola (*barrancos*), la cui attività erosiva risulta in atto modesta.

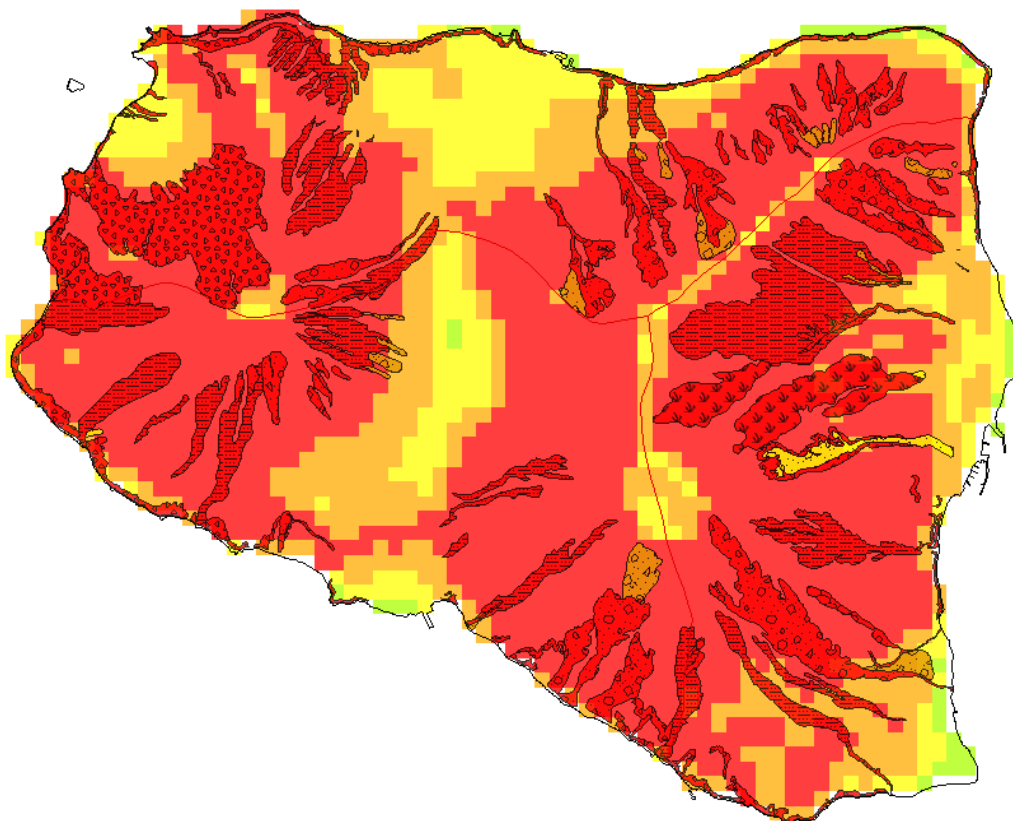
Le fenomenologie gravitative, che si attivano lungo i *barrancos*, sono riconducibili a crolli nelle zone di testata e sui fianchi, spesso caratterizzati da alte pareti sub-verticali, e da colate di detrito lungo il loro sviluppo con deposizione di conoidi in ambiente subacqueo o troncate nella parte subaerea da falesia morte o attive, sulle quali si impostano altri fenomeni di crollo e/o ribaltamento per scalzamento al piede indotto dall'azione del moto ondoso.

Le diverse caratteristiche di resistenza dei terreni affioranti si evidenziano dal raffronto tra acclività e dissestabilità. Da questo punto di vista, si fa riferimento ai dissesti censiti in ambito P.A.I., da cui risultano tipologie inquadrabili tra i fenomeni attivi dovuti ad erosione accelerata e colamento rapido, a sviluppo radiale rispetto ai cono vulcanici dei Monte dei Porri e Fossa delle Felci, generalmente localizzati lungo i *barrancos*. I crolli, invece, si localizzano prevalentemente lungo le falesie costiere, attaccate dal moto ondoso. I dissesti si concentrano lungo i versanti degli apparati vulcanici con pendenza > 35 % ($\beta > 20^\circ$), mentre nelle aree con pendenza inferiore, ove si localizzano i centri abitati, la suscettibilità al dissesto risulta limitata o indotta da cause prevalentemente antropiche.















Densità di probabilità per diverse tipologie di frana in rapporto all'acclività

Queste osservazioni trovano riscontro nella densità di probabilità delle diverse tipologie di frana, ricostruita da TRIGLIA & IADANZA (2007)⁴⁴ nell'ambito del Progetto IFFI, da cui si evince che la massima probabilità per crolli e colamenti rapidi si realizza con un angolo di inclinazione del versante > 30° .







6 – Carta dell’acclività e dei dissesti dell’Isola di Salina

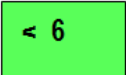
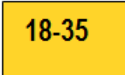

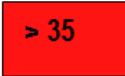
FENOMENI FRANOSI

-  Crollo e/o ribaltamento
-  Colamento rapido
-  Sprofondamento
-  Scorrimento
-  Frana complessa
-  Espansione laterale o deformazione gravitativa (DGPV)
-  Colamento lento
-  Area a franosità diffusa
-  Deformazione superficiale lenta
-  Calanco
-  Dissesti dovuti ad erosione accelerata
-  Area d'attenzione per dissesti potenziali

STATO DI ATTIVITA'

-  Attivo
-  Inattivo
-  Quiescente
-  Stabilizzato artificialmente o naturalmente

ACCLIVITA' DEI VERSANTI (%)

-  < 6
-  18-35
-  6 - 18
-  > 35

⁴⁴ TRIGLIA A. & IADANZA C. (2007). Statistiche nazionali ed elaborazioni dati del progetto IFFI. In APAT: Rapporto sulle frane in Italia. Il progetto IFFI- Metodologie, risultati e rapporti regionali. Rapporti APAT 78/2007.

2.2.3 – PERICOLOSITÀ-RISCHIO GEOMORFOLOGICO E IDRAULICO

I dati relativi al dissesto e alla pericolosità-rischio geomorfologico per quanto riguarda il territorio comunale di Leni (superficie 8,32 Km²) sono ripresi dal P.A.I. e riportati nelle successive tabelle, premesso che l'indice di franosità risulta del 17,4 %, piu' contenuto rispetto agli altri Comuni dell'Isola di Salina (Malfa If = 29,9 %; S. Marina Salina If = 31,9 %).

Attività \ Tipologia		Crolli	Colamenti rapidi	Scorrimenti	Erosione accelerata	Totale
Attivi	N°	14	14		11	39
	Sup. (Ha)	22,83	41,54		77,76	142,13
Inattivi + quiescenti + stabilizzati	N°		6	1		7
	Sup. (Ha)		10,83	0,40		11,23
Totale	N°	14	20	1	11	46
	Sup. (Ha)	22,83	52,37	0,40	77,76	153,36

Pericolosità	P4	P3	P2	P1	P0	Totale
N°	21	9	14	2	0	46
Sup. (Ha)	87,37	12,58	77,55	1,40	0	178,90

Rischio	R4	R3	R2	R1	Totale
N°	1	1	3		5
Sup. (Ha)	0,0004	0,13	0,16		0,29

Per quanto riguarda la pericolosità e il rischio geomorfologico, valutati secondo il criterio adottato in ambito PAI, si fa riferimento alla pericolosità P2+P3+P4, tenuto conto che la presenza o l'inserimento di un nucleo abitato e delle infrastrutture connesse determina una condizione di rischio non tollerabile (R3 + R4). Pertanto si definisce la superficie a pericolosità P2+P3+P4 e la superficie a rischio R3+R4, in modo da disporre:

- della superficie in atto a rischio non tollerabile (R3 + R4), dove vanno programmati solo interventi di consolidamento e messa in sicurezza;
- della superficie suscettibile di trasformarsi in area a rischio non tollerabile con l'inserimento di nuclei abitati e infrastrutture connesse:

$$S (P_2+P_3+P_4) - S (R_3+R_4)$$

Parametro	Sup. a pericolosità non tollerabile P2+P3+P4	Sup. in atto a rischio non tollerabile R3+R4	Sup. potenzialmente a rischio non tollerabile (P2+P3+P4) - (R3+R4)
S (Ha)	177,5	0,1304	177,3696
S % sul totale	0,2010	0,0001	0,2009

Le aree in atto a rischio non tollerabile incidono con una percentuale trascurabile sul territorio comunale, che però si eleva per le aree potenzialmente a rischio, anche se la percentuale di superficie interessata resta molto modesta.

Nel Comune di Leni non risultano segnalazioni di danni provocati da eventi alluvionali, ma nel P.A.I. sono indicati alcuni "siti di attenzione", ovvero tratti di corsi d'acqua con condizioni di pericolo che necessitano di una valutazione idraulica più approfondita. La localizzazione di questi siti è riportata nella allegata carta della pericolosità idraulica, da cui risultano tratti di alveo trasformati in strade o coperti, sottesi a bacini imbriferi di piccole dimensioni, che però possono causare danni in occasione di eventi pluviometrici di particolare intensità.



2.2.4 – DINAMICA COSTIERA E NEOTETTONICA

Le forme morfologiche costiere sono sia perivulcaniche (di tipo costruttivo), sia di ambiente non vulcanico *s.s.*, ma in qualunque caso in atto prevalgono le forme distruttive, come evidenziato dalle scarpate attive a tergo della spiaggia e dagli stessi gradini sul fronte spiaggia, che segnalano processi erosivi più o meno intensi, anche in occasione di mareggiate non eccezionali.

Le spiagge, prevalentemente ciottolose, si concentrano lungo il litorale ad oriente della linea Rinella-Malfa, mentre ad occidente prevalgono le falesie, più o meno attive. Lungo la costa occidentale, si presenta un'alta falesia che intacca i depositi piroclastici dell'evento eruttivo di Pollara e potrebbe essersi formata a seguito del collasso vulcano-tettonico della porzione occidentale del cratere. L'andamento rettilineo generale del tratto di costa a SE dell'abitato di Rinella potrebbe marcare un lineamento tettonico e l'esistenza di emanazioni submarine di gas, che si verificano al largo di Rinella, potrebbero essere collegate a strutture vulcaniche e/o tettoniche attualmente attive (CARVENI & STURIALE, 1984).

Nella zona costiera di Rinella si definisce una superficie di terrazzo marino ad una quota di 45 ÷ 65 m s.l.m., datato da BERNASCONI & FERRINI (1989)⁴⁵ per correlazione con i terrazzi di Lipari, intorno a 30 Ka B.P. Più recentemente, il terrazzo di Lipari del I ordine (quota 43-45 m s.l.m.) viene riferito al sottostadio isotopico 5.5 e datato 124 Ka B.P., in coerenza con la datazione U/Th (119 ± 6 Ka) di coralli di *Cladocora caespitosa* (LUCCHI et al., 2001)⁴⁶.

ISOLA	QUOTA ATTUALE TERRAZZO Z (m s.l.m.)	TASSO DI SOLEVAMENTO T (mm/a)
LIPARI	45 ± 3	0,304
SALINA	50 ± 3	0,344
FILICUDI	40-45 ± 3	0,304
PANAREA	115 ± 3	0,864

Tassi di sollevamenti eutirreniani nelle Isole Eolie (Antonoli et al., 2005)

Questi dati consentono di stimare il tasso di sollevamento (T) della zona in esame, rapportando il paleolivello di stazionamento marino⁴⁷ in corrispondenza dello stadio isotopico MIS 5.5, pari a 7 ± 1 m s.l.m., alla quota attuale (z) di affioramento del terrazzo (SILENZI et al., 2003)⁴⁸:

$$T \text{ (mm/anno)} = (z - 7)/125 = 0,384$$

che definisce un valore di poco superiore, ma congruo, rispetto a quello riportato da ANTONIOLI et al. (2005)⁴⁹.

Questo tasso di sollevamento risulta in atto ammortizzato dal tasso recente di risalita del livello del mare, riportato da ANTONIOLI & FERRANTE (1996)⁵⁰⁻⁵¹ dal 1880 ad oggi nell'ordine di 1 mm/anno (= 0,10 m / 100 anni).

La curva eustatica valida per l'area mediterranea, ricostruita in base ai dati di WAELBROECK et al. (2002)⁵² e di ANTONIOLI (2012)⁵³, deformata in base ad un tasso di sollevamento di 0,384 m/Ka ritenuto costante negli ultimi 140 Ka, consente di individuare:

- una superficie di abrasione a - 119 m rispetto all'attuale livello del mare;
- terrazzi deposizionali sommersi a - 47 m e - 25 m, corrispondenti rispettivamente ai picchi eustatici MIS 3.1 (40 Ka B.P.) e 3.3 (60 Ka B.P.);

⁴⁵ BERNASCONI M.P. & FERRINI G. (1989). I terrazzi marini dell'isola di Salina (Isole Eolie, Tirreno meridionale): un'ipotesi di datazione. *Il Quaternario*, 2, 49-55.

⁴⁶ LUCCHI F. et al. (2001). Antiche linee di riva tardo-Quaternarie sull'isola di Lipari (Isole Eolie) e mobilità verticale dell'apparato vulcanico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 120, 165-185.

⁴⁷ Il paleolivello di stazionamento marino viene ricavato per correlazione con la curva eustatica globale di CHAPPEL & SHACKLETON (1986) e con la curva paleoclimatica degli isotopi dell'ossigeno di SHACKLETON & OPDYKE (1973), assumendo che i terrazzi marini si siano formati in corrispondenza degli "alti eustatici interglaciali" e degli stadi caldi della curva paleoclimatica. Il livello di stazionamento del mare nel Mediterraneo durante l'ultimo massimo eustatico tirreniano (Marine Isotope Stage o MIS 5.5., denominato anche Tirreniano e datato 125 Ka BP) è individuato ad una quota 7 ± 1 m sul livello del mare attuale.

⁴⁸ SILENZI S. et al. (2003). Le variazioni del livello del mare come cause determinanti il rischio da RSLR. *Studi costieri*, 6, 31-56.

⁴⁹ ANTONIOLI F. et al. (2005). Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): a benchmark of coastal tectonics. *Quaternary International*, Elsevier Ltd and INQUA (estratto).

⁵⁰ ANTONIOLI F. & FERRANTE L. (1996). La risalita del livello del mare Tirreno nel corso dell'Olocene. Cinquanta anni di ricerche. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 93-99.

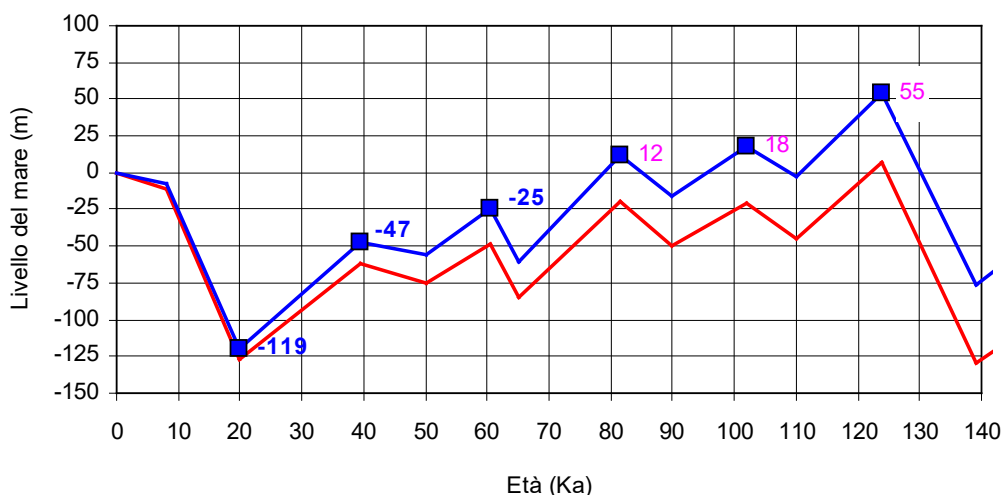
⁵¹ La velocità di risalita del livello del mare, secondo gli studi riportati in letteratura, risulta di 1,1-1,5 mm/anno (GORNITZ et al., 1982; GORNITZ & LEBEDEFF, 1987; PIRAZZOLI, 1986) e di -0,05-1,35 mm/anno, valutando i dati geologici (TRUPIN & WAHR, 1990; SHENNAN & WOODWORTH, 1992), gli effetti dell'aumento della temperatura globale e la conseguente variazione della densità dell'acqua oceanica (LISITZIN, 1958; KALININ & KLIGE, 1978; BARNETT, 1993). Le misure provenienti dai satelliti Topex-Poseidon (CECILE et al., 2001) evidenziano invece un innalzamento medio, nel periodo 1993-2000, compreso tra 0 e 5 mm/anno (CAZENAVE, 1999), con una forte fluttuazione dei dati specie nel periodo 1997-99 per effetto El Nino del 1997.

⁵² WAELBROECK C. et al. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1, 295-305.

⁵³ ANTONIOLI F. (2012). Sea level change in western-central mediterranean since 300 KYR: comparing global sea level curves with observed data. *AMQ*, 25, 1, 15-23.

- terrazzi marini emersi tra 12 e 18 m s.l.m. (MIS 5.1 – 5.3) e a 55 m s.l.m. in corrispondenza del MIS 5.5 (124 Ka B.P.).

Curva eustatica



2.2.5 – PERICOLOSITÀ-RISCHIO DA EROSIONE COSTIERA

I dati riportati in ambito P.A.I., relativamente all'unità fisiografica n. 26, consentono per l'Isola di Salina di stimare un indice di erosione più elevato per le spiagge del Comune di S. Marina Salina (Ier = 27,2 %), più basso per Leni (Ier = 15,8 %) e praticamente trascurabile per Malfa (Ier = 2,6 %). Il tasso di arretramento medio delle spiagge nel periodo 1992-2003 risulta modesto (0,2 – 0,7 m/anno), ma comunque importante ove si consideri che gran parte delle spiagge possono essere classificate come *pocket beach*, caratterizzate da un periodo di tempo ultrasecolare necessario per formarsi. I tratti di falesia a rischio crollo presentano evidentemente una distribuzione speculare rispetto alle spiagge in erosione, per cui prevalgono nel Comune di Malfa (8,7 Km circa), seguito da Leni (4,2 Km circa) e da S. Marina Salina (3,4 Km circa).

I tratti di spiaggia e di costa alta, relativi al Comune di Leni , distinti per livello di pericolosità e rischio, sono riportati nelle successive tabelle.

Pericolosità	P4	P3	P2	P1	P0	Totale
N°		1	4	2		7
Lungh. (m)		82	633	289		1004

Rischio	R4	R3	R2	R1	Totale
N°	1	1	3	2	7
Lungh. (m)	82	220	413	289	1004

*Spiagge in erosione:
pericolosità e rischio*

Pericolosità	P4	P3	P2	P1	P0	Totale
N°	5	4				9
Lungh. (m)	3336	828				4164

Rischio	R4	R3	R2	R1	Totale
N°		9			9
Lungh. (m)		4164			4164

Costa alta suscettibile a crollo: pericolosità e rischio

I tratti di litorale in atto a rischio non tollerabile o suscettibili di diventare a rischio non tollerabile con l'inserimento di elementi a rischio (nuclei abitati e infrastrutture connesse), sono definiti nella successiva tabella, da cui risulta evidente come la lunghezza di litorale in atto a rischio non tollerabile è quasi uguale al litorale a pericolosità elevata.

Parametro	Litorale a pericolosità non tollerabile P2+P3+P4	Litorale in atto a rischio non tollerabile R3+R4	Litorale potenzialmente a rischio non tollerabile (P2+P3+P4)-(R3+R4)
L (m)	4909	4466	443
L % sul totale	77,2	70,2	7,0

I dati sulla pericolosità-rischio del litorale sono una conferma delle precedenti osservazioni sull'intensità della evoluzione costiera, che comunque si concentra soprattutto in corrispondenza dei tratti di costa alta.

2.3 – CENNI CLIMATICI E METEO-MARINI

2.3.1 – REGIME TERMO-PLUVIOMETRICO ED EROSIONE POTENZIALE

L'analisi climatologica dell'isola di Salina viene eseguita sulla base dei dati termo-pluviometrici di lungo periodo della stazione del S.I.

"S. Marina di Salina", posta a quota 35 m s.l.m.

Il quadro riassuntivo dei dati termo-pluviometrici mensili, stagionali ed annui è riportato nella successiva tabella, mentre i valori estremi delle precipitazioni e della temperatura risultano:

$$P_{(anno)} = 196 \div 950 \text{ mm}$$

$$T_{(anno)} = 9 \div 30 \text{ °C}$$

MESE	P (mm)	T (°C)	STAGIONE	P (mm)	T (°C)
DICEMBRE	76	13.1	INVERNO	236	12.3
GENNAIO	73	11.8			
FEBBRAIO	87	11.9			
MARZO	47	13.1	PRIMAVERA	108	15.6
APRILE	41	15.0			
MAGGIO	20	18.8			
GIUGNO	5	22.5	ESTATE	15	24.6
LUGLIO	2	25.4			
AGOSTO	8	25.9			
SETTEMBRE	36	23.3	AUTUNNO	186	19.8
OTTOBRE	76	20.1			
NOVEMBRE	74	15.9			
ANNO	545	18.0	ANNO	545	18.0

Il regime termo-pluviometrico locale è caratterizzato da una concentrazione del 43 % delle piogge annue (545 mm) nella stagione invernale, che passa al 77 % nel semestre autunnale-invernale; mentre le temperature medie denunciano un minimo nel mese di Gennaio-Febbraio (11,8 - 11,9 °C) e un massimo nel mese di Agosto (25,9 °C) con un valore medio annuo di 18 °C. I valori medi

anni dell'altezza di pioggia e dei giorni piovosi nelle Isole Eolie, ripresi da GANDOLFO (1979)⁵⁴, sono riportati nell'allegata tabella.

STAZIONE	Quota (m s.l.m.)	Osservazioni (n° anni)	Piogge (mm)	G.P. (n°)
LIPARI	50	45	594	74
STROMBOLI	44/73	27	566	69

Diagramma di Bagnouls & Gaussen

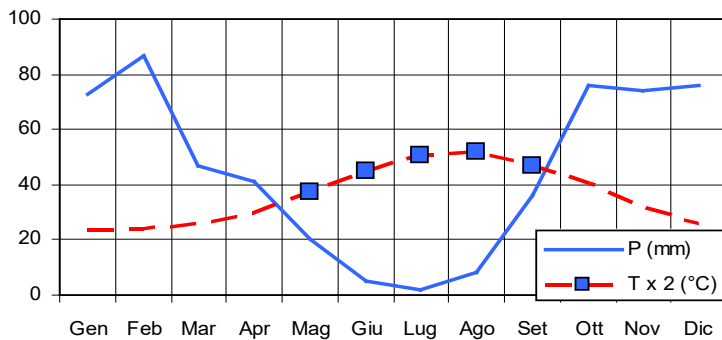
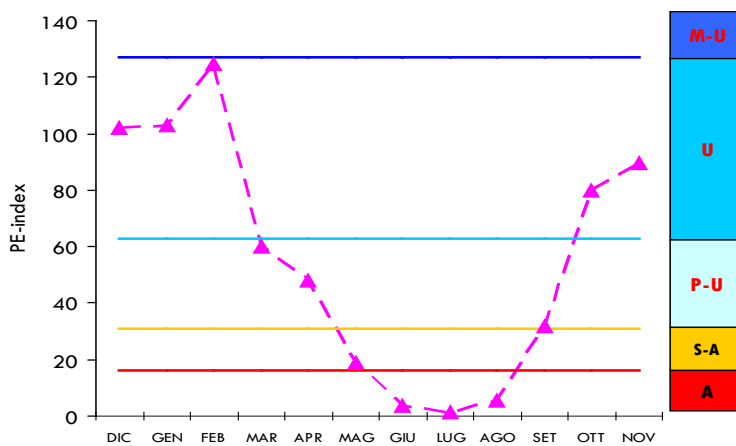


Diagramma dell'umidità del terreno in base al PE-index



La zona climatica di riferimento, in base all'indice annuo di aridità di DE MARTONNE (1928)⁵⁵, risulta per l'area in esame "semiarida di tipo mediterraneo" (IA = 16 ÷ 31):

$$IA = P / (T + 10) = 19,5$$

mentre lo sviluppo dei "mesi secchi" (P < 2T) da Maggio ad Settembre (5 mesi secchi), evidenziato nel diagramma ombrotermico di BAGNOULS & GAUSSEN (1957)⁵⁶, consente di definire un clima "termo= mediterraneo".

Un altro indice climatico, che può essere considerato come una misura dello stato di umidità del terreno, è il PE-Index, ideato da THORNTHWAITTE (1948)⁵⁷ per mettere in relazione le precipitazioni con l'evapotraspirazione:

$$PE-Index =$$

$$= 12 * 115 * [Pi^{1,111} / (Ti - 10)]$$

con l'avvertenza che i valori di Pi e Ti, rispettivamente precipitazioni e temperature mensili, sono misurati in pollici e °F.

Nell'Isola di Salina si osserva l'assenza di mesi molto umidi e si definiscono 5 mesi aridi e semi-aridi, 2 mesi poco umidi e 5 mesi umidi.

L'aggressività delle piogge, ai fini della valutazione dell'erosione potenziale, può essere definita tramite il calcolo del relativo indice (D'ASARO & SANTORO, 1983)⁵⁸:

$$R = 0,21 q^{-0,096} P^{2,3} NGP^{-2}$$

⁵⁴ GANDOLFO S. (1979). La pioggia in Sicilia (1921-1970). Estratto da Atti del I Conv. Meteorologia Appenninica, Reggio Emilia, 7-10 Aprile 1979.

⁵⁵ DE MARTONNE E. (1926) Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité. La Météorologie, 2, 449 - 458

⁵⁶ BAGNOULS F. & GAUSSEN H. (1957). Les climats biologiques et leur classification. Annales de Géographie, 66, 194-220.

⁵⁷ THORNTHWAITTE C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, 55-94.

⁵⁸ D'ASARO F. & SANTORO M. (1983). Aggressività delle piogge nello studio dell'erosione idrica del territorio siciliano. C.N.R. P.F. "Conservazione del suolo", sottoprogetto "Dinamica dei versanti", pubbl. n. 130.

ove : q = quota della stazione di riferimento (in m s.l.m.) ; P = precipitazione annua (in mm); NGP = numero/anno di giorni piovosi.

Nell'area in esame, tenendo conto di un valore annuo dei giorni piovosi pari a 70, risulta un indice di aggressività delle piogge:

$$R = 58$$

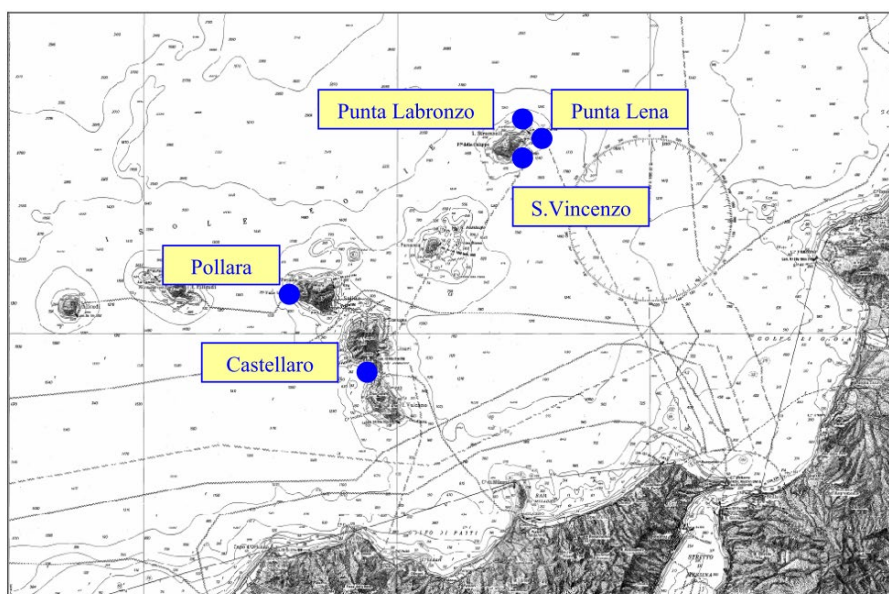
che definisce una zona con aggressività medio-bassa, tenendo conto che in Sicilia le aree ad elevata aggressività denunciano valori di $R > 100$, e risulta in accordo con il PE-Index.

Le forme morfologiche presenti sui versanti dell'isola di Salina, indotte da erosione ad opera delle acque incanalate e selvagge, si sono sviluppate intensamente in passato, durante periodi di piu' elevata piovosità (dalla metà del XVI sec. alla metà del XIX sec.), mentre in atto si sviluppano solo in occasione di eventi pluviometrici estremi.

2.3.2 – REGIME METEO-MARINO

L'analisi delle condizioni anemometriche nel Tirreno meridionale viene eseguita sulla base dei dati delle stazioni, di cui alla tabella a margine, e delle elaborazioni sul regime dei venti proposte da CICALA (1991)⁵⁹, in base alle carte del tempo del C.N.M.C.A. (*Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica*).

LOCALITÀ	QUOTA (m s.l.m.)	TIPOLOGIA STAZIONE
Ustica	258	Stazione meteo A.M.
Lipari Castellaro	417	Postazione Università CT
Stromboli – P. Lena	8	Stazione meteo A.M.
Stromboli – P. Labronzo	80	Posto semaforico M.M.



Localizzazione stazione meteo-anemometriche

⁵⁹ CICALA A. (1991). Indagine sul regime anemometrico e sul moto ondoso dinanzi al litorale tirrenico e ionico della provincia di Messina. In " Studio delle coste". Prov. Reg. di Messina (rel. inedita).

Le frequenze percentuali annuali in superficie nelle 8 direzioni principali di provenienza del vento, riportate per ciascuna stazione nella successiva tabella, presentano evidenti discordanze anche tra stazioni vicine, sia per il condizionamento orografico, sia per l'infelice ubicazione di alcune stazioni.

DIR	USTICA	LIPARI	STROMBOLI P. LENA	STROMBOLI P. LABRONZO	CICALA (1991)
N	11.5	5.3	4.4	5.8	10.38
NE	10.5	12.5	2.2	3.0	11.26
E	10.4	0.2	1.8	7.7	3.13
SE	10.2	7.7	14.0	11.3	12.33
S	6.8	1.2	6.6	3.0	3.37
SW	11.3	9.6	4.9	5.2	9.26
W	14.2	18.1	8.2	18.4	11.62
NW	14.0	11.9	40.8	20.5	19.53
Calma	11.1	33.5	17.1	25.1	18.90

La stazione di Punta Lena è posta alla base del versante orientale dell'Isola di Stromboli, cosicchè si determina una scarsa evidenza della frequenza dei venti del I quadrante, mentre sono ben rappresentati i venti del IV quadrante, Ovest compreso, che circuyendo il costone settentrionale dell'isola si presenta come vero e proprio vento di Maestrale. Il posto semaforico di Stromboli rappresenta meglio la frequenza dei venti dal I e dal III quadrante, mentre risultano ridimensionati i venti di Maestrale e tra SE e S. Il posto semaforico di Stromboli-Punta Labronzo è aperto ai venti di Ponente e di Libeccio, mentre è riparato a Sud dalla orografia. La stazione di Lipari-Castellaro è localizzata in posizione aperta e subisce l'azione schermante del Monte S. Angelo (594 m s.l.m.) solo sul settore del II quadrante. Il contributo di questa stazione nella definizione del regime anemometrico è importante per la rappresentatività dei dati relativi alle correnti da SW fino a NE.

I diagrammi polari stagionali della stazione Lipari-Castellaro ricostruiti da CICALA (1991), sia pure riferiti ad un periodo di tempo limitato (1986-1989), consentono le seguenti osservazioni:

- i venti da Ovest (Ponente) presentano la frequenza percentuale piu' alta in tutte le stagioni, ad eccezione dell'Autunno quando prevale di poco il NE;
- i venti da SW (Libeccio) e NW (Maestro) seguono in percentuale, con prevalenza di quest'ultimi in tutte le stagioni, ad eccezione dell'inverno quando si equivalgono al SW;
- i venti con velocità > 17 nodi si presentano piu' frequentemente da Ovest e nelle stagioni inverno e primavera.

I dati elaborati da CICALA (1991) per il Tirreno meridionale, relativi ad un decennio (1978-1987), vengono restituiti:

- sotto forma di diagramma "radar" della frequenza stagionale dei venti, da cui si visualizza che il Maestrale (NW) prevale in ogni stagione, ad eccezione della Primavera, quando risulta piu' frequente lo Scirocco;
- sotto forma istogramma di frequenza dei venti distinti per classi di velocità, da cui si osserva che i venti da NW (Maestro) prevalgono in frequenza con circa 73 giorni/anno, ma anche in velocità, seguiti da Ponente e Scirocco.

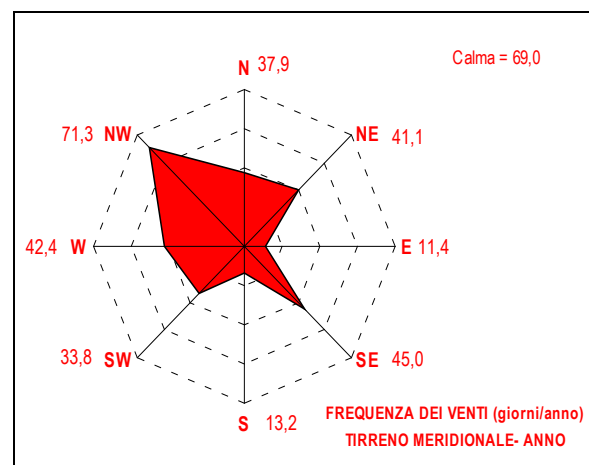
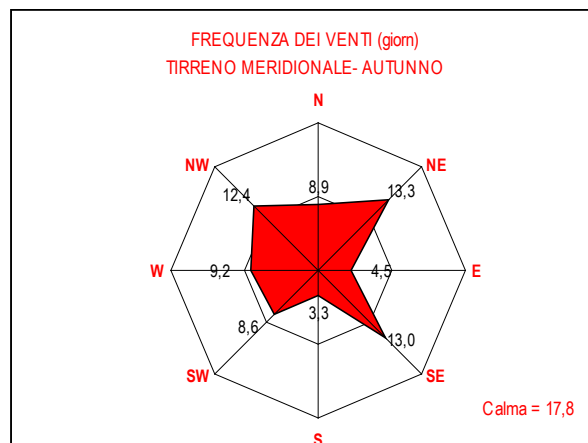
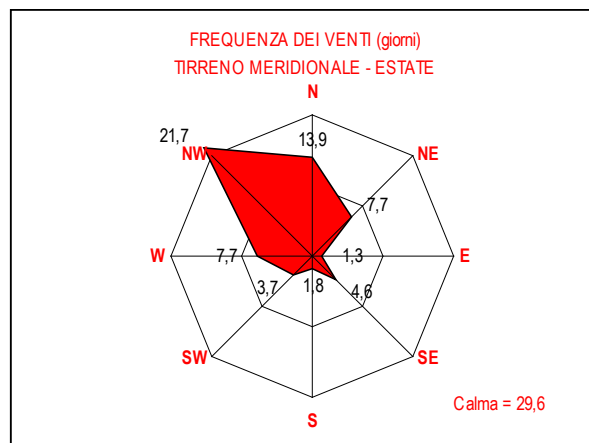
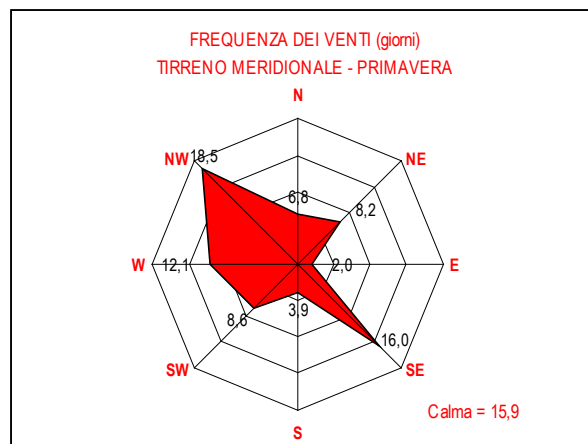
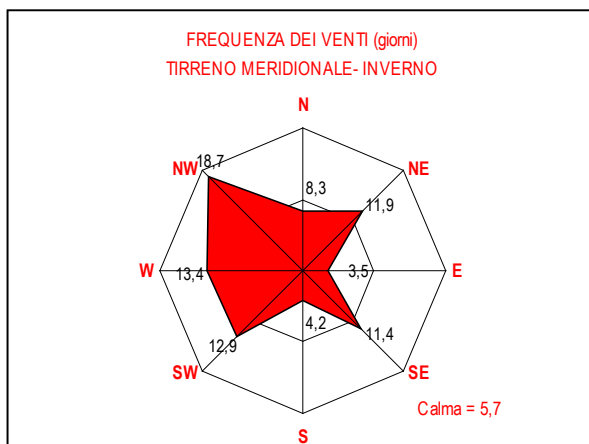
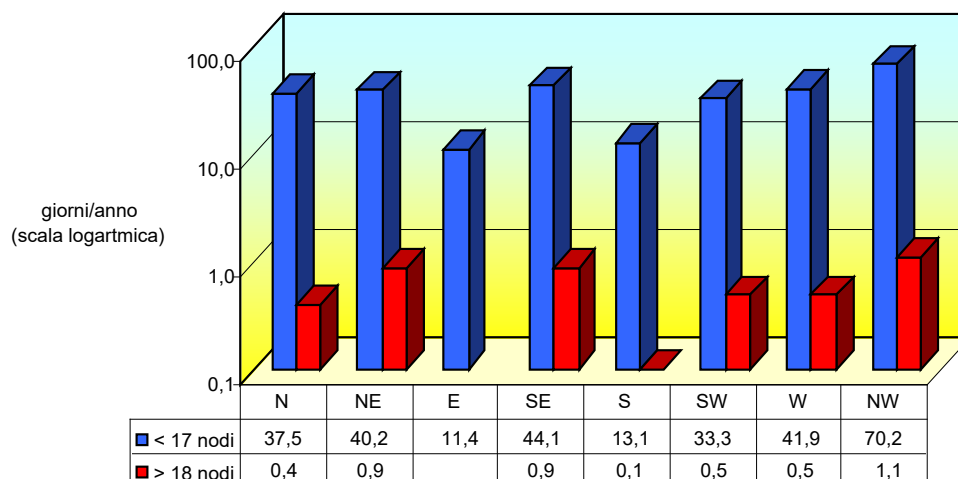


Fig. 6) Regime anemometrico stagionale ed annuo

Frequenza annuale dei venti distinti in deboli-moderati (< 17 nodi) e forti-fortissimi (> 18 nodi) nel Tirreno meridionale

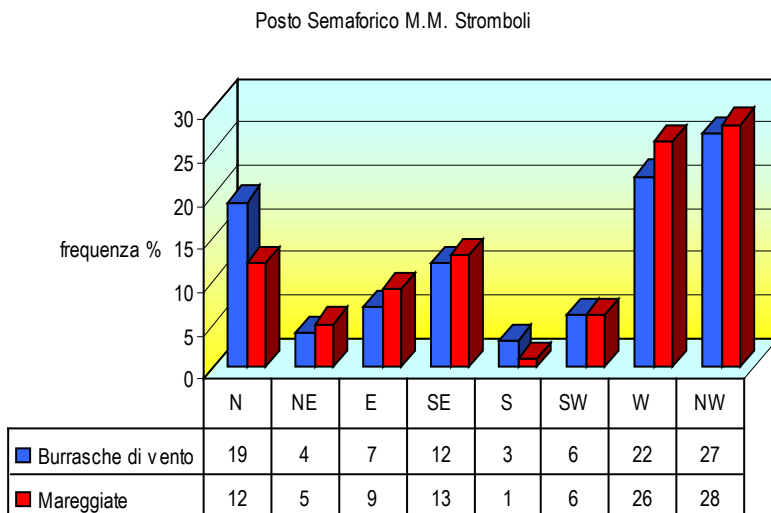


I precedenti dati anemometrici sono correlabili con il comportamento del moto ondoso nel Tirreno meridionale. A questo proposito si riportano le direzioni di provenienza delle burrasche di vento e delle mareggiate registrate nel Posto Semaforico M.M. di Stromboli e di Ustica, da cui risulta la prevalenza delle situazioni piu' energetiche dal IV quadrante con una durata massima (Dmax) delle mareggiate a Stromboli di circa 26 ore; mentre da SE si registrano 42 ore di mareggiate con stato del mare 6-7.

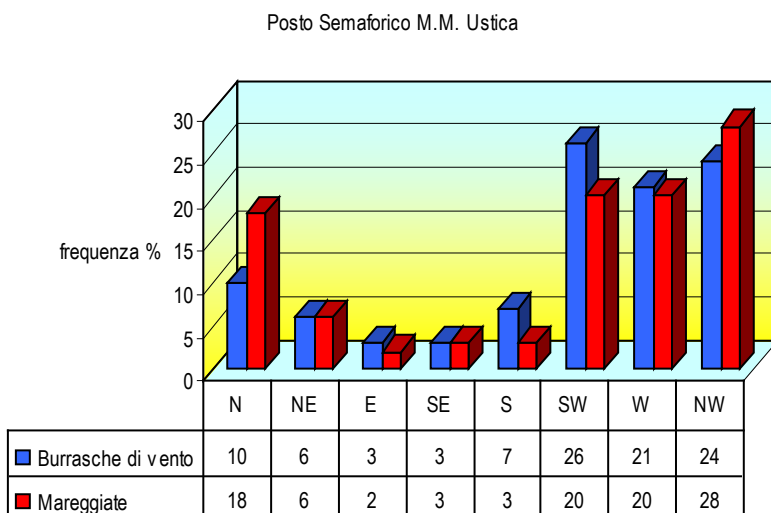
I dati sullo stato del mare, pubblicati da CICALA & BLANCO (1992)⁶⁰, registrati alla stazione Lipari-Castellaro, forniscono il seguente quadro su base quinquennale (1986-1990):

STATO DEL MARE	CIFRA	GIORNI/ANNO	%
Calmo-quasi calmo	0 - 1	113.6	31.1
Leggermente mosso-mosso	2 - 3	202.4	55.4
Molto mosso	4	31.0	8.5
Agitato-molto agitato	5 - 6	16.6	4.6
Grosso-tempestoso	7 - 10	1.6	0.4

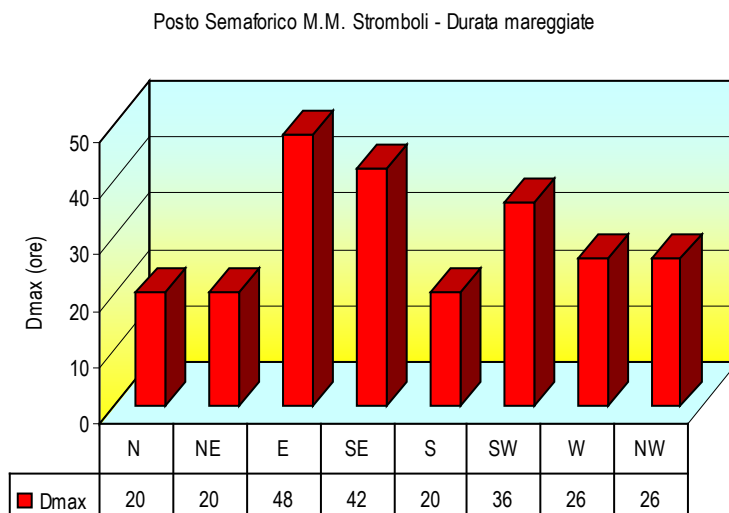
⁶⁰ CICALA A. & BLANCO C. (1992). Contributo alla conoscenza climatica delle Isole Eolie. La stazione "Sturiale" di Lipari-Castellaro. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., 339,161-177.



a)



b)

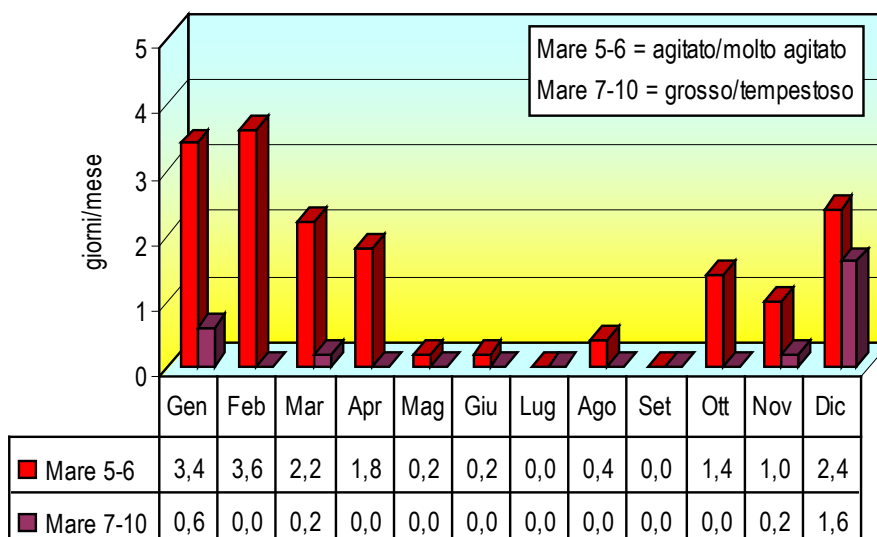


c)

Fig. 7) Regime meteo-marino (a, b, c)

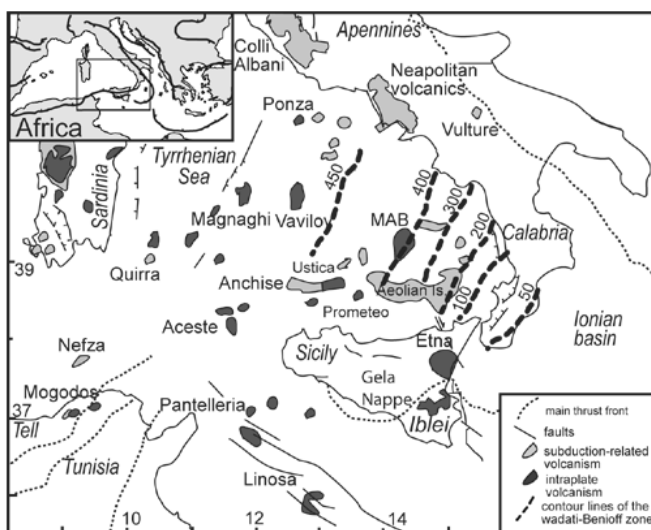
Lo stato del mare con cifra > 5, dal punto di vista della distribuzione mensile, si riscontra per un massimo di 4,0-3,6 giorni/mese rispettivamente in Dicembre-Gennaio e Febbraio.

Distribuzione mensile dello stato del mare con cifra > 5 nella stazione di Lipari-Castellaro



2.4 – CONDIZIONI SISMICHE

2.4.1 – ZONAZIONE SIMOGENETICA



Schema tettonico del Tirreno meridionale. In grigio chiaro e scuro sono rappresentati rispettivamente i centri vulcanici ad affinità orogenica e non. Con le linee tratteggiate sono indicate le isobate della superficie di Wadati-Benioff (SELVAGGI & CHIARABBA, 1995)⁶¹.

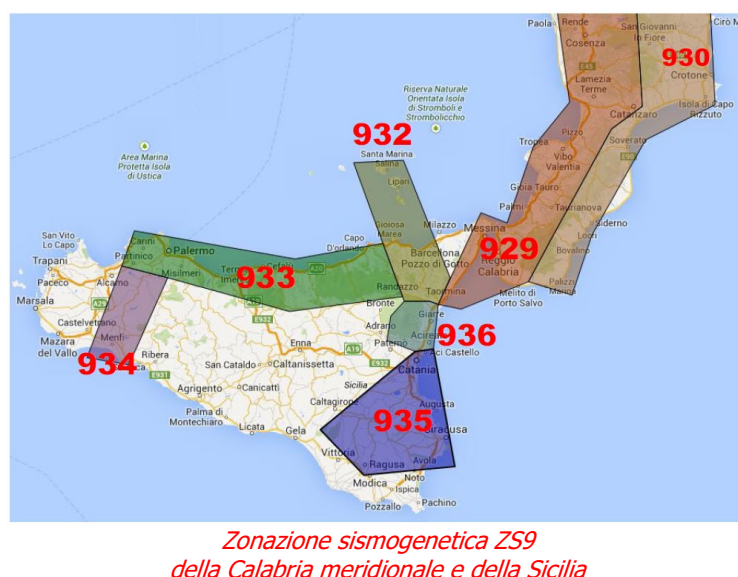
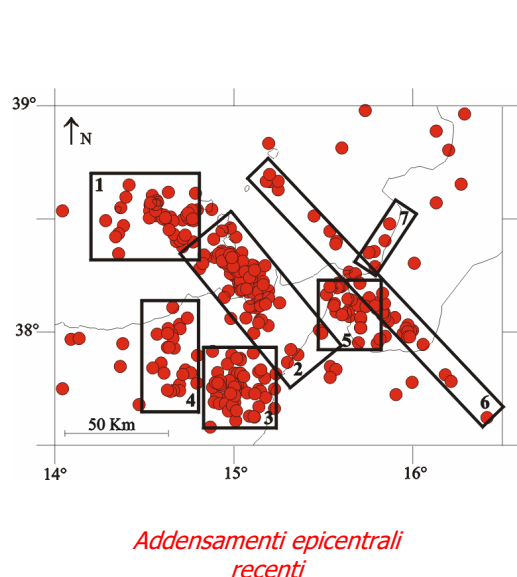
L'intero arcipelago eoliano è sede di frequente attività sismica di origine tettonica e vulcanica, come risulta dalla presenza di eventi sismici con ipocentri a varia profondità e con un elevato numero di ricorrenze.

I sismi con ipocentro intermedio e profondo e magnitudo fino a 7,0 - 7,5 sono stati messi in relazione con il corpo litosferico ("placca adriatica"), che immerge in subduzione con direzione WNW e inclinazione di 50°- 60° sotto l'arco calabro-peloritano ed entro il mantello; mentre i terremoti superficiali, concentrati nell'intervallo di profondità 8 - 16 Km, presentano generalmente M < 6 e si verificano negli spessori crostali, dovuti principalmente ai movimenti lungo i sistemi di faglie regionali (Eolie-Tindari; Sisifo). Gli

⁶¹ SELVAGGI G. & CHIARABBA C. (1995). Seismicity and P-wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone. GJI, 122, 818-826.

eventi sismici molto superficiali si presentano con $M < 2,5$ e si concentrano in corrispondenza delle aree vulcaniche attive (es.: Gran Cratere della Fossa di Vulcano).

La distribuzione degli eventi sismici recenti (ALOISI et al., 1999⁶²; 2000⁶³), nel range di profondità 0-50 Km e nell'intervallo temporale 1978-1997, segnala l'addensamento di epicentri nel settore del Golfo di Patti con prosecuzione verso WNW nell'area delle Isole Eolie, a conferma dell'attività di questi sistemi regionali di faglie.



Questo addensamento trova riscontro anche nella zonazione sismogenetica ZS9 (MELETTI & VALENSISE, 2004)⁶⁴, aggiornamento della precedente ZS4 (SCANDONE & STUCCHI, 2000)⁶⁵, dove le isole di Salina, Lipari e Vulcano si localizzano lungo la terminazione settentrionale della ZS932, caratterizzata da un meccanismo di faglia prevalentemente trascorrente e da una magnitudo massima osservata $M_w = 6,06$.

N ° ZS	ZONA SISMOGENETICA	INTERVALLO PROFONDITÀ (Km)	MECCANISMO DI FAGLIA PREVALENTE	MAGNITUDO MAX OSSERVATA (CPTI2)	MAX RIGETTO ATTESTO PER FAGLIA SUPERFICIALE (cm)
929	Calabria tirrenica	8-12	Normale	7.24	> 150
930	Calabria ionica	8-12	Indeterminato	6.60	50-150
932	Eolie -Patti	12-20	Trascorrente	6.06	10-50
933	Sicilia sett.	8-12	Inversa	5.89	
934	Belice	8-12	Inversa	6.12	50-150
935	Iblei	12-20	Trascorrente	7.41	
936	Etna	1-5	Indeterminato	5.30	
F	Ustica – Alicudi		Inversa		

⁶² ALOISI M. et al. (1999). Localizzazione in ambiente crostale 1D e 3D della sismicità della Sicilia nord-orientale e del Tirreno meridionale. GNGTS, Atti 18° Conv. Naz., Roma.

⁶³ ALOISI M. et al. (2000). Contributi allo studio sismotettonico della Sicilia nordorientale: distribuzione spaziale della sismicità nel periodo 1978-1997. In "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, Roma.

⁶⁴ MELETTI C. & VALENSISE G. (2004). Zonazione sismogenetica ZS9 – App. 2 al Rapporto Conclusivo. In: INGV, Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003, n. 3274, All. 1 – Rapporto conclusivo (bozza-aprile 2004). INGV, Roma.

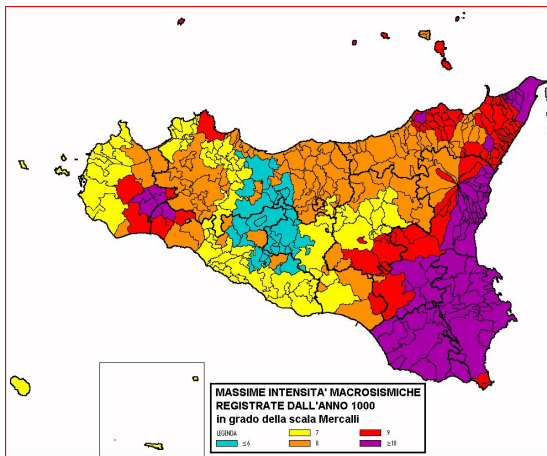
⁶⁵ SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000). La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica. In: Galadini F. et al. (Eds.), Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). GNDT, Roma.

2.4.2 – SISMICITÀ STORICA

Per quanto riguarda la sismicità storica, si fa riferimento preliminarmente al catalogo sismico redatto in ambito P.F. "Geodinamica" (POSTPISCHL,1985)⁶⁶, che prende in esame gli eventi sismici con intensità MSK > IV dall'anno 1000 al 1980. Le Isole Eolie rientrano in un'area:

- con frequenza medio-elevata di eventi sismici (fino a 100), corrispondente in pratica ad un evento avvertito ogni circa 10 anni;
- con profondità massima (ipocentro) fino a circa 300 Km, da correlare al corpo litosferico in subduzione (piano di Benioff);
- con intensità massima risentita dell'ordine di IX-X MSK.

La massima intensità risentita nelle Isole Eolie negli ultimi 1000 anni, secondo MOLIN et al. (1996)⁶⁷, risulta VIII-IX, mentre BOSCHI et al. (1995)⁶⁸ riportano I = VIII MCS, ad eccezione di Lipari con I = VII MCS.



Nelle successive tabelle si riportano le elaborazioni più recenti sulla storia sismica dei tre Comuni presenti nell'Isola di Salina (Leni, Malfa e S. Marina Salina), riprese dal catalogo INGV-DBMI04 (STUCCHI et al.,2007)⁷⁰.

**Seismic history of
Leni**

[38.556, 14.827]

Effects	Earthquake occurred:					
Is	Anno Me Gi Or	Area epicentrale	Studio	nMDP	Io	Mw
5	1908 12 28 04 20 27	Calabria meridionale	CFTI	786	11	7.24
7	1926 08 17 01 42	ISOLA DI SALINA	DOM	44	7-8	5.32
6	1978 04 15 23 33 47	Golfo di Patti	CFTI	332	9	6.06
3	1999 02 14 11 45 54	PATTI	INGVAM	101	6	4.73

**Seismic history of
Malfa**

[38.580, 14.835]

Effects	Earthquake occurred:					
Is	Anno Me Gi Or	Area epicentrale	Studio	nMDP	Io	Mw
5	1908 12 28 04 20 27	Calabria meridionale	CFTI	786	11	7.24
7-8	1926 08 17 01 42	ISOLA DI SALINA	DOM	44	7-8	5.32
6	1978 04 15 23 33 47	Golfo di Patti	CFTI	332	9	6.06

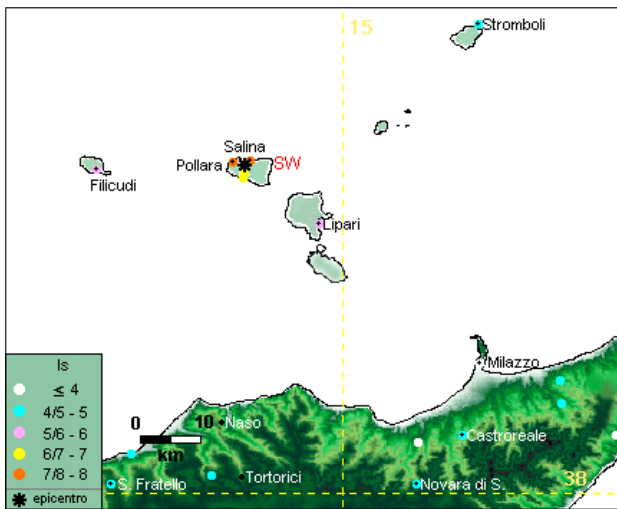
**Seismic history of
Santa Marina
Salina**

[38.562, 14.873]

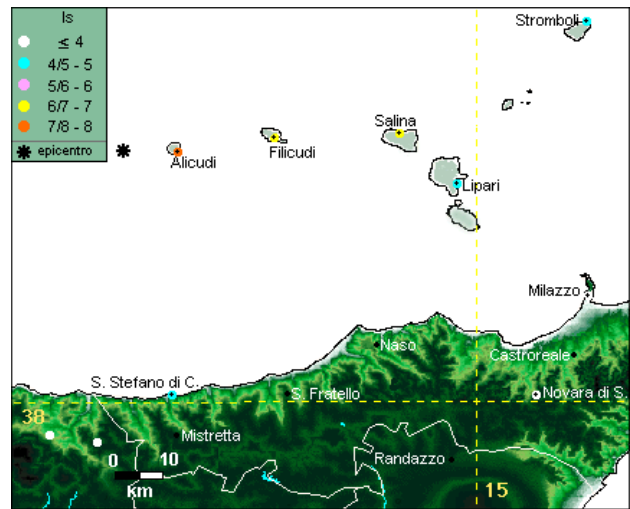
Effects	Earthquake occurred:					
Is	Anno Me Gi Or	Area epicentrale	Studio	nMDP	Io	Mw
4-5	1823 03 05 16 37	Sicilia settentriona	CFTI	107	8-9	5.87
7	1892 03 16 12 38	ALICUDI	DOM	28	7-8	5.38
5	1894 11 16 17 52	Calabria meridionale	CFTI	299	8-9	6.05
4	1894 12 27	FILICUDI	DOM	12	7	5.18
6-7	1908 12 28 04 20 27	Calabria meridionale	CFTI	786	11	7.24
3-4	1916 07 03 23 21	STROMBOLI	DOM	18	6-7	5.07
4	1930 03 26 10 52	FILICUDI	DOM	11	7-8	4.99
2	1975 01 16 00 09 45	Stretto di Messina	CFTI	346	7-8	5.38
6-7	1978 04 15 23 33 47	Golfo di Patti	CFTI	332	9	6.06
4	2002 09 06 01 21 29	PALERMO	INGVAM	132	6	5.89

Il più forte terremoto risentito a Leni (Is = 7 MCS) e Malfa (Is = 7,5 MCS) è quello del 1926 (Isola Salina), mentre a S. Marina Salina l'intensità massima risentita (Is = 7) è correlata al sisma di Alicudi del 1892.

⁷⁰ STUCCHI M. et al. (2007). DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzati per la compilazione del catalogo parametrico CPT04. Quad. 49,38.



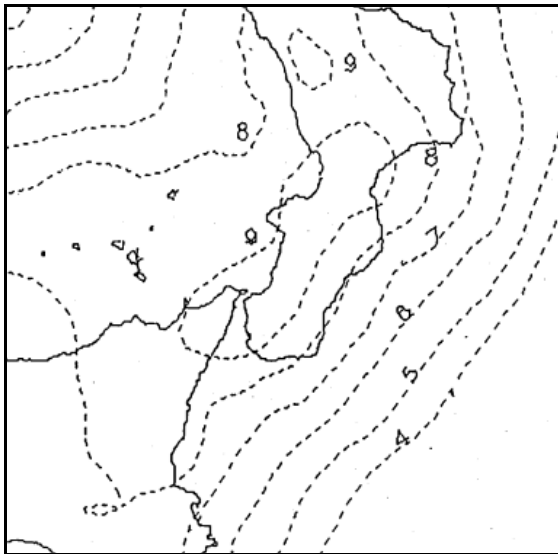
Terremoto del 17/08/1926 – Isola di Salina



Terremoto del 16/03/1892 - Alicudi

2.4.3 – PERICOLOSITÀ E RISCHIO SISMICO

Un parametro di pericolosità sismica può essere considerato l'intensità con probabilità di eccedenza del 10 % in 50 anni, che essendo associato ad un lungo periodo di ritorno ($T_r = 475$ anni)⁷¹ è correlato alla possibilità che si verifichino terremoti di elevata intensità.



Intensità attese con $T_r = 475$ anni
(Capocecera et al, 1990)

Gli studi di pericolosità sismica (CAPOCECERA et al, 1990⁷²; ALBARELLO et al., 1999⁷³; LUCANTONI et al., 2001⁷⁴) hanno consentito di ricostruire a scala regionale le intensità sismiche e l'accelerazione massima attesa in funzione del tempo di ritorno. Nell'Isola di Salina si definiscono intensità sismiche $I_{(475)} \leq 7,5$ MCS, mentre l'accelerazione attesa al bedrock (ag) risulta dell'ordine di $0,15 \div 0,20$ g.

Il rischio sismico, come definito e ripreso dall'O.M. n. 2788/98⁷⁵ risulta poco più di 3 volte maggiore rispetto alla media nazionale. I tre Comuni dell'Isola di Salina sono classificati già dal 1909 in I categoria sismica, al contrario delle altre isole dell'arcipelago (Comune di Lipari) poste in II catg., e questa differenza è confermata anche dalla più recente riclassificazione sismica (O.P.C.M. n. 3274/2003).

⁷¹ La probabilità di eccedenza e il periodo di ritorno sono legati dalla relazione: $T_r = -T_s / \ln(1 - P)$, ove T_s corrisponde al periodo di riferimento (50 anni), valore di vita utile generalmente adottato per gli edifici.

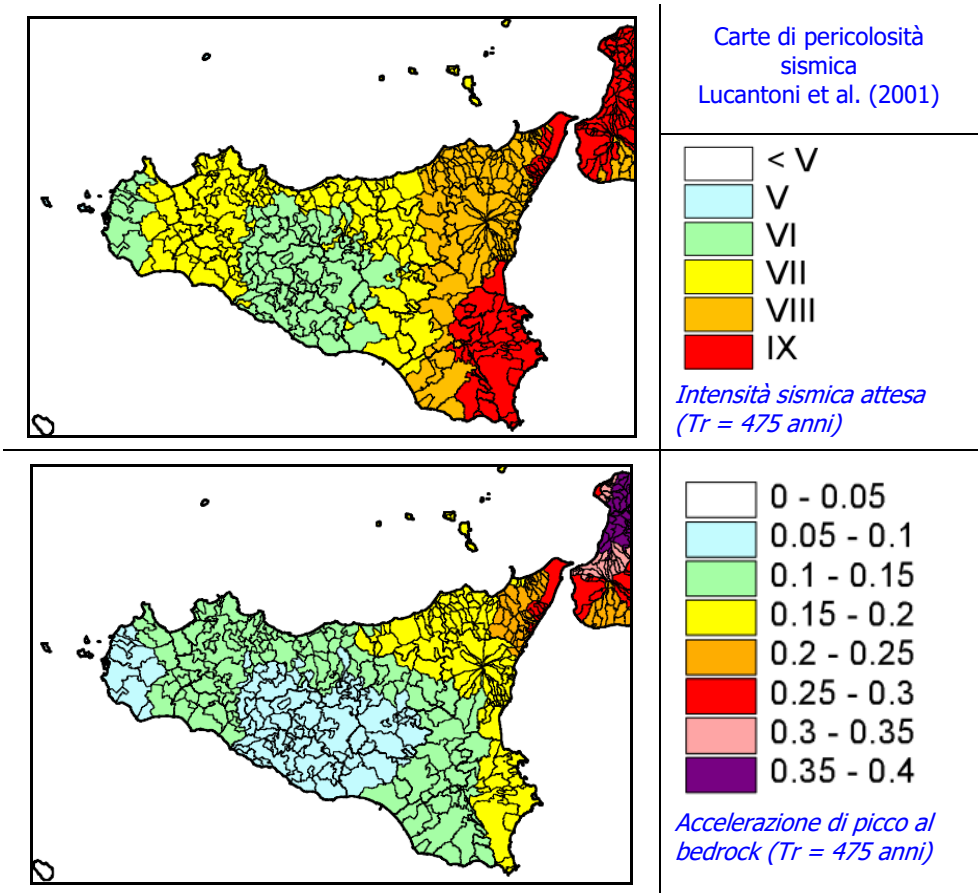
⁷² CAPOCECERA P. et al. (1990). Caratterizzazione sismica e geologica del sito di Gioia Tauro. ENEA, RT/PAS/89/38.

⁷³ ALBARELLO D. et al. (1999). Carte di pericolosità sismica nel territorio nazionale. SSN-GNDT, Roma.

⁷⁴ LUCANTONI A. et al. (2001). Il rischio sismico in Italia. Ing. Sismica, 1, 5-35.

⁷⁵ L'indice di rischio sismico, riportato nell'O.M. n. 2788/98, è calcolato come media pesata di p_d (% patrimonio danneggiato) e di p_c (% popolazione coinvolta in crolli), ciascuno rapportato al suo massimo:

$$I_R = (p_c/p_{c_{max}} \times 2/3) + (p_d/p_{d_{max}} \times 1/3)$$



ISOLA	COMUNE	DATA DI CLASSIFICAZIONE	DECRETI FINO AL 1994	GdL 1998	O.P.C.M. 2003
SALINA	LENI, MALFA S. MARINA SALINA	18/04/1909	I catg.	II catg.	Zona 1
TUTTE LE ALTRE ISOLE EOLIE	LIPARI	18/04/1909	II catg.	II catg.	Zona 2

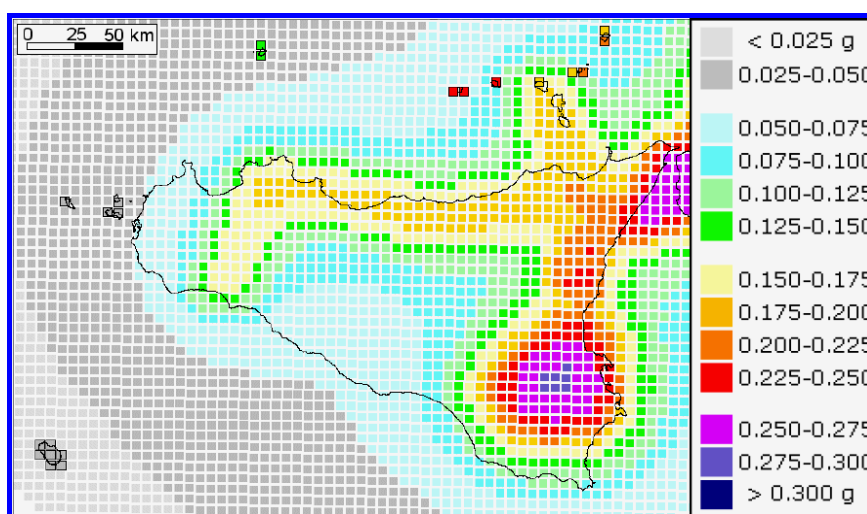
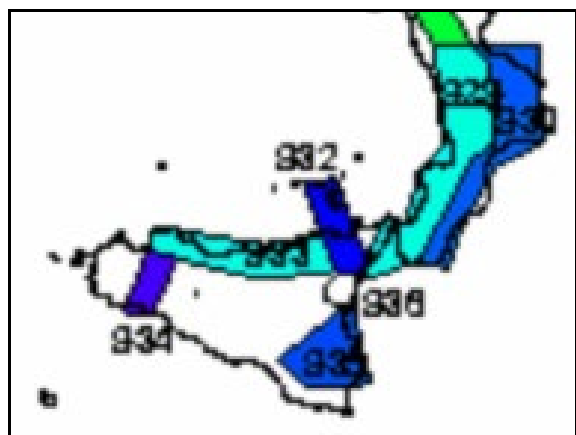


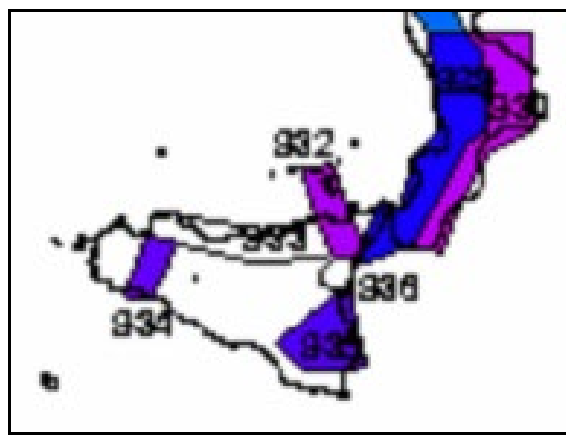
Fig. 8) - Mappa di pericolosità sismica in termini di a_g , con $T_r = 475$ anni (DPC-INGV, 2007)

La mappa di pericolosità sismica più recente, ripresa dal sito <http://esse1.mi.ingv.it/>, in atto adottata nell'ambito delle NTC-2008, consente di definire nell'Isola di Salina valori di $ag = 0,175 \div 0,225$ (50mo percentile con probabilità di superamento del 10 % in 50 anni).

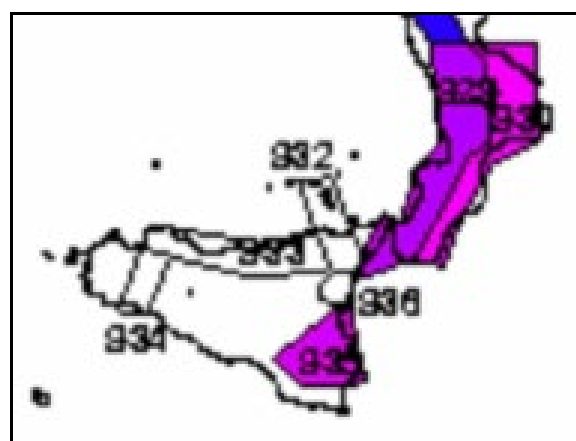
Gli studi più recenti sulla previsione statistica dei terremoti, eseguiti in ambito "Progetto S1" del DPC-INGV (2007)⁷⁶, hanno consentito di stimare la probabilità di occorrenza per eventi di magnitudo compresa tra 5,5 e 6,5 nei prossimi 10 anni. Nella zona sismogenetica ZS932, ove ricade l'Isola di Salina, risulta una probabilità del 12 % circa per $M = 5,5$, mentre per eventi con magnitudo $M = 6,0 \div 6,5$ la probabilità di occorrenza risulta praticamente nulla. Probabilità analoghe, se non ancora più moderate, per eventi $M = 5.5$ nei prossimi 10 anni vengono stimati da CINTI et al. (2004)⁷⁷ e da FAENZA et al. (2003)⁷⁸.



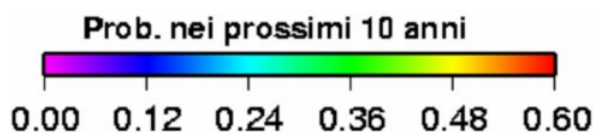
a)



b)



c)



Probabilità di occorrenza nei prossimi 10 anni di un terremoto con diversa magnitudo, considerando la completezza storica del catalogo sismico:

- a) $M = 5.5$
- b) $M = 6.0$
- c) $M = 6.5$

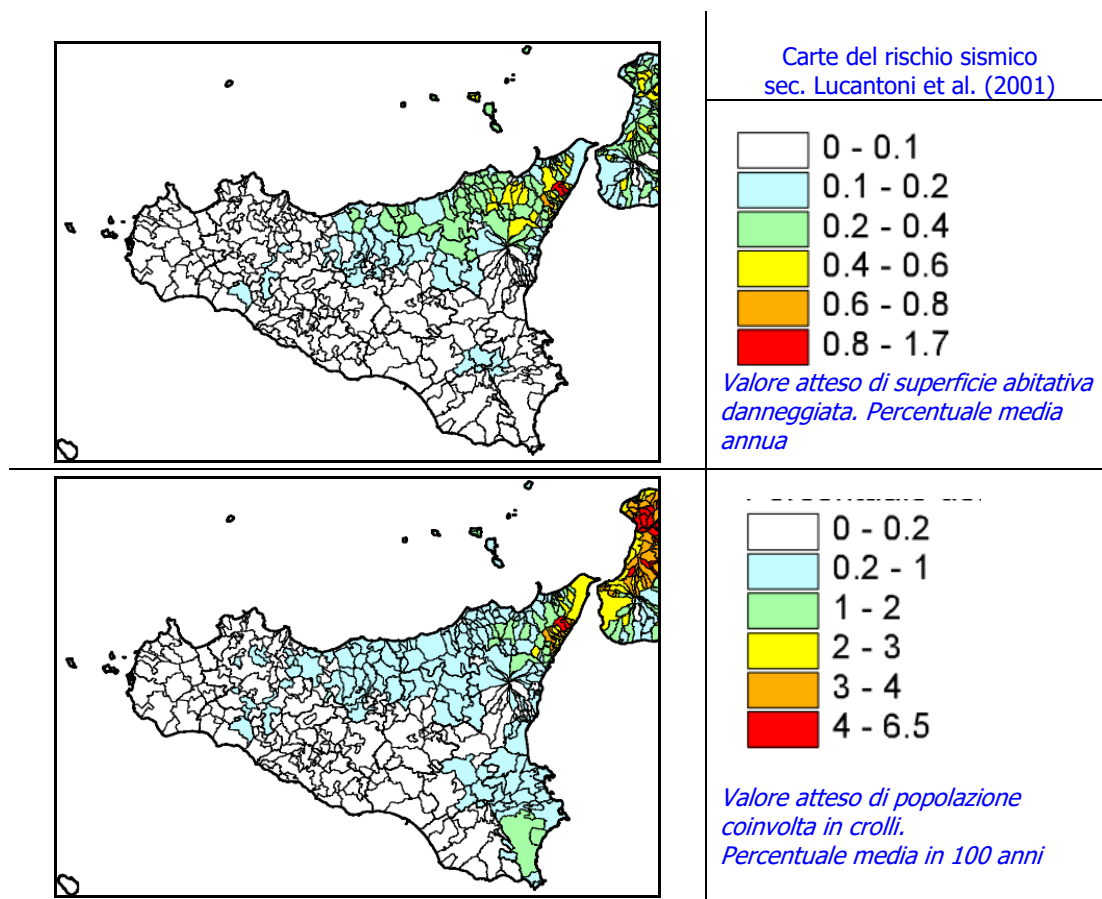
Le carte del rischio sismico su base comunale, riprese da LUCANTONI et al. (2001), consentono di individuare nell'Isola di Salina un danno totale annuo atteso per il patrimonio abitativo dello 0,4-

⁷⁶ DPC-INGV (2007). Progetto S1. Proseguimento della assistenza al DPC per il completamento e la gestione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274/2003 e progettazione di ulteriori sviluppi. Rapporto finale. <http://esse1.mi.ingv.it>

⁷⁷ CINTI F. R. et al. (2004). Probability map of the next $M \geq 5.5$ earthquakes in Italy. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems and Electronic Journal of the Earth Sciences*. 5,11, 1-15.

⁷⁸ FAENZA L. et al. (2003). A nonparametric hazard model to characterize the spatio temporal occurrence of large earthquakes: an application to the Italian catalogue. *Geophys. J. Int.*, 155(2), 521-531.

0,6 %, mentre i Comuni a maggiore rischio si localizzano sulla fascia ionica con un danno che supera anche lo 0,8 %. Anche per quanto riguarda l'esposizione della popolazione, il rischio maggiore si localizza evidentemente nei Comuni ionici con una percentuale annua dello 0,04 – 0,065 % di popolazione coinvolta nei crolli, mentre per il Comune in esame si riportano valori percentuali inferiori allo 0,001 %.



2.4.4 - CENNI SULLA PERICOLOSITÀ DA MAREMOTI

I maremoti sono osservati lungo quasi tutte le coste italiane, ad eccezione della Sardegna, mentre il versante tirrenico della Calabria meridionale e le coste tirreniche e ioniche della Sicilia orientale, incluse le Isole Eolie, sono le regioni italiane che hanno subito più frequentemente maremoti, alcuni dei quali particolarmente distruttivi (1783 e 1908).

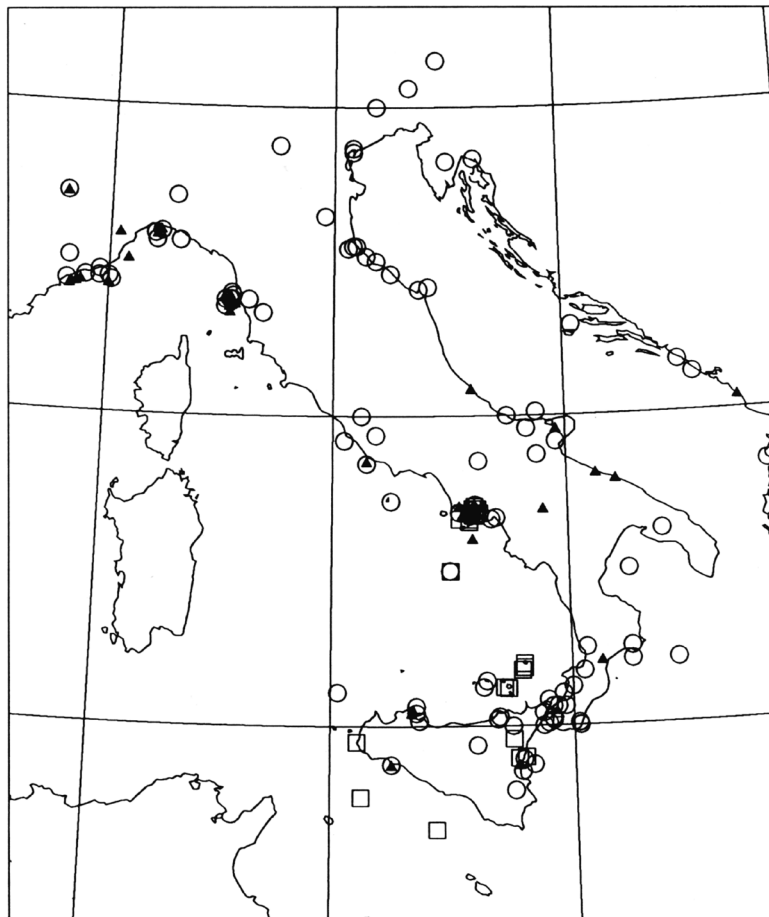
Negli ultimi decenni la ricerca sui maremoti si è evoluta a gradini, alternando periodi di grande interesse, solitamente a seguito di tsunami rilevanti, a periodi di attenzione moderata o addirittura nulla. In Italia il primo catalogo dei maremoti fu pubblicato da CAPUTO & FAITA (1984)⁷⁹ e aggiornato da BEDOSTI & CAPUTO (1986)⁸⁰, ma bisogna arrivare al 1996 per la redazione di un

⁷⁹ CAPUTO M. & FAITA G. (1984). Primo catalogo dei maremoti delle coste italiane. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Classe Sci. Fis., Mat., Nat., 17,213-356.

⁸⁰ BEDOSTI B. & CAPUTO M. (1986). Primo aggiornamento del catalogo dei maremoti delle coste italiane. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Classe Sci. Fis., Mat., Nat., 80,570-584.

nuovo catalogo con informazioni più dettagliate (TINTI & MARAMAI, 1996)⁸¹. Già con il primo catalogo era stato evidenziato l'elevato livello di minaccia dei maremoti per le coste italiane, tanto

che più recentemente ORTOLANI et al. (2004)⁸² riportano negli ultimi novecento anni in Italia 71 tsunami, con una media di oltre 12 eventi ogni 100 anni, nelle seguenti aree:



Mapa degli epicentri dei terremoti tsunamigenici e dei maremoti di origine vulcanica. Legenda: cerchi = terremoti tsunamigenici; quadrati = maremoti vulcanici; triangoli = eventi dubbi

- n. 1 nel Lazio;
- n. 1 nella Calabria settentrionale ionica;
- n. 2 nella Sicilia settentrionale;
- n. 2 nella Sicilia meridionale;
- n. 3 in Toscana;
- n. 9 nel Golfo di Napoli;
- n. 10 lungo le coste adriatiche;
- n. 23 nello Stretto di Messina, Sicilia orientale, Calabria meridionale tirrenica e Isole Eolie;
- n. 14 nella Liguria occidentale e nella Francia sud-orientale.

Nella carta degli effetti geosismologici indotti dai terremoti dall'anno 1 al 1986, proposta da ZECCHI (1985)⁸³, sono riportati numerosi eventi nell'arcipelago eoliano con maremoti e frane indotte e con i settori di litorale orientali di Vulcano, Lipari, Salina e Stromboli classificati come "costa a maremoto".

Relativamente ai principali tsunami occorsi nelle Isole Eolie a partire dal 1900 si riporta una sintetica descrizione dei seguenti eventi:

- **3 luglio 1916:** in seguito ad una eruzione del vulcano Stromboli, avvenuta attorno alle ore 23,00 ed associata ad una scossa di terremoto, si verifica uno tsunami che colpisce alle ore 23,21 la parte nord delle Isole Eolie; presso Piscità alcuni testimoni confermano un

⁸¹ File://C:/Documenti/MAREMOTI ITALIANI.htm

⁸² ORTOLANI F. et al. (2004). Geological causes of last millennium tsunamis affecting the Italian coast. 32nd IGC Congress, Florence.

⁸³ ZECCHI R. (1987). Carta della distribuzione degli effetti geomorfologici indotti dai terremoti che hanno interessato l'Italia dall'anno 0 al 1986. Mem. Soc. Geol. It., 37, 823-826.

ritiro dell'acqua seguito subito dopo, da una ingressione marina di una decina di metri; anomalie segnalate anche da Amantea a Capo Vaticano, in Calabria;

- **22 maggio 1919:** alle ore 17,45 si verifica una forte esplosione sulla sommità dello Stromboli; il mare, nella zona di Punta Labronzo, dapprima arretra e poi allaga la spiaggia

Anno	Me	Gi	Area epicentrale	Imax (MCS)	Effetti sismo-indotti
1693	1	11	Val di Noto	11	M
1783	2	5	Calabria e Messina	11	M
1784	1	7	Costa calabra e messinese		M
1888	2	25	Stromboli	7	F
1894	12	27	Basso Tirreno	8	M
1909	4	21	Salina	6	M + F
1916	7	4	Stromboli	7	M
1919	5	22	Stromboli e Vulcano	5	M
1926	8	17	Salina	7-8	M + F
1939	1	27	Filicudi	6	M

Effetti geosismologici indotti (maremoti e frane) da eventi sismici nelle Isole Eolie, ripreso da Zecchi (1985), che non riporta gli effetti del sisma del 1978

sino a 300 metri nell'entroterra; altre anomalie minori sono segnalate in Sicilia (Palermo, Catania, Messina), in Calabria, a Napoli e a Cagliari;

- **17 agosto 1926:** evento sismico che si ricorda per un'anomala regressione marina presso Salina, che coinvolse con eventi franosi le zone di Pollara e Malfa;

danni minori furono segnalati a Lipari e Filicudi;

- **11 settembre 1930:** altro evento alle Eolie associato ad una esplosione dello Stromboli, che provocò allagamenti diffusi e due vittime; il mare si alzò di circa 2,5 metri, allagando l'entroterra per almeno 250 metri, dopo un repentino ritiro di almeno 300 metri, nei pressi di Sopra Lena;
- **20 agosto 1944:** un'onda di maremoto segue una eruzione dello Stromboli; dalla Sciara del Fuoco scende una colata responsabile dello tsunami, che investe Forgia Vecchia e soprattutto Punta Lena, dove il mare penetra per circa 300 metri nell'entroterra, distruggendo le abitazioni presenti;
- **febbraio 1954:** lo Stromboli è ancora protagonista con una eruzione effusiva che si protrae dal 1 al 13 febbraio 1954; una testimonianza dell'epoca narra, nella zona tra Forgia Vecchia e Punta dell'Omo, di un'onda di maremoto successiva ad una violenta esplosione del vulcano; a Scari, due onde anomale, la seconda più grande della prima, danneggiano alcune abitazioni;
- **20 aprile 1988:** presso l'isola di Vulcano (La Fossa), una frana di 200.000 metri cubi di materiale, la cui origine è ancora discussa (forse mossa da fluidi idrotermali), precipita a mare generando uno tsunami poi osservato a Porto di Levante, da numerosi pescatori e marinai, alle 5,30 del mattino;
- **30 dicembre 2002:** il 28 dicembre lo Stromboli intensifica la sua attività effusiva e, in seguito ad una compromissione del versante della Sciara del Fuoco, il 30 dicembre una quantità ingente di materiale precipita a mare, grazie a due eventi franosi correlati con un intervallo di circa 7 minuti, coinvolgendo un volume totale di materiale pari a circa $2,5 * 10^7$

m³ (TINTI et al.,2003)⁸⁴; si verificarono una serie di onde anomale che interessarono la costa di Stromboli, causando danno agli edifici e il ferimento di alcune persone, e furono osservate anche lungo la costa siciliana e calabrese (APAT,2003)⁸⁵.

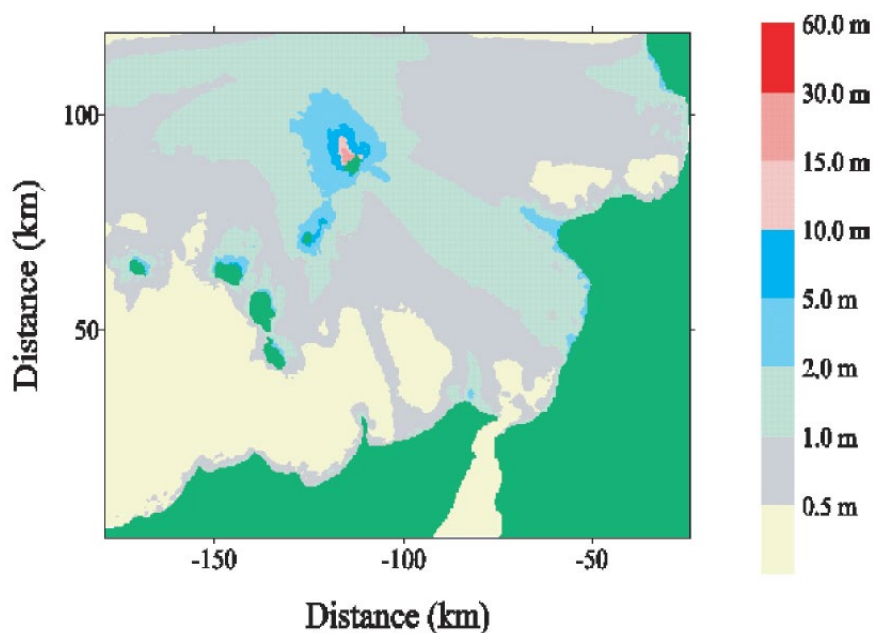


Turisti in fuga dall'onda di tsunami del 30/12/2002 (ripreso da internet)

Le eruzioni del vulcano di Stromboli e i correlati collassi lungo la Sciara del Fuoco sono le principali e piu' frequenti cause sorgenti di tsunami nel basso Tirreno. A questo proposito si riporta una carta

schematica dell'impatto indotto da uno tsunami per collasso nel vulcano di Stromboli, frutto di una simulazione proposta da TINTI & BORTOLUCCI (2001)⁸⁶.

Risulta evidente come il tratto di litorale dell'Isola di Salina più esposto all'onda anomala sia quello settentrionale, mentre gli effetti lungo il litorale meridionale sono più contenuti.



Carta schematica di uno tsunami per collasso nel vulcano di Stromboli

⁸⁴ TINTI S. et al. (2003). Le frane e i maremoti del 30 dicembre 2002 a Stromboli: simulazioni numeriche. Atti 22° Congr. Naz. GNGTS (disp. in internet).

⁸⁵ APAT (2003). Annuario dei dati ambientali. Vol. II. Roma.

⁸⁶ TINTI S. & BORTOLUCCI E. (2001). Impact on Calabria and Sicily of large tsunamigenic scenario collapse of Stromboli volcano. ITS 2001 Proc., session 6, n. 6.5 (disp. in internet).

3

QUADRO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO, LITO-TECNICO E SISMICO DEL SITO

RELAZIONE GEOLOGICA

COMUNE DI LENI (ME)






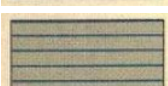


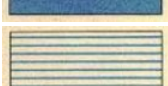

PROGETTO DEFINITIVO: "OPERE DI ATTUAZIONE DEL PIANO REGOLATORE PORTUALE DI RINELLA. 1° STRALCIO FUNZIONALE"

Pag. 50

3.1 – ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1.1 – SETTORE SUBAEREO

L'assetto geologico dell'area emersa a tergo del tratto di litorale da P. di Megna alle Erbe Bianche viene descritto con riferimento alla carta geologica di KELLER (1980), di cui si riporta uno stralcio unitamente alla legenda.

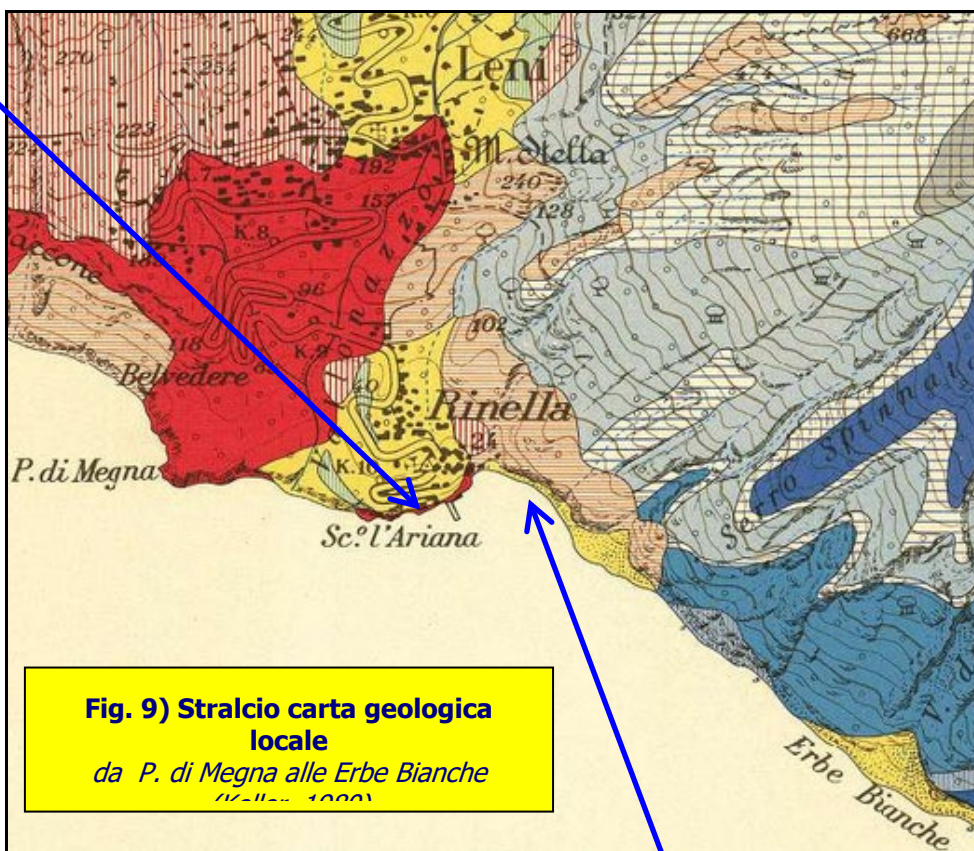
	Alluvioni recenti (OLOCENE)			
	Colate laviche	WURMIANO	ANDESITI	M.TE DEI PORRI
	Banchi di scorie rosse e nere			
	Tufi grigi			
	Ultime lave del M. Fossa	PLEISTOCENE MEDIO – MINDEL (?)	LATI ANDESITI	M.TE FOSSA DELLE FELCI
	Baluardo di scorie saldate del cratere del M. Fossa			
	Lave intercalate nei tufi del Favarolo			
	Lave acide della parte meridionale del M. Fossa			
	Scorie e brecce fluitate			
	Scorie rosse e nere del cono primordiale del M. Fossa		DACITI	
			ANDESITI	

Lungo l'allineamento Rinella-Leni si distinguono in affioramento i depositi più recenti del M.te dei Porri (Wurmiano) dai depositi del Pleistocene medio-Mindel del M.te Fossa delle Felci.

Le lave andesitiche del M.te dei Porri si evidenziano lungo la falesia da Punta di Megna fino all'attuale molo portuale, mentre all'altezza dell'abitato di Rinella si riscontrano i tufi grigi, prodotti basali del M.te dei Porri, su cui sono scavate le grotte, recentemente soggette ad interventi di consolidamento, sormontate da depositi epiclastici indifferenziati, come risulta dalla successiva documentazione fotografica.



Particolare della falesia da Rinella verso Punta di Megna



Particolare della falesia da Rinella verso Erbe Bianche

Relativamente all'assetto morfologico la migliore descrizione è riportata attraverso la sovrapposizione della carta dell'acclività, ricostruita tramite una griglia a maglie quadrata (100 m di lato), sui dissesti censiti in ambito P.A.I.

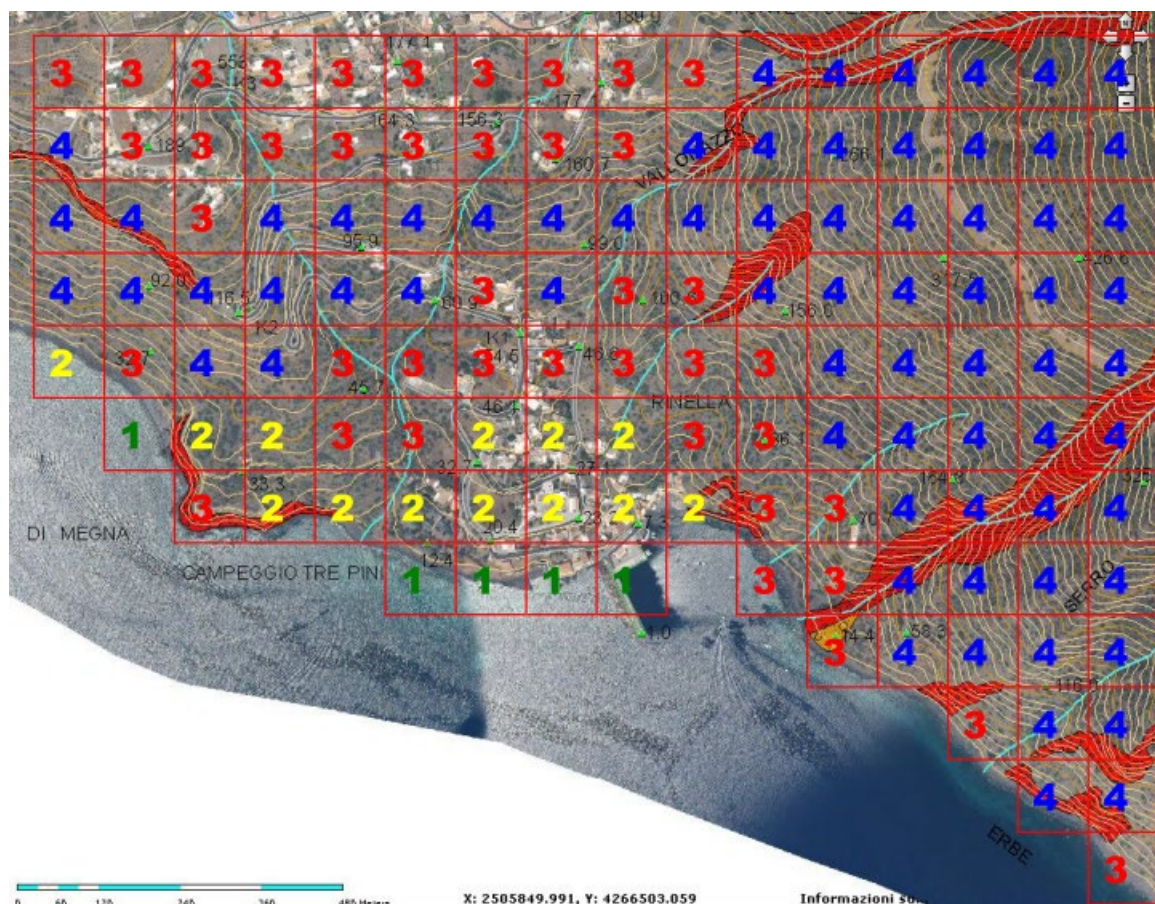


Fig. 10) Carta morfologica: dissesti e acclività

1) < 6 %	2) 6÷18 %	3) 18÷35 %	4) > 35 %
------------------------------	----------------------------	-----------------------------	-------------------------------

Il tratto di litorale immediatamente ad Ovest dell'attuale molo portuale si sviluppa su una falesia di modesta altezza, esente da fenomeni gravitativi, che intacca una colata lavica andesitico-basaltica, con al tetto un deposito terrazzato. La falesia con evidenze di crolli si segnala all'altezza di Punta di Megna.

Ad Est del molo portuale, superata la spiaggia di Rinella, si rilevano condizioni di acclività più gravose, che favoriscono l'attivazione di dissesti (crolli e colamenti rapidi) concentrati lungo i cosiddetti *barrancos*, anche per la presenza di affioramenti di depositi piroclastici di caduta. Questi processi gravitativi attivi, che raggiungono la spiaggia e a volte trovano come concausa

determinante l'azione di scalzamento al piede indotta dal moto ondoso, portano a classificare il tratto del litorale ad Est del molo portuale esposto ad elevato rischio geomorfologico-costiero.

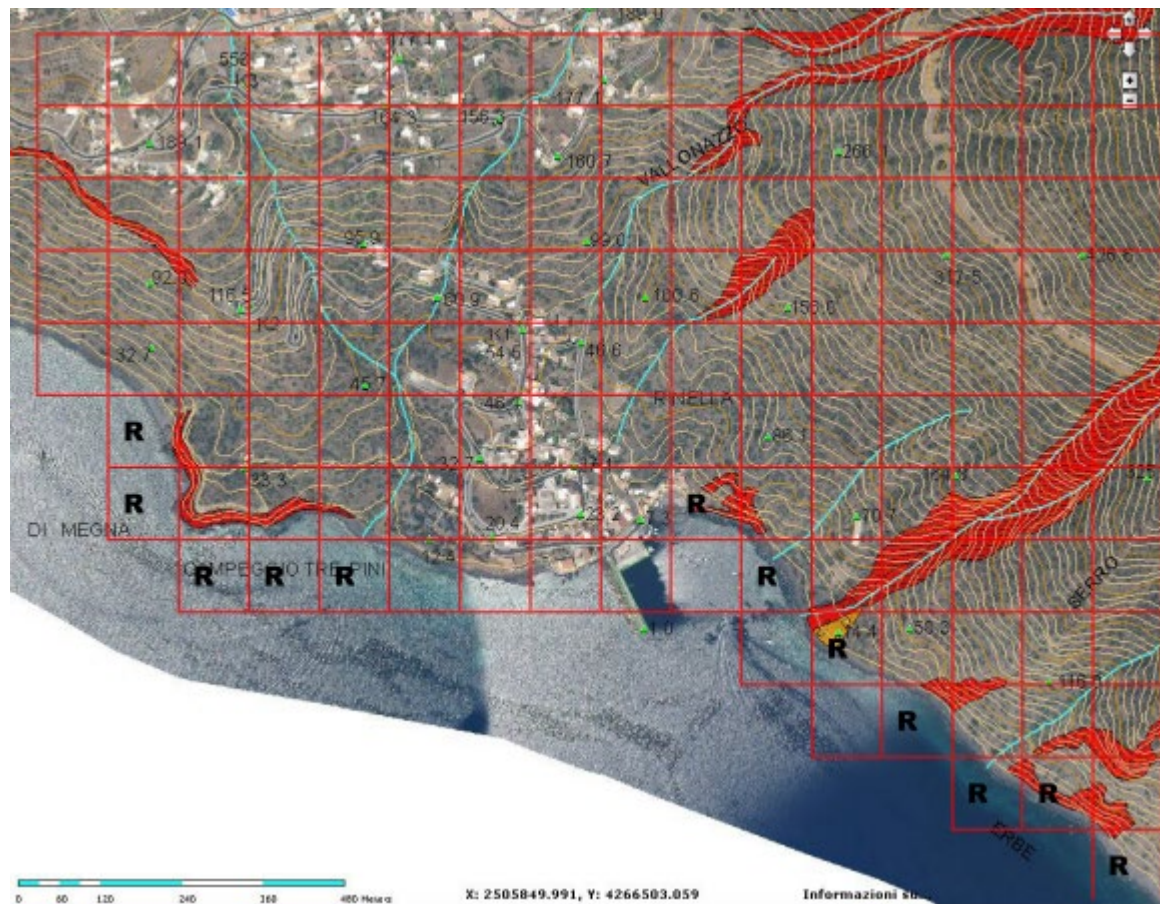


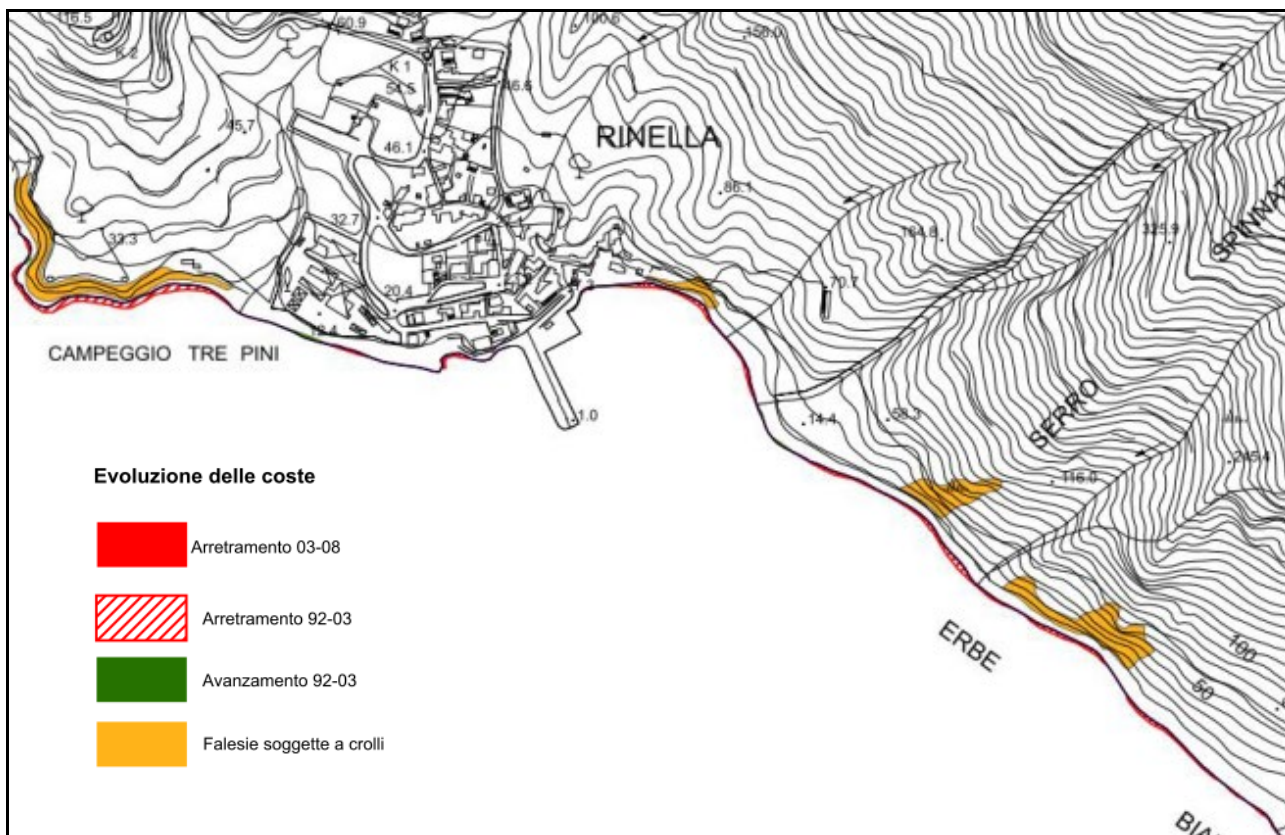
Fig. 11) Carta morfologica: rischio geomorfologico-costiero

R	Area ad elevato rischio geomorfologico-costiero
----------	---

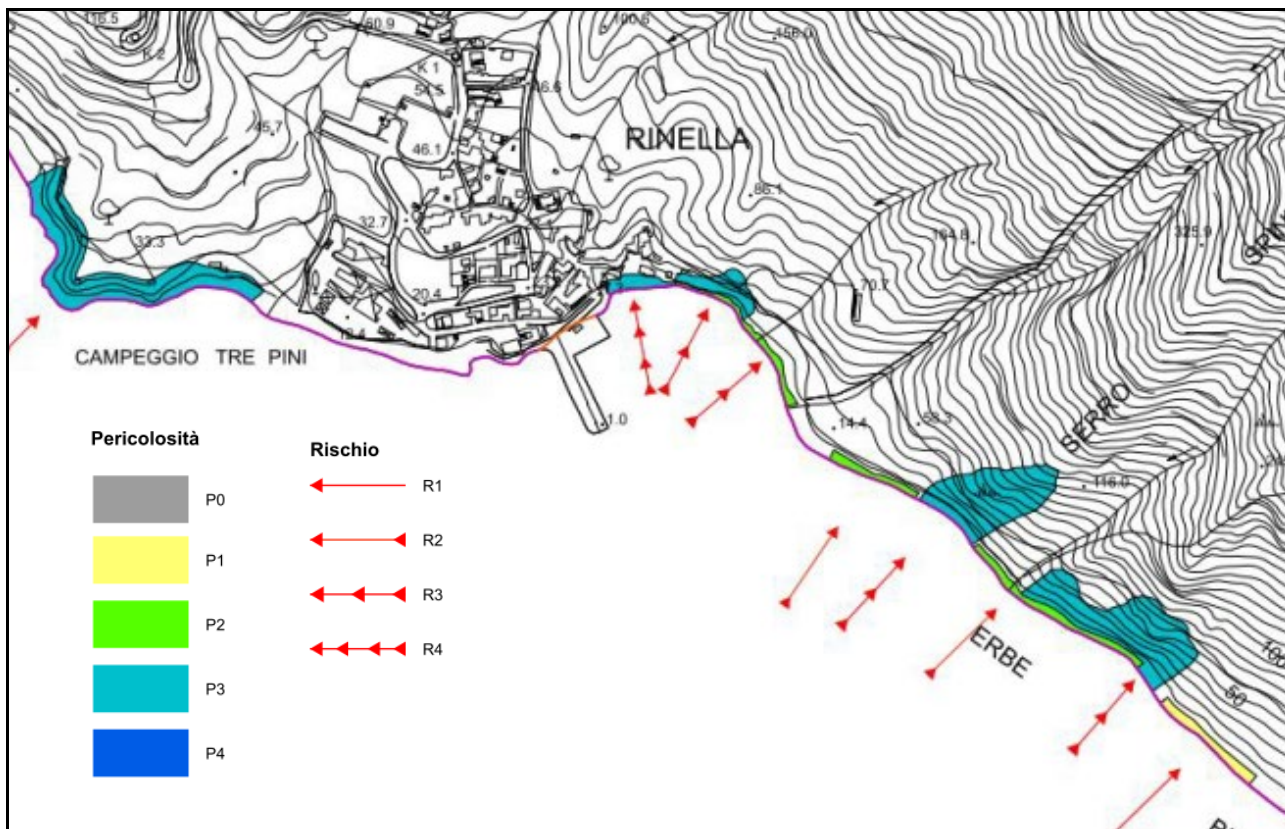
3.1.2 – SETTORE COSTIERO

L'analisi del settore costiero da P. di Megna alle Erbe Bianche viene approfondita con riferimento alle cartografie prodotte in ambito P.A.I. - *Unità fisiografica* e in particolare:

- alla carta della tipologia costiera e dell'evoluzione della linea di riva;
- alla carta dell'evoluzione costiera;
- alla carta della pericolosità e del rischio.



Carta dell'evoluzione costiera



Carta della pericolosità e del rischio

Sulla base dei dati disponibili è possibile ricostruire una carta geomorfologico- e sedimentologico-costiera, distinguendo il litorale in due settori, che non possono essere caratterizzati rispetto alla dinamica litoranea come "unità fisiografiche"⁸⁷, ma solo come "unità morfologico-costiere", in quanto contenute tra due capi o aggetti antropici (molo portuale), che non provocano il blocco per il trasporto litoraneo:

- da Punta di Megna all'attuale molo portuale: costa rocciosa (falesia attiva), che intacca una colata lavica andesitica, limitata al tetto da un terrazzo marino e depositi di scorie laviche e tufi, spesso siltosi, poco cementati o sbrecciati del M.te dei Porri ;
- dalla rada di Rinella verso Erbe Bianche e Punta delle Tre Pietre: costa alta con affioramenti di lave e piroclastiti fino alle lave del duomo dacitico di Punta delle Tre Pietre, che caratterizzano il versante meridionale del M.te Fossa delle Felci, intaccato lungo la linea di massima pendenza da profonde incisioni (*barrancos*);



Fig. 12

Il tratto di litorale in esame si sviluppa con direzione prossima a E-W da P. di Megna fino al centro dell'insenatura naturale di Rinella e, quindi, con direzione NE-SW fino a Punta delle Tre Pietre. In corrispondenza del pittoresco borgo di Rinella si localizza un approdo, in atto rappresentato da un molo di sopraflutto orientato SSE, una banchina sul lato Est e una banchina di riva, la cui

⁸⁷ Si definisce "unità fisiografica" una zona litoranea, limitata in genere tra due capi, nell'ambito della quale si abbia una certa indipendenza di rifornimento e di distribuzione dei materiali alluvionali rispetto ai tratti di costa vicini.

costruzione inizia verso il 1950⁸⁸ e prosegue per fasi di avanzamento fino alla situazione attuale, con ulteriori interventi recenti di completamento e messa in sicurezza. Il porto è ridossato con tutti i venti del 1° quadrante (Tramontana e Greco) e del 3° quadrante (Mezzogiorno e Libeccio), ma molto esposto ai venti di SE (Scirocco).

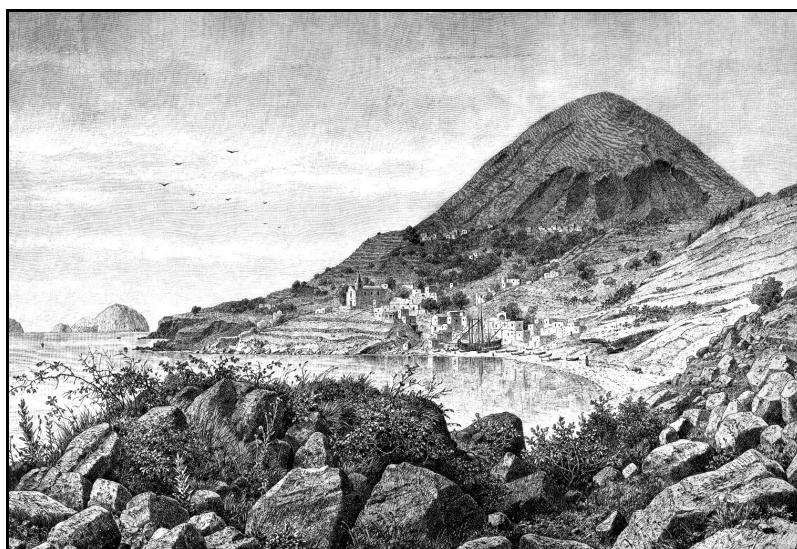
Il trasporto litoraneo, in base allo sviluppo della linea di costa, si attiva lungocosta da SW verso NE sotto l'azione del mare di Scirocco e di Mezzogiorno e per circa 2 mesi/anno; mentre le condizioni si invertono sotto il mare di Ponente e Libeccio, che si presenta per circa 2 mesi e ½ l'anno. In queste condizioni, un minimo deficit di alimentazione, indotto da fenomeni naturali (es.: riduzione degli apporti solidi da terra) o da interventi antropici (es.: inserimento del molo portuale) crea condizioni di squilibrio e mette in crisi anche le spiagge più protette.

La spiaggia di Rinella, caratterizzata con il termine più appropriato di *pocket beach*, è quella più profonda per effetto della maggiore protezione dall'azione del mare indotta dall'insenatura naturale, ma risulta intaccata dall'azione erosiva, probabilmente per deficit di alimentazione, anche a seguito della costruzione del molo portuale. L'effetto dell'erosione costiera sulla spiaggia di Rinella è anche aggravato dalla presenza di sedimenti più ciottolosi lungo il litorale delle Erbe Bianche, che evidentemente non riescono ad essere movimentati dal mare di Scirocco fino a raggiungere ed alimentare la spiaggia.

L'arretramento costiero nella baia di Rinella è evidente rispetto alla linea di riva catastale del 1951 e si concentra in corrispondenza delle grotte scavate nella falesia. Il valore massimo assoluto di arretramento nella baia di Rinella (lunghezza 365 m) fino al 2007 risulta dell'ordine di 45 m, mentre il tasso medio annuo si attesta intorno a 0,47 m/anno.

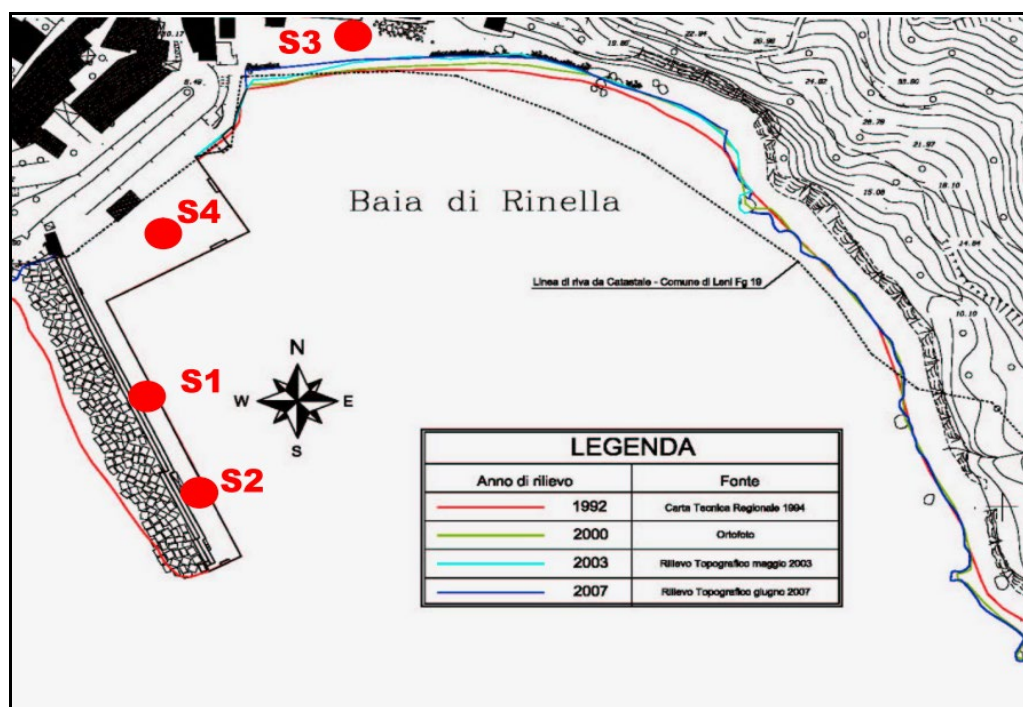
La mancata disponibilità di cartografie a scala tecnica più antiche non ha consentito di

estendere nel passato le analisi evolutive costiere, ma si può affermare che la spiaggia di Rinella almeno fino alla metà del XX secolo era sufficientemente stabile e profonda. A questo proposito si riporta come testimonianza storica una stampa pubblicata nel 1894, sulla quale si osserva una larghezza tale della spiaggia da consentire il ricovero di un brigantino e numerose barche, mentre nel contempo non si osservano le grotte, evidentemente scavate nella falesia tra la fine del 1800 e gli inizi del 1900.



Stampa del borgo di Rinella ("a Rinedda") riportata nel II vol. dell'opera "Die Liparischen Inseln" di Luigi Salvatore d'Austria (1894)

⁸⁸ Il molo portuale di Rinella risulta già segnalato nella cartografia IGM del 1958, anche se con uno sviluppo di circa 50 metri. Il primo progetto di completamento del 1973 riporta un prolungamento del molo di sopraflutto fino a circa 120 m, praticamente uguale a quello attuale, ma già allora avvertiva la necessità di realizzare "il prolungamento dell'attuale molo per altri 30 m sullo stesso allineamento di quello attuale e per altri 80 m con deviazione di 45° verso Est", in modo da chiudere "il vastissimo specchio acqueo della rada di Rinella, che acquisterà caratteristica di porticciolo vero e proprio".



Carta dell'evoluzione della linea di riva (1951-2007)

Per quanto riguarda l'assetto geologico del sottosuolo in corrispondenza dell'attuale molo portuale si fa riferimento ai sondaggi geognostici localizzati nella precedente carta dell'evoluzione costiera, eseguiti nel dicembre 2004 nell'ambito del progetto di messa in sicurezza delle infrastrutture portuali da *Tecnogeo s.r.l.* di Palermo, poste a disposizione dal Comune.

Nei sondaggi S1 e S2 sulla testata del molo, superata la struttura portuale (conglomerato cementizio e riempimento del cassone), si riscontrano sabbie con inclusi ciottoli ed elementi lavici, mentre oltre 30 m di profondità si intercettano le lave. Il materiale granulare può essere interpretato come il deposito di un terrazzo sommerso sul substrato lavico. Nel sondaggio S4, posizionato sulla banchina portuale, il substrato lavico si riscontra a profondità minore, presupponendo che formi un gradino a rappresentare la scarpata a tergo del terrazzo sommerso.

Il sondaggio S3, localizzato al centro della spiaggia di Rinella, segnala una situazione stratigrafica differente con il deposito granulare terrazzato ricoperto da un orizzonte di piroclastici stratificate.

3.1.3 – SETTORE SOMMERSO

L'assetto geomorfologico del settore sommerso viene descritto in base ai dati messi a disposizione dal Comune e relativi ad un rilievo sismico a riflessione, eseguito nel gennaio 2005 nell'ambito della messa in sicurezza dell'infrastruttura portuale dal DITS (*Dipartimento n. 37 Idraulica, Trasporti, Strade*) dell'Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

Il rilievo geofisico, di cui si riporta la carta geomorfologica interpretativa, definisce un fondale caratterizzato da diversi terrazzi deposizionali sommersi con stratificazioni incrociate verso l'esterno e parallele sotto costa, ove tendono a chiudersi e portano il substrato lavico in affioramento o prossimo alla superficie.

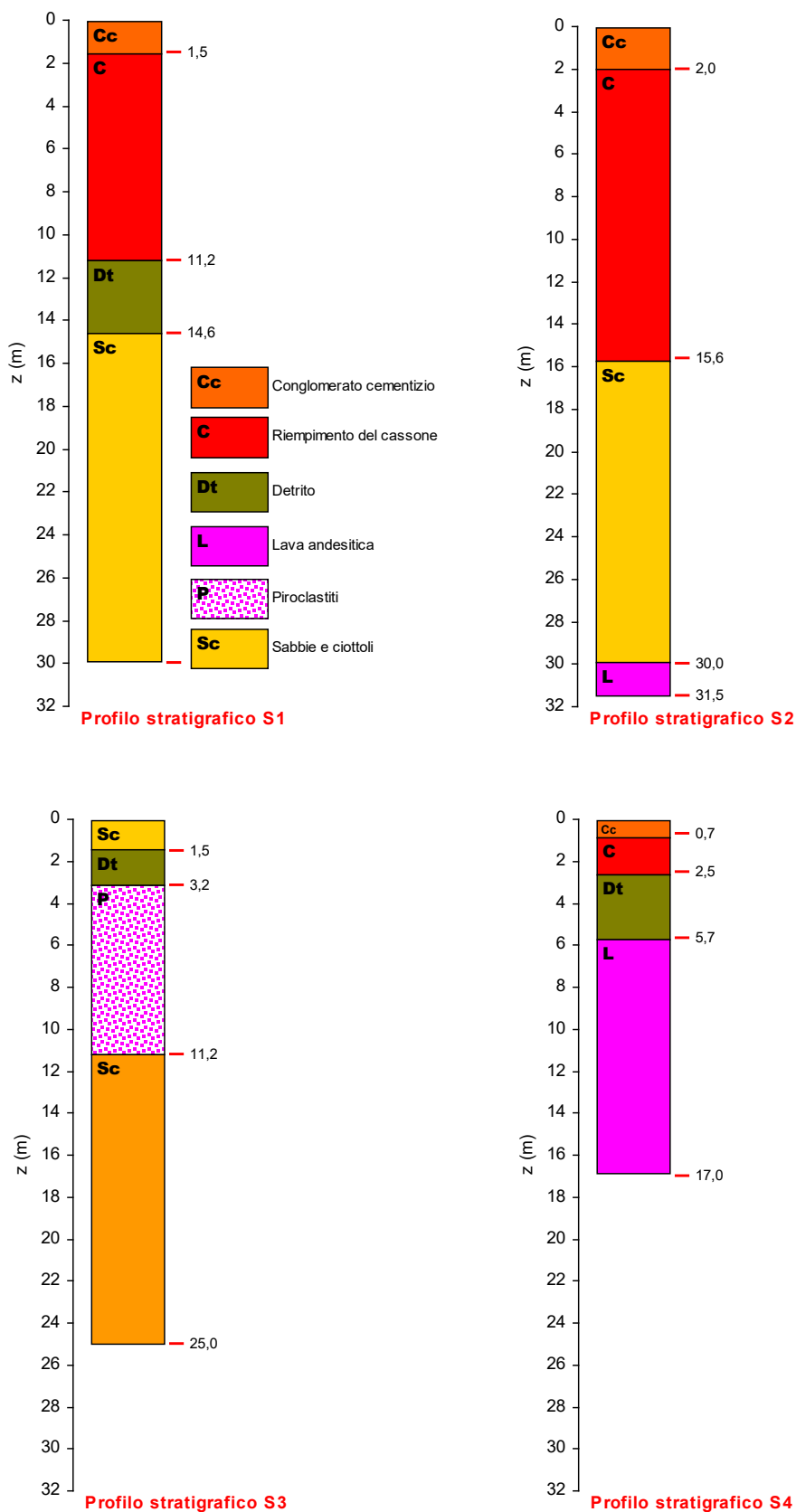


Fig. 13) Profili stratigrafici di sondaggi

I terrazzi, nella parte distale, poggiano su corpi caotici, che determinano pendenze batimetriche elevate e che possono essere il risultato di materiali sciolti in scivolamento lungo la scarpata. Questi corpi instabili trovano come area sorgente il versante del M.te Fossa delle Felci e si connettono con la morfologia subaerea (*barrancos*) e con i depositi di conoide alla base del versante.

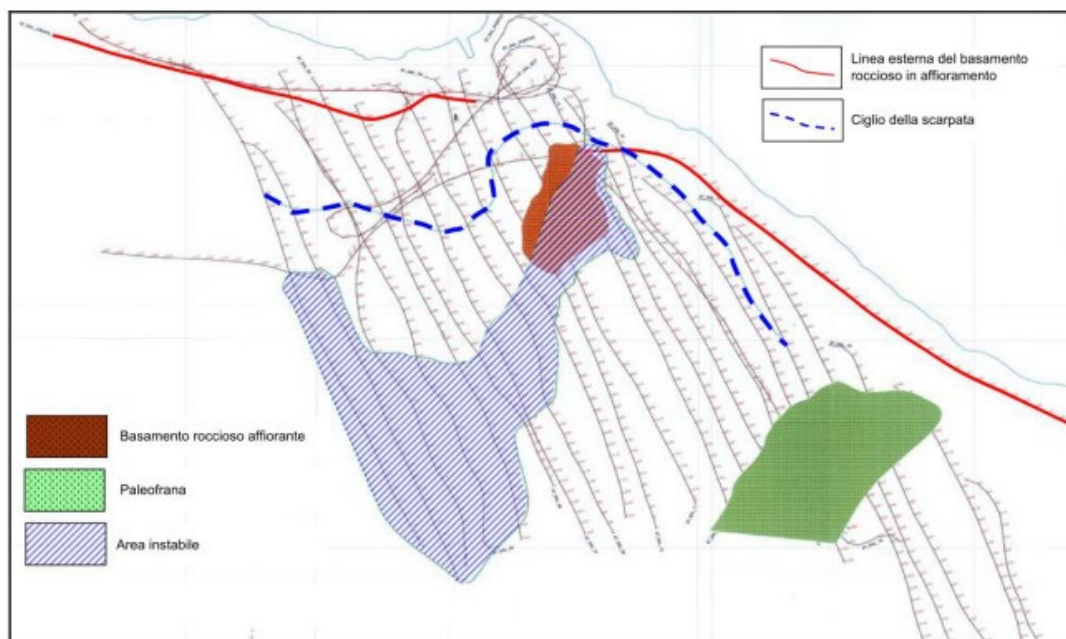
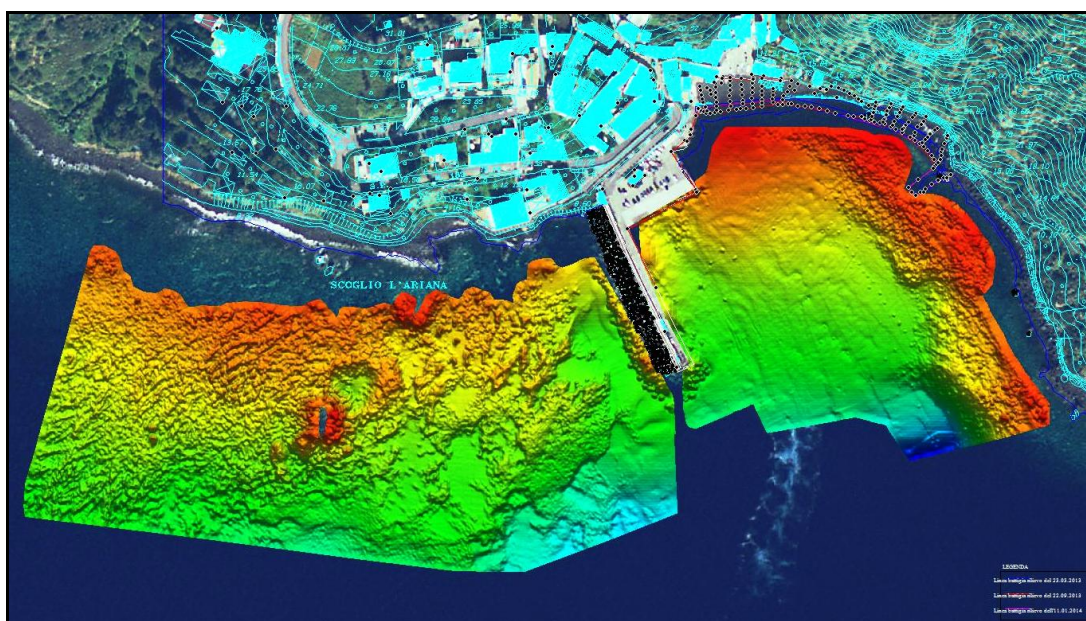


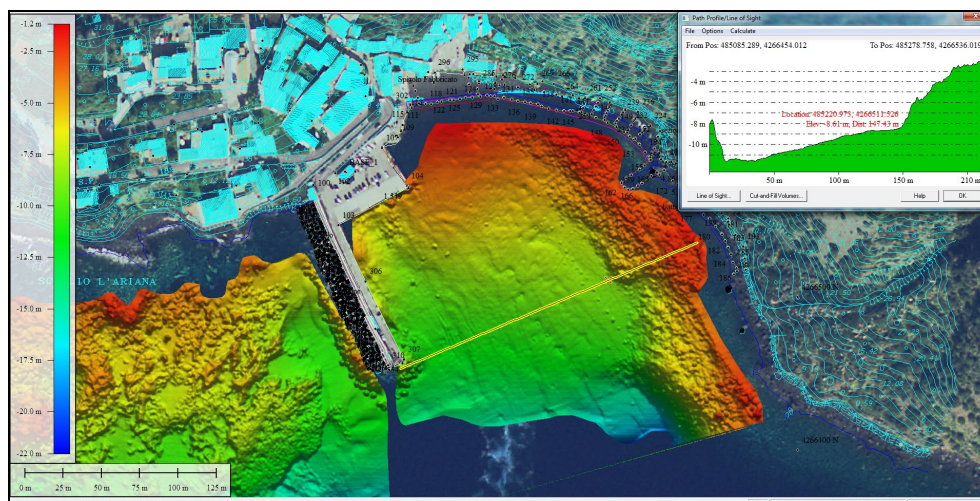
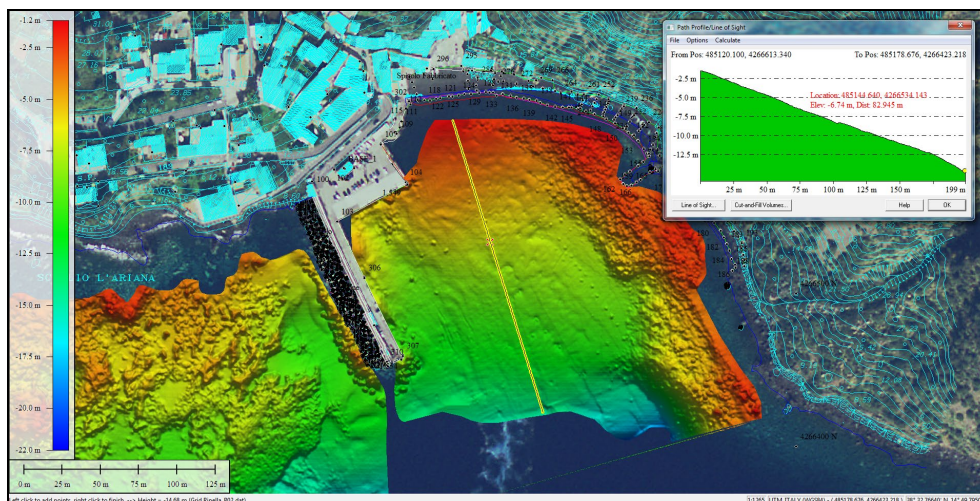
Fig. 14) Carta geomorfologica dei fondali da rilievi sismici a riflessione



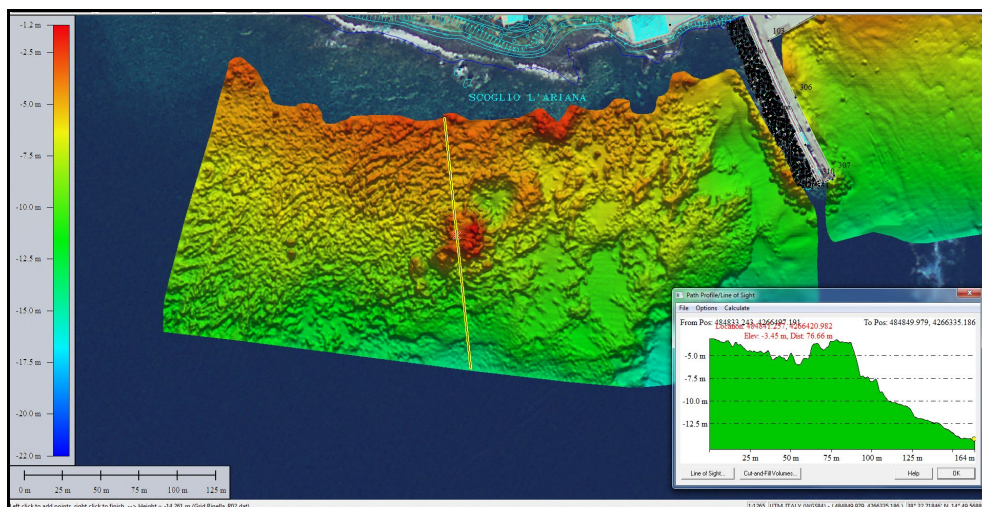
Rilievo batimetrico e morfologico

Il committente ha messo a disposizione anche una campagna di acquisizione dei dati batimetrici forniti da un sistema *Multibeam*, eseguita recentemente (giugno 2014) dalla *Geonautics s.r.l.* di Agrigento, che riporta anche una serie di informazioni sulla morfologia dei fondali, con riferimento ad una restituzione bi- e tri-dimensionale dell'assetto batimetrico.

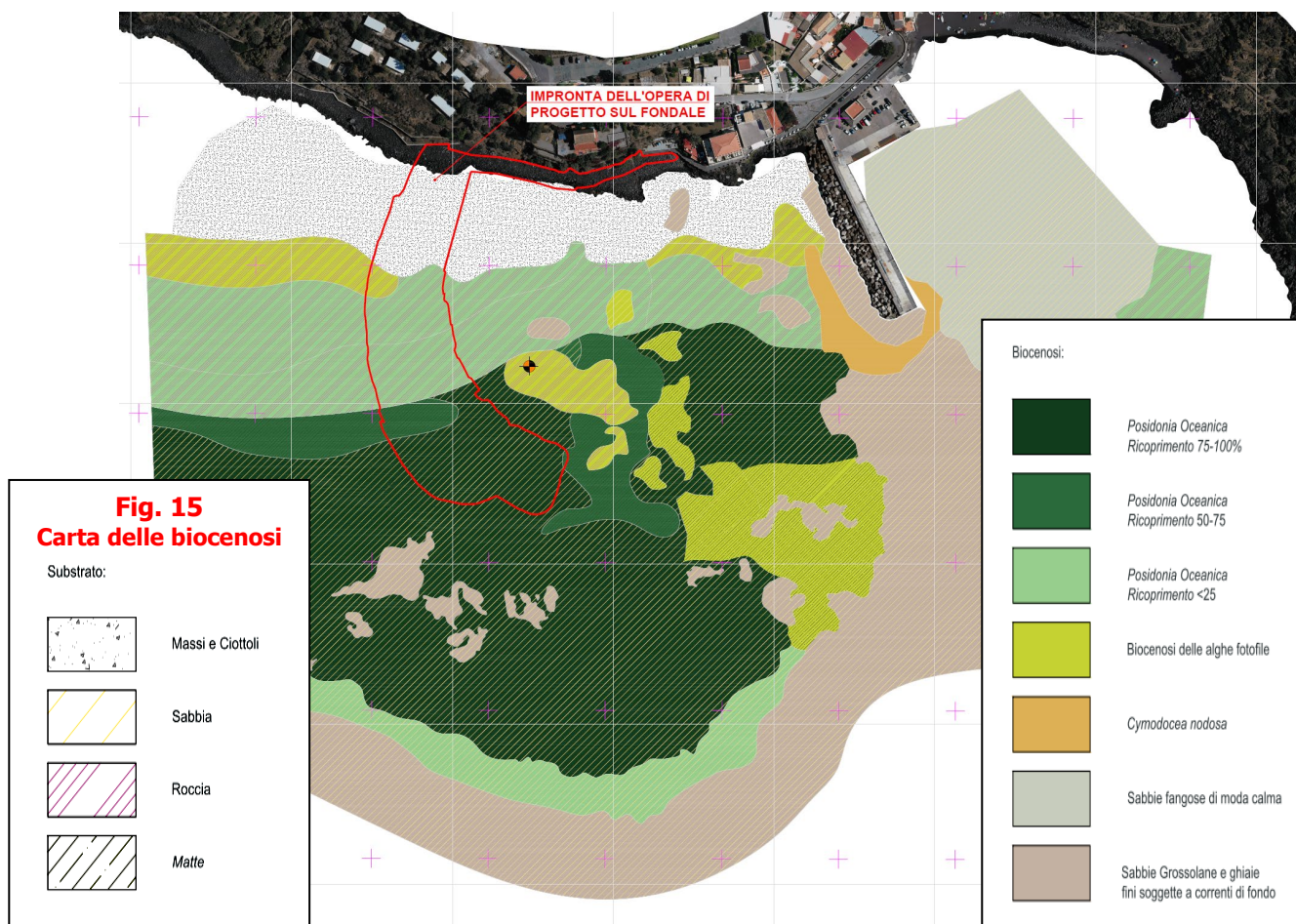
Nel settore ad Est dell'attuale molo portuale, corrispondente alla baia di Rinella e al litorale delle Erbe Bianche, si riconosce un accumulo gravitativo e una articolazione del fondale visualizzata negli allegati profili. Al centro della baia, il profilo parallelo al molo portuale evidenzia una pendenza costante dell'ordine del 6 %. Il profilo trasversale mostra la scarpata generata dall'accumulo gravitativo, che trova il piede a circa - 8 m dal livello del mare e presenta una pendenza del 10 % circa.



La morfologia del fondale del settore Ovest del molo portuale, ove si localizza il molo portuale in progetto, risulta più articolata con il fondale roccioso (lave andesitiche) affiorante all'altezza dello scoglio L'Ariana o subaffiorante sotto una copertura di apporti gravitativi.



Le precedenti osservazioni trovano conferma nei rilievi eseguiti in questa fase, le cui attività si sono sviluppate attraverso la individuazione di anomalie magnetiche sul fondale di intervento (prospezioni con magnetometro) e l'analisi del fondale tramite rilievo *Sub Bottom Profiler*, in modo da individuare e caratterizzare il substrato e i relativi spessori della coltre sedimentaria di copertura nell'ambito del fondale impegnato dalle opere in progetto.



I risultati mostrano un substrato roccioso, vulcanico andesitico, da affiorante a sub-affiorante per la presenza di tasche di sabbia di spessore metrico, come risulta per una visione di insieme dalla cartografia del substrato delle biocenosi.

3.1.4 – SINTESI DELL'ASSETTO GEOLOGICO

I dati disponibili e quelli acquisiti in questa fase consentono di ricostruire il "modello geologico del sottosuolo", tramite la definizione più probabile di due profili lito-stratigrafici opportunamente posizionati lungo il nuovo molo portuale in progetto, in modo da distinguere le due situazioni lito-stratigrafiche limite:

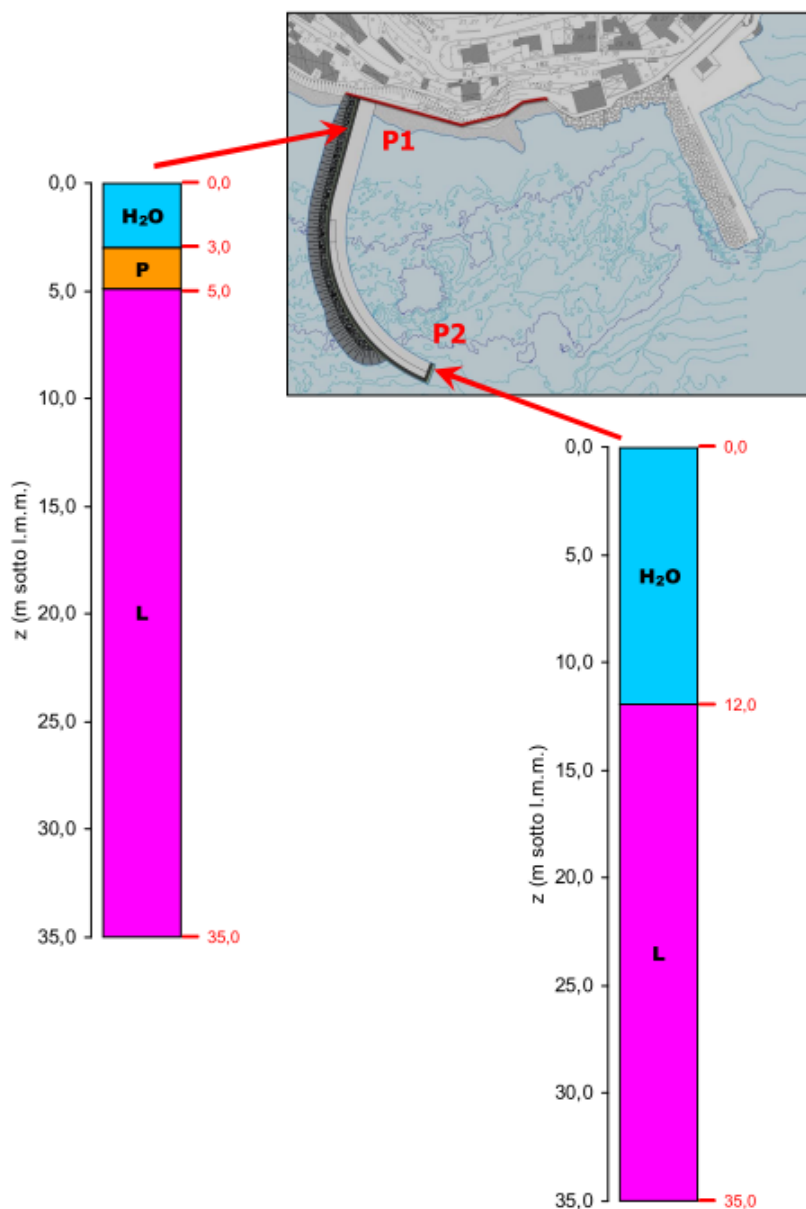


Fig. 15
Modello geologico
del sottosuolo

Definizione dei profili lito-stratigrafici sulla base dei dati disponibili e per correlazione

Legenda:

H₂O = spessore acqua marina

P = piroclastici, sabbie e ciottoli

L = lave andesitiche

- **profilo P1** : localizzato verso la radice del nuovo molo portuale ed all'altezza dell'isobata di 3 m, che ritrova il substrato andesitico, affiorante lungo la falesia a tergo, sotto una copertura metrica di piroclastiti, sabbie e ciottoli;
- **profilo P2**: localizzato verso la testata del nuovo molo portuale in progetto e all'altezza della isobata di 12 m, che intacca sempre le lave andesitiche.

3.2 – CARATTERISTICHE LITO-TECNICHE

3.2.1 – UNITÀ LITO-TECNICHE

La caratterizzazione delle rocce vulcaniche viene eseguita con un criterio speditivo, ma efficace dal punto di vista geo-applicativo, già utilizzato da APUANI et al. (2005)⁸⁹, distinguendo quattro "unità lito-tecniche" (ULT):

- **L – Lava:** predominante lava (> 70 %) con strati di breccia;
- **LB – Lava-Breccia:** lava (40 – 70 %) alternata a strati di breccia;
- **B – Breccia:** breccia predominante alternata a strati di lava (< 40 %);
- **P – Piroclastiti :** prevalenti piroclastiti.



⁸⁹ APUANI T. et al. (2005). Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli: a dataset for volcano instability evaluation. Bull. Eng. Geol. Env., 64, 419–431.

La ricostruzione della carta lito-tecnica dell'area in esame consente di individuare l'ULT "Lava" nel settore ad Ovest di Rinella, corrispondente alla colata lavica andesitica del M.te dei Porri, affiorante allo scoglio L'Ariana, lungo la falesia immediatamente a tergo e a P. di Megna.

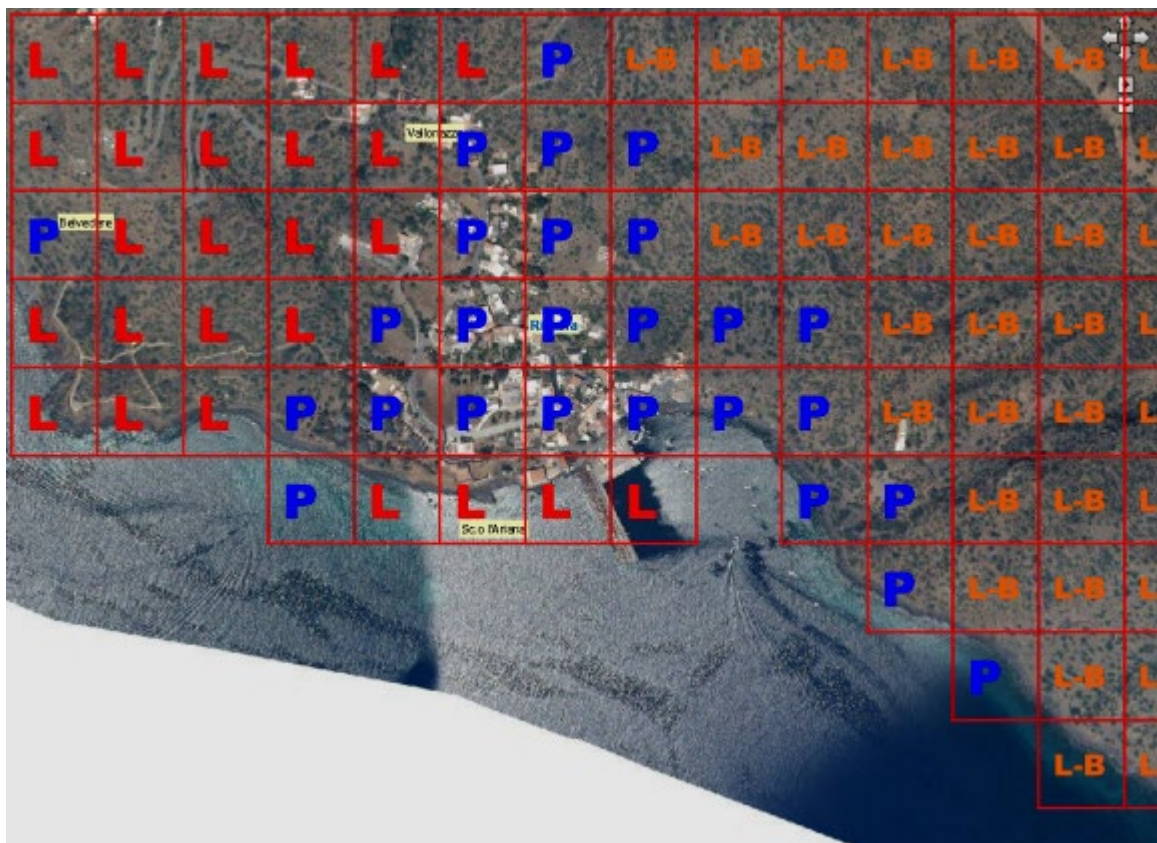


Fig. 17) Carta lito-tecnica

Unità lito-tecnica

L Lava	L-B Lava-Breccia	P Piroclastiti
-------------------------	-----------------------------------	---------------------------------

I depositi alluvionali recenti, inclusi quelli del terrazzo di Rinella, e i tufi grigi del M.te dei Porri sono stati accorpati nell'U.L.T. "Piroclastiti", tenendo conto dell'origine e delle modalità di messa in posto con l'avvertenza che le alluvioni presentano un comportamento granulare, mentre le vere e proprie piroclastiti possono risultare rinsaldate e con livelli di coesione anche elevati.

I terreni lungo il versante del M.te Fossa delle Felci, caratterizzate da lave dacitiche, scorie e breccie vengono complessivamente fatte rientrare nell'U.L.T "Lava-Breccia".

3.2.2 – CLASSIFICAZIONE GEOMECCANICA

Nella letteratura specializzata sono riportati numerosi sistemi di classificazione degli ammassi rocciosi, finalizzati a diversi campi di applicazione progettuale (qualsiasi, versanti o gallerie) e

utilizzati nella pratica professionale per definire i parametri di resistenza e deformabilità alla scala dell'ammasso, schematizzato secondo un modello continuo equivalente (RQD di DEERE, 1963⁹⁰-1989⁹¹; RMR di BIENIAWSKI, 1976⁹²-1989⁹³; Q di BARTON, 1974⁹⁴ e BARTON et al., 1980⁹⁵; GSI di HOECK, 1994⁹⁶ e HOECK et al., 1995⁹⁷)

Tra i principali sistemi di classificazione degli ammassi rocciosi, in questa sede si fa riferimento all'indice di resistenza geologico GSI (*Geological Strength Index*), basato sulla combinazione tra assetto strutturale dell'ammasso roccioso e caratteristiche delle discontinuità.

Nella valutazione di GSI esistono carte per i vari tipi di rocce con i campi più probabili di appartenenza di GSI (MARINOS & HOECK, 2000)⁹⁸ o criteri per limitare la soggettività con valutazioni quali-quantitative della descrizione della struttura e delle condizioni delle discontinuità (SONMEZ & ULUSAY, 1999⁹⁹ ; CAI et al., 2004¹⁰⁰).

In alternativa, TRUZMAN et al. (2011)¹⁰¹ propongono di calcolare GSI direttamente in funzione di RQD:

$$GSI = 18,7 * \exp (0,0152 * RQD)$$

mentre recentemente HOECK et al. (2013)¹⁰² riportano delle relazioni che tengono conto delle condizioni dei



⁹⁰ DEERE D.U. (1963). Technical description of rock cores for engineering purposes. *Felsmechanik und Ingenieurgeologie*, 1,1,16-22.

⁹¹ DEERE D.U. (1989). Rock quality designation (RQD) after 20 years. U.S. Army Corps Engrs. Contract Report GL-89-1. Vicksburg, MS: Waterways Experimental Station.

⁹² BIENIAWSKI Z.T. (1976). Rock mass classification in rock engineering. In *Exploration for rock engineering, proc. of the symp.*, (ed. Z.T. Bieniawski) 1, 97-106. Balkema., Cape Town.

⁹³ BIENIAWSKI Z.T. (1989). *Engineering rock mass classifications*. Wiley, New York.

⁹⁴ BARTON N.R. et al. (1974). Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mech.* 6(4), 189-239.

⁹⁵ BARTON N. R. et al. (1980). Application of the Q-system in design decisions. In *Subsurface space* (ed. M. Bergman) 2, 553-561. Pergamon, New York

⁹⁶ HOECK E. (1994). Strength of rock and rock masses, *ISRM News Journal*, 2(2), 4-16.

⁹⁷ HOECK E. et al. (1995). Support of underground excavations in hard rocks. Rotterdam, Balkema.

⁹⁸ MARINOS P & HOECK E. (2000). GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. *Proceedings of GeoEng 2000 Conference*, Melbourne, Australia.

⁹⁹ SONMEZ H. & ULUSAY R. (1999). Modifications to the Geological Strength Index (GSI) and their applicability to stability of slopes. *Intern. Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36, 743-760.

¹⁰⁰ CAI M. et al. (2004). Estimation of rock mass deformation modulus and strength of jointed hard rock masses using the GSI system. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 41(1), 3-19.

¹⁰¹ TRUZMAN M. et al. (2011). Determination of Unit Tip Resistance for Drilled Shafts in Fractured Rocks using the Global Rock Mass Strength. 2011 Pan-Am CGS Geotechnical Conference, October 2-6, 2011, Toronto, Ontario, Canada.

¹⁰² HOECK E. et al. (2013). Quantification of the Geological Strength Index Chart. 47th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium held in San Francisco, CA, USA. June 23-26, 2013 (disp. in internet).

giunti (JCond) con riferimento al relativo peso assegnato secondo la classificazione RMR di Bieniawski del 1976 e del 1989:

$$GSI = 2,0 * JCond_{76} + RQD/2$$

$$GSI = 1,5 * JCond_{89} + RQD/2$$

L'indice GSI è correlato con RMR e Q tramite relazioni empiriche riprese da diversi autori, tra cui si segnalano le seguenti:

- HOECK et al., (1995): $GSI = RMR_{89} - 5$ $GSI = 9 * Ln Q + 44$
- MORALES et al. (2004)¹⁰³ : $GSI = 4,714 + 0,687 RMR$
- KARANAM et al. (2009)¹⁰⁴ : $GSI = 1,0823 * RMR$

Relativamente alle unità lito-tecniche vulcaniche si riporta una carta dei campi più probabili di appartenenza di GSI ripresa da SCHAEFER et al. (2013)¹⁰⁵, per cui alle ULT definite nell'area in esame si assegnano i seguenti valori cautelativi di GSI:

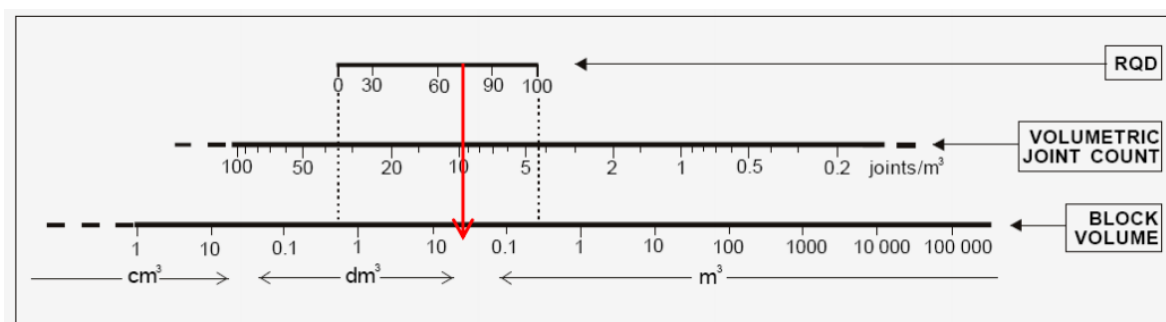
Unità Lito-Tecnica (ULT)	Sigla	GSI
Lava	L	60
Lava-Breccia	LB	45
Piroclastiti	P	10

Per quanto riguarda l'ULT L si calcola il valore di RQD invertendo la relazione di TRUZMAN et al. (2011), per cui con GSI = 60 risulta:

$$RQD = 77$$

valore congruo con lo stato di fratturazione dell'ammasso lavico, osservabile lungo la falesia alla radice del molo portuale.

I rapporti tra RQD, l'indice volumetrico delle discontinuità (Jv) e le dimensioni dei blocchi (Vb) dell'ammasso roccioso sono visualizzati nello schema allegato, ripreso da PALMSTRÖM (2005)¹⁰⁶.



Parametri geomeccanici relativi all'ULT "Lava"

¹⁰³ MORALES et al. (2004). Geomechanical characterisation of rock masses in Alpine regions: the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin, Northern Spain). Engineering Geology, 71, 3-4, 343-362

¹⁰⁴ KARANAM U. M. et al. (2009). Empirical approaches for designing wide underground penings-A case study. Indexed in Chemical Abstracts-CAS Ref. No.: 172238, 467.

¹⁰⁵ SCHAEFER L. N. et al. (2013). An integrated field-numerical approach to assess slope stability hazards at volcanoes: the example of Pacaya, Guatemala. Bulletin of volcanology, 75.6,1-18.

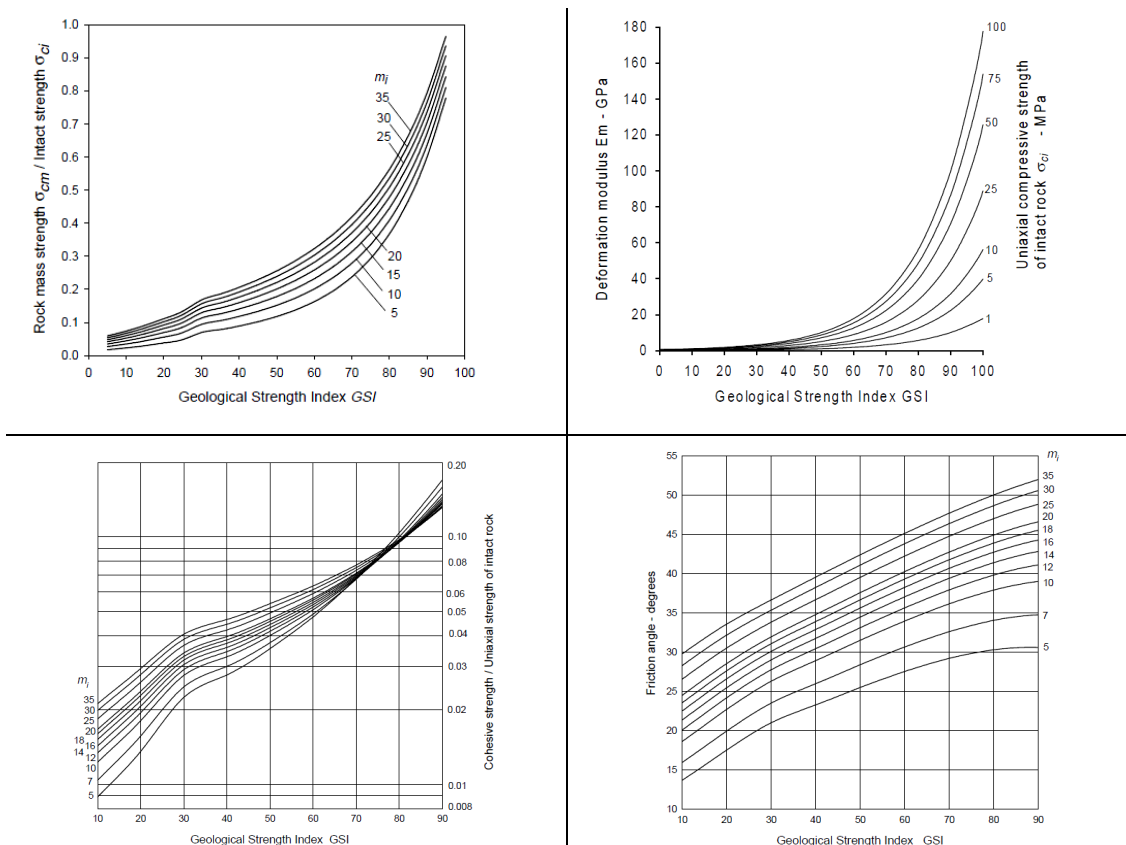
¹⁰⁶ PALMSTRÖM A. (2005). Measurements of and correlations between block size and rock quality designation (RQD). Tunn. Undergr. Sp. Tech., 20, 362-377.

3.2.3 – PARAMETRI GEOMECCANICI

Le carte proposte da HOECK & BROWN (1997)¹⁰⁷ e MARINOS & HOECK (2000) consentono in funzione di GSI la stima dei principali parametri geomeccanici e in particolare:

- resistenza globale (σ_{cm});
- modulo di elasticità (E_m);
- coesione (c) e angolo di attrito (ϕ);

noti la resistenza (σ_{ci}) e la costante m_i della roccia intatta, i cui valori sono tabellati per diverse tipologie di rocce (HOECK et al. , 2002)¹⁰⁸.



Relazioni tra parametri geomeccanici e GSI per diverse tipologie di rocce

Il modulo di elasticità dell’ammasso roccioso può essere calcolato anche secondo la relazione proposta da YANG (2006)¹⁰⁹:

$$E_M/E_i = \exp (GSI/21,7)/100$$

¹⁰⁷ HOECK E. & BROWN E. T. (1997). Practical estimates of rock mass strength. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 34 (8), 1165-1186.

¹⁰⁸ HOECK E. et al. (2002). Hoek–Brown Failure Criterion—2002 Edition. Proceedings, North American Rock Mechanics Society Meeting, July 8–10, 2002, Toronto, ON, Canada.

¹⁰⁹ YANG K. (2006). Analysis of laterally loaded drilled shafts in rock. Ph.D. dissertation, University of Akron, Akron, Ohio.

posto che il valore del modulo della roccia intatta (E_i), in assenza di altro tipo di determinazione, può essere ricavato in base al rapporto tra i moduli $MR = E_i/\sigma_{ci}$, di cui HOECK & DIEDERICHS (2006)¹¹⁰ riportano il *range* tipico di diverse tipologie di roccia.

Rock type	Class	Group	Texture			
			Coarse	Medium	Fine	Very fine
SEDIMENTARY	Clastic		Conglomerates* (21 ± 3) Breccias (19 ± 5)	Sandstones 17 ± 4	Siltstones 7 ± 2 Greywackes (18 ± 3)	Claystones 4 ± 2 Shales (6 ± 2) Marls (7 ± 2)
		Non-Clastic	Carbonates	Crystalline Limestone (12 ± 3)	Sparitic Limestones (10 ± 2)	Micritic Limestones (9 ± 2)
	Evaporites			Gypsum 8 ± 2	Anhydrite 12 ± 2	
	Organic					Chalk 7 ± 2
METAMORPHIC	Non Foliated		Marble 9 ± 3	Hornfels (19 ± 4) Metasandstone (19 ± 3)	Quartzites 20 ± 3	
	Slightly foliated		Migmatite (29 ± 3)	Amphibolites 26 ± 6		
	Foliated**		Gneiss 28 ± 5	Schists 12 ± 3	Phyllites (7 ± 3)	Slates 7 ± 4
IGNEOUS	Plutonic	Light	Granite 32 ± 3 Granodiorite (29 ± 3)	Diorite 25 ± 5		
		Dark	Gabbro 27 ± 3 Norite 20 ± 5	Dolerite (16 ± 5)		
	Hypabyssal		Porphyries (20 ± 5)		Diabase (15 ± 5)	Peridotite (25 ± 5)
	Volcanic	Lava		Rhyolite (25 ± 5) Andesite 25 ± 5	Dacite (25 ± 3) Basalt (25 ± 5)	Obsidian (19 ± 3)
		Pyroclastic	Agglomerate (19 ± 3)	Breccia (19 ± 5)	Tuff (13 ± 5)	

* Conglomerates and breccias may present a wide range of m_i values depending on the nature of the cementing material and the degree of cementation, so they may range from values similar to sandstone to values used for fine grained sediments.

** These values are for intact rock specimens tested normal to bedding or foliation. The value of m_i will be significantly different if failure occurs along a weakness plane.

Valori della costante m_i per rocce intatte (Hoeck et al.,2002)

¹¹⁰ HOECK E & DIEDERICHS M. (2006). Empirical estimates of rock mass modulus. Int. J Rock Mech. Min. Sci., 43, 203–215

Le caratteristiche geomeccaniche possono essere determinate secondo il noto "criterio di rottura di Hoek-Brown", utilizzando il programma di calcolo RocLab 1.0, disponibile al sito www.rocscience.com, unitamente alla documentazione tecnica, in parte già citata (HOEK et al., 2002; HOECK, 2007¹¹¹).

L'analisi tramite RocLab 1.0 consente il calcolo della coesione (C) e dell'angolo di attrito (PHI) dell'ammasso roccioso secondo il criterio di rottura di Mohr-Coulomb e, inoltre, la determinazione:

- dello sforzo di tensione (SIGT);
- dello sforzo di compressione monoassiale (SIGC);
- dello sforzo globale (SIGCM);
- del modulo di deformazione (ERM);

disponendo dei seguenti parametri:

- resistenza a compressione della roccia intatta (SIGCI);
- indice GSI;
- costante MI della roccia intatta;
- fattore di disturbo D;
- modulo di deformazione della roccia intatta (EI);
- del fattore di disturbo D;
- del grado di confinamento (SIG3MAX).

Le costanti "mb", "s" ed "a", necessarie per il calcolo dei parametri geomeccanici, sono caratteristiche dell'ammasso roccioso e si definiscono in base all'indice GSI e alla costante m_i della roccia intatta:

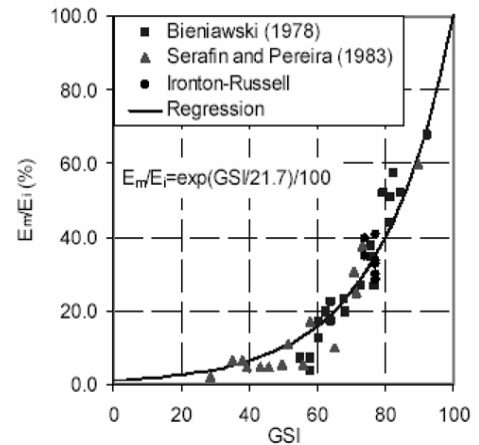
$$mb = m_i \exp [(GSI - 100)/(28 - 14 D)]$$

$$s = \exp [(GSI - 100)/(9 - 3D)]$$

$$a = 1/2 + 1/6 * (e^{-GSI/15} - e^{-20/3})$$

mentre per il fattore di disturbo si adotta $D = 0$, valore di riferimento per ammassi rocciosi in siti indisturbati e non interessati da scavi con utilizzo di esplosivo non controllato o in presenza di rocce spingenti e rigonfianti. Il grado di confinamento, settando in RocLab 1.0 il campo "application" in "general", è stato imposto intorno a 20 MPa.

In allegato sono riportati i risultati delle elaborazioni come restituite da RocLab 1.0, sintetizzati nella successiva tabella per le diverse unità lito-tecniche individuate nell'area in esame.



¹¹¹ HOECK E. (2007). Pratical rock engineering. www.rocscience.com

Unità lito-tecnica	GSI	σ_i (MPa)	mi	MR	mb	s	a	c (MPa)	ϕ (°)	σ_{cm} (MPa)	E_M (MPa)
L "Lava"	60	80	25	400	5,991	0,0117	0,502	6,0	41	26,6	16640
L-B "Lava-Breccia"	45	40	22	500	3,086	0,0022	0,508	2,4	36	9,2	4473
P "Piroclastite"	10	5	13	300	0,625	7,91E-05	0,561	0,13	22	0,39	55

I parametri di resistenza al taglio dell'ULT P, ricavati con RocLab 1.0, appaiono eccessivamente cautelativi, tenuto conto che per i depositi piroclastici rinsaldati sono riportati in letteratura (ESPOSITO et al., 1997¹¹²; PELLEGRINO,1970¹¹³; EVANGELISTA, 1980¹¹⁴):

- un angolo di resistenza al taglio $\phi = 32^\circ$;
- una coesione, nelle condizioni più cautelative, pari a 0,1 MPa, ma che può raggiungere anche i $0,35 \div 0,40$ MPa.

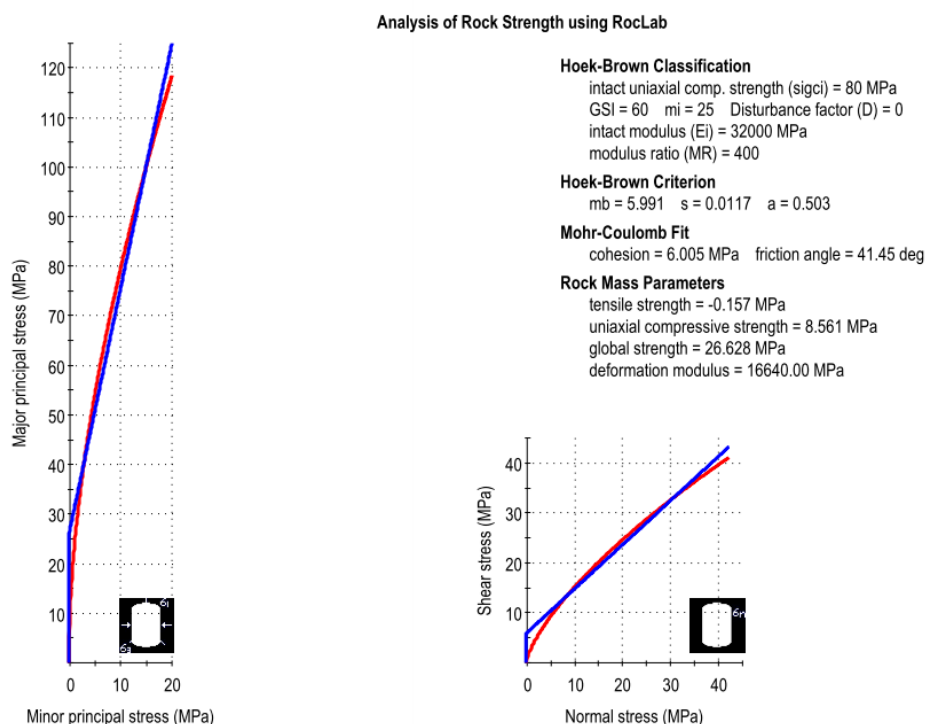


Fig. 18) Resistenza ammasso roccioso: ULT "Lava"

¹¹² ESPOSITO L. et al. (1997). Sugli interventi di miglioramento di terreni piroclastici per lo scavo di una galleria nella periferia urbana della città di Napoli. Quad. Geol. Appl., 4, 17-28.

¹¹³ PELLEGRINO A. (1970). Le rocce lapidee tenere. Ricerche in corso: risultati e linee di sviluppo del Gruppo di ricerca terreni e strutture del C.N.R., Napoli.

¹¹⁴ EVANGELISTA G. (1980). Influenza del contenuto d'acqua sul comportamento del tufo giallo napoletano. Atti XIV Conv. Naz. di Geotecnica, Firenze.

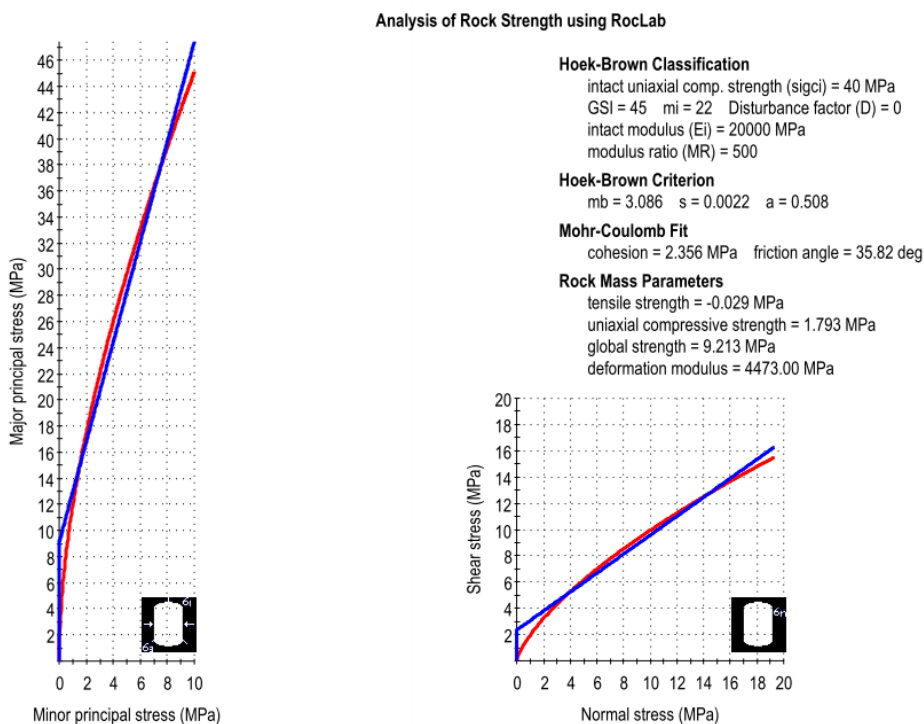


Fig. 19) Resistenza ammasso roccioso: ULT "Lava-Breccia"

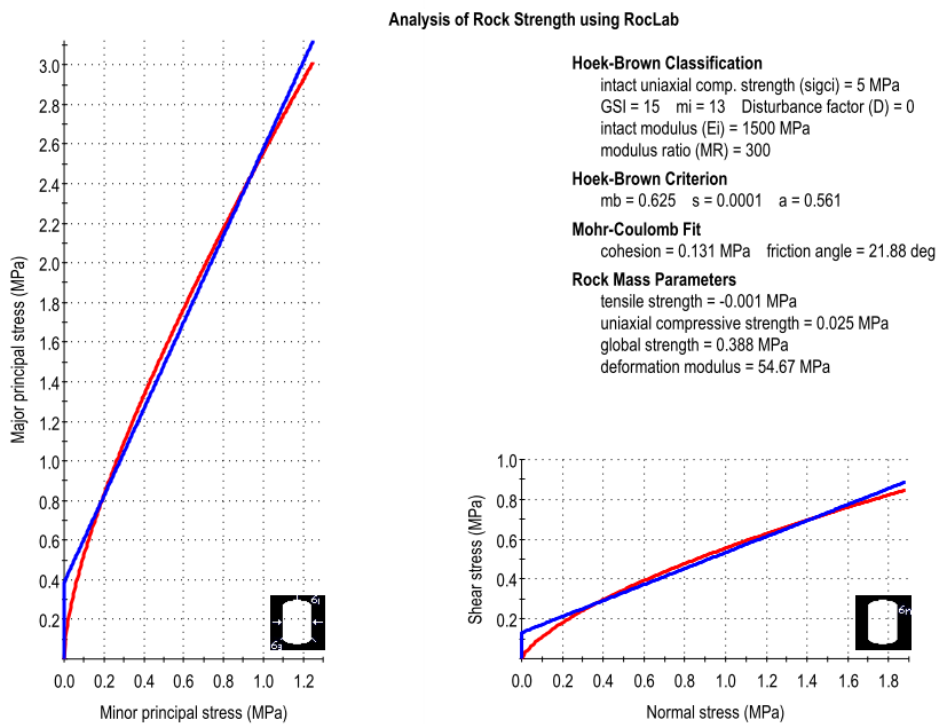


Fig. 20) Resistenza ammasso roccioso: ULT "Piroclastite"

Le formazioni piroclastiche sono caratterizzate da VINALE (1988)¹¹⁵ in base alla consistenza, definendo i principali parametri meccanici (angolo di attrito e coesione) e dinamici (velocità delle onde di taglio), da cui risulta:

- i depositi piroclastici ed epiclastici incoerenti denunciano angoli di attrito elevati e coesione ridotta o nulla;
- i depositi piroclastici rinsaldati o litificati denunciano coesione abbastanza elevata e rientrano, in base alle velocità sismiche Vs, nei suoli¹¹⁶ rigidi (*stiff soil*).

CONSISTENZA DEI DEPOSITI PIROCLASTICI	ϕ' (°)	c' (MPa)	Vs (m/s)
Incoerenti	37 - 43	0,0 - 0,1	262
Rinsaldati o debolmente cementati	28 - 38	0,1 - 0,3	326

I parametri di resistenza al taglio dei depositi piroclastici affioranti lungo il settore costiero di Rinella sono stati definiti in uno studio sulle condizioni di stabilità della falesia¹¹⁷, alla cui base sono scavate profonde grotte.

La coesione in condizioni di equilibrio-limite, applicando "a posteriori" la relazione di SANAMURA (1992)¹¹⁸⁻¹¹⁹, risulta per $\phi = 32^\circ$:

$$c' = 0,047 \text{ MPa}$$

In conclusione, il quadro finale dei parametri fisico- meccanici delle unità lito-tecniche è riportato nella successiva tabella, tenendo conto che nell'ambito dell'OLT P si possono distinguere due sub-unità (*piroclastiti rinsaldate* e *piroclastiti sciolte*) con parametri di resistenza al taglio diversi.

UNITÀ LITO-TECNICA	c (MPa)	ϕ (°)	E _M (MPa)	γ_n (kN/m ³)
L "Lava"	6,0	41	16640	22,5
L-B "Lava-Breccia"	2,4	36	4473	20,0
P "Piroclastite"				
• <i>depositi rinsaldati</i>	0,05	32	55	18,5
• <i>depositi sciolti</i>	0	32		

¹¹⁵ VINALE F. (1988). Caratterizzazione del sottosuolo di un'area campione di Napoli ai fini d'una microzonazione sismica. Riv. It. Geot., XXII, 2, 77-99.

¹¹⁶ Con il termine "suolo", in senso sismologico, si intende qualsiasi tipo di materiale (roccioso o sciolto), su cui è modellata la superficie topografica.

¹¹⁷ CUCINOTTA C. (2008). Studio geomorfologico e geologico-tecnico. Consolidamento del fronte roccioso e delle grotte antistanti la spiaggia di Rinella. Rel. inedita per conto del Comune di Leni.

¹¹⁸ SUNAMURA T. (1992). Geomorphology of rocky coast. Ed. J. Wiley & Sons, Chichester, U.K.

¹¹⁹ SANURAMA (1992) propone una equazione per definire la profondità del solco di battente (x) che attiverebbe il crollo di una fetta di falesia. Nelle condizioni di equilibrio-limite risulta:

$$x = b + 2/\gamma \{C - [C^2 + \gamma^2 bH(\cos\phi/2 - \sin\phi/2)/2(\cos\phi/2 + \sin\phi/2)]^{0,5}\}$$

e quindi, conoscendo la profondità x e le caratteristiche geometriche della falesia (b e H), si possono calcolare le coppie di valori della resistenza al taglio.

3.3 – CARATTERISTICHE GEO-SISMICHE

La caratterizzazione geo-sismica alla scala del sito in progetto consiste nell'analisi della pericolosità sismica e degli effetti sismo-indotti che condizionano il comportamento dell'azione sismica (amplificazioni sismiche) e la stabilità dei terreni (franosità; liquefazione).

Nelle analisi di pericolosità sismica occorre preliminarmente distinguere tra "*pericolosità sismica di base*" e "*pericolosità sismica locale*", che secondo le definizioni riportate dal GdL MS (2008)¹²⁰ rappresentano:

- *pericolosità sismica di base*: la componente della pericolosità sismica dovuta alle caratteristiche sismologiche dell'area (tipo, dimensioni e profondità delle sorgenti sismiche, energia e frequenza dei terremoti), che definisce in maniera probabilistica i parametri descrittivi dello scuotimento (accelerazione, velocità, ordinate spettrali) in condizioni di suolo rigido e senza irregolarità morfologiche (terremoto di riferimento);
- *pericolosità sismica locale*: la componente della pericolosità sismica dovuta alle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche locali, che permette di stimare le amplificazioni locali e la possibilità di accadimento di fenomeni di instabilità del terreno.

3.3.1 – PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE

La stima della pericolosità sismica in termini di accelerazione sismica attesa, a seguito dell'entrata in vigore delle NTC-2008, non viene più definita tramite un criterio "zona-dipendente", correlato alla classificazione sismica, ma mediante un approccio "sito-dipendente", utilizzando le informazioni disponibili per ogni punto del territorio nazionale, rappresentato da un reticolo di riferimento costituito da una griglia regolare di nodi (oltre 10.000 nodi) con passo 5 Km nelle due direzioni orizzontali (MELETTI & MONTALDO, 2007¹²¹; MONTALDO et al., 2007)¹²². In pratica sono disponibili per ogni punto del reticolo e per 9 valori del periodo di ritorno i valori della pericolosità sismica di base, espressa in termini di accelerazione massima e di ordinate dello spettro di risposta elastico in accelerazione attese in condizioni di campo libero su sito di riferimento rigido con superficie topografica orizzontale, da utilizzare per definire l'azione sismica nei modi previsti dalle NTC-2008. In assenza di "terreno rigido orizzontale" occorre tenere conto degli effetti di amplificazione locali, legati alle diverse situazioni geologiche, geomorfologiche, litologiche e strutturali del territorio, necessari per la stima dell'azione sismica di progetto ("risposta sismica locale").

Questo criterio risulta già soggetto a critiche riguardo, in particolare, alle operazioni di interpolazione e ai valori delle accelerazioni, definite al decimillesimo di g (accelerazione di gravità), quando differenze inferiori a qualche percento sono ingegneristicamente ininfluenti. Sembra, inoltre, che a fronte di un tentativo di calcolo preciso della pericolosità sismica di base, si

¹²⁰ Gruppo di Lavoro MS (2008). Indirizzi e criteri per la micro zonazione sismica. Conf. delle Regioni e delle Province Autonome- Dip. Protezione Civile, Roma, 3 voll. e Dvd.

¹²¹ MELETTI C. & MONTALDO V. (2007). Stime di pericolosità sismica per diverse probabilità di superamento in 50 anni: valori di ag. Progetto DPC-INGV S1, Deliverable D2, <http://esse1.mi.ingv.it/d2.html>

¹²² MONTALDO V. et al. (2007). On-line seismic hazard data for the new Italian Building Code. Journal of Earthquake Engineering, 11(1), 119–132.

proceda introducendo una evidente approssimazione nella definizione della risposta sismica locale attraverso il metodo delle categorie di sottosuolo (ROMEO,2009)¹²³.

I valori dei parametri di pericolosità sismica di base su sito rigido orizzontale (a_g = accelerazione orizzontale massima; F_0 = valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale; T^*c = periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale) per i diversi valori del periodo di ritorno associati agli stati limite sono calcolati direttamente per il sito in progetto (Lat. 38,5491; Long. 14,8284) tramite il software ACCA EdilLus-MS (www.acca.it/EdiLus-MS/).

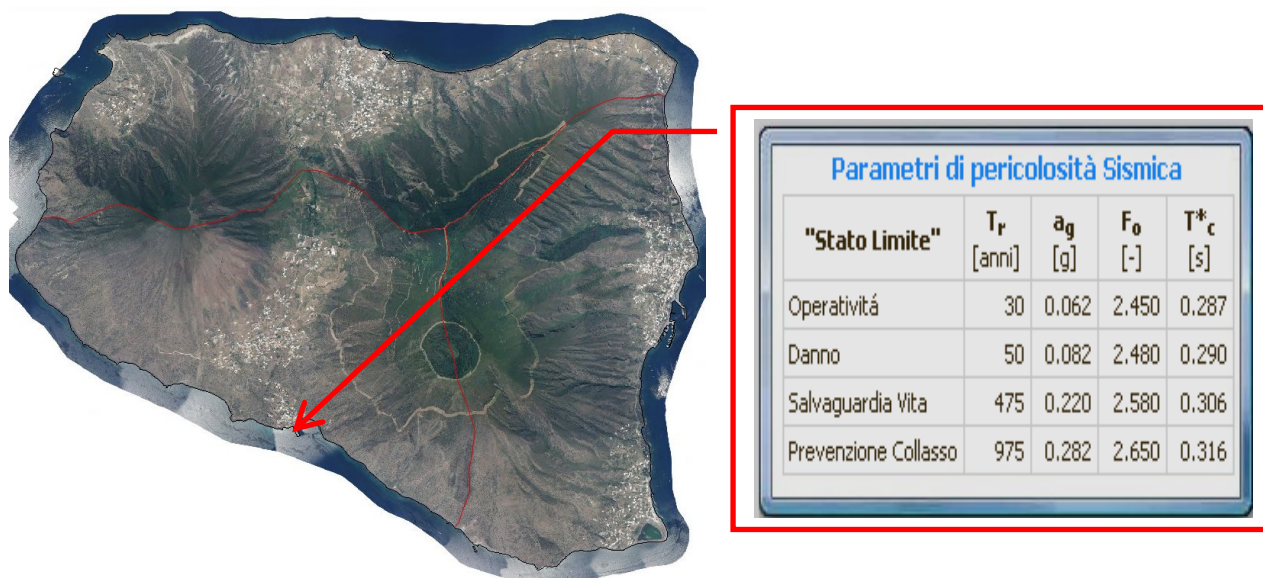


Fig. 21) Pericolosità sismica di base

L'andamento dell'accelerazione orizzontale massima al bedrock per il sito in esame passa da 0,062 g a 0,282 g nel periodo di ritorno da 30 anni a 975 anni. In corrispondenza di $T_r = 475$ anni, valore del periodo di ritorno generalmente utilizzato per la verifica allo stato limite ultimo e quindi per caratterizzare la sismicità di un'area, risulta:

$$a_{g(475)} = 0,22 \text{ g}$$

L'accelerazione sismica nel sito in esame può essere calcolata tramite la correlazione proposta da FACCIOLI & CAUZZI (2006)¹²⁴, in questa sede riportata con PGA in g:

$$PGA \text{ (g)} = 0,0048 * \exp(0,4605 * I)$$

tenendo conto dell'intensità risentita al sito, riportata nella successiva mappa degli epicentri sismici storici.

Nel caso in esame si fa riferimento al terremoto più intenso e prossimo al sito ($I = 7,5$ MCS del 17/8/1926), al quale non si applica alcuna attenuazione, tenuto conto che l'epicentro risulta a circa

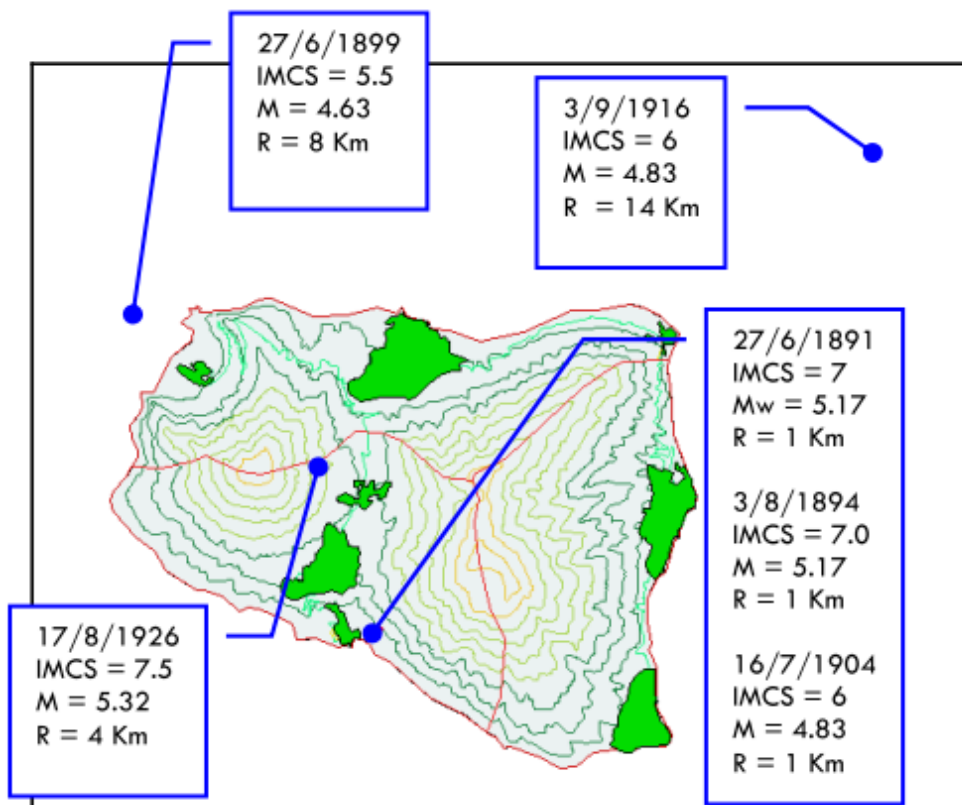
¹²³ ROMEO R. (2009). Pericolosità e zonazione sismica del territorio. Geologi di Sicilia. Boll. dell'ORGS, 2, 13-20.

¹²⁴ FACCIOLI E. & CAUZZI C (2006). Macroseismic intensities for seismic scenarios estimated from instrumentally based correlations, Proc. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, paper n° 569.

4 Km di distanza. Pertanto la massima accelerazione sismica¹²⁵ nel sito, in base alla sismicità storica, risulta:

$$PGA = 0,15 g$$

nettamente inferiore rispetto all'accelerazione attesa al bedrock con $T_r = 475$ anni, calcolata secondo le NTC-2008.



Carta degli epicentri sismici nell'Isola di Salina

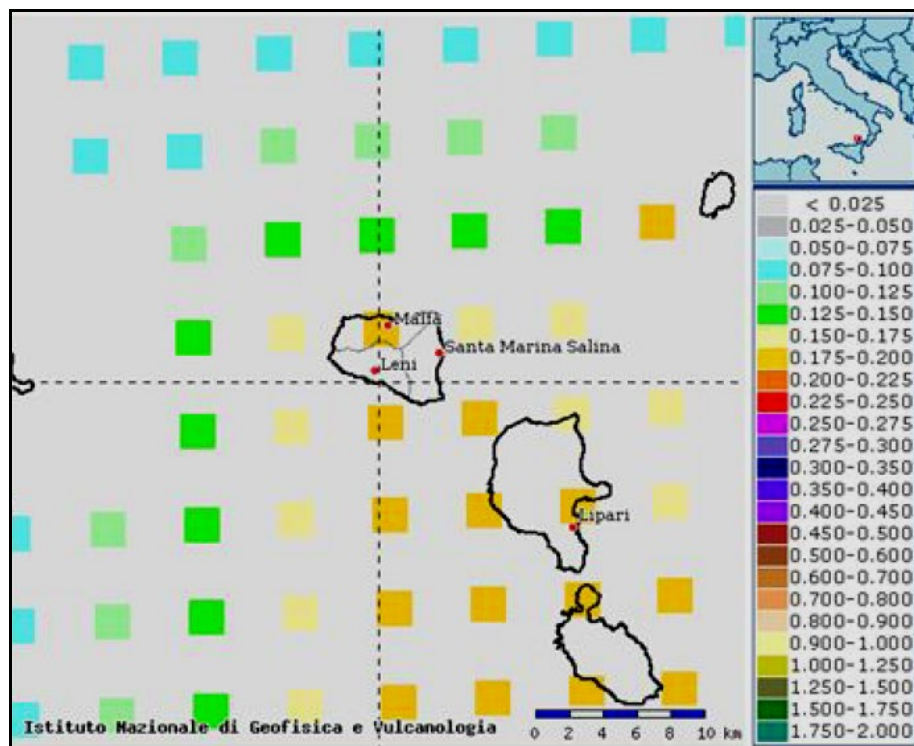
Il terremoto che domina lo scenario di pericolosità ("terremoto di scenario"), inteso come l'evento di magnitudo M a distanza R dal sito in esame, è stato ricavato dall'analisi di disaggregazione messa a disposizione dall'INGV sul sito internet esse1-gis.mi.ingv.it (BAZZURRO & CORNELL, 1999¹²⁶; SPALLAROSSA & BARANI, 2007)¹²⁷. Le caratteristiche del terremoto di scenario, in corrispondenza del punto della griglia del reticolo di riferimento per la pericolosità sismica più vicino al sito in progetto, sono riportate nella allegata tabella.

TERREMOTO DI SCENARIO	T_r (anni)	M_w	R_e (Km)
SEVERO	475	5,08	6,72

¹²⁵ I valori di PGA, ottenuti sulla base di dati storici di intensità, si possono ritenere inclusivi degli effetti di amplificazione e pertanto praticamente corrispondenti all'accelerazione al suolo.

¹²⁶ BAZZURRO P. & CORNELL C. A. (1999). Disaggregation of seismic hazard, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 501-520.

¹²⁷ SPALLAROSSA D. & BARANI S (2007). Disaggregazione della pericolosità sismica in termini di $M-R$ -e. Progetto DPC-INGV S1, <http://esse1.mi.ingv.it/d14.html>



Mapa della pericolosità sismica in termini di ag con $T_r = 475$ anni

Il centro della mappa corrisponde al sito in progetto. Nel punto della griglia del reticolo di riferimento più vicino al sito sono stati definiti i parametri del "terremoto di scenario"

3.3.2 – PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE

Riguardo alle valutazioni di pericolosità sismica locale, è opportuno preliminarmente riportare alcune precisazioni terminologiche, riprese dai principali codici normativi (internazionali, nazionali e regionali) e dalla letteratura (AFPS, 1995¹²⁸; CNR, 1986¹²⁹; ISSMGE-TC4, 1999¹³⁰; CREPELLANI, 1999¹³¹; LANZO & SILVESTRI, 1999¹³²; FEMA, 2004¹³³; AGI, 2005; GdL MS, 2008; REGIONE LOMBARDIA, 2008¹³⁴; VINALE, 2008¹³⁵).

I terreni, in occasione di un evento sismico, si possono comportare come "terreni instabili", nei quali si possono manifestare "effetti locali", o come "terreni stabili" nei quali le condizioni geomorfologiche e geotecniche possono provocare esaltazione del moto sismico del suolo ("effetti di sito"). In particolare:

- per *effetti locali* si intendono i fenomeni gravitativi, di liquefazione dei terreni saturi, di densificazione dei terreni granulari o dislocazione lungo faglie attive, che si possono

¹²⁸ AFPS (1995) - Guidelines for seismic microzonation studies. AFPS/DRM.

¹²⁹ CNR. (1986). Elementi per una guida alle indagini di micro zonazione sismica (a cura di E. Faccioli). P.F. Geodinamica. Quad. de La Ricerca Scientifica", vol. 7, Roma.

¹³⁰ ISSMGE-TC4 (1999) - Manual for zonation on seismic geotechnical hazards. The Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering.

¹³¹ CREPELLANI T. (1999). Effetti di sito e fenomeni di instabilità indotti dai terremoti nei depositi e nei pendii. In "Ingegneria geotecnica nelle aree sismiche". CISM, Udine.

¹³² LANZO G. & SILVESTRI F. (1999). Risposta sismica locale. Teorie ed esperienze. Hevelius Ed., Benevento.

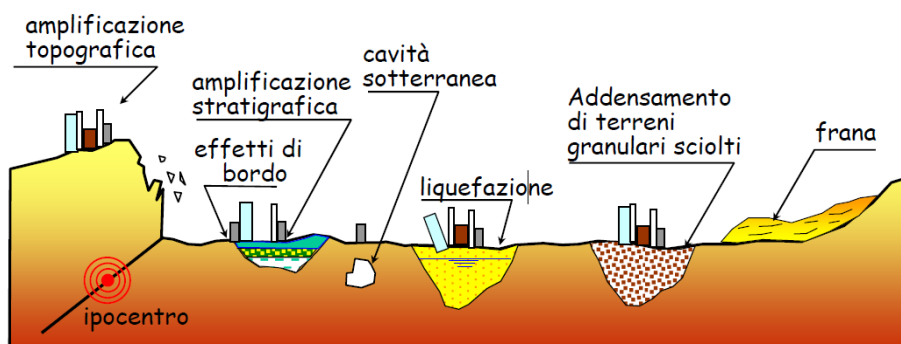
¹³³ FEMA (2004) - NEHRP Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures.

¹³⁴ REGIONE LOMBARDIA (2008) - DGR n. 8/7374 del 28 maggio 2008 «Aggiornamento dei criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del Piano di Governo del Territorio in attuazione dell'art. 57 della L.R. 11 marzo 2005 n. 12, approvati con DGR 22 dicembre 2005 n. 8/1566» (Allegato 5 «Analisi e valutazione degli effetti sismici di sito in Lombardia finalizzate alla definizione dell'aspetto sismico nei Piani di Governo del Territorio»), BURL 2° Supplemento Straordinario al n. 24 del 12 giugno 2008.

¹³⁵ VINALE F. (a cura) (2008). Indirizzi per studi di micro zonazione sismica. AMRA sc.a.r.l. - Officine Grafiche F. Giannini & Figli, Napoli.

attivare in occasione di un evento sismico e coinvolgere i terreni di fondazione quando si comportano come "terreni instabili";

- per *effetti di sito* o "risposta sismica locale" (RSL) si intendono, invece, l'insieme delle modifiche di ampiezza, durata e contenuto in frequenza che il moto sismico subisce passando dal *bedrock* ai terreni soprastanti fino alla superficie o in corrispondenza di irregolarità topografiche; il rapporto tra l'accelerazione massima alla superficie e quella al *bedrock*, quando risulta maggiore dell'unità, definisce il fattore di amplificazione locale.



"Effetti di sito" (amplificazione litologica e topografica) ed "effetti locali" (frane, liquefazione, addensamenti, rotture di faglia) prodotti da un terremoto

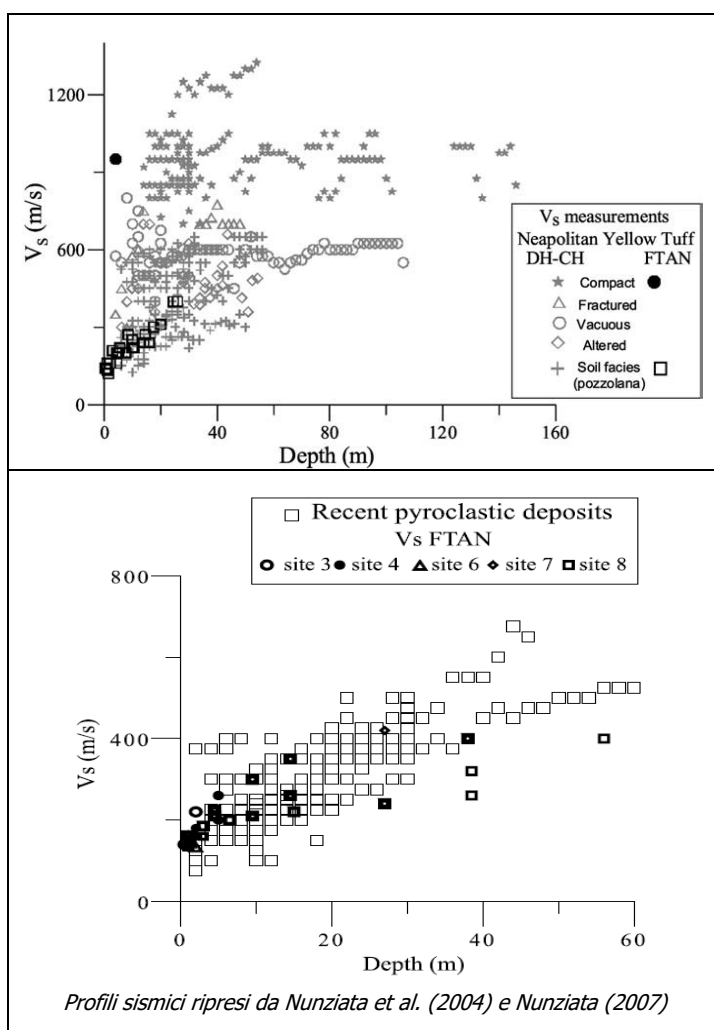
Un primo quadro degli effetti sismici con riferimento alla zonazione geomorfologica e litologica del territorio è riportato nella normativa della Regione Lombardia (PERGALANI et al,2005)¹³⁶, mentre nel recente documento "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (GdL MS, 2008), in base alle osservazioni geolitologiche e idro-geomorfologiche, si riporta la seguente zonazione preliminare del territorio in prospettiva sismica:

EFFETTI	SIGLA	ZONA	SITUAZIONE-TIPO
	A	Zona stabile	Substrato geologico affiorante ($V_s \geq 800$ m/s) con morfologia pianeggiante o poco inclinata ($i < 15^\circ$)
Effetti di sito (RSL)	B ₁	Zona stabile suscettibile di amplificazioni locali per effetto litologico	Terreni di copertura, coltri di alterazione del substrato, substrato molto fratturato ($J_v > 10 - 15$) o substrato affiorante con $V_s < 800$ m/s per spessori > 5 m
	B ₂	Zona stabile suscettibile di amplificazioni locali per effetto morfologico	Discontinuità morfologiche, quali pendii con $i > 15^\circ$ e $H > 30$ m, bordi di terrazzo o zone di ciglio di scarpata con $H > 10$ m, creste rocciose sottili ($L_{cresta} \ll L_{base}$ e $i > 30^\circ$)
Effetti locali (instabilità)	C ₁	Zona suscettibile di instabilità	Instabilità di versante (tipo di frane e attività)
	C ₂		Liquefazione in terreni sabbiosi, sabbioso-limosi e sabbioso-ghiaiosi con soggiacenza della falda idrica < 15 m dal p.c.
	C ₃		Faglia attiva e capace
	C ₄		Cedimenti differenziali in aree di contatto stratigrafico o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse; densificazione nei terreni granulari asciutti

¹³⁶ PERGALANI F. et al. (2005). Analisi e valutazione degli effetti sismici di sito in Lombardia finalizzati alla definizione dell'aspetto sismico nei piani di governo del territorio. Rapporto del Dip. di Ingegneria Strutturale del Politecnico di Milano.

- A – zone stabili, nelle quali non si ipotizzano effetti sismici locali di rilievo di alcuna natura;
- B – zone stabili suscettibili di amplificazioni locali, nelle quali sono attese amplificazioni del moto sismico per effetto litostratigrafico e/o morfologico ("effetti di sito");
- C – zone suscettibili di instabilità, nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio, quali instabilità dei versanti, liquefazione dei terreni granulari saturi, deformazioni lungo faglie attive e capaci¹³⁷, cedimenti differenziali ("effetti locali").

Gli "effetti di sito", sia pure meno spettacolari e meno riconoscibili degli "effetti locali" di instabilità, possono mettere in crisi anche strutture molto resistenti e progettate per resistere a forti terremoti, sia per l'esaltazione locale delle azioni sismiche, sia perché possono aversi fenomeni di "doppia risonanza" tra i modi di vibrare del terreno e delle strutture.



3.3.2.1 – EFFETTI DI SITO

Le condizioni geolitoologiche e lito-tecniche in corrispondenza del molo portuale in progetto, evidenziano una condizione stratigrafica con il substrato vulcanico da sub-affiorante, verso la radice del molo, ad affiorante, verso la testata del molo in progetto.

L'ULT "Lava" denuncia un indice geo-meccanico J_v intorno a 10, per cui si potrebbe qualificare come "substrato sismico"; mentre l'ULT "Piroclastiti" risulta da poco coerente ad incoerente, ma in base al modesto spessore non incide in maniera significativa in termini di amplificazione del moto sismico.

Nel sito in progetto si definisce, secondo BORCHERDT (1994)¹³⁸ ed in prima approssimazione, per l'ULT "Lava" un valore minimo della velocità delle onde di taglio $V_s = 700$ m/s, mentre l'ULT "Piroclastiti" si caratterizza con il valore medio di riferimento per i suoli sabbiosi ($V_s = 290$ m/s), tenuto conto che VINALE (1988) riporta

¹³⁷ Per faglia attiva si intende una faglia che si è rotta almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (limite inferiore certo delle datazioni radiometriche). Una faglia attiva è detta capace se raggiunge la superficie producendo una frattura del terreno, detta traccia superficiale della faglia (GdL, 2008).

¹³⁸ BORCHERDT R.D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). Earthq. Spectra, 4, 617-663.

per formazioni piroclastiche $V_s = 262-326$ m/s, mentre NUNZIATA et al. (2004)¹³⁹ e NUNZIATA (2007)¹⁴⁰ caratterizzano i materiali tufacei campani e, in particolare, i depositi piroclastici più recenti, come suoli soffici (*soft soil*) fino a circa 20 m dal p.c. e quindi come suoli rigidi (*stiff soil*) con $V_s > 400$ m/s.

Nella letteratura sono riportate numerose relazioni per il calcolo speditivo del fattore di amplificazione relativa (termine generale che può assumere diversi significati) in funzione della velocità sismica nei primi 30 m di sottosuolo (EVERNDEN & THOMSON, 1985¹⁴¹; MIDORIKAWA, 1987¹⁴²; JOYNER & FUMAL, 1984¹⁴³⁻¹⁴⁴; BORCHERDT et al., 1991¹⁴⁵; MIDORIWAKA et al., 1994¹⁴⁶; BOORE et al., 1994¹⁴⁷). In questa sede il valore di F_a viene stimato in funzione dell'incremento di intensità macrosismica in corrispondenza del sito (ΔI), tramite la seguente relazione (GORETTI, 2004)¹⁴⁸:

$$\text{Log } F_a = 0,20 * \Delta I = 0,20 * (0,27 + 2,7 \text{ Log AHSA})$$

con ΔI definito secondo la relazione di BORCHERDT & GIBBS (1976)¹⁴⁹ e tenuto conto che l'amplificazione spettrale orizzontale media nel range $0,4 \div 2,0$ s (AHSA) risulta, secondo BORCHERDT et al. (1991):

$$\text{AHSA}_{(< 7 \text{ MCS})} = 700/V_s$$

$$\text{AHSA}_{(> 7 \text{ MCS})} = 600/V_s$$

Nella successiva tabella sono riportati i valori dell'incremento di intensità macrosismica in corrispondenza del sito (ΔI) e del fattore di amplificazione sismica per effetto litologico, con riferimento ad eventi di intensità debole (*weak motion*: $I < 7$ MCS) o forte (*strong motion*: $I > 7$ MCS) e nelle due situazioni stratigrafiche, di cui al profilo P1 ($V_s = 700$ m/s) e al P2 ($V_s = 673$ m/s, come media ponderata rispetto agli spessori nell'ambito di 30 m di profondità dal fondale).

Profilo	V_s (m/s)	I (MCS)	AHSA	ΔI (MCS)	F_a
P1	700	< 7	1,00	0,27	1,13
		> 7	0,86	0,09	1,04
P2	673	< 7	1,04	0,32	1,16
		> 7	0,89	0,14	1,06

¹³⁹ NUNZIATA C. et al. (2004). Seismic characterization of neapolitan soils. Pure Appl. Geophys. 161, 1285–1300.

¹⁴⁰ NUNZIATA C. (2007). A physically sound way of using noise measurements in seismic microzonation, applied to the urban area of Napoli. Eng. Geol. 93, 17–30.

¹⁴¹ EVERNDEN J. & THOMSON J.M. (1985). Predicting seismic intensities. U.S. Geol. Survey Profes. Paper , 130.

¹⁴² MIDORIKAWA S. (1987). Prediction of iso-seismal map in the Kanto Plain due to hypothetical earthquake. Journal of Structural Engineering, Vol.33B, 43-48, (in Japanese).

¹⁴³ JOYNER W.B. & FUMAL T.E. (1984). Use of measured shear-wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion. Proc. 8th World Conf. on Earthq. Eng., 777-783.

¹⁴⁴ Il valore di V_s è definito nella formulazione originaria come velocità media fino alla profondità di $1/4$ di lunghezza d'onda per un periodo d'onda di 1 s.

¹⁴⁵ BORCHERT R. D. et al. (1991). Methodology for Predictive GIS Mapping of Special Study Zones for Strong Ground Shaking in San Francisco Bay Region. Proc. 4th International Conference on Seismic Zonation, Vol.3, 545-552.

¹⁴⁶ MIDORIKAWA S. M. et al. (1994). Site effects on strong-motion records during the 1987 Chibaken-toho-oki_Japan earthquake. The 9th Japan Earthquake Engineering Symposium, Vol.3, pp. 85-90.

¹⁴⁷ BOORE D. M. et al. (1994). Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An interim report. Part 2. Open- File Report 94-127. U.S. Geological Survey.

¹⁴⁸ GORETTI A. (2004). Effetti di sito a San Giuliano a partire da dati tipologici e di danno rilevati in emergenza sismica. ANIDIS, Genova (disp. in internet).

Il fattore di amplificazione varia tra 1,04 e 1,16 con i valori più bassi per gli eventi a forte intensità, come rilevato da IDRIS (1980)¹⁵⁰.

La pericolosità sismica per effetto topografico viene valutata qualitativamente con un criterio geomorfologico speditivo tramite la griglia *contesto morfologico/sito di ubicazione*, proposta da DI

SITO DI UBICAZIONE CONTESTO MORFOLOGICO		Superficie pianeggiante	Valle	Sella	Versante	Orlo di terrazzo/ciglio di scarpata	Cresta
		Pianura	Alluvionale	N	N	N	N
	Costiera	N	N	N	N	N	B
	Altro	N	N	N	N	N	B
Valle	Stretta	N	B	B	B	B	M
	Larga	N	B	B	M	M	M
Conoide		N	IMP	M	M	M	E
Versante		N	IMP	M	M	E	E
Ciglio di scarpata		N	IMP	M	E	E	ME
Dorsale o cresta	Arrotondata	IMP	IMP	E	E	ME	ME
	Appuntita	IMP	IMP	E	ME	ME	ME

Matrice contesto morfologico/sito di ubicazione

Pericolosità sismica per effetto morfologico: N = nullo; B = basso; M = medio; E = elevato; ME = molto elevato; IMP = condizioni morfologica del sito impossibile nel contesto di riferimento.

CAPUA & PEPPELONI (2009)¹⁵¹, tenuto conto che per "contesto morfologico" si intende una unità morfologica di dimensioni adeguate a descrivere l'area in cui il manufatto è inserito, mentre per "sito di ubicazione" si intende la più piccola unità morfologica su cui è impostato il manufatto.

La matrice *contesto morfologico/sito di ubicazione* rispetto all'inserimento portuale in progetto, descritta attraverso un fondale ad acclività moderata ($\beta_{max} = 5^\circ$ circa) nell'ambito di una zona costiera, riportano ad un livello di pericolosità sismica per effetto topografico praticamente "nullo".

3.3.2.2 – SPOSTAMENTO MASSIMO DEL SUOLO (PGD)

I dati del "terremoto di scenario" atteso consentono di valutare lo spostamento massimo del suolo (o PGD = *Peak Ground Displacement*) tramite relazioni di attenuazione riportate in letteratura (GREGOR, 1995¹⁵²; GREGOR & BOLT, 1997¹⁵³; BOMMER & ELNASHAI, 1999¹⁵⁴; CROWELL et al., 2013¹⁵⁵). In questa sede si preferisce utilizzare la relazione proposta da DECANINI et al. (2001)¹⁵⁶, in quanto validata sulla base dei dati di terremoti italiani:

$$\log PGD = a + (7,82 - 0,27 * M) * M^{0,5} + c * \log H_{slip}$$

in cui:

¹⁴⁹ BORCHERDT R. D. & GIBBS G.F. (1976). Effects of local geological conditions in the S. Francisco bay region on ground motion and the intensities of the 1906 earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 66.

¹⁵⁰ IDRIS I.M. (1990). Response of soft soil sites during earthquakes. In J.M. Duncan ed., Proc. H.B. Seed Memorial Symposium, BiTech Publ., Vancouver, BC, 2, 273-289.

¹⁵¹ DI CAPUA G. & PEPPELONI S. (2009). L'indice di pericolosità sismica (IPS). Progetto di ricerca n. 10 "Definizione e sviluppo di archivi di dati per la valutazione del rischio, la pianificazione e la gestione dell'emergenza". RELIUS (disp. in internet).

¹⁵² GREGOR N.J. (1995). The attenuation of strong ground motion displacements. Report No. UCB/EERC-95/02 Earthquake Engineering Research Center, University of California at Berkeley.

¹⁵³ GREGOR N.J. & BOLT B.A. (1997). Peak strong motion attenuation relations for horizontal and vertical ground displacements. Journal of Earthquake Engineering, 1, 2, 1997, 275- 292, Imperial College Press.

¹⁵⁴ BOMMER J.J. & A.S. ELNASHAI (1999). Displacement spectra for seismic design. Journal of Earthquake Engineering 3(1), 1-32.

¹⁵⁵ CROWELL B. W. et al. (2013). Earthquake magnitude scaling using seismogeodetic data. Geophys. Res. Lett., 40, 6089-6094, doi:10.1002/2013GL058391.

¹⁵⁶ DECANINI L.D. et al. (2001). Modello di attenuazione dello spostamento massimo del suolo. X Congr. Naz. "L'Ingegneria Sismica in Italia", Potenza-Matera, 9-13 settembre 2001 (disp. in internet).

- lo spostamento massimo al suolo PGD è misurato in cm;
- i coefficienti *a* e *c* sono tabellati in funzione del tipo di suolo;
- per la magnitudo si fa riferimento a M_L e per convertire M_w in M_L è stata utilizzata la seguente correlazione (GdL, 2004)¹⁵⁷: $M_L = 1,231 * M_w - 1,41$
- H_{slip} in Km è la distanza dal sito al punto di massimo *slip* (scorrimento massimo) del piano di rottura sismogenetica: $H_{slip} = (Re^2 + ho^2)^{0,5}$

Tipo di suolo	<i>a</i>	<i>c</i>
S1 (roccia o terreni rigidi): roccia ed altre formazioni geologiche con $V_s > 700$ m/s; depositi rigidi stabili di alcune decine di metri di profondità (≤ 50 m), costituiti da sabbie molto dense ($D_r > 90$ %), ghiaie o argille sovraconsolidate molto rigide; gli strati sono caratterizzati da un progressivo miglioramento delle proprietà dinamiche con la profondità ($V_{s30} = 500 \div 550$ m/s o maggiore)	- 13,46	- 1,05
S2 (terreni intermedi): terreni stratificati di media rigidezza con V_{s30} compresa tra 300 e 500 m/s e con una velocità sismica alla profondità di 10 m maggiore o uguale a 200 m/s	- 13,12	- 1,16
S3 (terreni soffici): stratificazioni di terreni di bassa rigidezza con $V_{s30} < 300$ m/s o con velocità delle onde di taglio nei primi 20 metri minore di 200 m/s.	- 12,98	- 1,20

Il valore dello spostamento massimo, in base al precedente "modello geologico del sottosuolo", viene calcolato su terreni rigidi (S1) e cautelativamente su terreni intermedi (S2), per cui si stimano valori di PGD per un evento sismico severo ($T_r = 475$ anni) inferiori a 1,5 cm, valore nettamente al valore limite (PGD = 3 mm) oltre il quale si cominciano a manifestare danni significativi (IDRISS, 1985)¹⁵⁸.

Parametri "terremoto di scenario" ($T_r = 475$ anni)				Spostamento max del suolo PGD (cm)	
M_w	Re (Km)	M_L	H_{slip} (Km)	S1	S2
5,08	6,72	4,84	8,91	0,75	1,29

3.3.2.3 – RISPOSTA SISMICA LOCALE SECONDO NTC-2018

La valutazione della "risposta sismica locale" secondo le NTC- 2018 consiste nella definizione dei coefficiente di amplificazione stratigrafica (S_S) e topografica (S_T) secondo l'approccio semplificato rispettivamente in base alle categorie di sottosuolo e alle categorie topografiche, in modo da procedere al calcolo dell'accelerazione sismica attesa al suolo:

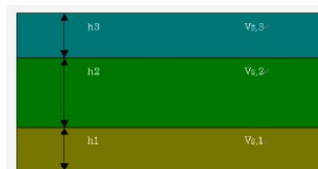
$$a_{max} = a_g * S_S * S_T$$

¹⁵⁷ GdL (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, 65 pp. + 5 appendici (disp. in internet).

¹⁵⁸ IDRISS I.M. (1985). Evaluating seismic risk in engineering practice. 11° int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, vol. 1, 255-320.

SIGNIFICATO DI VELOCITÀ SISMICA EQUIVALENTE

$$V_{S,eq} = \frac{H}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{S,i}}}$$



H = profondità del substrato ($V_s \geq 800$ m/s) dal piano di imposta delle fondazioni;

h_i = spessore dello strato i-esimo;

$V_{s,i}$ = velocità onde di taglio nello strato i-esimo;

N = numero di strati nell'intervallo di profondità H.

$$V_{S,30} = V_{S,eq} \text{ per } H > 30 \text{ m}$$

$$V_{S,30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_{S,i}}}$$

Il parametro adottato come standard internazionale per la classificazione sismica del sottosuolo e la definizione dell'amplificazione litologica è la velocità sismica equivalente¹⁵⁹ delle onde di taglio ($V_{s,eq}$) fino alla profondità del *bedrock* (H) o nei primi 30 m di sottosuolo ($V_{s,30}$), qualora $H > 30$ m, anche se già da tempo sono sorti dubbi in merito alla sua effettiva capacità di prevedere l'amplificazione sismica (STEIDL, 2000¹⁶⁰; STEWART et al., 2003¹⁶¹; MULARGIA et al., 2007¹⁶²; CASTELLARO & MULARGIA 2007¹⁶³; GALLIPOLI & MUCCIARELLI, 2009¹⁶⁴; LEE & TRIFUNAC, 2010¹⁶⁵).

I valori di $V_{s,30}$, quando non si dispone di dati di velocità sismica per l'intero spessore di 30 m, si possono ricavare per estrapolazione in base alla correlazione proposta da BOORE (2004)¹⁶⁶ :

$$\text{Log}(V_{s,30}) = a + b * \text{Log}(V_{s,h})$$

con $V_{s,h}$ = velocità sismica equivalente entro la profondità $h < 30$ m e con i coefficienti "a" e "b" tabellati in funzione della profondità; mentre nel manuale di progettazione geotecnica del CALTRANS (2009)¹⁶⁷ viene proposta la seguente relazione estrapolatrice di immediata applicazione:

$$V_{S30} = [1,45 - (0,015 * h)] * V_{S,h}$$

Nella definizione delle categorie di sottosuolo, individuate nelle precedenti NTC-2008 con le prime cinque lettere dell'alfabeto (oltre due categorie speciali S1 e S2), vi erano incomprensibili lacune, come evidenziato da VANNUCCHI (2009)¹⁶⁸, tanto che per superare questo *gap* nella letteratura erano state proposte nuove classificazioni dei suoli, in funzione di V_s ovvero $V_{s,30}$ e della profondità del *bedrock* (BOUCKOVALAS et al. , 2006¹⁶⁹; PITILAKIS et al., 2006¹⁷⁰), o la revisione delle categorie di sottosuolo delle NTC-2008 (LANZO, 2013)¹⁷¹.

¹⁵⁹ E' interessante osservare che il valore equivalente ha un significato diverso del valore medio, in quanto risulta più condizionato dai valori più bassi presenti nello spessore di sottosuolo considerato.

¹⁶⁰ STEIDL J.H. (2000). Site response in southern California for probabilistic seismic hazard analysis. Bull. Seism. Soc. Am., 90, 149-169.

¹⁶¹ STEWART J.P. et al. (2003). Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions. Bull. Seism. Soc. Am., 93, 332-352.

¹⁶² MULARGIA F. et al. (2007). Effetti di sito e $V_{s,30}$: una risposta alla normativa antisismica. Il Geologo dell'Emilia - Romagna, 25, 25-38.

¹⁶³ CASTELLARO S. & MULARGIA F. (2007). $V_{s,30}$, stimatore obbligatorio ma inefficace dell'amplificazione sismica. NGTGS,326-328.

¹⁶⁴ GALLIPOLI M.R. & MUCCIARELLI M. (2009). $V_{s,30}$ è un valido stimatore dell'amplificazione di sito?. ANIDIS2009, Bologna (disp. in internet).

¹⁶⁵ LEE V.W. & TRIFUNAC M.D. (2010). Should average shear-wave velocity in the top 30 m of soil be used to describe seismic amplification?. Soil Dynamic and Earthquake Engineering, 30, 1250-1258.

¹⁶⁶ BOORE D.M. (2004). Estimating $V_s(30)$ (or NEHRP Site Classes) from shallow velocity models (Depths < 30 m). Bull. Seism. Soc. Am., 94, 591-597.

¹⁶⁷ CALTRANS - California Department of Transportation. (2009). Geotechnical Services design manual (Ver. 1.0 - August 2009).

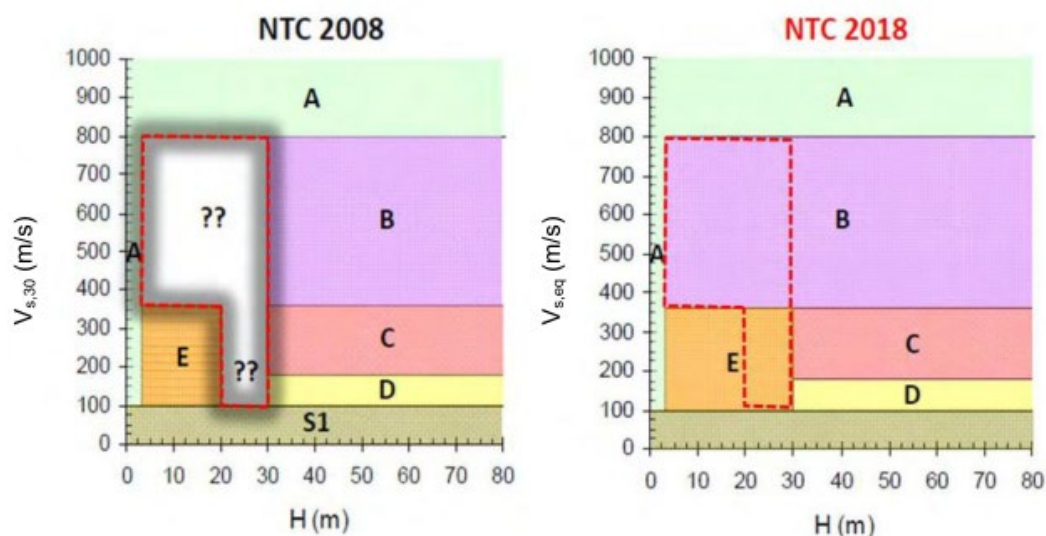
¹⁶⁸ VANNUCCHI G. (2009). Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14.01.2008). Questioni geotecniche. Ordine degli Ingegneri della Provincia di Arezzo Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale dell'Università di Firenze, 16 settembre 2009 (disp. in internet).

¹⁶⁹ BOUCKOVALAS G. et al. (2006). Compatibility of EC-8 ground types and site effects with 1-D wave propagation theory. Workshop of ETC12 Evaluation Committee for the Application of EC8, Athens 2006.

¹⁷⁰ PITILAKIS K. et al. (2006). Design response spectra and soil classification for seismic code provisions. Workshop of ETC12 Evaluation Committee for the Application of EC8, Athens 2006.

¹⁷¹ LANZO G. (2013). Le categorie di sottosuolo delle NTC-08: limiti di applicabilità di $V_{s,30}$. Workshop Strategie di mitigazione del rischio sismico. La micro zonazione sismica: esperienze, risultati, applicazioni dal 2008 al 2013. Roma, 22-23 maggio 2013 (disp. in internet).

Le nuove NTC-2018 ridefiniscono le 5 categorie di sottosuolo, in base alla velocità sismica V_s e alla profondità del *bedrock*, eliminando le categorie speciali (S1 e S2) e il "buco" osservato nella precedente classificazione, attraverso l'estensione della ctg. E) fino a 30 m di profondità (rispetto ai 20 m previsti nella NTC-2008) e l'inclusione nella ctg. B) anche dei terreni con spessori inferiori a 30 m.



CTG	DESCRIZIONE	$V_{s,eq}$ (m/s)
A)	Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi , comprendenti in superficie terreni con caratteristiche meccaniche più scadenti di spessore < 3 metri	> 800
B)	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con miglioramento graduale delle proprietà meccaniche con la profondità	360 ÷ 800
C)	Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con profondità del substrato $H > 30$ m e miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità	180 ÷ 360
D)	Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti con profondità del substrato $H > 30$ m e miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità	100 ÷ 180
E)	Terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle per le categorie C e D , con profondità del substrato $H < 30$ m	100 ÷ 360

Categorie di sottosuolo (NTC- 2018)

La velocità sismica equivalente (V_{s30}) viene calcolata nelle due situazioni stratigrafiche (P1 e P2), di cui al precedente "modello geologico del sottosuolo", in base ai valori di V_s assegnati alla ULT, per cui risulta un valore minimo di $V_{s30} = 640$ m/s, da cui si definisce la seguente categoria di sottosuolo:

B) Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con miglioramento graduale delle proprietà meccaniche con la profondità

Prof. dal fondale		Spessore (m)	Vs (m/s)	h/Vs (s)	Vs ₃₀ (m/s)
da m	a m				
3	5	2	290	0,00690	
5	35	28	700	0,04000	
		30		0,04690	640

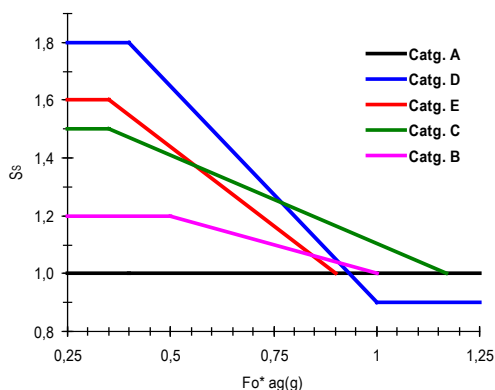
Calcolo di Vs₃₀ lungo il profilo P1

Prof. dal fondale		Spessore (m)	Vs (m/s)	h/Vs (s)	Vs ₃₀ (m/s)
da m	a m				
12	42	30	700	0,042857	700

Calcolo di Vs₃₀ lungo il profilo P2

L'assegnazione alla categoria di sottosuolo B), nonostante il notevole margine di incertezza del criterio litologico utilizzato, può essere confermata tenuto conto che il limite di passaggio alla categoria inferiore risulta Vs₃₀ = 360 m/s, non compatibile con le rocce vulcaniche, ancorché fratturate.

Le categorie di sottosuolo erano associate dall'OPCM n. 3274/2003 ad un fattore costante di amplificazione (S), ma rispetto all'EC-8 venivano raggruppate, non sempre a favore della sicurezza, le ctg. B), C) ed E). Nelle NTC-2018, come già riportato nelle precedenti NTC-2008, si tiene conto del comportamento non lineare del terreno e si riportano le espressioni per il calcolo del coefficiente stratigrafico S_s per ogni categoria di sottosuolo, in funzione del prodotto dei parametri di pericolosità sismica di base (a_g * Fo).

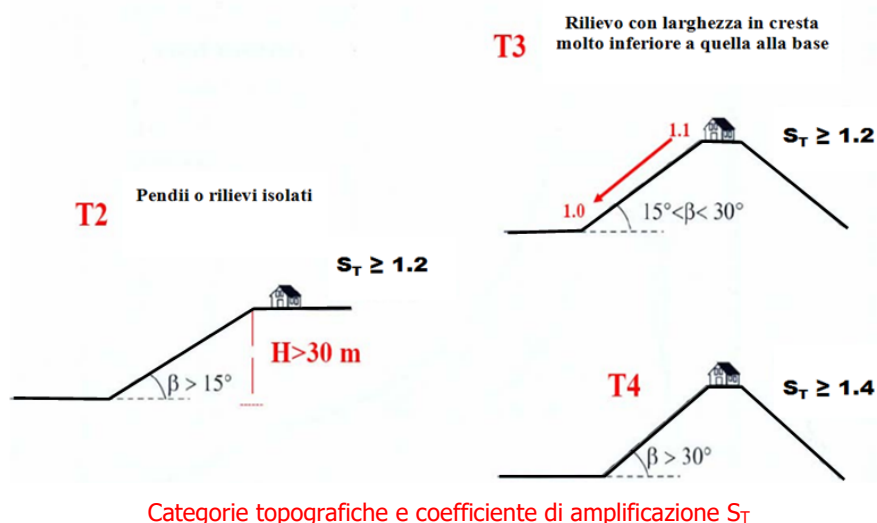


CATG. SOTTOSUOLO	ESPRESSIONE DI S _s
A)	1
B)	1,00 < 1,40 - 0,40 * Fo * ag < 1,20
C)	1,00 < 1,70 - 0,60 * Fo * ag < 1,50
D)	0,90 < 2,40 - 1,50 * Fo * ag < 1,80
E)	1,00 < 2,00 - 1,10 * Fo * ag < 1,60

Coefficiente di amplificazione stratigrafica per categorie di sottosuolo

L'amplificazione sismica per effetto topografico, secondo il criterio riportato nell'EC-8 e ripreso dalle NTC (2008 e 2018), viene definita in base alla categoria topografica e alla quota del sito di ubicazione (q_{sito}), mentre in termini di variazione spaziale si adotta un decremento lineare con l'altezza del pendio o rilievo, dalla sommità o cresta (q_{max}) fino alla base (q₀), dove S_T assume valore unitario:

$$S_T = 1 + (S_{Tmax} - 1) * (q_{sito} - q_0) / (q_{max} - q_0)$$



Nel caso in esame risulta verificato un valore $S_T = 1$ per le favorevoli condizioni morfologiche, tenuto conto che nell'intervallo del versante più acclive risulta un angolo di inclinazione $\alpha < 10^\circ$, inferiore rispetto al valore minimo preso in esame affinché risulta $S_T > 1$ ($\alpha > 15^\circ$).

Il coefficiente di amplificazione stratigrafico, per una categoria di sottosuolo B) e un terremoto severo ($T_r = 475$ anni), in base ai parametri di pericolosità sismica di base, risulta:

$$S_s = 1,17$$

per cui l'accelerazione sismica al suolo, posto un coefficiente topografico $S_T = 1$, risulta:

$$a_{\max}/g = a_g * S_T * S_s = 0,257$$

3.3.2.3 – EFFETTI LOCALI

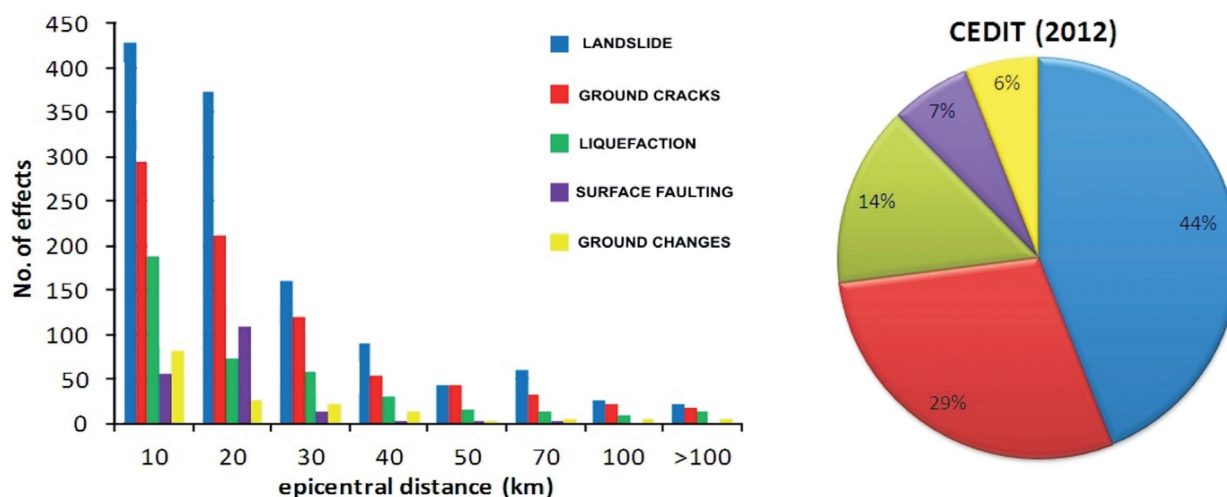
Per quanto riguarda gli "effetti locali" o *seismological effects* (VOGT et al.,1992)¹⁷² si fa generalmente riferimento ai fenomeni franosi (*rock fall, topple, slides, sackung*) e ai fenomeni di liquefazione (*sand blows, dykes, sills, lateral spreads, soft-sediment deformation*), mentre si possono manifestare anche fagliazioni superficiali, cedimenti differenziali al contatto tra litologie a diverso comportamento, densificazione nei terreni granulari asciutti (*soil densification* o *volumetric compression*), variazioni idrologiche e *tsunamis*. In questa sede, come riportato nel "Manuale TC4" (TC4-ISSMGE, 1999)¹⁷³, vengono prese in esame in particolare instabilità dei pendii e liquefazione.

Le condizioni relative alla franosità sismo-indotta appaiono più critiche rispetto alle altre forme di instabilità, tanto che i fenomeni franosi e le fratturazioni del suolo, che spesso si correlano a stadi latenti di "pre-frana",

¹⁷² VOGT J. et al. (1994). Seismological and hydrological criteria for the new European Macroseismic Scala (MSK-92). Natural Hazard, 10,1-6.

¹⁷³ TC4-ISSMGE (1999).Manual for zonation on seismic geotechnical hazard. Revised edition,Technical Committee for Earthquake and Geotechnical Engineering (TC4) of the International Society of Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE) 209.

rappresentano gli effetti sismo-indotti più frequenti. FORTUNATO et al (2012)¹⁷⁴ nell'ultima versione del catalogo degli effetti deformativi da forti terremoti (CEDIT) riportano nel 75 % dei casi censiti frane + fratture (44 % + 29 %) e quindi fenomeni di liquefazione (14 %), di fagliazione superficiale (7%) ed, infine, variazioni topografiche (6%) . Per quanto riguarda la tipologia gravitativa, risultano più frane in roccia rispetto a quelle in terra o detrito, per cui i versanti in roccia presentano generalmente una maggiore suscettibilità al dissesto e i crolli per attivarsi generalmente necessitano di una minore intensità sismica (> 4° MCS) rispetto alle frane in terra (> 6° MCS).



Tutti gli effetti locali mostrano un decadimento esponenziale con la distanza epicentrale, ad eccezione della fagliazione superficiale, per la quale si osserva un maggior numero di effetti a distanze comprese tra 10 e 20 km, rispetto alla classe di distanza inferiore. Ciò, è spiegato dal fatto che la distanza epicentrale sovrastima la reale distanza rispetto alla proiezione in superficie del piano di faglia, la cui manifestazione superficiale è colta proprio dall'effetto della fagliazione.

Le più note relazioni magnitudo – distanza epicentrale per diverse categorie di instabilità (*rock fall, coherent slides, earth flow*) sono proposte da KEEFER (1984)¹⁷⁵ e risultano confermate in ambito nazionale da DEL PRETE et al. (1992)¹⁷⁶, da PRESTININZI E ROMEO (2000)¹⁷⁷ e da PORFIDO et al. (2007)¹⁷⁸, mentre in Sicilia questo criterio è stato utilizzato per analizzare la franosità sismo-indotta del settore sud-orientale (NICOLETTI et al., 1999)¹⁷⁹. Altre correlazioni magnitudo-distanza massima di frane dall'epicentro o dalla faglia sismogenetica sono riportate nella letteratura (TAMURA, 1978¹⁸⁰; ISHIHARA & NAKAMURA, 1987¹⁸¹;

¹⁷⁴ FORTUNATO C. et al. (2012). New release of the Italian catalogue of earthquake-induced ground failures (CEDIT). Italian J. Eng. Geol. Environ., 2,63–74.

¹⁷⁵ KEEFER D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. Geol. Soc. of America Bull., 95,406-421.

¹⁷⁶ DEL PRETE M. et al. (1992). Rischio da frane intermittenti a cinematica lenta nelle aree montuose e collinari urbanizzate della Basilicata. G.N.D.C.I., Rapporto U.O. 2.37.

¹⁷⁷ PRESTININZI A. & ROMEO R. (2000). Earthquake-induced ground failures in Italy. Eng. Geol., 58 (3-4), 387- 397.

¹⁷⁸ PORFIDO S. et al. (2007). Seismically induced ground effects of the 1805, 1930 and 1980 earthquakes in the Southern Apennines, Italy. Boll. Soc. Geol. It., 126, 333-346.

¹⁷⁹ NICOLETTI P.G. et al. (1999). Frane sbarramenti fluviali di antica origine sismica in Sicilia sud-orientale. I Parte: inquadramento generale e ricognizione sul Foglio 277 – Noto. Boll. Soc. Geol. It., 118, 461-477.

¹⁸⁰ TAMURA T. (1978). An analysis of the relationship between the areal distribution of earthquake-induced landslides and the earthquake magnitude. Geograph. Review of Japan, 51-8.

¹⁸¹ ISHIHARA K. & NAKAMURA S (1987). Landslides in mountain slopes during the Ecuador earthquake of March 5, 1987. US-Asia Conference on Engineering for Mitigating Natural Hazards Damages.

YASUDA & SUGITANI, 1988¹⁸²; MORA & MORA, 1992¹⁸³; ROMEO & DELFINO, 1997¹⁸⁴; D'ELIA, 1998¹⁸⁵; KAWABE, 2000¹⁸⁶).

La pericolosità dovuta alla presenza di faglia è spesso sopravvalutata, se è vero che le faglie sismiche presenti in Italia, come riportato da CREPELLANI (2005)¹⁸⁷, hanno caratteristiche molto diverse rispetto a quelle che hanno dato evidenze di danni spettacolari (es. faglia di Assam, di S. Andrea o faglia anatolica). La stessa considerazione può essere avanzata per i fenomeni di liquefazione del terreno associati ai terremoti storici italiani, che appaiono geograficamente circoscritti alle zone epicentrali e con intensità elevate ($I \geq 9$ MCS), mentre fenomeni di scarsa entità sono riferibili ad intensità minori (BERARDI et al., 1988¹⁸⁸; BERARDI et al., 1991¹⁸⁹). Relazioni magnitudo o intensità/distanza epicentrale o ipocentrale per liquefazione sono riportati nella letteratura nazionale (GALLI & MELONI, 1993¹⁹⁰; GALLI & FERRELI, 1995¹⁹¹; GALLI, 2000¹⁹²; PIRROTTA et al., 2007¹⁹³) o internazionale (AYDAN et al., 1998¹⁹⁴; KURIBAYASHI & TATSUOKA, 1975¹⁹⁵; AMBRASEYS, 1991¹⁹⁶; PAPADOPOULOS & LEFKOPOULOS, 1993¹⁹⁷; LIU & XIE, 1984¹⁹⁸; WAKAMATSU, 1993¹⁹⁹). A questo proposito, come segnalato da GALLI & MELONI (1993), è interessante osservare come la percentuale dei casi di liquefazione cresca in modo proporzionale con all'intensità epicentrale (I_0), ma non sembra mostrare una chiara relazione con l'intensità al sito (I_s).

La valutazione della pericolosità per franosità sismo-indotta, cui resta esposto il sito in progetto, viene eseguita sulla base della correlazione magnitudo-distanza epicentrale proposta da KAWABE (2000)²⁰⁰:

$$\log R = 0,5 * M - 2,0$$

e con riferimento:

¹⁸² YASUDA S. & SUGITANI T. (1988). Microzonation for liquefaction, slope failure and ground response during earthquake in Fukuoka City. 4th International Conference on Seismic Zonation, 3, 3-10.

¹⁸³ MORA S. & MORA R. (1992). Landslides triggered by the Limon-Telire, Costa Rica earthquake and comparison with other events in Costa Rica. U.S. Geological Survey Professional Paper.

¹⁸⁴ ROMEO R. & DELFINO L. (1997). CEDIT - Catalogo nazionale degli effetti deformativi del suolo indotti da forti terremoti. Technical report SSN/RT/97/04, DPC, Roma.

¹⁸⁵ D'ELIA B. (1998). Stabilità dei pendii in zona sismica. Atti Corso di Aggiornamento "Ingegneria Geotecnica in Zona Sismica". Pesaro.

¹⁸⁶ Relazione riportata da: WANG H. & SASSA K. (2006). Analysis of seismically triggered landslides in the 2004 Chuetsu event of Niigata prefecture, Japan. IAEG2006 - Paper n. 174. The Geological Society of London.

¹⁸⁷ CREPELLANI T. (2005). Pericolosità ed effetti di sito. (In: AGI - Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica. Linee guida. Patron Ed., Bologna).

¹⁸⁸ BERARDI R. et al. (1988). Liquefazione del terreno in occasione di terremoti storici italiani. Dati preliminari. Mem. Soc. Geol. It., 41, 1145-1151.

¹⁸⁹ BERARDI R. et al. (1991). Soil liquefaction: case histories in Italy. Tectonophysics, 193, 141-164.

¹⁹⁰ GALLI P. & MELONI F. (1993). Nuovo catalogo nazionale dei processi di liquefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia. Il Quaternario, 271-292.

¹⁹¹ GALLI P. & FERRELI L. (1995). A methodological approach for historical liquefaction research. In: Serva L. et al. (Eds.). Perspectives in Paleoseismology. Association of Engineering Geologists, Special Publication 6, 36-48.

¹⁹² GALLI P. (2000). New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. Tectonophysics, 324, 169-187.

¹⁹³ PIRROTTA C. et al. (2007). A new dataset and empirical relationships between magnitude/intensity and epicentral distance for liquefaction in central-eastern Sicily. Ann. Geof., 50,6, 763-774.

¹⁹⁴ AYDAN Ö. et al. (1998). A site investigation of June 27, 1998 Adana-Ceyhan Earthquake. Turkish Earthquake Foundation, TDV/DR 006-03.

¹⁹⁵ KURIBAYASHI E. & TATSUOKA F. (1975). Brief reviewer of liquefaction during earthquakes in Japan. Soil Foundations, 15 (4), 81-92.

¹⁹⁶ AMBRASEYS N.N. (1991). Engineering seismology. Int. J. Earthq. Eng. Struct. Dyn, 17, 1-105.

¹⁹⁷ PAPADOPOULOS G.A. & LEFKOPOULOS G. (1993). Magnitude - distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 83, 925-938

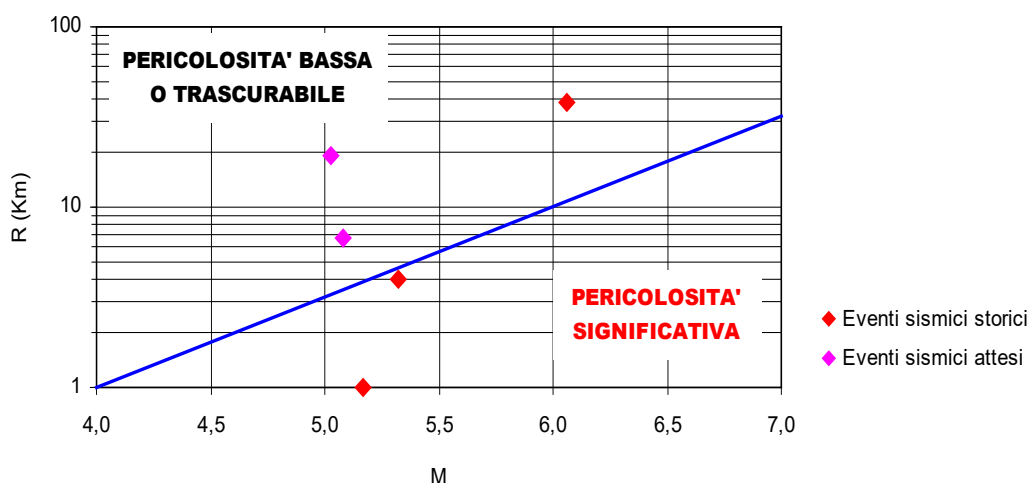
¹⁹⁸ LIU Y. & XIE J.F. (1984). Seismic liquefaction of sand. Earthquake Press, China.

¹⁹⁹ WAKAMATSU K. (1993). History of soil liquefaction in Japan and assessment of liquefaction potential based on geomorphology. Ph.D. Thesis. Waseda University, Tokyo Japan.

²⁰⁰ Relazione riportata da: WANG H. & SASSA K. (2006). Analysis of seismically triggered landslides in the 2004 Chuetsu event of Niigata prefecture, Japan. IAEG2006 - Paper n. 174. The Geological Society of London.

- ai terremoti storici più intensi, quali quello del 1926 (Mw = 5,32; R = 4 Km) e del 1891 (Mw = 5,17; R = 1 Km);
- agli eventi sismici attesi (Mw_(Tr = 50) = 5,03, R = 19,2 e Mw_(Tr = 475) = 5,08, R = 6,72);
- all'evento del Golfo di Patti del 1978 (Mw = 6,06; R = 38 Km), che costituisce l'evento più forte registrato nella ZS di riferimento.

Correlazione magnitudo-distanza epicentrale per frane (Kawabe,2000) e campi di pericolosità



Gli eventi sismici attesi si collocano nel campo della pericolosità trascurabile, mentre tra gli eventi storici con R < 4,5 Km risultano a pericolosità significativa. Rispetto a questi ultimi eventi è opportuna una valutazione della suscettibilità alla franosità sismo-indotta, tenendo conto oltre che dell'evento sismico innescante, anche dei fattori predisponenti (litologia e pendenza).

La suscettibilità alla franosità sismo-indotta si definisce, secondo una procedura di tipo euristico-parametrico proposta recentemente da TARALLO et al. (2010)²⁰¹, RAPOLLA et al. (2010²⁰²; 2012²⁰³), RAPOLLA (2012)²⁰⁴ e PAOLETTI (2012)²⁰⁵, in base al prodotto tra la media della significatività dei fattori predisponenti e la significatività dell'azione sismica attesa:

$$Si (\%) = [(SA + SB)/2] * SC * 100$$

con il valore di ogni singolo termine calcolabile secondo le successive espressioni.

Nell'ULT "Lava" con Vs = 700 m/s gli eventi sismici di intensità al sito I = 7,5 MCS non provocano una suscettibilità a franosità elevata, tenuto conto che con β ≥ 40° risulta ancora Si = 28 %. Nelle aree con β ≤ 15° la suscettibilità alla franosità sismo-indotta risulta praticamente trascurabile (Si =

²⁰¹ TARALLO et al. (2010). Strategies for 2nd Grade zonation on susceptibility to seismic-induced landslides in Southern Apennines, Italy. Rend. Online Soc. Geol. It., 11, 2, 608-609.

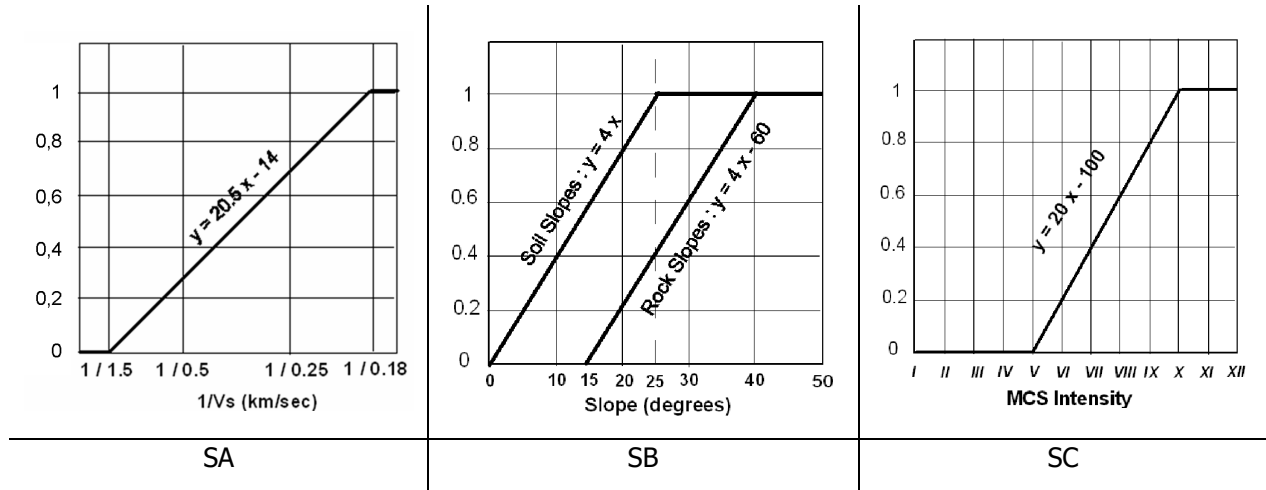
²⁰² RAPOLLA A. et al. (2010). Seismically-induced landslide susceptibility evaluation: application of a new procedure to the island of Ischia, Campania Region, Southern Italy. Eng. Geol., 114, 10-25.

²⁰³ RAPOLLA A. et al. (2012). Susceptibility regional zonation on seismic-induced landslide susceptibility: application of a new procedure to Campania, Southern Italy. Nat. Hazards, 61, 115-126.

²⁰⁴ RAPOLLA A. (2012). La franosità sismo-indotta o in prospettiva sismica. Ventennale dell'Ordine dei geologi della Campania, Napoli, Castel dell'Ovo, 14 dicembre 2012 (disp. in internet).

²⁰⁵ PAOLETTI V. (2012). Remarks on factors influencing shear wave velocities and their role in evaluating susceptibilities to earthquake-triggered slope instability: case study for the Campania area (Italy). Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2147-2158.

4 % circa). Condizioni evidentemente diverse si realizzano lungo i versanti con depositi piroclastici ($V_s = 290 \text{ m/s}$), dove la suscettibilità comincia a diventare significativa con $\beta \geq 25^\circ$ ($S_i = 39 \%$), mentre con pendenze modeste ($\beta \leq 10^\circ$) risulta comunque bassa ($S_i \leq 25 \%$).



Pertanto, si può affermare che un evento di intensità $I = 7,5$ MCS espone ad un certo rischio di frana sismo-indotta le scarpate piroclastiche con $\beta \geq 25^\circ$, mentre le scarpate nelle lave con $\beta \geq 40^\circ$ presentano un rischio comunque basso. Questi dati sembrano confermati dalle frane indotte a Lipari dall'evento sismico del mese di Agosto 2010 ($M_w = 4,5$), quando franarono solo detriti appesi su scarpate praticamente sub-verticali.



Frana a Lipari sismo-indotta dall'evento del 16/8/2010

Per quanto riguarda la pericolosità per liquefazione si fa riferimento alla relazione distanza ipocentrale-magnitudo proposta da AYDAN et al. (1998) e agli eventi sismici precedentemente considerati, tenuto conto che in

questo caso:

- la distanza ipocentrale è ricavata secondo BOORE & JOYNER (1982)²⁰⁶: $R_i = (R^2 + 7,3^2)^{0,5}$

²⁰⁶ BOORE D.M. & JOYNER W.B. (1982). The empirical prediction of ground motion. Bull. Seism. Soc. Am. 72, S269-S268.

- la magnitudo M_s applicando per inversione la relazione di SCORDILIS (2006)²⁰⁷ valida per $4,1 < M_w < 6,15$: $M_s = 1,4925 * M_w - 3,0896$

Gli eventi storici del 1926 e del 1978 rientrano nel campo della pericolosità di liquefazione, sia pure "moderata"; mentre gli eventi attesi anche con $T_r = 475$ anni si posizionano nel campo della non-

liquefazione. In qualunque caso, in occasione dell'evento del Golfo di Patti del 1978, non sono segnalati nell'Isola di Salina fenomeni di liquefazione (BARBANO et al., 1979)²⁰⁸.

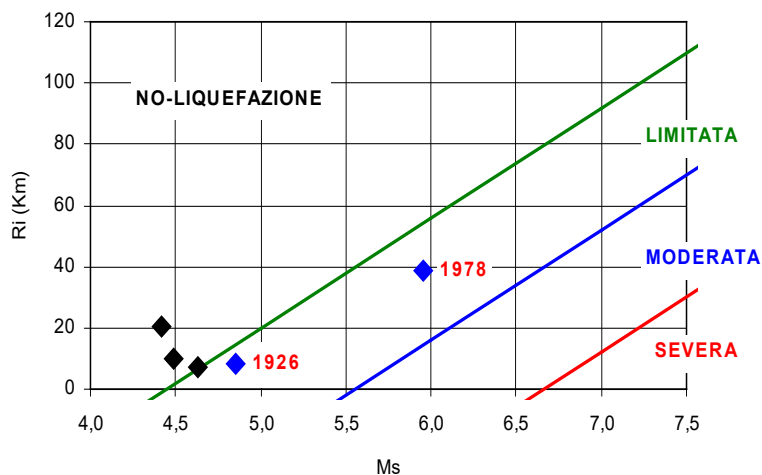
Relativamente alle faglie attive e capaci, il documento del GdL MS (2008) raccomanda di fare riferimento a faglie identificate da studi validati da esperti del settore.

Nel caso in esame, i dati geologico-strutturali e quelli di sismica a mare più recenti

(ARGNANI et al., 2007²⁰⁹; CATALANO et al., 2009²¹⁰) consentono di individuare l'andamento e lo sviluppo della zona di taglio trascorrente destra con direzione NW-SE, che si estende dalle Isole Eolie al margine occidentale della dorsale peloritana, denominata *Eolian-Peloritani Shear Zone* (EPSZ).

Questa zona di taglio attiva, a cui è associato il terremoto del 1978, investe l'isola di Salina sul margine più orientale, per cui la zona di Rinella resta all'esterno della EPSZ. A livello regionale, le faglie della EPSZ costituirebbero il bordo sud-occidentale di un bacino collassato, dopo l'inizio del Pleistocene medio (600 ka), nelle aree comprese tra la costa tirrenica e l'allineamento Stromboli-Salina-Vulcano; mentre nella prosecuzione a terra interrompono il sistema di faglie normali a gradinata, orientate NE-SW, che hanno controllato il terrazzamento lungo la costa tirrenica peloritana. Studi condotti sui terrazzi dell'area (CATALANO & CINQUE, 1995²¹¹; CATALANO & DI STEFANO, 1997²¹²; CATALANO & DE GUIDI, 2007²¹³; CATALANO et al., 2010²¹⁴) hanno dimostrato che il terrazzamento marino lungo la gradinata di faglia è il risultato della migrazione

Correlazione distanza ipocentrale-magnitudo per liquefazione e campi di pericolosità (Aydan et al., 1988)



²⁰⁷ SCORDILIS E. M. (2006). Empirical global relations converting M_s and m_b to moment magnitude. *J. Seismol.*, 10, 225–236.

²⁰⁸ BARBANO M.S. et al. (1979). Macroseismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geostructural frame of north-eastern Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98, 2, 155-174

²⁰⁹ ARGNANI A. et al. (2007). Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: evidence from multichannel seismics and GPS data. *Terra Nova*, 19, 317–323.

²¹⁰ CATALANO S. et al. (2009). The Late Quaternary crustal deformation of NE Sicily: evidence for an active Mantle diapirism. *NGTGS 28° Conv. Naz. Trieste 16-19 Novembre 2009*, 152-154.

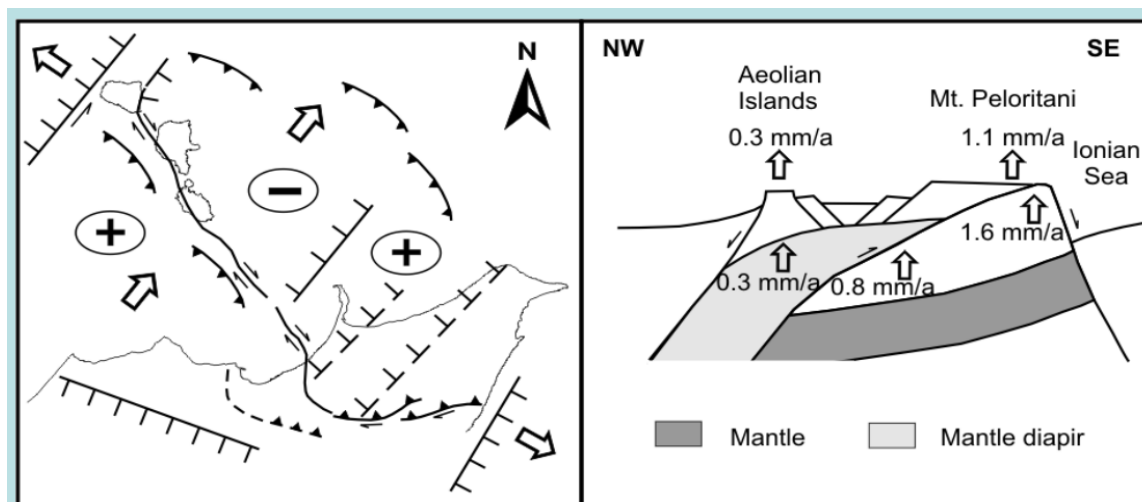
²¹¹ CATALANO, S. & CINQUE, A. (1995). L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare. *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec., 2, 113-123.

²¹² CATALANO S. & DI STEFANO A. (1997). Sollevamento e tetto-genesi Pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici. *Il Quaternario*, 10, 337-342.

²¹³ CATALANO S. & DE GUIDI G. (2003). Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. *Journal of Geodynamic*, 36, 445-467.

²¹⁴ CATALANO S. et al. (2010). Late Quaternary marine terracing and fault displacement in eastern Sicily : two distinct modes of faulting-induced deformation. *85° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Pisa, 6-8 Settembre 2010 Riassunti delle Comunicazioni*.

verso mare delle linee di faglia attive che ha provocato il sollevamento sopra il livello del mare delle porzioni disattivate della gradinata di faglia.



Modello cinematico della Sicilia nord-orientale con la tettonica attiva recente (EPSZ) e i blocchi in sollevamento e in abbassamento (Catalano et al., 2009)

3.3.3 – ZONAZIONE DEL TERRITORIO IN PROSPETTIVA SISMICA

La zonazione del territorio in prospettiva sismica, in base alle precedenti considerazioni, viene eseguita con riferimento alle categorie di effetti locali e di sito riportate nel documento del GdL MS (2008), che hanno probabilità più o meno elevata di manifestarsi nei diversi contesti geologico-morfologici entro cui ricade il sito in progetto e le aree emerse e sommerse, immediatamente contermini.

Il nuovo porto turistico ricade in una zona stabile, ma con suscettibilità di amplificazioni locali per effetto litologico tendenzialmente "bassa" per la presenza del substrato vulcanico, affiorante o sub-affiorante.

La zona immediatamente a tergo del porto turistico, in parte occupata dall'abitato di Rinella, presenta suscettibilità di amplificazioni per effetto litologico e topografico nel complesso da "bassa" a "moderata", con l'incremento della quota del versante, ma anche probabilità di manifestazione di instabilità sismo-indotte, sia pure "bassa".

Il versante della baia di Rinella e parte dei fondali sottesi denunciano amplificazione locale (per effetto topografico e litologico) e instabilità gravitativa sismo-indotta, come peraltro risulta dalla presenza di dissesti in atto.

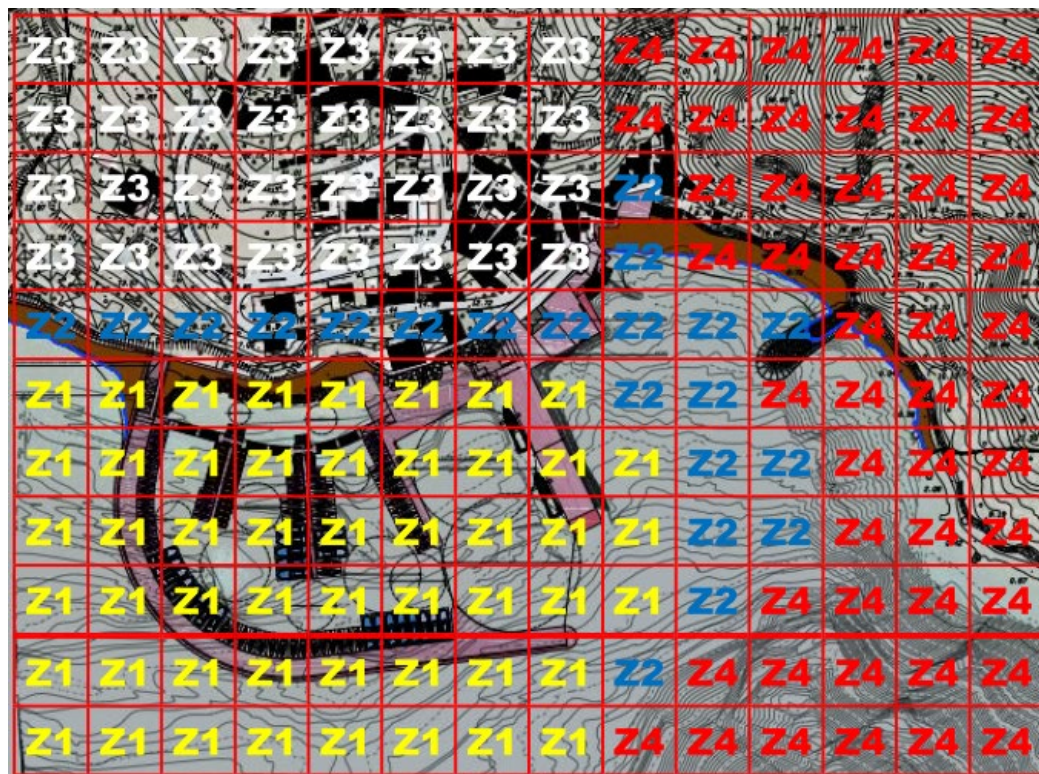


Fig. 22) Carta di zonazione in prospettiva sismica

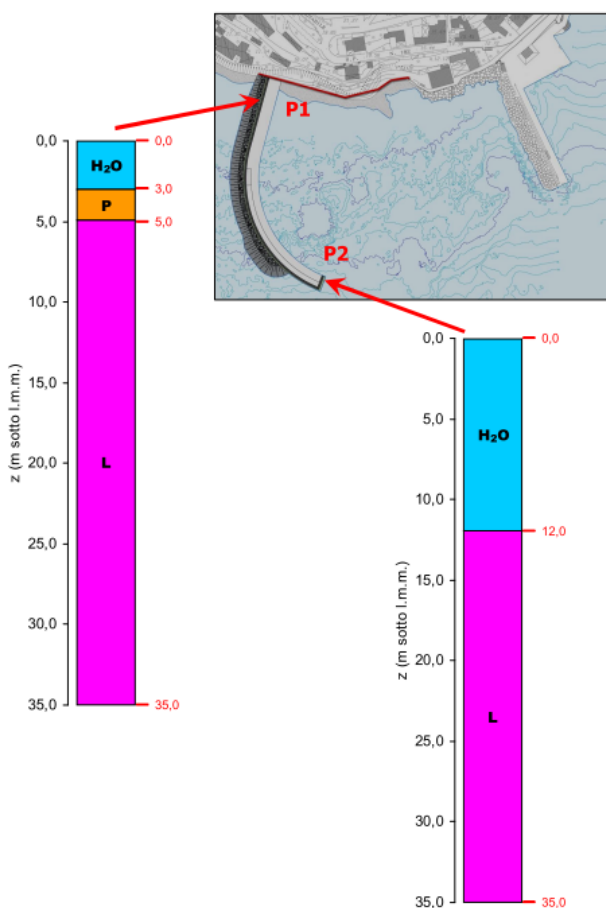
Probabilità di manifestazione

Elevata	Moderata	Bassa o trascurabile
----------------	-----------------	---------------------------------

EFFETTI	SIGLA	ZONAZIONE IN PROSPETTIVA SISMICA	PROBABILITÀ DI MANIFESTAZIONE DEGLI EFFETTI SISMO-INDOTTI PER CONTESTO MORFOLOGICO			
			Z1	Z2	Z3	Z4
Effetti di sito (RSL)	B ₁	Zona stabile suscettibile di amplificazioni locali per effetto litologico	B	B	M	M
	B ₂	Zona stabile suscettibile di amplificazioni locali per effetto morfologico		B	B	M
Effetti locali (instabilità)	C1	Instabilità di versante			B	M
	C2	Liquefazione				
	C3	Faglia attiva e capace				
	C4	Cedimenti e/o soil densification				

4 – CONCLUSIONI

Il porto turistico in progetto, rispetto al contesto geomorfologico locale, consenta una migliore protezione rispetto al clima meteo-marino del paraggio e salvaguardia della spiaggia della baia di Rinella, allontanandosi, peraltro, da quei fondali e dal versante del M. Fossa delle Felci con manifeste condizioni di instabilità. Inoltre, l’inserimento del manufatto in progetto su fondali con il substrato vulcanico, rigido, affiorante o sub-affiorante, determina favorevoli condizioni di stabilità e limita gli effetti di amplificazione sismica.



Legenda:

H₂O = spessore acqua marina

P = piroclastici, sabbie e ciottoli

L = lave andesitiche

UNITÀ LITO-TECNICA	c (MPa)	φ (°)	E _M (MPa)	γ _n (kN/m ³)
L "Lava"	6,0	41	16.640	22,5
P "Piroclastite" (depositi sciolti)	0	32	55	18,5

Parametri geomeccanici

a _g (475) (g)	V _{s,30} (m/s)	Catg. sottosuolo	S _s	S _T	a _{max} (g)
0,22	640÷700	B	1,17	1	0,257

Parametri di risposta sismica locale

Instabilità versante	Liquefazione	Faglie attive e capaci	Cedimenti differenziali
ASSENTE	ASSENTE	ASSENTE	ASSENTE

Instabilità cosismiche

Fig. 23
Modello geologico-tecnico e sismico del sito

Per quanto riguarda l'assetto geologico locale si fa riferimento alle lave andesitiche di substrato, denominate in termini di unità lito-tecnica come ULT "Lava", ed ai depositi piroclastici, sabbioso-ghiaiosi, sciolti (ULT "Piroclastite"), che con spessore metrico coprono a tratti il substrato.

La caratterizzazione stratigrafico-geomeccanica del sottosuolo in corrispondenza del molo portuale in progetto sono rappresentati nel "*modello geologico-tecnico e sismico*" del sito, su cui si riportano i principali parametri fisico-meccanici e di pericolosità sismica locale (risposta sismica locale e instabilità cosismiche).

Il passaggio alle successive fasi di progettazione delle strutture portuali impone l'esecuzione di una campagna di accertamenti geognostici (sondaggi, prove in sito e di laboratorio) e geofisici (sismica a riflessione, sismica in foro di sondaggio), soprattutto a mare, ad integrazione dei dati disponibili, per affinare la caratterizzazione geomeccanica e sismica del *volume significativo di sottosuolo*, influenzato direttamente o indirettamente dalle opere portuali in progetto.