

Foglio 54 - VIESTE

1. Inquadramento geologico dell'area

Il margine adriatico meridionale è un margine continentale passivo e rappresenta un ampio settore del più vasto avampaese adriatico compreso tra gli Appennini e le Dinaridi (Fig. 1.1a). La principale regione adiacente al margine adriatico meridionale include il settore emergente dell'avampaese appenninico ed è caratterizzato da significative differenziazioni strutturali (de Alteriis, 1995). La struttura segmentata di questa regione riflette la variazione laterale dello spessore litosferico della placca adriatica immergente verso ovest e dà origine ad un'area caratterizzata da sismicità intensa e ricorrente (Royden et al., 1987; Doglioni et al., 1994).

La zona di maggiore deformazione, conosciuta come Sistema Garganico (Colantoni et al., 1990; Tramontana et al., 1995) si estende sia a terra, con la faglia di Monte Sant'Angelo-Mattinata (Ortolani e Pagliuca, 1987), che in mare, con la struttura di Gondola (Finetti et al., 1987) (un'ampia fascia deformativa con andamento E-O in corrispondenza del tratto di piattaforma continentale più ampio) (Fig. 1.1a).. La deformazione tettonica attiva lungo il margine continentale genera una serie di blande anticinali e spostamenti verticali che interessano anche i depositi superficiali, particolarmente lungo la struttura deformativa di Gondola. Queste strutture tettoniche indicano (anche se con ricostruzione cinematica controversa, Colantoni et al., 1990; Argnani et al., 1993; de Alteriis, 1995) che la deformazione è attiva in tempi recenti (Tramontana et al., 1995; Ridente e Trincardi, 2002b).

Il margine adriatico meridionale è simicamente attivo e terremoti di varia intensità sono ben documentati negli ultimi dieci secoli e negli ultimi decenni (Tinti e Armigliato, 2003). L'attività sismica sembra concentrarsi lungo le strutture tettoniche principali descritte precedentemente con terremoti superficiali che raggiungono tipicamente magnitudo tra 5 e 6 gradi della scala Richter (Tinti et al., 1995; Tinti e Armigliato, 2003) (Fig. 1.1b). In particolare, terremoti localizzati a mare del promontorio del Gargano raggiungono magnitudo di 6.6 gradi della scala Richter (Fig. 1.1b).. Il sud Adriatico è stato colpito da onde di tsunami documentate in tempi storici (Tinti et al., 1995). La maggiore, avvenuta nel 1627, ha causato la distruzione di numerosi villaggi costieri e la morte di più di 5000 persone (Postpischl, 1985). Quest'evento potrebbe essere stato scatenato da un'intensa attività sismica in mare, anche se rimane difficile spiegare perché onde distruttive abbiano colpito contemporaneamente la costa a nord e a sud del Gargano come documentato da Tinti e Armigliato (2003).

Il margine adriatico meridionale è caratterizzato inoltre dalla presenza di numerose frane sottomarine esposte a fondo mare. In alcuni casi i depositi sono riconoscibili per la loro espressione morfobatimetrica, anche se parzialmente drappeggiati da sedimenti più recenti. Le frane esposte possono essere piuttosto recenti (tardo-oloceniche) o più vecchie (ultimo massimo glaciale). Anche nel secondo caso i depositi di frana non sono sepolti da sedimenti più recenti, a causa dell'attività erosiva e di rimaneggiamento delle correnti sottomarine attive nell'area (Trincardi et al., 2007; Verdicchio e Trincardi, 2008).

Tipicamente i depositi di frana sottomarina si muovono su superfici di scollamento immergenti verso mare e corrispondenti a superfici di *downlap* all'interno delle unità progradazionali quaternarie. Gli stili deposizionali dei vari depositi gravitativi sono differenziati e vanno da estese frane a blocchi, fino a colate di fango di modesto spessore prodotte dalla destabilizzazione di depositi non consolidati e nella maggior parte dei casi conturitici (Minisini et al., 2006; Verdicchio e Trincardi, 2008).

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, e dall'impatto stagionale delle acque dense del nord Adriatico (NAdDW) che scendono trasversalmente alla scarpata raggiungendo velocità superiori a 60 cm/sec (Turchetto et al., 2007).

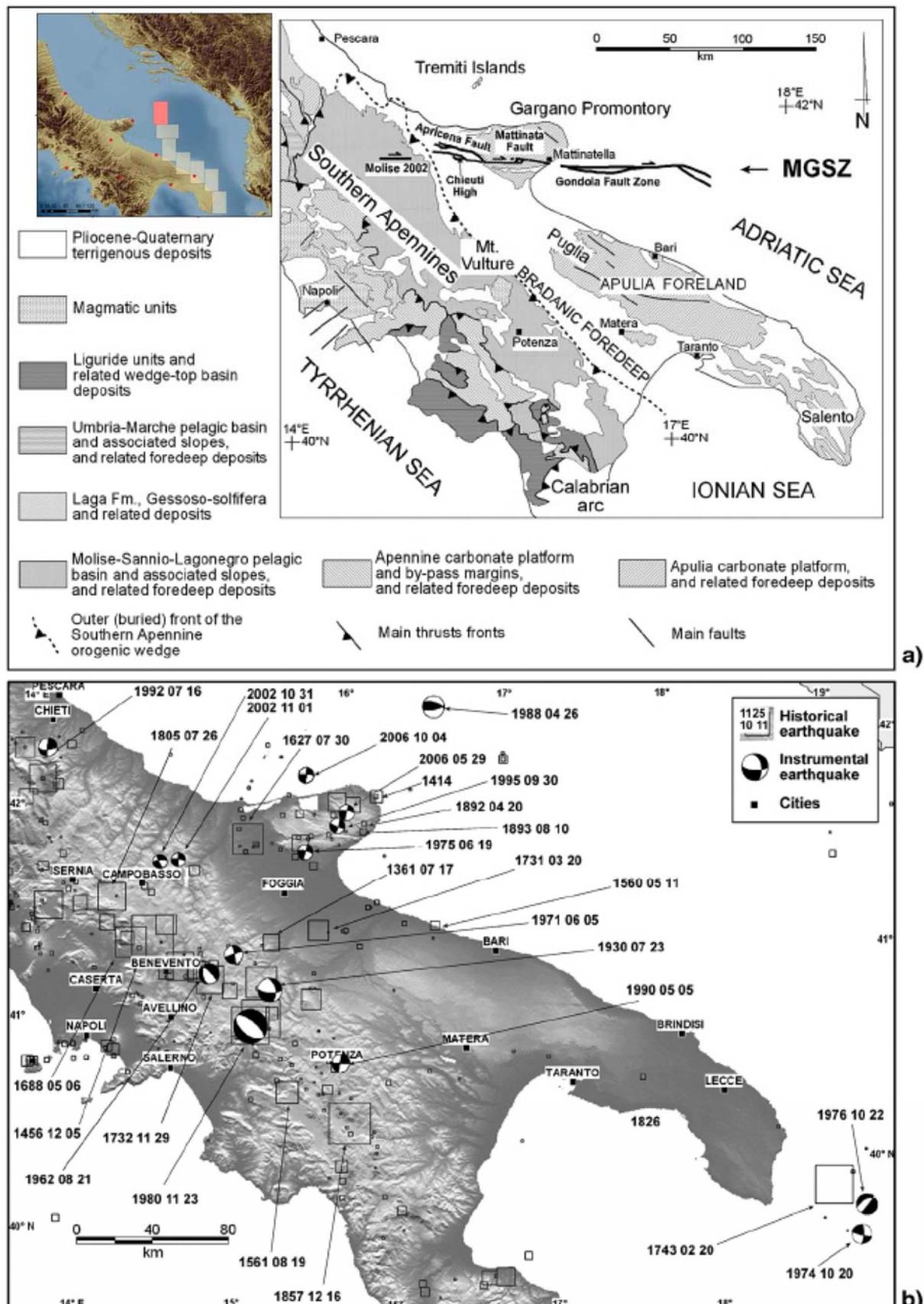


Fig. 1.1 - a) Mappa geologica schematica dell'Italia meridionale che mostra la zona di deformazione delle faglie di Mattinata e Gondola; b) Terremoti storici e strumentali dell'Appennino centrale e meridionale. (Gruppo di lavoro CPTI, 2004; Vannucci e Gasperini, 2004). La dimensione dei quadrati è proporzionale o equivalente alla magnitudo. Modificata da Ridente et al., 2008.

L'interazione delle correnti con le irregolarità del fondo marino porta alla coesistenza di depositi da corrente di notevole spessore e aree prevalentemente in erosione. I depositi da corrente appaiono sviluppati alla base dei tratti di scarpata superiore più ripidi e interessati da morfologie erosive. Sono presenti *sediment drifts*, corpi deposizionali di forma allungata, compositi o isolati, e campi di *sediment waves* che migrano sopra-corrente (Verdicchio et al., 2007). L'azione erosiva delle correnti è testimoniata localmente dalla presenza di truogoli (*moats*) allungati, da superfici erosive estese e da aree con numerose evidenze di *furrows*, specialmente dove bruschi cambi nell'andamento regionale della scarpata inducono la corrente di fondo ad accelerare. In aree dove prevalgono blocchi di frana o rilievi formati da accumuli detritici, la corrente viene localmente alterata creando strutture note come comete a valle degli ostacoli (Verdicchio e Trincardi, 2006). Nell'area più settentrionale del margine, si distinguono diverse tipologie di forme erosive, probabilmente geneticamente legate tra loro: procedendo verso la base della scarpata si osservano erosioni allungate parallelamente alla batimetria, erosioni di forma arcuata associate a *furrows* e *comet-marks* giganti. L'area in cui si sviluppano queste forme erosive si sovrappone in parte a quella in cui sono presenti forme di fondo che migrano sopraccorrente. Questa osservazione, unitamente alla mancanza, in queste aree, di drappeggi pelitici significativi e alla rilevazione di velocità delle correnti fino a 30 cm/sec, suggeriscono che le forme di fondo erosive e deposizionali sono attualmente attive e geneticamente collegate (Verdicchio e Trincardi, 2006; Trincardi et al., 2007).

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. Dati Side Scan Sonar
4. Campioni prelevati con vari strumenti in base al tipo di sedimento e all'obiettivo stratigrafico-sedimentologico previsto (eg. carotaggi a gravità, carotaggi a pistone, box corer, bennate)

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

L'area è coperta da dati morfobatimetrici per un'estensione di circa 1520 km². I dati sono stati acquisiti con due strumenti: 1) Simrad EM300; 2) Reson 8160. Il DTM finale è il risultato dell'elaborazione dei singoli insiemi di dati e della loro successiva integrazione tramite il software Pangea MB Manager. 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 tale da identificare gli elementi morfobatimetrici rilevanti in tutta l'area Fig. 2.1.1.

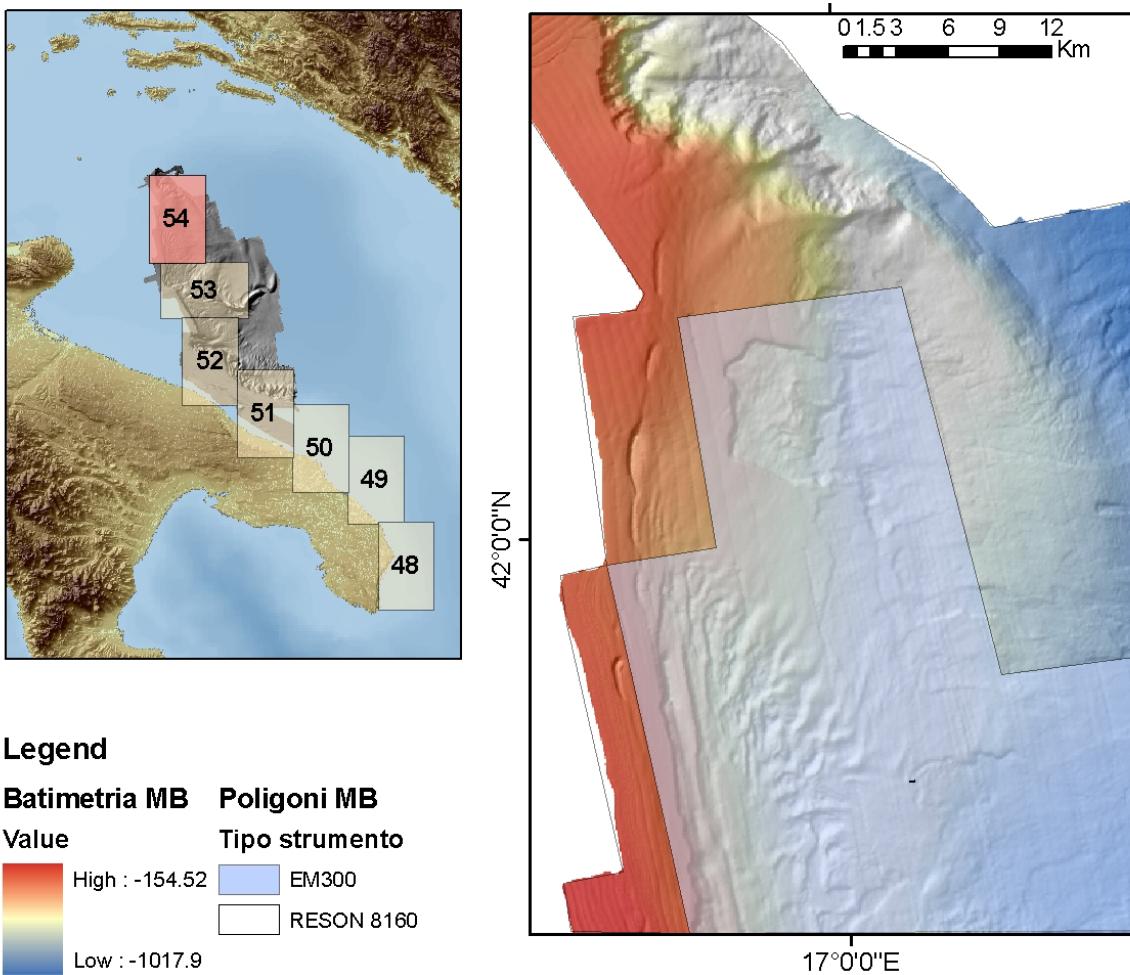


Fig. 2.1.1 - Estensione dei dati Multi Beam all'interno del foglio Vieste e poligoni rappresentanti i rilievi effettuati con i vari strumenti. A destra rilievo ombreggiato, DTM con risoluzione 20 m.

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

L'area è coperta da dati Side Scan Sonar acquisiti con un sistema TOBI 30Kz, a traino profondo, durante la campagna SAGA2003 per un'estensione di circa 1580 km². I dati di riflettività insieme ai dati morfobatimetrici del fondale sono un elemento chiave per distinguere le aree caratterizzate da prevalente erosione (alta riflettività) da quelle a prevalente deposizione (bassa riflettività). Tali aree sono state descritte in base alle caratteristiche morfologiche e sedimentologiche (Verdicchio e Trincardi, 2007) e suddivise in sottoaree distinte in base agli elementi sedimentologici prevalenti. In particolare sono stati identificate onde di sedimento, barcane, dune, *comet marks* e strutture erosive la cui formazione è legata all'interazione di due distinte masse d'acqua profonde: le LIW (*Levantine Intermediate Water*) e le NadDW (*North Adriatic Dense Water*) (Verdicchio et al., 2007; Fig. 2.2.1). I dati di riflettività hanno permesso di individuare strutture non visibili dal solo dato morfobatimetrico con una risoluzione di 20 m quali ad esempio i *furrows* riconoscibili sul mosaico TOBI come un'alternanza di lineazioni a bassa e a alta riflettività spaziate di pochi metri. Il mosaico TOBI insieme al dato morfobatimetrico ha permesso di definire le nicchie di frana distinguibili chiaramente per la loro alta riflettività rispetto alle zone di accumulo.

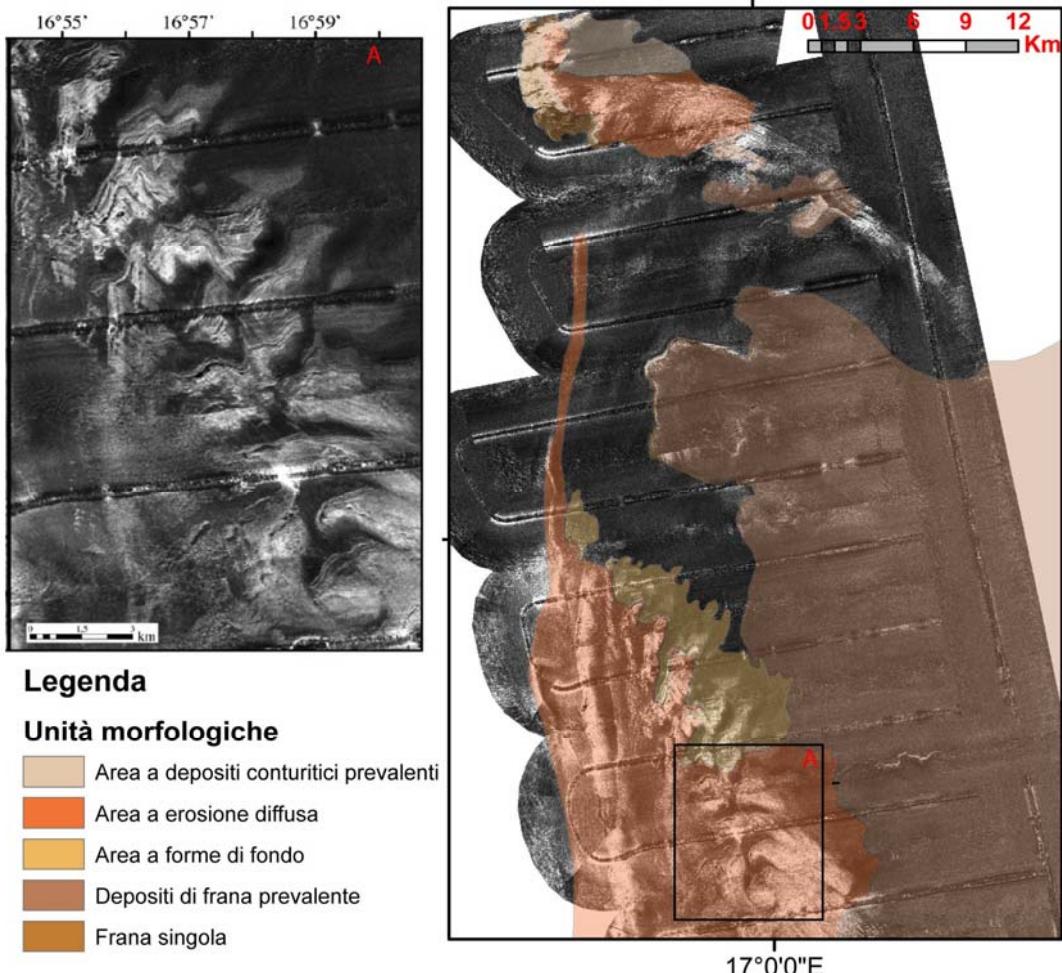


Fig. 2.2.1 – Estensione del rilievo SSS nel foglio Vieste con le unità morfologiche. La figura A mostra un dettaglio delle zone ad erosione diffusa dove si distinguono le creste delle dune e delle strutture a barcana (Verdicchio e Trincardi, 2006).

2.3 Dati di sismica a riflessione

L'area è coperta da circa 5.200 km di profili sismici a riflessione di tipo CHIRP acquistati con un sistema a 16 trasduttori a 3.5 kz con risoluzione verticale di 0.5m montato sulla nave oceanografica URANIA ed interfacciato con il software SWAN PRO della Communication Technology.

I dati Chirp sono fondamentali per l'interpretazione delle strutture erosive e deposizionali dell'area in quanto ne definiscono la struttura interna, ne permettono la corretta interpretazione sedimentologica e rendono possibile la correlazione stratigrafica e la definizione dell'età di genesi di tali depositi (Fig. 2.3.1). Inoltre i dati Chirp sono essenziali per la classificazione dei movimenti franosi all'interno del foglio e per definirne il grado di attività e quindi di pericolosità di tali eventi. Nella porzione nordorientale del foglio si riconosce, da un profilo Chirp, la presenza di un *sediment drift* con evidente espressione morfobatimetrica a profondità di circa 500-600 m (Fig. 2.3.2). Un'altra serie di profili mostra le strutture interne delle barcane e delle onde di sedimento nel settore sud occidentale del foglio dove si riconoscono le maggiori superfici erosive correlabili a scala dell'intero bacino. Superficie erosive minori sono imputabili a periodi di maggiore intensità delle correnti di fondo possibilmente accompagnate da una diminuzione del flusso dei sedimenti.

I profili Chirp che attraversano perpendicolarmente la frana di Vieste mostrano che la nicchia non è drappeggiata da unità più recenti e disloca depositi caratterizzati da riflettori generalmente indisturbati che mostrano deformazioni visibili sotto forma di piccole depressioni esposte a fondo mare (Minisini et al., 2006). I profili Chirp mostrano inoltre la superficie di mobilitazione basale della frana ed evidenziano come gli strati sottostanti non sono interessati dalla deformazione.

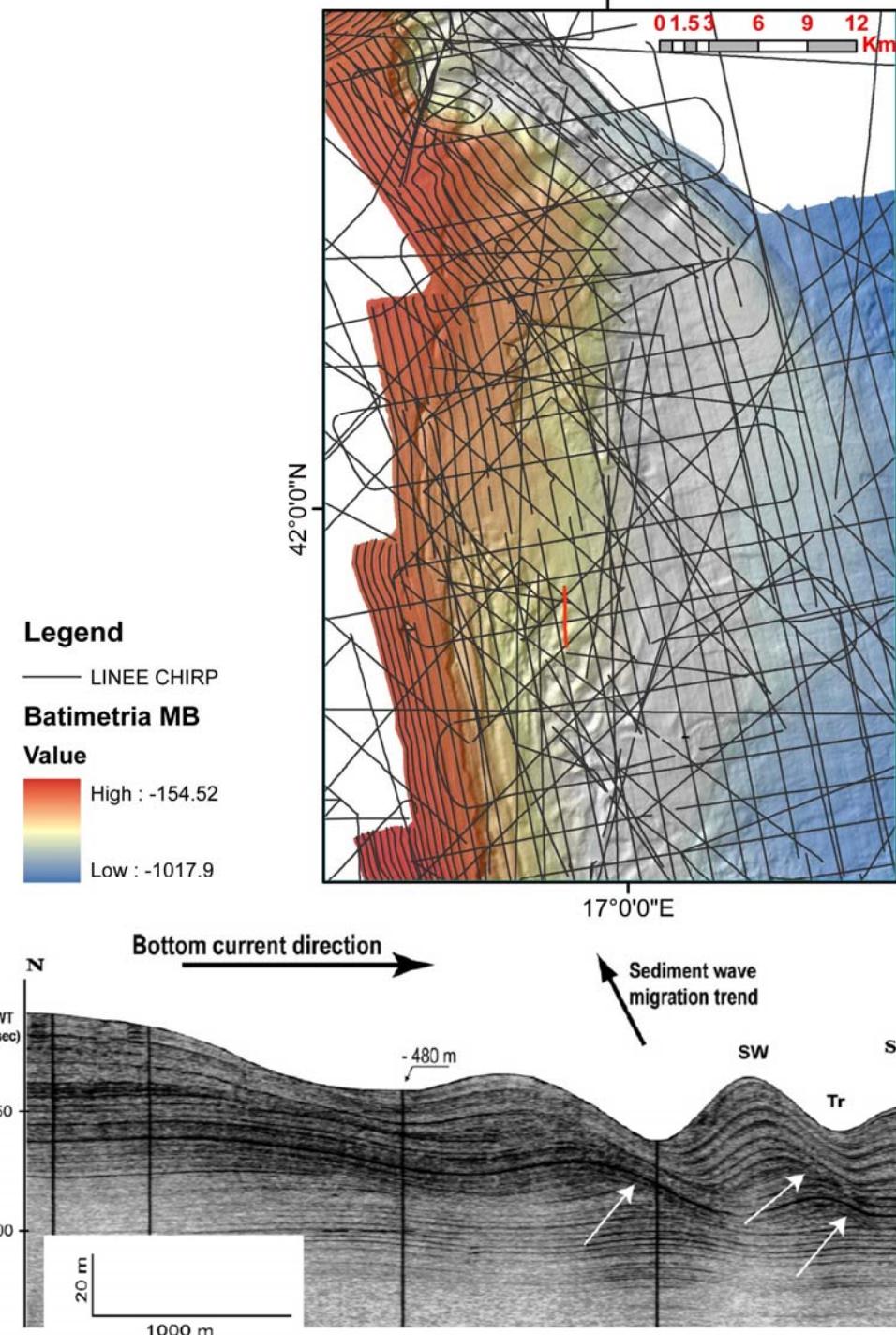


Fig. 2.3.1 – Distribuzione dei profili CHIRP all'interno del foglio Vieste. Il profilo CHIRP in basso attraversa un campo di onde di sedimento che migrano sopraccorrente. Le frecce evidenziano le superfici di erosione relative al periodo di massima intensità delle correnti di fondo e di decrescita di accumulo di sedimento (SW: sediment waves; Tr: sediment wave trough). Modificato da Verdicchio et al., 2007.

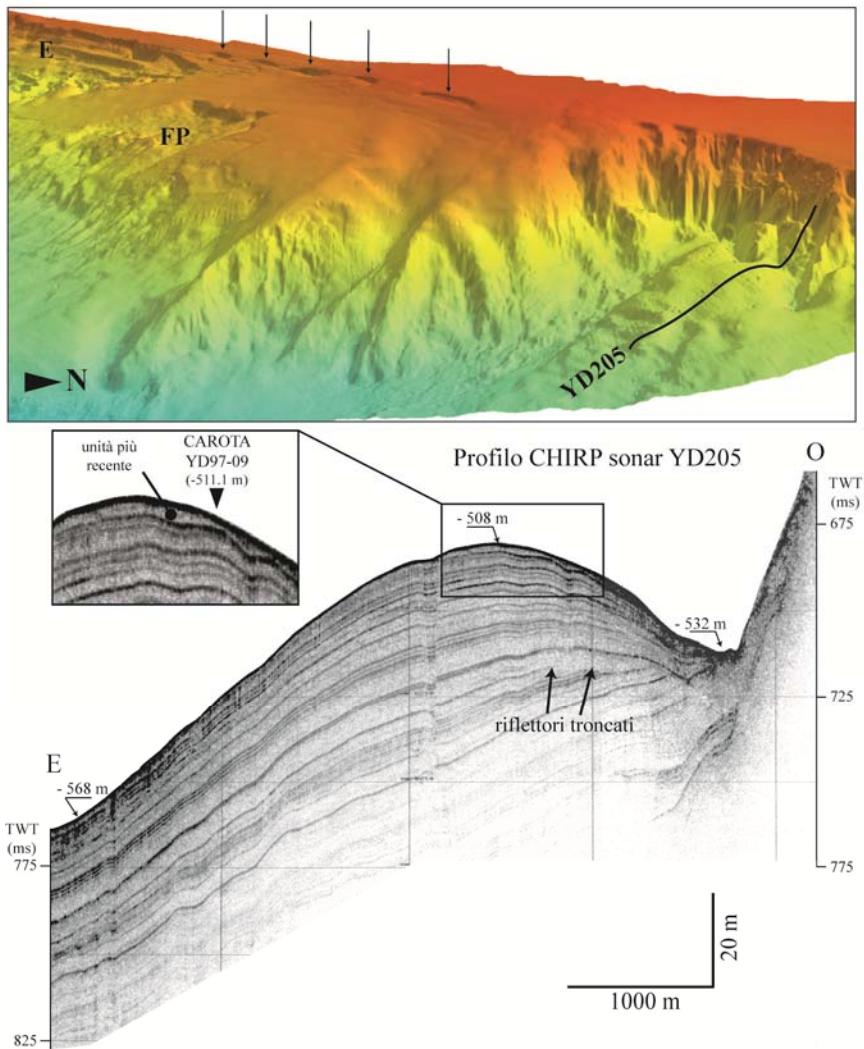


Fig. 2.3.2 - DTM della scarpata superiore nell'area del Foglio Vieste (visto da E. illuminato da NO). Si nota la frana di Vieste (denominata FP in figura), l'apice della zona erosiva inferiore (E), la presenza di nicchie di frana incipienti (frecce verticali) e l'accumulo conturitico alla base della scarpata a nord. Il profilo CHIRP sonar documenta il deposito conturitico semplice (simple drift) separato dalla scarpata superiore da un truogolo erosivo (moat) parallelo al margine. I riflettori troncati definiscono fasi di maggiore energia delle correnti (erosioni). Il dettaglio della cresta mostra l'accumulo preferenziale dei depositi tardo olocenici sul lato sopraccorrente. Modificato da Verdicchio et al., 2007.

2.4 Dati di campionamento

Nell'area sono stati prelevati 45 campioni: 13 box corer, 22 carote, 8 bennate, 2 dragaggi. I box corer sono stati utilizzati principalmente per verificare la composizione litologica degli elementi erosivi e deposizionali principali e metterli in relazione con i dati di riflettività in particolare nella porzione meridionale del foglio.

Alcune carote sono state studiate in chiave stratigrafica per effettuare correlazioni a scala di bacino. Le correlazioni, tra le carote chiave, si basano principalmente sullo studio di associazioni di foraminiferi, $\delta^{18}\text{O}$ e curve di suscettività magnetica ed hanno permesso di documentare che le forme di fondo presenti nell'area si stanno formando nel presente interglaciale (Verdicchio et al., 2007). Ciò implica che le correnti di fondo sono maggiormente attive in questa fase interglaciale quando la poco profonda piattaforma nord adriatica è inondata a seguito dell'innalzamento glacio-eustatico e diventa uno dei maggiori siti di formazione di acque dense profonde (Verdicchio et al., 2007).

La correlazione di carote insieme alla ricostruzione sismo-stratigrafica ha fornito informazioni di base sull'età dei movimenti franosi più recenti, tutti successivi all'intervallo glaciale MIS 2, (Minisini et. al, 2006).

2.5 Altro tipo di dato

Un mooring di breve periodo (1 settimana) è stato posizionato a 615 m di profondità all'interno del campo di furrows. I dati registrati hanno mostrato che le correnti profonde nell'area raggiungono un picco di velocità di 31 cm/s con una velocità media di 16.7 cm/s. Il mooring è stato posizionato ad Aprile 2005 catturando le ultime correnti profonde a forte energia che si formano durante l'inverno; la direzione delle correnti misurata è la stessa dei furrows all'interno dell'area.

3. Elementi Morfobatimetrici e “pericolosità” geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

All'interno del foglio 54 sono stati individuati gli elementi morfobatimetrici di seguito descritti (Fig 3.1.1):

- **Scarpate di nicchia di frana.** Sono presenti numerose nicchie di frana complessa, di forma e dimensione variabile all'interno del foglio. La scarpata più importante è localizzata nella parte centrale del foglio e ha un'estensione trasversale di circa 7.5 km, un'altezza di circa 35 m e una pendenza di circa 12°. Non ci sono evidenze di depositi da trasporto in massa al di sopra di questa nicchia e quindi si può ipotizzare che il meccanismo di rottura in questa zona sia di tipo retrogressivo. Verso il bacino, sono nicchie di frana complessa meno estese (da 1 a 2.5 km circa) ma con notevole pendenza (8-9°) e altezza (circa 35 - 55 metri). A partire dalla nicchia principale si estendono, per circa 12 km verso sud, parallelamente alla scarpata continentale, scarpate di nicchie di frana meno ripide (2-3° di pendenza e 10-15 m di altezza) che definiscono il limite superiore di un esteso deposito da flusso prevalentemente sepolto che interessa tutta la scarpata nell'intervallo batimetrico compreso tra 600 e 800 m di profondità. Nella parte più meridionale del foglio si trova una scarpata di frana di circa 6 km di estensione e con una altezza massima sul fianco settentrionale di circa 35 m e una pendenza di circa 5°. Tale scarpata interessa depositi olocenici come la scarpata principale ed è quindi anche essa di recente generazione. Nella porzione settentrionale del foglio sono presenti numerose nicchie di frana complessa che si generano ad una profondità di circa 280 m sotto il livello del mare. Tali nicchie hanno un'estensione variabile singolarmente e interessano nel complesso un'area di circa 8 km con pendenze dai 12° ai 18°. Nella zona bacinale, tra 500 e 800 m di profondità, a est rispetto alle scarpate principali, si trovano nicchie di frana complessa (estensione tra 500 e 1500 m, pendenza tra 5 e 9°) che interessano il fianco immergente verso mare di depositi conturitici di notevole spessore.
- **Scarpate di Erosione.** Nella zona sud occidentale del foglio in un intervallo batimetrico compreso tra i 300 e i 450 m sono presenti estese e ripide scarpate di erosione (tra 12° e 16°) allungate principalmente in direzione N-S e continue per circa 20 km. Tali scarpate si trovano in una zona caratterizzata da prevalente erosione diffusa come evidenziato dalla presenza di numerose forme di fondo legate a fenomeni erosivi (depressioni erosive, *furrows*). A ovest delle scarpate erosive più estese, tra i 450 e i 650 m di profondità, si trovano scarpate di minore entità associate a forme di fondo di tipo deposizionale.
- **Thalweg di canale a profilo arrotondato.** Sono stati individuati tre thalweg di canale a profilo arrotondato, di lunghezza variabile, legati ai fenomeni erosivi dovuti al passaggio delle correnti di fondo.
- **Area a dune - Cresta di duna.** L'area a dune è localizzata nella zona bacinale, tra circa 450 e 600 m di profondità, ad ovest delle scarpate erosive. L'area si estende in direzione NO-SE per

circa 65 km² ed è caratterizzata dalla presenza di dune di sedimento di varie dimensioni. Le creste delle dune hanno forma variabile da sinuosa a biforcata ed orientazione NE-SO e E-O. In sezione le dune si presentano generalmente asimmetriche, con il fianco deposizionale rivolto verso NO e verso N. L'altro fianco è marcatamente meno deposizionale o addirittura in certi casi erosivo. Verso il bacino, le dune sono progressivamente meno ampie e più simmetriche. A nord di quest'area si trova un campo di dune meno esteso (circa 9 km²) dove le creste delle dune sono orientate N-S.

- **Cresta di Barcana.** A sud dell' area a dune, all'interno dell'area ad erosione diffusa, si trovano delle strutture deposizionali isolate di tipo "barcana". L'orientamento dominante di queste strutture è in media NE-SO ma presenta grande variabilità da parallelo a perpendicolare rispetto alla scarpata procedendo dalle zone meno profonde a quelle più profonde. Questo andamento non sembra comunque essere casuale ma si ripete andando da nord verso sud lungo la scarpata continentale e si ipotizza essere legato all'andamento delle correnti profonde (Verdicchio e Trincardi, 2006).
- **Creste di onde di sedimento.** Nella porzione settentrionale del foglio, tra 500 e 600 m di profondità alla base della scarpata di frana più ripida si trovano due creste di onde di sedimento (*sediment drifts*). L'accrescione del *drift* genera un rilievo di circa 50 m. Gli assi sono orientati NO-SE e SO-NE. In sezione il *drift* è asimmetrico con un fianco corto e ripido rivolto verso la piattaforma e un fianco meno ripido che immerge verso il bacino. Il *drift* è contornato verso la scarpata da un *moat* erosivo.
- **Aree a depressione erosiva.** Nelle aree a erosione diffusa sono presenti delle depressioni erosive di vario genere. Nella parte settentrionale del foglio tra i principali *sediment drift* e la base della scarpata sono presenti due *moats* erosivi di forma allungata con un'estensione rispettivamente di circa 1.2 e 1.5 km e una profondità di 550 e 580 m. I *moats* erosivi sono generati dall'accelerazione delle correnti di fondo in corrispondenza di un ostacolo morfologico, sono quindi strettamente legati al regime delle correnti di fondo attivo all'interno del bacino. Alla base della scarpata di frana inoltre si trovano depressioni erosive generalmente circolari (*plunge pool*) con un diametro variabile da 300 a i 500 m legate ai processi erosivi dovuti al passaggio delle correnti sul fondo. Sulla piattaforma continentale tra i 250 e i 300 m di profondità si trovano depressioni erosive allungate a forma di unghia, allineate in direzione circa N-S e di lunghezza variabile tra 1 km e 3.5 km. Tali depressioni hanno una profondità che va dai 20 ai 30 m e sono anche esse legate geneticamente al passaggio delle correnti di fondo.
- **Area a erosione diffusa.** Sono state individuate due aree a erosione diffusa, dove si trovano forme erosive di vario genere e dimensione, dalle scarpate alle depressioni erosive precedentemente descritte. L'area più estesa (circa 76 km²) si trova a sud ovest del foglio in prossimità del limite della scarpata continentale. Tale area è contigua al campo di dune ed è interessata da scarpate erosive ripide e di notevole estensione, *remnants* erosivi perpendicolari o obliqui alla scarpata, solchi di varie dimensioni e depressioni erosive.
- **Area interessata da corpo di frana a superficie gibbosa e regolare.** L'area è interessata da accumuli di frana multipli e sovrapposti che interessano un'area complessiva di circa 100 km² lungo la scarpata inferiore tra 600 e 800 m di profondità. Tali depositi, geneticamente collegati alle scarpate di frana sovrastanti, suggeriscono una successione di eventi distinti ma non cartografabili singolarmente perché coalescenti e parzialmente sovrapposti. Nella maggior parte dei casi quindi non è possibile distinguere i singoli eventi e collegarli alle corrispondenti nicchie di frana. All'interno dell'area è stato individuato un solo evento distinguibile, classificato come deposito di frana da flusso, riconducibile alla sua nicchia di frana.
- **Corpo di frana a blocchi.** In corrispondenza della nicchia di frana più estesa ed all'interno di un deposito composito è stato individuato un corpo di frana a blocchi di circa 4 km² di estensione complessiva ad un profondità del fondale di circa 400 m.

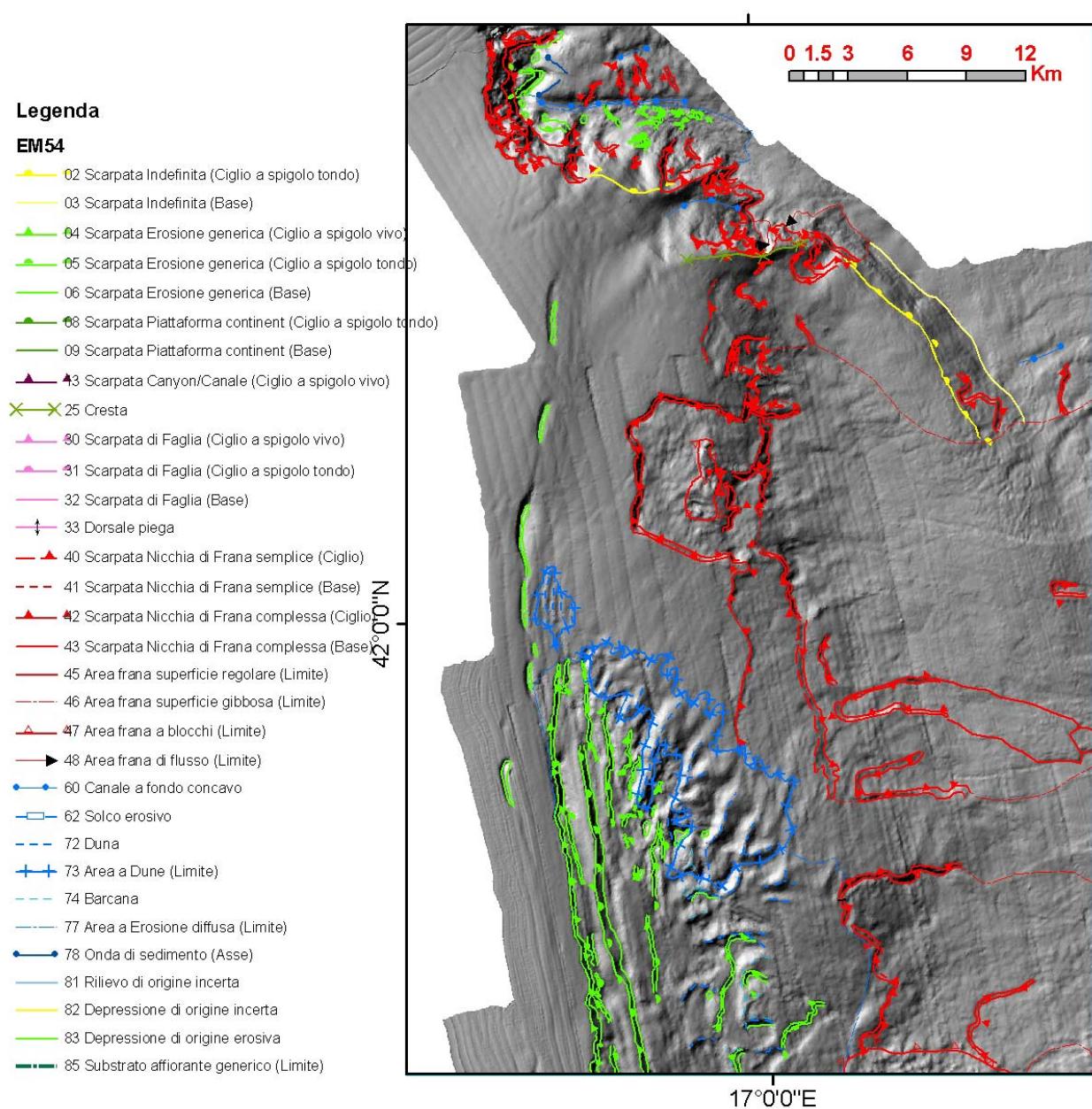


Fig. 3.1.1 – Elementi morfobatimetrici nel foglio 54 Vieste con relativa legenda.

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

Le nicchie di frana presenti nell'area, insieme alla nicchia più importante denominata frana di Vieste, interessano depositi olocenici e non sono drappeggiate da unità successive, esse possono quindi essere ritenute molto recenti (Minisini et. al., 2006). I profili Chirp mostrano la superficie di mobilizzazione basale ed evidenziano come gli strati sottostanti non sono interessati dalla deformazione. Inoltre depositi acusticamente trasparenti si estendono alla base della nicchia di distacco della frana di Vieste evidenziando come l'evacuazione del sedimento non si sia completata dopo la rottura (Minisini et al., 2006). Il margine nel suo complesso mostra una serie di nicchie di frana ben evidenti che indicano la possibilità di rotture incipienti verso la piattaforma nelle zone interessate da eventi franosi recenti. Questo tipo di evidenze insieme alle informazioni sulla sismicità dell'area e alla deformazione tettonica indicano che una vasta area del margine è soggetta ad un incipiente riattivazioni di fenomeni franosi.

3.3 Bibliografia citata

- Argnani A., Favali P., Frugoni F., Gasperini M., Ligi M., Marani M., Mattietti G., Mele G. 1993. Foreland deformational pattern in the southern Adriatic sea, *Annali di Geofisica*, 36, 229–247,
- Colantoni P., Preti M., and Villani, B. 1990. Sistema deposizionale e linea di riva olocenica sommersi in Adriatico e al largo di Ravenna, *Giornale di Geologia*, 52, 1–18,
- de Alsteriis G. 1995. Different foreland basins in Italy: examples from the Central and Southern Adriatic Sea, *Tectonophysics*, 252, 349–373.
- Doglioni C., Mongelli F., Pieri P. 1994. The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apennine subduction due to buckling of a thick continental lithosphere, *Tectonics*, 13, 1309–1321.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan A., Xuan Z. 1987. Geophysical study of the Adria plate, *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 335–344.
- Minisini D., Trincardi F., Asioli A. 2006. Evidence of slope instability in the South-Western Adriatic margin. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6 (1):1-20.
- Postpischl D. 1985. Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes, *Quaderni de “La ricerca scientifica”*, 114–2A, CNR, Roma, pp.164.
- Ridente D. and Trincardi F. 2002. Late Pleistocene depositional cycles and syn-sedimentary tectonics on the central and south Adriatic shelf, *Memorie della Societ`a Geologica Italiana*, 57, 516–526.
- Ridente D., Fracassi U., Di Bucci D., Trincardi F. & Valensise G. 2008. Middle Pleistocene to Holocene activity of the Gondola Fault Zone (Southern Adriatic Foreland): Deformation of a regional shear zone and seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 453: 110–121.
- Royden L. E., Patacca E., Scandone P. 1987. Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution, *Geology*, 15, 714–717.
- Tinti S., Maramai A., Favalli P. 1995. The Gargano promontory: an important Italian seismogenetic-tsunamigenic area, *Mar. Geology*, 122, 227–241, 1995.
- Tinti S. and Armigliato A. 2003. The use of scenarios to evaluate the tsunami impact southern Italy, *Mar. Geology*, 199, 221–243, 2003.
- Tramontana M., Morelli D., Colantoni P. 1995.: Tectonica plioquaternaria del sistema sud garganico (settore orientale) nel quadro evolutivo dell’Adriatico centro meridionale, *Studi Geologici Camerti*, 2, 467–473.
- Trincardi, F., Foglini, F., Verdicchio, G., Asioli, 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. 2007. Water dynamics and sediment transport associated with the Bari canyon in the southern Adriatic Sea. *Marine geology Special issue*, 246: 231-247.

Verdicchio G. & Trincardi F. 2006. Short-distance variability in slope bed-forms along the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). In P. Weaver, M. Canals & F. Trincardi (Eds.): "EUROSTRATAFORM Special Issue". Elsevier, Mar. Geol., 234: 271–292, Amsterdam.

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

Verdicchio G., Trincardi F., Asioli A. 2007. Mediterranean bottom current deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin. In Viana A. & Rebesco M., Eds., Geological Society of London, Special Publication , 276: pp. 199–224.

4. Punti di Criticità presenti nel Foglio

4.1 F54_PC1_Frana di Vieste

4.1.1 Riassunto

Frana di notevole estensione (nicchia di circa 7.5 k di ampiezza) con nicchia ben definita localizzata circa 65 km a est di Vieste (Fig. 1 e Fig. 2). Tale evento di frana interessa depositi olocenici, non drappeggiati da unità successive (post frana). Non ci sono evidenze di depositi da trasporto in massa al di sopra di questa nicchia, quindi si può dedurre che il meccanismo di rottura in questa zona sia di tipo retrogressivo e l'area può essere definita attualmente potenzialmente instabile.

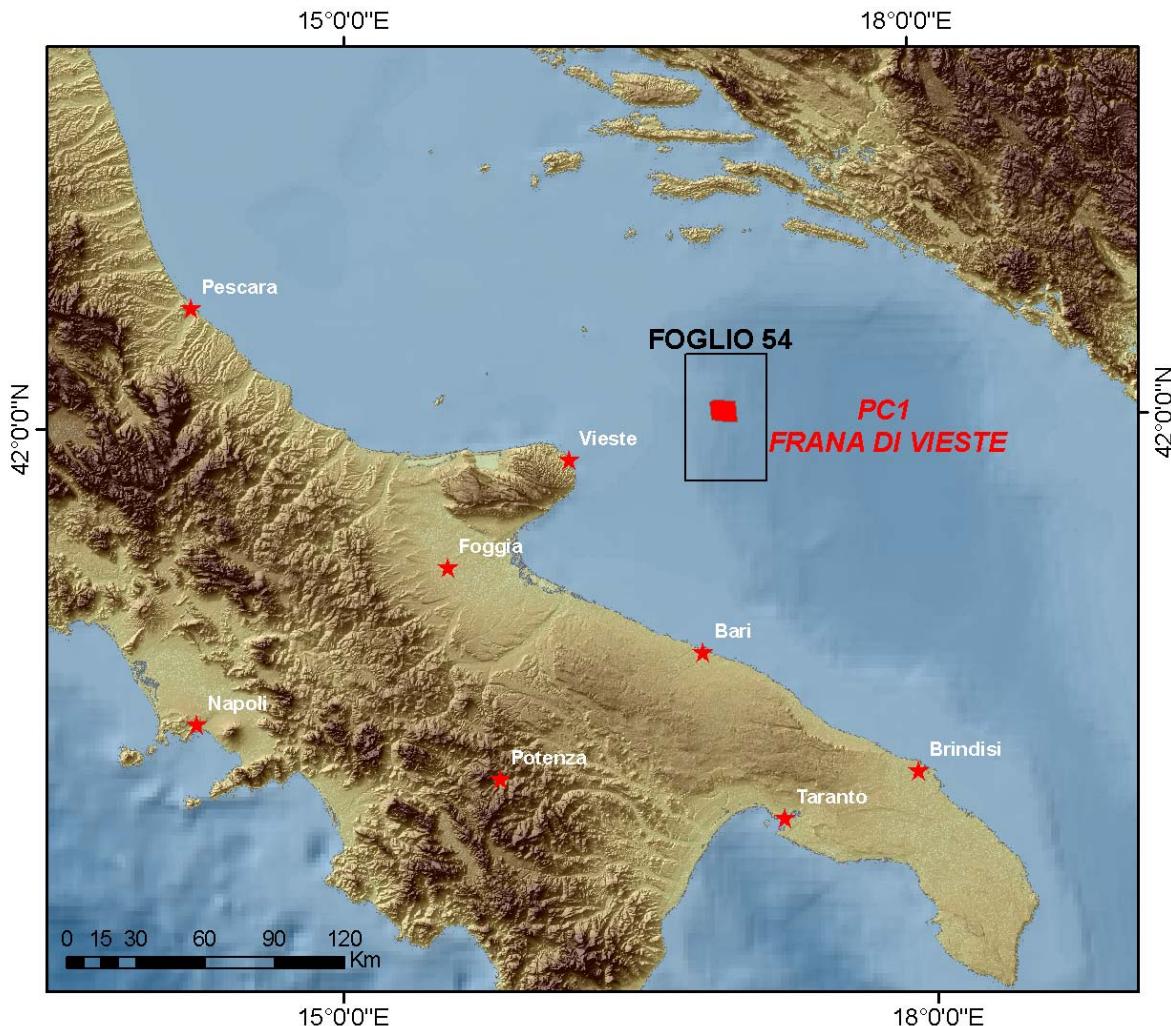


Fig. 1 PC1_F54 – Localizzazione geografica della Frana di Vieste (PC1)

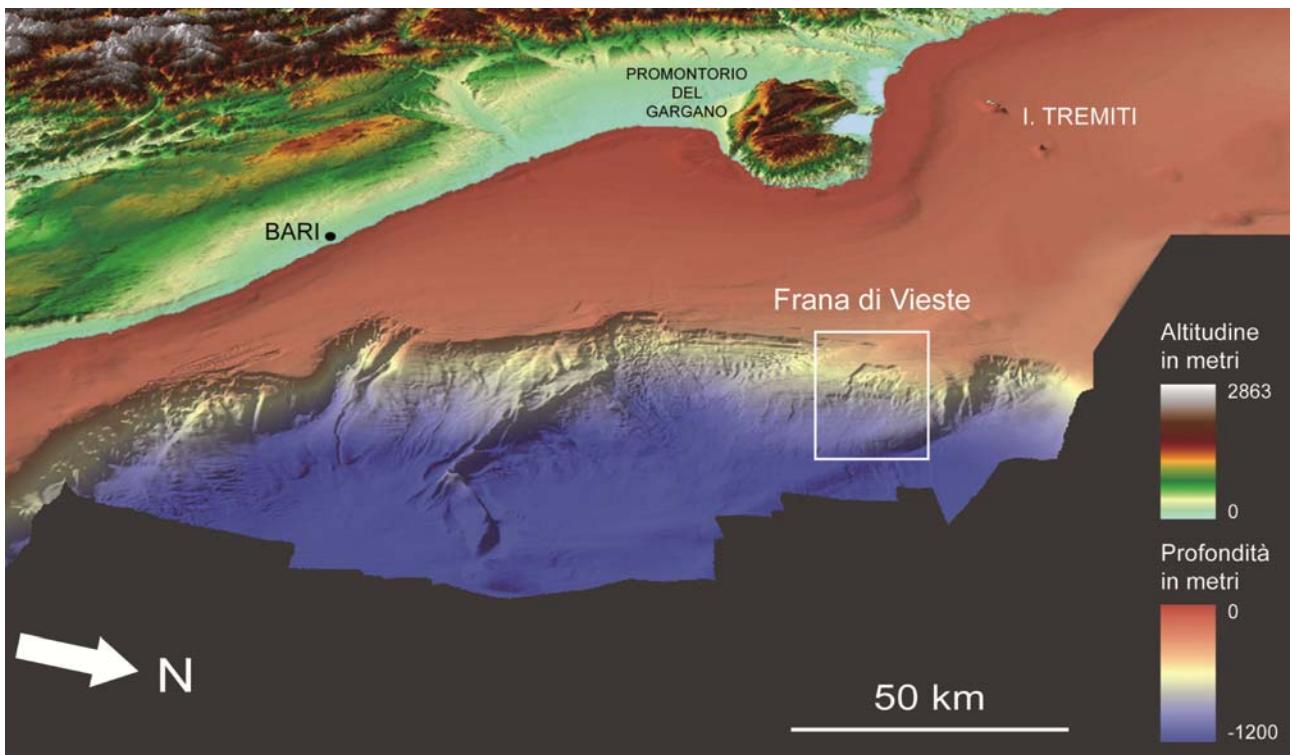


Fig. 2 PCI_F54- Batimetria multibeam della scarpata continentale adriatica meridionale integrata con la batimetria singlebeam della piattaforma e con il DTM di terra (comprendente anche il foglio 53 Bari). La figura mostra il margine nel suo insieme e la presenza diffusa di nicchie di frana e relativi accumuli di varie dimensioni. La frana di Vieste, identificata come punto di criticità, è evidenziata nel riquadro bianco.

4.1.2 Tipo di rischio

- Maremoto
- Frana interamente sottomarina

4.1.3 Descrizione del lineamento

La frana di Vieste si trova lungo il margine Adriatico meridionale, caratterizzato nel suo insieme, da diffusi eventi di frana che hanno generato nicchie fino a 10 km di larghezza ed estesi depositi di accumulo che raggiungono dimensioni di più di 50 km (Fig. 2). Alcuni degli eventi franosi, diffusi lungo tutto il margine, interessano sedimenti oloceni e sono quindi da considerare recenti (all'interno del glaciale MIS2) e potenzialmente riattivabili. I principali meccanismi che portano a una generale instabilità gravitava del margine sono: 1) la tettonica attiva (recente) che porta a un locale incremento della pendenza del margine; 2) l'erosione diffusa dovuta alle correnti di fondo; 3) orizzonti di debolezza ricorrenti a più livelli all'interno della successione sedimentaria; 4) intensa sismicità diffusa.

La frana di Vieste ha una nicchia ben definita, esposta sul fondo mare, di circa 7.5 km di ampiezza, 35 m di altezza e con pendenza di 12° (Fig. 3). I profili Chirp sonar (Fig. 4 e 5) mostrano che la nicchia non è drappeggiata da unità più recenti e disloca depositi ad essa adiacenti. Tali depositi sono caratterizzati da riflettori generalmente indisturbati che mostrano delle piccole deformazioni visibili sotto forma di depressioni esposte a fondo mare (Minisini et al., 2006). I profili Chirp mostrano la superficie di mobilizzazione basale ed evidenziano come gli strati sottostanti non sono interessati dalla deformazione. Inoltre depositi acusticamente trasparenti si estendono alla base della nicchia di distacco evidenziando come l'evacuazione del sedimento non si sia completata dopo la rottura (Minisini et al, 2006). La frana di Vieste rappresenta una riattivazione di superfici di scorrimento di corpi franosi preesistenti o una propagazione retrogressiva dopo il MIS 2. La

scarpata di frana è netta e delimita sequenze di depositi sedimentari che terminano in corrispondenza di riflettori interpretabili come “livelli di debolezza” che ipoteticamente coincidono con superfici erosive sepolte o con livelli che segnano la base di deformazioni acustiche verticali (Minisini et al., 2006).

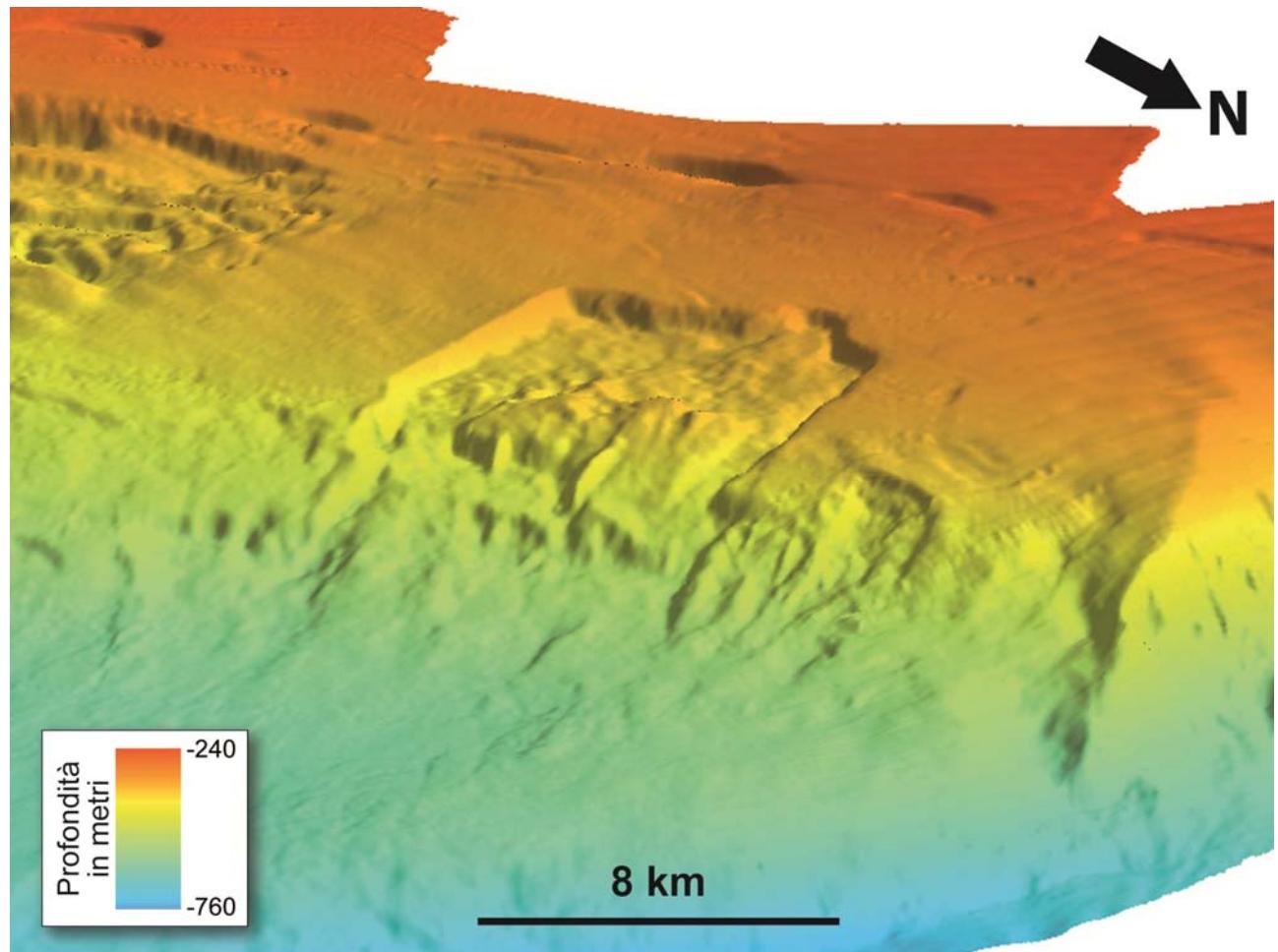


Fig. 3 PC1_F54- Visualizzazione 3D della morfologia della frana di Vieste. (DTM con risoluzione di 20 m). Si nota l'estensione e la pendenza della nicchia di frana esposta sul fondo mare e una nicchia minore ad essa adiacente.

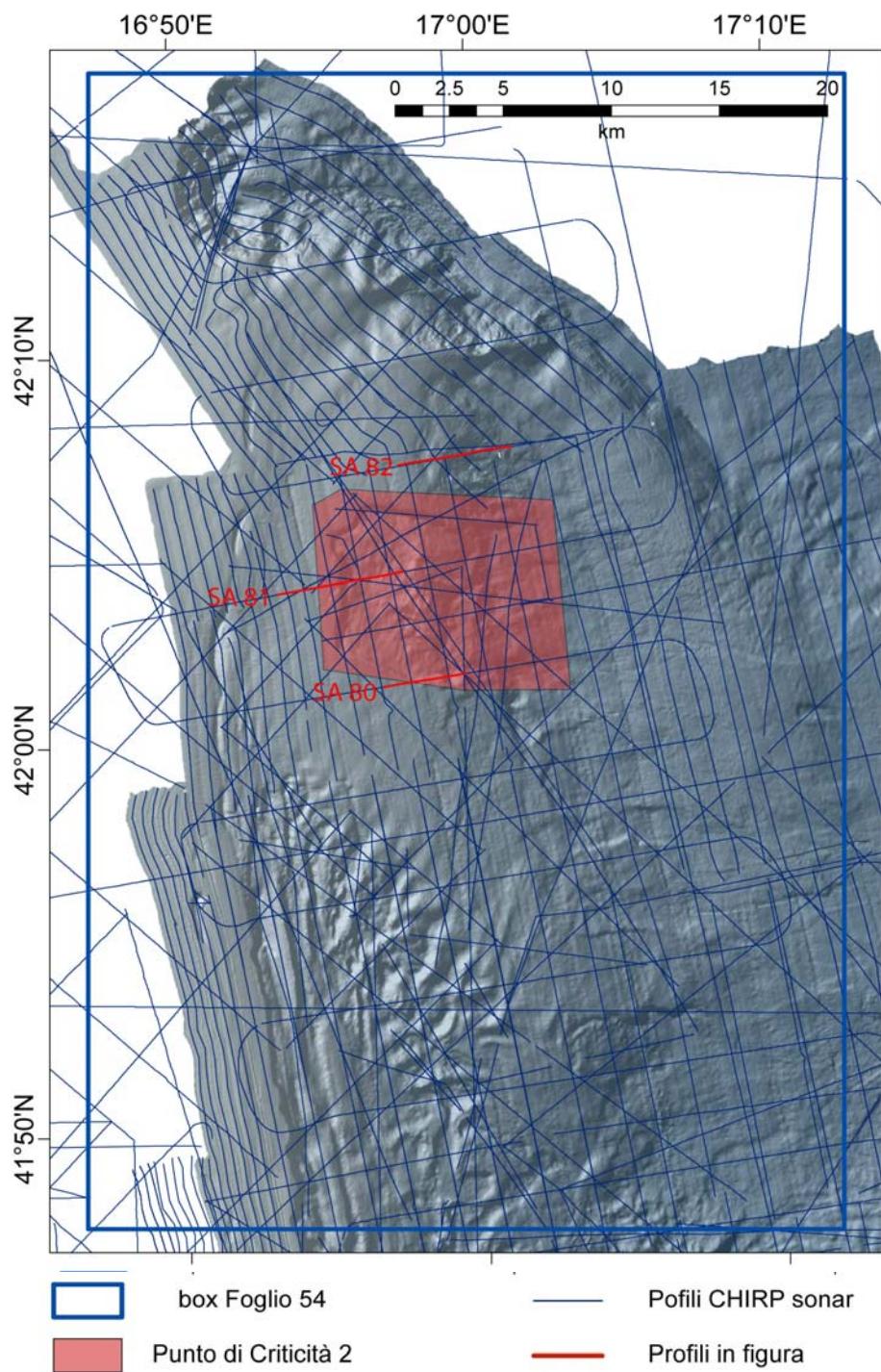


Fig. 4 PC1_F54- Inquadramento del Punto di Criticità 1 all'interno del Foglio 54. Sono riportate le tracce dei profili CHIRP sonar acquisiti nell'area e sono evidenziati i segmenti dei profili riprodotti in figura 4.1.3.3.

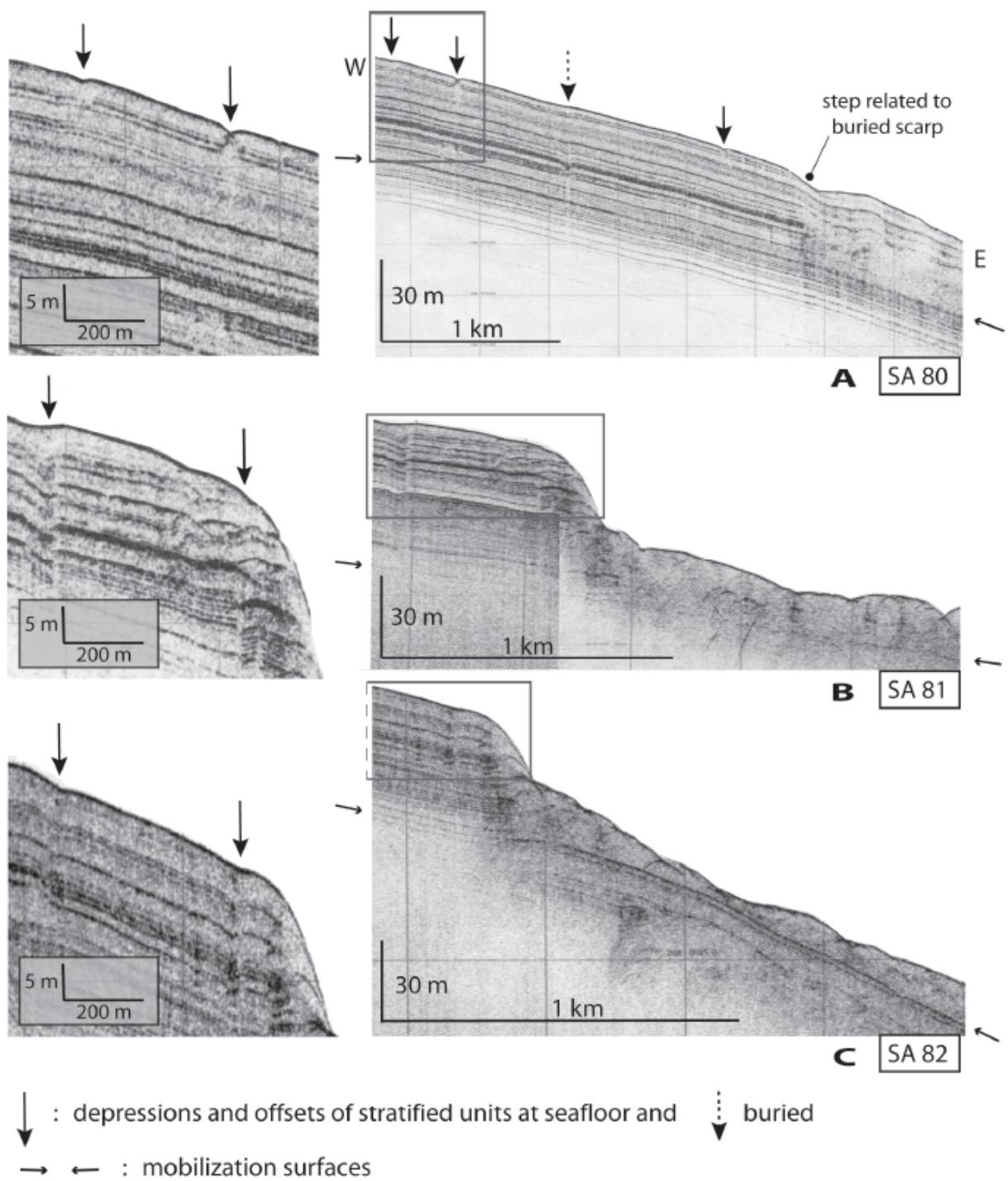


Fig. 5 PC1_F54 - Profili Chirp sonar (localizzazione in Fig. 4) che mostrano leggere deformazioni dei depositi, generalmente indisturbati, che bordano la nicchia di frana. Si nota la superficie di mobilizzazione basale al di sotto della quale tali deformazioni non sono più evidenti. Modificato da Minisini et al., 2006.

4.1.4 Rischio potenziale

- tipo di evoluzione possibile:* frana potenzialmente riattivabile con meccanismo di tipo retrogressivo.
- potenziali effetti diretti e indiretti:* le caratteristiche morfologiche, le informazioni sulla stratigrafia sismica e i meccanismi di attivazione della frana di Vieste indicano un potenziale

rischio tsunami. Tipicamente, gli tsunami causati da frane sottomarine hanno un impatto confinato geograficamente, ma possono risultare ancora più devastanti rispetto a quelle generate da terremoti (Schamb et al., 1993; Tappin et al., 2001; Lee et al., 2003). Tale meccanismo comporta la generazione di tsunami ad onda più lunga e di più lungo periodo (Tappin et al., 2001; Synolakis et al., 2002). Essi quindi potrebbero interessare le aree costiere anche se la frana di Vieste si trova a circa 65 km dalla costa.

- c) *beni esposti agli effetti dell'evento*: aree costiere lungo la costa garganica.
- d) *tempo di ricorrenza e stato di attività presunto*: la frana è potenzialmente attiva (non sono ancora stati stabiliti i tempi ricorrenza).
- e) *dati disponibili nell'area*: dati batimetrici multibeam integrati da informazioni sulle caratteristiche acustiche del fondale marino (backscatter) desunte da un mosaico side-scan sonar (TOBI) e da informazioni sulla stratigrafia sismica dei depositi interessati dalle deformazioni definite da profili CHIRP sonar.

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.

4.2 F54_PC2_Frana

4.2.1 Riassunto

Frana di media dimensione (circa 5 km di ampiezza della nicchia), localizzata circa 70 km ad est di Vieste (Adriatico meridionale) (Fig. 1 e Fig. 2). Tale evento di frana interessa depositi olocenici e presenta un meccanismo di rottura di tipo retrogressivo.

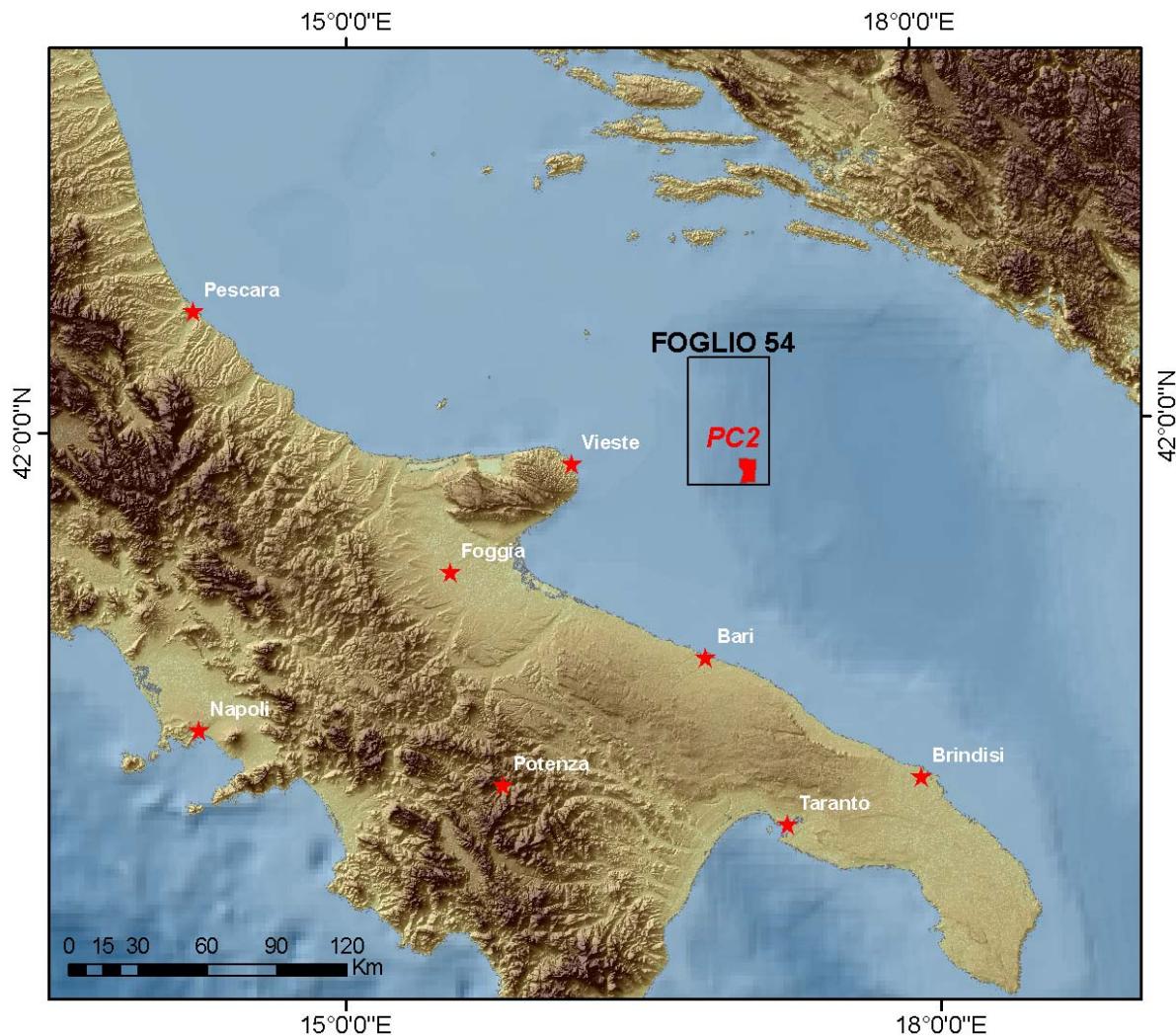


Fig. 1 PC2_F54 – Localizzazione geografica della Frana (PC2)

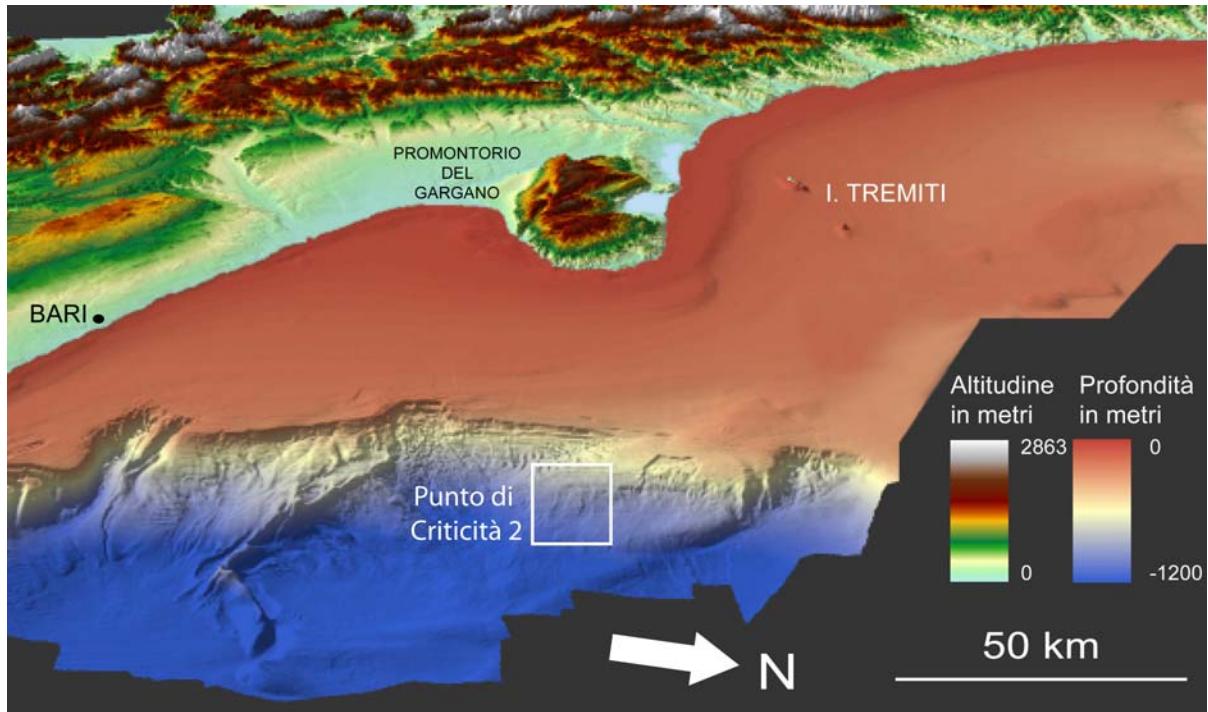


Fig. 2 PC2_F54 - Batimetria multibeam della scarpata continentale adriatica meridionale integrata con la batimetria singlebeam della piattaforma e con il DTM di terra (comprendente anche il foglio 53 Bari). La figura mostra il margine nel suo insieme e la presenza diffusa di nicchie di frana e relativi accumuli di varie dimensioni. La frana identificata come punto di criticità, è evidenziata nel riquadro bianco.

4.2.2 Tipo di rischio

- Maremoto
- Frana interamente sottomarina

4.2.3 Descrizione del lineamento

La frana identificata come PC2 all'interno del foglio 54, si trova lungo il margine Adriatico meridionale, caratterizzato nel suo insieme, da diffusi eventi di frana che hanno generato nicchie fino a 10 km di larghezza ed estesi depositi di accumulo che raggiungono dimensioni di più di 50km (Fig. 4.2.3.1). Alcuni degli eventi franosi, diffusi lungo tutto il margine, interessano sedimenti oloceni e sono quindi da considerare recenti (all'interno del glaciale MIS2) e potenzialmente riattivabili. I principali meccanismi che portano a una generale instabilità gravitava del margine sono: 1) la tettonica attiva (recente) che porta a un locale incremento della pendenza del margine; 2) l'erosione diffusa dovuta alle correnti di fondo; 3) orizzonti di debolezza ricorrenti a più livelli all'interno della successione sedimentaria; 4) intensa sismicità diffusa.

La frana ha una nicchia, ben esposta sul fondo mare, di circa 5 km di ampiezza, con una pendenza media di circa 6.5° e un'altezza di 10 m (Fig. 3).

I profili Chirp (Fig. 4) mostrano chiaramente una nicchia ben definita e non drappeggiata da depositi recenti.

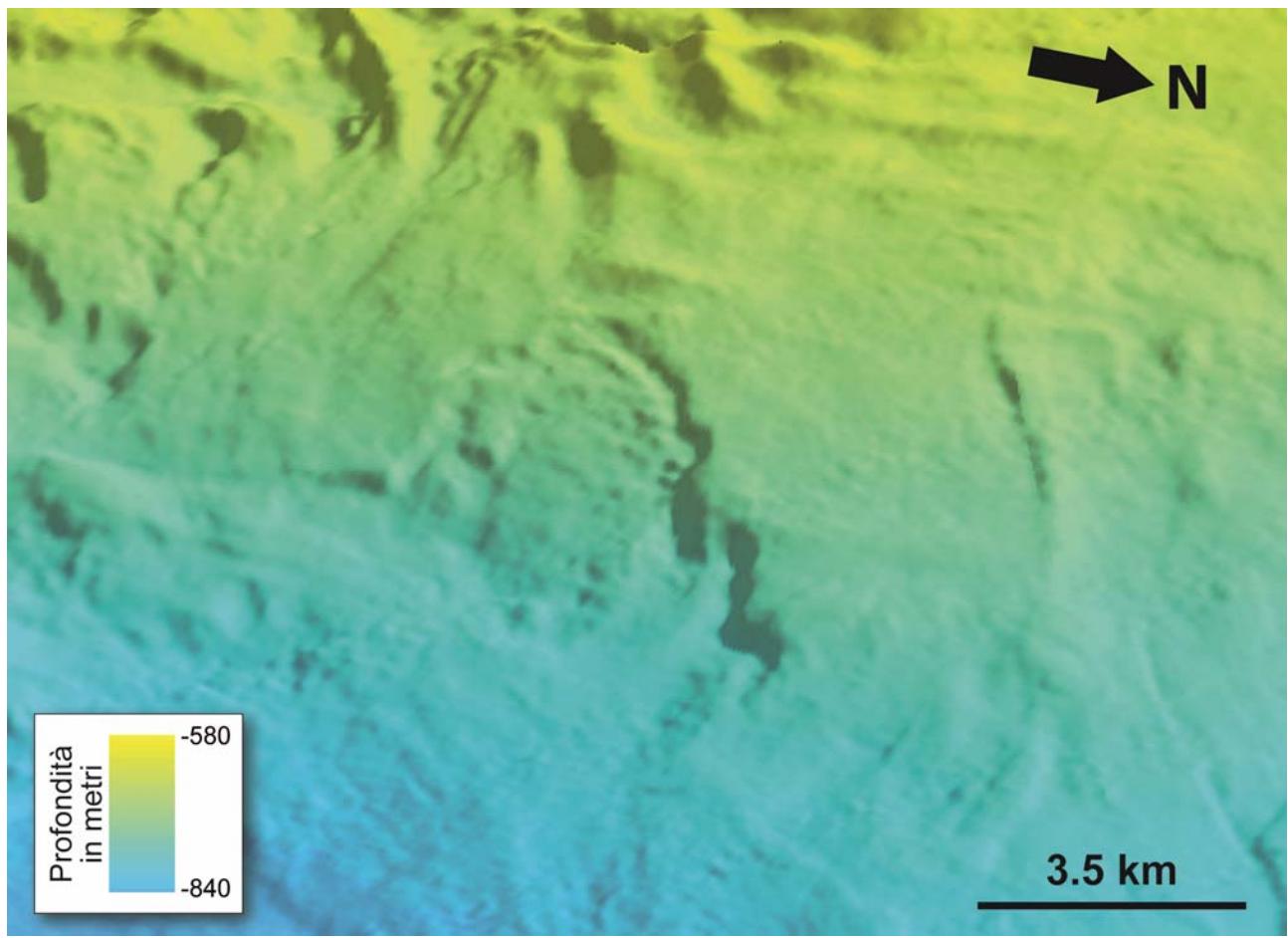


Fig. 3 PC2_F54 - Visualizzazione 3D della morfologia della frana. (DTM con risoluzione di 20 m). Si nota l'estensione e la pendenza della nicchia di frana esposta sul fondo mare e una nicchia minore ad essa adiacente.

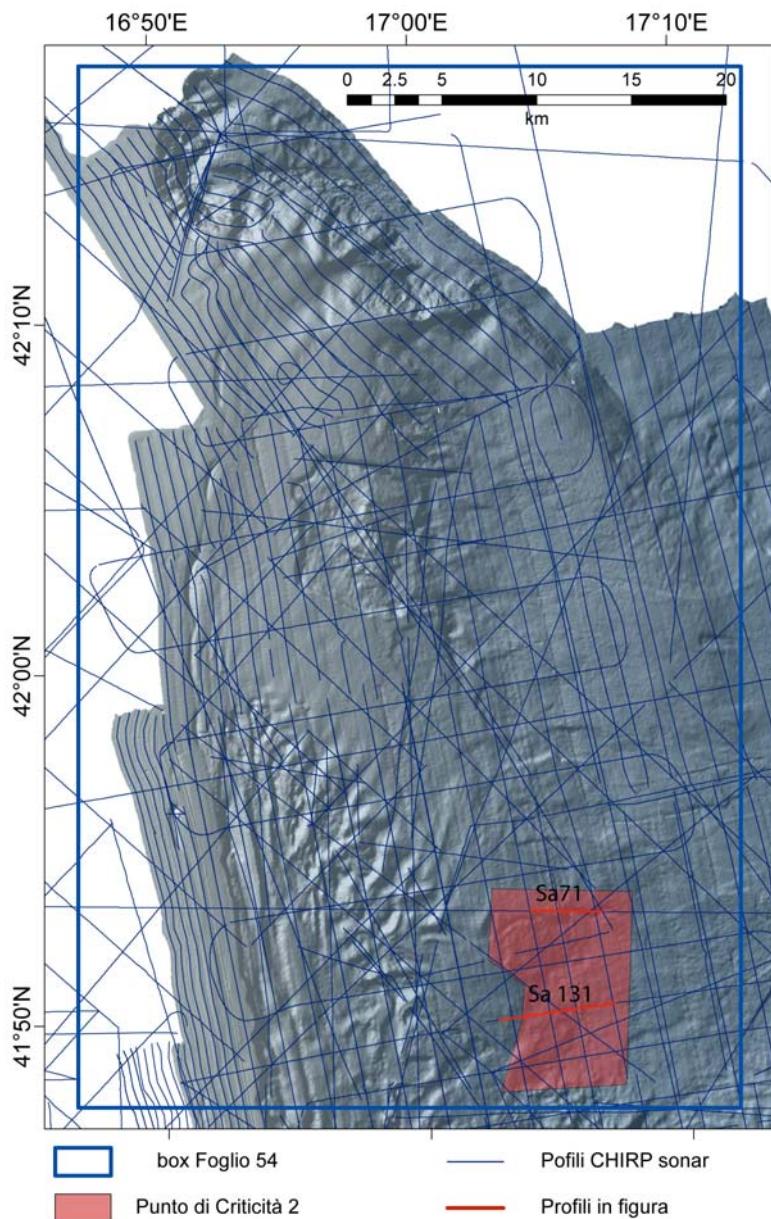


Fig. 4 PC2_F54 - Inquadramento del Punto di Criticità 2 all'interno del Foglio 54. Sono riportate le tracce dei profili CHIRP sonar acquisiti nell'area e sono evidenziati i segmenti dei profili riprodotti in figura 4.2.3.3.

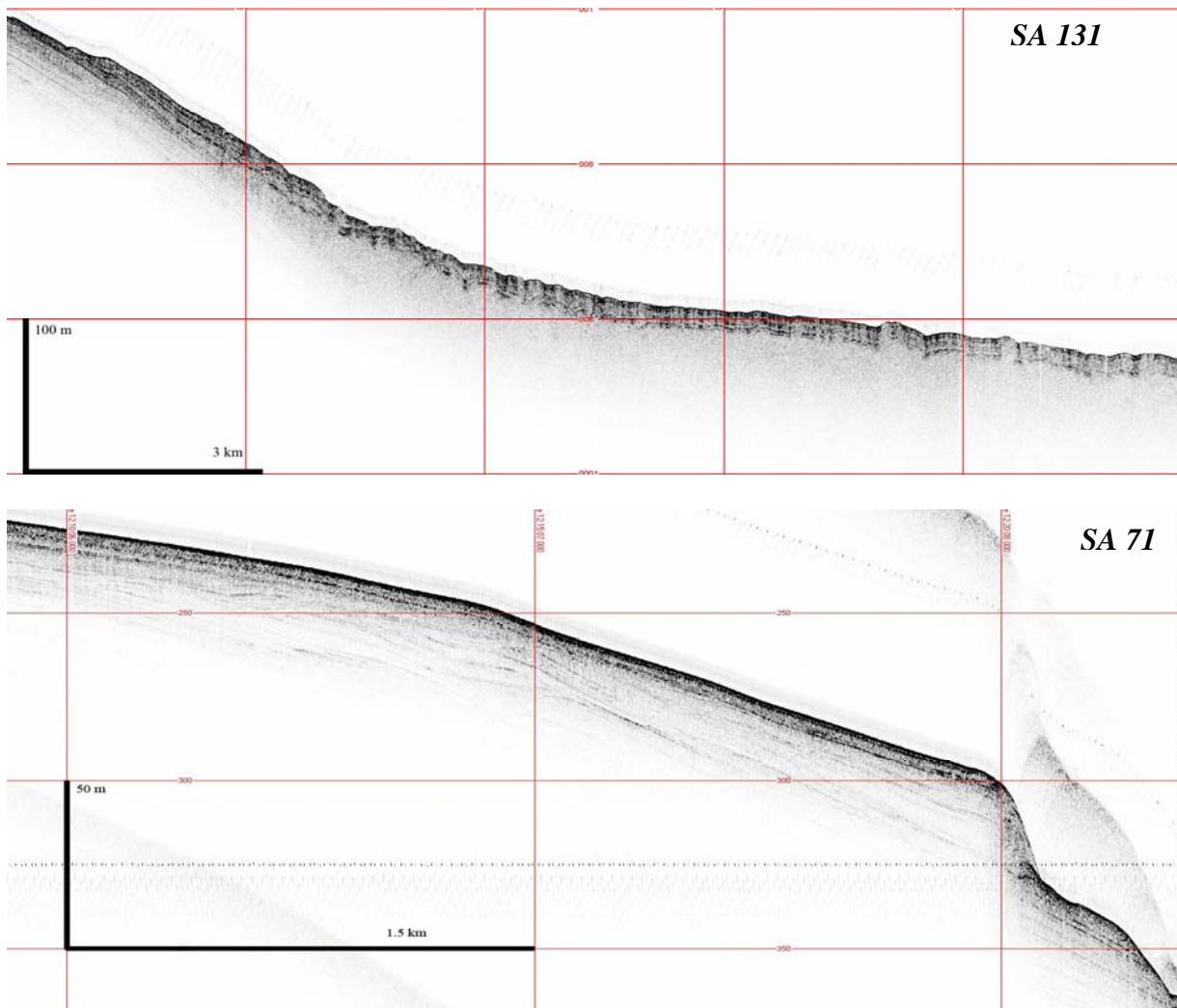


Fig. 5 PC2_F54 - Profili chirp sonar (localizzazione in figura 4.2.3.2) che mostrano la nicchia di distacco ben definita e i depositi di accumulo della frana.

4.2.4 Rischio potenziale

- tipo di evoluzione possibile:** frana potenzialmente riattivabile con meccanismo di tipo retrogressivo.
- potenziali effetti diretti e indiretti:** Le caratteristiche morfologiche, le informazioni sulla stratigrafia sismica e i meccanismi di attivazione della frana indicano un potenziale rischio tsunami. Tipicamente, gli tsunami causati da frane sottomarine hanno un impatto confinato geograficamente, ma possono risultare ancora più devastanti rispetto a quelle generate da terremoti (Schamb et al., 1993; Tappin et al., 2001; Lee et al., 2003). Tale meccanismo comporta la generazione di tsunami ad onda più lunga e di più lungo periodo (Tappinet et al., 2001; Synolakis et al., 2002). Essi quindi potrebbero interessare le aree costiere anche se la frana di Vieste si trova a circa 65 km dalla costa.
- beni esposti agli effetti dell'evento:** aree costiere lungo la costa garganica.
- tempo di ricorrenza e stato di attività presunto:** la frana è potenzialmente attiva (non sono ancora stati stabiliti i tempi ricorrenza).
- dati disponibili nell'area:** dati batimetrici multibeam integrati da informazioni sulle caratteristiche acustiche del fondale marino (backscatter) desunte da un mosaico side-scan sonar (TOBI) e da informazioni sulla stratigrafia sismica dei depositi interessati dalle deformazioni definite da profili CHIRP sonar.

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.