

1. Inquadramento geologico dell'area

Il mare Adriatico fa parte di un dominio di avampaese circondato dalle catene montuose dell'Orogenesi Alpina (Channell et al., 1979; D'Argenio e Horvath, 1984). Il contesto geologico strutturale del bacino di avampaese adriatico è il risultato di una evoluzione geologica di lungo termine che include la transizione da un margine passivo, durante il Mesozoico inferiore, ad un dominio di avampaese collisionale durante la messa in posto delle catene Alpina-Appenninica, Dinaride ed Ellenica (da Eocene-Oligocene a Plio-Pleistocene; Morelli, 2002).

I principali elementi strutturali che caratterizzano l'attuale bacino di avampaese adriatico sono stati riattivati frequentemente durante le fasi collisionale e post-collisionale nel Mesozoico e nel Cenozoico. In particolare, le faglie estensionali del Mesozoico inferiore sono state riattivate come strutture compressive e trascorrenti durante il tardo Cenozoico (Finetti, 1984; Colantoni et al., 1990; Argnani et al., 1993). Alcuni di queste strutture erano originariamente delle faglie perimetrali che separavano la piattaforma carbonatica dai bacini adiacenti nel Giurassico superiore (Ortolani e Pagliuca, 1987; Colantoni et al., 1990; Morelli, 2002). Le unità della piattaforma carbonatica sono spesse più di 4 km e affiorano a largo del promontorio del Gargano (Ortolani and Pagliuca, 1987). L'assetto strutturale è inoltre influenzato dalla costruzione del margine durante il Plio-Quaternario, quando diversi episodi di progradazione si sono verificati in risposta al sollevamento tettonico e alle variazioni del livello del mare.

Nel Pleistocene Medio-Superiore, la progradazione lungo il margine è avvenuta tramite la deposizione di quattro sequenze deposizionali essenzialmente composte da unità regressive (Trincardi e Correggiari, 2000; Ridente e Trincardi, 2002a,b). Tali sequenze deposizionali registrano l'abbondanza di segnali glacio-eustatici lungo il margine adriatico sud-occidentale. La geometria deposizionale di queste sequenze è influenzata da tassi locali di deformazione e dal sollevamento tettonico regionale (Ridente et al., 2007).

Il margine adriatico meridionale è costituito da una ripida e complessa scarpata continentale che si estende per circa 400 Km da Pelagosa fino al Canale di Otranto. Questo margine è caratterizzato da frane sottomarine pleistoceniche, con scarpate che raggiungono circa 10 km di lunghezza lungo il ciglio della piattaforma (vedi frana di Gondola), un sistema di faglie attive (la fascia deformativa di Gondola), il Canyon di Bari (il principale condotto sedimentario attivo sin dall'ultimo intervallo glaciale) (Trincardi et al., 2007) e un insieme di canyon e di canali minori poco incisi e relativamente lineari, nella porzione più meridionale della scarpata.

Dopo la fine dell'ultimo intervallo di stazionamento basso del livello marino nel nord Adriatico la piattaforma viene progressivamente annegata in risposta all'innalzamento eustatico. Il progressivo annegamento rende la regione nord adriatica una piattaforma continentale poco profonda e uno dei siti chiave in Mediterraneo di formazione di acque dense (NAdDW) attraverso il forzato raffreddamento legato ai venti di bora. Le acque dense formatesi attraverso questo processo si muovono verso sud lungo il lato occidentale dell'Adriatico e raggiungono la scarpata sud adriatica attraverso la quale scendono trasversalmente con velocità che raggiungono i 70 cm/sec (Turchetto et al., 2007) impattando il fondale e generando una miriade di forme deposizionali ed erosive. Tutte queste strutture contribuiscono a rimodellare il margine interagendo con strutture pre-esistenti. La scarpata continentale dell'Adriatico meridionale è anche interessata dall'attività delle masse d'acqua levantine (LIW) che provengono dal Mediterraneo orientale, procedono verso nord lungo il fianco albanese e verso il Canale d'Otranto lungo il fianco italiano. (Fig.1.1).

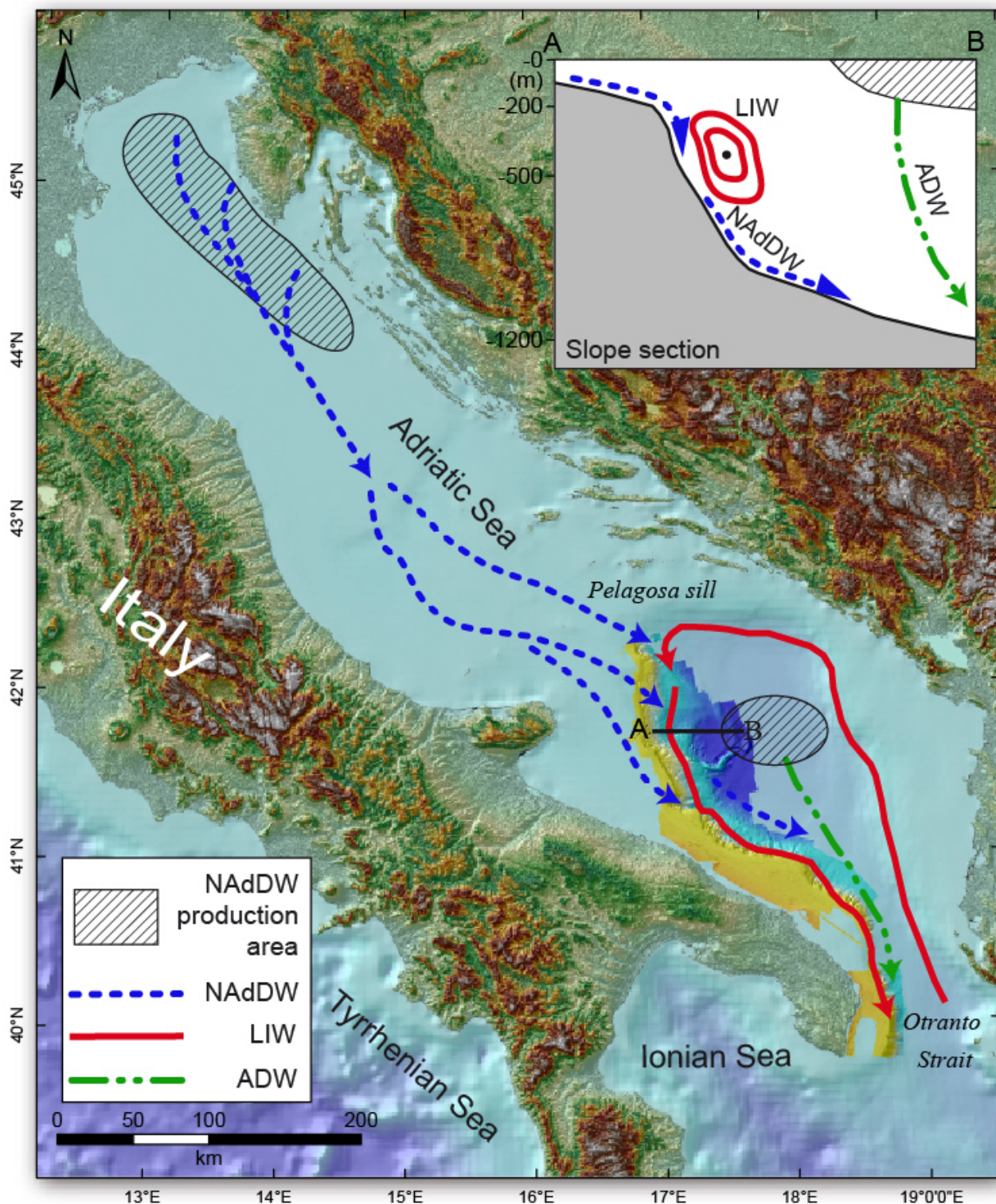


Fig 1.1- Schema semplificato della circolazione profonda in Adriatico. In blu le acque dense nord Adriatiche, in rosso le acque levantine intermedie e in verde le acque dense Adriatiche. .

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

Nell'area sono disponibili i seguenti tipi di dati descritti nel dettaglio nei paragrafi seguenti:

1. Dati batimetrici Multi Beam
2. Dati di sismica a riflessione tipo Chirp
3. Campionamenti

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

L'area è coperta da dati morfobatimetrici per un'estensione di circa 1198 km². Tali dati sono stati acquisiti con due strumenti diversi: 1) EM3002 DUAL Kongsberg nell'area di piattaforma interna; 2) EM710 Kongsberg nell'area di piattaforma esterna e parte della scarpata. (Fig. 2.1.1). Il DTM finale è il risultato dell'elaborazione dei singoli insiemi di dati e della loro successiva integrazione tramite il software CARIS HIPS and SIPS 7.0.

Tale integrazione ha richiesto particolare attenzione nell'elaborazione dei dati soprattutto per eliminare artefatti introdotti dalla sovrapposizione di rilievi batimetrici diversi e successivi. La qualità dei dati batimetrici finali è buona ed adeguata ad ottenere un DTM con una risoluzione di 20 m in scarpata e di 5 m nelle aree di piattaforma tale da identificare gli elementi morfobatimetrici rilevanti in tutta l'area.

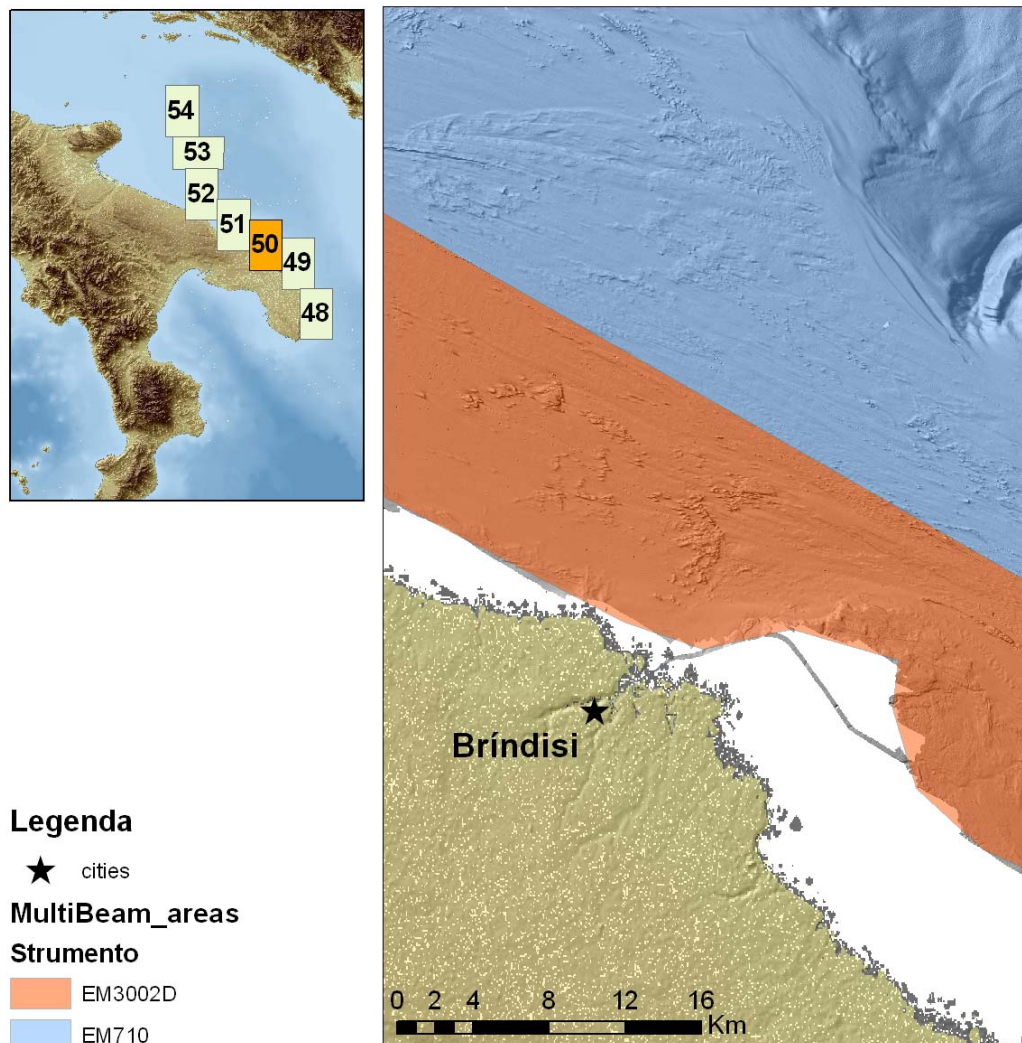


Fig 2.1.1- Estensione dei dati Multi Beam all'interno del foglio Lecce e poligoni rappresentanti i rilievi effettuati con i vari strumenti. (rilievo ombreggiato, DTM con risoluzione 20 m ed esagerazione verticale 10x)

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

Sono presenti dati di riflettività estratti dai dati batimetrici acquisiti con il sistema EM3002 e EM710 Dual.

2.3 Dati di sismica a riflessione

L'area di scarpata e piattaforma esterna è coperta da circa 1008 km di profili sismici a riflessione di tipo CHIRP acquisiti con un sistema a 16 trasduttori a 3.5 kHz con risoluzione verticale di 0.5 m

montato sulla nave oceanografica URANIA ed interfacciato con il software SWAN PRO 2.00 della Communication Technology. Nell'area di piattaforma interna non sono disponibili dati CHIRP.

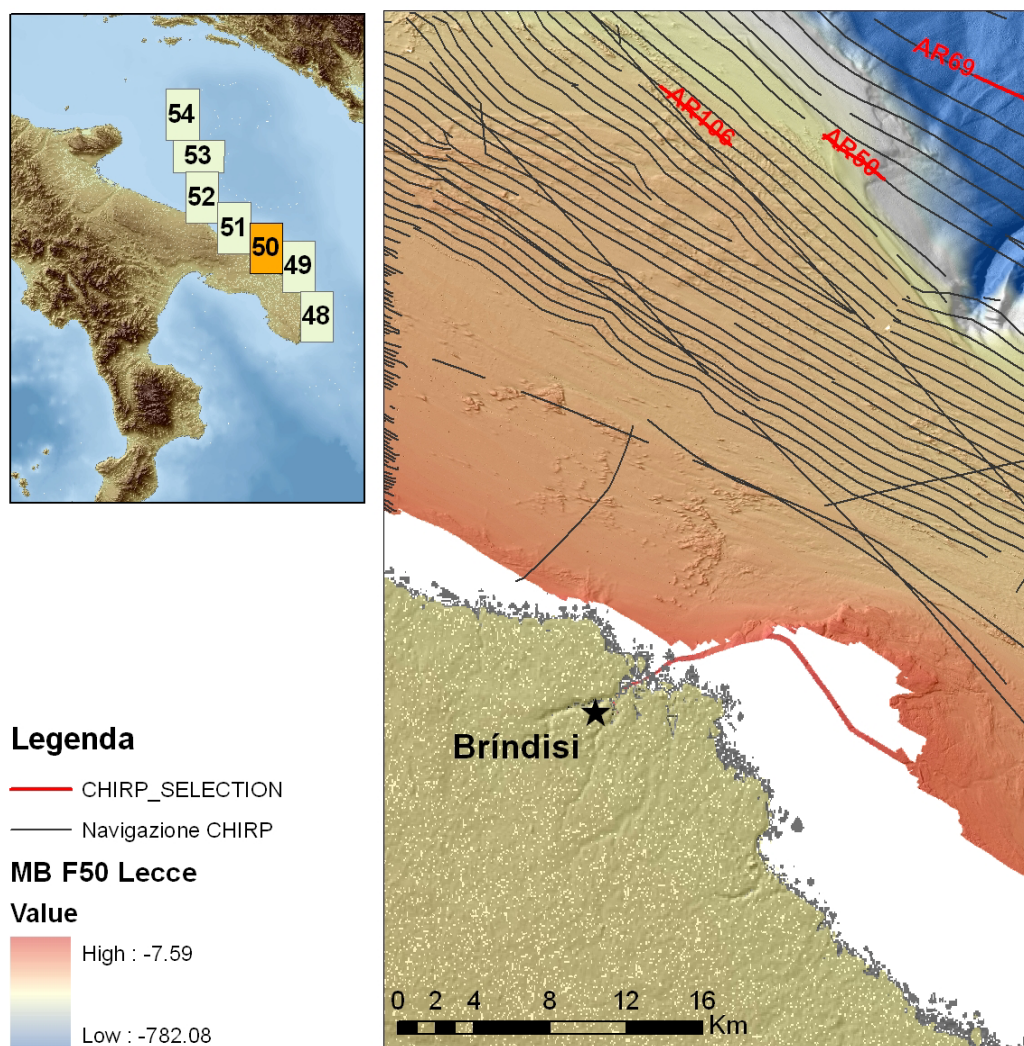


Fig 2.3.1 –Linee di navigazione dei rilievi di sismica a riflessione di tipo CHIRP nel foglio Lecce (rilievo ombreggiato con, DTM con risoluzione 20m esagerazione verticale 10x). Localizzazione dei profili CHIRP in Fig.2.3.2

I dati CHIRP sono fondamentali per ricostruire la geometria interna degli elementi morfobatimetrici e per classificare le scarpate di frana principali e secondarie distinguendole dalle scarpate erosive. Inoltre permettono di definire gli accumuli di frana esposti e sepolti, ricostruirne la struttura interna e le relazioni geometriche tra eventi di frana successivi. Nell'area di piattaforma permettono di caratterizzare i rilievi e le strutture deformative presenti.

I profili CHIRP del foglio Lecce in particolare hanno permesso di ricostruire l'estensione del corpo di frana sepolto che ha una espressione morfobatimetrica solo in una porzione ristretta. Inoltre sulla piattaforma esterna sono stati individuati depositi conturritici costituiti da elementi deposizionali alternati a elementi erosivi. I profili CHIRP hanno permesso di definire la geometria interna dei relitti erosivi che emergono come substrato duro (Fig. 2.3.2).

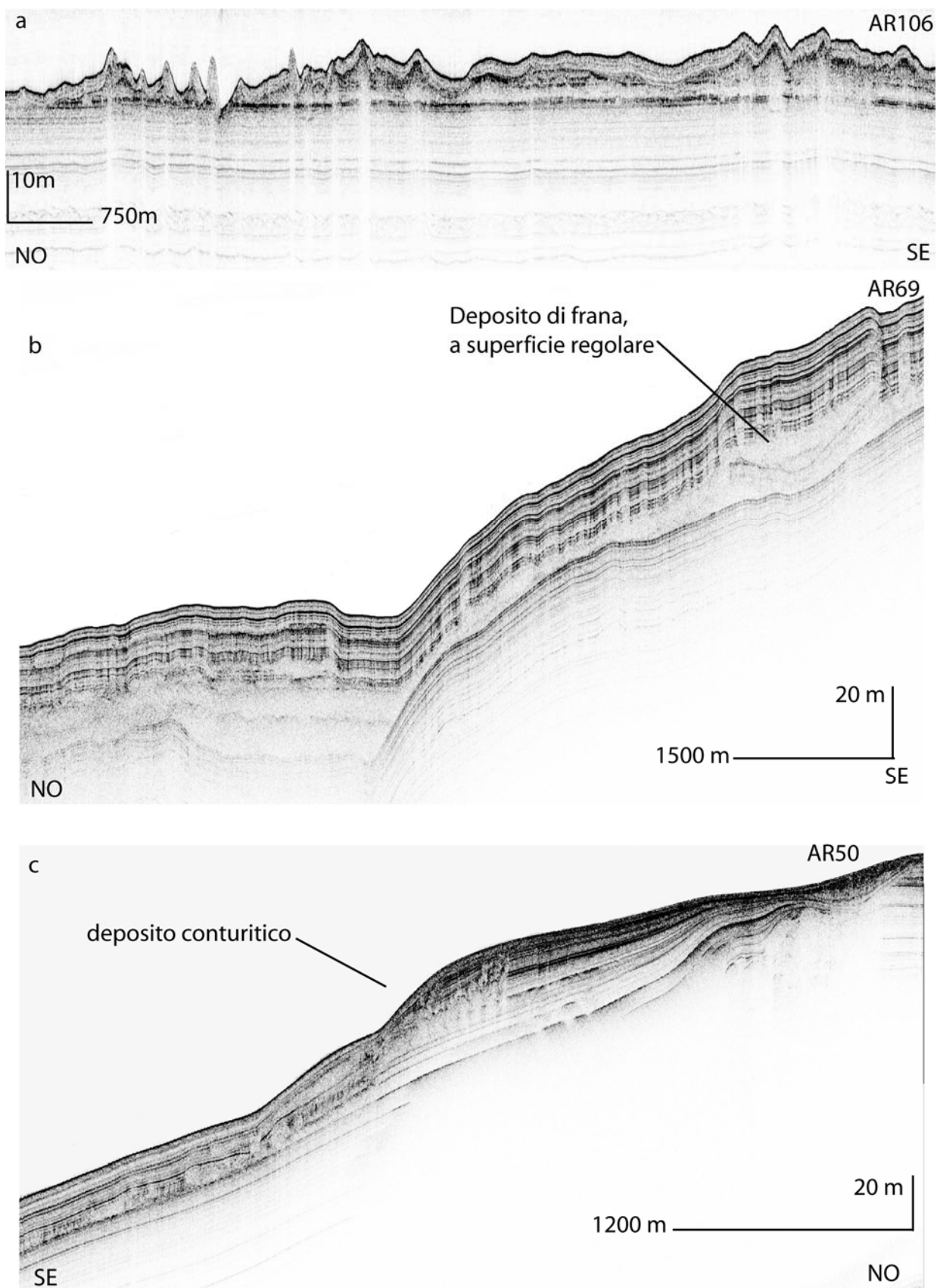


Fig 2.3.2 – Profili CHIRP localizzati in fig. 2.3.1 che mostrano a) relitti erosivi , b) deposito di frana sepolta con espressione morfobatimetrica, c) deformazioni conturitici sulla piattaforma esterna

2.4 Dati di campionamento

Nell'area sono stati effettuati 8 campioni, di cui 2 con Box Corer e 6 con carotiere a Gravità. I campioni hanno permesso di caratterizzare i relitti erosivi (substrato duro bioclastico e tritume conchigliare) e le facies di uno dei canyon principali.

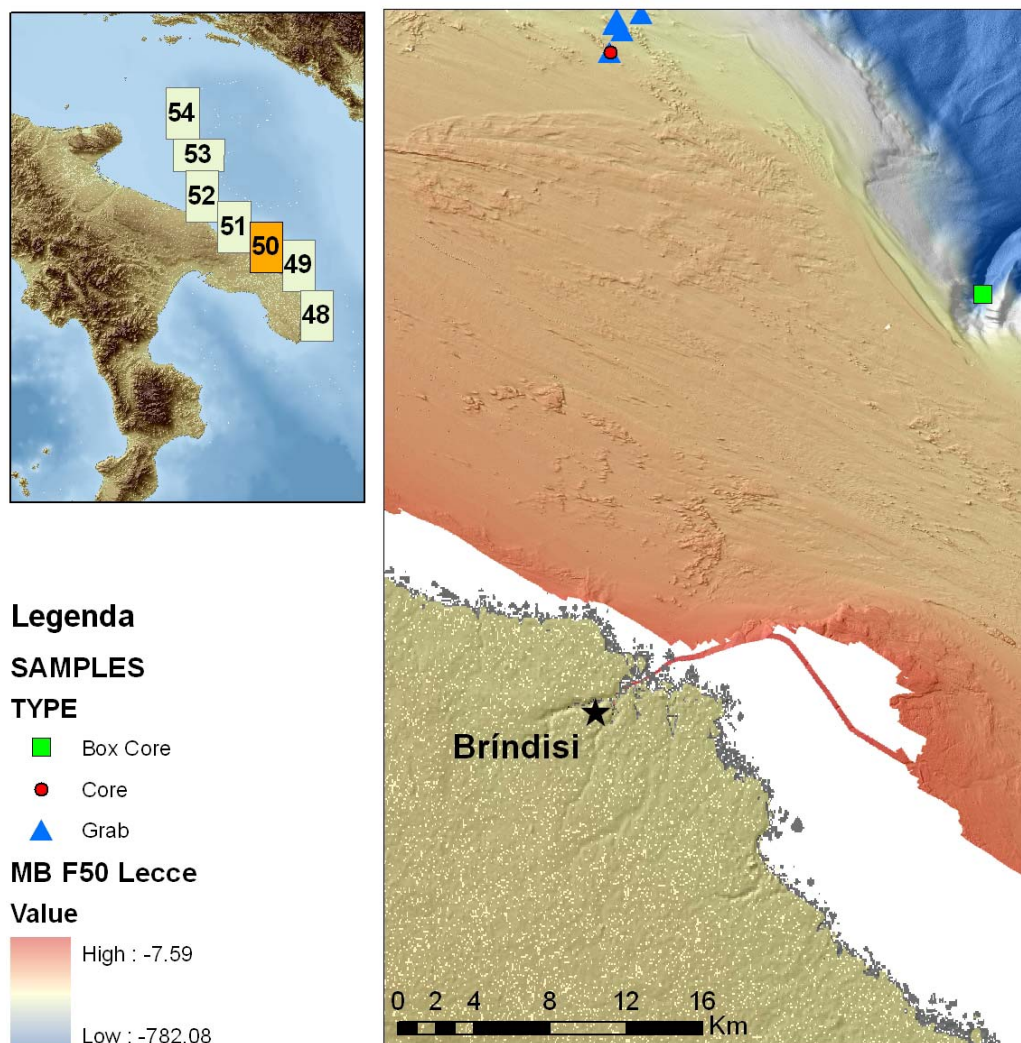


Fig 2.4.1 – Localizzazione dei campioni prelevati all'interno del foglio Lecce.

2.5 Altro tipo di dato

Non sono disponibili altri tipi di dato.

3. Elementi Morfobatimetrici e “pericolosità” geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

Descrizione sintetica degli Elementi Morfobatimetrici (Livello 3):

L'area del Foglio 50 LECCE è caratterizzata, in tutta la sua estensione, da fenomeni di erosione diffusa dovuti alle correnti e in particolare, in alcuni periodi, al fenomeno delle *cascading currents* che determinano l'aspetto e la morfologia della piattaforma esterna e della scarpata sia superiore che inferiore (Fig. 3.3.1).

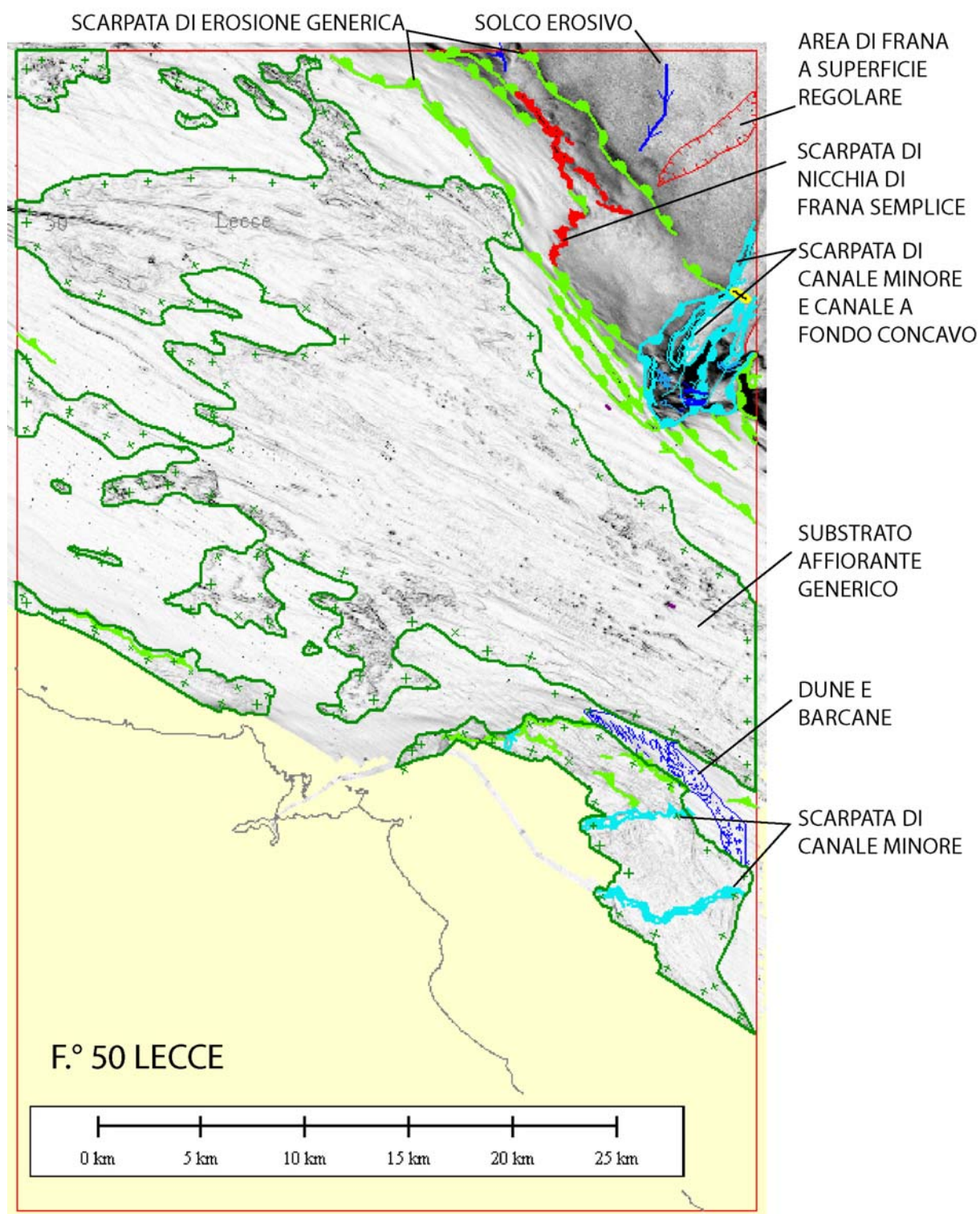


Fig 3.1.1- Distribuzione degli Elementi Morfobatimetrici nel Foglio 50 LECCE.

I principali Elementi Morfobatimetrici cartografati sulla piattaforma continentale si possono riassumere in:

- **“scarpate di erosione generica”**: il ciglio della piattaforma e la parte superiore della scarpata sono caratterizzati da una serie di scarpate erosive, a volte discontinue, con sviluppo lineare tra

10 e 20 km e sviluppo verticale variabile da 10 a 50 m. Queste scarpate determinano una morfologia a gradini lungo tutta l'estensione del ciglio con direzione NO-SE (fig. 3.1.1);

- **“substrato affiorante generico”**: la piattaforma compresa nel F. 50 è caratterizzata da una morfologia a “*remnants* erosivi”; si presenta, infatti, accidentata da rilievi isolati di forma tondeggiante o allungati in creste di lunghezza variabile da 0,5 m a 12 km e altezza di 5-15 m, con direzione E-O e NO-SE. E' cartografata come “substrato affiorante generico” anche una porzione di piattaforma nella parte SE del foglio molto prossima alla costa (ca. 8 km) delimitata da scarpate erosive che raggiungono i 20 m di altezza (fig. 3.1.1 e 3.1.2);

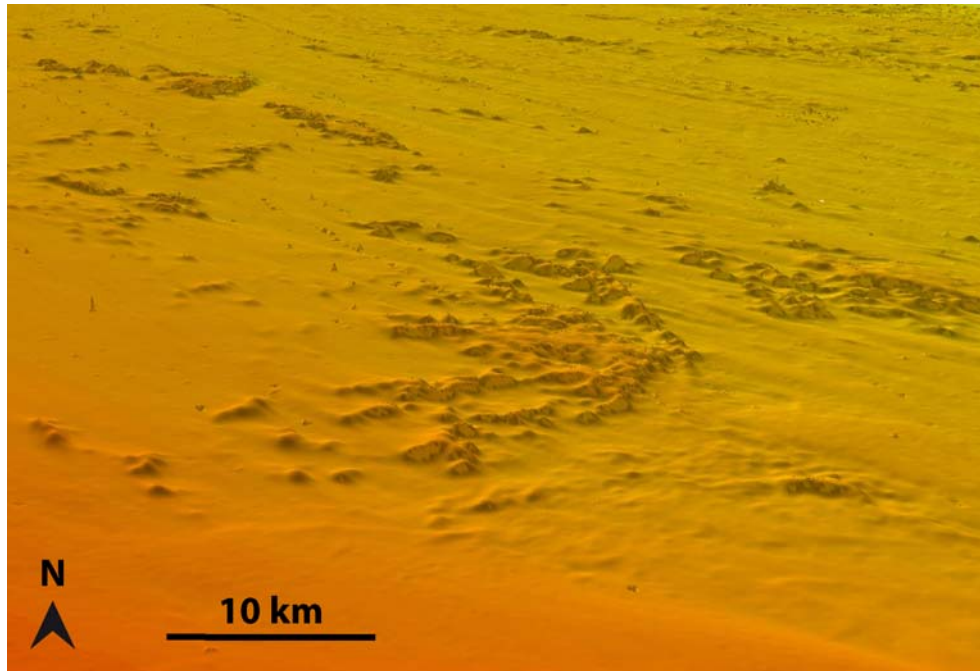


Fig 3.1.2– Batimetria 3D della piattaforma e del ciglio della scarpata in cui sono visibili i remnant erosivi classificati come “substrato affiorante generico”.

- **“scarpate di canale minore”**: sono stati cartografati con questa simbologia tre elementi presenti in piattaforma, in un'area di substrato affiorante prossimo alla costa, da 50 m a 80 m di profondità. Essi rappresentano probabilmente valli incise di origine fluviale, con sinuosità bassa, su substrato duro, non riempite successivamente di sedimenti. Le scarpate hanno un'altezza media di 3 m (fig. 3.1.1);
- **“dune” e “area a dune”**: il campo di dune di circa 5 km² (“area a dune”), confinato tra due aree di substrato affiorante, è caratterizzato dalla presenza di una trentina di dune ben definite con direzione dell'asse NO-SE. Le dune hanno lunghezza variabile da 300 a 700 m e altezza da 1 a 2 m (fig. 3.1.1 e 3.1.3);
- **“barcane” e “area a barcane”**: il campo di barcane di circa 5 km² (“area a barcane”) è in continuità con il campo di dune, inizialmente confinato tra due aree di substrato affiorante procedendo verso est cambia direzione (N-S) allungandosi contro il substrato affiorante più prossimo alla costa. Sono presenti barcane con direzione dell'asse variabile da E-O a N-S e altezza media di 1 m (fig. 3.1.1 e 3.1.3);
- **“depressioni erosive”**: lungo il ciglio della piattaforma sono presenti una serie di depressioni allineate in direzione NO-SE dovute probabilmente all'impatto di acque dense durante il fenomeno di *cascading* (fig. 3.1.4).

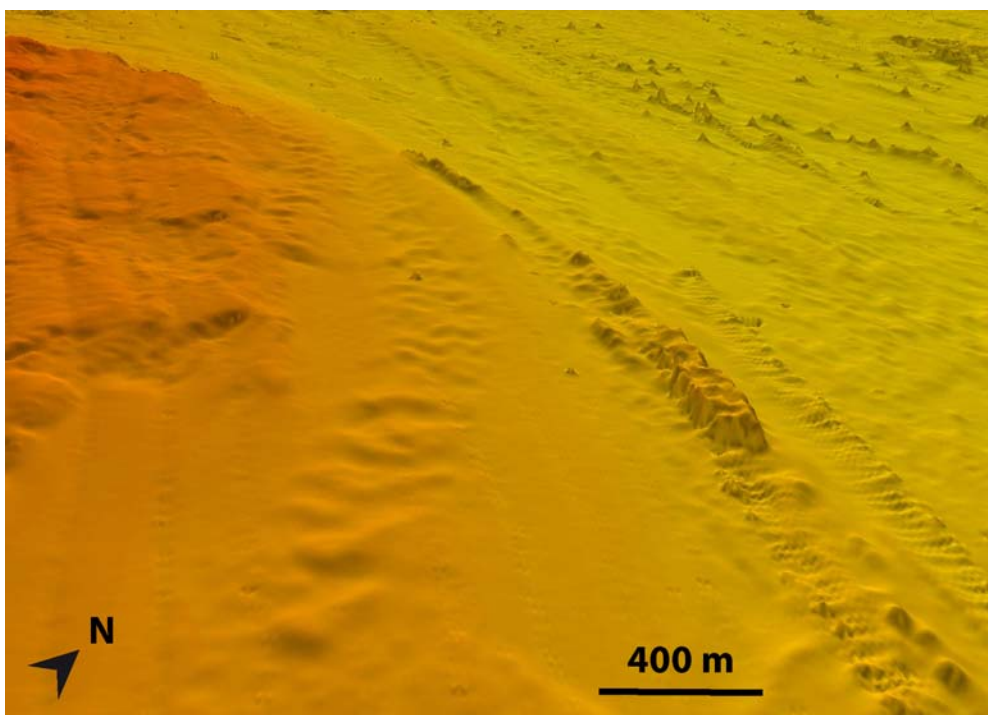


Fig 3.1.3 – Batimetria 3D di un settore della piattaforma in cui si evidenzia, un esteso campo di dune e barcane con andamento NO-SE confinato tra due zone di affioramento di substrato.

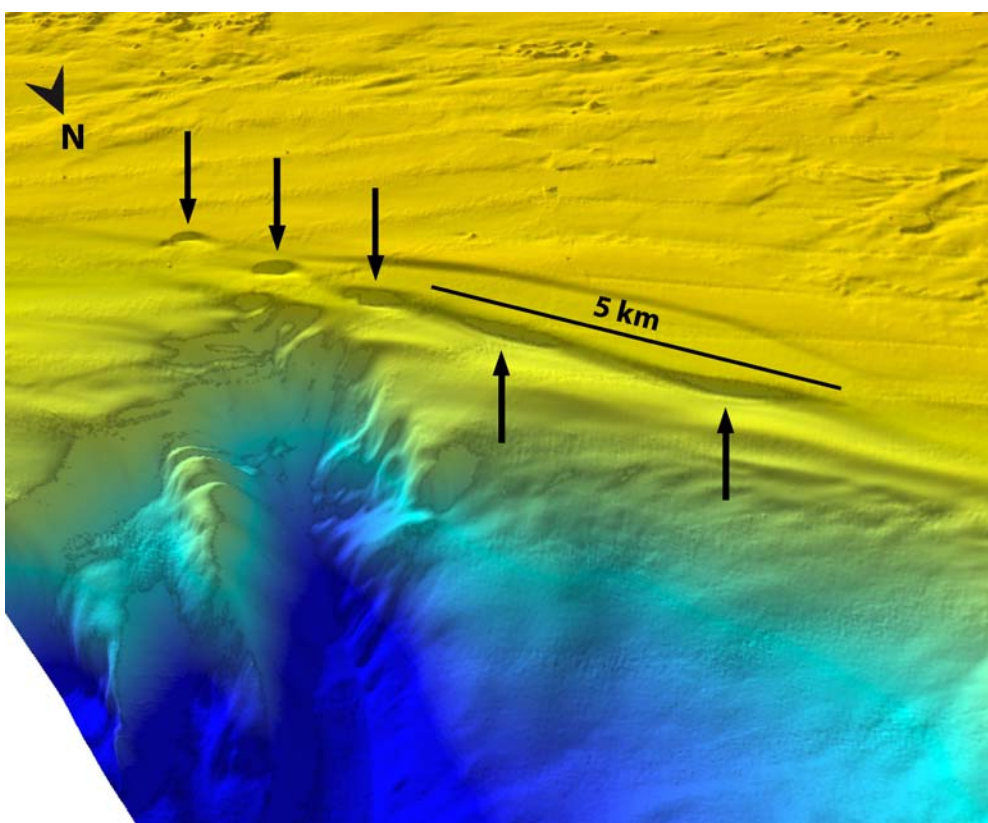


Fig. 3.1.4 – Nell’immagine le “depressioni erosive”, marcate con frecce, che bordano il ciglio della piattaforma, generate dall’impatto delle acque dense. In primo piano l’incisione della scarpata, cartografata come “scarpata di canyon”.

Nella scarpata superiore si possono riconoscere invece i seguenti Elementi Morfobatimetrici:

- **“scarpate di canyon”** (ciglio e base): delimitano 2 zone in cui si sviluppano canali erosivi tipo “canyon” con lunghezza dai 6 ai 10 km e ampiezza massima di 3 km; sul ciglio della piattaforma, marcate come “ciglio”, si indentano le 2 testate ad anfiteatro(fig. 3.1.4);
- **“scarpate di canyon con argine”** (ciglio): i due canyon, descritti sopra) sviluppano sul lato destro argini con dimensioni lineari di 2-3 km e altezza di 10 m;
- **“scarpata di terrazzo intracanalale”** (ciglio e base): sono presenti nel canale più sviluppato e delimitano i terrazzamenti nei fianchi delle pareti del canale con andamento sub parallelo ad essi;
- **“scarpate di gradino intracanalale”** (ciglio e base): delimitano i gradini, perpendicolari alla direzione della corrente, che si originano soprattutto all’interno delle testate dei canali e che complicano la morfologia della scarpata;
- **“canale a fondo concavo”**: è rappresentato il letto, cioè la direzione di massima pendenza, dei canali che incidono la scarpata.
- **“solco erosivo”**; con questa simbologia sono stati cartografate alcune incisioni profonde circa 5 m e direzione E-O che interessano le testate dei due canyon presenti nell’area del foglio, generate dall’impatto di acque dense durante il fenomeno di *cascading*. Sono presenti anche alcuni solchi, con orientamento N-S, generati delle correnti, che non hanno dimensioni e morfologia di veri e propri canali.

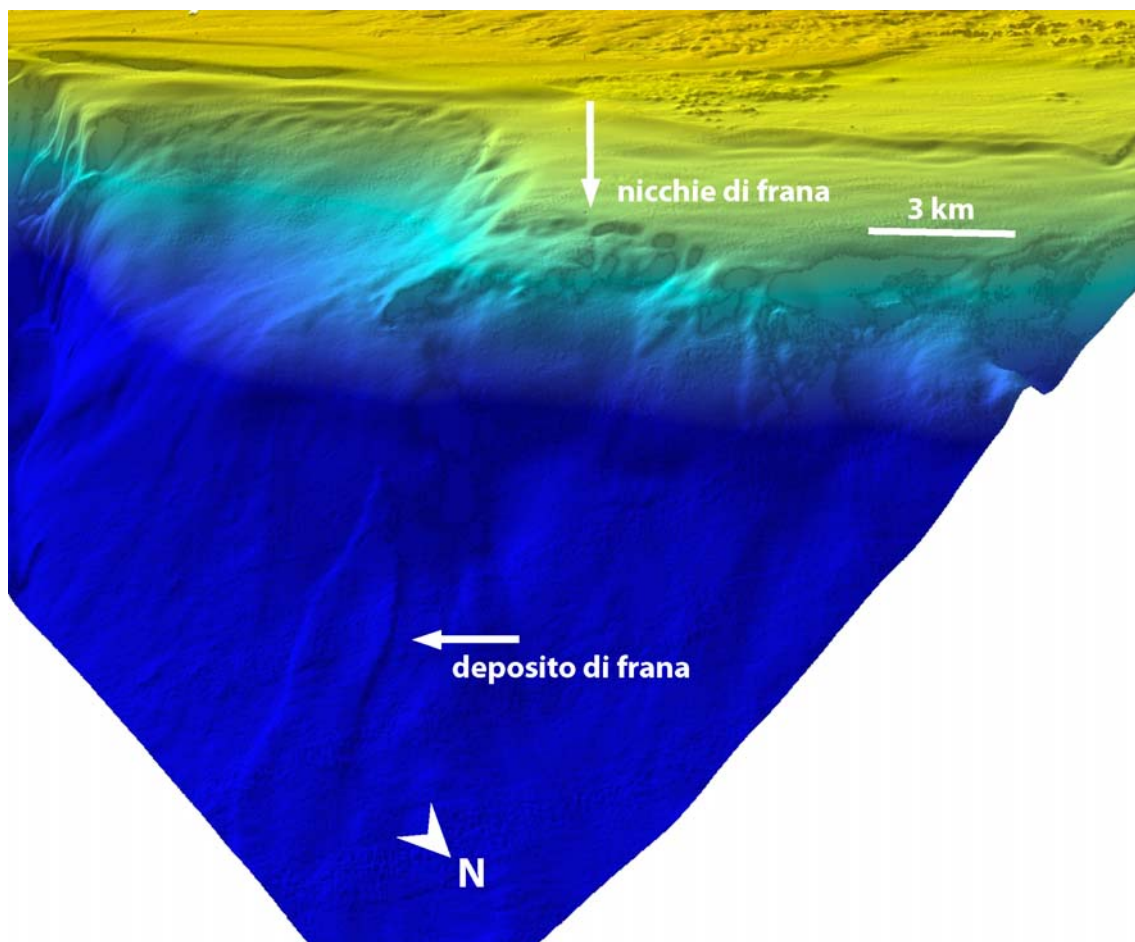


Fig. 3.1.5 – Batimetria 3D di un settore della scarpata interessato da depositi franosi e da innumerevoli piccole nicchie di frana che bordano il ciglio della piattaforma

- **“scarpata di nicchia di frana semplice”** (ciglio e base): serie di piccole nicchie di frana che bordano il ciglio della piattaforma, di forma arcuata o semicircolare e dimensioni medie di circa 1 km di ampiezza e scarpata di nicchia di 20 m di altezza. Queste nicchie corrispondono ad un settore di scarpata caratterizzato da depositi di frana, ben visibili sui profili CHIRP, drappeggiati da una ventina di metri di sedimenti fangosi più recenti (fig. 3.1.5);
- **“area di frana a superficie regolare”**: deposito di frana ben circoscritto che ricopre altri depositi franosi visibili nei profili CHIRP ma che non hanno espressione morfologica sulla batimetria. Il deposito mappato si estende per circa 7 km di lunghezza e 1 km di larghezza (fig. 3.1.5).

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

Non sono evidenti aspetti salienti in chiave di pericolosità geologica esprimibili attraverso il livello 3.

3.3 Bibliografia citata

Argnani A., Favali P., Frugoni F., Gasperini M., Ligi M., Marani M., Mattiotti G., Mele G., 1993. Foreland deformational pattern in the southern Adriatic sea, *Annali di Geofisica*, 36, 229–247.

Channell J.E.T., D'Argenio B., Horvath F., 1979. Adria, the African Promontory, in *Mesozoic mediterranean paleogeography*. *Earth Sci. Rev.* 15, 213–292.

Colantoni P., Tramontana M., Tedeschi R., 1990. Contributo alla conoscenza dell'avampaese apulo: struttura del Golfo di Manfredonia (Adriatico meridionale). *G. Geol.* 52 (1–2), 19–32.

D'Argenio B. & Horvath F., 1984. Some remarks on the deformation history of Adria, from the Mesozoic to the Tertiary. *Ann. Geophys.* 2, 143–146.

De Dominicis A. & Mazzoldi G., 1987. Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della piattaforma Apula. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 163–176.

Finetti, 1984. Struttura ed evoluzione della micro-placca adriatica. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, 2, 115–123.

Minisini, D., Trincardi, F., Ascoli, A., 2006. Evidences of slope instability in the South Adriatic Margin. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6 (1), 1–20.

Morelli D., 2002. Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine Adriatico compreso tra il Promontorio del Gargano e Brindisi. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, Vol. Spec. 57, 343–353.

Ortolani F. & Pagliuca S., 1987. Tettonica transpressiva nel Gargano e rapporti con le Catene Appenninica e Dinarica. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 38, 205–224.

Ridente D. & Trincardi F., 2002a. Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy). *Mar. Geol.*, **184**: 273–293.

Ridente D. & Trincardi F., 2002b. Late Pleistocene depositional cycles and syn-sedimentary tectonics on the central and south Adriatic shelf, *Memorie della Società Geologica Italiana*, 57,

Ridente D. & Trincardi F., 2006. Active foreland deformation evidenced by shallow folds and faults affecting late-Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy). *Basin Res.*, **18/2**: 171-188.

Ridente D., Foglini F., Minisini D., Trincardi F., Verdicchio G., 2007. Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the South-Western Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, **246**: 193-207.

Trincardi, F. & Correggiari, A., 2000. Quaternary forced-regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles. In: Hunt, D., Gawthorpe, R. (Eds.), *Depositional Response to Forced Regression*. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, vol. 172, pp. 245–269.

Trincardi, F., Foglini, F., Verdicchio, G., Ascoli, A., Correggiari A., Minisini, D., Piva, A., Remia, A., Ridente, D., Taviani, M., 2007. The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, **246**: 208-230.

Turchetto, M., Boldrin, A., Langone, L., Miserocchi, S., Tesi, T., Foglini, F., 2007. Particle transport in the Bari Canyon (southern Adriatic Sea). *Mar. Geol.* **246**, 231–247 (this volume). doi:10.1016/j.margeo.2007.02.007.

Verdicchio G. & Trincardi F., 2008. Charter 20: Shallow water contourites. In: Rebesco & Camerlenghi (Eds.), *Contourites*, Elsevier.