

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 il bacino di avampaese adriatico moderno 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 effetti 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).

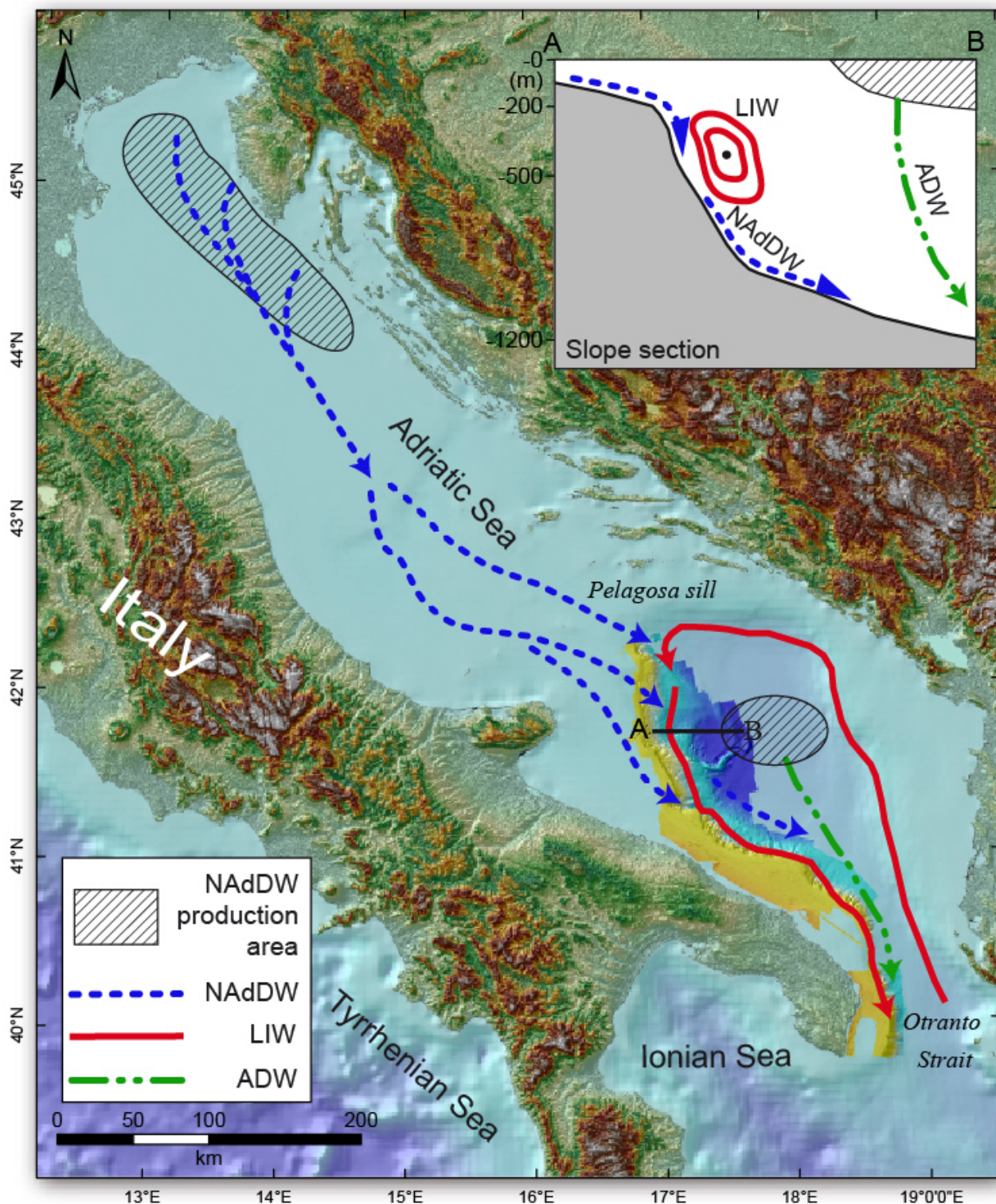


Fig 1.1- Schema semplificato della circolazione profonda in Adriatico. In blu le acque dense nord Adriatiche, in rosso le acque levantine intermedie e in verde le acque dense Adriatiche. .

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

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

L'area è coperta da dati morfobatimetrici per un'estensione di circa 1345 km². Tali dati sono stati

acquisiti con tre strumenti diversi: 1) EM3002 DUAL Kongsberg nell'area di piattaforma interna; 2) EM710 Kongsberg nell'area di piattaforma esterna e parte della scarpata. 3) Reson 8160 nell'area di 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.

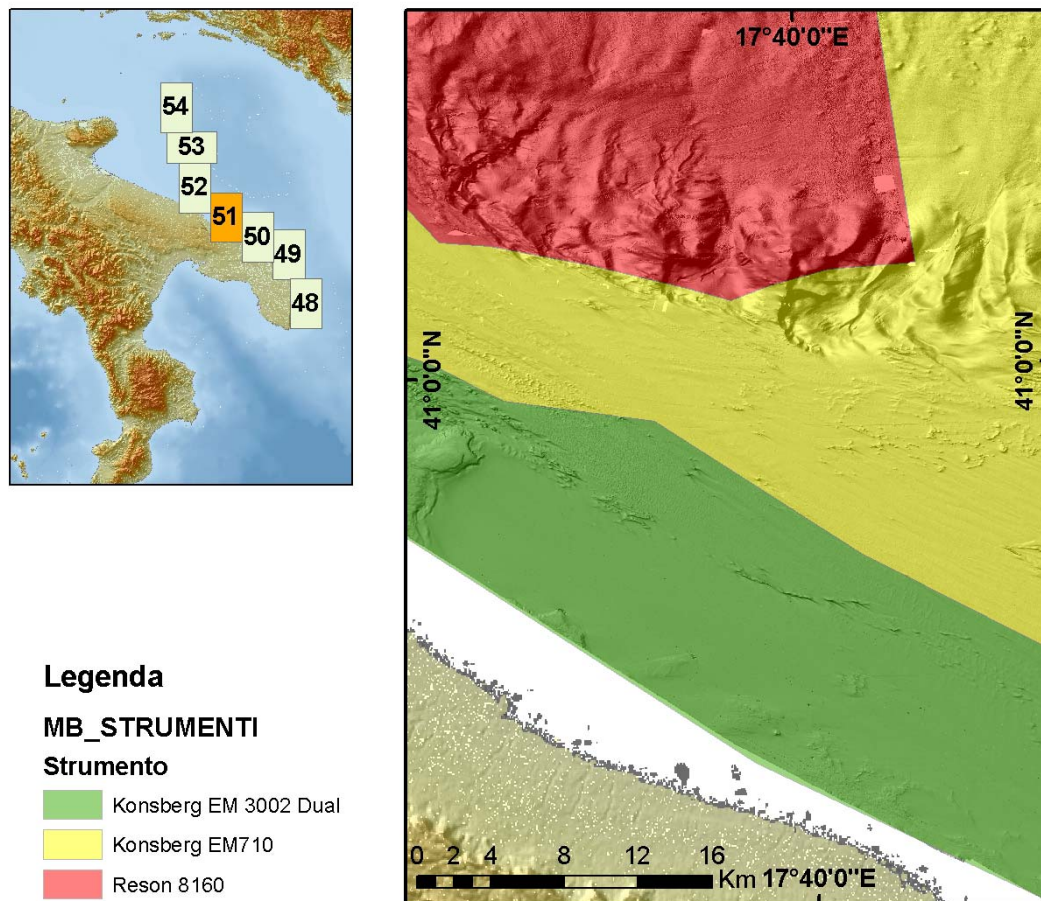


Fig 2.1.1- Estensione dei dati Multi Beam all'interno del foglio Brindisi e poligoni rappresentanti i rilievi effettuati con i vari strumenti. (rilievo ombreggiato, DTM con risoluzione 20 m ed esagerazione verticale 10x)

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 1474 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. L'area di piattaforma interna è coperta da circa 2664 km di profili sismici a riflessioni acquisiti con sistema Benthos CHIRP a 4 trasduttori montato a palo a babordo della motonave Maria Grazia e registrati in digitale utilizzando il sistema SwanPRO 2.00 della

Communication Technology (Fig. 2.3.1).

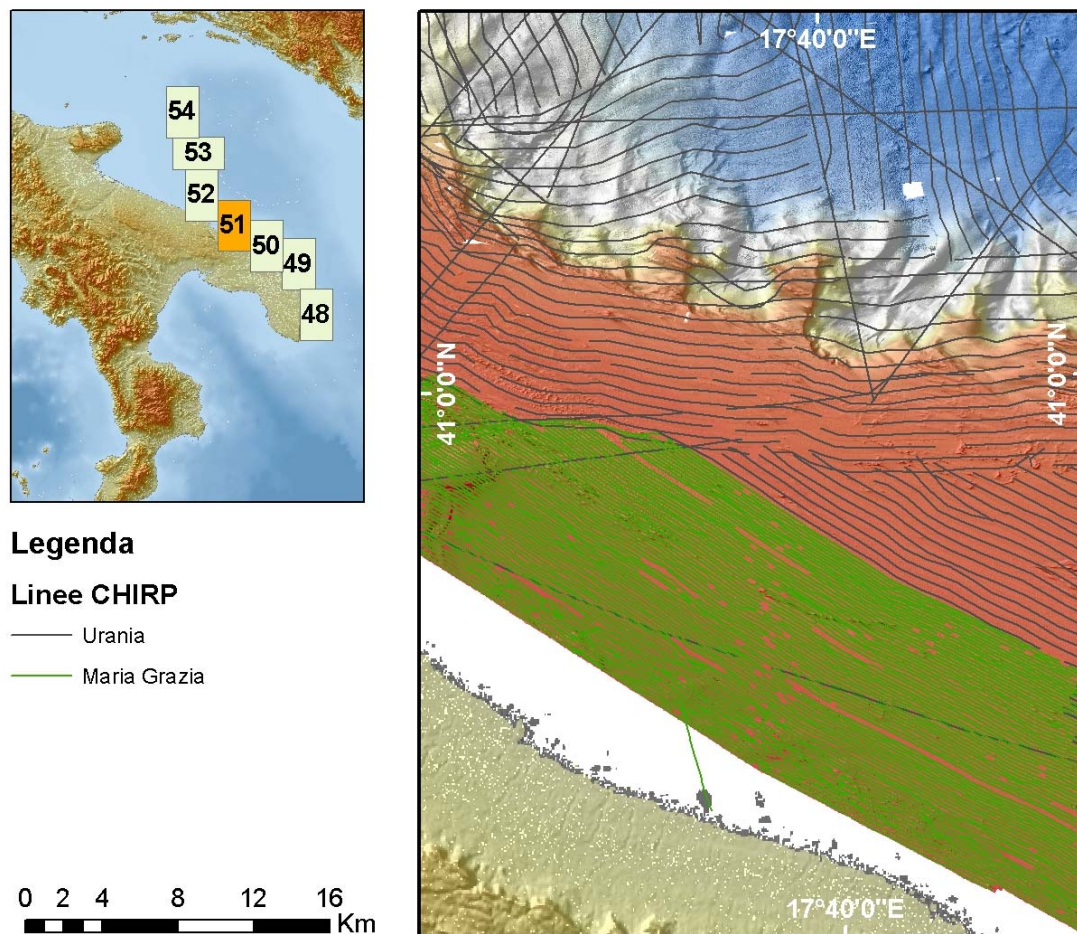


Fig 2.3.1 – Estensione dei rilievi di sismica a riflessione di tipo CHIRP nel foglio Brindisi

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 Brindisi in particolare hanno permesso di ricostruire l'estensione del corpo di frana semisepolto caratterizzato da blocchi visibili in superficie di altezza variabile tra il 5 e i 12 metri. Inoltre ha permesso di caratterizzare le incisioni dei canali minori, e le relative scarpate con riflettori troncati da superfici erosive.

In piattaforma sono state evidenziate deformazioni superficiali, forse di origine gravitativa, rielaborate dalle correnti e dalla deposizione differenziale, rappresentate da piccoli rilievi che interessano solo l'ultimo intervallo dello stazionamento alto (HST). Tali rilievi sono distribuiti in modo non casuale ma secondo allineamenti preferenziali sempre circa sulla massima pendenza, cioè perpendicolari o quasi al contour regionale (Fig 2.3.2, 2.3.3)

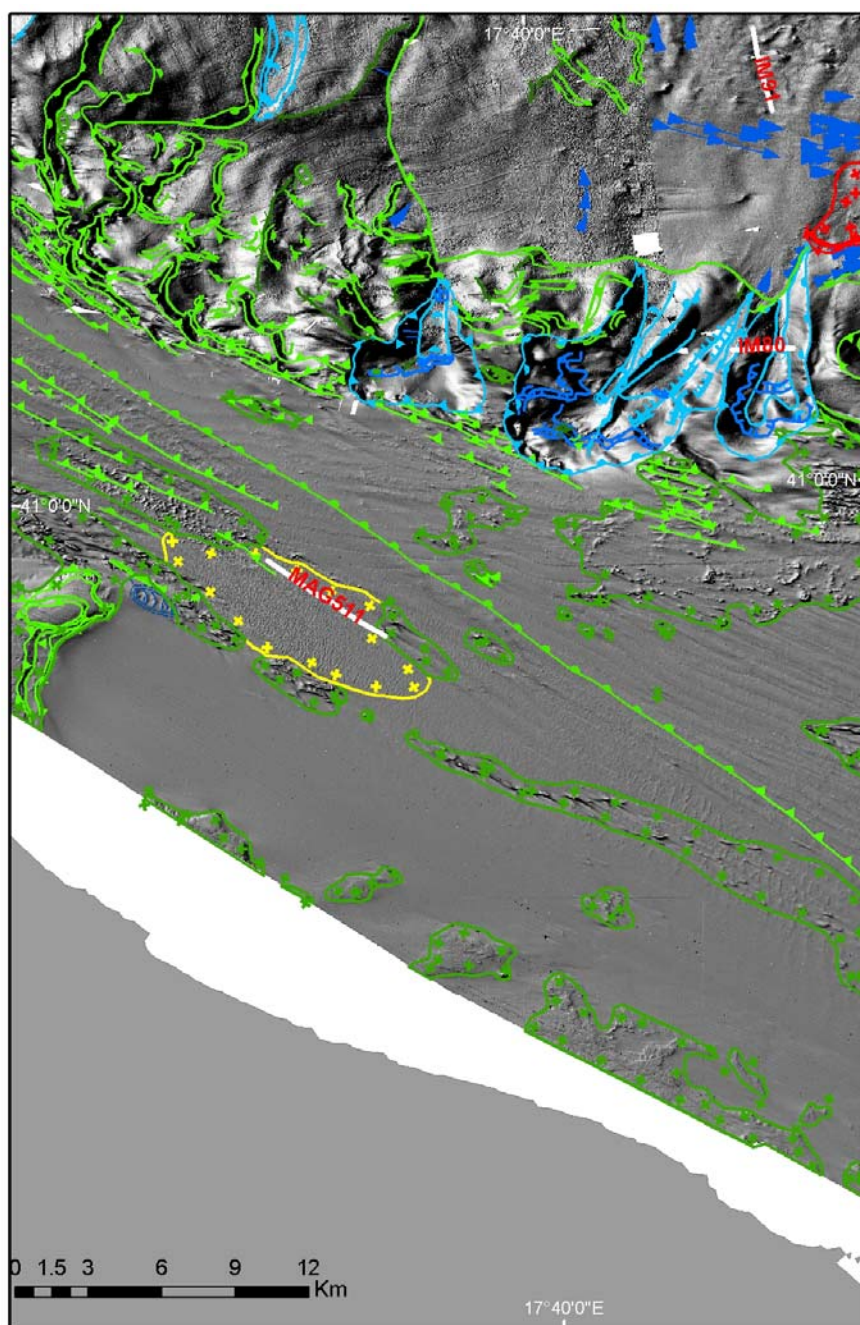


Fig 2.3.2 – Localizzazione dei profili CHIRP sulla carta degli elementi morfobatimetrici del foglio Brindisi.

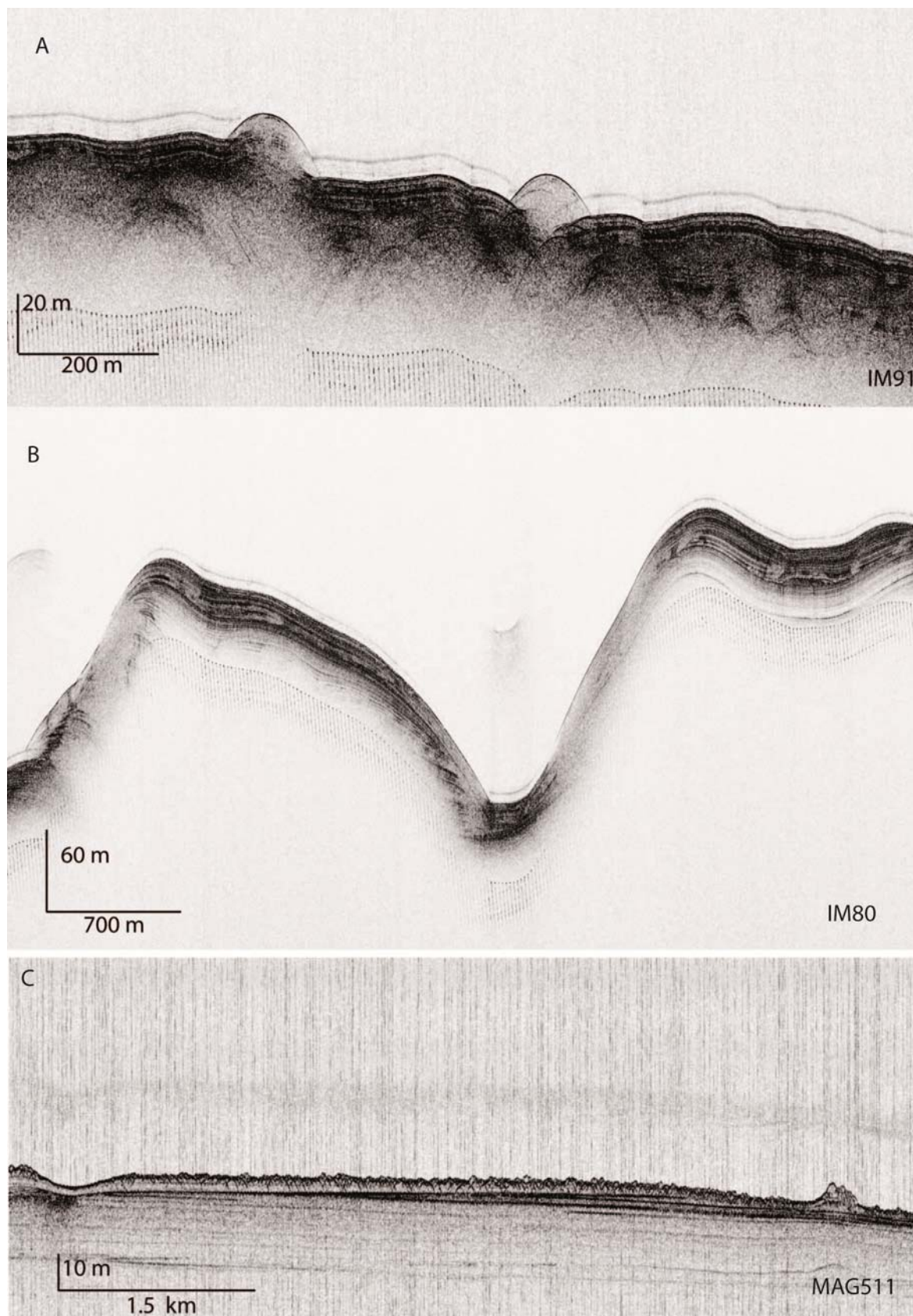


Fig 2.3.3 – Profili CHIRP localizzati in fig. 2.3.2 che mostrano a) blocchi di frana nella porzione della scarpata inferiore del foglio, b) l'incisione, la scarpata e la base del canale minore la cui testata si indenta sul ciglio della piattaforma, c) deformazioni superficiali rappresentate da piccoli rilievi che interessano solo l'ultimo intervallo dello stazionamento alto (HST)

2.4 Dati di campionamento

Nell'area non sono disponibili dati di campionamento.

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 51 Brindisi 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. 3.1.1).

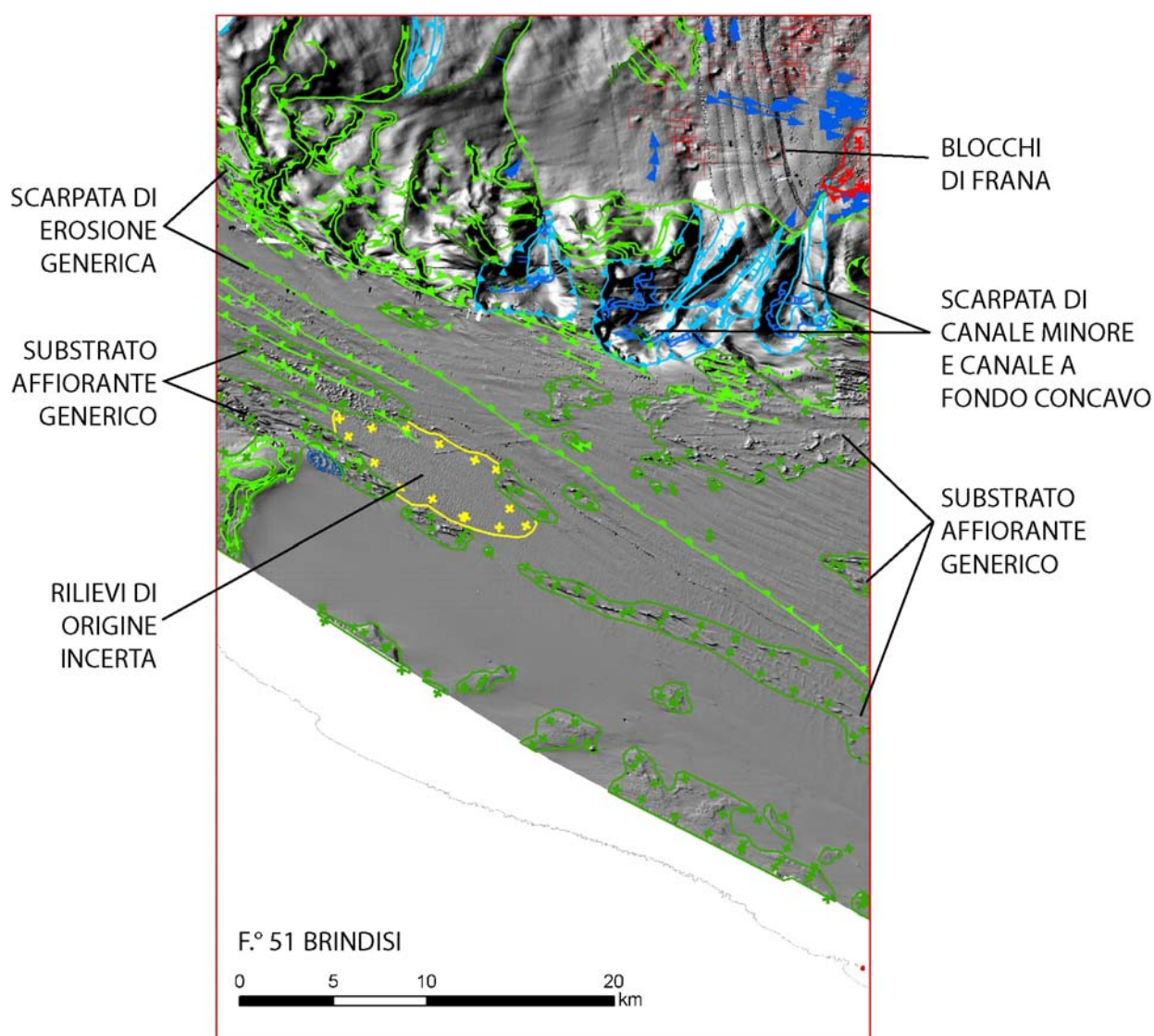


Fig 3.1.1 - Distribuzione degli Elementi Morfobatimetrici nel Foglio 51 Brindisi.

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

- **“scarpate di erosione generica”**, a scarso sviluppo verticale (max. 25 m) ma elevato sviluppo lineare (max. 7000 m), che determinano una morfologia a creste e gradini lungo tutta l'estensione del Foglio con direzione NO-SE;
- **“substrato affiorante generico”** nelle quali la morfologia, caratterizzata da *remnants erosivi*, si presenta accidentata da rilievi isolati di forma tondeggiante o allungati in creste di lunghezza variabile da 500 m a 3000 m e altezza di 5-10 m, sempre con direzione NO-SE (Fig. 3.1.2);
- **“rilievi di origine incerta”** in cui la superficie del fondo mare è interessata da deformazioni superficiali, forse di origine gravitativa, rielaborate dalle correnti e dalla deposizione differenziale, rappresentate da piccoli rilievi che interessano solo l'ultimo intervallo dello stazionamento alto (HST). Tali rilievi sono distribuiti in modo non casuale ma secondo allineamenti preferenziali sempre circa sulla massima pendenza, cioè perpendicolari o quasi al *contour* regionale (Fig. 3.1.3).

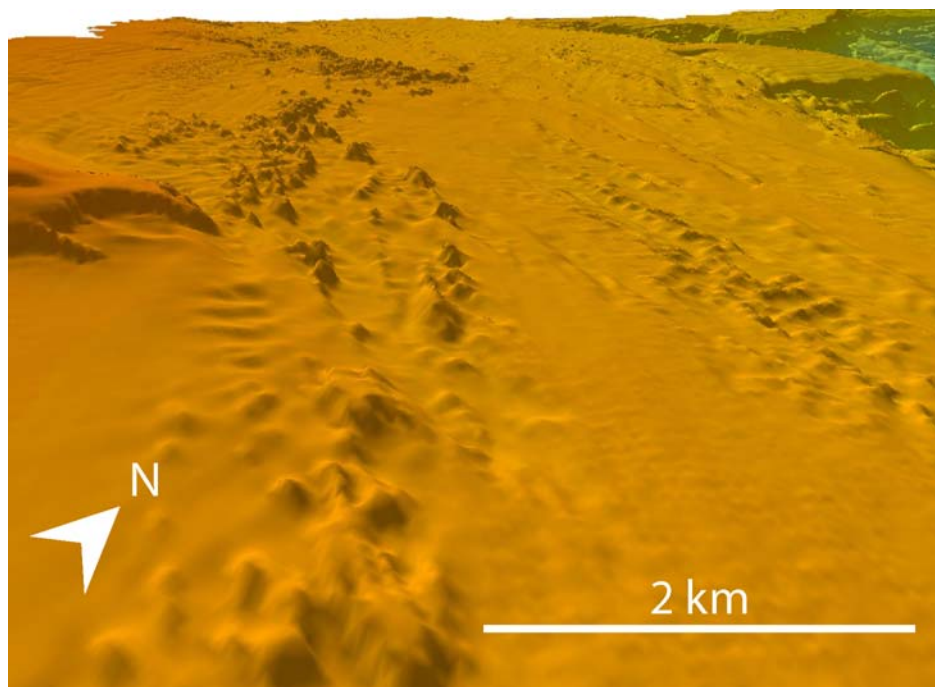


Fig 3.1.2 – Batimeria 3D della piattaforma e del ciglio della scarpata in cui sono visibili i *remnant erosivi* classificati come “substrato affiorante generico”.

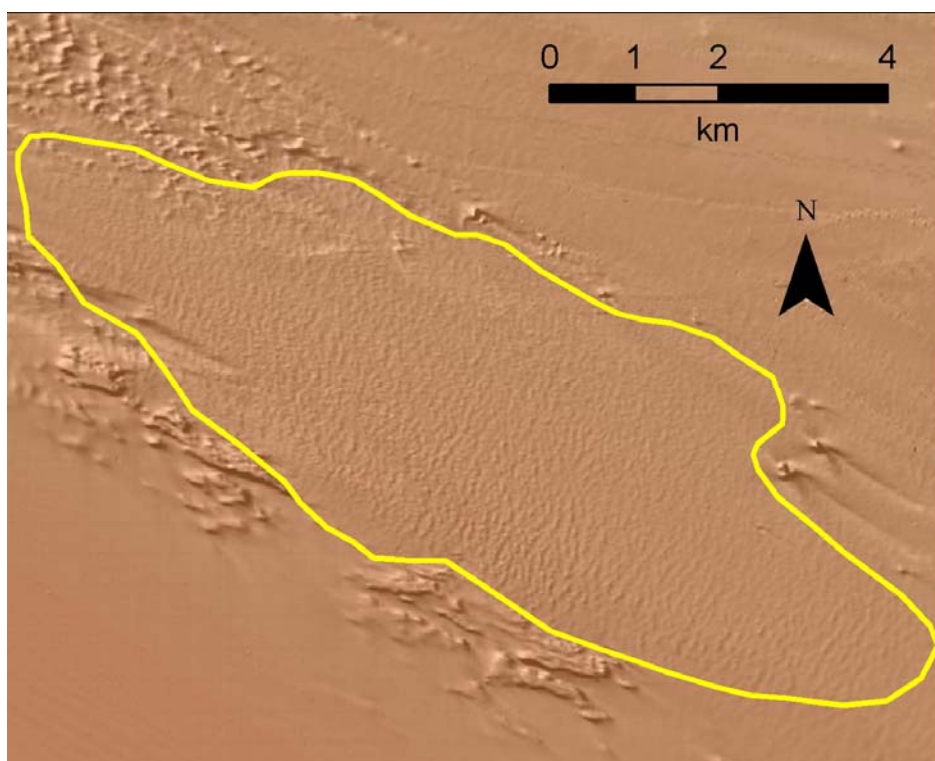


Fig. 3.1.3 – In giallo l’area, in piattaforma, a “rilievi di origine incerta” in cui si sono evidenti rilievi plurimetrici con andamento uniforme e sub perpendicolare al contour regionale.

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

- **“scarpate di erosione generica”** (ciglio e base) sono numerose e hanno estensione lineare ridotta (da qualche chilometro a poche centinaia di metri), sono discontinue e generano una morfologia “a gradoni” con dislivelli che possono arrivare a 100 m; la maggior parte hanno una forma arcuata o ad anfiteatro;
- **“scarpate di canyon”** (ciglio e base) che delimitano 4 grandi zone in cui si sviluppano canali erosivi tipo “canyon” con lunghezza dai 5 ai 9 km e ampiezza massima compresa tra 3 e 5 km; sul ciglio della piattaforma, marcate come “ciglio”, si indentano le 4 testate ad anfiteatro (Fig. 3.1.4).;
- **“scarpata di canale minore”** segna una quinta zona d’incisione in posizione più marginale e meno acclive alla base della scarpata superiore;
- **“scarpata di terrazzo intracanalale”** (ciglio e base) che delimitano i terrazzamenti nei fianchi delle pareti dei canali con andamento sub parallelo ad essi;
- **“scarpate di gradino intracanalale”** (ciglio e base) che delimitano i gradini, perpendicolari alla direzione della corrente, che si originano soprattutto all’interno delle testate dei canali e che complicano ulteriormente la complessa morfologia della scarpata;
- **“canale a fondo concavo”** che corrisponde con il letto, cioè la direzione di massima pendenza, dei canali che incidono la scarpata (Fig. 3.1.4).

Nella scarpata inferiore sono stati cartografati depositi di frana ed elementi erosivi descritti come:

- **“blocco”** rappresenta ogni singolo rilievo individuabile all’interno del deposito di frana sopra descritto; alcuni elementi raggiungono i 500 m di lunghezza e 300 m di larghezza;
- **“scarpata di nicchia di frana semplice”** (ciglio e base) di circa 3 km di lunghezza, a cui corrisponde un’area di frana descritta sotto;

- **“area di frana a superficie gibbosa”** di piccole dimensioni che presenta pochi blocchi e la cui superficie è prevalentemente irregolare;
- **“solco erosivo”**; con questa simbologia sono stati cartografati solchi tipo *furrows*, con orientamento circa E-O e lunghi oltre 10 km, probabilmente generati dall’impatto delle acque dense sul fondo (fenomeno delle *cascading currents*) (Fig. 3.1.5).

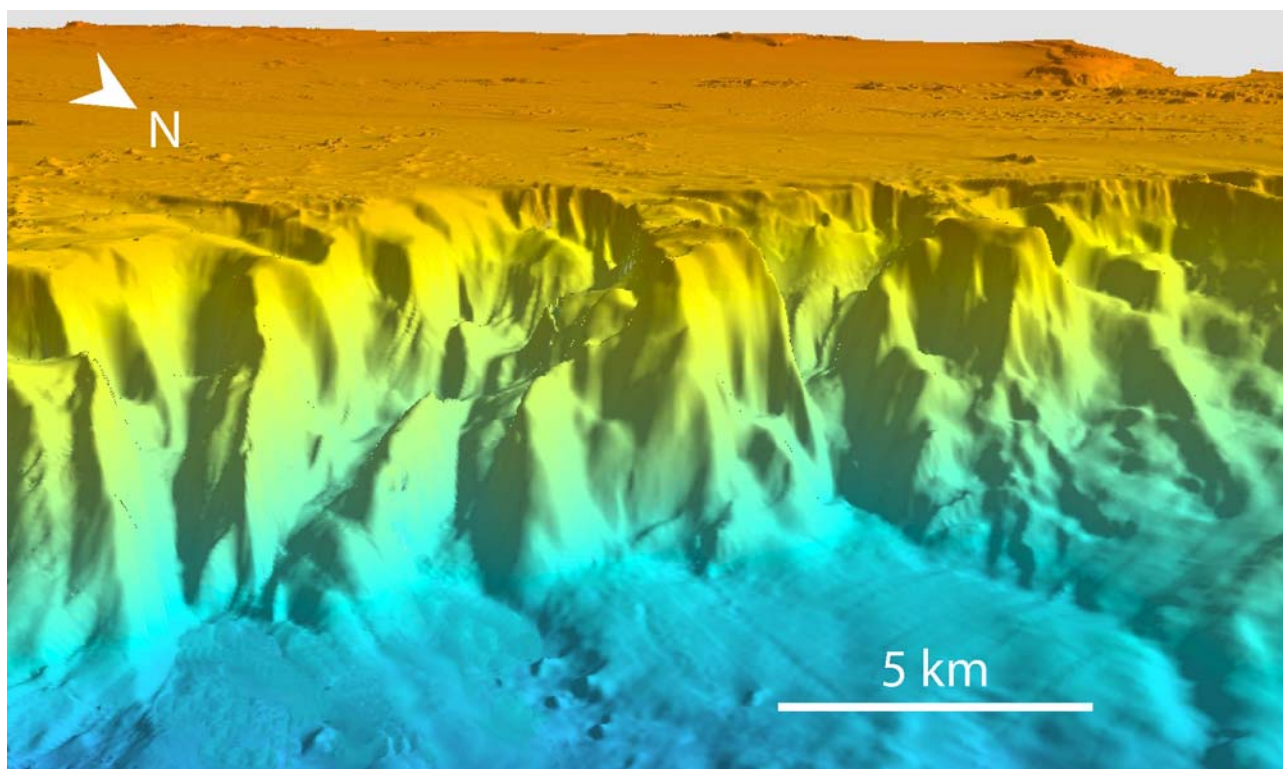


Fig. 3.1.4 – Vista da nord-est delle profonde incisioni che interessano la scarpata superiore classificate come “scarpata di canyon” e “canale a fondo concavo”.

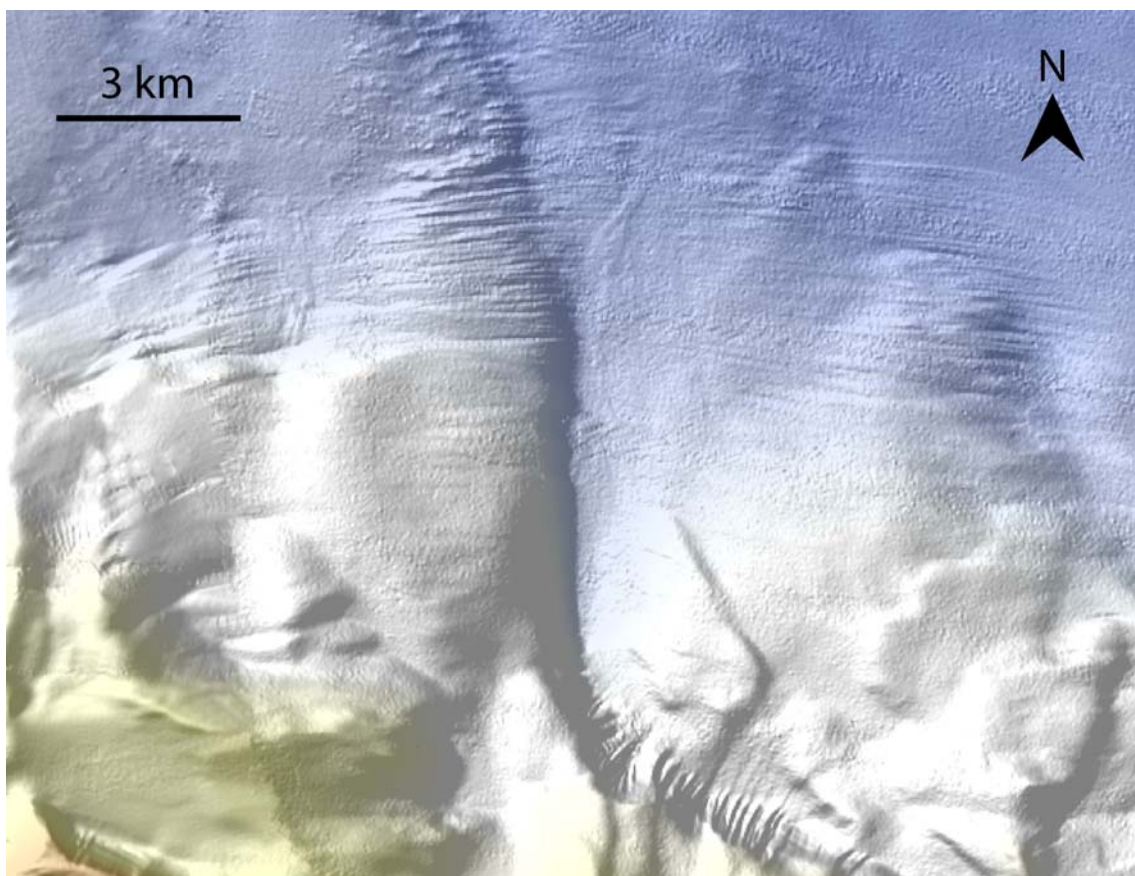


Fig. 3.1.5 – “Furrows” alla base della scarpata superiore classificati come “solchi erosivi”.

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

Le correnti di fondo, che impattano significativamente questa porzione del margine, come dimostrato dai furrows incisi nella scarpata e dalle strutture erosive in piattaforma, costituiscono l'elemento di pericolosità maggiormente rilevante nel foglio 51 Brindisi.

Quando catturate da canyon o da canali minori, le correnti profonde di piattaforma vengono confinate erodendo, trasportando e depositando sedimenti fini. Tali correnti possono indurre la formazione di piccole frane nelle testate dei canali contribuendo a mantenere attivo il processo di indentazione dei canali sulla piattaforma in stile retrogressivo.

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, 516–526.
- 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., Fogliini 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., Fogliini, 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., Miseroocchi, S., Tesi, T., Fogliini, 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. Chapter 20: Shallow water contourites. In: Rebesco & Camerlenghi (Eds.), *Contourites*, Elsevier.