

1. Inquadramento geologico dell'area

Il Foglio 66 (Oristano) è localizzato sul margine centro-occidentale della Sardegna antistante alla penisola del Sinis (Fig. 1.1).

La formazione del margine è conseguente all'evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale avvenuta nel Terziario. Secondo diversi autori il margine occidentale della Sardegna, di tipo divergente, si è strutturato a partire dall'Oligocene-Miocene inferiore in seguito alla formazione del bacino del Mediterraneo occidentale, generato dalla subduzione verso N-NW delle placche Africana e Apula al disotto della placca Europea (Rehault et al., 1984). Tra l'Oligocene e l'Aquitano la Sardegna è stata parte dell'ampio sistema di rifting (European Rift System) che ha interessato l'Europa occidentale, di cui fa parte il rift Sardo che attraversa l'isola dal Golfo dell'Asinara al golfo di Cagliari (Cherchi e Montadert, 1982; Casula et al., 2001).

Successivamente alla fase di rifting, si è verificata l'espansione del Mediterraneo occidentale tra 21 e 18 Ma lungo tre principali assi: NE-SW nel bacino Liguro-Provenzale, NW-SE nel bacino sardo-balearico e E-W nel bacino Nord Algerino, con la rotazione antioraria del blocco sardo-corso (Cherchi & Montadert, 1982; Rehault et al., 1984; Thomas et al., 1988; Lecca et al., 1997).

Recentemente altri autori hanno associato la tettonica terziaria della Sardegna al sistema dell'Appennino settentrionale. Secondo questa interpretazione la collisione tra la placca Europea e l'Adria ha generato un'importante tettonica trascorrente di età oligo-aquitana, particolarmente evidente nella Sardegna centro settentrionale con lineamenti trascorrenti e localmente transpressivi orientati NE-SW e E-W (Oggiano et al., 2009; Carmignani et al., 2001). Nel Burdigaliano medio-superiore si ha un cambiamento del regime deformativo, con una fase distensiva e l'evoluzione del margine occidentale sardo in seguito alla rotazione della micro-placca sardo-corsa e l'apertura del bacino di retro-arco del Mediterraneo occidentale (Oggiano et al., 2009). Durante l'Oligo-Miocene si sviluppa un importante vulcanesimo calco-alcalino che interessa la Sardegna occidentale da Nord a Sud e che ha prodotto successioni vulcaniche con spessori che raggiungono parecchie centinaia di metri. I prodotti del vulcanesimo oligo-miocenico sono colate laviche e cupole di ristagno a composizione da basaltico-andesitica a dacitica e espandimenti ignimbritici a composizione dacitico-riolitica.

A partire dal Miocene inferiore si sviluppa sul margine un importante prisma sedimentario progradante verso W, poggiante sui depositi vulcano-sedimentari aquitaniani e troncato superiormente dalla superficie di erosione messiniana (Lecca, 2000; Sage et al., 2005).

Successivamente il margine ha subito una segmentazione conseguente al regime estensionale collegato con l'apertura del bacino del Tirreno tra il tardo Miocene e il Quaternario. Nel Pliocene medio

superiore si è avuta l'apertura del Campidano, una stretta fossa sovrainposta alla più estesa fossa sarda, con orientazione NW-SE, che ha portato all'attuale strutturazione del margine, con direttrici tettoniche orientate prevalentemente NW-SE e NNE-SSW, costituite da faglie dirette listriche e faglie trascorrenti (Casula et al., 2001; Fais et al., 1996; Thomas et al., 1988). Questa dinamica estensionale trova riscontro nel ciclo vulcanico plio-quadernario che ha interessato l'intera isola con la produzione di lave basaltiche da alcaline a sub-alcaline.

Il margine occidentale sardo può essere suddiviso morfologicamente in tre settori da Nord a Sud (Thomas et al., 1988, Lecca, 2000): la scarpata della Nurra, l'anfiteatro di Oristano e la scarpata del Sulcis.

La morfologia è controllata dalla strutturazione tettonica. La scarpata della Nurra costituisce la prosecuzione sul margine del blocco tettonico della Nurra delimitato verso NW da faglie dirette che ribassano in breve spazio il basamento. La scarpata del Sulcis delimita verso SW, con una serie di faglie dirette, il blocco dell'iglesiente.

L'anfiteatro di Oristano è ampio circa 90 km e occupa il settore centrale del margine. Questa struttura collega, attraverso una scarpata estesa e poco acclive, la piattaforma continentale con la piana batiale fino a circa 2850 m di profondità. La piattaforma continentale è ampia circa 25 km nel settore centrale dell'anfiteatro e circa 50 km nei settori a Nord e a Sud.

La morfologia dell'anfiteatro di Oristano è controllata dal sistema di faglie estensionali e transtensive che ha delineato la formazione di horsts e semi-graben nel basamento metamorfico tra le scarpate del Sulcis e della Nurra, riattivando le strutture tardo erciniche NW-SE e NE-SW del basamento.

In particolare nel settore centrale del margine occidentale sardo prevalgono piccoli bacini di semi-graben formati in seguito alla rotazione di blocchi contemporanei e successivi al rifting oligo-miocenico e successivamente riempiti dalla sedimentazione post rift, mentre il basamento ercinico affiora nell'isola di Mal di Ventre (Casula et al., 2001; Lecca et al., 1986).

I rilievi sismici effettuati sul margine negli ultimi decenni hanno consentito l'identificazione delle seguenti unità sismo-stratigrafiche (Lecca, 2000): 1) basamento acustico costituito da diverse litologie riconducibili al basamento ercinico, alle coperture mesozoiche fino alle vulcaniti calcei alcaline oligo-mioceniche; 2) la sequenza miocenica costituita dai depositi sedimentari correlabili con le formazioni marnoso-arenacee e carbonatiche di età compresa tra il Burdigaliano e il Messiniano pre-evaporitico, interrotta dalla superficie di erosione messiniana; 3) la sequenza plio-quadernaria costituita da depositi fini distali; 4) le unità quadernarie, localizzate tra la scarpata superiore e la piattaforma intermedia, che vanno a costituire il prisma sedimentario progradante costituito da diversi system tracts relativi alle oscillazioni glacio-eustatiche pleistoceniche.

Nel Quaternario i processi deposizionali caratterizzano la piattaforma esterna e la scarpata superiore mentre processi erosivi prevalgono nella piattaforma interna e intermedia. La deposizione di sedimenti nella piattaforma interna è limitata ad alcuni settori costieri o alla produzione intrabacino di sedimenti carbonatici riferibili a diverse associazioni organogene. Il settore del Foglio Oristano è caratterizzato dall'alto strutturale che porta all'emersione del basamento paleozoico nell'isola di Mal di Ventre e dall'affioramento, nello scoglio del Catalano, dei basalti plio-quaternari.

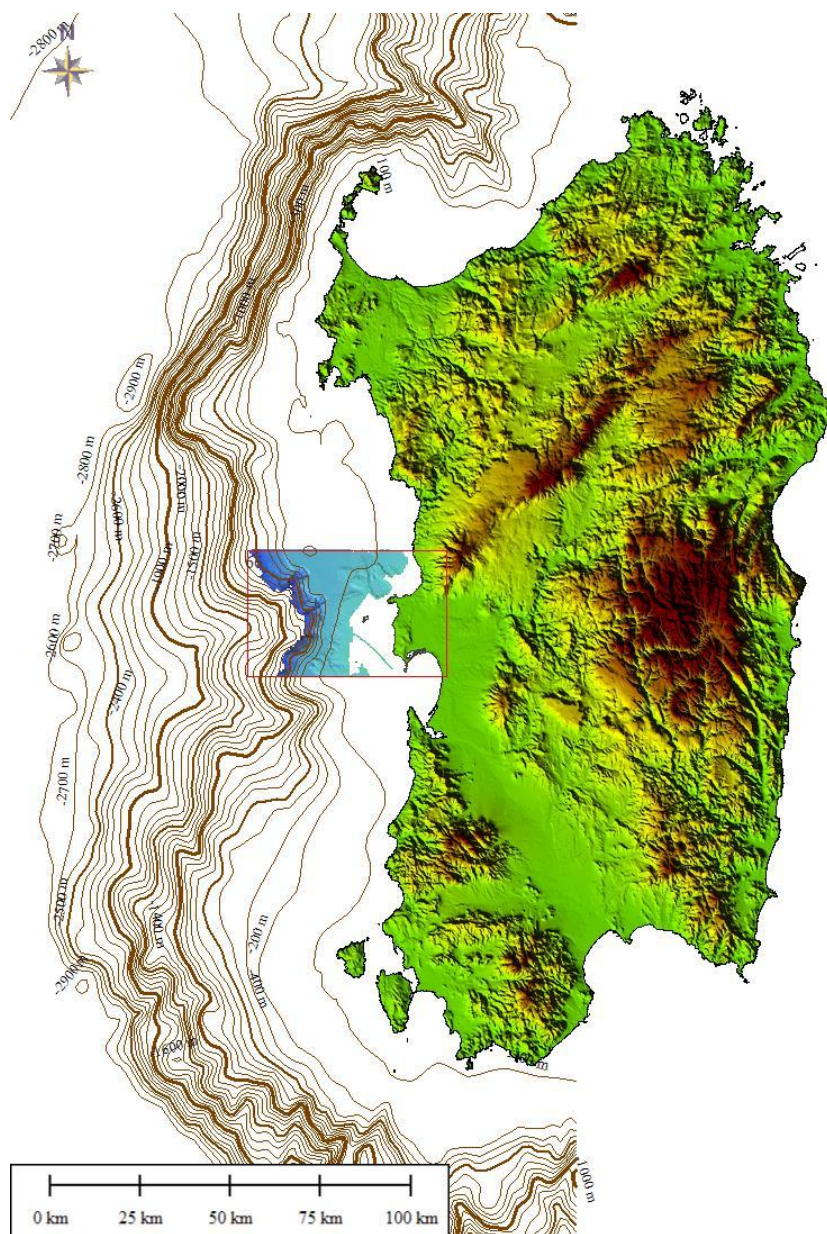


Fig 1.1- Localizzazione del Foglio N. 66 - Oristano - nel margine occidentale della Sardegna.

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

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

I rilievi morfobatimetrici utilizzati per il Foglio 66 provengono dalle campagne oceanografiche MAGIC IAMC 1209, MAGIC IAMC 0610 e MAGIC IAMC 0511 realizzate dall'IAMC/CNR nell'ambito del progetto MAGIC con la R/V Maria Grazia e la R/V Urania (Fig 2.1.1). Durante la campagna MAGIC IAMC 1209 è stato eseguito il rilievo morfobatimetrico a profondità comprese tra 50 e 190 m utilizzando il multibeam Simrad EM3002 a doppia testa, mentre durante la campagna MAGIC IAMC 0610 si provveduto al completamento del rilievo fino alla profondità di 600 m utilizzando il multibeam Seapath 7111 RESON. Il settore centrale della scarpata, è stato acquisito successivamente con il Simrad EM710 della R/V Urania. La risoluzione del DTM utilizzato per l'interpretazione è di 2.5 m per il rilievo più superficiale e di 5 m per il rilievo più profondo.

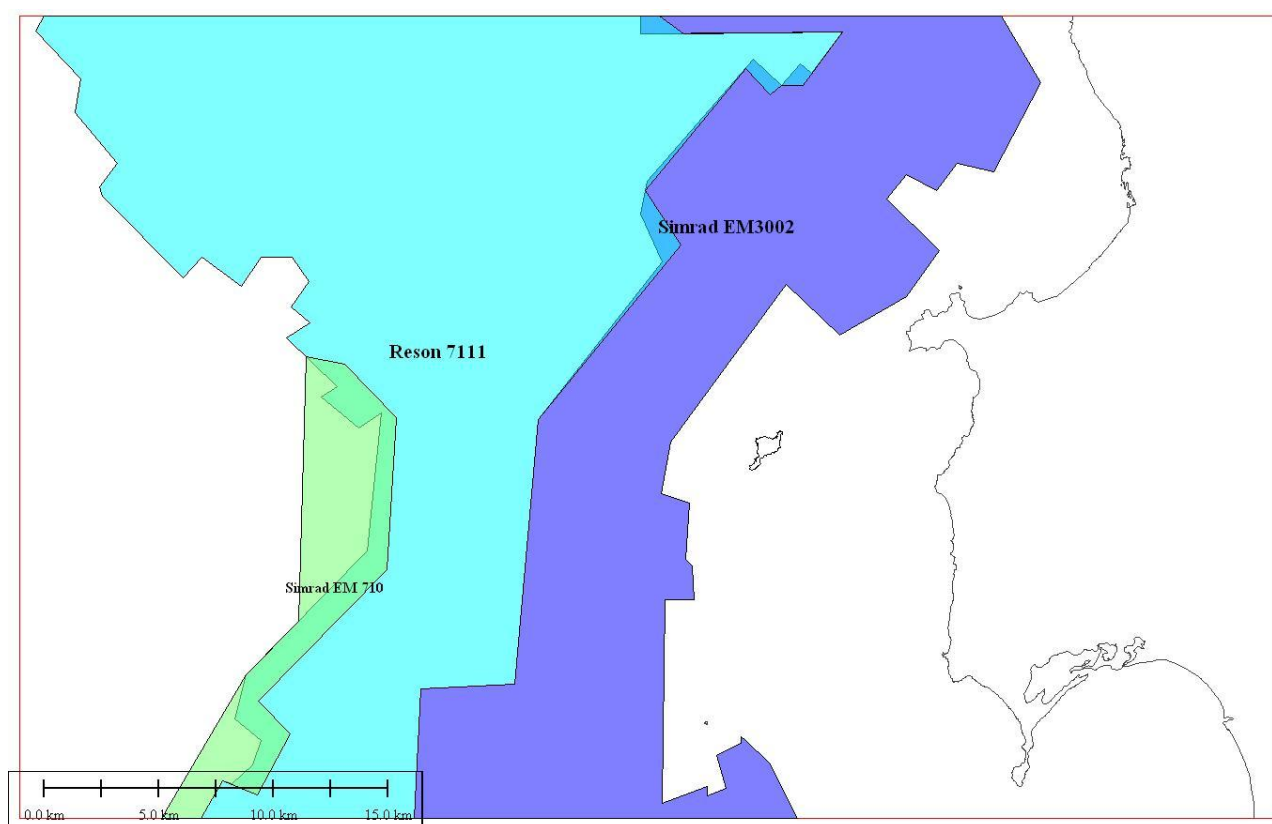


Fig 2.1.1- Copertura dei rilievi morfobatimetrici e strumentazione utilizzata.

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

Congiuntamente al dato morfobatimetrico è stato acquisito il dato di backscatter del multibeam, utilizzato in fase di interpretazione nell'analisi delle aree caratterizzate dalla presenza di forme di fondo. Sono inoltre disponibili i dati di side scan sonar provenienti dal rilievo effettuato dal Ministero dell'Ambiente nel 2001 per la mappatura delle praterie di *Posidonia oceanica* (Fig 2.2.1). I rilievi, effettuati nella fascia costiera fino a circa 50-60 m di profondità, risultano a tratti sovrapponibili con il rilievo multibeam. Dalla sovrapposizione è

stato possibile ottenere indicazioni sulla mobilità di alcune forme di fondo.

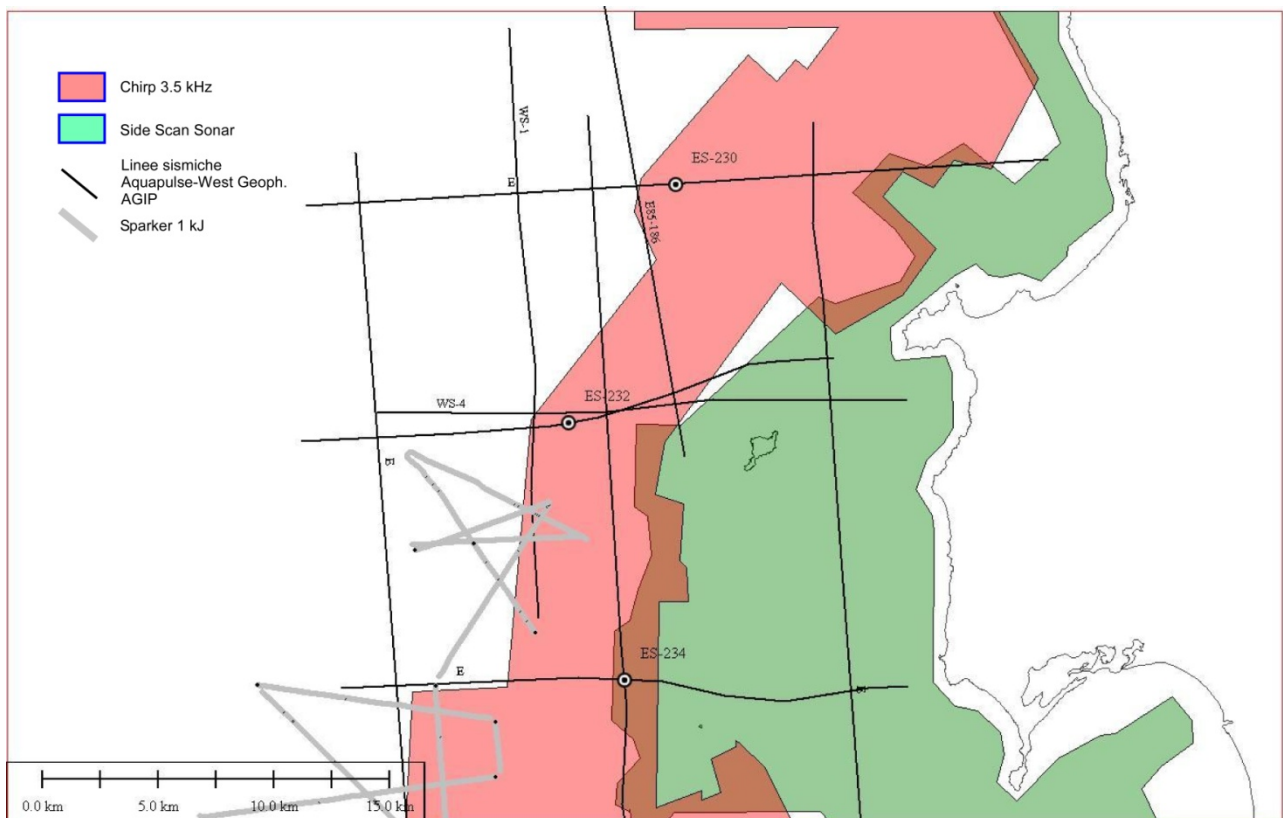


Fig 2.2.1- Copertura dei rilievi Side Scan Sonar (dati del Ministero dell'Ambiente, 2001) e dei rilievi sismici utilizzati per l'interpretazione.

2.3 Dati di sismica a riflessione

Il margine occidentale sardo è stato esplorato a partire dagli anni 60 mediante indagini geofisiche e campionamenti, nell'ambito di diversi progetti di ricerca (Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini del CNR, progetto Margini Continentali Sardi, dell'Università di Cagliari) e nell'ambito di campagne esplorative per la ricerca di idrocarburi. Sono stati effettuati rilievi sismici di diverso tipo (Sparker-Uniboom 0.5-1 kJ, Sparker 1-3.5 kJ, Aquapulse western Geophysical-Agip). Questi dati, in parte disponibili, sono stati oggetti di diverse pubblicazioni a cui si è fatto riferimento per l'interpretazione (Casula et al. 2001; Lecca, 2000; Lecca et al., 1986; Lecca et al., 1983).

Nell'ambito delle campagne di acquisizione del progetto Magic sono stati raccolti dati di sismica leggera (Chirp, 3.5 kHz) nei settori della piattaforma interna e dati di sismica a riflessione (Sparker 1 kJ) al margine della piattaforma utilizzando la strumentazione della R/V Urania (Fig. 2.2.1).

2.4 Dati di campionamento

Durante le campagne esplorative effettuate a partire dagli anni 60 sono stati raccolti campioni superficiali e carote. Tali dati sono

stati oggetto di diverse pubblicazioni a cui si è fatto riferimento per l'interpretazione.

2.5 Altro tipo di dato

3. Elementi Morfobatimetrici e "pericolosità" geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

Il settore del margine occidentale della Sardegna ricadente nel foglio 66 comprende la porzione settentrionale dell'anfiteatro di Oristano. La piattaforma continentale è ampia circa 20-25 km nella porzione meridionale del foglio e si allarga fino a circa 35 km nella zona settentrionale.

La piattaforma interna, fino a 130-150 m di profondità, è prevalentemente rocciosa. Non è agevole identificare la natura del substrato litoide su base morfologica e per analogia con gli affioramenti a terra. Questi ultimi comprendono le formazioni sedimentarie mioceniche, plioceniche e pleistoceniche del Sinis, le vulcaniti calco-alcaline affioranti nel settore settentrionale (Monti Ferru), i graniti del basamento paleozoico dell'isola di Mal di Ventre e i basalti presenti a Capo San Marco, nel Sinis e nello scoglio del Catalano. Il substrato affiorante è stato quindi prevalentemente cartografato come ASL (affioramento di substrato litoide), mentre l'attribuzione del substrato affiorante a litologie vulcaniche (AFV) è stata effettuata per alcune morfologie riconducibili a centri di emissione presenti nel settore meridionale del foglio (Fig 3.1.1). Si tratta probabilmente di edifici prodotti dal vulcanesimo plio-quadernario, rilevati al largo dello scoglio basaltico del Catalano.

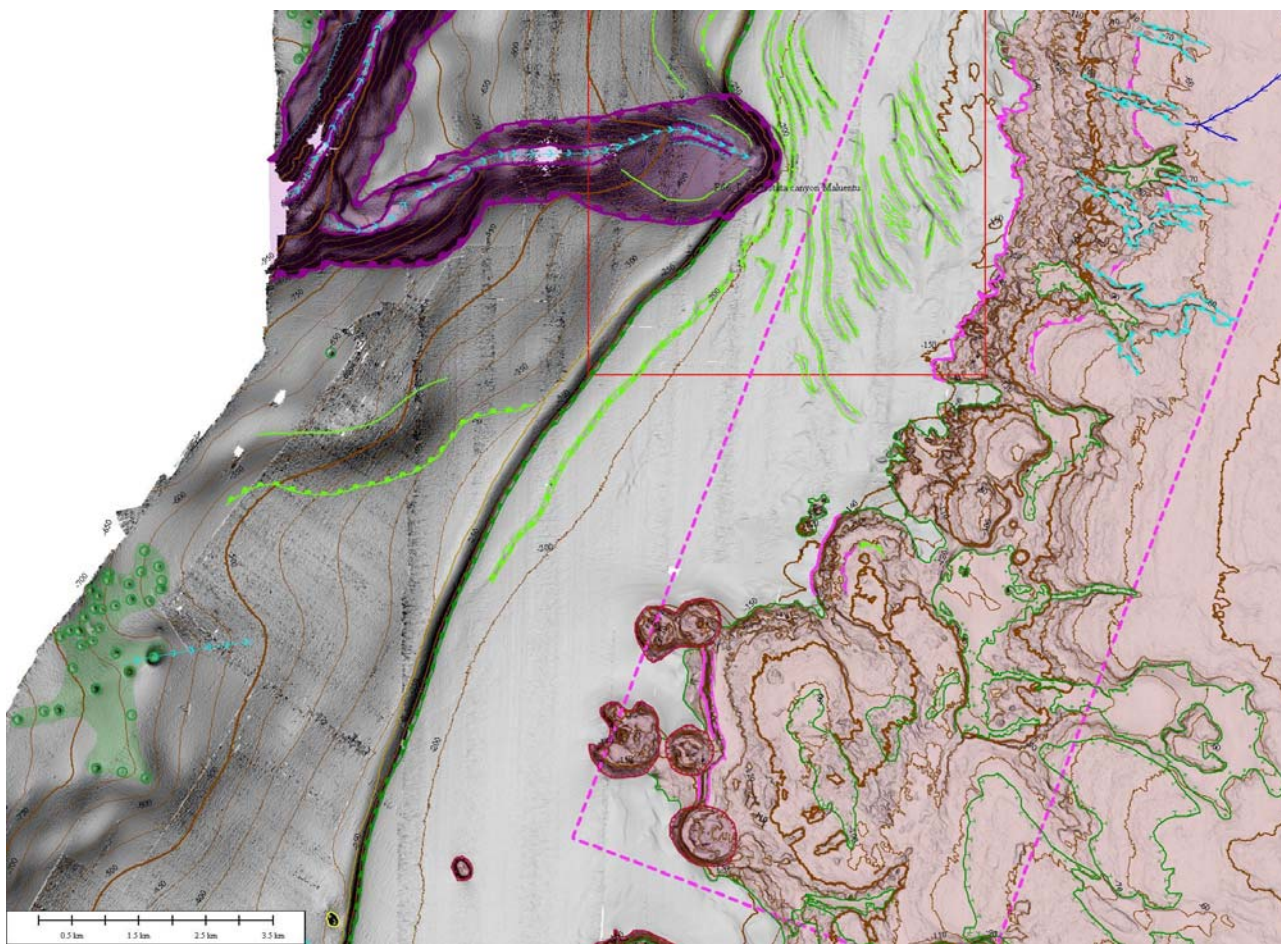


Fig 3.1.1- Rilievo ombreggiato interpretato del settore meridionale del Foglio N. 66. Sono evidenti morfologie del substrato litoide affiorante riconducibili a edifici vulcanici sommersi.

Il substrato litoide affiorante risulta inciso da canali con pareti rocciose ripide e alte fino a 10 m riconducibili alla paleo-idrografia dei periodi di basso stazionamento del livello del mare. In particolare due canali presenti a W di Capo Mannu e dell'isola di Mal di Ventre sembrano in continuità con le testate dei canyon.

L'articolazione del basamento è correlata ai principali lineamenti tettonici segnalati in letteratura. A ovest dell'isola di mal di Ventre e dello scoglio del Catalano il basamento è ribassato verso occidente da un sistema di faglie dirette che delimitano l'alto strutturale di Mal di Ventre (Lecca et al., 1986). A Nord di Capo Mannu, le scarpate del basamento orientate NW-SE sono correlabili a lineamenti tettonici a direzione campidanese, su cui è impostato il golfo di Is Arenas (Lecca et al., 1983).

La copertura sedimentaria in piattaforma interna è limitata a piccoli bacini nel settore settentrionale antistante Capo Mannu e la spiaggia di Is Arenas. A NW di Capo Mannu sono state rilevate forme di fondo interpretate come dune.

La piattaforma esterna è caratterizzata dalla presenza di un prisma sedimentario progradante. La rottura di pendio che delimita

la piattaforma è intorno ai 200 m di profondità nel settore settentrionale del foglio dove la copertura sedimentaria presenta la maggiore estensione. Nel settore centro meridionale del Foglio lo shelf break risulta più profondo, intorno ai 220-230 m.

Al di sopra del limite della piattaforma sono state individuate rotture di pendio interpretate scarpate erosive. Una di queste rotture di pendio mostra, per lunghi tratti, un andamento parallelo al limite della piattaforma, e delimita un ripiano a profondità di circa 190 m nel settore Nord e 215 m nel settore centrale del foglio.

Nel settore centrale della piattaforma esterna sono state rilevate una serie di scarpate ad andamento sub parallelo al bordo della piattaforma (Figura 3.1.2) interpretate come scarpate di erosione. Queste scarpate sono localizzate in prossimità delle testate dei canyon e in alcuni casi risultano interrotte dalla testata o dal bordo della piattaforma in arretramento. Il profilo delle scarpate di erosione mostra un andamento a piani inclinati immergenti verso Est. Il dato di backscatter indica la presenza della copertura sedimentaria. I dati di simica a riflessione evidenziano la natura erosiva di queste morfologie.

Il bordo della piattaforma risulta profondamente inciso da diverse testate di canyon con una morfologia netta, probabilmente riconducibile a processi erosivi recenti.

Il canyon Mannu, a Nord, è il più distante dalla costa, circa 20 km dall'isola di Mal di Ventre e 22 km da Capo Mannu. La testata del canyon incide il limite della piattaforma per circa 2.5 km. All'interno della testata sono stati mappati diversi canali confluenti nel canale principale. La distanza tra i bordi del canyon è superiore ai 3 km; all'interno sono presenti terrazzi intracanalale con andamento parallelo all'asse principale che indicano diverse fasi successive di approfondimento del canyon.

Verso sud la scarpata è incisa da diverse canalizzazioni tra le quali il canyon di Putzu Idu risulta quella maggiormente articolata, con la testata che incide profondamente la piattaforma e che mostra al suo interno diverse canalizzazioni. Nel settore più profondo, intorno ai 600-700 m, sono stati individuati due campi di pockmark di dimensioni decametriche, fino al centinaio di metri di diametro, e profondi qualche decina di metri. Il primo raggruppamento di pockmark è localizzato a Nord del canyon di Putzu Idu, il secondo nel settore sud del foglio. I pockmark sono in parte allineati secondo direttrici NE-SW e talvolta risultano connessi da canalizzazioni.

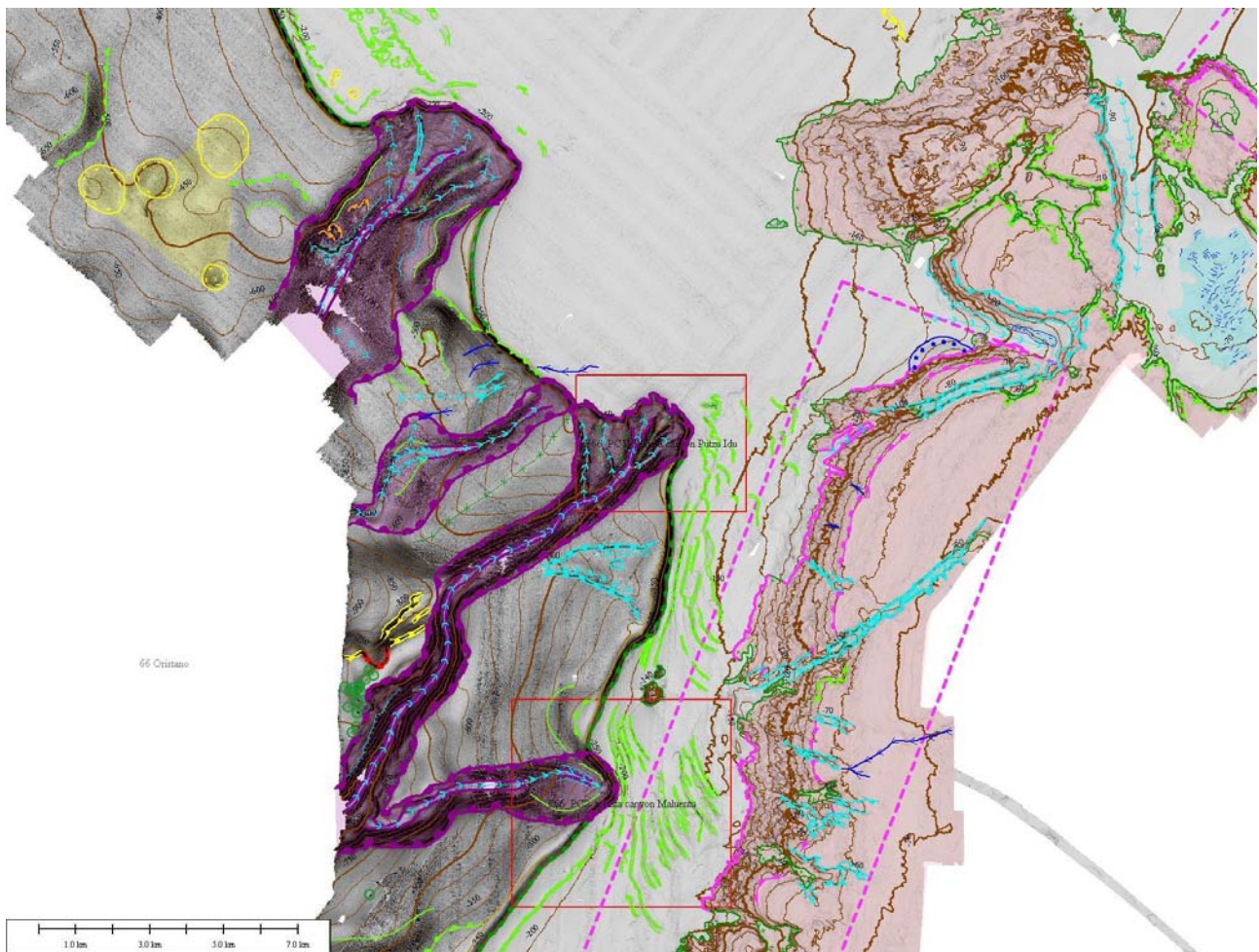


Fig 3.1.2- Rilievo ombreggiato interpretato del settore settentrionale del Foglio N. 66. I canyon incidono profondamente il bordo della piattaforma. I lineamenti in piattaforma esterna, nella parte bassa della figura, indicano le scarpate di erosione.

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

Le informazioni pregresse sul settore centrale del foglio di Oristano derivano dall'interpretazione di profili sismici acquisiti nei decenni passati, le cui sezioni interpretate sono riportate in diversi lavori in letteratura (Casula et al., 2001; Lecca, 2000; Lecca et al., 1986).

Il settore a ovest della Penisola del Sinis è caratterizzato dalla presenza di un alto strutturale, con il sollevamento del basamento paleozoico testimoniato dall'affioramento dei graniti nell'isola di Mal di Ventre (Fig 3.2.1). Verso ovest, le sezioni sismiche indicano un rapido ribassamento del basamento acustico con una serie di faglie dirette e la deposizione del prisma sedimentario plio-quaternario progradante sul margine della piattaforma e sulla scarpata superiore.

I dati di sismica a riflessione (Sparker 1 kJ), sulla testata del canyon di Maluentu hanno evidenziato il riempimento pliocenico

della testata del canyon messiniano (presenza di clinoformi a partire dal basamento acustico a est), diversi cicli deposizionali pleistocenici al margine della piattaforma, la natura erosiva delle scarpate in piattaforma, superfici di erosione che potrebbero essere riconducibili a fenomeni di instabilità sulla testa del canyon (Fig 3.2.2).

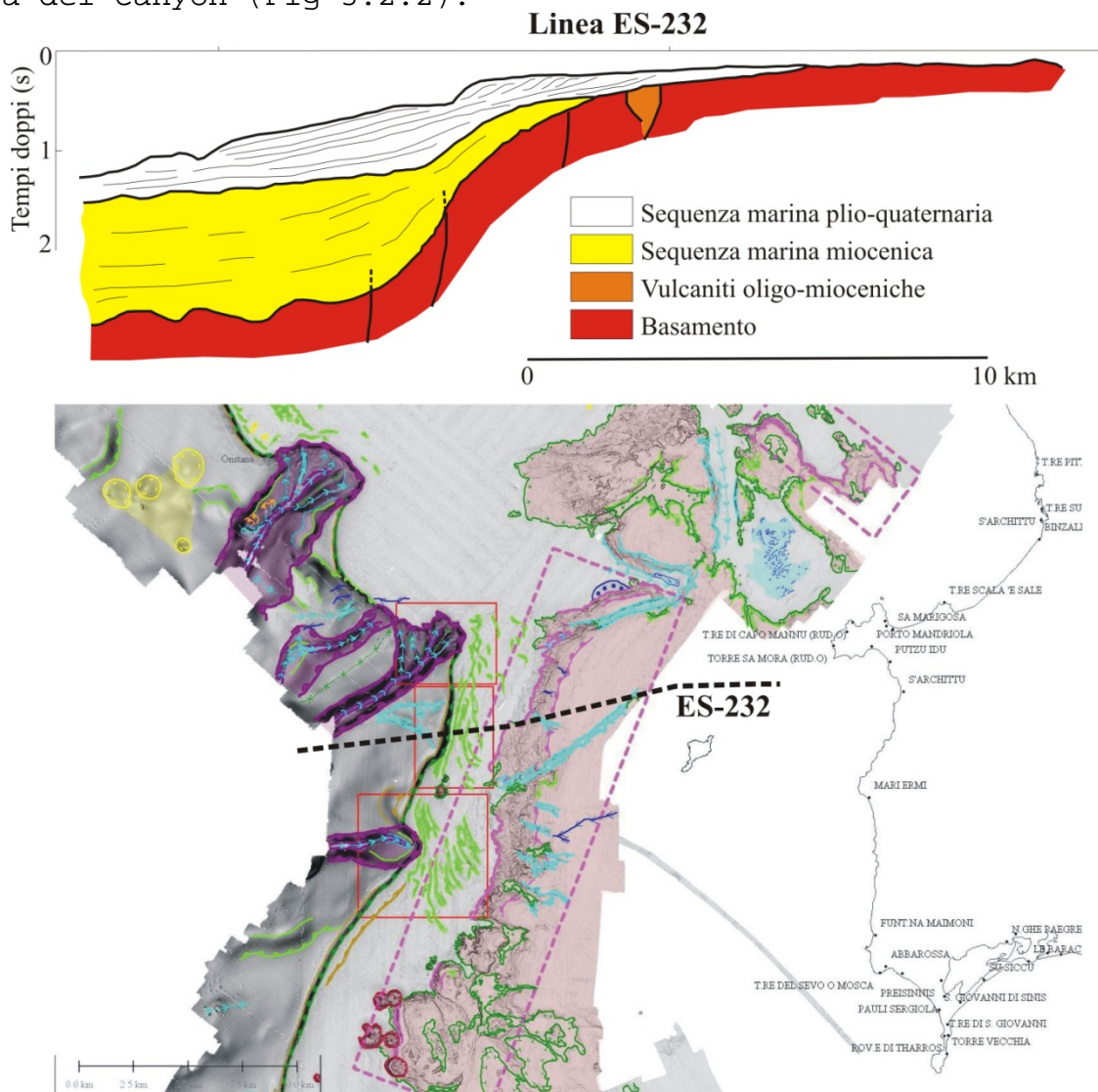


Fig 3.2.1 - Sezione sismica Aquapulse Western Geophysical-Agip interpretata secondo Lecca (2000).

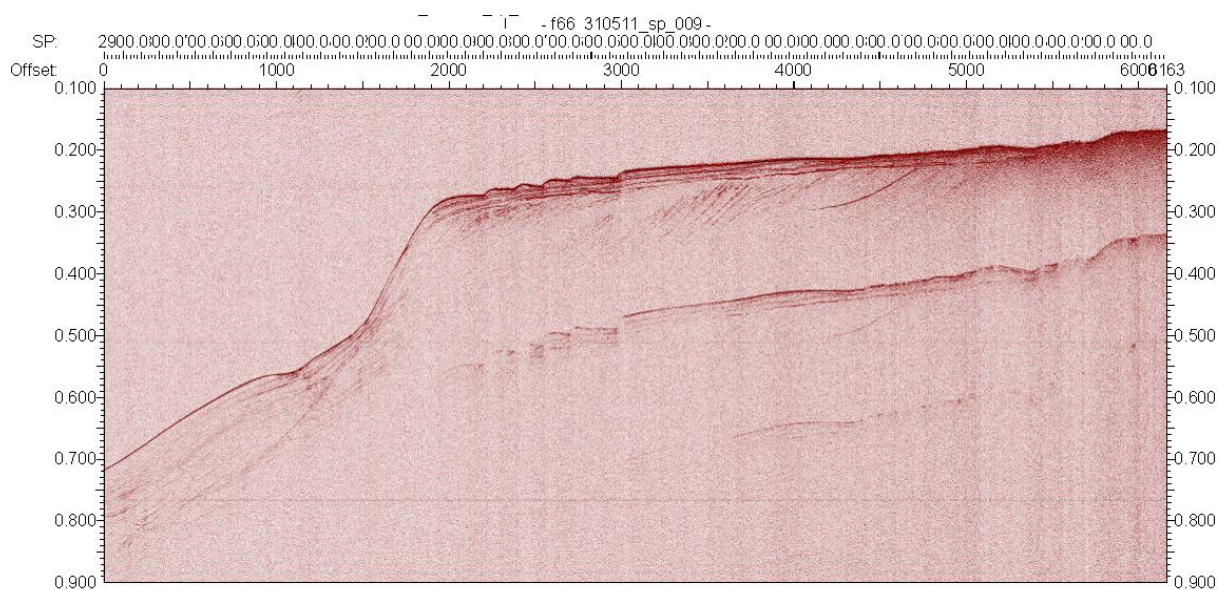


Fig 3.2.2 - Sezione sismica (Sparker 1kJ) della testata del canyon Maluentu.

3.3 Bibliografia citata

- Carmignani, L., Oggiano, G., Barca, S., Conti, P., Funedda, A., Pasci, S., Salvadori, I., 2001. Geologia della Sardegna (Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000). Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato - Roma, 284 pp.
- 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. *Marine and Petroleum Geology*. 18, 863-888.
- Cherchi A., Montadert L., 1982. Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 298, 736-739.
- Fais S., Klingele E.E., Lecca L., 1996. Oligo-Miocene half graben structure in Western Sardinian Shelf (western Mediterranean): Reflexion seismic and aeromagnetic data comparison. *Marine Geology* 133, 203-222.
- Lecca L., 2000. La piattaforma continentale miocenico-quadernaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato. *Rend. Semin. Fac. Sc. Università Cagliari*. Vol 70 (1), 49-70.
- Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Secchi F., Brotzu P., 1997. Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Per. Miner.* 66, 7-61.
- Lecca L., Carboni S., Scarteddu R., Sechi F., Tilocca G., Pisano S., 1986. Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna. *Mem. Soc. geol. It.* 36, 31-40.
- Lecca L., Scarteddu R., Sechi F., 1983. La piattaforma continentale sarda da Capo Mannu a Capo Marrargiu. *Boll. Soc. Geol. It.* 102, 57-86.
- Oggiano G., Funedda A., Carmignani L., Pasci S., 2009. The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary

- intraplate strike-slip tectonics of Sardinia. *Ital.J.Geosci.* (Boll.Soc.Geol.It.), Vol. 128, No. 2 (2009), pp. 527-539.
- Réhault J.P., Boillot G., Mauffret A., 1984. The Western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447-477.
- Sage F., Von Gronefeld G., Déverchère J., Gaullier V., Maillard A., Gorini C., 2005. Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 22, 757-773.
- Thomas B., Lecca L., Gennesseaux M., 1988. La Structure de la marge occidentale de la Sardaigne et la fragmentation de l'île au Cénozoïque. *Marine Geology*, 83, 31-41.

4. Punti di Criticità presenti nel Foglio

4.1 F66_PC1_Testata del canyon di Putzu Idu

4.1.1 Riassunto

Il punto di criticità è associato alla testata del canyon di Putzu Idu che incide profondamente la piattaforma per circa 1250 m. L'arretramento della testata può causare frane sottomarine anche se la pericolosità geologica è da ritenersi limitata dalla profondità elevata (>200 m) del lineamento).

4.1.2 Tipo di rischio

- ☐ Eruzione
- ☐ Maremoto
- ☐ Frana marino-costiera con possibile coinvolgimento di settori emersi

X Frana interamente sottomarina

- ☐ Liquefazione di sedimenti
- ☐ Riduzione della resistenza dei sedimenti superficiali
- ☐ Fagliazione superficiale
- ☐ Rischio per cavi e condotte
- ☐ Relitti

4.1.3 Descrizione del lineamento

Il punto di criticità è associato alla testata del canyon di Putzu Idu che incide la piattaforma con una indentazione sul bordo di circa 1250 m (Fig 1).

Il bordo della piattaforma antistante la penisola del Sinis risulta profondamente inciso da diverse testate di canyon con una morfologia netta, riconducibile a processi erosivi recenti. Il canyon di Putzu Idu è localizzato a ovest di Capo Mannu ad una distanza di circa 11 km dall'isola di Mal di Ventre e circa 19 km dalla penisola del Sinis.

Il bordo della testata è localizzato a circa 200 m di profondità, mentre le pareti della testata presentano pendenze superiori ai 20°. All'interno della testata, nel settore di maggiore arretramento, sono stati mappati due canali che confluiscono nel canale principale del canyon. Dal settore Nord della testata si dipartono altri due canali laterali. Il canyon è in continuità con la paleo-idrografia rilevata in piattaforma interna sul basamento roccioso. La piattaforma esterna è delimitata da una prisma sedimentario progradante all'interno del quale sono state riconosciute unità sismo-stratigrafiche riconducibili alla sedimentazione pliocenica e quaternaria (Lecca, 2000). I sedimenti quaternari sono incisi dalla testata del canyon in arretramento.

Il canyon di Putzu Idu, analogamente agli altri canyon rilevati nel foglio, ha una genesi complessa, probabilmente riconducibile a strutture erosive che si sono impostate durante la crisi messiniana. Questi canyon erodono i sedimenti quaternari e convogliano importanti volumi di sedimento in scarpata.

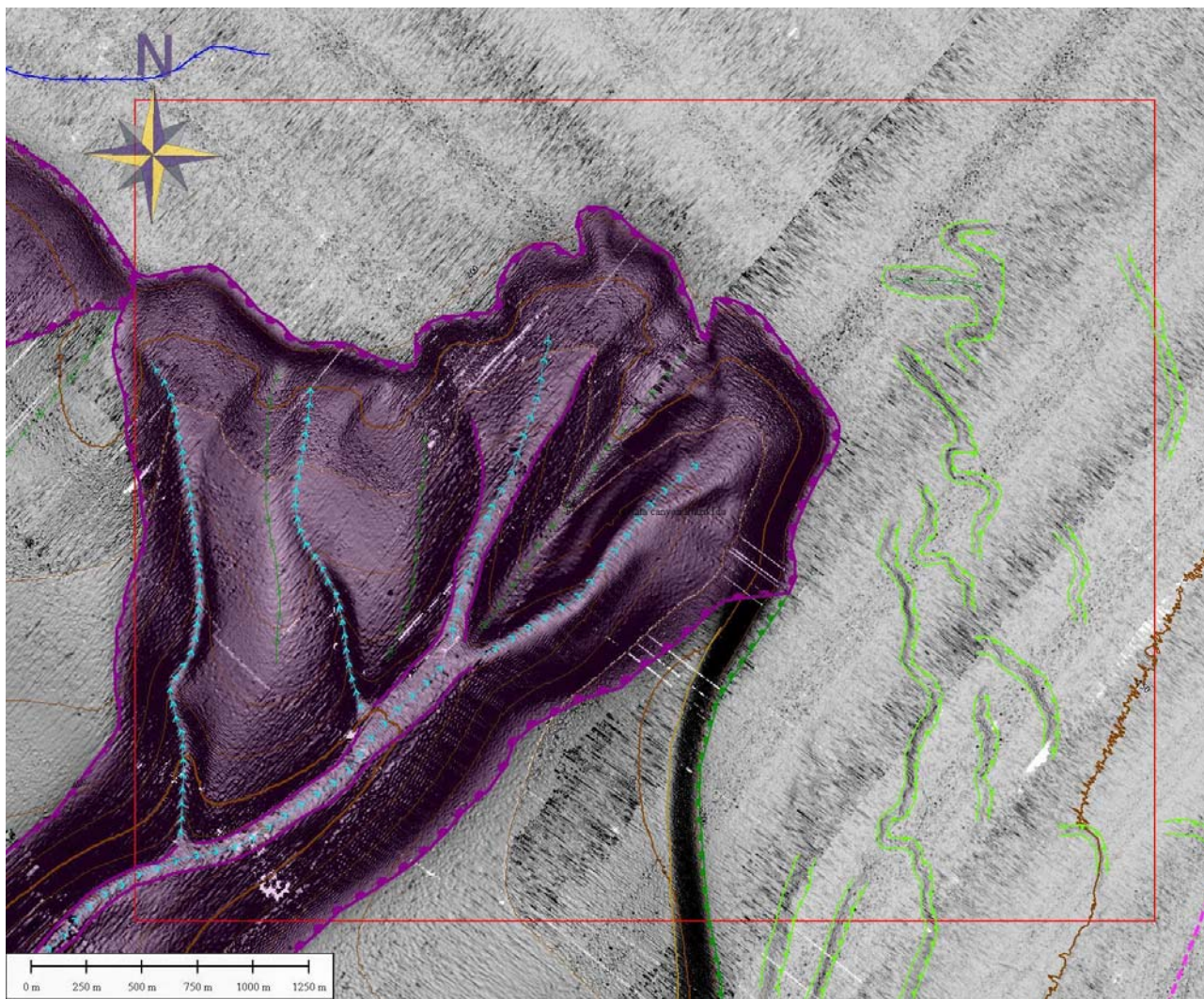


Figura 1. Testata del canyon di Putzu Idu (F66_PC1).

4.1.4 Rischio potenziale

a) Tipo di evoluzione possibile:

Il lineamento potrebbe evolvere con lo sviluppo di frane sottomarine, per arretramento della testata, e trasporto dei sedimenti attraverso il canyon.

b) Potenziali effetti diretti o indiretti:

L'elevata profondità (>200 m) fa ritenere che il rischio di sviluppo di onde anomale collegato a questi fenomeni sia trascurabile.

c) Beni esposti agli effetti dell'evento:

Le coste del Sinis sono disabitate nel periodo invernale e frequentate da turisti nel periodo estivo. Non vi sono importanti infrastrutture esposte agli effetti dell'evento.

d) Tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:

Non si dispone di dati per effettuare una valutazione sui tempi di ricorrenza e sullo stato di attività presunto.

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

Nulla da riportare.

f) Dati disponibili:

Sono disponibili, oltre ai dati morfobatimetrici, dati sismici e sedimentologici.

Bibliografia citata

Lecca L., 2000. La piattaforma continentale miocenico-quadernaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato. Rend. Semin. Fac. Sc. Università Cagliari. Vol 70 (1), 49-70.

Liberatoria da responsabilità:

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.

4.3 F66_PC2_Testata canyon Maluentu

4.3.1 Riassunto

Il punto di criticità è associato alla testata del canyon di Maluentu che incide la piattaforma per circa 350 m. Una serie di scarpate di erosione in piattaforma contornano la testata, il cui arretramento può causare frane sottomarine. La pericolosità geologica è da ritenersi limitata dalla profondità elevata (>200 m) del lineamento.

4.3.2 Tipo di rischio

- ☐ Eruzione
- ☐ Maremoto
- ☐ Frana marino-costiera con possibile coinvolgimento di settori emersi

X Frana interamente sottomarina

- ☐ Liquefazione di sedimenti
- ☐ Riduzione della resistenza dei sedimenti superficiali
- ☐ Fagliazione superficiale
- ☐ Rischio per cavi e condotte
- ☐ Relitti

4.3.3 Descrizione del lineamento

Il punto di criticità corrisponde alla testata del canyon di Maluentu.(Fig 1).

Il canyon incide il bordo della piattaforma per circa 350 con una testata ad anfiteatro, a partire da circa 200 m di profondità. Le pareti della testata raggiungono una pendenza di 30° in corrispondenza del settore di massimo arretramento. All'interno del canyon sono presenti diverse rotture di pendio parallele ai bordi e all'unico canale presente, indice di diverse fasi di approfondimento.

I dati di sismica a riflessione (Sparker 1 kJ) hanno evidenziato il riempimento pliocenico della testata del canyon messiniano (presenza di clinoformi a partire dal basamento acustico a est), diversi cicli deposizionali pleistocenici al margine della piattaforma, la natura erosiva delle scarpate in piattaforma, superfici di erosione che potrebbero essere riconducibili a fenomeni di instabilità sulla testa del canyon.

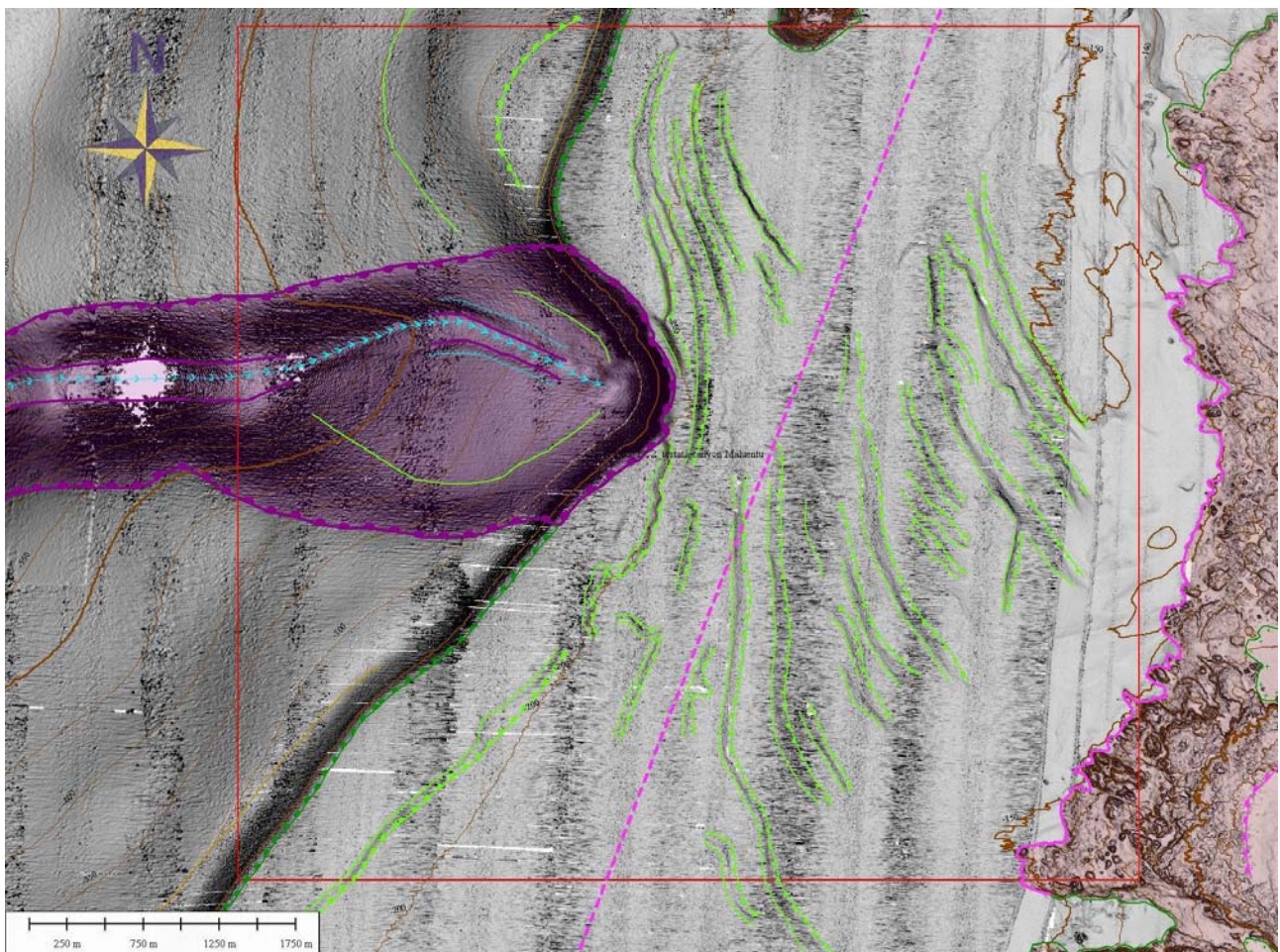


Figura 1. Testata del canyon di Maluentu e scarpate di erosione in piattaforma (F66_PC2).

4.3.4 Rischio potenziale

a) Tipo di evoluzione possibile:

Il lineamento potrebbe evolvere con lo sviluppo di frane sottomarine, per arretramento della testata del canyon.

b) Potenziali effetti diretti o indiretti:

L'elevata profondità (circa 200 m) fa ritenere che il rischio di sviluppo di onde anomale collegato a questi fenomeni sia trascurabile.

c) Beni esposti agli effetti dell'evento:

Le coste del Sinis sono disabitate nel periodo invernale e frequentate da turisti nel periodo estivo. Non vi sono importanti infrastrutture esposte agli effetti dell'evento.

d) Tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:

Non si dispone di dati per effettuare una valutazione sui tempi di ricorrenza e sullo stato di attività presunto.

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

Nulla da riportare.

f) Dati disponibili:

Sono disponibili, oltre ai dati morfobatimetrici, dati sismici e sedimentologici. Nuovi rilievi sismici ad alta risoluzione potrebbero chiarire nel dettaglio la natura delle morfologie rilevate.

Bibliografia citata

Lecca L., 2000. La piattaforma continentale miocenico-quadernaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato. Rend. Semin. Fac. Sc. Università Cagliari. Vol 70 (1), 49-70.

Liberatoria da responsabilità:

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.