

NOTE A COMPENDIO DEL FOGLIO 63 – SANT'ANTIOCO

1. Inquadramento geologico dell'area

Il foglio 63 – “S.Antioco” si colloca nel settore meridionale del margine occidentale della Sardegna. Questo margine è stato esplorato mediante indagini geofisiche e perforazioni profonde a partire dalla fine degli anni sessanta ed i primi anni settanta, (Finetti & Morelli, 1973; Ryan & Hsu, 1973). Le prime indagini sulla piattaforma continentale sono state eseguite dalle Università di Trieste (1970) e di Genova (1974-75) (Fanucci et alii, 1976). Successivi dati di sismica a riflessione sono stati rilevati durante il P. F. Oceanografia e Fondi Marini (Sparker-Uniboom 0,5-1 kJ, Resp. Scient. A. Ulzega (Carta et alii, 1986), in occasione di una collaborazione Università di Parigi-Università di Cagliari (Thomas et alii, 1988) e, infine, durante diverse campagne di sismica (1983-1991, Sparker 1-3,5 kJ) e di campionatura nell'ambito della ricerca Margini Continentali Sardi dell'Università di Cagliari.

Dall'analisi degli studi esistenti, emerge che la prima impostazione del sistema di zone di faglia ad alto angolo e dei blocchi tettonici che in seguito hanno costituito il margine continentale della Sardegna occidentale può essere fatta risalire all'Oligo-Miocene, quando, nell'area di intra-back arc relativa alla Catena Maghrebide-Appenninica, si produsse un ampio sistema di rifting (Cherchi & Mantadert, 1982; Lecca et alii, 1997; Sowerbutts A., 2000; Casula G. et alii, 2001; Faccenna C. et alii, 2002).

Il sistema di rifting è chiaramente conseguente alla convergenza Africa-Europa e potrebbe essere considerato anche come impactogen (Sengör, 1995). Con diverse argomentazioni, Carmignani et alii (1994) propongono l'appartenenza del Rift Sardo al sistema dell'Appennino settentrionale, con associate traspressioni e transtensioni nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore e distensione nel Miocene inferiore-medio.

Sulla base dei dati provenienti dai profili ECORS-CROP, la genesi del margine potrebbe essere individuata nell'inversione tettonica estensionale di un sistema di strutture compressionali di una diramazione occidentale della Catena Pirenaica (Fanucci & Morelli, 1997).

Qualsiasi sia il modello genetico, il Rift Sardo, costituisce un sistema estensionale associato alla convergenza Maghrebide-Appenninica con ubicazione, in un caso, ad alto angolo rispetto alla Catena Maghrebide, e nell'altro parallelo al segmento dell'Appennino settentrionale. Pertanto il margine, che costituiva un ramo occidentale del sistema di *rifting*, ha in seguito assunto le caratteristiche strutturali ed evolutive di margine divergente relativo ad un bacino estensionale associato ad un'area di convergenza (Lecca, 2000).

Le zone di faglia del Rift Sardo hanno riutilizzato vari tipi di discontinuità strutturali pre-esistenti all'interno del basamento paleozoico; analogamente, è presumibile che questo si sia verificato anche nel margine continentale (Lecca, 2000).

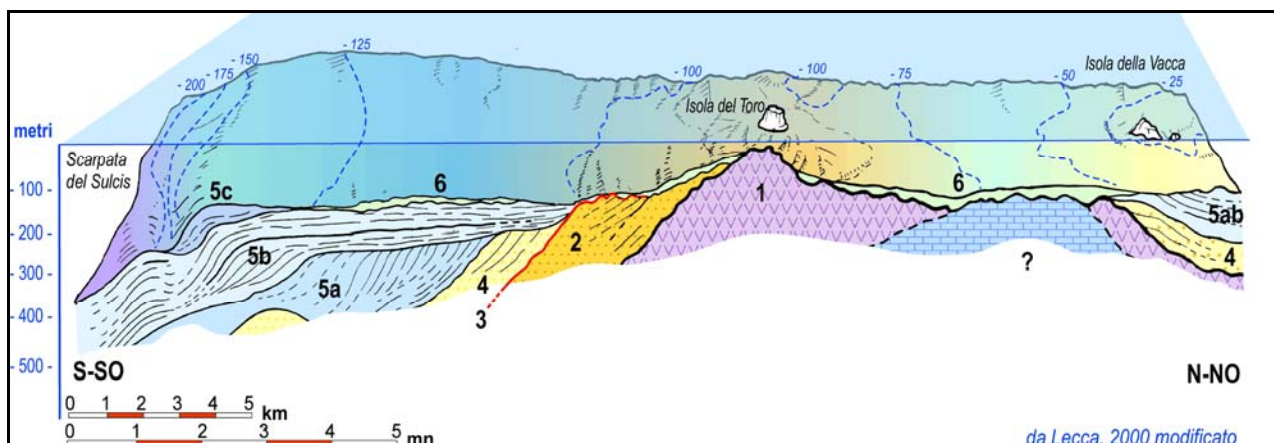


Fig. 1.1 – Blocco diagramma sezionato al largo del Golfo di Palmas (**da Lecca, 2000 modificato**), Prof. 1, PL 78/1. **1)** Basamento acustico. Calcari e dolomie del Mesozoico? e Vulcaniti, Miocene inferiore (Brecce piroclastiche dell'I. della Vacca) e Miocene medio (Trachiti olocristalline dell'I. del Toro). **2)** Sequenza sedimentaria inferiore interessata da una importante discontinuità stratigrafica. Miocene inferiore medio. **3)** Superficie di erosione della regressione evaporitica messiniana. Miocene superiore. **4)** Sequenza intermedia, spesso con riflettori paralleli ondulati. Pliocene. **5a)** Sequenza sedimentaria del cuneo di progradazione, sub unità inferiore. Pliocene superiore?- Pleistocene superiore. **5b)** Sub unità intermedia della sequenza di progradazione. Pleistocene inferiore medio. **5a)** Terrazzo deposizionale sommerso (TDS) relativo allo stazionamento basso del livello marino del Stadío isotopico 2 (**Chappel et alii 1969**). Pleistocene superiore. **6)** Sedimenti superficiali di piattaforma distale e prossimale. Pleistocene superiore.

Attualmente non è possibile riconoscere nei particolari le relazioni spazio-temporali tra il Rift Sardo oligo-miocenico ed il margine occidentale della Sardegna a causa della mancanza di sondaggi nei bacini del margine o di altri elementi di correlazione che consentano di individuare l'età dell'inizio della subsidenza del margine (Lecca, 2000).

Thomas *et alii* (1988) correlano le unità sedimentarie del Rift Sardo con quelle sismostratigrafiche presenti nei bacini del margine. Tuttavia, tale correlazione deve essere intesa in senso ampio, in quanto si hanno dati per ritenere che almeno in alcune parti del margine sia riconoscibile un'evoluzione più recente, come già individuato nel Sulcis sud-occidentale (Lecca *et alii*, 1986). Questa eterocronia del processo estensionale nel margine occidentale trova analogie e corrispondenze sia col *two rifting stage* del Golfo dell'Asinara (Thomas & Genneseux, 1986), sia col riconoscimento nell'intera Sardegna di due fasi di *rifting* e di un salto tardivo del vulcanismo nel Sulcis sud-occidentale (Cherchi & Montadert, 1982).

Relativamente all'area studiata, l'infrastruttura del margine superiore, è costituita da grandi blocchi tettonici a litologie paleozoiche, dislocati da faglie dirette ad alto angolo (fig. 1.1) (Finetti, 2005); il movimento relativo di questi blocchi ha prodotto una serie di bacini, situati sia nell'attuale piattaforma continentale sia nella scarpata, probabilmente evolutisi durante il Miocene inferiore-medio, il cui riempimento è caratterizzato dalla sequenza terrigeno-carbonatica del Mesozoico-Terziario e dalla sequenza vulcano-sedimentaria Oligo-Miocenica sin-Rift.

Diversi cicli vulcanici sono associati all'evoluzione del Graben cenozoico Sardo. I prodotti lavici associati mutavano composizione e caratteristiche al mutare del contesto geodinamico.

Diversi autori (Lecca *et alii*, 1997; Sau *et alii*, 2005) hanno riconosciuto i seguenti eventi:

1. *Stadio 1, fase proto-rift (Lecca et alii, 1997), pre-Acquitano (28-24 Ma): rappresentato da corpi vulcanici gabbro tonalitici e/o domi massivi, consistenti in litotipi rocciosi intermedi e minori basalti. Durante questa fase, le sequenze ignibritiche sono assenti.*
2. *Stadio 2, la fase vulcano sedimentaria Acquitano-Burdigaliana: è caratterizzato dall'estensiva messa in posto di ignibriti intercalate ad andesiti. I depositi piroclastici furono per la maggior parte sub-aerei e sembrano connessi con eruzioni fissurali lungo zone di faglia ad andamento NE-SW.*
3. *Stadio 3, fase Burdigaliano superiore-Langhiano (18-14 Ma): è una seconda fase estensionale maggiore, ricorrente lungo il rift Oligo-Miocenico Sardo, in seguito all'apertura del bacino di retro-arco, a causa della migrazione della tettonica estensionale verso la zona di avan-arco. L'attività vulcanica, subordinata rispetto alla generale deposizione di sedimenti marini neritici, interessa il settore occidentale del rift; depositi ignibritici si depositarono soprattutto nella Sardegna sud occidentale.*

Lo stesso motivo strutturale è rilevabile anche in piattaforma esterna dove il basamento acustico, rappresentato dalle vulcaniti oligo-mioceniche e localmente dai calcari mesozoici, è ricoperto dal prisma sedimentario plio-quadernario sino alla profondità di -180 metri (Ulzega A. et alii, 1980).

In piattaforma interna, gli alti morfologici più significativi, sono rappresentati dalle isole del Toro e della Vacca, dalla Secca del Toro e il Banco Pomata a nord-ovest dell'isola della Vacca.

Cherchi et alii (1978) sulla base dei dati provenienti da un pozzo a carotaggio continuo profondo 300 metri, individuano all'interno del settore del golfo di Palmas una forte subsidenza. Questo settore è infatti delimitato ad occidente da una faglia di età plio-quadernaria ad orientamento N-S che si imposta sull'allineamento isola del Toro-isola della Vacca e prosegue sul bordo orientale dell'isola di Sant'Antioco dove sono state individuate diverse sorgenti a carattere idrotermale.

Per quanto concerne l'attività sismica recente del settore relativo al Foglio 62 si è fatto riferimento ai database INGV e USGS.

Gli studi sull'evoluzione cinematica del Mediterraneo centrale, secondo qualsiasi ricostruzione, evidenziano che l'intero Blocco sardo-corso è stabile negli ultimi 7 milioni di anni; tuttavia il catalogo dei terremoti strumentali dell'INGV (sismicità degli ultimi 25 anni registrata dalla rete nazionale) riporta due eventi nella Sardegna meridionale. Entrambi gli eventi di magnitudo inferiore a 5 si sono verificati a marzo del 2006, in corrispondenza del prolungamento a mare di una importante faglia orientata NW-SE che segna il limite occidentale della fossa tettonica del Campidano.

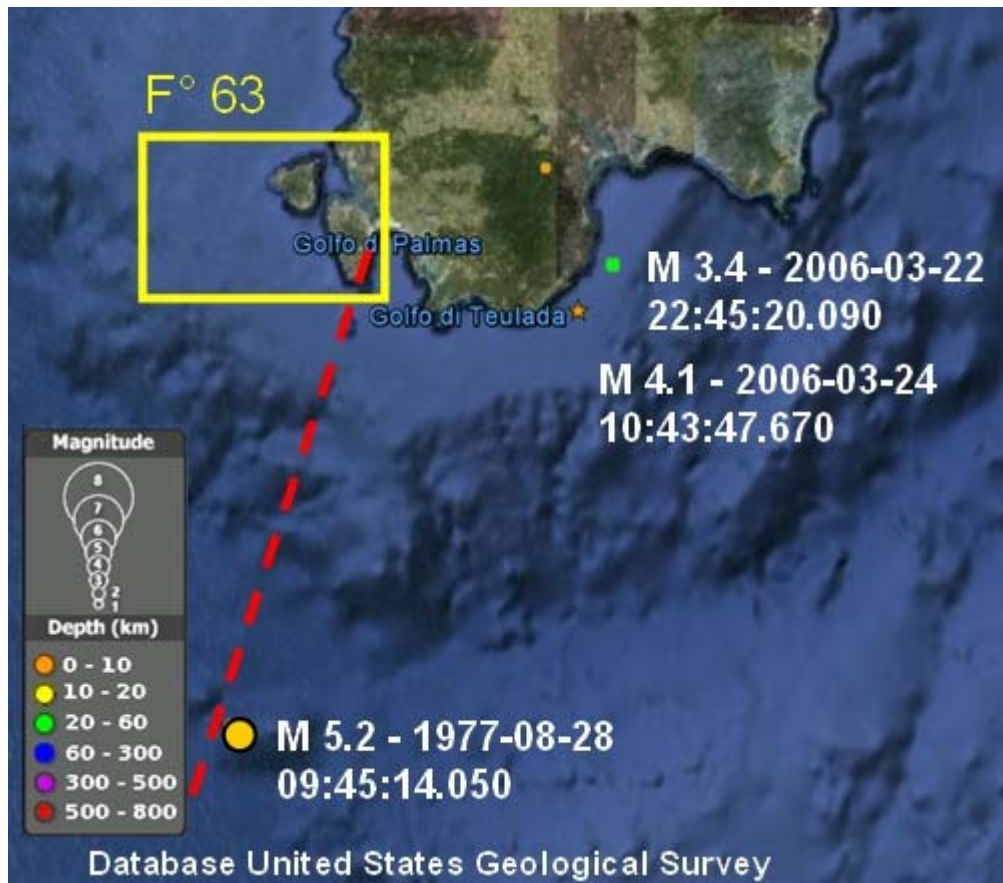


Fig. 1.2 – Margine sud-occidentale sardo con localizzazione dei terremoti strumentali rilevati negli ultimi 25 anni (INGV) e da US Geological Survey

2. Descrizione dei dati geofisici e sedimentologici disponibili nell'area del Foglio

I rilievi relativi al foglio 63 "S.Antioco", eseguiti a luglio 2009 con la N/O Universitatis, hanno consentito l'acquisizione di:

- dati morfobatimetrici mediante il multibeam modello SeaBat 8160 (50 kHz);
- dati sismici a riflessione monocanale ad alta risoluzione mediante sorgente GeoChirp II HM della GeoAcoustic.

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

I rilievi batimetrici hanno interessato il 46% della superficie complessiva del foglio 63 sino alla profondità massima di 365 metri per un totale di 893 Km². Il 96,4% (860 Km²) dei rilievi eseguiti ha interessato la piattaforma continentale esterna sino al ciglio posto alla profondità di circa -180 metri, mentre il restante 3,6% (33 Km²) ha interessato il settore di scarpata continentale superiore. L'acquisizione dei dati, condotta con condizioni meteo-marine sufficientemente favorevoli, ha

seguito e attuato le procedure previste nel protocollo di acquisizione dei dati ecometrici multifascio: sono state eseguite opportune linee di calibrazione sia all'inizio che a fine campagna; ogni 24 ore e con maggior frequenza in corrispondenza di punti critici (Banco Pomata), sono stati eseguiti i profili di velocità del suono nella colonna d'acqua; pianificazione delle rotte in maniera da ottenere una sovrapposizione minima delle spazzate compresa tra il 10 ed il 25%; sistema di posizionamento DGPS interfacciato con il software di navigazione (PDS2000).

La fase di post-processing dei dati acquisiti in formato *.pds*, effettuata mediante il software PDS2000, è consistita nell'eliminazione degli errori di posizionamento e degli artefatti dovuti ad interferenze e malfunzionamenti dei sistemi di acquisizione. Tali elaborazioni sono state applicate sia su ogni singolo errore, sia attraverso l'applicazione di adeguati filtri previsti nelle funzionalità di *editing* del software utilizzato.

Sulla base delle elaborazioni dei dati morfobatimetrici è stato restituito un DTM con griglia pari a 10 metri per l'intera superficie rilevata; il DTM è esente da *gaps* dovute a inadeguata sovrapposizione tra le diverse linee e da errori dovuti a carenze nella calibrazione dei sistemi di acquisizione.

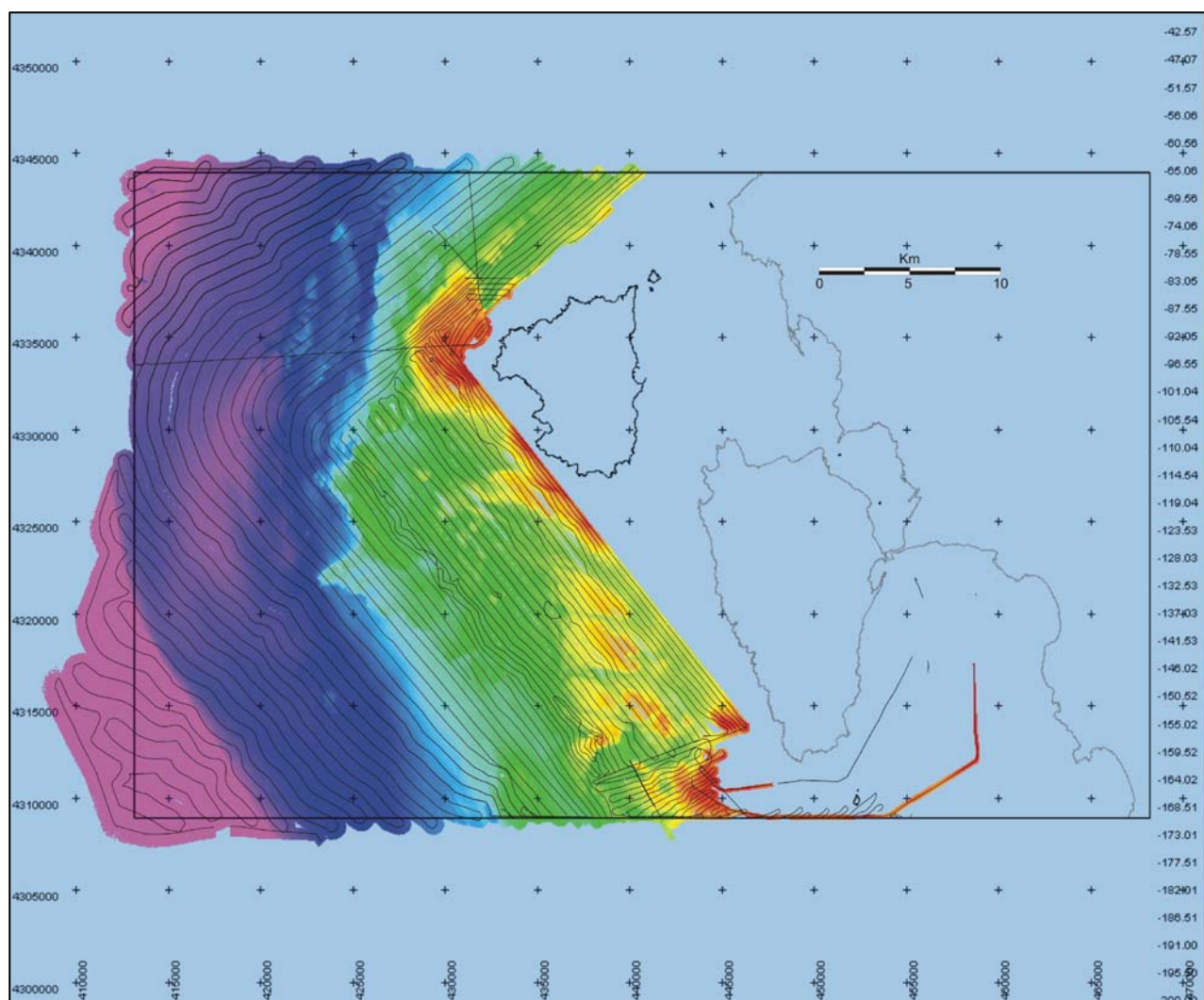


Fig. 2.1 - Foglio 63 "S.Antioco" - DTM di acquisizione e piano delle rotte reali.

Nel complesso i dati morfobatimetrici acquisiti nell'area sino alla profondità di -365 metri sono caratterizzati da buona qualità idonea alla definizione dei principali elementi morfobatimetrici dell'area con particolare riferimento alla caratterizzazione dei processi di instabilità gravitativa.

2.2 Dati di riflettività e immagini del fondale (side scan sonar, rov, ecc.)

Nulla da riferire

2.3 Dati di sismica a riflessione

Contestualmente al rilevamento dei dati morfobatimetrici sono stati acquisiti dati sismici a riflessione monocanale ad alta risoluzione mediante sistema GeoChirp II HM della GeoAcustic.

I dati sub-bottom profiler sono acquisiti in formato *.TRA* e *.PAR* mediante il software Delph Seismic Plus della Triton Elcis interfacciato con il software di navigazione PDS2000.

Allo stato attuale i dati sismici ad alta risoluzione, acquisiti con lo scopo di implementare l'interpretazione dei dati morfobatimetrici, non sono stati processati.

2.4 Dati di campionamento

Nulla riferire

2.5 Altro tipo di dato

Nulla riferire

3. Elementi Morfobatimetrici e “pericolosità” geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

L'elemento dominante del Foglio 63 è rappresentato dalla piattaforma continentale caratterizzata da una morfologia molto irregolare, con estese aree a substrato vulcanico roccioso affiorante e subaffiorante riconducibili alla serie vulcano sedimentaria oligo-miocenica, il suo limite sud-occidentale è definito dal ciglio posto alla profondità di -180 metri.

Gli elementi morfologici che la caratterizzano sono rappresentati dall'insieme degli edifici vulcanici e dai loro prodotti; in piattaforma si rileva la presenza di diversi centri eruttivi concentrati nel settore

centrale del foglio. Si tratta di strutture con morfologia positiva e con altezze e diametri variabili, talvolta a “testa piatta”, formatesi molto probabilmente lungo bocche minori rispetto ad un edificio principale.

Nell'area circostante sono presenti affioramenti di litologie vulcaniche che danno luogo ad una morfologia più articolata rispetto ai fondali circostanti.

Attraverso l'analisi dei dati EMF si possono riscontrare, infatti, solchi erosivi più o meno profondi e a scala maggiore, canali di incisione a fondo concavo.

In alcune aree sono presenti morfologie a scarpate di erosione generica e a spigolo vivo (altezze ≥ 10 m) con blocchi di frana al piede. Tali tipologie morfologiche, generate fenomeni di scalzamento di materiale alla base e successivo crollo, sono riconducibili all'evoluzione erosiva di una paleofalesia correlabile a momenti di stazionamento basso del MIS 2.

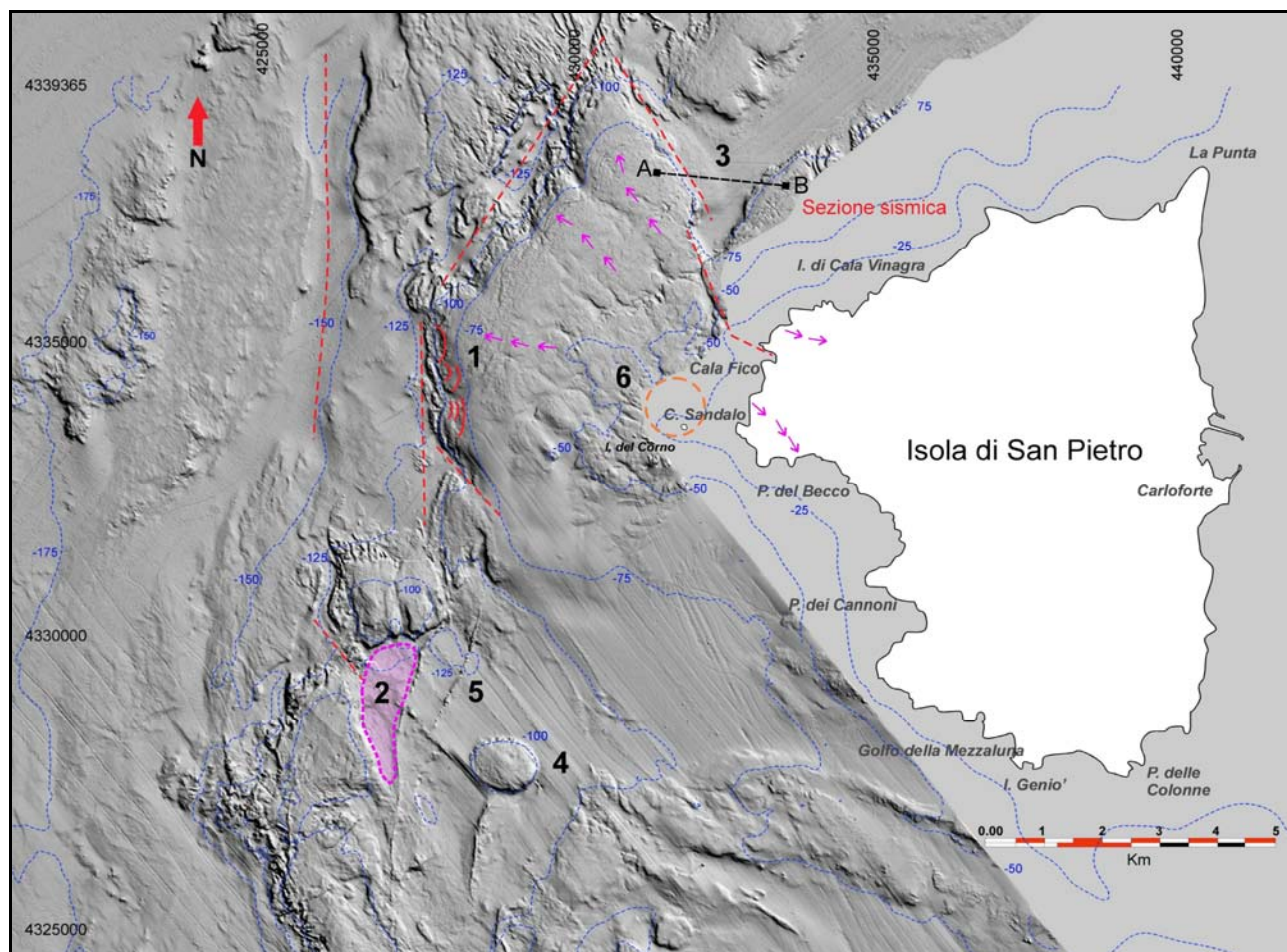


Fig. 3.1.- Foglio 63 “S.Antioco”– 1) Paleofalesie a controllo strutturale con nicchie di frana rotazionale (Fig. 3.1.6); 2) Paleolaguna impostata su depressione vulcanico-strutturale, dalla quale è stata dragata a -125 m una tanatocenosi relativa allo stazionamento basso dell'ultimo periodo pleniglaciale (LGM - MIS 2; 3) paleovalle di impostazione messiniana, riincisa nel corso del MIS 2, traccia del profilo Sparker; 4) centro di emissione principale con morfologia a neck sub circolare dal diametro di circa 1 km; 5) corteo di dicchi subparalleli ad andamento N-S e N 10° E, interrotti da succevini dicchi ad andamento NO-SE; 6) grande colata di lave delle quali si riconoscono le direzioni di scorrimento, posizionamento ipotetico del centro di emissione.

Tra le morfologie riconducibili a substrati vulcanici sono stati rilevati affioramenti rocciosi disposti a “cordone” identificati come allineamenti vulcanici o Dicchi.

Si tratta di corpi rocciosi con orientazione prevalente N-S caratterizzati da larghezze di 5-10m e per i più significativi lunghezze di 2,5 km, legati all'intrusione di magma di diversa composizione chimica e quindi con una maggiore resistenza ai processi erosivi all'interno di fratture con giacitura subverticale.

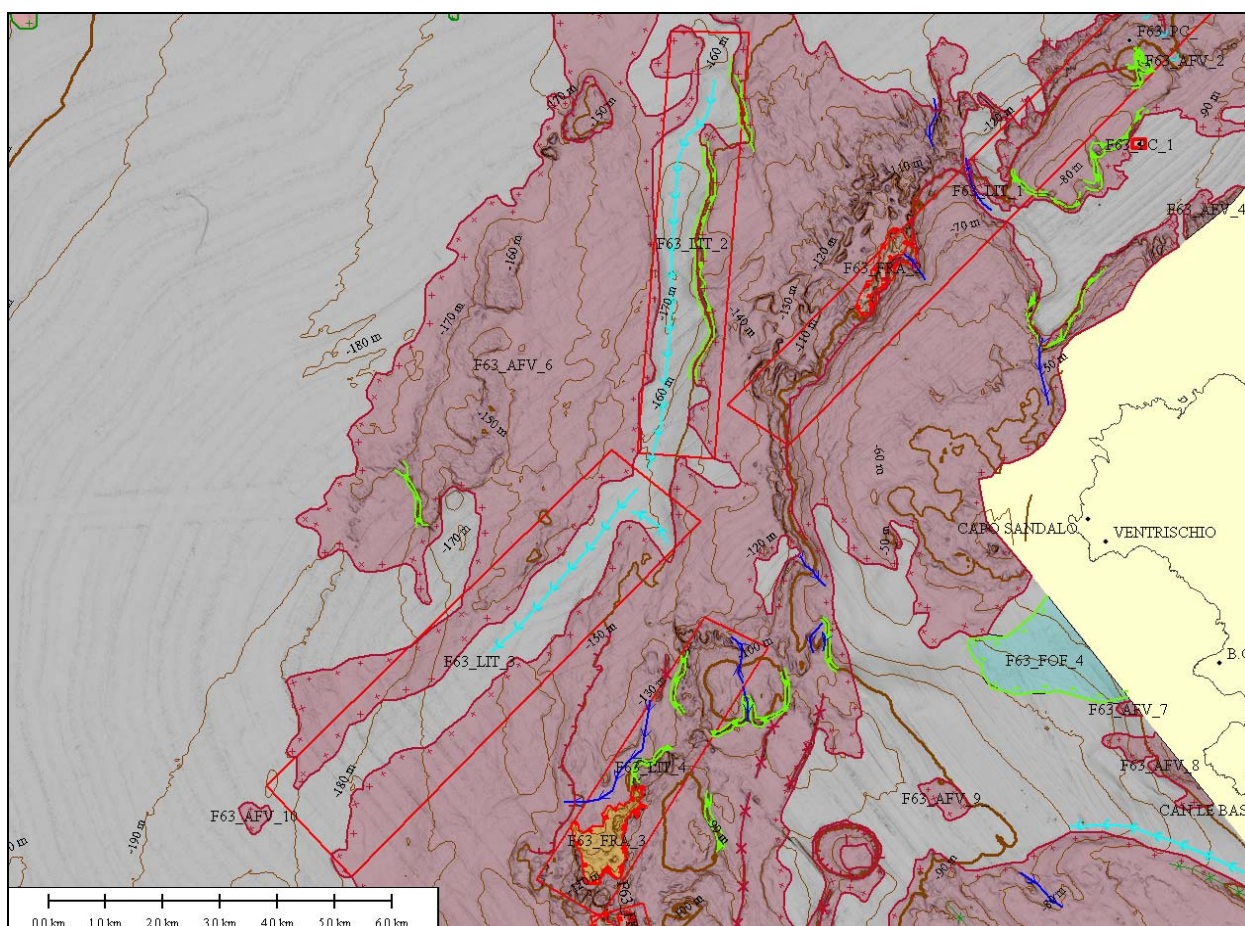


Fig. 3.2- Foglio 63 “S.Antioco” – Settore centro-settentrionale interessato da diversi lineamenti tettonici.

Nel settore centrale del foglio sono state identificate tre frane di crollo, con rispettivo deposito di blocchi al piede. Tale fenomeno, ormai relitto, può essere attribuito all'evoluzione erosiva delle paleofalesie orientate con direzione N-S e NE-SW.

Nel settore centro-settentrionale del foglio è stata individuata la presenza di diversi lineamenti tettonici ad orientamento NNE-SSW e NE-SW riconducibili alla presenza di faglie dirette ad alto angolo che interessano gli affioramenti a litotipi vulcanici.

L'espressione morfologica dei lineamenti tettonici è da mettere in relazione con la presenza di aree ad elevato gradiente di pendenza, con dislivelli che raggiungono valori massimi di 30-40 metri su cui si sono impostate le paleofalesie descritte in precedenza, fatta eccezione per i lineamenti “F63_LIT_2” e “F63_LIT_3” su cui si è impostato un canale erosivo a fondo concavo.

La piattaforma interna è caratterizzata da estesi affioramenti del substrato vulcanico. E' possibile distinguere il settore settentrionale, sede di un esteso espandimento di lave, ove le colate danno forma a quattro estesi lobi con estensione trasversale di circa 1,5 km e sviluppo longitudinale verso N NO per circa 4 – 5 km. Sulla superficie sommitale delle lave possono essere riconosciute le ondulazioni che consentono di indicare le direzioni di scorrimento. Il centro di emissione doveva trovarsi in prossimità dell'Isola del Corno, che costituirebbe la porzione meridionale dell'edificio vulcanico, mentre la porzione settentrionale appare collassata. Allo stesso centro di emissione possono essere attribuite le colate che da Capo Sandalo e da Punta della Borrone mostrano direzioni di scorrimento da mare verso l'interno dell'Isola.

Il centro di emissione più importante dell'are è stato rilevato 5 miglia la largo del Golfo di Mezzaluna, si presenta attraverso un imponente neck, una morfologia tabulare e subcircolare con diametro di circa 1 km, la base si trova a –100 m e la sommità a – 82 m

Un sistema di 8 centri di emissione, sempre con morfologie a neck, distribuiti in una fascia che si estende per 5 mn a S SE dell'edificio principale.

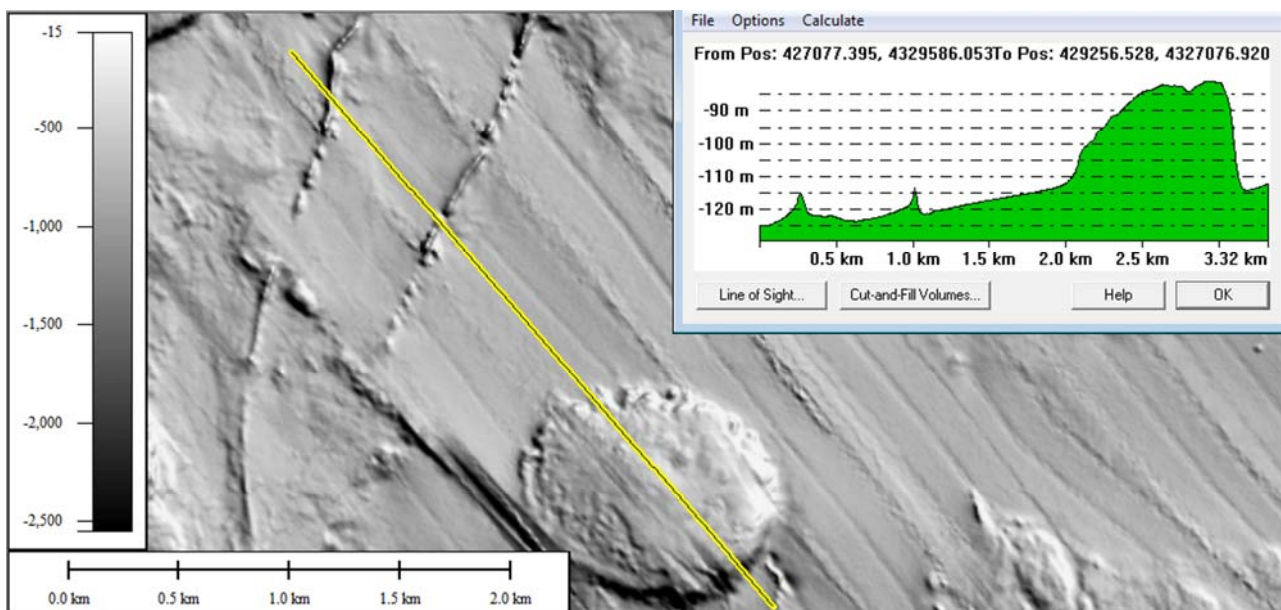


Fig. 3.3.- Sezione morfometrica del neck principale e di due dicchi periferici.

In corrispondenza della Ria a controllo tettonico di Cala Fico si segue per circa tre miglia al largo una morfologia depressa, limitata da terrazzi in roccia alti circa 50 metri. L'ampio canale, che si apre verso il largo ove raggiunge uno sviluppo trasversale di circa 2 nm si è rivelato alle indagini sismiche il top di una paleo-valle fossile incisa sia nelle vulcaniti acide che nella sequenza stratificata del Miocene Medio-Superiore.

La superficie di erosione raggiunge nella sezione sismica più distale la profondità di –200 metri, questo fatto, unitamente all'analisi delle facies sismiche consente di metterla in relazione con la fase di continentalità messiniana. (CERCHI & MONTADERT, 1982) Su questa superficie poggia in

unconformity una sequenza a riflettori ondulati e progradanti attribuibile alla sedimentazione plio-pleistocenica. L'ultima fase di erosione fluviale ha inciso i depositi preesistenti durante il MIS 2 fino a raggiungere -123 m, quota di stazionamento massimo dell'ultimo periodo freddo LGM.

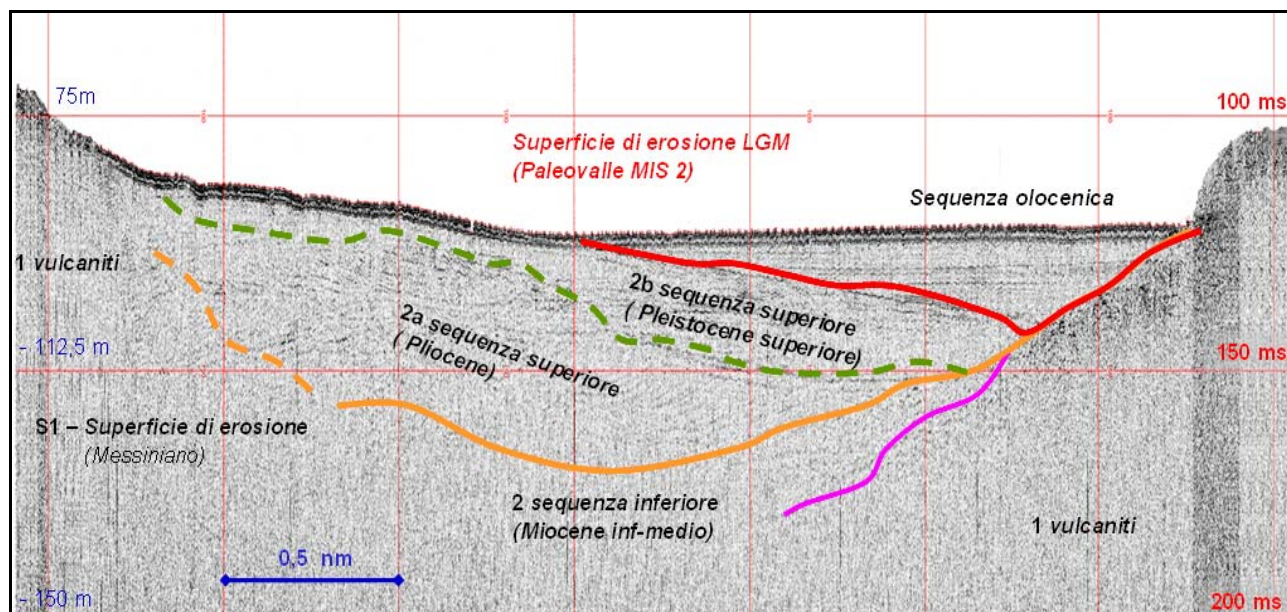


Fig. 3.1.5 - Sezione Sismica A-B in fig.3.1.2 , Sparker 100 J: – 1) substrato vulcanico, Ignimbriti di Cala Vinagra; Sm) superficie di erosione messiniana; 2) sequenza sedimentaria Pliocene- Pleistocene medio; S) superficie di erosione LGM (MIS 2); 3) sequenza sedimentaria a riflettori piano paralleli. Pleistocene superiore- Olocene).

Le aree di piattaforma continentale esterna a sedimenti incoerenti presentano numerosi morfotipi connessi con la presenza di correnti trattive. Si tratta prevalentemente di dune idrauliche 2D e 3D con estensione lineare massima di 2,5 km e lunghezza d'onda di 300 metri.

La linea delle paleofalesie mostra numerose morfologie gravitative legate a processi di arretramento per scalzamento alla base; i caratteri litologici di queste falesie presuppone tempi evolutivi lunghi ed una elaborazione policiclica iniziata probabilmente fin dal Miocene medio e seguita nel corso delle diverse fasi trasgressive Plio-pleistoceniche. Tuttavia le morfologie erosive e gravitative che ora possiamo osservare sono in prevalenza dovute all'ultima fase di stazionamento basso del livello marino (MIS 2); in questa fase ruolo importante hanno avuto i processi di alterazione fisica delle superfici in roccia dovuti alle condizioni climatiche al periglaciali. Al piede della linea di paleofalesie è stata campionato un limo sabbioso di colore grigio nerastro contenente una ricca tanatogenosi a molluschi di ambiente mesolitorale lagunare, infralitorale e alcune specie di open shelf. Alcuni fossili sono stati sottoposti ad analisi isotopiche ^{14}C presso Beta Analytic, Miami USA, i risultati consentono associare, almeno alcune specie della tanatocenosi, ad una linea di riva del LGM in ambiente lagunare, *Mytilus galloprovincialis* 15360±280 BP cal e *Acmaea virginea* 19100±270 BP cal.

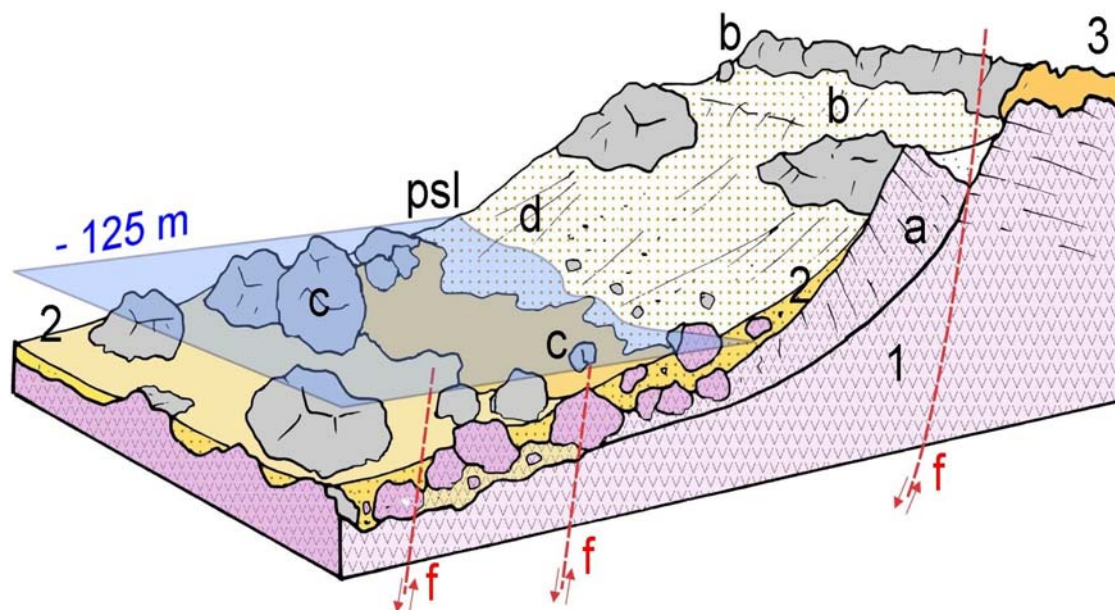


Fig. 3.1.6 – Blocco diagramma geomorfologico della frana rotazionale in falesia: 1) vulcaniti acide, Ignimbriti; f) controllo tettonico della falesia; 2) drappaggio sedimentario olocenico; 3) biocostruzioni ad alghe rosse – Coralligeno profondo; a) corpo di frana rotazionale; b) nicchia di distacco; c) frana di crollo; d) conoide detritico; psl) paleo-livello marino di scalzamento alla base del LGM

3.2 Aspetti salienti in chiave di pericolosità geologica non direttamente esprimibili attraverso la rappresentazione del Livello 3

Nulla riferire

3.3 Bibliografia citata

- CARTA M., LECCA L., FERRARA C. (1986) - *La piattaforma continentale della Sardegna. Studi geociacimentologici e di valorizzazione dei minerali contenuti*. CNR, P.F. "Oceanografia e fonfi marini". Rapp. Tec. Fin., 119-218.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E. (2001) - *The cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. Mar. and Petr. Geol. 18, 863-888, Oxford.
- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1978) – *Movimenti neotettonici nella Sardegna Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. 581-587, 1 f.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin*. Nature, 298: 736-739, London.
- FACCENNA C., SPERANZA F., D'AJELLO CARACCILO F., MATTEI M. & OGGIANO G. (2002) - *Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime*. Tectonophysics 356 (2002) 213– 232.

- FANUCCI F. & MORELLI D. (1997) – *Il margine sardo nel contesto geodinamico del Mediterraneo Occidentale*. In Conv.-Esc. *La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del mediterraneo occidentale*, Assorgi A., Barca S., & Spano C. eds, Vilanovaforru, 81-83.
- FANUCCI F., FIERRO G., ULZEGA A., GENNESSEAU M., REHAULT J.P. & VIARIS DE LESEGNO L. (1976) – *The continental shelf of Sardinia: structure and sedimentary characteristics*. Boll. Soc. Geol. It. 95: 1207-1217.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) – *Geophysical exploration of the Mediterranean sea*. Boll. Geof. Teor. Appl. XV, 60: 263-342.
- LECCA L. (2000) – *La piattaforma continentale miocenico-quadernaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato*. Rend. Sem. Fac. Sc. Università di Cagliari, Fascicolo 1, 70.
- LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., TILOCCA G. & PISANO S. (1986) – *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., 36: 31-40.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTTU P. (1997) – *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Period. Min. 66: 6-61, Roma.
- RYAN W.B.F. & HSU K.J. (1973) – *Initial reports of the Deep Drilling Project*. Leg 13, sites 133-134, vol. 13, part. 1.
- SENGOR A.M.C. (1995) – *Sedimentation and Tectonics of Fossil Rifts*. In Busby C.J. & Ingersoll R.V. 1995 Tectonics of sedimentary basin. Blackwell Science, 53-117.
- SOWERBUTTS A. (2000) - *Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligo-Miocene intra-arc basin, Anglona, Sardinia*. Geol. Mag. 137 (4), 2000, pp 395-418, Cambridge University Press.
- THOMAS B. & GENNESSEAU M. (1986) - *A two-stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinian Straits*. Mar. Geol. 72, 225-239.
- THOMAS B., GENNESSEAU M. & LECCA L. (1988) - *La structure de la marge occidentale de la Sardaigne et la fragmentation de l'île au Cénozoïque*. Mar. Geol., 83, 31-41.
- ULZEGA A., LECCA L., LEONE F. (1980) *Nouvelles observations sur la morphologie et la structure de la plateforme continentale de la Sardaigne occidentale*. In XXVII Congrès-Assemblée plénière, Cagliari, 9-18 oct. 1980.

4. F63_PC1

4.1 Riassunto:

Il punto di criticità PC1 è caratterizzato da un morfotipo in rilievo su un'area sub-pianeggiante riconducibile alla presenza di un relitto situato in piattaforma continentale alla profondità di -94 m e ad una distanza di 2,7 miglia dal "Pulpito" e a 2,9 miglia da "Capo Sandalo" (estremo occidentale dell'Isola di Carloforte).

4.2 Tipo di rischio:

I fattori di rischio connessi con il punto di criticità PC1 sono da mettere in relazione con l'eventuale presenza di materiali inquinanti e di residui di carburanti all'interno delle stive della nave oltre che rappresentare un ostacolo per future attività e opere interagenti col fondale.

4.3 Descrizione del lineamento:

Il punto di criticità PC1 è localizzato nella parte nord orientale del foglio, nel punto di coordinate 39°12'24,9632"N, 8°13'59,6087"E, alla profondità di circa -94 m.

La forma allungata per circa 100 m e l'altezza di 10 m sono correlabili con la possibile presenza di un relitto. Si tratta del relitto della motonave Fusina, 5000 t sl che affondò il 16 gennaio 1970° due miglia e mezzo da "Punta delle Oche", con il suo carico di circa 4000 t di blenda (solfuro di Zn) e in minor quantità galena (solfuro di Pb) .



Fig. 4.1 La motonave Fusina in porto a Cagliari carica il minerale i giorni prima dell'affondamento

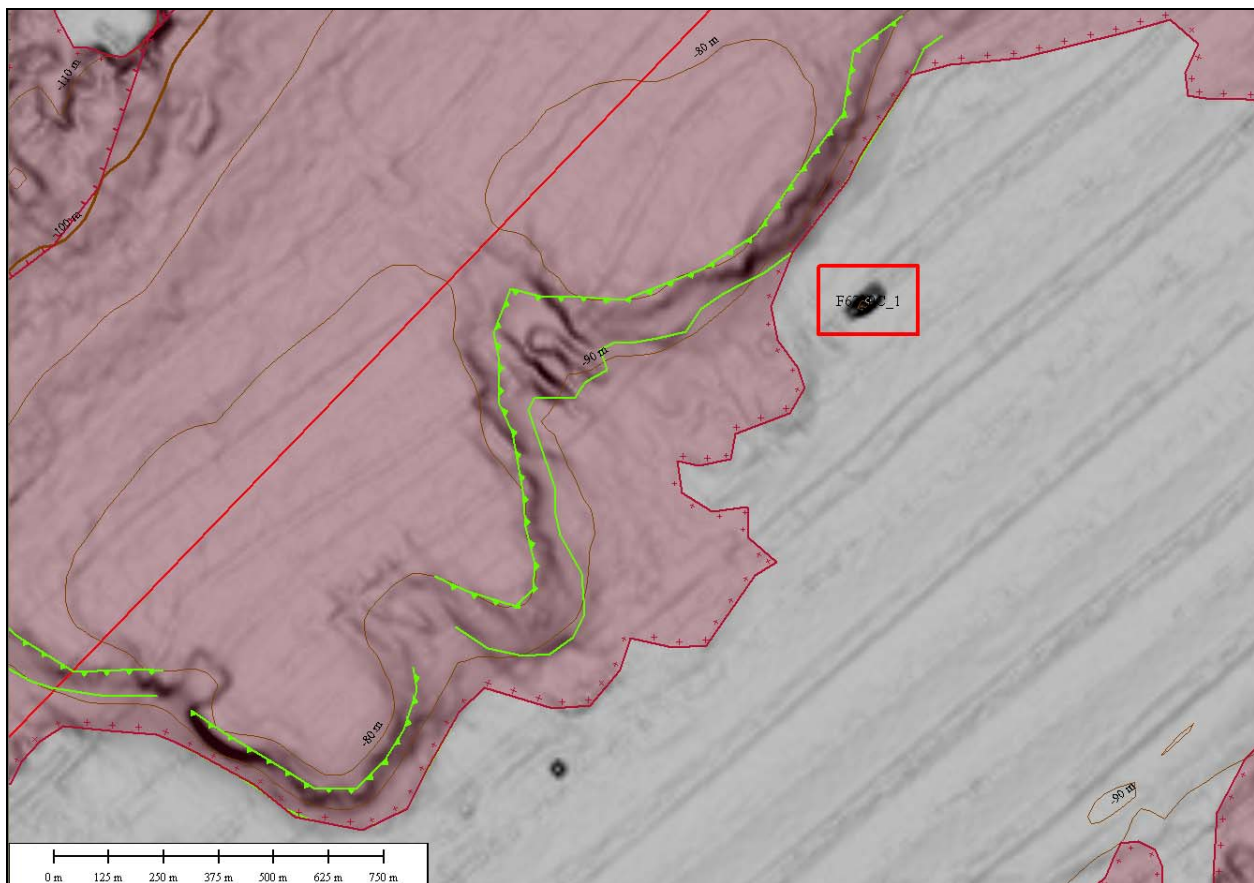


Fig. 4.2 - Stralcio F63 S. Antioco”: settore settentrionali del foglio con localizzazione del PC1.

4.4 Rischio potenziale

a) tipo di evoluzione possibile:

Il deterioramento e l'alterazione della struttura del relitto potrebbero favorire la dispersione del minerale di Solfuri di Zn e Pb e la fuoriuscita di eventuali altre sostanze inquinanti dalle stive ed essere quindi fonte di inquinamento ambientale.

b) potenziali effetti diretti o indiretti:

Gli effetti potenziali sono connessi con le fonti di inquinamento ambientale e l'interazione degli eventuali frammenti del relitto con strutture antropiche di nuova costruzione.

c) beni esposti agli effetti dell'evento:

Biocenosi marine della piattaforma continentale esterna.

d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:

Nulla da riferire

e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area:

Nulla da riferire

f) dati disponibili nell'area:

Dati sismici a riflessione e ad alta risoluzione e dati morfobatimetrici EMF.

4.4 F63_PC2_Paleofrane_a_blocchi

Essendo il progetto MaGIC rivolto alla sola mappatura e individuazione degli elementi di pericolosità dei fondali marini, la definizione del rischio esula dagli scopi del progetto e non sono state previste indagini ad hoc. Quindi la definizione dei punti di criticità si basa su dati acquisiti per altri scopi e non omogenei nell'area. Similmente non sono disponibili informazioni sugli insediamenti e le infrastrutture marine e costiere presenti nell'area.

Riassunto:

Il punto di criticità PC2 è rappresentato dalla linea di paleofalessie, attive nel LGM (MIS2), che presentano diverse tipologie di frana per scalzamento alla base, frane rotazionali e frane di crollo a blocchi. Le zona di maggior instabilità è caratterizzata da un sistema lineazioni tettoniche,

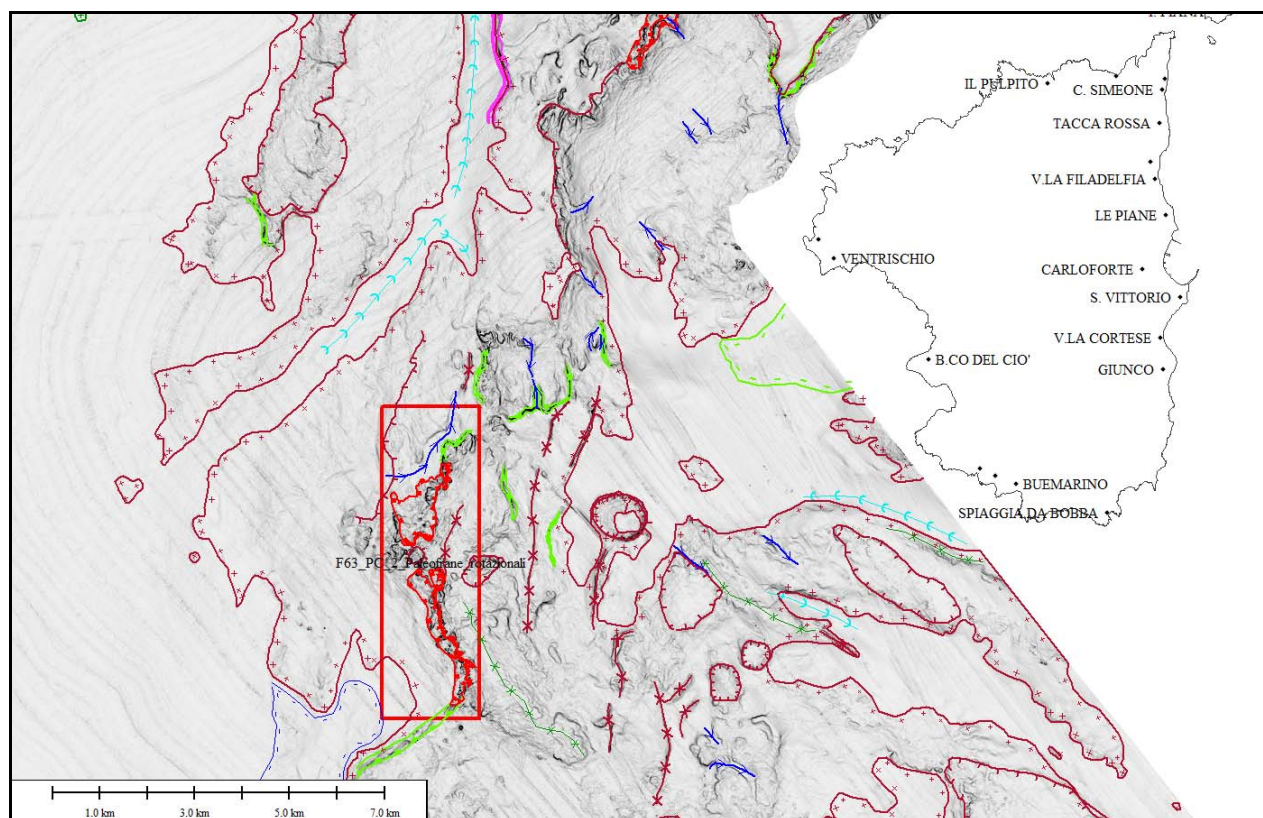


Fig. 4.3 - Stralcio F63 S. Antioco”: settore centrale del foglio con localizzazione del PC2.

Tipo di rischio:

Nonostante si tratti di paleofrane già evolute esiste la possibilità potenziale che si verifichino nuovi processi gravitativi se attivati da triggering sismico. (ved. Fig. 1.2)

Descrizione del lineamento:

L'allineamento di paleofrane, è localizzata nella porzione centro-occidentale del Foglio 63 S.ANTIOCO; centrato sul punto di coord. 39° 5,267' N; 8° 7.858' E è posizionato ad una distanza di 15 km dall'Isola di San Pietro e di 31 km dal polo industriale di Porto Vesme.

La sua morfologia complessa circonda un'area di circa 13,46 km², con uno sviluppo massimo in lunghezza di 6,5 km ed in larghezza di 2,5 km.

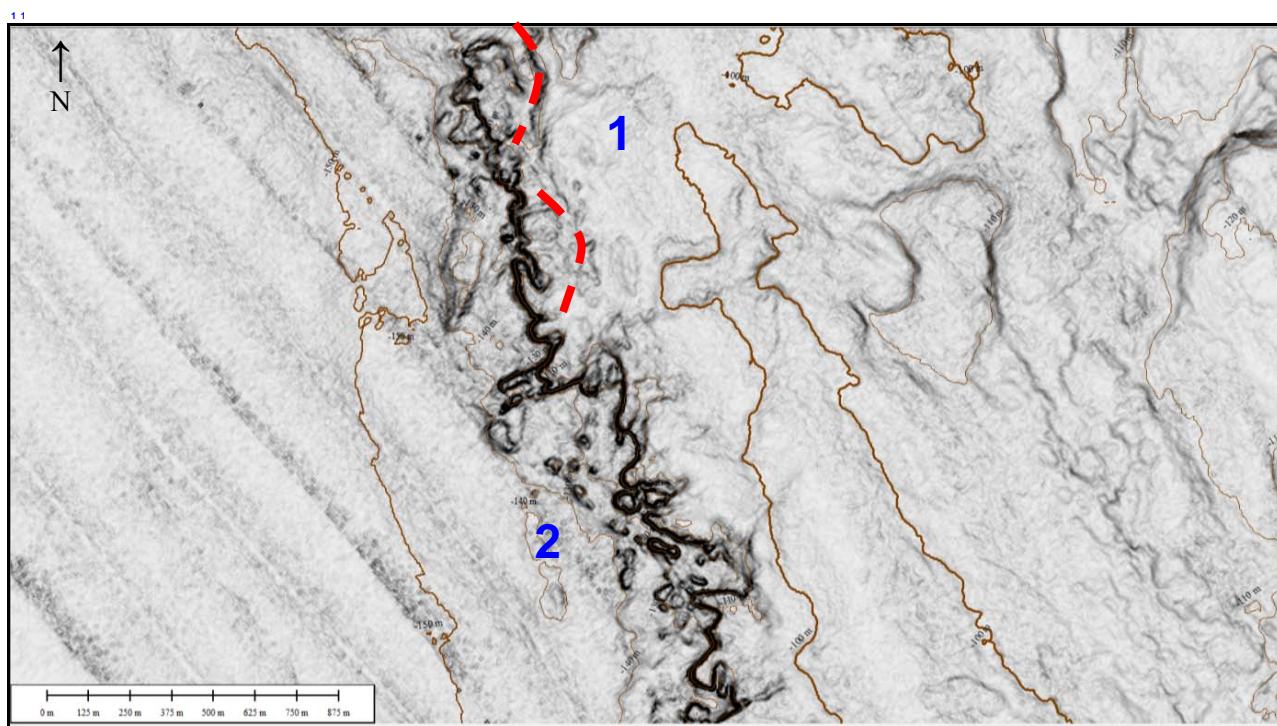


Fig. 4.4 - Stralcio F63 S. Antioco: DTM ombreggiato delle paleofalesie PC2, nel settore settentrionale si notano le nicchie di distacco a controllo tettonico, delle frane rotazionali (1); nel settore a sud dominano le frane a blocchi di dimensioni decametriche che si estendono fino a 400 metri dalle pareti (2).

Si tratta di morfologie erosive e gravitative, che interessano i tavolati di vulcaniti acide, legate a processi di scalzamento alla base, probabilmente policiclici, l'ultima delle quali è stata attiva nella fase di stazionamento basso del livello marino LGM (MIS 2); Le lineazioni tettoniche, con direzione principale N 175° E e secondaria N 80° E, giocano un ruolo importante controllando sia l'orientamento delle cornici hanno innescato frane rotazionali che il distacco di grandi blocchi subcubici che si sono allontanati dalle pareti per alcune centinaia di metri.

Rischio potenziale

a) tipo di evoluzione possibile:

Il rischio associato al PC2 Frane rotazionali e frane a blocchi è legato alla possibilità che, a seguito di triggering sismico, si riattivino movimenti in un contesto, come quello delle paleofrane, comunque instabile

b) potenziali effetti diretti o indiretti:

Agli scarsi effetti potenziali diretti che potrebbero però corrispondere effetti indiretti come lo sviluppo di onde anomale di rilascio.

c) beni esposti agli effetti dell'evento:

Il punto di criticità è posto a circa 15 km al largo dell'Isola di San Pietro, isola intensamente popolata specialmente durante il periodo di fruizione turistica e sede del centro abitato di Carloforte; mentre dista circa 31 km dal polo industriale di Portovesme, importante centro di produzione energetica e di trasformazione mineraria.

d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:

Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile quantificare i tempi di ricorrenza dei processi di instabilità gravitativa che è legata alla ricorrenza ed alla magnitudo degli eventi sismici.

e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):

Nulla da riferire

f) dati disponibili nell'area:

Dati sismici a riflessione e ad alta risoluzione e dati morfobatimetrici EMF.