



PO Italia-Malta 2007-2013 – bando n°01/11 progetti strategici codice B1-2.19/11

SIMIT

Costituzione di un sistema integrato di Protezione Civile Transfrontaliero Italo-Maltese

Establishment of an integrated Italy-Malta cross-border system of Civil Protection

Report Finale WP2.1

Project Partner 3 (Università degli Studi di Catania)

30 Settembre 2014

Responsabile Scientifico: Agata Di Stefano

Gruppo di Lavoro:

Niccolò Baldassini, Danilo Cavallaro, Chiara Cicero, Agata Di Stefano, Giuseppe Lombardo, Grazia Lombardo, Carmelo Monaco, Francesco Panzera, Giuseppe Patané, Pietro Pavone, Simona Sicali



UNIVERSITÀ degli STUDI di CATANIA
DIPARTIMENTO di SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE e AMBIENTALI





INDICE

A. Caratteri stratigrafico-strutturali dell'Isola di Lampedusa

1. Quadro geodinamico e tettonico regionale
2. Caratteri geomorfologici dell'Isola di Lampedusa
3. Litostratigrafia dei depositi di Lampedusa
4. Analisi strutturale

English version

B. Evoluzione tettonico-strutturale e faglie potenzialmente attive nell'area offshore di Lampedusa in base all'analisi di profili sismici

1. Litostratigrafia e Ambienti deposizionali
2. Analisi sismo-stratigrafica
3. Evoluzione tettonico-strutturale dell'area di studio
4. Risultati
5. Caratterizzazione cinematica delle faglie recenti
6. Considerazioni sismo-tettoniche

English version

C. Caratteri stratigrafici dell'Arcipelago Maltese

1. Introduzione ed inquadramento geodinamico dell'Arcipelago Maltese
2. Litostratigrafia della successione Maltese
3. Caratteri geomorfologici dell'Arcipelago Maltese
4. Risultati

English version

D. Boulders costieri lungo le coste di Malta: depositi di mareggiata o di tsunami?

1. Introduzione
2. Inquadramento geomorfologico
3. Deposit di boulders a Malta
4. Rilevamento subacqueo
5. Datazioni al Radiocarbonio (^{14}C)

English version

E. Pericolosità e Risposta Sismica Locale nell'Area di Siracusa e nell'Isola di Lampedusa

1. Introduzione
2. Caratteristiche geologiche, tettoniche e sismiche dell'area
3. Metodologia
4. Descrizione dei risultati e considerazioni conclusive

English version

F. Metodo speditivo per l'analisi e la valutazione della vulnerabilità sismica dei centri urbani

1. Introduzione
2. Obiettivi
3. Metodologia
4. Sperimentazione sul campo
5. Risultati

English version





A) Caratteri stratigrafico-strutturali dell'Isola di Lampedusa

Baldassini, N., Di Stefano, A., Monaco, C.

1. Quadro geodinamico e tettonico regionale

L'area in esame ricade nel Canale di Sicilia e costituisce un segmento sommerso della sutura Terziaria tra Africa e Europa, che unisce le Maghrebidi africane con la catena siciliana. Più in particolare, l'area rappresenta l'avampaese della catena Maghrebide-Siciliana.

Dal punto di vista paleogeografico essa appartiene alla parte centrale del margine settentrionale della placca continentale africana, chiamato Blocco Pelagiano (Fig. 1). La Provincia Pelagiana coincide con l'area *offshore* della Tunisia centrale e della Libia bordata a est dalla scarpata di Sicilia-Malta e Medina (che separa lo *shelf* pelagiano dal mar Ionio) e a nord dalla Sicilia. I limiti occidentale e meridionale sono *onshore*. Il limite occidentale coincide con il cosiddetto asse nord-sud (*North-South Axis*, Fig. 1), che separa mediante strutture estensionali la Provincia Pelagiana nella Tunisia orientale dal bacino mesozoico nella Tunisia occidentale. Il limite meridionale è delineato lungo una scarpata derivata dal sollevamento degli archi di Talemzane-Gefara e Nefusa (Klett, 2001).

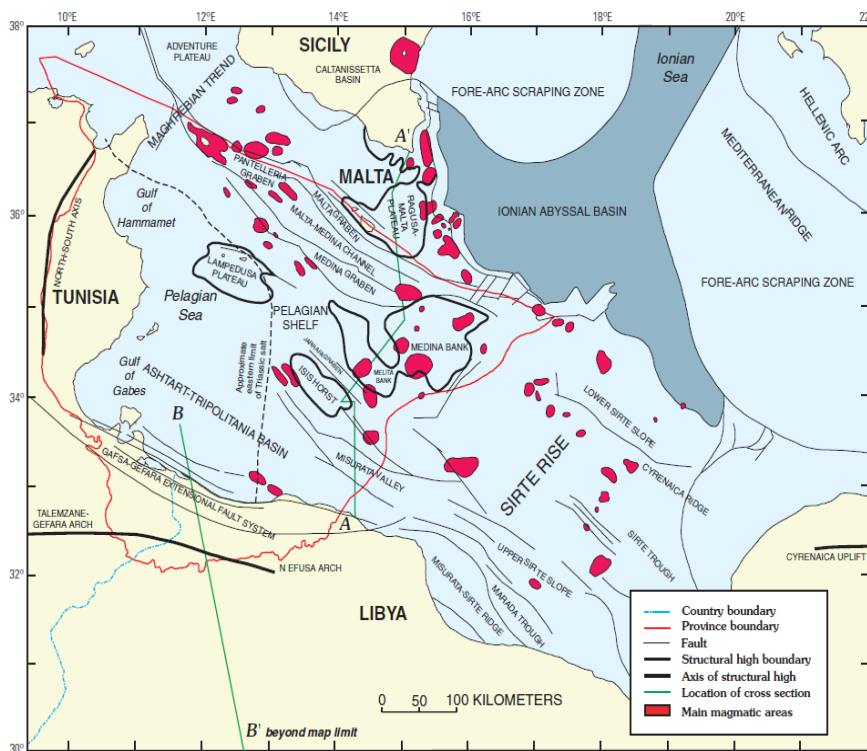


Fig. 1. Mar Mediterraneo centrale in cui sono mostrate la Provincia Pelagiana definita dall'USGS (U.S. Geological Survey) e le maggiori strutture geologiche (Da Klett, 2001). *Central Mediterranean Sea, showing USGS (U.S. Geological Survey)-defined Pelagian Province (2048) and the major geologic structures (Da KLETT, 2001).*



Nella Provincia Pelagiana esistono diverse strutture geologiche. Tra queste il plateau di Lampedusa, il banco Medina, il banco Melita e l'*horst* di Isis costituiscono le strutture più pronunciate.

Da sud a nord essa si può suddividere in 5 unità morfo-strutturali (visibili in Fig. 1), ognuna delle quali avente caratteristiche diverse:

- Bacino di Gabes-Tripoli-Misurata;
- Plateau di Lampedusa e di Melita-Medina;
- *Rift zone* di Malta-Linosa-Pantelleria;
- Plateau Avventura e di Ragusa-Malta;
- Bacino di Caltanissetta (la sua estensione a sud).

La profondità delle acque è generalmente inferiore a 500 m, sebbene tre depressioni, al centro dello *shelf*, con trend NO-SE raggiungano i 1000 m di profondità. Questi sono rappresentati dai bacini di Malta, Linosa e Pantelleria colmate da depositi torbidity Plio-Pleistocenici, che raggiungono uno spessore massimo di 2000 metri nel bacino di Linosa (Colantoni, 1975; Winnock, 1981). Tali depressioni rappresentano l'espressione morfologica di un episodio di *rifting* continentale che nel Neogene ha interessato la porzione di litosfera africana in questione.

Diverse sono le evidenze geofisiche che caratterizzano il sistema a rift.

Il Blocco Pelagiano è caratterizzato da una sismicità relativamente bassa, poco dettagliata nell'area circostante i bacini. Gli eventi maggiori sono localizzati nella parte meridionale vicino alle coste della Tunisia e della Libia, e danno meccanismi focali di tipo *strike-slip*.

Lo spessore crostale nel Canale di Sicilia si aggira intorno ai 30 km, eccetto per le aree bacinali dove si riduce a circa 15 km. L'anomalia gravimetrica regionale di Bouguer mostra valori positivi nell'area del *rift* con valori che superano i 90 mgal vicino all'isola di Pantelleria. Per il resto della piattaforma i valori si mantengono vicini allo zero.

Anche il flusso di calore riflette la presenza del sistema di depressioni tettoniche con valori elevati fino a 100 mW/m² nell'area del *graben* di Pantelleria. Il bacino di Pantelleria è separato da quelli di Malta e Linosa da una dorsale orientata circa N-S, denominata *Separation Belt* (Fig. 2), interpretata come zona di faglie di trasferimento (strutture transtensive e transpressive) che percorre l'area compresa tra il Banco Avventura e l'isola di Lampedusa (Argnani, 1990). Questa fascia si presenta di difficile comprensione data la sua complessità



sotto diversi aspetti. Osservata da un punto di vista batimetrico, essa mostra un'alternanza di depressioni e alti topografici, invece dai profili sismici si notano centri vulcanici, sollevamenti del pre-Pliocene, depocentri di sedimenti Plio-Quaternari. In più, verso nord la fascia sembra essere responsabile della separazione tra l'avanfossa Miocenica e quella Plio-Pleistocenica della catena Appenninico-Maghrebide.

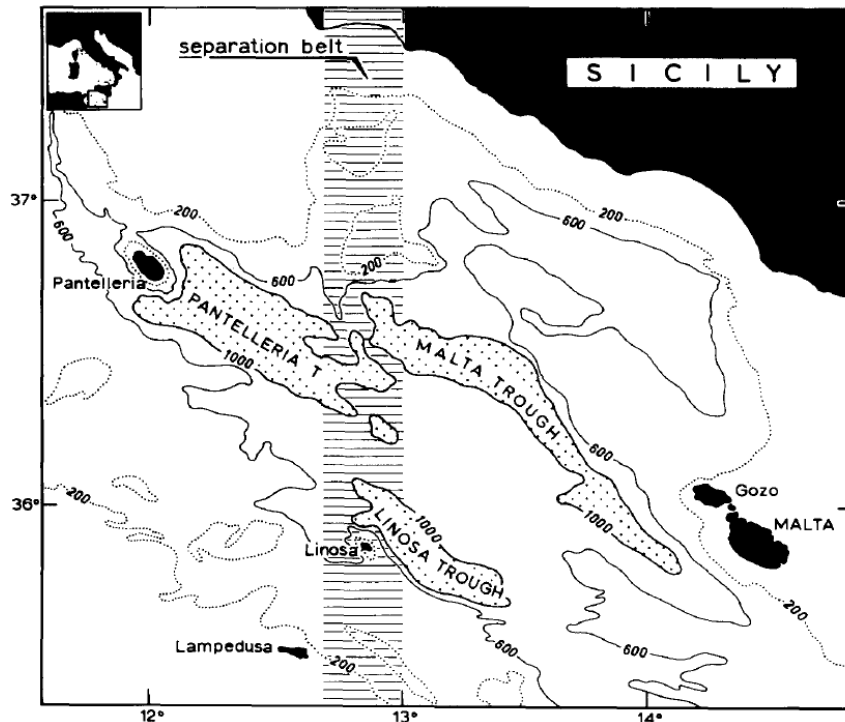


Fig. 2. Mappa batimetrica del Canale di Sicilia in cui sono mostrate le principali depressioni tettoniche e la Separation Belt (Da Argnani, 1990). *Bathymetric map of the Sicily Channel with the location of the main tectonic depressions and the Separation Belt (from ARGNANI, 1990).*

Dallo studio sismo-stratigrafico delle depressioni è emerso che la loro formazione sia avvenuta nel Pliocene. Durante questo intervallo di tempo, il principale evento che caratterizzò l'evoluzione del Mediterraneo fu l'apertura del Tirreno, per cui è stata ipotizzata un'origine comune per i due eventi (Argnani, 1990). In particolare, si pensa che il *rifting* nel Canale di Sicilia sia stato una conseguenza associata all'estensione tirrenica. Il fenomeno di *roll-back* dello slab subdotto e quello di delaminazione del mantello litosferico sono stati proposti come meccanismi d'origine del bacino di retro-arco tirrenico e della contrazione nella catena Appenninico-Maghrebide. Infatti, entrambi i meccanismi possono anche produrre una piccola quantità di estensione nel Canale di Sicilia o per *slab pull* o per convezione mantellica.



Uno studio più recente condotto da Corti et al. (2006) si è basato sull'analisi di dati di velocità provenienti da tre stazioni GPS, Lampedusa, Noto e Cagliari con l'obiettivo di ricavare informazioni sulla dinamica attiva nel Canale di Sicilia. Poiché Cagliari ha un moto irrisorio nei confronti di Europa, la sua stazione è stata considerata come punto fisso ed è stato osservato il moto relativo di Noto e Lampedusa rispetto ad essa. I risultati evidenziano una convergenza, verso nord-ovest, di Noto e Lampedusa verso Cagliari con velocità di 4-5 mm/a. Noto e Lampedusa hanno velocità simili ma, poiché Noto ha un azimuth più a nord di Lampedusa, il diverso trend genera estensione tra i due siti. Questa estensione è stata osservata e definita in maniera più precisa da Palano et al. (2012), in conformità a nuovi dati GPS disponibili. In particolare, il moto relativo tra le stazioni di Malta e Lampedusa mostra un'estensione orientata NE-SO con un tasso di 1,4 mm/a (Fig. 3). Entrambi i siti sono poi caratterizzati da una convergenza NO-SE, che avviene alla velocità di 2,9 mm/a nei confronti di Pantelleria ed è parallela alla convergenza Nubia-Eurasia. Sembra, quindi, che il raccorciamento nel Canale avvenga ad una velocità doppia di quella dell'estensione.

La geometria delle strutture estensionali e la posizione del rift lontano dal prisma di accrezione portano Corti et al. (2006) ad escludere la possibilità che possano essersi formati dallo stesso processo geodinamico, come affermato invece da Argnani (1990). Probabilmente la loro formazione è legata alla simultaneità e sovrapposizione di due eventi differenti, come appare suggerito anche dai modelli di deformazione prodotti dagli stessi studiosi in laboratorio, che riproducono con buon successo il caso naturale.

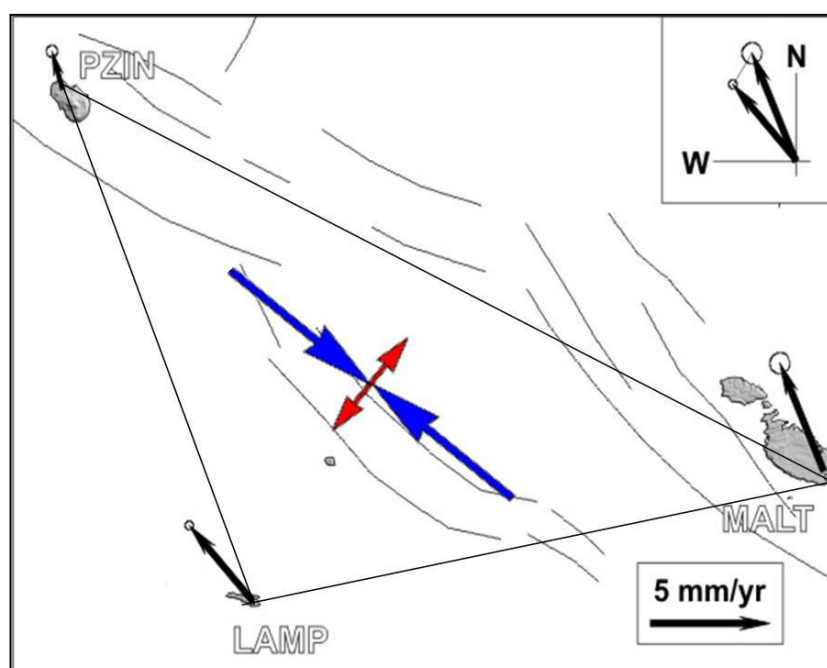




Fig. 3. Analisi del vettore di velocità nel Canale di Sicilia. I vettori blu indicano una contrazione NO-SE (di 2,9 mm/a) di MALT (Malta) e LAMP (Lampedusa) rispetto a PZIN (Pantelleria). Il vettore rosso, invece, designa una velocità 1,4 mm/a relativa al moto di MALT rispetto a LAMP lungo una direzione NE-SO, indicativa del tasso del *rifting* nel Canale di Sicilia. (Da Palano et al., 2012). *Analysis of GPS velocities in the Sicily Channel. Blue arrows indicate a NW-SE contraction with a rate of 2,9 mm/yr of MALT (Malta) and LAMP (Lampedusa) stations relative to PZIN (Pantelleria) station. The red arrow shows a NE-SW extension with a rate of 1,4 mm/yr of MALT station relative to LAMP station, representing the rate of the rifting in the Sicily Channel (from Palano et al., 2012).*

2. Caratteri geomorfologici dell'Isola di Lampedusa

L'isola di Lampedusa nel Mediterraneo centrale forma insieme a Linosa e Lampione l'Arcipelago Pelagiano.

L'isola si localizza alla latitudine 35°30' N a circa 250 km a sud delle coste siciliane e 130 km a E da quelle tunisine e consiste di una piattaforma carbonatica allungata in direzione E-O per una lunghezza di circa 11Km ed una larghezza media di circa 3Km. L'isola ha una estensione di quasi 20Km² e raggiunge l'elevazione massima di 134 m.s.l.m. in località Monte Albero Sole nella sua parte ovest (Fig.1A).

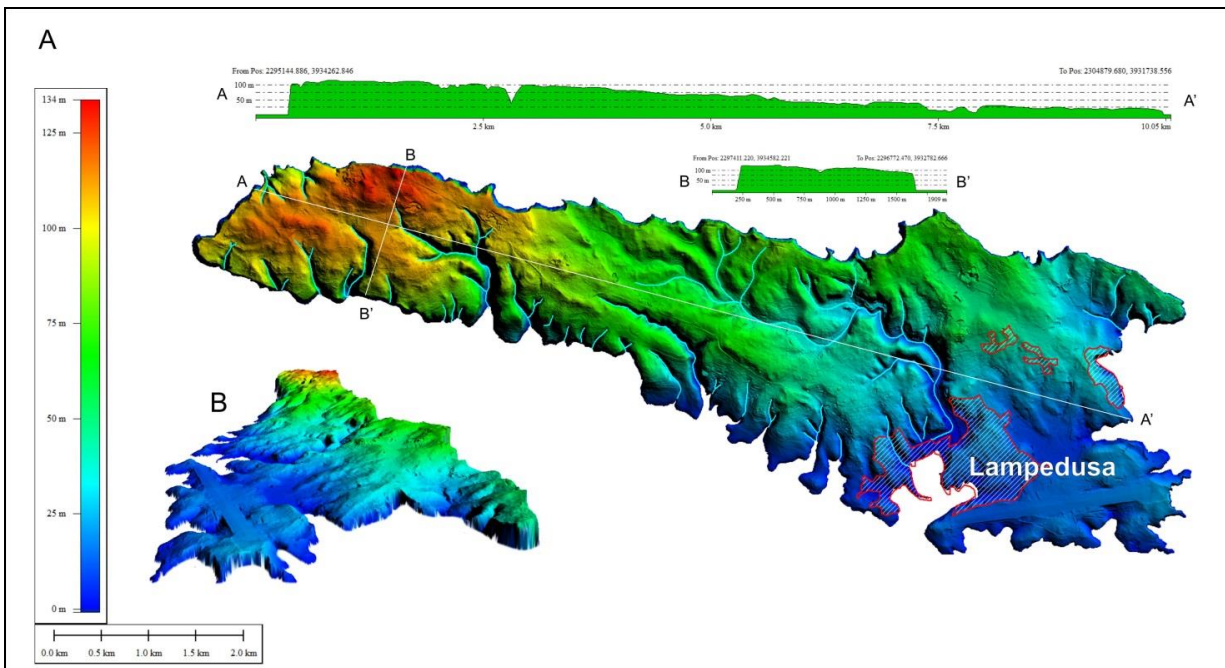


Fig. 4. A) Modello altimetrico digitale (DTM) di Lampedusa mostrante le principali caratteristiche morfologiche dell'isola; B) Visione prospettica da Est del DTM mostrante il tilting verso SE dell'isola. A) *Hillshade mode of digital elevation model (DTM) showing the main morphological features of Lampedusa* ; B) *Perspective view from the east of the DTM showing the tilting towards the SE of the island.*

L'omogeneità litologica dell'isola e l'assetto giaciturale dei terreni affioranti hanno favorito l'instaurarsi di un tipico paesaggio tabulare (plateau) a morfologia sub-pianeggiante spesso interrotta da incisioni torrentizie più o meno profonde. Queste presentano sezioni a V moderatamente incassate e pareti con inclinazione media di 45° specie nella parte Ovest





dell'isola. Nella parte Est le aree di fondovalle mostrano spesso forme piatte (es. Vallone Imbriacole) in risposta ad un rimaneggiamento ad uso agricolo dei depositi alluvionali. In generale, le linee di impluvio (Fig. 4A) esibiscono pattern da dendritico a lineare e gli assi di drenaggio principale hanno direzioni variabili da ONO-ESE a NNO-SSE fino a N-S e deflussi verso SSE.

L'analisi di un modello digitale del terreno ad alta risoluzione (2x2 m) disponibile per l'area ha consentito lo studio quantitativo delle forme del rilievo e l'elaborazione di mappe derivate in ambiente GIS. In generale, la superficie sommitale presenta inclinazione media di circa $7,30^\circ$ verso la direzione N170E così come emerso dalla analisi statistica delle pendenze (Fig. 5A) e dell'esposizione dei versanti (Fig. 5B) rispettivamente. Tale assetto suggerisce di fatto un basculamento differenziale dell'isola secondo assi $\sim$ E-O e $\sim$ N-S probabilmente legato al campo di deformazione regionale (Fig. 4B).

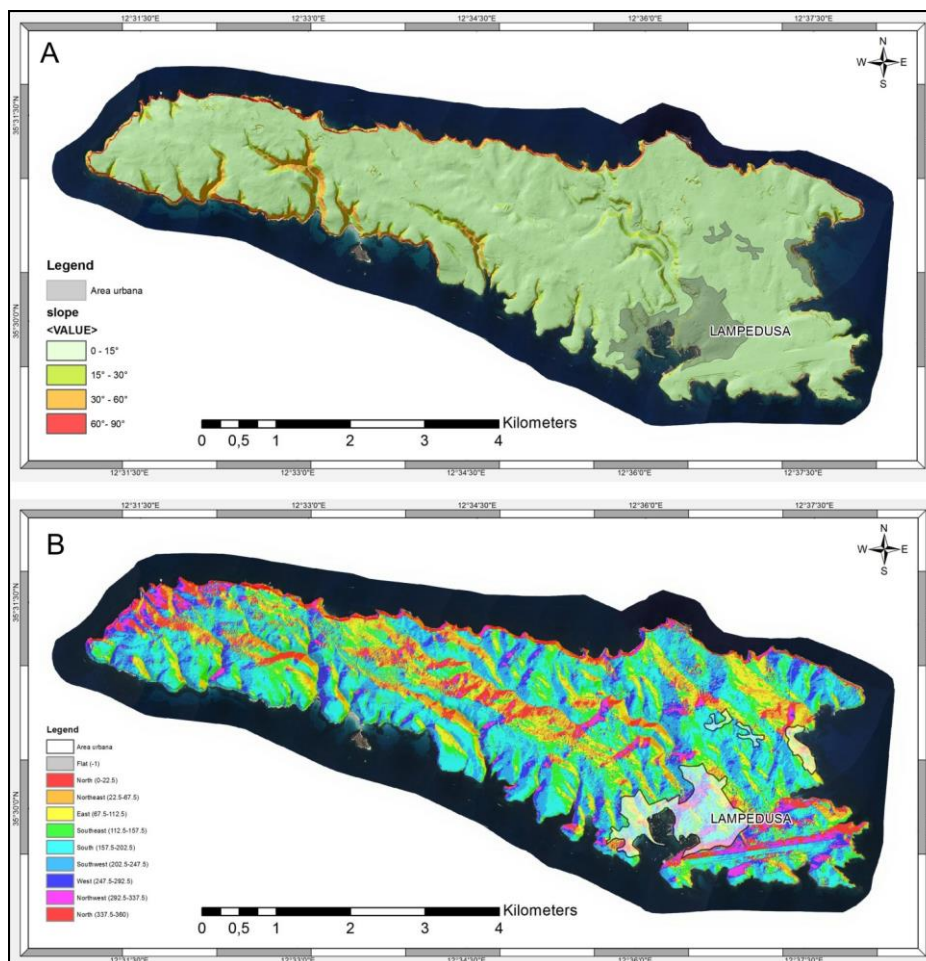


Fig. 5. A) Mappa della distribuzione delle pendenze per l'area di Lampedusa e B) dell'esposizione dei versanti. *Slope (A) and aspect map (B) of Lampedusa*





Questo meccanismo, insieme alla diversa risposta all'erosione dei terreni, ha favorito l'instaurarsi di differenti morfologie costiere caratterizzate da coste alte nella parte Nord e Nord Ovest e basse nella parte sud Est dell'isola. Il settore costiero settentrionale, esposto all'azione di attacco del moto ondoso di maestrale, esibisce falesie rocciose subverticali (Fig. 6A) con elevazioni sul livello del mare via via crescenti da Est (in media alte 40-70 m, zona di Capo Grecale-Punta Alaimo) verso Ovest (da 80 a 130m, zona di Punta Cappellone-Albero Sole), in accordo con l'assetto orografico generale dell'isola.

Coste alte caratterizzano anche la parte Ovest (es. Capo Ponente) e Sud-Ovest di Lampedusa (es. zona tra Isola dei Conigli e Capo Ponente) con falesie subverticali alte fino a 100 metri.

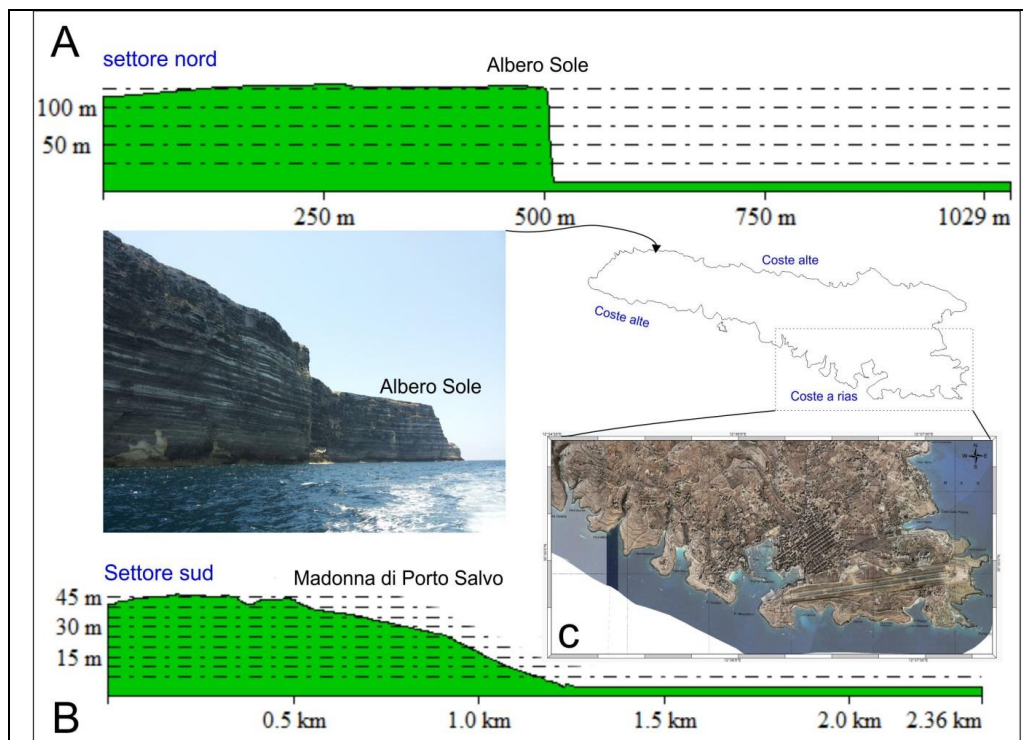


Fig. 6. Assetto morfologico costiero dell'isola di Lampedusa; A) profilo topografico attraverso Monte Albero Sole nel settore a NO dell'isola (vedi ubicazione in mappa) mostrante la morfologia delle falesie in questo settore. B) morfologia costiera nell'area a sud-est dell'isola. *Coastal morphology of Lampedusa Island; A) topographic profile through Monte Albero Sole locality in the NW of the island (see location on map) showing the morphology of the cliffs in this area. B) coastal morphology in the south-east of the island.*

In generale, in tutta l'area costiera si osservano piattaforme di abrasione marina poco sviluppate (8-10 m) e distribuite a quote differenti indicative nel complesso di un sollevamento a lungo termine dell'isola. L'assenza invece di piattaforme di abrasione marina sub-attuali



indicherebbe le falesie descritte come stabilizzate sebbene fenomeni di crollo sono abbastanza diffusi lungo il ciglio delle maggiori scarpate con accumulo di blocchi al piede delle falesie. I processi di denudazione morfologica guidano così l'arretramento delle falesie dando origine a caratteristiche valli sospese per troncatura dei sistemi di drenaggio di cui tipici esempi sono forniti dal Vallone Profondo e Vallone dell'Acqua nella parte occidentale dell'isola. Inoltre, lungo tali falesie si rinvencono numerose cavità carsiche (grotte) a sezione sub-circolare.

Il settore sud orientale dell'isola è caratterizzato da morfologie costiere piuttosto irregolari in cui prevalgono sia coste alte che basse caratterizzate da una sequenza di baie e promontori con spiagge sabbiose e falesie inclinate in media di 45° (Fig. 3B) rispettivamente. Nel complesso tali morfologie descrivono una costa di tipo *rias* (Fig. 3C), originatesi per ingressione marina nelle valli fluviali in risposta all'innalzamento del livello relativo del mare o a subsidenza di questo settore in seguito ai processi di tilting.

3. Litostratigrafia dei depositi di Lampedusa

La successione sedimentaria dell'isola di Lampedusa è caratterizzata da depositi attribuibili al Miocene superiore su cui giacciono, in discordanza, depositi Pleistocenici ed Olocenici. La Formazione di Lampedusa (Fig. 7) racchiude i litotipi più antichi e si articola nei membri di Cala Pisana, Capo Grecale e Vallone della Forbice.

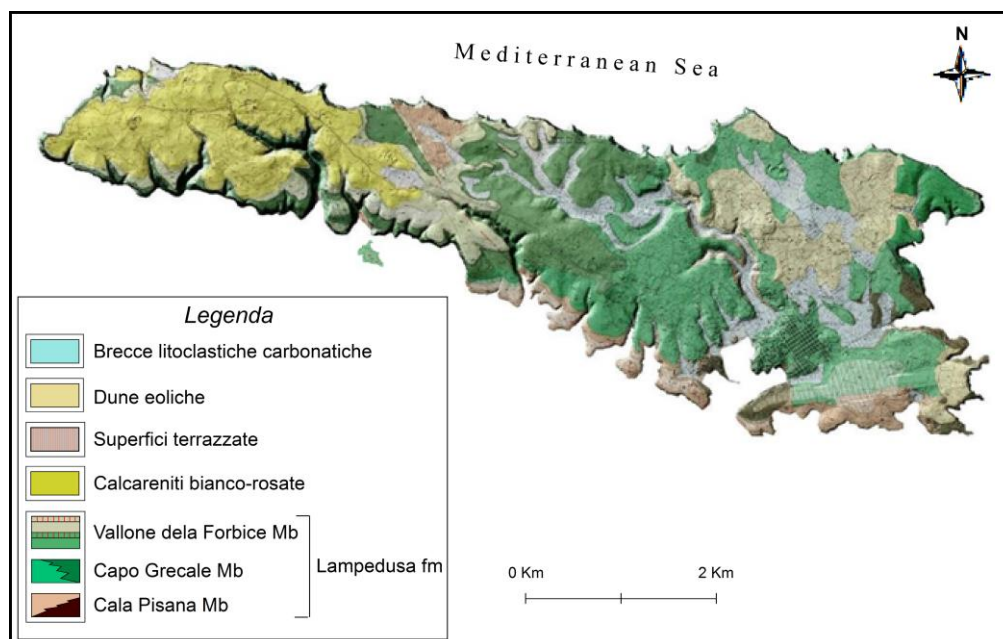


Fig. 7. Carta geologica dell'isola di Lampedusa (Grasso e Pedley, 1988). *Geological Map of the island of Lampedusa (Grasso and Pedley, 1988).*



Membro di Cala Pisana

Il membro tardo miocenico (Grasso e Pedley, 1985 riconoscono per questa unità un'età tortoniana) di Cala Pisana affiora esclusivamente nella parte orientale e meridionale dell'isola di Lampedusa ed è articolato in due unità (almeno parzialmente) eteropiche (Figs. 7, 8):

- gli Strati di Punta Maccaferri: consistono di calcareniti e biolititi a *Porites*, alghe coralline (*Halimeda*), serpulidi, gasteropodi (*Arca* e *Conus*) e spugne (*Entobia*) e sono indicativi di un ambiente di scogliera (Figs. 8A, 8B);
- gli Strati di Punta Guitja: sono formati da calcari oolitici e livelli rodolitici algali con abbondanti bioturbazioni e sono associati ad un ambiente deposizionale di avanscogliera (Fig. 8C).

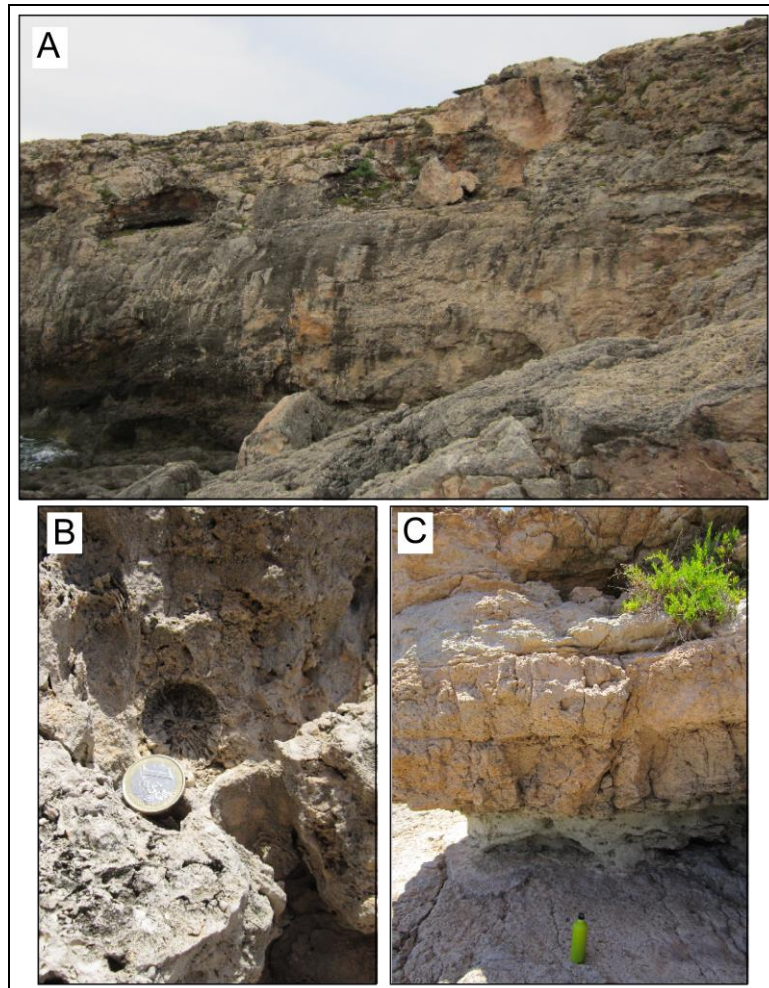


Fig. 8. Il Membro di Cala Pisana. A) Affioramento degli Strati di Punta Maccaferri nell'area di Cala Pisana (costa orientale). B) Dettaglio di un corallo negli Strati di Punta Maccaferri. C) Affioramento degli Strati di Punta Guitja a Cala Francese (costa meridionale). *The Cala Pisana Member. A) The Punta Maccaferri Beds in the Cala Pisana outcrop (eastern coast). B) Detailed photo of a coral in the Punta Maccaferri Beds. C) The Punta Guitja Beds cropping out in the Cala Francese area (southern coast).*

Membro di Capo Grecale

Il Membro di Capo Grecale affiora diffusamente a Lampedusa. Nella parte centrale ed orientale dell'isola giace in discordanza sui litotipi del Membro di Cala Pisana, mentre nella parte occidentale dell'isola, caratterizza le parti più profonde di ben evidenti incisioni fluviali (ad esempio il Vallone dell'Acqua, il Vallone Profondo o il Vallone della Forbice). Il membro caratterizza inoltre gran parte del perimetro costiero dell'isola. Il membro, di età Tortoniano – Messiniano inferiore (Grasso e Pedley, 1985) è composto da due unità litologicamente profondamente differenti:

- gli Strati del Vallone Imbriacoli: consiste di micriti carbonatiche di colore bianco-giallastro con abbondanti pettinidi, ostriche, echinoidi e briozoi. Comune anche la presenza di foraminiferi bentonici, come *Ammonia beccari* ed *Elphidium crispum*. Si ritrova diffusamente nelle falesie della costa occidentale e settentrionale dell'isola (Fig. 9A);
- gli Strati di Cala Calandra: i primi 50 cm di sono rappresentati da un deposito marnoso, sormontato da biocalcareni sottilmente stratificate di colore marrone pallido. Questa unità affiora solamente nella parte orientale dell'isola di Lampedusa, a ridosso della faglia di Cala Creta. Per questo motivo Grasso e Pedley (1985) attribuiscono a questa litofacies uno sviluppo sintettonico, confermato dalla presenza di evidenze di fenomeni di *slump* (Fig.9B).

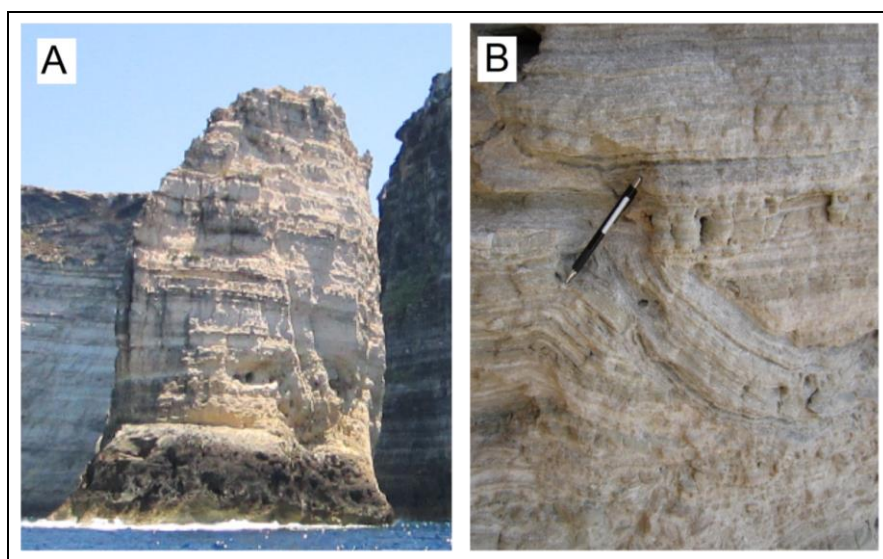


Fig. 9. Il Membro di Capo Grecale. A) Affioramento degli Strati del Vallone Imbriacoli lungo la costa settentrionale. B) Dettaglio dei depositi deformati degli Strati di Cala Calandra. *The Capo Grecale Member. A) The Vallone Imbriacoli Beds along the northern coast. B) Detailed photo of the stressed deposits of the Cala Calandra Beds.*



Membro del Vallone della Forbice

Il Membro del Vallone della Forbice (Fig. 10) affiora nella parte occidentale e settentrionale dell'isola di Lampedusa ed è costituito da uno spessore di circa 60 metri di biocalcareni dal giallastro al grigio pallido parzialmente dolomitizzate. Nella parte intermedia dell'unità è presente un livello di calcari a lumachelle. La parte sommitale del membro presenta spessori di alcuni metri di laminiti dolomitiche e stromatoliti sottilmente stratificati. L'unità è caratterizzata dalla presenza comune di foraminiferi bentonici, alghe coralline (*Halimeda*), molluschi, echinoidi, coralli e briozoi. I differenti litotipi riconosciuti permettono di evidenziare una progressiva diminuzione della profondità con sedimentazione su piattaforma di mare basso (Grasso e Pedley, 1985).

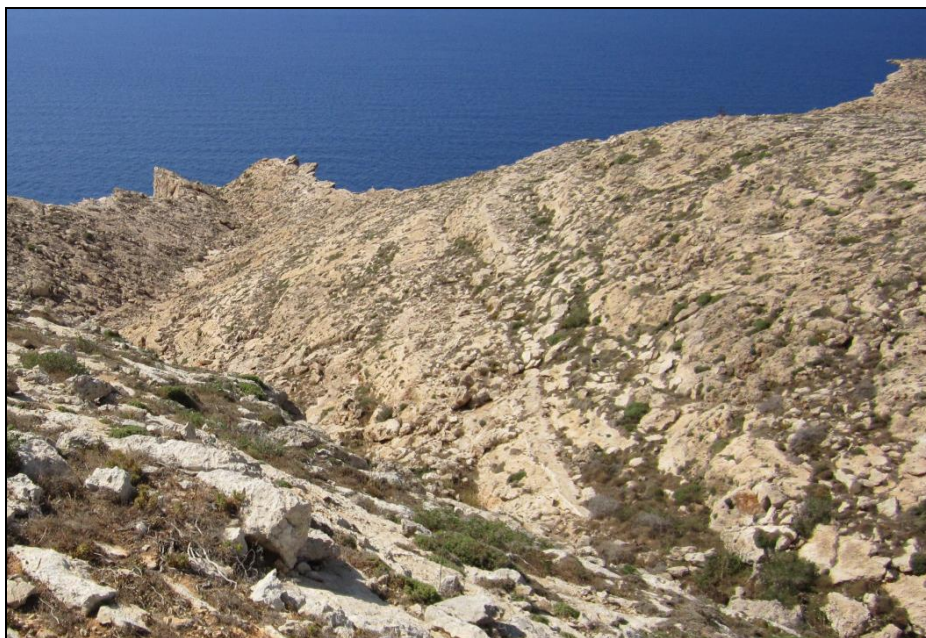


Fig. 10. Il Membro del Vallone della Forbice nell'area di Punta Parise (costa occidentale). *The Vallone della Forbice Member in the Punta Parise area (western coast).*

Depositi pleistocenici ed olocenici

Un'ampia lacuna stratigrafica separa questi depositi da quelli della Formazione di Lampedusa. Questi consistono principalmente di:

- Calcareni bianco rosate attribuite al Pleistocene inferiore, massive con stratificazione incrociata, prevalentemente distribuite nella parte occidentale dell'isola;
- Superfici terrazzate tirreniane con abbondanti fossili di *Strombus bubonius*, poste ad una quota sul livello del mare di 8.60 metri (Buccheri et al., 1999). Tale elevazione è





coerente con le quote riconosciute per i terrazzi tirreniani in area Mediterranea (+7 metri $\pm$ 1 metro sopra l'attuale livello del mare), e consente di riconoscere una sostanziale stabilità dell'isola di Lampedusa negli ultimi 125.000 anni (tasso di sollevamento pari a 0.03 m/ka);

- Sabbie eoliche carbonatiche con una minima percentuale di quarzo trasportato dai venti provenienti dall'Africa (Giraudi, 2004);
- Breccie litoclastiche carbonatiche con matrice in terra rossa particolarmente diffuse nella parte centrale ed orientale dell'isola.

Nell'ambito del progetto SIMIT è stata effettuata una campagna di rilevamento geologico e stratigrafico nell'isola di Lampedusa, e particolare attenzione è stata rivolta alle aree in cui i caratteri litologici e strutturali riconosciuti fossero associabili a maggiore vulnerabilità e rischio. A tale scopo sono state scelte alcune aree di analisi localizzate nella porzione orientale dell'isola, dove sorgono gli abitati di Lampedusa e di Cala Creta (Fig. 11).



Fig. 11. Ubicazione delle sezioni studiate. 1= Sezione di Cala Pisana, 2= Sezione di Cala Uccello, 3= Sezione di Cala Faglia.
Location of the studied sections. 1= Cala Pisana Section, 2= Cala Uccello Section, 3= Cala Faglia Section.



Sezione di Cala Pisana

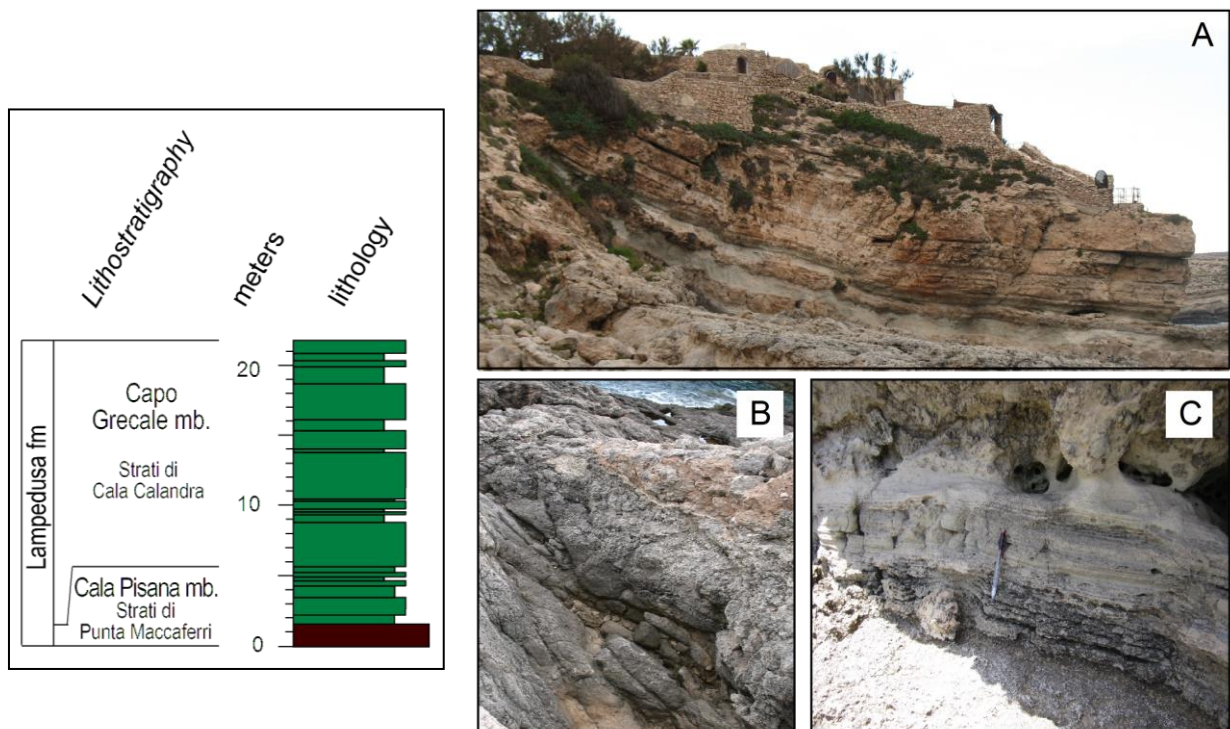


Fig. 12. Log litologico dell'affioramento di Cala Pisana. A) Foto panoramica dell'affioramento. B) Strati Punta Maccaferri C) Dettaglio del contatto tra il Membro di Cala Pisana ed il Membro di Capo Grecale. *Lithologic log of the Cala Pisana outcrop.* A) *Panoramic view of the outcrop.* B) *Punta Maccaferri Beds* C) *Detailed view of the sharp contact between the Punta Maccaferri – Cala Calandra contact.*

Nella sezione di Cala Pisana (Fig. 12A) è ben evidente il contatto tra gli strati di Punta Maccaferri (Membro di Cala Pisana, Fig. 12B) e gli Strati di Cala Calandra (Membro di Capo Grecale). I depositi immediatamente al di sopra del contatto si presentano come delle marne biancastre (Fig. 12C), seguite da uno spessore di circa 20 metri di biocalcareni sottilmente stratificate di colore marrone pallido alternate a livelli più marnosi. Lo spessore dei livelli degli Strati di Cala Calandra si assottiglia muovendo verso Nord, in direzione di Cala Creta.

Coordinate: 35°30'32.6'' N ; 12°37'33.2'' E

Posizione geografica: costa orientale

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione di Lampedusa:
 - Membro di Cala Pisana:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano);
 - Strati di Punta Maccaferri: 1.60 m in affioramento;
 - Strati di Punta Guitja: assente in affioramento.



- Membro di Capo Grecale:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano – Messiniano inferiore?);
 - Strati del Vallone Imbriacoli: assente in affioramento;
 - Strati di Cala Calandra: 20.2 m in affioramento.
- Membro del Vallone della Forbice: assente in affioramento.

Sezione di Cala Uccello

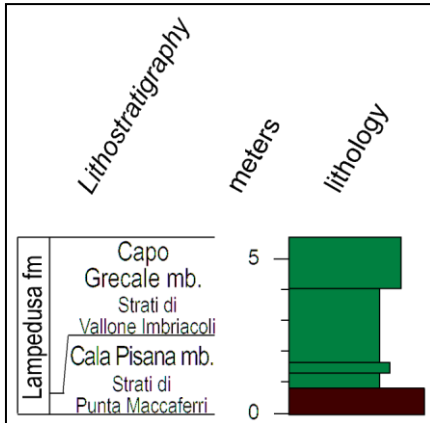


Fig. 13. . Log litologico dell'affioramento di Cala Uccello e foto panoramica. Lithologic log of the outcrop and panoramic view.

Nella sezione di Cala Uccello (Fig. 13), gli Strati di Punta Maccaferri (Membro di Cala Pisana) affiorano per uno spessore di circa 80 cm. Il Membro di Capo Grecale è in quest'area rappresentato da uno spessore di 5 metri ascrivibile agli Strati di Vallone Imbriacoli, biocalcareni di colore marrone pallido fortemente bioturbate. Frequenti sono le tracce fossili di tipo *Thalassinoides*.

Coordinate: 35°30'11.1'' N ; 12°37'41.3'' E

Posizione geografica: costa orientale

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione di Lampedusa:
 - Membro di Cala Pisana:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano);
 - Strati di Punta Maccaferri: 0.80 m in affioramento;
 - Strati di Punta Guitja: assente in affioramento.
 - Membro di Capo Grecale:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano – Messiniano inferiore?);
 - Strati del Vallone Imbriacoli: 5 m in affioramento;
 - Strati di Cala Calandra: assente in affioramento.
 - Membro del Vallone della Forbice: assente in affioramento.



Sezione di Cala Faglia

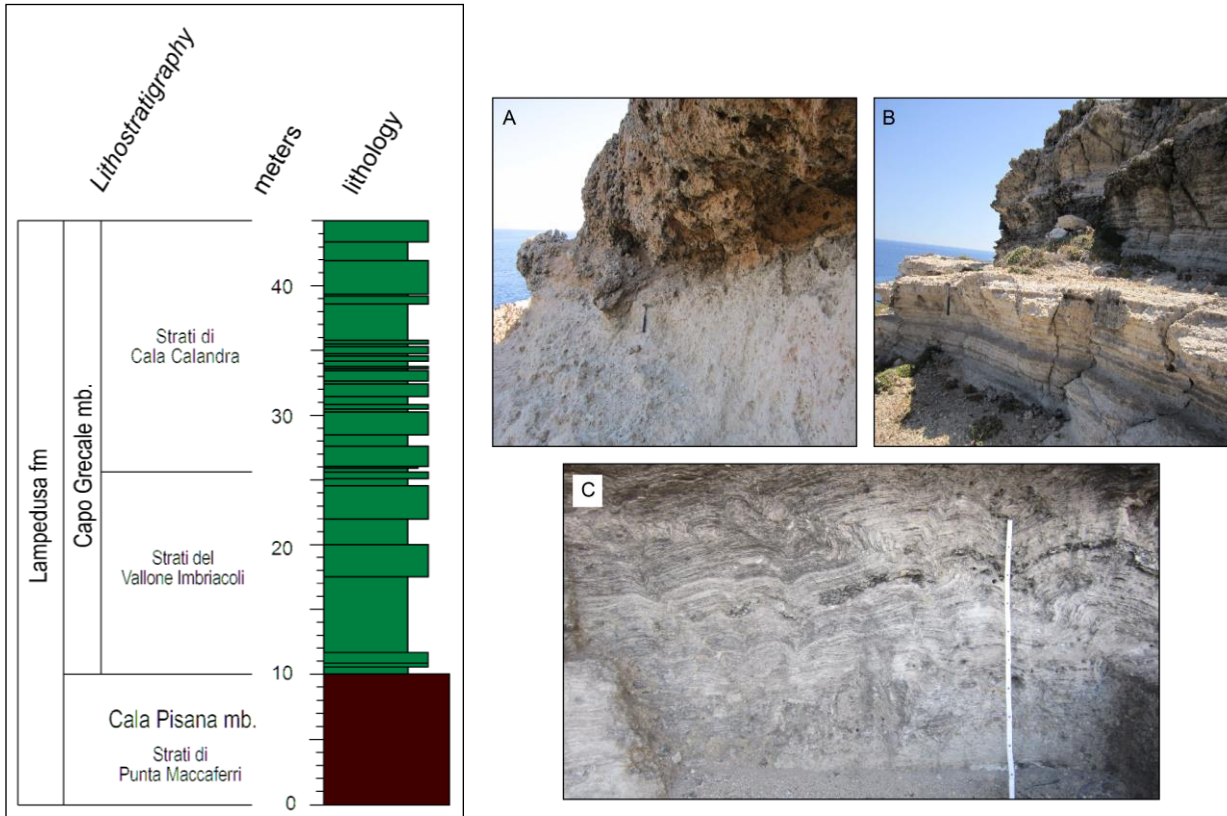


Fig. 14. Log litologico dell'affioramento di Cala Faglia. A) Contatto tra gli Strati del Vallone Imbriacoli ed i sottostanti Strati di Punta Maccaferri. B) Contatto tra gli Strati di Cala Calandra e gli Strati del Vallone Imbriacoli C) Dettaglio dell'affioramento di laminiti calcaree ascrivibili agli Strati di Cala Calandra. *Lithologic log of the Cala Faglia outcrop. A) The Vallone Imbriacoli Beds – Punta Maccaferri Beds contact. B) The Cala Calandra Beds – Vallone Imbriacoli Beds contact. C) Detailed view of the laminites of the Cala Calandra Beds*

Nella sezione di Cala Faglia (Fig. 14), il Membro di Cala Pisana è rappresentato da uno spessore in affioramento di circa 10 metri degli Strati di Punta Maccaferri. Il passaggio al soprastante Membro di Capo Grecale è definito dal contatto, ben riconoscibile sul terreno, con gli Strati del Vallone Imbriacoli (Fig. 14A). Questa unità si presenta come un'alternanza di depositi marnosi di colore dal marrone pallido al grigio-verdastro e di livelli carbonatici ricchi in coralli, balanidi e molluschi. Il passaggio con gli Strati di Cala Calandra (Fig. 14B) è caratterizzato da uno spessore di circa 17 metri di biocalcareni fittamente stratificate di colore marrone pallido. Nella parte sommitale, tra 42 e 43.5 metri, è presente uno spessore di laminiti carbonatiche fortemente deformate (Fig. 14C).

Coordinate: 35°31'18.5'' N ; 12°36'56.9'' E

Posizione geografica: costa orientale



Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione di Lampedusa:
 - Membro di Cala Pisana:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano);
 - Strati di Punta Maccaferri: 10 m in affioramento;
 - Strati di Punta Guitja: assente in affioramento.
 - Membro di Capo Grecale:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano – Messinian inferiore?);
 - Strati del Vallone Imbriacoli: 15.6 m in affioramento;
 - Strati di Cala Calandra: 19.4 m in affioramento.
 - Membro del Vallone della Forbice: assente in affioramento.

4. Analisi strutturale

Una serie di misure strutturali sono state eseguite a Lampedusa con lo scopo di definire lo stile tettonico ed il campo di stress geologico cui l'isola è stata sottoposta. In accordo con precedenti autori (Grasso and Pedley 1985) i principali lineamenti tettonici che interessano l'isola sono distribuiti nella parte Est. L'analisi strutturale è consistita nella misura di piani di faglia e di indicatori cinematici quali strie, clivaggi di pressione e fratture di Riedel. I dati opportunamente plottati ed invertiti hanno consentito di analizzare in maniera statistica i trend strutturali e di ricavare un campo di stress (paleo) preliminare per questa parte dell'isola.

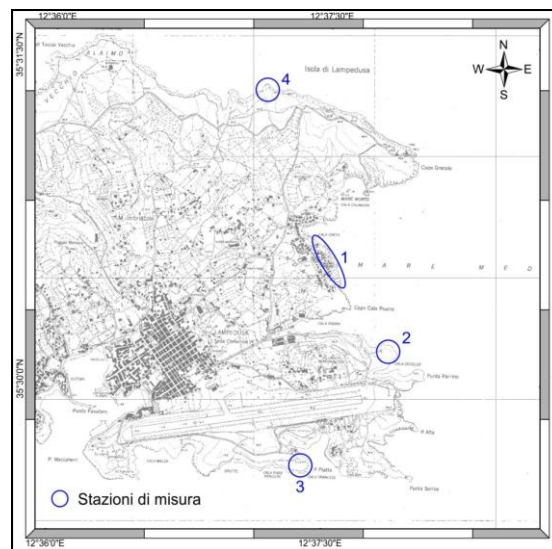


Fig. 15. Ubicazione delle stazioni di misura strutturale. *Location of station for structural measurements.*

In questa ottica, i dati sono stati collezionati su stazioni di misura (Fig. 15) opportunamente scelte in modo da coprire in maniera omogenea l'area investigata.



L'area tra Cala Creta e Cala Pisana (stazione 1 in Fig. 15) in cui affiorano micriti carbonatiche compatte riferibili alla parte alta del Membro di Capo Grecale (Form. Lampedusa, Tortoniano inf. – Messiniano?, Grasso e Pedley, 1995) è deformata da una serie di segmenti di faglia e da set di fratture variamente orientate che si sviluppano all'interno di fasce di deformazione ben riconoscibili lungo la falesia. Le faglie analizzate sono generalmente orientate NO-SE (diagramma a rosa di Fig. 16A) ed immergono a sud-ovest con inclinazioni variabili da 45° fino a sub-verticali (Fig. 16B).

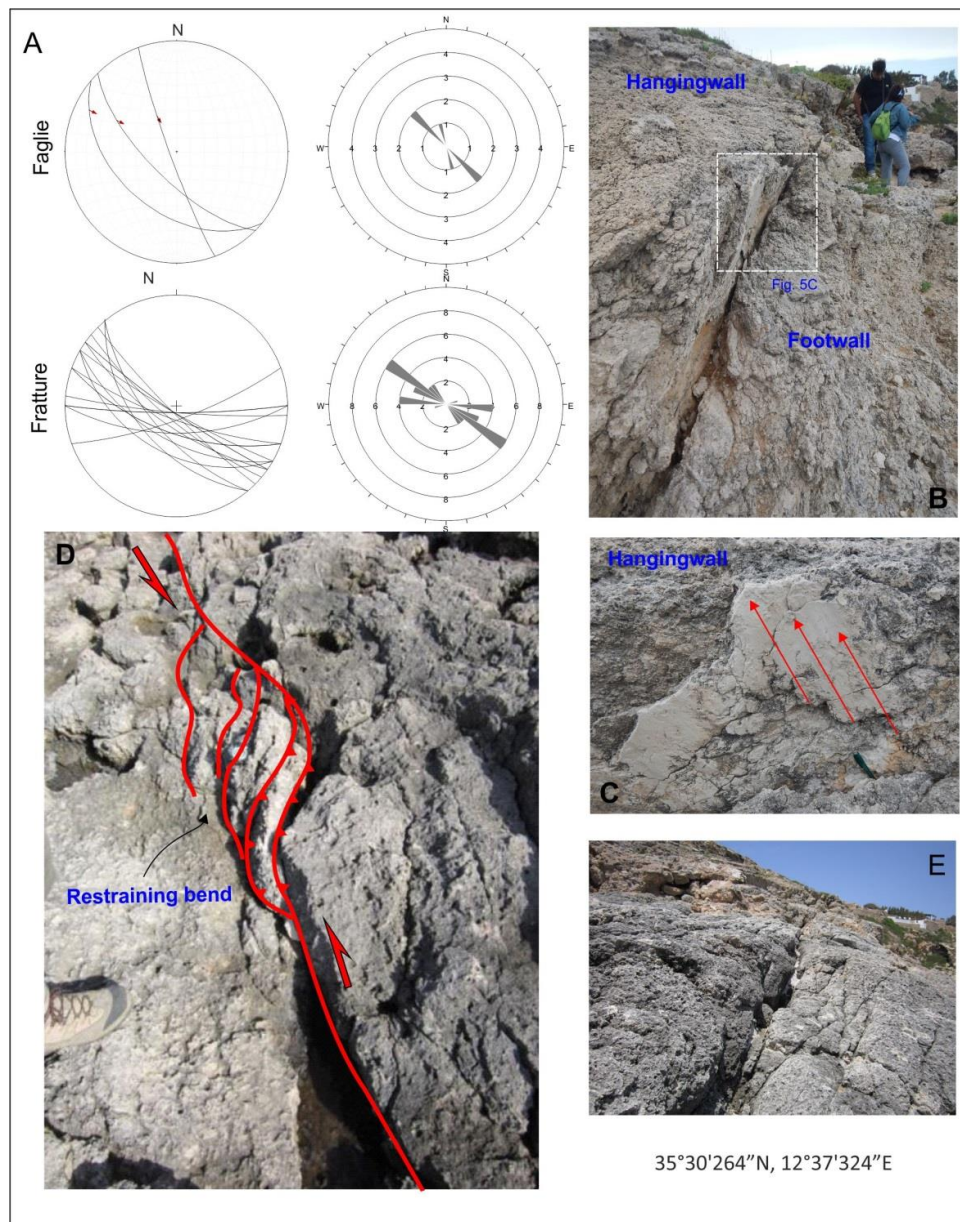


Fig. 16. A) Diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) e diagrammi a rosa mostranti l'attitudine dei piani di faglia e delle fratture e la loro distribuzione azimutale rispettivamente. Le frecce rosse sulle ciclografiche indicano il movimento sul blocco rialzato; B) Piano faglia orientato NO-SE misurato lungo la falesia con indicatori cinematici (vettori in rosso, C) da cui è stato



ricavato il movimento. D) Piano di faglia a movimento sinistro che produce un restraining bend nella sua zona di bending. E) distribuzione e tipi di fratture misurate. A) *Schmidt diagrams (lower hemisphere) and rose diagrams showing the attitude of fault planes and fractures and their azimuthal distribution respectively. The red arrows indicate the movement on the hanging-wall block; B) NW-SE oriented fault plane with kinematic indicators (vectors in red, C) measured along the cliff from which fault movement was derived. D) Trace of bended left-lateral fault that produces a restraining bend. E) Types and distribution of measured fractures.*

I piani esibiscono spesso superfici striate con *pitch* tra i 30 e i 60° (Fig. 16C) che, in accordo con l'immersione del piano di faglia, indicano un movimento obliquo sinistro transpressivo per queste strutture. Alcune delle strutture analizzate mostrano inoltre piani ondulati che, in accordo col loro senso di movimento, danno origine a settori di *restraining/releasing bend* caratterizzati da blocchi di forma sigmoidale bordati da mesofaglie inverse o estensionali rispettivamente (Fig. 16D). Le zone fagliate sono accompagnate da sistemi pervasivi di fratture spesso estensionali e variamente inclinate sia beanti che chiuse generalmente confinate all'interno di ampie fasce di deformazione. I rapporti angolari con i piani di faglia suggeriscono come molte delle discontinuità analizzate corrispondano a fratture di Riedel sia antitetiche che sintetiche.

L'analisi statistica ha mostrato che le fratture in questa area sono principalmente distribuite (~22%) lungo la direzione NO-SE (N115E) ed in minor modo lungo quella E-O (diagramma a rosa di Fig. 16A). In genere, l'intersezione tra i vari set di fratture dà luogo a geometrie complesse con pattern anastomizzati che isolano blocchi di forma prismatica (Fig. 16E) e/o a losanga.

Nell'area di Cala uccello (stazione 2 in Fig. 15) affiorano principalmente depositi

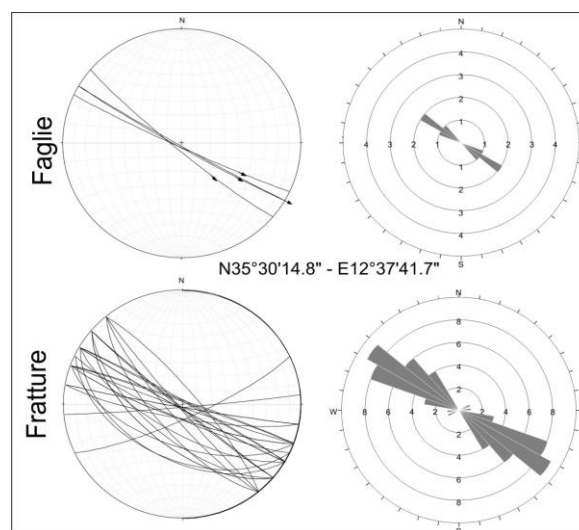


Fig. 17. Attitudine delle fratture e cinematica dei piani di faglia riconosciuti nell'area di Cala Uccello. *Fractures attitude and kinematics of fault planes measured at Cala Uccello.*



carbonatici di scogliera riferibili al membro Cala Pisana della Formazione Lampedusa. Su tali litotipi sono stati misurati principalmente set di fratture e rare faglie con piani privi di indicatori cinematici. La cinematica per alcune di esse è stata desunta dalla distribuzione delle fratture di *Riedel* associate.

Le Faglie analizzate mostrano piani sub-verticali e si distribuiscono lungo la direzione N120-130E e sono generalmente da movimento obliquo sinistro (Fig. 17). Le fratture, come per la stazione precedente, si distribuiscono maggiormente (34,4%) lungo la direzione N118E ed esibiscono inclinazione media di $\sim 80^\circ$ verso SO.

Nell'area di Cala Francese, a sud del centro urbano di Lampedusa (stazione 3 in Fig. 15), è stata misurata l'attitudine dei piani di faglia e di frattura all'interno di depositi calcarei di mare basso esposti su una spianata di abrasione marina.

L'area è deformata principalmente da sistemi di joint e fratture di tensione sub-verticali e direzione azimutale media (30,4%) lungo la direzione N90E (Fig. 18A). In generale, tali sistemi di fratture si sviluppano lungo zone di deformazione per taglio.

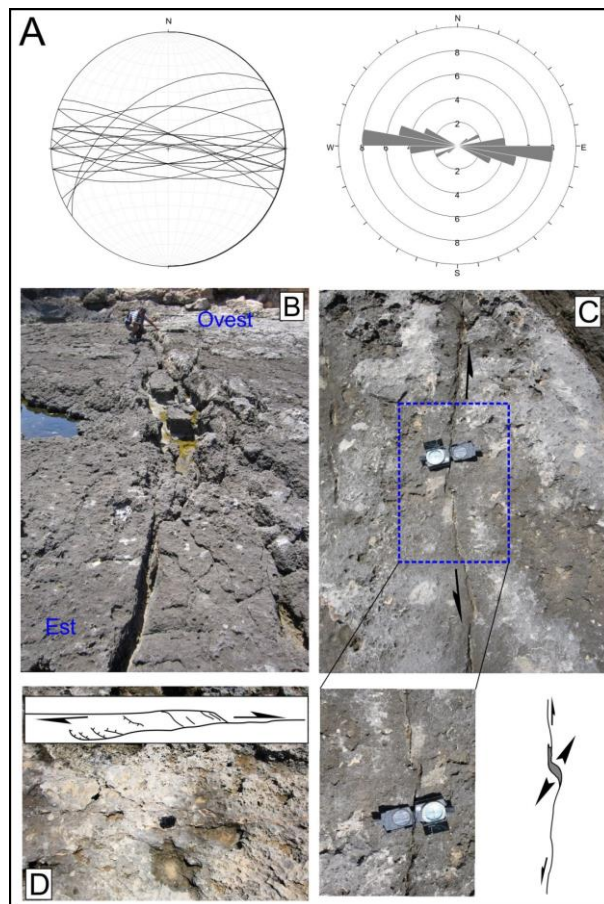




Fig. 18. A) Attitudine e direzione principale delle fratture nell'area di Cala Francese; B) Shear zone sinistra a direzione ~E-O a carattere estensionale come testimoniato dal bacino di pull-apart nella zona di bending. C) releasing bend a piccola scala lungo la traccia di faglia da cui è stato ricavato il senso di movimento (vedi zoom in basso); D) pull-apart generato dalla sovrapposizione destra di mesofaglie destre ad alto angolo rispetto alla shear zone principale. A) *Attitude and azimuthal distribution of the fractures in the area of Cala Francese*; B) *E-W trending left-lateral Shear zones as evidenced by the extensional pull-apart basin in the area of bending*. C) *Sense of movement derived from a small scale releasing bend alongside the fault trace (zoom see below)*; D) *Pull-apart basin at the overstepping region between right-lateral fault segments*.

L'area è infatti attraversata da una shear zone principale orientata N80E (Fig. 18B) caratterizzata da piani verticali a carattere estensionali il cui movimento obliquo sinistro è stato ricavato dall'analisi geometrica di alcuni pull-apart che si generano per curvatura dei piani di faglia precedentemente descritti (Fig. 18C). La shear zone include anche fratture di Riedel antitetiche a movimento destro (transtensivo) che formano angoli di 60° rispetto al taglio principale. Per molti di questi la cinematica è stata ricavata attraverso l'analisi di mesostrutture lungo le tracce di faglia consistenti principalmente in bacini di pull-apart generati dalla sovrapposizione destra di mesofaglie destre (releasing bend) alla mesoscala (Fig. 18D).

Nell'area tra Capo Grecale e Punta Alaimo a NE dell'isola e lungo la prosecuzione NO della zona di faglia di Cala Creta (stazione 1) sono state esaminate le deformazioni su un affioramento costituito da laminati calcaree riferibili al membro di Capo Grecale. Le deformazioni osservate e misurate consistono di pieghe e faglie inverse alla mesoscala generalmente orientate NO-SE (Fig. 19A). All'interno del litotipo deformato si riconoscono pieghe a scatola (Fig. 19B) e strutture a pop-up, quest'ultime generate da mesofaglie inverse E-vergenti ed associati back-thrust (Fig. 19C). A più ampia scala, l'area è deformata da una blanda struttura anticlinale i cui fianchi sono orientati N130E con immersione a SO di 20° (fianco Ovest) e N140E con immersione a NE di circa 18° rispettivamente. I dati plottati (Fig. 19D) su stereoplot, individuano una piega cilindrica con asse orientato NO-SE ed inclinato di 2° verso la direzione N135E.

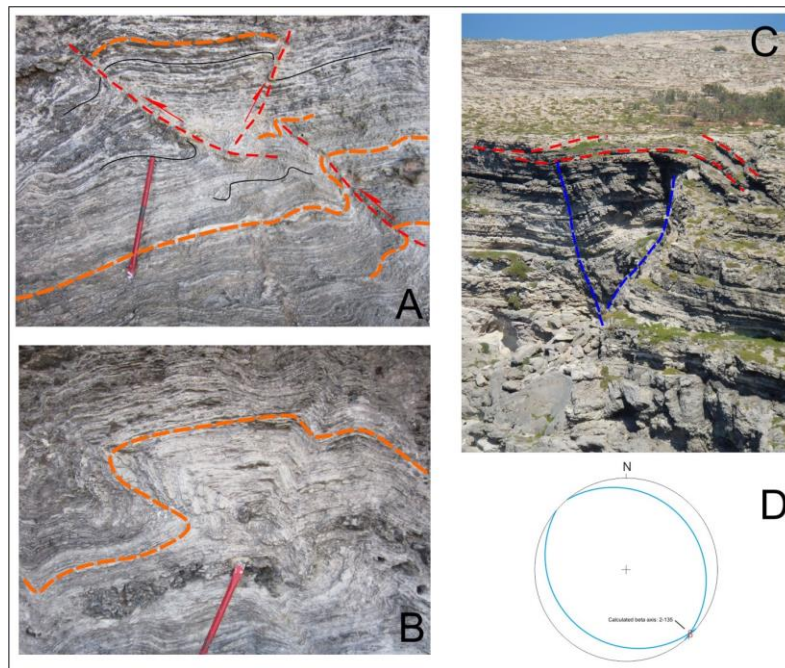


Fig. 19. A) Struttura a pop-up all'interno di laminitis carbonatiche prodotta dalla propagazione di meso-faglie inverse. Lo stesso meccanismo di raccorciamento da luogo a pieghe a scatola (B). C) visione da NO di una blanda anticlinale che deforma la parte alt del membro di Capo Grecale. La piega è di tipo cilindrica con asse beta sub-orizzontale (D). Le linee in blu individuano un probabile struttura a flower positiva responsabile del piegamento. A) *Pop-up Structure inside carbonate laminitis produced by the propagation of reverse faults. The same mechanism of shortening gives rise to box-folds (B). C) View from the NW of a gentle anticline that deforms the Cape Grecale succession. The fold is of cylindrical type with sub-horizontal beta axis (D). The lines in blue identify a likely positive flower structure responsible for the folding.*

I dati strutturali analizzati hanno consentito di determinare in via preliminare il campo di stress che le ha generate. L'inversione dei dati è stata operata tenendo conto solo di strutture con indicatori cinematici chiari quali strie e gradini di calcite mentre quelle poco chiare sono state utilizzate ai fini statistici. In questa ottica, il campo di stress è stato calcolato sulla base dei dati misurati nell'area tra Cala Creta e Cala Pisano (stazione 1). L'inversione ha mostrato che la parte Est dell'isola è caratterizzata da un campo di stress dominato da un σ_1 sub-orizzontale ($\sim 11^\circ$) orientato N263E (Fig. 20A) che, in accordo con la direzione ed immersione media dei piani misurati, indica un regime traspressivo sinistro. Ciò è in accordo con la struttura a flower riconosciuta a NE dell'isola (Fig. 19C) e con le deformazioni ad ampia scala osservabili a tra Cala Creta e Capo Grecale dove i terreni al letto della faglia di Cala Creta (Fig. 20B) appaiono deformati da una blanda sinclinale con lunghezza d'onda di circa un chilometro (Fig. 20C).

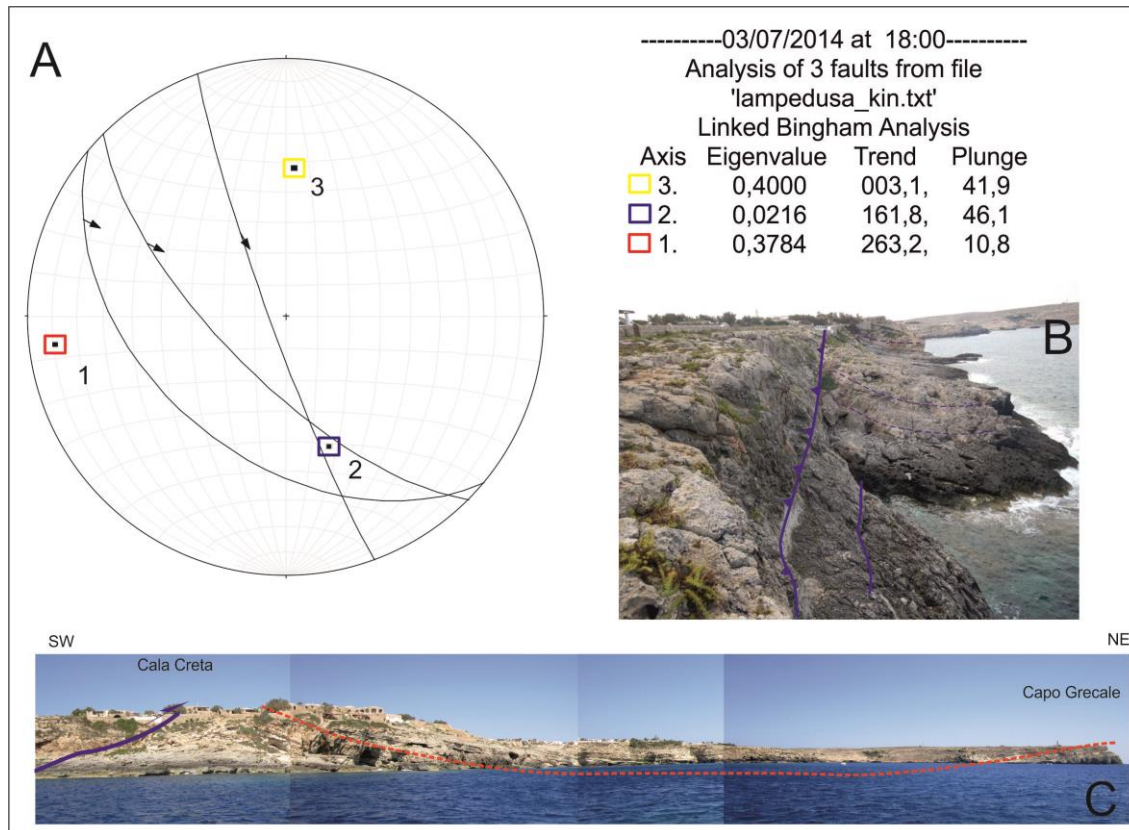


Fig. 20. A) Campo di stress derivato dai dati strutturali caratterizzato da un sigma 1 sub-orizzontale che in accordo con la direzione ed immersione dei piani da luogo a strutture transpressive sinistre come la faglia di Cala Creta (B). La propagazione di quest' ultima da origine ad una blanda sinclinale di letto (C) tra Cala Creta e Capo Grecale. A) diagram showing the Stress Field derived from the inversion of structural data. It is characterized by a sub-horizontal sigma 1 that compared to the trend and dip of the measured planes gives rise to left-lateral transpressive structures such as the Cala Creta fault (B). Between Cala Creta and Capo Grecale, the propagation of the transpressive faults gives rise to a gentle footwall syncline (C).

Per ciò che concerne l'età delle deformazioni la maggior parte delle strutture analizzate si sviluppano all'interno di successioni carbonatiche mioceniche ed appaiono sigillati da depositi marini quaternari.



Bibliografia

References

Argnani, A., 1990. The Strait of Sicily rift zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin. *Journal of Geodynamics* 12, 311-331.

Buccheri, G., Renda, P., Morreale, C., Sorrentino, G., 1999. Il Tirreniano dell'Isola di Lampedusa (Arcipelago Pelagiano, Agrigento, Italia): Le successioni di Cala Maluk e Cala Uccello. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 118, 361-373.

Colantoni P., 1975. Note di geologia marina sul Canale di Sicilia. *Giorn. Geol.* 40 (1), 187-207.

Corti, G., Cuffaro, M., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., 2006. Coexisting geodynamic processes in the Sicily Channel. *Geological Society of America, Special Paper* 409, p. 83-96.

Giraudi, C., 2004. The upper Pleistocene to Holocene sediments on the Mediterranean island of Lampedusa (Italy). *Journal of Quaternary Science* 19 (6), 537-545.

Grasso, M and Pedley, H.M., 1985. The Pelagian Islands: a new geological interpretation from the sedimentological and tectonic studies and its bearing on the evolution of the central Mediterranean Sea (Pelagian Block). *Geologica Romana* 24, 13-34.

Klett, T.R., 2001. Total Petroleum Systems of the Pelagian Province, Tunisia, Libya, Italy, and Malta—The Bou Dabbous— Tertiary and Jurassic-Cretaceous Composite. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2202-D.

Palano M., Ferranti L., Monaco C., Mattia M., Aloisi M., Bruno V., Cannavò F., Siligato G., 2012. GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 117, b07401.

Winnock E., 1981. Structure du bloc Pelagien. In: F.C. Wezel (Eds.), *Sedimentary Basins of the Mediterranean Margins*. Tecnoprint, Bologna: 445-467.





A) Stratigraphic and structural feature of the Lampedusa Island

Baldassini, N., Di Stefano, A., Monaco, C.

1. Geodynamic and tectono-structural framework

The study area is located in the Sicily Channel and represents a submerged segment of the Cenozoic suture between Africa and Europe connecting the African Maghrebide units with the Sicilian belt; it belongs to the central portion of the northern margin of the African continental plate, called Pelagian Block (Fig. 1), which corresponds to the foreland area of the Sicilian Apennine-Maghrebide Chain.

The Pelagian Province coincides with the off-shore shelf area of east-central Tunisia and northern Libya; it is bounded by the Malta Escarpment (a fault zone that marks the boundary between the Pelagian Shelf and Ionian Sea) to the east and by Sicily to the north. The western and southern boundaries are onshore; the western boundary is along the North-South Axis (Fig. 1) separating, through extensional structural features, the Pelagian Province in eastern Tunisia from the Mesozoic fault basin farther west; the southern boundary develops along an escarpment interpreted as the result of the uplift of the Talemzane-Gefara and Nefusa Arches (Klett, 2001). Several major geologic structures occur within the Pelagian Province (Fig. 1). Among them the more pronounced structural highs are the Lampedusa Plateau, Medina Bank, Melita Bank and Isis Horst. These structures are oriented from northwest to southeast.

From north to south the Pelagian Province can be divided into 5 different morpho-structural units (Fig. 1):

- Gabes-Tripoli-Misurata Basin;
- Lampedusa and Melita-Medina Plateaus;
- Malta-Linosa-Pantelleria *Rift zone*;
- Avventura and Ragusa-Malta Plateaus;
- Southern portion of Caltanissetta Basin;

The average depth is less than 500 m, although three NW-SE trending depressions located in the central part of the shelf exceed a water depth of 1000 m; they are the Malta, Linosa and Pantelleria Basins, fill up by Plio-Pleistocene turbiditic sediments, with a maximum thickness of 2000 m in the Linosa Basin (Colantoni, 1975; Winnock, 1981). These depressions represent the morphological expression of a continental *rifting* that affected in Neogene a portion of lithosphere of the African plate. The geophysical evidences of the rifting system are several.

The Pelagian Block is characterized by a moderate seismicity little detailed in the area around the basins. The major events are located along its southern sector near the coast of Tunisia and Libya and are characterized by focal mechanisms of strike-slip.

The thickness of the crust in the Sicily Channel is circa 30 km, except in correspondence of the basin areas where it decreases to about 15 km. The regional Bouguer gravity anomaly shows high positive values in the rifting zone with more than 90 mgal near Pantelleria island. In the rest of the shelf the gravity values are near zero. The occurrence of the tectonic depressions is revealed by the heat flux measurements with values up to 100 mW/m² recorded in the Pantelleria graben area.

The Pantelleria basin (called also Pantelleria Through) is separated from the Malta and Linosa throughs by a roughly N-S trending belt, called Separation Belt (Argnani, 1990) (Fig. 2), interpreted as a transfer zone with transtensive and transpressive structural features crossing the Sicily Channel from the Avventura Bank to the Lampedusa island.

The geologic setting of this area is rather complex. As regard to the bathymetry it shows a succession of depressions and topographic heights. Seismic profiles crossing it highlight the occurrence of volcanic centers, uplifted pre-Pliocene units and depocenters of Plio-Quaternary deposits. Northward the Separation Belt seems to be responsible of the separation between the Miocene foredeep and the Plio-Pleistocene Apennine-Maghrebide foredeep. A seismo-stratigraphic analysis of the tectonic depressions allows to assume that their formation took place during Pliocene when the most important event of the geological evolution of the Mediterranean area was the opening of the Tyrrhenian Sea. Thus it was hypothesized a common origin for both the events (Argnani, 1990). The rifting of the Sicily Channel was in fact interpreted as a consequence of the extension in the Tyrrhenian area. The *roll-back* of the subducted slab and the delamination of the lithospheric mantle, considered the cause of the formation of the Tyrrhenian back-arc basin and of the contraction of the Apennine-Maghrebide Chain, produced extension in the Sicily Channel controlled by *slab pull forces* or *mantle convection*.

Recent studies conducted by Corti et al. (2006) analyzed the geodynamic of the Sicily Channel by using GPS velocity data coming from Lampedusa, Noto and Cagliari stations. Since Cagliari has a very slow motion relative to Eurasia its station was considered fixed; the analysis shows the northwestward convergence of Noto and Lampedusa relative to Cagliari at 4–5 mm/yr. Noto has a more northerly azimuth than Lampedusa. This different trend generates extension between the two GPS sites. This extension was well-defined by Palano et al. (2012), through the availability of new GPS data; the relative motion between Malta and Lampedusa stations shows a NE-





SO extension with a rate of 1,4 mm/yr (Fig. 3). Moreover both the stations are characterized by a NW-SE convergence with a rate of 2,9 mm/yr relative to Pantelleria; this convergence is parallel to the Nubia-Eurasia one. Thus it seems that the speed of shortening in the Sicily Channel is twice the extension. According to Corti et al. (2006), the geometry of extensional structures and the location of the rift far away to the southeast of the accretionary prism rule out the possibility that normal faults and compressive structures were formed in a single geodynamic process as affirmed by Argnani (1990). Probably their formation is correlated by the occurrence of two independent tectonic processes that act simultaneously and overlap each other (the Apennine-Maghrebide accretionary prism and the Sicily Channel rift) as suggested by deformation models of some experiments performed in laboratory that showed a close similarity to that observed in the natural case.

2. Geomorphological features of the Lampedusa Island

The island of Lampedusa with Linosa and Lampione forms the Pelagi an archipelago in the central Mediterranean.

The island lies at latitude $35^{\circ} 30' N$, about 250 km south of the coast of Sicily and 130 km East from that of Tunisia and consists of a EW elongated carbonate shelf about 11 km long and width about 3 Km in average. The island has an area of almost 20 km² and reaches the maximum topographic elevation of 134 m a. s. l. at Mt. Albero Sole locality in its western part (Fig. 4A).

The lithological homogeneity of the island and the sub-horizontal setting of the outcropping rocks have favored the development of a typical Plateau landscape with almost flat morphology incised by deep river valleys. These display V-shape fluvial sections with near 45° dipping flanks particularly diffused in the western part of the island. In the eastern, fluvial valleys show flat morphology at their floor (e.g. Vallone Imbriacole) in response to the anthropic rework of the alluvial deposits for agricultural purpose. In general, drainage lines (Fig. 4A) exhibit linear or dendritic pattern and the main water course generally flows towards SSE showing directions that change from WNW-ESE to NNW-SSE until to NS.

Analysis of available digital terrain model with 2x2 m cell-size resolution has allowed to study quantitatively the landforms and to derive some thematic maps by using GIS platform. In general, summit topographic surface dips in average of about 7.30° toward the direction N170E as revealed by statistical slope gradients (Fig. 5A) and slopes aspect analysis (Fig. 5B) respectively. This morphological setting suggests that the island has been involved into a differential tilting according to E-W and N-S axes probably related to the regional field deformation (Fig. 4B).

This mechanism, together with the different response to the erosion of the rocks, has encouraged the development of different coastal landforms characterized by high coasts in the north and north-west and low in the south east. The northern coastal domain, mainly exposed to mistral waves, exhibits sub-vertical rocky cliffs (Fig. 6A) with elevations gradually increasing from the east (on average 40-70 m high, Capo Grecale-Punta Alaimo area) to the west (80 to 130m high, Punta Cappellone - Albero Sole area) in agreement with the orographic setting of the island. High coasts also characterize the western (eg. Capo Ponente) and south-western (eg. Area between Isola dei Conigli and Capo Ponente) portion of Lampedusa with sub-vertical cliffs rising up to 100 meters a.s.l.. In general, along the whole coastal domain marine abrasion platforms occur at different elevations suggesting an overall long-term uplift of the island.

Moreover, cliffs are often characterized by the absence of modern marine abrasion platforms at their foots. This suggests that the cliffs are almost morphologically stable although rock fall mechanism is quite common along the edge of the main slopes. Morphological denudation drive so the retreat of the cliffs, giving rise to hanging valleys related to the cut-off of drainage systems of which typical examples are provided by Vallone dell'Acqua and Vallone Profondo in the western part of the island. Also, along the cliffs are found numerous karst caves with sub-circular section occur.

The south-eastern area of the island is characterized by rather irregular coastal landforms dominated by both high and low coastal morphology consisting by a series of bays and headlands with sandy beaches and cliffs inclined by an average of 45° (Fig. 6B), respectively. Overall, these morphologies describe a rias type coast (Fig. 6C), originated by marine ingression in river valleys in response to relative sea level rising or to subsidence process of the area in response to tilting.

3. Lithostratigraphy of the Lampedusa deposits

The sedimentary succession of the island of Lampedusa is characterized by deposits attributable to the late Miocene, Pleistocene and Holocene deposits unconformably lie above these deposits. The Formation of Lampedusa (Fig. 7) contains the oldest rock types and is divided into the Cala Pisana Member, Capo Grecale Member and Vallone della Forbice Member.

Cala Pisana Member





This member is late Miocene in age (Grasso and Pedley, 1985 recognize a Tortonian age for this unit) and crops out only in the eastern and southern part of the island of Lampedusa. It is subdivided

This member is late Miocene in age (Grasso and Pedley, 1985 recognize a Tortonian age for this unit) and crops out only in the eastern and southern part of the island of Lampedusa. It is subdivided into two units (at least partially) heteropic (Figs. 7, 8):

- Punta Maccaferri Beds: consist of biomicrites rich in *Porites*, coralline algae (*Halimeda*), serpulids, gastropods (*Arca* and *Conus*) and sponges (*Entobia*), and are indicative of a reef environment (Figs 8A, 8B)
- Punta Guitja Beds: are formed by oolitic limestones and rhodolitic algal levels with abundant bioturbation and are associated with a depositional environment of forereef (Fig. 8C).

Capo Grecale Member

The Capo Grecale Member crops out extensively in the Lampedusa Island. In the central and eastern part of the island it lies unconformably on the lithologies of the Cala Pisana Member, while in the western part of the island, characterizes the deepest parts of the fluvial incisions (e.g. Vallone dell'Acqua, Vallone Profondo or the Vallone della Forbice). Furthermore, the member characterizes most of the coastal perimeter of the island. It is Tortonian – Messinian in age (Grasso and Pedley, 1985), and is composed of two units lithologically different:

- Vallone Imbriacoli Beds: it consists of carbonate micrites yellowish-white in colour, with abundant pectinids, oysters, echinoids and bryozoans. Benthic foraminifera such as *Ammonia beccari* and *Elphidium crispum* are also present. These beds widely occurs in the cliffs along the western and northern coast of the island (Fig. 9A);
- Cala Calandra Beds: the first 50 cm are represented by a marly deposit, topped with thinly layered biocalcarenes pale brown in colour. This unit crops out only in the eastern part of the island of Lampedusa, near the Cala Creta Fault. For this reason, Grasso and Pedley (1985) recognize for this lithofacies a syntectonic development, which is confirmed by the presence of evidence of slumping (Fig.9B).

Vallone della Forbice Member

The Vallone della Forbice Member (Fig. 10) crops out in the western and northern part of the island of Lampedusa and consists of about 60 meters of partly dolomitized biocalcarenes yellowish to pale gray in colour. In the middle part of the unit, a level limestones named *lumachelle bed* occurs. The upper part of the member is characterized by few meters of dolomite laminites and thinly laminated stromatolites. The unit is characterized by the presence of common benthic foraminifera, coralline algae (*Halimeda*), mollusks, echinoids, corals and bryozoans. The different lithologies recognized for the member, allow to highlight a progressive decrease in the depth (Grasso and Pedley, 1985).

Pleistocene and Holocene deposits

A wide stratigraphic gap separates these deposits from those of the Lampedusa Formation. They consist of:

- White to pink bioclastic grainstones attributed to the early Pleistocene (Grasso and Pedley, 1985) and mostly distributed in the western part of the island.
- Wave-cut platforms Tyrrhenian in age, with abundant fossils of *Strombus bubonius*, located at 8.60 meters above the sea-level (Buccheri et al., 1999). This elevation is consistent with that recognized for the Tyrrhenian wave-cut platforms in the Mediterranean area (+7 m $\pm$ 1 m above the present sea level, and allows to recognize a substantial tectonic stability of the island of Lampedusa in the last 125,000 years.
- Eolian sands: these are carbonate sand with a small percentage of quartz that, according to Giraudi (2004), has been transported from Africa by the winds.
- Carbonate lithoclast breccias: these deposits show a terra rossa matrix and are mostly distributed in the central and eastern part of the island.

Within the SIMIT project was carried out geological and stratigraphic survey of the Lampedusa Island, and particular attention was paid to the areas where the recognized lithological and structural features were associated to greater vulnerability and risk. For this purpose few localized areas of analysis in the eastern portion of the island were chosen, close to the village of Lampedusa and Cala Creta (Fig. 11).

In the Cala Pisana section (Fig. 12A) the contact between the Punta Maccaferri Beds (Cala Pisana Member, Fig. 12B) and the Cala Calandra Beds (Capo Grecale Member) is well represented. The deposits immediately above these latter contact consist of whitish marl (Fig. 12C), which are followed by about 20 meters of thinly laminated biocalcarenes of pale brown color alternate to more marly levels. The thickness of the layers of the Cala Calandra Beds thins moving toward the north, in the direction of Cala Creta.





Coordinates: 35°30'32.6'' N ; 12°37'33.2'' E

Geographical position: eastern coast

Lithostratigraphy and Chronostratigraphy:

- Lampedusa Formation:
 - Cala Pisana Member:
 - Age: late Miocene (Tortonian);
 - Punta Maccaferri Beds: 1.60 m in outcrop;
 - Punta Guitja: absent in outcrop.
 - Capo Grecale Member:
 - Age: late Miocene (Tortonian – early Messinian?);
 - Vallone Imbriacoli Beds: absent in outcrop;
 - Cala Calandra Beds: 20.2 m in outcrop.
 - Vallone della Forbice Member: absent in outcrop.

In the Cala Uccello section (Fig. 13), about 80 cm of the Punta Maccaferri Beds (Cala Pisana Member) crop out. The Capo Grecale Member is represented in this area by a deposit 5 meters thick belonging to the Vallone Imbriacoli Beds. These consist of carbonate micrites pale brown in colour. Frequent are the bioturbations, mainly represented by *Thalassinoides* burrows.

Coordinates: 35°30'11.1'' N ; 12°37'41.3'' E

Geographical position: eastern coast

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Lampedusa Formation:
 - Cala Pisana Member:
 - Age: late Miocene (Tortonian);
 - Punta Maccaferri Beds: 0.80 m in outcrop;
 - Punta Guitja Beds: absent in outcrop.
 - Capo Grecale Member:
 - Age: late Miocene (Tortonian – early Messinian?);
 - Vallone Imbriacoli Beds: 5 m in outcrop;
 - Cala Calandra Beds: absent in outcrop.
 - Vallone della Forbice Member: absent in outcrop.

In the Cala Faglia section (Fig. 14), the Cala Pisana Member is represented by a thickness of about 10 meters in outcrop of the Punta Maccaferri Beds. The transition to the overlying Capo Grecale Member is defined by the contact, easily recognizable on the ground, with the layers of the Vallone Imbriacoli Beds (Fig. 14A). This unit consists of an alternation of marl deposits from pale brown to greenish-gray in colour and carbonate layers with abundant corals, mollusks and balanids. The Cala Calandra Beds (Fig. 14B) is characterized by a thickness of about 17 meters of biocalcarenes thickly laminated alternated to marl deposits. In the upper part, between 42 and 43.5 meters, an interval characterized by carbonate laminites strongly deformed occurs (Fig. 14C).

Coordinates: 35°31'18.5'' N ; 12°36'56.9'' E

Geographical position: eastern coast

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Lampedusa Formation:
 - Cala Pisana Member:
 - Age: late Miocene (Tortonian);
 - Punta Maccaferri Beds: 10 m in outcrop;
 - Punta Guitja Beds: absent in outcrop.
 - Capo Grecale Member:
 - Age: late Miocene (Tortonian – early Messinian?);
 - Vallone Imbriacoli Beds: 15.6 m in outcrop;
 - Cala Calandra Beds: 19.4 m in outcrop.
 - Vallone della Forbice Member: absent in outcrop.





4. Structural Analysis

A number of structural measurements have been carried out in Lampedusa with the aim to define the deformation style and the tectonic stress field to which the island has been undergone. In agreement with previous authors (Grasso and Pedley 1985) the main tectonic features affecting the island are distributed in its eastern portion. Structural analysis consisted in the measurement of fault and fractures planes attitude and of kinematic indicators such as slickenlines, pressure cleavage and Riedel fractures. Collected data have been properly plotted and the kinematics inversion allowed to analyze statistically the trends of structural features and to obtain a preliminary stress field for this part of the island. In this perspective, the data were collected on several measurement stations (Fig. 15) selected to uniformly cover the investigated area.

The area between Cala Creta and Pisano (station 1 in Fig. 15), where carbonate micrites of Capo Grecale member outcrops (Lampedusa Form., Tortoniano inf. - Messinian ?, Grasso and Pedley, 1995), is deformed by a series of fault segments and by a set of fractures that develop within a wide deformation zone along the cliff. Analyzed fault segments are generally oriented NW-SE (see rose diagram of Fig. 16A) and dip to the south-west with inclinations ranging from 45 ° to sub-vertical (Fig. 16B). Fault planes often exhibit slickensides surfaces with pitch angle between 30 and 60 ° (Fig. 16C) that, according to the attitude of the fault planes, indicate an oblique left-lateral movement (transpression) for these structures. Some of the analyzed structures also show bended planes that give rise to restraining / releasing bend structures according with faults movement. Restraining / releasing bend are characterized by sigmoidal-shaped blocks bounded by reverse or extensional fault segments respectively (Fig. 16D). Moreover, faulted zones are often accompanied by a pervasive pattern of extensional fractures. The angular relationships of these fractures the fault planes suggest that many of the analyzed discontinuity are interpretable as antithetic or synthetic Riedel fractures. Statistical analysis showed that fractures in this area are mainly distributed (~ 22%) along the NW-SE direction (N115E) and to a lesser extent along the E-W (see rose diagram of Fig. 16A). Typically, the intersection between the various sets of fractures gives rise to complex geometries with anastomosis pattern that isolate prismatic/or lozenge-shaped blocks (Fig. 16E).

In the area of Cala Uccello (station 2 in Fig. 15) reef carbonate deposits of Cala Pisana member (Lampedusa Form.) mainly crops-out. Here, set of fractures and rare faults with planes devoid of kinematic indicators have been measured. Nevertheless, kinematic of some fault planes has been inferred from the distribution of associated Riedel fractures. Analyzed faults show sub-vertical planes and are distributed along the N120-130E direction with left-lateral sense of motion (Fig. 17). Fractures are distributed mostly (34.4%) along the N118E trend and exhibit an inclination of ~ 80 ° to the SW in average.

In the area of Cala Francese, south of Lampedusa town (station 3 in Fig. 15), fault and fractures occur in shallow-water limestone. The area is mainly deformed by systems of sub-vertical joint and tension fractures with azimuthal direction (max 30.4%) along the N90E direction (Fig. 18A). In general, such systems develop within wide deformation bands that consist of a major shear zone oriented N80E (Fig. 18B) characterized by sub-vertical oblique to left-lateral faults. Movement was derived from the geometric analysis of some meso-scale pull-apart basins that nucleated at bending zone alongside the previously described faults (Fig. 18C). The shear zone also includes antithetic right-lateral Riedel fractures that form an angle of 60 ° with the main fault zone. Kinematics of the latter has been obtained through the analysis of meso-structures along the fault trace. As in the case above, meso-structures mainly consist of pull-apart basins at overstepping zone between right-lateral fault segments (releasing bend) (Fig. 18D).

In the area between Cape Grecale and Punta Alaimo along the NW prolongation of the Cala Creta fault zone (see station 1) deformations in carbonate laminites of Capo Grecale member have been examined. The observed deformations consist of mesoscale folds and thrust faults generally oriented NW-SE (Fig. 19A). Inside the analyzed lithotype box-folds (Fig. 19B) and a pop-up structures have been recognized. Pop-up are generated by E-verging reverse faults and associated back-thrust (Fig. 19C). On a broader scale, the area is deformed by a compressive structure consisting of a gentle anticline with limbs oriented NW-SE (N130E and dip of 20° towards the SW for the west flank and N140E-dip of about 18 ° towards the NE for the east one). Plotted data (see stereoplot in Fig.19D), show a NW-SE oriented cylindrical fold with sub-horizontal axis plunging and at an angle of 2 ° towards the N135E direction.

The structural analysis allow for a preliminary determination of the stress field to which the area has been undergone. Data inversion was carried out taking into account only structures with clear kinematic indicators such as slickensides on fault planes, calcite fibres while faults with unclear kinematics have been used only for statistical aims. In this view, the stress field was determined on the basis of data measured in the area between Cala Creta and Pisano (station 1). The inversion showed that the East of the island is characterized by a stress field dominated by a sub-horizontal σ_1 (~ 11 °) N263E striking (Fig. 20A) that, in agreement with the attitude of measured planes, indicates a transpressive (left-lateral) regime. This is in agreement with the positive flower





structure recognized in the NE of the island (Fig. 19C) and with large scale deformations observed between Cala Creta and Capo Grecale where rocks at footwall of Cala Creta fault (Fig. 20B) are deformed by a ~ 1 Km wavelength gentle syncline (Fig. 20C).





B) Evoluzione tettonico-strutturale e faglie potenzialmente attive nell'area offshore di Lampedusa in base all'analisi di profili sismici

Baldassini, N., Cavallaro, D., Di Stefano, A., Monaco, C., Patané, G.

1. Litostratigrafia e Ambienti deposizionali

La storia tettonico-sedimentaria dell'area in esame ricostruita da Grasso et al. (1999) grazie alle informazioni ricavate dai pozzi esplorativi può essere riassunta in alcune fasi.

A partire dal Cretacico la piattaforma carbonatica giurassica fu interessata da rottura crostale e *rifting*. Entrambi i processi sono associati alla formazione della Neo-Tetide. Lungo il margine settentrionale della placca africana, a nord della Tunisia, il *rifting* cominciò molto prima nel Mesozoico. Nella Sicilia meridionale lo stretching crostale ebbe inizio nel Triassico e generò bacini transtensivi ospitanti depositi carbonatici e *black shales* (bacino di Streppenosa). La tettonica estensionale fu accompagnata da attività vulcanica, specialmente nell'area maltese. Per cui, durante la maggior parte del Mesozoico il margine passivo africano fu interessato da attività estensionale che migrò da sud a nord. Come conseguenza, si instaurarono condizioni bacinali che persistettero in tutta la Provincia Pelagiana fino all'Eocene, ad eccezione dell'area di Malta e Lampedusa caratterizzate da condizioni di mare basso che si mantennero fino al Miocene (Argnani, 1990).

I bacini di subsidenza generatisi in questo periodo ospitarono carbonati di mare basso intercalati a marne e a depositi silicoclastici. Quindi, tale successione si è depositata durante un episodio *syn-rift* continuato fino all'Aptiano.

Nel Cretacico medio-superiore cominciò la sedimentazione *post-rift* caratterizzata da depositi marnosi e carbonatici di mare aperto. Queste facies indicano un periodo di quiescenza tettonica relativa tra lo stadio di *rifting* continentale e quello di collisione tra placche.

Tra il Paleocene-Eocene si ebbe invece un processo di sollevamento legato ad un tettonica di convergenza, attiva specialmente nella parte meridionale dell'isola di Lampedusa (Fig. 1), testimoniato da erosioni e *hiatus* nelle colonne stratigrafiche (Fig. 2).

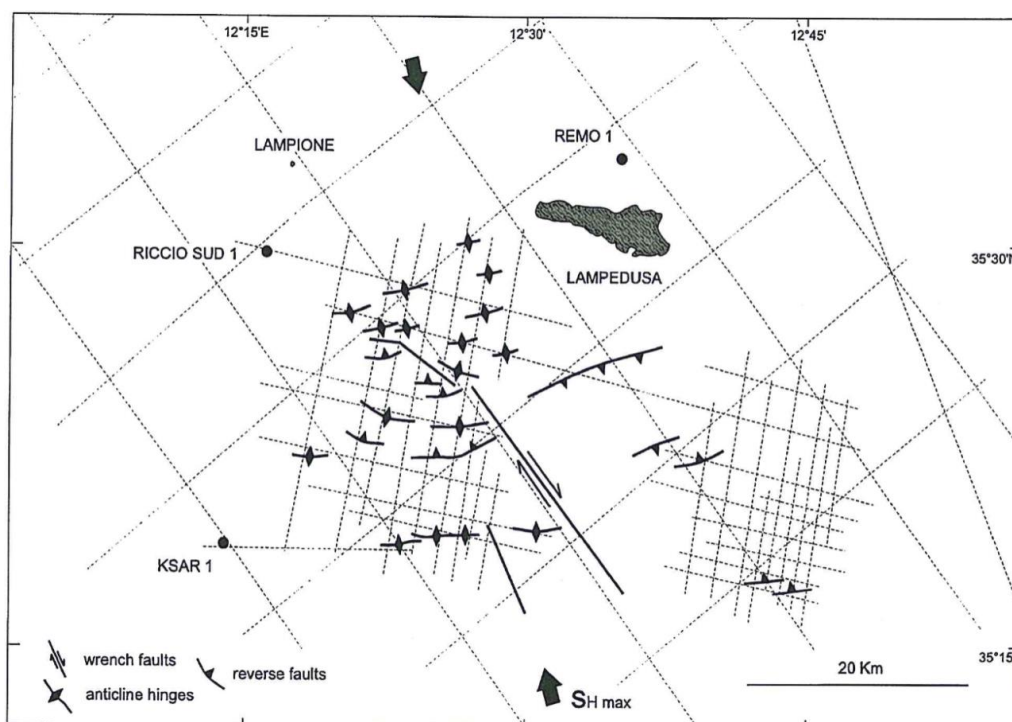


Fig. 1. Mappa strutturale in cui sono mostrate le principali strutture compressive e traspressive derivate dall'analisi sismo-stratigrafica (Da Grasso et al., 1999). *Structural map showing the major Paleogene compressive and transpressive structures inferred by seismo-stratigraphic analysis (from Grasso et al., 1999).*

Pieghe, faglie da strappo e thrust indicano un asse di compressione NNO-SSE congruente con il vettore di movimento della placca Africana in collisione rispetto a Europa. Tali eventi potrebbero dunque indicare la transizione da margine passivo ad avampaese.

Durante l'Oligocene, l'area fu coperta da mare basso. La comparsa di depositi clastici e troncamenti erosionali dovuti al sollevamento documentano l'inizio della contrazione orogenica che interessò il margine continentale.

Nel Messiniano la maggior parte dell'area fu sottoposta a erosione, mentre nelle aree sommerse si ebbe deposizione di evaporiti.

Nel corso del Pliocene si stabilizzarono condizioni di mare profondo con conseguente deposizione di spesse coltri di sedimenti clastici, con depocentri nei tre bacini estensionali e nel Bacino di Gela.

La ricostruzione dettagliata dell'assetto stratigrafico della piattaforma di Lampedusa si basa sulle informazioni ricavate dai dati di pozzo mostrati in figura 2.

I pozzi perforano una successione sedimentaria spessa 5 km di età compresa tra il Mesozoico e il Recente. La formazione alla base è quella di Nara, costituita da carbonati di piattaforma di età giurassica. Queste sono le rocce più antiche conosciute nell'area. Al di sopra

si rinvenivano le marne del Cretacico inferiore della formazione Sidi Kralif. A sud di Lampione e Lampedusa, la formazione è costituita al top da calcari di mare basso (facies Urgoniana).

Il Cretacico inferiore è sovrastato da sedimenti clastici delle formazioni Gebel Nehal e Sidi Alich alternati a carbonati di mare basso gradanti verso l'alto nelle marne della formazione Fadhene. Quest'ultima segna l'inizio dell'evento di approfondimento che è durato fino al Cenomaniano con depositi di piattaforma aperta e carbonati di mare profondo di età compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene (Torelli et al., 1995).

La successione terziaria consiste in carbonati di piattaforma di mare basso appartenenti alla formazione Halk el Menzel affiorante esclusivamente sull'isoletta di Lampione. Sulla piattaforma di Lampedusa la parte inferiore della formazione è dominata da una facies carbonatica marina profonda con un membro sommitale di ambiente poco profondo con frequenti dolomitizzazioni.

Poiché i pozzi sono stati perforati su alti strutturali, i sedimenti del Plio-Quaternario sono meno spessi di quelli depositatisi nelle aree bacinali adiacenti. Inoltre, i depositi evaporitici del Messiniano sono mancanti nei pozzi.

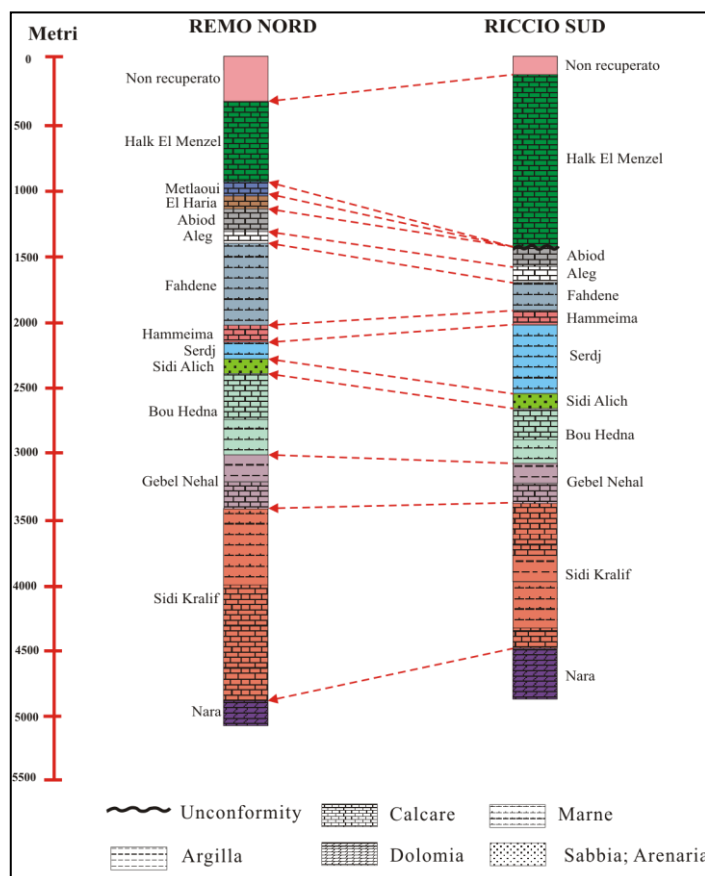


Fig. 2. Stratigrafia dell'area in esame derivata dall'analisi dei logs dei pozzi perforati nell'intorno di Lampedusa. *Stratigraphy of the area on the base of the analysis of Well Log data around Lampedusa island.*

Torelli et al. (1995) sulla base dell'analisi sismica di profili commerciali ricostruiscono l'attuale configurazione tettonica della piattaforma di Lampedusa, mostrata in figura 3. Le strutture presentate sono interpretate come faglie estensionali di età Neogenico-Quaternaria. La mappa mostra una serie di alti strutturali con trend ONO-ESE e bacini estensionali tipici di ambiente di *rifting* continentale. Questo pattern strutturale è giustificato con la presenza di numerose faglie estensionali con trend NNO-SSE, NO-SE e NE-SO sepolte da sedimenti o affioranti a fondo mare. Tra queste soltanto alcune hanno un'estensione laterale significativa.

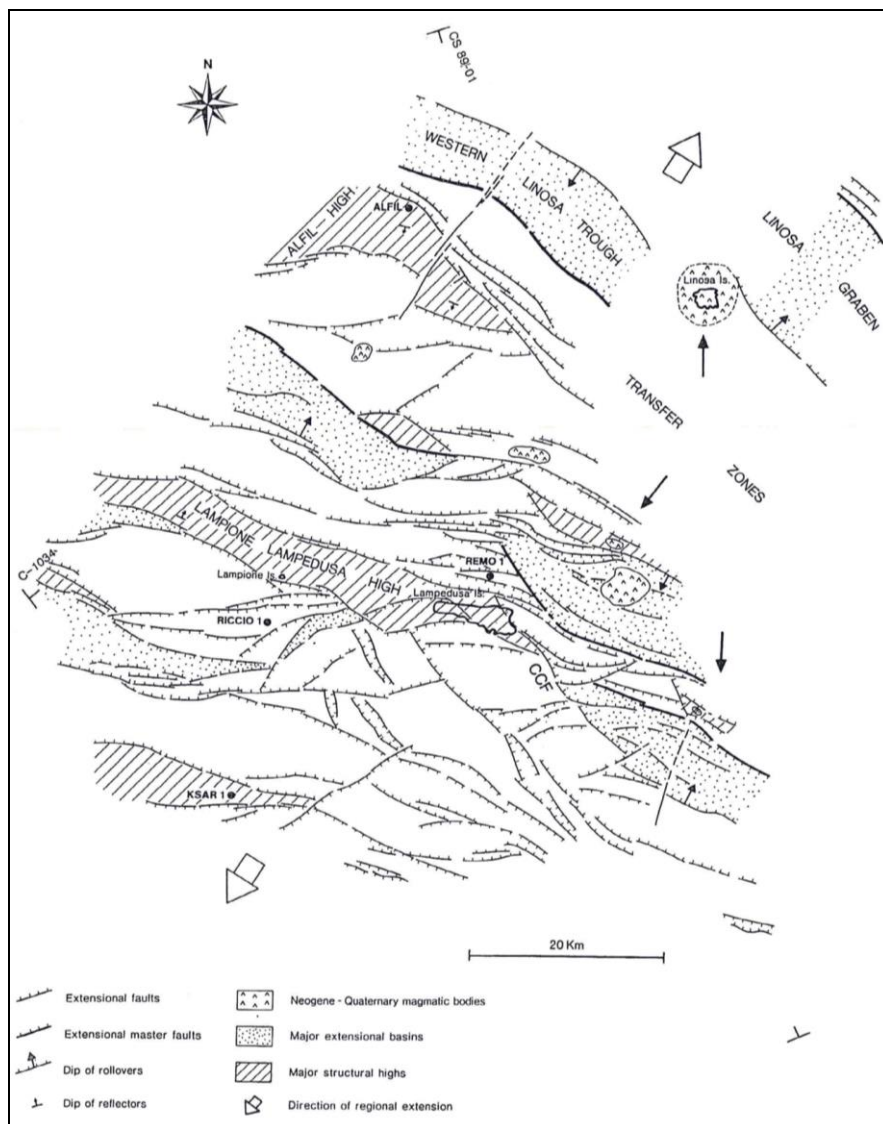


Fig. 3. Carta strutturale in cui sono mostrate le maggiori strutture del Neogene-Quaternario (Da Torelli et al., 1995). *Structural map with the major Neogene-Quaternary features of the area (from Torelli et al., 1995).*



Inoltre, a est di Lampedusa è presente una suite vulcanica recente intercalata ai sedimenti, lungo una fascia NNO-SSE, che può essere associata all'isola di Linosa.

L'alto di Lampione-Lampedusa è la struttura più pronunciata nell'area ed è bordato da faglie orientate ONO-ESE e NO-SE, interpretato dagli Autori come un elemento associato ad *horst* estensionale a grande lunghezza d'onda. A est l'alto è bordato dal sistema di faglie di Cala Creta con componente ritenuta transtensiva di età Miocenica. Le faglie principali, il cui trend ruota da NNO-SSE a E-O, indicate in grassetto nella figura, sono collegate tramite una complessa zona di trasferimento producendo cambiamenti repentini nella forma dei bacini. Questi ultimi datano l'apertura dei *graben* nel Canale di Sicilia essendo riempiti da depositi clastici Plio-Quaternari.

La direzione di estensione ricavata da tali strutture di faglia è NE-SO, quindi è parallela all'estensione al centro del Canale di Sicilia.

2. Analisi sismo-stratigrafica

Le informazioni ottenute dallo studio litologico e stratigrafico delle formazioni presenti nei pozzi analizzati sono state immesse nel software *Geosuite AllWorks* 2.5 (utilizzato per l'elaborazione e interpretazione di profili sismici e relative risorse di dati), plottando i punti di campionamento dei pozzi grazie alle coordinate geografiche di latitudine e longitudine ricavate dal log (Fig. 4). Per ogni pozzo sono state inserite le informazioni riguardanti le formazioni (nome, età, profondità, litologia). In più, ad ogni unità stratigrafica sono stati assegnati un colore ed un valore di velocità ricavato dall'analisi sismo-stratigrafica.

In seguito all'elaborazione grafica e successiva trasformazione in file segy delle linee sismiche ricadenti nell'area d'interesse, l'importazione in *Geosuite* ha permesso di visualizzare la disposizione dei profili nella posizione di acquisizione. In tal modo si è venuta a creare una griglia di profili (Fig. 4).

Lo studio di dettaglio degli stessi ha portato al riconoscimento di 5 orizzonti (Fig. 5): A, B, C, D, M, che racchiudono 4 sequenze deposizionali: S1, S2, S3, S4, corrispondenti a significative variazioni di paleo-ambiente deposizionale.

Il primo orizzonte tracciato (A) si riferisce al fondo mare, facilmente riconoscibile poiché è la prima grande riflessione incontrata.



Procedendo verso il basso sono stati individuati gli altri 4 orizzonti sulla base di tre criteri distinti finalizzati al riconoscimento degli orizzonti più importanti per ottenere una ricostruzione tridimensionale delle sequenze sismiche.

Il primo criterio si basa sull'individuazione di orizzonti guida, come l'orizzonte M facilmente riconoscibile poiché raffigura la prima grande discontinuità esplicata da forti riflessioni con continuità laterale molto evidente, forte ampiezza ed elevata impedenza acustica.

Il secondo si basa sulle informazioni fornite dal log dei pozzi, utilizzate per l'individuazione degli orizzonti. Il terzo e ultimo criterio, invece, sfrutta una *utility* del programma che consente di incrociare le linee sismiche. Vale a dire che permette di visualizzare su ogni profilo l'intersezione con gli altri comparando le profondità degli orizzonti tracciati su questi ultimi, a partire dai punti di controllo rappresentati dai pozzi. Gli orizzonti individuati corrispondono alle maggiori *unconformity* e limiti litologici. Tuttavia, la correlazione regionale degli stessi spesso risulta difficile a causa della tettonica che ha interessato l'area e localmente a causa della bassa qualità dei dati sismici.

L'orizzonte M è stato individuato in tutti i profili grazie alle caratteristiche sismiche molto evidenti. Esso marca il contatto tra i depositi paleocenico-eocenici di Halk el Menzel, o le evaporiti del Messiniano, e i depositi del Plio-Quaternario. In alcuni casi, in corrispondenza di aree fortemente tettonizzate la riflessione costituisce una superficie ben evidente interpretabile come di natura erosionale.

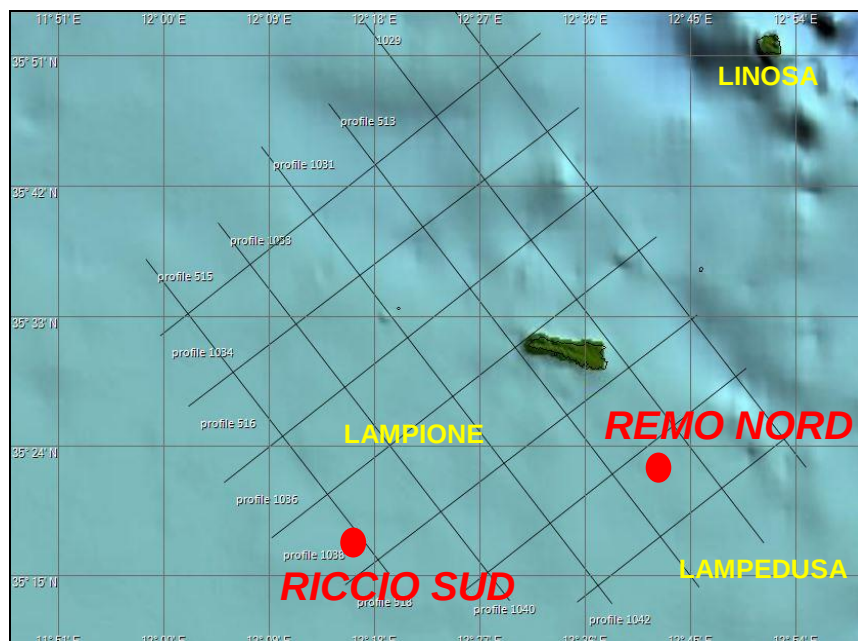




Fig. 4. Mappa batimetrica della porzione del Canale di Sicilia studiata con la griglia di profili sismici analizzati. *Bathymetric map of the Lampedusa shelf with location of seismic grid and wells drilled in the area.*

Tra il fondo mare e l'orizzonte M si rinviene la sequenza S1 descritta da riflessioni ad elevata ampiezza e con buona continuità laterale associate alla presenza dei depositi del Plio-Quaternario.

Il riflettore B marca una superficie erosionale eocenica fortemente interessata dalla tettonica, infatti, si presenta fagliato da numerose strutture. Il riflettore mostra ampiezza sismica variabile e bassa continuità laterale. L'unità sismica sovrastante (corrispondente alla sequenza S2 racchiusa tra l'orizzonte M, al top, e B, alla base) corrisponde alla formazione di Halk El Menzel caratterizzata da una facies sismica con pattern parallelo ad elevata ampiezza, associato ai carbonati di piattaforma, e con pattern progradante ad elevata ampiezza, associato invece ai depositi carbonatici di scarpata.

Il riflettore C marca l'inizio della sedimentazione *post-rift* e della trasgressione al di sopra dei calcari di mare basso della formazione di Serdj (Torelli et al., 1995). La facies sismica sovrastante (sequenza S3, tra B e C) presenta alternativamente due tipi di *patterns*: i) trasparente e ii) con ampiezza variabile. In entrambi i casi, la continuità laterale è poco evidente. Al top sono presenti troncamenti tipo *toplap* ed erosionali. Dal punto di vista litologico dovrebbe trattarsi di depositi marnosi e calcarei bacinali depositatisi tra l'Albiano e l'Eocene. Questi hanno subito sollevamenti e contrazione prima della deposizione della formazione di Halk El Menzel, comprovati anche dalla presenza di *hiatus* nella colonna stratigrafica.

L'ultimo orizzonte (D) è stato tracciato come top della formazione giurassica Nara. Esso presenta buona continuità laterale ed è caratterizzato da alto potere riflettente ad elevata ampiezza. La facies sismica sovrastante (sequenza S4, tra C e D) si contraddistingue per la sua complessità associata alla litostratigrafia cretacea molto variabile, che potrebbe essere considerata come un sistema di deposizione *syn-rift* di bacini subsidenti, la cui facies sembrerebbe essere stata controllata dalle fluttuazioni del livello del mare (Bobier et al., 1991).

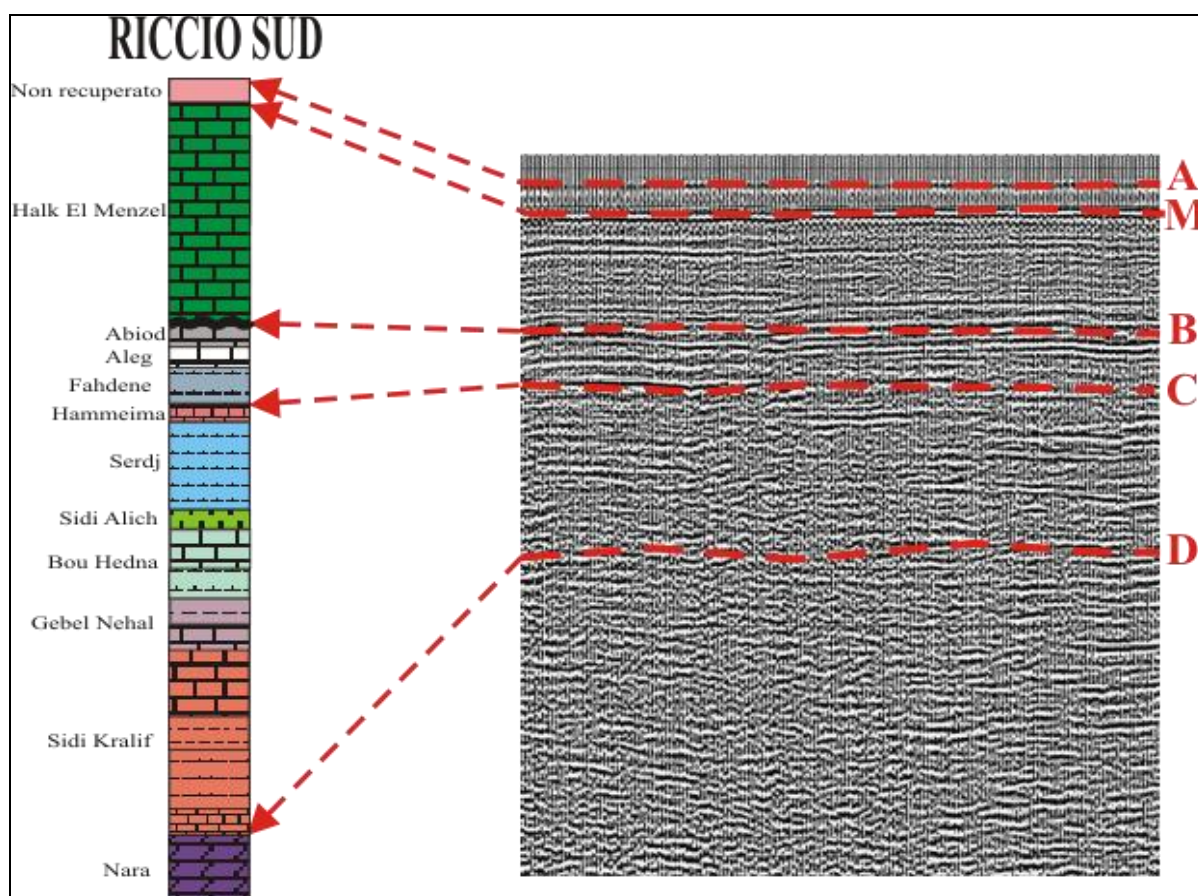


Fig. 5. Stralcio di un profilo sismico in cui si possono osservare gli orizzonti correlati alle formazioni equivalenti.
Correlation between the formations of Riccio Sud well log and a seismic profile.

Data l'assenza in letteratura di dati di velocità sismica delle formazioni sopra descritte, i valori sono stati desunti da un calcolo inverso basato sui tempi doppi a cui si attestano i riflettori d'interesse e sugli spessori delle facies intramezzo corrispondenti a determinate formazioni nel *log* dei pozzi ricadenti quasi perfettamente sulle linee sismiche usate per il calcolo. Anche se non del tutto accurato, questo metodo ha permesso di ottenere valori di velocità attendibili, adeguati alle litologie descritte nei *logs*.

I valori medi ottenuti sono i seguenti: 2000 m/s per i depositi del Plio-Quaternario, 5000 m/s per la formazione di Halk El Menzel, 4500 m/s per i depositi di età compresa tra l'Albiano e il Paleocene, 5000 m/s per le formazioni comprese tra l'Aptiano e il Giurassico e 5500 m/s per la formazione Nara. Tali velocità risultano in buon accordo con quelle stimate per formazioni equivalenti dal punto di vista lito-cronostratigrafico presenti sul margine



meridionale della Sicilia (Catalano et al., 2000; Ghisetti et al., 2009; Meccariello, 2014; Meccariello et al., 2014).

3. Evoluzione tettonico-strutturale dell'area di studio

L'analisi sismo-stratigrafica delle linee sismiche mostrate in figura 4, interpretate in tempi e successivamente convertite in profondità, ha permesso di ricostruire l'assetto strutturale e tettonico dell'area. In figura 6 è mostrato il profilo 1036 (ubicazione in Fig. 4) in cui si notano strutture di faglia con una componente di dislocazione inversa e attività post-miocenica, poiché molte di esse tagliano come ultimo orizzonte la base dei depositi Plio-Quaternari (orizzonte M).

Spostandoci lungo la stessa linea sismica in corrispondenza della piattaforma di Lampedusa (Fig. 7), si individuano ancora faglie ad alto angolo con componente inversa. Nel dettaglio, si tratta di faglie che raggiungono i 9 km di profondità e che dislocano tutti gli orizzonti tracciati. Tali strutture sono presenti anche nei profili paralleli a quello mostrato (Fig. 9), attraverso i quali è possibile anche notare la variazione laterale nel quadro morfostrutturale dell'alto di Lampedusa che tende a restringersi in vicinanza dell'isola (fig. 8). In particolare, l'alto di Lampedusa-Lampione forma una struttura che varia da monoclinale a una blanda piega, entrambe con asimmetria (vergenza) verso SO (Fig. 7, 8, 9). Il piegamento e la rottura dei riflettori in corrispondenza delle faglie inverse sono le caratteristiche più evidenti rilevate dai profili nella porzione occidentale dell'offshore di Lampedusa.

SO

NE

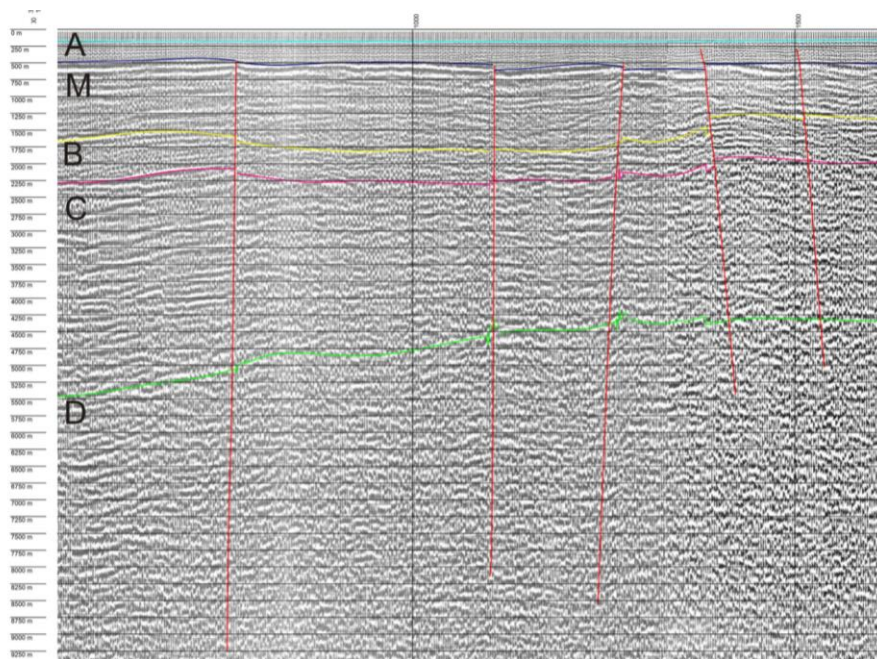




Fig. 6. Stralcio del profilo 1036 in cui si osservano i vari orizzonti e le strutture ad alto angolo con componente inversa. Ubicazione in Fig. 1. *Part of the seismic profile 1036 (location in Fig. 1) with high-angle reverse faults offsetting the reflectors.*

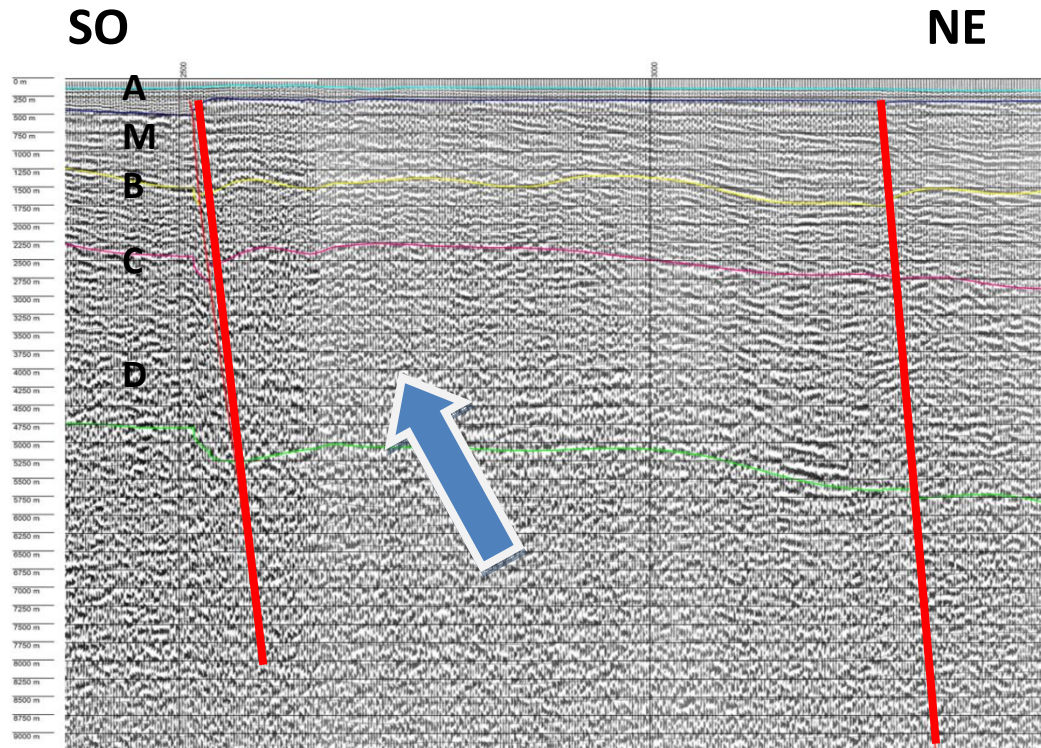


Fig. 7. Stralcio del profilo 1036 in cui è possibile osservare le strutture bordiere della piattaforma di Lampedusa. La freccia blu indica l'alto di Lampedusa. Ubicazione in Fig. 4. *Part of the seismic profile 1036 (location in Fig. 4) with the boundary structural features of the Lampedusa shelf. The blue arrow indicates the Lampedusa height.*

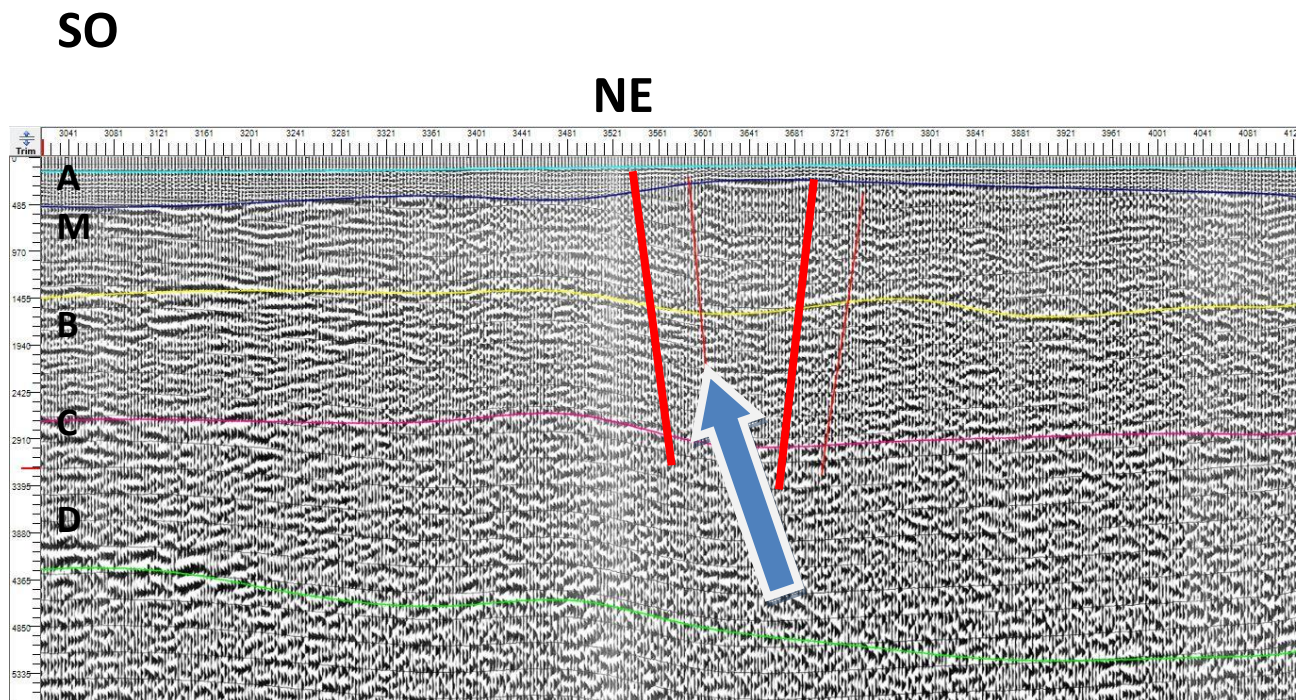




Fig. 8. Stralcio del profilo 1038 in cui è possibile osservare le strutture bordiere della piattaforma di Lampedusa (indicata dalla freccia blu) che si presenta più ristretta rispetto a quella mostrata in figura 7. Ubicazione in Fig. 4. *Part of the seismic profile 1038 (location in Fig. 4) with the boundary structural features of the Lampedusa shelf (blue arrow) that gets narrower compared with that of Fig. 7.*

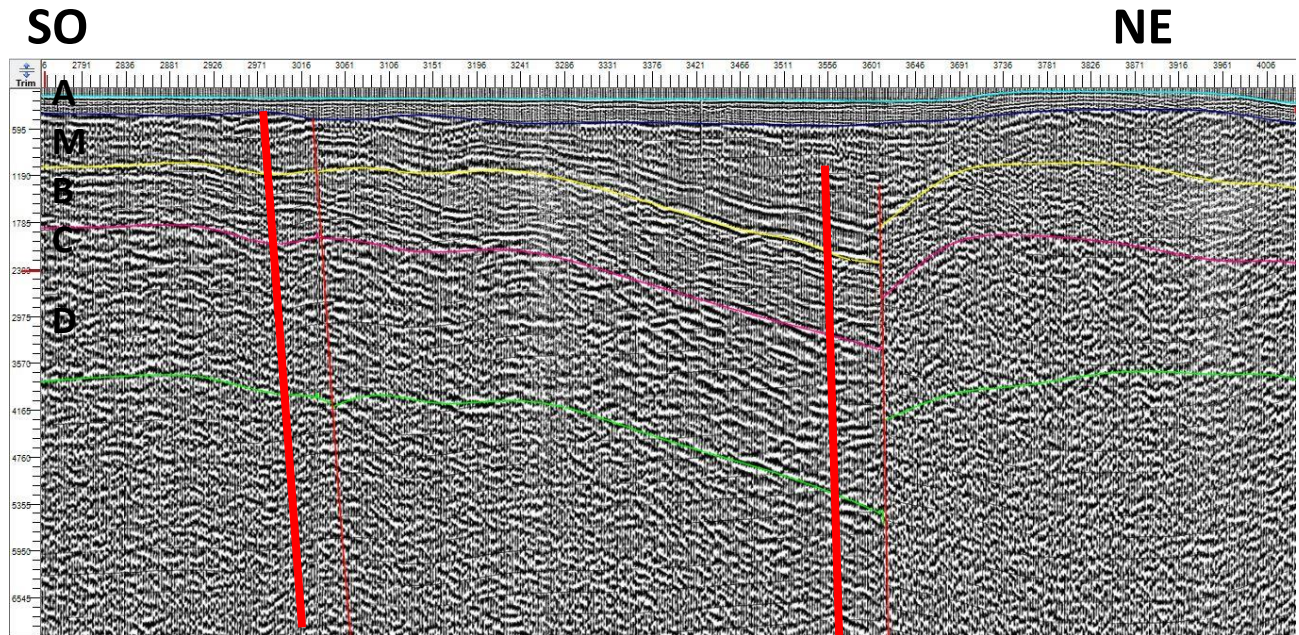


Fig. 9. Stralcio del profilo 516. Si osservano ulteriori strutture ad alto angolo. Ubicazione in Fig. 4. *Part of the seismic profile 516 (location in Fig. 4) with high-angle tectonic structures.*

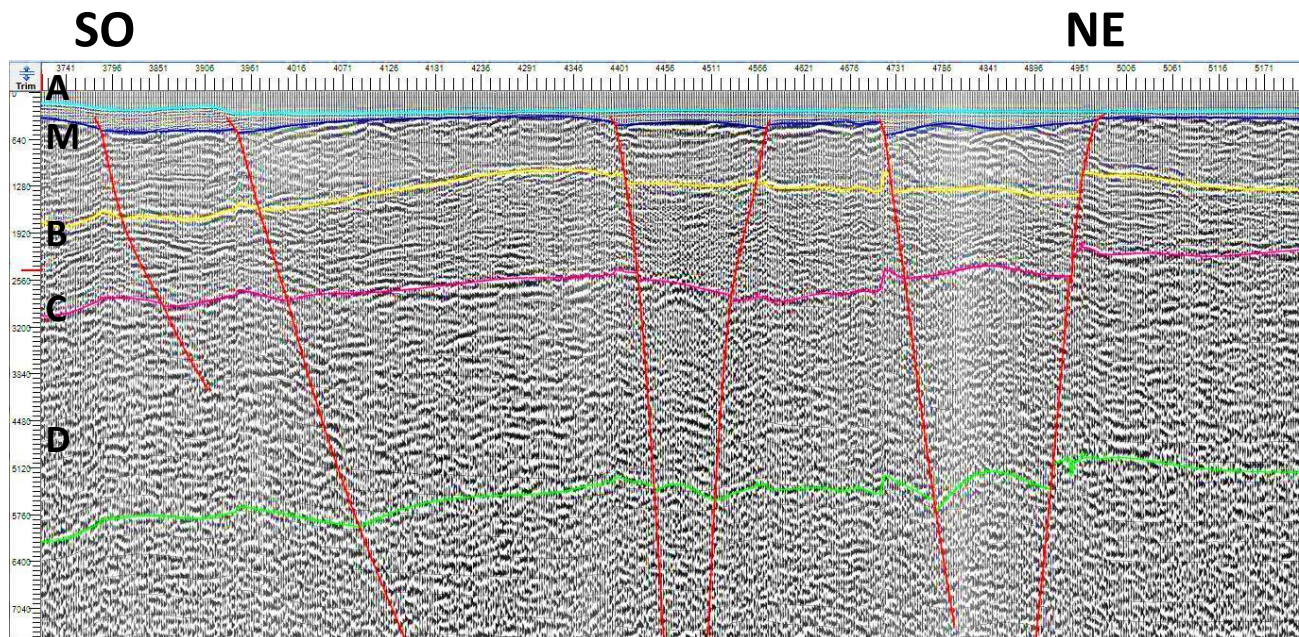




Fig. 10. Stralcio del profilo 1036 in cui è possibile osservare strutture estensionali che in alcuni casi mostrano espressione a fondo mare. Ubicazione in Fig. 4. *Part of the seismic profile 1036 (location in Fig. 4) with several extensional structures some of which cutting the sea bottom.*

Se ci spostiamo invece nella parte *offshore* nord orientale dell'isola, le strutture riconosciute e tracciate all'interno dei profili sismici mostrano tipiche caratteristiche di faglie estensionali (Fig. 10), che in alcuni casi producono un effetto morfologico anche a fondo mare.

L'attività di queste faglie è perciò recente, e ha avuto intensità maggiore soprattutto nel Pliocene, come dimostrato dal fenomeno di crescita degli strati (Fig. 11).

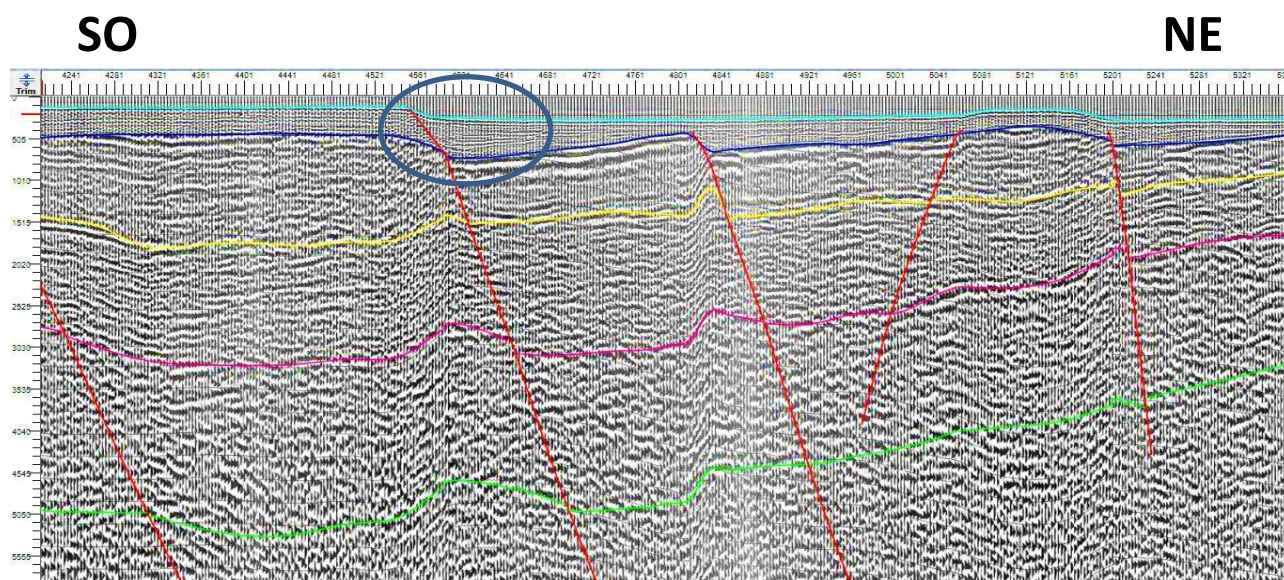


Fig. 11. Profilo 1038 con identificazione degli orizzonti principali. Il cerchio blu contorna un'area in cui è possibile osservare il fenomeno di crescita associato alle faglie estensionali. L'attività è stata maggiore nel Pliocene. Ubicazione in Fig. 4. *Part of the seismic profile 1038 (location in fig. 7) with the identification of the main horizons. The blue circle displays an area with the sedimentary layers growing relate to the extensional tectonic features, very active mostly during Pliocene.*

4. Risultati

Settore sud-occidentale dell'area di studio: attività transpressiva

Lo studio condotto sulla base dei dati precedentemente mostrati ha permesso di riconoscere diverse strutture tettoniche che sono state poi proiettate in pianta e cartografate. In tal modo è stata ottenuta una descrizione delle direzioni di tali elementi strutturali. La mappa di figura 12

rappresenta lo stile strutturale che ha portato all'evoluzione della porzione analizzata del Blocco Pelagiano.

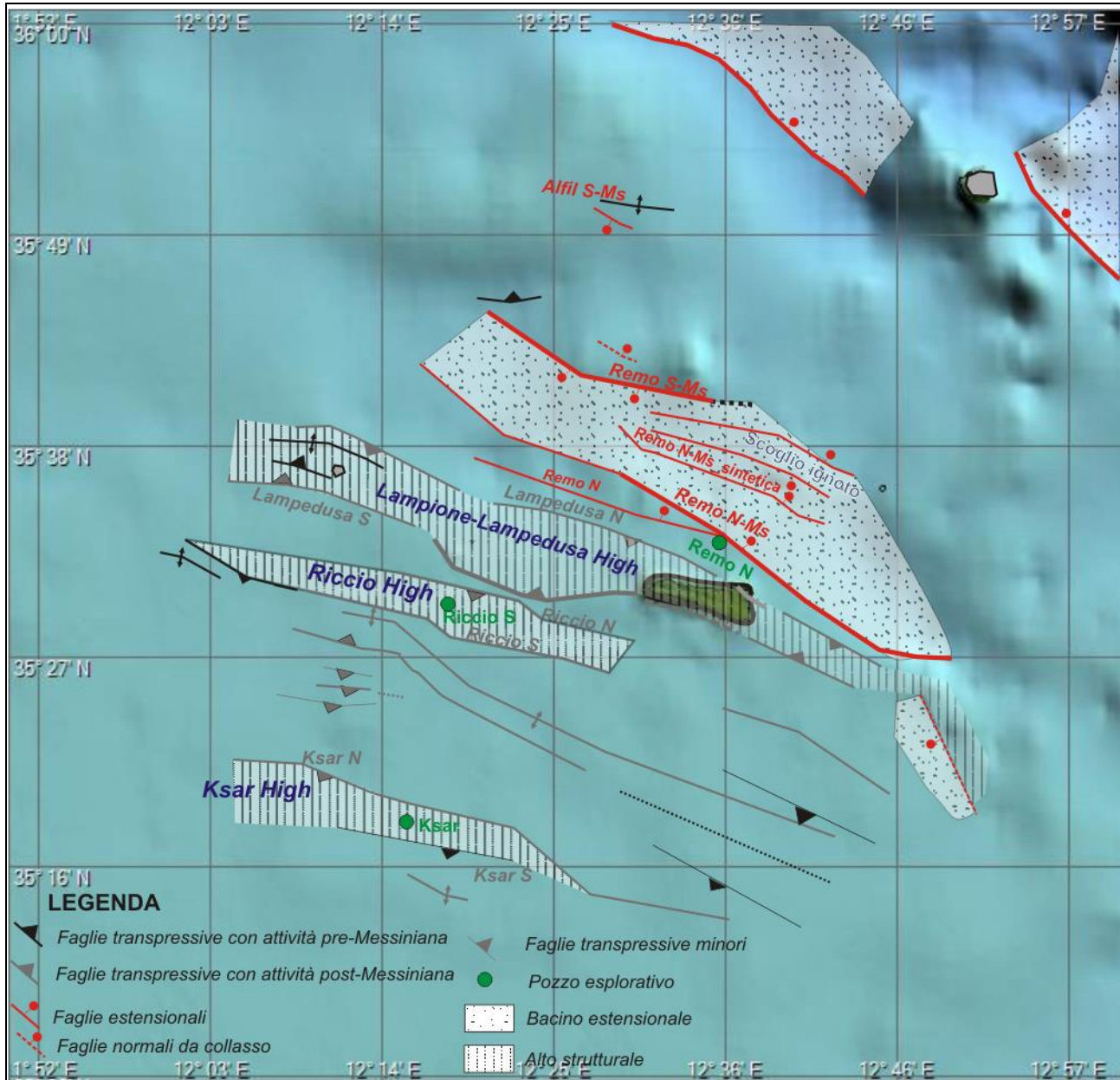


Fig. 12. Carta strutturale dell'area offshore di Lampedusa realizzata sulla base dell'analisi sismo-stratigrafica dei profili ricadenti nell'area. *Structural map of the Lampedusa offshore through the seismo-stratigraphic analysis of seismic profiles.*

L'evoluzione dell'area è governata principalmente da due tipi di processi che hanno caratteristiche ed età differenti.



Partendo dal settore sud occidentale si evince un quadro tettonico controllato da faglie con orientazione ONO-ESE e componente transpressiva. In particolare, si evidenziano due maggiori alti strutturali, Ksar e Riccio, in corrispondenza delle aree in cui sono stati perforati gli omonimi pozzi esplorativi, separati da faglie inverse di minore estensione specie nella zona più a NO.

Verso NE s'incontra l'alto di Lampione-Lampedusa che costituisce la struttura principale originatasi durante la tettonica transpressiva, già descritta e illustrata nel paragrafo precedente, responsabile dell'emersione delle due omonime isole. L'analisi dei profili indica un'età Paleocenica-Pliocenica per tali strutture, che probabilmente testimoniano la riattivazione di antiche faglie estensionali che durante il Cretacico hanno smembrato la piattaforma giurassica. Infatti, la curvatura delle faglie sembra seguire l'andamento dello *shelf* triassico (linea tratteggiata di Fig. 12).

Geometrie simili ed età comparabili sono ricavate anche per le faglie con trend NE-SO che interessano sia la sezione Mesozoico-Terziaria del plateau di Ragusa-Malta (Antonelli et al., 1988; Grasso et al., 1990) sia i settori *onshore* e *offshore* del blocco tunisino (Bobier et al., 1991). Queste considerazioni portano quindi ad affermare che durante il Terziario il regime tettonico fu abbastanza uniforme nel blocco Pelagiano e caratterizzato da uno stress di compressione orizzontale massima orientata NO-SE (Grasso et al., 1999) alla quale sono associati anche strutture di inversione positiva e processi di erosione di sedimenti alti strutturali, come testimoniato dalla presenza di *hiatus* nelle colonne stratigrafiche dei pozzi perforati nell'area d'interesse (Fig. 2).

Settore nord-orientale dell'area di studio: attività estensionale

Nel settore nord orientale invece sono presenti strutture estensionali (indicate in rosso in Fig. 12), alle quali sono associati i relativi bacini deposizionali di età posteriore al Messiniano, delle quali la Remo Nord Master a sud e la Remo Sud Master costituiscono le faglie bordiere principali.

Il pattern di tali elementi strutturali sembra tener conto dell'orientazione del limite dello *shelf* triassico (come per le faglie transpressive), ed è simile a quello dei *graben* di Malta, Linosa e Pantelleria con i quali ci sono coincidenze anche in termini di età di deformazione, per



cui si ipotizza un'origine comune. Dunque, l'attività delle strutture estensionali individuate a nord-est di Lampedusa è contemporanea a quella del *rifting* lungo l'asse del Canale di Sicilia.

Tutte queste considerazioni desunte da evidenze sismiche confermano uno schema tettonico diverso da quello presentato da Torelli et al., 1995 (Fig. 3) per il settore a SO di Lampedusa, e che estende sino a tempi molto recenti quello proposto da Grasso et al. (1999) per il Paleogene (Fig. 1).

Per il settore a NE le geometrie sono perlopiù coincidenti.

In sintesi, per il settore a SO di Lampedusa si propone uno scenario tettonico legato a fenomeni di convergenza tra placche esplicati da strutture positive che potrebbero riflettere in alcuni casi riattivazioni di strutture paleotettoniche. Invece, per il settore a NE l'assetto strutturale ha subito l'influenza del processo di *rifting* pliocenico che ha agito con maggiore intensità lungo l'asse del Canale di Sicilia.

5. Caratterizzazione cinematica delle faglie recenti

Successivamente allo studio stratigrafico e tettonico dell'area, è stata effettuata una valutazione dei rigetti lungo le faglie estensionali di maggiore interesse situate nella porzione a NE, al fine di ottenere una prima informazione volta alla parametrizzazione delle stesse in chiave di stima di pericolosità sismica per l'isola di Lampedusa.

Nello specifico, grazie al software Geosuite sono stati misurati i rigetti in diverse posizioni lungo la direzione delle faglie, in corrispondenza di tutti i profili disponibili.

I rigetti sono stati misurati lungo l'orizzonte M per le faglie al top della formazione messiniana (Remo N e Remo N Master, Fig. 13). Per le faglie Remo N Master sintetica e Remo S Master, poiché la bassa risoluzione del profilo sismico non ha consentito di stimare con precisione affidabile il rigetto dell'orizzonte M, si è scelto di effettuare la stima in corrispondenza dell'interruzione dell'orizzonte B (Fig. 14), base della formazione paleocene-eocenica di Halk el Menzel. I rigetti poi sono stati proiettati in funzione della distanza dei profili sismici in cui sono stati misurati, parallelamente alla direzione di ogni faglia. Tale operazione è volta a determinare l'entità dei rigetti in maniera comparata, e se vi siano variazioni di rigetti lungo singole faglie che permettano di individuare le zone di maggior dislocazione.

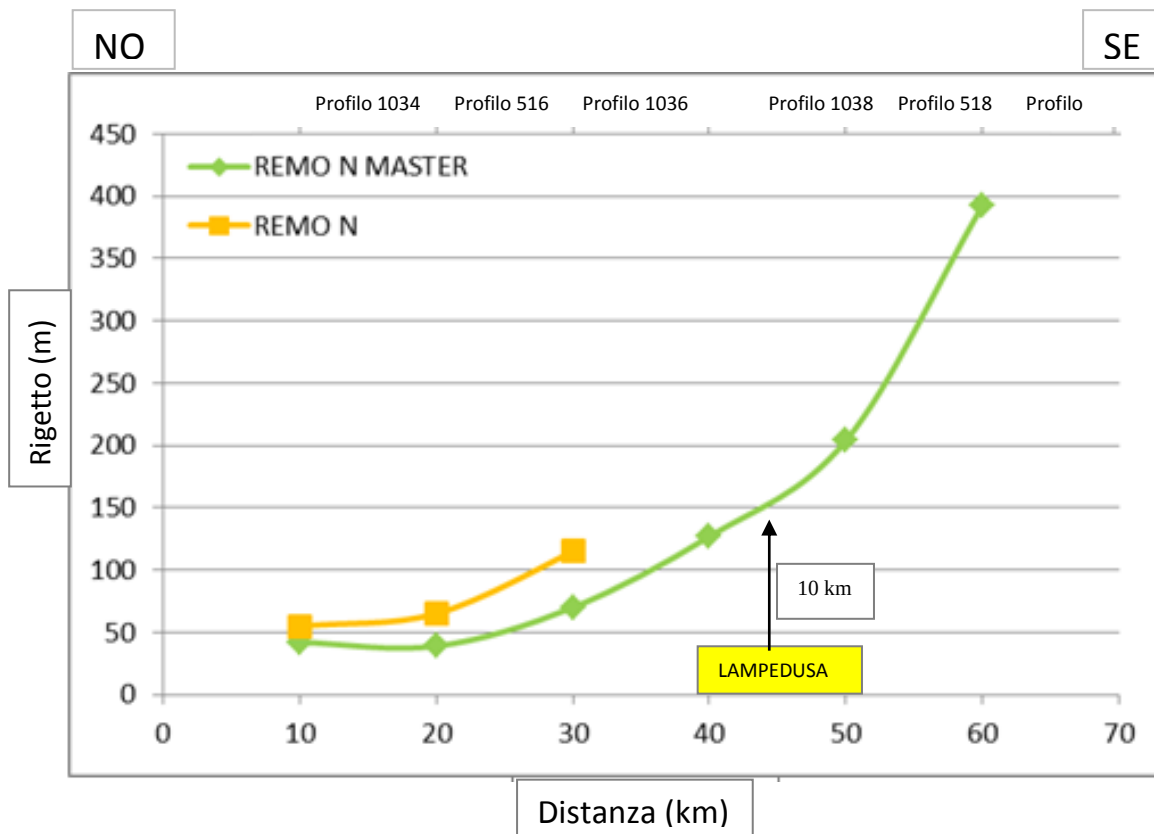


Fig. 13. Grafico rigetti-distanza in cui sono mostrate le variazioni delle faglie estensionali in termini di dislocazioni lungo l'orizzonte M in funzione della distanza. *Displacement-distance diagram showing the variation of the dislocation in correlation with the distances in some extensional faults along the horizon M.*

Osservando l'andamento delle curve ottenute nei grafici sopra mostrati si può affermare che le faglie Remo N e Remo N master (Fig. 13), con attività posteriore al Messiniano, non sono state cartografate nella loro interezza, poiché probabilmente proseguono anche fuori dall'area di studio. Infatti, le curve mostrano solo un ramo della forma a campana caratteristica e poiché generalmente il rigetto raggiunge il suo valore massimo in corrispondenza del centro della superficie di faglia portandosi a zero al *tip* della faglia, è verosimile che si estendano ancora più a SE. In particolare, è interessante che entrambe le faglie hanno lo stesso andamento suggerendo un netto aumento dell'estensione generale a SE del settore. Analogo discorso può farsi per la faglia Remo N Master sintetica (Fig. 14), il cui rigetto aumenta verso SE attestandosi con valori simili a quello delle altre due faglie. Estrapolando i trend delle faglie Remo N e Remo N Master sintetica secondo il trend della Remo N Master, si stima un rigetto cumulativo del fascio di faglie di almeno 1.1 km nell'area analizzata.

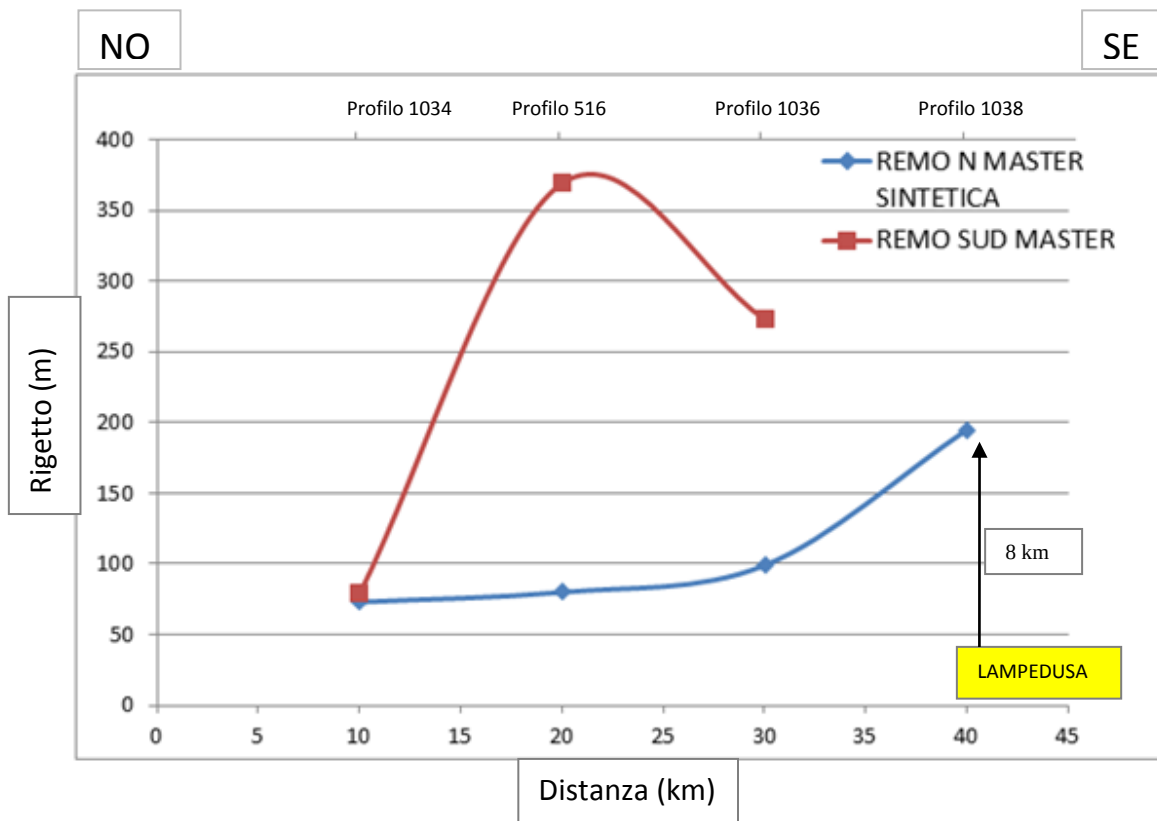


Fig. 14. Grafico rigetti-distanza in cui sono mostrate le variazioni delle faglie estensionali in termini di dislocazioni lungo l'orizzonte B in funzione della distanza. *Displacement-distance diagram showing the variation of the dislocation in correlation with the distances in some extensional faults along the horizon B.*

Nei diagrammi è anche indicata la posizione dell'isola di Lampedusa rispetto alle faglie, che è stata riportata per effettuare alcune considerazioni sulla pericolosità sismica di tali faglie, nell'ipotesi, non comprovabile con i dati analizzati in questo studio, che siano tuttora attive. Come si vede, sebbene l'isola sia molto prossima alle faglie, essa risiede nel blocco a letto delle stesse pertanto in posizione relativamente meno pericolosa. Inoltre, l'isola ricade nella parte di curva con rigetti più contenuti e dunque non proprio al centro delle faglie, quindi con una minore esposizione al rischio sismico eventuale.

6. Considerazioni sismo-tettoniche

Informazioni aggiuntive sulla tettonica attiva all'interno del Canale di Sicilia provengono dai dati geodetici mostrati in precedenza nel capitolo sugli aspetti stratigrafico-strutturali di Lampedusa.

In particolare, se facciamo riferimento al moto del sito Lampedusa rispetto ad Europa e calcoliamo la risultante della sua componente N (1.48 mm/a) ed E (-2.21 mm/a), otteniamo un valore di circa 2.7 mm/a. Quest'ultimo indica la velocità con la quale Lampedusa si avvicina a



Pantelleria in direzione NO, ovvero parallelamente alla convergenza attiva nel Canale. L'allontanamento tra Lampedusa e Malta resta quello stimato (1.4 mm/a) da Palano et al., (2012).

Inoltre, si è fatto ricorso ai dati di sismicità ricavati dal database ISIDE (*Italian Seismic Instrumental and parametric Data-basE*) (Gennaio 1983 – Giugno 2014), plottati grazie al software *Geosuite* sulla mappa batimetrica dell'area in esame (Fig. 15).

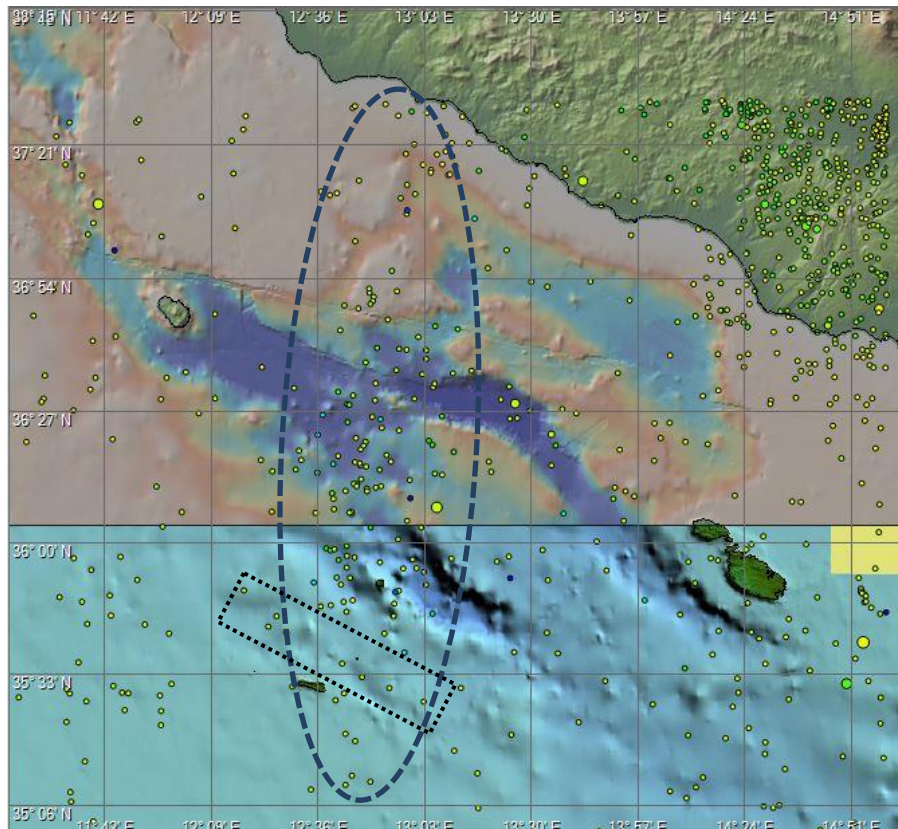


Fig. 15. Mappa batimetrica del Canale di Sicilia in cui sono plottati i dati di sismicità ricavati dal database ISIDE (pallini verdi e gialli). L'area tratteggiata con ellissi indica una fascia N-S di allineamento di eventi sismici connessi alla *Separation Belt*. L'area tratteggiata con rettangolo indica un debole allineamento sismico probabilmente connesso alle faglie estensionali del canale. *Bathymetric map of the Sicily Channel with location of the seismic events coming from ISIDE (green and yellow circles). The elliptical dotted area displays N-S trending sector with events relate to the Separation Belt. The squared dotted area displays a small alignment probably connected to the extensional faults of the Sicily Channel.*

Prima di tutto si osservano eventi sparsi, con localizzazione non molto precisa, e di bassa energia con un evento di magnitudo massima di 3.5 in corrispondenza del *graben* di Malta e pochi altri di $M > 3$. L'area è quindi caratterizzata da un basso tasso di rilascio sismico.

Osservando più nel dettaglio, si osserva una banda di sismicità orientata N-S (ellisse in Fig. 15) che si estende dal fianco orientale del Banco Avventura fino a Lampedusa passando



attraverso il *rift*. Questo pattern sismico coincide spazialmente con la differenziazione tra la parte occidentale e orientale del Canale di Sicilia e in particolare con la separazione tra i diversi bacini del *rift*. Infatti, il *graben* di Pantelleria è separato da quello di Malta e Linosa lungo questa fascia. Inoltre, essa coincide anche con la *Separation Belt* identificata su base strutturale da Argnani (1990), come una *transfer fault zone* tra differenti segmenti crostali. E' possibile che questa fascia sia riattivata in maniera preferenziale nell'attuale campo di deformazione.

Nell'area di Lampedusa oggetto di questo studio non sono presenti eventi di grande importanza. Tuttavia, si possono individuare modesti allineamenti NO-SE (rettangolo in Fig. 15) che sembrerebbero connessi al *rift* del Canale poiché paralleli alle faglie dei *graben*.

Pertanto, le faglie transpressive nei dintorni di Lampedusa non sembrano sismologicamente attive ma potrebbero esserlo dal punto di vista geodetico, forse con rilascio asismico oppure con rari terremoti. In quest'ottica, la convergenza che è esplicata da faglie ad alto angolo con componente transpressiva nel settore a SO avrebbe un ruolo crostale profondo, mentre l'estensione attiva a NE un significato crostale superficiale probabilmente legata a un fenomeno di macro-fratturazione tensile. Il potenziale sismico di queste faglie estensionali non è quantificabile su base sismologica, e l'evento maggiore assegnabile a tali faglie potrebbe essere dell'ordine di M 3.5. Se, invece, si fa riferimento all'equazione di Wells and Coppersmith, 1994 (Fig. 16) e si prende in considerazione la lunghezza della faglia Remo N master, in quanto campionata con maggiore continuità (50 km), la magnitudo ricavata è 7,05. Ovviamente tale stima è quella massima possibile ma è probabilmente esagerata in quanto non confortata dalla storia sismica del Canale.

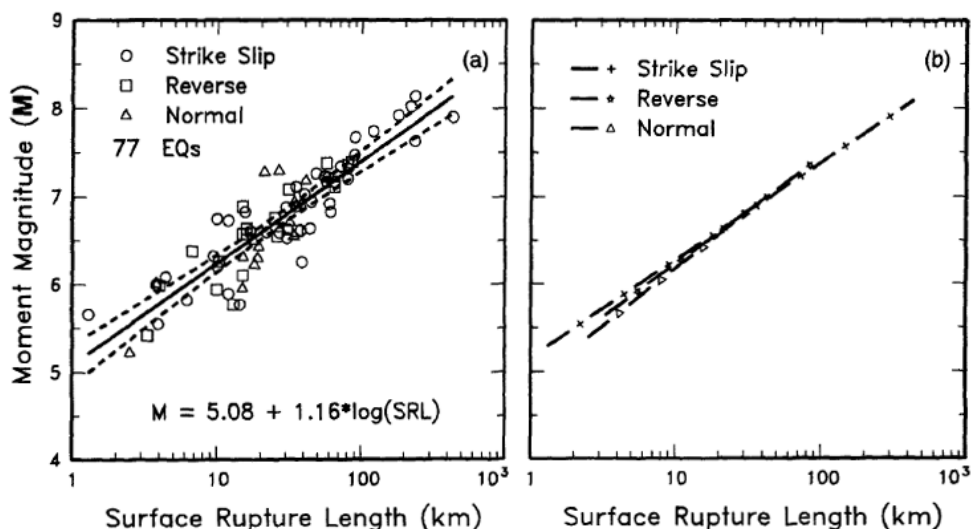




Fig. 19. (a) Regressione della lunghezza di rottura superficiale rispetto alla magnitudo. (b) Linee di regressione per le relazioni di ogni tipo di *slip*. (Wells and Coppersmith, 1994). (a) *Diagram of the surface rupture length and magnitude.* (b) *Regression lines for each type of slip.* (Wells and Coppersmith, 1994).

Per cui, se calcoliamo la magnitudo su base geologica ovvero prendendo in considerazione un parametro della faglia ritenuta più importante, si ottiene un valore molto più alto di quello ricavato da semplici considerazioni deduttive su base sismologica.

Data l'importanza del dato ottenuto da questa indagine sarebbero necessarie indagini *offshore* nei dintorni di Lampedusa con profili sismici e dati morfobatimetrici di alta e altissima risoluzione al fine di ottenere indicazioni più dettagliate.

Bibliografia

References

Antonelli, M., Franciosi, R., Pezzi, G., Querci, A., Ronco, G.P., Vezzani F., 1988. Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel. *Mem. Soc. Geol. It.* 41, 141-157.

Argnani, A., 1990. The Strait of Sicily rift zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin. *Journal of Geodynamics* 12, 311-331.

Argnani, A., Torelli, L., 2001. The Pelagian Shelf and its graben system (Italy/Tunisia). In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson & S. Crasquin-Soleau (eds), *Pei-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mèm. Mus. Natn. Hist. nat. 186, 529-544. Paris ISBN: 2-85653-528-3.

Bobier, C., Viguiet, C., Chaari, A., Chine, A., 1991. The post-Triassic sedimentary cover of Tunisia. *Tectonophysics* 195, 371-410.

Catalano, R., Franchino, A., Merlini, S., Sulli, A., 2000a. Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles. *Memorie della Società Geologica Italiana* v. 55, p. 5-16.

Colantoni, P., 1975. Note di geologia marina sul canale di Sicilia. *Giorn. Geol.* 40 (1), 187-207.

Corti, G., Cuffaro, M., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., 2006. Coexisting geodynamic processes in the Sicily Channel. *Geological Society of America, Special Paper* 409, p. 83-96.

Finetti, I., 1984. Geophysical study of the Sicily Channel Rift Zone. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata* 26 (101-102), 3-27

Ghisetti, C., Gorman, A.R., Grasso, M., Vezzani, L., 2009. Imprint of foreland structure on the deformation of a thrust sheet: the Plio-Pleistocene Gela Nappe (southern Sicily, Italy). *Tectonics* 28, TC4015, doi:10.1029/2008TC002385.

Grasso, M., Torelli, L., Mazzoldi, G., 1999. Cretaceous-Palaeogene sedimentation patterns and structural evolution of the Tunisian shelf, offshore the Pelagian Islands (Central Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 235-250.



Grasso, M., De Dominicis, A., Mazzoldi, G., 1990. Structures and tectonics setting of the western margin of the Hyblean-Malta shelf, central Mediterranean. *Ann. Tectonicae* 2, 170-120.

Klett, T.R., 2001. Total Petroleum Systems of the Pelagian Province, Tunisia, Libya, Italy, and Malta—The Bou Dabbous– Tertiary and Jurassic-Cretaceous Composite. U.S. Geological Survey Bulletin 2202-D.

Meccariello, M., 2014. Ricostruzione dell'assetto strutturale della parte nord-occidentale del Canale di Sicilia in base all'analisi di profili sismici a riflessione. Tesi di laurea in Tettonica. Università degli studi di Napoli "Federico II", a.a. 2012/2013.

Meccariello, M., Ferranti, L., Pepe, F., 2014. The NW sector of the Sicily Channel: geometry and evolution of inverted structural lineaments. *Società Geologica Italiana*, 2014-

Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, M., Bruno, V., Cannavò, F., Siligato, G., 2012. GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* vol. 117, b07401, doi:10.1029/2012jb009254, 2012.

Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., Peis, D., Gori, D., 1995. Cretaceous to Neogene structural evolution of the Lampedusa Shelf (Pelagian Sea, Central Mediterranean). *Terra Nova* 7, 200-212.

Wells, D., Coppersmith, J.K., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.

Winnock, E., 1981. Structure du bloc Pelagien. In: F.C. WEZEL (ed.), *Sedimentary Basins of the Mediterranean Margins*. Tecnoprint, Bologna: 445-467.



B) Tectono-structural evolution and potentially active faults offshore Lampedusa based on the analysis of seismic profiles.

Baldassini, N., Cavallaro, D., Di Stefano, A., Monaco, C., Patané, G.

1. Lithostratigraphy and depositional environments

The tectono-sedimentary evolution of the area, described through well data by Grasso et al. (1999), can be summarized in some stages.

Since Cretaceous the Jurassic carbonate shelf was affected by crustal break-up and rifting. Both the processes are connected with the formation of Neotethys. Along the northern edge of the African plate, north of the Tunisian shelf, the rifting started much earlier, in the Mesozoic age. In southern Sicily crustal stretching started during Triassic and gave rise to transtensional basins hosting carbonate deposits and black shales (e.g. the Streppenosa Fm. basin). The extensional tectonic was associated with volcanic activity, especially in the Maltese area. Thus, during most of Mesozoic, the African passive margin was affected by extensional activity that migrated from north to south. Consequently basinal conditions were established; they lasted in the whole Pelagian Province until Eocene, except in the Malta and Lampedusa areas, characterized by shallow water conditions until Miocene (Argnani, 1990).

During Early–Middle Cretaceous open shallow water carbonates, marls and fine siliciclastic sediments, were deposited in NW–SE trending half grabens. Therefore this succession was deposited during a *syn-rift* stage that continued until Aptian.

During Middle–Late Cretaceous the post-rift sedimentation started; it was characterized by marls and open marine carbonates. These facies represent a period of relative tectonic quiescence between the continental rifting stage and the onset of the plate collision.

Between Paleocene and Middle Eocene a regional uplift occurred; it was related to a compressive tectonic, active mainly on the southern part of the Lampedusa island (Fig. 1) leading to the development of erosion activity and *hiatuses* in the stratigraphic columns.

Folds, wrench faults and thrusts all indicate a NNW–SSE directed regional axis of compression which should correspond to the Africa plate slip vector characterizing early collisional processes vs. Europe. This compressional event marks the onset of convergence between the African and European plates and, therefore, the transition from a passive margin to a foreland area.

In Oligocene time the area was characterized by the persistence of shallow water environment. The appearance of clastic deposits, together with erosional truncations due to uplift, documented the onset of the orogenic contraction which affected the continental margin. During Messinian time, most of the region was undergoing erosion, while evaporites were deposited in the submerged parts. During Pliocene deep-water conditions were established with the following deposition of thick sequences of clastic sediments and depocenters in the three troughs and in the foredeep basin of Gela.

The detailed reconstruction of the stratigraphic asset of the Lampedusa shelf is based on available well data (Fig. 2). The wells cut through a 5 km thick Mesozoic to Recent succession. The basal formation is Nara Formation made by Jurassic platform carbonates.



These are the deepest rocks known in the area and are overlain by Lower Cretaceous deep-marine marls of the Sidi Kralif Formation. South of Lampione and Lampedusa Islands, this formation is capped by shallow-water and reefal limestones (Urgonian Facies 2). The Lower Cretaceous section is overlain by neritic shales and shallow water coarse-grained clastic sediments (Gebel Nehal and Sidi Alich Formations), alternating with carbonates. They, in turn, pass up-section into pelagic marls of the Fadhene Formation. This formation marks the onset of a deepening event which extends into the Cenomanian, with deposits of open-platform and deep-marine carbonates of Late Cretaceous to Early Eocene age (Torelli et al., 1995). The Tertiary succession consists of thick, shallow-water platform carbonates of Late Lutetian to Priabonian age, belonging to the Halk el Menzel Formation, outcropping only in the Lampione island.

In the Lampedusa shelf, the lower part of the formation is dominated by open shallow platform facies, whereas the upper part is dolomitized and was deposited in a restricted shallow platform environment.

Since all the wells were drilled on structural highs, the logged Plio-Quaternary sediments are much thinner than those deposited in the adjacent basins. Furthermore, the Messinian evaporitic unit, recorded in some seismic lines in the deepest parts of the basins, is missing in the well logs.

Torelli et al. (1995) on the base of the analysis of oil companies seismic profiles imaged the present-day tectonic asset of the Lampedusa shelf (Fig. 3). The structural features were interpreted as Neogene-Quaternary extensional faults. The map displays a series of WNW-ESE trending structural heights and extensional basins typical of the tectonic style of a continental rift.

The structural fabric is characterized by WNW-ESE, NW-SE and NE-SW trending extensional fault. The faults either are buried beneath sediments or reach the surface, indicating recent re-activation. Only a few of them show a relevant lateral continuity.

A recent volcanic suite, intercalated in the sedimentary sequence, occurs along a NNW-SSE belt, east of Lampedusa island; it could be associated with that of Linosa island.

The Lampione-Lampedusa high is the most pronounced uplifted block of the area; it is bounded by WNW-ESE and NW-SE trending normal faults and interpreted as a structural element of a large wavelength hanging wall showing a regional tilt towards NE. The Lampione-Lampedusa high is bounded, on its eastern part, by the NNW-SSE Cala Creta fault system interpreted as a late Miocene structural feature with transtensive motion. The master faults (highlighted in bold in Fig. 3), which swing from NNW-SSE to W-E, are connected through a complex transfer zone, producing sudden changes in the shape of the basins. These last date the opening of the graben of the Sicily Channel since they are filled by Plio-Quaternary clastic deposits. The direction of the regional extension inferred from the structures, is roughly NE-SW, parallel to the extension observed in central part of the Sicily Channel.

2. Seismo-stratigraphic analysis

The data extrapolated from the litho-stratigraphic analysis regarding the formations drilled by the available wells were introduced into a Geodatabase using the *Geosuite AllWorks* 2.5 software (that is mostly used to process and interpret seismic profiles). For each well were plotted the coordinates (Fig. 4) and the information



regarding each formation (name, age, depth and lithology); moreover was assigned a distinct color and a specified seismic velocity value (extrapolated from the seismo-stratigraphic analysis) for each stratigraphic unit.

The seismic profiles (available in the VIDEPI website in raster image format) were converted in segy format through a *Geosuite* application, georeferenced and imported into the Geodatabase obtaining a grid of seismic profiles (Fig. 4).

The accurate analysis of the seismic profiles allows to identify 5 different depositional horizons (Fig. 5): A, B, C, D and M, containing 4 different depositional sequences: S1, S2, S3 and S4, corresponding to 4 different variations of depositional environments.

The first horizon (A) corresponds to the sea-bottom, well recognizable since it represents the first important reflection. Downward the other 4 horizons were identified by using three different criteria to obtain a 3D reconstruction of the seismic sequences.

The first criteria is based on the identification of a marker horizon, like the horizon M that represents the first important discontinuity being well recognizable because it produces important reflections with a broad lateral continuity, high-amplitude and high value of acoustic impedance. The second is based on the well log data to identify the horizons.

The last one allows to compare, through a *Geosuite* utility, the depth of the same horizons recognized in the different well with that of the reflectors identified in the intersection of the seismic profiles. The identified reflectors correspond to major *unconformity* and *lithological boundary*. However, the correlation between the different horizons is often hard to realize because of the complexity of the tectonic of the area and low quality of the seismic data.

The horizon M was identified in all the seismic profiles due to its specific seismic characteristics; it marks the boundary between the Paleocene-Eocene deposits of Halk el Menzel (or the Messinian evaporites) and the Plio-Quaternary deposits. In some instances, e.g. where the area is highly tectonized, the reflection represents a well recognizable surface which can be interpreted as an erosional surface.

Between the sea-bottom and the horizon M there is the S1 sequence characterized by high-amplitude reflections with a good lateral continuity corresponding to the Plio-Quaternary deposits.

The horizon B marks an Eocene erosion surface, highly tectonized due to the presence of several faults; this reflector displays a variable amplitude and a moderate lateral continuity.

The seismic unit S2, located between M and B horizons (Fig. 5), corresponds to the Halk El Menzel formation and is characterized by a seismic facies with high-amplitude sub-parallel patterns interpreted as Middle–Upper Eocene shallow-platform carbonate deposits and by high-amplitude prograding patterns associated to continental-slope carbonate deposits.

The reflector C (Fig. 5) marks the onset of the *post-rift* sedimentation and indicates a widespread transgression over reef limestones of the Serdj Formation (Torelli et al., 1995).

The overlying seismic sequence (S3, located between the horizons B and C) consists of i) alternating transparent and ii) variable-amplitude seismic packages, both lacking in lateral continuity (fig. 8). The uppermost part of the sequence exhibits toplap and erosional truncations. The unit comprises shales, marls and limestones



deposited during the Albian to Early Eocene. It was affected by uplift and contraction before deposition of the Halk el Menzel Formation and records differential erosional hiatuses in the stratigraphic column.

The lowermost reflector (D) is assigned to the top of the Nara formation. It exhibits high-amplitude seismic character and high lateral continuity.

The overlying seismic sequence (S4, located between the horizons C and D) generally lies unconformably on the sequence boundary and low-angle downlap and onlap terminations occur (Fig. 5). This unit, displays many vertical and lateral facies changes from high-amplitude subparallel prograding patterns to transparent and chaotic ones; it corresponds to the complex litho-stratigraphy of the Lower Cretaceous section which may be considered as a part of syn-rift depositional systems of subsiding basins of which the facies development seems also to be controlled by major sea-level fluctuations (Bobier et al., 1991).

Since the seismic velocity data of the upper mentioned formations miss in literature, the values were extrapolated by using a reverse technique based on the identification of the depth in TWT (two-way traveltime) of the reflectors in the seismic profiles and on the thickness of the seismic facies corresponding to the formations in the well logs. Even if this method is not so accurate, it allows to obtain reliable seismic velocity values of the units.

The average seismic velocity values are: 2000 m/s for the Plio-Quaternary deposits, 5000 m/s for the Halk El Menzel formation, 4500 m/s for the deposits between Albian and Paleocene, 5000 m/s for the deposits between Aptian and Jurassic, 5500 m/s for the Nara formation.

These velocity values are in a good correspondence with those estimated, on the base of a litho-stratigraphy analysis, for the equivalent formations of the southern margin of Sicily. (Catalano et al., 2000; Ghisetti et al., 2009; Meccariello, 2014; Meccariello et al., 2014).

3. Tectono-structural evolution of the study area

The seismo-stratigraphic analysis of the seismic profiles of figure 4, interpreted in TWT and then converted in depth, allowed to reconstruct the tectono-structural asset of the area. The Fig. 6 displays the seismic profile 1036 (location in Fig. 4) where several faults showing a reverse component are present; they were active in post-Miocene since the uppermost cut reflector corresponds to the horizon M representing the base of the Plio-Quaternary deposits. Other high-angle reverse faults occur in correspondence of the Lampedusa shelf (Fig. 7); they reach a depth of at least 9 km cutting all the reflectors displayed in the seismic profile. These structures occur also in the parallel profiles (fig. 12), where it is possible to highlight the lateral variation of the Lampedusa height that gets narrower near the island; the Lampione-Lampedusa high forms a structure changing from a monocline to a gentle fold, both with a SW vergence (Figs. 7, 8 and 9).

The folding and breaking of the reflectors in correspondence of reverse faults represent the most marked peculiarities occurring in the seismic profiles of the western Lampedusa offshore.

The tectonic features identified, through the seismic profiles, in the northeastern offshore of Lampedusa, show the typical properties of extensional faults (fig. 13) some of which having a morphological effect since they cut the sea bottom.

Thus they can be considered as active tectonic features with a high intensity in Pliocene as highlighted by the sedimentary layers growing (Fig. 11).



4. Results

Transpressive activity in the southwestern sector of the area

The seismo-stratigraphic analysis of the seismic profiles allows to recognize several tectonic features and produce a structural map of the Lampedusa offshore (Fig. 12), in which it is possible to observe the direction of the main structures.

The tectono-structural evolution of the area was affected by two different geological processes.

The southwestern portion of the area is characterized by a tectonic asset controlled by WNW-ESE trending faults showing a transpressive component. Two major structural heights, called Ksar and Riccio, occur in the areas that were investigated through the two homonymous well; these heights are divided by a sector characterized by several reverse faults with a moderate length especially in the northwestern sector.

Toward NE the Lampione-Lampedusa height occur; it represents the most important tectonic features of the area originating during the transpressive phase which allowed the emersion of the two homonymous islands.

The seismo-stratigraphic analysis allows to confer a Paleocene-Pliocene age to these structures testifying the reactivation of preexisting normal faults that during Cretaceous broke the Jurassic platform; the curve of the faults, in fact, seems to follow the trend of the Triassic shelf (dotted line in Fig. 12).

Similar geometries and comparable age were deduced also for the NE-SW trending faults affecting the Mesozoic-Tertiary portion of the Ragusa-Malta plateau (Antonelli et al., 1988; Grasso et al., 1990) and some onshore and offshore sectors of the Tunisia (Bobier et al., 1991).

This underlines the point that, during the Paleogene, the tectonic regime of the Pelagian block was fairly coherent over large areas and characterized by NW-SE oriented horizontal maximum compressional stress (Grasso et al., 1999).

Uplift within the Upper Cretaceous-Lower Paleocene basinal succession can be inferred from the occurrence of *hiatuses* in well logs and from the onlap configuration of some reflectors observed in the upper part of the seismic sequences (Fig. 2).

Extensional activity in the northwestern sector of the area

In the northwestern sector of the area several extensional structures (red lines in Fig. 12) and the relative post-Messinian depositional basins occur; among them Remo Nord Ms and Remo Sud Ms (Fig. 12) are the major boundary tectonic features. The structural pattern of these features seems to be influenced, like the transpressive faults, by the trend of the Triassic shelf boundary; it is similar to that affecting the Malta, Linosa and Pantelleria *grabens* as regard the age of deformation and thus it is possible to infer the same origin. So the activity of the extensional structures identified to NW of Lampedusa is coeval with that of the structures relate to the rifting of the Sicily Channel.

This hypothesis coming from the seismo-stratigraphic analysis produces a tectonic framework different from that supposed by Torelli et al. (1995) (Fig. 3) as regard to the southwestern sector. It extends up to a recent period



the model proposed by da Grasso et al. (1999) for the Paleogene (Fig. 1). Moreover in the northeastern sector the geometry of the tectonic framework is roughly the same.

In summary the tectonic framework of the SW sector offshore Lampedusa is characterized by plates convergence performed through positive structures interpreted as reactivated paleo-tectonic features.

Instead the tectonic framework of the NE sector was influenced by the Pliocene rifting that produced the maximum intensity along the axis of the Sicily Channel.

5. Cinematic representation of the recent faults

After the tectono-stratigraphic study of the area an analysis of the displacements along the main extensional faults located in the NE portion of the area was achieved with the purpose to obtain a valuation of the seismic hazard for the Lampedusa island.

Through the Geosuite software the displacements along the fault plain in all the available seismic profiles were estimated. As regard to the faults affecting the upper sequence of the Messinian formation (Remo N and Remo N Ms, Fig. 13) the displacements were estimated along the horizon M. For the Remo N Ms sintetica and Remo S Ms, they were calculated in correspondence of the interruption of the horizon B (bottom of the Paleocene-Eocene Halk el Menzel Formation) (Fig. 14), since the low resolution of the seismic profile did not allow to estimate exactly the offset along the horizon M.

The displacements were then plotted in correlation with the distance of the relative seismic profiles in parallel to the direction of the faults to estimate the comparative value of the offset with the objective of identifying the highly tectonized areas.

On the base of the trend lines of the above displayed diagrams it is possible to infer that Remo N e Remo N Ms faults (Fig. 13), which were active during post-Messinian, were not completely plotted since they continue outside the study area; in fact the trends show only one branch of the peculiar bell-shaped curve being the maximum displacement (corresponding to the maximum of the curve) located in the middle of the fault-line and the minimum in the tip. Both the faults seem to show the same trend suggesting a high increase of the extension toward SE. An analogous hypothesis can be inferred as regard to the Remo N Master sintetica fault, which displacement increases toward SE showing similar values in comparison with the other two faults.

By extrapolating the trends of Remo N e Remo N Master sintetica faults and comparing them with that of Remo N Master fault it is possible to estimate a cumulative displacement of at least 1.1 km in the surveyed area.

To evaluate the seismic hazard of these faults, if they are still active, the location of the Lampedusa island relative to that of the faults was also imaged in both the diagrams.

Although the island is nearby of the faults location, it lies in the footwall block and so in a relative less dangerous position. Moreover it is located in correspondence of the trend-section showing the most moderate displacements (where the exposition to the eventual seismic hazard is low) and not in the center of the bell-shaped curve where the displacement reaches the maximum value.

6. Seismo-tectonics remarks



Supplementary information regarding the active tectonic of the Sicily Channel derive from the geodetic data imaged in the chapter concerning the stratigraphic and structural features of the Lampedusa Island.

Analyzing the Lampedusa motion compared to Europe, the resultant between N (1.48 mm/yr) and E (-2.21 mm/yr) components is circa 2.7 mm/y; this represents the speed motion of Lampedusa vs Pantelleria along a NW direction that is parallel to that of the Sicily Channel convergence. The divergence between Lampedusa and Malta (1.4 mm/a) is the same of that estimated by Palano et al. (2012).

The seismological data between January 1983 and June 2014 coming from *ISIDE (Italian Seismic Instrumental and parametric Data-basE)* were also plotted on the bathymetric map of the Sicily Channel (Fig. 15) by using the *Geosuite* software.

The seismic events are poorly clusterized and present low magnitude; only a few of them have $M > 3$ with the maximum energetic event ($M=3.5$) in correspondence of the Malta graben.

The area is therefore characterized by a low seismicity.

By observing the location of the seismic events with a better detail it is possible to identify a N-S alignment (elliptical dotted area in Fig. 16) extending from the eastern portion of the Avventura Bank to the Lampedusa island crossing the rift area.

This seismic pattern coincides with the location of the *Separation Belt*, identified, on the base of a structural analysis, by Argnani (1990) and interpreted as a *transfer fault zone* among different crustal segments. Moreover it represents a hypothetic dividing line between the eastern and western sectors of the Sicily Channel; the Pantelleria graben is in fact separated from the Linosa graben through this belt.

This belt could be reactivated in a preferential path in the present-day stress field.

The Lampedusa area is not affected by high-magnitude events; however limited alignment showing a circa NW-SE direction (squared dotted area in Fig. 16) probably connected to the rift of the Sicily Channel (since they are parallel to the graben boundaries faults) can be also identified.

Thus the transpressive faults affecting the surrounding of Lampedusa seem to be no more seismologically active; however they could be active from a geodetic point of view probably with an aseismic release and/or very rare seismic events.

The convergence performed by high-angle transpressive faults in the SW sector could have a deep crustal relevance, while the extension, active in the NE area, a shallower one, probably relate to a tensile macro-fracturing phenomena.

It is not possible to calculate the seismic potential from a seismological point of view since the maximum energetic event ascribable to these faults is $M=3.5$; however, if we analyze the length of the Remo N master fault (50 km) by considering the equation of WELLS and Coppersmith (1994) (Fig. 16), obtain a magnitude of 7.05.

This valuation represents obviously the maximum value; so it is probably overestimated since it is not coherent with the seismic story of the Sicily Channel.

Thus if we deduce the magnitude by considering the most important geological parameter of a fault (as the surface rupture length) obtain a much higher value than that extrapolated from simple seismological observations.



Taking into account the importance of this preliminary analysis further geophysical investigations (as new multi-channel seismic profiles and an high-resolution mapping of the area) with a multidisciplinary approach are needed offshore Lampedusa to obtain more detailed information.





C) Caratteri stratigrafici dell'Arcipelago Maltese

Baldassini N., Di Stefano, A., Pavone, P.

1. Introduzione ed inquadramento geodinamico dell'Arcipelago Maltese

L'Arcipelago Maltese (Fig. 1) occupa una posizione centro Mediterranea (circa 90 Km a Sud delle coste della Sicilia e 350 Km a Nord di quelle della Libia) e consiste di 3 isole principali (Malta, Gozo e Comino) e di numerose isole minori. L'arcipelago è caratterizzato da un'estensione, in direzione NW-SE, di circa 45 Km e da una superficie complessiva di circa 315 Km² (245 Km² costituiti dall'isola di Malta, 67 Km² da quella di Gozo e circa 2.8 Km² rappresentati dalla piccola isola di Comino). La linea di costa, che mostra nel suo complesso una lunghezza di circa 190 Km, è caratterizzata da un'alta variabilità morfologica, con coste alte nella parte occidentale dell'arcipelago e basse in quella orientale.

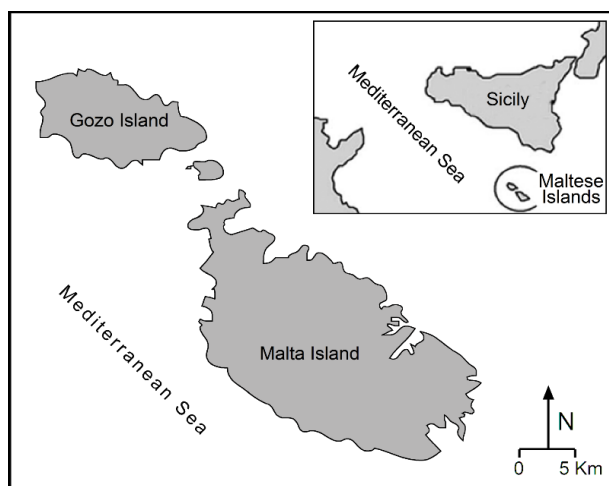


Fig. 1. L'Arcipelago Maltese e la sua posizione geografica nel Mediterraneo centrale (nel riquadro). *The Maltese Archipelago, and its position in the central Mediterranean area (inset).*

Il contesto tettonico convergente con direzione circa Nord-Sud che ha coinvolto le placche Africana ed Eurasiatica è considerato il fenomeno dominante nella modellazione del Bacino del Mediterraneo a partire dal tardo Mesozoico. Durante il Cenozoico, l'evoluzione geodinamica mediterranea è stata guidata dai processi di subduzione della crosta oceanica tetidica al di sotto di quelle continentali limitrofe (Gueguen et al., 1998; Carminati e Doglioni, 2005). Tra il Neogene ed il Quaternario, l'Arcipelago Maltese è stato coinvolto in queste profonde modificazioni tettoniche (Finetti et al., 1984; Dart, 1993; Catalano et al., 2009; De



Guidi et al., 2013). Il *Maltese Graben System* è parte della Placca Africana e rappresenta la porzione nord orientale del Rift di Pantelleria. La sua evoluzione geodinamica è stata guidata dall'impostazione di due differenti sistemi di faglie riconosciuti nell'intera *Rift Zone* del Canale di Sicilia (porzione centro-occidentale del Mar Mediterraneo): uno caratterizzato da una direzione ENE-WSW e l'altro NW-SE. In letteratura sono state proposte differenti interpretazioni riguardo alle fasi di attivazione di questi due sistemi di faglie. Dart et al. (1993) fornisce un'interpretazione secondo cui il *Maltese Graben System* sarebbe il risultato di uno sviluppo coevo dei due sistemi di rift che si sarebbe realizzato durante il Pliocene. Illies, (1980), Pedley (1990) e Gardiner et al., (1995) riconoscono una fase di *pre-rift* (più vecchia di 21 Ma) ed una di *early syn-rift* (tra 21 e 6 Ma). In accordo con questi autori, l'acme dell'attività tettonica sarebbe stata raggiunta in una fase di *late syn-rift* intorno ai 5 Ma, la quale sarebbe stata seguita da una fase di *post-rift* quaternaria. Catalano et al. (2009) riconoscono una riattivazione dei due sistemi di faglie nel tardo Quaternario.

2. Litostratigrafia della successione Maltese

Sulla base di specifici caratteri litologici, sedimentologici, paleontologici e cromatici, la successione sedimentaria Maltese è stata suddivisa in 5 formazioni (Fig. 2), il Lower Coralline

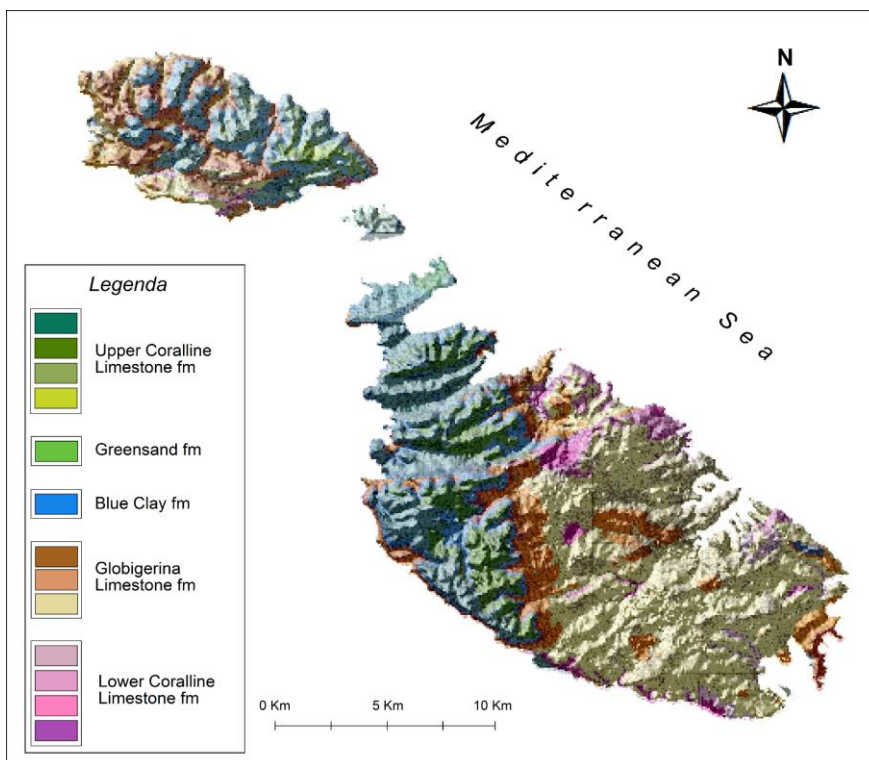


Fig. 2. Carta geologica dell'Arcipelago Maltese (Oil Exploration Directorate, 1993, modificata). *Geological map of the Maltese Archipelago (Oil Exploration Directorate, 1993, modified).*



Limestone (LCLf), il Globigerina Limestone (GLf), le Blue Clay (BCf), le Greensand (GSf) e l'Upper Coralline Limestone (UCLf).

Lower Coralline Limestone formation

La formazione tardo oligocenica (Cattiano, Giannelli e Salvatorini, 1972; Felix, 1973; Pedley, 1976; Jacobs et al., 1996) del Lower Coralline Limestone (Fig. 3) raggiunge il suo massimo spessore lungo la costa occidentale dell'Isola di Gozo (circa 140 metri) e consiste di calcari bioclastici di mare poco profondo (biospariti, biocalcareni e biomicriti).



Fig. 3. Esposizione del Lower Coralline Limestone formation (Xlendi Member) nella baia di Xlendi (costa occidentale di Gozo). *Lower Coralline Limestone formation (Xlendi Member) cropping out in the Xlendi Bay (western coast of Gozo Island).*

Pedley (1978) ha suddiviso la formazione in 4 membri (dal più vecchio al più giovane): Maghlak Member, costituito da biomicriti (*mudstones* calcaree), di colore dal giallo chiaro al grigio giallastro, con rari macrofossili ed abbondanti foraminiferi bentonici. Attard Member, caratterizzato da biospariti (*wackestones* e *packstones*), di colore grigio chiaro, con abbondanti rodoliti algali sferoidali e briozoi. Nella parte centrale dell'Isola di Malta, sono presenti scogliere satelliti (*patch-reefs*) caratterizzate da un allineamento Nord-Sud. Lo Xlendi Member, consiste di biospariti (*packstones* e *grainstones*) di colore dal grigio scuro al grigio chiaro, con abbondanti frammenti di alghe coralline ed echinoidi. Il membro è caratterizzato sia da stratificazione piana che incrociata. Il Mara Member, laterale allo Xlendi Member, consiste di biomicriti e biospariti (*packstones*, *wackestones* e *mudstones*), di colore dal giallo pallido al grigio chiaro e presenta una ben evidente stratificazione incrociata ed abbondante *Lepidocyclina*.



Il contenuto fossilifero è principalmente rappresentato da bivalvi (*Cardita*, *Lithofaga*, *Pholadomya*, etc.), gasteropodi (*Strombus*, *Natica*, *Conus*, etc.), echinoidi (tra gli altri, *Echinolampas*, *Cidaris* e, nei 10 metri sommitali, *Scutella*), brachiopodi (*Terebratula*, etc.), coralli (*Tarbellastraea*, *Favites*, *Monastraea*, *Acropora*, *Porites*, *Meandrina*, etc.), briozoi, serpulidi ed alghe coralline (spesso rappresentati da rodoliti come *Lithothamnium*, *Archaeolithothamnium*, *Melobesia*, *Lithoporella*, etc.). Abbondanti sono anche i macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Spiroclypeus*, *Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Operculinia*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, etc.).

La transizione dal Lower Coralline Limestone Fm alla soprastante formazione del Globigerina Limestone è marcata dalla presenza di una superficie fosfatizzata ben evidente sul terreno, riportata in Carbone et al. (1987) come Basal Globigerina Limestone Phosphatic Bed.

Globigerina Limestone formation

La formazione del Globigerina Limestone (Fig. 4) è composta da calcari e marne emipelagiche di colore dal giallastro al grigio chiaro rispettivamente, ascrivibili all'intervallo Oligocene superiore (Cattiano superiore) – Miocene medio (Langhiano) (Giannelli e Salvatorini, 1972; Felix, 1973; Mazzei, 1980, 1986; Foresi et al., 2007, 2011, 2014; Baldassini et al., 2013). Lo spessore della formazione è compreso tra meno di 20 metri e oltre 130 metri (Oil Exploration Directorate, 1993; Foresi et al., 2014).



Fig. 4. Esposizione del Globigerina Limestone formation nell'affioramento di Il Blata, immediatamente a sud della Victoria Line Fault (costa occidentale di Malta). L= Lower, M= Middle, U= Upper. *Globigerina Limestone formation cropping out in the Il Blata area, just south of the Victoria Line Fault (western coast of Malta Island) L= Lower, M= Middle, U= Upper.*



Il Globigerina Limestone fm è caratterizzato dalla presenza di ben evidenti superfici erosive, spesso associate a deposizione di livelli fosfatici (e.g. Föllmi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008). La formazione è suddivisa in tre membri sulla base di due livelli fosfatici principali, definiti da Rose et al. (1992) *Qammieh Conglomerate Bed* (tra il Lower ed il Middle Globigerina Limestone member) e *Xwieni Conglomerate Bed* (tra il Middle e l'Upper Globigerina Limestone member).

Il Lower Globigerina Limestone mb consiste di biomicriti e biomicrospariti (*wackestones* e *packstones*) di colore dal giallo scuro al pallido, che presentano un'intensa bioturbazione prevalentemente rappresentata da intricati sistemi di gallerie associabile a *Thalassinoides*. Il top dell'unità è definita dal Terminal Lower Globigerina Limestone Hardground (Gruszczynsky et al., 2008), una superficie fortemente fosfatizzata, altamente erosa e planare, caratterizzata da morfologie stile *hummocky*.

La base del Middle Globigerina Limestone mb è definita dalla presenza del *Qammieh Conglomerate Bed* (Giannelli e Salvatorini, 1972; Rose et al., 1992), un orizzonte spesso da 10 a 40 cm che giace in discontinuità sui depositi della sottostante unità. Questo consiste di ciottoli (*pebbles*) fosfatici di piccole dimensioni sub angolari di colore marrone scuro e di ciottoli (*cobbles*) di dimensioni fino a 15 cm, lievemente fosfatizzati di colore marrone chiaro. La matrice del livello è rappresentata da una marna biancastra con immersi fossili fosfatizzati (principalmente rappresentati da bivalvi, echinoidi, pteropodi e coralli) e non fosfatizzati (*Nautilus*, *Spatangus* and *Euspatangus* e briozoi). Granuli rotondeggianti di glauconite si rinvencono immediatamente al di sopra dell'hardground su cui giace il livello, così come in sostituzione della matrice micritica (Pedley e Bennett, 1985; Rose et al., 1992). Il top del livello è generalmente planare (risultato di processi di erosione in contesto ambientale di hardground) ed i clasti risultano cementati da pellicole policicliche di fosfato (Pedley e Bennett, 1985).

Il Middle Globigerina Limestone member consiste di biomicriti più o meno marnose (*mudstones*) di colore grigio chiaro. Occasionalmente si rinvencono anche livelli argillosi. Lungo la costa occidentale, tra Dingli (35°50'54.54"N, 14°22'47.87"E) e Fomm ir Rih Bay (35°54'24.28"N, 14°20'28.93"E), la porzione inferiore del membro è rappresentata da biomicriti marnose massive di colore biancastro, mentre quella intermedia, caratterizzata dal tipico litotipo marnoso di colore grigio, presenta dei livelli di selce. Il top dell'unità è definito dalla presenza di una superficie erosiva profondamente bioturbata (con gallerie *Planolites* and



Thalassinoides) definita da Gruszczynsky et al. (2008) *Terminal Middle Globigerina Limestone Omissionground*.

La base dell'Upper Globigerina Limestone mb è definita dallo *Xwieni Conglomerate Bed* (Giannelli e Salvatorini, 1972; Rose et al., 1992), un orizzonte dello spessore tra 10 e 30 cm che giace in discontinuità sui depositi della sottostante unità. Questo livello è formato da elementi fosfatici di dimensioni millimetriche e da ciottoli sub angolari centimetrici immersi in una matrice calcarea di colore giallo ocra. Nel livello sono presenti sia fossili fosfatizzati (pteropodi come *Vaginella* e *Cavolinia*, coralli, echinoidi, brachiopodi, balanidi, denti di squalo e molluschi come *Aturia*, *Conus* e *Xenophora*) che non fosfatizzati (molluschi, principalmente rappresentati da pettinidi, ostreidi e gasteropodi, echinoidi, come *Hemiaster* e *Echinolampas*, e briozoi).

L'Upper Globigerina Limestone mb è caratterizzato da 3 litotipi ampiamente distribuiti nell'arcipelago:

1. un litotipo basale, caratterizzato da calcari compatti di colore marrone-giallastro; i massimi spessori si riconoscono nella Penisola di Delimara, dove raggiunge i 32 metri (Foresi et al., 2011);
2. un litotipo intermedio, composto da marne calcaree di colore grigio, con uno spessore riconosciuto nell'intero arcipelago di 4.50 metri. John et al. (2003) ha descritto questo intervallo come *Clay Rich Interval*.
3. Un litotipo sommitale, contraddistinto da un'alternanza di livelli marnosi di colore grigio e carbonatici, fortemente bioturbati ed induriti, di colore dal giallo al marrone scuro.

Il contenuto fossilifero è prevalentemente rappresentato da rari pettinidi (*Chlamys* e *Flabellipecten*), gasteropodi ed echinoidi (*Spatangus* and *Schizaster*).

Nel metro sommitale della sua distribuzione, in un intervallo definito da Felix (1973) *Transitional Zone*, l'Upper Coralline Limestone mb è caratterizzato da una riduzione nel contenuto in carbonato di calcio e da un concomitante incremento in contenuto pelitico. Il top di questo livello, che coincide con l'inizio delle marne della formazione delle Blue Clay, riveste un importante significato in cronostratigrafia, poiché marca il *Global Stratotype Section and Point* (GSSP) del Serravalliano, definito nella sezione di Ras il Pellegrin da Hilgen et al. (2009) a 13.82 Ma.



Blue Clay formation

La formazione delle Blue Clay (Fig. 5) consiste di marne più o meno argillose caratterizzate da uno spessore massimo di 75 metri (Oil Exploration Directorate, 1993). I depositi ascrivibili a questa formazione di età langhiana – tortoniana inferiore (Felix, 1973; Giannelli e Salvatorini, 1975; Mazzei, 1986; Sprovieri et al., 2002), sono principalmente distribuiti nella porzione occidentale e settentrionale dell'isola di Malta ed in quella centrale ed orientale di quella di Gozo.



Fig. 5. Esposizione delle Blue Clay formation nell'affioramento di Gnejna Bay (costa occidentale di Malta). *Blue Clay formation cropping out in the Gnejna Bay area (western coast of Malta Island).*

Il contenuto fossilifero consiste principalmente di bivalvi (*Cardium*, *Nicula*, *Tellina*, etc.), gastropods (*Conus*, *Strombus*, *Ficus*, *Ficopsis*, *Scalaria*, *Xenophora*, *Turritella*, etc.), echinoidi (*Echinolampas*, *Schizaster*, *Spatangus*, *Pentacrinus*, *Cidaris*, etc.), cefalopodi (*Aturia*), coralli (*Flabellum*, *Stephanophyllia*, *Balanophyllia*, etc.), brachiopodi, pteropodi, pesci e mammiferi.

Talvolta, il top della formazione è marcato dall'inizio della deposizione della formazione delle Greensand; in altri casi è la formazione dell'Upper Coralline Limestone che giace immediatamente al di sopra delle Blue Clay.

Greensand formation

La formazione delle Greensand (Fig. 6) è caratterizzata da sedimenti di colore grigio-verdastro ricchi in glauconite e dispersi ciottoli (*pebbles*) e fossili fosfatizzati. La formazione, di età tortoniana inferiore (Giannelli e Salvatorini, 1975; Mazzei, 1986; Kienel et al., 1995), risulta organizzata in livelli massivi e non supera gli 11 metri di spessore nell'intero arcipelago.



Fig. 6. Foto di dettaglio della formazione delle Greensand affioranti nell'area di Dabrani (porzione settentrionale dell'isola di Gozo). *Detailed view of the Greensand formation cropping out in Dabrani area (northern sector of the Gozo Island).*

Il contenuto fossilifero della formazione è prevalentemente rappresentato da molluschi (*Glycimeris*, *Cardium*, *Chlamys*, *Ostrea*, etc.), gasteropodi, brachiopodi, echinoidi (*Clypeaster*, *Heteroclypeus*, *Echinolampas*, *Schizaster*, etc.), briozoi, denti di squali, vertebrati marini e alghe.

Upper Coralline Limestone formation

La formazione dell'Upper Coralline Limestone (Fig. 7) mostra uno spessore massimo di 100 metri (Oil Exploration Directorate, 1993) ed è attribuita al Messiniano pre-evaporitico (Giannelli e Salvatorini, 1975; Russo e Bossio, 1975; Mazzei, 1986). Pedley (1976, 1978) ha suddiviso la formazione in 4 membri, descritti di seguito dal più vecchio al più giovane. 1- Ghajin Member: consiste di biomicriti e biomicrospariti con abbondante *Heterostegina costata*; 2- Mtarfa Member, formato da bioerme con abbondanti e diversificate associazioni di flora e fauna (*Lithophyllum*, briozoi incrostanti, brachiopodi, come *Terebratula*, *Aphelesia*, *Megathiris*, *Argyrotheca*, *Mergelia*, bivalvi, echinoidi, etc.); 3- Tal Piktal Member, costituito da calcari bioclastici con abbondanti alghe coralline, coralli (*Tarbellastraea*, *Acropora*, *Diploastraea*) e molluschi (*Lithophaga*, *Chama*, *Cardita*, *Cardium*, *Strombus*, *Turritella*, etc.);



4- Gebel Imbark Member, formato da calcari bioclastici oolitici a stratificazione incrociata, al di sopra dei quali giace un deposito stromatolitico algale.



Fig. 7. Esposizione dell'Upper Coralline Limestone formation nell'area di Qammieh (costa settentrionale dell'isola di Malta).
Upper Coralline Limestone formation cropping out in the Qammieh area (northern coast of Malta Island).

3. Caratteri geomorfologici dell'Arcipelago Maltese

Come accennato in precedenza, l'Arcipelago Maltese è caratterizzato da due sistemi di faglie normali: quelle orientate ENE-WSW e quelle NW-SE. La *Victoria Line Fault* (Fig. 8) appartiene al primo gruppo di faglie ed attraversa la parte settentrionale dell'Isola di Malta da Fomm ir Rih (lungo la costa occidentale) a Madliena Tower (lungo la costa orientale).

A nord della faglia, la tettonica distensiva ha dato origine ad una successione di horst e graben, evidenziati sul terreno da un'alternanza di creste e valli. In questo inquadramento tettonico, il *South Comino Channel* ed il *North Comino Channel* rappresentano due graben, separati da un horst corrispondente all'Isola di Comino.

A sud della *Victoria Line Fault*, a causa dei processi erosivi che hanno coinvolto i depositi della successione, è rappresentata quasi esclusivamente dalla formazione del Globigerina Limestone (Figs. 1, 8). Solamente nel Rabat-Dingli Plateau, nella parte occidentale dell'isola (Figs. 1, 8), si riconoscono tutte e cinque le formazioni della successione maltese.

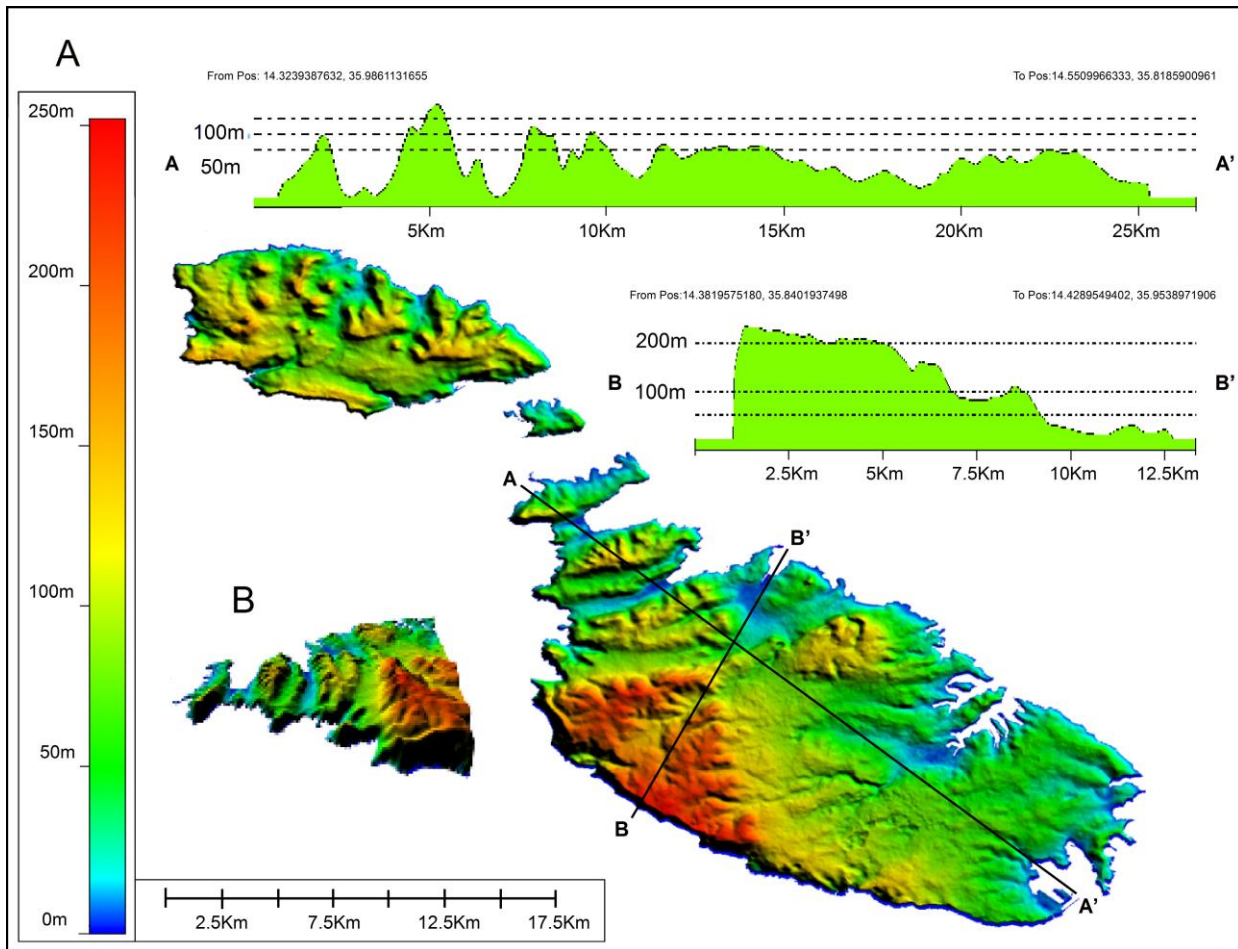


Fig. 8. A) Modello altimetrico digitale (DTM) dell'Arcipelago Maltese, con in evidenza le principali caratteristiche morfologiche. B) Visione prospettica da ovest del DTM mostrante la struttura a horst e graben della parte settentrionale dell'isola di Malta. A) *Digital Terrain Model (DTM) of the Maltese Archipelago showing the main morphological evidences.* B) *Perspective view from west of the DTM highlighting the horst and graben structure of the northern part of the Malta Island.*

Anche la *South Gozo Fault*, che taglia la parte meridionale dell'isola di Gozo da Mgarr ix-Xini (lungo la costa sud occidentale) a Ras il-Qala (lungo la costa orientale), appartiene allo stesso gruppo di faglie con trend WSW-ENE.

La porzione meridionale dell'Isola di Malta è invece dominata da faglie orientate NW-SE di cui la principale è la *Maghlaq Fault*, lungo la costa meridionale (Fig. 9).



Fig. 9. Maghlaq Fault in affioramento lungo la costa meridionale dell'isola di Malta. *The Maghlaq Fault cropping out along the southern coast of Malta Island.*



Risulta quindi evidente come la tettonica abbia giocato un ruolo fondamentale nella modellazione del paesaggio dell'Arcipelago Maltese. Le maggiori altitudini si riconoscono nella porzione occidentale dell'isola di Malta (250 metri nell'area di Ta'Zuta, sulle scogliere di Dingli) e lungo la costa occidentale dell'isola di Gozo (190 metri nell'area di Dbiegi), in corrispondenza delle maggiori linee di faglia.

L'intero arcipelago è caratterizzato da un *tilting* verso nordest, che ha guidato le acque superficiali (Fig. 10) in un sostanziale allineamento alla direzione delle faglie orientate WSW-ENE, innescando la formazione di numerose valli (Paskoff, 1985). Queste aree sono caratterizzate, specialmente nell'isola di Malta, da un fondovalle piatto, risultato della deposizione di depositi alluvionali la maggior parte dei quali è stato intensamente rielaborato dallo sviluppo crescente di attività agricole e dell'urbanizzazione.

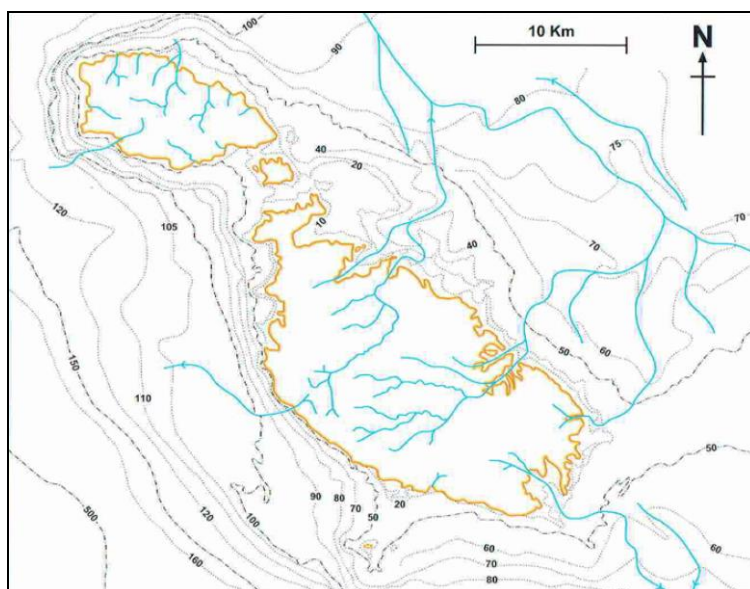


Fig. 10. Modello di drenaggio a terra riconosciuto per l'Arcipelago Maltese e le aree circostanti a mare (da Pedley et al., 2002).
Onland drainage pattern recognized for the Maltese Archipelago and the surrounding submarine areas (from Pedley et al., 2002).

Oltre alla modellazione del paesaggio connessa all'attività tettonica, un ruolo fondamentale è stato quello della differente resistenza all'erosione (da onda, vento, ecc.) dei differenti litotipi della successione maltese.

Il settore costiero meridionale e occidentale dell'Isola di Malta è caratterizzato da falesie subverticali che mostrano uno spessore crescente muovendo verso nord. Tali falesie, formate dal Lower Coralline Limestone, presentano un'altezza media di 100-120 metri nel

tratto meridionale, e mostrano spessori medi di 200-225 metri lungo la costa occidentale dell'isola, a ridosso della *Victoria Line Fault* (Figs. 8A, 8B, 11A).

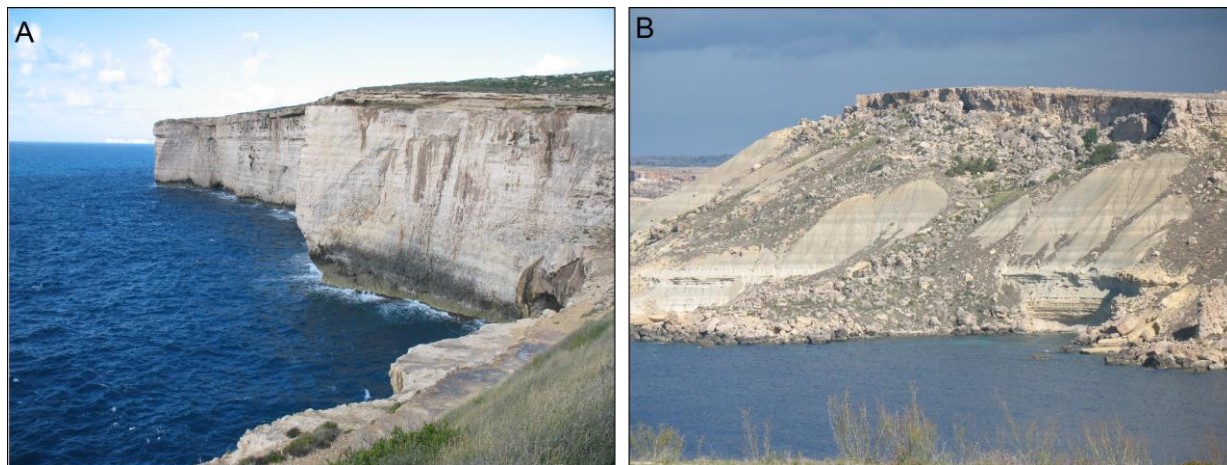


Fig. 11. A) Esposizione del Lower Coralline Limestone fm (Attard Member) nell'area di Il Blata (costa occidentale di Malta, sud della *Victoria Line Fault*). B) Esposizione della successione Globigerina Limestone fm, Blue Clay fm, Upper Coralline Limestone fm (Mtarfa – Tal Piktal members) nella baia di Fomm ir Rih (costa occidentale di Malta, nord della *Victoria Line Fault*). A) Lower Coralline Limestone fm (Attard Member) cropping out in the Il Blata area (western coast of Malta Island, south of the *Victoria Line Fault*). B) Globigerina Limestone fm (in the lower part of the outcrop), Blue Clay fm, Upper Coralline Limestone fm (Mtarfa-Tal Piktal members) cropping out in the Fomm ir Rih Bay (western coast of Malta Island, north of the *Victoria Line Fault*).

Nella porzione settentrionale dell'Isola di Malta, a nord della *Victoria Line Fault*, la formazione del Lower Coralline Limestone risulta sommersa e si osservano in affioramento spessori variabili ascrivibili all'intervallo Globigerina Limestone – Upper Coralline Limestone (Fig. 2). In quest'area sono frequenti i fenomeni di crollo, fratturazione e cedimento differenziale connessi alla presenza di oltre 50 metri delle marne più o meno argillose della formazione delle Blue Clay al di sotto dell'Upper Coralline Limestone (Fig. 11B). Tale instabilità, riconosciuta anche in molte aree urbane dell'arcipelago edificate su un analogo pattern geologico (ad es., Mdina o Popeye Village nell'isola di Malta o Rabat e Fort Chambray in quella di Gozo), è legata, all'azione di acque di percolazione, che danno luogo ad intensi fenomeni di dissoluzione con conseguente sviluppo di fessurazioni e cavità (e.g., Pedley et al., 2002; Gigli et al., 2012).

Anche la costa meridionale dell'isola di Gozo è caratterizzata da coste alte, dove il Lower Coralline Limestone fm forma falesie subverticali dello spessore medio di 125-150 metri (Figs. 3, 8A).

La formazione dell'Upper Coralline Limestone forma, nella porzione occidentale dell'isola di Malta, un ampio plateau, reso evidente in figura 8 dalle quote più elevate marcate



in colore rosso. Nell'isola di Gozo, invece, tali strutture tabulari sono ridotte a mesa prevalentemente distribuite nella parte settentrionale ed orientale dell'isola. Inoltre lungo la costa nord occidentale di Malta sono osservabili valli tagliate (Fig. 12) effetto del tilting post Miocenico che ha coinvolto l'arcipelago.



Fig. 12. Valli tagliate lungo la costa nord occidentale dell'isola di Malta. *Cut-back-valley along the north western coast of Malta Island.*

Una morfologia caratterizzata da ambienti di costa bassa è invece tipica della parte orientale e nord orientale di Malta e di quella settentrionale di Gozo (Fig. 8A), dove sono presenti quasi esclusivamente affioramenti di Lower Coralline Limestone e Globigerina Limestone. Qui si osservano piattaforme di abrasione marina emerse (Fig. 13A). Frequenti in queste aree di costa bassa sono anche gli accumuli di massi (Fig. 13B) connessi al trasporto prodotto dall'attività dell'onda di tempesta o di tsunami (Mottershead et al., 2014).

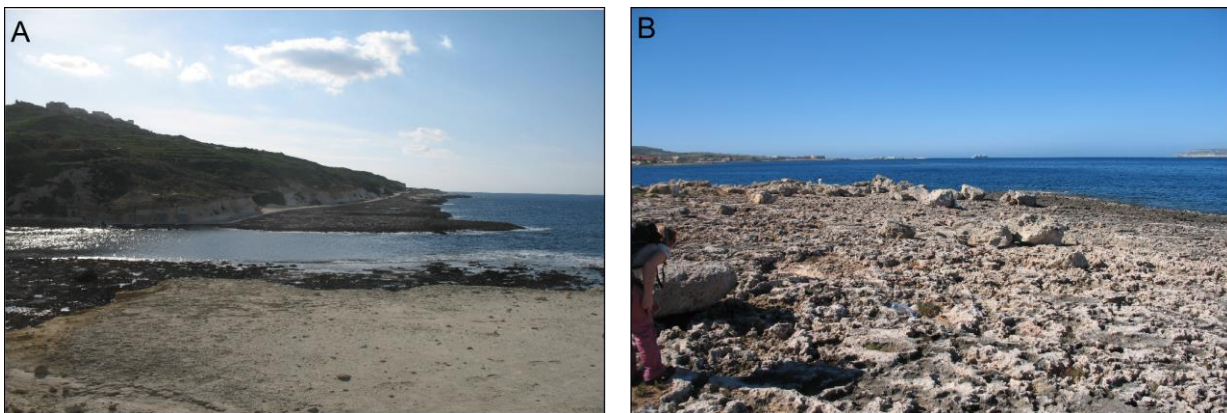


Fig. 13. A) Piattaforma di abrasione marina nell'area di Xwieni Bay (costa settentrionale dell'isola di Gozo). B) Accumuli di massi ad Ahrax Point (costa settentrionale dell'isola di Malta). A) *Wave-cut platform in the Xwieni Bay area (northern coast of Gozo Island).* B) *Boulder accumulation at Ahrax Point (northern coast of Malta Island).*



La presenza in queste aree di litotipi più facilmente erodibili prevalentemente ascrivibili alla formazione del Globigerina Limestone (Fig. 2), ha facilitato la formazione di profonde insenature formatesi in risposta all'ingressione marina durante il Quaternario (Magri, 2001). E' questo il caso delle valli fluviali di il-Wied tal-Kalkara e di il-Wied ta' Rinella che "sfociano" nel Grand Harbour e nel Marsamxett Harbour rispettivamente, e che presentano una continuazione ormai sommersa (Fig. 10).

Le coste dell'Arcipelago Maltese sono caratterizzate da numerose calette di forma semi circolare, prodotte per dissoluzione dei carbonati ad opera delle acque di percolazione e conseguente collasso della struttura (Fig. 14). Nell'isola di Gozo queste strutture si riconoscono lungo la costa occidentale (Qawra e Dwejra Bay), mentre nell'isola di Malta sono più ampiamente distribuite. Esempi sono la struttura di Blue Grotto lungo la costa meridionale e di Paradise Bay, lungo quella nord occidentale.



Fig. 14. Struttura semicircolare riconoscibile nell'area di Dwejra Bay (costa nord occidentale dell'isola di Gozo). *Semi circular structure in the Dwejra Bay area (northwestern coast of Gozo Island).*



4. Risultati

In figura 15 e 16 e nelle tabelle 1 e 2 sono riportati gli autori e le sezioni da questi studiate rispettivamente nell'isola di Malta e di Gozo. La maggior parte degli studi effettuati nell'Isola di Malta sono concentrati in 3 macroaree:

- Costa sudorientale: si tratta di lavori con taglio bio-cronostratigrafico incentrati sui tre membri della formazione Globigerina Limestone (e.g., Foresi et al., 2011, 2014; Baldassini et al., 2013).
- Costa orientale: in quest'area affiora unicamente l'unità inferiore della formazione del Globigerina Limestone e su di essa si sono concentrati gran parte dei lavori esistenti (e.g., Mazzei, 1986; Foresi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008; Baldassini et al., 2013).
- Costa occidentale e nordoccidentale: in quest'area affiora l'intera successione Maltese. I molteplici studi in quest'area affrontano sia tematiche geologiche (e.g., Pedley e Waugh, 1976; Carbone et al., 1987; Rehfeld and Janssen, 1995; Jacobs et al., 2006; John et al., 2003; Follmi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008), che bio-stratigrafiche e/o ciclostratigrafiche (Martini, 1971; Giannelli e Salvatorini, 1972, 1975; Theodoridis, 1984; Mazzei, 1986; Sprovieri et al., 2002; Abels et al., 2005; Foresi et al., 2008; Hilgen et al., 2009; Baldassini et al., 2013).

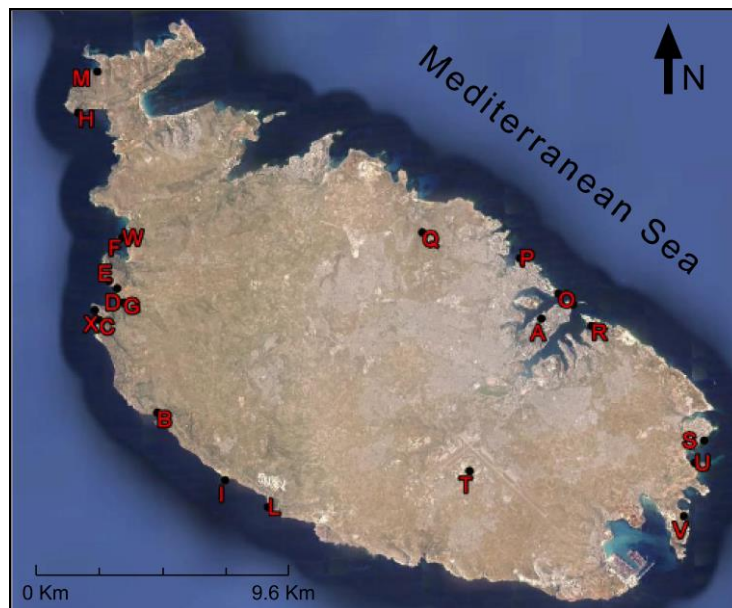


Fig. 15. Posizione delle principali aree oggetto di studio considerate in letteratura per l'isola di Malta. Le lettere fanno riferimento alla Tab. 1. *Location of the main study areas considered in literature for the Malta Island. The letters refers to Tab. 1.*



Gli studi esistenti per l'isola di Gozo sono invece prevalentemente concentrati su aree costiere e possono essere schematizzati, sulla base delle tematiche trattate, in 2 macroaree:

- Costa occidentale: in quest'area affiora quasi esclusivamente la formazione basale della successione Maltese (Lower Coralline Limestone) e, solo in rarissimi affioramenti prevalentemente ubicati nella parte meridionale dell'area in oggetto (ad esempio l'affioramento di Xlendi) affiora anche l'unità stratigraficamente soprastante, il Lower Globigerina Limestone member. Gli studi sono prevalentemente di carattere geologico e sedimentologico (e.g., Pedley e Wauhgh, 1976; Pedley e Bennett, 1985; Carbone, 1987; Rehfeld e Janssen, 1995; John et al., 2003; Follmi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008).
- Costa settentrionale, orientale e meridionale: la presenza in quest'area delle formazioni intermedie della successione Maltese (Globigerina Limestone e Blue Clay) ha consentito approcci anche di tipo biostratigrafico e/o ciclostratigrafico (e.g., Giannelli e Salvatorini, 1972, 1975; Theodoridis, 1984; Mazzei, 1986; Foresi et al., 2008; Mourik et al., 2011; Baldassini et al., 2013).

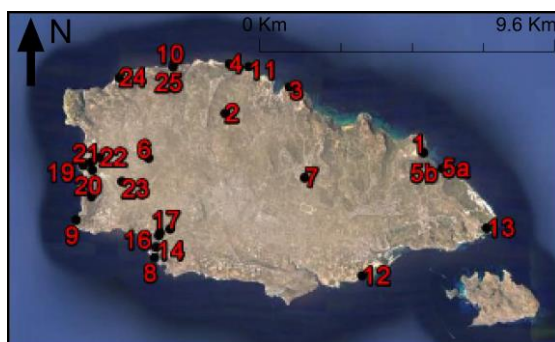


Fig. 16. Posizione delle principali aree oggetto di studio considerate in letteratura per l'isola di Gozo. I numeri fanno riferimento alla Tab. 2. *Location of the main study areas considered in literature for the Gozo Island. The letters refers to Tab. 2.*

Nell'ambito del progetto SIMIT sono state effettuate numerose campagne di rilevamento geologico e stratigrafico sia nell'isola di Malta che in quella di Gozo prestando particolare attenzione a quelle aree in cui i caratteri litologici riconosciuti fossero associabili a maggiore vulnerabilità e, di conseguenza, in cui il rischio fosse più marcato.

In quest'ottica le aree di studio sono state scelte in funzione della presenza di più o meno potenti spessori di litotipi marnoso/argillosi riferibili all'unità intermedia della formazione del Globigerina Limestone (Middle Globigerina Limestone) o alla formazione delle Blue Clay, a cui sono solitamente attribuite responsabilità di fratturazioni o cedimenti nelle



formazioni soprastanti (spesso ben evidenti nella formazione dell'Upper Coralline Limestone su cui sono state comunemente edificati parte dei nuclei urbani maltesi).

A tale scopo sono state effettuate analisi di dettaglio in affioramenti localizzati:

- a ridosso della *Victoria Line Fault* e nella parte nordoccidentale di Malta: le sezioni di Blata L-Blajda (Figs. 17, 18), Gnejna Bay (Figs., 17, 19), Il Blata (Figs. 17, 20), Qammieh (Figs. 17, 21) e sono state rimisurate e campionate. I log litostratigrafici di dettaglio ed i risultati bio-cronostratigrafici ottenuti hanno consentito di effettuare correlazioni con altre ben note successioni come quella di Dingli e quella di Ras Il Pellegrin (rispettivamente a sud e di poco a nord della *Victoria Line*), evidenziando differenze negli spessori delle singole formazioni nei differenti affioramenti;
- nella Penisola di Delimara (Figs. 17, 22), nella parte sud orientale di Malta, dove si osservano i massimi spessori riconosciuti nell'arcipelago dell'unità marnosa della formazione del Globigerina Limestone (Middle Globigerina Limestone);
- lungo la costa di Gozo: attraverso l'analisi lito-e biostratigrafica delle sezioni di Qala Point (Figs. 17, 23), Xatt L-Ahmar (Figs., 17, 24) e Reqqa Point-Xwieni Bay (Figs. 17, 25) è stato possibile evidenziare come l'azione di una tettonica sinsedimentaria miocenica inferiore abbia prodotto assottigliamenti (fino alla scomparsa in alcune aree) dell'unità intermedia della formazione del Globigerina Limestone (Middle Globigerina Limestone). Inoltre uno studio di dettaglio è stato effettuato nell'area di Dabrani (settore settentrionale dell'isola, Figs. 17, 26) dove affiora uno spessore di oltre 40 metri dei depositi marnoso-argillosi delle Blue Clay.

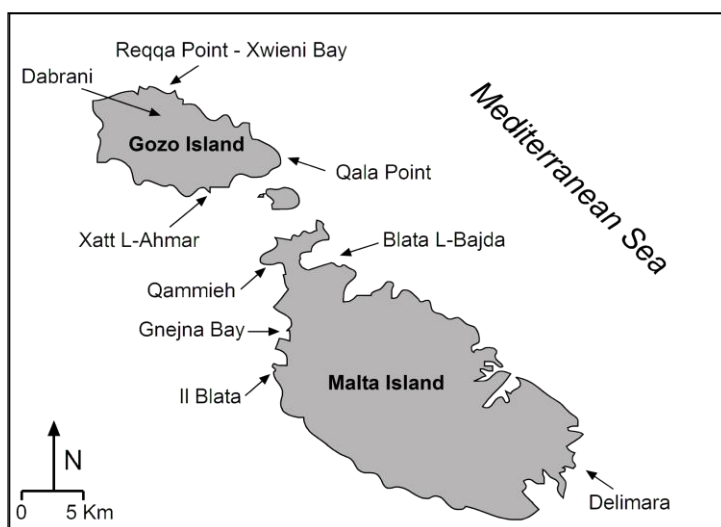


Fig. 17. Mappa mostrante la posizione delle sezioni considerate. *Location map of the considered sections.*



ISLAND	CODE ON THE MAP	AUTHOR	NAME OF THE SECTION	COORDINATES
Malta	A	Mazzei (1986)	Valletta	35°53'53.33"N 14°30'26.82"E
		Baldassini et al. (2013)	Valletta	
Malta	B	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 4	35°52'15.54"N 14°21'12.93"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 4	
		Mazzei (1986)	Sezione 4	
		Foresi et al. (2008)	Sezione 4	
		Baldassini et al. (2013)	Mthaleb	
Malta	C	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 6	35°54'04.80N 14°19'52.99"E
		Mazzei (1986)	Sezione 6	
		Foresi et al. (2008)	Sezione 6	
		Baldassini et al. (2013)	Il Blata	
Malta	D	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 5	35°54'41.00"N 14°20'19.96"E
		Giannelli and salvatorini (1975)	Sezione 5	
		Mazzei (1986)	Sezione 5	
Malta	E	Martini (1971)	Fommer Rih Bay	35°54'50.20"N 14°20'08.49"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 5b	
		Theodoridis (1984)	Ras il Pellegrin	
		Foresi et al. (2008)	Ras il Pellegrin	
		Sprovieri et al. (2002)	Ras il Pellegrin	
		Abels et al. (2005)	Ras il Pellegrin	
		Hilgen et al. (2009)	Ras il Pellegrin	
		Mourik et al. (2011)	Ras il Pellegrin	
Malta	F	Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 1	35°55'35.62"N 14°20'38.27"E
		Theodoridis (1984)	Gnejna Bay	
		Follmi et al. (2008)	Gnejna Bay	
Malta	G	Pedley and Waugh (1976)	Fomm ir Rih Bay	35°54'24.28"N 14°20'28.93"E
		Pedley and Bennett (1985)	Fomm ir Rih Bay	
		Rehfeld and Janssen (1995)	Fomm Iir Rih	
		Jacobs et al. (1996)	Fomm ir Rih Bay	
		Foresi et al. (2008)	Fomm ir Rih Bay	
		Follmi et al. (2008)	Fomm ir Rih Bay	



		Baldassini et al. (2013)	Fomm ir Rih	
Malta	H	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 8	35°58'07.28"N 14°19'30.47"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 8	
		Jacobs et al. (1996)	Qammieh	
		John et al. (2003)	Qammieh	
		Follmi et al. (2008)	Qammieh	
		Gruszczynski et al. (2008)	Qammieh	
		Baldassini et al. (2013)	Qammieh	
Malta	I	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 3	35°50'54.54"N 14°22'47.87"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 3	
		Foresi et al. (2008)	Sezione 3	
		Baldassini et al. (2013)	Dingli	
Malta	L	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 9	35°50'22.56"N 14°23'48.22"E
		Felix (1973)	Type Section LCLf	
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 9	
Malta	M	Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 7	35°58'54.53"N 14°19'59.46"E
Malta	N	Foresi et al. (2008)	Fort St. Elmo	35°54'09.06"N 14°31'12.78"E
		Baldassini et al. (2013)	Fort St. Elmo	
Malta	O	Foresi et al. (2008)	Qui Si Sana	35°54'22.42"N 14°30'52.03"E
		Baldassini et al. (2013)	Qui Si Sana	
Malta	P	Foresi et al. (2008)	Sliema	35°55'04.43"N 14°29'58.13"E
		Gruszczynski et al. (2008)	Sliema	
		Baldassini et al. (2013)	Sliema	
Malta	Q	Baldassini et al. (2013)	Wied id-Dis	35°55'37.13"N 14°27'39.36"E
Malta	R	Baldassini et al. (2013)	Kalkara	35°53'43.38"N 14°31'38.20"E
Malta	S	Foresi et al. (2008)	MAR.	35°51'26.17"N 14°34'15.16"E
		Baldassini et al. (2013)	Marsaskala	
Malta	T	Baldassini et al. (2013)	Huttaf Gandolf	35°50'58.30"N 14°28'37.77"E
Malta	U	Foresi et al. (2014)	St. Thomas	35°51'00.3"N 14°34'00.8"E
Malta	V	Foresi et al. (2011)	St. Peter's Pool	35°49'58.60"N 14°33'43.38"E
Malta	W	Martini (1971)	Ghajn Tuffieha	35°55'40.18"N 14°20'28.42"E
		Pedley and Waugh (1976)	Località 6	



		Fornaciari et al. (1996)	Karraba	
Malta	X	Pedley and Waugh (1976)	Rdum il-Qammieh	35°54'16.71"N 14°19'46.82"E
		Pedley and Bennett (1985)	Gebel Imbark	

Tab. 1. Le lettere corrispondono alle sezioni riportate in Fig. 15 con le relative coordinate e gli autori che le hanno studiate.
The letters correspond to the sections of Fig. 15 with the coordinates and the authors.

ISLAND	CODE ON THE MAP	AUTHOR	NAME OF THE SECTION	COORDINATES
Gozo	1	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezioni 10a / 10b	36° 3'13.90"N 14°18'38.89"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezioni 10a / 10b	
		Mazzei (1986)	Sezione 10	
Gozo	2	Felix (1973)	Blue Clay and Greensand Type Section	36°03'58.68"N 14°14'27.51"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 15	
		Mazzei (1986)	Sezione 15	
		Carbone et al. (1987)	Marsalforn Valley	
		Foresi et al. (2008)	Sezione 15	
		Baldassini et al. (2013)	Dabrani	
Gozo	3	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 13	36°04'24.51N 14°15'50.24"E
		Theodoridis (1984)	Marsalforn	
		Jacobs et al. (1996)	Marsalforn	
		Föllmi et al. (2008)	Marsalforn	
		Mourik et al. (2011)	Marsalforn	36°04'49.41"N 14°14'34.36"E
Gozo	4	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 12	
		Theodoridis (1984)	Reqqa Point	
		Carbone et al. (1987)	Ghar il Qamh	
		Rehfeld and Janssen (1995)	Reqqa Point	
		Jacobs et al. (1996)	Reqqa Point	
		Foresi et al. (2008)	Sezione 12	36°02'57.38"N 14°19'01.85"E
		Baldassini et al. (2013)	Reqqa Point	
Gozo	5a	Föllmi et al. (2008)	Dahlet Qorrot 1	36°02'57.38"N 14°19'01.85"E
		Baldassini et al. (2013)	Dahlet Qorrot 1	



Gozo	5b	Föllmi et al. (2008)	Dahlet Qorrot 2	36°02'59.72"N 14°19'08.48"E
Gozo	6	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 11	36°03'15.20"N 14°12'49.62"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 11	
		Baldassini et al. (2013)	Santa Lucija	
Gozo	7	Giannelli and Salvatorini (1972)	Sezione 14	36°02'51.24"N 14°16'07.10"E
		Giannelli and Salvatorini (1975)	Sezione 14	
Gozo	8	Pedley and Bennett (1985)	Xlendi	36°01'33.32"N 14°12'53.34"E
		Rehfeld and Janssen (1995)	Xlendi Bay	
		Foresi et al. (2008)	Sezione 17	
		Baldassini et al. (2013)	Xlendi	
Gozo	9	Baldassini et al. (2013)	Wardija Point	36°02'13.70"N 14°11'14.82"E
Gozo	10	Rehfeld and Janssen (1995)	Forna Point	36°04'52.06"N 14°13'24.03"E
		Foresi et al. (2008)	Sezione M19	
		Baldassini et al. (2013)	Forna Point	
Gozo	11	Rehfeld and Janssen (1995)	Xwieni Bay	36°04'46.38"N 14°14'58.88"E
		Gruszczynski et al. (2008)	Xwieni	
Gozo	12	John et al. (2003)	Xatt L-Ahmar	36°01'09.45"N 14°17'16.74"E
		Pedley and Bennett (1985)	Fort Chambray	
Gozo	13	Pedley and Bennett (1985)	Qala Coast	36°01'55.15"N 14°19'56.66"E
Gozo	14	Pedley and Bennett (1985)	Section A	36°01'44.02"N 14°12'55.87"E
Gozo	15	Pedley and Waugh (1976)	Locality 2	36°01'56.06"N 14°12'59.72"E
		Pedley and Bennett (1985)	Section B	
Gozo	16	Pedley and Waugh (1976)	Locality 3	36° 1'58.48"N 14°13'1.23"E
		Pedley and Bennett (1985)	Section C	
Gozo	17	Pedley and Waugh (1976)	Locality 1	36°02'02.21"N 14°13'14.41"E
		Pedley and Bennett (1985)	Section D	
Gozo	18	Pedley and Bennett (1985)	Section E	36°02'37.16"N 14°11'35.70"E
Gozo	19	Pedley and Bennett (1985)	Section F	36°03'09.46"N 14°11'25.51"E
		Rehfeld and Janssen (1995)	Dweira Bay	
Gozo	20	Pedley and Bennett (1985)	Section G	36°03'04.48"N 14°11'37.15"E
Gozo	21	Pedley and Bennett (1985)	Section H	36°03'12.53"N 14°11'35.81"E
Gozo	22	Pedley and Bennett (1985)	Section I	36°03'16.90"N



		Carbone et al. (1987)	Ghajn Abdul	14°11'47.26"E
Gozo	23	Föllmi et al. (2008)	San Lawrence	36°02'51.92"N 14°12'14.74"E
Gozo	24	Foresi et al. (2008)	Section M32	36°04'38.25"N 14°12'13.85"E
Gozo	25	Foresi et al. (2008)	Section M18	36°04'47.81"N 14°13'22.95"E

Tab. 2. I numeri corrispondono alle sezioni riportate in Fig. 16 con le relative coordinate e gli autori che le hanno studiate. *The numbers correspond to the sections of Fig. 16 with the coordinates and the authors.*

Sezione: Blata L-Blajda

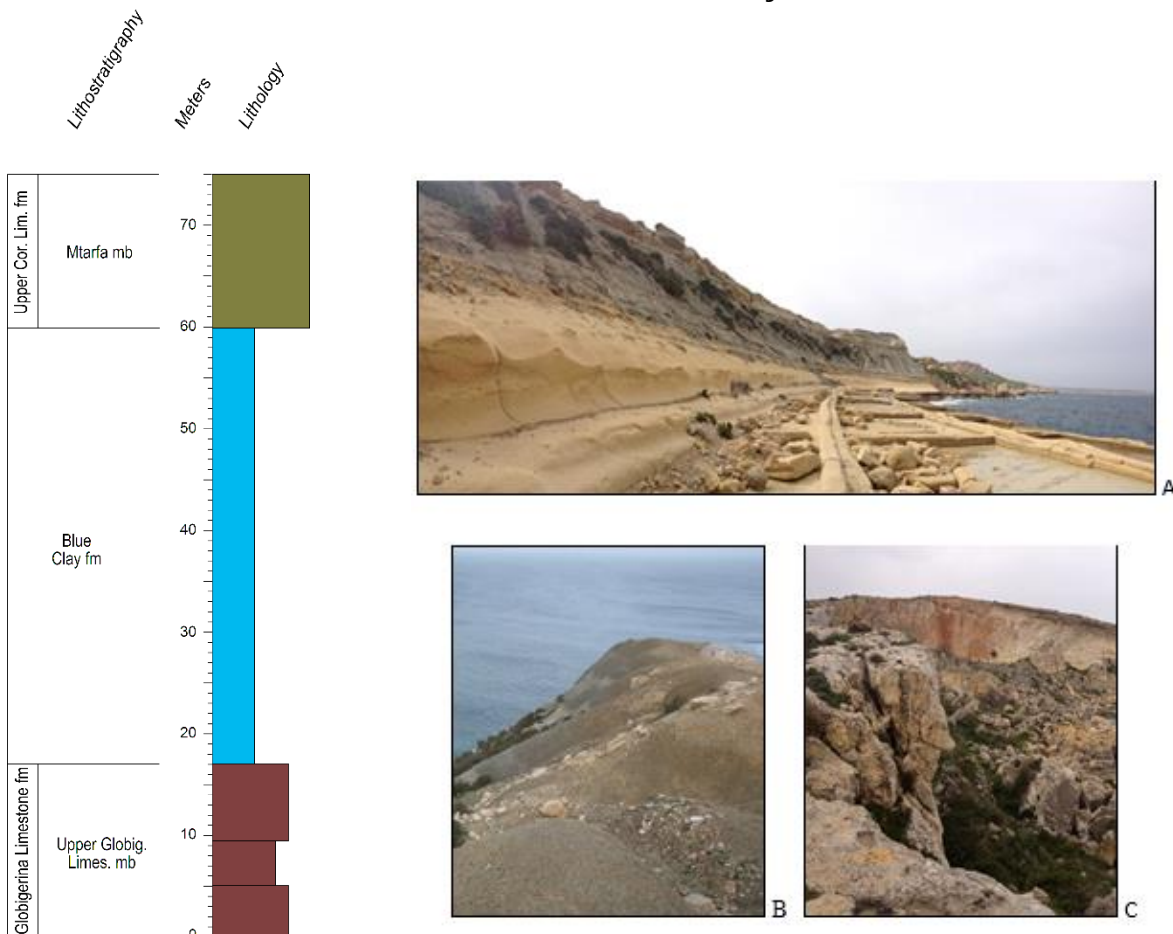


Fig. 18. Log litologico dell'affioramento di Blata L-Blajda. A) Litotipo inferiore ed intermedio dell'Upper Globigerina Limestone mb. B) Blue Clay fm. C) Upper Coralline Limestone fm. *Lithologic log of the The Blata L-Blajda outcrop. A) Lower and intermediate lithotype of the Upper Globigerina Limestone mb. B) Blu Clay fm. C) Upper Coralline Limestone fm.*

Coordinate: Base: 35°58'02.64'' N ; 14°23'32.45'' E

Top: 35°57'50.13'' N ; 14°23'26.96''E

Posizione geografica: costa settentrionale isola di Malta



Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone: assente in affioramento.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone: assente in affioramento;
 - Membro: Middle Globigerina Limestone: assente in affioramento;
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano medio-superiore);
 - Spessore totale in affioramento: 16 m;
 - Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore in affioramento 4.5 m;
 - Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1 m.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano – Tortoniano inferiore).
 - Spessore in affioramento: 43 m.
- Formazione: Greensand: assente in affioramento.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano superiore).
 - La formazione è rappresentata da uno spessore di 15 m ascrivibili al Mtarfa Member.

Letteratura esistente:

- Janssen, A.W., 2012.

Sezione: Gnejna Bay

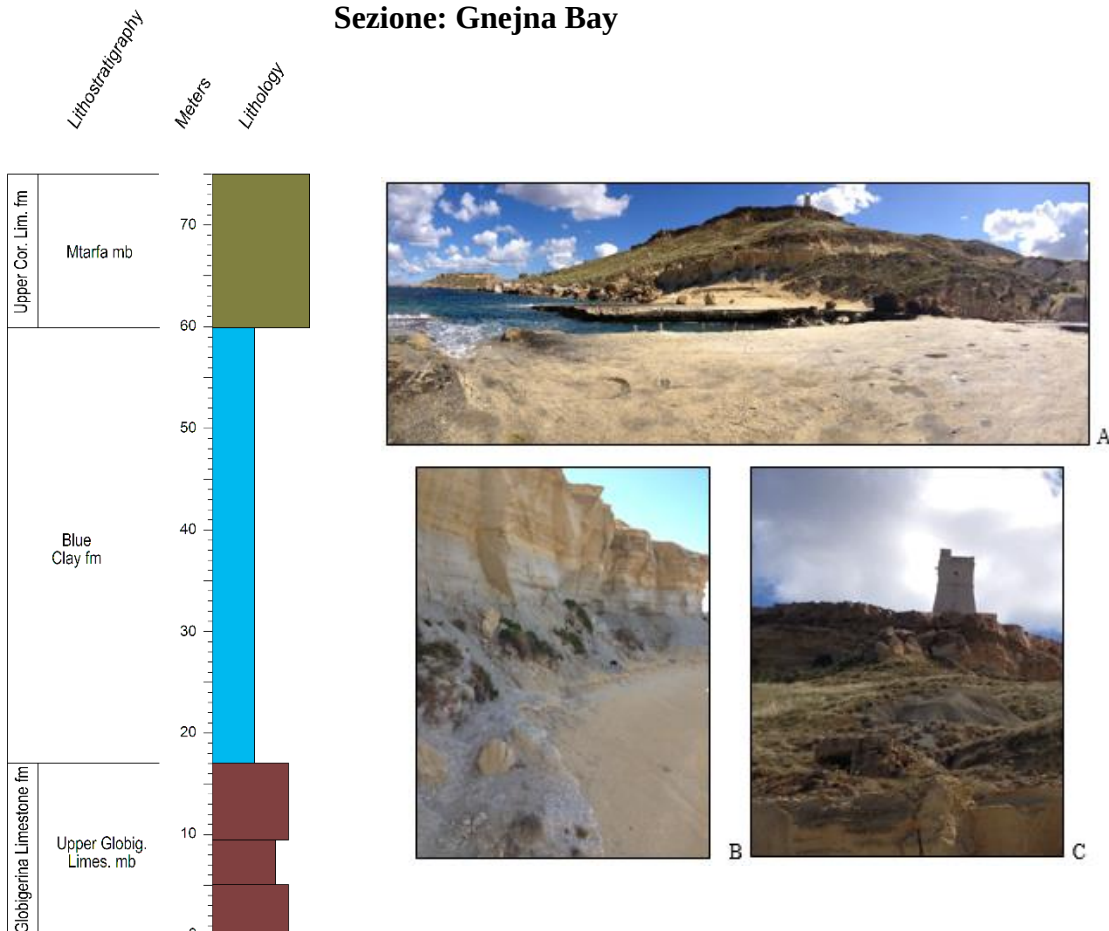




Fig. 19. Log litologico dell'affioramento di Gnejna Bay. A) Foto panoramica dell'affioramento. B) Upper Globigerina Limestone mb. C) Blue Clay fm - Upper Coralline Limestone fm. *Lithologic log of the Gnejna Bay outcrop. A) Panoramic view of the outcrop. B) Upper Globigerina Limestone mb. C) Blue Clay fm - Upper Coralline Limestone fm.*

Coordinate: Base: 35°55'18.08'' N ; 14°20'38.72'' E
Top: 35°55'22.83'' N ; 14°20'51.90'' E

Posizione geografica: costa occidentale isola di Malta

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone: assente in affioramento.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone: assente in affioramento.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone: assente in affioramento.
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano medio-superiore).
 - Spessore in affioramento: 18 m;
 - Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore in affioramento 4 m;
 - Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1.5 m.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano –Tortoniano inferiore).
 - Spessore in affioramento: 34 m.
- Formazione: Greensand:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano inferiore).
 - Spessore in affioramento: 1 m.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano inferiore – Messiniano inferiore).
 - La formazione è rappresentata in affioramento da uno spessore di:
 - 12 m ascrivibili al Mtarfa Member;
 - 35 m ascrivibili al Tal-Piktal Member.

Letteratura esistente:

- Föllmi, K.B. et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1975.
- Janssen, A.W., 2012.
- Theodoridis, S., 1984.

Sezione: Il Blata

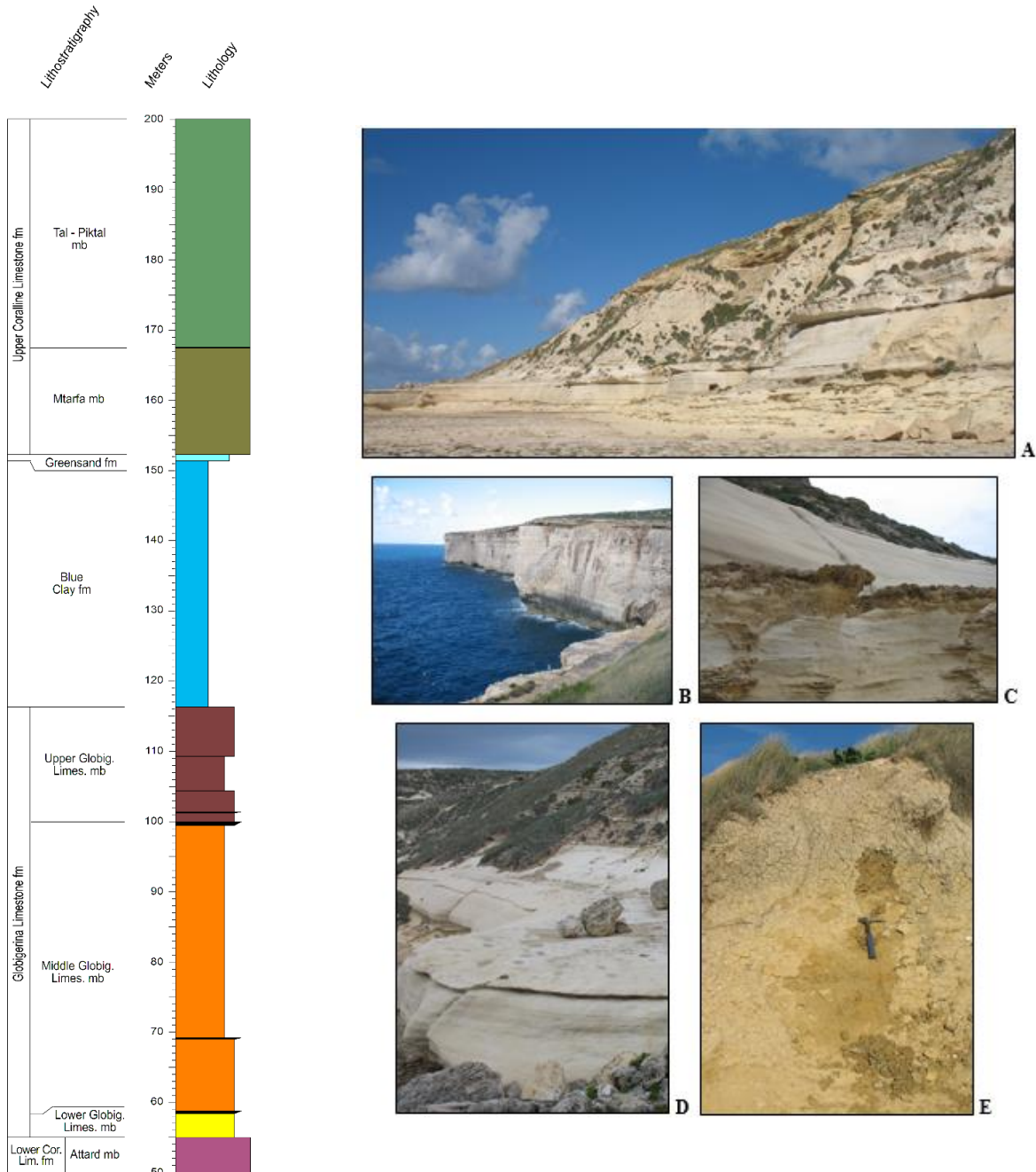


Fig. 20. Log litologico dell'affioramento di Il Blata. A) Foto panoramica dell'affioramento. B) Lower Coralline Limestone fm C) Lower Globigerina Limestone mb – Middle Globigerina Limestone mb D) Middle Globigerina Limestone mb E) Livello transizionale tra Globigerina Limestone fm e Blue Clay fm. *Lithologic log of the Il Blata outcrop. A) Panoramic view of the outcrop. B) Lower Coralline Limestone fm C) Lower Globigerina Limestone mb – Middle Globigerina Limestone mb D) Middle Globigerina Limestone mb E) Transitional Bed between Globigerina Limestone fm and Blue Clay fm.*

Coordinate: Base: 35°54'04.80'' N ; 14°19'52.99'' E
Top: 35°54'04.72'' N ; 14°19'57.88'' E

Posizione geografica: costa occidentale isola di Malta

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone:

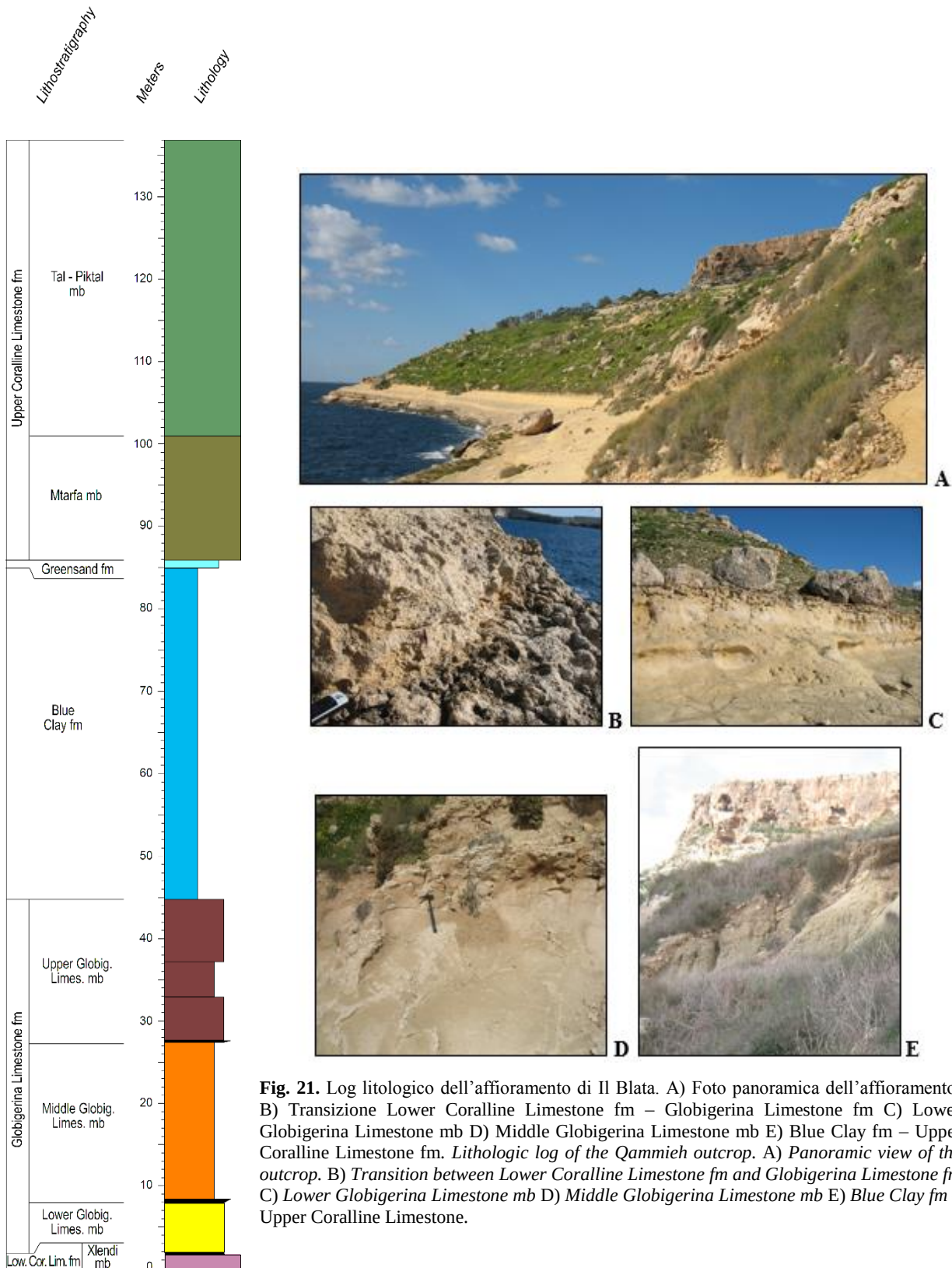


- Età: Oligocene superiore (Chattian).
- La formazione è rappresentata in affioramento da uno spessore di:
 - 50 m ascrivibile al Maghlaq Member;
 - 5 m ascrivibile all' Attard Member.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore).
 - Spessore in affioramento: 3.5 m.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene inferiore (Aquitano – Burdigaliano medio).
 - Spessore in affioramento: 41 m.
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano);
 - Spessore in affioramento: 17 m;
 - Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore in affioramento 5 m thick;
 - Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1 m.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano –Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 35 m.
- Formazione: Greensand:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano superiore);
 - Spessore in affioramento: 1 m.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano – Messiniano inferiore);
 - La formazione è rappresentata in affioramento da:
 - 15 m ascrivibili al Mtarfa Member;
 - 32.5 m ascrivibili al Tal-Piktal Member.

Letteratura esistente:

- Baldassini, N., et al., 2013.
- Bianucci, G., et al., 2011.
- Foresi, L.M., et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1972.
- Janssen, A.W., 2012.
- Mazzei, R., 1985.
- Rehfeld, U., and Janssen, A.W., 1995.

Sezione: Qammieh





Coordinate: Base: 35°58'07.28'' N ; 14°19'30.47'' E
Top: 35°58'09.46'' N ; 14°19'31.76'' E

Posizione geografica: costa settentrionale isola di Malta

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano);
 - La formazione è rappresentata in affioramento da 1.5 m ascrivibili allo Xlendi Member.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore);
 - Spessore in affioramento: 6 m.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene inferiore (Burdigaliano medio);
 - Spessore in affioramento: 20 m.
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano medio-superiore);
 - Spessore in affioramento: 17.5 m;
 - Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore 4 m;
 - Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1 m.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano –Tortoniano inferiore).
 - Spessore in affioramento: 40 m.
- Formazione: Greensand:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 1 m.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano superior – Messiniano inferiore).
 - La formazione è rappresentata in affioramento da:
 - 15 m ascrivibili al Mtarfa Member;
 - 36 m ascrivibili al Tal-Piktal Member.

Letteratura esistente:

- Baldassini, N., et al., 2013.
- Bianucci, G., et al., 2011.
- Follmi et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1972.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1975.
- Gruszczynski, M., et al., 2008.
- Jacobs, E., et al., 1996.
- Janssen, A.W., 2012.
- John, C.M., et al., 2003.

Sezione Delimara

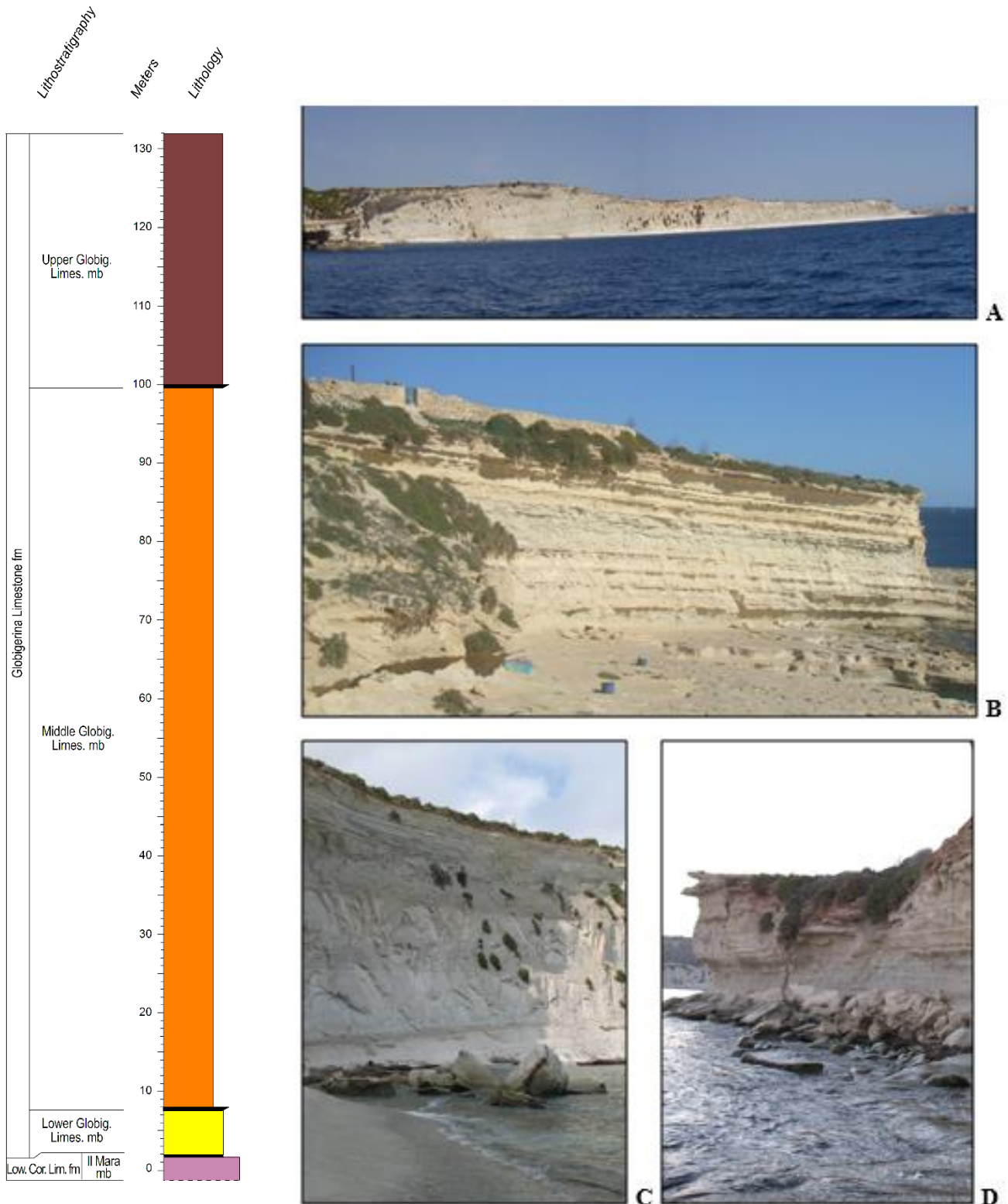


Fig. 22. Log litologico dell'affioramento di Delimara. A) Foto panoramica dell'affioramento di Middle Globigerina Limestone mb B) Foto panoramica dell'affioramento di Upper Globigerina Limestone mb C) Middle Globigerina Limestone mb D) Livello argilloso nel litotipo inferiore dell'Upper Globigerina Limestone mb. *Lithologic log of the Delimara outcrop.* A) Panoramic view of the Middle Globigerina Limestone mb B) Panoramic view of the Upper Globigerina Limestone outcrop, C) Middle Globigerina Limestone mb D) Clayey layer in the lower lithotype of the Upper Globigerina Limestone mb.



Sezione: Delimara

Coordinate: Base: 35°51'27.61'' N ; 14°34'13.50'' E
Top: 35°49'35.61'' N ; 14°33'47.08'' E

Posizione geografica: costa sud orientale isola di Malta

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano);
 - La formazione è rappresentata in affioramento da 1.5 m ascrivibili allo Il Mara Member.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore);
 - Spessore in affioramento: 5.5 m.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene inferiore (Burdigaliano inferiore-medio);
 - Spessore in affioramento: 92 m.
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene inferiore-medio (Burdigaliano superiore – Langhiano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 31 m.
- Formazione: Blue Clay: assente in affioramento.
- Formazione: Greensand: assente in affioramento.
- Formazione: Upper Coralline Limestone: assente in affioramento.

Letteratura esistente:

- Foresi, L.M., et al., 2011, 2014.
- Janssen, A.W., 2012.

Sezione: Qala Point

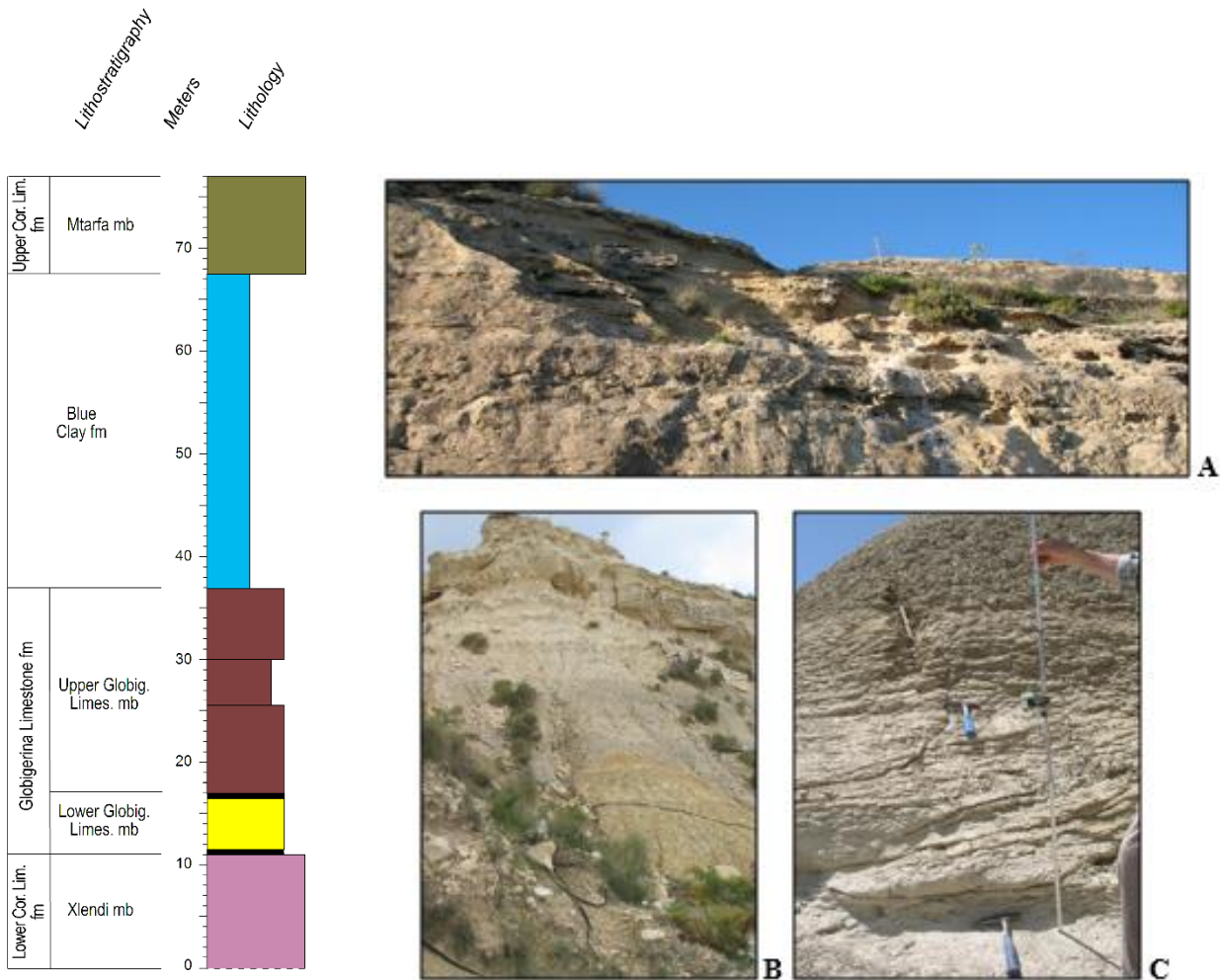


Fig. 23. Log litologico dell'affioramento di Qala Point. A) Transizione Lower Coralline Limestone fm – Globigerina Limestone fm. B) Litotipo inferiore ed intermedio dell'Upper Globigerina Limestone mb. C) Transizione Globigerina Limestone fm – Blue Clay fm. *Lithologic log of the Delimara outcrop. A) Lower Coralline Limestone fm – Globigerina Limestone fm B) Lower and intermediate lithotype of the Upper Globigerina Limestone mb. C) Transitional Bed between Globigerina Limestone fm e Blue Clay fm,*

Coordinate: Base: 36°01'55.15'' N ; 14°19'56.66'' E

Top: 36°01'59.93'' N ; 14°19'46.35'' E

Posizione geografica: costa orientale isola di Gozo

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore);
 - La formazione è rappresentata in affioramento dallo Xlendi member;
 - Spessore in affioramento: 11 m.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore);
 - Spessore in affioramento: 6 m.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone: assente.



- Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano medio-superiore);
 - Spessore in affioramento: 20 m;
 - Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore in affioramento 4.5 m;
 - Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1 m.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano –Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 30 m.
- Formazione: Greensand: assente in affioramento.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano superiore);
 - La formazione è rappresentata in affioramento dallo Mtarfa Member;
 - Spessore in affioramento: 9.5 m.

Letteratura esistente:

- Janssen, A.W., 2012.
- Pedley, H.M., and Bennett, S.M., 1985.

Sezione Xatt L-Ahmar

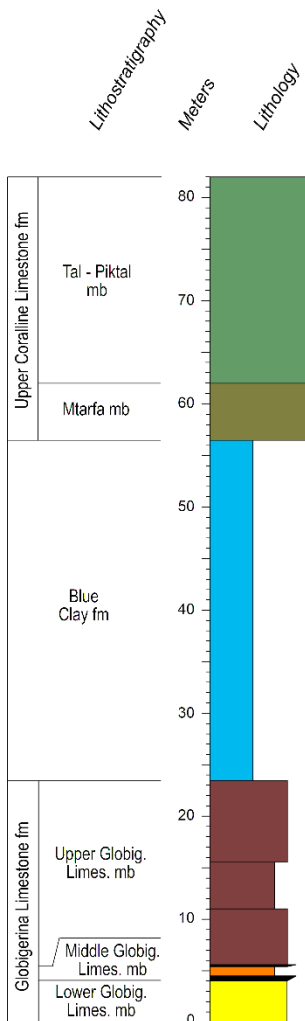




Fig. 24. . Log litologico dell'affioramento di Xatt L-Ahmar A) Foto panoramica dell'affioramento B) Transizione Lower Coralline Limestone fm – Globigerina Limestone fm. C) Blue Clay - Upper Coralline Limestone fm. Lithologic log of the the Xatt L-Ahmar outcrop. A) Panoramic view of the outcrop B)) Transitional Bed between Globigerina Limestone fm e Blue Clay fm, C) Blue Clay – Upper Coralline Limestone.

Coordinate: Base: 36°01'09.45'' N ; 14°17'16.74'' E
Top: 36°01'15.14'' N ; 14°17'29.79''E

Posizione geografica: costa sudorientale isola di Gozo

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone: assente in affioramento.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore);
 - Spessore in affioramento: 4 m.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene inferiore (Burdigaliano medio);
 - Spessore in affioramento: 1 m.
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano medio-superiore);
 - Spessore in affioramento: 18 m;
 - Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore in affioramento 4.5 m;
 - Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1 m.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano –Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 33 m.
- Formazione: Greensand: absent in outcrop.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano superiore – Messiniano inferiore);
 - La formazioe è rappresentata in affioramento da:
 - 5.5 m ascrivibili al Mtarfa Member;
 - 20 m ascrivibili al Tal – Pitkal Member.

Letteratura esistente:

- Janssen, A.W., 2012
- John, C.M., et al., 2003.

Sezione: Reqqa Point - Xwieni Bay

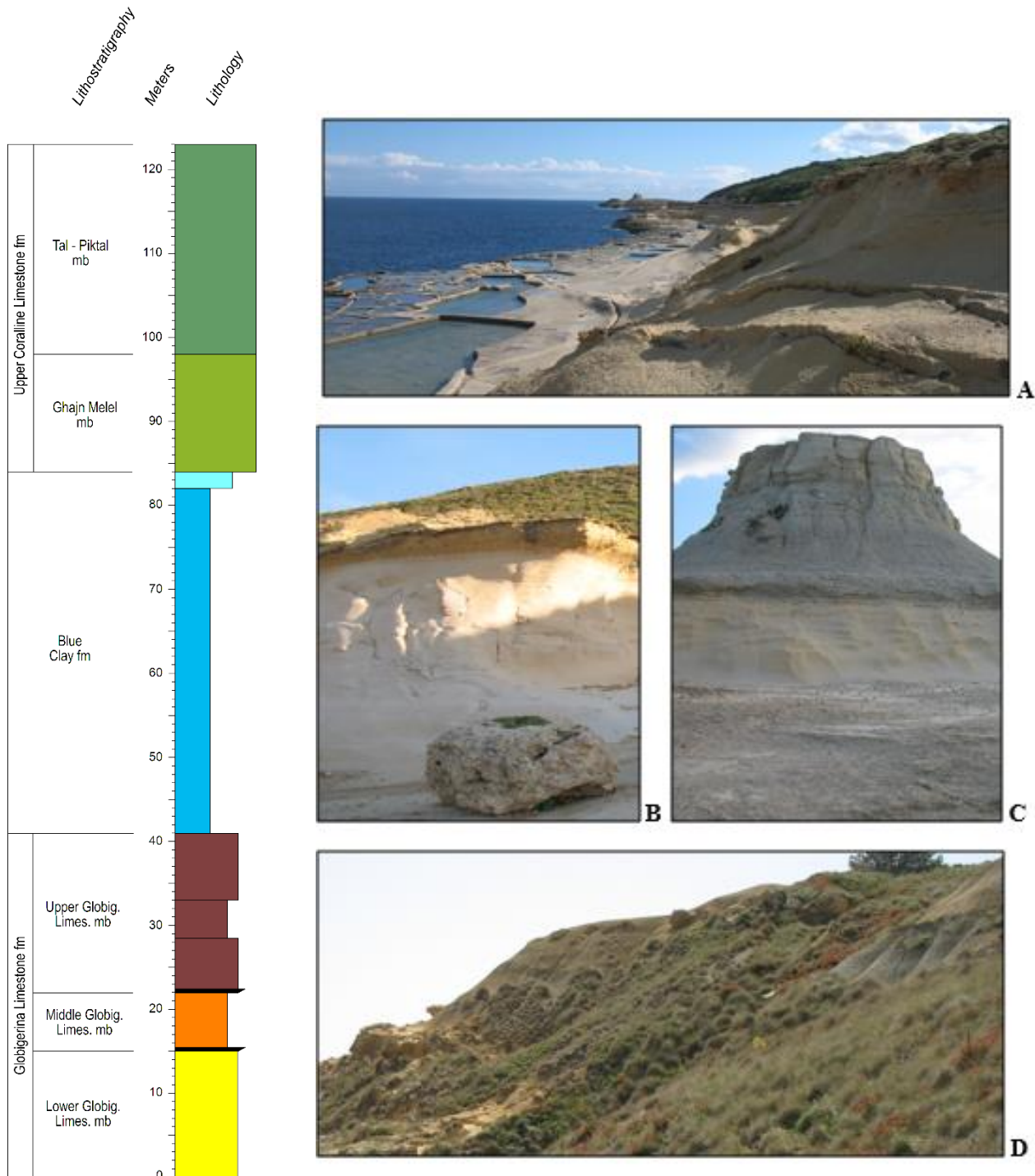


Fig. 25. Log litologico dell'affioramento di Reqqa Point-Xwieni Bay A) Lower Globigerina Limestone mb. B) Middle Globigerina Limestone mb C) Litotipo inferiore ed intermedio dell'Upper Globigerina Limestone mb D) Blue Clay fm. *Lithologic log of the Reqqa Point-Xwieni Bay outcrop. A) Lower Globigerina Limestone mb. B) Lower Coralline Limestone fm C) Lower and intermediate lithotype of the Upper Globigerina Limestone mb. D) Blue Clay fm.*



Coordinate: Base: 36°04'49.41'' N ; 14°14'34.36'' E
Top: 36°04'27.74'' N ; 14°14'15.14'' E

Posizione geografica: costa settentrionale isola di Gozo

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone: absent in outcrop.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore);
 - Spessore in affioramento: 15 m.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene inferiore (Burdigaliano medio);
 - Spessore in affioramento: 7 m.
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano medio-superiore);
 - Spessore in affioramento: 19 m;
 - Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore in affioramento 4.5 m;
 - Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1 m thick.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano – Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 42 m.
- Formazione: Greensand:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 2 m.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Miocene superiore (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore);
 - La formazione è rappresentata in affioramento da:
 - 14 m ascrivibili al Ghajn Melel Member;
 - 25 m ascrivibili al Tal – Pitkal Member.

Letteratura esistente:

- Gruszczynski, M., et al., 2008.
- Janssen, A.W., 2012.
- Rehfeld, U., and Janssen, A.W., 1995.

Sezione: Dabrani

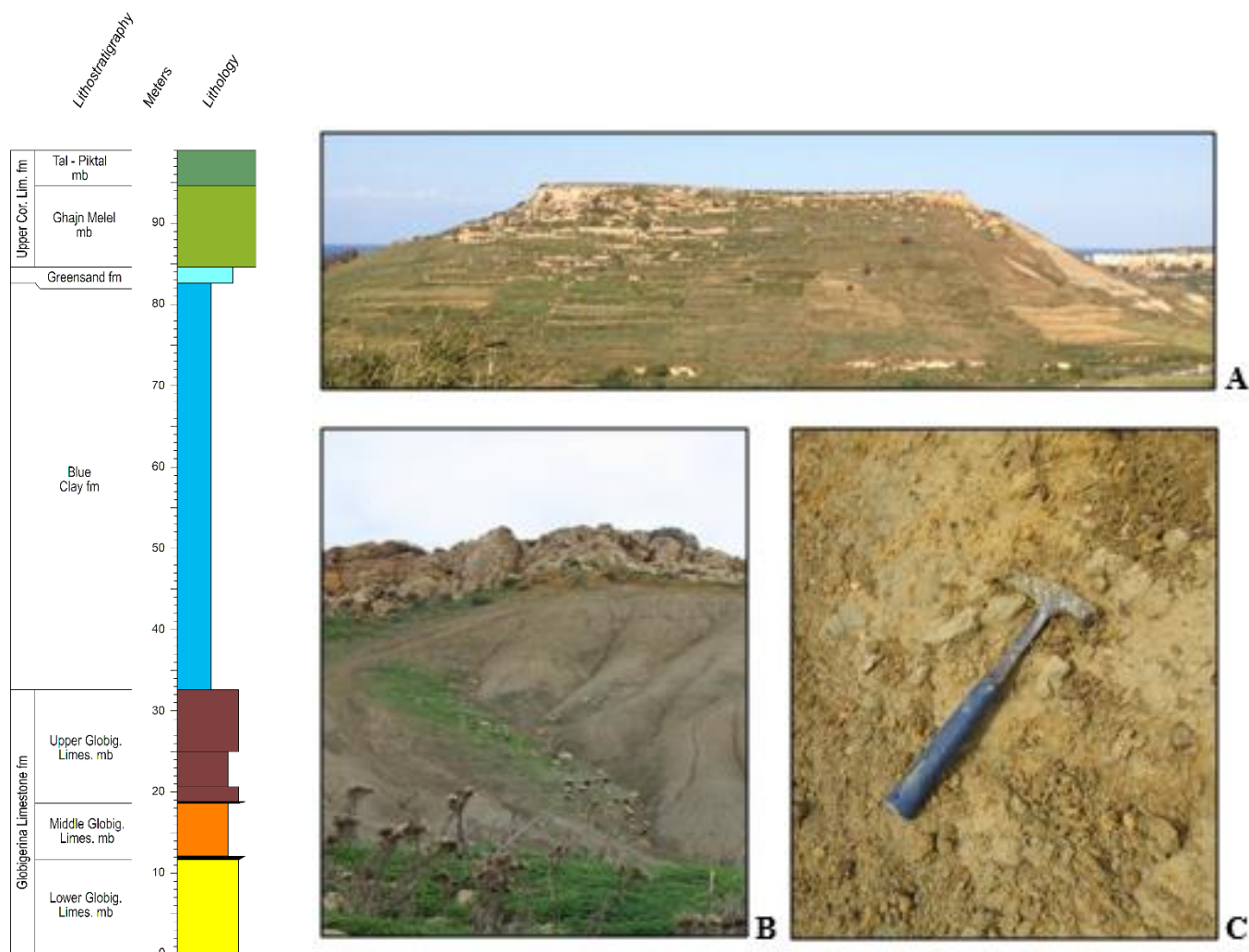


Fig. 26. Log litologico dell'affioramento di Dabrani A) Vista panoramica dell'affioramento B) Blue Clay fm C) Greensand fm.
Lithologic log of the Dabrani outcrop A) Panoramic view of the outcrop B) Blue Clay fm C) Greensand fm

Coordinate: Base: 36°03'58.68'' N ; 14°14'27.51'' E

Top: 36°03'56.58'' N ; 14°14'48.91'' E

Posizione geografica: nord isola di Gozo

Litostratigrafia e cronostratigrafia:

- Formazione: Lower Coralline Limestone: assente in affioramento.
- Formazione: Globigerina Limestone:
 - Membro: Lower Globigerina Limestone:
 - Età: Oligocene superiore (Cattiano superiore);
 - Spessore in affioramento: 12 m.
 - Membro: Middle Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene inferiore (Burdigaliano medio);
 - Spessore in affioramento: 6.5 m.
 - Membro: Upper Globigerina Limestone:
 - Età: Miocene medio (Langhiano medio-superiore);



- Spessore in affioramento: 14 m;
- Litotipo intermedio (marne calcaree): spessore in affioramento 4.5 m thick;
- Livello transizionale Globigerina Limestone fm - Blue Clay fm: spessore in affioramento 1.5 m.
- Formazione: Blue Clay:
 - Età: Miocene medio-superiore (Serravalliano–Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 50 m.
- Formazione: Greensand:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano inferiore);
 - Spessore in affioramento: 2 m.
- Formazione: Upper Coralline Limestone:
 - Età: Miocene superiore (Tortoniano-Messiniano inferiore);
 - La formazione è rappresentata in affioramento da:
 - 10 m ascrivibili al Ghajn Melel Member;
 - 5 m ascrivibili al Tal – Pitkal Member.

Letteratura esistente:

- Baldassini, N., et al., 2013.
- Carbone, S., et al., 1987.
- Felix, R., 1973.
- Foresi, L.M. et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1975.
- Janssen, A.W., 2012.
- Mazzei, R., 1985.



Bibliografia

References

Abels, H.A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Kruk, R.W., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2005. Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. *Paleoceanography* 20, 17pp.

Baldassini, N., Mazzei, R., Foresi, L.M., Riforgiato F., Salvatorini, G., 2013. Calcareous plankton bio-chronostratigraphy of the Maltese Globigerina Limestone member. *Acta Geologica Polonica* 63 (1), 105-135.

Carbone, S., Grasso, M., Lentini, F., Pedley, H.M., 1987. The distribution and paleoenvironment of early Miocene phosphorites of southeast Sicily and their relationship with the Maltese phosphorites. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 58, 35-53.

Carminati, E. and Doglioni, C., 2005. Mediterranean tectonics. In: Selley R.C., Cocks, L.M.R. and Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, Volume 2, Elsevier/Academic Press, Amsterdam, 135-146.

Catalano, S., De Guidi, G., Lanzafame, G., Monaco, C., Tortorici, L., 2009. Late Quaternary deformation on the island on Pantelleria: New constraints for the recent tectonic evolution of the Sicily Channel Rift (southern Italy). *Journal of Geodynamics* 48, 75-82.

Dart, C.J., Bosence, D.W.J., McClay, K.R., 1993. Stratigraphy and structure of the Maltese graben system. *Journal of the Geological Society* 150 (6), 1153-1166.

De Guidi, G., Lanzafame, G., Palano, M., Puglisi, G., Scaltrito, A., Scarfi', L., 2013. Multidisciplinary study of the Tindari Fault (Sicily, Italy) separating ongoing contractional and extensional compartments along the active Africa-Eurasia convergent boundary. *Tectonophysics* 588, 1-17.

Felix, R., 1973. Oligo-Miocene stratigraphy of Malta and Gozo. *Mededelingen Landbouwhogeschool Wageningen* 73, 1-104.

Finetti, I.R., 1984. Struttura e evoluzione della microplacca adriatica. *Bollettino di Oceanografia Teorica e Applicata* 2, 115-123.

Föllmi, K.B., Gertsch, B., Renevey, J.-P., De Kaenel, E., Stilles, P., 2008. Stratigraphy and sedimentology of phosphate-rich sediments in Malta and south-eastern Sicily (latest Oligocene to early Late Miocene). *Sedimentology* 55, 1029-1051.

Foresi, L.M., Mazzei, R., Salvatorini, G., Donia, F., 2008. Biostratigraphy and chronostratigraphy of the Maltese Lower Globigerina Limestone Member (Globigerina Limestone Formation): new preliminary data based on calcareous plankton. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 46 (2-3), 175-181.

Foresi, L.M., Verducci, M., Baldassini, N., Lirer, F., Mazzei, R., Salvatorini, G., Ferraro, G., Da Prato, S., 2011. Integrated stratigraphy of St. Peter's Pool section (Malta): new age for the Upper Globigerina Limestone Member and progress towards the Langhian GSSP. *Stratigraphy* 8, 125-143.

Foresi, L.M., Baldassini, N., Sagnotti, L., Lirer, F., Di Stefano, A., Caricchi, C., Verducci, M., Salvatorini, G., Mazzei, R. - Integrated stratigraphy of the St. Thomas section (Malta Island): a reference section for the lower Burdigalian of the Mediterranean Region. *Marine Micropaleontology* 111, 66-89.

Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., Negri, A., 1996. Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42, 37-63.



Gardiner, W., Grasso, M., Sedgely, D., 1995. Plio-Pleistocene fault movement as evidence for megablock kinematics within the Hyblean-Malta Plateau, central Mediterranean. *Journal of Geodynamics* 19, 35–51.

Giannelli, L. and Salvatorini, G., 1972. I Foraminiferi planctonici dei sedimenti terziari dell'Arcipelago Maltese. *Biostratigrafia del "Globigerina Limestone"* I. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie Serie A 79, 49-74.

Giannelli, L. and Salvatorini, G., 1975. I Foraminiferi planctonici dei sedimenti terziari dell'Arcipelago Maltese. *Biostratigrafia di "Blue Clay", "Greensand" and "Upper Coralline Limestone"* II. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A 82, 1-24.

Gigli, G., Frodella, W., Mugnai, F., Tapete, D., Cigna, F., Fanti, R., Intrieri, E., Lombardi, L., 2012. Instability mechanism affecting cultural heritage sites in the Maltese Archipelago. *Natural Hazard and Earth System Science* 12, 1883-1903.

Gruszczynski, M., Marshall, J.D., Goldring, R., Coleman, M.L., Malkowski, L., Gazdzicka, E., Semil, J. and Gatt, P., 2008. Hiatal surfaces from the Miocene Globigerina Limestone Formation of Malta: Biostratigraphy, sedimentology, trace fossils and early diagenesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 270 (2-3), 239-251.

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

Hilgen, F.J., Abels, H.A., Iaccarino, S.M., Krijgsman, W., Raffi, I., Sprovieri, R., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2009. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Serravallian Stage (Middle Miocene). *Episodes* 32, 152-166.

Illies, J.H. (1980) - Mechanism of graben formation. *Tectonophysics* 73, 249-266.

Jacobs, E., Weissert, H., Shield, G., Stille, P., 1996. The Monterey event in the Mediterranean: A record from shelf sediments of Malta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 11 (6), 717-728.

John, C.S., Mutti, M., Adatte, T., 2003. Mixed carbonate-siliciclastic record on the North African margin (Malta)–coupling of weathering premisses and mid Miocene climate. *Geological Society of American Bulletin* 115 (2), 217-229.

Kienel, U., Rehfeld, U., Bellas, S.M., 1995. The Miocene Blue Clay formation of the Maltese Islands: Sequence stratigraphic and paleoceanographic implications based on calcareous nannofossil stratigraphy. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* 16, 533–557.

Magri, O., 2001. Slope instability along the north-west coast in Malta. Ph.D. Thesis, University of Durham, UK.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci A. (Eds.) *Proceedings of 2nd Planktonic Conference, Rome 1970*, 2, 739-785.

Mazzei, R., 1986. The Miocene sequence of the Maltese Islands: biostratigraphic and chronostratigraphic references based on nannofossils. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie Serie A* 92, 165-197.

Mottershead, D., Bray, M., Soar, P., Farrer, P.J., 2014. Extreme wave events in the central Mediterranean: Geomorphic evidence of tsunamis on the Maltese Islands. *Zeitschrift für Geomorphologie* 58 (3), 385-411.

Mourik, A.A., Abels, H.A., Hilgen, F.J., Di Stefano, A., Zachariasse, W.J., 2011. Improved astronomical age constraints for the Middle Miocene climate transition based on high-resolution stable isotopes records from the central Mediterranean Maltese Islands. *Paleoceanography* 26, PA1210.



Oil Exploration Directorate, 1993. Geological Map of the Maltese Island: Sheets 1, Malta island; Sheet 2, Gozo Island. British Geological Survey. Publication of the Oil Exploration Directorate, Office of the Prime Minister, Malta.

Pedley, H.M., 1976. A paleoecological study of the Upper coralline Limestone Terebratula-Aphelesia Bed (Miocene, Malta) based on bryozoan growth-forms and brachiopod distribution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 20, 209-234.

Pedley, H.M., 1978. A new lithostratigraphical and paleoenvironmental interpretation for the coralline limestone formations (Miocene) of the Maltese Islands. *Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources* 54, 273-291.

Pedley, H.M., 1990. Syndepositional tectonics affecting Cenozoic and Mesozoic deposition in the Malta and SE Sicily areas (Central Mediterranean) and their bearing on Mesozoic reservoir development in the N Malta offshore region. *Marine and Petroleum Geology* 7, 171-180.

Pedley, H.M. and Bennett, S.M., 1985. Phosphorites, hardgrounds and syndepositional subsidence: A paleoenvironmental model from Miocene of the Maltese Islands. *Sedimentary Geology* 45, 1-34.

Pedley, H.M. and Waugh, B., 1976. Easter field meeting to the Maltese Islands. 7-14 April 1974. *Proceedings of the Geologist Association* 87 (3), 343-385.

Pedley, H.M., Clarke, M.H., Galea, P., 2002. Limestone isles in a crystal sea. The geology of the Maltese Islands. PEG Publications, Malta.

Rehfeld, U. and Janssen, A.W., 1995. Development of Phosphatized Hardgrounds in the Miocene Globigerina Limestone of the Maltese Archipelago, Including a Description of *Gamopleura melitensis* sp. novo (Gastropoda, Euthecosomata). *Facies* 33, 91-106.

Rose, E.P.F., Pratt, S.K., Bennett S.M., 1992. Evidence for Sea-Level Changes in the Globigerina Limestone Formation (Miocene) of the Maltese Islands. *Paleontologia y Evolució* 24-25, 265-276.

Russo, A. and Bossio, A., 1975. Prima caratterizzazione degli ostracodi per la biostratigrafia e la paleoecologia del Miocene dell'arcipelago Maltese. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 15, 215-227.

Sprovieri, M., Caruso, A., Foresi, L.M., Bellanca, A., Neri, R., Mazzola, S., Sprovieri, R., 2002. Astronomical calibration of the upper Langhian/lower Serravallian record of Ras Il-Pellegrin section (Malta Island, central Mediterranean). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 108 (2), 183-193.

Theodoridis, S. 1984. Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 32, 1-271.



C) Stratigraphical features of the Maltese islands

Baldassini, N., Di Stefano, A., Pavone, P.

1. Introduction and Geodynamic framework of the Maltese islands

The Maltese Archipelago (Fig. 1) lies in the central Mediterranean area (about 90 Km South of Sicily and 350 Km North of Libya) and consists of 3 main islands (Malta, Gozo and Comino) and numerous smaller islands. From South-East to North-West, the archipelago spreads for a total length of 5Km, showing a coastline (characterized by a high morphological variability) of about 190 Km and an overall surface of about 315 Km² (245 Km² Malta, 67 Km² Gozo and 2.8 Km² Comino).

The ca. N-S convergent tectonic context between the African and Eurasian plates is considered as the main force shaping the Mediterranean starting from the Late Mesozoic. The geodynamic evolution of the Mediterranean area during the Cenozoic has been driven by the subduction of the tethydic oceanic crust below the neighboring continental plates (Gueguen et al., 1998; Carminati and Doglioni, 2005). Between the Neogene and Quaternary periods, the Maltese Archipelago has been involved in these tectonic modifications (Finetti et al., 1984; Dart, 1993; Catalano et al., 2009; De Guidi et al., 2013). The Maltese Graben System lies within the African Plate in the foreland of the Apennine-Maghrebides fold-and-thrust belt and represents the north-easternmost part of the Pantelleria Rift. Its geodynamic evolution has been driven by the onset of two different fault systems recognized throughout the whole Sicily Channel Rift Zone (Central-Western Mediterranean): one with ENE-WSW trend, and the other with NW-SE direction.

Different interpretations are also provided with reference to the phases of activation of these two fault systems. According to Dart et al. (1993), the Maltese Graben System is the result of the coeval development of the two main rift trends (the NW-SE and the ENE-WSW trending normal faults) which have occurred during the Pliocene Epoch. These authors recognize a pre-rift phase (older than 21 Ma) and an early syn-rift phase (21-6 Ma) characterized by development of neptunian dykes (Illies, 1980; Pedley, 1990; Gardiner et al., 1995). The acme of the tectonic activity is represented by a late syn-rift phase (older than 5 Ma), and a post-rift phase (<1.5 Ma). According to Catalano et al. (2009), the two systems of faults were reactivated in the late Quaternary by dextral strike-slip motions.

2. Lithostratigraphy of the Maltese succession

Based on peculiar lithological, sedimentological, palaeontological and chromatic features, the Maltese sedimentary sequence has been subdivided into 5 formations (Fig. 2), the Lower Coralline Limestone (LCLf), Globigerina Limestone (GLf), Blue Clay (BCf), Greensand (GSf) and Upper Coralline Limestone (UCLf).

Lower Coralline Limestone formation

The Lower Coralline Limestone (Fig. 3), which reaches its maximum thickness along the western cliffs of Gozo Island (about 140 m), is late Oligocene (Chattian) in age (Giannelli and Salvatorini, 1972; Felix, 1973; Pedley, 1976; Jacobs et al., 1996), and roughly consists of shallow-marine bioclastic limestones (biosparites, biocalcarenes and biomicrites).

According to Pedley (1978), the formation is subdivided into 4 members (older to younger): the Maghlaq Member, constituted of biomicrites (calcareous mudstones), light yellow or light grey in color, with scattered macrofossils and abundant benthic foraminifera. The Attard Member is formed of biosparites (wackestones and packstones), light grey in color, with abundant spheroidal algal rhodoliths and bryozoans. In the central Malta Island outcrops, colonial corals patch-reefs characterized by a N-S alignment are present. The Xlendi Member consists of biosparites (packstones and grainstones) dark and light grey in color, with abundant fragments of coralline algae and echinoids. They are characterized by both plain and cross stratification. The Il Mara Member, lateral to the Xlendi member, consists of light yellow or light grey biosparites and biomicrites (packstones, wackestones and mudstones) characterized by a well evident cross stratification and by abundant specimens of *Lepidocyclus* (often large in size).

The fossiliferous content is mainly represented by bivalves (*Cardita*, *Lithofaga*, *Pholadomya*, etc.), gastropods (*Strombus*, *Natica*, *Conus*, etc.), echinoids (beneath the others, *Echinolampas*, *Cidaris* and, in the uppermost 10 meters, *Scutella*), brachiopods (*Terebratula*, etc.), corals (*Tarbellastraea*, *Favites*, *Monastraea*, *Acropora*, *Porites*, *Meandrina*, etc.), bryozoans, serpulids, and coralline algae (often in rhodoliths as *Lithothamnium*, *Archaeolithothamnium*, *Melobesia*, *Lithoporella*, etc.). Macroforaminifera (*Lepidocyclus*, *Spiroclypeus*, *Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Operculina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, etc.) are also abundant. The transition from the Lower Coralline Limestone fm to the Globigerina Limestone fm is marked by a phosphatized surface, reported as Basal Globigerina Limestone Phosphatic Bed (BGLPB in Carbone et al., 1987).



Globigerina Limestone formation

The Globigerina Limestone fm (Fig. 4), is formed by hemipelagic yellowish limestones and pale-gray marls belonging to the late Oligocene (latest Chattian) – Middle Miocene (Langhian) time interval (Giannelli & Salvatorini, 1972; Felix, 1973; Mazzei, 1980, 1986; Foresi et al., 2007, 2011, 2014; Baldassini et al., 2013), and ranges in thickness from less than 20 m to about 130 m (Oil Exploration Directorate, 1993; Foresi et al., 2014). The GLf is characterised by a number of hiatal surfaces, often accompanied by phosphate-rich deposition (e.g. Föllmi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008), and is subdivided into three members (Lower, Middle and Upper) mainly on the basis of two main phosphorite conglomerate beds, named after Rose et al. (1992) as “Qammieh” and “Xwieni” conglomerate beds (QCB and XCB respectively).

The Lower Globigerina Limestone member (LGLm) consists of massive bedded biomicrites and biomicrosparites (wackestones and packstones), from dark yellow to pale yellow in color, highly bioturbated by widespread systems of *Thalassinoides* burrows (mainly in the lower part). The so-called “Terminal Lower Globigerina Limestone Hardground” (TLGLHg of Gruszczynski et al., 2008) marks the top of the member. This weakly phosphatized, highly eroded and shaped surface, shows a hummocky with convolute morphology, and is intensively penetrated by *Thalassinoides* burrows.

The base of the Middle Globigerina Limestone member (MGLm) is highlighted by the QCB (Giannelli and Salvatorini, 1972; Rose et al., 1992), a 10 to 40 cm thick horizon unconformably overlying the TLGLHg. The QCB consists of sub-angular dark brown phosphatic pebbles and sub-rounded light brown phosphatized cobbles (maximum diameter of 15 cm) immersed in a whitish marly limestone matrix, with both phosphatized (molluscs, echinoids, pteropods, corals, etc.) and non-phosphatized (molluscs, mainly represented by *Nautilus*, *Spatangus* and *Euspatangus*, and bryozoans) fossils. Glauconite occurs directly above the hardground surfaces as small sub-spherical pellets or as replacement of the micritic matrix (e.g. Pedley and Bennett, 1985; Rose et al., 1992). The top of this bed (Qammieh Conglomerate Hardground, QCHg of Rose et al., 1992) is planar due to marine erosion in a hardground environmental context, and the clasts are hardly cemented by polycyclic films of phosphate.

The Middle Globigerina Limestone member (MGLm) consists of more or less marly biomicrites (mudstones and marly mudstones) with occasional clayey layers, light gray in color.

Along the coastline from Dingli to Fomm ir Rih Bay (Malta Island), the lower part of the member is represented by massive whitish marly biomicrites with scattered phosphatic fluxes, whereas the middle part is characterized by gray marls with rare layers of flint.

The top of the MGLm is marked by a further highly bioturbated (*Planolites* and *Thalassinoides* burrows) erosional surface defined as Terminal Middle Globigerina Limestone Omissionground (TMGLOG, Gruszczynski et al., 2008).

The base of the Upper Globigerina Limestone member (UGLm) is marked by the XCB (Giannelli and Salvatorini, 1972; Rose et al., 1992), a horizon from 10 to 30 cm thick, lying above the TMGLOG. This bed is formed by phosphatic particles (about 1 mm in diameter) and sub-angular pebbles, immersed in a yellow-ochre limestone, with-phosphatized (pteropods as *Vaginella* and *Cavolinia*, corals, echinoids, brachiopods, balanids, shark teethes, and molluscs as *Aturia*, *Conus* and *Xenophora*) and not phosphatized (molluscs, mainly represented by pectinids, ostreids and gastropods, echinoids, such as *Hemiaster* and *Echinolampas*, bryozoans) fossils.

The UGLm is commonly represented by three packages of layers: the first is characterized by hard and compact brown-yellow limestones (wackestones), the second (“Clay Rich Interval”, CRI in John et al., 2003) by gray calcareous marls (mudstones), and the third by both marly layers and yellowish and strongly bioturbated limestones, often forming a typical embossed “crust”. The fossiliferous content is mainly represented by rare to abundant pectinids (*Chlamys* and *Flabellipecten*), gastropods and echinoids (mainly *Spatangus* and *Schizaster*).

A “Transitional Zone” (Felix, 1973), highlighted by a reduction in calcium carbonate content and an increase in pelitic content, is often observed in the last meter (or slightly more) of the UGLm. Its upper boundary coincides with the beginning of the typical blue-gray clay (Hilgen et al., 2009 place the Global Stratotype Section and Point - GSSP – of the Serravallian stage just in coincidence of this boundary in the Ras-il Pellegrin Section).

Blue Clay formation

The Blue Clay formation (Fig. 5) consists of a blue-gray marly clay showing a maximum thickness of 75m (Oil Exploration Directorate, 1993), and is referred to the latest Langhian - early Tortonian time interval (e.g., Felix, 1973; Giannelli and Salvatorini, 1975; Mazzei, 1986; Sprovieri et al., 2002). The fossiliferous content of the formation is mostly characterized by bivalves (*Cardium*, *Nicula*, *Tellina*, etc.), gastropods (*Conus*, *Strombus*, *Ficus*, *Ficopsis*, *Scalaria*, *Xenophora*, *Turritella*, etc.), echinoids (*Echinolampas*, *Schizaster*, *Spatangus*, *Pentacrinus*, *Cidaris*, etc.), cephalopods (*Aturia*), corals (*Flabellum*, *Stephanophyllia*, *Balanophyllia*, etc.), brachiopods, pteropods, fishes and mammals. In some cases, the top of this formation is marked by the beginning of the Greensand formation, in others by the beginning of the Upper Coralline Limestone formation.



Greensand formation

The Greensand formation (Fig. 6) includes grey-green glauconite-rich sediments (often containing dispersed phosphate pebbles and phosphatized fossils), organized into massive beds not exceeding 11m in thickness (Oil Exploration Directorate, 1993). This formation shows, is referred to the early Tortonian (Giannelli and Salvatorini, 1975; Mazzei, 1986; Kienel et al., 1995), and shows a fossiliferous content mostly represented by mollusks (*Glycimeris*, *Cardium*, *Chlamys*, *Ostrea*, etc.), gastropods, brachiopods, echinoids (*Clypeaster*, *Heteroclypeus*, *Echinolampas*, *Schizaster*, etc.), bryozoans, shark teeth, marine vertebrates, algae, etc.

Upper Coralline Limestone formation

The Upper Coralline Limestone formation (Fig. 7), shows a total thickness up to 100 m (Oil Exploration Directorate, 1993), and has been attributed to the pre-evaporitic Messinian (Giannelli and Salvatorini, 1975; Russo and Bossio, 1975; Mazzei, 1986, Lorenz and Muscle, 1984; Saint Martin and André, 1992). Pedley (1976, 1978) subdivided the formation into 4 members (older to younger): Ghajin Melel Member, consists of biomicrites and biomicroparites with abundant *Heterostegina costata* in several biohorizons; the Mtarfa Member mainly consists of bioherms with abundant and diversified floral and faunal assemblages (*Lithophyllum*, encrusting bryozoans, brachiopods -*Terebratula*, *Aphelesia*, *Megathiris*, *Argyrotheca*, *Mergelia* -, bivalves, echinoids, etc.); the Tal Piktal Member is constituted by bioclastic limestones with abundant corallinae algae, corals (*Tarbellastraea*, *Acropora*, *Diploastraea*) and mollusks (*Lithophaga*, *Chama*, *Cardita*, *Cardium*, *Strombus*, *Turritella*, etc.); the Gebel Imbark Member is formed by oolitic, bioclastic and cross-stratified limestones with ripple-marks and festoon-beddings (above these deposits a stromatolites algae layer lies).

3. Geomorphological remarks

The Maltese Archipelago is split by two families of normal faults: those oriented ENE-WSW and those NW-SE. The Victoria Line Fault (Fig. 8), belongs to the first group of faults and crosses the northern part of Malta Island from Fomm ir Rih, (on the west) to Madliena Tower (on the northeast). North of the Victoria Line, the faulting give rise to a sequence of horsts and grabens, recognizable on field as a well evident alternation of ridges and valleys. In this framework, the South and North Comino Channel represent two grabens and the Island of Comino a horst between them. South of the fault, only the Globigerina Limestone formation is still represented due to the erosional processes, which have involved the overlying formations. The entire Maltese sedimentary succession is only represented in the Rabat-Dingli Plateau, in the western part of Malta. Also the South Gozo Fault belongs to the SW-NE oriented faults, and it crosses the island from Mgarr ix-Xini (on the southeast) to Ras il-Qala (on the east). The southern block is conversely dominated by the less pronounced NW-SE faulting. The principal member of these faults is the Maghlaq Fault, which characterizes the southern coast of Malta Island (Fig. 9).

Tectonic activity has played a key role in shaping the landscape of the Maltese Archipelago. The highest elevations are located in the northwestern part of the island of Malta (250 meters at Ta'Zuta on Dingli Cliffs) and along the west coast of the island of Gozo (190 meters at Dbiegi), in correspondence of the major fault lines. The Maltese islands are characterized by a tilting towards north east, which guided the surface water (Fig. 10) in a direction aligned along or parallel to the SW-NE trending faults and triggering the formation of numerous valleys (Paskoff, 1985). These areas are characterized, mostly in the island of Malta, by a flat bottom, which is the product of the deposition of the alluvial deposits, most of which is currently strongly reworked from agricultural activities and urbanization.

The present configuration of the land surface is due, besides the tectonic activity (faulting, up-arching and subsidence), also to the different resistance to erosion (wave, wind, etc.) that characterizes the packages of rocks of the Maltese Archipelago.

The southern and western sector of the Malta Island is characterized by sub vertical cliffs increasing in thickness moving north. These are formed by the Lower Coralline Limestone formation, and display mean heights of 100-120 meters in the southern tract, and of 200-225 meters along the western coast of the island, close to the Victoria Line Fault (Figs. 8A, 8B, 11A). In the northern part of Malta Island, north of the Victoria Line Fault, the Lower Coralline Limestone fm does not crops out, and the outcropping sequence is mostly represented by the Globigerina Limestone – Upper Coralline Limestone sequence (Fig. 2). In this area are frequent the collapses, fracturing and differential settlements of the Upper Coralline Limestone, due to the presence of more than 50 meters of the underlying marl deposits of the Blue Clay fm (Fig. 11B). This instability is recognized in a number of urban areas of the archipelago, which were built on a similar geological pattern (e.g. Mdina or Popeye Village in the Malta Island or Rabat and Fort Chambray in Gozo Island). This instability is mainly due to the percolation waters, which give rise to intense solution phenomena with consequent development of cracks and cavities (Pedley et al., 2002; Gigli et al., 2012).



The southern coast of Gozo Island is characterized by high cliffs with mean heights of 125-150 meters formed by the Lower Coralline Limestone fm (Figs. 3, 8A).

In the western sector of the Malta Island, the Upper Coralline Limestone fm forms a wide plateau, highlighted in figure 8 by the higher elevations, which are marked in red colour. Conversely, in the island of Gozo, these tabular structures are reduced to mesas, mainly distributed in the northern and eastern part of the island. Furthermore, along the north-western coast of Malta Island cut-back valleys occur (Fig. 12), as a result of the post Miocene tilting toward NE which involved the archipelago.

Low-lying coasts are widely distributed in the eastern and north-eastern part of the Malta Island and in the northern of Gozo Island. In these areas only lithotypes belonging to the Lower Coralline Limestone fm and Globigerina Limestone fm crop out. Wave-cut platform are present (Fig. 13A). Frequent are also the boulders accumulations (Fig. 13B), which are linked both to storm waves and tsunami waves (Mottershead et al., 2014).

The occurrence in these areas of more easily erodible lithologies mainly attributable to the Globigerina Limestone fm (Fig. 2), has facilitated the development of deep inlets, which have formed in response to the Quaternary marine ingression (Magri, 2001). This is well evident in the il-Wied tal-Kalkara e di il-Wied ta' Rinella fluvial valleys, which flow into the Grand Harbour and Marsamxett Harbour, respectively.

The coasts of the Maltese archipelago are characterized by numerous coves of semi-circular shape, produced by solution of carbonates by the percolation water and consequent collapse of the structure (Fig. 14). On the Gozo Island these structures can be recognized along the west coast (Qawra and Dweira Bay), while on the Malta Island are more widely distributed. Examples are the structures of Blue Grotto along the southern coast and Paradise Bay, along the north-west.

4. Results

In figure 15 and 16 and in Tables 1 and 2 the authors and the relative studied sections are shown for both Malta and Gozo islands.

Most of the studies conducted on the island of Malta are concentrated in three areas:

- South-eastern coast: the papers mainly focused on bio-chronostratigraphic issues (e.g., Foresi et al., 2011, 2014; Baldassini et al., 2013);
- Eastern coast: in this areas only the Lower Coralline Limestone fm and the lower unit of the the Globigerina Limestone fm crop out, and these deposits have focused the existing literature (e.g., Mazzei, 1986; Foresi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008; Baldassini et al., 2013)..
- Western and North-western coast: the entire maltese succession crops out in this area. Numerous studies embracing different geological approaches have been performed (e.g., Martini, 1971; Giannelli e Salvatorini, 1972, 1975; Pedley e Waugh, 1976; Theodoridis, 1984; Mazzei, 1986; Carbone et al., 1987; Rehfeld and Janssen, 1995; Jacobs et al., 2006; Sprovieri et al., 2002; John et al., 2003; Abels et al., 2005; Follmi et al., 2008; Foresi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008; Hilgen et al., 2009; Baldassini et al., 2013).

The existing studies on the Gozo Island are mainly concentrated in coastal areas and may be summarized, based on the topics, in 2 macroareas:

- Western coast: in this area outcrops almost exclusively the Lower Coralline Limestone fm and, in very limited outcrops mainly located in the southern part of the area (eg the emergence of Xlendi) also the Lower Globigerina Limestone member (the basal member of the Globigerina Limestone fm). The studies mainly treated the geological and sedimentological aspects (e.g., Pedley e Wauhgh, 1976; Pedley e Bennett, 1985; Carbone, 1987; Rehfeld e Janssen, 1995; John et al., 2003; Follmi et al., 2008; Gruszczynski et al., 2008).
- Northern, eastern and southern coasts: the presence in this area of the intermediate formations of succession Maltese (Globigerina Limestone and Blue Clay), to which are mainly associated the slope instability, has enabled numerous geological studies (e.g., Giannelli e Salvatorini, 1972, 1975; Theodoridis, 1984; Mazzei, 1986; Foresi et al., 2008; Mourik et al., 2011; Baldassini et al., 2013).

Within the SIMIT project were carried out numerous geological and stratigraphical surveys both in Malta and in Gozo islands paying particular attention to those areas where were recognized lithological features associated to greater vulnerability and, consequently, where the risk was more pronounced. The study areas were selected based on the presence of more or less powerful thicknesses of the marly/clayey lithotypes referred to the intermediate unit of the Globigerina Limestone fm (Middle Globigerina Limestone mb) or to the Blue Clay fm. In fact, these lithotypes are commonly which are usually responsible of fracturing or subsidence in the overlying formations (often evident in the formation of the Upper Coralline Limestone). For this purpose, detailed analyzes were carried out in the following areas:



- close to the Victoria Line Fault and in the northwestern part of Malta: sections of Blata L-Blajda (Figs. 17, 18), Gnejna Bay (Figs., 17, 19), Il Blata (Figs. 17, 20) and Qammieh (Figs. 17, 21) have been re-measured and sampled. The lithological log and bio-chronostratigraphic results here obtained allowed to perform correlations with other well-known sequences such as Dingli and that of Ras The Pellegrin (respectively south and just north of the Victoria Line Fault), highlighting differences in the thicknesses of the formations in different outcrops;
- In the Delimara Peninsula (Figs. 17, 22), in the south east of Malta: in this area the maximum thickness recognized in the archipelago of marly unit of the Globigerina Limestone fm (Middle Globigerina Limestone mb) are recognized;
- along the Gozo coasts: through the litho-and biostratigraphic analysis of the sections of Qala Point (Figs. 17, 23), Xatt L-Ahmar (Figs. 17, 24) and Reqqa Pint-Xwieni Bay (Figs. 17, 25) it was possible to highlight how the lower Miocene synsedimentary tectonics has produced thinning (up to the disappearance in some areas) of the intermediate unit of the Globigerina Limestone fm (Middle Globigerina Limestone). In addition, a detailed study was carried out in the Dabrani area (northern sector of the island, Figs. 17, 26) where more than 40 meters of marly-clayey deposits of the Blue Clay crop out.

Section: **Blata L-Blajda** (Fig. 18)

Coordinates: Base: 35°58'02.64'' N ; 14°23'32.45'' E
Top: 35°57'50.13'' N ; 14°23'26.96'' E

Geographical position: northern coast Malta Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone: absent in outcrop;
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone: absent in outcrop;
 - Member: Middle Globigerina Limestone: absent in outcrop.
 - Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (middle to late Langhian);
 - Thickness in outcrop: 16 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 4.5 m thick;
 - the transitional bed between Globigerina Limestone fm and Blue Clay fm is about 1 m thick.
- Formation: Blue Clay:
 - Age: middle to late Miocene (Serravallian – early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 43 m.
- Formation: Greensand: absent in the outcrop.
- Formation: Upper Coralline Limestone: Late Miocene (late Tortonian);
 - The formation is represented by 15 m of the Mtarfa Member.

Existing works in the area:

- Janssen, A.W., 2012.

Section: **Gnejna Bay** (Fig. 19)

Coordinates: Base: 35°55'18.08'' N ; 14°20'38.72'' E
Top: 35°55'22.83'' N ; 14°20'51.90'' E

Geographical position: western coast Malta Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone: absent in outcrop.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone: absent in outcrop.
 - Member: Middle Globigerina Limestone: absent in outcrop.
 - Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (middle to late Langhian).
 - Thickness in outcrop: 18 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 4 m thick;
 - the transitional bed between Upper Globigerina Limestone fm and Blue Clay fm is 1.5 m thick.
- Formation: Blue Clay:





- Age: middle to late Miocene (Serravallian – early Tortonian).
 - Thickness in outcrop: 34 m.
- Greensand formation:
 - Age: late Miocene (early Tortonian).
 - Thickness in outcrop: 1 m.
- Formation: Upper Coralline Limestone:
 - The formation is represented by:
 - 12 m of the Mtarfa Member;
 - 35 m of the Tal-Piktal Member.

Existing works in the area:

- Föllmi, K.B. et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1975.
- Janssen, A.W., 2012.
- Theodoridis, S., 1984.

Section: **Il Blata** (Fig. 20)

Coordinates: Base: 35°54'04.80'' N ; 14°19'52.99'' E
Top: 35°54'04.72'' N ; 14°19'57.88'' E

Geographical position: western coast Malta Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone:
 - Age: late Oligocene (Chattian);
 - 50 m of the Maghlaq Member;
 - 5 m of the Attard Member.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - Thickness in outcrop: 3.5 m.
 - Member: Middle Globigerina Limestone:
 - Age: early Miocene (Aquitania - middle Burdigalian);
 - Thickness in outcrop: 41 m;
 - Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (Langhian);
 - Thickness in outcrop: 17 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 5 m thick;
 - the transitional bed between Globigerina Limestone fm and Blue Clay fm is about 1 m thick.
- Formation: Blue Clay:
 - Age: middle to late Miocene (Serravallian – early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 35 m.
- Formation: Greensand:
 - Age: late Miocene (early Tortonian).
 - Thickness in outcrop: 1 m.
- Formation: Upper Coralline Limestone:
 - Age: late Miocene (late Tortonian - early Messinian);
 - The formation is represented by:
 - 15 m of the Mtarfa Member;
 - 32.5 m of the Tal-Piktal Member.

Existing works in the area:

- Baldassini, N., et al., 2013.
- Bianucci, G., et al., 2011.
- Foresi, L.M., et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1972.
- Janssen, A.W., 2012.
- Mazzei, R., 1985.
- Rehfeld, U., and Janssen, A.W., 1995.



Section: Qammieh (Fig. 21)

Coordinates: Base: 35°58'07.28'' N ; 14°19'30.47'' E
Top: 35°58'09.46'' N ; 14°19'31.76'' E

Geographical position: northern coast Malta Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone:
 - Age: late Oligocene (Chattian).
 - The formation is represented by 1.5 m of the Xlendi Member.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - Thickness in outcrop: 6 m.
 - Member: Middle Globigerina Limestone:
 - Age: early Miocene (middle Burdigalian);
 - Thickness in outcrop: 20 m.
 - Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (middle - late Langhian);
 - Thickness in outcrop: 17.5 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 4 m thick;
 - the transitional bed between Globigerina Limestone fm and Blue Clay fm is about 1 m thick.
- Formation: Blue Clay:
 - Age: middle - late Miocene (Serravallian – early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 40 m.
- Formation: Greensand:
 - Age: late Miocene (early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 1 m.
- Formation: Upper Coralline Limestone:
 - Age: late Miocene (late Tortonian - early Messinian);
 - The formation is represented in outcrop by:
 - 15 m of the Mtarfa Member;
 - 36 m of the Tal-Piktal Member.

Existing works in the area:

- Baldassini, N., et al., 2013.
- Bianucci, G., et al., 2011.
- Follmi et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1972.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1975.
- Gruszczynski, M., et al., 2008.
- Jacobs, E., et al., 1996.
- Janssen, A.W., 2012.
- John, C.M., et al., 2003.

Section: Delimara (Fig. 22)

Coordinates: Base: 35°51'27.61'' N ; 14°34'13.50'' E
Top: 35°49'35.61'' N ; 14°33'47.08'' E

Geographical position: southeastern coast Malta Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone: absent in outcrop.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - Thickness in outcrop: 5.5 m.
 - Member: Middle Globigerina Limestone:
 - Age: early Miocene (early-middle Burdigalian);
 - Thickness in outcrop: 92 m.





- Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: early-middle Miocene (late Burdigalian - early Langhian);
 - Thickness in outcrop: 31 m.
- Formation: Blue Clay: absent in outcrop.
- Formation: Greensand: absent in outcrop.
- Formation: Upper Coralline Limestone: absent in outcrop.

Existing works in the area:

- Foresi, L.M., et al., 2011, 2014.
- Janssen, A.W., 2012.

Section: Qala Point (Fig. 23)

Coordinates: Base: 36°01'55.15'' N ; 14°19'56.66'' E
Top: 36°01'59.93'' N ; 14°19'46.35'' E

Geographical position: eastern coast Gozo Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - The formation is represented by the Xlendi member;
 - Thickness in outcrop: 11 m.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - Thickness in outcrop: 6 m.
 - Member: Middle Globigerina Limestone: absent in outcrop.
 - Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (middle to late Langhian);
 - Thickness in outcrop: 20 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 4.5 m thick;
 - the transitional bed between Upper Globigerina Limestone member and Blue Clay fm is about 1 m thick.
- Formation: Blue Clay:
 - Age: middle to late Miocene (Serravallian – early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 30 m.
- Formation: Greensand: absent in outcrop.
- Formation: Upper Coralline Limestone:
 - Age: late Miocene (late Tortonian);
 - The formation is represented by the Mtarfa Member;
 - Thickness in outcrop: 9.5 m.

Existing works in the area:

- Janssen, A.W., 2012.
- Pedley, H.M., and Bennett, S.M., 1985.

Section: Xatt L-Ahmar (Fig. 24)

Coordinates: Base: 36°01'09.45'' N ; 14°17'16.74'' E
Top: 36°01'15.14'' N ; 14°17'29.79'' E

Geographical position: southeastern coast Gozo Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone: absent in outcrop.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - 4 m in outcrop.
 - Member: Middle Globigerina Limestone:
 - Age: early Miocene (middle Burdigalian);
 - Thickness in outcrop: 1 m.



- Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (middle to late Langhian);
 - Thickness in outcrop: 18 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 4.5 m thick;
 - the transitional bed between Upper Globigerina Limestone member and Blue Clay fm is about 1 m thick.
- Formation: Blue Clay:
 - Age: middle to late Miocene (Serravallian – early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 33 m.
- Formation: Greensand: absent in outcrop.
- Formation: Upper Coralline Limestone:
 - Age: late Miocene (late Tortonian to early Messinian);
 - The formation is represented by:
 - 5.5 m of the Mtarfa Member;
 - 20 m of the Tal – Pitkal Member.

Existing works in the area:

- Janssen, A.W., 2012
- John, C.M., et al., 2003.

Section: Reqqa Point-Xwieni Bay (Fig. 25)

Coordinates: Base: 36°04'49.41'' N ; 14°14'34.36'' E
Top: 36°04'27.74'' N ; 14°14'15.14'' E

Geographical position: northern coast Gozo Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone: absent in outcrop.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - Thickness in outcrop: 15 m.
 - Member: Middle Globigerina Limestone:
 - Age: early Miocene (middle Burdigalian);
 - Thickness in outcrop: 7 m.
 - Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (middle to late Langhian);
 - Thickness in outcrop: 19 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 4.5 m thick;
 - the transitional bed between Upper Globigerina Limestone member and Blue Clay fm is about 1 m thick.
- Formation: Blue Clay:
 - Age: middle to late Miocene (Serravallian – early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 42 m.
- Formation: Greensand:
 - Age: late Miocene (early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 2 m.
- Formation: Upper Coralline Limestone:
 - Age: late Miocene (late Tortonian to early Messinian);
 - The formation is represented in outcrop by:
 - 14 m of the Ghajn Melel Member;
 - 25 m of the Tal – Pitkal Member.

Existing works in the area:

- Gruszczynski, M., et al., 2008.
- Janssen, A.W., 2012.
- Rehfeld, U., and Janssen, A.W., 1995.

Section: Dabrani (Fig. 26)

Coordinates: Base: 36°03'58.68'' N ; 14°14'27.51'' E





Top: 36°03'56.58'' N ; 14°14'48.91''E

Geographical position: North Gozo Island

Lithostratigraphy and chronostratigraphy:

- Formation: Lower Coralline Limestone: absent in outcrop.
- Formation: Globigerina Limestone:
 - Member: Lower Globigerina Limestone:
 - Age: late Oligocene (late Chattian);
 - Thickness in outcrop: 12 m.
 - Member: Middle Globigerina Limestone:
 - Age: early Miocene (middle Burdigalian);
 - Thickness in outcrop: 6.5 m.
 - Member: Upper Globigerina Limestone:
 - Age: middle Miocene (middle to late Langhian);
 - Thickness in outcrop: 14 m;
 - the intermediate calcareous marl lithotype is 4.5 m thick;
 - the transitional bed between Upper Globigerina Limestone member and Blue Clay fm is about 1.5 m thick.
- Formation: Blue Clay:
 - Age: middle to late Miocene (Serravallian – early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 50 m.
- Formation: Greensand:
 - Age: late Miocene (early Tortonian);
 - Thickness in outcrop: 2 m.
- Formation: Upper Coralline Limestone:
 - Age: late Miocene (late Tortonian to early Messinian);
 - The formation is represented in outcrop by:
 - 10 m of the Ghajn Melel Member;
 - 5 m of the Tal – Pitkal Member.

Existing works in the area:

- Baldassini, N., et al., 2013.
- Carbone, S., et al., 1987.
- Felix, R., 1973.
- Foresi, L.M. et al., 2008.
- Giannelli, L., and Salvatorini, G., 1975.
- Janssen, A.W., 2012.
- Mazzei, R., 1985.



D) Boulders costieri lungo le coste di Malta: depositi di mareggiata o di tsunami?

Baldassini, N., Di Stefano, A., Monaco, C.

1. Introduzione

L'accumulo di grossi boulders costieri, relazionati ad onde che possono essere generate in occasione di eventi estremi di tempesta o addirittura di tsunami è stato oggetto di studio in diverse località del Mediterraneo.

Lungo le coste dell'isola di Malta si trovano numerosi depositi di grossi blocchi rocciosi, di dimensioni anche plurimetriche, che sono stati trasportati sulla costa da onde estreme. Poter ricostruire la storia di questi blocchi, nonché distinguere eventi come tsunami o forti mareggiate è di cruciale importanza per lo studio della vulnerabilità e del rischio costiero. Le coste maltesi, colpite stagionalmente da forti mareggiate, sono state storicamente interessate dai più recenti e conosciuti tsunami avvenuti nel Mediterraneo, come quelli del 1693 e del 1908, come testimoniato dalle cronache storiche (Galea, 2007).

Nel corso del progetto è stato condotto un rilevamento di dettaglio lungo tutta la costa maltese in modo da identificare e cartografare tutti i siti in cui si rinvenivano questi depositi, analizzare in dettaglio le loro caratteristiche, capirne le provenienza e ricostruire i processi con cui sono trasportati sulla costa.

2. Inquadramento geomorfologico

Il processo di sollevamento causato dall'attività del Rift di Pantelleria, che ha portato all'emersione dell'isola di Malta durante il Neogene-Quaternario, ha portato anche ad un *tilting* dell'isola verso NNE (Alexander, 1988), con conseguente abbassamento della sua parte orientale. Questo assetto tettonico è responsabile di una topografia relativamente più elevata, con coste rocciose alte nel settore occidentale e coste basse nel settore orientale, condizionando di conseguenza il reticolo idrografico. I canali fluviali durante il Quaternario si sono pertanto impostati in direzione WSW-NNE, provocando una più intensa erosione fluvio-costiera nella parte orientale, con la conseguente rimozione di gran parte della successione stratigrafica.

La costa orientale si presta pertanto all'accumulo di grossi blocchi, di dimensioni da decimetriche e metriche, che, dopo essere stati rimossi dalla potenza delle onde, si accumulano numerosi sulla costa, anche a qualche decina di metri di distanza dalla linea di costa.



3. Depositi di boulders a Malta

Sull'isola di Malta la prima segnalazione di questo tipo di accumulo costiero è stata fatta da Furlani et al. (2011) nel tratto di costa nord-orientale dell'isola, tra Armier Bay ed Ahrax Point. Successivamente anche Biolchi (2013), Biolchi et al. (in press) e Mottershead et al. (2014) hanno compiuto studi non solo in questo tratto di costa, ma anche in altri siti localizzati lungo la costa orientale.

Nel corso del Progetto si è deciso di approfondire lo studio del deposito tra Armier Bay ed Ahrax Point e di fornire un censimento dettagliato di tutti i siti sull'isola in cui si osservano i boulders (Figura 1). Per avere una perfetta georeferenziazione dei boulders sono state determinate le coordinate geografiche con un GPS. Questo dato, oltre a fornire una dettagliata mappatura dei blocchi, consente di misurare la distanza di ciascun blocco dalla linea di costa.

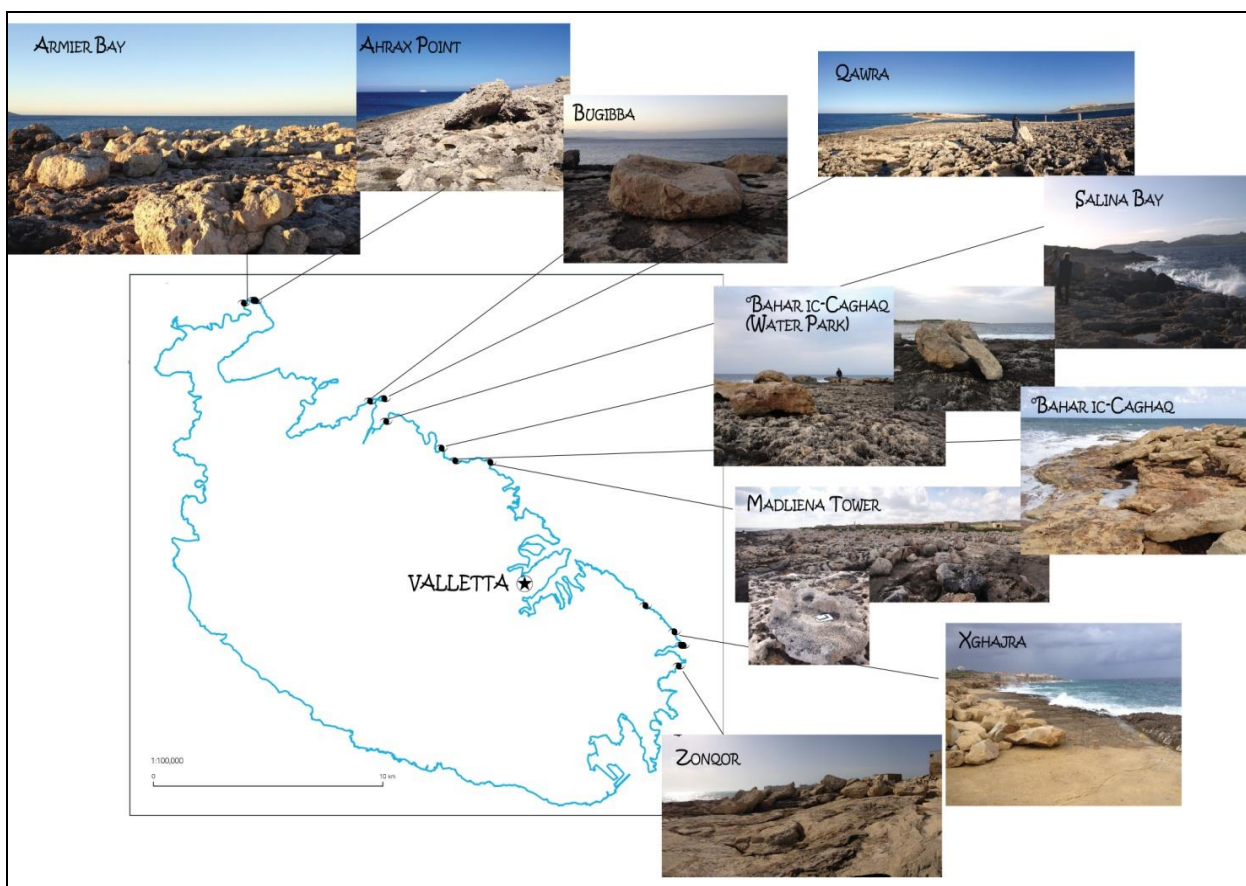


Fig.1. Ubicazione dei depositi di boulders costieri. *Location of the coastal boulder deposits*

Uno dei metodi per risalire all'origine del distacco di questi grossi boulder dalla costa è l'applicazione delle equazioni idrodinamiche, che mettono in relazione la densità della roccia e le dimensioni degli assi dei grossi blocchi con parametri come la densità dell'acqua, la

pendenza della costa e alcuni coefficienti. Tra le equazioni più conosciute, si citano quelle proposte da Nott (2003), Pignatelli et al. (2009), Nandasena et al. (2011). Dall'utilizzo di queste equazioni si ottengono i valori di altezza dell'onda di tsunami e di tempesta necessari a staccare un blocco di determinate dimensioni dalla costa, in diverse condizioni (blocco isolato, blocco pre-fratturato, etc.), per poi trasportarlo in ambiente subaereo.

Per la determinazione delle dimensioni dei 3 assi dei boulders si è proceduto nella maggior parte dei casi misurandoli con una cordella metrica; tra Armier Bay ed Ahrax Point le misure sono state implementate con la fotogrammetria digitale, che restituisce dei realistici modelli tridimensionali dei blocchi con una precisa definizione degli assi stessi (Fig. 2).

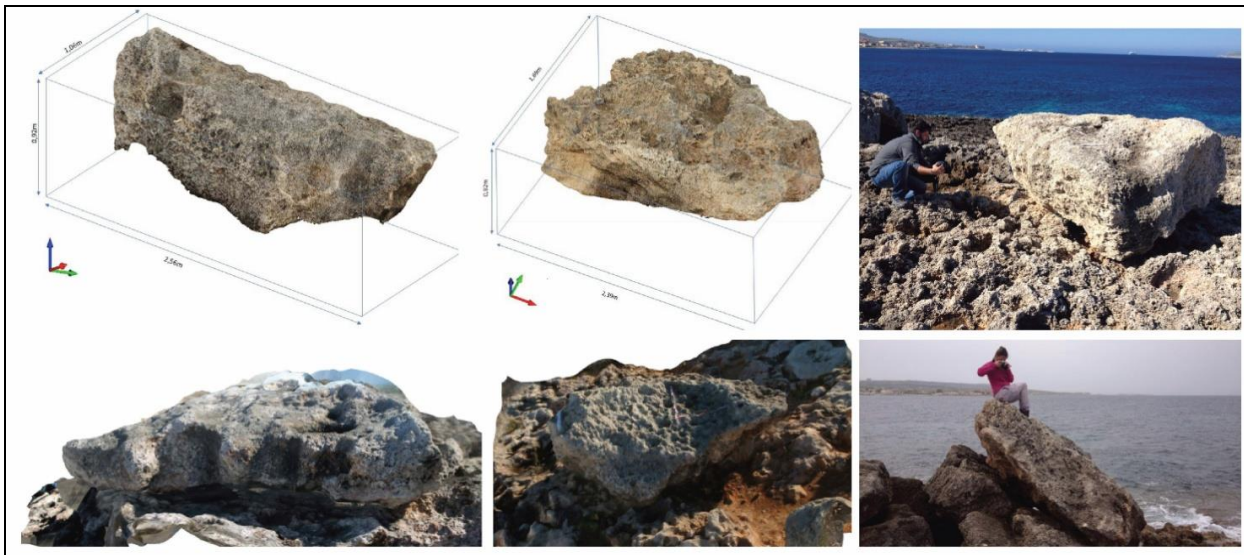


Fig. 1. Rappresentazioni 3D di alcuni massi e 2 fasi di acquisizione delle fotografie tra Armier Bay e Ahrax Point. *3D representations of some boulders and 2 stages of acquisition of the photographs between Armier Bay and Ahrax Point.*

Per la determinazione della densità della roccia, oltre alle misurazioni in laboratorio, è stato utilizzato localmente il Martello di Schidmt, che fornisce le misure di **R_n** (*rebound/rimbalzo*) dell'ammasso roccioso. Questo parametro può poi essere messo in relazione con la densità (Fig. 3).

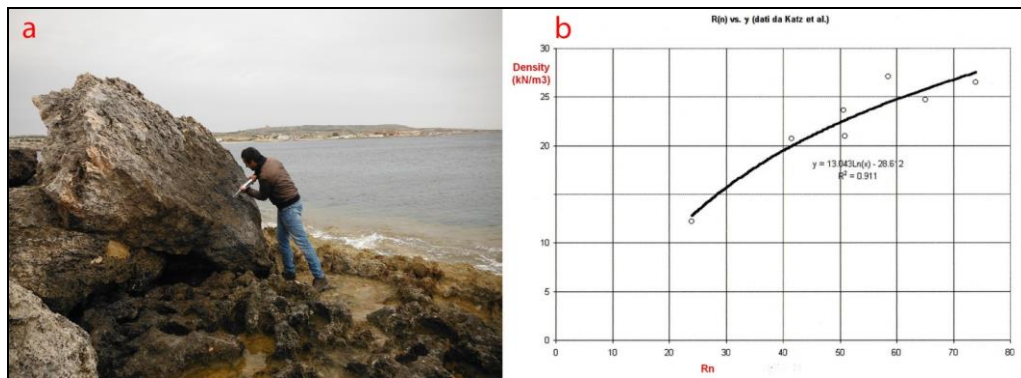


Fig. 2. A) prova di misura del rimbalzo/rebound col Martello di Schmidt su un masso tra Armier Bay ed Ahrax Point; b) relazione tra Rn (rebound) e densità. A) *Measurement test of the rebound using the Schmidt Hammer on a boulder between Armier Bay and Ahrax Point.* B) *relationship between rebound and density.*

Nella Tab. 1 si riportano alcuni esempi di risultati ottenuti dall'applicazione delle 3 equazioni idrodinamiche sui boulders di Armier Bay-Ahrax Point e Bugibba.

BOULDER	a (m)	b (m)	c (m)	ρ_{BOULDER} (g/cm³)	ρ_{SEA} (g/cm³)	slope °	Cd	C1	μ	NANDASENA ET AL. (2011)		PIGNATELLI ET AL. (2009)		NOTT (2003)	
										HT (m)	HS (m)	HT (m)	HS (m)	HT (m)	HS (m)
C82	2,56	1,06	0,92	2,2	1,02	5	1,95	0,178	0,7	3,161	12,643	2,990	10,544	4,160	16,638
AB8	2,39	1,69	0,82	2,2	1,02	5	1,95	0,178	0,7	2,817	11,268	2,665	9,398	3,883	15,533
AB7	3,2	1,6	1,15	2,2	1,02	5	1,95	0,178	0,7	3,951	15,803	3,737	13,180	5,199	20,798
Q2	1,7	1,7	0,8	2,2	1,02	5	1,95	0,178	0,7	2,748	10,994	2,600	9,169	2,762	11,049

Tab.1

Nonostante le equazioni mostrino risultati diversi, poiché tengono in considerazione parametri differenti, si nota come i valori ottenuti per le altezze dell'onda di tempesta (H_T) siano troppo elevati se comparati con le altezze delle onde locali misurate, le quali, nel Canale di Sicilia, non dovrebbero superare i 9 m (Scicchitano et al., 2007). Esiste pertanto la possibilità che alcuni tra i massi rilevati a Malta siano stati trasportati da eventi di tsunami.

4. Rilevamento subacqueo

Nei siti di Armier Bay-Ahrax Point (Fig. 4) e Zonqor (Fig. 5) è stato condotto un rilevamento geomorfologico subacqueo in modo da verificare la presenza di blocchi isolati sommersi, di nicchie di distacco e di potenziali superficie di rottura per nuovi eventuali futuri blocchi.



Fig. 4. Scenario sommerso tra Armier Bay e Ahrax Point. Underwater scenario between Armier Bay and Ahrax Point



Fig. 5. Scenario sommerso a Zonqor. Underwater scenario at Zonqor



5. Datazioni al Radiocarbonio (^{14}C)

Dal momento che la maggior parte dei massi rilevati presentano sulla superficie numerose incrostazioni marine (Serpulidi) sono state effettuate delle datazioni con il ^{14}C in modo da verificare se le loro età potevano essere comparabili o meno con eventi storici di tsunami nel Mediterraneo.

Le datazioni eseguite da Biolchi et al. (in press, Tabella 2) avevano già consentito di avanzare l'ipotesi che 2 massi studiati potessero essere stati trasportati in occasione dei forti tsunami del 1169 e del 1693.

Sample	Radiocarbon Age (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Calibrated age (yr BP)
Q16	107.08 $\pm$ 0.60 pMC	-0.6 $\pm$ 0.5	post 1950 AD
Q2	1026 $\pm$ 45	+4.0 $\pm$ 0.5	558 - 639
C82	1582 $\pm$ 45	7.4 $\pm$ 0.6	1083-1205

Tab. 2

Nel corso del progetto sono state eseguite altre 11 datazioni, 5 su Serpulidi campionati dai massi del deposito tra Armier Bay e Ahrax Point, 2 di Qawra, 1 di Bugibba, 1 di Pembroke (Madliena tower) e 1 di Zonqor.

I risultati ottenuti, confrontati con il catalogo dei terremoti del Mediterraneo (Tinti et al., 2004), confermano la possibilità che la deposizione di alcuni massi si possa associare ad eventi di tsunami, anche molto antichi, ma allo stesso tempo dimostrano che può essere associata anche ad eventi di tempesta, evidentemente molto forti, avvenuti in tempi molto recenti.

Campione	Radiocarbon Age (BP)(*) o contenuto di radiocarbonio (pMC)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)(**)	Note	CAL year BP
LTL14469 A = AB1	2784 $\pm$ 45 BP	-2.2 $\pm$ 0.4		2445-2515
LTL14470 A = AB2A	1095 $\pm$ 45 BP	-3.4 $\pm$ 0.2		620-595
LTL14475 A = Q2	108.52 $\pm$ 0.55 pMC	-5.6 $\pm$ 0.6	Campione successivo al 1950 AD	Post 1954



LTL14476 A = B1	278 ± 45 BP	-2.2 ± 0.6		Tra fine 1870 e pre 1954
LTL14477 A = 16 pembroke	227 ± 40 BP	-3.7 ± 0.5		Tra fine 1870 e pre 1954
LTL14478 A = Z1	108.92 ± 0.53 pMC	-6.1 ± 0.4	Campione successivo al 1950 AD	Post 1954
LTL14471 A = AB4A	1525 ± 45 BP	-0.5 ± 0.5		1028 1153
LTL14472 A = AB6	1147 ± 45 BP	-0.5 ± 0.3		654 730
LTL14473 A = AB7	2229 ± 45 BP	-4.5 ± 0.8		1772 1891
LTL14474 A = Q1	110.34 ± 0.59 pMC	-6.3 ± 0.3	Campione successivo al 1950 AD	Post 1954

Tab. 3.

Bibliografia References

Furlani, S., Biolchi, S., Devoto, S., Saliba, D., Scicchitano, G. (2011), Large boulder along the NE Maltese coast: tsunami or storm wave deposits?, Jour. of Coast. Res., 61, pp. 470.

Mottershead, D., Bray, M., Soar, P., Farres, P.J. (2014). Extreme waves events in the central Mediterranean: Geomorphic evidence of tsunamis on the Maltese Islands. Zeitschrift fur Geomorphologie, DOI: 10.1127/0372-8854/2014/0129, 27 pp.

Nandasena, N. A. K., Paris, R. & Tanaka, N. (2011). Reassessment of hydrodynamic equations: Minimum flow velocity to initiate boulder transport by high energy events (storms, tsunamis). Marine Geology 281, pp. 70–84.

Nott, J. (2003). Waves, coastal boulders and the importance of the pre-transport setting. Earth and Planetary Science Letters, 210, pp. 269–276.

Pignatelli, C., Sansò, P., Mastronuzzi, G. (2009). Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. Marine Geology, 260, pp. 6–18.

Scicchitano, G., Monaco, C., Tortorici, L. (2007). Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy), Marine Geology, 238, pp. 75-91.



Tinti, S., Maramai, A., Graziani, L. (2004), The new catalogue of Italian tsunamis, Nat. Hazards, 33, pp. 439–465.





D) Coastal boulder deposits along the Maltese coasts: storm wave or tsunami deposits?

Baldassini, N., Di Stefano, A., Monaco, C.

1. Introduction

The accumulation of large boulders related to waves generated by tsunami and extreme storm events have been observed in different areas of the Mediterranean.

Along the Maltese coasts several large boulder deposits, even metric in size, occur. They have been transported by extreme waves. Reconstructing the history of these blocks and distinguishing events, such as storm waves or tsunami, play a crucial role in assessing the coastal vulnerability and risk. The Maltese coasts are seasonally affected by extreme storm waves. Moreover in the past some important tsunami events which occurred in the Mediterranean Sea, such as the 1693 and the 1908, have been reported on the historical chronicles (Galea, 2007).

In the course of the project, a detailed field surveying has been carried out along the Maltese coasts in order to identify and mapping all the sites in which these kind of deposits occur, analyse in detail their characteristics, to understand their provenance and study the processes responsible of their transport from sea to the coast.

2. Geomorphological setting

The uplift caused by the Pantelleria Rift is responsible for the emergence of the island above sea level during Neogene-Quaternary and it also brought the island to a tilting position towards NNE (Alexander, 1988), with a resulting downlift of its eastern flanks. This tectonic development - with relatively higher topography and steep coasts along the western side of Malta and low-lying coasts along the eastern side - conditioned also the hydrological catchment of the islands during the pluvial Quaternary period with fluvial channels draining heavily from WSW to a NNE direction, causing more intense fluvio-coastal erosion in the eastern part and the removal of a large part of the stratigraphic sequence in the lower topographic regions. These are the reasons why the eastern rocky coast is suitable from a geomorphological viewpoint for the accumulation of large boulders, from decimetric to metric in size, which are detached from the sea bottom by the waves and are deposited on the coast, also some tens of meters away from the coastline.

3. Boulder deposits along the Maltese coast

Furlani et al. (2011) noticed for the first time the occurrence of large boulders on the north-eastern coast of Malta, between Armier Bay and Ahrax Point. Then Biolchi (2013), Biolchi et al. (in press) and Mottershead et al. (2014) analyzed not only this site, but also other deposits occurring along the eastern coast.

During the Project, the boulder deposit located between Armier Bay and Ahrax Point, in the NE coast, was re-examined in detail and all the boulder deposits were mapped and described. (Figure 1). The geographic coordinates of the boulders were determined by means of a GPS. These data allow to measure in detail the distance of each boulder from the coastline.

The hydrodynamic equations were applied in order to reconstruct the process of boulder detachment from the coast. These equations relate the rock density, the axis sizes with the water density, the coast slope and some parameters. The most used equations are those proposed by Nott (2003), Pignatelli et al. (2009), Nandasena et al. (2011). They provide the height of tsunami or of severe storm waves required to detach, move boulders in different conditions (jointed block, isolated blocks, etc.) and transport them in subaerial conditions.

The 3 axis sizes were measured mainly with a rope metric, while between Armier Bay and Ahrax Point the measurements were implemented by means of digital photogrammetric analysis, which provide clear 3D models with a precise definition of the axis (Figure 2).

The rock density, as well as measurements in the laboratory, was locally estimated by means of the Hammer Schmidt, which provides measurements of R_n (rebound) of the rock mass. This parameter can then be put in relation with the density (Figure 3).

Table 1 shows some examples of the results obtained from the application of hydrodynamic equations on some boulders coming from Ahrax Point-of Armier Bay and Bugibba.

Despite the equations show different results, as they take into account different parameters, we can observe that the values obtained for the storm wave heights (H_T) is too high compared with the local wave heights measured, which, in the Strait of Sicily, should not exceed 9 m (Scicchitano et al., 2007). There is therefore the possibility that some of the boulders found in Malta have been transported by tsunami events.



4. Underwater surveying

At Armier Bay-Ahrax Point (Figure 4) and Zonqor (Figure 5) an underwater geomorphological survey was carried out in order to verify the occurrence of isolated submerged blocks, niches of detachment and potential failure surface for any new future blocks.

5. Radiocarbon datings (14C)

Radiocarbon datings were performed on marine encrustations (Serpulids) collected on different boulders in order to verify if their ages were comparable with historic tsunami events occurred in the Mediterranean Sea. The datings performed by Biolchi et al. (in press, Table 2) had already made it possible to advance the hypothesis that some boulder could have been transported by the strong tsunamis in 1169 and 1693.

In the course of the project 11 new datings have been carried out: 5 of Serpulids sampled by the boulders of the deposit between Armier Bay and Point Ahrax, 2 from Qawra, 1 from Bugibba, 1 from Pembroke (Madliena tower) and 1 from Zonqor. The results obtained (Table 3), compared with the catalog of earthquakes of the Mediterranean (Tinti et al., 2004), confirm the possibility that the deposition of some boulders could have been associated to tsunami events, also very old, but at the same time show that the boulder accumulation can be also associated with extreme storm events, which occurred very recently.



E) Pericolosità e Risposta Sismica Locale nell'Area di Siracusa e nell'Isola di Lampedusa

Lombardo, G., Panzera, F., Sicali, S.

1. Introduzione

Un programma di ricerca congiunto Italo-Maltese (Costituzione di un Sistema Integrato di Protezione Civile Transfrontaliero Italo-Maltese, SIMIT) è stato finanziato dalla Comunità Europea, con lo scopo mitigare i rischi naturali presenti e di aumentare la conoscenza delle caratteristiche geologiche e geofisiche dell'area compresa tra la costa orientale e meridionale della Sicilia e le isole di Malta e Lampedusa.

Sebbene l'area di interesse sia localizzata nell'area di rift del Canale di Sicilia, un dominio simicamente attivo del Mediterraneo Centrale, le conoscenze sulle caratteristiche sismo tettoniche, l'hazard sismico e sulla risposta sismica locale, sono attualmente piuttosto carenti.

Al fine di migliorare la consapevolezza dei problemi legati ai rischi naturali e con l'obiettivo di limitarli, è stata investigata l'area di Siracusa e l'isola di Lampedusa (Isole Pelagie). La parte storica di Siracusa (penisola di Ortigia) è stata in particolare scelta come sito campione al fine di testare e calibrare le metodologie che sono state successivamente applicate nell'isola di Lampedusa. E' stato quindi realizzato un approccio multidisciplinare di tipo tettonico, strutturale, morfologico e litologico. I risultati dei rilievi geologico-strutturali sono stati utilizzati per realizzare la valutazione dell'hazard sismico e interpretare la risposta sismica locale dei litotipi in affioramento e le loro relazioni con gli edifici presenti.

L'hazard sismico è stato stimato tramite il metodo sismotettonico (Esteva, 1967; Cornell, 1968) seguendo un approccio che utilizza un albero logico al fine di considerare e ridurre le incertezze epistemiche. La risposta di sito è stata stimata utilizzando come input sismico le registrazioni del noise ambientale, analizzando i dati con tecniche di rapporti spettrali. E' stata inoltre studiata la polarizzazione della componente orizzontale del moto del suolo al fine di evidenziare la presenza di possibili effetti direzionali.

2. Caratteristiche geologiche, tettoniche e sismiche dell'area

L'area oggetto di studio è localizzata nella porzione della sud-orientale Sicilia e nel Canale di Sicilia. In particolare la città di Siracusa è situata nella costa sud-orientale siciliana in



un'ampia insenatura scavata nella formazione calcarea. Il suo centro storico, Ortigia, costituisce una penisola di forma collinare, circondata dal mare. Questa area rappresenta la parte in affioramento del plateau appartenente al dominio dell'avampaese africano che si piega verso nord in direzione del settore orogenico Appennino-Magrebide ed è separata verso est, tramite il sistema di faglie Ibleo-Maltese, dal dominio di tipo oceanico del Bacino Ionico. La faglia Ibleo-Maltese insieme al sistema di faglie normali di Scicli, localizzato nella parte interna dell'isola e con andamento NE-SW, caratterizzano a scala regionale la tettonica della Sicilia sud-orientale. Gli studi sismotettonici indicano che entrambi i sistemi di faglia possono essere identificati come possibili sorgenti dell'attività sismica che ha interessato in tempi storici la città di Siracusa.

Nell'area di Siracusa il substrato delinea una struttura a horst costituita da una sequenza carbonatica Meso-Cenozoica con intercalate delle vulcaniti (Grasso and Lentini 1982), affiorante nella parte nord della città (Fig. 1). Le vulcaniti Cretacee, aventi spessore fino a 500 m, rappresentano localmente il termine più profondo (Tortorici, 2000) che è ricoperto in discordanza da una sequenza carbonatica sub-orizzontale che rappresenta il litotipo più frequentemente presente in affioramento nella città di Siracusa (v. Fig. 1). I suddetti sedimenti sono distinti in due principali unità, aventi caratteristiche geotecniche simili, noti in letteratura come formazioni Mt. Climiti e Mt. Carrubba. La prima, con spessore tra 20 e 80 m, giace sulle vulcaniti Cretacee e consiste in calcareniti compatte e ben cementate, la seconda, avente spessore medio di circa 20 m, è caratterizzata da una alternanza di calcareniti e marne. In alcuni siti la sequenza carbonatica è direttamente coperta da calcareniti sub-orizzontali poco consolidate con spessore di circa 20 m (Tortorici, 2000) mentre, nella parte sud dell'area, il substrato calcareo è ricoperto da sabbie e sabbie argillose aventi spessore che raggiunge i 20 m. Infine, depositi dei alluvionali riempiono il graben della pianura di "Pantenelli (v. Fig. 1) e del detrito, con spessore di circa 6-8 m, dovuto a attività antropiche e rovine storiche, affiora principalmente nella penisola di Ortigia, la parte storica della città.

L'area è interessata da una moderata sismicità, tuttavia, l'evento potenzialmente più pericoloso, testimoniato dalla sismicità storica dell'area, è rappresentato dal terremoto del 1693 che raggiunse M_w 7.4 (Rovida et al., 2011). La sorgente di questo evento è particolarmente discussa in letteratura a causa della mancanza di chiare evidenze di fagliazione superficiale e di registrazioni strumentali di terremoti di grande magnitudo. Comunque, studi sulle relazioni tra i segmenti di faglia offshore e l'elevata intensità dei terremoti storici, unitamente alle evidenze di

tsunami avvenuti nella regione, suggeriscono che il sistema di faglie Ibleo-Maltese rappresenta una delle maggiori sorgenti sismo genetiche dell'Italia meridionale (Bianca et al., 1999; Catalano et al., 2010).

L'attività sismica registrata negli ultimi venti anni mostra epicentri distribuiti in tutta l'area. Il più importante evento strumentale di moderata magnitudo è stato il terremoto avvenuto il 13 Dicembre 1990 avente intensità massima VII-VIII (Locati et al., 2011), avvertito in tutta la Sicilia. Questo terremoto e i suoi aftershocks sono stati localizzati in un segmento trasversale, lungo 5 km orientato E-W, che separa due segmenti sub-paralleli della scarpata Ibleo-Maltese ((Laurenzano e Priolo, 2005). Nonostante la sua moderata magnitudo ($M_w=5.7$; Rovida et al., 2011), l'evento ha causato il crollo di alcuni edifici, circa 20 persone furono uccise e circa 15.000 lasciati senza casa.

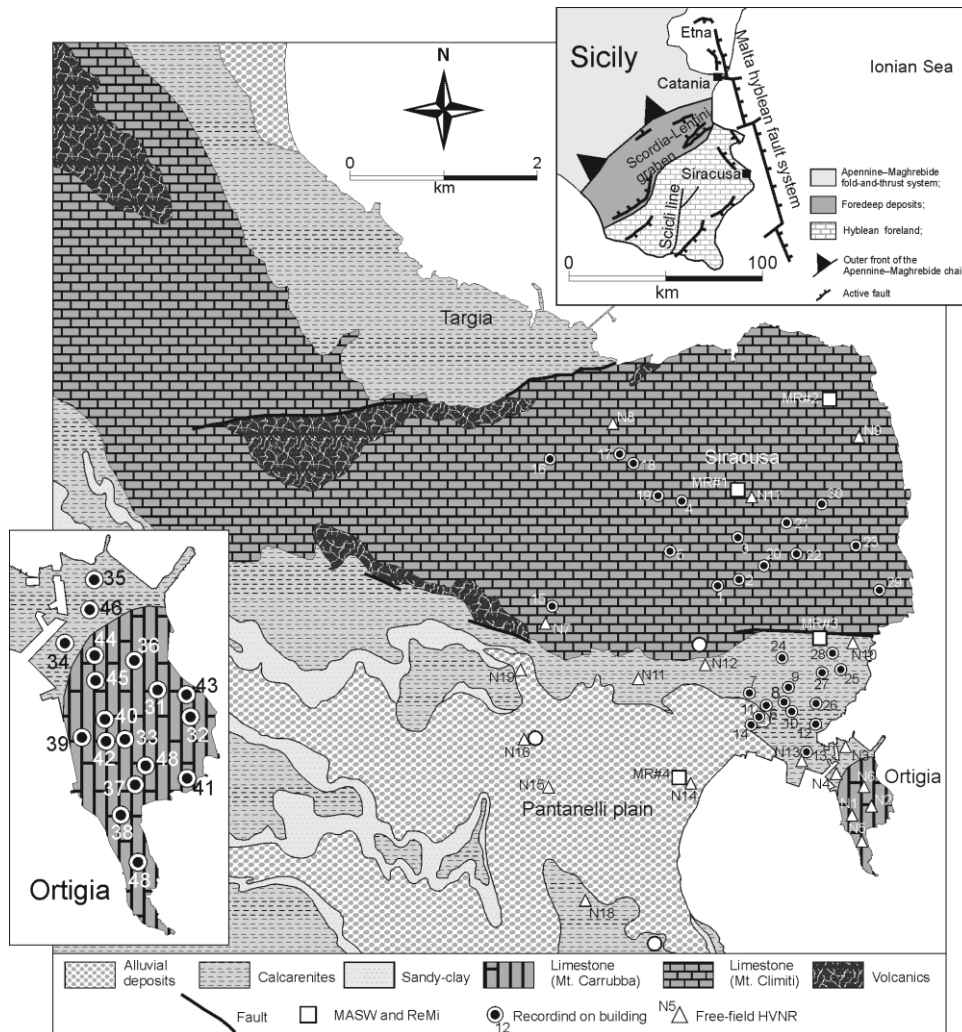


Fig. 1 – Carta geolitologica dell'area di Siracusa (modificata da Lentini et al., 1986). La mappa nel riquadro in alto a destra mostra l'assetto tettonico dell'area studiata (modificata da Lavecchia et al., 2007; Galadini et al., 2001). *Geo-lithologic map of the Siracusa area (modified from Lentini et al., 1986). The inset map in the upper right portion of the figure shows the tectonic framework of the study area (modified from Lavecchia et al., 2007; Galadini et al., 2001).*



Lampedusa è un'isola allungata in senso E-W ubicata nel Mediterraneo centrale, a circa 200 km a sud della costa siciliana e 150 km a est della Tunisia. L'isola consiste in una piattaforma carbonatica lunga circa 11 km che raggiunge la quota massima di 133 m s.l.m.. Costituisce l'isola principale dell'Arcipelago Pelagico e presenta un'area di circa 20 km² e uno sviluppo di coste di circa 40 km. La morfologia dell'isola e le caratteristiche del suo territorio, caratterizzato dalla carenza di vegetazione così come da erosione eolica e dilavamento, rendono il paesaggio molto simile a quello delle aree nordafricane. L'isola è anche incisa da valloni erosi da corsi d'acqua non più attivi che raggiungono il mare creando delle insenature sabbiose. La morfologia delle coste è quindi caratterizzata dalla presenza alternata di scogliere rocciose e baie. Queste ultime presenti in prevalenza nella costa meridionale dell'isola (Fig. 2a).

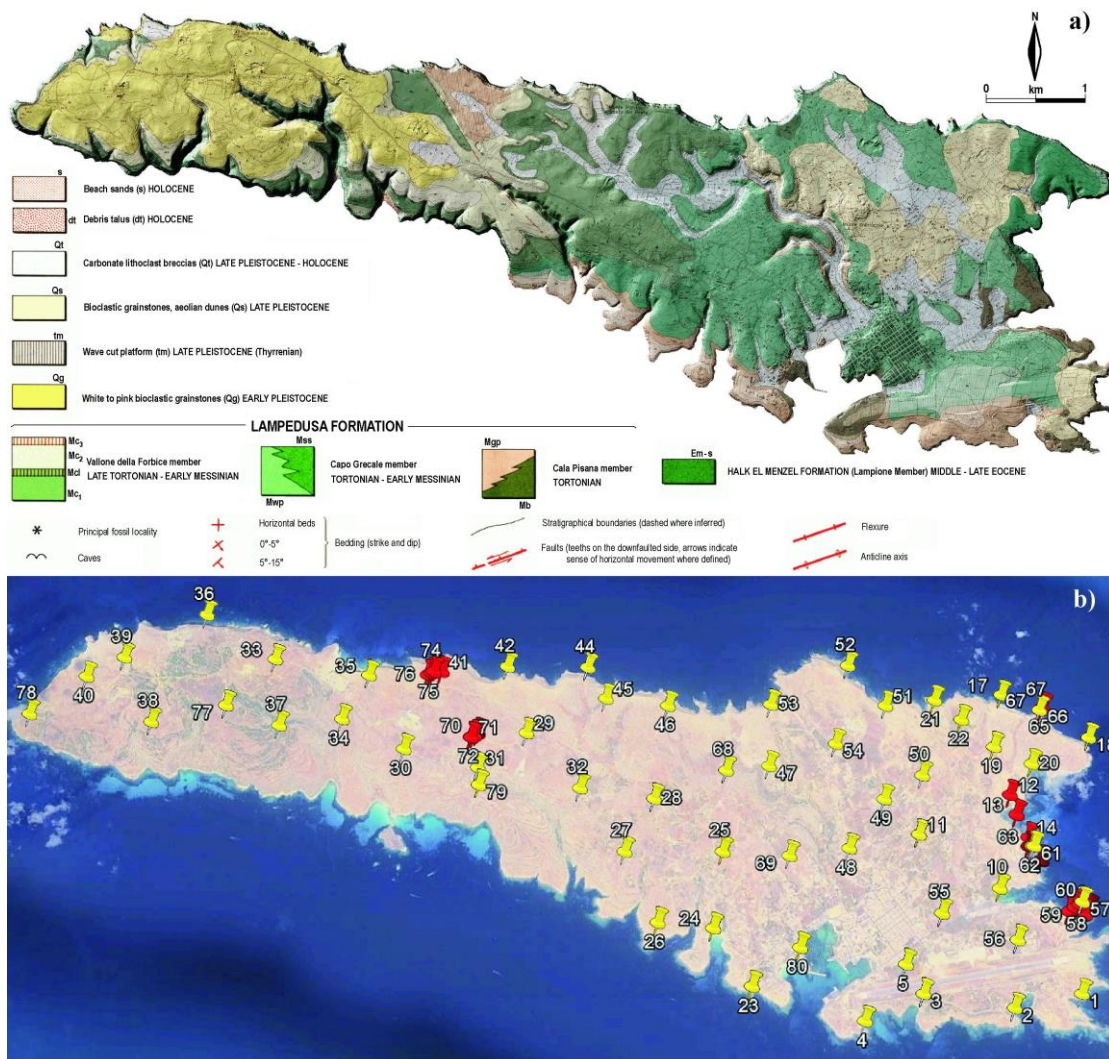


Fig. 2 – a) Carta geolitologica dell'isola di Lampedusa (modificata da Grasso e Pedley, 1985); **b)** Ubicazione dei siti di registrazione del noise ambientale. *a) Geologic map of the Lampedusa island (modified from Grasso and Pedley, 1985); b) Location of ambient noise recording sites.*



Dal punto di vista strutturale Lampedusa appartiene al blocco Pelagiano, un dominio di avampaese al nord delle placca africana, costituito da una successione carbonatica Meso-Cenozoica di mare da superficiale a profonda, avente spessore di circa 6-7 km (Civile et al., 2008; 2013). L'isola si trova nel Canale di Sicilia, nella parte meridionale di una zona di rift che mostra delle profonde depressioni strutturali controllate da faglie orientate NW-SE (es. grabens of Pantelleria, Linosa e Malta). In questo scenario, Lampedusa rappresenta una piccola struttura a horst formata da una sequenza carbonatica Neogenica-Quaternaria (Grasso e Pedley, 1985) caratterizzata dalle seguenti unità litologiche: Breccie carbonatiche del Pliocene sup.-Olocene; Sabbie eoliche del Pleistocene sup.; Superficie terrazzate e spianate di abrasione (Pleistocene sup, Tirreniano); Calcareni (Pleistocene inf.); Calcari della Formazione Lampedusa che è costituita dai membri del Vallone della Forbice, Capo Grecale e Cala Pisana di età Tortoniano-Messiniano inf. (v. Fig. 2a). Secondo Grasso e Pedley (1985), i maggiori lineamenti tettonici di Lampedusa sono presenti nella parte orientale dell'isola. Rilievi strutturali eseguiti lungo le scogliere evidenziano che l'area è deformata da una "wrench zone" orientata NW-SE (faglia di Cala Creta) composta da segmenti sub-verticali di faglia accompagnati da un'estesa zona di fratturazione. Le faglie sono rappresentate da strutture inverse principalmente orientate in direzione NW-SE e con pendenza verso SW, con marker che indicano una component laterale sinistra di movimento. Un altro lineamento tettonico (faglia di Area Rossa), è presente nella parte centrale dell'isola. E' costituito da una faglia orientata NW-SE con un piano di faglia non evidente ma caratterizzato da una serie di fratture di secondo ordine e irregolarità topografiche con abbastanza netti cambiamenti dei litotipi affioranti.

L'area è interessata dalla attività sismica del Canale di Sicilia (Civile et al., 2008) ed è caratterizzata da una moderata sismicità con eventi superficiali ($h < 25$ km) aventi magnitudo compresa nell'intervallo 2 – 4, come evidenziato dal database INGV 1981-2013. La sismicità è principalmente localizzata nel graben di Linosa e si sviluppa lungo una larga fascia, orientata N-S, che inizia dall'isola di Lampedusa, come proposto da Argnani (1990) sulla base di considerazioni batimetriche, vulcanologiche e sismologiche.

3. Metodologia



E' ben noto che il grado di danneggiamento e la sua distribuzione durante un terremoto è la conseguenza degli effetti combinati del livello di hazard dell'area investigata, delle caratteristiche della risposta sismica locale, basata sulle caratteristiche superficiali e profonde dei terreni, così come sulle caratteristiche dinamiche delle strutture edificate. Ne deriva che il problema della mitigazione del rischio connesso al verificarsi di terremoti è stato affrontato realizzando studi finalizzati alla stima dell'hazard sismico e alla valutazione delle caratteristiche dei terreni localmente affioranti e del loro comportamento quando interessati da un input sismico.

3.1. Valutazione della Pericolosità sismica

La valutazione della pericolosità sismica (Seismic Hazard Assessment, SHA) consiste nella stima dei possibili effetti (e le relative incertezze) dovuti ai futuri terremoti a cui l'area in esame può essere soggetta. La valutazione può essere eseguita utilizzando un approccio deterministico(DSHA) oppure probabilistico PSHA). Il DSHA usa sorgenti individuali di terremoti e eventi singoli per stabilire un particolare scenario che descrive l'hazard. In altre parole, sono necessarie una localizzazione della sorgente sismica, un terremoto di una specificata grandezza e una relazione di attenuazione. Questo approccio comunque non fornisce informazioni sulla probabilità di accadimento di un terremoto caratterizzato da un certo parametro (accelerazione, magnitudo) durante un dato intervallo di tempo (es. tempo di vita media di una particolare struttura o risorsa). Il PSHA, essendo un approccio di tipo statistico ha bisogno di identificare un adeguato intervallo di tempo avente una buona completezza delle informazioni. Del resto, il PSHA permette di stimare la probabilità che un parametro che caratterizza il terremoto (es. l'accelerazione di picco) possa superare una soglia prefissata durante un determinato intervallo di tempo (es. 50 anni) (McGuire, 2004). Il PSHA prende in considerazione tutte le possibili combinazioni magnitudo-localizzazione delle scosse e i modelli che descrivono gli effetti e il tasso di accadimento di tutti i terremoti che interessano un'area.

In questo studio è stata realizzata un'analisi probabilistica dell'hazard nell'area di Siracusa usando la metodologia "sismotettonica" (Esteva, 1967; Cornell, 1968) prendendo in considerazione le possibili sorgenti sismo genetiche. A tal fine, è stato usato il codice CRISIS2007 (Ordaz et al., 2007). Il codice richiede come dati in input un modello di zona sorgente dove sia descritto il grado di sismicità di ciascuna area considerata e l'equazione che



permette l'estrapolazione del moto del suolo. In accordo con i criteri internazionali per la SHA (SSHAC, 1997), è stato seguito un approccio basato sull'utilizzo di un albero logico al fine di considerare e valutare tutte le incertezze epistemiche che influiscono nella stima dell'hazard. Particolare attenzione è stata rivolta alla definizione di modelli alternativi di zone sorgente al fine di prendere in considerazione la possibilità di differenti sorgenti sismo genetiche presenti nella Sicilia sud-orientale. Questo ha consentito di prendere in considerazione le incertezze legate alla localizzazione della sorgente e al meccanismo focale dei maggiori terremoti dell'area. Sono stati quindi presi in esame due differenti modelli (Fig. 3). Il primo, basato sulla SZ9 (Working Group MPS04, 2004; Meletti et al., 2008), localizza sulla terraferma la sorgente del terremoto del 1693. L'altro modello (SZ4-9), che differisce solo localmente nella definizione delle zone sismogenetiche della Sicilia sud-orientale, discrimina due zone sismo tettoniche (78, 79) e quindi, in accordo con Meletti et al. (2000) è stata presa in considerazione la possibilità che la sorgente sia localizzata lungo la scarpata Ibleo-Maltese. Nell'albero logico è stato assegnato un peso più alto ai rami relativi alla SZ4-9 poiché studi recenti (Brancato et al., 2009) hanno dimostrato che la scarpata di Malta è un sistema di faglie attivo che molto probabilmente ha dato origine allo tsunami del terremoto del 1693 (Gerardi et al., 2008; Visini et al., 2009). Per ciascuna delle zone sorgenti assunte nel modello di Meletti et al. (2008), sono stati adottati il valore del coefficiente b di Gutenberg-Richter, la massima magnitudo momento (M_w) e il tasso di sismicità (λ), così come la profondità sismogenica (H) e lo stile di fogliazione, utilizzati nella mappa di hazard MPS04. Gli stessi parametri sono stati stimati per la SZ78 e 79 (modello SZ4-9 in Fig. 3) usando the CPTI04 e la stessa metodologia proposta dal Working Group MPS04 (2004). Di conseguenza i tassi di attività (AR) sono stati ottenuti dividendo in numero di eventi sismici di ciascuna classe di magnitudo (dodici di 0.23 M_w con magnitudo minima uguale a 4.76) per il tempo di completezza. In accordo con le indicazioni del Working Group MPS04, due intervalli di completezza, storico e statistico, sono stati usati. I parametri di Gutenberg-Richter sono stati ottenuti interpolando i valori di AR tramite una regressione lineare con il metodo dei minimi quadrati. Sono state prese in considerazione due equazioni caratterizzanti il moto del suolo (Akkar and Bommer, 2007a, 2007b; Boore and Atkinson, 2008). Entrambe calcolano differenti parametri di scuotimento (PGA, PGV, SA, SD), usando la M_w , la distanza sorgente di Joyner-Boore (R_{JB}), lo stile caratteristico di fogliazione e la classe del sito. Per entrambi i modelli di attenuazione, sono state prese in considerazione le condizioni di suolo roccioso ($V_{s,30} \geq 800$ m/s) e suolo soffice ($183 \leq V_{s,30} \leq$



366 m/s). La disaggregazione è usata nel presente studio per calcolare i contributi al superamento del 10% di probabilità di accadimento in 50 anni del parametro relativo alla PGA orizzontale. In questo studio, i risultati della disaggregazione sono stati espressi in termini di distanza epicentrale.

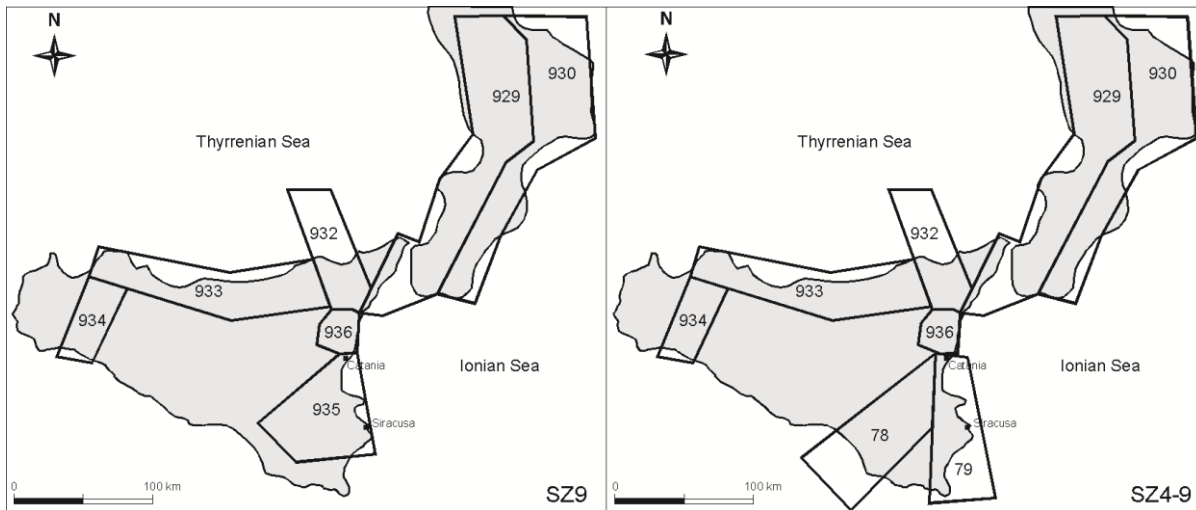


Fig. 3 – Modelli delle zone sorgenti considerate per la valutazione dell'hazard sismico (SHA) con il metodo di Esteva-Cornell: SZ9 (da Working Group MPS04, 2004) e SZ4-9 (modificato da Meletti et al., 2000). *Source zone models considered for the SHA with the Esteva-Cornell method: SZ9 (from Working Group MPS04, 2004) and SZ4-9 (modified from Meletti et al., 2000).*

La stima del moto del suolo in una particolare regione è essenziale per una adeguata progettazione delle strutture ingegneristiche. L'input fondamentale per la valutazione dell'hazard da terremoti in aree urbanizzate è costituito dalla stima del moto del suolo atteso a una determinata distanza da una sorgente sismica avente una data magnitudo, così come le specifiche caratteristiche di sito. La conoscenza di queste informazioni è di primaria importanza per realizzare modellazioni numeriche dei parametri del moto del suolo. Questo tipo di approccio è appropriato anche per regioni con mancanza di registrazioni strong motion e scarsa disponibilità di registrazioni di terremoti di moderata o grande magnitudo (es. Akinci et al., 2013; D'Amico et al., 2012). Nel presente studio è stato usato un approccio stocastico per simulare strong ground motions ad alte frequenze, adottando il codice di modello di sorgente estesa EXIM (Akinci et al., 2013; D'Amico et al., 2012; Boore, 2009; Motezedian and Atkinson, 2005). I parametri del moto del suolo atteso sono stati stimati in termini di accelerazione di picco (PGA) velocità di picco (PGV) e accelerazione pseudo spettrale (PSA), in funzione della distanza, magnitudo e condizioni di suolo al sito. In questo studio è stato simulato il terremoto di magnitudo $M_w=5.8$ avvenuto il 13 Dicembre 1990 a largo della costa orientale della Sicilia, tra le città di Catania e Siracusa, sul sistema di faglie della scarpata



Ibleo-Maltese (Amato et al., 1995; Di Bona et al., 1995; Rovida et al., 2011). Per rappresentare correttamente le caratteristiche della sorgente è stato adottato un valore di stressdrop di 210 bar come suggerito da Di Bona et al. (1995). Sono stati inoltre usati i parametri di propagazione crostale (attenuazione crostale e geometrica) ricavati per la Sicilia orientale da Scognamiglio et al. (2005). E' inoltre importante ricordare che gli effetti di sito sono particolarmente importanti per definire uno scenario di hazard sismico. In questa simulazione sono stati quindi considerati i potenziali effetti legati alla geologia locale. La classificazione dei siti in termini di V_{S30} rappresenta uno degli output del progetto SIMIT ed è stata derivata sia da dati di letteratura, sia da misure sul terreno (Panzera e Lombardo, 2013). Inoltre, al fine di testare le prestazioni della nostra simulazione, sono stati calcolati gli spettri di ampiezza di Fourier confrontandoli con i dati osservati in stazioni strong motion della rete sismica nazionale, ubicate nella Sicilia sud-orientale.

3.2. Caratterizzazione della risposta sismica locale

Una stima veloce degli effetti legati alla geologia di superficie sulle caratteristiche del moto del suolo è ottenibile tramite l'utilizzo di tecniche di rapporti spettrali della componente orizzontale e verticale del noise ambientale (HVNR). Questa tecnica, introdotta da Nogoshi e Igarashi (1971), è stata realizzata da Nakamura (1989) ed è divenuta di ampio uso in tempi recenti poiché fornisce una stima affidabile della frequenza fondamentale di depèosi di materiale soffice (v. Lermo and Chavez-Garcia, 1993). Sebbene la comunità scientifica abbia a lungo dibattuto sull'esistenza di una semplice e diretta correlazione tra i valori di ampiezza osservati negli HVNR e la effettiva amplificazione di sito (v. Mucciarelli, 1998; Rodriguez e Midorikawa, 2002), questa metodologia è largamente usata poiché riduce significativamente i costi e i tempi di acquisizione dei dati sul terreno. L'ipotesi di base per l'utilizzo del noise ambientale è che la risonanza di uno strato soffice corrisponde al modo fondamentale delle onde di Reyleigh, il quale è associato con un'inversione della direzione di rotazione dell'onda di Reyleigh (Nogoshi and Igarashi, 1971; Lachet and Bard, 1994). L'affidabilità di questo approccio è stata affermata da numerosi autori (es. Lermo and Chavez-Garcia, 1993), i quali hanno evidenziato la sua particolare stabilità nella stima della risposta sismica locale. E' infatti comunemente accettato che sebbene le singole componenti del noise ambientale possono mostrare ampie variazioni spettrali in funzione dei disturbi antropici e naturali, il rapporto



spettrale HVNR tende a rimanere invariante, preservando quindi la frequenza fondamentale di picco (Cara et al., 2003).

Sono state realizzate circa sessanta registrazioni di noise ambientale nell'area di Siracusa-Ortigia (Fig. 1) ubicate in modo da tenere conto della distribuzione spaziale dei principali litotipi affioranti. Analogamente, ottanta siti di registrazione sono stati scelti a Lampedusa (punti gialli in Fig. 2b) distribuendoli secondo una griglia di circa 600 m di lato e tenendo conto dei litotipi affioranti. Inoltre, sono stati realizzati sei transetti, ciascuno con quattro siti di misura (punti rossi in Fig. 2b), attraverso le linee di faglia e le scarpate morfologiche presenti principalmente nella parte orientale dell'isola. Il noise ambientale è stato registrato tramite un tromino, un compatto velocimetro a tre componenti, particolarmente adatto per misure di campagna. Sono state registrate serie temporali di 20 minuti, usando una frequenza di campionamento di 128 Hz, analizzandole con la tecnica HVNR. L'analisi è stata eseguita utilizzando finestre temporali di 20 s, selezionando la parte più stazionaria del segnale escludendo i transienti associati a sorgenti molto vicine. In questo modo, gli spettri di Fourier sono stati calcolati nell'intervallo di frequenze 0.5-30 Hz e lisciate tramite una finestra triangolare proporzionale al 20%. Seguendo i criteri proposti dal European project Site EffectS assessment using AMbient Excitations (SESAME 2004), sono stati considerati significativi solo i picchi spettrali aventi ampiezza maggiore di due unità, nel range di frequenze 0.5-30 Hz.

I rapporti spettrali sperimentali ottenuti dalle registrazioni eseguite lungo i transetti, sono stati anche calcolati dopo avere applicato, alle componenti orizzontali del moto, rotazioni di 10° iniziando da 0° (nord) fino a 180° (sud) al fine di indagare sulla presenza di possibili effetti direzionali (Spudich et al., 1996). Tuttavia, in presenza di eterogeneità laterali e verticali o inversioni di velocità, gli HVNR possono essere "non informativi" a causa del verificarsi di amplificazioni della componente verticale del moto (Di Giacomo et al., 2005). In questo studio è stata quindi eseguita l'analisi di polarizzazione tempo-frequenza (TF) proposta da Vidale (1986) e esplicitata da Burjánek et al. (2012) al fine di fornire una stima diretta dell'angolo di polarizzazione. Questa tecnica fornisce dei risultati affidabili, superando il bias che può essere introdotto dalla presenza del denominatore nel calcolo del rapporto HVNR. In accordo con Burjánek et al. (2010 and 2012), viene applicata al segnale la "continuous wavelet transform" (CWT, see Kulesh et al., 2007) al fine di selezionare delle finestre temporali la cui lunghezza coincide con il periodo dominante; i segnali sono quindi decomposti nel dominio tempo-frequenza e viene successivamente eseguita l'analisi di polarizzazione. Per ciascuna coppia



tempo-frequenza, la polarizzazione è caratterizzata da un ellissoide ed è definita da due angoli: lo strike (azimuth dell'asse maggiore proiettato sul piano orizzontale) e il dip (angolo dell'asse maggiore rispetto alla direzione verticale). Un altro importante parametro è l'ellitticità che, in accordo con Vidale (1986), è definita come il rapporto tra la lunghezza dell'asse minore e maggiore. Questo parametro si avvicina a 0 quando il moto del suolo è polarizzato linearmente. Gli angoli di strike e dip della polarizzazione, ottenuti su tutte le serie temporali analizzate, sono cumulati e rappresentati tramite dei polar plot dove la scala del contouring rappresenta la relativa frequenza di accadimento di ciascun valore e la distanza dal centro della circonferenza la frequenza del segnale in Hz. Al fine di valutare se il moto del suolo è polarizzato linearmente, viene anche riportato in un diagramma il valore dell'ellitticità rispetto alla frequenza.

Le proprietà dinamiche di un edificio sono solitamente descritte tramite la sua frequenza naturale e il rapporto di smorzamento. Il comportamento sismico di un edificio dipende ovviamente dalla progressione delle frequenze di sollecitazione al proseguire dell'input sismico. Tuttavia, la conoscenza della sua frequenza fondamentale a bassi valori di ampiezza è di importanza primaria al fine di caratterizzare il comportamento sismico iniziale di una struttura (Mucciarelli and Gallipoli, 2007). E' pratica comune in ingegneria sismica ricavare il comportamento dinamico di un edificio tramite metodi numerici o sperimentali (Gallipoli et al., 2009 a,b; Oliveira and Navarro, 2009). I risultati ottenuti per differenti tipologie di edifici sono spesso elaborati, attraverso analisi statistiche di regressione, per ottenere relazioni empiriche che consentono la stima del periodo di risonanza dell'edificio (T) in funzione della sua geometria, di solito l'altezza (H) o il numero dei piani (N) (Goel and Chopra 1997; Hong and Hwang 2000; Messele and Tadese 2002; Crowley and Pinho 2006; Panzera et al., 2013). In questo studio la risposta dinamica degli edifici è stata stimata tramite misure sperimentali basate sulle registrazioni del noise ambientale. Sono state usate sia la tecnica dei rapporti spettrali tra la componente orizzontale e verticale del segnale (HVNR) sia la "standard noise spectral ratio" (SSNR) per identificare le frequenze fondamentali degli edifici. Il noise ambientale (o microtremore) è stato registrato in quarantotto edifici a Siracusa_Ortigia (v. ubicazione in Fig. 1) e in cinque edifici a Lampedusa distinguendoli, in accordo alla loro tipologia costruttiva, in edifici in cemento armato (RC) e edifici in muratura (MA). In particolare le misure sono state realizzate in diciotto (MA) e trenta (RC) a Siracusa e due (MA) e tre (RC) a Lampedusa. E' stato considerato come periodo fondamentale di ciascun edificio il

picco spettrale dominante in entrambi gli HVNR e SSNR. In ciascun edificio sono stati registrati 10 minuti di noise ambientale sia nella parte più elevata che in quella più bassa della struttura. Seguendo le linee guida proposte dal progetto SESAME (2004), sono state realizzate finestre temporali di 10 s, selezionando la parte più stabile del segnale e non includendo transienti associati a sorgenti molto vicine. Gli spettri di Fourier sono stati calcolati nella banda di frequenza 0.5-15 Hz e lisciati utilizzando una finestra triangolare su intervalli di frequenza di $\pm 5\%$ della frequenza centrale.

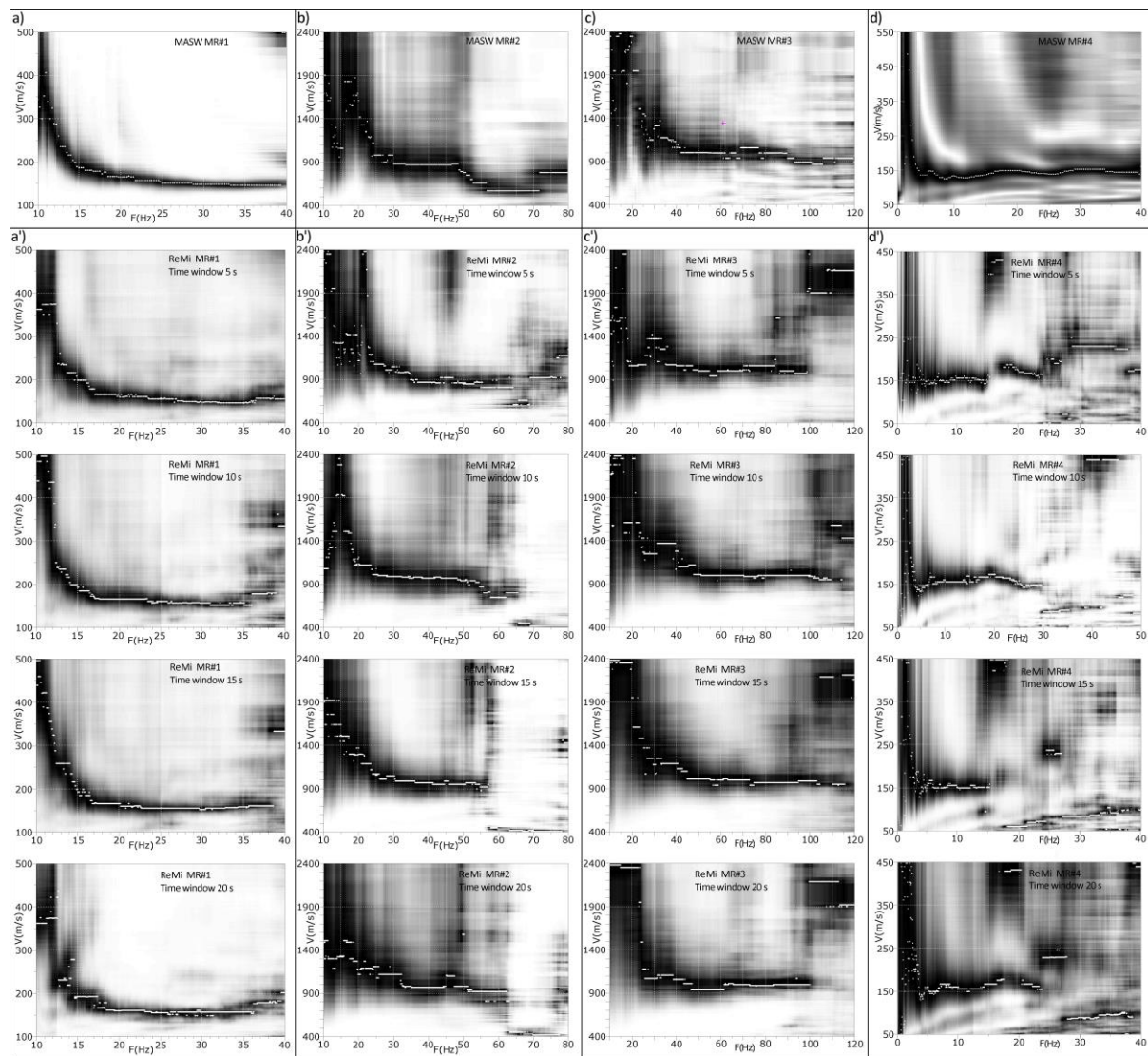


Fig. 4 – Spettri di velocità di fase–frequenza, ottenuti dalle prospezioni MASW (a, b, c, d) e ReMi (a', b', c', d'). *Phase velocity vs. frequency contour plot spectra for MASW (a, b, c, d) and ReMi (a', b', c', d') tests.*

E' da ricordare che il danneggiamento di un edificio è strettamente legato, oltre che alla sua vulnerabilità, sia alle caratteristiche dell'accelerazione massima e frequenza del moto del suolo, così come alle caratteristiche fisico-meccaniche dei litotipi presenti in superficie. La



caratterizzazione geofisica e geotecnica dei litotipi giacenti sul basamento è infatti molto importante al fine di identificare gli effetti di sito, in termini di frequenze fondamentali, per una corretta progettazione di strutture antisismiche. In questo studio, sono state quindi investigate le proprietà dinamiche dei principali litotipi presenti nell'area di Siracusa al fine di ottenere in ultima analisi un'affidabile valutazione della risposta sismica locale. Le caratteristiche dinamiche sono state valutate tramite l'utilizzo delle tecniche non invasive MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) e ReMi (Refraction Microtremor). La localizzazione dei siti di misura è mostrata in Fig. 1. L'uso combinato di entrambe le metodologie ha consentito di superare i limiti di ciascun approccio e in accordo con quanto suggerito da Park et al. (2005) di confrontare e validare i risultati ottenuti. Le prospezioni MASW sono state realizzate usando un sismografo a 12 canali, equipaggiato con geofoni di 4.5 Hz. È stato sviluppato un array lineare di lunghezza variabile da 36-48 m, in funzione dello spazio disponibile in ciascun sito, usando spaziature di 2-4 m tra i vari sensori. È stata usata una sorgente a massa battente di 8 kg, fissata a distanza di 8 m, registrando cinque intervalli della durata di 3 s, con un passo di campionatura di 512 Hz. Analogamente è stato usato per le prospezioni ReMi, registrando 10 min di noise ambientale. L'uso di tecniche passive basate sulla registrazione del microtremore, quale la ReMi, fornisce delle affidabili curve di dispersione anche in un basso range di frequenze poiché si avvantaggiano dell'uso di sorgenti naturali aventi lunghezze d'onda variabili da alcuni chilometri fino a alcune decine o centinaia di metri (Okada, 2003). La tecnica del "refraction microtremor" ha il vantaggio di non richiedere energizzazione tramite sorgenti artificiali e lavora al meglio in zone urbane con elevato rumore sismico, analizzando le onde superficiali prodotte dal traffico veicolare e dalla risposta di alberi e edifici alle sollecitazioni dovute al vento (Louie, 2001). Le curve sperimentali di dispersione delle prospezioni MASW e ReMi sono state ricavate tramite il software Grilla 6.1 (www.tromino.it). Il software calcola lo spettro f-k di una sezione sismica utilizzando il tempo di tragitto (t) e la distanza (x), rispettivamente come coordinate verticali e orizzontali. La trasformata di t fornisce lo spettro di frequenza e la trasformata della coordinata x fornisce lo spettro del numero d'onda k (Lacoss et al., 1969; Kvaerna and Ringdahl, 1986). Il plot della velocità di fase vs. la frequenza è ottenuto dallo spettro f-k. Questo tipo di analisi ha permesso di ottenere le curve di dispersione del modo fondamentale dai sismogrammi registrati per le MASW (Fig. 4a,b,c,d). Nella tecnica ReMi, gli spettri f-k sono stati ottenuti suddividendo i segnali registrati in finestre temporali di 5, 10, 15 e 20 s al fine di testare gli

effetti legati all'uso di differenti finestre temporali. Le curve di dispersione (Fig. 4a',b',c',d') sono state calcolate realizzando la media di tutte le curve mostranti una chiara dispersione.

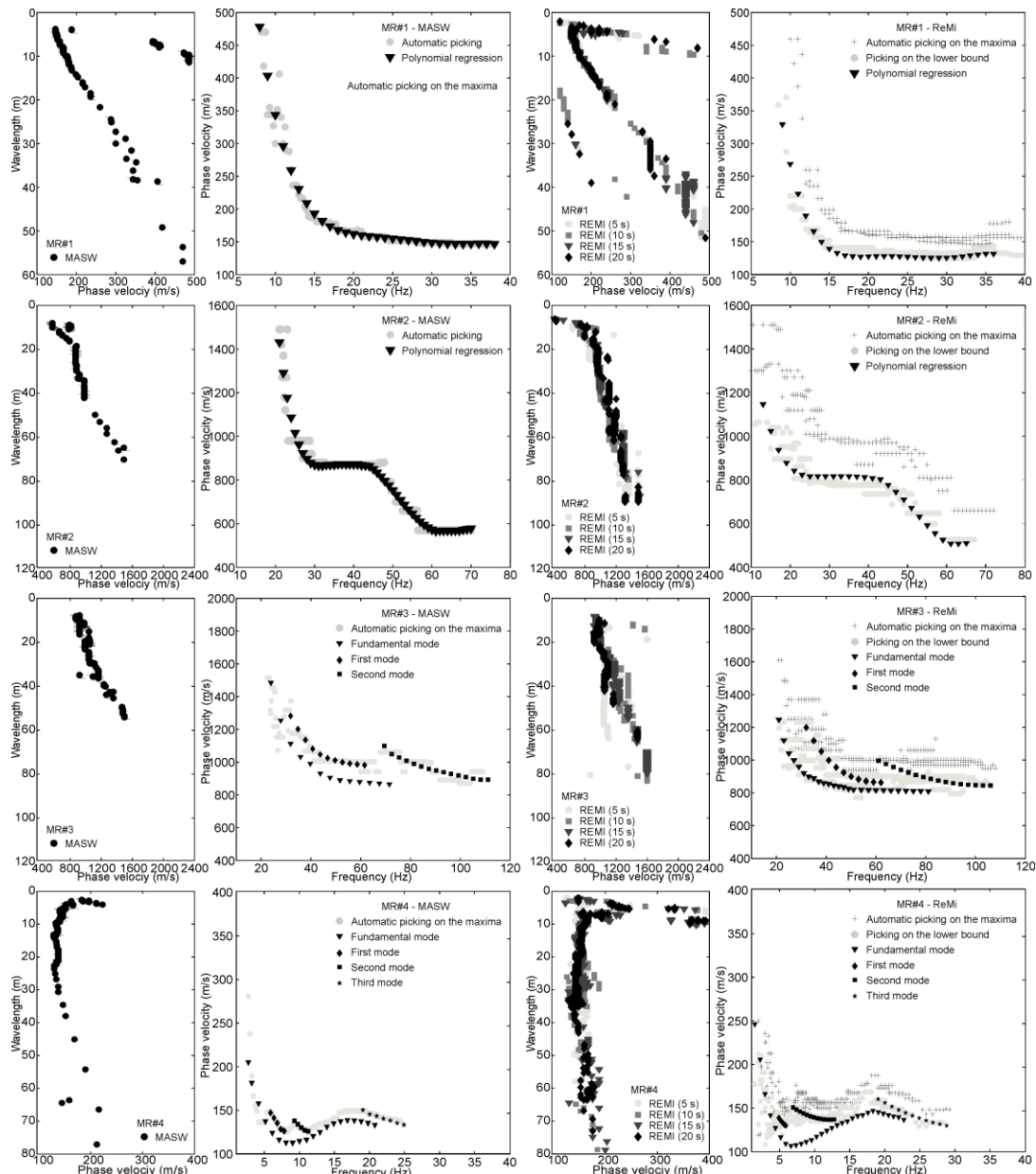


Fig. 5 – Velocità di fase delle onde di Rayleigh in funzione della lunghezza d'onda e corrispondenti curve di regressione polinomiale ottenute dal picking automatico degli spettri di Figura 4. *Rayleigh waves phase velocities as a function of wavelength and corresponding polynomial regression curves obtained from the automatic picking of Figure 4 spectra plots at each site.*

E' stato successivamente eseguito il picking automatico dei trend ottenuti, campionando un ampio numero di velocità di fase apparenti. In particolare, le curve di dispersione delle MASW sono state campionate sui massimi spettrali mentre, in accordo con quanto suggerito da Louie (2001), il picking delle curve di dispersione ReMi è stato realizzato nella parte bassa



della velocità di fase dove i rapporti spettrali iniziano a distinguersi dal rumore incoerente. Infine, seguendo un metodo simile a quello proposto da Coccia et al. (2010), il picking automatico delle curve di dispersione è stato approssimato tramite una regressione a una curva polinomiale del quinto/sesto ordine (Fig. 5). In questo studio le curve di dispersione delle onde di Reyleigh, sperimentalmente ottenute, sono state invertite tramite il software DINVER (www.geopsy.org) che fornisce un set di modelli di curve di dispersione compatibile con la curva di dispersione osservata. La procedura di inversione delle onde superficiali è stata realizzata cercando di utilizzare non solo il modo fondamentale ma anche i modi superiori. L'identificazione di ciascun modo nello spettro velocità-frequenza è stata realizzata visivamente al fine di individuare le zone caratterizzate da bassi valori di ampiezza, nei punti dove la curva apparente di dispersione passa da un modo all'altro, come suggerito da Maraschini et al. (2010). L'inversione della curva di dispersione sperimentale è stata ottenuta dopo una preliminare definizione dei parametri: Velocità delle onde di taglio (V_s), spessore, velocità delle onde di compressione (V_p), rapporto di Poisson e densità.

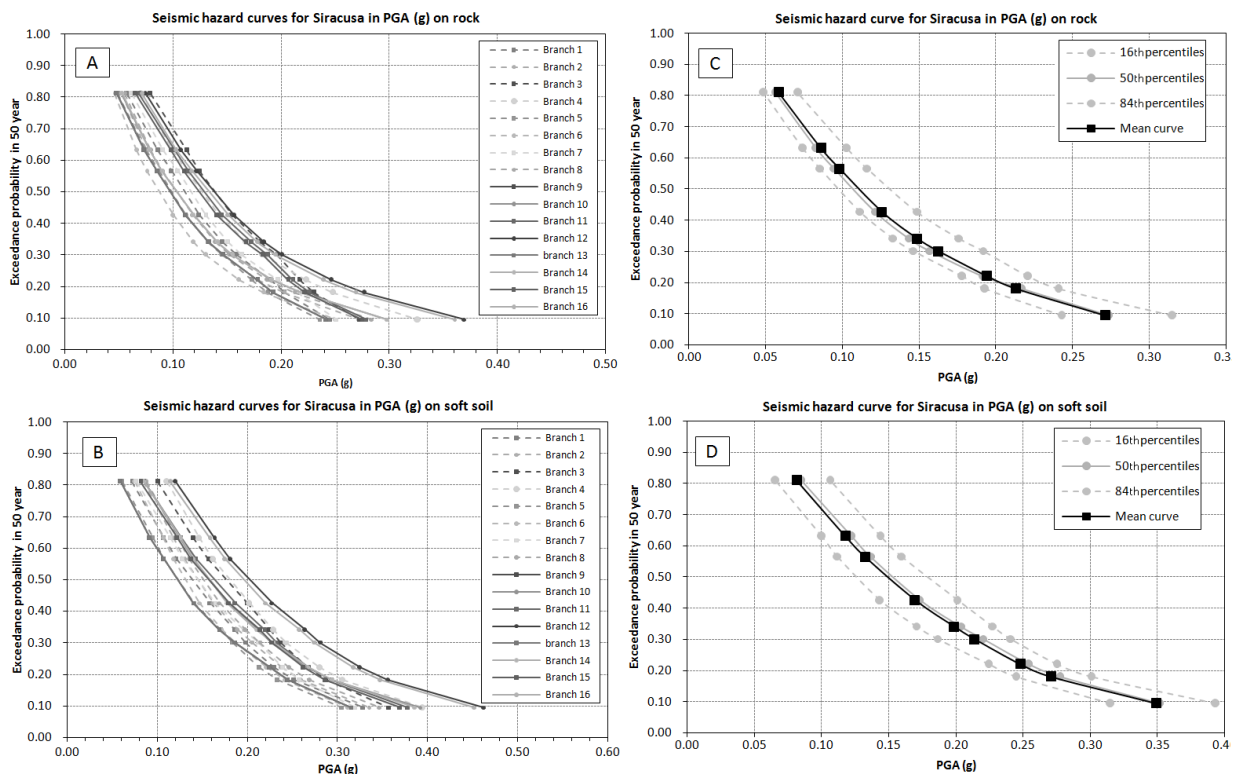


Fig. 6 – Curve di hazard in PGA per i vari rami dell'albero logico, per roccia (A) e suolo soffice (B). Media, mediana (50° percentile), 16° e 84° percentili delle curve di hazard ottenute per roccia (C) e suolo soffice (D). Hazard curves in PGA for each, branch of the logic tree for rock (A) and soft soil (B). Mean, median (50th percentile), 16th and 84th percentiles hazard curves obtained on rock (C) and soft soil (D).

4. Descrizione dei risultati e considerazioni conclusive



4.1. Siracusa

La valutazione dell'hazard sismico in Sicilia sud-orientale ha fornito interessanti risultati, permettendo di evidenziare le caratteristiche di un terremoto di scenario per l'area di

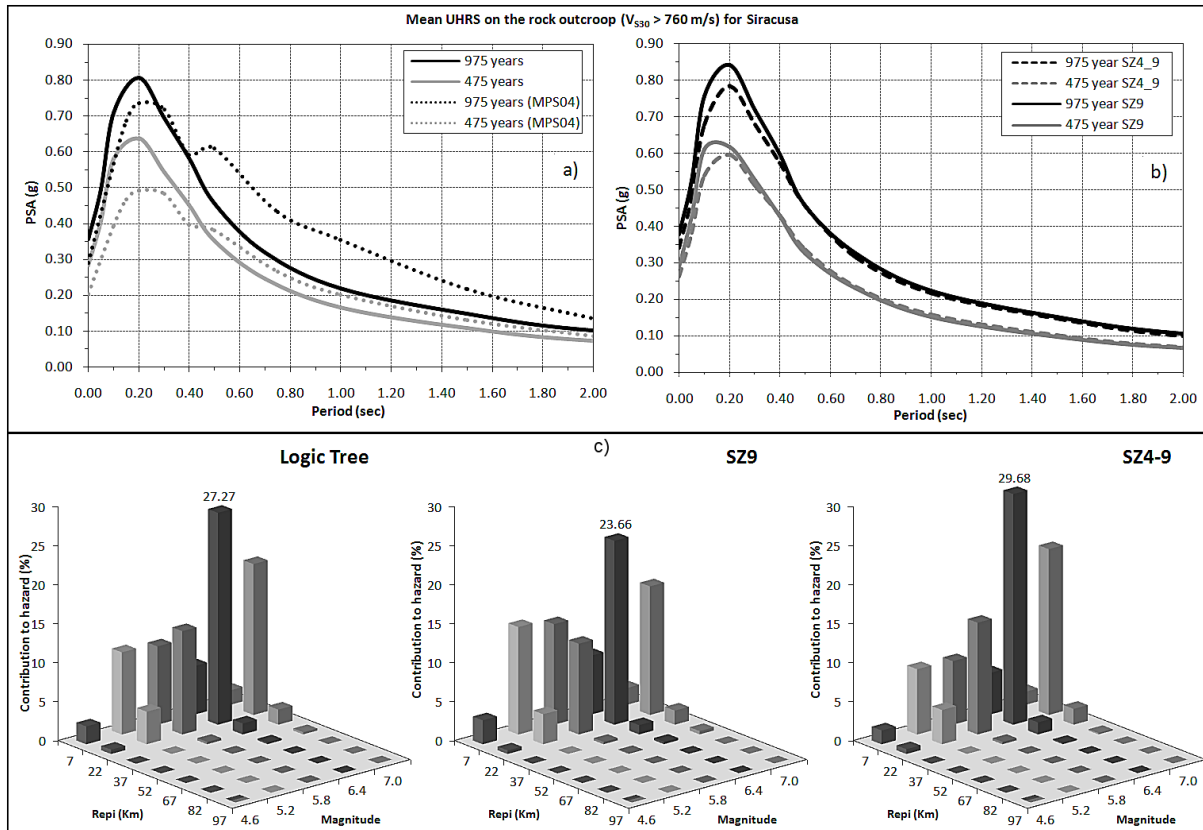


Fig. 7 - a) Spettro medio di risposta in accelerazione (UHRSA) valutato, per l'intero albero logico per periodi di ritorno di 475 e 975 anni, confrontato con il corrispondente ricavato dalla mappa di pericolosità sismica nazionale (MPS04). b) UHRSA considerando separatamente le zone sorgenti SZ4-9 and SZ9, per periodi di ritorno di 475 e 975 anni. c) Disaggregazione dell'hazard sismico a Siracusa, considerando una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni. a) Mean UHRSA for 475- and 975-year return periods for the whole logic tree, compared with the corresponding UHRSA taken from the Italian seismic hazard map (MPS04). b) UHRSA taking into account SZ4-9 and SZ9 separately, for 475- and 975-year return periods. c) Disaggregation of the seismic hazard for Siracusa considering an exceedance probability of 10% in 50 years.

Siracusa. L'hazard è stato calcolato con il metodo Esteva-Cornel utilizzando ciascun ramo dell'albero logico e prendendo in considerazione sia suoli di tipo roccioso, sia soffici (Fig. 6A, B). La Figura 6C, D mostra la curva media, la mediana e le curve di hazard al 16° e 84° percentile, ottenute per Siracusa considerando roccia e suolo soffice. Sono stati inoltre ottenuti gli spettri di risposta elastici in accelerazione UHRSA (uniform hazard response spectra in acceleration), assumendo condizioni di sito su roccia, calcolati per 11 periodi spettrali nell'intervallo 0.05 – 2.0 s. Gli spettri UHRSA, medio per l'intero albero logico, e considerando separatamente i due modelli di area sorgente (v. Fig. 3), ottenuto per periodi di ritorno di 475 e 975 anni, sono mostrati in Figura 7a, b. Essi evidenziano un alto contenuto a



corto periodo, con picchi nell'intervallo 0.1-0.3 s. Questo indica che nell'area di Siracusa gli UHRSA sono influenzati da un gran numero di terremoti con moderata magnitudo e breve distanza sito-sorgente (Tselentis et al., 2010). Lo spettro UHRSA fornisce un'adeguata rappresentazione probabilistica dell'azione sismica, generalmente, non corrisponde allo spettro di uno specifico terremoto. Per questa ragione, è stata realizzata un'analisi di disaggregazione della PSHA (Bazzurro e Cornell, 1999). È stata attuata una disaggregazione a due dimensioni, in magnitudo e distanza epicentrale (R_{epi}) per un periodo di ritorno di 475 anni. Questa procedura ha permesso di identificare il terremoto di progetto che caratterizza l'hazard sismico locale. Il grafico di disaggregazione (Fig. 7c) mostra che, per tutti i modelli considerati, il maggiore contributo allo scenario dominante, considerando un periodo di ritorno di 475 anni, è dato da un terremoto con magnitudo $M = 6.4$ e $R_{epi} = 22$ km.

La valutazione della risposta sismica locale nell'area di Siracusa è stata realizzata tramite un duplice approccio basato sull'interpretazione delle curve di dispersione delle onde di Rayleigh, ottenute con prospezioni MASW e ReMi, e con la realizzazione di HVNR ottenuti tramite la tecnica di Nakamura. L'uso di tecniche basate sulla propagazione di onde superficiali ha reso possibile valutare le caratteristiche della $V_{s,30}$ per i principali litotipi affioranti, permettendo di conseguenza la classificazione secondo l'Eurocodice8 (2003) dei siti investigati. È stato inoltre eseguito il fitting tra i picchi di frequenza degli HVNR e la ellitticità teorica al fine di ottenere informazioni sulla parte più profonda dei profili di V_s stimati, verificando contemporaneamente se la profondità raggiunta attraverso le prospezioni era adeguata a caratterizzare i litotipi considerati. I risultati ottenuti evidenziano che a volte, come per esempio nella piana di Pantanelli (MR#4 in Figura 1), la lunghezza dell'array lineare non era adeguata. La Figura 8 mostra i risultati dell'inversione delle curve di dispersione, ottenuti tramite il "neighborhood algorithm". Nel sito MR#1, ubicato su argille detritiche e calcari della formazione Mt. Climiti, sono stati ottenuti valori di $V_{s,30}$ 340 m/s; 500 m/s che, in accordo all'Eurocodice8 (2003), permettono di classificare questo sito come terreno di categoria C. MR#2, calcari di Mt. Climiti, con $V_{s,30}$ 1000 m/s, è Classe A (Eurocodice8), MR#3, calcari di Mt. Carrubba, mostra $V_{s,30}$ 900 m/s (Class A Eurocodice8) and MR#4, localizzato sui depositi alluvionali ($V_{s,30}$ 900 m/s), essendo un profilo di velocità inversamente dispersivo, non permette di assegnare una categoria.

La tecnica HVNR ha permesso di identificare la frequenza fondamentale dei principali litotipi presenti nell'area studiata. Al fine di descrivere meglio e interpretare le caratteristiche

degli HVNR in termini di risposta di sito e geologia locale, sono stati suddivisi in gruppi differenti attraverso una cluster analysis (v. Fig. 9), individuando il numero ottimale di clusters tramite l' Akaike Information Criterion (AIC, Akaike, 1974). Il cluster (a) costituito da sei siti di misura (#1, #2, #3, #4, #12 and #13), realizzati a Ortigia su affioramenti di calcari, è caratterizzato dalla presenza di picchi spettrali nell'intervallo di frequenza 1.0-3.0 Hz.

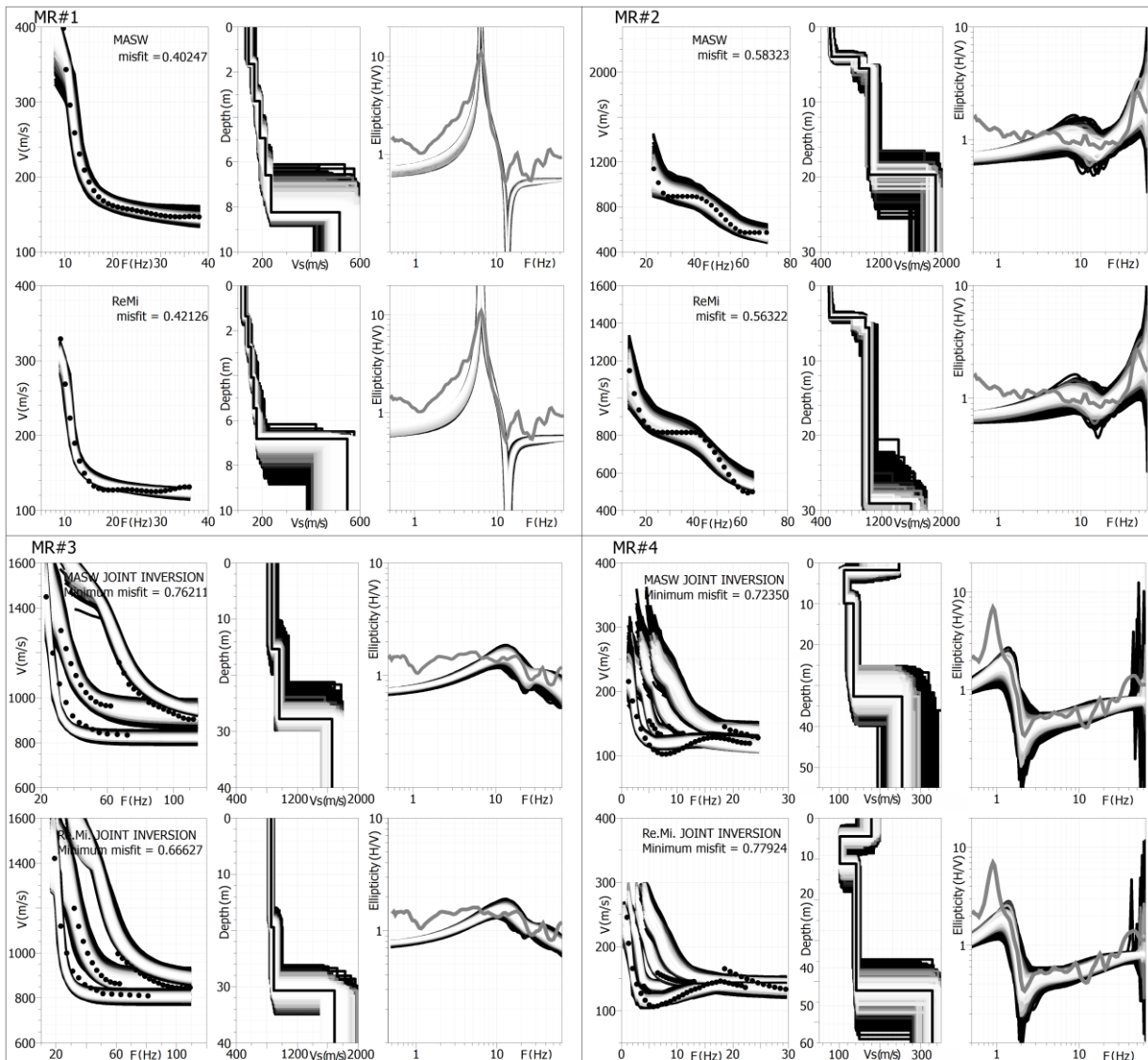


Fig. 8 – Curve di dispersione, profili di velocità delle onde di taglio e curve di ellitticità ottenute tramite l'inversione congiunta delle velocità di fase sperimentali (puntini neri) e delle curve HVNR (linee in grigio); la linea nera nei profili di Vs indica il modello stimato. *Dispersion curves, shear wave velocity profiles and ellipticity curves obtained from the joint inversion of the experimental phase velocities (black dots) and the HVNR curves (gray lines); black line in the Vs profiles indicates the best estimated model.*

Questi picchi di rapporti spettrali possono essere interpretati in termini di effetti topografici. Non è infatti possibile interpretare la presenza di tali picchi negli HVNR come legati a caratteristiche litologiche, poiché le proprietà fisiche, ottenute dalle prospezioni MASW e



ReMi (MR#2 e MR#3) sono tipiche di roccia rigida ($V_s > 900$ m/s). I clusters (b) e (e) includono HVNR ottenuti nei siti #5, #9, #14 and #15. Essi mostrano due picchi spettrali dominanti negli intervalli 1.0-3.0 Hz e 4.0-10.0 Hz. Il primo range di frequenze, analogamente a quanto osservato per il cluster (a), può essere attribuito alla particolare risposta di sito osservata a Ortigia mentre, i picchi di rapporti spettrali nel range 4.0-10.0 Hz possono essere legati ad alcune caratteristiche litologiche superficiali quali il moto del suolo attribuibile alla vibrazione a frequenze relativamente alte di piccoli blocchi rocciosi (Burjaneck et al., 2010).

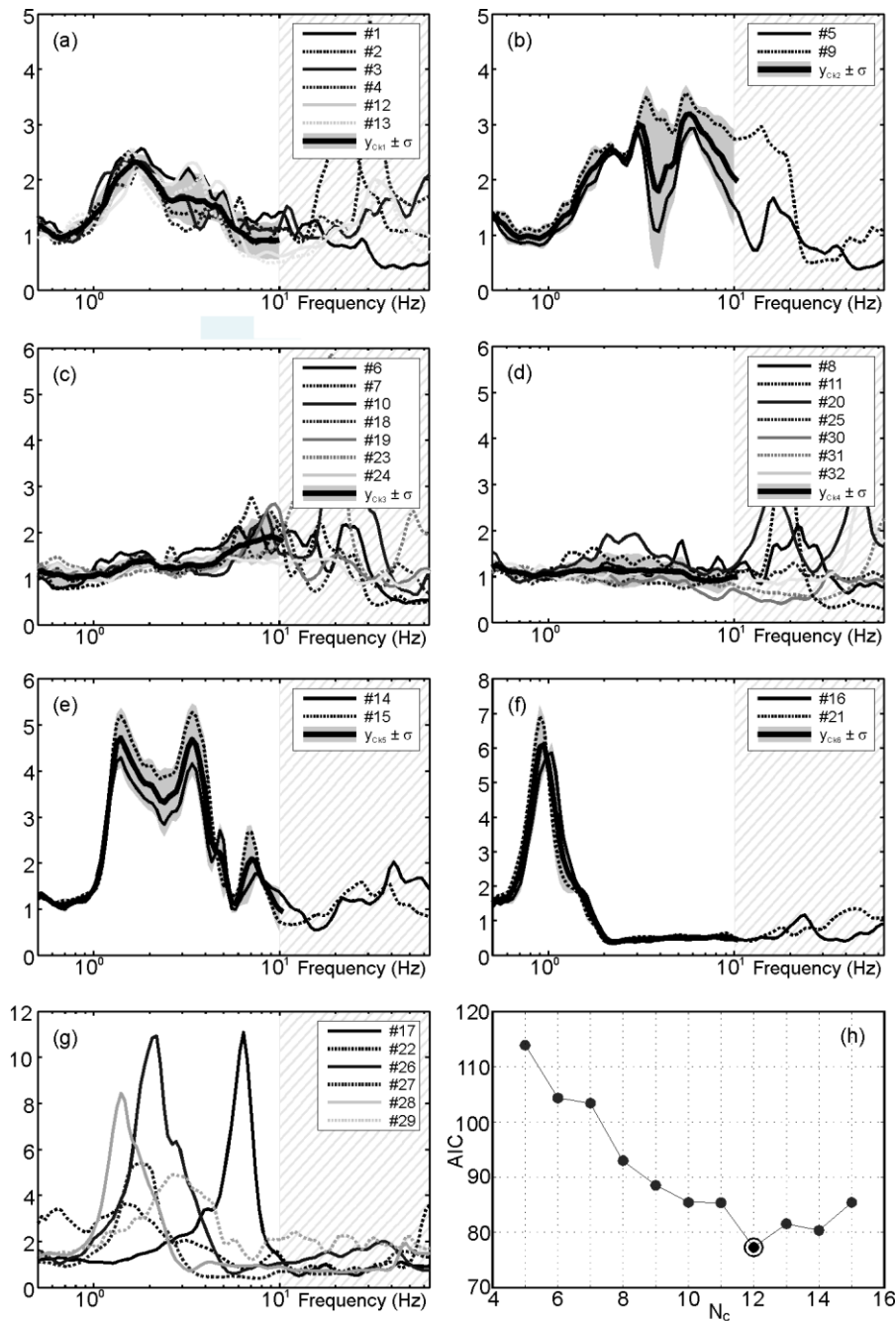




Fig. 9 – Clusters di HVNR (a, b, c, d, f, g) e andamento del parametro di Akaike (AIC) rispetto al numero dei cluster (h) da registrazioni del noise ambientale effettuate nell'area di Siracusa. Le linee sottili continue e puntinate indicano ciascun HVNR; la linea in neretto e le aree in grigio evidenziano l'HVNR medio di ciascun cluster e la corrispondente deviazione standard $\pm\sigma$; l'area puntinata in grigio delimita l'intervallo di frequenze non preso in considerazione nella analisi dei clusters. *HVNRs groups, obtained through cluster analysis (a, b, c, d, e, f, g) and Akaike Information Criterion parameter vs. the number of clusters (h) from measurements performed in the Siracusa area. Continuous and dotted thin lines show each HVNR; thick black lines and gray areas point out the average HVNR for each cluster and the corresponding $\pm\sigma$; gray patterned area delimitates the frequency range not considered in the cluster analysis.*

Nel cluster (C) le curve spettrali mostrano una tendenza verso un leggero e costante incremento in ampiezza che raggiunge valori di 2-3 unità a frequenze superiori a 7.0 Hz. Questo moderato incremento delle ampiezze sembra verificarsi in relazione al modesto contrasto di velocità esistente tra le calcareniti (#18 and #19) oppure alla presenza di calcari leggermente fratturati rispetto ai calcari massivi della formazione Mt. Carrubba che costituisce il basamento sottostante (#6, #7, #10, #23, #24). I calcari leggermente fratturati sono infatti caratterizzati da $V_s \approx 500$ m/s (v. sito MR#2) mentre, un valore di V_s di circa 350 m/s è disponibile dalla letteratura (Tortorici, 2000) per quanto riguarda le calcareniti. Gli HVNR ottenuti per la sequenza carbonatica (#8, #11, #20, #30, #31 and #32) e le vulcaniti (#25), costituiscono il cluster (d) il quale mostra un andamento piatto della curva dei rapporti spettrali. Questo risultato è in buon accordo con le velocità sperimentali delle onde di taglio, ottenuti con gli stendi menti di MASW e ReMi (v. MR#2 e MR#3) i quali evidenziano che queste formazioni rappresentano il bedrock locale. Il cluster (f) è formato dagli HVNR ottenuti dai siti di registrazione #16 e #21. Essi mostrano evidenti picchi spettrali dominanti a frequenze di circa 1.0 Hz, i quali possono essere messi in relazione con la presenza di notevoli spessori (40-50 m) di depositi alluvionali e sedimenti di sabbie argillose aventi V_s di circa 130-140 m/s (v. MR#4). Il gruppo (g) include tutti i punti di misura (#17, #22, #26, #27, #28, #29), ciascuno costituente un cluster. Essi rappresentano comportamenti anomali legati agli alti contrasti di velocità esistenti tra il detrito o la formazione di sabbie argillose giacenti sui calcari (v. MR#1), oppure picchi spettrali particolarmente pronunciati relativi alla presenza di notevoli spessori di depositi alluvionali e sedimenti soffici quali le sabbie argillose. Inoltre, in siti ubicati sui calcari e le calcareniti, sono a volte osservati evidenti picchi spettrali a frequenze superiori a 10 Hz (non considerate nella cluster analysis). Questa caratteristica può essere una conseguenza dell'elevato contrasto di velocità esistente tra i calcari e i sottili strati di detrito che spesso giacciono su questa formazione. Esempi di HVNR tipicamente osservati nei terreni rigidi e soffici affioranti nell'area di Siracusa-Ortigia, sono mostrati in Figura 10 insieme ai diagrammi che evidenziano la possibile presenza di effetti direzionali.

Riassumendo i risultati degli HVNR calcolati nell'area di Siracusa-Ortigia, si può evidenziare che i picchi spettrali ben definiti sono principalmente osservati nei siti di registrazione ubicati sui depositi alluvionali, così come in quelli detritici e nelle sabbie argillose. Non sono presenti picchi spettrali significativi sia nei settori di affioramento dei calcari, sia nei siti dove le calcareniti giacciono direttamente sulla formazione calcarea. E' da evidenziare che in alcuni affioramenti di calcari, sia dove questi affioramenti sono parzialmente coperti da detrito, sia dove può essere riconosciuta la presenza di effetti morfologici, sono identificabili dei picchi spettrali particolarmente pronunciati. I calcari possono essere riconosciuti come il basamento locale poiché rappresentano il litotipo che mostra le più alte velocità delle onde di taglio.

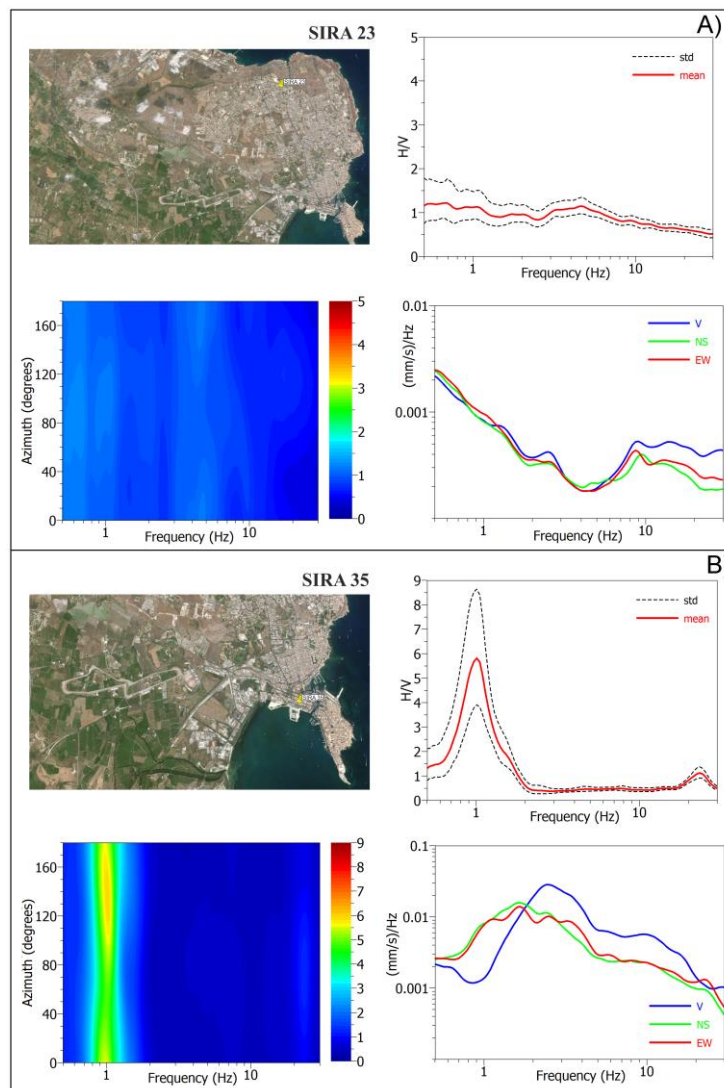


Fig. 10 – Esempi di HVNR osservati su roccia A) e terreni soffici B) affioranti nell'area di Siracusa-Ortigia; in basso sono riportati i diagrammi che evidenziano la presenza di possibili effetti direzionali. *Examples of HVNRs observed in the stiff soil A) and soft terrains B) outcropping in the Siracusa-Ortigia area; the lower panels refers to diagrams setting into evidence the possible existence of directional effects.*

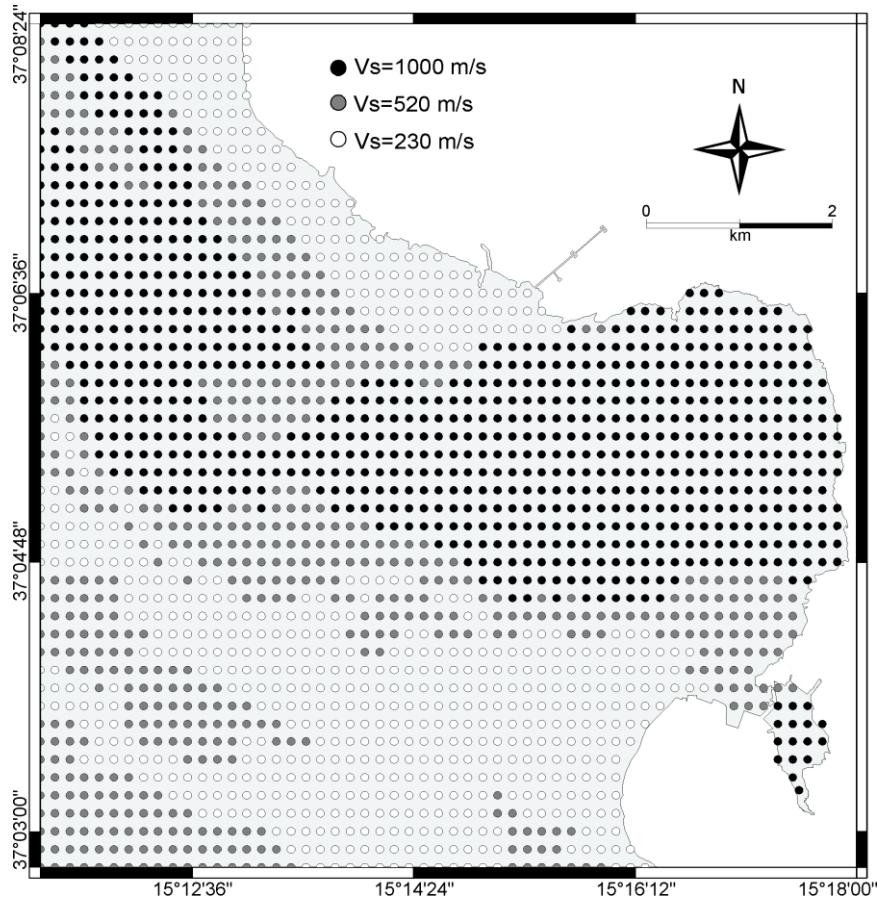


Fig. 11 – Mappa di distribuzione della $V_{s,30}$ usata come input per ottenere le carte di scuotimento per l'area di Siracusa-Ortigia. $V_{s,30}$ grid map used to work out the shaking maps for the Siracusa-Ortigia area.

Per quanto riguarda gli studi realizzati al fine di caratterizzare le proprietà dinamiche degli edifici, va ricordato che questi sono stati studiati distinguendo due categorie: edifici in cemento armato (RC) e edifici in muratura (MA). La prima tipologia (RC) include tutte le costruzioni realizzate prevalentemente a partire dagli anni 70, le quali sono soprattutto presenti nella parte nord della città dove si è sviluppata la moderna urbanizzazione. La seconda tipologia (MA) riguarda tutti gli edifici storici pre-esistenti, principalmente ubicati nell'area di Ortigia. I rapporti spettrali ricavati dalle registrazioni del noise ambientale hanno fornito delle affidabili stime dei periodi fondamentali degli edifici investigati. I periodi misurati sono stati usati per ottenere delle relazioni periodo-altezza relativamente agli edifici RC ($T = 0.019 H^{0.997}$; $R^2 = 0.826$) e a quelli MA ($T = 0.039 H^{0.575}$; $R^2 = 0.588$). Le relazioni evidenziano che i valori sperimentali sono inferiori a quelli previsti dall'Eurocodice8 (2003) ($T = 0.075h^{0.75}$ per RC e $T = 0.050h^{0.75}$ per MA). Questi risultati possono essere spiegati considerando il contributo delle tramezzature che i moderni codici non considerano adeguatamente. Inoltre, sono state osservate



delle differenze significative tra i periodi fondamentali ottenuti per gli edifici RC e quelli MA, con i primi che mostrano valori generalmente più alti dei secondi. Tale risultato sembra essere in relazione, come suggerito anche da risultati di stima dello smorzamento, con la differente rigidità delle strutture e con la presenza di edifici adiacenti, specialmente nel centro storico della città.

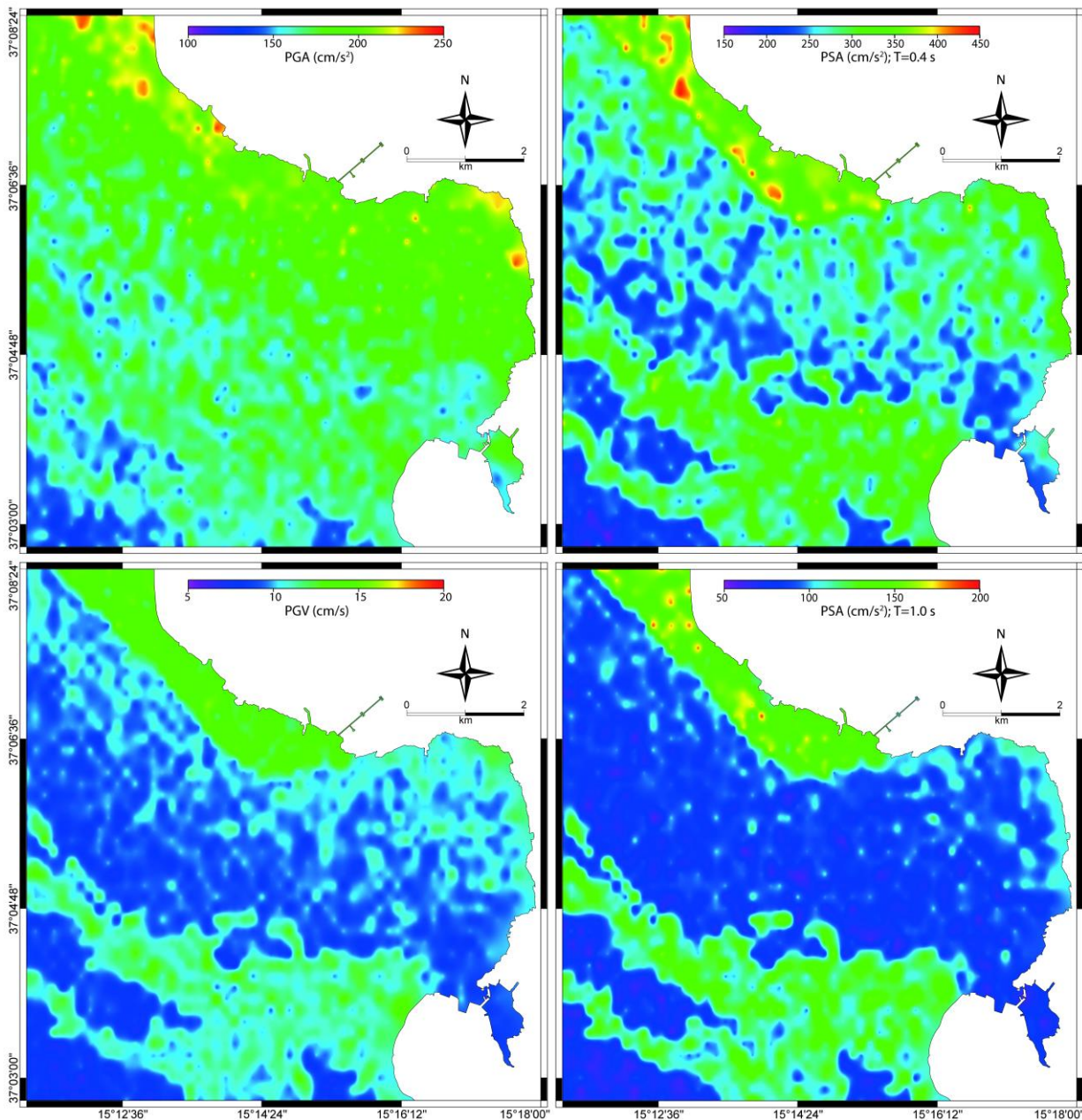


Fig. 12 – Distribuzione areale della PGA, PGV e delle ordinate spettrali di accelerazione per periodi di 0.4 e 1.0 s, ottenute usando come terremoto di scenario l'evento del 1990. *Contours of PGA, PGV and acceleration response spectral ordinates at 0.4 and 1.0 s period obtained for the 1990 earthquake scenario.*



In conclusione, per una regione sono conosciute le diverse litologie affioranti, la conoscenza di una generica risposta di sito delle differenti categorie di terreno consente la realizzazione di una dettagliata mappa di scuotimento. Tramite le informazioni geologiche e i risultati geofisici precedentemente descritti, è stata realizzata una carta di riferimento in termini di $V_{s,30}$ (v. Fig. 11). I risultati della valutazione del moto del suolo, ottenuti simulando il terremoto del 13 Dicembre 1990 ($M_w=5.8$), sono mostrati in Figura 12 dove sono illustrate le distribuzioni della PGA, PGV e PSA (con smorzamento del 5%) per periodi di 0.4 e 1.0 s, ottenute tramite il codice EXIM. Le carte della PGA e PGV mostrano rispettivamente valori compresi nell'intervallo 100-240 cm/s^2 e 5-16 cm/s . In particolare, mettono in evidenza il ruolo importante costituito, nell'area studiata, oltre che dall'assetto litologico, dalla distanza sito sorgente e da suo azimut. I valori della PGA tendono infatti a diminuire verso sud. Rimangono comunque piuttosto alti a causa della presenza dei sedimenti soffici che costituiscono la piana di Pantanelli. Al contrario, la carta della PGV evidenzia il ruolo giocato dalla litologia, specialmente in aree dove il basamento è in prevalenza coperto da sedimenti soffici aventi spessori fino a circa 50 m come nell'area di Targia e di Pantanelli. E' quindi da evidenziare che la distanza sito-sorgente influisce fortemente sulla distribuzione della PGA mentre, i valori della PGV si comportano come un indicatore affidabile delle sollecitazioni indotte nei terreni superficiali, in accordo quindi con la distribuzione del danneggiamento. Utilizzando la relazione tra intensità macrosismica (I_{MCS}) e la PGV, proposta per il territorio Italiano da Faenza e Michelini (2010), i nostri valori simulati oscillano nell'intervallo di intensità VI e VII, mostrando un buon accordo con le intensità (VI-VII I_{MCS}) stimate per il terremoto del 1990 (Locati et al. 2011). Per ciò che riguarda gli effetti della distanza sulla PSA valutata per periodi di 0.4 e 1.0 s, è interessante osservare che a periodi di 0.4 s la PSA raggiunge valori di 150-450 cm/s^2 . In questo studio abbiamo osservato che la maggior parte degli edifici RC e MA eretti a Siracusa sono costituiti da 2-4 piani. Il loro periodo fondamentale oscilla quindi tra 0.2 e 0.4 s, di conseguenza potrebbero subire significativi danni specialmente se non costruiti con criteri antisismici. Appare quindi importante tenere in considerazione l'influenza della distanza sorgente-sito a bassi periodi, piuttosto che a periodi di 1.0 s. Un sostanziale hazard esiste tuttavia nelle ordinate spettrali a lungo periodo per le zone di Targia e Pantanelli ampie sollecitazioni dei terreni superficiali possono implicare la possibilità di danneggiamenti in strutture alte e flessibili. Sembra comunque ragionevole affermare che i maggiori danni, osservati nel centro storico della città in occasione del terremoto del 1990, possono essere

considerati come una conseguenza sia della scarsa qualità costruttiva di alcuni edifici, sia della amplificazione locale osservabile soprattutto nei terreni sedimentari. Tuttavia, gli edifici RC, costruiti soprattutto nella parte nord dell'area studiata, non hanno subito danni significativi. Questo appare collegabile non solo con la qualità costruttiva degli edifici ma probabilmente alla presenza dei calcari i quali non mostrano significativi effetti di amplificazione.

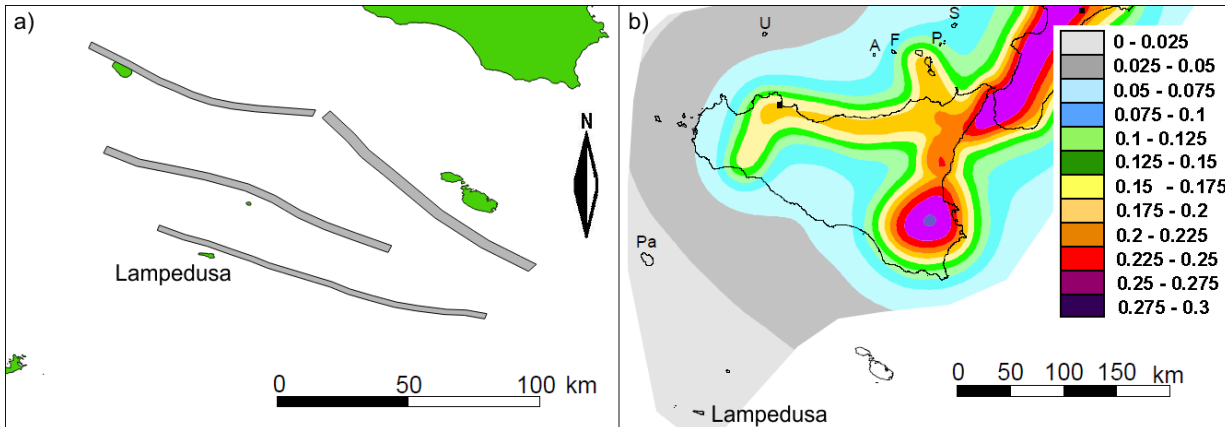


Fig. 13 – a) Sorgenti sismogenetiche nell'area del Canale di Sicilia; b) Mappa di hazard sismico per l'area del Canale di Sicilia (Working Group MPS04, 2004). a) *Seismogenic sources in Sicily Channel area*; b) *Seismic hazard map of Sicily Channel area* (from Working Group MPS04, 2004).

4.2. Lampedusa

L'isola di Lampedusa è localizzata nel canale di Sicilia il quale è caratterizzato da un basso grado di sismicità. La massima magnitudo osservata nel catalogo INGV 1981-2013 è di circa 4.0-4.5. Per ciò che riguarda la sismicità storica, il database italiano delle intensità macrosismiche (Working Group DBMI04, 2005) non riporta alcuna informazione. Recentemente, nell'ambito del progetto SHARE ([Seismic Hazard Harmonization in Europe](#)), sulla base di dati geodetici e geologici, sono state individuate quattro principali sorgenti sismo genetiche (v. Fig. 13a) aventi magnitudo nell'intervallo 5.0-6.0. Esiste tuttavia una carenza di studi di valutazione dell'hazard sismico a Lampedusa e a causa della sua posizione geografica, la carta MPS04 (v. Fig. 13), che descrive l'hazard sismico usando la massima accelerazione attesa con probabilità di eccedenza di 10% in 50 anni su terreni rigidi, include l'isola solamente ai suoi margini. Al fine di colmare parzialmente questa carenza di informazioni e allo scopo di mitigare il rischio sismico di quest'area, è stato intrapreso, tra gli obiettivi del progetto SIMIT, uno studio dettagliato delle caratteristiche della risposta sismica locale a Lampedusa. La valutazione degli effetti di sito in una specifica posizione è infatti particolarmente importante e



può essere usata per scopi ingegneristici e per definire dettagliate mappe di scuotimento e hazard sismico.

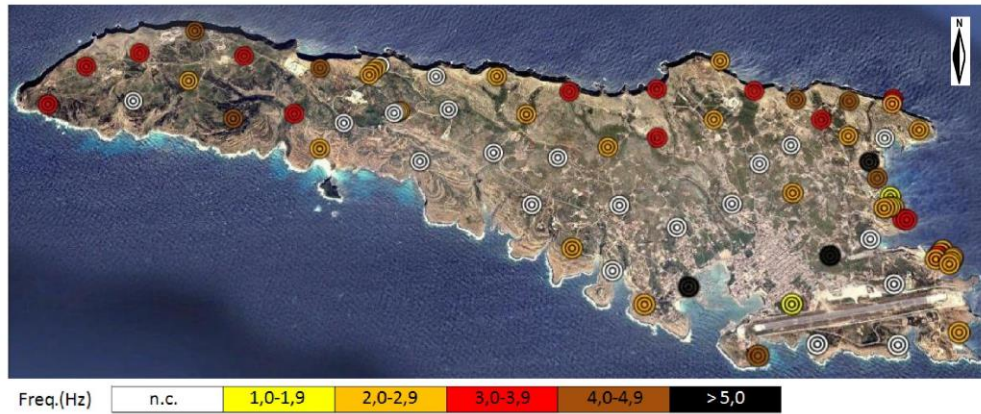


Fig. 14 – Distribuzione areale delle frequenze fondamentali osservate a Lampedusa. *Map of the fundamental frequencies experimentally detected at Lampedusa.*

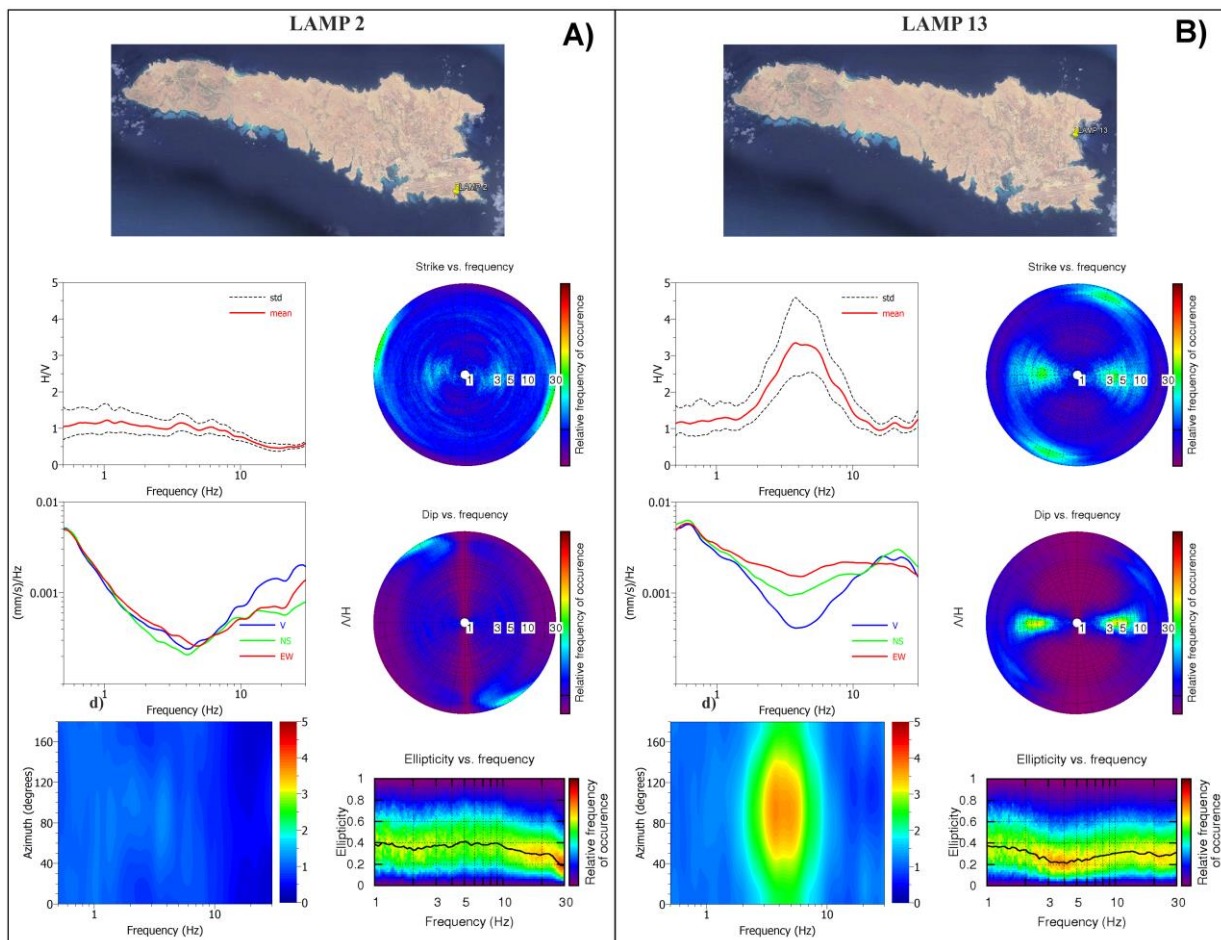


Fig. 15 – Esempi di HVNR, diagramma di risonanza direzionale e plot della polarizzazione del moto del suolo, osservati in prossimità dell'area di plateau a) e in prossimità di una scarpata b). *Examples of HVNR, directional resonance diagram and polarization polar plot, observed in the plateau area a) and in proximity of a cliff b).*



I risultati ottenuti dall'elaborazione delle registrazioni del noise ambientale hanno evidenziato che i principali picchi spettrali sono individuati nell'intervallo di frequenza 2.0 - 4.5 Hz (Fig. 14). Andando in maggiore dettaglio, si osserva che questi picchi spesso non raggiungono l'ampiezza di due unità. Questo comportamento è più evidente nella porzione sud-orientale dell'isola, così come nella sua parte centrale e orientale. Il confronto con la litologia dei terreni affioranti a Lampedusa evidenzia che in queste aree sono presenti i terreni più antichi e rigidi della formazione Lampedusa. Questo è in buon accordo con la rigidità dei calcari che affiorano estesamente nel plateau localizzato nella parte centrale dell'isola. Picchi più pronunciati sono osservabili nei rapporti spettrali ricavate da registrazioni del noise ambientale, effettuate sugli affioramenti di terreni soffici più recenti (es. #55, #68 in Fig. 2b) così come lungo i transetti realizzati attraverso la faglia di Cala Creta che marca il margine orientale dell'isola (es. #61, #64, #58, #59 in Fig. 2b). Simili picchi spettrali ben definiti sono osservabili nei transetti realizzati perpendicolarmente alla direzione di allungamento delle scarpate morfologiche presenti nel versante nord-orientale dell'isola (es. #65, #66 in Fig. 2b). E' quindi possibile affermare che poichè Lampedusa è quasi del tutto costituita da depositi calcarei, ne consegue che gli effetti di amplificazione del moto del suolo sono principalmente da mettere in relazione con la presenza di strutture morfologiche o tettoniche. In Figura 15 sono mostrati esempi di differenti caratteristiche di risposte di sito osservate nell'area del plateau (Fig. 15a) e in vicinanza delle scogliere (Fig. 15b) e delle strutture tettoniche.

La polarizzazione della componente orizzontale del moto, valutata nei siti di misura localizzati in prossimità delle linee di faglia, mostra che le maggiori amplificazioni sono riscontrate con ampi angoli rispetto alla direzione delle faglie (Lombardo and Rigano, 2006; Panzera et al., 2012) come osservabile nell'esempio mostrato in Figura 16. Le misure effettuate a distanza crescente dalla zona di faglia, non mostrano tali caratteristiche. Questo comportamento suggerisce che gli effetti direzionali osservati possono essere attribuiti alla struttura della faglia (Panzera et al., 2014).

Le registrazioni del noise ambientale effettuate sugli edifici hanno permesso di dedurre il periodo fondamentale degli edifici investigati, mostrando inoltre l'assenza di particolari effetti suolo-struttura. Picchi spettrali dominanti più evidenti sono stati osservati, similmente a quanto già descritto per l'area di Siracusa-Ortigia, negli edifici più alti e isolati. Al contrario, picchi spettrali secondari sono stati osservati in casi di edifici adiacenti, indipendentemente

dalla loro tipologia costruttiva (v. esempi in Fig. 17). E' interessante ricordare che i periodi fondamentali ricavati sperimentalmente appaiono più bassi di quelli ottenuti tramite l'uso delle relazioni proposte dalle norme ufficiali (OPCM, 2005; Eurocode8, 2003).

LAMP 62

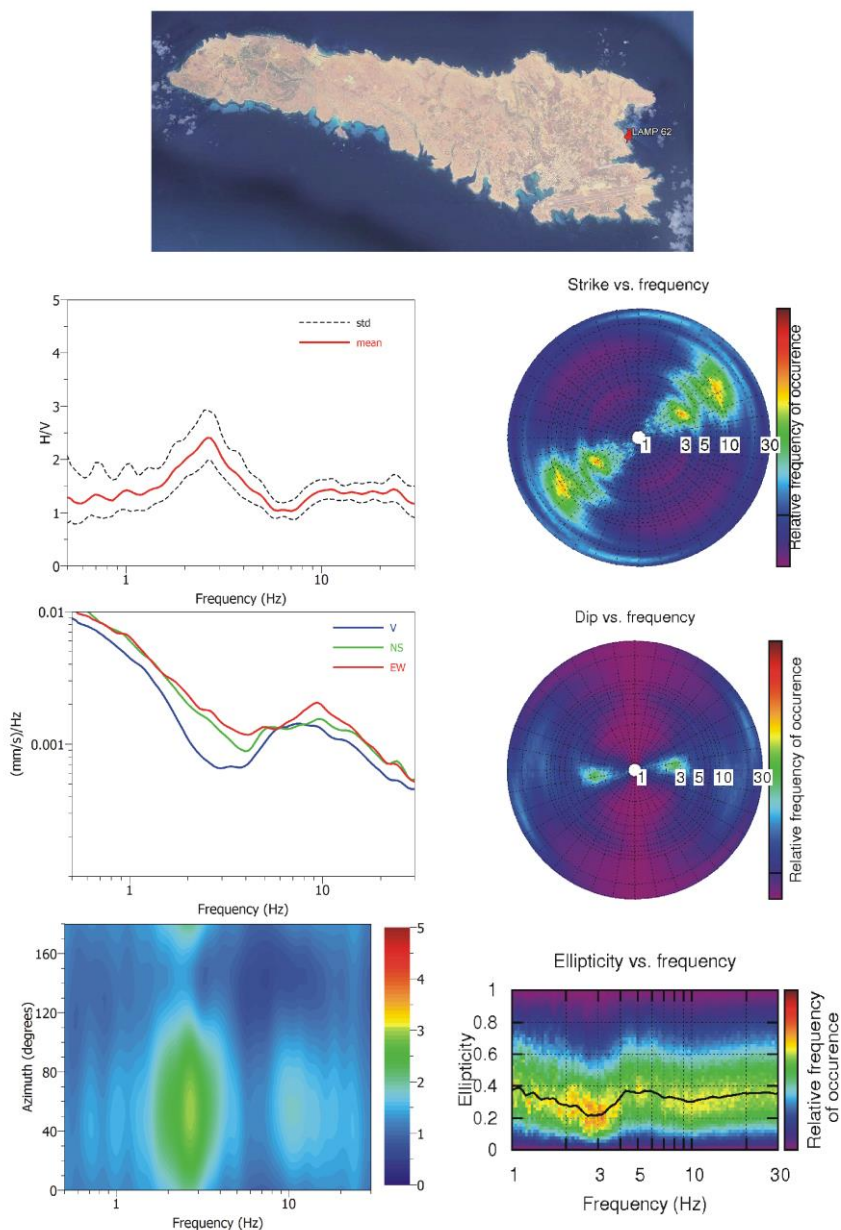


Fig. 16 – Esempio di HVNR, diagramma di risonanza direzionale e plot della polarizzazione del moto del suolo, osservati in prossimità della faglia di Cala Creta. *Example of HVNR, directional resonance diagram and polar plot, observed in proximity of Cala Creta fault.*

In conclusione è quindi possibile affermare che l'uso delle registrazioni del noise ambientale ha mostrato di essere una tecnica affidabile e non particolarmente costosa per una rapida caratterizzazione della risposta sismica locale e per la valutazione sperimentale dei



periodi fondamentali degli edifici, così come per indagare sulla presenza di possibili interazioni suolo-struttura. Gli studi realizzati hanno fornito significative indicazioni sulle potenziali condizioni critiche di amplificazioni dovute ad effetti locali. I risultati ottenuti hanno evidenziato come la complessità della geologia di superficie così come la morfologia, influenza fortemente l'amplificazione locale del moto del suolo e la presenza di significativi effetti direzionali. I maggiori effetti di amplificazione hanno luogo sui sedimenti soffici che riempiono parzialmente le incisioni dovute a pre-esistenti corsi d'acqua, così come in prossimità di scarpate morfologiche e linee di faglia. Al contrario, HVNR con assenza di significativi picchi spettrali sono osservati in corrispondenza del plateau calcareo. La rotazione dei rapporti spettrali e l'analisi di polarizzazione hanno evidenziato la presenza di evidenti effetti direzionali in prossimità sia di faglia che di scogliere. In particolare, la polarizzazione del campo d'onda assume valori massimi ad angoli variabili tra 60° e 90° rispetto alla direzione di allungamento delle strutture investigate.

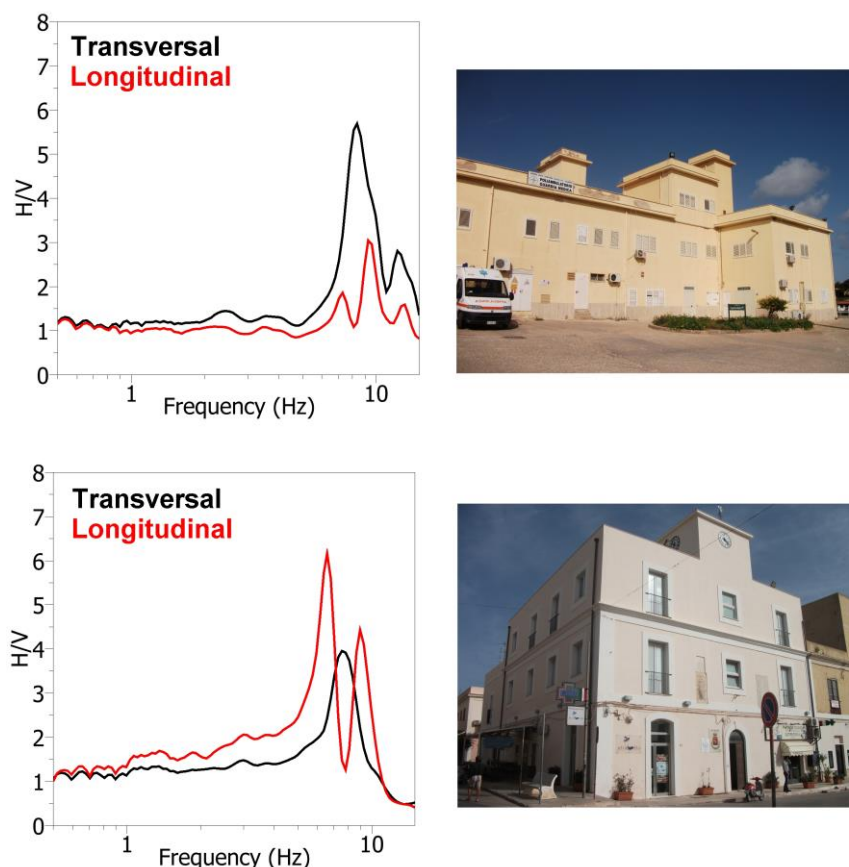


Fig. 17 – Esempi di frequenze fondamentali osservati negli SSNR ricavati dalle registrazioni del noise ambientale in due differenti edifici di Lampedusa. *Examples of fundamental frequencies as observed from SSNRs obtained through ambient noise recorded in two different buildings in Lampedusa.*



Inoltre, i rapporti spettrali ricavati dalle registrazioni del noise ambientali eseguite sugli edifici, hanno fornito stime affidabili dei loro periodi fondamentali. Sono state osservate significative differenze tra i periodi fondamentali ottenute per le strutture in cemento armato e quelli ottenuti per le strutture in muratura, con i primi abitualmente più elevati di quelli ottenuti per le strutture MA. Questo comportamento è da mettere in relazione con la differente rigidità delle strutture e con la presenza di edifici adiacenti. I periodi ricavati sperimentalmente sono stati usati per ricavare delle relazioni periodo-altezza le quali, analogamente a quanto osservato a Siracusa, hanno evidenziato che i valori sperimentali sono inferiori a quelli previsti dall'Eurocodice8 (2003). Queste evidenze possono essere spiegate considerando il contributo dei muri di tramezzo che comportano un pronunciato incremento della rigidità determinando una diminuzione del periodo fondamentale dell'edificio e quindi un cambiamento nella sua risposta ad una sollecitazione sismica.

Come considerazione finale è importante ricordare che questo tipo di studi risulta particolarmente utile alle agenzie governative finalizzate con la prevenzione e la gestione dell'emergenza. Le tecniche adottate hanno inoltre dimostrato di costituire uno strumento utile per una rapida caratterizzazione delle caratteristiche dei terreni, consentendo così l'identificazione di macro-aree aventi una simile risposta sismica locale, evidenziando contemporaneamente l'esistenza di micro-aree dove è necessario pianificare indagini più dettagliate.

Ringraziamenti

Si ringrazia l'Università di Malta e in particolare i colleghi del Dipartimento di Fisica P. Galea e S. D'Amico per la fattiva collaborazione nella pianificazione delle indagini geofisiche e le utili discussioni per la interpretazione dei risultati ottenuti.



Bibliografia References

- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control* 19, 716–723.
- Akkar, S., Bommer, J.J., 2007a. Prediction of elastic displacement response spectra in Europe and the Middle East. *Earth. Eng. Struct. Dyn.* 36, 1275-1301.
- Akkar, S., Bommer, J.J., 2007b. Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strong-motion records from Europe and the Middle East. *Bull. Seism. Soc. Am.* 97, 511-530.
- Akinci, A., D'Amico, S., Malagnini, L., Mercuri, A., 2013. Scaling earthquake ground motions in western anatolia, Turkey. *Phys. Chem. Earth*, doi: 10.1016/j.pce.2013.04.013.
- Amato, A., Azzara, R., Basili, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Di Bona, M., Selvaggi, G., 1995. Main shock and aftershocks of the December 13, 1990 Eastern Sicily earthquake. *Ann. Geofis.* 38(2), 255-266.
- Argnani, A., 1990. The Strait of Sicily rift zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin. *J. Geodyn.* 12, 311–331.
- Bazzurro, P., Cornell, C.A., 1999. Disaggregation of seismic hazard. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89, 501-520.
- Bianca, M., Monaco, C., Tortorici, L., Cernobori, L., 1999. Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophys. J. Int.* 139, 370-304.
- Boore, D.M., 2009. Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: SMSIM and EXSIM. *Bull. Seism. Soc. Am.* 99, 3202-3216.
- Boore, D.M., Atkinson, G.M., 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthq. Spectra* 24, 99-138.
- Brancato, A., Hole, J.A., Gresta, S., Beale, J.N., 2009. Determination of seismogenic structures in southeastern Sicily (Italy) by high-precision relative relocation of microearthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 1921-1936.
- Burjánek, J., Gassner-Stamm, G., Poggi, V., Moore, J. R., Fäh, D., 2010. Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophys. J. Int.* 180, 559-569, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x.
- Burjánek, J., Moore, J.R., Molina, F.X.Y., Fäh, D., 2012. Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration. *Geophys. J. Int.* 188, 559-569.
- Catalano, S., Romagnoli, G., Tortorici, G., 2010. Kinematics and dynamics of the Late Quaternary rift flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily). *Tectonophysics* 486, 1–14.
- Cara, F., Di Giulio, G., Rovelli, A., 2003. A study on seismic noise variations at Colfiorito, Central Italy: implications for the use of H/V spectral ratios. *Geophysical Research Letters* 30 (18), 1972–1976.
- Civile, D., Lodolo, E., Tortorici, L., Lanzafame, G., Brancolini, G., 2008. Relationships between magmatism and tectonics in a continental rift: the Pantelleria Island region (Sicily Channel, Italy). *Marine Geology* 251, 32-46.
- Civile, D., Lodolo, E., Alp, H., Ben-Avraham, Z., Cova, A., Baradello, L., Accettella, D., Burca, M., Centonze, J., 2013. Seismic stratigraphy and structural setting of the Adventure Plateau (Sicily Channel). *Mar. Geophys. Res.* DOI 10.1007/s11001-013-9205-5.



- Coccia, S., Del Gaudio, V., Venisti, N., Wasowski, J., 2010. Application of Refraction Microtremor (ReMi) technique for determination of 1-D shear wave velocity in a landslide area. *Journal of Applied Geophysics* 71, 71–89.
- Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 1583-1606.
- Crowley, H., Pinho, R., 2006. Simplified equations for estimating the period of vibration of existing buildings. *Proceedings of 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, paper no. 1122.
- D'Amico, S., Akinci, A., Malagnini, L., 2012. Predictions of high-frequency ground-motion in Taiwan based on weak motion data. *Geophys. J. Int.* 189, 611-628, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05367.
- Di Bona, M., Cocco, M., Rovelli, A., Berardi, R., Boschi, E., 1995. Analysis of strong-motion data of the 1990 Eastern Sicily earthquake, *Ann. Geofis.* 38(2), 283-300.
- Di Giacomo, D., Gallipoli, M.R., Mucciarelli, M., Parolai, S., Richwalski, S.M., 2005. Analysis and modeling of HVSR in the presence of a velocity inversion: the case of Venosa, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.* 95(6), 2364-2372, doi: 10.1785/0120040242.
- Esteva, L., 1967. Criterios para la construcción de espectros para diseño sísmico. In: *Proc. of XII Jorn. Sudamericanas de Ingen. Estruc y III Simp. Panamericano de Estruc.*, Caracas.
- Eurocode8; 2003. Design of structures for earthquake resistance. Part1: general rules, seismic actions and rules for buildings. CEN European Committee for standardization, Brussels.
- Faenza, L., Michelini, A., 2010. Regression analysis of MCS intensity and ground motion parameters in Italy and its application in ShakeMap. *Geophys. J. Int.* 180, 1138–1152.
- Galadini, F., Meletti, C., Vittori, E., 2001. Major active fault in Italy: available surface data. *Netherlands J. of Geosciences.* 80, 273-296.
- Gallipoli, M.R., Mucciarelli, M., Šket-Motnikar, B., [Zupančić](#), P., Gosar, A., Prevolnik, S., Herak, M., [Stipčević](#), J., Herak, D., Milutinović, Z., Olumčeva, T., 2009a. Empirical estimates of dynamic parameters on a large set of European buildings. *Bull. Earthq. Eng.* 8(3), 593-607.
- Gallipoli, M., Mucciarelli, M., Vona, M., 2009b. Empirical estimate of fundamental frequencies and damping for Italian buildings. *Earthquake Engineering Structural Dynamics.* 38, 973-988.
- Gerardi, F., Barbano, M.S., De Martini, P.M., Pantosti, D., 2008. Discrimination of tsunami sources (earthquake versus landslide) on the basis of historical data in eastern Sicily and southern Calabria. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 2795-2805.
- Goel, R.K., Chopra, A.K., 1997. Period formulas for moment resisting frame buildings. *J. Struct. Eng. ASCE* 123(11), 1454–1461.
- Grasso, M., Lentini, F., 1982. Sedimentary and tectonic evolution of the eastern Hyblean Plateau (southeastern Sicily) during late Cretaceous to Quaternary time. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 39, 261–280.
- Grasso, M., Pedley, H.M., 1985. The Pelagian Islands: a new geological interpretation from sedimentological and tectonic studies and its bearing on the evolution of the central Mediterranean sea (Pelagian Block). *Geol. Romana* 24, 13-34.
- Hong, L.L., Hwang, W.L., 2000. Empirical formula for fundamental vibration periods of reinforced concrete buildings in Taiwan. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 29, 327-337.
- Kvaerna, T., Ringdahl, F., 1986. Stability of various fk-estimation techniques. *Semiannual Technical Summary*, 1 October 1985–31 March 1986: NORSAR Scientific Report, 1-86/87, Kjeller, Norway, pp. 29–40.



- Kulesh, M., Diallo, M.S., Holschneider, M., Kurennaya, K., Kruger, F., Ohrberger, M., Scherbaum, F., 2007. Polarization analysis in the wavelet domain based on adaptive covariance method. *Geophys. J. Int.* 170(2), 667-678, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03417.x.
- Lachet, C., Bard, P.-Y., 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitation of the Nakamura technique. *Journal of Physics of the Earth* 42, 377-397.
- Lacoss, R.T., Kelly, E.J., Toksöz, M.N., 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* 34, 21-38.
- Laurenzano, G., Priolo, E., 2005. Numerical modeling of the 13 December 1990 *M* 5.8 East Sicily earthquake at the Catania accelerometric station. *Bull. Seism. Soc. Am.* 95(1), 241-251.
- Lavecchia, G., Ferrarini, F., de Nardis, R., Visini, F., Barbano, M.S. 2007. Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): Some insights from integrated structural-kinematic and seismological data. *Tectonophysics*. 445, 145-167.
- Lentini, F., Carbone, S., Cugno, G., Grasso, M., Scamarda, G., Sciuto, F., 1986. Carta geologica del settore nord-orientale ibleo (Sicilia S.E.). S.E.L.CA. editrice.
- Lermo, J., Chavez-Garcia, F.J., 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (5), 1574-1594.
- Locati, M., Camassi, R., Stucchi, M., 2011. DBMI11, the 2011 version of the Italian Macroseismic Database. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- Lombardo, G., Rigano R., 2006. Amplification of ground motion in fault and fracture zones: observations from the Tremestieri fault, Mt. Etna (Italy). *Journal of Volcanology Geothermal Research* 153, 167-176.
- Louie, J.L., 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91, 347-364.
- Maraschini, M., Ernst, F., Foti, S., Socco, L.V., 2010. A new misfit function for multimodal inversion of surface waves. *Geophysics* 75 (4), G31-G43 <http://dx.doi.org/10.1190/1.3436539>.
- McGuire, R.K., 2004. Seismic hazard and risk analysis. EERI, Oakland, pp. 221.
- Meletti, C., Galadini, F., Valensise, G., Stucchi, M., Basili, R., Barba, S., Vannucci, G., Boschi, E., 2008. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics* 450, 85-108.
- Meletti, C., Patacca, E., Scandone, P., 2000. Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pure Appl. Geophys.* 157, 11-35.
- Messele, H., Tadese, K., 2002. The study of seismic behaviour buildings located on different site in Addis Ababa (Ethiopia) by using microtremors and analytical procedure. Joint Study on microtremors and seismic microzonation in earthquake countries, Workshop to Exchange Research Information, Hakone-Gora, Kanagawa, Japan.
- Motazedian, D., Atkinson, G.M., 2005. Stochastic finite-fault modelling based on a dynamic corner frequency. *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 995-1010.
- Mucciarelli, M., 1998. Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach. *Journal Earthquake Engineering* 2, 625-638.
- Mucciarelli, M., Gallipoli, M.R., 2007. Non-parametric analysis of a single seismometric recording to obtain building dynamic parameters. *Ann. Geophys.* 50, 2, 259-266.
- Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristic of microtremor (part 2) (in Japanese with English abstract). *Journal of the Seismological Society of Japan* 24, 26-40.



- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of sub surface using microtremor on the surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute 30, 25–33.
- Okada, H., 2003. The Microseismic Survey Method: Society of Exploration Geophysicists of Japan. Translated by Koya Suto. Geophysical Monograph Series No. 12, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Oliveira, C.S., Navarro, M., 2009. Fundamental periods of vibration of RC buildings in Portugal from in-situ experimental and numerical techniques. *Bull. Earthq. Eng.*, **8** (3), 609–642, DOI: 10.1007/s10518-009-9162-1. 3-4, 18-24, pp. 35.
- OPCM – Presidenza del Consiglio dei Ministri, 2005. Ordinanza N. 3431 del 03/05/2005 – Ulteriori modifiche ed integrazioni all’ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20/03/2003. 2003, recante “Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica”, Suppl. Ord. N. 85 alla G.U. n. 107 del 10/05/2005.
- Ordaz, M., Aguilar A., Arboleda, J., 2007. Crisis 2007: Program for computing seismic hazard. Version 5.4. Mexico City: UNAM.
- Panzerà, F., Lombardo, G., 2013. Seismic property characterization of lithotypes cropping out in the Siracusa urban area, Italy. *Eng. Geol.* **153**, 12–24.
- Panzerà, F., Lombardo, G., D’amico, S., Di Stefano, A., Galea, P., Monaco, C., 2012. Evidence of directional site effects on fault zones: observations from south-eastern Sicily and Malta. European Seismological Commission 33-rd General Assembly, Moscow, August 19-24. Book of Abstracts, 411-412.
- Panzerà, F., Lombardo, G., Muzzetta, I., 2013. Evaluation of buildings dynamical properties through in-situ experimental techniques and 1D modelling: the example of Catania, Italy. *Phys. Chem. Earth* doi: 10.1016/j.pce.2013.04.008.
- Panzerà, F., Pischiutta, M., Lombardo, G., Monaco, C., Rovelli, A., 2014. Wavefield polarization in fault zones of the western flank of Mt. Etna: observations and fracture orientation modeling. *Pure Appl. Geophys.* DOI 10.1007/s00024-014-0831-x.
- Park, C.B., Miller, R.D., Ryden, N., Xia, J., Ivanov, J., 2005. Combined use of active and passive surface waves. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **10**, 323–334.
- Rodriguez, V.H., Midorikawa, S., 2002. Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* **31** (2), 261–279.
- Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P., Stucchi, M., 2011. CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>.
- Scognamiglio, L., Malagnini, L., Akinci, A., 2005. Ground-motion scaling in eastern Sicily, Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**(2), 568–578.
- SESAME, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation. SESAME European Research Project WP12, deliverable D23.12, 2004; <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Deliverables/2004>.
- SSHAC (Senior Seismic Hazard Analysis Committee), 1997. Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: guidance on uncertainty and use of experts. NUREG/CR-6372.



- Spudich, P., Hellweg, M., Lee, W.H.K., 1996. Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86(1B), S193-S208.
- Tortorici, L., 2000. Geologia delle aree urbane della Sicilia Orientale, in *Scenari di pericolosità sismica ad Augusta, Siracusa e Noto*. Decanini, L. Panza, G.F. (Eds.), 43-54, CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma.
- Tselentis, G.A., Danciu, L., Sokos, E., 2010. Probabilistic seismic hazard assessment in Greece - Part 2: acceleration response spectra and elastic input energy spectra. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, 41-49.
- Vidale, J.E., 1986. Complex polarization analysis of particle motion. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1393-1405.
- Visini, F., De Nardis, R., Barbano, M.S., Lavecchia, G., 2009. Testing the seismogenic sources of the January 11th 1693 Sicilian earthquake (Io X/XI): some insights from macroseismic field simulations. *Boll. Soc. Geol. It.* 128, 147-156.
- Working Group DBMI04, 2005. DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04. *Quaderni di Geofisica, INGV*, 49, 1-38. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>.
- Working Group MPS04, 2004. Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, April. pp. 65, 5 appendixes, <http://zonesismiche.mi.ingv.it>



E) Hazard and Local Seismic Response in the Siracusa Area and in the Lampedusa Island

Lombardo, G., Panzera, F., Sicali, S.

1. Introduction

A joint Italo-Maltese research project (Costituzione di un Sistema Integrato di Protezione Civile Transfrontaliero Italo-Maltese, SIMIT) was financially supported by the European Community with the final purpose to mitigate natural hazards and to improve the geological and geophysical information in the area between the south-eastern Sicilian coast and the islands of Lampedusa and Malta.

Although this region lies on a seismically active domain of the Central Mediterranean, the Sicily channel rift zone, knowledge about seismotectonic, seismic hazard and local seismic response is at present quite poor.

In order to improve the awareness of problems linked to natural hazards and with the aim of tone down them, we investigated the Siracusa area and the island of Lampedusa (Pelagian archipelago). The historic part of Siracusa (Ortigia peninsula) was in particular selected as a test site in order to try-out and calibrate the methodologies that were further applied to Lampedusa. A multidisciplinary approach concerning tectonic, structural, morphologic and lithologic analyses was performed. The results of the geological-structural surveys were used to standardize the evaluation of the seismic hazard and to understand local seismic response of the distinct outcropping rocks and its influence on the existing buildings.

The seismic hazard was estimated through the seismotectonic method (Esteva, 1967; Cornell, 1968) following a logic-tree approach in order to consider and reduce the epistemic uncertainties. As regards the site response, ambient noise recordings were used as seismic input, processing the data collected through spectral ratio techniques. Polarization of the horizontal component of motion was also investigated in order to set into evidence possible directional effects.

2. Geologic, tectonic and seismic features of the study area

The study area is located in the south eastern portion of Sicily and in the Sicily Channel. In particular, the town of Siracusa is situated in the south-eastern coast of Sicily in a wide inlet engraved into a limestone formation. Its downtown, called Ortigia, forms a low hill shaped as a peninsula surrounded by the sea. This area represent the outcropping part of a thick crustal plateau belonging to the Africa foreland domain that flexures northward to the overthrusting Apenninic–Maghrebian orogenic sectors and eastward is separated from the oceanic-type domain of the Ionian Basin by the Malta–Hyblean fault system. Such tectonic structure, trending NW-SE, together with the Scicli normal fault system, located inland and striking in NE-SW direction, characterize at regional scale the tectonics of south eastern Sicily. Seismotectonic information and interpretations available suggest that both fault systems can be identified as possible sources for the seismic activity that affected in historical time the town of Siracusa.

In the Siracusa area the substratum outlines a horst structure formed by a Meso-Cenozoic carbonate sequence with interbedded volcanics (Grasso and Lentini 1982) cropping out in the northern part of the town (Fig. 1). The Cretaceous volcanics, having thickness up to 500 m, locally represent the deepest term (Tortorici, 2000) which is unconformably covered by a sub-horizontal carbonate sequence that stands for the lithotype more frequently cropping out in the Siracusa town (see Fig. 1). The above mentioned sediments are distinguished in two main units, having similar geotechnical features, known in the literature as Mt. Climiti and Mt. Carruba formations. The former, having thickness ranging between 20 and 80 m, lies on the Cretaceous volcanics and consists of compact and well cemented calcarenites, the latter, with an average thickness of about 20 m, is characterized by alternating calcarenites and marlstones. In some sites the carbonate sequence is directly overlaid by sub-horizontal poorly consolidated calcarenites up to 20 m thick (Tortorici 2000) whereas, in the southern part of the study area, sands and sandy clays, up to 20 m thick, overlie the carbonate bedrock. Finally, alluvial deposits fill out the graben of the “Pantanelli” plain (see Fig. 1) whilst detritus, having thickness of about 6-8 m, due to anthropic activity and historical ruins, is mainly outcropping in the Ortigia peninsula, the Siracusa downtown.

The area is affected by a moderate seismicity, nevertheless, the potentially most hazardous event, witnessed by the seismic history of the area, is represented by the 1693 earthquake that reached a M_w of 7.4 (Rovida et al., 2011). The seismic source for this event is particularly doubtful and debated in literature due to the lack of both a clear evidence of surface faulting and of large magnitude earthquake instrumental records. However, relations between the main offshore fault segments and the high intensity historical earthquakes coupled with tsunamis occurred in this region, suggests that the Malta–Hyblean system represents one of the major seismogenic sources of the whole southern Italy (Bianca et al., 1999; Catalano et al., 2010). The last twenty years of recoded seismic activity show epicentres sparsely located in all the area and the most important moderate size instrumental seismic event occurred on December 13th 1990 which was felt throughout Sicily with a maximum seismic intensity



of VII-VIII (Locati et al., 2011). This earthquake and its aftershocks were located along a 5 km long transverse segment striking EW separating two sub-parallel segments of the Ibleo-Maltese fault scarp (Laurenzano and Priolo, 2005). Although its moderate magnitude ($M_w=5.7$; Rovida et al., 2011), it caused the collapse of a few buildings, about 20 persons were killed and about 15,000 were left homeless.

Lampedusa is an E-W elongated island located in the central Mediterranean sea, about 200 km south of the Sicilian coastline and 150 km East of Tunisia. The island consists of a 11 km long carbonate shelf that reaches the maximum topographic elevation of 133 m a.s.l.. It represents the main island of the Pelagian archipelago with an area of about 20 km² and a coastal length of 40 Km. The morphology of the island and the land features, characterized by a lack of plant covering, as well as a strong wind erosion and placer mining, make the landscape quite similar to North African areas. The island is also ploughed up by no more active streams that lead to the sea shaping sandy inlets. So that the coastal morphology is characterized by alternating cliffs and bays. The latter prevailing in the southern coast of the island (Fig.2a).

From the structural point of view, Lampedusa belongs to the Pelagian block, a foreland domain at the northern edge of the African plate, formed by a 6–7 km thick Meso-Cenozoic shallow to deep-water carbonate successions (Civile et al., 2008; 2013). The island is placed inside the Sicily Channel, at the southern shoulder of a Plio-Quaternary foreland rift zone that exhibits deep, NW-SE trending, fault-controlled structural depressions (e.g. the grabens of Pantelleria, Linosa and Malta). In this scenario, Lampedusa represents a small horst structures formed by Neogene –Quaternary carbonate sequences (Grasso and Pedley, 1985) characterized by the following lithologic unit: Carbonate lithoclast breccias of late Pleistocene-Holocene age; Aeolian dunes formed of bioclastic grainstones of late Pleistocene; Wave-cut platform and sand raised beaches (late Pleistocene, Tyrrhenian); Bioclastic grainstones (early Pleistocene); Limestones of the Lampedusa Formation that is constituted by the Vallone della Forbice, Capo Grecale and Cala Pisana members of Tortonian–Early Messinian age (see Fig. 2a). Following Grasso and Pedley (1985), major tectonic lineaments of Lampedusa were found in the eastern part of the island. Structural measurements performed along the cliff revealed that the area is deformed by a NW-SE oriented wrench zone (Cala Creta fault) composed of sub-vertical fault segments accompanied by damaged zone consisting of fractures with pervasive pattern. Faults consist mostly of NW-SE oriented and SW dipping reverse structures with slicken sides on planes indicating a left-lateral component of motion. Another tectonic lineaments (Aria Rossa fault), occur in the central part of the island. It consist of a NW-SE oriented fault with no evident fault plane but a series of second order fractures and a topographic irregularity with a quite sharp change in the outcropping lithology.

The area is interested by the natural seismic activity of the Sicily channel (Civile et al., 2008) and is characterized by a moderate activity, with shallow events ($h < 25$ km) having magnitude usually from 2 to 4, as revealed from the INGV 1981-2013 database. The seismicity is mostly located in the Linosa graben and develops along a broad N–S oriented belt starting from Lampedusa Island as proposed by Argnani (1990) on the basis of bathymetric, volcanic and seismic considerations.

3. Methodology

It is well known that the damage level and its distribution during an earthquake is due to the combined effects of seismic hazard in the investigated area, the features of the local site response, based on the near-surface and subsurface ground conditions as well as on the dynamic features of the erected buildings. As a consequence of this, the problem of mitigating the risk connected to the occurrence of earthquakes was tackled performing studies on the seismic hazard estimate, the evaluation of the characteristics of the outcropping lithology when interested by a seismic input.

3.1. Seismic hazard assessment

The seismic hazard assessment (SHA) consists in evaluating the possible effects due to future earthquakes (and the related uncertainties) to which a study area can be subjected. It can be performed using either a deterministic (DSHA) or a probabilistic (PSHA) approach. The DSHA uses individual earthquake sources and single-valued events to establish a particular scenario that describes the hazard. Typically, a seismic source location, an earthquake of specified size and a ground motion attenuation relationship are required. However, this approach does not provide information on the occurrence probability of an earthquake parameter (acceleration, magnitude) during a finite period of time (e.g., the useful lifetime of a particular structure or facility). PSHA, being a statistical approach, needs to identify a suitable time interval having good completeness of information. On the other hand, PSHA allows us to estimate the probability when an intensity measurement (e.g., peak acceleration) could exceed a defined value during a given time (e.g., 50 years) (McGuire, 2004). It accounts for all possible combinations of magnitude-location of shocks and models describing the effects and the occurrence rate of all earthquakes that could affect an area.



In this study, a probabilistic seismic hazard analysis was performed for the Siracusa area using the “seismotectonic” methodology (Esteve, 1967; Cornell, 1968) taking into account the possible seismogenic source. Therefore, the CRISIS2007 code (Ordaz et al., 2007) was used to estimate seismic hazard through the above mentioned method. Such code requires as input data a source-zone model where the seismicity rate of each considered zone and a ground motion predictive equation are described. According to current international conventions for SHA (SSHAC, 1997), a logic tree approach was followed to consider and evaluate the epistemic uncertainties that affect the hazard estimates. Special care was devoted to defining alternative source-zone models to take into account the possibility of different seismogenic sources in south-eastern Sicily. This allows us to consider the uncertainties in the source location and in the fault mechanisms of the major earthquakes of the area. Two different models were therefore considered (Fig. 3). The first, based on SZ9 (Working Group MPS04, 2004; Meletti et al., 2008), locates the source of the 1693 earthquake, inland. The other model (SZ4-9), which differs only locally in the definition of the seismogenic zones of south-eastern Sicily, discriminates two seismotectonic zones (78, 79) so that, according to Meletti et al. (2000), the possibility of the Malta escarpment being a potential source was taken into account. In the logic tree, the highest weight was given to the branches concerning SZ4-9, since recent studies (Brancato et al., 2009) demonstrate that the Malta escarpment is an active fault system that likely gave origin to the tsunamis of the 1693 earthquake (Gerardi et al., 2008; Visini et al., 2009). The Gutenberg-Richter b value coefficients, the maximum moment magnitude (M_w) and its seismicity rates (λ), as well as the seismogenic depth (H) and the faulting style, were taken from the MPS04 hazard map for each of the source zones assumed in the Meletti et al. (2008) model. The same parameters for the SZ78 and 79 (SZ4-9 model in Fig. 3) were estimated using the CPTI04 and the same methodology proposed by the Working Group MPS04 (2004). Consequently, the activity rates (AR) were obtained by dividing the number of seismic events, of each magnitude class (twelve of 0.23 M_w with minimum magnitude equal 4.76) for the completeness time. According to Working Group MPS04, two completeness time intervals, historical and statistical, were used. As concerns the parameters of Gutenberg-Richter, they were obtained by interpolating the AR values with a least square method. Two ground-motion predictive equations were taken into account (Akkar and Bommer, 2007a, 2007b; Boore and Atkinson, 2008). Both equations calculate different shaking parameters (PGA, PGV, SA, SD), using the M_w , the Joyner-Boore source distance (R_{JB}), the characteristic style-of-faulting and the site class. For both attenuation models, rock ($V_{S,30} \geq 800$ m/s) and soft soil ($183 \leq V_{S,30} \leq 366$ m/s) conditions were taken into account. Disaggregation is used here to compute the contributions to the 10% exceedance probability in 50 years of horizontal PGA. In this study we decided to express the results of the disaggregation in terms of epicentral distance.

The assessment of the ground motion for a particular region is essential for the design of engineering structures. The fundamental input for an earthquake hazard assessment in urbanized areas is the estimate of the expected ground motion at a given distance from an earthquake source having a given magnitude, as well as the site specific features. The knowledge of such information is of primary importance in performing numerical modeling of the ground motion parameters. It has been proven that this kind of approach is also suitable for regions where there is lack of strong motion data and records of moderate and large earthquakes are not available (e.g. Akinci et al., 2013; D’Amico et al., 2012). In present study we used a stochastic approach to simulate high-frequency strong-ground motions, adopting the extended-source model code EXSIM (Akinci et al., 2013; D’Amico et al., 2012; Boore, 2009; Motezadian and Atkinson, 2005). We predicted the expected ground motion parameters in terms of peak ground acceleration (PGA) peak ground velocity (PGV), and pseudo spectral acceleration (PSA), as a function of distance, magnitude and site-soil conditions. In the present study, we simulated the $M_w=5.8$ earthquake that occurred on 13th December 1990 off-shore of eastern Sicily (Amato et al., 1995; Di Bona et al., 1995; Rovida et al., 2011) between the cities of Catania and Siracusa on the Malta escarpment fault system. In order to correctly represent the source characteristics we adopted a stress drop value of 210 bar as suggested by Di Bona et al. (1995). We also used the crustal propagation parameters (crustal attenuation and geometrical spreading) that were derived for SE Sicily by Scognamiglio et al. (2005). It has to be remembered that site effects at a specific location are very important and can be used for engineering purposes to define the regional predictive law and the seismic hazard. In our simulation, to create a reliable earthquake scenarios, we also considered the potential seismic effect due to the local geology. The site classification in term of V_{S30} represent one of the output of SIMIT project and it is derived from data coming from both literature and field measurements (Panzera and Lombardo, 2013). Moreover, in order to test the performance of our simulations we computed the Fourier Amplitude spectra and compared them with the observed data at the strong motion stations, of the Italian seismic network, located in south eastern Sicily.

3.2. Local seismic response evaluation

A quick estimate of the surface geology effects on seismic motion is provided by the horizontal to vertical noise spectral ratio technique (HVNRR). This technique firstly introduced by Nogoshi and Igarashi (1971), was put



into practice by Nakamura (1989) and became in recent years widely used since it provides a reliable estimate of the fundamental frequency of soft soil deposits (see Lermo and Chavez-Garcia, 1993). Although the scientific community has questioned the existence of simple direct correlation between HVNR amplitude values and the actual site amplification (see Mucciarelli, 1998; Rodriguez and Midorikawa, 2002), such method is widely used since it significantly reduces field data acquisition time and costs. The basic hypothesis for using ambient noise is that the resonance of a soft layer corresponds to the fundamental mode of Rayleigh waves, which is associated with an inversion of the direction of Rayleigh wave rotation (Nogoshi and Igarashi, 1971; Lachet and Bard, 1994). The reliability of such an approach has been asserted by many authors (e.g., Lermo and Chavez-Garcia, 1993), who have stressed its significant stability in local seismic response estimates. It is commonly accepted that, although the single components of ambient noise can show large spectral variations as a function of natural and cultural disturbances, the HVNR spectral ratio tends to remain invariant, therefore preserving the fundamental frequency peak (Cara et al., 2003).

Ambient noise recordings were performed in about sixty sites in the Siracusa-Ortigia area (Fig.1) selected by taking into account the space distribution of the main outcropping lithotypes. Similarly, eighty measurement sites were selected in Lampedusa (yellow pins in Fig. 2b) spacing them homogeneously along a grid having size of about 600 m and taking into account the outcropping lithology. Moreover, six transects with four measurement sites each (red pins in Fig. 2b), where achieved across the fault lines and morphologic scarp, mostly located in the eastern part of the island. The ambient noise was recorded using Tromino, a compact 3-component velocimeter particularly suitable for field measurements. Time series of 20 minutes length were recorded using a sampling rate of 128 Hz and processed through the Horizontal to Vertical Noise spectral Ratio technique (HVNR). Time windows of 20 s were considered and the most stationary part of the signal was selected excluding transients associated to very close sources. In this way the Fourier spectra were calculated in the frequency range 0.5-30.0 Hz and smoothed using a proportional 20% triangular window. Following the criteria suggested by the European project Site EffectS assessment using AMBient Excitations (SESAME 2004), only the spectral ratio peaks having amplitude greater than two units, in the frequency range 0.5-30 Hz, were considered significant.

Experimental spectral ratios obtained in the measurement sites located along the transects, were also calculated after rotating the horizontal components of motion (Spudich et al., 1996) by steps of 10 degrees starting from 0° (north) to 180° (south) in order to investigate about the possible presence of directional effects. However, in presence of lateral and vertical heterogeneities or velocity inversion, the HVNR can be "non-informative" due to the occurrence of amplification on the vertical component of motion (Di Giacomo et al., 2005). Thus in this study we also applied the time-frequency (TF) polarization analysis proposed by Vidale (1986) and exploited by Burjánek et al. (2012) in order to provide a direct estimate of the polarization angle. This technique can provide quite robust results, overcoming the bias that could be introduced by the denominator spectrum in the HVNR calculation. Following Burjánek et al. (2010 and 2012), the continuous wavelet transform (CWT, see Kulesh et al., 2007) is applied to signals in order to select time windows whose length matches the dominant period; signals are thus decomposed in the time-frequency domain and the polarization analysis is applied. For each time-frequency pair, polarization is characterized by an ellipsoid and is defined by two angles: the strike (azimuth of the major axis projected to the horizontal plane from North) and the dip (angle of the major axis from the vertical axis). Another important parameter is the ellipticity that is defined, according to Vidale (1986), as the ratio between the length of the minor and major axes. This parameter approaches 0 when ground motion is linearly polarized. Polarization strike and dip obtained all over the time series analyzed are cumulated and represented using polar plots where the contour scale represents the relative frequency of occurrence of each value, and the distance to the center represents the signal frequency in Hz. In order to assess whether ground motion is linearly polarized, the ellipticity is also plotted versus frequency.

The dynamic properties of a building are usually described through its natural frequency and the damping ratio. The seismic performance of a building obviously depends on the progression of the frequencies along the input time-history. Nevertheless the knowledge of its fundamental frequency at low amplitude values is of primary importance to characterize the initial seismic behaviour of a structure (Mucciarelli and Gallipoli, 2007). The engineering practice usually derives the dynamic behaviour of buildings through numerical or experimental methods (Gallipoli et al., 2009 a,b; Oliveira and Navarro, 2009). The results obtained for different typologies of buildings are often processed, through statistical regression analysis, to achieve empirical relationships that let the estimate of building resonant period (T) as a function of the buildings geometry, usually either the height (H) or the number of floors (N) (Goel and Chopra 1997; Hong and Hwang 2000; Messele and Tadese 2002; Crowley and Pinho 2006; Panzera et al., 2013). In the present study the dynamic response of buildings was estimated through experimental measurements based on microtremor recordings. The horizontal to vertical noise ratio (HVNR) and the standard noise spectral ratio (SSNR) techniques were used to identify the building's frequencies. Ambient noise was recorded in forty eight buildings in Siracusa (see location in Fig. 1) and in five buildings in Lampedusa,



distinguished according to their construction typology into reinforced concrete (RC) and masonry (MA) edifices. In particular, measurements were performed in eighteen (MA) and thirty (RC) edifices in Siracusa-Ortigia whereas, two (MA) and three (RC) buildings were selected in Lampedusa. As fundamental period for each building we considered the dominant spectral peak in both HVNR and SSNR. In each building, 10 minutes length of ambient noise were recorded both at the top and at the ground floor. According to the guidelines suggested by the SESAME (2004), time windows of 10 s were considered, selecting the most stationary part and not including transients associated to very close sources. Fourier spectra were calculated in the frequency band 0.5–15 Hz and smoothed using a triangular average on frequency intervals of $\pm 5\%$ of the central frequency.

It has also to be remembered that the damage to buildings is tightly linked, besides their vulnerability, to both the characteristics of the maximum acceleration and frequency of the ground motion, as well as to the physical and mechanical features of outcropping lithotypes. The geophysical and geotechnical characterization of the lithotypes laying on the bedrock is indeed very important in order to identify the site effects, in terms of fundamental frequencies, for a correct planning of earthquake resistant structures. In the present study, the dynamic properties of main lithotypes outcropping in the Siracusa area were therefore investigated in order to obtain as a final goal a reliable evaluation of the local seismic response. The dynamic properties were evaluated through the non-invasive techniques MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) and ReMi (Refraction Microtremor). Figure 1 shows the location of the measurement sites. The combined use of both methods allowed us to go through the limitations of each approach and, according to suggestions of Park et al. (2005), to compare and check the obtained results. MASW tests were performed using a 12-channel seismograph equipped with 4.5 Hz geophones. A linear array having a length of 36–48 m, depending on the available free space at each site, was deployed using a 2–4 m interval pitch between the sensors. An 8 kg hammer source, with a fixed 8 m offset distance was used, recording five shots, 3 s length, with a sample rate of 512 Hz. The same kind of linear array was used for the ReMi measurements, recording 10 min of ambient noise. The passive techniques based on ambient noise recordings, such as the ReMi, provide reliable dispersion curves in the low frequency range as well, taking advantage from the use of natural sources and cultural noise having wavelengths ranging from a few kilometres to a few tens or hundreds of meters, respectively (Okada, 2003). The refraction microtremor technique possesses the advantage that it requires no triggered source of wave energy and it will work best in a seismically noisy urban setting, analyzing the surface waves produced by traffic vehicles, wind responses of trees and buildings (Louie, 2001). MASW and ReMi experimental dispersion curves were carried out using the Grilla 6.1 software (www.tromino.it). The software calculate the f - k spectrum of a seismic section, having the travel time (t) and the distance (x) as the vertical and the horizontal coordinates, respectively. The transform of t gives the frequency spectrum and the transform of the x coordinate gives the wavenumber k spectrum (Lacoss et al., 1969; Kvaerna and Ringdahl, 1986). From the f - k spectrum the phase velocity vs. frequency contour plot, was obtained. This analysis was carried out to calculate dispersion curves of the fundamental mode on the recorded seismograms for MASW (Fig. 4a,b,c,d). In the ReMi technique, the f - k spectra were obtained by subdividing the recorded signal into time windows having length of 5, 10, 15 and 20 s respectively in order to test the effect of increasing subwindows' length. The dispersion curves (Fig. 4a',b',c',d') were computed performing a simply averaging of all the curves showing clear dispersion. The obtained dispersion curves were automatically picked from the displayed trends, sampling a large number of apparent phase velocities. In particular, MASW dispersion curves were picked on spectral maxima whereas, following Louie (2001) suggestions, the ReMi dispersion curves picking was performed at low phase velocity where the spectral ratios just begin to depart from the low ratio of the incoherent noise. Eventually, following a method similar to the one proposed by Coccia et al. (2010), the automatic picking of the dispersion curves was approximated through a regression to a polynomial curve of fifth/sixth degree according to the observed trend (Fig. 5). In present study, the Rayleigh wave dispersion curves, obtained from the experimental setup, were inverted using the DINVER software (www.geopsy.org) which provides a set of dispersion curve models compatible with the observed dispersion curve. The surface-wave inversion procedure was performed trying to use not only the fundamental mode but the higher modes as well. To identify each mode in the velocity–frequency spectrum we performed a visual check in order to find out the zone characterized by low amplitude values, where the apparent dispersion curve could pass from one mode to another, as suggested by Maraschini et al. (2010). Inversion of the experimental dispersion curve was obtained after a rough definition of the parameters: shear wave velocity (V_s), thickness, compressional wave velocity (V_p), Poisson's ratio and density.

4. Description of results and concluding remarks

4.1. Siracusa

The seismic hazard assessment in south-eastern Sicily provided interesting results, permitting also to point out for the Siracusa area the features of a scenario earthquake. Seismic hazard, using the Esteva-Cornell approach, was computed for each branch of the logic tree considering rock and soft soils (Fig. 6A, B). The mean,



median, 16th and 84th percentiles hazard curves obtained for Siracusa on rock and soft soils, that in other words represent the reference hazard estimate, are shown in Figure 6C, D. Moreover, uniform hazard response spectra in acceleration (UHRSA), assuming rock-site conditions, were computed for 11 spectral periods ranging between 0.05 and 2.0 s. The mean UHRSA for the whole logic tree and considering separately the used source models (see Fig. 3), obtained for return periods of 475 and 975 years, are shown in Figure 7a, b. They show a high content at the short period, with picks ranging between 0.1-0.3 s. This indicates that in Siracusa the UHRSA are influenced by a great number of earthquakes having moderate magnitude and short source-to-site distance (Tselentis et al., 2010). The UHRSA gives an appropriate probabilistic representation of the seismic action but does not, generally, correspond to the spectrum of a specific earthquake. For this reason a disaggregation analysis (Bazzurro and Cornell, 1999) of the PSHA was performed. A two dimensional disaggregation in magnitude and epicentral distance (R_{epi}) was performed for a 475-year return time. Such procedure allows us to identify the design earthquake that characterizes the local seismic hazard. Inspection of the disaggregation graphs (Fig. 7c) shows that, for all considered models, the major contribution to the dominant scenario, considering a return period of 475 years, is given by an earthquake having magnitude $M = 6.4$ and $R_{epi} = 22$ km.

The evaluation of the local seismic response in the Siracusa area was undertaken using a twofold approach based on the interpretation of the Rayleigh waves dispersion curves, obtained from MASW and ReMi prospections, and on the HVNR obtained through the Nakamura's technique. The use of techniques based on the propagation of surface waves made possible the detection of the $V_{s,30}$ features for the main outcropping lithotypes and consequently the classification, according to the Eurocode8 (2003), of the investigated sites. A fitting between the HVNR frequency peaks and the theoretical ellipticity was also performed in order to get information about the deeper part of the estimated V_s profiles, testing at the same time if the depth reached through the investigations was adequate to characterize the considered lithotypes. The obtained results pointed out that sometimes, as for instance in the Pantanelli plain (MR#4 in Figure 1), the linear array length was not adequate. Figure 8 shows the results of the dispersion curve inversion, performed with the "neighborhood algorithm". In MR#1, located on the detritic-clay and Mt. Climiti limestone, values of $V_{s,30}$ 340 m/s; 500 m/s were obtained and, it is possible, according to the Eurocode8 (2003), to classify such site in a C soil category. MR#2, Mt. Climiti limestone, with $V_{s,30}$ 1000 m/s, is Class A (Eurocode8), MR#3, Mt. Carrubba limestone, shows $V_{s,30}$ 900m/s (Class A Eurocode8) and MR#4, located on the alluvial deposits ($V_{s,30}$ 900m/s), being an inversely dispersive profile, do not allow assigning a soil category.

The HVNR technique allowed us to identify the fundamental frequency of the main lithotypes characterizing the study area. In order to better describe and interpret the HVNR features in term of site response and local geology, they were subdivided into different groups through a cluster analysis (see Fig. 9), detecting the optimal number of clusters by the Akaike Information Criterion (AIC, Akaike, 1974). Cluster (a) consists of six measurement points (#1, #2, #3, #4, #12 and #13), performed in the Ortigia area on outcropping limestone, characterized by peaks in the frequency range 1.0–3.0 Hz. These spectral ratio peaks can be explained in terms of a topographic effect. As a matter of fact, such HVNR peaks cannot be justified as linked to the lithologic features since the physical properties, obtained from both the MASW and ReMi experiments (MR#2 and MR#3) are typical of a stiff rock ($V_s > 900$ m/s). The clusters (b) and (e) include HVNRs obtained for the sites #5, #9, #14 and #15. They show two dominant peaks in the frequency ranges 1.0–3.0 and 4.0–10.0 Hz. The first frequency range, similarly to cluster (a), can be ascribed to the particular seismic site response observed in the Ortigia peninsula whereas, the spectral ratio peaks in the frequency range 4.0–10.0 Hz could be linked to some local shallow lithologic features such as ground motion linked to the vibration of small blocks at high frequency values (Burjaneek et al., 2010). In cluster (c) the spectral ratio curves show a tendency towards a slight and constant increase in amplitude that reach a value of 2–3 units at frequencies greater than 7.0 Hz. This moderate amplitude increase appear related to the modest velocity contrast existing between the calcarenites (#18 and #19) or the slightly fractured limestone with respect to the massive Mt. Carrubba limestone forming the underlying bedrock (#6, #7, #10, #23, #24). Slightly fractured limestone is indeed characterized by $V_s \approx 500$ m/s (see site MR#2) whereas, a V_s value of about 350 m/s is available from literature (Tortorici, 2000) as regards the calcarenites. The HVNRs obtained for the carbonate sequence (#8, #11, #20, #30, #31 and #32) and the volcanics (#25), constitute cluster (d) which shows a flat spectral ratio plot. This result is in good agreement with the experimental shear wave velocities, obtained through the MASW and ReMi experiments (see MR#2 and MR#3) pointing out that



these formations represent the local bedrock. Cluster (f) is formed by the HVNRs obtained from measurements points #16 and #21. They show pronounced spectral ratio peaks at about 1.0 Hz which can be related to the presence of thick (40–50 m) alluvial deposits and soft sandy-clay sediments having a V_s of about 130–140 m/s (see MR#4). The group (g) includes all the measurement points (#17, #22, #26, #27, #28, #29) each outlining a cluster. They represent either anomalous behaviors related to the high velocity contrast existing between the detritus or the sandy clay formation and the limestone (see MR#1), as well as pronounced spectral ratio peaks related to the presence of thick alluvial deposits and soft sandy-clay sediments. Moreover, pronounced spectral ratio peaks at frequencies higher than 10.0 Hz (not considered in the cluster analysis) are sometimes observed in the sites located on limestone and calcarenites. Such feature can be a consequence of the high velocity contrast existing between the limestone and the thin layers of detritus that often overlay such formation. Examples of HVNRs typically observed in the rigid and soft terrains outcropping in the Siracusa-Ortigia area, are shown in Figure 10 together with the diagrams setting into evidence the possible existence directional effects.

Trying to summarize the results of HVNR performed in the Siracusa-Ortigia area, it can be pointed out that well-defined spectral ratio peaks are mostly observed in the recording sites located on the alluvial deposits, as well as on the coarse detritus and sandy clay. No significant spectral ratio peaks are present both in all sectors where limestone outcrop and in all the sites where calcarenites directly overlay the limestone. It has also to be pointed out that in some portions of the limestone outcrops, either where such lithotype is partially covered by detritus or where a morphologic effect can be recognized, pronounced spectral ratio peaks are identified. The limestone can be considered as the local bedrock, being the lithotype showing the higher shear wave velocities.

As regards the study performed in order to evaluate the dynamical properties of buildings, it has to be remembered that they were investigated by discriminating the edifices into two categories: reinforced concrete (RC) and masonry (MA) buildings. The first typology (RC) included all buildings predominantly erected since about 1970 which prevails in the northern part of the town, where the modern urbanization has grown. The second typology (MA) concerned all the pre-existing and historical buildings, mostly located in the down-town (Ortigia) area. Spectral ratios of the ambient noise measurements provided reliable estimates of the fundamental period of analyzed buildings. The measured periods were used to obtain period-height relationships for RC building ($T = 0.019 H^{0.997}$; $R^2 = 0.826$) and for MA buildings ($T = 0.039 H^{0.575}$; $R^2 = 0.588$). The relationships set into evidence that the experimental values are lower than those postulated by Eurocode8 (2003) ($T = 0.075h^{0.75}$ for RC and $T = 0.050h^{0.75}$ for MA). Such finding could be explained by considering the contribution of the infill walls that modern codes do not adequately consider. Moreover, significant differences were observed between the fundamental periods obtained for RC and MA buildings, the former being usually higher than the latter. This behaviour appear related, as suggested also by the results of damping estimates, to the different stiffness of the structures and to the presence of connected adjacent buildings, especially in the historical centre of the town.

In conclusion, for a region where the different outcropping lithologies are known, the awareness of a generic site response of different soil categories enables the production of detailed shaking maps. Through the geophysics results and geologic information previously described we create a basic map in term of $V_{s,30}$ (see Fig. 11). The results of the ground motion evaluation, obtained by simulating the $M_w=5.8$ earthquake that occurred on 13th December 1990, are shown in Figure 12 where the contouring of PGA, PGV and the PSA (at 5% critical damping) for different periods of 0.4 and 1.0 s, obtained through the EXSIM procedure, are depicted. The PGA and PGV distributions show values ranging between 100–240 cm/s^2 and 5–16 cm/s , respectively. They set into evidence the important role played in the study area, besides the lithologic setting, by the azimuth and the source-to-site distance as well. The PGA values tend indeed to decrease towards the South. However, they remain quite high due to the presence of soft sediments in the Pantanelli plain. On the other hand, the PGV map highlights the role played by the lithology especially in areas where the basement is mostly covered by soft sediments having thickness up to 50 m as in Targia area and the Pantanelli plain. It is worth noting that the site-to-source distance strongly affects the PGA distribution while, the PGV values behave as a reliable indicator of seismically induced strains in the terrains at shallow depth, thus more in accordance with damage distribution. Using the relationship between the macroseismic intensity (I_{MCS}) and PGV, proposed by Faenza and Michelini (2010) for the Italian territory, our simulate values range between intensity VI and VIII, that are in very good agreement with the intensity (VI–VII I_{MCS}) estimated for the 1990 earthquake (Locati et al. 2011). As concerns the effect of distance on the PSA evaluated at the selected periods (0.4 and 1.0 s) it is interesting to observe that at periods of 0.4 s the PSA reaches values 150–450 cm/s^2 . In the present study we observed that most of the RC and MA buildings



erected in Siracusa consist of 2-4 stories, so that their fundamental period ranges between 0.2 and 0.4 s and consequently, they might suffer significant damage especially if not properly built or retrofitted. It appears than important to take into account the source-to-site distance influence at lower periods rather than for periods of 1.0 s. On the other hand, a substantial hazard exists in the long period spectral ordinates for Targia and Pantanelli plains where large strains in the near surface terrains can imply the possibility of damage on tall and flexible structures. It seems therefore reasonable to affirm that major damage, that was observed in the downtown area during the 1990 earthquake, can be considered as the consequence of both the poor quality of some buildings and the local amplifications taking place especially on the sedimentary terrains. On the other hand RC buildings, mostly erected in the Northern part of the study area, did not experience great damage. This was not linked to the quality of the buildings only, but probably to the presence of a limestone formation that does not show significant amplification effects.

4.2. Lampedusa

Lampedusa island is located in the Sicily Channel which is characterized by a low seismicity rate. The maximum magnitude observed in the INGV 1981-2013 catalogue is about 4.0-4.5. As concerns its historic seismicity no data are reported in the Italian database of macroseismic intensity (Working Group DBMI04, 2005). Recently, in the frame of the SHARE project ([Seismic Hazard Harmonization in Europe](#)), four main seismogenic sources (see Fig. 13a), having maximum magnitude in the range 5.0-6.0 were detected on the basis of geodetic and geologic data. Nevertheless, there is lack of seismic hazard assessment studies in Lampedusa and due to its geographic position, the MPS04 map (see Fig. 13b), which describes the seismic hazard using the maximum expected acceleration with exceeding probability of 10% in 50 years on stiff soil, includes the island at its boundary only. In order to partially recover this lack of information and with the aim of mitigating the seismic risk in this area, a detailed investigation about the features of the local seismic response in Lampedusa was undertaken among the goals set by the SIMIT project. Site effects at a specific location are indeed very important and can be used for engineering purposes and to define shaking maps and the seismic hazard. The evaluation of the site response is definitely useful to create a detailed shaking map for a region where the different outcropping lithologies are known.

The results obtained by processing the ambient noise measurements set into evidence that major spectral ratio peaks are detected in the frequency range 2.0 - 45 Hz (Fig. 14). Going into more details, we observe that these peaks often do not reach two amplitude units. Such behavior is more evident both in the south-eastern part of the island, as well as in its central and western portion. Comparison with the Lampedusa lithology points out that in these areas the most ancient and rigid terrains of the Lampedusa formation outcrop. This is in good agreement with the stiffness of the limestone extensively outcropping in the plateau located in the central part of the island. More pronounced spectral ratio peaks are detected in the measurement sites located close to the outcrops of more recent and soft deposits (e.g. #55, #68 in Fig. 2b) and along the transects crossing the Cala Creta fault which marks out the eastern boundary of the island (e.g. #61, #64, #58, #59 in Fig. 2b). Similar well defined and pronounced spectral ratio peaks are detected in the transects performed perpendicularly to the strike of the morphologic escarpments existing in the north eastern side of the island (e.g. #65, #66 in Fig. 2b). We can therefore affirm that since Lampedusa is almost entirely formed by calcareous deposits, as a consequence the amplification effects are mostly caused by either morphological or tectonic structures. In Figure 15 examples of different site response features observed in either the plateau area (Fig. 15a) or nearby the cliffs (Fig. 15b) and the fault lines, are shown.

The polarization of the horizontal components of motion, evaluated in the measurement sites located nearby the fault lines, show that the largest amplifications occur at high angle from the fault strike (Lombardo and Rigano, 2006; Panzera et al., 2014) as can be observed in the example shown in Figure 16. On the other hand, measurements performed at increasing distance from the fault zone do not show a similar behavior. This suggests that the observed directional effects can be ascribed to the fault fabric (Panzera et al., 2014).

The measurement performed on buildings allowed us to infer the fundamental period of the investigated buildings, showing that there was no particular soil-to-structure effects. More pronounced and dominant spectral ratio peaks were observed, similarly to what already described for the Siracusa-Ortigia area, in tall and isolated buildings. On the other hand, secondary spectral ratio peaks were observed in case of adjacent buildings, independently from their typology of construction (see examples in Fig. 17). It is interesting to mention that the fundamental periods experimentally evaluated appear smaller than those obtained through the use of the relationships proposed by the official norms (OPCM, 2005; Eurocode8, 2003).

We can in conclusion affirm that the use of ambient noise records showed to be a reliable and not expensive technique for a quick characterization of the local seismic response and the experimental evaluation of building fundamental periods, as well as investigations about possible soil-to-structure interactions. This kind of studies has given significant suggestions about potential critical conditions linked to local amplification



phenomena. The results obtained set into evidence that the complexity of the near-surface geology, as well as the morphology strongly influence the local amplification of the ground motion and the occurrence of directional effects. Major amplification effects take place on the soft deposits that partially fill up the incisions of old pre-existing streams as well as in the neighbouring of both morphologic escarpments and faults. On the contrary, HVNR with not significant spectral ratio peaks are observed on the calcareous plateau. Rotated spectral ratios and polarization analysis highlighted the presence of evident directional effects in proximity of both faults and cliffs. The polarization of the wave-field assumes major values at wide angles (between 60° - 90°) with respect to the structures strike.

Moreover, spectral ratios of the ambient noise measurements provided reliable estimates of the fundamental period of analyzed buildings. Significant differences were observed between the fundamental periods obtained for reinforced concrete and masonry buildings, the former being usually higher than the latter. This behaviour appear related to the different stiffness of the structures and to the presence of connected adjacent buildings. The measured periods were used to obtain period-height relationships which, likewise to what observed in Siracusa, set into evidence that the experimental values are lower than those postulated by Eurocode8 (2003). Such finding could be explained by considering the contribution of the infill walls that induce a pronounced stiffness increase that implies a decrease of the fundamental period of the building and therefore a change of its seismic response.

As a final point, it is worth to remember that this kind of studies appear to be particularly useful to governmental agencies tasked with emergency response and rescue. Besides, it is worth noting that the adopted techniques have proved to be a useful tool for a quick characterization of the soil properties, allowing the identification of macro-areas having a similar local seismic response and, at the same time, pointing out the existence of micro-areas where more detailed investigations have to be planned.

Acknowledgements

We are grateful to the University of Malta and in particular to the colleagues of the Physics Department P. Galea and S. D'Amico for the helpful collaboration in planning the geophysical investigations and for the useful discussions in interpreting the obtained results.



F) Metodo speditivo per l'analisi e la valutazione della vulnerabilità sismica dei centri urbani.

Cicero, C., Lombardo, G.

1. Introduzione

Il lavoro svolto dalla componente ingegneristica del PP3, nell'ambito del WP2 del progetto SIMIT, nasce da una precisa esigenza, sentita dalla comunità scientifica a livello nazionale ed internazionale, e manifestata dalla Protezione Civile Regionale di potere usufruire di un metodo speditivo per l'analisi e la valutazione della vulnerabilità dei centri urbani, che trovasse collocazione tra quello statistico basato sui dati ISTAT e sulle matrici di Braga e il metodo analitico basato sulle verifiche strutturali puntuali su ogni edificio.

In passato il concetto di vulnerabilità sismica è stato articolato a scala edilizia e urbana.

La vulnerabilità sismica del singolo edificio è definita come la sua suscettibilità a subire danni in funzione delle caratteristiche costruttive intrinseche in occasione dell'evento sismico. Essa viene valutata attraverso specifiche verifiche strutturali puntuali.

Per vulnerabilità urbana si intendeva la sommatoria delle singole vulnerabilità degli edifici che compongono la città o una sua porzione senza tenere conto che al variare della scala entrano in gioco altri fattori complessi che riguardano la correlazione tra gli edifici.

L'impossibilità di studiare il problema sismico del singolo edificio scindendolo dal contesto urbano in cui si inserisce emerge per la prima volta nel manuale per la compilazione delle schede di 1° livello GNDT in cui si legge: "occorre quindi individuare, nell'ambito del tessuto urbano, l'aggregato strutturale, che è costituito da un insieme di elementi strutturali non omogenei e che possono interagire sotto un'azione sismica (o dinamica in genere)" ... "Un aggregato strutturale può essere costituito da uno o più edifici accorpati e, per accorpamento, si deve intendere un contatto, o un collegamento, più o meno efficace tra edifici con caratteristiche costruttive generalmente diverse [...]. All'interno degli aggregati strutturali si individuano gli edifici, definiti come unità strutturali omogenee da cielo a terra [...]". Questa definizione di fatto conferisce all'aggregato il ruolo di modulo di analisi per lo studio della vulnerabilità urbana, all'interno del quale operare la giusta distinzione tra gli edifici.

Anche la recente normativa sismica (NTC 2008, cap.8 "costruzioni esistenti", par. 8.7.1 "costruzioni in muratura") ha riconosciuto all'aggregato edilizio il ruolo chiave di modulo di analisi nella programmazione degli interventi di conservazione e di messa in sicurezza della città.



Alla luce delle modalità con cui fino ad oggi è stato affrontato il tema della vulnerabilità sismica, la comunità scientifica si interroga al fine di definire una metodologia unica, quanto più omogenea possibile, per valutare la vulnerabilità degli edifici all'interno dell'aggregato.

Se da un lato l'estrema specificità dei centri urbani richiederebbe una analisi di dettaglio caso per caso, dall'altro la loro complessità deve indurre alla formulazione di modelli semplificati per lo studio del territorio.

Già nel 1988 Mauro Dolce espresse l'esigenza di una nuova metodologia di valutazione della vulnerabilità ritenendo necessaria la definizione di un metodo chiaro codificato a livello europeo, attraverso cui leggere, rappresentare e interpretare le caratteristiche di vulnerabilità del costruito in modo da creare una banca dati unica attraverso cui poter rintracciare "categorie di edifici isovulnerabili definite da una lista di caratteristiche strutturali a priori ritenute significative in base all'esperienza ed al giudizio di un gruppo di esperti e a posteriori validate dalle statistiche del loro danneggiamento". Ad oggi tale esigenza di comprensione per la classificazione degli edifici in funzione della loro vulnerabilità nonché la creazione di quella che Mauro Dolce definisce "lista di caratteristiche strutturali significative" dal punto di vista della loro influenza sulla danneggiabilità, ha trovato accoglimento ed estesa applicazione per gli edifici specialistici. A tal riguardo, infatti, numerose sono le applicazioni e le esperienze condotte con lo scopo di migliorarne la risposta al sisma. Nel caso dell'edilizia residenziale dei centri urbani, per la gran parte in aggregato, l'avanzamento della ricerca, allo stato attuale non è allo stesso livello.

2. Obiettivi

Alla luce di quanto esposto e a partire dalle esigenze manifestate dalla PC, nell'ambito del progetto SIMIT, la componente ingegneristica del PP3 si è posta l'obiettivo di elaborare un metodo semplificato e speditivo, finalizzato alla analisi ed alla valutazione della vulnerabilità sismica dei centri urbani, più affinato rispetto ai metodi statistici attualmente in uso.

Il metodo, in via di sperimentazione, permetterà di redigere un mappa della vulnerabilità, a scala di aggregato strutturale (AS) e di unità strutturale (US). Per il raggiungimento di tale obiettivo gli aggregati che le unità saranno analizzati e valutati attraverso opportuni indicatori (riportati in apposite schede US ed AS), costituiti da una lista di caratteristiche strutturali e geometrico-costruttive significative dal punto di vista della loro influenza sulla danneggiabilità dell'edificio. Questo metodo mira ad ottimizzare il rapporto tra



la conoscenza della vulnerabilità degli edifici e degli aggregati quanto più approfondita, e l'impegno necessario per poterla ottenere da parte degli operatori.

La scheda viene compilata attraverso sopralluoghi esterni da tecnici non specializzati, opportunamente istruiti, senza effettuare rilievi e/o indagini a tappeto sui fabbricati, che richiederebbero un lungo impiego di tempo e di risorse.

Il livello di approssimazione del metodo deve essere predefinito, e quindi non soggetto a scelte aleatorie da parte degli operatori. La conseguenza di quanto appena detto sarà l'oggettivazione degli indicatori di vulnerabilità riportati nelle schede stesse, dalla quale discenderà la medesima qualità dell'informazione tra una scheda e l'altra.

I dati analitici così raccolti verranno classificati e rielaborati al fine di restituire la valutazione della vulnerabilità sismica di aggregati e unità strutturali, secondo indicatori di vulnerabilità graficizzati attraverso mappe di facile consultazione e riscontro.

3. Metodologia

Sviluppo del metodo

Nell'ambito della sperimentazione, edifici ed aggregati sono stati considerati come organismi la cui vulnerabilità risulta identificata attraverso l'osservazione di alcuni sintomi comportamentali, che sono stati tradotti in indicatori.

Per l'analisi della vulnerabilità, tali indicatori sono stati identificati a partire da quanto presente in letteratura circa le valutazioni di tipo schedografico (GNDT, AeDES, US-CLE e AS-CLE) e successivamente rielaborati. Le schede GNDT (1° livello) e AeDES sono nate per esigenze valutative post evento sismico degli edifici colpiti dal terremoto e prevedono diversi livelli di qualità dell'informazione, mentre US e AS sono schede pre-sisma, elaborate nell'ambito della CLE (Condizione Limite per l'Emergenza OPCM 4007/2012) e prevedono un unico livello di conoscenza.

La CLE è stata indagata nel 2010, insieme alle diverse possibili "condizioni limite" per gli insediamenti urbani, nell'ambito del Progetto Urbisit, relativo a uno "Studio propedeutico all'elaborazione di strumenti di indirizzo per l'applicazione della normativa sismica agli insediamenti storici". Mauro Dolce ha coordinato il GdL per l'elaborazione delle schede per l'analisi della CLE che, in via sperimentale, è stata recentemente applicata alla città di Faenza. Sono stati sviluppati 5 tipi di schede riferite a: ES Edificio Strategico, AE Area di Emergenza, AC Infrastruttura Accessibilità/Connessione, AS Aggregato Strutturale e US Unità Strutturale.



La Scheda Unità Strutturale US è stata desunta, ed adattata agli scopi della CLE, dalla scheda AeDES già in uso presso il DPC, tenendo in considerazione aspetti strutturali e geometrico-costruttivi degli edifici.

Diversamente, la Scheda Aggregato (AS) costituisce un elemento di novità. Questa è volta al riconoscimento dei principali elementi morfologici, geometrici-costruttivi e strutturali di un aggregato, tenendo in considerazione fattori di irregolarità strutturale derivanti dalla contiguità tra US differenti.

Nell'ambito del presente progetto, per il raggiungimento degli obiettivi prefissati, relativi all'elaborazione di un metodo speditivo di analisi e valutazione della vulnerabilità dei centri urbani da effettuarsi prima di un possibile evento sismico, gli indicatori contenuti nelle suddette schede sono stati rielaborati. Partendo dalla struttura delle schede CLE, basata su indicazioni di natura strutturale e geometrico-costruttive del costruito interferente con le attività di emergenza post-sisma, sono stati inseriti una serie di indicatori di vulnerabilità, in parte contenuti nelle schede GNDT e AeDES, indispensabili per l'analisi della vulnerabilità dell'intero centro urbano. Tali indicatori sono stati considerati nelle nuove schede nel rispetto di alcuni presupposti che stanno alla base delle schede CLE. Sono quindi indicatori che vengono rilevati in loco, in modo speditivo da tecnici non specializzati, attraverso una visita effettuata negli spazi esterni senza specifici rilievi o indagini invasive sul costruito. A corredo delle schede è stato redatto uno specifico manuale di compilazione, con schemi esplicativi, per rendere semplice ed immediata agli operatori la comprensione di tutte le voci presenti nelle schede.

La nuova scheda per l'analisi della vulnerabilità di US (Figs. 1, 2) si compone di 3 sezioni:

- a. dati identificativi;
 - b. caratteristiche generali ingegneristiche;
 - c. caratteristiche specifiche.
- a. La sezione relativa ai dati identificativi prevede la compilazione relativamente alla localizzazione (Regione, Provincia, Comune, località abitata e Sezione censuaria con i relativi codici Istat) e ai numeri identificativi assegnati a ciascuna US e all'AS di cui fa parte.
- b. Le caratteristiche generali ingegneristiche contengono indicatori relativi:
- Alle strutture verticali ed orizzontali;
 - Alle caratteristiche geometrico-costruttive;



- Allo stato di conservazione;
 - All'ubicazione.
- c. Le caratteristiche specifiche contengono dati relativi:
- alla destinazione d'uso,
 - alla utilizzazione,
 - all'occupazione.

La nuova scheda per l'analisi della vulnerabilità di AS (Figs. 3, 4) si compone di 3 sezioni:

- a. dati identificativi;
 - b. caratteristiche generali ingegneristiche;
 - c. caratteristiche generali geologiche e geofisiche.
- a. La sezione relativa ai dati identificativi prevede la compilazione relativamente alla localizzazione (Regione, Provincia, Comune, località abitata e Sezione censuaria con i relativi codici Istat) e al numero identificativo assegnato all'AS.
- b. Le caratteristiche generali ingegneristiche contengono indicatori relativi:
- Alle caratteristiche geometrico-costruttive;
 - Allo stato di conservazione;
 - All'ubicazione.



SCHEDA UNITÀ STRUTTURALE			
SEZIONE 1 - IDENTIFICATIVI			
1	Data compilazione	24/09/2014	Cod ISTAT
2	Regione	Sicilia	
3	Provincia	SR	
4	Comune	Siracusa	
5	Località abitata	Ortigia	
6	Sezione censuaria		
7	Identificativo Aggregato Strutturale	006	
8	Identificativo Unità Strutturale	1	
9	Indirizzo		
SEZIONE 2 - CARATTERISTICHE GENERALI INGEGNERISTICHE			
10	Rudere	NO	
11	Epoca di costruzione	Edifici realizzati prima del 1974	
12	Epoca di intervento miglioramento o adeguamento	Edifici realizzati dopo 2008	
13	Classificazione strutturale	D	note
	A Strutture verticali	Murature di media qualità	
	B Elementi di rinforzo (per edifici in muratura)	SI	
	C Strutture orizzontali	Semirigide	
14	Posizione nell'aggregato	D'estremità	
15	Fronte interferente su infrastruttura viaria o la piazza	SI	
16	US specialistica	NO	
17	N. piani totali	1-4	
18	Piani interrati		
19	Altezza media di piano	3.50 m<H<5.00 m	
20	Altezza imposta copertura	7 m<H<12 m	
21	Volume unico	NO	
22	Regolarità di forma in pianta ed elevazione	SI	
23	Elementi giustapposti o strutturalmente mal collegati	NO	
24	Sistema di bucatore	Congruo	
25	Pilastrini isolati	NO	
26	Piano pilotis	NO	
27	Sopraelevazioni	NO	
28	Danno strutturale	Assente	
29	Stato manutentivo	Buono	
30	Morfologia	Pianeggiante	
31	Ubicazione	né sopra né sotto il versante	
SEZIONE 3 - CARATTERISTICHE SPECIFICHE			
32	Destinazione d'uso		
	a Codice dei raggruppamenti	S90 Strutture con funzione residenziale	
	b Codice specifico		
33	Tipo e numero unità d'uso		
	A Residenziale	1	
	B Commercio	0	
	C Servizi pubblici	0	
	D Turistico	0	
	E Produzione	0	
	F Uffici	0	
	G Deposito	0	
34	Utilizzazione	>65%	
35	Occupanti	n.r.	

Fig. 1. Scheda Unità Strutturale (US) – pag. 1. Structural Unit Form (US) – pag. 1



MAPPA	
RILIEVO FOTOGRAFICO	
IND 15 IND 14 IND 19 IND 13A	IND 13B IND 13B IND 28
NOTE	

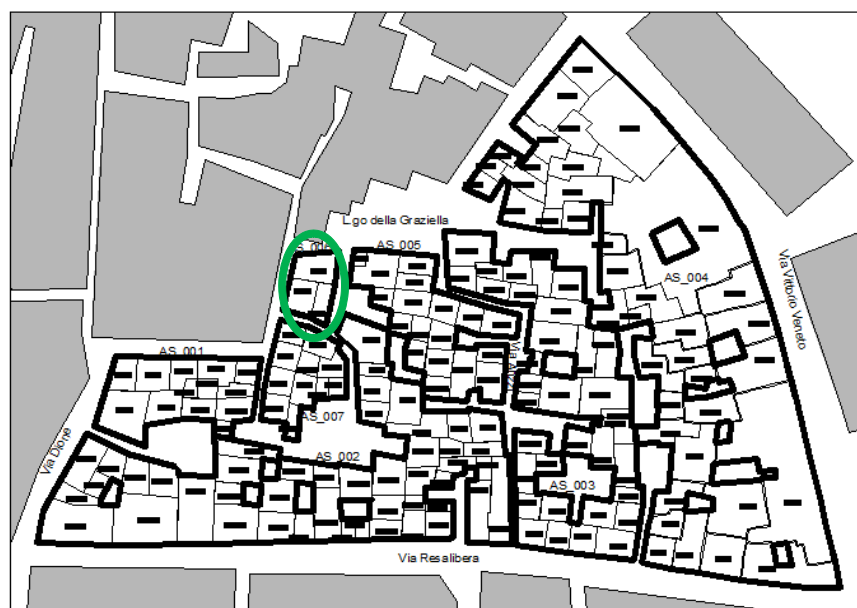
Fig. 2. Scheda Unità Strutturale (US) – pag. 2. *Structural Unit Form (US) – pag. 2*



SCHEDA AGGREGATO STRUTTURALE									
SEZIONE 1 - IDENTIFICATIVI									
1	Data compilazione			24/09/2014			Cod ISTAT		
2	Regione			Sicilia					
3	Provincia			SR					
4	Comune			Siracusa					
5	Località abitata			Ortigia					
6	Sezione censuaria								
7	Identificativo Aggregato Strutturale			006					
SEZIONE 2 - CARATTERISTICHE GENERALI AGGREGATO STRUTTURALE									
8	Numero totale unità strutturali			3					
9		Numero unità strutturali in muratura		3					
10		Presenza di US in muratura contigue		SI					
11		Numero unità strutturali in c.a.		0					
12		Numero unità strutturali in altre strutture		0					
13	Numero totale US prospicienti l'infrastruttura viaria o la piazza			3					
14		Aggregato interferente con l'infrastruttura viaria o la piazza		Numero di US	3		SI		
15	Presenza di unità caratterizzate da grandi luci			NO					
16	Altezza media all'imposta della copertura			H<=7 m					
17	Indice di copertura								
18	Regolarità della forma			SI					
19	Rifusioni o intasamenti			SI					
20	Disallinea	Quote imposta copertura		Numero di US	3		SI		
21		Quote orizzontamenti		Numero di US	2		SI		
22		Pareti di facciata		NO					
23		Spazi interni		NO					
24	Testata snella			NO					
25	Elementi giustapposti o strutt mal collegati			Numero di US	0		NO		
26	Sistema bucatore incongruo			Numero di US	0		NO		
27	Pilastrisolati, portici, piani pilotis			Numero di US	0		NO		
28	Sopraelevazioni, altane, torrini			Numero di US	0		NO		
29	Torri, campanili, ciminiere			NO					
30	US degradate o danneggiate			Numero di US	0		NO		
31	Sistema diffuso di tiranti e catene			Numero di US	3		SI		
32	Interventi strutturali di miglioramento o adeguamento sismico			Numero di US					
33	Morfologia			Pianeggiante					
34	Ubicazione			né sopra né sotto il versante					
SEZIONE 3 - CARATTERISTICHE GEOLOGICHE									
35	Microzonazione sismica								
36	Tipo di instabilità								
37	Localizzazione frana								
38	Rischio PAI								
39	Area alluvionabile								
NOTE									

Fig. 3. Scheda Aggregato Strutturale (AS) – pag. 1. Aggregate Form (AS) – pag. 1

MAPPA



RILIEVO FOTOGRAFICO



IND 21



IND 14



IND 20

Fig. 4: Scheda Aggregato Strutturale (AS) – pag. 2. *Aggregate Form (AS) – pag. 2*



La fase di catalogazione successiva alla compilazione di tali schede porta alla costituzione di un consistente database che può essere utilizzato nelle diverse attività del DPC.

Completata la fase di analisi e di conoscenza del tessuto urbano si procede con la fase di valutazione della vulnerabilità sismica.

Così come definito nella classificazione presentata nel documento a cura di M. Dolce e Martinelli nell'ambito del progetto SAVE in merito metodi di valutazione della vulnerabilità sismica sono possibili diverse strategie che mirano al conseguimento di scopi differenziati, con strumenti appropriati e che, proprio sulla base di tali peculiarità, possono essere anche opportunamente distinti e classificati. In base al modo di concezione degli organismi strutturali si possono considerare le seguenti tecniche:

- **Tipologiche:** Assumono la possibilità di differenziare il comportamento sismico (vulnerabilità) delle costruzioni attraverso la definizione di classi tipologiche in funzione della qualità dei materiali, delle caratteristiche e delle tecniche costruttive, etc.; comportano un modesto impegno nei rilevamenti e sono quindi adatte per operare su aree estese.
- **Semeiotiche:** Considerano gli edifici come organismi la cui V può essere descritta attraverso l'osservazione di alcuni sintomi comportamentali, che si traducono in parametri che contribuiscono in diversa misura a definire un valore di vulnerabilità globale; richiedono una certa perizia per il rilevamento dei dati, che però sono utilizzabili anche per altri approcci.
- **Meccanicistiche:** Sono quelle che ricorrono a modellazioni il più possibile realistiche del comportamento sismico delle costruzioni; sono adatte a valutazioni che riguardano o singoli edifici o gruppi molto simili; possono essere di ausilio alle altre tecniche, sia per trasferire sui singoli edifici i risultati per classi tipologiche, sia per suffragare meglio le attribuzioni dei livelli di V attraverso i parametri comportamentali.

Il metodo speditivo proposto contempla l'utilizzo di tutte e tre le tecniche secondo quanto di seguito esposto.

Attraverso l'elaborazione dei dati riportati nelle schede è possibile identificare classi tipologiche costituite da categorie di edifici US ed aggregati AS "isovulnerabili" cioè aventi caratteristiche, indicatori di vulnerabilità, comuni. Ogni classe tipologica è rappresentata da una unità e da un aggregato.



Secondo la tecnica semeiotica è possibile realizzare una prima valutazione di vulnerabilità del centro urbano a partire dalla presenza di indicatori, già raccolti nelle opportune schede UA ed AS, non ancora calibrati. Ciò restituisce una mappa della vulnerabilità di tipo qualitativo. Tale tecnica non conduce alla valutazione numerica del danno da correlare ad un parametro di misura della severità del sisma, ma consiste nell'individuare nell'aggregato i particolari punti di debolezza o di resistenza al terremoto, interpretati in modo da costituire un quadro globale di danneggiamento al sisma del centro urbano. Tale metodo, così definito, risulta di validità generale e non legato ad uno specifico luogo.

Secondo la tecnica meccanicistica, le conoscenze che stanno alla base delle modellazioni realistiche del costruito sono molto approfondite e richiedono indagini e rilievi dettagliati dei singoli edifici. Questo tipo di attività, eseguita a tappeto sull'intero centro urbano, non può essere considerata nell'ambito del metodo speditivo in via di sperimentazione in quanto troppo lunga e dispendiosa.

Pertanto, il metodo proposto, su ciascuna unità e aggregato tipo, individuati con la tecnica tipologica, prevede di effettuare le opportune verifiche strutturali che consentono la valutazione numerica della vulnerabilità della unità e dell'aggregato tipo, esportabile ai singoli edifici ed aggregati appartenenti alla stessa classe tipologica. Ciò consente di effettuare le modellazioni per le verifiche strutturali su un numero limitato di US e AS, in linea con i presupposti che stanno alla base del metodo speditivo.

Per tracciare la mappa della vulnerabilità del centro urbano di tipo quantitativo, occorre rapportare i valori di vulnerabilità degli edifici ed aggregati, così determinati, alle caratteristiche sismiche del sito. Quindi la valutazione quantitativa è correlata al sito.

Oltre a consentire di trasferire sui singoli edifici ed aggregati i risultati ottenuti per classi tipologiche, le modellazioni premettono di suffragare meglio le attribuzioni dei livelli di vulnerabilità attraverso la calibrazione dei pesi da assegnare agli indicatori prescindendo dalle caratteristiche sismiche del sito. L'attribuzione dei pesi agli indicatori consente di tracciare una mappa della vulnerabilità di tipo qualitativo, con un livello di approssimazione estremamente ridotto rispetto ad una valutazione effettuata a partire dalla presenza di indicatori non ancora calibrati.

Applicazione del metodo

L'applicazione del metodo per l'analisi della vulnerabilità sismica prevede 4 fasi di intervento:





1. Predisposizione delle basi cartografiche e individuazione su cartografia degli elementi per l'analisi;
2. Organizzazione dei sopralluoghi sul campo;
3. Rilievo sul campo;
4. Catalogazione delle schede di analisi.

Le attività previste dalle varie fasi saranno svolte, a seconda del caso, dal coordinatore dei sopralluoghi e dagli operatori che effettueranno i rilievi.

La fase 1, a cura del coordinatore, prevede l'individuazione dell'evoluzione storica del tessuto, attraverso l'utilizzo di carte tecniche e catastali storici, e l'attribuzione degli identificativi agli aggregati strutturali (AS) e alle unità strutturali (US).

La fase 2 è a cura sia del coordinatore che degli operatori. Il coordinatore si occuperà di suddividere il territorio ed organizzare le squadre per il sopralluogo. Mentre gli operatori dovranno predisporre il materiale necessario per il rilievo (stralci CTR, tablet, istruzioni, misuratore laser, pacometro, macchina fotografica) ed avviare la compilazione delle schede con i dati a disposizione.

La fase 3 è a cura degli operatori con incontri periodici con il coordinatore.

Infine la fase 4, a cura degli operatori, prevede il completamento delle schede e la verifica complessiva dei dati inseriti.

La fase di valutazione della vulnerabilità è a carico del coordinatore che prima rielabora i dati riportati nelle schede AS e US ed infine redige la mappa di vulnerabilità sismica.

4. Sperimentazione sul campo

Il metodo speditivo e le relative schede US ed AS elaborate, sono attualmente in via di sperimentazione su test site italiani e maltesi (Ortigia, Lampedusa e Xemxija-Malta). In questa fase è stato coinvolto in maniera attiva il DRPC. Dieci tecnici della PC sono stati istruiti sulle procedure inerenti il nuovo metodo attraverso un training. Durante il primo incontro, tenutosi presso la sede dell'Università di Catania nel luglio 2014 è stato esposto il metodo e descritte le attività da svolgere in tutte le diverse fasi. Al suddetto training ha fatto seguito una verifica in sito che si è tenuta ad ottobre 2014, presso il test site di Ortigia (Fig. 5) durante la quale è stata condotta l'analisi della vulnerabilità su diversi aggregati e relative unità strutturali attraverso la compilazione delle relative schede US ed AS. Per i tecnici della PC, tale training è propedeutico alle attività che verranno condotte a Lampedusa, dal 20 al 24 ottobre 2014, sotto il coordinamento della componente ingegneristica del PP3.



Fig. 5. Esercitazione svolta a Ortigia con il DRPC. *Training in Ortigia with DRPC*

Ortigia

Nell'ambito della sperimentazione per la validazione del metodo speditivo nel test side di Ortigia è stata analizzata un'area dell'antico quartiere della Graziella.

Allo stato attuale la componente ingegneristica del PP3 ha portato a termine tutte le fasi, di competenza sia del coordinatore che degli operatori, relative all'analisi della vulnerabilità:

1. Predisposizione delle basi cartografiche e individuazione su cartografia degli elementi per l'analisi;
2. Organizzazione dei sopralluoghi sul campo;
3. Rilievo sul campo;
4. Catalogazione delle schede di analisi.

Sono stati identificati e successivamente analizzati, attraverso le schede US e AS, 7 aggregati e un totale di 164 unità strutturali.

I dati così raccolti sono stati rielaborati al fine di valutare la vulnerabilità sismica degli aggregati e delle unità strutturali. In base ai risultati ottenuti sono state elaborate mappe qualitative della vulnerabilità sismica a scala di aggregato e a scala di unità strutturale (Figs. 6, 7) basate sul numero di indicatori di vulnerabilità considerati con egual peso.

Allo stato attuale è in fase di completamento lo studio tipologico che consente l'individuazione di categorie di unità strutturali ed aggregati strutturali "isovulnerabili" (tecnica tipologica). Sulla US tipo e sull'AS tipo verrà valutata l'incidenza di ciascun indicatore di vulnerabilità al fine valutarne l'influenza sulla danneggiabilità. La calibrazione dei pesi degli



indicatori di vulnerabilità consentirà di redigere mappe qualitative molto più aderenti alla realtà rispetto a quelle già elaborate sulla base del numero di indicatori (tecnica semeiotica).

Successivamente le US e AS tipologicamente ricorrenti nel territorio saranno oggetto di verifiche strutturali attraverso modellazioni realizzate utilizzando il software specifico 3D Macro (tecnica meccanicistica). Questi risultati consentiranno di trasferire sui singoli edifici ed aggregati i risultati ottenuti per classi tipologiche portando alla elaborazione di mappe quantitative della vulnerabilità sismica.

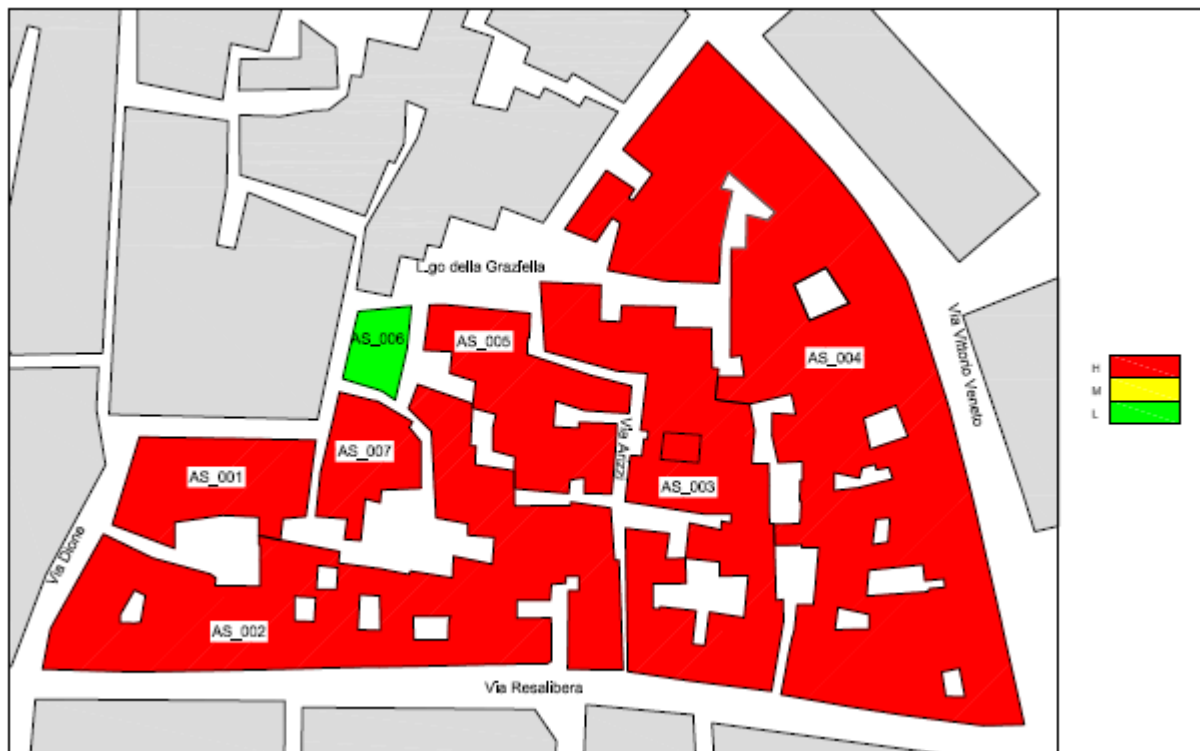


Fig. 6. Mappa di vulnerabilità Aggregati Strutturali (AS). *Vulnerability map for Aggregates (AS)*

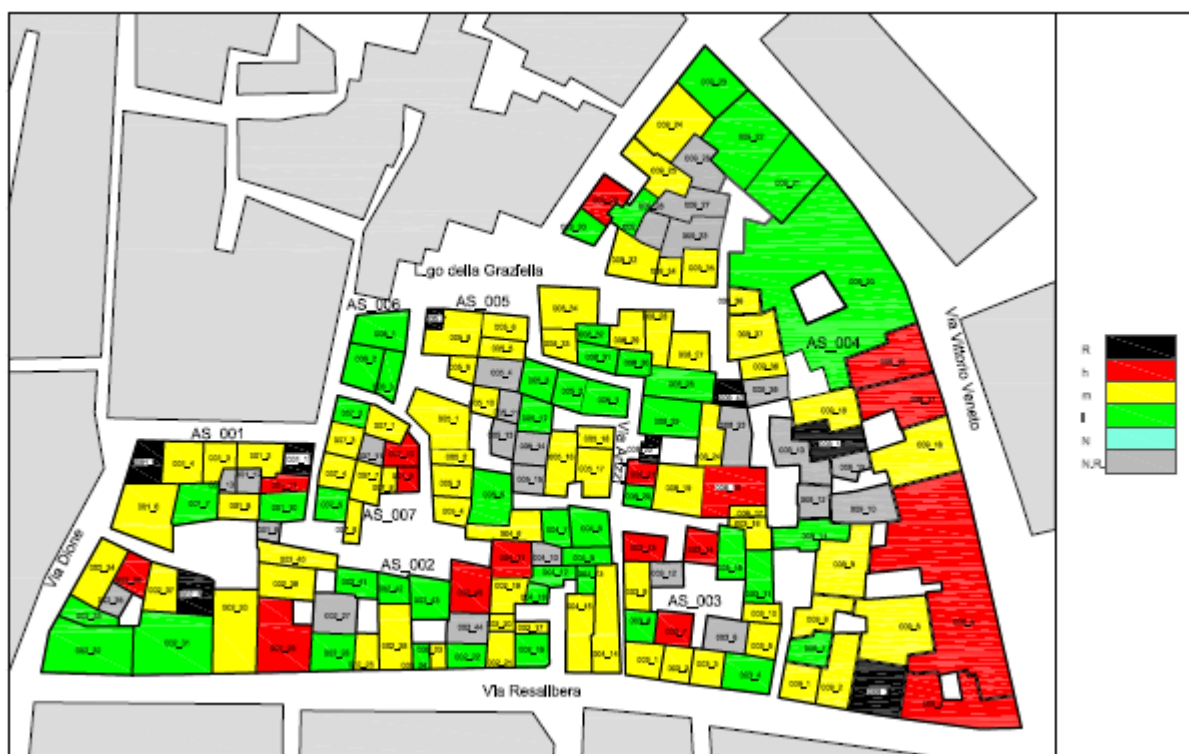


Fig. 7. Mappa di vulnerabilità Unità Strutturali (US). *Vulnerability map for Structural Units (US)*

Lampedusa

Come già anticipato, con il DRPC è già stata avviata una fase di collaborazione per l'applicazione del metodo al centro urbano di Lampedusa che avverrà dal 20 al 24 ottobre 2014. L'area di intervento interessata è costituita da circa 80 aggregati (Fig. 8).

In tale ambito la componente ingegneristica del PP3 ha già avviato le attività di coordinamento predisponendo le basi cartografiche, individuando su cartografia gli elementi per l'analisi, organizzando e coordinando i sopralluoghi per la compilazione delle schede US ed AS.

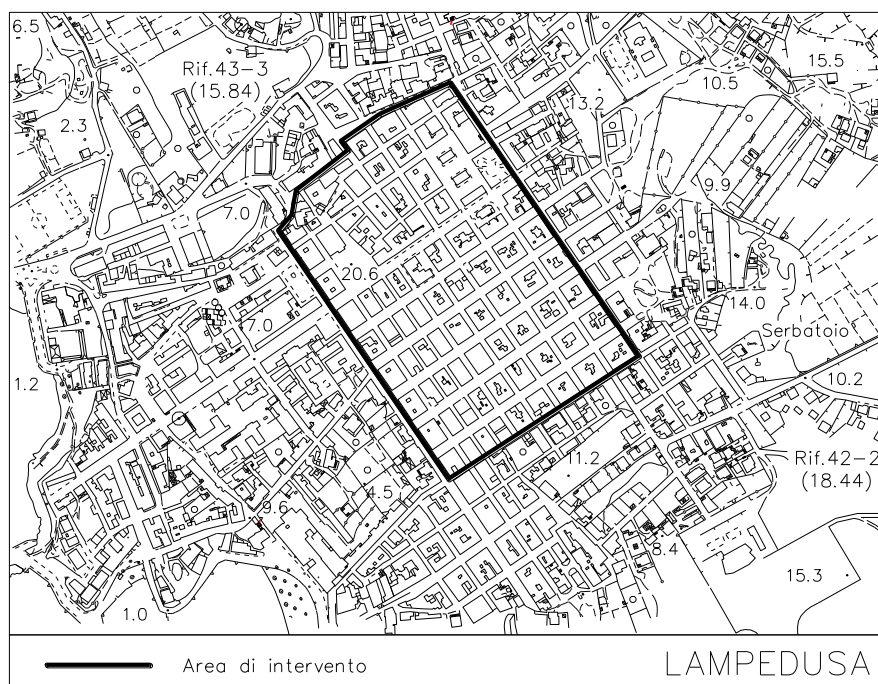


Fig. 8. Area di intervento a Lampedusa. *Area of intervention in Lampedusa*

Xemxija

Relativamente alle attività da svolgere a Malta, sono già stati effettuati i primi sopralluoghi a settembre 2014.

In accordo con la componente ingegneristica maltese è stata individuato come test side un'area nella località di Xemxija, costituita da 25 unità strutturali raggruppate in 6 aggregati (Fig. 9).

In tale ambito la componente ingegneristica del PP3, dopo avere svolto le attività di predisposizione delle basi cartografiche, di individuazione su cartografia degli elementi per l'analisi e di organizzazione dei sopralluoghi si occuperà delle attività di coordinamento per la compilazione delle schede US ed AS.

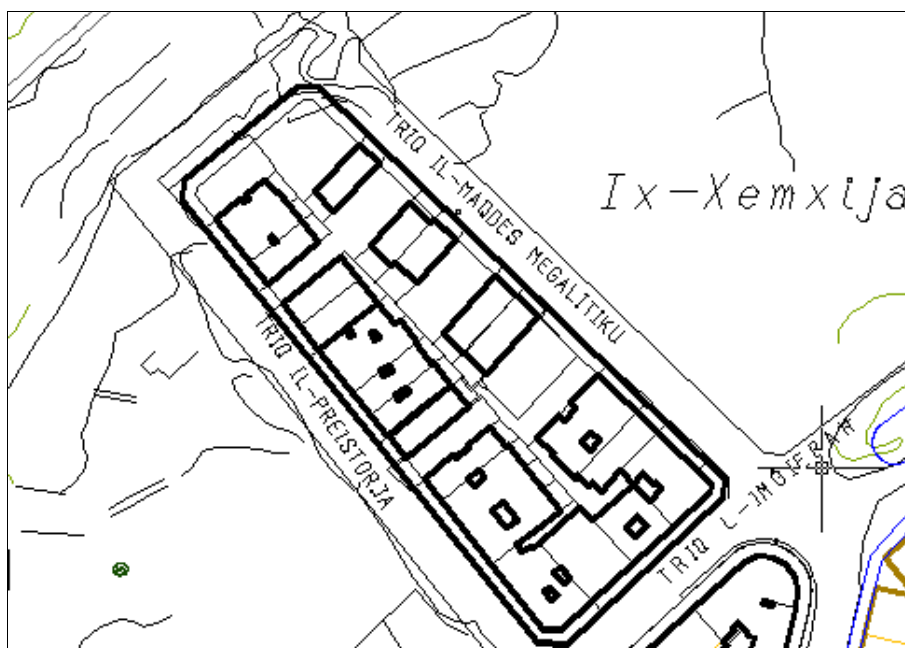


Fig. 9. Area di intervento a Xemxija (Malta). Area of intervention in Xemxija (Malta)

5. Risultati

Le aspettative che hanno portato alla sperimentazione di un nuovo metodo speditivo per l'analisi e la valutazione della vulnerabilità dei centri urbani hanno trovato un ampio riscontro nei risultati sinora raggiunti. Dopo un lungo percorso, a partire da quanto presente in letteratura circa le valutazioni di tipo schedo grafico, è stata definita una lista di indicatori di vulnerabilità, intesi come caratteristiche strutturali significative dal punto di vista della loro influenza sulla danneggiabilità del costruito, che ha consentito di definire due diverse tipologie di schede US e AS con relativi manuali d'uso.

L'applicazione del metodo speditivo ai tre test site con caratteristiche storico-tecnico-costruttive profondamente differenti offre la possibilità di mettere a punto gli aspetti innovativi che tale metodo ha apportato.

La fase di analisi del metodo speditivo, attraverso la compilazione e catalogazione delle due tipologie di schede (US e AS), consente la creazione di un database utile a diverse attività:

- Mappa della vulnerabilità del centro urbano di tipo qualitativo e quantitativo;
- Elaborazione del piano di protezione civile (valutazione delle aree edificate a maggiore rischio di danni in caso di sisma, individuazione delle aree di protezione civile, ...);
- Individuazione delle classi tipologiche di US e AS ricorrenti nel territorio;



- Individuazione degli indicatori di vulnerabilità diffusi nel territorio a livello US e AS.

Gli ultimi due punti sono conoscenze indispensabili per l'elaborazione di linee guida all'intervento di miglioramento sismico del tessuto edilizio dei centri urbani.

Allo stato attuale la verifica sul primo test side di Ortigia, che ha portato alla compilazione di 7 schede aggregati e 164 schede unità strutturali, ha dato ottimi risultati in merito ai contenuti di entrambe le schede che hanno dimostrato di essere rapide, complete ed esaustive nell'analizzare i diversi aspetti del costruito. Si ritiene che la mappa della vulnerabilità così ottenuta metta in luce nell'aggregato i particolari punti di debolezza o di resistenza al terremoto, interpretati in modo da costituire un quadro globale di danneggiamento al sisma del centro urbano.

Bibliografia

References

AA.VV., 2007, Manuale per il rilevamento della vulnerabilità sismica degli edifici - *Istruzione per la compilazione della scheda di 1° livello*, GNDT - Gruppo Nazionale per la Difesa dai terremoti.

AA.VV., 2007, Manuale per il rilevamento della vulnerabilità sismica degli edifici - *Istruzione per la compilazione della scheda di 2° livello*

AA.VV., 2007, Repertorio dei meccanismi di danno, delle tecniche di intervento e dei relativi costi negli edifici in muratura.

Bramerini F., Cavinato G. P., Fabietti V. (a cura di), 2013, "strategie di mitigazione del rischio sismico e pianificazione - CLE: Condizione Limite per l'Emergenza" in *Urbanistica Dossier*, n. 130.

Chianello G. M., Raschi R., Rebuffat M. (a cura di), 2009, Manuale per la compilazione della scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica (AEDES), Roma.

De Sortis A., Di Pasquale G., Dolce M., Gregolo S., Papa S., Rettore G. F., 2009, Linee guida per la riduzione della vulnerabilità di elementi non strutturali, arredi e impianti., Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento della Protezione Civile.

Di Pasquale G., Dolce M., Martinelli A., 2000, "Analisi della vulnerabilità", in *Censimento di vulnerabilità a campione dell'edilizia corrente dei centri abitati, nelle regioni Abruzzo, Basilicata, Calabria, Campania, Molise, Puglia e Sicilia (Progetto Lavori Socialmente Utili)*, Dipartimento della Protezione Civile, Roma.

Dolce M., Martinelli A. (A cura di), 2005, *Inventario e vulnerabilità degli edifici pubblici e strategici dell'Italia centro-meridionale*, Vol. II - *Analisi di vulnerabilità e rischio sismico*, INGV/GNDT Istituto Nazionale di geofisica e Vulcanologia / Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, L'Aquila.

Giuffrè A., 1993, *Sicurezza e conservazione dei centri storici. Il caso Ortigia, Laterza, Bari.*





Lagomarsino S., Podestà S. (CD a cura di), 2005, Inventario e vulnerabilità del patrimonio monumentale dei parchi dell'Italia centro-meridionale e meridionale, Vol.III - Analisi di vulnerabilità e rischio degli edifici monumentali, INGV/GNDT-Istituto Nazionale di geofisica e Vulcanologia / Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, L'Aquila.

Manuale per l'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano.

Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri del 20 Marzo 2003 n. 3274, Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica

Sarà G., 2014, Costruzioni in zona sismica, Dario Flaccovio Editore.

Zuccaro G. (CD a cura di), 2004, Inventario e vulnerabilità del patrimonio edilizio residenziale del territorio nazionale, mappe di rischio e perdite socio – economiche, Napoli.



F) Expeditious method for analysis and evaluation of seismic vulnerability in urban setting

Cicero, C., Lombardo, G

1. Introduction

Within the WP2 of the SIMIT Project, activities conducted by the engineering group meet the DRPC request. It consists in an expeditious method for analysis and assessment of vulnerability of the urban centers to be a middle way between the statistical method (based on ISTAT data and Braga matrices) and the analytical method (based on structural analysis on the buildings).

In the past the “vulnerability” concept referred at building and at urban scale. Seismic vulnerability at building scale is defined as the susceptibility to damage in terms of its structural characteristics at the time of the seismic event. This is evaluated through specific structural analysis.

The urban vulnerability was defined as the sum of the individual vulnerability of the buildings that make up the city or a portion thereof without taking into account that the variation of scale come into play other complex factors that affect the correlation between the buildings.

The inability to study the problem of seismic buildings, regardless of the urban context in which they occur, emerges for the first time in the manual for the filling out forms 1st level GNDT which reads: “it is therefore necessary to identify, at urban scale, the aggregate, which is constituted by a set of not homogeneous structural elements and which can interact under a seismic action (or dynamic in general)” ... “An aggregate may consist of one or more buildings grouped. It means that there must be a contact, or a link, more or less effective in buildings generally with different design characteristics [...] within aggregates buildings are identified, these are defined as homogeneous structural units from sky to earth [...]”. “This definition confers to the aggregate the role of analysis module for the study of urban vulnerability.

The recent seismic code (NTC 2008, cap.8 “costruzioni esistenti”, par. 8.7.1 “costruzioni in muratura”) has also now introduced the need for recognition of the aggregate building, giving it a key role in the planning of measures for the conservation and safety of the city.

Based on these issues, the current scientific community has been interrogated in order to define a unique methodology, as homogeneous as possible, to assess the vulnerability of the buildings within the aggregate.

If on one hand the extreme specificity of the urban centers would require a detailed analysis of the individual case, on the other hand their complexity should lead to the formulation of simplified models.

In 1988 Dolce expressed the need for a new methodology for vulnerability assessment considering necessary to define a clear method encoded at European level. This should allow you to read, interpret and represent the characteristics of the vulnerability of the built environment in order to create a single database through which we can trace “categories of buildings with the same vulnerability defined by a list structural characteristics already considered significant based on the experience and expert judgment and subsequently validated by the statistics of their damage.” Today, this need for understanding of the classification of buildings, according to their vulnerability, as well as the creation of what Dolce calls “list of significant structural characteristics” from the point of view of their influence on damageability, has found significant acceptance and widespread application for specialist buildings. In fact there are many application and experiences conducted with the aim of improving the response to the earthquake. Regarding the residential building of urban centers research, at the present state, is not at the same level.

2. Objectives

Based on the above and of the requests expressed by Civil Protection, as part of the project SIMIT, the engineering group of PP3 had the objective to elaborate a simplified and expeditious method, aimed at the analysis and evaluation of the vulnerability of urban centers, more refined compared to statistical methods currently in use.

The method being experimented, should allows you to draw up maps of vulnerability at aggregate scale (AS) and building scale (US). To the achievement of the objective, aggregates and structural units will be analyzed by appropriate indicators (reported in specific forms for AS and US). These indicators consist of a list of significant structural, geometric and constructive characteristics from the point of view of their influence on damageability building. The method aims to find the optimum balance between the knowledge of the vulnerability of buildings and aggregates and the effort required to obtain it.

To do this, the vulnerability indicators chosen must ensure that the filling of the forms can be carried out by non-specialized technicians, trained appropriately, through external inspections, without making geometric survey and / or investigations, on buildings that would require a long use of time and resources.

The accuracy level of the method must be predefined, and therefore not subject to random choices by operators. This will lead to the same quality of information and therefore, the objectification of the vulnerability indicators in the forms.



The analytical data, thus collected, will be classified and processed in order to return the evaluation of the seismic vulnerability of aggregates (AS) and buildings (US), according to the vulnerability indicators described by maps for easy reference and feedback .

3. Methodology

Development of the method

Buildings and aggregates have been considered as organisms whose vulnerability has been identified through the observation of some behavioral symptoms (vulnerability indicators).

To analyze vulnerability at building scale, indicators have been identified on the basis of existing forms (GNDT, AeDES US-CLE and AS-CLE) and subsequently revised.

GNDT (1° level) and AeDES forms were born to the definition of the post-earthquake damage of buildings affected by the earthquake and provide different levels of “quality of information”, while US and AS are pre-earthquake forms prepared under the CLE (Condition Limit for Emergency OPCM 4007/2012) are not subject to random choices by operators.

CLE has been investigated in 2010, along with several possible "boundary conditions" for urban settlements, as part of the Project Urbisit, relative to a "Preparatory study for the development of addressed tools to the application of seismic rules at settlements historical ". Mauro Dolce has coordinated the workgroup for the development of the CLE forms that, on an experimental basis, has been recently applied to the city of Faenza. Five types of forms have been developed related to: ES Strategic Building, AE Emergency Area, AC Infrastructure Accessibility / Connection, AS Structural Aggregate and US Structural Unit.

Differently, the aggregate form (AS) is an element of novelty. In addition to the main morphological, geometric, construction and structural elements of an aggregate, the form takes into account factors of structural irregularities resulting from contiguity between different structural units.

To achieve the objectives, about the development of an expeditious method of analysis and assessment of the vulnerability of urban areas to be carried out in the pre-earthquake, the indicators contained in these cards have been revised.

Starting from the structure of the CLE forms, based on indications of structural and geometrical construction of the interfering built with the activities of emergency post-earthquake, several indicators of vulnerability, partly contained in the cards GNDT and AeDES and indispensable for analysis of the vulnerability of the entire urban center, have been included. These indicators have been considered in the new cards in accordance with the assumptions that underlie the CLE boards. They are therefore indicators that are detected on-site by unskilled technicians, through a visit expeditious performed in outdoor spaces without specific surveys or investigations on invasive built. In support of the cards, a specific manual compilation has been prepared. It has illustrations to make immediate understanding of all the entries in the cards.

The new form for the vulnerability analysis of US (Figs. 1, 2) consists of 3 sections:

- a. identification data;
- b. general engineering characteristics;
- c. specific characteristics.
 - a. The section relating to the “identification data” concerning the location (Region, Province, City, localities and section census) and the identification numbers assigned to each US and to the AS to which it belongs.
 - b. The general engineering characteristics include indicators for:
 - vertical and horizontal structures;
 - geometric and constructive characteristics;
 - state of conservation;
 - location.
 - c. The specific characteristics include data on:
 - The intended use;
 - The utilization.

The new form for the vulnerability analysis of AS (Figs. 3, 4) consists of 4 sections:

- a. identification data;
- b. general engineering characteristics;
- c. general geological and geophysical characteristics.
- a. The section relating to the “identification data” concerning the location (Region, Province, City, localities and section census) and the identification numbers assigned to the AS.
- b. The general engineering characteristics include indicators for:
 - geometric and constructive characteristics;
 - state of conservation;
 - location.



The cataloging stage, after the compilation of such cards, leads to the establishment of a consistent database that can be used in various activities of the DPC.

When the phase of analysis and knowledge of the settlement is completed, through the identification of indicators contained in the US cards and AS, we proceed with the evaluation phase of vulnerability.

As defined in the classification presented by M. Dolce and Martinelli within the SAVE project, about methods for assessing the seismic vulnerability, several strategies are possible, that aim to achieve different purposes, with appropriate tools and which can also be suitably distinguished and classified. Depending on the mode of conception of the buildings you can consider the following techniques:

- Typological: it takes the opportunity to differentiate the seismic behavior (vulnerability) of the buildings through the definition of typological classes depending on the quality of materials, characteristics and construction techniques, etc It poses a modest commitment surveys and are therefore suitable for working on large areas.
- Semiotic: it considers buildings as organisms whose vulnerability can be described through indicators that contribute with different weight, to define qualitatively the global vulnerability.
- Mechanistic: it is the one who use modeling as realistic as possible of the seismic behavior of buildings; it is suitable for assessments involving or individual buildings or very similar groups; it can be of help to other techniques, both on individual buildings to transfer the results to typological classes, it is better to support the functions of the levels of V through the parameters of behavior.

The proposed expeditious method contemplates the use of all three techniques as outlined below.

Through the processing of the data, included in the forms, it is possible to identify typological classes consist of categories of buildings US and aggregates AS that have common characteristics (vulnerability indicators). Each class is represented by a typological units and an aggregate that has features typologically recurrent in the territory.

From the semiotic technique, it is possible to make an initial assessment of vulnerability of the urban center from the presence of indicators, yet collected in US and AS forms, not yet calibrated. This returns a qualitative map of vulnerability. This technique does not lead to numerical evaluation of the damage to be correlated to a parameter for measuring the severity of the earthquake. But it consists of identifying, in the aggregate, particular points of weakness or strength to the earthquake, interpreted so as to constitute a comprehensive picture of earthquake damage to the city center. This method, thus defined, is of general validity and not tied to a specific location.

Mechanistic technique requires knowledge, necessary to the realistic modeling of the construction, very detailed, as investigations and surveys of individual buildings. This type of activity cannot be conducted in the context of the expeditious method under experimentation because they are too long and expensive.

Therefore, the proposed method on each representative unit and aggregate, provide that appropriate structural analysis are carried out to allow the numerical evaluation of the vulnerability. This is exportable to individual buildings and units belonging to the same typological class. This allows to modeling, for the structural analysis, on a limited number of US and AS, in line with the assumptions which are the basis of the method expeditious.

To draw up a quantitative map of vulnerability of the urban center, it is necessary to relate the values of the vulnerability of buildings and units, for certain typological classes, to the seismic characteristics of the site.

In addition to transfer to individual buildings and aggregates the results obtained for typological classes, models permit to better substantiate the attributions of the levels of vulnerability through the calibration of weights to be assigned to the indicators regardless of the seismic characteristics of the site. The allocation of weights to the indicators allows you to draw up a qualitative map of the vulnerability, with an extremely low level of approximation.

Implementation of the method

The implementation of the method, for the analysis of seismic vulnerability, is composed by four phases:

1. Preparation of cartography and identification of the elements for the analysis;
2. Organization of site inspections;
3. Site survey;
4. Cataloging the of the analysis sheets.

The planned activities, by the various phases, will be carried out , depending on the case, by the coordinator of the surveys and by the operators who will carry out inspections .

First phase, held by the coordinator, provides for the identification of the historical evolution of the settlement, through the use technical maps and historic cadastral, and assignment of identifiers to aggregates (AS) and structural units (US).

Second phase is held both by coordinator and operators. The coordinator will be responsible for dividing the territory and organizing teams for the inspection. While operators will have to provide the necessary material for



the survey (CTR extracts, tablets, instructions, laser distance measurer, covermeter, camera) and start the compilation of the available data sheets .

Third phase is by operators that during the site survey activities will be subject to supervision by the coordinator.

Fourth step, by operators, foresees the completion of the tabs and the overall verification of the data entered.

Finally, the evaluation phase of the seismic vulnerability is responsibility of the coordinator. Before he reworks the data reported in the cards AS and US and then draws up the map of seismic vulnerability.

4. Site testing

The proposed method and the identified vulnerability indicators have been appropriately evaluated and tested on specific Italian and Maltese test sites (Ortigia, Lampedusa e Xemxija-Malta).

In this phase the DRPC has been involved actively and about ten technicians of Civil Protection have been trained to the application of the method. During the first meeting, held at the offices of the University of Catania in July 2014, the proposed method and the activities to be carried out have been described. These last have been conducted in October 2014, during a training exercise in Ortigia (Fig. 5). This operator training is a prerequisite to the activities that will be conducted in Lampedusa, 20 to 24 October 2014, under the coordination of the PP3 engineering group.

Ortigia

As part of the trial for the validation of the expeditious method in the territory of Ortigia an area of the old quarter of Graziella was analyzed. In the present state, the PP3 engineering group has completed all phases, related to the analysis of vulnerability, of competence of both the coordinator and operators:

1. Preparation of cartography and identification of the elements for the analysis;
2. Organization of site inspections;
3. Site survey;
4. Cataloging the of the analysis sheets.

In the territory of Ortigia 7 aggregates and a total of 164 structural units have been analyzed through the proposed method. Collected data have been reworked to assess seismic vulnerability of aggregates and structural units. Based on the results obtained qualitative maps of seismic vulnerability (Figs. 6, 7) have been draw up based on the presence of vulnerability indicators with the same weight.

At present it is proceeding with the typological study that allows the identification of categories of structural units and structural aggregates with same vulnerability (typological technique).

On the US type and type on the AS will be assessed the impact of each indicator of vulnerability in order to assess their influence on damageability. The calibration of the weights of the indicators of vulnerability will allow you to draw up qualitative maps much more realistic than those already made on the basis of the number of indicators (semiotic technique).

Subsequently, the US and AS typologically recurrent in the territory will be subject to verification through structural modeling carried out using the software specific 3D Macro (mechanistic technique). These results make it possible to pass on to individual buildings and aggregates the results for typological classes, leading to the development of quantitative maps of seismic vulnerability.

Lampedusa

As mentioned above, with the DRPC, a phase of cooperation has already been started for the application of the method to the Lampedusa urban center, 20 to 24 October 2014. Area of intervention consists of about 80 aggregates (Fig. 8).

In this phase, PP3 engineering group will carry out the coordination activities (preparation of cartography, identification of the elements for the analysis and organization of site inspections). Today, these activities are in progress.

Xemxija

Relatively the activities to carry out in Malta, a first survey has been conducted in September 2014 .

According with the Maltese engineering group, 25 structural units (US) grouped in 6 aggregates (AS) have been identified (Fig. 9).

In this phase, the PP3 engineering group, after carrying out all activities of competence of coordinator related to the preparation of cartography, identification of the elements for the analysis and organization of site inspections, will coordinate activities of site inspections.



5. Results

The expectations, that led to the testing of a new expeditious method for the analysis and assessment of the vulnerability of urban centers, were broadly confirmed by the results achieved so far.

After a long path, starting from what is present in the literature about the assessments forms, a list of indicators of vulnerability was defined, intended as structural features significant from the point of view of their influence on the built damageability, which allowed to define two different types of cards, US and AS, and their manuals.

The application of the method to the three expeditious test site, with very different historical, technical and structural characteristics, it offers the opportunity to develop the innovative aspects that this method has brought.

The collected data, through the filling and cataloging of the two proposed forms (US and AS), allows multiple readings:

- qualitative and quantitative vulnerability maps of the urban center;
- elaboration of civil protection plan (assessment of built-up areas at greater risk of damage in case of an earthquake, identifying the areas of civil protection, ...);
- identification of typological classes of recurrent US and AS in the territory;
- identification of common vulnerability indicators in the territory at US and AS level.

The last two points are essential knowledge for the development of guidelines for the seismic improvement intervention of the settlement in the urban centers.

At present, verification test on the first site of Ortigia, 7 aggregates and 164 structural units, has given excellent results in relation to the contents of both cards that have been shown to be rapid, complete and comprehensive in analyzing the different aspects of the built environment. It is believed that the map of the vulnerability already obtained in the first instance, from the presence of the indicators have not yet been calibrated, in the aggregate will shed light on the particular points of weakness or strength of the earthquake, interpreted so as to form a comprehensive picture of earthquake damage to the urban center.