



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

**NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA DEI MARI ITALIANI
alla scala 1:250.000**

fogli NK 33-6 e NK 33- 8/9
VIESTE e BARI

a cura di

F. Trincardi *, **A. Argnani** *, **A. Correggiari** *

con contributi di:

Informatizzazione: **F. Foglini** *

Carta del sottofondo: **M. Rovere** *

Carta superficiale: **L. Angeletti** *, **A. Asioli** **, **E. Campiani** *, **A. Cattaneo** ***, **F. Foglini** *, **D. Minisini** ****, **A. Piva** *, **A. Remia** **, **D. Ridente** *, **M. Taviani** *, **G. Verdicchio** *****

* Istituto di Scienze Marine, CNR, via Gobetti 101, 40129 Bologna

** Istituto di Geologia e Georisorse, CNR, C.so Garibaldi 37, 35121 Padova

*** IFREMER, Centre de Brest, Plouzané, France

**** ENI, P.zza E. Vanoni 1, 20097 San Donato Milanese Milano

***** EDISON SPA, Foro Buonaparte 31, 20121 Milano

Ente realizzatore



Istituto di Scienze Marine
Consiglio Nazionale delle Ricerche

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA :
L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -ISPRA:
F. GALLUZZO

*Responsabile del Progetto CARG per il Consiglio Nazionale delle Ricerche –
Istituto di Scienze Marine – Bologna:*
F. TRINCARDI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
S. D'Angelo, A. Fiorentino

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia

Revisione dell' informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Ventura;

Revisione dell' informatizzazione dei dati geofisici:
F. Ferri

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, S. Falcetti

PER ISMAR – CNR DI BOLOGNA:

Allestimento editoriale e cartografico:
E. Campiani, M. Rovere

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
F. Foglini

Allestimento cartografico per la stampa a cura di:
S.EL.CA. s.r.l. - Firenze

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:
M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico
d'Italia)
P. Dall'Olio (ISMAR - CNR di Bologna)

Stampa: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2011

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
II	- COMPOSIZIONE DEL FOGLIO E GEOREFERENZIAZIONE	>>	11
III	- METODI DI INDAGINE	>>	13
1.	- CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO	>>	13
2.	- CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE	>>	14
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	>>	19
1.	- ASSETTO FISIOGRAFICO DELL'ADRIATICO MERIDIONALE	>>	19
2.	- DINAMICA OCEANOGRAFICA E APPORTI SEDIMENTARI	>>	20
2.1.	- REGIME OCEANOGRAFICO	>>	20
2.2.	- APPORTI FLUVIALI	>>	23
2.3.	- LA CIRCOLAZIONE PROFONDA IN ADRIATICO MERIDIONALE	>>	24
2.4.	- LE VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE E DELLA CIRCOLAZIONE PROFONDA	>>	25
3.	- ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO	>>	28
4.	- IL BACINO ADRIATICO NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE	>>	35
5.	- I DEPOSITI DI STAZIONAMENTO ALTO TARDO- OLOCENICI IN ADRIATICO	>>	37
V	- STRATIGRAFIA	>>	41
1.	- SCELTA DELLE UNITÀ INFORMALI	>>	41
2.	- CARTA SUPERFICIALE	>>	42
3.	- CARTA DEL SOTTOFONDO	>>	51
VI	- CARTOGRAFIA	>>	53
1.	- CARTA SUPERFICIALE - FOGLIO NK 33-6 VIESTE E		

	NK33-8/9 BARI	>>	53
1.1.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE	>>	53
1.1.1.	- <i>Unità pre-tirreniane (pt)</i>	>>	60
1.1.2.	- <i>Sistemi di di caduta e di stazionamento basso ((FST e LST))</i>	>>	63
1.1.3.	- <i>Sistemi trasgressivi (TST)</i>	>>	70
1.1.4.	- <i>Sistemi di stazionamento alto (HST)</i>	>>	78
1.1.5.	- <i>Deformazioni dei sedimenti entro il sistema di stazionamento alto</i>	>>	80
1.2.	- SEZIONI GEOLOGICHE	>>	84
1.3.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI A BORDO CARTA	>>	86
1.3.1.	- <i>Carte degli spessori e delle profondità</i>	>>	86
1.3.2.	- <i>Schema cronostratigrafico del Foglio NK33-8/9 Bari</i>	>>	88
1.3.3.	- <i>Carte batimetriche e delle pendenze</i>	>>	88
1.4.	- SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI	>>	89
2.	- CARTA DEL SOTTOFONDO FOGLI NK 33-6 VIESTE E NK33-8/9 BARI	>>	91
2.1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	>>	91
2.1.1.	- <i>Foglio NK33-6 Vieste</i>	>>	91
2.1.2.	- <i>Foglio NK33-8/9 Bari</i>	>>	92
2.2.	- STRATIGRAFIA	>>	93
2.2.1.	- <i>Foglio NK33-6 Vieste</i>	>>	93
2.2.2.	- <i>Foglio NK33-8/9 Bari</i>	>>	93
2.2.3.	- <i>Correlazioni fra unità litostratigrafiche riconosciute nei pozzi per esplorazione e unità sismostratigrafiche</i>	>>	98
2.2.4.	- <i>Caratterizzazione delle unità affioranti sotto la superficie di base del Pliocene</i>	>>	98
2.3.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE	>>	99
2.3.1.	- <i>Foglio NK33-6 Vieste</i>	>>	100
2.3.1.1.	- <i>Cretaceo - Paleogene (MAI, SGO, PES)</i>	>>	100
2.3.1.2.	- <i>Miocene indifferenziato (BIS, SCH)</i>	>>	101
2.3.1.3.	- <i>Messiniano evaporitico (GES)</i>	>>	101
2.3.2.	- <i>Foglio NK33-8/9 Bari</i>	>>	101
2.3.2.1.	- <i>Cretaceo - Paleogene (MAI, SGO, PES, SCC)</i>	>>	105
2.3.2.2.	- <i>Cretaceo - Miocene (CUP, BOL)</i>	>>	105
2.3.2.3.	- <i>Miocene indifferenziato (BIS, SCH)</i>	>>	105
2.3.2.4.	- <i>Messiniano evaporitico (GES)</i>	>>	105
2.4.	- DESCRIZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI REGIONALI	>>	110
2.4.1.	- <i>Foglio NK33-6 Vieste</i>	>>	110
2.4.2.	- <i>Foglio NK33-8/9 Bari</i>	>>	111
2.5.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI	>>	111
2.5.1.	- <i>Ubicazione delle linee sismiche</i>	>>	112

2.5.2. - <i>Gravimetria - Magnetometria</i>	>>	112
2.5.2.1. - Foglio NK33-6 Vieste	>>	112
2.5.2.2. - Foglio NK33-8/9 Bari	>>	112
2.5.3. - <i>Diagramma cronostratigrafico</i>	>>	112
2.5.3.1. - Foglio NK33-6 Vieste	>>	113
2.5.3.2. - Foglio NK33-8/9 Bari	>>	114
2.5.4. - <i>Schema tettonostratigrafico</i>	>>	116
2.5.4.1. - Foglio NK33-6 Vieste	>>	116
2.5.4.2. - Foglio NK33-8/9 Bari	>>	116
2.5.5. - <i>Carta della sismicità e delle strutture attive alla base del Quaternario</i>	>>	117
2.5.5.1. - Foglio NK33-6 Vieste	>>	117
2.5.5.2. - Foglio NK33-8/9 Bari	>>	118
2.5.6. - <i>Carta delle isocrone degli spessori del Quaternario</i>	>>	118
2.5.6.1. - Foglio NK33-6 Vieste	>>	119
2.5.6.2. - Foglio NK33-8/9 Bari	>>	119
VII - ASPETTI APPLICATIVI	>>	121
1. - IDROCARBURI	>>	121
APPENDICE 1 RILIEVI SISMICI A RIFLESSIONE E POZZI	>>	123
APPENDICE 2 ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA	>>	129
APPENDICE 3 ANALISI MICROPALEONTOLOGICHE	>>	135
APPENDICE 4 ANALISI MACROFAUNISTICHE	>>	153
APPENDICE 5 TASSONOMIA	>>	169
APPENDICE 6 DATAZIONI ^{14}C	>>	177
BIBLIOGRAFIA	>>	183

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

La cartografia geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000 ha lo scopo di fornire una rappresentazione sintetica dell'assetto geologico e stratigrafico dei margini continentali, basata su criteri uniformi per facilitare il confronto tra aree marine e tra queste e le aree costiere. I Fogli NK 33-6 Vieste e NK 33-8/9 Bari in scala 1:250.000, sono stati realizzati nell'ambito del Programma CARG, tramite convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e l'Istituto di Scienze Marine – Consiglio Nazionale delle Ricerche, secondo l'impostazione definita nella Guida al rilevamento della Cartografia Geologica Marina alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2000). Data l'esigua estensione del territorio italiano entro il Foglio NK33-6 Vieste e considerato il fatto che le due aree sono caratterizzate da un assetto geologico sostanzialmente simile, le presenti note illustrate trattano congiuntamente la descrizione dell'assetto geologico e degli elementi cartografati nei due fogli.

L'area cartografata copre il tratto di Mare Adriatico compreso tra 43° e 41° di latitudine nord fino al limite delle acque territoriali italiane, per il Foglio NK33-6 Vieste, e fino al 17° Meridiano per il Foglio NK33-8/9 Bari (fig. 1). L'area cartografata presenta una piattaforma continentale estesa da meno di 30 km a oltre 100 km, nel Golfo di Manfredonia, con un ciglio molto marcato e profondo (tipicamente 150-200 m); la scarpata continentale si presenta ripida (oltre 6° nella parte superiore) e complessa per la presenza di nicchie di frane, faglie e strutture erosive a grande scala. La piattaforma continentale compresa in quest'area include un alto morfologico al traverso del Gargano. Dal punto di vista strutturale la zona comprende una porzione deformata dell'avampaese adriatico.

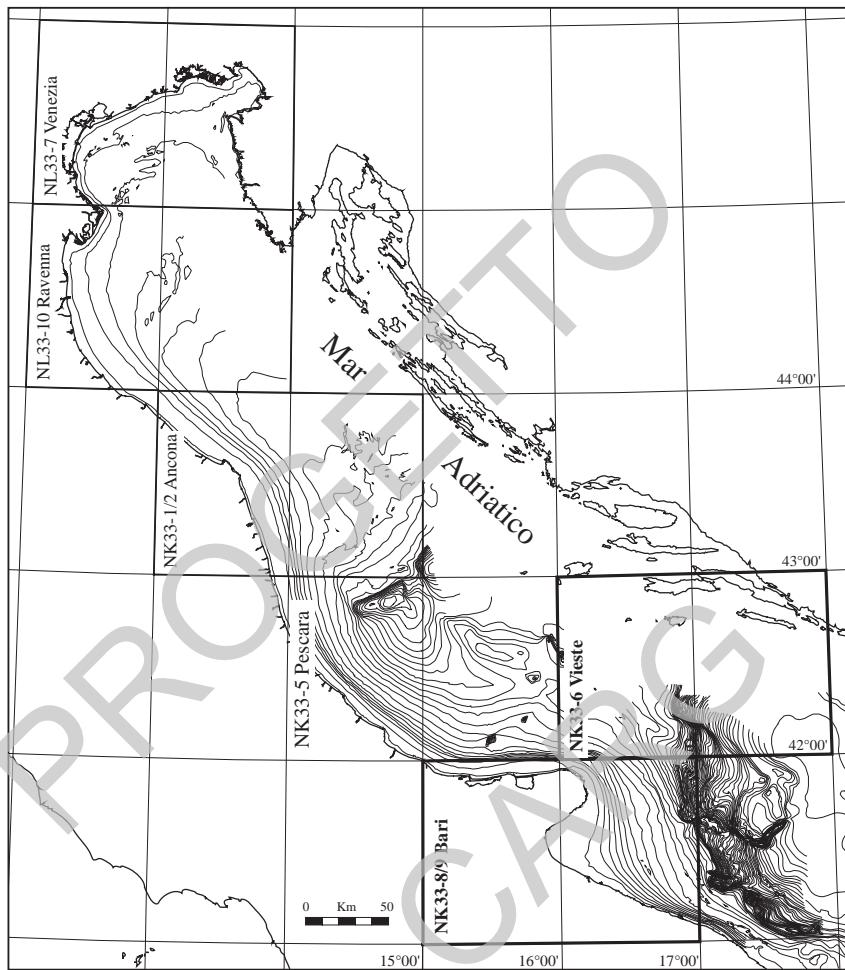


Fig. 1 - Ubicazione dei Fogli geologici a scala 1:250.000 in Adriatico (NK33-6 Vieste e Foglio NK33-8/9 Bari in evidenza).

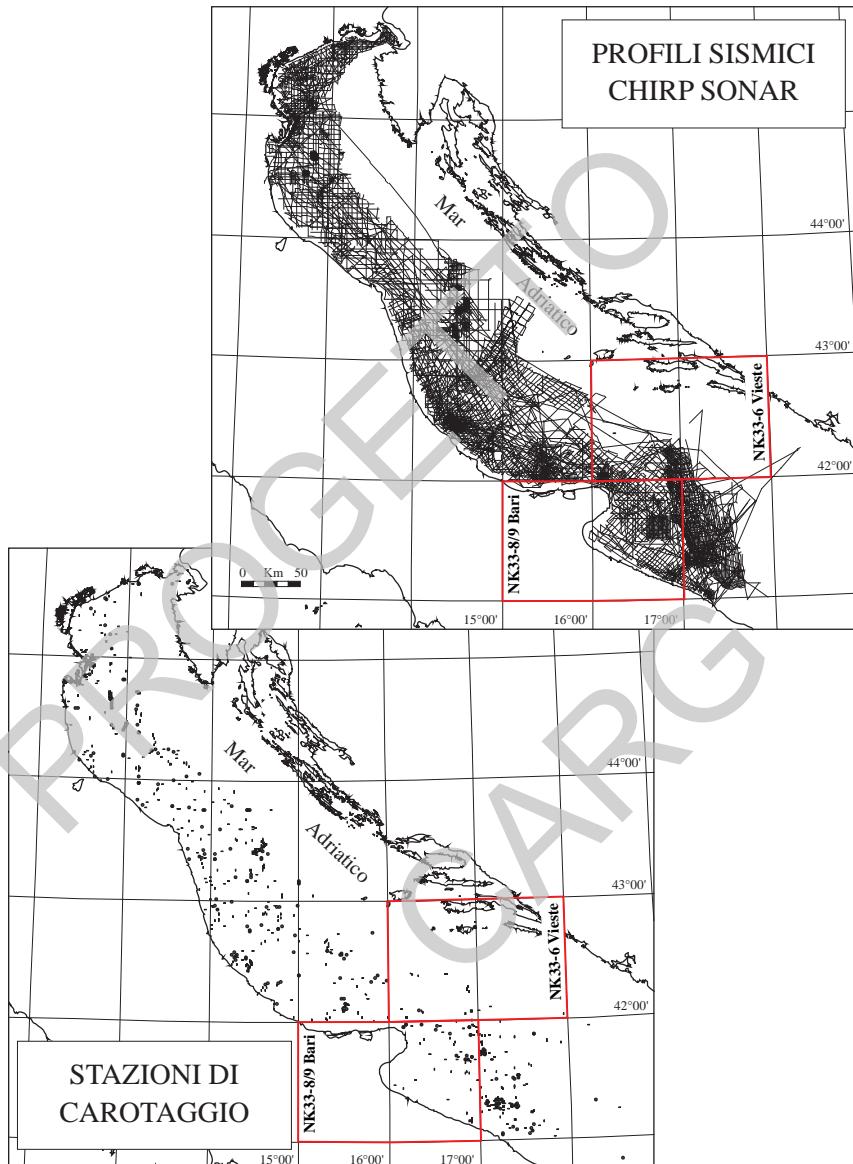


Fig. 2 - In alto sono riportate le linee sismiche ad altissima risoluzione e quelle multicanale acquisite in Adriatico da ISMAR - CNR dal 1993 al 2006. In basso ubicazione dei carotaggi acquisiti nello stesso periodo (in rosso i fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari).

PROGETTO
CARG

II - COMPOSIZIONE DEL FOGLIO E GEOREFERENZIAZIONE

In base a quanto previsto dalla Guida al rilevamento della Carta Geologica dei Mari Italiani, alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002), ognuno dei Fogli NK 33-6 Vieste e NK 33-8/9 Bari comprende due prodotti cartografici distinti: a) una carta geologica superficiale che rappresenta i corpi geologici che affiorano o subaffiorano sul fondo marino, con particolare dettaglio per quelli originati durante la fluttuazione tardo-quaternaria del livello del mare; b) una carta geologica del sottofondo che descrive l'assetto strutturale dell'area e la sua evoluzione geologica riferita alla base della successione Plio-Quaternaria.

In entrambi i casi le due carte principali, a scala 1:250.000, sono corredate da altri elaborati cartografici, a scala 1:1.000.000, a carattere geologico-geofisico (magnetometria e gravimetria) o tematico (carte delle isocrone e delle isopache); a questi elaborati si aggiungono sezioni geologiche, schemi stratigrafici e diagrammi cronostratigrafici. Alla carta geologica superficiale del Foglio NK33-8/9 Bari è stata aggiunta una colonna a destra per riportare informazioni circa la bati-morfologia della scarpata superiore a ovest del 17° Meridiano corredata da informazioni circa la riflettività dei depositi superficiali (TOBI *side scan sonar*) e l'età degli stessi.

I Fogli NK 33-6 Vieste e NK 33-8/9 Bari sono rappresentati secondo la proiezione Universale Trasversa di Mercatore (UTM). La proiezione UTM è una generalizzazione a livello mondiale della Trasversa di Mercatore, basata su fusi di 6 gradi numerati da 1 fino a 60, a partire dall'antimeridiano di Greenwich, e

avente come meridiano centrale il meridiano di centro fuso. La rappresentazione prevede falso est di 500.000 m e falso nord di 10.000.000 m a sud dell'equatore, con coefficiente di contrazione 0.9996. Il taglio dei Fogli NK 33-6 Vieste e NK 33-8/9 Bari viene riferito alla serie JOG 1:250.000 dell'IGMI che è nella proiezione Trasversa di Mercatore riferita all'orientamento Europeo del 1950 (ED50) sul fuso centrale NK 33.

PROGETTO
CARG

III - METODI DI INDAGINE

1. – CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO

La ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale del sottofondo richiede l'utilizzo di profili sismici a riflessione che raggiungano la penetrazione di svariati secondi. Nell'Adriatico centro-meridionale i rilievi ministeriali definiti zona B, D ed F possiedono risoluzione e qualità sufficienti alla mappatura degli orizzonti di interesse geologico-cartografico. Ad integrazione di questi dati, ISMAR-CNR ha utilizzato profili sismici, ottenuti con la tecnica a riflessione multicanale, che lo stesso aveva provveduto ad acquisire nel corso di numerose campagne effettuate negli anni '90. Come ulteriore dato di profondità sono stati consultati i profili sismici appartenenti al progetto CROP mare, acquisiti negli anni '90 con lo specifico obiettivo di indagare la crosta profonda in territorio nazionale (FINETTI & DEL BEN, 2005). Gli orizzonti riconosciuti e correlati sulle linee sismiche richiedono per la loro taratura la disponibilità di dati stratigrafici del sottosuolo. A tale scopo sono stati utilizzati pozzi per l'esplorazione petrolifera, in parte liberalizzati, in parte consultati in forma confidenziale. Le caratteristiche dei rilievi sismici ENI-Agip S.p.A., ISMAR-CNR e CROP mare, le procedure di elaborazione del segnale sismico e i metodi di interpretazione sono descritti in Appendice 1.

2. – CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

La normativa per la carta geologica superficiale della Cartografia Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002), suggerisce un'integrazione di: 1) ricostruzione di dettaglio della batimetria e della morfologia del fondo marino con particolare attenzione ad aree caratterizzate da più intensa dinamica erosivo-deposizionale, come ad es. i fondali caratterizzati da forme di fondo a grande scala o da deformazioni gravitative dei depositi tardo-olocenici in zone di prodelta, piattaforma e scarpata (CORREGGIARI *et alii*, 2001; TRINCARDI *et alii*, 2000, 2004a); 2) ricostruzione della batimetria e studio della riflettività del fondale attraverso l'integrazione di rilievi batimetrici multifascio e mosaici da ecoscandaglio a scansione laterale (TOBI side-scan sonar; VERDICCHIO *et alii*, 2007; TRINCARDI *et alii*, 2007b); 3) interpretazione stratigrafico-sequenziale di profili sismici ad altissima risoluzione; 4) analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento (Appendice 2), analisi biostratigrafica, geochimica speditiva e datazione assoluta di livelli guida (*e.g.* tefra) e unità stratigrafiche (Appendici 3, 4 e 6).

I vari tipi di rilievo sono stati eseguiti con una densità di maglia variabile in relazione alla morfologia del fondo e al tipo di unità stratigrafico-deposizionali da indagare, tenendo conto di tutti i dati geofisici e di campionatura disponibili nell'area all'avvio del progetto (Campagne YD97, AMC99 e CSS00). L'esame di questi dati ha permesso di individuare le aree più problematiche su cui concentrare il lavoro di dettaglio (Campagne COS01, KS02 in piattaforma e SAGA03, BARCA06, SETE07, SASSI08 in scarpata e piattaforma). Le interpretazioni sono state confrontate, sulla base di correlazioni stratigrafiche con quelle relative al limitrofo Foglio NK33-6 Pescara (TRINCARDI *et alii*, in stampa).

La carta batimetrica riporta isobate ogni metro su tutta l'area di piattaforma e ogni 20 m a profondità superiori a 160 m. Questa carta è derivata dall'interpretazione dei dati di ecoscandaglio a fascio singolo acquisiti tramite Echosounder DESO 20 lungo oltre 10.500 km di profili. Lungo le rotte, in funzione della velocità della nave e dell'intervallo di emissione del segnale acustico, la copertura è nell'ordine di un dato di batimetria ogni 20-40 m. In questo tipo di rilievo i dati sono acquisiti esclusivamente sotto il nadir della nave senza copertura tra un profilo e l'altro; quindi le linee batimetriche sono ricostruite per interpolazione manuale attraverso la creazione di piani quotati. Le linee batimetriche a meno di 10 m di profondità sono integrate dai valori riportati dalle carte nautiche dell'IIM. Dall'interpolazione dei dati batimetrici *single beam* è stato derivato un modello digitale del terreno e una carta delle pendenze che mettono in evidenza la morfologia del fondale. In piattaforma, la zona di massima pendenza corrisponde alla superficie di accrescione (*foreset*) all'interno del prisma progradazionale tardo-olocenico, dove la velocità di sedimentazione è massima.

Nell'area del Foglio 33NK-6 Vieste, dove i depositi del prisma progradazionale tardo-olocenico presentano una complessità analoga a quella rilevata nel Foglio NK33-5 Pescara (TRINCARDI *et alii*, 2000; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2004a e 2007), è stato acquisito un rilievo batimerico a fascio multiplo (*multibeam*) con sistema ad alta frequenza (Simrad EM3000) sull'area comprendente l'alto morfologico al traverso del Gargano (fig. 3). L'area di piattaforma esterna e la scarpata superiore di entrambi i fogli sono state rilevate con sistemi a fascio multiplo a frequenza più bassa (Simrad EM300 e Reson 8160). In totale, le aree coperte da rilievi *multibeam* sono di 278 km² in Vieste e di 685 km² in Bari.

Il tratto di Mare Adriatico rappresentato nei Fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari è stato indagato attraverso l'interpretazione, rispettivamente, di 2.555 e 7.920 km di profili sismici ad altissima risoluzione (CHIRP sonar), tarati da 25 e 93 campioni del fondo e sottofondo. I campioni sono stati acquisiti utilizzando, a seconda degli obiettivi e delle litologie attese, strumenti complementari: nell'area del Foglio NK33-6 Vieste i campioni comprendono 4 carotaggi a pistone, 9 carotaggi a gravità, 2 carotaggi kasten, 4 carotaggi SW acqua-sedimento, 4 box core e 2 benne da 60 litri; nell'area del Foglio NK33-8/9 Bari i campioni comprendono: 12 carotaggi a pistone, 30 carotaggi a gravità, 3 carotaggi kasten, 14 carotaggi SW acqua-sedimento, 11 box core, 21 benne da 60 litri, e 2 dragaggi da benthos. Tutti i dati geofisici e di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. I rilievi sismici appaiono distribuiti in modo irregolare, perché acquisiti tenendo conto delle variazioni laterali nella complessità dei depositi e delle morfologie da risolvere. Anche le stazioni di carotaggio non hanno una distribuzione uniforme in pianta perché sono state posizionate su obiettivi scelti sulla base dei rilievi sismici.

La fascia prossima alla costa è caratterizzata, fino alla profondità di circa 25 m, dalla presenza di diffuse impregnazioni di gas nell'unità più superficiale (TRINCARDI *et alii*, 2000; CATTANEO *et alii*, 2007) oltre all'alta riverberazione da parte dei depositi superficiali, la presenza di gas biogenico nei primi metri di sedimento e quella di posidonieti a fondo mare, limitano notevolmente la penetrazione del segnale sismico. In queste aree, inoltre, il ridotto gradiente del fondale e dei riflettori superficiali (decimi di grado), rendono difficile l'interpretazione stratigrafica. I dati sismici a riflessione raccolti sono, tuttavia, di qualità soddisfacente nella fascia tra 10 e 20 m di profondità e di qualità ottima a profondità superiori. In aree di scarpata i dati CHIRP sonar sono stati acquisiti in modalità *multiping* per mantenere una adeguata copertura e risoluzione verticale.

Tutte le carote acquisite sono state aperte, fotografate, descritte e campionate per analisi sedimentologiche, geochimiche e micro/macro-paleontologiche (Appendici 3 e 4). Prima dell'apertura, su tutte le carote sono state eseguite

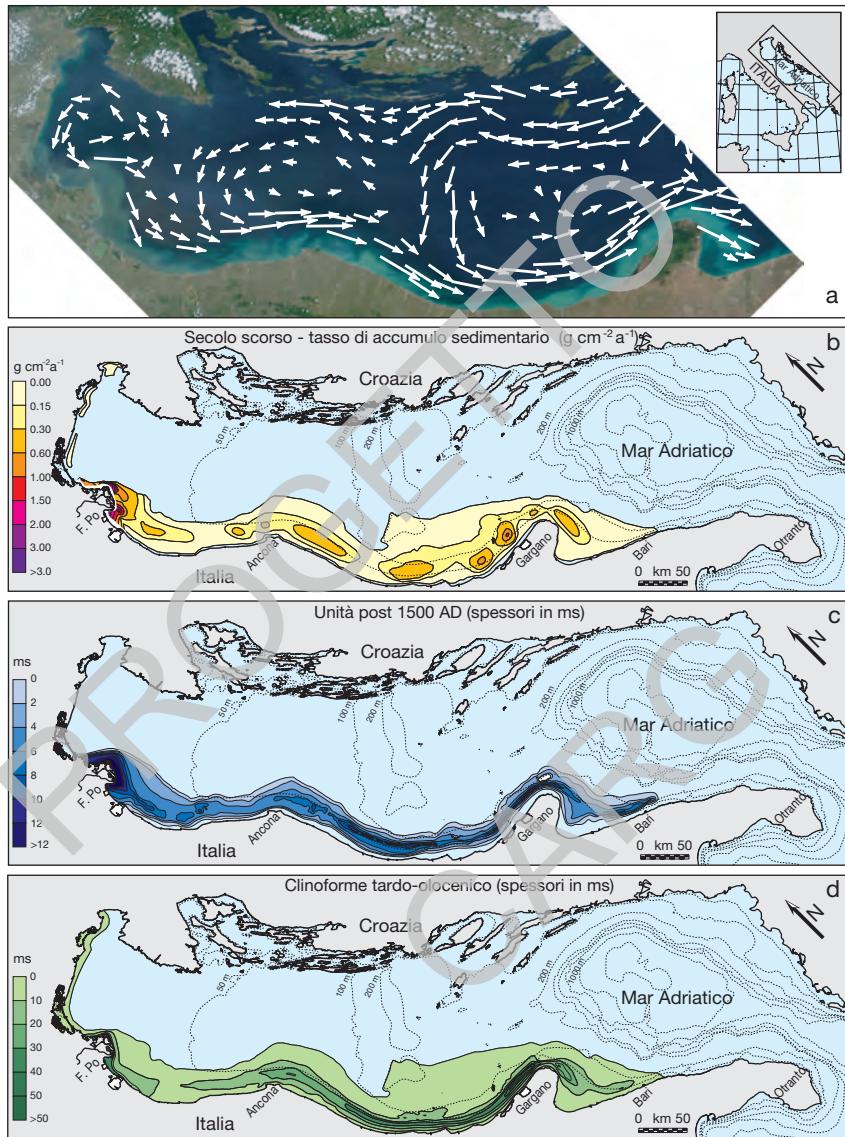


Fig. 3 - a) La circolazione geostrofica (media su 10 anni di osservazioni da POULAIN, 2001) ha una componente di trasporto parallelo alla costa italiana da NE a SO; b) c) d) Carte degli spessori dei sedimenti accumulati rispettivamente negli ultimi 100, 500 e 5.500 anni (modificato da CATTANEO et alii, 2004b). In tutti gli intervalli rappresentati si osserva la crescita del deposito a SE del Gargano.

misure in continuo di suscettività magnetica. Questo parametro fornisce un'informazione integrata circa le variazioni granulometriche e composizionali nei sedimenti ed è quindi utilizzabile per definire e correlare unità deposizionali soprattutto all'interno di successioni fini apparentemente omogenee, e per identificare i principali depositi vulcanogenici (tefra) presenti nell'area (CALANCHI *et alii*, 1998; LOWE *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008c; VIGLIOTTI *et alii*, 2008). Il controllo geocronologico per tutte le unità incontrate si basa su datazioni ^{14}C ottenute mediante AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*) grazie al quale si possono sfruttare quantità molto piccole di campione (e in alcuni casi campioni monospecifici di foraminiferi plantonici o bentonici). Sono state effettuate 27 datazioni AMS su campioni riferibili a particolari riflettori sismici e quindi utili alla determinazione di linee tempo e alla quantificazione delle principali lacune stratigrafiche individuate (Appendice 6). In scarpata, alcune datazioni sono state effettuate su carote situate al di fuori dell'area dei Fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari ma possono essere facilmente correlate alle unità cartografate all'interno di questi.

La suddivisione stratigrafica, su cui è impostata la carta geologica, deriva dall'approccio interpretativo stratigrafico sequenziale; i corpi geologici che vengono rappresentati corrispondono ai *systems tracts* della sequenza deposizionale tardo-quaternaria (FABBRI *et alii*, 2002). Ogni corpo cartografabile (*systems tract*) viene rappresentato in base a due criteri complementari: 1) la posizione stratigrafica relativa ai corpi sotto e soprastanti; 2) gli ambienti deposizionali da cui è costituito desunti dalle geometrie deposizionali e dalle caratteristiche di facies in carota. Il primo tipo di rappresentazione è realizzato attraverso l'utilizzo di colori mentre il secondo è realizzato utilizzando simboli grafici. In particolare, entro la sequenza deposizionale tardo-quaternaria si sono individuati sistemi deposizionali riferibili a fasi rispettivamente di: (1) caduta del livello del mare (*Falling sea-level Systems Tract*; POSAMENTIER *et alii*, 1992; HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; RIDENTE & TRINCARDI, 2002a); (2) stazionamento basso del livello del mare (*Low-stand Systems Tract*) e relative suddivisioni interne ove possibili (POSAMENTIER *et alii* 1991); (3) risalita del livello del mare (*Transgressive Systems Tract*; POSAMENTIER & ALLEN, 1993; TRINCARDI *et alii*, 1994); e (4) stazionamento alto del livello del mare (*High-stand Systems Tract*; POSAMENTIER & VAIL 1988; CATTANEO *et alii*, 2003a e 2007). I *systems tracts* così definiti sono indicati rispettivamente dalle seguenti sigle: *FST*, *LST*, *TST*, *HST*.

PROGETTO
CARG

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - ASSETTO FISIOGRAFICO DELL'ADRIATICO MERIDIONALE

Il Mare Adriatico meridionale, a sud della soglia di Pelagosa, comprende un bacino profondo circa 1.200 m circondato da due aree di piattaforma continentale al largo della Puglia e dell'Albania. La scarpata continentale che raccorda la piattaforma pugliese con il bacino adriatico meridionale è caratterizzata da pendenze significative (localmente fino a oltre 30°) e da una morfologia indicativa di diffusi e ricorrenti processi di instabilità del fondale (frane e colate di sedimento; MINISINI *et alii*, 2006). La scarpata continentale dell'Adriatico meridionale è anche interessata dal passaggio di due principali masse d'acqua: le acque levantine intermedie (*Levantine Intermediate Waters, LIW*) che provengono dal Mediteraneo orientale, procedono verso nord lungo il fianco albanese e verso il Canale d'Otranto lungo il fianco italiano e l'impatto stagionale delle acque dense del nord Adriatico (*NAdDW*) che scendono trasversalmente alla scarpata raggiungendo velocità superiori a 60 cm/sec (TURCHETTO *et alii*, 2007).

La piattaforma pugliese comprende aree ad estensione e morfologia variabile, anche a causa della presenza di blande deformazioni tettoniche attive durante il Quaternario (RIDENTE & TRINCARDI, 2006; RIDENTE *et alii*, 2008). In corrispondenza del Golfo di Manfredonia la piattaforma raggiunge la massima estensione ed è caratterizzata da basso gradiente e morfologia uniforme. La piattaforma presenta una microtopografia più complessa in corrispondenza del Promontorio del Gargano, dove è presente un alto morfologico con profondità inferiore a 60 m, con rilievi plurimetrici irregolari, e a profondità maggiori di circa

130 m dove sono evidenti strutture erosive a grande scala. La piattaforma si restringe procedendo verso l'area a sud di Bari dove la piattaforma interna è molto pendente e irregolare mentre la piattaforma esterna, poco inclinata, presenta evidenti strutture erosive a grande scala.

2. - DINAMICA OCEANOGRAFICA E APPORTI SEDIMENTARI

2.1. - REGIME OCEANOGRAFICO

Il bacino adriatico ha un regime microtidale, con un'escursione di marea inferiore al metro, ed è dominato da una circolazione ciclonica regolata dalle correnti termoaline che confinano le acque a bassa salinità di origine fluviale sul lato occidentale del bacino (MALANOTTE-RIZZOLI & BERGAMASCO, 1983; POULAIN, 2001). Il Mare Adriatico settentrionale riceve il più alto deflusso fluviale dell'intero Mar Mediterraneo ed è molto sensibile alle sue variazioni e alle condizioni atmosferiche a causa della sua scarsa profondità (l'intera area a Nord del Po è infatti profonda meno di 35 m). Il deflusso interessa la circolazione attraverso l'introduzione di una massa d'acqua meno densa che è in grado di "galleggiare" sulle altre masse, promuovendo la Corrente Costiera Adriatica Occidentale (ORLIC *et alii*, 1992) ed ha effetti sull'intero bacino trasportando alti carichi di sedimento, materia organica, nutrienti e inquinanti (MISEROCCHI *et alii*, 2007). I venti dominanti in Adriatico sono la Bora da NE e lo Scirocco da SE. Le onde dovute all'azione del vento mostrano un picco statistico di ricorrenza attorno a 0.5 m di ampiezza con un periodo di 3-4 secondi. Le tempeste più forti provengono da NE e SE, con onde stimate fino a un'ampiezza massima di 9 m in corrispondenza di eventi eccezionali (CAVALERI, 2000).

Il Fiume Po, con una media annuale di deflusso di $1.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, è responsabile per il 50% del deflusso fluviale totale nell'Adriatico settentrionale (SYVITSKI & KETTNER, 2007). Il pennacchio torbido del Po intensifica la circolazione ciclonica ed ha come risultato l'intrappolamento di acque dolci lungo il lato occidentale del bacino. Generalmente, tra Settembre e Ottobre, in questa parte poco profonda del bacino si hanno fenomeni anossici che riflettono basse velocità di corrente, intensificazione della stratificazione delle acque (ridotto mescolamento verticale) e un'alta torbidità che impedisce la penetrazione della luce. Il resto del bacino Adriatico è in genere sempre ben ossigenato, con distribuzione dell'ossigeno più omogenea in inverno per effetto del rimescolamento (ORLIC *et alii*, 1992).

Le correnti sono più forti lungo le coste italiane, con un flusso prevalente verso SE che sembra coerente con la distribuzione complessiva degli spessori paralleli alla costa del cuneo progradazionale tardo-olocenico (CATTANEO *et alii*, 2003a). Nel nord Adriatico il trasporto sedimentario si intensifica specialmente in inverno

a causa del vento da NE (Bora) prevalentemente verso Sud lungo la piattaforma e raramente verso la parte centrale del bacino (PUIG *et alii*, 2007).

In Adriatico le principali masse d'acqua sono: quella superficiale, influenzata da cambiamenti stagionali, quella intermedia di provenienza levantina caratterizzata da alta salinità, e quella profonda (PASCHINI *et alii*, 1993). La massa d'acqua superficiale è caratterizzata da spiccata variabilità stagionale: durante l'inverno presenta omogeneità di temperatura, salinità e densità, mentre in estate è caratterizzata da una forte stratificazione verticale con formazione di un termoclino a profondità di circa 30 m in Adriatico settentrionale e di 75 m in Adriatico meridionale (ARTEGIANI *et alii*, 1997a). La natura semichiusa del bacino, il forte raffreddamento invernale delle acque superficiali e l'abbondante portata fluviale controllano la formazione delle acque dense che scorrono sul fondo lungo il lato occidentale del bacino. Un'altra zona di formazione di acque dense è l'Adriatico meridionale dove domina la convezione oceanica (ARTEGIANI *et alii*, 1997b; CIVITARESE *et alii*, 2005).

La circolazione in Adriatico (fig. 3 e 4) risponde a tre forzanti principali (ARTEGIANI *et alii*, 1997a, b): 1) il forzante fluviale (che consiste nell'apporto di $5.700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ di acqua dolce, di cui più della metà in Adriatico settentrionale) a cui si associa una sostanziale perdita di calore; 2) il forzante eolico alla superficie, che causa evaporazione e raffreddamento delle acque superficiali determinando la produzione di acque profonde, oltre che complessi cambiamenti stagionali nella circolazione a mesoscala; e 3) il forzante morfologico, dovuto alla presenza del canale di Otranto, con una soglia a 800 m di profondità, attraverso cui passano acque calde e saline che bilanciano gli effetti degli altri due forzanti.

Durante l'inverno, in Adriatico settentrionale si formano due ampi vortici ciclonici che coinvolgono l'intera colonna d'acqua e la risultante circolazione geostrofica ha una componente parallela alla costa italiana in direzione SE (ZORE ARMANDA & GACIC, 1987; GACIC *et alii*, 1999). Anche le acque intermedie sono interessate da un meandro ciclonico con dominanza di corrente in ingresso lungo il lato est del bacino. Nelle acque profonde prevale una corrente in uscita lungo il lato ovest. Altri fattori che influiscono sulla circolazione in Adriatico sono legati alle maree gravitazionali dovute: 1) all'effetto di risonanza con le maree del mar Jonio; 2) alle sesse, associate a intensi venti di SE accompagnati dal passaggio di perturbazioni cicloniche sulla parte settentrionale del bacino (il principale periodo di sessa è di 22 ore e l'ampiezza massima che si raggiunge in concomitanza con condizioni di tempesta è superiore a 80 cm); e 3) a un innalzamento temporaneo del livello del mare nell'ordine di 1 metro a causa degli eventi di tempesta (FRANCO *et alii*, 1982).

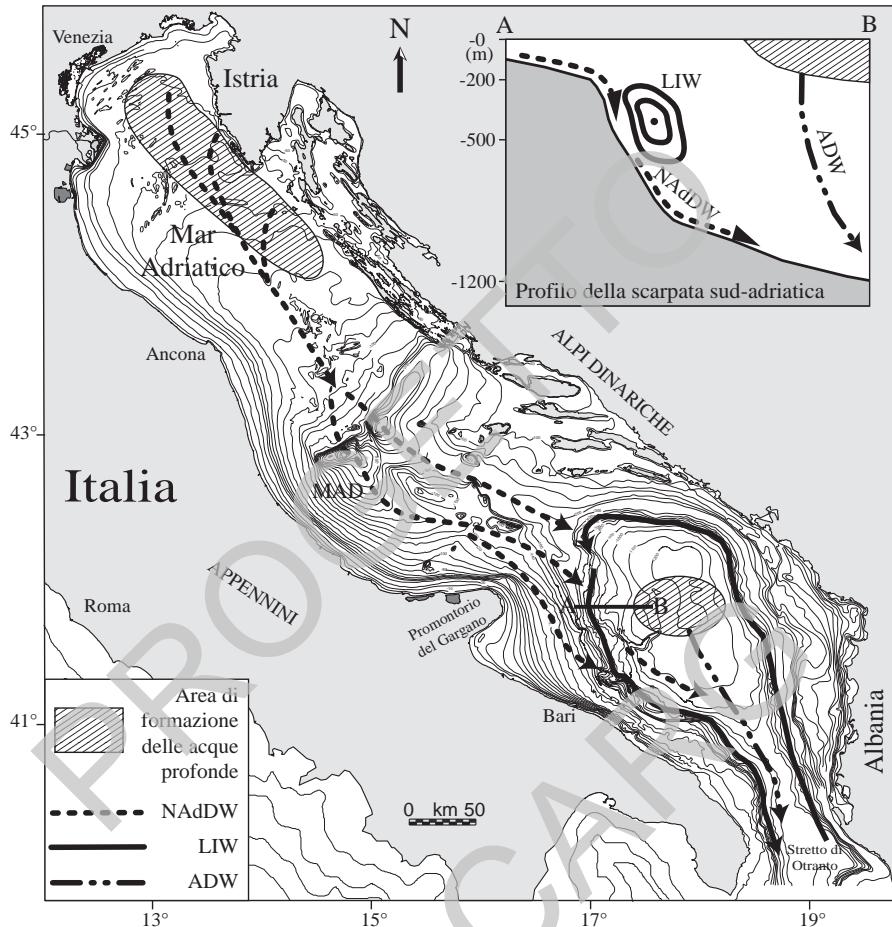


Fig. 4 - Morfologia e circolazione nel bacino adriatico. Le acque levantine intermedie (LIW) si muovono in senso antiorario tra 200 e 600 m di profondità. Le acque dense (NAdDW) si formano sulla piattaforma settentrionale per raffreddamento invernale e si immagazzinano lungo la scarpata nel periodo di Marzo-Aprile con intensità variabile da un anno all'altro. Alle NAdDW si aggiungono le acque dense legate al processo di convezione oceanica nell'Adriatico meridionale che, con le prime, contribuiscono alla fuoriuscita di acque dense adriatiche (ADW). Le ADW procedono verso il fondo del Mediterraneo orientale controllandone la ventilazione (modificato da VERDICCHIO & TRINCIARDI, 2006).

2.2. - APPORTI FLUVIALI

In Adriatico il sedimento fluviale proviene quasi esclusivamente dalla parte settentrionale e occidentale del bacino, con un contributo attuale combinato di $51,7 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ di carico sospeso medio così suddiviso (TAB. 1): $3 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi alpini orientali, $15 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dal Fiume Po, $32,2 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi appenninici e $1,5 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi a sud del Promontorio del Gargano (FRIGNANI & LANGONE, 1991; FRIGNANI *et alii*, 2005; MILLIMAN & SYVITSKI, 1992; CATTANEO *et alii*, 2003a). I fiumi appenninici hanno, nell'insieme, deflusso torbido unitario (definito come il deflusso torbido totale diviso per la superficie del bacino di drenaggio fluviale in un anno) nettamente superiore a quello del Po. A dispetto di un'area di drenaggio più piccola, i fiumi appenninici hanno una produzione di sedimento doppia rispetto a quella del Fiume Po, principalmente a causa delle litologie pelitiche dei loro bacini imbriferi.

Il principale bacino di drenaggio a sud del Gargano è costituito dall'Ofanto che ha una portata media alla foce di $15 \text{ m}^3/\text{s}$ e un deflusso torbido unitario confrontabile con quello dei Fiumi alpini che raggiungono l'Adriatico settentrionale (TAB. 1).

TAB. 1 - *Apporti solidi attuali al bacino adriatico.*

	Deflusso turbido	Area di drenaggio	Deflusso turbido unitario
	10^6 t a^{-1}	10^3 km^2	$\text{t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$
Fiumi alpini	3	13,5	222
Fiume Po	15	54	280
Fiumi appenninici	32	23	1400
Fiumi a sud del Gargano	1,5	5,9	255

FRIGNANI *et alii* (2005) hanno calcolato il bilancio di massa nell'intero cuneo fangoso dell'Adriatico settentrionale e centrale ($41,95 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ di sedimento accumulato lungo la costa italiana) e l'apporto sedimentario fluviale ($46,72 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$) suggerendo un trasferimento annuale, da nord a sud, di $4,77 \times 10^6 \text{ t}$ (corrispondente al 6-10% dell'apporto fluviale) lungo la piattaforma continentale verso il bacino adriatico meridionale. Un risultato confrontabile è stato ottenuto da PALINKAS & NITTROUER (2006).

La ripartizione degli apporti attuali può essere considerata rappresentativa degli ultimi 5.500 anni (fase di stazionamento alto del livello del mare tardo-olocenico) e può spiegare l'accumulo di un volume pari circa ad un sesto del totale a sud del Promontorio del Gargano (CATTANEO *et alii*, 2003a e 2007; fig. 3).

2.3. - LA CIRCOLAZIONE PROFONDA IN ADRIATICO MERIDIONALE

La scarpata continentale lungo il margine adriatico meridionale, al largo della Puglia, si estende a profondità comprese tra 200 e 1.000 m ed è attualmente interessata dall'azione di due distinte masse d'acque che si muovono entrambe verso SE e interagiscono tra loro (TRINCARDI *et alii*, 2007b; fig. 4): 1) le Acque Levantine Intermedie (LIW; $\rho = 1,02918 \times 10^3$ Kg/m³), che si formano nel Mediterraneo orientale grazie all'intensa evaporazione e poi fluiscono lungo il margine Adriatico meridionale a profondità comprese tra 200 e 600 m; e 2) le Acque Dense del Nord Adriatico (NAdDW; $\rho = 1,02952 \times 10^3$ Kg/m³), che si formano per raffreddamento sulla piattaforma settentrionale durante i mesi invernali, discendono verso sud attraverso l'Adriatico meridionale e raggiungono il Mar Ionio.

Questo complesso sistema di circolazione delle acque di fondo interessa il margine adriatico meridionale in un'area caratterizzata da notevoli irregolarità morfologiche causate dalla presenza di diffusi fenomeni di instabilità dei sedimenti e da trasporto in massa (MINISINI *et alii*, 2006). L'interazione delle correnti con le irregolarità topografiche porta allo sviluppo associato 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. In particolare, un insieme di dati comprendente profili CHIRP sonar, mosaici *side-scan sonar* (TOBI), rilievi batimetrici *multibeam* e carote di sedimento permette di riconoscere la presenza di *sediment drifts* (di forma allungata, *plastered*, o isolati) e campi di *sediment waves* che migrano sopra-corrente (VERDICCHIO *et alii*, 2007). L'azione erosiva delle correnti è testimoniata localmente dalla presenza di truogoli (*moats*) allungati e, più arealmente, da estese superfici erosive e da aree con numerose evidenze di solchi erosivi rettilinei (*furrows*), specialmente dove bruschi cambi nell'andamento regionale della scarpata inducono la corrente di fondo ad accellerare. In aree dove prevale la presenza di blocchi di frana e rilievi formati da accumuli detritici, l'effetto della corrente contro questi ostacoli determina strutture note come comete (*comet marks*) (VERDICCHIO & TRINCARDI, 2006). Inoltre, la variazione spaziale nella geometria dei depositi documenta anche l'effetto della progressiva perdita di energia della corrente verso NE, trasversalmente alle isobate, e l'accumulo preferenziale sul lato settentrionale (sopracorrente) delle irregolarità topografiche (VERDICCHIO *et alii*, 2007).

In un'area più settentrionale del margine si distinguono diverse tipologie di forme erosive, probabilmente legate geneticamente 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 sopracorrente. 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 & TRINCARDI, 2006; TRINCARDI *et alii*, 2007b).

Questa area di scarpata rappresenta il settore in cui LIW e NAdDW si incontrano e interagiscono, con il risultato di un incremento di energia e turbolenza e di una maggiore variabilità della corrente che a sua volta controlla la variabilità e la distribuzione delle forme di fondo erosivo-deposizionali (TRINCARDI *et alii*, 2007b). Dati preliminari da carote di sedimento indicano che le forme di fondo si sono originate durante l'attuale interglaciale, suggerendo che la formazione di acque di fondo è favorita in condizioni di annegamento delle aree di piattaforma durante le fasi di stazionamento alto del livello marino (VERDICCHIO *et alii*, 2007).

2.4 – LE VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE E DELLA CIRCOLAZIONE PROFONDA

L'esame di profili sismici ad alta risoluzione indica che le forme di fondo più sviluppate registrano l'alternarsi di fasi di prevalente drappeggio con fasi di rapida migrazione sopracorrente (e in contropendenza) delle strutture stesse. Queste fasi di accelerata migrazione delle forme di fondo corrispondono a periodi interglaciali (VERDICCHIO *et alii*, 2007). Durante i periodi interglaciali, infatti, la piattaforma dell'Adriatico settentrionale è sommersa da una sottile lama d'acqua soggetta a intenso raffreddamento invernale; a causa di questo raffreddamento si formano acque dense (NAdDW) che fluiscono verso sud scendendo attraverso la scarpata continentale. Durante i periodi glaciali la maggior parte dell'attuale piattaforma continentale è emersa a causa dell'abbassamento globale del livello del mare di circa 120 m e le acque dense non si formano (fig. 5). Durante questi periodi, però, il livello di base dei fiumi è più basso e i sedimenti sono trasportati in una posizione più prossima al ciglio della piattaforma causando una velocità di sedimentazione più elevata durante la deposizione del drappeggio.

Per la loro ampiezza (superiore a 100 m) e frequenza (circa 100.000 anni), le oscillazioni glacio-eustatiche durante il Quaternario, e soprattutto negli ultimi 800.000 anni, hanno avuto un impatto rilevante sulla sedimentazione dei margini continentali, determinando il ripetuto passaggio da condizioni favorevoli alla sedimentazione a condizioni erosive (esposizione subaerea o rimaneggiamento subacqueo). Queste oscillazioni glacio-eustatiche sono state provocate da fattori esterni come quelli astronomici (che regolano la geometria dell'orbita terrestre e l'inclinazione dell'asse di rotazione facendo variare, nel tempo, l'entità e la distribuzione dell'insolazione) e processi interni al nostro pianeta, dalla

circolazione atmosferica e oceanica all'attività vulcanica, all'evoluzione delle calotte glaciali.

Su tutti i margini continentali, anche in contesti geologici molto diversi tra loro, è ben evidente l'impronta lasciata dall'ultima oscillazione del livello marino avvenuta durante l'ultimo ciclo glaciale-interglaciale (ultimi 120.000 anni). Questa oscillazione è iniziata con una caduta del livello marino successiva allo stazionamento alto dell'Eemiano (stadio isotopico 5e) intervallata a periodi più o meno prolungati di risalita (parte dello stadio isotopico 3) ed è culminata nell'ultimo massimo glaciale durante lo stadio isotopico 2 (MARTINSON *et alii*, 1987).

L'intervallo successivo all'ultimo acme glaciale e stazionamento basso del livello del mare è stato caratterizzato da un notevole e generalizzato cambiamento nell'assetto dei margini continentali dell'intero pianeta. Il livello del mare è infatti risalito di circa 120 m da 20.000 a 5.000 anni fa sommergendo estese aree di piattaforma continentale precedentemente sottoposte a esposizione subaerea. L'ultima risalita del livello del mare ha avuto un andamento irregolare con fasi estremamente rapide, alternate ad episodi di stasi (FAIRBANKS, 1989; FAIRBANKS *et alii*, 1992). Questa risalita del livello del mare è stata causata dallo scioglimento delle calotte glaciali continentali dell'emisfero settentrionale e dalla destabilizzazione dei ghiacci dell'Antartide occidentale (ANDERSON & THOMAS, 1991).

In Adriatico, il progressivo annegamento della pianura alluvionale del glaciale, con la formazione di un mare epicontinentale, e l'approfondirsi delle soglie corrispondenti al Canale D'Otranto e alla Soglia di Pelagosa, hanno causato l'innesco della circolazione che caratterizza oggi il bacino (CATTANEO & TRINCARDI, 1999; VERDICCHIO *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008c). E' possibile che variazioni brusche nel tipo di circolazione siano state indotte durante le fasi di massima velocità di risalita eustatica dovute ad una accelerata velocità di fusione delle calotte glaciali: la più importante di queste è centrata sui 13.800 anni BP, con tassi di risalita del livello del mare relativo fino a 19 m in 500 anni (BARD *et alii*, 1996; CLARK & MIX, 2002; CLARK *et alii*, 2004). Le successive fasi di accelerazione della risalita del livello del mare sono centrate rispettivamente alla fine dell'intervallo freddo dello *Younger Dryas* (FAIRBANKS, 1989; BARD *et alii*, 1990) e a circa 8.000 anni cal. BP (BLANCHON & SHAW, 1995; LOCKER *et alii*, 1996; YIM *et alii*, 2008).

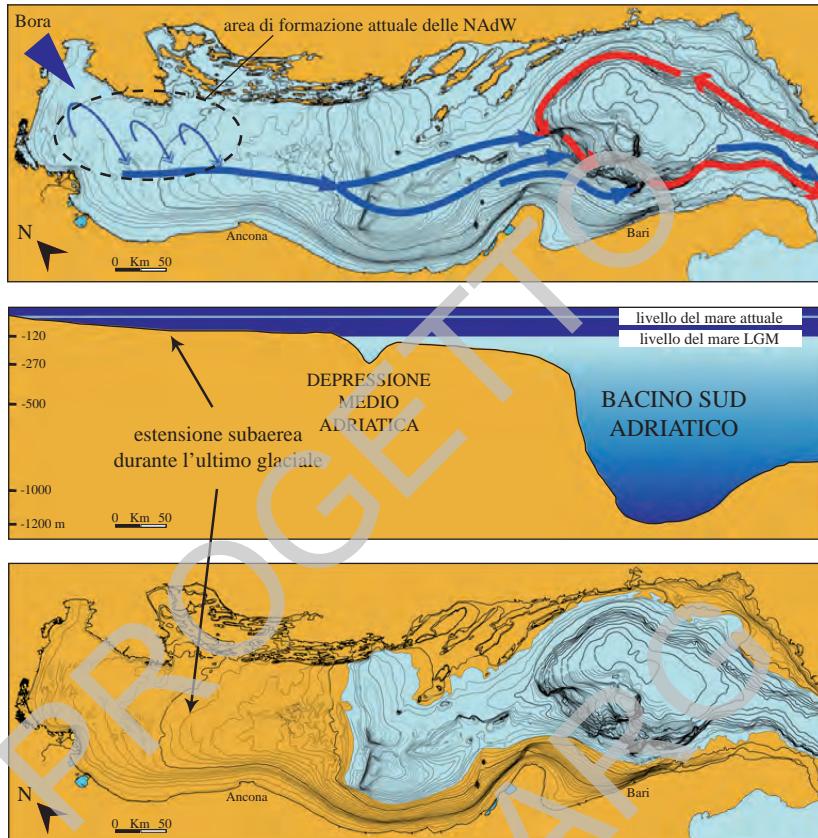


Fig. 5 – In alto: schema della circolazione attuale nel bacino adriatico (in blu: acque dense che si formano in Adriatico settentrionale per raffreddamento invernale; in rosso le acque levantine intermedie che si formano in Mediterraneo orientale per evaporazione e sono più saline e scorrono tra i 200 e i 600m di profondità lungo la scarpata). Al centro: sezione batimetrica schematica lungo l'asse del bacino con il livello del mare attuale (linea azzurra) e quello dell'ultimo glaciale (base della fascia blu). In basso: paleogeografia del bacino adriatico durante l'ultimo massimo glaciale. La piattaforma continentale era emersa e le acque dense non si formavano.

3. - ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO

Nel quadro geologico regionale l'Adriatico rappresenta l'avampaese delle catene appenninica e dinarica ed è caratterizzato da una crosta continentale con spessore dell'ordine dei 30-32 km che si riduce a valori prossimi a 24 km nell'Adriatico meridionale e nel Gargano (GEISS, 1987; NICOLICH & DAL PIAZ, 1991; CASSINIS *et alii*, 2003; DEZES & ZIEGLER, 2008). La parte occidentale dell'Adriatico centro-settentrionale è occupata da un bacino di avanfossa plio-quaternario che rappresenta la più recente di una serie di avanfosse originatesi durante la formazione della catena appenninica e migrate successivamente verso est (RICCI LUCCHI, 1986; ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). L'avanfossa padano-adriatica è delimitata verso ovest dal fronte più esterno della catena appenninica, di età pliocenico-quaternaria. Questo fronte, presente nel sottosuolo della pianura padana e nel mare Adriatico, nel settore prospiciente le coste italiane, si presenta articolato in una serie di archi (PIERI & GROPPY, 1981; CASTELLARIN & VAI, 1986; VAI, 1988): l'arco del Monferrato, l'arco emiliano, l'arco ferrarese-romagnolo e l'arco adriatico. Quest'ultimo presenta stili strutturali molto variabili (ARGNANI *et alii*, 1991, 1993; ARGNANI & GAMBERI, 1997). In alcune aree la deformazione frontale è diffusa su zone abbastanza ampie che passano gradualmente all'avampaese (*low strain front end*; MORLEY, 1986) mentre in altre si concentra su una fascia ristretta nettamente separata dall'avampaese indeformato (*high strain front end*; MORLEY, 1986). Secondo alcuni autori (SCROCCA, 2006), il fronte appenninico settentrionale sarebbe tuttora attivo sia nella Piana del Po che nel settore dell'Adriatico centrale posto a nord del sistema delle Tremiti, e si troverebbe in posizione molto più avanzata rispetto a quanto comunemente accettato in letteratura (es. BIGI *et alii*, 1990). Il fronte centro-adriatico sarebbe dislocato da una faglia trascorrente litosferica rispetto al fronte appenninico meridionale, che si trova in posizione più arretrata, proprio all'altezza delle Tremiti. Questa segmentazione rifletterebbe un diverso grado di arretramento dello *slab* di subduzione appenninico, dovuto alla differenza di spessore litosferico tra Puglia (spessore maggiore) e Adriatico centrale (DOGLIONI *et alii*, 1994).

Nel bacino di avanfossa la superficie che rappresenta la base della successione plio-quaternaria si trova flessurata con pendenza verso la catena appenninica e corrisponde nei profili sismici a un forte e ben riconoscibile riflettore sul quale terminano in *onlap* i depositi plio-quaternari. Nel suo insieme l'avanfossa plio-quaternaria adriatica centro-settentrionale è caratterizzata da due depocentri separati da un'area, situata nei dintorni di Ancona, dove la base del Pliocene è più elevata e gli spessori dei depositi plio-quaternari sono più ridotti (fig. 6; ORI *et alii*, 1986; DE ALTERIIS, 1995; ARGNANI & GAMBERI, 1997).

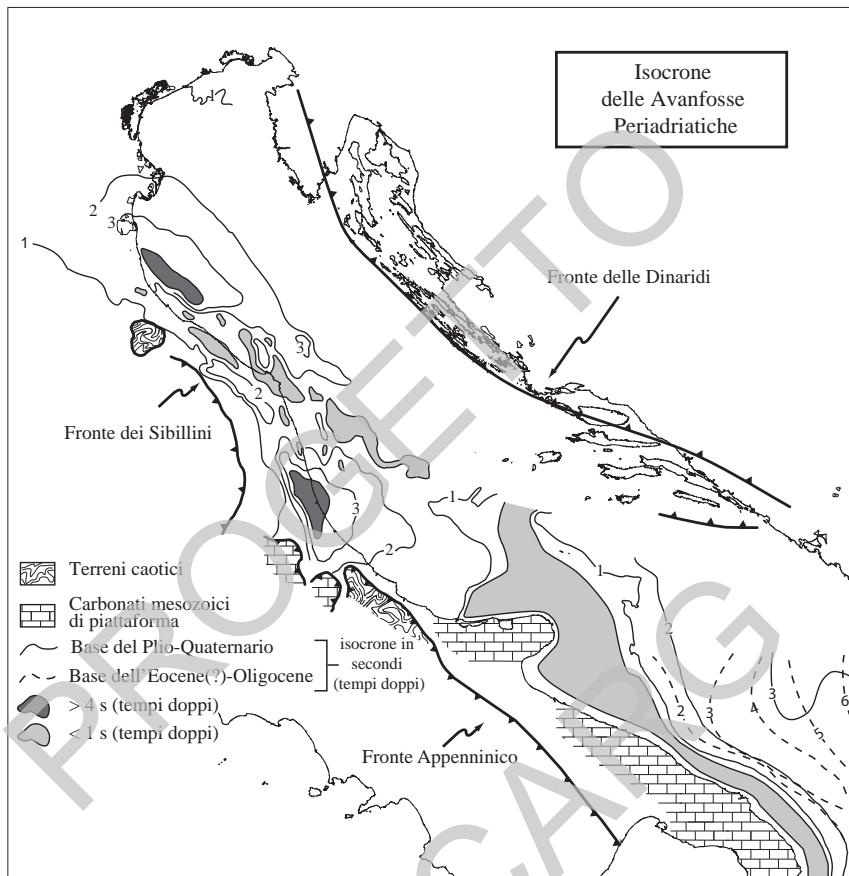


Fig. 6 – Isocrona (*tempi doppi in secondi*) della base della successione plio-quaternaria nell'Adriatico occidentale (linee continue) e della successione eocenica (?) - oligocenica in quello orientale (linee tratteggiate). Le due successioni costituiscono il riempimento dell'avanfossa adriatica e di quella albanese. L'incertezza nella datazione della base dell'avanfossa albanese è dovuta alla scarsità di pozzi lungo. Nell'Adriatico centro-settentrionale, data la bassa profondità dei fondali, l'andamento delle isocronie tende a coincidere con quello degli spessori della successione. Sono evidenziati con toni di grigio scuro i due principali depocentri dell'avanfossa appenninica, separati da un'area a topografia più elevata.

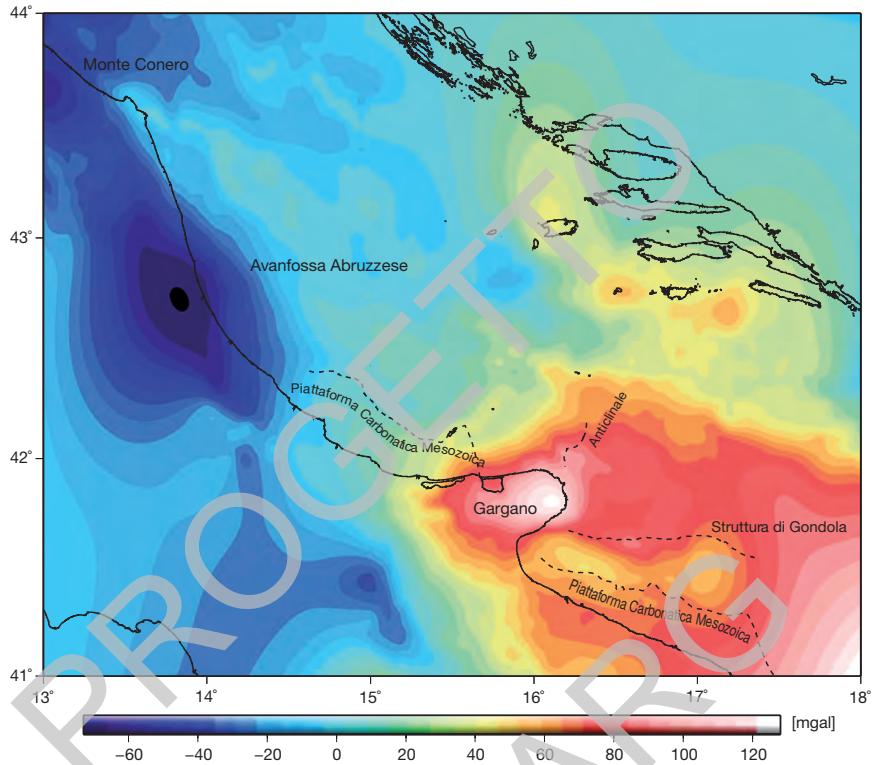


Fig. 7 – Carta delle anomalie gravimetriche di Bouguer nell'area del bacino adriatico centro-meridionale. Le anomalie sono espresse in milligal e sono tratte dalla Carta Gravimetrica d'Italia, scala 1 : 250.000 a cura di FERRI et alii (2005). Si veda il testo per una discussione critica degli elementi principali.

I due depocentri di età plio-quaternaria corrispondono alle due zone di minimo delle anomalie di Bouguer e al loro interno sono presenti depositi di avanfossa con spessori corrispondenti ad un'isocronopaca di 4 secondi (in tempi doppi). Le anomalie di Bouguer (fig. 7) presentano un minimo a nord del Monte Conero, in continuità col minimo che marca l'avanfossa padana, e un altro minimo nella zona di Pescara, in corrispondenza del depocentro dell'avanfossa abruzzese. Un'altra regione con valori gravimetrici fortemente negativi è presente sul lato orientale, nell'area adiacente alle coste albanesi. Le rimanenti aree adriatiche sono caratterizzate da valori che si discostano di poco dallo zero; due massimi gravimetrici sono comunque presenti nella zona del Gargano ed in Istria (non rappresentata in fig. 7). Il massimo positivo del Gargano è legato alla composizione litologica di un alto strutturale presente nel basamento cristallino. La natura del basamento nella regione adriatica non è del tutto nota e solo un pozzo commerciale al largo di Venezia ha raggiunto delle plutoniti del Paleozoico inferiore; secondo VAI (2001), l'intera regione adriatica, avampaese della catena ercinica nel Paleozoico, risiede sopra un basamento Precambriano. Questa anomalia gravimetrica positiva mostra uno sviluppo verso NNE in corrispondenza di un'anticinale cartografata alla base del Plio-Quaternario, la cui espressione più profonda non è sempre chiara nei profili sismici a disposizione. Si può inoltre notare, a sud del Gargano, una distribuzione est-ovest di valori positivi dell'anomalia gravimetrica, compresi attorno ai 50 milligal, tra la piattaforma carbonatica mesozica a sud e la struttura di Gondola a nord; tale struttura è ritenuta la prosecuzione della faglia di Mattinata verso mare (si veda la descrizione del Foglio NK33-8/9 Bari per maggiori approfondimenti).

Il settore orientale dell'Adriatico è invece occupato dall'avanfossa della catena dinarica affiorante nella regione balcanica. Nella sua porzione centro-settentrionale, dove sono disponibili pochi dati, l'avanfossa dinarica ha età precedente al Pliocene. La base del Pliocene si trova a scarsa profondità ed è sub-orizzontale, mentre al di sotto di questa superficie è visibile nei profili sismici un cuneo di sedimenti che si inspessisce rapidamente verso est e rappresenta il riempimento dell'avanfossa dinarica di età eocenica-oligocenica. Nell'Adriatico meridionale, sotto all'avanfossa plio-quaternaria evidenziata dalle anomalie di Bouguer, è presente un altro cuneo di sedimenti di età oligo-miocenica. Questo cuneo, la cui base raggiunge una profondità di 7 secondi (in tempi doppi), rappresenta il riempimento della precedente avanfossa relativa alla catena dinarico-ellenica, equivalente temporale di quella osservata più a nord (ARGNANI *et alii*, 1996; fig. 8). L'avampaese relativamente indeformato delle catene che circondano l'Adriatico si trova nell'Istria e nella Puglia. Queste zone sono caratterizzate da modesti spessori della successione plio-quaternaria, che spesso è assente, e da tettonica verticale di limitata entità.

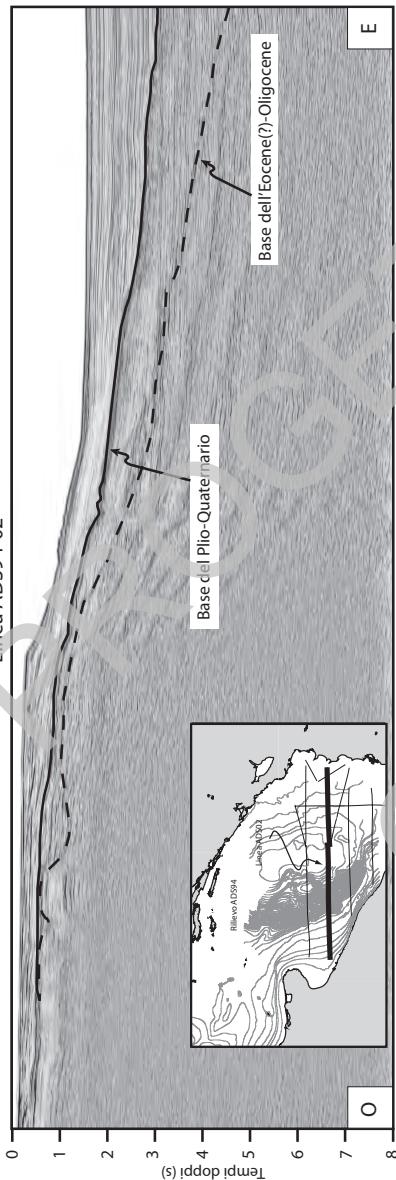


Fig. 8 – Esempio di profilo sismico regionale acquisito da ISMAR-CNR in Adriatico Meridionale. Il profilo attraversa il margine apulo e quello albanese mettendo in risalto l'opposta vergenza dell'avansoia albanese rispetto a quella appenninica. La base dell'avansoia albanese è posta su un riflettore la cui datazione è incerta, ma che è compresa tra l'Eocene e l'Oligocene (analoga mente alla avansoia dinarica).

Nell'area di avampaese del Promontorio del Gargano sono presenti delle deformazioni che indicano un campo di sforzi compressivi orientati fra N-S e NE-SO che sono stati collegati alla spinta del fronte dinarico (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1988; BERTOTTI *et alii*, 1999). Deformazioni simili si osservano anche nell'Adriatico centrale (ARGNANI & FRUGONI, 1997; BERTOTTI *et alii*, 2001; ARGNANI *et alii*, 2002; SCISCIANI & MONTEFALCONE, 2005; SCROCCA, 2006), associate a terremoti compressivi (VANNUCCI *et alii*, 2004).

La storia geologica dell'area adriatica riflette l'evoluzione di un margine continentale passivo, dalla sua individuazione, legata ai processi distensivi permo-triassici che hanno portato alla formazione dell'oceano tetideo, alla sua incorporazione nella catena appenninica dovuta alla convergenza fra la placca africana e la placca europea. I numerosi pozzi per esplorazione petrolifera disponibili nell'Adriatico occidentale consentono di ricostruire l'evoluzione stratigrafica dell'area. A grandi linee si riconosce una successione mesozoica essenzialmente carbonatica, che passa progressivamente a depositi a prevalente composizione silicoclastica nel corso del Cenozoico. Al di sotto dei depositi plio-quaternari è stata evidenziata la presenza di successioni simili a quelle umbro-marchigiane e a quelle sudalpine. In buona parte dell'Adriatico la sedimentazione di piattaforma carbonatica viene interrotta nel Lias superiore quando, a causa del prevalere della subsidenza e di possibili concomitanti condizioni ambientali sfavorevoli, si passa alla deposizione di carbonati pelagici; solo in alcune aree meno subsidenti persiste la sedimentazione di mare basso. L'annegamento di parte delle piattaforme carbonatiche ha creato una strutturazione a piattaforme e bacini che è caratteristica del margine meridionale della Tetide (CHANNELL *et alii*, 1979; ZAPPATERRA, 1990; CASERO *et alii*, 1990; BERNOULLI, 2001) e che si ritrova in altri settori marini italiani (es. Canale di Sicilia, mare Ionio nord-orientale).

Un significativo cambiamento nella sedimentazione avviene nel Terziario ed è legato all'instaurarsi della deformazione compressiva che segue la convergenza fra la placca africana e quella europea. Durante gli eventi compressivi che hanno costruito l'edificio appenninico i carbonati mesozoici depositi nel margine passivo adriatico sono stati deformati da sistemi di sovrascorimenti che ne hanno prodotto l'impilamento con traslazione verso est. Le principali superfici di scollamento di questo sistema deformativo si trovano in corrispondenza delle Anidriti di Burano (triassiche) e delle Marne a Fucoidi (aptiano-albiane) (BALLY *et alii*, 1986; HILL & HAYWARD, 1988; SAGE *et alii*, 1991). Il materiale silicoclastico prodottosi dallo smantellamento delle aree in sollevamento è mescolato ai sedimenti carbonatici dando luogo ad una successione marnosa che si deposita in posizione di avampaese. Un evento particolare si verifica nel Messiniano, quando la concomitanza di un abbassamento del livello del mare relativo e di condizioni iperaline alla scala dell'intero Mediterraneo, ha prodotto, nell'area adriatica, episodi di erosione subaerea e la deposizione di sedimenti evaporitici, dando

origine ad una superficie erosiva talvolta ben identificabile sui profili sismici. Più recentemente alcuni autori (HARDIE & LOWENSTEIN, 2004; MANZI *et alii*, 2005), riprendendo precedenti interpretazioni (RICCI LUCCHI, 1973), hanno messo in dubbio che si sia verificato un essiccamiento totale del bacino mediterraneo. Essi propendono per ritenere che i sedimenti evaporitici messiniani più profondi, soprattutto quelli di natura clastica, non siano necessariamente primari, depositi ovvero in contesti di acque basse, ma siano depositi risedimentati in profondità. Tuttavia, le evaporiti messiniane che sono presenti quasi uniformemente nell'area adriatica sembrano essersi deposte, per la maggior parte, in un ambiente di mare basso, in posizione di rampa esterna dell'avanfossa o in avampaese.

Con la progressiva migrazione verso est della catena, l'area adriatica è interessata, prima, da una deposizione in ambiente di rampa esterna rispetto alle avanfosse mioceniche e poi, nel Pliocene, diventa sede dell'attuale bacino di avanfossa presente al fronte della catena appenninica settentrionale, dove si depositano sedimenti clastici di età plio-quaternaria. La deformazione compressiva è gradualmente migrata nel tempo verso E-NE ed è stata accompagnata dalla migrazione verso E dei cunei clastici di avanfossa depositi al fronte della catena (RICCI LUCCHI, 1986; MENICHETTI *et alii*, 1991; ARTONI, 2007). La spiegazione più comune per tale migrazione è stata individuata nel possibile arretramento verso est della zona di subduzione appenninica (ROYDEN *et alii*, 1987). Tassi di migrazione verso est dell'avanfossa, nella zona al largo dell'Abruzzo, sono stati calcolati nell'ordine degli 11-17 mm/a per l'intervallo compreso tra 4,15 e 1,5 milioni di anni fa (CARRUBA *et alii*, 2003; 2005; vedi anche ARTONI, 2007). Una serie di bacini di avanfossa si riconosce, infatti, da ovest verso est, nell'Appennino settentrionale. I bacini più antichi, localizzati in posizione più occidentale, sono stati deformati durante gli eventi compressivi successivi alla loro deposizione e si trovano incorporati nella catena (RICCI LUCCHI, 1986; ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001).

L'attuale avanfossa è ubicata nella pianura padana e nel mare Adriatico e il suo riempimento consiste di sedimenti clastici di età pliocenica-quaternaria. Gli spessori maggiori, fino a 6.000 m, poggianti in *onlap* su successioni mioceniche deposte nelle parti distali delle precedenti avanfosse, si trovano nel bacino Adriatico settentrionale e sono documentati nel Foglio NL33-10 Ravenna. Verso sud gli spessori maggiori si trovano a terra, nell'avanfossa abruzzese, mentre a mare i depositi vanno sempre più riducendosi, raggiungendo i valori minimi, attestabili intorno ai 200-400 m, in corrispondenza delle zone distali del Gargano e delle Tremiti, che si trovano in avampaese e che hanno subito un sollevamento tettonico.

All'interno dell'avanfossa plio-quaternaria si riconoscono diversi stadi evolutivi, che includono la formazione di faglie e il piegamento dei sedimenti al fronte della catena, soprattutto nel Pliocene superiore. L'instaurarsi dell'avanfossa

nel Pliocene inferiore è caratterizzato da un rapido approfondimento del bacino e dalla deposizione di argille di mare profondo e torbiditi con dispersione longitudinale (ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). La successiva diminuzione dei tassi di subsidenza ha causato il riempimento del bacino fino all'instaurarsi di condizioni di mare basso con caratteristiche progradazioni deltizie, provenienti prima dai fiumi appenninici e poi dal fiume Po (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; SCHWANDER, 1989; ORI *et alii*, 1986).

4. – IL BACINO ADRIATICO NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE

I depositi tardoquaternari del bacino adriatico sono stati oggetto di numerosi studi a scala locale e regionale (MARINO & PICORINI, 1969; BRAMBATI & VENZO, 1967; COLANTONI *et alii*, 1979; CIABATTI *et alii*, 1987; COLANTONI *et alii*, 1990; FERRETTI *et alii*, 1986; SAVELLI *et alii*, 1990). Durante l'ultimo massimo glaciale il bacino adriatico è stato riempito prevalentemente in senso assiale (da NO verso SE) dal fiume Po e dai suoi confluenti alpini ed appenninici (TRINCARDI *et alii* 1996a, b). Nel corso della successiva risalita del livello marino, l'estensione del bacino epicontinentale adriatico è aumentata di circa 8 volte provocando un significativo cambiamento nel regime oceanografico del bacino e, conseguentemente, nelle facies dei depositi costieri (TRINCARDI *et alii*, 1994; CORREGGIARI *et alii*, 1996a,b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; STORM *et alii*, 2008). A causa delle variazioni di gradiente, estensione e morfologia della piattaforma adriatica, i risultati erosivi e deposizionali dell'ultimo ciclo di fluttuazione di livello del mare sono marcatamente diversi nell'area settentrionale (di bassa profondità e basso gradiente) rispetto a quella meridionale, di estensione minore, più pendente e con maggior complessità morfologica a causa della presenza dell'alto strutturale delle Tremiti e altri alti sepolti di minore entità. In quest'area i vari *systems tracts* sviluppatisi nelle diverse fasi del ciclo e le superfici che li delimitano sono infatti facilmente individuabili e cartografabili (CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CATTANEO & STEEL, 2003); quasi tutte le unità sono state raggiunte con carotaggi convenzionali (con recupero fino a 16 m), e sono state quindi calibrate in termini cronostratigrafici e di facies. Le superfici guida che definiscono la base e il tetto dei sistemi di caduta (*FST*), stazionamento basso (*LST*), trasgressivo (*TST*) e di stazionamento alto (*HST*) sono state definite e correlate su base sismostratigrafica. L'area bacinale nella parte più meridionale (Bacino di Otranto) è caratterizzata da sistemi torbiditici depositi verosimilmente durante ripetute fasi di caduta e stazionamento basso del livello marino (*FST* e *LST*) e da depositi conturitici (VERDICCHIO & TRINCARDI, 2006; TRINCARDI *et alii*, 2007b; RIDENTE *et alii*, 2007); questi depositi sono drappeggiati da fanghi emipelagici di stazionamento alto (*HST*) e contengono intercalati livelli cineritici;

la scarpata appare particolarmente ripida nel tratto tra Bari e Otranto dove dominano condizioni di erosione, mentre a nord di Bari sono presenti unità progradanti sovrapposte che registrano ripetute fasi di caduta del livello marino (RIDENTE & TRINCARDI, 2002b, 2005; STECKLER *et alii*, 2007).

Durante l'ultima risalita del livello marino, un'ampia porzione della piana alluvionale del periodo glaciale è stata progressivamente anegata portando alla formazione di una piattaforma epicontinentale nel nord Adriatico (COLANTONI *et alii*, 1979; TRINCARDI *et alii*, 1994; CORREGGIARI *et alii* 1996a,b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999) ed una estesa piattaforma nel Golfo di Manfredonia. La descrizione delle superfici di discontinuità entro la sequenza deposizionale tardo quaternaria e l'architettura deposizionale del sistema trasgressivo in Adriatico permettono di distinguere due tipi di depositi trasgressivi separati da una superficie di trasgressione erosiva diacrona (superficie di *ravinement*) solitamente caratterizzata dalla presenza di depositi bioclastici rimaneggiati e facilmente individuabile in carota (TRINCARDI *et alii*, 1994): i depositi trasgressivi al di sotto di tale superficie sono sempre riconducibili ad ambienti transizionali o continentali, mentre quelli al di sopra sono caratteristici di ambiente marino (spiaggia sommersa o ambiente più profondo).

In Adriatico settentrionale sono stati messi in luce corpi trasgressivi costieri anegati e parzialmente riequilibrati in dune subacquee (CORREGGIARI *et alii*, 1996a; b). In Adriatico centrale, i depositi trasgressivi del tardo Pleistocene e Olocene *p.p.* possono essere suddivisi in tre unità su base stratigrafico-sismica, biostratigrafica e geocronologica. L'unità trasgressiva più vecchia che registra le prime fasi di risalita del livello del mare è tabulare, si trova a profondità maggiori di 80 m ed è costituita da sedimenti fangosi indicativi di ambienti di piana di marea con faune miste marine e salmastre (CATTANEO *et alii*, 1997; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000). L'unità intermedia si trova a profondità maggiori di circa 45 m, presenta un'organizzazione progradazionale dei riflettori, ha un'età compresa tra 11.500 e 14.000 anni cal. BP e registra un intervallo caratterizzato da notevole instabilità nel regime climatico e degli apporti sedimentari (TRINCARDI *et alii*, 1996b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999). L'unità superiore ha spessori variabili ed è costituita da fanghi marini a *Turritella communis* con geometria debolmente a cuneo, nelle zone più prossimali e tabulare nelle aree più profonde (CATTANEO & TRINCARDI, 1999; ARIZTEGUI *et alii*, 2000). La correlazione di queste unità trasgressive a scala dell'intero bacino ha permesso di evidenziare l'eteropia all'interno dei depositi trasgressivi tra ambienti deposizionali costieri, variamente rimaneggiati nella parte assiale del bacino, e ambienti di prodelta fangoso a ridosso del margine occidentale (CATTANEO & TRINCARDI, 1999). In Adriatico centrale, la fase trasgressiva è interrotta da un intervallo regressivo di breve durata corrispondente all'episodio freddo dello *Younger Dryas* (CATTANEO &

TRINCARDI, 1999). Questo episodio è associato ad una fase di stabilizzazione del livello eustatico (FAIRBANKS, 1989), ad una riduzione della copertura vegetale dei suoli (ASIOLI *et alii*, 1999; 2001) e ad una riattivazione dei sistemi fluviali probabilmente legata ad un cambio nella distribuzione della piovosità nell'arco dell'anno (CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

5. - I DEPOSITI DI STAZIONAMENTO ALTO TARDO-OLOCENICI IN ADRIATICO

Il sistema di stazionamento alto in Adriatico costituisce un cuneo composito formato da apparati di prodelta coalescenti distribuiti in una fascia a ridosso della costa, sul lato occidentale del bacino (CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2007). Nelle zone più esterne dei settori settentrionale e centrale dell'Adriatico il fondale non è raggiunto dalla sedimentazione terrigena recente e coincide quindi con la superficie erosiva formatasi durante l'ultima risalita del livello del mare; la circolazione generale di tipo ciclonico del mare Adriatico, infatti, confina sottocosta i sedimenti di provenienza padana e appenninica mentre il contributo in termini di apporti sedimentari del margine dinarico è molto scarso (fig. 3).

Il cuneo progradazionale tardo-olocenico, dalla piattaforma friulana a quella pugliese, raggiunge 35 m di spessore con un volume di 180 km³ (che corrisponde a 450×10^9 t di sedimenti assumendo una densità media di 2,5 g cm⁻³) e giace sopra una superficie regionale di *downlap*: la superficie di massima ingressione marina (**mfs**), datata ca. 5.500 anni cal. BP (ASIOLI, 1996; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003a, 2007). I massimi di spessore si raggiungono nel delta del Po e nell'area circostante il Promontorio del Gargano. Sui profili sismici, il clinoforme tardo-olocenico è composto da unità sigmoidali e mostra *foreset* con inclinazione tipica da 0,5 ° a 1°. La massima inclinazione si osserva nelle sezioni perpendicolari alla costa e raggiunge il massimo assoluto a nord del Promontorio del Gargano che sembra agire da ostacolo per il sistema di dispersione dei sedimenti dovuto alla Corrente Costiera Adriatica Occidentale (fig. 4). Al traverso del Gargano è presente un alto morfologico alla profondità media di 50-60 m al di sopra del quale il vigoroso sistema di correnti parallelo alla costa previene la deposizione limitando l'avanzata verso mare del clinoforme progradazionale (fig. 9, tav. 1). La stratigrafia sismica ad alta risoluzione e la correlazione dei livelli vulcanogenici (**tefra**), presenti a vari livelli stratigrafici, indicano che una sottile unità basale rappresenta la deposizione condensata tra 5.500 e 3.700 anni cal. BP nella maggior parte del bacino (CORREGGIARI *et alii*, 2001; OLDFIELD *et alii*, 2003; LOWE *et alii*, 2007). Sopra questa unità, il tasso di sedimentazione aumenta

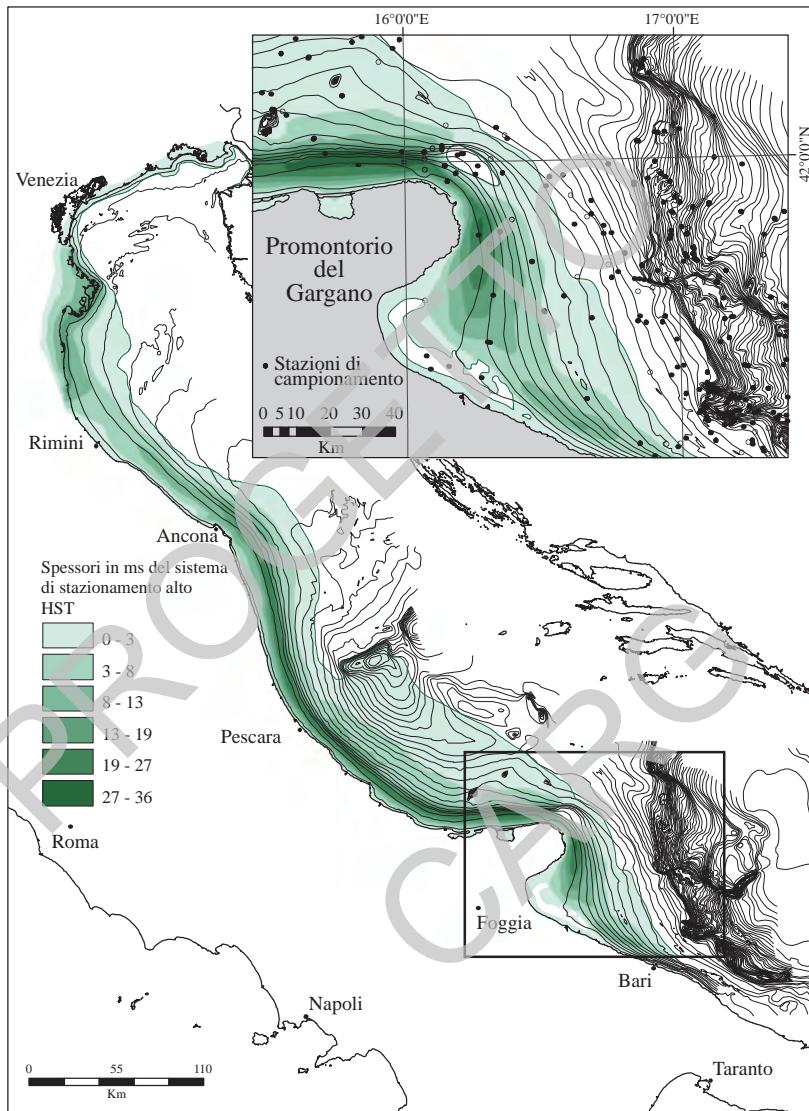


Fig. 9 - Batimetria del Mar Adriatico e distribuzione dei depositi tardo-olocenici di HST, parallelamente alla costa italiana. Nell'area circostante il Gargano, questi depositi presentano i massimi spessori anche in assenza di sistemi deltizi, confermando il ruolo del trasporto laterale di sedimenti ad opera della corrente da NO (modificato da CATTANEO et alii, 2003[0]a e 2007).

fino a valori superiori a $1,5 \text{ cm a}^{-1}$ (PALINKAS & NITTROUER, 2006) e riflette l'influenza dei cambiamenti climatici e delle attività antropiche (fig. 9). 120

La velocità di sedimentazione durante l'ultimo secolo è nell'ordine di 1,2-1,5 cm a⁻¹ (LANGONE *et alii*, 1996; TRINCARDI *et alii*, 1996b; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003a; FRIGNANI *et alii*, 2005; PALINKAS & NITTROUER, 2006). Anche il depocentro di questo deposito più recente occupa una fascia allungata e continua parallelamente alla costa ma ristretta (CATTANEO *et alii*, 2004b; fig. 3). Correlazioni regionali entro il più recente di tali sigmoidi mostrano che la rottura di pendenza (*offlap break*), che separa i *topset* ed i *foreset*, si trova a profondità crescenti da pochi metri nel delta del Po a circa -30 m nella regione attorno al Promontorio del Gargano (CATTANEO *et alii*, 2003a). Questa geometria progradazionale ricorda quella osservata in altri delta subacquei sulle piattaforme attuali (ALEXANDER *et alii*, 1991; KUEHL *et alii*, 1997). È interessante notare che il depocentro che si trova sulla piattaforma immediatamente a sud del Promontorio del Gargano non è direttamente alimentato da sistemi fluviali, ma dal trasporto di sedimenti verso SE da parte delle correnti in senso parallelo alla costa (CATTANEO *et alii*, 2004b e 2007). Questo depocentro è a sud di un'area di non deposizione e riflette la complessa interazione tra la componente di circolazione verso sud parallela alla costa e il confinamento morfologico indotto dalla presenza del Promontorio del Gargano. Infine, il cuneo di stazionamento alto presenta strutture deformative, riconoscibili nelle registrazioni sismiche, associate a irregolarità della batimetria e riconducibili a processi di espulsione di fluidi attraverso la successione che poggia sulla *maximum flooding surface* (CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2004a; BERNDT *et alii*, 2006).

In aree di piattaforma esterna i depositi tardo-olocenici sono assenti o ridotti a pochi millimetri di spessore in carota, non sono risolvibili sui profili sismici a riflessione e pertanto non vengono cartografati. In scarpata sono presenti estese aree in erosione e depositi organizzati in dune subacquee e accumuli conturitici (VERDICCHIO *et alii*, 2007). All'interno di questi depositi, marcatamente asimmetrici e in crescita verso la scarpata, è possibile riconoscere a scala di stratigrafia sismica e di carota depositi tardo-olocenici, soprattutto sul lato di accrescione sopracorrente.

PROGETTO
CARG

V - STRATIGRAFIA

1. - SCELTA DELLE UNITÀ INFORMALI

Le unità stratigrafiche rappresentate nella Carta Geologica dei Mari Italiani, alla scala 1:250.000, sono unità informali che rientrano nella categoria delle Unità Allostratigrafiche e più precisamente delle U.B.S.U. (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units, sensu NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983*), ovvero corpi rocciosi tridimensionali definiti in base alle superfici di discontinuità e linee tempo che li delimitano.

Queste unità hanno espressione fisica non ambigua e una intrinseca connotazione temporale; attraverso la ricostruzione delle relazioni geometriche esistenti tra i corpi rocciosi così definiti, è possibile stabilire una cronologia relativa dei depositi e meglio comprendere l'evoluzione nel tempo e nello spazio dei sistemi deposizionali, in funzione della storia tettonica di una determinata regione e/o dei cambiamenti climatici/eustatici operanti a scala più vasta. Spesso, le superfici guida che separano le U.B.S.U. marcano discontinuità nelle proprietà fisiche e meccaniche o barriere di permeabilità nei sedimenti; in tal senso la precisa individuazione di queste superfici ha anche importanti implicazioni di tipo applicativo, nei campi dello studio dei fenomeni di instabilità gravitativa e del reperimento e sfruttamento di risorse strategiche (idrocarburi, acqua ed inerti come sabbia e ghiaia).

Il principale metodo di indagine che si utilizza nel sottosuolo e nelle aree marine (stratigrafia sismica) fornisce un quadro stratigrafico in cui le unità sono delimitate da superfici di discontinuità e/o da linee tempo (unità

sismostratigrafiche), mentre il dato litologico è ottenibile solo tramite dati puntiformi da carote o pozzi. Le riflessioni sismiche sono, infatti, generate da contrasti di impedenza acustica (grandezza fisica definita dal prodotto tra la densità delle rocce e la velocità di propagazione delle onde sismiche di compressione al loro interno) che si verificano generalmente in corrispondenza di superfici di discontinuità o di superfici deposizionali, cioè in ultima analisi attraverso linee nel tempo. Lo strumento della sismica a riflessione fornisce quindi una lettura diretta dell'evoluzione geologica di un'area nel tempo; la possibilità di operare con opportune strumentazioni a vari gradi di risoluzione consente poi di ottenere in alcuni casi, e in particolare per le unità più recenti, un dettaglio stratigrafico molto elevato. La definizione delle geometrie deposizionali opportunamente integrata da dati di pozzo o di carotaggio consente di riconoscere, all'interno di uno schema chronostratigrafico, i vari sistemi deposizionali definendone l'estensione areale e l'evoluzione temporale contribuendo ad una accurata rappresentazione cartografica.

2. - CARTA SUPERFICIALE

La carta superficiale rappresenta i prodotti dell'ultima fluttuazione glacio-eustatica, caratterizzata da tre stadi principali: una prolungata e discontinua caduta del livello marino culminata nell'ultimo glaciale, uno stazionamento basso centrato attorno ai 24-20 ka BP, una rapida risalita terminata ca. 5.500 anni BP e uno stazionamento alto che perdura tutt'oggi (fig. 10). La carta superficiale rappresenta quindi con colori differenziati i depositi dei quattro *systems tracts* che sono separati da superfici tempo ed equivalgono concettualmente ad unità chronostratigrafiche.

Queste quattro unità sono delimitate da superfici facilmente individuabili attraverso la sismica a riflessione e definibili cronologicamente attraverso datazioni radiometriche ^{14}C , stratigrafia isotopica, magnetostratigrafia e tefrocronologia (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; PIVA *et alii*, 2008a, b, c).

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria è compresa nei piani Tirreniano *p.p.* e Versiliano (fig. 11). Il piano Tirreniano comprende la fase di stazionamento alto dello stadio isotopico 5 (il precedente interglaciale), tutta la fase di caduta del l.m. fino all'acme glaciale (stadi isotopici 5, 4, 3, 2) e la prima parte dell'ultima risalita del l.m. (stadio isotopico 2 *p.p.* e 1 *p.p.*); il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (CITA & CASTRADORI, 1995; ASIOLI *et alii*, 2005); in attesa di decisioni ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia ci si attiene qui alle suddivisioni chronostratigrafiche in uso; il Versiliano comprende la parte finale della risalita e lo stazionamento alto (stadio isotopico 1 *p.p.*). I depositi di stazionamento alto e parte di quelli trasgressivi sono compresi nello stadio

isotopico 1; il limite Pleistocene-Olocene (11.500 anni BP, età calibrata) cade circa a metà della fase di risalita del livello del mare e approssima la parte finale dell'evento freddo dello *Younger Dryas*. La stratigrafia dei depositi superficiali risultante da questo approccio è sufficientemente dettagliata per gli scopi cartografici del progetto. I *systems tracts* possono essere facilmente confrontati con le unità UBSU (comunemente utilizzate nella cartografia a scala 1:50.000) (fig. 11); queste unità sono delimitate alla base da una superficie erosiva e da una lacuna deposizionale legate alla fase di emersione subita da questa zona durante le fasi finali della caduta del livello marino e le prime fasi della risalita. Le unità così definite contengono all'interno diversi sistemi deposizionali caratterizzati da differenti litologie. Attraverso dati di carotaggio è possibile riconoscere i vari sistemi deposizionali o parti di essi e definire unità litostratigrafiche, cioè formazioni in senso stretto, definite in base alle loro caratteristiche di facies. Con questo approccio risulta quindi possibile operare correlazioni significative dal punto di vista scientifico e pratico.

Anche in scarpata, la ricostruzione dei rapporti stratigrafici entro i depositi tardo-quaternari si basa sull'approccio stratigrafico fisico e, principalmente, stratigrafico sismico. Una difficoltà peculiare dell'area rappresentata nei fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9, Bari, deriva dal fatto che gran parte della scarpata superiore è caratterizzata da una marcata superficie di erosione (fig. 12-14). Questa superficie, in corso di continua modifica e ulteriore erosione ad opera di correnti che superano i 60 cm s^{-1} (TURCHETTO *et alii*, 2007; VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008b), impedisce la correlazione sismo-stratigrafica tra i depositi di piattaforma e quelli di scarpata. Un dettagliato programma di campionatura di questi ultimi ha tenuto conto della loro variabilità laterale e ha permesso di recuperare carotaggi attraverso le aree di massimo accumulo e quelle caratterizzate da minori velocità di sedimentazione o da ricorrenti episodi di erosione a piccola scala (fig. 15 e 16; Appendice 3). La figura 15 riporta uno schema di correlazione tra le principali eco-biozone riconosciute in Adriatico centrale e quelle definite nella scarpata dell'Adriatico meridionale. In questa area, le profondità sono molto maggiori e sono registrati alcuni eventi bio-stratigrafici di estinzione o comparsa specifici di specie di foraminiferi planctonici che vivono a grande profondità e non possono essere registrati in Adriatico centrale. La correlazione, pertanto, tiene anche conto di altri indicatori paleoambientali, come le curve di variazione della composizione isotopica ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$), o geocronologici, come la correlazione di livelli vulcanoclastici (SIANI *et alii*, 2000, 2001; LOWE *et alii*, 2007). Le carote studiate in scarpata permettono di ricostruire la successione stratigrafica fino allo stadio isotopico 5. La scarpata continentale presenta anche estesi depositi di frana sottomarina la cui età è definita in base a quella dei depositi posteriori immediatamente soprastanti, dove presenti, o tramite

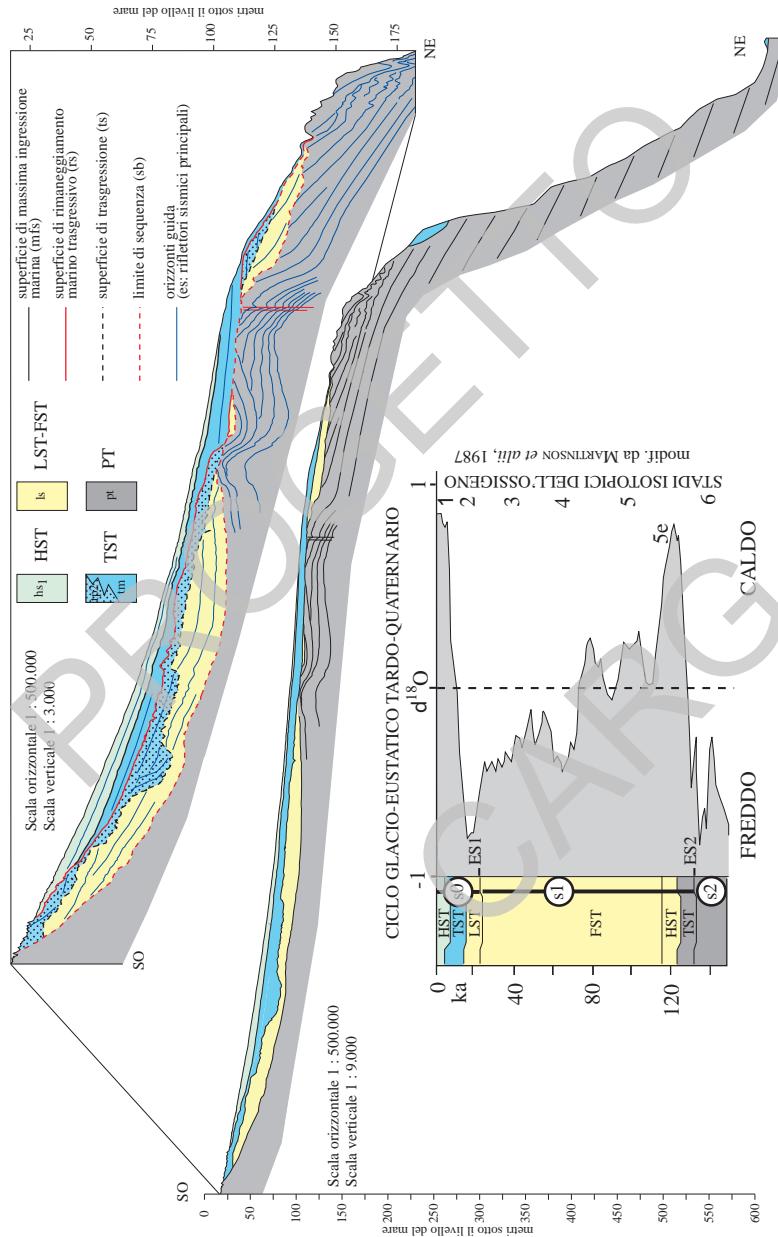


Fig. 10 - Schema stratigrafico attraverso il margine adriatico meridionale dalla piattaforma interna (a SO) alla scarpata (a NE) e definizione dei principali systems tract rispetto alla curva di oscillazione eustonica tardo-quaternaria.

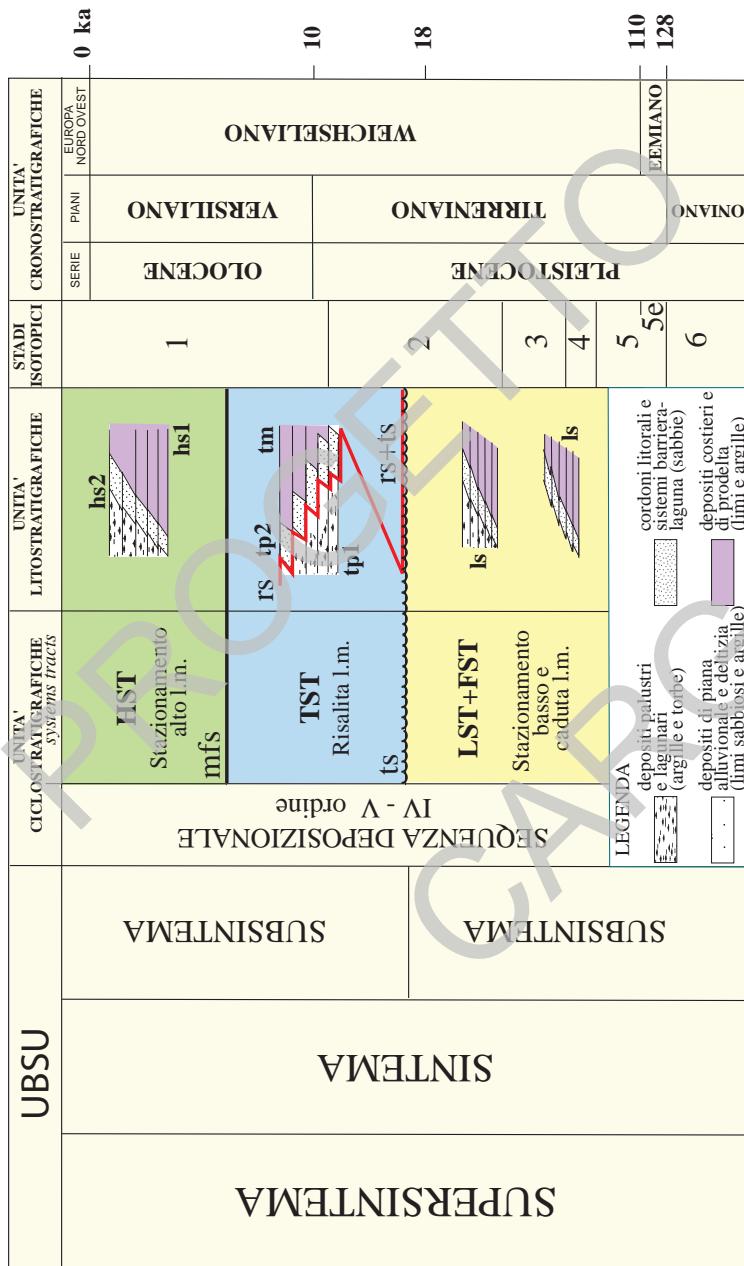


Fig. 11 - Inquadramento cronologico schematico delle unità stratigrafico-sequenziali rappresentate in carta e correlazione con le unità UBSU adottate per la stratigrafia dei depositi quaternari in aree costiere e di pianura.

Stili deposizionali counturitici e morfologia della scarpata adriatica

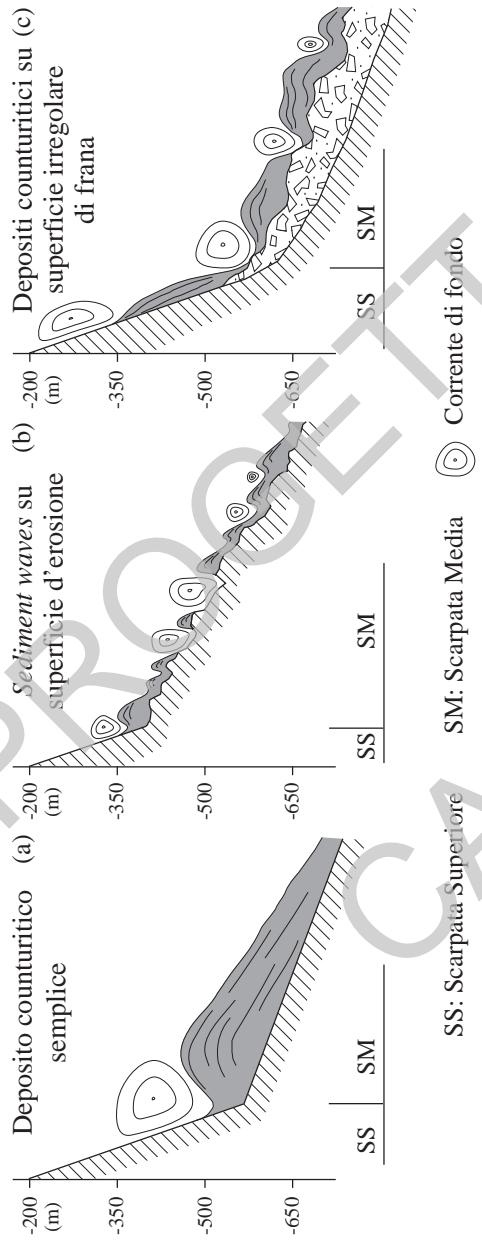


Fig. 12 - Profili schematici che illustrano la relazione tra depositi da correnti di contorno (in grigio) e morfologia del margine: a) accumulo asimmetrico alla base della scarpata superiore erosiva e più attive; b) sediment waves in crescita verso la scarpata sopra una morfologia erosiva; c) depositi counturitici a geometria variabile sopra la superficie irregolare di una frana sottomarina. In Adriatico meridionale la scarpata continentale è interessata dall'interazione di due correnti di fondo: le acque levantine intermedie (LW), che scorrono parallelamente alle isobate, e le acque dense nord-adriatiche (NAddW), che scendono per gravità in direzione trasversale alle isobate.

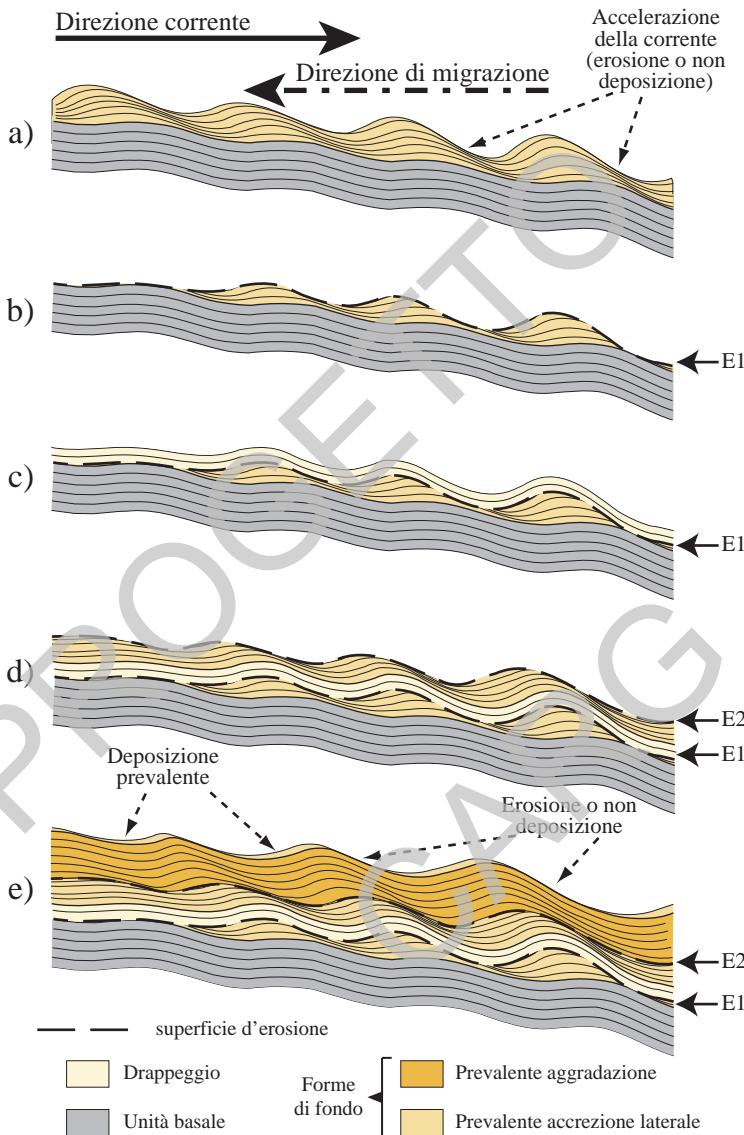


Fig. 13 - Motivo deposizionale caratteristico di sediment waves. Si riconoscono superfici erosive estese (E1 e E2) che marcano le fasi di massima energia e/o ricorrenza dei processi erosivi (modificato da VERDICCHIO et alii, 2007).

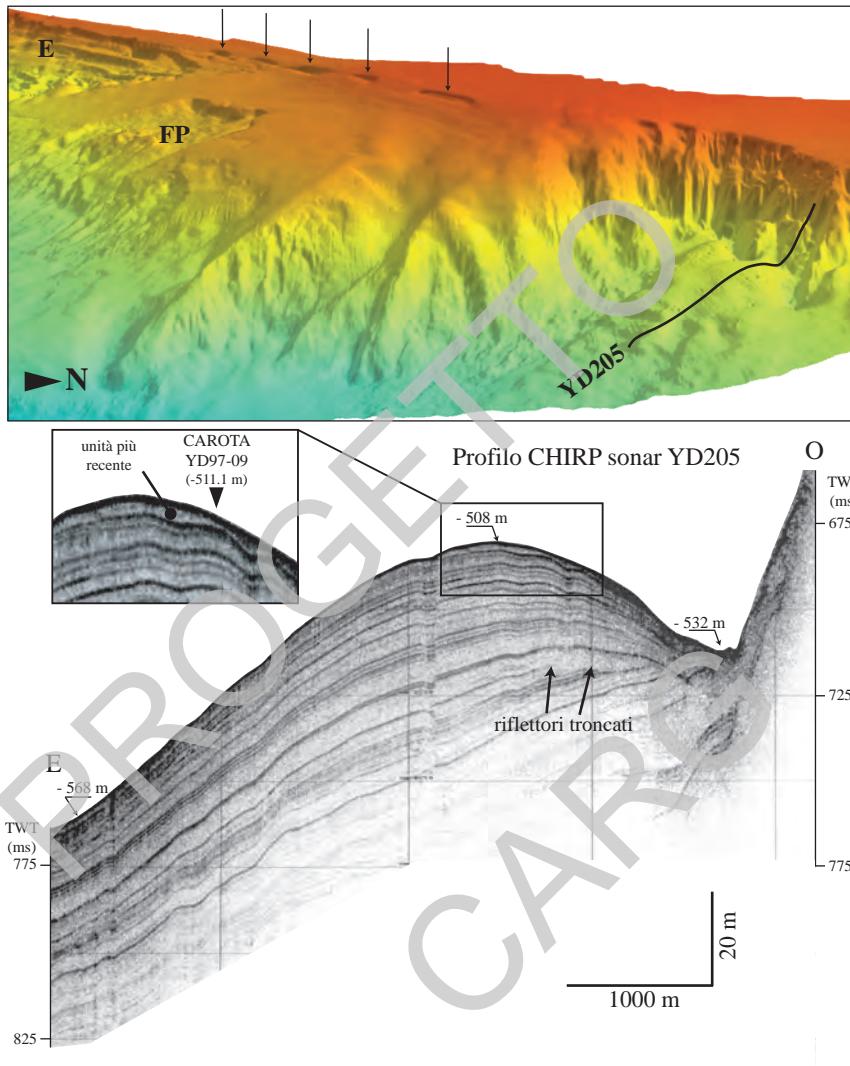


Fig. 14 – Modello digitale del terreno (DTM) della scarpata superiore nell'area del Foglio NK33-6 Vieste (visto da E, illuminato da NO). Si nota la frana di Pelagosa (FP), l'apice della zona erosiva nella scarpata superiore (E), la presenza di nicchie di frana incipienti (frecce verticali) e l'accumulo 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 (erosione). Il dettaglio della cresta mostra l'accumulo preferenziale dei depositi tardo-olocenici sul lato sopracorrente (modificato da VERDICCHIO et alii, 2007). La carota YD97-09 è rappresentata in figura 16.

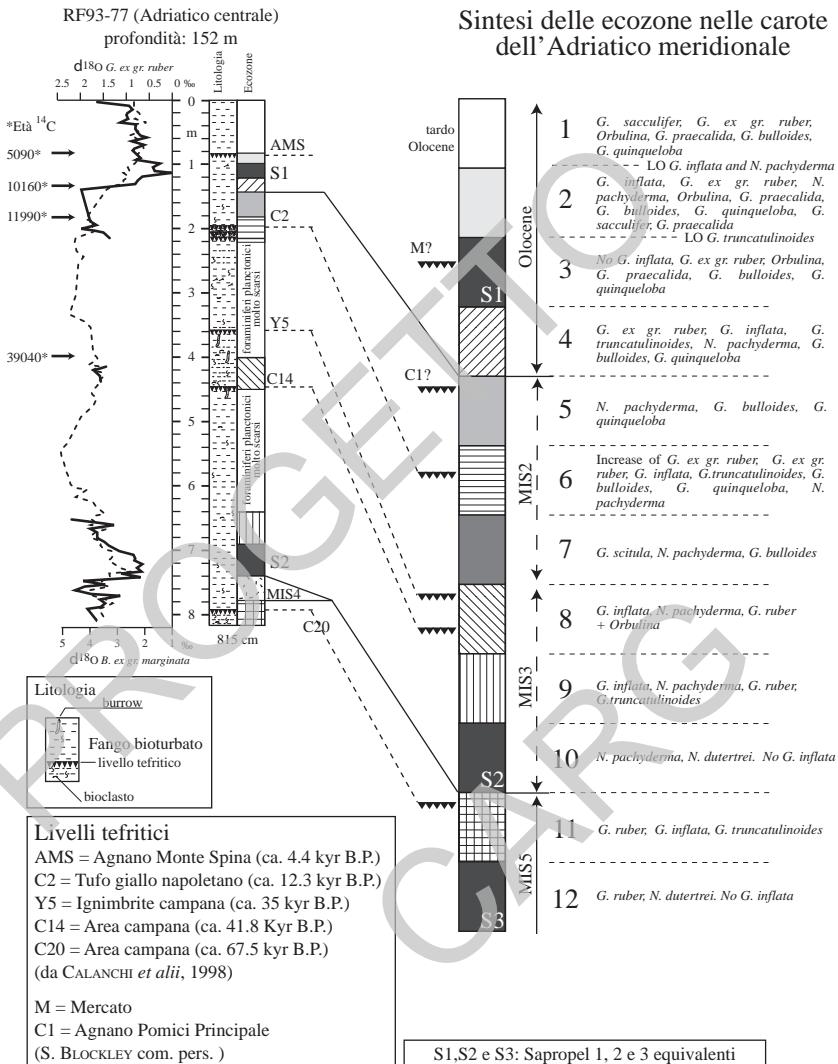


Fig. 15 - Biostratigrafia schematica per l'area adriatica centro-meridionale (modificato da VERDICCHIO et alii, 2007). Sono riportati i principali depositi vulcanogenici (tefra) riconosciuti ed identificati su base geochimica (SIANI et alii, 2000; CALANCHI et alii, 1998; LOWE et alii, 2007; BLOCKLEY com. pers.).

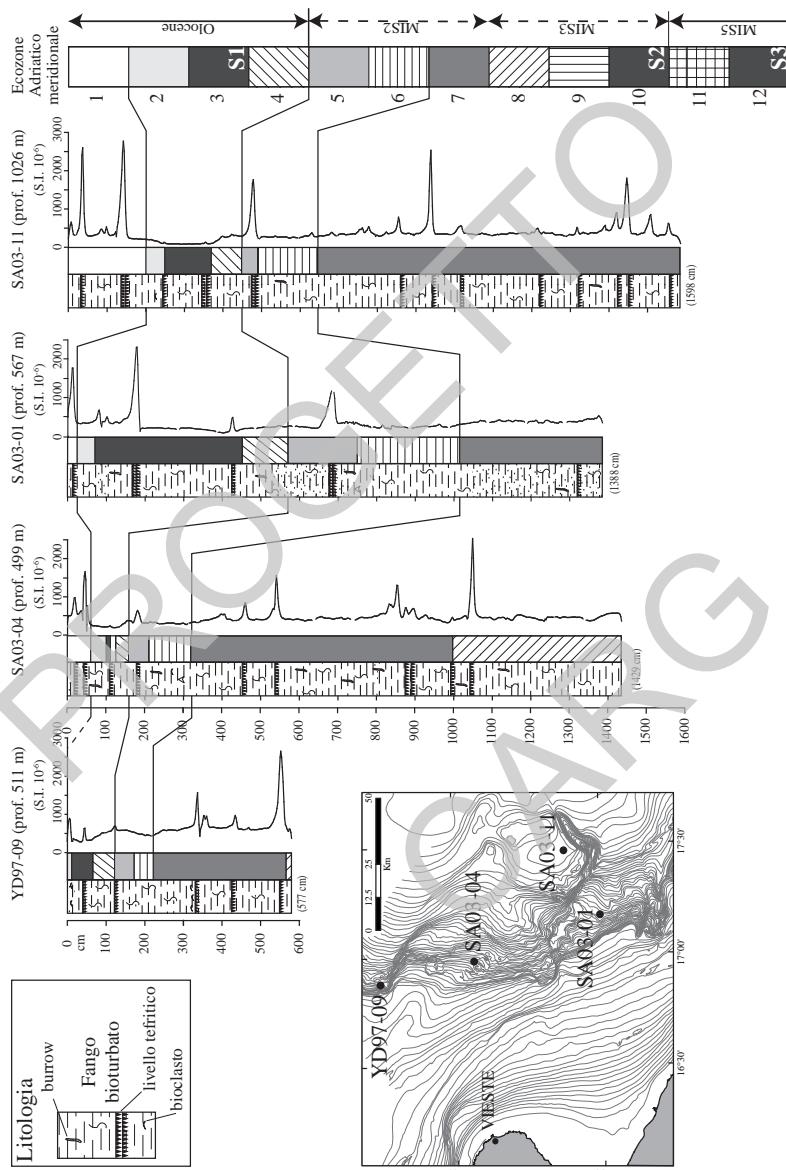


Fig. 16 - Stratigrafia dei depositi tardo-quaternari sulla scarpata adriatica meridionale (VERDICCHIO et alii, 2007). La notevole differenza nello spessore dei depositi postglaciali (ecozone da 1 a 6) riflette l'intensificazione della corrente di fondo in questi intervalli.

correlazione sismostratigrafica con aree bacinali dove la sedimentazione è più continua (Minisini et alii, 2007).

3. - CARTA DEL SOTTOFONDO

Per i depositi plio-pleistocenici più antichi e per quelli pre-pliocenici, rappresentati nella carta del sottofondo, sono state riconosciute e rappresentate quattro unità sismostratigrafiche, delimitate da superfici di discontinuità o da riflettori sismici (= linee tempo) particolarmente significativi. Essi sono legati essenzialmente alle varie fasi dell'evoluzione tettonica regionale. Si tratta anche in questo caso di unità informali; la maggiore profondità a cui si ritrovano impedisce di ottenere una risoluzione sismica paragonabile a quella delle unità superficiali. La calibrazione delle unità sismiche mediante dati di pozzo permette di ricondurle a unità litostratigrafiche inquadrate cronostratigraficamente e garantisce la possibilità di definire un quadro omogeneo con la geologia di terra.

I metodi di acquisizione, elaborazione e interpretazione sismostratigrafica adottati sono brevemente descritti nell'Appendice 1. L'Appendice 1 riporta anche l'elenco dei pozzi per esplorazione petrolifera che sono stati utilizzati per la calibrazione stratigrafica delle unità sismostratigrafiche riconosciute. Sono indicati il posizionamento, la profondità del fondo mare e la profondità di perforazione raggiunta.

La carta del sottofondo serve a dare un quadro schematico e molto generale dell'assetto stratigrafico e strutturale (limitatamente alla base del Plio-Quaternario) delle aree in esame.

PROGETTO
CARG

VI - CARTOGRAFIA

1. - CARTA SUPERFICIALE - FOGLI NK33-6 VIESTE E NK33-8/9 BARI

La carta geologica superficiale rappresenta sinteticamente la distribuzione dei depositi tardo-quaternari che affiorano o subaffiorano sul fondo marino con particolare dettaglio per quelli originati durante le fasi dell'ultima fluttuazione eustatica tardo-quaternaria (ultimi ca.125.000 anni, fig. 10 e 11). La definizione di questi depositi si basa essenzialmente sulla ricostruzione di rapporti stratigrafici tra corpi deposizionali di età diversa all'interno dell'intervallo degli ultimi 125.000 anni e, quando possibile, sulla loro definizione geocronologica. Questo approccio è adottato sia per i depositi di piattaforma, in analogia con quanto rappresentato negli altri fogli della cartografia dell'Adriatico a scala 1:250.000, che per quelli di scarpata. Una estesa fascia in erosione, in piattaforma esterna, rende problematica la correlazione sismo-stratigrafica tra i depositi di piattaforma e quelli di scarpata; di conseguenza, l'attribuzione di età dei depositi di scarpata si basa su determinazioni eco-biostratigrafiche e geocronologiche di carotaggi raccolti attraverso questi depositi piuttosto discontinui e non su correlazioni stratigrafiche dalla piattaforma (VERDICCHIO *et alii*, 2007).

1.1. – CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE

Le unità cartografate nella carta superficiale dei Fogli NK 33-6 Vieste e NK 33-8/9 Bari sono unità stratigrafico-sequenziali costituite da sequenze

deposizionali (VAIL *et alii*, 1977) e/o parti di queste, riferibili a depositi d'età tardo-quaternaria, poco deformati tettonicamente. Le Sequenze Deposizionali sono ulteriormente suddivisibili in unità minori delimitate da linee tempo e riferibili ai vari stadi di un ciclo completo di variazione relativa del livello del mare. Queste unità (*systems tracts* nella terminologia stratigrafico-sequenziale, POSAMENTIER & VAIL, 1988) sono costituite da sistemi deposizionali coevi definiti in base alla posizione stratigrafica relativa rispetto ai *systems tracts* sotto- e sopra-stanti. I *systems tracts* rappresentano quindi unità significative dal punto di vista cartografico pratico.

L'area dei fogli NK 33-6 Vieste e NK 33-8/9 Bari corrisponde ad un tratto di piattaforma e scarpata continentale adriatica compresa tra la costa della Puglia e il limite delle acque nazionali. La zona include una complessa area di piattaforma esterna, tra 130 e circa 200 m di profondità, e un tratto di scarpata a profondità maggiori di 200 m caratterizzate da morfologie erosive e da alcune aree di sedimentazione localizzata che da luogo allo sviluppo di complesse forme di fondo (fig. 11 e 12). La scarpata è stata parzialmente alimentata da apporti provenienti dall'erosione della piattaforma attraverso il processo di *cascading* di acque dense prodotte in Adriatico settentrionale e in transito verso sud (TRINCARDI *et alii*, 2007a, b).

Foglio NK33-6 Vieste

Nell'area del Foglio affiorano principalmente depositi di stazionamento alto in facies fangosa di piattaforma (**hs₁**). Nella porzione occidentale del Foglio questi depositi sono caratterizzati dalla presenza di ondulazioni del fondo (altezza pochi metri e lunghezza di alcune centinaia di metri; tav. 1 e 2). Queste ondulazioni non coinvolgono le unità al di sotto dei depositi di stazionamento alto (TRINCARDI *et alii*, 2000; CORREGGIARI *et alii*, 2001). A ENE del Promontorio del Gargano è presente un alto morfologico con profondità inferiore a 60 m, delimitato verso nord da una sinclinale che definisce un depocentro delle unità pre-tirreniane (fig. 17; RIDENTE & TRINCARDI, 2006), caratterizzato dallo sviluppo di morfologie marcatamente erosive e dall'assenza di depositi di stazionamento alto (tav. 1). In quest'area affiorano o subaffiorano depositi trasgressivi a geometria progradazionale (**tp₁**) o più vecchi (**pt**). Quest'area presenta depositi superficiali palinsesti, costituiti da sabbie o ghiaie fangose bioclastiche caratterizzati da associazioni a molluschi misti: gusci abrasi e rimaneggiati sono associati a gusci ben conservati e in equilibrio con la presente batimetria (tav. 2). La componente fangosa è simile a quella dei depositi progradazionali di stazionamento alto ma appare soggetta a periodici processi di risospensione e trasporto (*winnowing*) ad opera delle correnti di fondo (CATTANEO *et alii*, 2007).

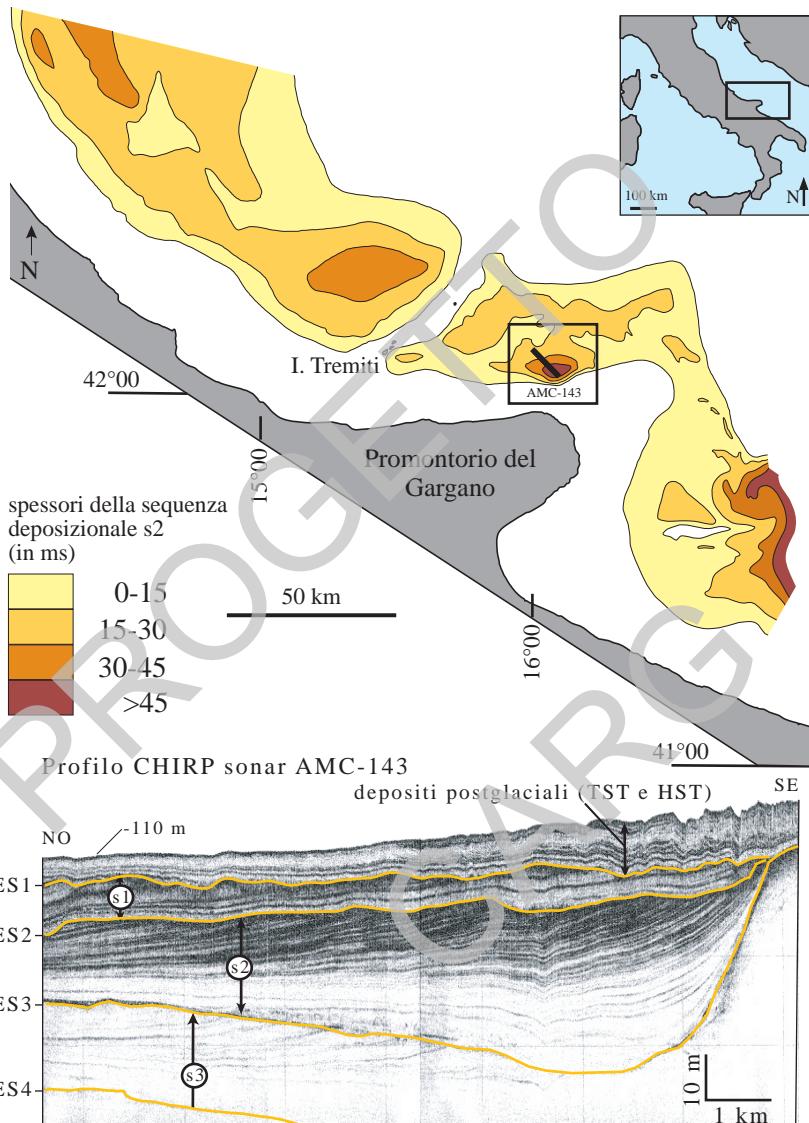


Fig. 17 - landa sinclinale a nord dell'alto strutturale del Gargano. Il piegamento verso terra della superficie ES3, il cambiamento di stile di riempimento della sequenza depositionale s2 e il depocentro localizzato (carta degli spessori della s2 in alto), registrano una fase di deformazione tectonica tra 240 ka (formazione superficie ES3) e il massimo glaciale di 160 ka BP precedente la formazione della superficie ES2 (modificato da RIDENTE & TRINCARDI 2002b[0] e 2006).

In piattaforma esterna, i depositi di stazionamento alto si riducono ad uno spessore non risolvibile in sismica (pochi decimetri) e sono presenti depositi trasgressivi d'ambiente marino con geometria tabulare (**tm**); questi depositi trasgressivi poggiano su unità regressive o di stazionamento basso indifferenziate che subaffiorano a profondità comprese tra 130 e 220 m (tav. 2). Lungo la piattaforma esterna e la scarpata superiore i depositi trasgressivi marini appaiono organizzati in depositi conturitici (VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008b, c). Unità pre-tirreniane affiorano in corrispondenza di antiformi o di strutture erosive allungate parallellamente alle isobate o, nella nicchia di distacco della frana di Vieste, in scarpata (fig. 18 e 19). I depositi di questa frana sono cartografati con apposito contrassegno e colore verde perché la mobilizzazione e traslazione sono avvenute durante lo stazionamento alto del livello marino olocenico (**HST**).

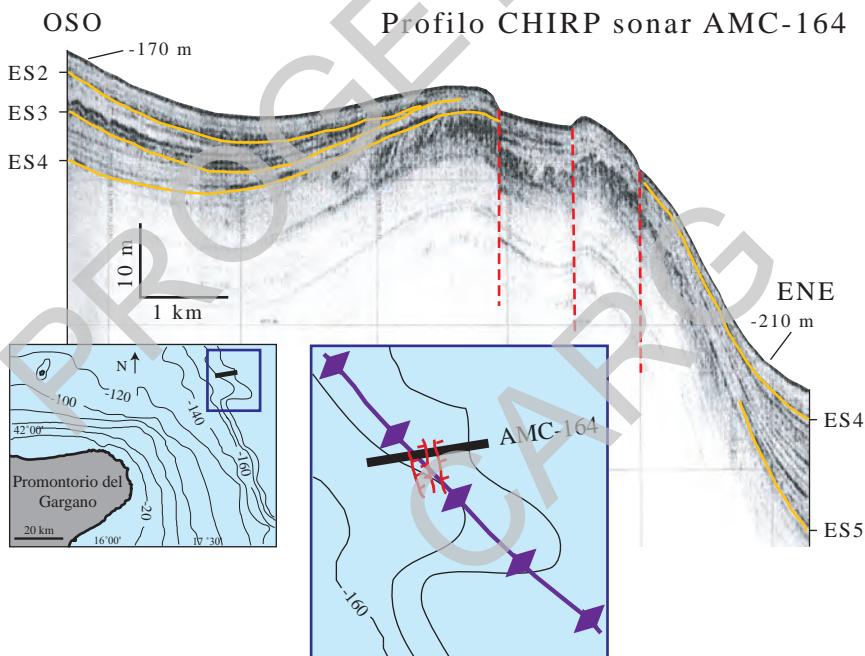


Fig. 18 - Anticlinale sulla scarpata superiore a NE del Promontorio del Gargano. Questa struttura, disseccata da faglie di modesto rigetto, si è formata durante la deposizione di unità tardo-pleistoceniche (ultimi 370 ka circa).

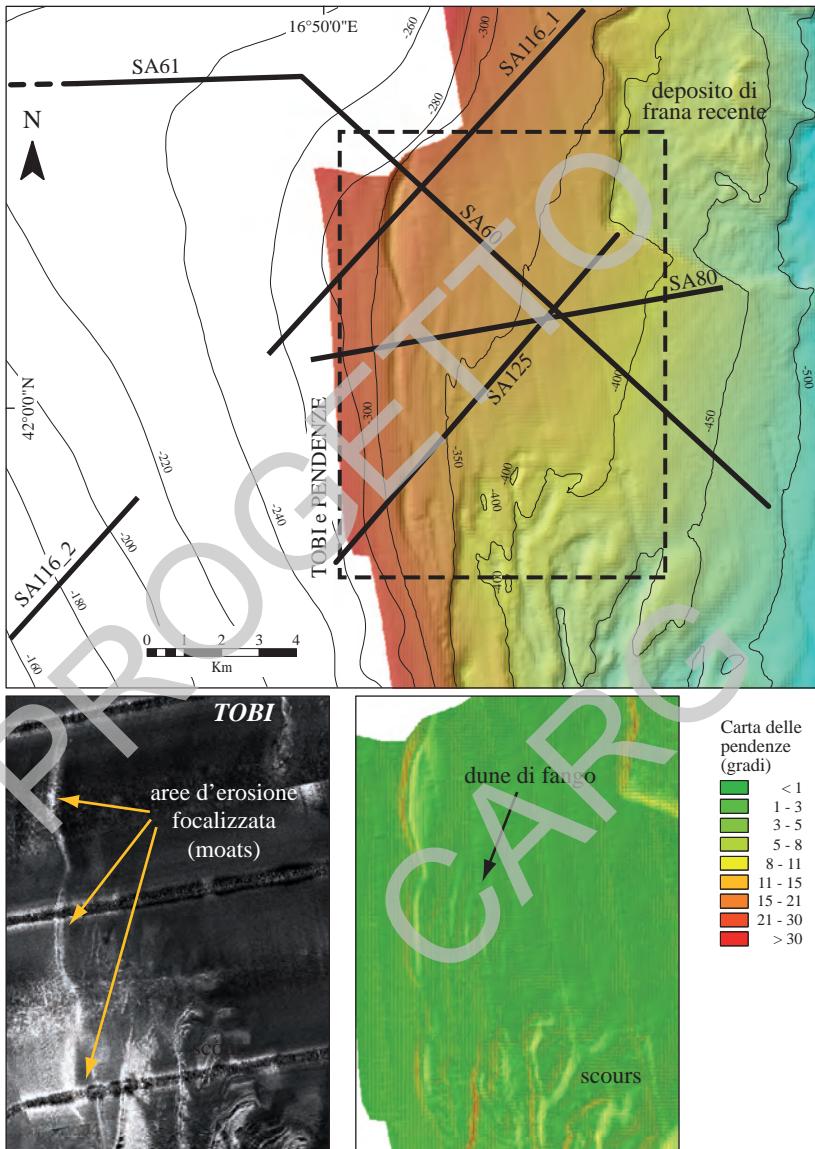


Fig. 19 - Batimetria dell'area di piattaforma esterna e scarpata superiore nell'area del Foglio NK33-6 Vieste (le tracce indicano l'ubicazione dei profili sismici CHIRP sonar delle figure 21 e 22). In basso, mosaico side-scan sonar (TOBI) e carta delle pendenze che mettono in luce le erosioni (moats) lungo il ciglio della piattaforma (modificato da VERDICCHIO et alii, 2007).

Foglio NK33-8/9 Bari

Nell'area affiorano depositi regressivi di stazionamento alto in facies di prodelta (**hs₁**), organizzati in un clinoforme con rottura di pendenza tra *topset* e *foreset* a profondità di circa 30 m (CATTANEO *et alii*, 2003a). Verso costa questi depositi passano ad una facies di spiaggia sommersa (**hs₂**) particolarmente sabbiosa, corrispondente alla fascia costiera circostante il Promontorio del Gargano, caratterizzata dallo sviluppo di falesie e piccole spiagge con sedimenti grossolani. La parte centrale del Golfo di Manfredonia corrisponde ad una piana costiera a basso gradiente, mentre la parte meridionale dello stesso presenta morfologie erosive soprattutto fino a ca. 20 m di profondità. In quest'area subaffiorano unità pre-tirreniane indifferenziate (**pt**). Il principale fiume della zona (Ofanto) forma un piccolo delta nella porzione meridionale del Golfo di Manfredonia. Sotto i depositi di stazionamento alto sono presenti depositi trasgressivi d'ambiente marino (**tm**) molto sviluppati in piattaforma; questi depositi trasgressivi subaffiorano nell'area a NE del Promontorio del Gargano, dove la dinamica sedimentaria tardo-olocenica previene la deposizione di sedimenti più recenti, e lungo settori di piattaforma esterna dove sono organizzati in depositi conturitici (VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008c). Nei settori meno profondi del Golfo di Manfredonia i depositi trasgressivi sono di ambiente paralico (**tp₂**), parzialmente rielaborati da onde e correnti. I depositi di stazionamento basso (**ls**) sono in facies di spiaggia sommersa e di mare basso e appaiono organizzati in corpi regressivi bioclastici dominati da faune a *Pseudamussium septemradiatum*. I depositi di caduta del livello del mare non sono presenti in subaffioramento nell'area cartografata e sono difficilmente differenziabili su base bio- e crono-stratigrafica perché lo spessore eccessivo dei depositi soprastanti ne impedisce una campionatura sistematica. In corrispondenza della struttura di Gondola (un'ampia fascia deformativa con andamento E-O in corrispondenza del tratto di piattaforma continentale più ampio) sono riconoscibili blande pieghe, localmente dislocate da faglie subverticali (fig. 20). La crescita di queste strutture condiziona la distribuzione degli spessori della sequenza Tirreniano-ultimo massimo glaciale e causa la formazione di numerose superfici di discordanza di estensione ridotta all'interno della successione (RIDENTE & TRINCARDI, 2006; RIDENTE *et alii*, 2008).

Il margine adriatico meridionale è caratterizzato dalla presenza di numerose frane sottomarine esposte a fondo mare. In alcuni casi questi depositi sono parzialmente drappeggiati da sedimenti più recenti ma sono comunque riconoscibili per la loro espressione morfo-batimetrica. Le frane esposte possono essere piuttosto recenti (tardo-oloceniche) o più vecchie (ultimo massimo glaciale); nel secondo caso i depositi non sono sepolti da sedimenti più recenti a causa dell'attività delle correnti sottomarine attive nell'area (TRINCARDI *et alii*, 2007a, b; VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008b).

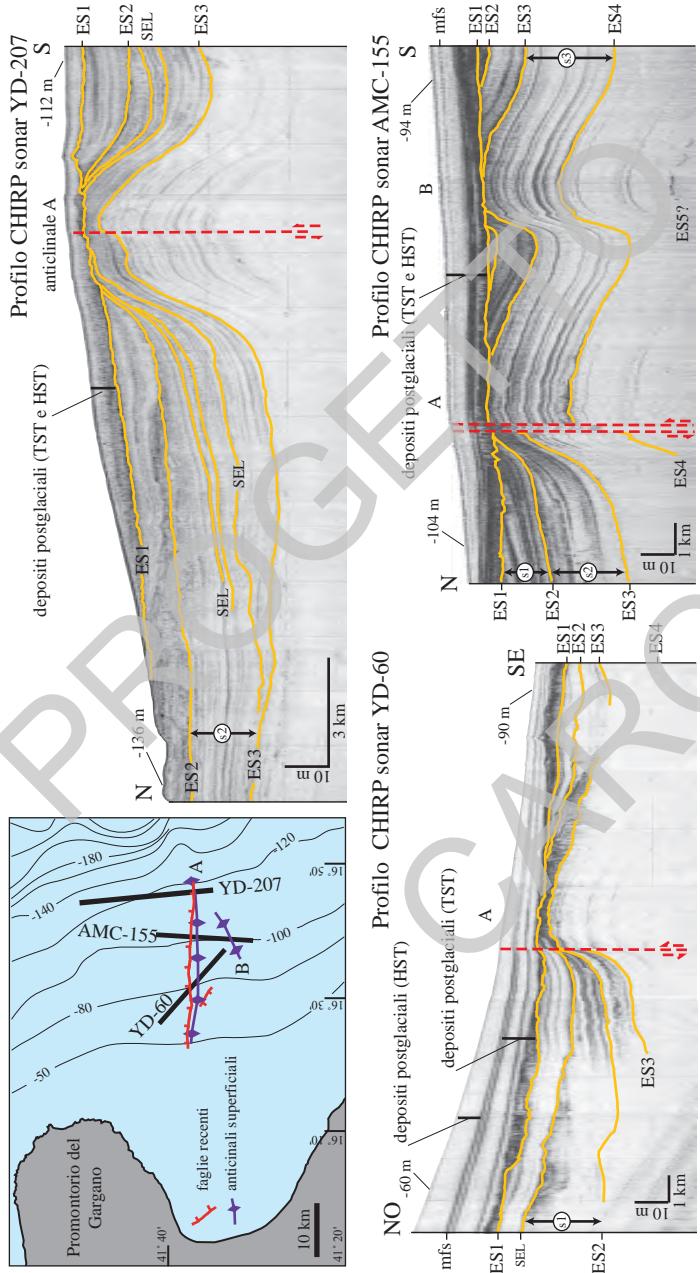


Fig. 20 - Blande deformazioni tettoniche tardo-quaternarie lungo la fascia deformativa della faglia di Gondola (modificato da RIDENTE & TRINCARDI, 2006 e da RIDENTE et alii, 2008). SEL: superfici erosive locali che si sviluppano solo nelle aree prossime alla deformazione tettonica all'interno delle unità comprese tra le ES di estensione regionale.

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 (con singoli blocchi fino a $18 \times 10^6 \text{ m}^3$) fino a colate di fango di modesto spessore prodotte dalla destabilizzazione di depositi non consolidati (tav. 3 e 4) e, nella maggior parte dei casi, conturitici (MINISINI *et alii*, 2006; VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008a). I depositi di frana sottomarina sono cartografati con simboli appositi e con il colore corrispondente al *systems tract* che ne comprende l'età.

1.1.1. – Unità pre-tirreniane (**pt**)

Questa unità raggruppa quattro unità più vecchie dell'ultimo ciclo glaciale interglaciale comprendenti depositi progradazionali originatesi durante le successive oscillazioni eustatiche pleistoceniche con ciclicità di ca. 100.000 anni, come documentato dai risultati del pozzo PRAD1-2 (nel Foglio NK33-6 Pescara) che ha raggiunto la parte alta dello stadio isotopico 11 circa 70 m sotto il fondo mare (PIVA *et alii*, 2008a, b) e può essere correlato su base sismo-stratigrafica fino all'area dei fogli Vieste e Bari (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; RIDENTE & TRINCARDI, 2002a, b; RIDENTE *et alii*, 2008).

Foglio NK33-6 Vieste

Nell'area del Foglio NK33-6 Vieste, le unità **pt** sono costituite da sequenze progradazionali. Le unità **pt** affiorano nella nicchia di distacco della frana di Pelagosa e in alcuni settori della piattaforma esterna soggetti a erosione localizzata o non deposizione per l'attività di correnti di fondo lungo il ciglio della piattaforma (fig. 21 e 22; VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008c). La distribuzione degli spessori di questi depositi registra la crescita di blande strutture deformative (antiformi e sinformi) corrispondenti a minimi e massimi di spessore (fig. 17 e 18).

Foglio NK33-8/9 Bari

Anche nel Foglio NK33-8/9 Bari le unità **pt** in piattaforma esterna e scarpata superiore comprendono corpi regressivi di età pleistocenica con ciclicità di ca. 100.000 anni. In piattaforma esterna questi depositi sono costituiti da sabbie bioclastiche fangose dominate da faune a *Pseudamussium septemradiatum*. Questi depositi sono localmente erosi, rimaneggiati ed esposti a fondo mare dove vengono colonizzati da serpulidi, brachiopodi, coralli e briozoi dando luogo ad una associazione palinsesta.

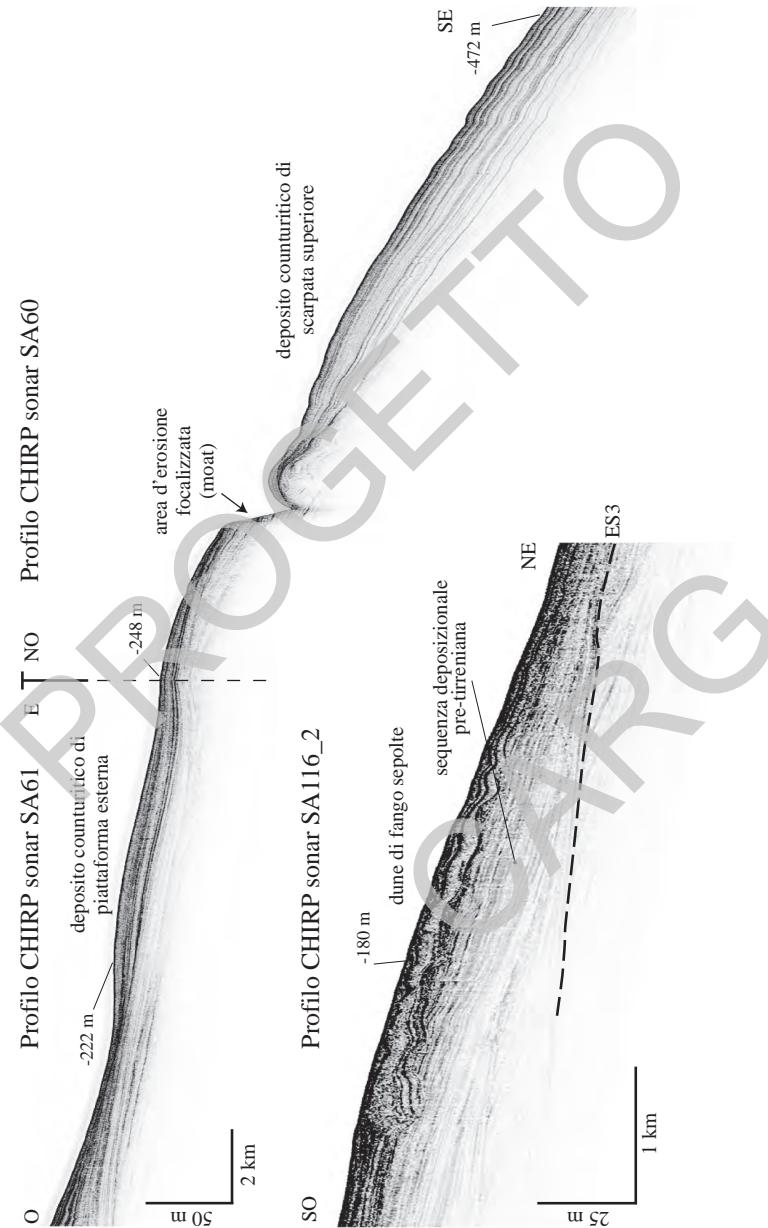
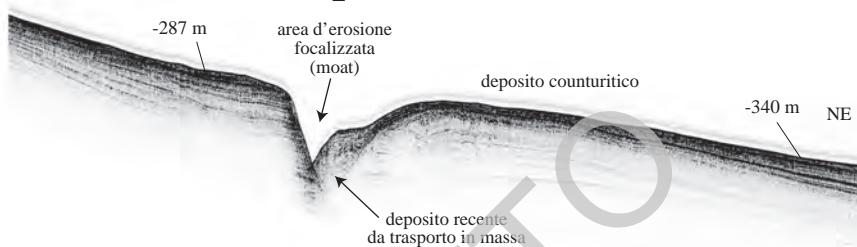
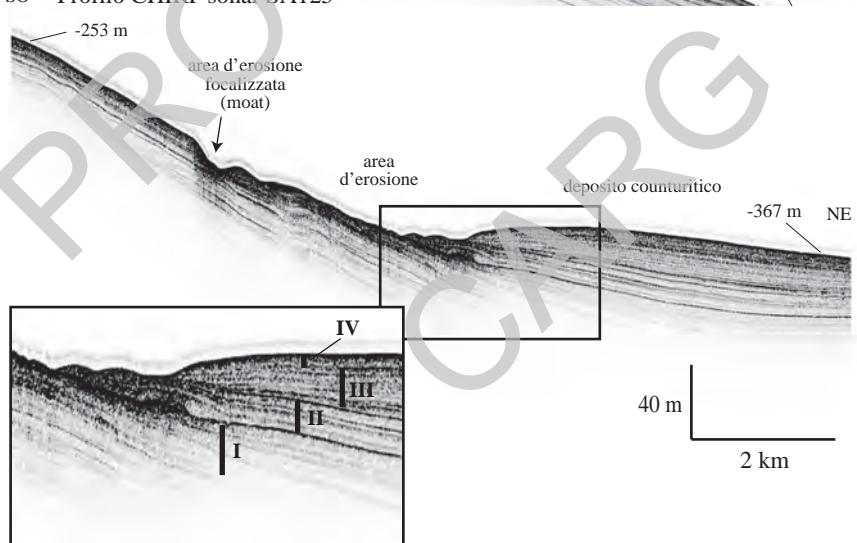


Fig. 21 - Profili sismici CHIRP sonar (ubicati nella fig. 19) che documentano le geometrie dei depositi conturitici sulla piattaforma esterna e scarpata superiore nell'area del Foglio NK33-6 Viesse. La struttura erosiva (moat) ha origine incerta (scarpata di frana incipiente?), ma è certamente modificata dall'attività delle correnti di fondo (modificato da VERDICCHIO & TRINCARO, 2008[0]c).

so Profilo CHIRP sonar SA116_1



so Profilo CHIRP sonar SA125



Nell'area di scarpata superiore comprendente la nicchia della frana di Gondola i depositi **pt** corrispondono ad una unità progradazionale di età compresa tra la base dello stadio isotopico 7 e il tetto dello stadio isotopico 6 (penultimo stazionamento basso del livello marino). In piattaforma interna unità **pt** subaffiorano a profondità tipicamente inferiori a 20 m e corrispondono a unità Pleistoceniche di età probabilmente precedente lo stadio isotopico 8 (in base alle correlazioni sismostratigrafiche proposte da RIDENTE & TRINCARDI, 2002b e 2006). Nella fascia centrale del Golfo di Manfredonia le unità **pt** sulla piattaforma continentale appaiono coinvolte in blande pieghe e sono localmente fagilate con modesto rigetto verticale in corrispondenza della struttura di Gondola-Mattinata (RIDENTE *et alii*, 2008).

1.1.2. - Sistemi di caduta e stazionamento basso (FST e LST)

In piattaforma sono ben sviluppati depositi regressivi e di stazionamento basso, indifferenziati. Questi depositi sono caratterizzati da superfici interne di *downlap*, localmente marcate da erosione a basso angolo, e da un progressivo spostamento verso mare e verso il basso. L'unità è costituita da sedimenti fangosi, ricchi in sostanza organica che tendono a diventare progressivamente più sabbiosi verso il ciglio della piattaforma. Nell'area dei Fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari non è stato possibile suddividere con sicurezza e in modo univoco i depositi di caduta da quelli di stazionamento basso del livello marino perché la correlazione sismostratigrafica è limitata dalla presenza di aree dove gli spessori di questi depositi sono esigui, dalla presenza di strutture deformative e dalle limitate possibilità di campionatura attraverso le componenti più sabbiose dei depositi stessi. Nell'insieme, questa successione regressiva registra l'intervallo di tempo che va dall'interglaciale Tirreniano fino all'ultimo massimo glaciale ed è rappresentata in colore giallo (fig.10).

Foglio NK33-6 Vieste

La distribuzione degli spessori di questi depositi è prevalentemente parallela a costa e suggerisce una componente di trasporto ad opera di correnti secondo un meccanismo simile a quello osservato per i depositi di *HST* tardo-olocenico (RIDENTE & TRINCARDI, 2005; RIDENTE *et alii*, 2008b). Nell'area del Foglio NK33-6 Vieste questi depositi presentano spessori modesti e sono caratterizzati dalla presenza di rari ospiti boreali tra cui *Buccinum undatum*, *Mya truncata* e *Arctica islandica*. I depositi di stazionamento basso subaffiorano lungo la fascia batimetrica compresa tra 120 e 230 m e comprendono sabbie litiche con una componente bioclastica variabile. Dove questi depositi sono drappeggiati da unità

più recenti, è possibile riconoscerne la presenza in base alla loro morfologia caratterizzata da pendenze significative e da piattaforme di abrasione, definite dai rilievi batimetrici multifascio (tav. 1).

Foglio NK33-8/9 Bari

La distribuzione degli spessori dei depositi *LST* e *FST* risente della presenza di strutture deformative lungo la piattaforma, soprattutto in corrispondenza della struttura di Gondola, con andamento E-O (fig. 20; RIDENTE & TRINCARDI, 2006). I depositi di caduta e stazionamento basso del livello marino sono in genere sepolti sotto unità fangose e subaffiorano sulla piattaforma esterna a profondità superiori a 130 m dove presentano una morfologia complessa ed evidenza di erosione al tetto. I depositi di questa unità regressiva raggiungono e oltrepassano il ciglio della piattaforma nella porzione sudorientale del foglio, a sud della frana di Gondola. Più a nord il ciglio della piattaforma è particolarmente depresso (oltre 240 m di profondità) e le unità regressive dell'ultimo ciclo sono localizzate più verso terra, a profondità minori di 140 m.

Lungo la scarpata superiore è presente la parte prossimale della frana di Gondola (fig. 23; MINISINI *et alii*, 2006; VERDICCHIO *et alii*, 2007). La nicchia di frana è molto marcata con una estensione di 10x2,5x0,25 km e marca un arretramento del ciglio della piattaforma alla profondità di circa 150 m (fig. 23-26). La nicchia di distacco appare composita e presenta pendenze superiori a 20° e evidenze di rottura sulla piattaforma circostante (fig. 25). Il volume totale dei sedimenti mobilitizzati è nell'ordine dei 4,5 km³. La massima traslazione orizzontale dei blocchi di frana è nell'ordine dei 23 km (con una estensione che supera i limiti del foglio cartografato) e con una altezza di caduta di circa 500-600 m. I blocchi che costituiscono il deposito della frana di Gondola raggiungono dimensioni notevoli (fino a 1.000x300x60 m) e fanno da ostacolo alle correnti di fondo che erodono la scarpata superiore soprattutto durante i periodi interglaciali (fig. 23-26; VERDICCHIO *et alii*, 2007). I blocchi di frana esposti a fondo mare e spazzati dalle correnti sottomarine sono colonizzati da associazioni composite a coralli e spugne. La frana ha un'età riferibile all'inizio dell'ultimo massimo glaciale, in base alla datazione di depositi che ne ricoprono la porzione più distale (tav. 4; MINISINI *et alii*, 2006). Nell'area cartografata nel Foglio NK33-8/9 Bari la frana di Gondola è stata quindi rappresentata come di età riferibile all'ultimo glaciale.

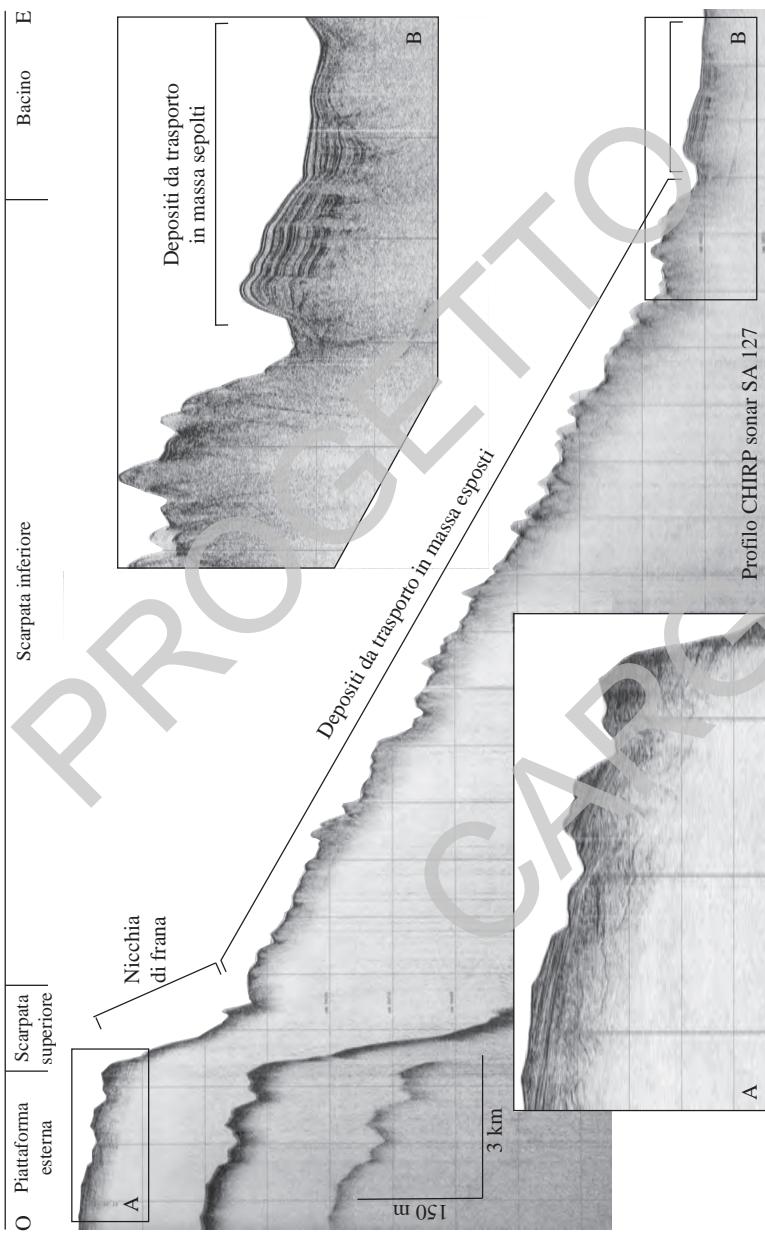


Fig. 23 - Profilo CHIRP sonar attraverso la frana di Gondola. La frana ha rimosso circa 200 m di depositi regressivi pleistocenici (sequenze 2 e 3), dando luogo ad un accumulo in grandi blocchi ancora esposto a fondo mare e ha generato un deposito caotico in bacino.

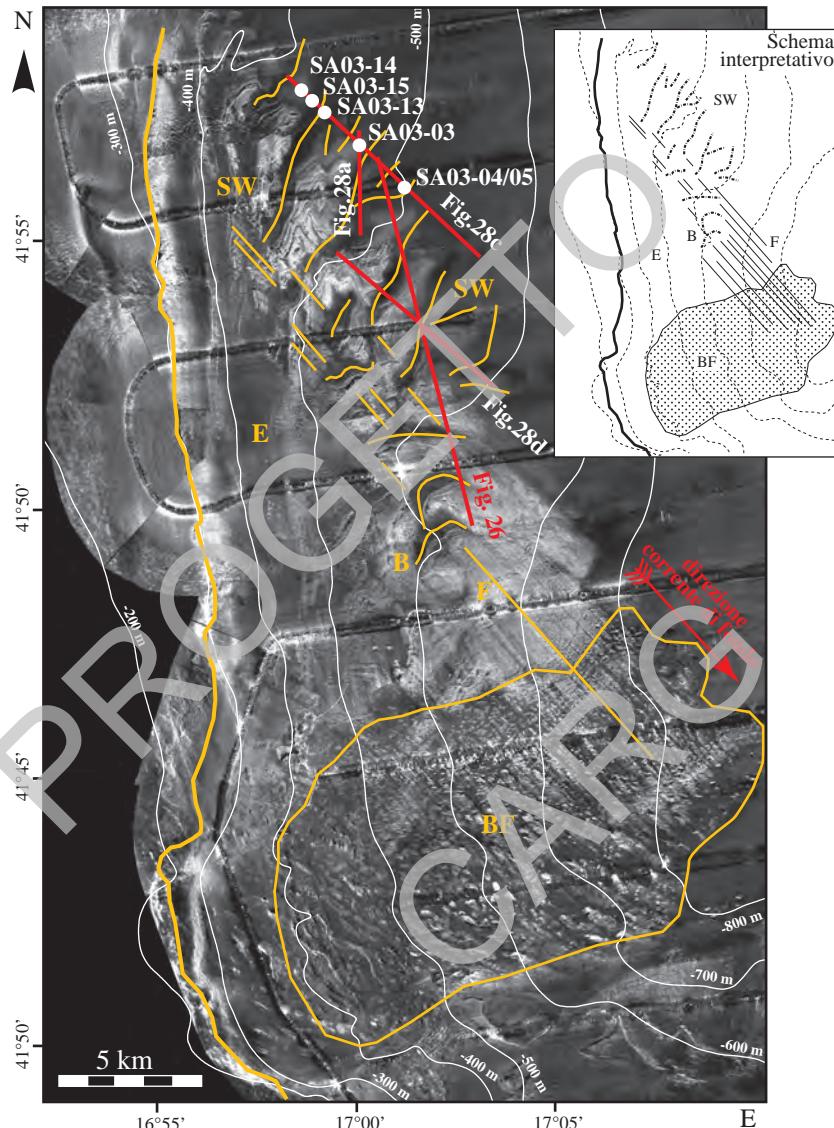


Fig. 24 - Mosaico side-scan sonar (TOBI) che illustra la presenza (e parziale sovrapposizione) di strutture erosivo/depositionali da correnti, sulla scarpata adriatica (modificato da VERDICCHIO & TRINCARDI, 2006). BF: blocchi di frana; F: solchi di erosione (frecce); E: area in erosione; B: barcana isolata; SW: dune di fango (in alcuni casi con creste biforcate). Sulla figura sono ubicati i profili delle fig. 26 e 28.

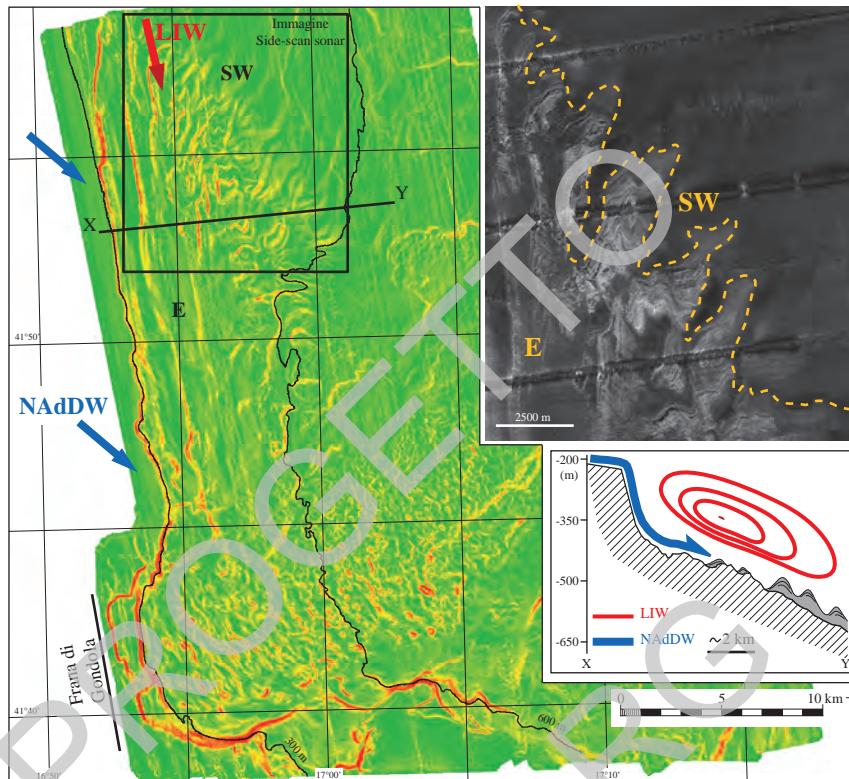


Fig. 25 - Carta delle pendenze nell'area di scarpata della frana di Gondola e a nord di questa. Le pendenze maggiori ($>20^\circ$ in rosso) corrispondono alla nicchia della frana ed al ciglio della piattaforma in erosione. L'inserito di side-scan sonar (TOBI in alto a destra) documenta la transizione tra l'area soggetta ad erosione (E) e la zona di accumulo di dune di fango (SW) (modificato da TRINCARDI et alii, 2007[0]a).

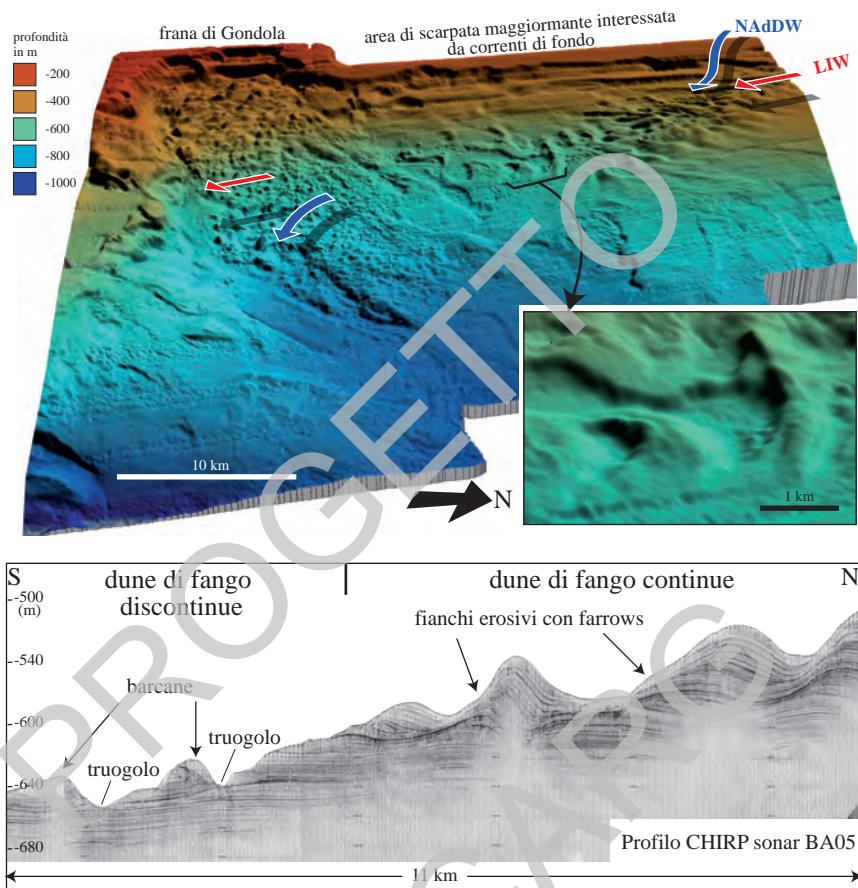


Fig. 26 - Batimetria (vista 3D illuminata da NO) nell'area di scarpata interessata dall'interazione tra le correnti LIW (frecce rosse) e NAdDW (frecce blu). Il profilo CHIRP sonar (ubicato in fig.24) documenta la transizione da un'area dominata da dune di fango asimmetriche (a nord sulla destra), dove l'energia della corrente è minore, ad un'area prevalentemente erosiva con isolate barcane (a sinistra).

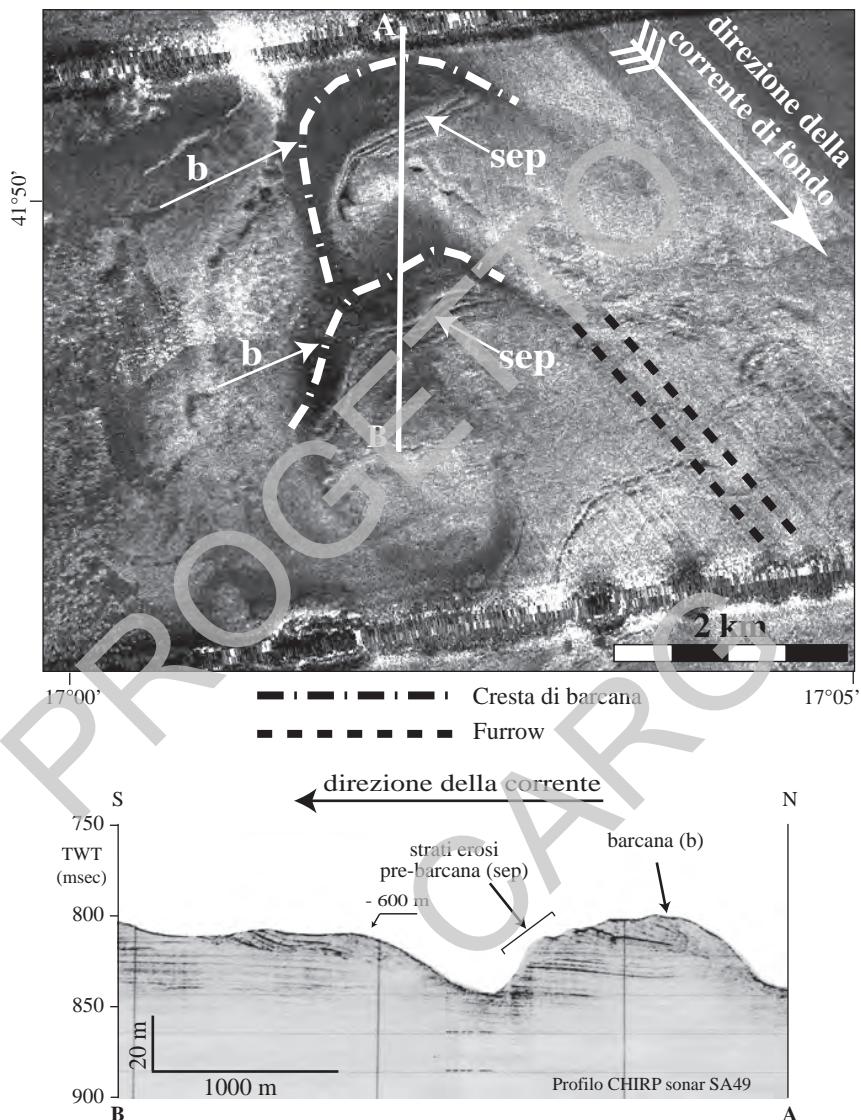


Fig. 27 - L'immagine side-scan sonar (TOBI) e il profilo CHIRP sonar (sotto) documentano la presenza di truogoli erosivi asimmetrici, associati a depositi clastici a barcana (b), nel fianco controcorrente. Nell'area sono presenti furrows (strutture erosivo-depositionali) allungati nella direzione della corrente prevalente, dove sono state misurate velocità superiori a 30 cm s^{-1} durante il passaggio delle NAdDW (TRINCARDI et alii, 2007[0]a).

1.1.3. - Sistemi trasgressivi (*TST*)

In piattaforma, i depositi trasgressivi costituiscono un'unità a geometria aggradazionale-progradazionale costituita da tre sottounità con associazioni di facies e geometria interna fortemente variabili (fig. 10 e 11). La base dell'unità trasgressiva è rappresentata dalla superficie di trasgressione (*ts*) che marca l'inizio della risalita del livello del mare su un substrato esposto ad erosione subaerea in piattaforma o da una superficie di annegamento in scarpata (TRINCARDI *et alii*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

In scarpata, i depositi trasgressivi sono organizzati in forme di fondo di continuità ed estensione molto variabile ma caratterizzate da una componente di migrazione contropendenza, verso il ciglio della piattaforma (VERDICCHIO & TRINCARDI, 2006 e 2008a).

Foglio NK33-6 Vieste

In piattaforma i depositi trasgressivi presentano un'unità superiore piano parallela costituita da fanghi a *Turritella* in *onlap* contro i rilievi preesistenti. Le unità trasgressive più vecchie sono presenti localmente con spessori molto ridotti (tav. 2). Sulla scarpata superiore e la piattaforma esterna i depositi trasgressivi sono rappresentati da depositi conturitici organizzati in corpi ondulati a grande scala, prevalentemente fangosi, con geometrie dei riflettori in convergenza e localmente in *downlap* in direzione delle aree prevalentemente in erosione (fig. 21; VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008b, c).

Foglio NK33-8/9 Bari

In scarpata superiore e piattaforma esterna prevalgono le morfologie di tipo erosivo; a profondità maggiori e a maggiore distanza dal ciglio della piattaforma sono presenti depositi organizzati in onde di fango (*mud waves*) di dimensioni variabili ma generalmente decrescenti con l'aumentare della profondità. Questi depositi, alimentati anche durante il precedente intervallo glaciale, sono particolarmente asimmetrici e sviluppati durante l'intervallo post-glaciale. Le figure 24 e 26 documentano la transizione da forme di fondo continue e fangose a profondità minori (a destra) verso dune progressivamente più piccole e discontinue associate a profondi truogoli erosivi e caratterizzate da depositi più grossolani (sabbie bioclastiche, in alcuni casi ciottolose). Questi depositi a barcana sono localmente cementati da patine di Fe e Mn colonizzate da serpulidi e coralli. I fianchi delle dune di fango e delle barcane sabbiose sono erosi da strutture allungate (*furrows*) che si estendono anche ad aree a fondo più regolare

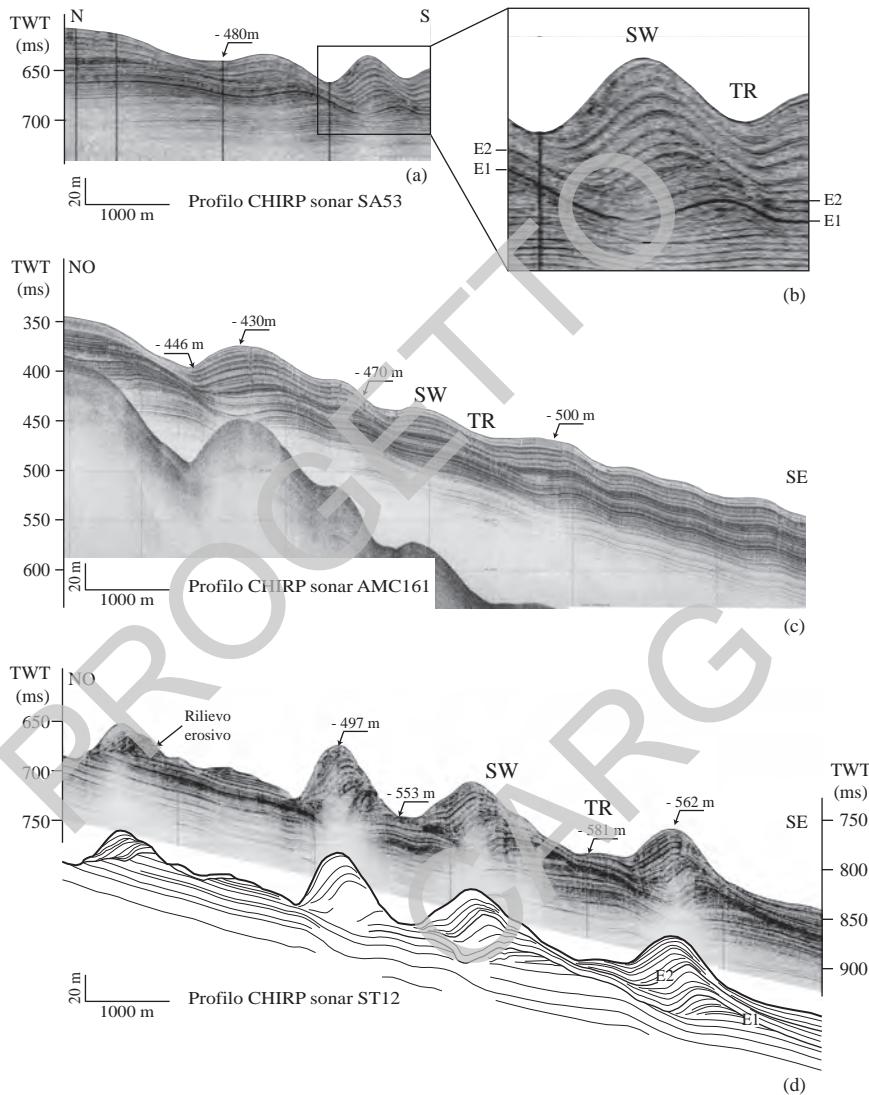


Fig. 28 - Depositi da corrente e di fondo (dune di fango), marcatamente asimmetrici, caratterizzati da crescita controcorrente e contropendenza (da destra a sinistra). I profili (ubicati in fig. 24) documentano, in alto, strutture a più bassa energia e, in basso, forme di fondo più erosive, discontinue e asimmetriche. La superficie E2, in base ai dati biostratigrafici e isotopici, discussi in VERDICCHIO et alii (2007), approssima l'intervallo interglaciale (Eemiano), circa 125 ka BP. SW: lato deposizionale delle dune di fango; TR: fianco erosivo pendente verso il bacino.

(fig. 25-27). Queste strutture erosive indicano l'attività di correnti di oltre 20-30 cm s⁻¹. La figura 28 illustra la geometria asimmetrica di dune di fango che migrano contropendenza e controcorrente (*lee waves sensu* FLOOD, 1988). L'analisi stratigrafica e la determinazione cronologica dei depositi, prelevati attraverso carotaggi (fig. 13, 15, 16 e Appendice 3), documenta che la crescita delle forme di fondo, a grande scala, è accelerata durante l'intervallo post-glaciale e per questa ragione questi depositi sono cartografati come trasgressivi (VERDICCHIO *et alii*, 2007).

In piattaforma i depositi trasgressivi sono estesi e caratterizzati da una complessa geometria interna. In generale, si riconoscono tre unità:

1. l'unità basale, sabbiosa, presenta il massimo sviluppo in piattaforma esterna dove supera i 15 m di spessore e ha una geometria interna in *onlap* verso costa (fig. 29 e fig. 30). I carotaggi attraverso questo deposito hanno prelevato sedimenti sabbiosi bioclastici. Il deposito trasgressivo più settentrionale è drappeggiato da fanghi a *Turritella* (100-160 cm), mentre a sud il deposito equivalente si trova esposto a fondo mare. Al di sotto dei depositi bioclastici sono stati raggiunti sedimenti fangosi di piattaforma originati durante le fasi di caduta che hanno portato all'ultimo massimo glaciale.
2. l'unità intermedia del *systems tract* trasgressivo è localizzata più verso terra con depositi progradazionali particolarmente sviluppati sul fianco sudorientale dell'alto strutturale ad est del Promontorio del Gargano. Questi depositi sono costituiti da sabbie fangose con livelli trattivi, parzialmente bioturbate e rappresentano un ambiente di prodelta. Al tetto, questi depositi sono troncati da una superficie di rimaneggiamento erosivo associata a depositi bioclastici.
3. l'unità superiore è tipicamente marina, tabulare, e caratterizzata dalla deposizione di fanghi a *Turritella*.

Nell'area del Golfo di Manfredonia i profili sismici ad alta risoluzione e la distribuzione degli spessori dei depositi trasgressivi definiscono l'andamento di una valle incisa estesa per circa 56 km, dalla profondità di circa 10 m a quella di circa 70 m, con una profondità tipica di 15 m e una larghezza massima di 6 km nelle aree più prossimali e di soli 500 m distalmente (fig. 32). Questa valle ha un indice di sinuosità basso (1.3) e diminuisce in estensione e profondità procedendo verso la piattaforma esterna (tav. 5). L'andamento della valle è circa E-O, forse influenzato dalla struttura tettonica di Gondola che ha andamento analogo (RIDENTE & TRINCARDI, 2006). La valle è incisa in depositi di età non definibile verso terra e in depositi trasgressivi tardo-quaternari più a mare. In base a questa evidenza stratigrafico-sismica, la valle non rappresenta una incisione fluviale avvenuta durante il periodo glaciale (quando la piattaforma era emersa) ma, probabilmente, una fase di aumentato deflusso fluviale durante una

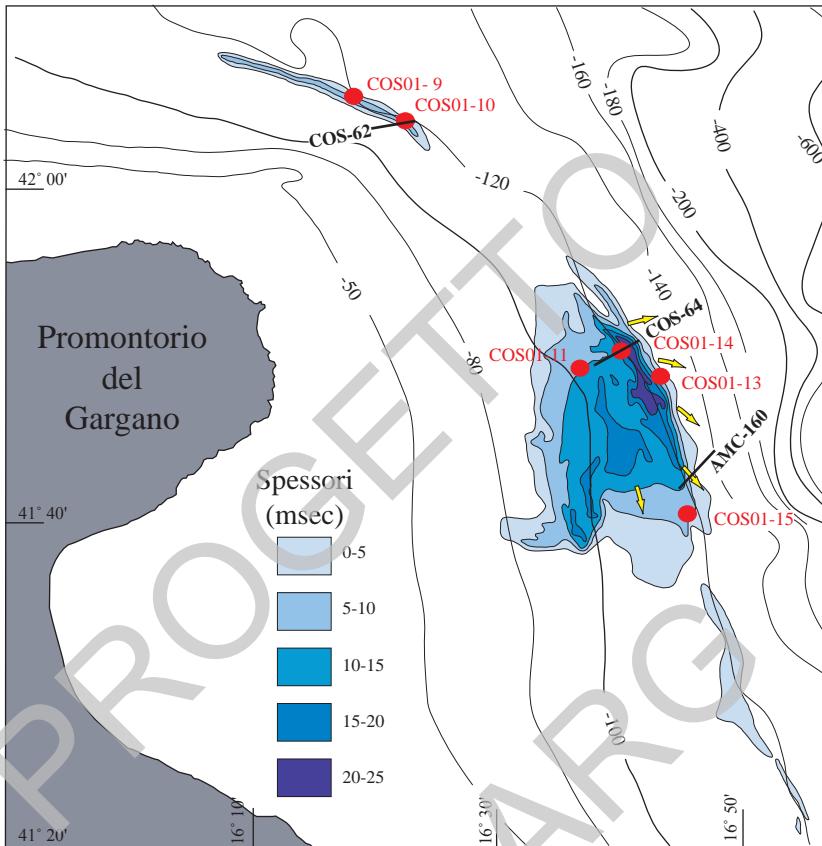


Fig. 29 - Isocronopache dei depositi sabbiosi trasgressivi (unità inferiore TST). Sono indicate le posizioni delle carote (pallini rossi) e dei profili sismici (linee nere) delle figure 30 e 31. Le frecce gialle indicano le direzioni principali della progradazione dei depositi sabbiosi.

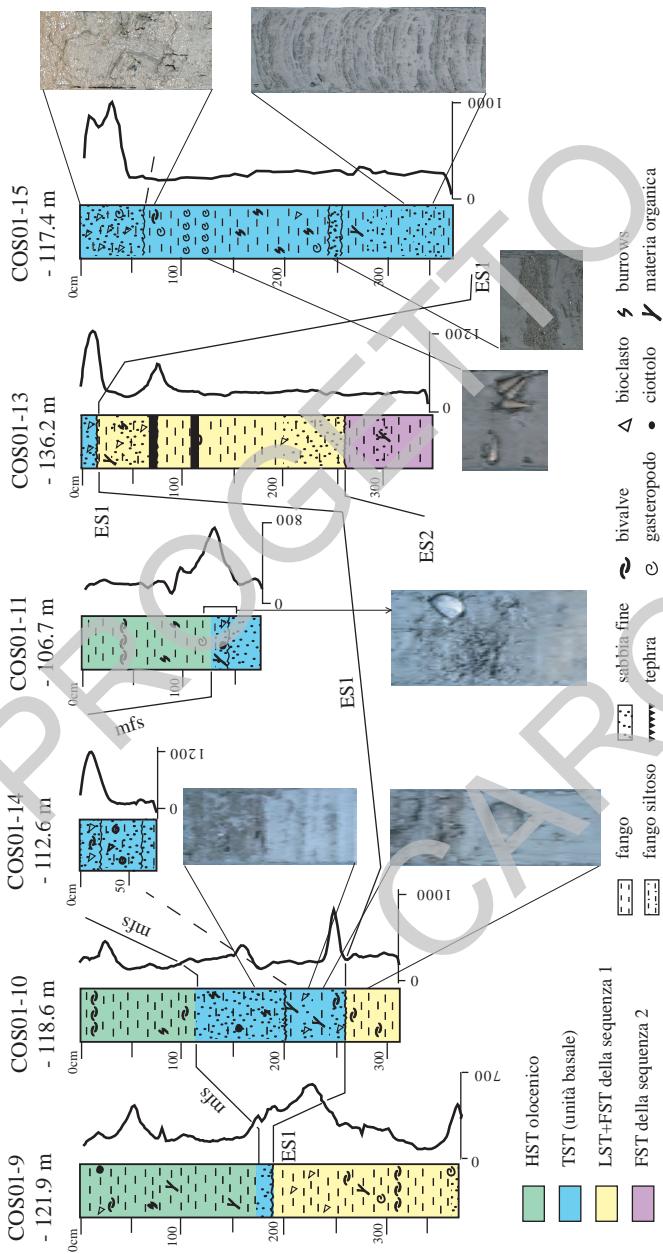


Fig. 30 - Schema di correlazione tra carote attraverso i depositi trasgressivi di piantaforma esterna (si veda fig. 29 per l'ubicazione delle stazioni). Le fotografie riportano le facies caratteristiche degli intervalli litostratigrafici principali.

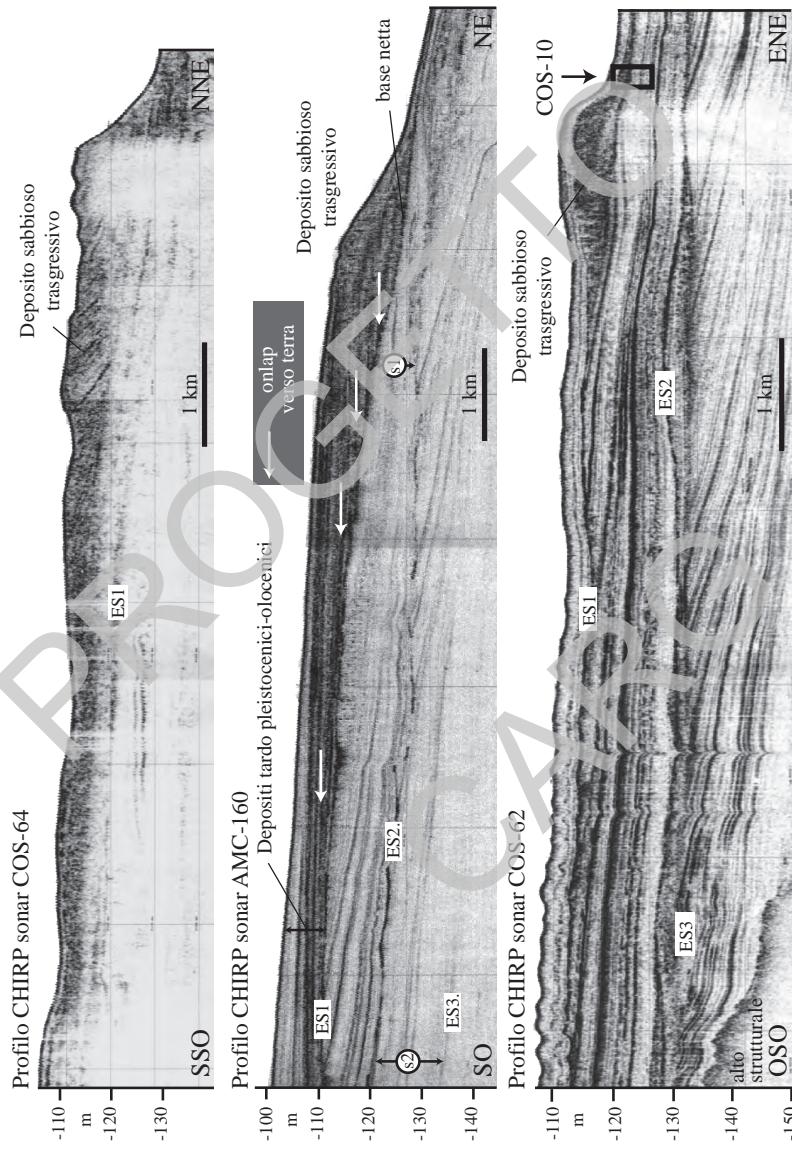


Fig. 31 - Geometria interna dei depositi appartenenti alla unità TST inferiore i cui spessori sono rappresentati in fig. 29.

o più fasi della risalita eustatica post-glaciale. Il riempimento non presenta evidenza sismo-stratigrafica di depositi grossolani alla base ma prevalentemente geometrie da accrezione laterale attribuibili alla migrazione di *point bars* o all'avanzamento di *bay-head deltas* sabbiosi (tav. 6).

Ovunque, la parte superiore e terminale del riempimento trasgressivo mostra geometrie in *onlap* o alternanze *onlap* e drappeggio che documentano una fase di abbandono del sistema. La scarsa profondità a cui si trova questo deposito e la presenza di depositi sabbiosi rimaneggiati al tetto rendono difficile la penetrazione da parte di carotaggi tradizionali a gravità o a pistone. Due carotaggi (SA08-22 e -27) hanno raggiunto il tetto dei depositi della valle incisa riportando sabbie fini con ciottoli anche di grandi dimensioni e bioclasti misti di spiaggia e laguna. Questi ultimi sono tipici di ambienti salmastri e caratterizzano le ultime fasi di riempimento e abbandono della valle incisa (Appendice 4). Al di sopra della valle incisa, la sottounità superiore del sistema trasgressivo è costituita da fanghi a *Turritella* (**tm**) con geometria tabulare in *onlap* sui fianchi della valle stessa dove questa non era stata riempita completamente (tav. 5). La base di questa unità è costituita da una superficie di rielaborazione e annegamento (**rs**) che registra l'arretramento della linea di riva verso terra ed è marcato da un livello condensato bioclastico e dalla presenza di ciottoli. Il rimaneggiamento marino trasgressivo associato a questa superficie (in alcuni casi) è variabile e localmente dà luogo alla formazione di forme di fondo (dune sabbiose). Il tetto del *TST* è costituito dalla superficie corrispondente alla fase di massima ingleSSIONE marina (**mfs**).

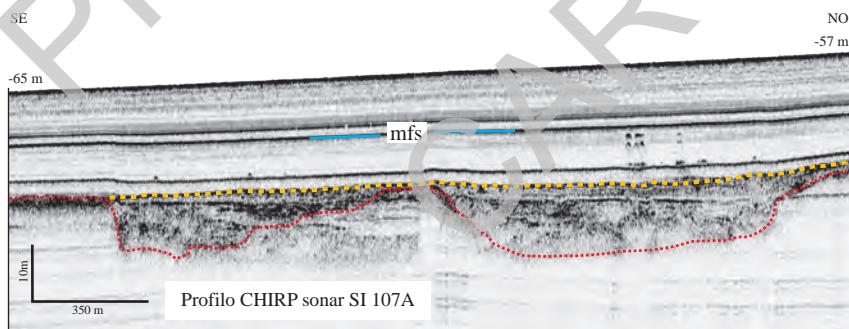


Fig. 32 - Profilo CHIRP sonar nel Golfo di Manfredonia che mostra la presenza di una incisione di origine fluviale o di estuario.

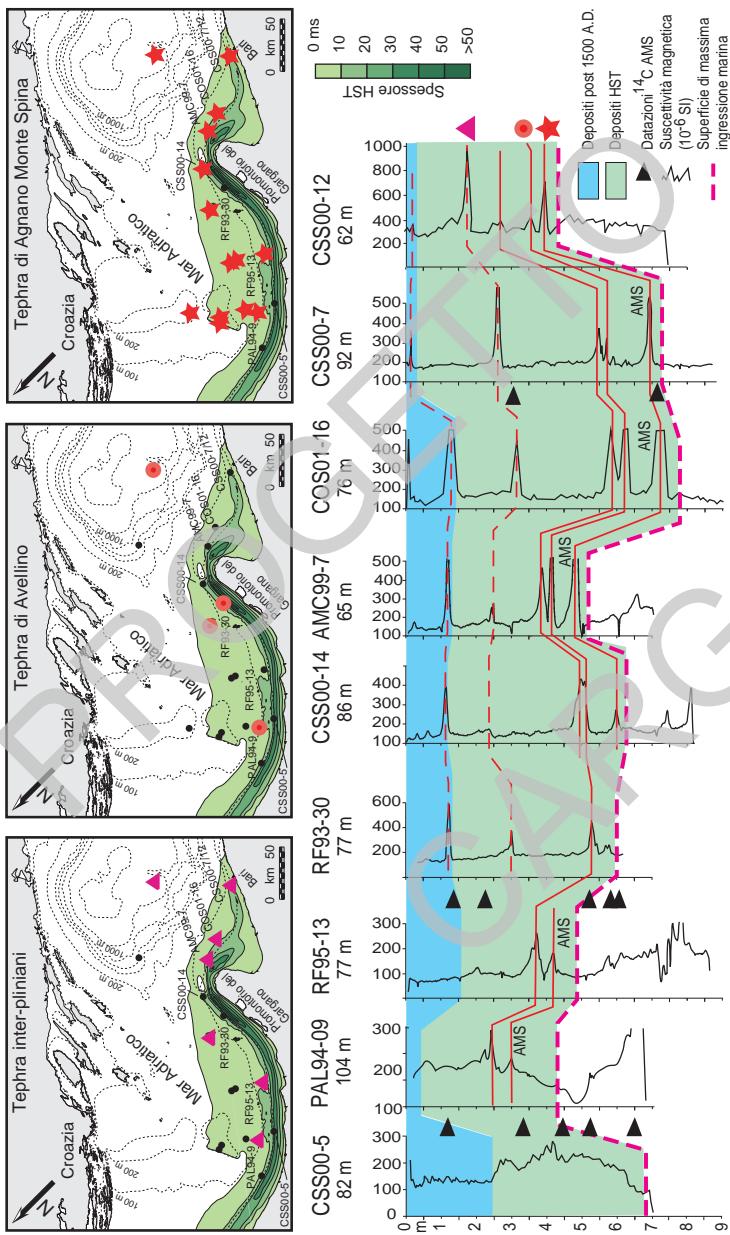


Fig. 33 - Distribuzione dei tre principali tefra tardo-olocenici all'interno dei depositi di HST (in verde) in Adriatico: Agnano - Monte Spina (stella), Avellino (cerchio), e Interpiniiano (triangolo). In azzurro sono definiti i depositi accumulati durante gli ultimi 500 anni (modificato da LOWE et alii, 2007), [10]

1.1.4. - Sistemi di stazionamento alto (HST)

I depositi di stazionamento alto tardo-quaternari (HST) sono costituiti in prevalenza da un complesso pelítico progradazionale (**hs₁**) di prodelta-piattaforma interna ad argille e silt argilosi contenenti faune a *Turritella communis*.

Nella fascia costiera la successione verticale mostra una tendenza negativa per la progressiva intercalazione di sottili strati sabbiosi e bioclastici che segnano il passaggio graduale ad un complesso sabbioso di spiaggia (**hs₂**); quest'ultimo è costituito da sabbie da fini e medie, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*. La superficie di massima inglessione marina (**mfs**), che separa il *TST* dall'*HST*, si presenta in piattaforma come una superficie di *downlap*, al di sopra della quale i depositi di stazionamento alto si riducono di spessore verso mare, e come un riflettore parallelo al fondo a profondità maggiori. L'espressione sedimentologica di questa superficie a scala di carota è piuttosto uniforme perché sempre al tetto di depositi trasgressivi marini fangosi che sono simili ai sovrastanti depositi di stazionamento alto (fig. 33). La superficie può comunque essere identificata per la presenza di un orizzonte arricchito in macrofossili marini (principalmente briozoi, gasteropodi del genere *Turritella*) e, in piattaforma esterna e scarpata, questa superficie approssima la l.o. del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (ASIOLI, 1996; OLDFIELD *et alii*, 2003; PIVA *et alii*, 2008c). La **mfs** è anche riconoscibile sulla base di un minimo dei valori di suscettività magnetica dei sedimenti in carota (CATTANEO *et alii*, 2003a; VIGLIOTTI *et alii*, 2008). In scarpata i depositi di stazionamento alto sono sostanzialmente assenti per il prevalere di processi erosivi o localizzati sul fianco sopraccorrente di alcune dune fangose attive.

Foglio NK33-6 Vieste

I depositi di stazionamento alto sono presenti a nord del Promontorio del Gargano e a ridosso dell'alto morfologico corrispondente in piattaforma (tav. 1). Lo spessore tipico di questi depositi marini è di pochi metri ad eccezione dell'area più prossima al Promontorio del Gargano dove è presente la porzione distale del cuneo progradazionale di stazionamento alto con spessori superiori a 15 m. La fauna dominante all'interno di questi depositi comprende *Turritella* e lamellibranchi del genere *Ostrea*. In corrispondenza dell'alto strutturale, soggetto a prevalente erosione, i depositi di stazionamento alto non raggiungono spessori risolvibili in sismica e sono sostituiti da pochi centimetri di sabbia bioclastica fangosa (tav. 2).

Foglio NK33-7/8 Bari

I depositi di stazionamento alto sono organizzati in un clinoforme progradazionale subacqueo con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) parallelo alla costa, localizzato tra 25 e 30 m di profondità, e spessore fino a 25 m (fig. 34 da CATTANEO *et alii*, 2003a, 2007). A mare della rottura di pendenza la velocità di sedimentazione supera i 15 mm/a e la facies è fangosa e fortemente bioturbata (CATTANEO *et alii*, 2003; PALINKAS & NITTROUER, 2006). Questo accumulo si trova nella porzione settentrionale del foglio ed è alimentato da sedimenti trasportati dalle correnti marine parallele a costa e provenienti dai fiumi appenninici situati a NO. In prossimità del Promontorio del Gargano il clinoforme supera la pendenza di 1° nel *foreset*; procedendo verso sud, questa

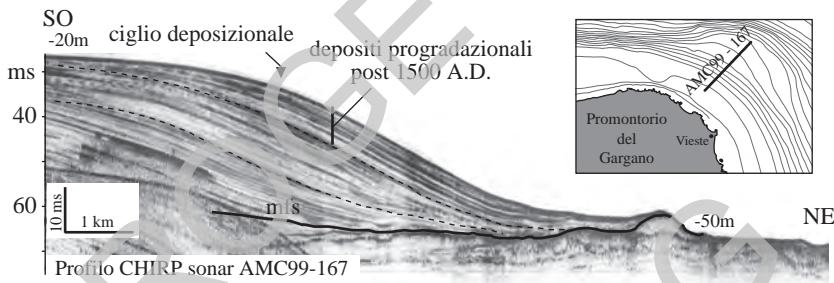


Fig. 34 - Geometria progradazionale dei depositi di HST a NE del Promontorio del Gargano e al tetto di un preesistente alto morfologico. Il topset del clinoforme si trova a meno di 30 m di profondità mentre il bottomset erosivo è a circa 50m.

pendenza diminuisce significativamente e il deposito si espande su un'area più vasta. L'integrazione di dati sedimentologici e micropaleontologici ricavati dai carotaggi e lo studio dei depositi vulcanogenici (tefra) permettono di introdurre suddivisioni nei depositi di stazionamento alto molto recenti, mettendo in luce anche la presenza di depositi riferibili alla Piccola Età del Ghiaccio (CATTANEO *et alii*, 2003a; OLDFIELD *et alii*, 2003). Questi depositi presentano una generale tendenza regressiva, hanno uno spessore di ca. 4 m al traverso del Promontorio del Gargano e si sono depositati negli ultimi 500 anni. La distribuzione degli spessori di questa unità segue l'andamento parallelo alla costa caratteristico dell'intero HST e conferma l'importanza delle correnti nel redistribuire i sedimenti. Le correlazioni stratigrafiche all'interno dei depositi di HST sono confermate anche dall'identificazione e correlazione di depositi vulcanogenici (tefra). Questi depositi

definiscono linee tempo indipendenti dal dato sismostratigrafico e permettono di attribuire età indipendentemente dal metodo del radiocarbonio (TRINCARDI *et alii*, 1996; CALANCHI *et alii*, 1998; LOWE *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008c).

1.1.5. – Deformazioni dei sedimenti entro il sistema di stazionamento alto

I depositi di stazionamento alto (*HST*) in Adriatico sono organizzati in un clinoforme che occupa una ristretta fascia parallela alla costa italiana (TRINCARDI *et alii*, 2000; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2004a, 2007). Depositi simili sono documentati su numerosi margini continentali, hanno una distribuzione di spessore non uniforme e sono caratterizzati da una fascia deposizionale molto localizzata nel tempo e nello spazio. All'interno di questo tipo di depositi si possono sviluppare sovrapressioni, tipicamente lungo la fascia dove è massimo il tasso di deposizione (WOLINSKI & PRATSON, 2007). Inoltre, il notevole apporto di sostanza organica dai fiumi e il rapido decadimento di questa portano alla formazione di gas biogenico che impregna i depositi fino a pochi metri sotto il fondo. La combinazione di sovrapressioni indotte dalla rapida deposizione e impregnazione di gas nei sedimenti superficiali può favorire processi di instabilità all'interno del clinoforme (fig. 35 e 36). In sintesi, la figura 37 riassume tutti i contesti in cui, in Adriatico, si formano ondulazioni e/o rilievi di fango al di sopra della **mfs** (*maximum flooding surface*) che coinvolgono i depositi di *HST*. Nel caso A (riferito alla situazione osservata al traverso di Ancona; CORREGGIARI *et alii*, 2001), il clinoforme presenta alcune ondulazioni che non raggiungono la **mfs** e non si sviluppano rilievi di fango alla base del *foreset*. Nel caso B (riferito alla situazione osservata nel Foglio NK33-5 Pescara), i rilievi di fango si formano al piede di aree dove il *foreset* è caratterizzato da ondulazioni parallele a costa per l'intero spessore del clinoforme, cioè a partire dalla **mfs**. I casi C e D si riferiscono alle situazioni osservate rispettivamente nei Fogli NK3-6 Vieste e NK33-8/9 Bari. Nel primo, i rilievi si formano dove il gradiente della superficie basale diminuisce sensibilmente rispetto all'area più prossimale dove la maggiore pendenza riflette la presenza di un alto di basamento o di un massimo di spessore dei depositi trasgressivi sottostanti.

Recentemente, SULTAN *et alii* (2008) hanno dimostrato che l'unità basale dell'*HST*, che corrisponde ad un livello di argilla siltosa arricchito in briozoi durante una fase di ridotto apporto sedimentario al margine, è leggermente più grossolana dei depositi sotto e soprastanti ed ha caratteristiche compatibili con l'innesco di processi di liquefazione se sottoposta, ad esempio, all'accelerazione indotta da un terremoto compatibile con quelli registrati nella zona. Si noti che i depositi trasgressivi (*TST*), al di sotto della **mfs**, presentano geometrie

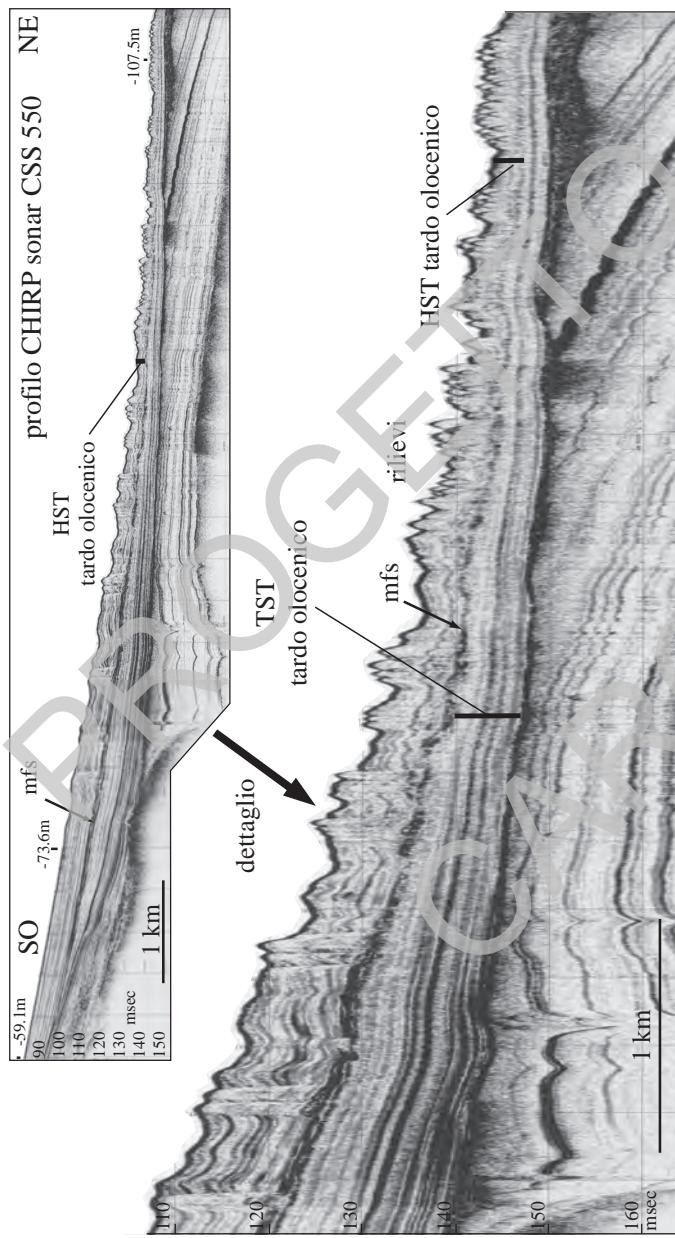


Fig. 35 - Strutture complesse che interessano l'intero HST olocenico nell'area antistante Bari (fig. 36) al di sopra della superficie mfs. Sotto, il dettaglio del profilo ad alta esagerazione verticale mostra come la deformazione interna all'unità HST sia più pervasiva verso mare.

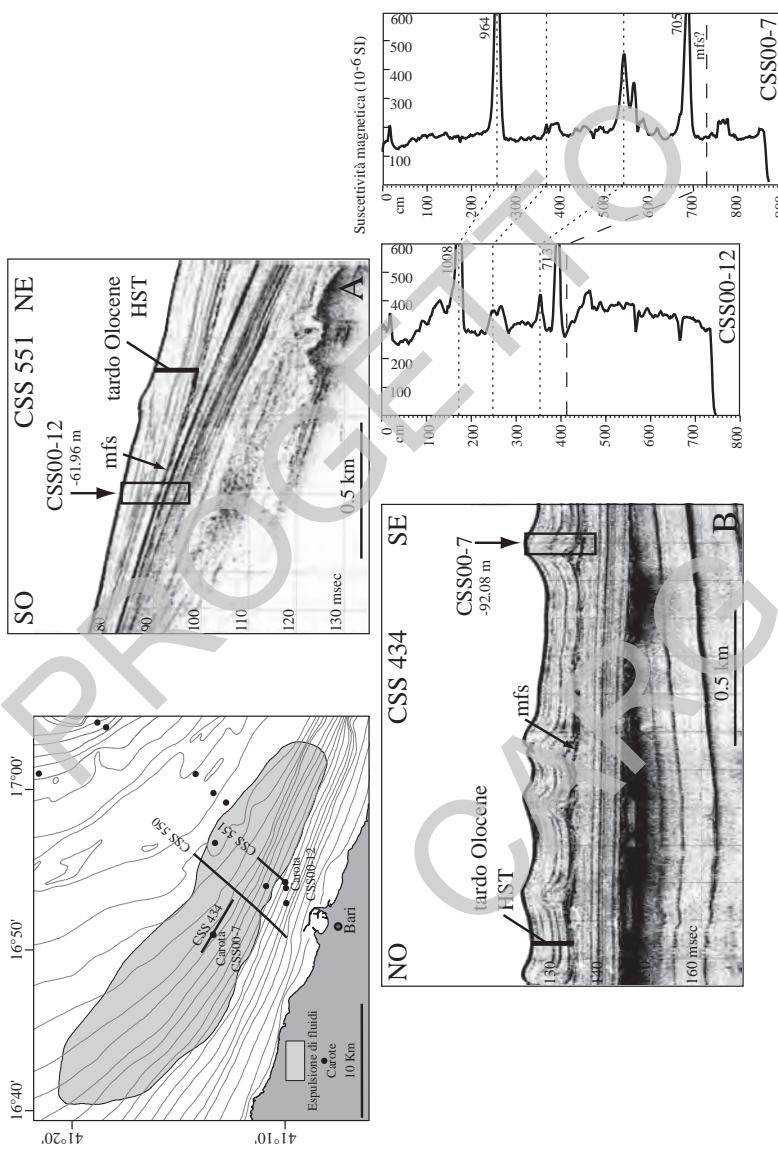


Fig. 36 - Estensione dell'area (in grigio chiaro) dove i depositi di HST presentano rilievi di fango sopra la mfs (profilo CSS 434). Il profilo CSS 551 mostra la chiusura verso terra di questa area.

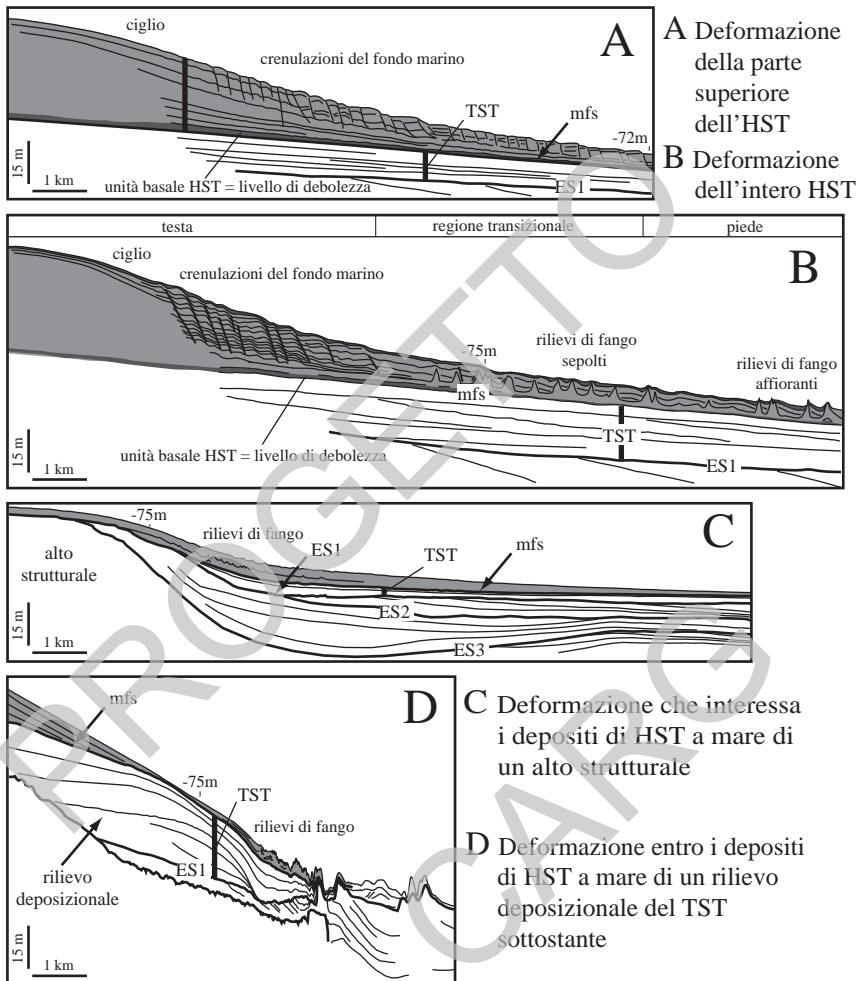


Fig. 37 - Distribuzione e geometria delle strutture deformative entro i depositi di HST in Adriatico (modificato da TRINCARDI et alii, 2000). I casi A e B si riferiscono alle aree dove i depositi di HST raggiungono i massimi di spessore. I casi C e D si riferiscono ad aree dove i rilievi di fango si generano a mare di zone dove la mfs è particolarmente pendente a causa di rilievi strutturali sottostanti (C: Vieste) o di depocentri nei depositi trasgressivi (D: Bari).

depositionali indeformate con riflettori subparalleli a basso angolo (tav. 2 e fig. 34-37).

Foglio NK33-6 Vieste

Il sistema di stazionamento alto è caratterizzato dalla presenza di piccoli rilievi del fondo nella parte basale del *foreset* e nella porzione distale dove lo spessore è ridotto (CORREGGIARI *et alii*, 2001; TRINCARDI *et alii*, 2004a; CATTANEO *et alii*, 2004a); i rilievi non appaiono distribuiti in modo casuale ma costituiscono “sciami” orientati lungo la massima pendenza (cioè normale alle curve di livello della batimetria), distanziati tra loro fino a 300 m e con ampiezza di pochi metri (CATTANEO *et alii*, 2004a; tav. 1 e 2). Questi rilievi di fango raggiungono i 1-3 m di altezza al di sopra dei fondali circostanti, si sviluppano dove lo spessore dell’intero *HST* è inferiore a 5-6 m. Le aree deformate, riportate nella CARTA PRINCIPALE con un sovrassegno, occupano una fascia parallela alla costa o al lato settentrionale dell’alto strutturale localizzato a NE del Promontorio del Gargano.

Foglio NK33-7/8 Bari

Nella porzione meridionale del Foglio NK33-8/9 Bari si sviluppano rilievi di fango con altezza fino a 5-6 m e diametro di alcune centinaia di metri (TRINCARDII *et alii*, 2000; CORREGGIARI *et alii*, 2001). La figura 35 documenta la geometria di questi depositi e la loro localizzazione a mare rispetto all’area di piattaforma interna dove la pendenza è maggiore a causa della geometria dei sottostanti depositi trasgressivi. La figura 36 illustra la stratigrafia di due carote prelevate all’interno delle aree deformate. I log di suscettività magnetica e i dati biostratigrafici in questi carotaggi indicano che la stratigrafia è correlabile con quella che caratterizza aree indeformate. E’ probabile che l’area, acusticamente trasparente, al centro dei rilievi sia espressione di una deformazione estremamente localizzata e probabilmente non raggiunta dai carotaggi effettuati.

1.2. - SEZIONI GEOLOGICHE

Le sezioni geologiche, riportate sotto la carta principale, rappresentano l’architettura deposizionale dei depositi tardo-quaternari o più antichi. Le sezioni mettono in luce elementi stratigrafici che non sono visibili sulla carta principale dove i depositi di stazionamento alto ricoprono quelli precedenti.

Foglio NK33-6 Vieste

Le sezioni AA' e BB' mettono in evidenza le geometrie deposizionali delle unità **pt** (regressive) e la deformazione di questi depositi con conseguente basculamento verso terra delle superfici di discordanza al loro interno. I depositi dell'ultimo massimo glaciale (in giallo) hanno spessore ridotto e chiudono contro l'alto strutturale localizzato a NE del Gargano nel quale affiorano depositi **pt**. I depositi trasgressivi sono prevalentemente marini (**tm**) localmente di spiaggia (**tp₂**) o di prodelta (**tp₁**), a ridosso dell'alto strutturale. I depositi di stazionamento alto hanno spessore modesto e sono assenti sulla parte dell'alto strutturale maggiormente esposto all'attività delle correnti sottomarine. Localmente (sezione BB') i depositi di *HST* sono caratterizzati da geometrie complesse probabilmente dovute a processi di espulsione di fluidi. La sezione AA' evidenzia l'influenza di un rilievo costituito da unità **pt** sulla geometria e la distribuzione degli spessori delle unità quaternarie recenti. I depositi trasgressivi sono costituiti da peliti di piattaforma o da un corpo progradazionale sabbioso-fangoso. Questi depositi sono stati raggiunti da alcuni carotaggi e correlati su profili sismici al di sotto del cuneo di *HST*.

La sezione CC' illustra la presenza di blande pieghe che coinvolgono i depositi pre-tirreniani (**pt**) e la presenza di faglie sub-verticali con rigetti modesti, sepolte nella parte interna della piattaforma ed esposte presso il ciglio. La morfologia della superficie di discordanza al tetto delle unità **pt** è marcatamente erosiva su tutta la piattaforma a causa di intensi processi di erosione subaerea e subacquea. I depositi successivi (*LST*, *TST* e *HST*) hanno tutti spessore ridotto ed estensione modesta.

Foglio NK33-8/9 Bari

La sezione DD' ha andamento NS in scarpata e si estende tra il Foglio NK33-8/9 Bari e il Foglio NK33-6 Vieste: nella porzione meridionale (Foglio NK33-8/9 Bari) si osserva la presenza della superficie erosiva che incide le unità progradazionali pre-tirreniane e la frana di Gondola nel tratto di massimo spessore. A nord della frana la superficie erosiva è caratterizzata da truogoli profondi oltre 10 m e da depositi organizzati in dune isolate attribuite al *systems tract* trasgressivo in base alla determinazioni di età. La parte settentrionale della sezione è caratterizzata da una successione sedimentaria più completa e da forme di fondo fangose continue (con migrazione verso nord). La frana di Vieste, molto recente (e quindi attribuita al *systems tract* di stazionamento alto) interrompe la successione di scarpata con rigetti fino a 30 m e accumuli caotici.

Le sezioni AA' e BB' mostrano i principali caratteri geometrici degli strati all'interno e al di sotto del cuneo di *HST*, piuttosto ridotto in quest'area se confrontato con i depositi equivalenti in Adriatico più a nord. La sezione AA' illustra i rapporti stratigrafici tra le unità tardo-quaternarie e l'alto strutturale

localizzato a NE del Promontorio del Gargano: sono visibili i depositi trasgressivi dell'unità intermedia progradazionale e quelli dell'unità superiore, in *onlap* sulle morfologie preesistenti. La sezione BB' illustra la geometria dei depositi di spiaggia dell'unità trasgressiva inferiore, in piattaforma esterna e in *downlap* sui depositi di stazionamento basso. Presso il ciglio della piattaforma le unità pre-tirreniane e glaciali sono deformate in una struttura ad anticlinale fagliata. In prossimità di questa struttura i depositi glaciali presentano, al loro interno, discordanze erosive di estensione variabile e strati in crescita contro la struttura.

La sezione CC', orientata NO-SE attraverso il margine, documenta, nelle aree prossimali a profondità minori di 20 m, la presenza prossima al fondo (subaffioramento) di unità pre-tirreniane (**pt**) e depositi trasgressivi prossimali in facies sabbiosa di spiaggia o di ambiente paralico (**tp₂**). Lungo questa sezione i depositi di stazionamento alto non superano i 5-6 m di spessore e sono in facies fangose di piattaforma fino alla piattaforma esterna dove affiorano depositi trasgressivi marini e, in scarpata, unità pre-tirreniane. La sezione mette in evidenza la presenza di depositi trasgressivi legati al riempimento della valle incisa che attraversa il Golfo di Manfredonia e la crescita di strutture deformative (pieghe localmente interessate da faglie subverticali di modesto rigetto verticale). Queste strutture sono fortemente erose, troncate e non presentano depositi di stazionamento basso in corrispondenza delle loro creste ma solo lungo i fianchi verso terra o verso mare.

1.3. – DESCRIZIONE DEI RIQUADRI A BORDO CARTA

1.3.1. – *Carte degli spessori e delle profondità*

Le carte accessorie a scala minore (1:1.000.000) riportano la distribuzione degli spessori dei depositi di stazionamento alto, trasgressivi e regressivi tirreniani, e la carta delle profondità della superficie di trasgressione alla base dei depositi trasgressivi. Le carte degli spessori e delle profondità non sono definite verso terra in aree dove il mare basso e la presenza di depositi sabbiosi nei primi metri di sedimento rendono massima la riverberazione del segnale acustico e impediscono di tracciare le superfici guida che permettono di definire la base e il tetto dei vari depositi.

Foglio NK33-6 Vieste

La prima carta illustra il massimo di spessore dei depositi di *HST* a ovest dell'alto di basamento esposto, localizzato a NE del Promontorio del Gargano. I depositi di *HST* sono confinati nella parte occidentale e meno profonda del foglio

e nella porzione più profonda della scarpata dove sono rappresentati da estese frane recenti.

Il depocentro costituito da depositi marini del *TST* mostra un andamento subparallelo alla costa e risente della presenza dell'alto di basamento localizzato a NE del Promontorio del Gargano. Il massimo di spessore si trova a SE dell'alto stesso e corrisponde all'unità intermedia, progradazionale del *TST*. Depocentri secondari in piattaforma esterna e scarpata superiore sono legati alla crescita di depositi conturitici.

La carta delle isocronie della superficie di trasgressione mette in evidenza la morfologia dell'alto strutturale localizzato a NE del Promontorio del Gargano dove le unità *TST* e *HST* sono assenti. L'andamento irregolare delle curve di livello in piattaforma indica la complessa morfologia erosiva di questa superficie di erosione subaerea e rimaneggiamento costiero/marino durante la risalita del livello del mare.

La quarta carta illustra l'andamento degli spessori dei depositi tirreniani e di stazionamento basso confinati a mare dell'alto morfologico localizzato a NE del Promontorio del Gargano. I massimi di spessore sono paralleli alla costa e a questa struttura sommersa preesistente e non si estendono in piattaforma esterna.

Foglio NK33-8/9 Bari

La prima carta mostra due depocentri nei depositi di stazionamento alto tardocenici. Il depocentro settentrionale allungato in senso N-S raggiunge i massimi di spessore di oltre 40 msec (30 m) ed è collegato con i depositi di prodelta alimentati dai fiumi appenninici più a nord. A NE del Promontorio del Gargano lo spessore di questi depositi si riduce fino a zero su una distanza di meno di 5 km dal depocentro, come prodotto dell'interazione tra la morfologia della costa, la presenza dell'alto strutturale sommerso e le correnti parallele a costa. Un depocentro secondario parallelo alla costa si trova nella parte meridionale del foglio e riflette, almeno in parte, gli apporti dal delta dell'Ofanto localizzato poco più a nord.

I depositi di *TST* presentano un depocentro principale con andamento subparallelo alla costa con massimi di spessore a nord e a sud. A questo si aggiungono un depocentro in piattaforma esterna, corrispondente alla presenza di depositi di spiaggia più o meno rielaborati all'inizio della risalita del livello del mare, e quello sinuoso con andamento E-O corrispondente al riempimento trasgressivo della valle incisa al centro del Golfo di Manfredonia.

La terza carta in scala 1:1.000.000 è la carta delle isocronie della superficie di trasgressione (*ts*) che documenta l'andamento della superficie al tetto dei depositi tirreniani di caduta e stazionamento basso del livello del mare. Questa superficie si è originata attraverso una fase di esposizione subaerea e la successiva erosione

sottomarina durante la risalita del livello del mare (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000). La carta mette in luce la base della valle incisa al centro del Golfo di Manfredonia.

La quarta carta documenta gli spessori indifferenziati dei depositi di caduta del livello del mare e stazionamento basso evidenziando un massimo di spessore a sud dell'alto strutturale localizzato a NE del Promontorio del Gargano, una serie di minimi o assenza di sedimenti lungo una fascia orientata E-O in corrispondenza della struttura di Gondola e la frana di Gondola in scarpata.

1.3.2. – Schema cronostratigrafico del Foglio NK33-8/9 Bari

Lo schema cronostratigrafico presentato nel Foglio NK33-8/9 Bari è stato costruito secondo il metodo proposto da WHEELER (1958) e rielaborato da VAIL *et alii* (1977) e gli adattamenti adottati in precedenti lavori in Adriatico basati sull'utilizzazione di dati sismostratigrafici tarati attraverso il controllo biostratigrafico e geocronologico (TRINCARDI *et alii*, 1996b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000). Lo schema è stato costruito per mettere in luce i rapporti stratigrafici all'interno dei depositi di scarpata lungo una sezione N-S ubicata in carta. Sono evidenziate le fasi di crescita di strutture di fondo a grande scala (onde di fango) e la presenza di due discordanze erosive di estensione regionale, la più alta probabilmente originata durante il precedente intervallo di stazionamento alto del livello del mare (VERDICCHIO *et alii*, 2007; VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008a). Il controllo sulle geometrie deposizionali è basato sull'esame di profili sismici ad altissima risoluzione in cui i riflettori definiscono l'andamento di linee tempo; il controllo geocronologico si basa su datazioni ^{14}C effettuate tramite AMS su foraminiferi bentonici o plantonici (in alcuni casi utilizzando campioni monospecifici) e molluschi (ASIOLI *et alii*, 2001; BLOCKLEY *et alii*, 2004).

1.3.3. – Carte batimetriche e delle pendenze

Entrambi i Fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari comprendono una porzione di scarpata del margine Adriatico meridionale. Questa scarpata risulta estremamente complessa per la presenza di depositi gravitativi, nicchie di distacco, forme di fondo a grande scala e morfologie erosive diffuse. Per dare conto di questa complessità sono state aggiunte informazioni morfo-batimetriche per entrambi i fogli. Sono rappresentate informazioni circa l'andamento della batimetria e le caratteristiche di riflettività e morfologia del fondale nell'area di scarpata. Questo tipo di carte deriva, rispettivamente, da rilievi con strumenti di

rilievo batimetrico *multibeam* e da mosaici *side-scan sonar* (TOBI). Questo tipo di informazioni non può essere rappresentata sulla carta principale perché renderebbe illeggibile l'informazione geologica a cui la carta è dedicata. I dati batimetrici ad alta risoluzione sono stati acquisiti con sistema *multibeam* Kongsberg-Simrad EM-300 e sono stati elaborati con software Multibeam Manager (PANGEA) ad interpolazione a maglie triangolari.

Foglio NK33-6 Vieste

All'interno del Foglio, oltre il limite della piattaforma continentale tra Italia e Croazia, sono stati rappresentati, in alto, i dati di batimetria (a sinistra) e di rilievo ombreggiato (a destra) e, in basso il mosaico *side-scan sonar* (TOBI) e l'interpretazione dell'età dei depositi affioranti riportata sul mosaico stesso a destra. La frana di Vieste appare evidente dalla morfologia e dall'alta riflettività della nicchia di distacco sul mosaico *side-scan sonar* ed è rappresentata in colore verde perché di età tardo-olocenica. A monte della frana è presente un'area di erosione allungata parallelamente alle isobate e di estensione variabile attribuita all'attività di correnti di fondo (VERDICCHIO & TRINCARDI, 2008b, c).

Foglio NK33-8/9 Bari

Sulla fascia destra della carta geologica superficiale sono riportate, in alto, la carta batimetrica della scarpata superiore e il rilievo ombreggiato a colori della stessa area. I dati morfologici vanno dalla testata della frana di Gondola al campo di dune di fango attraverso un'area a prevalente erosione. Più in basso, è riportato il mosaico *side scan sonar* (TOBI) che mette in luce in colore chiaro le zone in erosione, con sedimento più sabbioso o grossolano, e la porzione apicale della frana di Gondola (nicchia di distacco e grossi blocchi che appaiono chiari per la forte risposta del segnale acustico). A destra, lo stesso mosaico TOBI reca l'interpretazione con l'estensione dei depositi glaciali (in giallo, frana di Gondola), trasgressivi (in azzurro sulla piattaforma esterna e nei depositi di forme di fondo a grande scala) e di stazionamento alto (lato in accrescimento sopracorrente delle principali forme di fondo).

1.4 - SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI

Foglio NK33-6 Vieste

Lo schema dei rapporti stratigrafici evidenzia la blanda deformazione e la troncatura erosiva delle unità progradazionali pleistoceniche. L'architettura dei depositi regressivi entro l'unità tirreniana è schematizzata distinguendo due unità:

la prima registra la prolungata fase di caduta di livello del mare a partire dall'interglaciale 5e; la seconda schematizza la posizione dei depositi di margine di piattaforma messi in posto durante il glaciale. Lo schema evidenzia, inoltre, la posizione dei depositi trasgressivi (*TST*) in piattaforma, dove è presente una unità *TST* intermedia con geometria progradazionale e, presso il ciglio della stessa, dove i depositi *TST* sono plasmati dall'attività di correnti di fondo. I depositi di stazionamento alto (*HST*) sono confinati nella parte interna della piattaforma anche se la dinamica delle correnti definisce un'area di erosione o non deposizione. In scarpata, i depositi correlativi all'*HST* sono caratterizzati dalla presenza di frane recenti di notevole spessore e marcata espressione morfologica a fondo mare.

Foglio NK33-8/9 Bari

Lo schema dei rapporti stratigrafici mette in evidenza la presenza di deformazioni tettoniche (blande antiformi fagilate) in corrispondenza della struttura di Gondola e l'impatto di queste sulla stratigrafia e geometria interna dei depositi pre-tirreniani. I depositi dell'ultimo ciclo regressivo sono schematicamente riportati in due colori: rosa per la fase di caduta del livello del mare nel Tirreniano e giallo per quelli regressivi prossimi alla fase di minimo eustatico durante l'ultimo glaciale. I depositi trasgressivi in piattaforma registrano un progressivo spostamento verso terra e includono il riempimento della valle incisa che attraversa il Golfo di Manfredonia. I depositi di stazionamento alto sono confinati alla piattaforma intermedia e in *onlap* verso terra con debole componente progradazionale verso mare. A profondità inferiori a 20 m questi depositi sono assenti o al di sotto della risoluzione dei profili sismici a riflessione. La ripida scarpata in erosione presenta depositi di frana sottomarina e conturitici attivi durante l'intervallo post-glaciale.

2. - CARTA DEL SOTTOFONDO FOGLI NK33-6 VIESTE e NK33-8/9 BARI

La carta del sottofondo è composta da una carta principale, da alcuni profili sismici interpretati e da vari riquadri che illustrano le caratteristiche geologiche cartografate o gli schemi geologici. La costruzione della carta principale, delle mappe, degli schemi, dei diagrammi accessori e dei profili sismici regionali è stata effettuata tramite l'interpretazione di linee sismiche a riflessione multicanale, riportate nel riquadro UBICAZIONE DELLE LINEE SISMICHE e di dati stratigrafici di pozzi per l'esplorazione petrolifera, la cui ubicazione è riportata nella carta principale (Appendice 1).

2.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

2.1.1. - Foglio NK33-6 Vieste

Lo schema di inquadramento geologico regionale tratto dalla Carta Tettonica d'Italia (FUNICIELLO *et alii*, 1981) illustra l'assetto geologico nelle aree circostanti il Foglio NK33-6 Vieste. L'area del foglio contiene una porzione di avampaese adriatico posta a cavallo fra il dominio dell'avanfossa appenninica, a nord e quello dell'avanfossa albanese, a sud.

La storia geologica dell'area compresa nel Foglio mostra l'evoluzione di un bacino pelagico del margine passivo adriatico, individuatosi durante i processi distensivi che hanno portato alla formazione dell'oceano tetideo, e successivamente flessurato verso est sotto al carico della catena albanese (parte dell'orogene dinarico-ellenico). La conseguente evoluzione tettonostratigrafica è evidenziata dal DIAGRAMMA CRONOSTRATIGRAFICO e dallo SCHEMA TETTONOSTRATIGRAFICO, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera. La cinematica tra placca adriatica ed eurasistica e la possibile esistenza di microplacche all'interno del dominio mediterraneo centrale è un tema complesso che ha dato luce ad una varietà di ipotesi, ma che ha anche risvolti applicativi come il rischio sismico che può essere collegato ad uno scenario geodinamico piuttosto che ad un altro. Gli orogeni peri-adriatici dinarico-ellenici sono collegati alla chiusura della Neo-Tetide (STAMPFLI *et alii*, 2002), e sono separati dalla dinamica della Tetide Alpina e del *rifting* dell'Atlantico centrale, che portarono alla creazione del sistema di catene nord-vergenti (Alpi-Carpazi). La gran parte degli studi sono incentrati sull'idea comune che Adria fosse un promontorio di Africa nel Giurassico e Cretaceo (CHANNEL *et alii*, 1979). Non vi è accordo, tra gli autori, su quando e se Adria abbia iniziato a muoversi in senso antiorario indipendentemente rispetto all'Africa. Il problema Adria è ancora insoluto nel quadro della geodinamica mediterranea, perché, sulla

separazione tra Africa ed Adria nel Mesozoico, si basa l'esistenza o meno di crosta oceanica nello Ionio. Per quanto riguarda la storia cenozoica della placca adriatica sono state proposte varie soluzioni: Adria come microplacca indipendente suddivisa in uno o più blocchi (ANDERSON & JACKSON, 1987; BATTAGLIA *et alii*, 2004); la parte settentrionale di Adria appartenente all'Eurasia e divisa da quella meridionale, solidale all'Africa, lungo l'allineamento Gargano-Dubrovnik (WESTAWAY, 1990; OLDOW *et alii*, 2002). Recentemente BENNETT *et alii* (2008), mettendo insieme le immagini tomografiche di PIROMALLO & MORELLI (2003) e le misure GPS dei movimenti crustali hanno ipotizzato la presenza di un piano di faglia orientato NO-SE attraverso lo *slab* adriatico immergente verso NE sotto la placca eurasiatica (fig. 38 a, b, c).

I dati GPS (SERPELLONI *et alii*, 2005; 2007) indicano che il dominio adriatico orientale si sta raccorciando perpendicolarmente al fronte dinarico con tassi crescenti da nord a sud dell'ordine di 1,6-2,4 mm/a per quanto riguarda il settore adriatico centrale e tassi maggiori 2,5-3,2 mm/a accomodati nel fronte dinarico, per arrivare ai 5 mm/a nel settore meridionale dell'Adriatico. I dati GPS indicano anche che il dominio peri-adriatico è descritto bene come una microplacca rigida che ruota in senso antiorario rispetto all'Eurasia attorno ad un polo che si trova nelle Alpi Occidentali (fig. 38 d).

Una significativa sismicità è associata a poche strutture che, in molti casi, mostrano sui profili sismici un'attività quaternaria (CARTA DELLA SISMICITÀ E DELLE STRUTTURE ATTIVE ALLA BASE DEL QUATERNARIO). Le strutture plicative quaternarie e i terremoti con meccanismi focali compressivi indicano che questo settore di avampaese è interessato da una tettonica attiva. Alcune di queste pieghe erano già sviluppate prima del Pliocene (fig. 39, fig. 40 e CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE).

2.1.2. - Foglio NK33-8/9 Bari

Lo schema di inquadramento geologico regionale tratto dalla Carta Tettonica d'Italia (FUNICIELLO *et alii*, 1981) illustra l'assetto geologico nelle aree circostanti il Foglio NK33-8/9 Bari. L'area del foglio contiene la porzione occidentale del bacino Adriatico meridionale, che rappresenta l'avanhosa della catena albanese ovest-vergente, e il suo avampaese, affiorante in Puglia nella regione delle Murge e del Gargano.

A partire dall'Eocene superiore - Oligocene, i raccorciamenti della catena albanese provocarono la flessurazione per carico della placca adriatica, di cui la Piattaforma Apula rappresentava il rialzo periferico. La conseguente evoluzione tettonostratigrafica è evidenziata dal DIAGRAMMA CRONOSTRATIGRAFICO e dallo SCHEMA TETTONOSTRATIGRAFICO, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera.

Una significativa sismicità è riscontrabile solo nell'area garganica, dove sono presenti strutture tettoniche attive nel Pliocene-Quaternario (CARTA DELLA SISMICITÀ E DELLE STRUTTURE ATTIVE ALLA BASE DEL QUATERNARIO). Il sollevamento che interessò la regione garganica fra il Cretaceo inferiore e il Cretaceo superiore portò alla completa emersione delle formazioni di scogliera e determinò l'attuale conformazione del Gargano come una dorsale orientata NO-SE. La zona assiale di questa grande anticlinale sarebbe emersa definitivamente tra l'Eocene e il Miocene, ulteriori movimenti avrebbero avuto luogo durante l'orogenesi appenninica, nel Pliocene e nel Quaternario. Nella parte centrale del Gargano, infatti, i sedimenti marini miocenici sono stati sollevati fino ad un'altezza di 1000 m. Le strutture marine, anche se spesso mostrano un'attività quaternaria, non sono direttamente associate a sismicità strumentale, come si può evincere dalla lettura della carta.

2.2. – STRATIGRAFIA

2.2.1. - Foglio NK33-6 Vieste

Il diagramma cronostratigrafico e lo schema tettonostratigrafico, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera, evidenziano una deposizione prevalentemente carbonatica, tipica del margine passivo di Adria nel Mesozoico, dal Triassico al Paleogene. Questa sedimentazione è prima di mare basso, in un ambiente tipico di piattaforma (*Calcare Massiccio*), poi diventa tipicamente bacinale (*Corniola, Rosso Ammonitico, Scisti e Calcarci ad Aptici, Maiolica, Marne a Fucidi, Scaglia Rossa Appenninica*). La successione sedimentaria dal Cretaceo superiore al Miocene medio è completamente assente, probabilmente a causa dell'erosione prodottasi a seguito della deformazione e dai sollevamenti indotti dall'orogenesi dinarica, a partire dall'Eocene. A questa fase erosiva si aggiunge, in alcune aree, l'erosione causata della caduta di livello del mare avvenuta nel Messiniano. Successivamente all'erosione paleogenica, la sedimentazione riprende con una deposizione a carattere marnoso nel Miocene superiore per poi passare ai gessi messiniani e ad argille (*Argille del Santerno*) nel Pliocene e Quaternario. Durante il Pliocene-Quaternario si assiste ancora ad una estesa erosione a causa del sollevamento tettonico tuttora in atto.

2.2.2. - Foglio NK33-8/9 Bari

Il diagramma cronostratigrafico e lo schema tettonostratigrafico, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera evidenziano una deposizione prevalentemente carbonatica, tipica dei margini passivi di Adria nel

Mesozoico, dal Giurassico al Miocene. In particolare è osservabile come nella zona orientale, a partire dal Giurassico inferiore, si instauri una deposizione di mare profondo rappresentata prevalentemente da depositi carbonatici (*Corniola, Rosso Ammonitico, Scisti e Calcaro ad Aptici, Maiolica, Marne a Fucoidi, Scaglia Rossa Apenninica*), mentre nelle zone più occidentali, di piattaforma apula, la sedimentazione di mare basso si protragga fino al Miocene con la Formazione di Bolognano (calcare).

A partire dall'Eocene superiore – Oligocene, i raccorciamenti della catena albanese provocano la flessurazione per carico della placca adriatica. Nella Piattaforma Apula, che rappresentava il rialzo periferico della flessura, sono presenti infatti importanti lacune stratigrafiche che coprono la gran parte del Paleogene e si estendono fino al Miocene, mentre nella zona di bacino il Miocene è maggiormente conservato. In quello che era il dominio bacinale mesozoico si depositavano, invece, i sedimenti clastici e torbiditici oligo-miocenici dell'avanfossa albanese, che raggiungono spessori fino a 7-8 km in prossimità della costa dell'Albania settentrionale. Questi sedimenti di avanfossa sono presenti nelle facies distali e di rampa (*Scaglia Cinerea e Bisciaro*) in prossimità della costa pugliese. Nel corso della deposizione dell'avanfossa, l'abbassamento del livello del mare nel Messiniano provoca la deposizione di sedimenti evaporitici (*Formazione Gessoso-solfifera*) limitatamente alla parte nord-occidentale della carta e l'emersione delle parti marginali del bacino con conseguente erosione subaerea. La flessurazione della placca adriatica e l'erosione messiniana determinano l'assetto delle unità affioranti sotto le successive unità pliocenico-quaternarie riportata nella CARTA PRINCIPALE, dove, infatti, si notano vaste aree di affioramento di unità cretacico-paleogeniche. La successiva sedimentazione pliocenico-quaternaria è caratterizzata dalla deposizione di torbiditi fini ed emipelagiti anch'esse variamente erose.

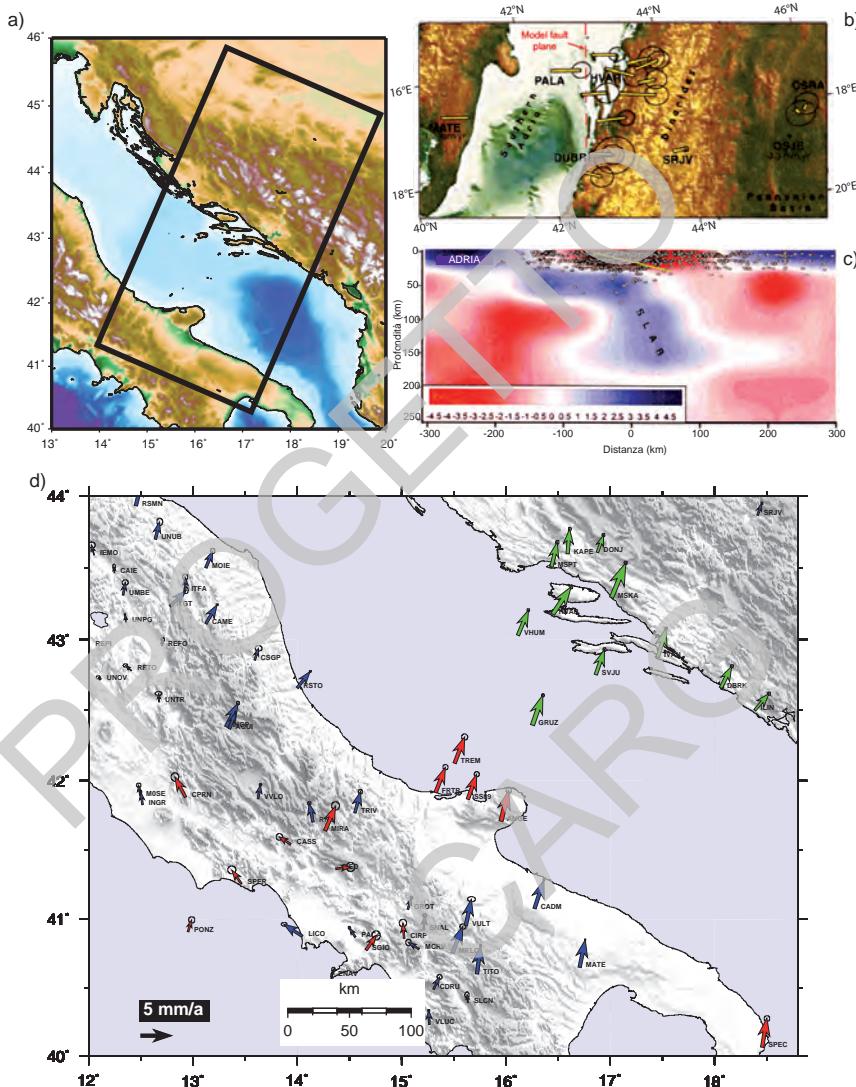


Fig. 38 – In alto i riquadri b) e c) sono da immagazzinare tagliati lungo la direzione di azimut medio delle misure GPS N13°E, come esemplificato nello sketch regionale a). Il riquadro c) mostra la litosfera adriatica (slab) subductata sotto le Dinardidi, visualizzata in una sezione della tomografia di PIROMALLO & MORELLI (2003). In basso, nel riquadro d) in blu sono rappresentate le stazioni GPS permanenti; in rosso le stazioni non-permanenti (SERPELLONI et alii, 2005; 2007); in verde i dati tratti da BENNETT et alii (2008).

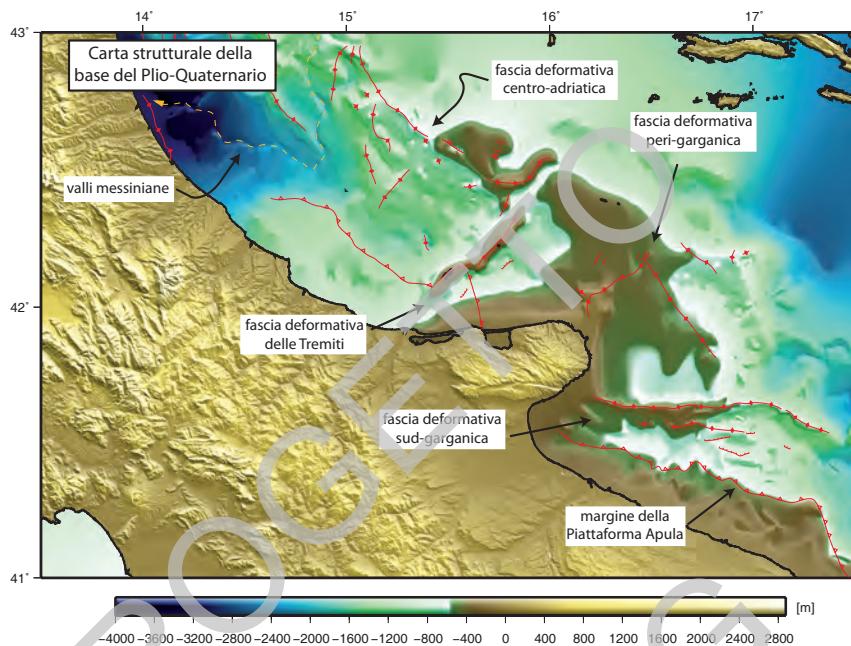


Fig. 39 – Carta strutturale della base del Plio-Quaternario e topografia terrestre ottenuta dai dati acquisiti durante la missione spaziale dello Space Shuttle Endeavour durata 11 giorni nell'anno 2000 (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM; FARR et alii, 2007). Il DTM della base del Plio-Quaternario è stato ottenuto mappando le isocronopache di tale riflettore e creando poi un modello con una precisione di 90 m perché potesse essere affiancato a quello terrestre. La conversione da tempi (secondi) in metri lineari per il Plio-Quaternario è ottenuta utilizzando una velocità media nei sedimenti di 2000 m/s. Sono indicate le strutture riportate nella CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE della Carta del Sottofondo.

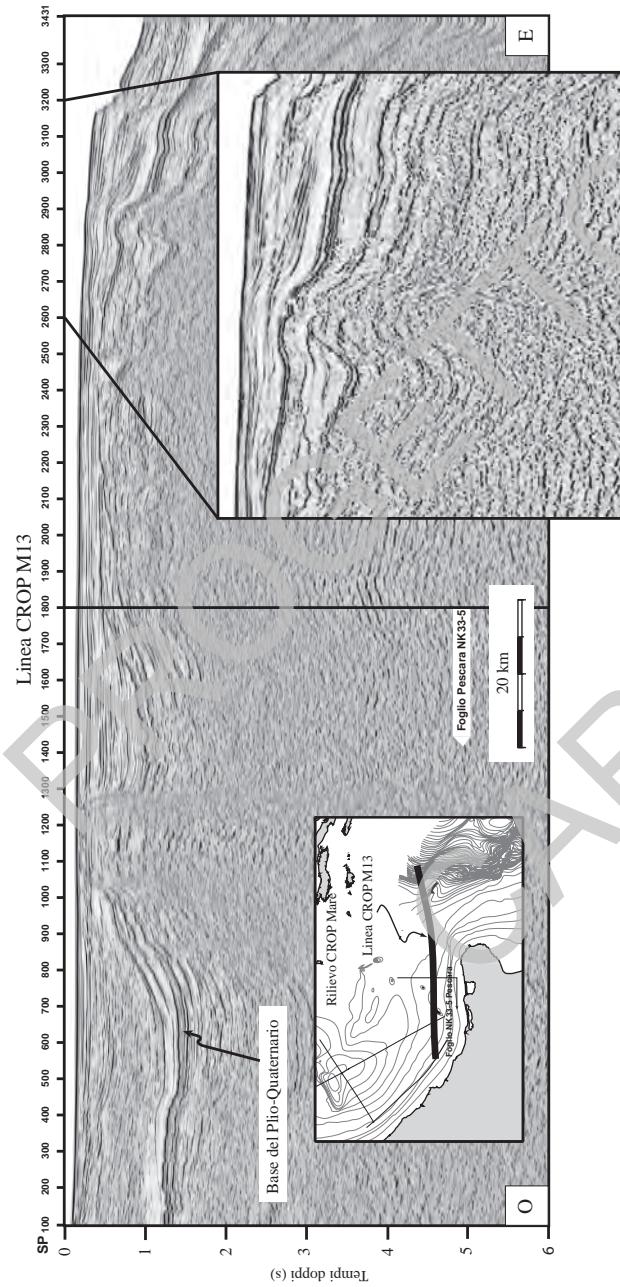


Fig. 40 – Sezione sismica M13 appartenente al rilievo CROP mare effettuato nel 1995. La parte più occidentale della linea rientra nel Foglio NK33-5 Pescara, mentre la parte orientale è compresa nel Foglio NK-33-6 Veste (la linea di separazione tra i due fogli è indicata nella mappa di inquadramento). L'ingrandimento mostra l'anticlinali associata ad una piega carriografata nel Foglio NK33-6 Veste e riprodotta anche nella mappa contenuta nell'inserito in basso nella sezione.

2.2.3. - Correlazioni fra unità litostratigrafiche riconosciute nei pozzi per esplorazione e unità sismostratigrafiche

La successione stratigrafica riconosciuta nei pozzi per esplorazione (Appendice 1), analoga a quella studiata in Appennino, è stata correlata alle unità sismostratigrafiche individuate nei profili sismici. Le unità stratigrafiche sono state raggruppate in quattro grandi unità sismostratigrafiche. L'unità **a** comprende i sedimenti ed eventualmente il basamento posto al di sotto dei carbonati della Dolomia Principale (Norico). L'immagine sismica di questa unità è qualitativamente molto scarsa, come evidenziato dall'assenza di riflettori nei profili sismici. L'unità **b** comprende tutta la successione che va dalla Dolomia Principale alla base della successione plio-quaternaria. Si tratta sostanzialmente delle unità carbonatiche del margine continentale passivo e della porzione marnosa che rappresenta la deposizione distale delle avanfosse terziarie. L'unità **c** rappresenta i sedimenti pliocenici di avanfossa che appartengono sostanzialmente alla parte distale (occidentale) dell'avanfossa albanese e che, pertanto, risultano principalmente argillosi verso l'avampaese apulo. L'unità **d** è composta dai sedimenti quaternari che colmano il bacino di avanfossa/avampaese. Nella parte inferiore di questa unità, i sistemi deposizionali sono i medesimi della sottostante unità **c**, mentre la parte superiore è caratterizzata da sistemi progradanti verso i settori nord-orientali. Il limite fra l'unità **c** e l'unità **b** è stato tracciato con l'ausilio dei pozzi, ma appare anche come un riflettore particolarmente evidente e continuo nei profili sismici e rappresenta la base del Plio-Quaternario. All'interno dell'unità **b**, nel Foglio NK33-8/9 Bari si individua una sotto-unità a forma a cuneo la cui base è immersa verso E. Tale sotto-unità rappresenta il riempimento del bacino di avanfossa albanese ed è compresa tra il riflettore che marca la base del Plio-Quaternario e un forte riflettore che marca la base della successione eocenica (?) - oligocenica. In alcuni casi, pertanto, è stato possibile cartografare: a) la base dell'avanfossa albanese (Eocene? - Oligocene); b) il tetto della Maiolica (Titonico-Barremiano); c) il tetto della Scaglia Rossa Appenninica, a dominante composizione calcarea (Cenomaniano-Eocene).

2.2.4. - Caratterizzazione delle unità affioranti sotto la superficie di base del Pliocene

Nella carta principale sono rappresentate le unità affioranti al di sotto della base del Pliocene e le curve di livello isocrone (in tempi doppi) della base della successione plio-quaternaria. La superficie di base della successione plio-quaternaria e l'orizzonte che marca la base della successione post-evaporitica sono coincidenti nei Fogli NK33-8/9 Bari e NK33-6 Vieste, in quanto nessuna unità

post-evaporitica di età messiniana è presente, a causa dell'erosione subaerea che interessò l'area in questo intervallo temporale.

2.3. - CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE

Le carte principali contengono le seguenti informazioni:

- a) Le isobate in metri rappresentate con un intervallo di profondità di 10 m.
- b) L'ubicazione dei pozzi per l'esplorazione petrolifera con indicazione della profondità raggiunta e una sigla di identificazione; i nomi dei pozzi sono riportati in Appendice 1.
- c) Gli spessori della successione plio-quaternaria, fra il fondo marino e la base della successione stessa, rappresentate dalle isocronopache in tempi doppi.
- d) Gli elementi strutturali che interessano la superficie che delimita la base del Plio-Quaternario. Le strutture rappresentate sono in prevalenza assi di anticlinale, la cui individuazione risulta meno ambigua di quella dei sovrascorimenti ai quali le pieghe sono associate.
- e) Sovrascorimenti e faglie estensionali sono state rappresentate quando è evidente la dislocazione del riflettore corrispondente alla base del Pliocene.
- f) Il ciglio sepolto della piattaforma carbonatica mesozoica.
- g) La mappa delle unità stratigrafiche affioranti sotto la base della successione plio-quaternaria, per le quali sono rappresentati i limiti e l'estensione.

Le unità affioranti sotto la base del Pliocene, soprattutto quelle messiniane (*Formazione Gessoso-solfifera*) e mioceniche *I.s.* (*Bisciaro* e *Schlier*) sono in genere di spessore estremamente limitato e non sono sempre risolvibili nelle sezioni sismiche. La loro estensione è stata cartografata utilizzando principalmente i dati stratigrafici dei pozzi per l'esplorazione e valutando, tentando di quantificarle, le evidenze di erosione sui profili sismici. Nelle interpretazioni sismostratigrafiche dei profili sismici regionali, le unità affioranti sotto la base del Pliocene sono state esagerate nella loro dimensione verticale per renderle leggibili e per poter comparare le sezioni e la carta geologica del sotto-affioramento. Le unità affioranti al di sotto della successione plio-quaternaria sono costituite da varie unità di età differenti illustrate nel dettaglio nei paragrafi 2.3.1.1, 2.3.1.2, 2.3.1.3.

I motivi strutturali della zona in esame sono sintetizzati nella carta principale e nell'interpretazione sismostratigrafica schematica dei profili sismici regionali. I profili sismici disponibili non hanno la sufficiente risoluzione per evidenziare lo stile deformativo distensivo che ha portato alla formazione del margine passivo adriatico; essi permettono invece di ricostruire l'assetto strutturale determinato

dalla contrazione associata alla formazione della catena appenninica. La deformazione contrazionale si esprime attraverso pieghe associate a faglie. Sui profili sismici la posizione delle cerniere delle pieghe è sempre ben evidente e il loro asse è rappresentato nella carta principale.

2.3.1 - Foglio NK33-6 Vieste

Le geometrie di crescita nei sedimenti pliocenici (fig. 40) indicano che la deformazione si è svolta principalmente durante il Pliocene, a partire dal tardo Messiniano, anche se alcune strutture mostrano continuità di deformazione anche durante il Quaternario, come dimostrato dalla sismicità ad esse associata e dalla prevalenza di meccanismi focali compressivi. Nella Carta Geologica Principale è indicata come asse di anticlinale la prosecuzione della grande piega che si trova nel dominio della piattaforma apula e che prosegue verso SO nel foglio NK33-8/9 Bari. Questa e le altre grandi anticinali presenti in carta e orientata prevalentemente NO-SE mostrano un'attività pliocenica che prosegue anche nel Quaternario e talvolta sono associate a sismicità moderata e meccanismi focali compressivi. Ai lati, la struttura centrale è bordata da faglie distensive, che mostrano a ovest un'attività recente, confinata al Pliocene senza evidenze di una precedente attivazione, ad est le faglie mostrano un'età mesozoica.

Le parti del dominio adriatico che corrispondevano a zone di piattaforma nel Mesozoico sono state soggette ad emersione ed erosione subaerea nelle fasi successive; in quest'area si aggiunge anche l'effetto del rialzo periferico per la flessura della placca adriatica, indotta dai raccorciamenti dinarici. Le unità lithostratigrafiche affioranti al di sotto dei sedimenti plio-quaternari sono state suddivise in tre gruppi come illustrato nei paragrafi seguenti.

2.3.1.1. – Cretaceo - Paleogene (**MAI, SGO, PES**)

Sedimenti per lo più micritici, di ambiente marino relativamente profondo, con un'età compresa tra il Cretaceo e l'Eocene distinguibili in *Maiolica* (**MAI**), *Scaglia Rossa Appenninica* (**SGO**) e *Calcaro a Nummuliti di Peschici* (**PES**). Questi depositi sono costituiti in prevalenza da micriti bianche più o meno marnose, con tracce di selce nel caso della Scaglia Rossa e alternanza con torbiditi ricche di carbonato di calcio e brecce nel caso dei Calcaro a Nummuliti di Peschici, che devono il loro nome alla presenza di questi fossili datati, nel Gargano, al Luteziano medio (Eocene). I sedimenti di questo gruppo affiorano, al di sotto della base del Plio-Quaternario, nella parte centrale della carta, in prosecuzione rispetto al dominio della piattaforma apula del Gargano.

2.3.1.2 – Miocene indifferenziato (**BIS, SCH**)

Sedimenti miocenici (pre-evaporitici) indifferenziati, raggruppabili nella *Formazione del Bisciaro (BIS)* e nella *Formazione dello Schlier (SCH)*. Questi depositi sono costituiti da marne grigio-verdi-brunastre talora passanti a calcari marnosi depositati nelle piattaforme esterne, nelle scarpate e nelle parti distali dei bacini torbiditici coevi posti più ad occidente. I sedimenti di questo gruppo gaicciono al di sotto della base del Plio-Quaternario in gran parte della carta, a testimonianza che quest'area fu soggetta ad emersione ed erosione sub-aerea in varie fasi durante il Pliocene e il Pleistocene.

2.3.1.3 – Messiniano evaporitico (**GES**)

Evaporiti attribuibili alla *Formazione Gessoso-solfifera (GES)* e costituite da banchi di gesso intercalati a marne e sottili livelli calcarei. Questa unità rappresenta la sedimentazione in bacini a circolazione ristretta durante l'abbassamento del livello marino durante il Messiniano. Le evaporiti messiniane affiorano sotto il Pliocene solo nella porzione nord-occidentale della carta, in continuità con l'esteso sub-affioramento che caratterizza il Foglio NK33-5 Pescara a testimonianza del regime di acque basse e salmastre che caratterizzava il bacino in quel periodo.

2.3.2 - Foglio NK33-8/9 Bari

Nel Foglio NK33-8/9 Bari sono due gli elementi di maggiore rilevanza: la piattaforma carbonatica mesozoica e la grande piega cartografata al centro dell'area marina in esame. Il Gargano è un'area potenzialmente sismogenica e tsunamigenica, si conoscono nel record storico alcuni terremoti di forte intensità che ebbero effetti distruttivi nel 1223, nel 1627 e nel 1731, alcuni di essi ebbero sorgente in mare, in particolare due terremoti, quelli del 1627 e del 1646 diedero luogo anche a onde di tsunami (TINTI *et alii*, 1995). L'evento più devastante che ha colpito il Gargano in epoca storica è comunque quello del 1627, che raggiunse una magnitudo di 6,73, stimata sulle mappe macrosismiche. Nonostante precedenti studi (ARGNANI *et alii*, 1993) ne avessero individuato la sorgente in mare vicino alle Isole Tremiti, già TINTI & PIATANESI (1996) avevano suggerito, sulla base delle simulazioni numeriche dello tsunami, una faglia localizzata in terra, a sud di Lesina. SALVI *et alii* (1999) ne avevano ipotizzato l'individuazione vicino ad Apricena, confermata dagli studi recenti di PATACCA & SCANDONE (2004) che, in

campagna, hanno identificato una faglia orientata ONO-ESE. Nell'ottobre del 2002, un terremoto di magnitudo 5,4 distrusse una scuola elementare a San Giuliano di Puglia, in Molise, tale terremoto è stato descritto da un meccanismo focale trascorrente (DI LUCCIO *et alii*, 2005). In seguito a questo episodio molti autori hanno tentato di collegare la sorgente del sisma con la faglia di Mattinata.

La faglia di Mattinata è una lunga discontinuità di 50 km orientata E-O, molto ben visibile anche sulle carte topografiche che attraversa il Gargano. Si veda ad esempio la topografia da radar di fig. 39, nella quale si individua anche la faglia di Apricena, per taluni da ritenersi uno *splay* superficiale della faglia di Mattinata (DI BUCCI *et alii*, 2006); una ulteriore schematizzazione è fornita in fig. 41. Benché oggi molti tendano a considerare la faglia di Mattinata una faglia trascorrente destra a carattere regionale, sulla base di studi paleoseismologici, geologico-strutturali e GPS (BORRE *et alii*, 2003; VALENSISE *et alii*, 2004; DI LUCCIO *et alii*, 2005; TONDI *et alii*, 2005; GIULIANI *et alii*, 2007) e ad estenderne in qualche caso l'attività anche nel dominio marino (DI BUCCI & MAZZOLI, 2003; RIDENTE *et alii*, 2008a), la sua storia è assai più complessa ed è caratterizzata da riattivazioni successive. Alcuni autori considerano che l'età dell'attivazione tettonica del Gargano sia da individuare nella fase post-miocenica (BERTOTTI *et alii*, 1999; BILLI & SALVINI, 2000; BRANKMAN & AYDIN, 2004), altri (WINTER & TAPPONIER, 1991) la fanno risalire al Cretaceo. Nell'ottica di questa seconda interpretazione, CHILOVI *et alii* (2000) suggeriscono che la faglia di Mattinata si sia attivata nel Cretaceo come zona di trasferimento in un contesto di tettonica distensiva. Durante il parossismo della fase appenninica, la faglia di Mattinata fu riattivata come trascorrente sinistra, mentre dal tardo Pliocene il nuovo campo di sforzi regionale ne favorì un'attività come trascorrente destra.

La faglia di Mattinata ha una sua ideale prosecuzione in mare in quella che viene comunemente definita la struttura o piega di Gondola, dal nome del pozzo di esplorazione petrolifera che l'allora Agip S.p.A. effettuò qui nel 1970 (pozzo 3 nella CARTA PRINCIPALE). Questa fascia di deformazione è costituita da due anticinali simmetriche con asse sub-verticale, orientate circa E-O, anche se in mappa risultano leggermente concave verso nord. Verso ovest le due anticinali diventano asimmetriche con una vergenza più marcata verso nord. Nel suo insieme la fascia di deformazione è lunga 60 e larga 20 km. Nella maggior parte dei casi i sedimenti Plio-Quaternari terminano in *onlap* sui fianchi della piega principale, quella più settentrionale, anche se un successivo e attuale piegamento negli strati di crescita è visibile sui profili sismici (fig. 42). La principale fase di deformazione della struttura plicativa di Gondola sembra precedere l'erosione messiniana, come indicato dalla marcata discordanza angolare che si osserva alla base della successione plio-quaternaria. Nel complesso i profili sismici marini a riflessione multicanale a disposizione nell'area di Gondola mostrano una diminuzione progressiva della deformazione plicativa durante il Plio-Quaternario,

mentre non risultano evidenti deformazioni attuali del fondo marino. Anche la scarsa quantità di terremoti in corrispondenza della struttura di Gondola e l'affievolirsi della sismicità man mano che si scende verso sud nell'avampaese apulo (CARTA DELLA SISMICITÀ e delle STRUTTURE ATTIVE ALLA BASE DEL QUATERNARIO) sembrano escludere che ad essa sia associato un potenziale sismogenetico.

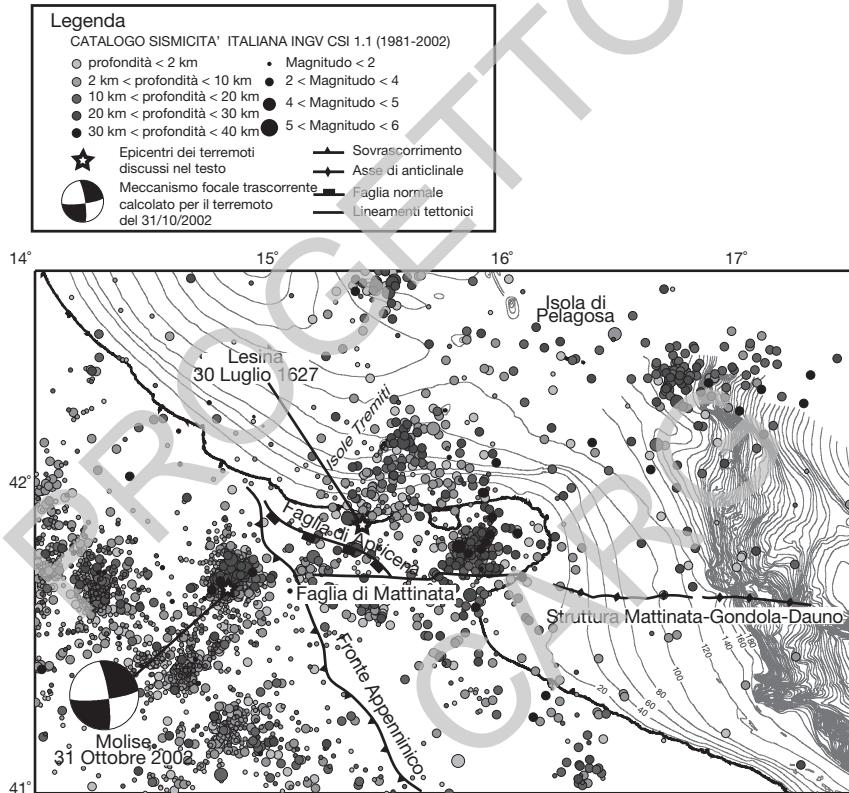


Fig. 41 – Inquadramento regionale della zona garganica. E' riportata una semplificazione della sismicità recente (anni 1981-2002: catalogo CSI 1.1, CASTELLO et alii, 2006); è indicato l'epicentro stimato per il terremoto del 1627; è inoltre fornito il meccanismo focale calcolato per il terremoto del 31 ottobre 2002 avvenuto a San Giuliano di Puglia (da DI LUCCIO et alii, 2005), sono indicate le strutture principali tra cui la Faglia di Mattinata, la piega di Gondola, la faglia di Apricena.

Ulteriori studi sono necessari per definire il quadro sismogenetico dell'area. Faglie normali minori con andamento simile alle due anticinali principali sono visibili nella parte più meridionale del foglio e sono riconducibili ad una eredità tettonica mesozoica.

Un altro elemento di grande importanza presente nel Foglio NK33-8/9 Bari è la piattaforma Apula (fig. 43 e fig. 44). Essa rappresenta un elemento paleogeografico di grande importanza nel margine meridionale della Tetide Mesozoica (BOSELLINI *et alii*, 1999), che faceva parte delle cosiddette piattaforme peri-adriatiche, insieme alla piattaforma dalmata. La Piattaforma Apula era un banco relativamente piccolo e isolato, tanto che i sedimenti terrigeni non potevano contaminarlo, almeno fino al Valanginiano (Cretaceo inferiore). Il margine della piattaforma di età Giurassico-Cretacica si trova in mare a 20-30 km dall'attuale costa pugliese e nella parte più orientale del promontorio garganico. La piattaforma apula progradò moderatamente tra il tardo Giurassico e il Valanginiano per poi essere sommersa da depositi bacinali (Maiolica), legati a un evento di annegamento eustatico a carattere globale che si riscontra in Atlantico, in Mediterraneo e nella piattaforma dell'Arabia orientale. La piattaforma Apula e la sua adiacente scarpata divennero inattive durante il primo Aptiano a causa di un evento anossico, anch'esso a scala globale, dovuto a qualche cambiamento nelle condizioni climatico-oceanografiche che portò alla deposizione in *onlap* sulla Maiolica di scisti marnosi ricchi di sostanza organica (Marne a Fucoidi). Nel Gargano durante il tardo Albiano-Cenomaniano si verificarono improvvisi collassi che portarono alla deposizione di megabrecce, in un periodo di almeno 6 milioni di anni (BOSELLINI *et alii*, 1999). E' stato riscontrato da diversi autori che simili collassi si sono registrati nello stesso intervallo temporale anche in altre parti del mondo e ciò fa pensare un breve ciclo di regressione-trasgressione (BOSELLINI *et alii*, 1999). Nel Senoniano ci fu un ritiro della piattaforma documentato anche a mare con una trasgressione marina, di origine dubbia tra eustatica e tettonica, che portò alla deposizione della Scaglia Rossa Appenninica. Nell'Eocene ci fu poi il definitivo sollevamento e l'esposizione sub-area del dominio apulo e dell'adiacente attuale bacino Adriatico meridionale, probabilmente in concomitanza con la crescita della catena ellenico-dinarica, e la conseguente deposizione di torbiditi (Calcari a Nummuliti di Peschici). A proposito del completo isolamento della Piattaforma Apula nel Cretaceo BOSELLINI (2002), sull'onda del ritrovamento di orme fossili di dinosauri di grandi dimensioni vicino a Borgo Celano (Gargano), suggerisce che dovesse esistere un ponte terrestre che collegava la piattaforma con il continente africano e che rendesse accessibili a questi erbivori e carnivori grandi spazi per predare e cibarsi.

Le unità litostratigrafiche affioranti al di sotto dei sedimenti plio-quaternari sono state suddivise in tre gruppi come illustrato nei paragrafi seguenti.

2.3.2.1. – Cretaceo - Paleogene (**MAI, SGO, PES, SCC**)

Sedimenti per lo più micritici, di ambiente marino relativamente profondo, con un'età compresa tra il Cretaceo e l'Oligocene distinguibili in *Maiolica* (**MAI**), *Scaglia Rossa Appenninica* (**SGO**), *Calcare a Nummuliti* di *Peschici* (**PES**) e *Scaglia Cinerea* (**SCC**). Questi depositi sono costituiti in prevalenza da calcari micritici bianchi più o meno marnosi, con tracce di selce nel caso della Scaglia Rossa, alternanza con torbiditi ricche di carbonato di calcio e brecce nel caso dei Calcare a Nummuliti, presenza di marne grigio-verdastre nella Scaglia Cinerea. I sedimenti di questo gruppo giacciono al di sotto della base del Plio-Quaternario attorno al Gargano.

2.3.2.2. – Cretaceo - Miocene (**CUP, BOL**)

Sedimenti carbonatici fossiliferi di ambiente marino di piattaforma di età cretacica *Calcare di Cupello* (**CUP**) o miocenica *Formazione di Bolognano* (**BOL**). Questi depositi sono costituiti in prevalenza da calcari fossiliferi dolomitizzati o con livelletti marnosi. I sedimenti di questo gruppo giacciono al di sotto della base del Plio-Quaternario lungo l'attuale costa pugliese, in prosecuzione rispetto al dominio della piattaforma apula. La presenza dell'una o dell'altra unità dipende dal grado di erosione subito dalla piattaforma, quando infatti l'erosione interessa anche i sedimenti carbonatici del Bolognano, rimane esposta, sotto i sedimenti pliocenici, la piattaforma originale cretacica. Distinguere la presenza dell'una o dell'altra non è possibile a causa della scarsità di dati di pozzo in quest'area e dalla difficoltà nel cartografare queste unità con certezza sui profili sismici.

2.3.2.3. – Miocene indifferenziato (**BIS, SCH**)

Sedimenti miocenici (pre-evaporitici) indifferenziati, raggruppabili nel *Bisciario* (**BIS**) e nello *Schlier* (**SCH**). Questi depositi sono costituiti da marne grigio-verdi-brunastre talora passanti a calcari marnosi depositati nelle piattaforme esterne, nelle scarpate e nelle parti distali dei bacini torbiditici coevi posti più ad occidente. I sedimenti di questo gruppo giacciono al di sotto della base del Plio-Quaternario in gran parte della carta a testimonianza del fatto che quest'area fu soggetta ad emersione ed erosione sub-aerea in varie fasi a partire dall'Eocene, e poi ancora durante il Pliocene e il Pleistocene.

2.3.2.4. – *Messiniano evaporitico (GES)*

Evaporiti attribuibili alla *Formazione Gessoso-solfifera (GES)* e costituite da banchi di gesso intercalati a marne e sottili livelli calcarei. Questa unità rappresenta la sedimentazione in bacini a circolazione ristretta durante l'abbassamento del livello marino durante il Messiniano. Le evaporiti messiniane giacciono sotto il Pliocene solo nella porzione nord-occidentale della carta, in continuità con l'esteso sub-affioramento che caratterizza il Foglio Pescara a testimonianza del regime di acque basse e salmastre che caratterizzava il bacino in questo periodo.

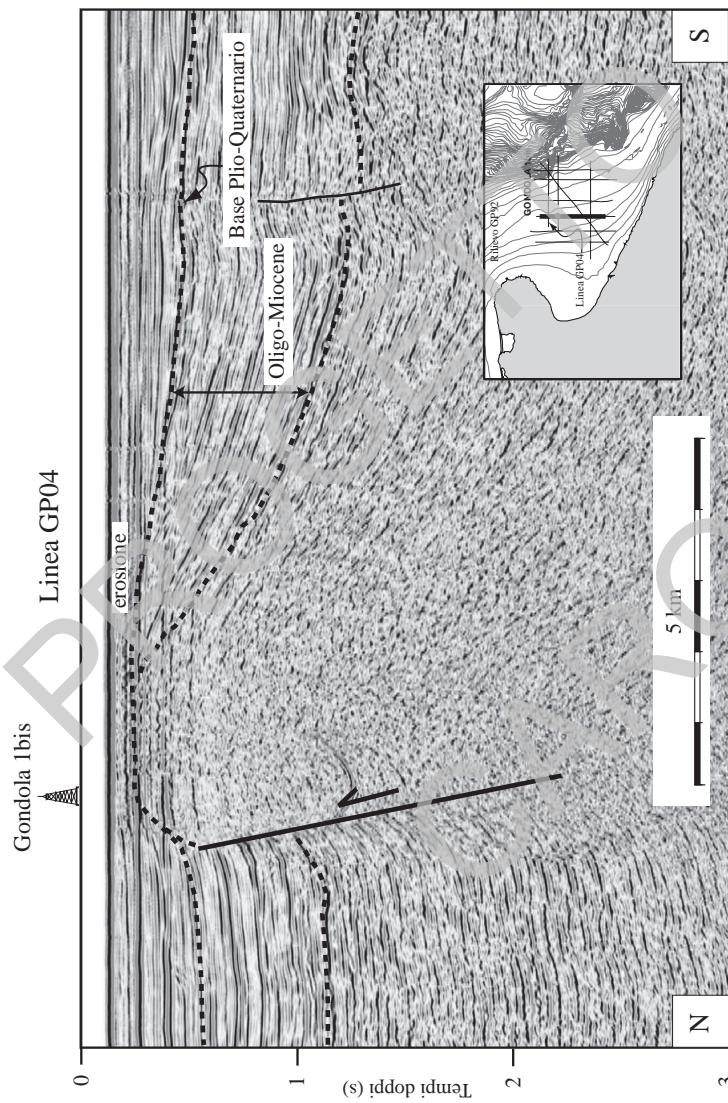


Fig. 42 – Sezione sismica appartenente al rilievo multicanale eseguito nel 1992 da ISMAR-CNR. Essa mostra la grande piega anticlinale Gondola. Si noti l'estesa erosione dei sedimenti oligo-miocenici, successiva all'importante piegamento tardo miocenico. I riflettori dalla base del Pliocene fino al Quaternario sono blandamente piegati sul fianco sud della piega (strati di crescita), mentre si appoggiano in onlap sul fianco nord (anche se mostrano una ulteriore fase di piegamento).

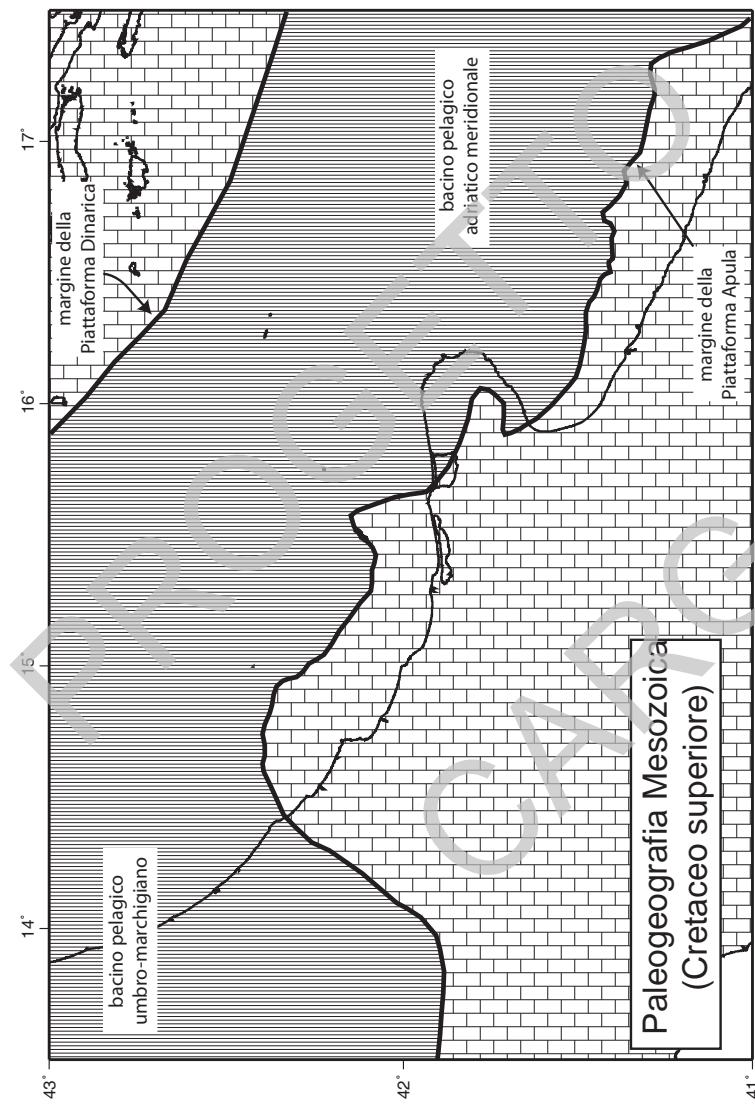


Fig. 43 – Ricostruzione paleogeografica (al Cretaceo superiore) del bacino adriatico meridionale.

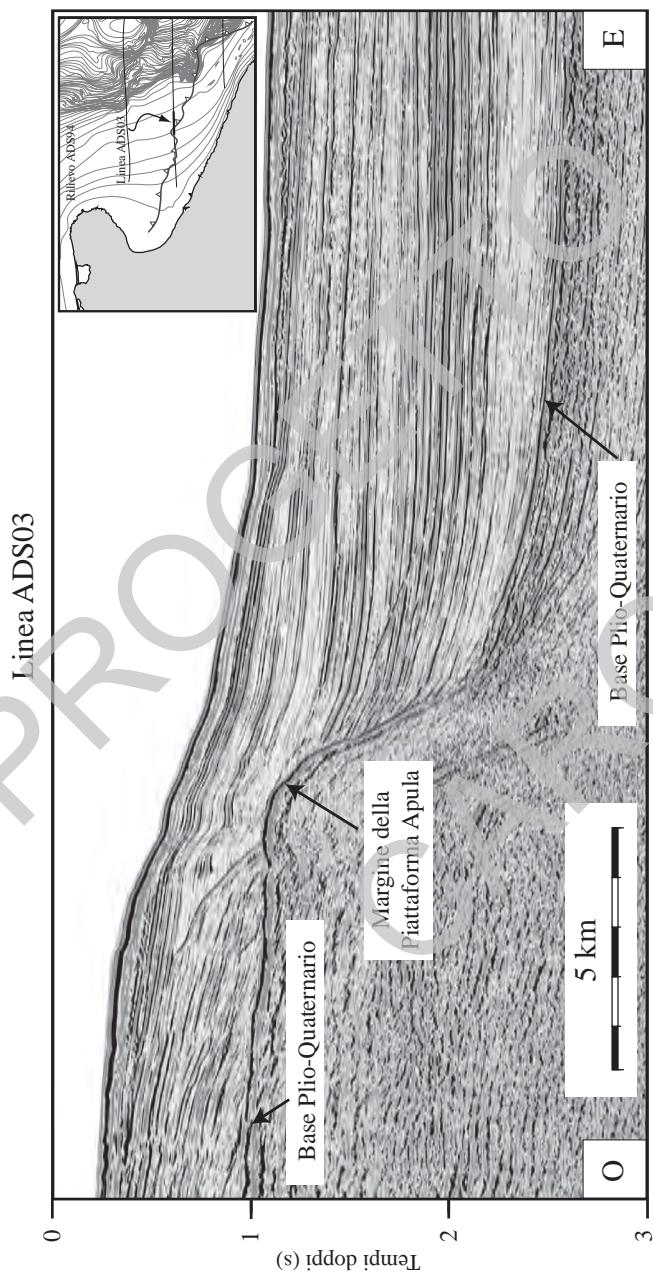


Fig. 44 – Sezione sismica ADS03 attraverso il margine della piattaforma apula. Si noti l’importante controllo del margine della piattaforma sullo spessore della successione sedimentaria del Plio-Quaternario e gli effetti di instabilità gravitativa sui sedimenti plio-quaternari al ciglio della piattaforma stessa.

2.4. - DESCRIZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI REGIONALI

Le interpretazioni sismostratigrafiche dei profili geologici regionali sono state costruite utilizzando i profili sismici integrati con i dati stratigrafici derivanti dai pozzi per esplorazione. L'interpretazione dei profili sismici è stata mantenuta il più possibile conservativa e l'asse verticale della sezione geologica è stato rappresentato in tempi doppi, come nei profili sismici. La scala orizzontale è conforme a quella della carta principale. La posizione degli incroci fra le sezioni e la localizzazione dei pozzi sono riportate nelle sezioni. Le unità mioceniche di ridotto spessore (BIS, SCH e GES) affioranti sotto la base del Pliocene sono state esagerate nella loro dimensione verticale per renderle leggibili e per poter comparare le sezioni e la carta geologica del sottofondo. Allo stesso modo sono state rappresentate le altre unità sub-affioranti alla base del Pliocene, esse rappresentano generalmente un intervallo temporale più ampio come quello Cretaceo-Paleogene (MAI, SGO e PES), ma hanno il medesimo significato deposizionale, nello specifico di sedimentazione carbonatica bacinale. Le unità sub-affioranti possono altresì rappresentare un intervallo più specifico, come nel caso dell'Oligocene che sub-affiora in una ristretta porzione sul fianco meridionale della struttura Gondola nel Foglio NK33-8/9 Bari (SCC) o come nel caso in cui esprimano un possibile passaggio laterale tra sedimenti di piattaforma carbonatica cretacei e miocenici (CUP, BOL). Tale passaggio laterale risulta impossibile da cartografare nel dettaglio a causa dell'insufficiente densità dei pozzi sulla Piattaforma Apula.

2.4.1 - Foglio NK33-6 Vieste

Il profilo A-A' corre da E (dove si congiunge con il profilo CC' del Foglio NK33-5 Pescara) a O oltrepassando il limite di delimitazione della Piattaforma Continentale comune tra Italia e Croazia. Il profilo illustra una porzione di avampaese relativamente indeformato, ad eccezione di una grande piega di limitata ampiezza che interessa i sedimenti plio-quaternari in prossimità del limite di delimitazione della Piattaforma Continentale comune tra Italia e Croazia (fig. 40). Tale piega si colloca sul fianco orientale di una arcuatura molto più ampia, che è verosimilmente collegata al sollevamento del Gargano, al cui nucleo affiorano sedimenti pre-miocenici (vedi CARTA PRINCIPALE). In prossimità dell'asse di questa grande arcuatura, un piccolo *graben* bordato da faglie che interessano anche i sedimenti plio-quaternari, seppure con rigetti molto limitati, è presente nella parte centrale del profilo. Anche le progradazioni visibili nei sedimenti plio-quaternari, nella parte orientale del profilo (fig. 40), sembrano collegabili al sollevamento regionale precedentemente menzionato.

2.4.2 - Foglio NK33-8/9 Bari

Il profilo A-A' è orientato circa E-O, intercetta, nella sua porzione occidentale, il fronte sepolto dell'Appennino meridionale e l'adiacente avanfossa bradanica, e attraversa la dorsale carbonatica delle Murge, proseguendo verso est nella parte distale dell'avanfossa albanese. Il riempimento dell'avanfossa bradanica è dato da sedimenti plio-quaternari che poggiano sulle successioni della Piattaforma Apula. Le stesse successioni affiorano nelle Murge e sono attraversate parzialmente dal pozzo Jolly 1, ubicato in Adriatico (pozzo 5 in CARTA PRINCIPALE). La porzione distale dell'avanfossa albanese occupa la parte orientale del profilo, con lo spessore dei sedimenti del riempimento oligocenico-quaternario che si riduce rapidamente verso ovest. I sedimenti della successione oligo-miocenica poggiano in *onlap* sulla discordanza erosiva che caratterizza l'estesa lacuna stratigrafica paleogenica. I sedimenti della successione plio-quaternaria, a loro volta, poggiano in *onlap* sulla superficie erosiva che caratterizza il Messiniano. Erosioni di un certo rilievo interessano anche i sedimenti del sottofondo, soprattutto in prossimità della scarpata che raccorda la piattaforma con il bacino profondo dell'Adriatico meridionale.

Il profilo B-B' è orientato N-S e attraversa nella sua parte meridionale il margine della Piattaforma Apula e nella sua parte centrale la struttura di Gondola. Quest'ultima viene attraversata nella sua porzione orientale, dove la piega che caratterizza la struttura appare relativamente simmetrica, con un asse subverticale.

Il profilo C-C' è orientato SO-NE ed è ubicato interamente nel dominio bacinale mesozoico. La parte sud-occidentale del profilo attraversa la struttura di Gondola nella sua estensione occidentale, dove la piega è decisamente asimmetrica, con il fianco settentrionale più ripido e bordato da una faglia inversa ad alto angolo (si veda anche fig. 42).

2.5. – DESCRIZIONE DEI RIQUADRI

I riquadri sintetizzano sottoinsiemi di informazioni derivate dai dati disponibili. La scala di rappresentazione varia da 1 : 1.000.000 a 1 : 2.000.000 a seconda delle caratteristiche cartografate. I contenuti dei riquadri vengono brevemente riassunti, ad eccezione del riquadro INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE che è trattato nel capitolo specifico, anche se le informazioni presentate vengono utilizzate ampiamente in altri capitoli delle Note Illustrative.

2.5.1. – *Ubicazione delle linee sismiche*

Nei riquadri dei due Fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari sono riportate le linee sismiche acquisite da ISMAR-CNR, le linee CROP e le linee Ministeriali (Zone B, D e F) acquisite dall'Agip S.p.A.

2.5.2. – *Gravimetria – Magnetometria*

Le anomalie gravimetriche sono tratte dalla Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1 : 250.000, a cura di FERRI, *et alii* (2005), e sono state integrate da alcuni dati confidenziali forniti da Eni S.p.A. Le anomalie magnetiche dei due riquadri sono frutto della revisione della carta delle anomalie aeromagnetiche d'Italia compilata a cura di CARATORI TONTINI *et alii* (2004).

2.5.2.1 - Foglio NK33-6 Vieste

Le isoanomale di Bouguer, espresse in mgal, sono positive e mostrano un andamento regolare con un incremento senza significative complessità che procede dalle coste Croate verso sud, ovvero verso l'elevata anomalia gravimetrica positiva a direzione NE-SO che caratterizza il Promontorio del Gargano. Le anomalie magnetiche decrescono in maniera concentrica da nord, est, e sud verso un minimo con valori negativi che si colloca in Adriatico centrale, circa 30 km a nord del Gargano, e che è rappresentato nella parte ovest del riquadro.

2.5.2.2 - Foglio NK33-8/9 Bari

Le isoanomale di Bouguer presentano un massimo nei valori positivi orientato circa E-O e centrato sul Promontorio del Gargano, che si estende vero est, ampliandosi leggermente sulla direttrice N-S. Tale anomalia potrebbe essere collegabile a una crosta relativamente assottigliata (< 25 km) che è presente al di sotto del Gargano (CASSINIS *et alii*, 2003). Le anomalie magnetiche presentano anch'esse un massimo nei valori positivi che è allungato in senso E-O, con i valori che decrescono progressivamente sia verso nord, sia verso sud. L'area di massimo relativo è tuttavia ubicata più a ovest del Garganico.

2.5.3. – *Diagramma cronostratigrafico*

Il diagramma cronostratigrafico illustra i rapporti laterali tra le unità, derivati dalla stratigrafia dei pozzi e dalle geometrie osservate nei profili sismici. Sono

indicate inoltre la presenza di discontinuità principali, la litologia, e il nome formazionale. La suddivisione cronostratigrafica, evidenziata in colore, segue la scala di riferimento indicata nella Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni (COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA, 2001). Le unità sismostratigrafiche utilizzate nell'interpretazione dei profili sismici sono indicate di lato per correlazione.

2.5.3.1 - Foglio NK33-6 Vieste

La successione stratigrafica presente nel Foglio Vieste mostra una sostanziale dominanza della deposizione carbonatica dal Cretaceo al Paleogene. Il Triassico è rappresentato dalle Anidriti di Burano che talora possono dare luogo a tettonica salina, sotto forma di duomi e diapiri, in altre zone del bacino, soprattutto in Adriatico Centrale. La formazione Anidriti di Burano è costituita da un'alternanaza di anidriti, dolomie e dolomie calcaree con un'età compresa tra il Carnico e il Retico (Triassico superiore). Come fanno notare PATACCA *et alii* (2008), nel Gargano i pozzi per esplorazione petrolifera (Gargano 1 e Foresta Umbra 1, fig. 45) presentano una successione triassica quasi completa con uno spessore consistente di Anidriti di Burano (in particolare Foresta Umbra ha penetrato 1700 m di sole evaporiti), mentre più a sud (pozzo Puglia 1, fig. 45), presenta lo stesso schema dell'Adriatico Centrale, con assenza del Triassico medio. Nel diagramma cronostratigrafico del Foglio NK33-6 Vieste si è preferito annotare le sole evaporiti, in quanto il pozzo Gargano Mare 1 (pozzo 1 in CARTA PRINCIPALE) intercetta anidrite cristallina grigio-chiara con sottili intercalazioni di dolomie, localmente anidritiche. A partire dal Giurassico inferiore, trovandosi l'area in esame in un settore bacinale del margine continentale adriatico, i carbonati di piattaforma lasciano il posto a una deposizione pelagica che si protrae per il resto del Mesozoico. Dall'Oligocene la sedimentazione diventa marnosa a causa del progressivo apporto di sedimenti silico-clastici legati alla formazione del sistema di avanfossa-avampaese della catena appenninica.

Tale successione non è preservata a causa dell'intensa erosione provocata dalla flessurazione della placca adriatica per il carico che la catena dinarica, a partire dall'Eocene superiore, inizia ad esercitare su questo settore che giace sul rialzo periferico della flessura. L'erosione coinvolge sedimenti dal Cretaceo superiore fino alla fine del Miocene medio. La sedimentazione riprende con i depositi marnosi del Miocene, e localmente con i gessi messiniani, che sono rappresentati nella carta principale, subaffioranti sotto la base del Pliocene. L'abbassamento del livello del mare durante il Messiniano provoca in quest'area di alto relativo una ulteriore estesa erosione subaerea. La sedimentazione pliocenico-quaternaria è caratterizzata dalla deposizione di torbiditi distali ed emipelagiti. Essendo il Foglio Vieste NK-33-6 ubicato in posizione distale si depositano soprattutto

sedimenti fini (Argille del Santerno). Gli strati pliocenici poggiano in *onlap* sulla superficie che marca la base del Pliocene, con l'*onlap* che è particolarmente evidente dove sono presenti strutture anticinaliche. In quest'ultimo caso gli strati pliocenici mostrano anche evidenze di deformazione sindeposizionale.

2.5.3.2 - Foglio NK33-8/9 Bari

La successione stratigrafica presente nel Foglio NK33-8/9 Bari mostra una sostanziale dominanza della deposizione carbonatica dal Mesozoico al Paleogene. Il Triassico è rappresentato principalmente dalle Anidriti di Burano, che nel pozzo Gondola 1 bis (pozzo 3 in CARTA PRINCIPALE) presentano una maggiore componente dolomitica. Le Anidriti di Burano poggiano su una successione clastico-carbonatica del Trassico medio (Ladinico), incontrata nel pozzo Gargano 1 (fig. 45), anche se ci si trova in una zona di transizione, infatti, più a sud il pozzo Puglia 1 non presenta Triassico medio e le Anidriti di Burano poggiano direttamente su sedimenti clastici del Triassico inferiore (fig. 45). A partire dal Giurassico inferiore, nella parte orientale del bacino i carbonati di mare basso lasciano il posto ad una deposizione pelagica, mentre nella parte occidentale i carbonati di piattaforma persistono fino al Paleogene. Nel settore intermedio la deposizione dei carbonati di mare basso persiste sino a tutto il Giurassico, evidenziando così un'evoluzione di annegamento della piattaforma carbonatica che procede nel tempo verso ovest. Una estesa lacuna stratigrafica si registra nell'area dall'Eocene al Miocene inferiore-medio. Successivamente riprende la deposizione di carbonati di mare basso sopra al dominio di piattaforma e di sedimenti marnosi (Miocene indifferenziato) del dominio bacinale; questi ultimi rappresentano la sedimentazione di rampa esterna dell'avanfossa albanese. L'intervallo messiniano sembra caratterizzato da una dominante erosione, verosimilmente subaerea, senza deposizione di evaporiti. La sedimentazione pliocenico-quaternaria è caratterizzata dalla deposizione di sedimenti fini torbiditici ed emipelagici (Argille del Santerno) che rappresentano il riempimento distale dell'avanfossa albanese. Le unità sismostratigrafiche utilizzate nell'interpretazione dei profili sismici sono indicate di lato per correlazione.

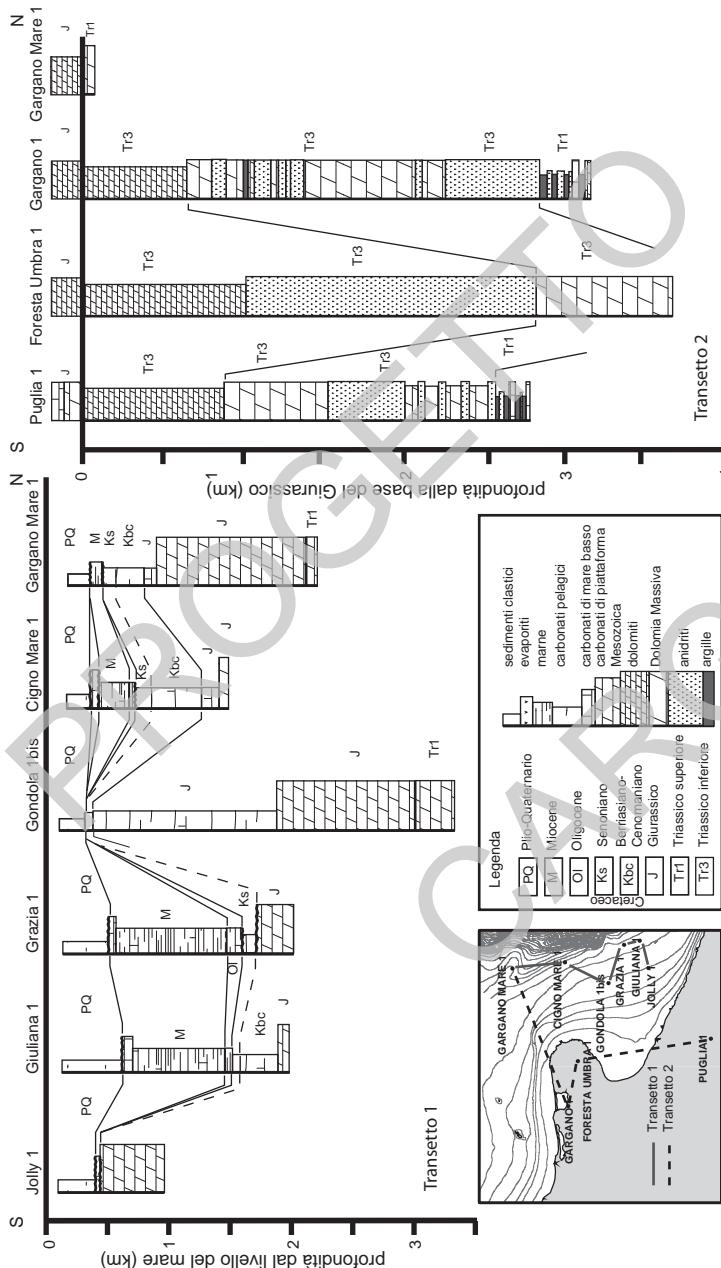


Fig. 45 – Transetti dei pozzi ubicati a terra e a mare nell'area garganica e presenti nei Fogli NK33-8/9 Bari ed NK-33-6 Vieste. I pozzi del transetto a destra illustrano la situazione del Triassico e sono allineati alla base del Giurassico.

2.5.4. – Schema tettonostratigrafico

2.5.4.1. - Foglio NK33-6 Vieste

Lo schema rappresenta una sezione ideale, che attraversa l'area in direzione O-E, nella quale le unità stratigrafiche sono state raggruppate in insiemi tectonicamente omogenei. I sedimenti triassico-cretacici a dominante carbonatica caratterizzano la deposizione dello stadio di margine continentale passivo. Per effetto dell'estensione che ha portato all'apertura del dominio tetideo, le iniziali piattaforme carbonatiche hanno subito l'effetto di una fase di aumentata subsidenza e hanno dato luogo, in questo settore dell'Adriatico, ad un esteso bacino pelagico. A partire dall'Oligocene i raccorciamenti della catena appenninica provocano la flessurazione per carico della placca adriatica. L'area in esame si colloca in avampaese, nella posizione del *bulge* periferico che attraversa il bacino Adriatico longitudinalmente, dall'Istria al Gargano. Blande pieghe di limitata ampiezza e grande lunghezza d'onda deformano questa zona di avampaese durante il Plio-Quaternario. I sedimenti silicoclastici di avampaese, prevalentemente argillosi, mostrano evidenze di deformazione sin-sedimentaria durante il Pliocene, e in coincidenza delle maggiori strutture anche nel Quaternario.

2.5.4.2. - Foglio NK33-8/9 Bari

Lo schema rappresenta una sezione ideale, che attraversa l'area in direzione O-E, nella quale le unità stratigrafiche sono state raggruppate in insiemi tectonicamente omogenei. I sedimenti triassico-cretacici a dominante carbonatica caratterizzano la deposizione dello stadio di margine continentale passivo. Per effetto dell'estensione che ha portato all'apertura del dominio tetideo, le iniziali piattaforme carbonatiche hanno subito l'effetto di una fase di aumentata subsidenza e hanno dato luogo ad un esteso bacino pelagico che occupa il settore orientale dell'Adriatico meridionale. A partire dall'Eocene superiore i raccorciamenti della catena albanese provocano la flessurazione per carico della placca adriatica. E' possibile che l'estesa lacuna paleogenica presente nell'area del Foglio sia in parte dovuta all'erosione conseguente il rialzamento periferico legato alla flessurazione dell'avanfossa albanese. Il depocentro dell'avanfossa albanese è ubicato sul lato orientale dell'Adriatico, mentre nell'area del Foglio, che rappresenta una posizione distale, si depositano soprattutto sedimenti fini di età oligo-miocenica. La sedimentazione pliocenico-quaternaria è caratterizzata dalla deposizione di torbiditi distali ed emipelagiti, con gli strati pliocenici che poggianno in *onlap* sulla superficie che marca la base del Pliocene; l'*onlap* che è particolarmente evidente dove sono presenti strutture anticinaliche come la

struttura di Gondola. In quest'ultimo caso gli strati pliocenici mostrano anche evidenze di deformazione sin-deposizionale.

2.5.5. – Carta della sismicità e delle strutture attive alla base del Quaternario

Questa carta riporta la sismicità strumentale e storica italiana secondo quanto registrato dalla rete sismica nazionale allestita dall'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) nel periodo 1981-2002 (catalogo CSI 1.1, CASTELLO *et alii*, 2006), e il catalogo parametrico dei terremoti avvenuti in epoca storica tra il 217 a.C. e il 2002 (estratti per questa mappa solo fino al 1980; catalogo CPTI04, GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004). La magnitudo utilizzata è quella del momento sismico che si esprime in scala logaritmica a partire dal momento sismico (cioè il prodotto dell'area della frattura per lo spostamento della faglia, per la resistenza massima alla rottura della roccia), grazie alla tecnica di inversione del tensore momento. Per il periodo dal Mondo Antico al 1980 è stata ricavata dalla magnitudo media, mentre per il periodo 1981-2002, è stato adottato il valore di inversione del tensore momento, secondo la tecnica detta CMT. I meccanismi focali sono quelli dei cataloghi internazionali fruibili in rete: Global Centroid Moment Tensor Database, un tempo conosciuto come catalogo Harvard CMT, un *data base* che comprende eventi registrati dal gennaio 1976 fino al presente (www.globalcmt.org); il catalogo dello Schweizerischer Erdbebendienst (SED), il servizio sismologico svizzero, eventi contenuti dal 2002 al presente (www.seismoethz.ch), il data base italiano CMT dell'INGV, con eventi dal 1977 al presente (PONDRELLI *et alii*, 2006), il database INGV MedNet (eventi registrati tra il 2002 e il 2006) che è una rete di stazioni sismiche a larga banda installate nei Paesi che circondano il Mediterraneo e gestita dall'INGV in collaborazione con molti istituti geofisici. Altri meccanismi focali sono stati ripresi dalla letteratura (CONSOLE *et alii*, 1989; CONSOLE *et alii*, 1993; FREPOLI & AMATO, 2000; GASPARINI *et alii*, 1985; D'INGEO *et alii*, 1980; RIGUZZI *et alii*, 1989). Una compilazione analoga a questa è fruibile su distribuzione CD-ROM ad opera di VANNUCCI & GASPERINI (2004). Nella carta sono inoltre riportate le strutture che risultano essere attive alla base della successione quaternaria, i cui spessori sono riportati nella Carta delle Isocrone degli Spessori del Quaternario.

2.5.5.1 - Foglio NK33-6 Vieste

La sismicità nel Foglio NK33-6 Vieste è moderata e appare concentrata soprattutto in un'area posta nella parte centrale del riquadro, oltre il limite di delimitazione della Piattaforma Continentale comune tra Italia e Croazia, con terremoti che presentano profondità ipocentrali generalmente superiori ai 10 km. La maggior parte dei meccanismi focali indica compressione e solo in minor

misura sono presenti delle componenti trascorrenti. Nella parte orientale del riquadro i piani di faglia presentano una direzione NO-SE dominante, che mostra l'influenza delle direttive dinariche. Nella parte sud-occidentale, invece, sono principalmente presenti piani di faglia a direttrice E-O. Le strutture a carattere plicativo che interessano la base della successione Plio-Quaternia presentano direzioni variabili, da NO-SE a N-S, suggerendo una possibile riattivazione di strutture preesistenti. La correlazione fra terremoti e strutture neotettoniche non è ovvia, anche perché la maggior parte dei terremoti avviene oltre il limite di delimitazione della Piattaforma Continentale comune tra Italia e Croazia, fuori dall'area coperta dai rilievi sismici.

2.5.5.2 - Foglio NK33-8/9 Bari

La sismicità nel Foglio NK33-8/9 Bari è molto limitata nella parte marina ed è marginale a quella presente nel promontorio garganico, che appare più significativa. Nel Gargano i terremoti presentano profondità ipocentrali generalmente comprese fra 10 e 30 km, e i meccanismi focali sono particolarmente variabili, presentando soluzionipressive, trascorrenti ed estensionali a breve distanza. Va tuttavia rimarcato che i terremoti maggiori, che presentano le soluzioni più attendibili, mostrano generalmente compressioni con piani a direzione da E-O a NE-SO e l'andamento degli epicentri non delinea la principale struttura tettonica identificata sul Gargano, ovvero la Faglia di Mattinata. I pochi terremoti presenti a mare sono sparsi e di bassa magnitudo. Anche in questo caso non ci sono allineamenti che lasciano pensare ad una sismicità controllata dalla struttura di Gondola, che rappresenta la continuazione orientale della Faglia di Mattinata e che, tuttavia, deforma la base della successione quaternaria.

Le strutture a carattere plicativo che interessano la base della successione Plio-Quaternia presentano direzioni variabili, da NO-SE a N-S, suggerendo una possibile riattivazione di strutture preesistenti. La correlazione fra terremoti e strutture neotettoniche non è ovvia, anche perché la maggior parte dei terremoti avviene oltre il limite di delimitazione della Piattaforma Continentale comune tra Italia e Croazia, fuori dall'area coperta dai rilievi sismici.

2.5.6. – *Carta delle isocrone degli spessori del Quaternario*

La base del Quaternario si colloca all'interno delle Argille del Santerno ed è stata individuata su base paleontologica nei pozzi per l'esplorazione. L'orizzonte corrispondente è stato correlato nei profili sismici per ottenere la carta delle isocrone dello spessore del Quaternario, ed è riportato nei profili sismici.

2.5.6.1 - Foglio NK33-6 Vieste

Le isocroni mostrano uno spessore estremamente ridotto dei sedimenti quaternari, inferiore a 0,4 s (circa 400 m) sulla maggior parte del Foglio senza significative variazioni. Il limitato spessore di sedimenti quaternari è legato sia alla prossimità rispetto all'alto strutturale del Gargano, che ha subito importanti sollevamenti dal Pliocene, sia al minor apporto di sedimenti dovuto alla posizione periferica quest'area rispetto agli apporti provenienti dalla catena Appenninica e da quella Dinarica. Sono anche presenti, soprattutto nella parte centrale del Foglio, alcune importanti erosioni a carico dei sedimenti pliocenico-quaternari. Sul fianco orientale dell'area rialzata la deposizione dei sedimenti quaternari è caratterizzata da un sistema di progradazione che avanza verso est ed è visibile sul profilo AA' (fig. 40).

2.5.6.2 -Foglio NK33-8/9 Bari

Le isocroni mostrano uno spessore estremamente ridotto dei sedimenti quaternari, che risulta inferiore a 0,4 s (circa 400 m) su quasi tutto il Foglio. Il limitato spessore di sedimenti quaternari è legato alla prossimità con l'alto strutturale del Gargano, che ha subito importanti sollevamenti dal Pliocene, e all'apporto ridotto di sedimenti dagli adiacenti rilievi carbonatici delle Murge. Sono inoltre presenti, soprattutto nel settore orientale del Foglio, delle erosioni che interessano i primi sedimenti del sottofondo. Le isocroni della successione quaternaria non mostrano allineamenti e depocentri che suggeriscono un controllo tettonico sulla sedimentazione.

PROGETTO
CARG

VII - ASPETTI APPLICATIVI

1. - IDROCARBURI

Nei primi anni '80 furono studiate, ai fini della ricerca petrolifera, due zone dell'*offshore* pugliese, una immediatamente a sud del promontorio garganico e una localizzata più a sud, al largo di Brindisi. La ricerca di idrocarburi non diede tuttavia i risultati attesi (DE DOMINICIS & MAZZOLDI, 1987).

Alcuni temi di possibile interesse sono stati individuati a est della piattaforma carbonatica Apula, in aree poste più a sud del Foglio NK33-8/9 Bari. I giacimenti a petrolio dei pozzi Rovesti e Aquila, ad esempio, sono ubicati nel settore di margine che ha avuto un'evoluzione bacinale già nel Giurassico e presentano *reservoir* nei carbonati pelagici giurassico-cretacei (Scisti e Calcari ad Aptici, Maiolica e Scaglia Rossa Appenninica), con i sovrastanti sedimenti marnosi della Scaglia Cinerea a fare da sigillo. All'incirca nella stessa area, a nord di Brindisi, sono anche state individuate delle mineralizzazioni a gas nelle sabbie torbiditiche del Miocene inferiore-medio deposte nella parte distale dell'avanfossa albanese (Pozzo Falco).

PROGETTO
CARG

APPENDICE 1**RILIEVI SISMICI A RIFLESSIONE E POZZI**

Per la costruzione della carta geologica del sottofondo sono stati utilizzati sia dati commerciali sia dati acquisiti allo scopo da ISMAR-CNR di Bologna. In questa appendice sono riportati: 1) Le caratteristiche dei rilievi sismici ISMAR-CNR, CROP (dalle iniziali di **CROsta Profonda**, una convenzione tra CNR, Agip ed Enel) e dati di proprietà AGIP S.p.A.; 2) Le procedure interpretative comuni per tutti gli insiemi di profili sismici; 3) L'elenco dei pozzi utilizzati e indicati nella carta principale con un numero d'ordine.

1. - CARATTERISTICHE DEL RILIEVO SISMICO ISMAR-CNR

Il grigliato dei profili sismici ISMAR-CNR è stato pianificato in funzione delle conoscenze pregresse dell'area e della copertura di dati esistenti e disponibili. Il foglio NK33-8/9 Bari, grazie soprattutto alla copertura regolare del rilievo Agip (vedere riquadro UBICAZIONE DELLE LINEE SISMICHE nella Carta del Sottofondo), detto comunemente ministeriale perché venne commissionato dall'allora Ministero dell'Industria per investigare le acque territoriali fino a 200 m di profondità, risulta omogeneamente rappresentato. Il foglio NK33-6 Vieste è interessato in misura minore dalla copertura di dati sismici.

1.1. - ACQUISIZIONE

I rilievi di sismica a riflessione multi canale ISMAR-CNR sono stati effettuati negli anni '90, come sorgente sismica si è utilizzato un array di 2 G-I Guns, con un intervallo di sparo variabile di 25 o 50 m. La registrazione digitale si è basata su un cavo sismico Teledyne di 600 m a 24 canali con campionamento ogni millisecondo, intervallo dei gruppi di idrofoni di 25 m e una copertura di 6 o 12, valore che indica il numero di volte che un punto del sottofondo marino è stato "illuminato" dalle onde acustiche generate dagli scoppi. Il concetto di copertura sta alla base della ridondanza di informazione ottenibile con la tecnica a riflessione multicanale.

Per il rilievo CROP, condotto negli anni '90, si è utilizzato un array di airgun, costituito da 9 sub-array di 8 airgun ciascuno, con un intervallo di sparo di 50 m. La registrazione digitale si è basata su un cavo di 4500 m, con 180 canali distanziati tra loro 25 m, il campionamento ogni 4 millisecondi con una copertura di 45.

Per quanto riguarda i rilievi Agip S.p.A., zona economica esclusiva B, effettuato verso la fine degli anni '60, è stato utilizzato un cavo di 2400 m a 24 canali con intervallo tra idrofoni di 100 m, intervallo di sparo di 100 m, un campionamento ogni 2 millisecondi, una copertura di 12. Il rilievo della zona economica D è stato effettuato nel 1968 con un cavo di 1600 m a 24 canali con intervallo tra idrofoni di 67 m, intervallo di sparo di 34 m, un campionamento ogni 2 millisecondi, copertura 12. Il rilievo della zona economica F è stato effettuato nel 1976 con un cavo di 2400 m a 48 canali, con intervallo tra idrofoni di 50 m, intervallo di sparo di 25 m, un campionamento ogni 4 millisecondi, una copertura di 48.

1.2. - ELABORAZIONE

Per quanto riguarda i dati sismici ISMAR-CNR è stata applicata ai dati una sequenza di elaborazione per raggiungere, come prodotto finale, delle sezioni migrate. Questa sequenza comporta i seguenti passaggi:

- i) il ricampionamento del dato sismico a 2 millisecondi, se il numero di tracce della sezione lo rende necessario;
- ii) la deconvoluzione per riportare il segnale alla sua forma ideale ed aumentare la risoluzione verticale. Gli oggetti geologici che si trovano in profondità sono meno definiti di quelli che si trovano più vicini alla superficie. La risoluzione sismica è una grandezza che si misura in termini di lunghezza d'onda, intesa come il rapporto tra la velocità e la frequenza. Dal momento che la

frequenza dominante del segnale sismico decresce con la profondità, essendo le frequenze alte attenuate più rapidamente, la lunghezza aumenta con la profondità anche perché la velocità aumenta, pertanto gli oggetti posti in profondità devono essere più grandi di quelli posti a livelli più superficiali per poter essere risolti correttamente. La deconvoluzione è un passaggio dell'elaborazione del segnale sismico che serve proprio a recuperare le alte frequenze, attenuare le riflessioni multiple ed equalizzare le ampiezze. Può anche essere definita come filtraggio inverso, perché è il processo opposto a quello di convoluzione che avviene all'interno della Terra in risposta ad una forma impulsiva di energia;

iii) il raggruppamento dei sismogrammi appartenenti allo stesso punto di riflessione (*sort*). Le tracce sismiche sono inizialmente organizzate per famiglie di spari, ovvero ogni sparo viene registrato da tutti i canali presenti nel sistema di ricezione. Questa organizzazione non consente di maneggiare i dati in modo efficace, per questo si passa il dato attraverso un procedimento che è detto di *sorting*, ovvero i dati vengono "setacciati" e riorganizzati per punto medio comune. Il punto medio comune (CMP) è un termine caratteristico della sismica a riflessione multi canale, indica il punto sulla superficie che risiede a metà strada tra la sorgente e il ricevitore ed è condiviso da un certo numero di coppie sorgente-ricevitore. Lo stesso punto viene in sostanza illuminato da un numero elevato di ricevitori. E' questa ridondanza di segnale che aumenta notevolmente la qualità dei dati sismici e su cui si fonda il metodo multi canale stesso. Questo concetto è riassunto nel termine copertura, un numero che dipende dalla geometria di acquisizione, ne consegue che maggiore è la copertura migliore è il dato sismico;

iv) La differenza tra il tempo impiegato a raggiungere un ricevitore posto ad una certa distanza dalla sorgente ed una che invece coincide con la sorgente si chiama correzione di *normal move out* (NMO). Questa tecnica consiste nel creare delle sezioni dove si ha coincidenza geometrica tra sorgente e ricevitore. In sismica a riflessione quando la profondità degli orizzonti è più grande della massima distanza tra sorgente e ricevitore, la correzione di NMO è indipendente dalla velocità ciò vuol dire che qualunque velocità applicata, più o meno accurata, consente la somma corretta delle riflessioni;

v) l'analisi di velocità per stabilire le correzioni da applicare nella fase di *stack* (la spaziatura delle analisi della velocità influenza la qualità dello *stack* e per questo è opportuno rinfittire le analisi nelle zone strutturalmente e topograficamente più complesse);

vi) il *muting* serve per eliminare la parte del segnale non utilizzabile perché rumoroso (tipicamente onde d'aria; basse frequenze);

vii) il filtraggio variabile col tempo e di conseguenza con la profondità, per tenere conto dell'effetto filtro passa basso della Terra;

viii) la somma delle tracce appartenenti allo stesso punto di riflessione (*stack*) e produzione del profilo sismico elaborato;

ix) la migrazione del dato per riportare gli orizzonti sismici alla loro reale profondità e corretta geometria, consentendo un aumento della risoluzione laterale. La sismologia a riflessione possiede un limite laterale, ovvero non consente la definizione precisa dei contorni degli oggetti geologici che si trovano sotto la superficie. La migrazione consente di compensare questi effetti dovuti alla natura ondulatoria del segnale sismico, in quanto collassa i *pattern* di diffrazione associati alle discontinuità dei riflettori, garantendo un'immagine più definita.

2. - INTERPRETAZIONE GEOLOGICA

L'interpretazione ha come obiettivo l'identificazione delle strutture deformative presenti ed il riconoscimento delle unità sismo-stratigrafiche. Questi due aspetti sono intimamente connessi e perciò, in sede operativa, sono stati affrontati parallelamente, anche se, per convenienza di esposizione, essi saranno trattati separatamente. Allo scopo sono stati utilizzati i profili sismici ISMAR-CNR, i profili CROP e quelli acquisiti dall'Agip S.p.A. e le stratigrafie dei pozzi per l'esplorazione.

2.1. - INTERPRETAZIONE STRUTTURALE

Le principali strutture tettoniche che vengono identificate a seguito dell'interpretazione strutturale sono:

Pieghi: Vengono cartografati gli assi delle anticinali e sinclinali relativi alla superficie base del Plio-Quaternario. Qualora la struttura non interessi la suddetta base, la traccia dell'asse sarà riferita all'orizzonte piegato stratigraficamente più alto.

Faglie: Le faglie di cui sopra dislocano la base del Plio-Quaternario. Nel caso siano presenti faglie significative che non dislocano l'orizzonte base del Plio-Quaternario, queste possono essere indicate in mappa con riferimento all'orizzonte dislocato stratigraficamente più alto.

Sovrascorimenti: I sovrascorimenti sono superfici di taglio a basso angolo spesso associate a zone d'intensa deformazione, e pertanto piuttosto difficile da identificare essendo la loro immagine sismica disturbata da numerose iperboli di diffrazione. Anche in questo caso la superficie di riferimento è la base del Plio-Quaternario.

Ciglio di piattaforma: Viene cartografato il margine sepolto della piattaforma carbonatica mesozoica.

Assi di valli: Vengono cartografati gli assi delle valli formatesi per erosione subaerea durante le ultime fasi dell'abbassamento del livello marino.

2.2. - INTERPRETAZIONE SISMO-STRATIGRAFICA

Per l'interpretazione sismostratigrafica è stata adottata la seguente procedura:

i) ricerca delle terminazioni laterali delle riflessioni e individuazione delle superfici che demarcano i limiti delle unità sismiche; per unità sismica si intende una successione di riflessioni relativamente concordanti limitata alla base e al tetto da superfici discordanti o dalle loro corrispettive superfici concordanti;

ii) definizione della geometria tri-dimensionale delle unità sismiche e delle discontinuità che le delimitano tramite correlazione fra i vari profili;

iii) all'interno delle unità sismiche viene analizzata la geometria delle riflessioni e carattere delle facies sismiche sulla base della continuità e dell'ampiezza delle riflessioni;

iv) dopo questa analisi si ottiene una stratigrafia relativa fra le varie unità che vengono anche caratterizzate come unità deposizionali.

v) le unità sismo-stratigrafiche riconosciute vengono poi caratterizzate in senso lito- e crono-stratigrafico attraverso le correlazioni con le stratigrafie di pozzo, qualora queste siano disponibili.

3. - ELENCO DEI POZZI PER L'ESPLORAZIONE PETROLIFERA

Foglio NK33-6 Vieste

N.	Nome	Coor. WGS84 - lon., lat.	Profondità del mare (m)	Profondità raggiunta (m)
1	Gargano Mare 1	16°43'12'', 42°09'13''	161	2195

Foglio NK33-8/9 Bari

N.	Nome	Coor. WGS84 - lon., lat.	Profondità del mare (m)	Profondità raggiunta (m)
1	Cigno Mare 1	16°46'00'', 41°51'54''	158	1476.50
2	Giuliana 1	16°55'35'', 41°27'11''	131	1985.40
3	Gondola 1 bis	16°36'50'', 41°37'30''	97	3315.00
4	Grazia 1	16°53'42'', 41°32'22''	133	2017.00
5	Jolly 1	16°43'27'', 41°24'16''	99.5	964.50
6	Termoli Mare 1	15°17'43'', 41°55'12''	5.5	1585.50

PROGETTO
CARG

APPENDICE 2**ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA****1. - STAZIONI DI CAROTAGGIO ACQUISITE PER IL PROGETTO**

Le Tab. 2 e 3 riportano le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di carotaggio effettuate nelle aree dei Fogli NK 33-8/9 Bari e NK33-6 Vieste. Il numero nella colonna di sinistra è quello che appare nella carta principale della carta superficiale mentre la sigla si riferisce alle campagne di rilevamento ISMAR (CNR). I carotaggi sono stati effettuati con diversi strumenti a seconda delle litologie dominanti e sono stati posizionati su obiettivi definiti attraverso l'esame di profili sismici ad alta risoluzione.

TAB. 2 - *Carotaggi nel Foglio NK 33-8/9 Bari, carta superficiale*

n.	Sigla	Tipo	Longitudine WGS84	Latitudine WGS84	Prof. m	Lung. m
1	IN6814	CP	155956.781	415956.472	139	2.24
2	IN6839	GC	164456.866	415908.480	367	0.24
3	AD7011	CP	165750.925	412414.428	130	0.63
4	AD7019	GC	164044.883	413356.441	102	1.12
5	AD7020	CP	165050.901	413320.442	127	3.6

n.	Sigla	Tipo	Longitudine WGS84	Latitudine WGS84	Prof. m	Lung. m
6	AD7021	CP	165238.905	413302.442	170	1.5
7	AD7022	CP	165614.911	413308.440	148	2.54
8	AD7027	CP	164432.880	414238.455	117	1.54
9	AD7028	CP	164820.888	414432.456	146	0.58
10	AD7033	CG	163108.844	415544.471	108	1.04
11	AD7034	CG	163456.848	415732.475	146	0.62
12	AD7035	CG	164102.864	415314.468	139	0.75
13	AD7036	CG	164332.876	414744.462	131	0.72
14	AD7306	CG	165908.922	413008.436	155	0.31
15	AD7308	CG	165314.914	412450.428	120	0.35
16	AD7309	CG	163920.895	412038.419	82.5	0.38
17	AD7310	CG	163444.868	413738.443	89.5	0.35
18	AD7315	CG	163738.869	414044.449	98	0.3
19	AD7316	BE	160408.811	413714.439	13	0.35
20	AD7318	BE	161608.823	414750.455	19.5	0.35
21	RF93-32	CG	154947.581	415938.408	18.9	1.97
22	YD97-12	CG	164521.477	414748.660	140.6	3.78
23	YD97-13	CG	163629.856	415408.469	120.1	1.75
24	YD97-15	CG	161541.813	415748.070	51.4	2.91
25	YD97-18	CG	163200.442	415716.875	112.8	3.56
26	AMC99-07	CG	162333.388	415019.605	65.5	7
27	AMC99-08SW	SW	162334.162	415018.698	65.41	0.57
28	AMC99-09	CG	162059.251	414822.378	43.89	5.35
29	AMC99-10SW	SW	162059.560	414822.209	43.79	1.13
30	AMC99-11SW	SW	161829.074	414625.526	25.71	0.99
31	AMC99-12SW	SW	161907.302	413754.161	30.36	0.92
32	AMC99-16	CG	160853.623	415917.618	34.07	6.34
33	AMC99-18SW	SW	160855.232	415916.361	33.99	0.69
34	CSS00-07	CG	165044.196	411311.280	82.41	8.77
35	CSS00-08SW	SW	165044.856	411311.784	92.08	1.15
36	CSS00-12	CG	165355.032	410945.534	72.71	7.5
37	CSS00-13SW	SW	165354.690	410946.164	61.96	1.03

n.	Sigla	Tipo	Longitudine WGS84	Latitudine WGS84	Prof. m	Lung. m
38	COS01-11	CG	163715.774	414923.148	106.7	1.77
39	COS01-12	CG	164100.480	415100.282	127.7	3.31
40	COS01-13	CG	164335.394	414902.664	135.8	3.43
41	COS01-14	CG	164007.914	415038.046	112.6	0.8
42	COS01-15	CG	164515.636	414033.138	117.5	3.63
43	COS01-16	CG	162743.860	414322.056	75.8	11.55
44	COS01-18SW	SW	162744.640	414321.534	76.1	0.96
45	KS02-307K	KC	160927.420	415646.878	20.96	0
46	KS02-308K	KC	161116.050	415759.112	20.85	0
47	KS02-327K	KC	160429.058	415842.090	21.76	0
48	KS02-330P	CP	162141.094	415802.652	21.7	6.6
49	SA03-03	CG	165727.384	415653.160	470.7	10.44
50	SA03-04	CG	165834.488	415605.682	499.1	14.32
51	SA03-05SW	SW	165835.094	415605.808	499.2	0.47
52	SA03-13SW	SW	165635.328	415730.192	430.3	1.2
53	SA03-14	CG	165600.354	415754.972	431	4.41
54	SA03-15SW	SW	165616.392	415743.242	445.9	0.1
55	ST04-04SW	SW	165236.264	410943.650	54.8	1.12
56	ST04-05SW	SW	165341.142	411039.972	76.5	0.97
57	ST04-06SW	SW	165626.142	411300.438	111.6	1.13
58	YD-97B2	BC	165357.534	410833.003	21.76	0
59	KS02-306B	BC	160928.410	415646.998	31.93	0
60	KS02-309B	BC	161115.288	415758.812	31.93	0
61	KS02-326B	BC	160426.622	415842.708	31.79	0
62	SE06_44	BC	165651.724	415235.166	528.3	0
63	SE06_45	BC	165906.036	415029.854	598.6	0
64	SE06_43	BE	165839.177	415104.185	618	0
65	SE06_45	BC	165906.036	415029.853	596	0
66	BAR07_11BC	BC	165951.036	415327.600	556	0
67	BAR07_12BC	BC	165928.968	415358.164	550	0
68	BAR07_13BC	BC	165941.712	415340.632	557	0
69	BAR07_14BC	BC	165918.348	415412.744	524	0

n.	Sigla	Tipo	Longitudine WGS84	Latitudine WGS84	Prof. m	Lung. m
70	BAR07_18BE	BE	165847.280	415100.839	616	0
71	BAR07_19BE	BE	165401.440	415218.959	410	0
72	BAR07_20BE	BE	165336.168	415642.180	423	0
73	SI08_16	BE	165028.741	415539.241	259	0
74	SI08_17	BE	165027.308	415602.882	278	0
75	SI08_20	BE	161609.156	415906.853	54	0
76	SI08_22	CP_15	163006.646	413519.871	75	4.82
77	SI08_23	BE	161612.731	412431.183	18	0
78	SI08_24	BE	160910.256	412625.663	12.6	0
79	SI08_25	BE	160505.467	412600.478	7	0
80	SI08_26	BE	160417.231	412810.650	11.56	0
81	SI08_27	CP_15	161746.453	413021.874	30	6.81
82	SI08_28	BE	161804.068	413020.909	29	0
83	SI08_29	BE	161803.330	413020.142	29	0
84	SI08_51	BE	165815.305	414712.109	552	0
85	SI08_52	DR	165816.021	414716.440	560	0
86	SI08_52	DR	165800.480	414651.600	568	0
87	SI08_53	BE	165825.806	414805.962	562	0
88	SI08_54	BE	165815.809	414709.827	548	0
89	SI08_55	BE	165517.969	414130.264	335	0
90	SI08_56	BE	165517.731	414130.278	328	0
91	SI08_57	BE	165320.519	413950.159	154	0
92	SI08_58	BE	165218.419	414001.560	147	0
93	SI08_61	CP_5	165016.321	414025.500	145	2.8
94	SI08_59	BE	165117.161	414013.980	147	0
95	SI08_60	BE	165016.080	414025.680	145	0

TAB. 3 - *Carotaggi nel Foglio NK 33-6 Vieste, carta superficiale*

n.	Sigla	Tipo	Longitudine WGS84	Latitudine WGS84	Prof. m	Lung. m
1	YD97-14	CG	162244.82	420339.081	112.2	4.16
2	YD97-16	CG	161901.015	420024.077	78.5	3.91
3	CSS00-14	CG	160826.388	420236.366	62	8.18
4	CSS00-15SW	SW	160825.788	420235.598	86.14	1.07
5	CSS00-16SW	SW	160825.458	420158.314	86.38	0.54
6	CSS00-18	CG	160913.872	420600.414	70.2	4.765
7	COS01-09	CG	162018.864	420526.778	121.2	3.81
8	COS01-10	CG	162209.12	420414.958	118.5	3.19
9	KS02-305P	CP	160612.48	420214.166	81.46	6.38
10	KS02-310P	CP	160612.828	420214.256	81.84	6.42
11	KS02-321P	CP	160612.732	420213.794	81.61	7.96
12	KS02-322B	BC	160424.462	420133.792	66.94	0
13	KS02-323K	KC	160423.646	420135.526	67.56	2.8
14	KS02-324K	KC	160426.106	420027.09	37.76	0
15	KS02-325B	BC	160428.17	420026.478	36.9	0
16	ST05-01	CG	170051.6	420442.12	610	3.64
17	ST05-02	CG	165559.838	420408.58	403.2	3
18	ST05-03	CG	165724.018	420418	421.6	4.65
19	ST05-04SW	SW	165601.068	420409.414	404.4	0.1
20	ST05-06SW	SW	165558.944	420408.868	403.4	0.2
21	BAR07_21BC	BC	165134.452	420246.932	318	0
22	BAR07_22BC	BC	165119.44	420244.88	328	0
23	BAR07_23	CP_15	165512.839	420411.82	348	5.4
24	SI08_19	BE	161233.887	420114.894	53	0
25	SI08_21	BE	161146.205	420110.34	51	0

Le sigle relative al tipo di strumento utilizzato sono:

CG = Carotiere a gravità (numero = lunghezza del tubo del carotiere)

CP = Carotiere a pistone (numero = lunghezza del tubo del carotiere)

SW = Carotiere acqua-sedimento

KC = Carotiere Kasten

BC = Box Corer

BE = Benna

PROGETTO
CARG

APPENDICE 3**ANALISI MICROPALEONTOLOGICHE****1. - BIOSTRATIGRAFIA**

La successione di ecozone definita per l'Adriatico meridionale si basa su studi quantitativi e semiquantitativi delle associazioni a foraminiferi planctonici, integrati con datazioni ^{14}C AMS su foraminiferi planctonici o bentonici, con la stratigrafia degli isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio effettuata su foraminiferi planctonici o bentonici, con successioni polliniche, e con studi di livelli vulcanoclastici.

Le ecozone sono state definite nelle carote studiate quantitativamente (SA03-01, SA03-03, SA03-09, SA03-11, YD97-09) ed i loro limiti temporali sono stati calcolati sulla base dei punti di controllo a disposizione per ogni singola carota. Nel caso in cui un limite di ecozona fosse presente in due o più carote, e quindi con possibili età diverse in funzione dei singoli *age-depth model*, la sua età finale è stata calcolata come media delle età di ogni carota. In qualche caso l'età di alcuni eventi notevoli è stata ricavata dalla carota con il miglior controllo cronologico e tale età è stata ascritta allo stesso evento presente nelle altre carote. Gli *age-depth models* delle carote studiate quantitativamente sono riportati nelle Tabb. 4-7. Le età ^{14}C AMS sono riportate invece nella tabella dell'Appendice 6.

Le ecozone ed i bioeventi così definiti per gli ultimi 70.000 anni (MIS1-4) sono stati confrontati con la successione di riferimento del pozzo PRAD1-2 perforato in Adriatico centrale (studiato nell'ambito del progetto europeo

PROMESS1), e che presenta una registrazione continua per gli ultimi 370 ka raggiungendo il MIS1-11pp (PIVA *et alii*, 2008a, b; si veda anche Note Illustrative Foglio NK 33-5 Pescara della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000). Questo confronto permette di riconoscere quali bioeventi sono sincroni e quindi utilizzabili in tutto l'Adriatico e quali invece hanno carattere più locale.

La suddivisione delle ecozone è documentata nelle figure 46-51. In particolare:

- nella figura 46 è presentata la suddivisione dell'intervallo corrispondente all'ultimo stazionamento alto del livello marino (ultimi 6.000 anni, da PIVA *et alii*, 2008c)
- in figura 47 sono definite le ecozone ed i bioeventi durante l'ultima deglaciazione (16.000-6.000 anni BP), mentre in figura 48 è illustrato il dettaglio degli eventi individuati da FAVARETTO *et alii* (in stampa) per il pre-Boreale della carota SA03-01
- in figura 49 sono illustrate le ecozone ed i bioeventi caratteristici dell'intervallo temporale tra 16 e 35.000 anni BP nelle carote SA03-11 e YD97-09
- in figura 50 sono riportate le ecozone della parte più bassa della successione, ossia fino a 70.000 anni BP
- infine in figura 51 è riportata una sezione composita delle carote SA03-01, SA03-11 e SA03-03 per le variabili più significative con la sintesi delle ecozone/bioeventi principali per il bacino sud adriatico. Tali ecozone/bioeventi sono correlati con i bioeventi registrati dalle associazioni a foraminiferi del pozzo PRAD1-2.

TAB. 4 - Age-depth model per la carota SA03-01. Le età ^{14}C calibrate sono state ottenute con Calib 5.02 online Radiocarbon Calibration Program (STUIVER & REIMER, 1993)

Depth (cm)	Età calibrate (anni B.P.)	Origine	Eventi
12	550	Letteratura (PIVA <i>et alii</i> , 2008c)	LO <i>G. sacculifer</i>
220	6.000	Letteratura (ARIZTEGUI <i>et alii</i> , 2000)	LO <i>G. inflata</i>
450	9.650	(FAVARETTO <i>et alii</i> , in stampa)	base Sapropel 1

460	10.010	^{14}C AMS	Pre-Boreale picco 2° <i>G. inflata</i>
500	10.610	^{14}C AMS	Pre-Boreale picco 1° <i>G. inflata</i>
575	11.500	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	top GS-1 (Younger Dryas): inizio aumento <i>G. ruber</i>
740	12.600	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	base GS-1
920	14.000	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	top GI-1d
930	14.200	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	base GI1-1d
990	14.600	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	base GI-1 (aumento rapido di <i>G. ruber</i>)
1.332	16.400	^{14}C AMS	

TAB. 5 - *Age-depth model per la carota SA03-03. Le età ^{14}C calibrate sono state ottenute con Calib 5.02 online e FAIRBANKS *et alii* (2005)*

Depth (cm)	Età calibrata	Origine	Note
20	18.860	^{14}C AMS	
100	23.110	^{14}C AMS	
230	30.970	^{14}C AMS	
360	36.930	^{14}C AMS	
560	44.000	^{14}C AMS	
780	62.000	Letteratura (BASSINOT <i>et alii</i> , 1994)	MIS 4.2
800	68.500	Letteratura (MARTISON <i>et alii</i> , 1987)	limite MIS 4.22-4.23

TAB. 6 - Age-depth model per la carota SA03-11. Le età ^{14}C calibrate sono state ottenute con Calib 5.02 online e FAIRBANKS *et alii* (2005)

Depth (cm)	Età calibrate (anni B.P.)	Origine	Note
420	11.500	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	top GS-1 trasferito qui attraverso curva $\delta^{18}\text{O}$
620	14.200		Età base GI1-1d da SA03-01 trasferita qui attraverso correlazione delle curve $\delta^{18}\text{O}$
650	14.600	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	base GI-1 (aumento rapido di <i>G. ruber</i>)
725	16.000		punto medio shift isotopico da carota SA03-01 (valore $\delta^{18}\text{O}$ 3.09‰ a cm 1250)= punto medio parte bassa T IA
1.560	35.390	^{14}C AMS	

TAB. 7 - Age-depth model per la carota YD97-09

Depth (cm)	Età calibrate (anni B.P.)	Origine	Note
60	9.650	(FAVARETTO <i>et alii</i> , in stampa)	S1 base da SA03-01
90	11.500	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	top GS-1
150	12.600	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	base GS-1
230	14.600	Letteratura (da ASIOLI <i>et alii</i> , 1999)	base GI-1

TAB. 8 – Descrizione sintetica delle principali ecozone riconosciute negli intervalli campionati nei Fogli NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari

Eco zona	Descrizione	Età (ka cal BP)	MIS
1a	Intervallo con associazione ad affinità calda (<i>Globigerinoides ruber</i>): presenti <i>Globigerina bulloides</i> e <i>Globigerina quinqueloba</i> . Assente <i>Globigerinoides sacculifer</i> . La base dell’intervallo approssima l’inizio della Piccola Età del Ghiaccio ed è marcata dalla LO di <i>G. sacculifer</i> (PIVA et alii, 2008c).	0-0.55	
1b	Associazione dominata da forme ad affinità calda <i>G. ruber</i> , <i>Globigerina rubescens</i> , <i>Orbulina</i> e <i>G. sacculifer</i> . <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> destrorsa e <i>Globorotalia inflata</i> sono assenti. Il top di questa ecozona è marcato dalla LO di <i>G. sacculifer</i> .	0.55-6	
2	<i>G. inflata</i> e <i>N. pachyderma</i> sono presenti all’interno di una associazione temperato-calda. Il tetto di questa ecozona, marcata dalla LO di <i>G. inflata</i> approssima la base dell’HST (ASIOLI, 1996; TRINCARDI et alii, 1996b; ARIZTEGUI et alii, 2000).	6-7.8	
3	Associazione caratterizzata dalla dominanza di <i>G. ruber</i> , <i>O. universa</i> , <i>G. rubescens</i> e <i>Globigerinoides tenellus</i> . <i>G. inflata</i> e <i>N. pachyderma</i> sono assenti, tranne che nella parte centrale dell’intervallo. L’associazione bentonica, in generale piuttosto scarsa, è caratterizzata dalla prevalenza di infaunali profondi (<i>Globobulimina</i> spp), mentre è da segnalare limitatamente alla base dell’ecozone, ed in tutte le carote, la presenza di un livello fortemente dominato da <i>Cassidulinoidea bradyi</i> (in accordo con ROHLING et alii, 1997). La base di questa ecozona è marcata dalla LO di <i>Globorotalia truncatulinoides</i> . Questa associazione rappresenta l’equivalente della deposizione del Sapropel S1 incluse le due fasi S1a e S1b separate da una interruzione (ROHLING et alii, 1997). L’interruzione del Sapropel 1 è definita dalla ricomparsa temporanea di <i>G. inflata</i> e <i>N. pachyderma</i> .	7.8-9.8	1

	Associazione temperato calda corrispondente all'intervallo pre-Boreale con <i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i> , <i>G. ruber</i> , <i>Globigerinita glutinata</i> e <i>N. pachyderma</i> , in accordo con CAPOTONDI <i>et alii</i> (1999). FAVARETTO <i>et alii</i> (in stampa) riconoscono una serie di oscillazioni fredde attraverso l'integrazione del segnale microfaunistico (due picchi principali di <i>G. inflata</i>) e pollinico (fig. 48). La base di questa ecozona approssima la base dell'Olocene.	9.2-11.5	1
5	Associazione ad affinità fredda caratterizzata da abbondante <i>N. pachyderma</i> , <i>G. quinqueloba</i> , <i>G. bulloides</i> e sporadica <i>Globorotalia scitula</i> . Il limite superiore di questa ecozona è caratterizzato da un aumento della frequenza di <i>G. ruber</i> , mentre il limite inferiore è definito dalla temporanea scomparsa delle specie calde e di <i>G. inflata</i> . All'interno di questa ecozona si trova l'evento vulcanico Pomici Principali. Tre ulteriori suddivisioni interne sono state proposte da ASIOLI <i>et alii</i> (1999) e (2001). Questa ecozona rappresenta la fase fredda GS-1 (Younger Dryas) secondo BJORCK <i>et alii</i> (1998). Nell'associazione bentonica <i>Cassidulina laevigata carinata</i> , scarsa nelle ecozoni più recenti, è comune/abbondante.	11.5-12.8	2
6	Associazione temperato-calda, caratterizzata dalla presenza comune di <i>G. ruber</i> , <i>O. universa</i> , <i>G. bulloides</i> , <i>G. inflata</i> e <i>G. truncatulinoides</i> e <i>N. pachyderma</i> . Questa ecozona, la cui base è definita da un rapido aumento di frequenza di <i>G. ruber</i> , rappresenta la fase GI-1 (Bølling-Allerød). Il caratteristico trend decrescente delle forme calde (<i>G. ruber</i>) ha permesso la suddivisione in subzone correlate con i principali eventi riconosciuti nelle carote di ghiaccio della Groenlandia (ASIOLI <i>et alii</i> , 2001). L'evento GI-1d, identificabile dal maggior picco di frequenza di <i>G. bulloides</i> , cade in corrispondenza del livello vulcanoclastico C2, Tufo Giallo Napoletano (CALANCHI <i>et alii</i> , 1998).	12.8-14.6	

	Intervallo con foraminiferi planctonici ad affinità fredda (dominanza di <i>N. pachyderma</i> , <i>G. scitula</i> , <i>G. bulloides</i> , <i>G. quinqueloba</i>). <i>G. inflata</i> e <i>G. truncatulinoides</i> sono assenti. Il limite superiore di questa ecozona è definito dall'aumento di <i>G. ruber</i> nonché dalla rapida diminuzione di <i>G. scitula</i> , in accordo con JORISSEN <i>et alii</i> (1993) e CAPOTONDI <i>et alii</i> (1999). Nell'associazione bentonica va segnalata la presenza, anche comune, di <i>Sigmoilina sellii</i> , la cui Last Occurrence generalmente anticipa la forte diminuzione (LCO) di <i>G. scitula</i> . In Adriatico Centrale (PRAD1-2, fig. 51, e carota CM92-43 in ASIOLI <i>et alii</i> , 2001) si assiste ad una distribuzione abbastanza simile di <i>S. sellii</i> , con la sua LO posizionata alla base della fase GI-1. Questa ecozona include le prime fasi di abbassamento dei valori d' ¹⁸ O (inizio Terminazione IA.)	14.6-18.5	
7	Ecozona con foraminiferi planctonici dominati da <i>N. pachyderma</i> , <i>G. scitula</i> , <i>G. bulloides</i> , <i>G. quinqueloba</i> . Le forme calde, praticamente assenti nell'ecozona 7, sono qui meno rare (fino a 3%). Nell'associazione bentonica, in cui <i>C. laevigata carinata</i> mostra il suo picco massimo relativo di abbondanza, <i>S. sellii</i> è praticamente assente, a differenza del Centro Adriatico (PRAD1-2, fig. 51) in cui essa è presente. Il tetto di questa ecozona è riconoscibile dalla netta diminuzione (o dalla scomparsa) di forme planctoniche calde e dalla contemporanea ricomparsa del bentonico <i>S. sellii</i> . Questa ecozona approssima l'intervallo di tempo corrispondente all'ultimo massimo glaciale (LGM, 19-23 ka BP, MIX <i>et alii</i> , 2001).	18.5-24	2
8	Associazione a foraminiferi planctonici simile a quella dell'ecozona 7, con forme calde assenti. <i>S. sellii</i> è presente. Rispetto ai 70.000 anni indagati, la FCO di <i>S. sellii</i> si trova alla base di questa ecozona. Anche in Adriatico centrale (PRAD1-2, fig. 51) la comparsa di <i>S. sellii</i> avviene in posizione analoga, ossia a circa 26000 anni BP. La base di questa ecozona approssima per il sud Adriatico il passaggio tra MIS 2 e MIS 3.	24-26	

	Intervallo con foraminiferi planctonici sempre dominati da forme ad affinità fredda, con forme calde pressoché assenti nella parte alta dell'ecozona, e scarsamente presenti alla base. La base di questa ecozona è definita dalla LO di <i>G. inflata</i> nel MIS3. In Adriatico Centrale (PRAD1-2, fig. 51) un simile bioevento è registrato a circa 40000 anni BP, in anticipo rispetto all'Adriatico Meridionale. Questo diacronismo può essere imputato a condizioni sfavorevoli per questa forma planctonica di acque intermedie-profonde in Adriatico centrale.		
10	Inoltre, in Adriatico Centrale (PRAD1-2, fig. 51) si ha a circa 27300 anni BP la LCO di <i>Hyalinea balthica</i> , evento che approssima il passaggio MIS2/MIS3. Tale evento non è riconoscibile in Adriatico meridionale, perché <i>H. balthica</i> mantiene sempre una presenza continua, sia nei siti profondi (SA03-11) che di scarpata (SA03-03). Questo fatto rende l'evento LCO <i>H. balthica</i> valido solo localmente, mentre la FCO di <i>S. sellii</i> può essere usata al momento come il bioevento che approssima meglio il passaggio MIS2/MIS3 in tutto l'Adriatico.	26-37	3
11	Ecozona caratterizzata dalla frequenza, scarsa e continua, di <i>G. inflata</i> . L'associazione a foraminiferi planctonici è caratterizzata sempre dall'abbondanza di forme ad affinità fredda, mentre le forme calde mostrano presenza discontinua. La base di questa ecozona è approssimata dalla fine della presenza comune (LCO) di <i>G. inflata</i> nel MIS 3 (43 ka BP). Un simile bioevento è registrato anche in Adriatico centrale in posizione pressoché analoga. Tale bioevento è quindi utilizzabile in tutto il bacino Adriatico.	37-43	
12	Associazione planctonica con <i>G. inflata</i> comune, <i>N. pachyderma</i> , <i>G. bulloides</i> e specie calde sempre più comuni verso il basso stratigrafico dell'ecozona. <i>G. scitula</i> è ancora presente. La base di questa ecozona è riconoscibile dalla temporanea ricomparsa di <i>G. inflata</i> che approssima l'inizio del MIS 3.	43-60	
13	Associazione planctonica ad affinità fredda con <i>G. inflata</i> e <i>G. scitula</i> rare. Questa ecozona è correlata con il MIS 4.	60-68.5	4

2. EVOLUZIONE DEL PALEOAMBIENTE PER GLI ULTIMI 70 KA

In Adriatico meridionale è stata ricostruita la seguente successione paleoambientale per l'intervallo di tempo dal MIS4 ad oggi (ultimi 70 ka) sulla base delle informazioni presenti in letteratura circa le richieste ecologiche dei foraminiferi planctonici (tra cui PUJOL & VERGNAUD-GRAZZINI, 1995; SEN GUPTA, 1999) e bentonici (JORISSEN, 1987; VAN DER ZWAAN & JORISSEN, 1991; BARMAWIDJAJA *et alii*, 1992; DE STIGTER *et alii*, 1998; DE RIJK *et alii*, 1999; JORISSEN, 1999a, b), integrate con le informazioni ottenute attraverso altri indicatori micropaleontologici (pollini), geochimici (isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio), geofisici (stratigrafia sismica sequenziale) e sedimentologici (ASIOLI *et alii*, 1999, 2001; ARIZTEGUI *et alii*, 2000; FAVARETTO *et alii*, in stampa; OLDFIELD *et alii*, 2003; PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008a, b, c):

- MIS 4 (70-62 ka BP): intervallo caratterizzato da condizioni di clima freddo (dominanza di *G. bulloides*, *G. quinqueloba*), con mescolamento invernale della colonna d'acqua scarso/assente (frequenze bassissime di *G. inflata*). Le condizioni al fondo suggeriscono un ambiente relativamente ben ossigenato (*H. balthica* e *C. laevigata carinata*). Una simile condizione si registra anche nell'Adriatico centrale (PRAD1-2, fig. 51, PIVA *et alii*, 2008b).
- MIS 3 (62-43 ka BP): intervallo caratterizzato da condizioni di clima temperato fresco, progressivamente meno caldo (diminuzione frequenze forme calde) e con condizioni di mescolamento invernale della colonna d'acqua (*G. inflata*). Le condizioni al fondo suggeriscono un ambiente relativamente ben ossigenato (*H. balthica* e *C. laevigata carinata*). Una simile condizione si registra anche nell'Adriatico centrale (PRAD1-2, fig. 51, PIVA *et alii*, 2008b).
- MIS 3 (43-27 ka BP): intervallo caratterizzato da condizioni di clima generalmente freddo e privo di mescolamento invernale della colonna d'acqua (*G. inflata*) a partire da 37.000 anni BP. Una simile condizione si registra anche nell'Adriatico centrale (PRAD1-2, fig. 51, PIVA *et alii*, 2008b), indicando che tale variazione coinvolge l'intero bacino Adriatico. Considerato che DUCASSOU *et alii* (2007) riportano per una carota ubicata nel Mediterraneo orientale (al largo del delta del Nilo) la scomparsa di *G. inflata* a circa 36.000 anni BP; si evince che questo bioevento è di portata regionale e che comporta un'eguale e vasta variazione paleoceanografica, indicando anche una forte diminuzione dell'influenza delle acque mediterranee occidentali nel Mediterraneo orientale (si tenga presente che

attualmente *G. inflata* vive solo nel Mediterraneo occidentale, PUJOL & VERGNAUD-GRAZZINI, 1995).

- MIS 2 (24-27 ka BP): intervallo caratterizzato da condizioni di clima freddo e da acque produttive. Le condizioni al fondo suggeriscono un ambiente relativamente ben ossigenato. Questo intervallo di tempo marca in qualche modo una differenza di evoluzione del paleoambiente bentonico tra il bacino centrale e meridionale: infatti nel bacino centrale si assiste, alla base di questo intervallo, alla scomparsa di *H. balthica*, con permanenza di *C. laevigata carinata* e specie di piattaforma (*Elphidium* spp e miliodi), suggerendo un possibile aumento della salinità delle acque di fondo (PIVA *et alii*, 2008b).
- MIS2 (18.5-24 ka BP): il bacino è caratterizzato da acque fredde e produttive (*N. pachyderma*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*), sebbene siano presenti, seppur con frequenze basse, specie ad affinità calda, principalmente *G. ruber* (fig. 49, 50). Questa situazione potrebbe indicare la presenza di una stagione calda, seppur di breve durata, e/o la presenza di condizioni di maggiore evaporazione con conseguente aumento della salinità superficiale (*G. ruber* è una forma plantonica tollerante aumenti relativi della salinità, fino al 49‰ come riportato in colture di laboratorio da BIJIMA *et alii*, 1990). Le acque di fondo sono generalmente fredde e ben ossigenate come suggerito dalla presenza comune di *H. balthica* e *C. laevigata carinata*.
- MIS 2 (18.5-14.6 ka BP): L'associazione plantonica è simile a quella dell'intervallo precedente, indicando condizioni di acque decisamente fredde, considerato anche il totale declino delle forme calde presenti nell'intervallo precedente. L'associazione bentonica suggerisce acque di fondo relativamente ben ossigenate (*C. laevigata carinata*, *H. balthica*), senza particolari episodi di stagnazione diversamente da quanto avviene in Adriatico centrale (PRAD1-2, PIVA *et alii*, 2008b) in cui un importante evento di scarsa ossigenazione al fondo è centrato a circa 17.000 anni BP.
- MIS 2 (14.6-12.8 ka BP): la base di questo intervallo indica il rapido riscaldamento delle acque superficiali (alta frequenza di *G. ruber* e valori più bassi di $\delta^{18}\text{O}$, in accordo con JORISSEN *et alii*, 1993, CAPOTONDI *et alii*, 1999, ASIOLI *et alii*, 2001; fig. 47, 49). La frequenza progressivamente decrescente verso l'alto stratigrafico di *G. ruber* intervallata da due principali oscillazioni negative (GI-1b, 1d) è risultata parallela all'andamento del $\delta^{18}\text{O}$ delle carote di ghiaccio della Groenlandia

(ASIOLI *et alii*, 2001; si veda per maggiori dettagli anche Note Illustrative Foglio NK 33-5 Pescara della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000). La presenza di *G. inflata/G. truncatulinoides* durante le oscillazioni calde suggerisce mescolamento delle acque durante l'inverno, con formazione delle acque fredde di fondo.

- MIS 2 (12.8-11.5 ka BP): intervallo (GS-1, Younger Dryas) di significativo raffreddamento indicato dalla scomparsa delle specie di foraminiferi planctonici ad affinità calda, dalla dominanza di forme subpolari (*N. pachyderma*), e da valori più alti di $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 47, 49).
- MIS 1 (11.5-9.8 ka BP): il nuovo aumento di frequenza di *G. ruber*, di *Quercus* indiff. ed il rapido alleggerimento della composizione degli isotopi stabili dell'ossigeno (CAPOTONDI *et alii*, 1999, ASIOLI *et alii*, 2001; FAVARETTO *et alii*, in stampa) indicano il riscaldamento che segnala la fine dell'episodio freddo GS-1 (Younger Dryas; fig. 47, 48) e l'inizio dell'Olocene. Questa fase, pre-Boreale, vede la presenza delle forme planctoniche *G. truncatulinoides* e *G. inflata* che testimoniano la presenza di mescolamento verticale della colonna d'acqua durante l'inverno. In dettaglio FAVARETTO *et alii* (in stampa) hanno registrato almeno tre oscillazioni principali fredde e aride caratterizzate da aumento di *Juniperus* due delle quali con *G. inflata* e *G. truncatulinoides*. Queste oscillazioni mostrano in generale un buon sincronismo con altrettante oscillazioni riportate per il Mediterraneo occidentale in letteratura (SBAFFI *et alii*, 2001, CACHO *et alii*, 2001). Le acque di fondo durante il pre-Boreale indicano un ambiente mesotrofico con presenza di forme adattate a condizioni di relativa bassa ossigenazione (*Bolivina* e *Brizalina* spp, *Uvigerina* spp).
- MIS 1 (9.8-7.8 ka BP): durante questo intervallo si assiste alla scomparsa delle forme erbivore (*G. inflata*, *G. truncatulinoides* e *N. pachyderma*). L'abbondanza di *G. ruber* (acque superficiali calde e ben stratificate), la diminuzione dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ indicano una condizione di acque superficiali diluite, stratificate, nonché un maggiore accumulo di sostanza organica sul fondo, che rappresenta la deposizione del Sapropel 1 (fig. 47). Le acque di fondo, attraverso l'associazione bentonica, confermano questo scenario con l'abbondanza di forme bentoniche infaunali profonde che indicano la risalita verso l'interfaccia acqua-sedimento del livello critico di ossigeno all'interno del sedimento (si veda il modello proposto da JORISSEN *et alii*, 1995 e JORISSEN, 1999b per una revisione), rivelando una forte diminuzione/cessazione della produzione delle acque di fondo.

Durante l'interruzione della deposizione del Sapropel 1, un recupero del mescolamento verticale della colonna d'acqua è testimoniato dalla presenza di *G. inflata*. L'associazione bentonica registra nelle carote meno profonde (SA03-01) un relativo aumento di *H. balthica* confermando una maggiore ventilazione del fondo, mentre nelle carote più profonde (SA03-11) si giunge alla quasi scomparsa dei foraminiferi bentonici, come già segnalato da ROHLING *et alii* (1997).

- MIS 1 (7.8-6 ka BP): la ricomparsa di *G. inflata* alla base di questo intervallo indica il ritorno del mescolamento invernale della colonna d'acqua e di conseguenza un maggiore contrasto stagionale della struttura della colonna d'acqua, segnando la fine della deposizione del Sapropel 1 (fig. 47). Le acque di fondo durante questo intervallo non presentano forme infaunali profonde come nell'intervallo precedente, suggerendo quindi condizioni al fondo di relativa buona ossigenazione.
- MIS 1 (6-0.55 ka BP): questo intervallo è caratterizzato da acque calde ed oligotrofiche, anche per la presenza continua di *G. sacculifer* (fig. 46). Studi recenti (PIVA *et alii*, 2008c) hanno dimostrato che questa forma mostra almeno quattro oscillazioni positive di frequenza, correlabili con intervalli di tempo di relativo ottimo climatico, caratterizzati da minori piovosità e *runoff* fluviale, tra cui la tarda Età del Bronzo, l'Ottimo climatico Romano e quello Medievale. L'andamento di *G. sacculifer* è riconoscibile sia nelle carote profonde (SA03-09) sia in quelle meno profonde (per esempio RF93-30) ubicate nella fascia dei limi dell'Adriatico centrale.
- MIS 1 (0.55-0 ka BP): quest'ultimo intervallo di tempo corrisponde essenzialmente alla Piccola Età Glaciale ed è meglio documentato nelle carote ubicate a minori profondità (Adriatico centrale, RF93-30, si veda anche Note Illustrative Foglio NK 33-5 Pescara della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000), a causa del più elevato tasso di sedimentazione (fig. 46). In generale le due maggiori fasi della Piccola Età Glaciale sono rappresentate entrambe da un picco di frequenza di *Valvularineria complanata* nella carota RF93-30 (PIVA *et alii*, 2008a).

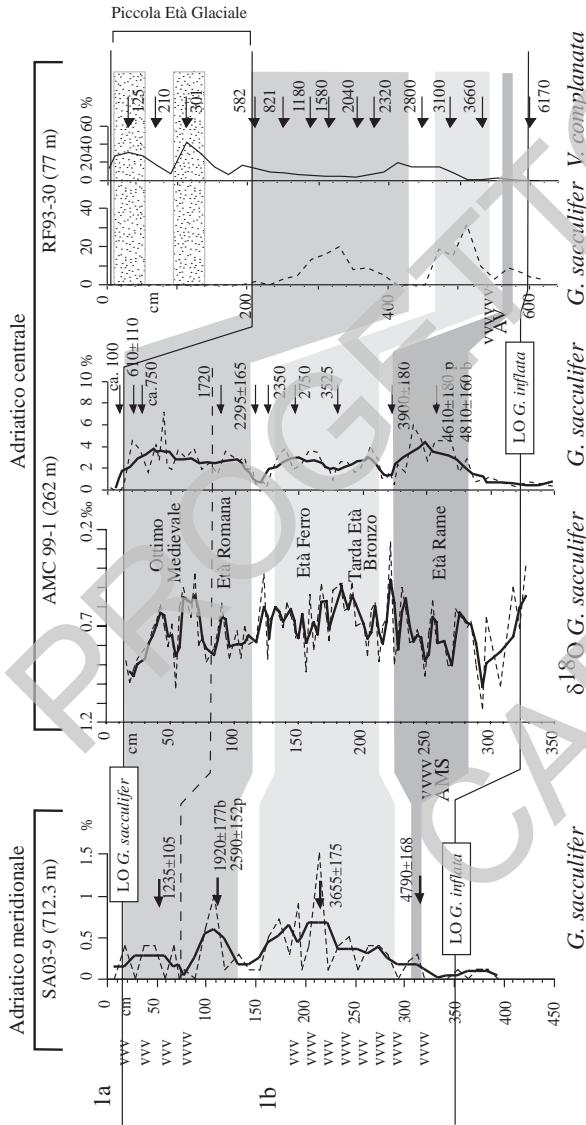


Fig. 46 - Schema principale di correlazione tra la carota SA03-9 (Adriatico meridionale) e la carota AMC99-1 e RF93-30 (Adriatico centrale) prelevate rispettivamente in ambiente di scarpa alta e piattaforma media per l'intervallo di tempo corrispondente agli ultimi 6.000 anni (ecozone Ia e Ib, da PIVA et alii, 2008c). Le aree in diversi toni di grigio indicano gli intervalli con maggiore frequenza di G. sacculifer, corrispondenti a condizioni di relativo ottimo climatico e minore piovoso. Le due aree puninate indicate le due fasi principali della Piccola Èta Glaciale individuati da due picchi del foraminifero bentonico V. complanata. Si nota la deposizione più condensata durante la Piccola Èta Glaciale verso le aree più distanti. AV = tefra di Avellino (CALANCHI et alii, 1998). Le curve più spesse nelle carote SA03-09 e AMC99-1 rappresentano la media mobile a 3 punti delle rispettive variabili. Le frecce per le carote AMC99-1 e SA03-09 indicano datazioni monospecifiche ^{14}C AMS misurate su foraminiferi bentonici o planctonici ed espresse in anni calibrati, mentre le frecce per la carota RF93-30 rappresentano i punti di controllo della cronologia proposta da OLDFIELD et alii (2003) per questa carota. Per maggiori dettagli si rimanda ad ASTOLI & PIVA (2007) e PIVA et alii (2008a).

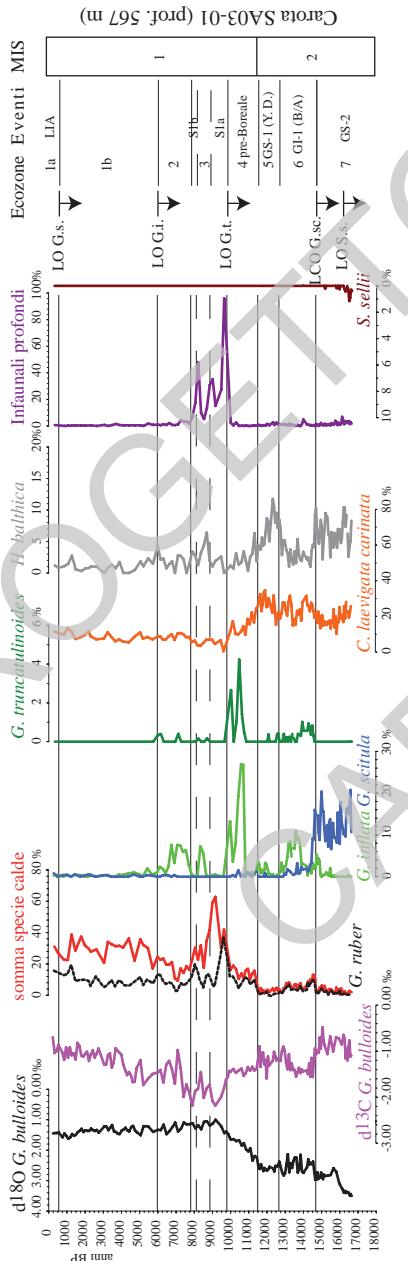


Fig. 47 - Distribuzione delle principali specie planctoniche e bentoniche della carota SA03-01 in funzione dell'età. A sinistra sono riportate le curve degli isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio (vs VPDB) ottenuti sul foraminifero planctonico *Globigerina bulloides*. A destra sono riportate le ecozone insieme ai principali bioeventi, gli eventi riconosciuti, nonché gli stadi isotopici presenti nella carota e la stratigrafia. All'interno di "somme planctoniche calde" sono comprese le specie *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. tenellus*, *Z. rubescens*, *Oribulina*, *Globigerina praecalida*, *Globigerinella aequatorialis*, mentre in "infanula profundi" sono incluse le forme: *Chilostomella* spp., *Globobulimina* spp., *Glandulina laevigata*, *Furcicosta* spp., *Stainforthia* spp., *C. bradyi*.

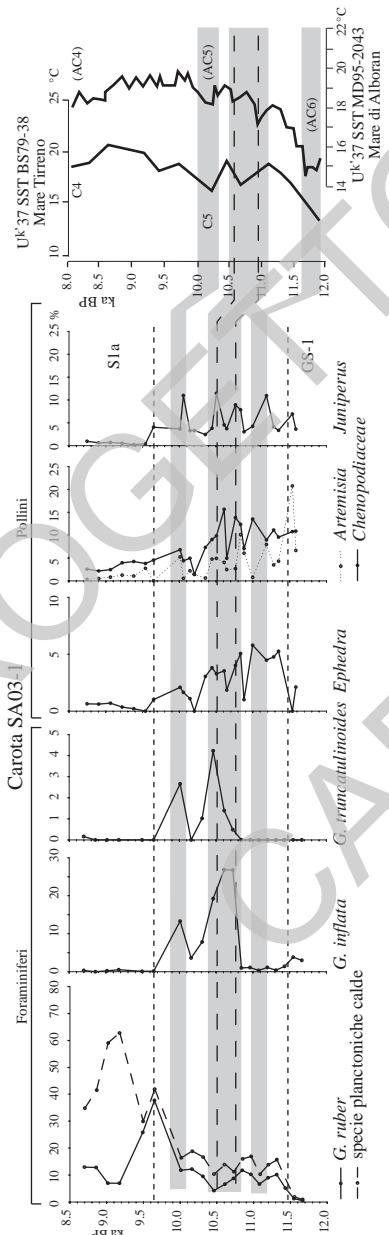


Fig. 48 - Sintesi dei taxa più rappresentativi dei foraminiferi planctonici e pollini (frequenze senza *Pinus*) della carota SA03-01 per l'intervallo pre Boreale (da FAVARETTO et alii, in stampa). Le bande grigie individuano le oscillazioni a breve termine presenti nel pre Boreale. A destra, per correlazione, è riportato il record delle paleotemperature (SST) ottenuto tramite alchenomi ($UK^{\prime}37$) nel Mare di Alboran (da SBAFFI et alii, 2001 modificato). C4 e C5 sono le oscillazioni fredde individuate da SBAFFI et alii (2001) mentre tra parentesi (AC4, AC5 e AC6) sono le oscillazioni fredde discusse in CACHO et alii (2001).

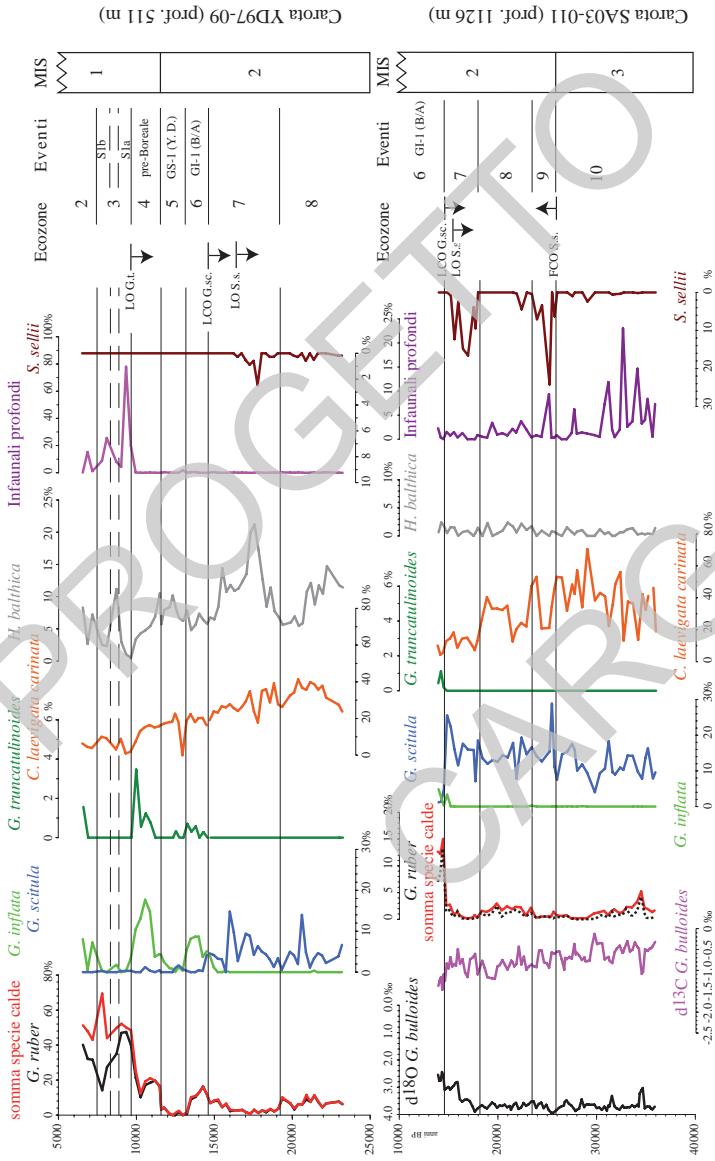


Fig. 49 - Distribuzione delle principali specie planctoniche e bentoniche delle carote YD97-09 e SA03-11 in funzione dell'età. Per la carota SA03-11 sono riportate le curve degli isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio (vs VPDB) ottenuti sul *Globigerina* planctonico *Globigerina* bulloides. A destra sono riportate le ecozone (2-10) insieme ai principali bioeventi e agli studi isotopici.

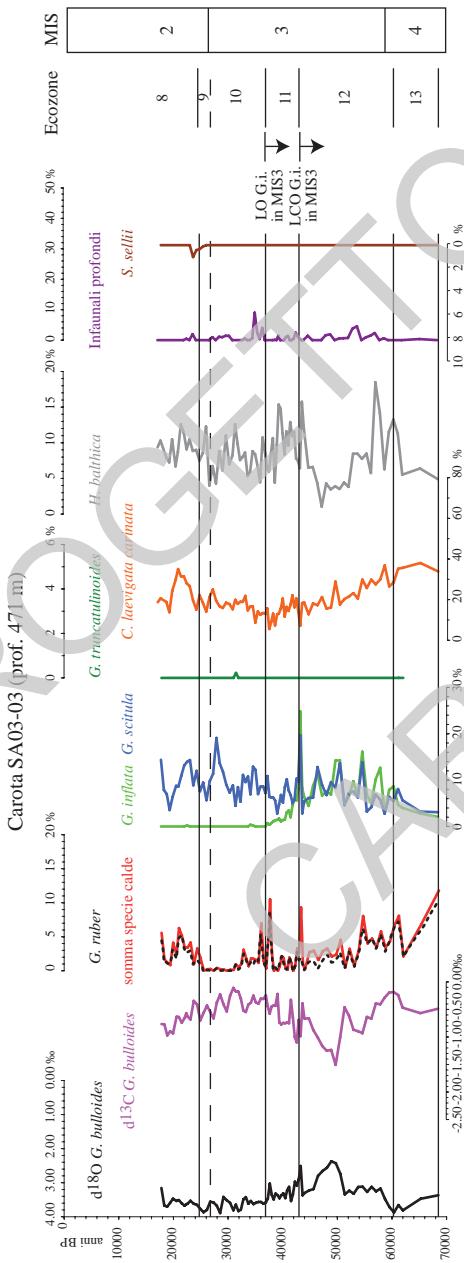


Fig. 50 - Distribuzione delle principali specie planctoniche e benthoniche della carota SA03-03 in funzione dell'età. A sinistra sono riportate le curve degli isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio (vs VPDB) ottenute sul foraminifero planctonico Globigerina bulloides. A destra sono riportate le ecozone insieme ai principali bioeventi, gli eventi riconosciuti, nonché gli stadi isotopici presenti nella carota

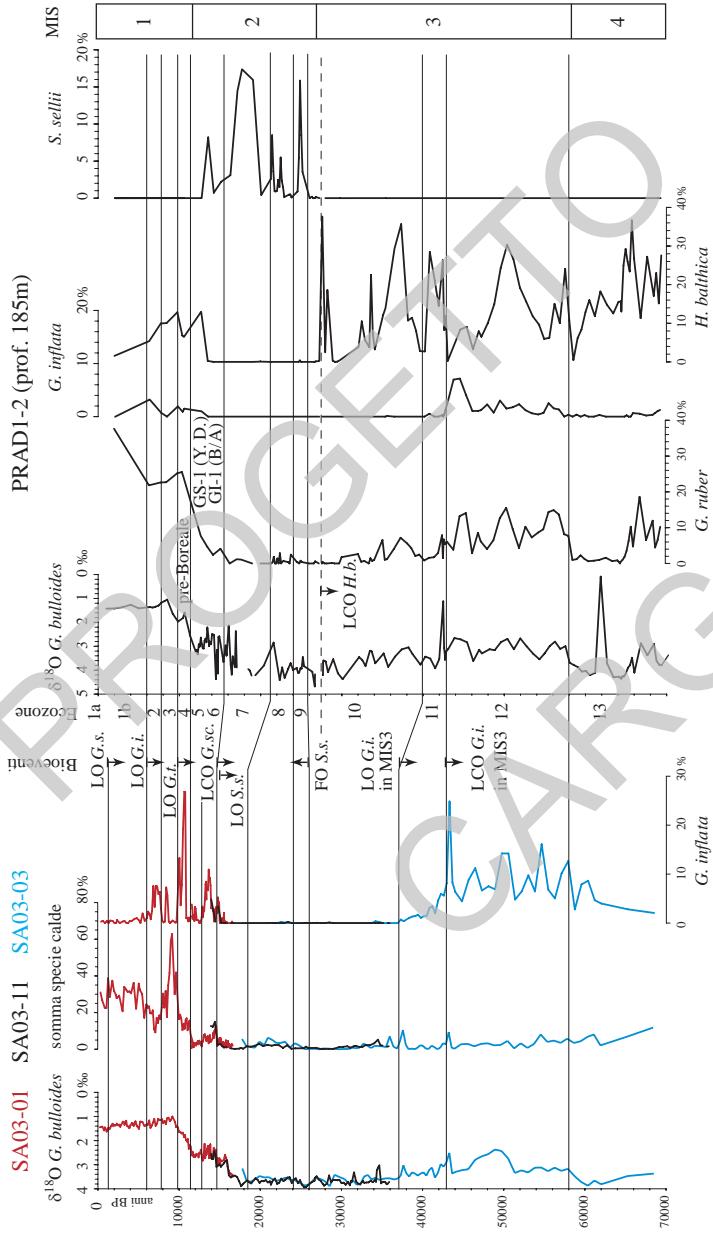


Fig. 51 - Comparazione tra ecozone e bioeventi identificati in sud Adriatico (a sinistra sezione composta delle carote SA03-01, SA03-11 e SA03-03) e centro Adriatico (PRAD1-2, da PIVA et alii, 2008a,b). Si noti come alcuni bioeventi identificati nel sud Adriatico (per esempio LO G. scitula) non siano riconoscibili nel centro Adriatico e viceversa (per esempio LCO H. balthica).

APPENDICE 4
ANALISI MACROFAUNISTICHE

I sedimenti delle benne, box-core e di alcuni carotaggi sono stati setacciati utilizzando maglie standard di 63 mm, 0.5 mm, 1 mm. I risultati riportati sotto sono relativi alla componente macrofaunistica (ad esclusione quindi di foraminiferi, ostracodi ed altri microfossili), indipendentemente dalla loro taglia. In tutte le stazioni la componente principale è rappresentata dai molluschi, seguita da policheti, echinidi irregolari, decapodi, coralli, ecc. In maggioranza sono stati recuperati resti scheletrici carbonatici (conchiglie) di organismi bentonici, mentre la relativa componente vivente di ogni stazione è risultata subordinata. L'asterisco (*) indica le specie rinvenute vive, l'asterisco doppio (**) segnala le specie pleistoceniche di significato climatico freddo ("ospiti freddi").

Foglio NK33-6 Vieste

Stazione 7 - COS01-9 (122 m), carottaggio

Dal top della carota fino a 175 cm sono presenti peliti di piattaforma, riferibili al sistema di stazionamento alto olocenico, caratterizzate da associazioni a bassa diversità tassonomica dominate da molluschi e policheti, sono predominanti sul resto il gasteropode *Turritella communis* e l'ostrica di profondità *Neopycnodonte cochlear*.

Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* (dominante), (Bivalvi) *Bathyarca philippiana*, *Parvicardium minimum*, *Timoclea ovata*.

Policheti: *Ditrupa arietina*.

I depositi trasgressivi marini (silt fangosi) hanno uno spessore di 10 cm e risultano più ricchi in contenuto macrofaunistico, con una netta predominanza di molluschi, cui si accompagnano frammenti di echinidi spatangoidei e briozoi.

Molluschi: (Gasteropodi) *Cerithidium submamillatum* (comune), *Turritella communis*, (Bivalvi) *Nucula ex gr hanleyi* (comune), *Sacella commutata*, *Anomia ephippium*, *Parvicardium minimum* (comune), *Abra* spp. (comune), *Timoclea ovata* (comune) e *Corbula gibba*.

Seguono, separati da una superficie erosiva (ES1) fino alla base della carota (361 cm) depositi di caduta costituiti essenzialmente da peliti. Tali depositi sono caratterizzati da una fauna a bassa diversità specifica con predominanti molluschi, tra i quali si annoverano “ospiti freddi” (*Buccinum undatum* e *Pseudamussium peslutrae*).

Molluschi: (Gasteropodi) *Cerithidium submamillatum*, *Turritella communis*, *Fusinus rostratus*, *Buccinum undatum***, (Bivalvi) *Pseudamussium peslutrae*, *Karnekampia bruei*, *Pododesmus squama* (dominante), *Parvicardium minimum*, *Corbula gibba* e *Thracia* sp. (juv).

Stazione 8 - COS01-10 (118 m), carotaggio

I depositi pelitici di stazionamento alto sono presenti nei primi 110 cm della carota. Il contenuto macrofaunistico diluito è rappresentato da associazioni malacologiche a bassa diversità dominate da bivalvi, presenti pseudo-reef a *Neopycnodonte cochlear*.

Molluschi: (Bivalvi) *Neopycnodonte cochlear*, *Pododesmus squama* (dominante), *Parvicardium minimum*, *Corbula gibba*.

A questi seguono circa un metro di depositi trasgressivi siltoso-fangosi caratterizzati da associazioni scheletriche dominate da molluschi bentonici con subordinati briozoi, policheti e resti di echinidi; presenti anche rari molluschi di ambiente lagunare.

Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium scabrum*, *Hydrobia ventrosa*, *Calyptrea chinensis*, (Bivalvi) *Nucula ex gr. hanleyi* (dominante), *Sacella commutata* (comune), *Parvicardium minimum* (comune), *Abra cf. alba*, *Kelliella abyssicola*, *Timoclea ovata* (comune), *Corbula gibba* (comune), *Hiatella arctica*, *Thracia phaseolina*.

Policheti: *Ditrupa arietina* (comune).

Gli ultimi 40 cm sono costituiti da sedimenti fangosi di caduta e risultano sterili.

Stazione 16 - ST05-1 (610 m), carotaggio

Sedimento fangoso, più detritico al top; macrofauna caratterizzata da benthos batiale e molluschi oloplanctonici.

Molluschi: (Gasteropodi) *Clio pyramidata*, *Creseis acicula*, *Heliconoides inflata*, (Bivalvi) *Kelliella abyssicola* (dominante), *Cardiomya costellata*.

Stazione 17 - ST05-2 (403 m), carotaggio

0-2 cm sedimento detritico caratterizzato da molluschi, spatangoidi e foraminiferi bentonici.

60-62 cm sedimento fangoso e dominato da foraminiferi bentonici (miliolidi), molluschi bentonici ed oloplanctonici, briozoi eretti, frammenti di policheti (*Ditrupa arietina*).

Alla base della carota sono presenti frammenti di molluschi oloplanctonici (pteropodi) e fenocristalli eudrali di gesso.

Molluschi: (Gasteropodi) *Alvania cimicoides*, *Trophon cf. muricatus*, *Diacia trispinosa*, *Clio pyramidata*, (Bivalvi) *Pseudamussium peslutrae*, *Kelliella abyssicola* (comune).

Stazione 18 - ST05-3 (421 m), carotaggio

0-2 cm *Ooze* dominato da componente bentonica e oloplanctonica, talora in livelli con indicazioni di *winnowing*, la componente faunistica è in linea con l'attuale profondità (epibatiale).

160-162 cm pochissimo residuo dominato da *Kelliella abyssicola* e ostracodi.

360-362 cm residuo scarso, *Pulsellum* sp.

460-462 cm *Kelliella abyssicola* e frustolo vegetale piritizzato.

Molluschi: (Gasteropodi) *Alvania* sp., *Trophon echinatus*, *Creseis acicula* (dominante), *Heliconoides inflata* (dominante), (Bivalvi) *Bathyarca grenophia*, *B. philippiana*, *Limatula* sp., *Kelliella abyssicola* (dominante), (Scafopodi) *Pulsellum* sp.

Stazione 21 - BAR07-21 (318 m)

Sabbia bioclastica, abbondanti resti conchigliari (molluschi, echinidi, ecc.) spesso colonizzati da epifauna (serpulidi, briozoi, ecc.) molto rari ciottoletti carbonatici arrotondati. Componente biologica in linea con l'attuale ambiente epibatiale.

Molluschi: (Bivalvi) *Striarca lactea* (comune), *Limatula subauriculata* (comune), *Propeamussium fenestratum* (comune), *Abra longicallus*, *Cardiomya costellata*.

Stazione 22 - BAR07-22 (318 m)

Bioclastico grossolano, macrofauna dominata da molluschi bivalvi e da frammenti di spatangoidi. Materiale elaborato generalmente in cattivo stato di conservazione, pteropodi freschi.

Molluschi: (Gasteropodi) *Nassarius lima*, *Diacria trispinosa*, (Bivalvi) *Pseudamussium clavatum*, *Karnekampia bruei* (comune), *Abra longicallus*, *Venus casina* (comune) (juv).

Brachiopodi: *Gryphus vitreus* (comune).

Cnidari: *Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa*, *Dendrophyllya cornigera*.

Stazione 24 - SI08-19 (53 m)

Sabbie limose al tetto e limo sabbioso alla base, bioclastiche (molluschi, serpulidi, crostacei decapodi), con abbondanti alghe calcaree (*Lithophyllum*) perlopiù morte e decolorate, tubi agglomerati con conchiglie, briozoi, policheti, (serpulidi)

Molluschi: (Gasteropodi) *Emarginula rosea*, *Diodora italica*, *Bolma rugosa* (opercolo), *Calliostoma zizyphinus*, *Cerithium alucaster*, *Bittium reticulatum*, *Turritella turbona*, *Aporrhais pespelecani*, *Calyptrea chinensis*, *Trivia arctica*, *Euspira cf macilenta*, *Triphoridae* sp., *Trophon muricatus*, *Mitrella minor*, *Nassarius lima**, *Fusinus rostratus*, *Leufroyia cf. leufroyi*, *Crassopleura maravignae*, *Heliaucus* sp., (Bivalvi) *Saccella commutata*, *Nucula ex gr nucleus*, *Modiolula phaseolinaa*, *Atrina fragilis*, *Pododesmus patelliformis*, *Neopycnodonte cochlear*, *Abra alba*, *Azorinus chamasolen* (articolato), *Venus fasciata*, *Clausinella bronniartii*, *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Hiatella arctica*, *Thracia* sp.;

Cnidari: *Caryophyllia smithii*, *Caryophyllia* sp.

Stazione 25 - SI08-21 (51 m)

Fango molto bioclastico (molluschi, coralli, briozoi ecc.), macrofauna (molluschi, anellidi e crostacei anche vivi), biocostruzione a *Neopycnodonte cochlear*, abbondanti rodoliti.

Molluschi: (Gasteropodi) *Emarginula rosea*, *Diodora cf. graeca*, *D. italica*, *Bolma rugosa*, *Jujubinus exasperatus*, *Calliostoma zizyphinum*, *Cerithium alucaster*, *Cerithium* sp., *Bittium reticulatum*, *Alvania* spp., *Turritella communis*,

Turritella sp., *Aporrhais pespelecani*, *Capulus hungaricus*, *Trivia arctica*, *Erato voluta*, *Euspira* sp., *Triphoridae* sp., *Epitonium celesti*, *Epitonium* sp., *Ocinebrina helleri*, *Trophon muricatus*, *Buccinum corneum*, *Mitrella minor*, *Nassarius lima*, *Fusinus rostratus*, *Comarmondia gracilis*, *Crassopleura maravignae*, *Raphitoma nuperrima*, *Raphitoma* sp., *Pseudotorinia architae*, *Euparthenia humboldti*, (Bivalvi) *Sacella commutata*, *Nucula ex gr nucleus*, *Arca tetragona*, *Anadara diluvii*, *Striarca lactea*, *Aequipecten opercularis*, *Anomia ephippium*, *Pododesmus patelliformis*, *Neopyconodonte cochlear* (abbondante), *Plagioocardium papillosum* (frequente) grandi, *Azorinus chamasolen*, *Tellina serrata*, *Venus verrucosa*, *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Corbula gibba*, *Hiatella arctica*.

Cnidari: *Caryophyllia smithii*.

Foglio NK33- 8/9 Bari

Stazione 38 - COS01-11 (106 m), carotaggio

I primi 140 centimetri hanno intercettato sedimenti pelitici di stazionamento alto olocenico. Sono presenti associazioni abbastanza diversificate costituite da molluschi bentonici ed ololanctonici, subordinati briozoi ed echinidi.

Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* (comune), *Alvania testae*, *Cavolinia inflexa*, (Bivalvi) *Nucula* spp. (comune), *Bathyarca grenophia*, *Parvicardium minimum*, *Timoclea ovata* (comune), *Corbula gibba* (comune), *Hiatella arctica*.

I rimanenti 40 cm costituiscono depositi siltoso-fangosi trasgressivi e sono sterili.

Stazione 40 - COS01- 13 (136 m), carotaggio

I primi 20 cm di questa carota intercettano i depositi trasgressivi caratterizzati da silt fangosi con associazioni altamente diversificate e caratterizzate da molluschi in cui dominano i bivalvi, echinidi, policheti e briozoi.

Molluschi: (Gasteropodi) *Cerithidium submamilatum*, *Alvania cimex*, *A. testae*, (Bivalvi) *Nucula* spp. (comune), *Sacella commutata*, *Bathyarca grenophia*, *Pododesmus squama* (comune), *Parvicardium minimum* (comune), *Timoclea ovata* (comune), *Corbula gibba* (comune), *Hiatella arctica*.

Questi sono separati dalla superficie erosiva ES1 dai depositi di caduta (260 cm) sabbiosi alternati a peliti. Questi sono caratterizzati da associazioni macrofaunistiche dominate da molluschi e policheti cui seguono briozoi ed echinidi.

Molluschi: (Gasteropodi) *Cerithidium submamillatum* (comune), *Calyptrea chinensis*, (Bivalvi) *Nucula ex gr hanleyi* (dominante), *Pododesmus squama* (comune), *Parvicardium minimum* (dominante), *Abra* spp., *Timoclea ovata* (dominante), *Hiatella arctica* (comune).

Policheti: *Ditrupa arietina* (comune).

Al di sotto, separati dalla superficie ES2 i depositi di caduta del ciclo precedente costituiti da peliti cui sono intercalati livelli sabbiosi-siltosi fino a 342 cm. Le associazioni macrofaunistiche sono impoverite e comunque dominate da molluschi (bivalvi).

Molluschi: (Bivalvi) *Parvicardium minimum* (dominante), *Abra* spp. (comune), *Thracia* spp. (juv.).

Stazione 41 - COS01-14 (112 m), carotaggio

Sono stati intercettati esclusivamente sedimenti siltoso-fangosi con alternati livelletti sabbiosi di sistema trasgressivo. L'associazione, ad alta diversità tassonomica, è caratterizzata da molluschi cui seguono policheti, briozoi ed echinidi.

Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, *Bittium scabrum*, *Natica* sp., *Eulima bilineata*, *Fusinus rostratus*, (Bivalvi) *Nucula ex gr. hanleyi* (comune), *Aequipecten* sp., *Pododesmus squama* (comune), *Parvicardium minimum* (dominante), *Phaxas adriaticus*, *Abra* spp., *Spisula subtruncata*, *Chamelea gallina*, *Timoclea ovata* (dominante), *Corbula gibba* (comune).

Stazione 42 - COS01-15 (117 m), carotaggio

I 380 cm di questo carotaggio hanno intercettato depositi pelitici con alternanze sabbiose appartenenti ai depositi trasgressivi marini. La macrofauna è dominata da molluschi che presentano un'alta diversità tassonomica, cui seguono policheti, briozoi ed echinidi, presenti livelli a *Turritella communis*.

Molluschi: (Gasteropodi) *Cerithidium submamillatus*, *Turritella communis* (comune), *Aporrhais pespelecani*, *Turbanilla delicata*, (Bivalvi) *Nucula* spp. (comune), *Bathyarca granophria*, *Modiolula phaseolina*, *Delectopecten vitreus*, *Pododesmus squama* (comune), *Parvicardium minimum* (dominante), *Phaxas adriaticus*, *Abra* spp. (comune), *Timoclea ovata*, *Corbula gibba* (comune), *Hiatella arctica*.

Stazione 62 - SE06-44 (525 m)

Sedimento palinsesto, molto bioclastico con associazioni scheletriche dominate da molluschi e, subordinatamente, echinidi, briozoi, policheti, crostacei

decapodi, ecc.; sono presenti elementi pleistocenici anche di significato ecobiostatigrafico (e.g., i molluschi *Cantrainea peloritana*, *Limacina retroversa* e *Pseudamussium peslutrae*); i bioclasti carbonatici mostrano fenomeni epidemiogenetici che vanno dalla dissoluzione alla micritizzazione di presenza di aspetto generalmente opaco e consunto, spesso i frammenti conchigliari presentano micritizzazione incipiente. Macrofaune in linea con l'attuale ambiente batiale.

Molluschi: (Gasteropodi) *Alvania beani*, *Alvania cimicoides*, *Benthonella tenella*, *Limacina retroversa*** (comune), (Bivalvi) *Bathyarca grenophia* (comune), *Modiolula phaseolina*, *Limatula subauriculata*, *Notolimea crassa*, *Pododesmus squama*, *Kelliella abyssicola* (comune).

Stazione 64 - SE06-43 (618 m)

Residuo grossolano costituito da *hardground* e concrezioni centimetriche a prevalenti serpulidi, presenza anche di scarso residuo bioclastico, di zona sottoalimentata (*starved*), presenza di radioli di *Cidaris* anneriti. Materiale generalmente abbrunito da ossidi.

Stazione 66 - BAR07-11 (556 m)

Sabbia bioclastica, caratterizzata da molluschi bentonici ed oloplanctonici, componente litica molto subordinata.

Molluschi: (Gasteropodi) *Benthonella tenella* (comune), *Limacina retroversa***, (Bivalvi) *Ennucula aegeensis*, *Limatula subauriculata*, *Kelliella abyssicola* (comune).

Stazione 67 - BAR07-12 (550 m)

Sabbie fini, abbondanti litici con subordinata componente biologica costituita da molluschi bentonici. Componente litica costituita da ciottoletti micritizzati anche coperti da patine scure dovute a permanenza in substrato riducente, molluschi piuttosto rari, ma in buono stato di conservazione.

Molluschi: (Gasteropodi) *Trophon muricatus*, (Bivalvi) *Limatula subauriculata*, *Abra longicallus*.

Stazione 68 - BAR07-13 (557 m)

Sabbia bioclastica, costituita prevalentemente da resti conchigliari di molluschi (bentonici ed abbondanti oloplanctonici) e frammenti di crostacei, subordinati echinidi, policheti, ecc. Diverso stato di conservazione da fresco ad opaco e

consunto; frazione litica subordinata e costituita da ciottoletti micritici. Associazione in linea con le condizioni ambientali attuali batiali.

Molluschi: (Gasteropodi) *Cavolinia inflexa* (comune), *Diacria trispinosa*, *Styliola subula*, (Bivalvi), *Propeamussium fenestratum*, *Cardiomya costellata*

Decapodi: *Ebalia* sp. (carapaci, molto comune).

Stazione 69 - BAR07-14 (524 m)

Sabbia bioclastica, costituita prevalentemente da resti conchiglieri di molluschi (bentonici e oloplanctonici anche come modelli interni), subordinati echinidi, policheti, ecc. Diverso stato di conservazione da fresco ad opaco e consunto; frazione litica subordinata e costituita da ciottoletti micritici. Presenti specie pleistoceniche (es. *Puncturella noachina*).

Molluschi: (Gasteropodi) *Puncturella noachina*, *Cavolinia inflexa*, *Cavolinia tridentata*, (Bivalvi) *Modiolula phaeolina*, *Propeamussium fenestratum*, *Cyclopecten hoskynsi*, *Karnekampia bruei*, *Abra longicallus*.

Stazione 70 - BAR07-18 (616 m)

Residuo misto, *hardground* e concrezioni colonizzati da epifauna viva, residuo sabbioso grossolano fortemente bioclastico dominato da bivalvi in generale abbruniti, presenza di gasteropodi tecosomati freschi. Il fondo è caratterizzato da fauna palinsesta pre-recente cui si associano materiali attuali in linea con le profondità epibatiali moderne.

E' presente anche una componente scheletrica più antica, originata da unità argillose di plausibile età pleistocenica medio-inferiore e di ambiente batiale, documentata dai molluschi *Seguenzia monocingulata*, *Callumbonella suturalis*, e *Cadulus ovulum*.

Molluschi: (Gasteropodi) *Iothia fulva*, *Puncturella noachina*, *Putzeysia wiseri*, *Alvania cimicoides*, *Trophon barvincensis*, *Clio pyramidata* (fresca), (Bivalvi) *Bathyarca philippiana*, *Asperarca nodulosa**, *Propeamussium fenestratum*, *Cyclopecten hoskynsi*, *Karnekampia bruei*, *Pododesmus squama*, *Lima subauriculata*, *Notolimea crassa*, *Parvicardium minimum*, *Kelliella abyssicola*, *Timoclea ovata*.

Brachiopodi: *Gryphus viterus*.

Stazione 71 - BAR07-19 (410 m)

Accumulo a pettinidi dominato da *Pseudamussium peslutrae* e *Karnekampia bruei*, palinsesto, materiale elaborato e abbrunito e colonizzato da epifauna

(Serpulidi); presente componente oloplanctonica di significato climatico freddo (*Limacina retroversa***). Sedimento residuo dominato da bivalvi.

Molluschi: (Gasteropodi) *Iothia fulva*, *Puncturella noachina*, (Bivalvi) *Bathyarca philippiana*, *Modiolula phaseolina*, *Pseudamussium peslutrae*, *Karnekampia bruei*, *Pododesmus squama*, *Astarte sulcata*.

Decapodi: *Ebalia* sp (carapaci).

Vertebrati: Otoliti di pesci.

Stazione 72 - BAR07-20 (423 m)

Hardground e concrezioni, ciottoletti carbonatici arrotondati, *burrows* litificati. Sedimento grossolano palinsesto a faune pre-moderne dominate da bivalvi (*Pseudamussium peslutrae*, *Karnekampia bruei*, *Venus casina*).

E' presente anche una componente scheletrica più antica, originata da unità argillose di plausibile età pleistocenica medio-inferiore, marcata dalla presenza del gasteropode *Callumbonella suturalis*.

Molluschi: (Gasteropodi) *Clelandella miliaris*, *Buccinum humphreysianum***, *Nassarius lima*, (Bivalvi) *Modiolula phaseolina*, *Pseudamussium clavatum*, *P. peslutrae*, *Karnekampia bruei*, *Abra longicallus*, *Venus casina*, *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Pholadidea loscombiiana*, *Pholadomyia loveni*.

Stazione 73 - SI08-16 (259 m)

Sabbia, componente bioclastica abbondante (molluschi, serpulidi, crostacei decapodi), qualche concrezione; frequenti valve di *Pseudamussium peslutrae* (= *P. septemradiatum*, fossile pleistocenico), alcune abbrunite da permanenza in sedimenti ridotti, colonizzate da epifauna, organizzate in livelli con conchiglie disposte in riposo idraulico; presenza di faune pleistoceniche di profondità (e.g. *I. fulva*)

Molluschi: (Gasteropodi) *Iothia fulva*, *Danilia otaviana*, *Alvania cimicoides*, *Calyptarea chinensis*, *Trophon echinatus*, *Nassarius lima**, *Aclis* sp., (Bivalvi) *Bathyarca philippiana*, *Limea loscombi*, *Modiolula phaseolina*, *Propeamussium fenestratum*, *Propeamussium* sp., *Pseudamussium peslutrae*, *Karnekampia bruei* (juv.), *Astarte sulcata*, *Goodallia triangularis*, *Parvicardium minimum*, *Kelliella miliaris*, *Timoclea ovata* (juv.), *Hiatella arctica*

Stazione 74 - SI08-17 (278 m)

Sabbie medio-grossolane bioclastiche, concrezioni e ciottoletti abbruniti da permanenza in sedimenti ridotti, valve di *Pseudamussium peslutrae* (fossile pleistocenico) organizzati in livelli con conchiglie disposte in riposo idraulico;

presenza di faune pleistoceniche di profondità (e.g. *Iothia fulva*, *Puncturella noachina*, *Cerithiella metula*)

Molluschi: (Gasteropodi) *Iothia fulva*, *Puncturella noachina*, *Anatoma crispata*, *A. umbilicata*, *Danilia otaviana*, *Alvania cimicooides*, *A. scabra*, *A. zetlandica*, *Cochlis stercomuscarum*, *Cerithiella metula*, *Trophon barvincensis*, *T. echinatus*, *T. muricatus*, *Amphissa acutecostata*, *Nassarius lima*, *Fusinus rostratus*, *Leufroyia* sp., *Teretia teres*, *Limacina* sp., (Bivalvi) *Yoldia* sp., *Bathyarca grenophia*, *B. philippiana*, *Modiolula phaseolina*, *Propeamussium fenestratum*, *Pseudamussium peslutrae*, *Hyalopecten similis*, *Karnekampia bruei*, *Pododesmus squamula*, *P. glaucum*, *Limatula subauriculata*, *L. subovata*, *Notolimea sarsi*, *Astarte sulcata*, *Astarte* sp., *Parvicardium minimum*, *Abra longicallus*, *Timoclea ovata*, *Hiatella arctica*

Brachiopodi: *Novocrania anomala**.

Stazione 75 - SI08-20 (54 m)

Limo argilloso, leggermente più ossidato al tetto, moderatamente bioclastico (molluschi bentonici e oloplanctonici), biocostruzione a *Neopycnodonte cochlear*, bioclasti colonizzati da epifauna (briozoi).

Molluschi: (Gasteropodi) *Benthonella tenella*, *Turritella communis* (dominante), *Fusinus rostratus*, *Limacina* sp., (Bivalvi) *Nucula sulcata* (con periostraco).

Stazione 77 - SI08-23 (18 m)

Argille bioclastiche fortemente bioturbate, residui vegetali (frustoli), Associazione a *Turritella communis*, *Corbula gibba*

Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* (dominante), *Aporrhais pespelecani* (comune), *Nassarius pygmaeus*, (Bivalvi) *Nucula* sp., *Tellina* sp., *Abra alba*, *Corbula gibba* (dominante), (Scafopodi) *Dentalium inaequicostatum*

Stazione 78 - SI08-24 (12,6 m)

Sabbia grossolana bioclastica, presenza di rizomi di *Posidonia oceanica*, corallinacee, frustoli, conchiglie erose e concrezioni.

Molluschi: (Gasteropodi) *Jujubinus* sp., *Bittium reticulatum*, (Bivalvi) *Modiolus barbatus**, *Palliolum hyalinum*, *Glans trapezia*, *Tellina pulchella*, *Psammobia fervens*, *Corbula gibba*, *Gastrochaena* sp., *Hiatella* sp.

Stazione 79 - SI08-25 (7m)

Sabbia bioclastica (molluschi ecc.), molti rizomi e foglie di *Posidonia oceanica*, corallinacee.

Molluschi: (Gasteropodi) *Tricolia pullus*, *Gibbula ardens*, *Jujubinus* sp., *Rissoa auriscalpium*, *Alvania cimex*, *Alvania* sp., *Cerithium vulgatum**, *Bittium latreilli*, *Bittium* sp., *Turridae* spp., (Bivalvi) *Nucula* sp., *Modiolus barbatus*, *Arca noae* (comune), *Striarca lactea*, *Limatula subauriculata*, *Lyssopecten hyalinus**, *Palliolum incomparabile*, *Diplodonta* sp., *Glans trapezia*, *Venus verrucosa**, *Venus verrucosa* (comune), *Venerupis aureus*, *Gouldia minima*, *Corbula gibba*

Stazione 80 - SI08-26 (11,5 m)

In superficie sabbia bioclastica infangata, ricca in rodoliti, molluschi e decapodi, alla base rizomi di *Posidonia oceanica*. Macrofauna di aspetto variabile da fresco a più o meno elaborato.

Molluschi: (Gasteropodi) *Jujubinus striatus*, *Tricolia* sp., *Cerithium vulgatum*, *Bittium latreilli* (comune), *Alvania* sp., *Calyptrea chinensis*, (Bivalvi) *Nucula* sp. (comune), *Arca noae* (comune), *Striarca lactea* (frequente), *Modiolus barbatus*, *Lyssopecten hyalinus* (comune), *Chlamys flexuosa*, *C. glabra*, *Diplodonta rotundata* (frequente), *Glans trapezia* (comune), *Venus verrucosa* (comune), *Tellina distorta*, *Gouldia minima* (comune), *Corbula gibba* (comune), *Gastrochaena dubia* (in situ).

Stazione 81 - SI08-27 (28 m), carotaggio cm 98-100

Il livello campionario è costituito da una matrice siltoso-sabbiosa, con ciottolati, molto bioclastica dominata da molluschi bentonici di ambiente marino litoraneo e di baia/laguna aperta a mare; presenza di molluschi oloplanctonici e di gasteropodi polmonati rimaneggiati (*Hygromiidae* sp.)

Molluschi: (Gasteropodi) *Gibbula albida*, *G. adriatica*, *Rissoidae* sp., *Rissoa* sp., *Hydrobiidae* sp., *Cerithium vulgatum*, *Bittium* sp., *Potamides conicus*, *Euspira* sp., *Nassarius incrassatus*, *Turbanilla* sp., *Creseis acicula*, *Hygromiidae* sp., (Bivalvi) *Ostrea* sp., *Loripes lacteus*, *Lucinella divaricata*, *Parvicardium trapezium*.

Stazione 83 - SI08-29 (29 m)

Fanghi grigi ricchi in sostanza organica, abbondante *Turritella communis*, aggregato a serpulidi

Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* molte juv.: dominante), *Nassarius pygmaeus*, (Bivalvi) *Nucula nucleus** (comune), *Abra alba*, *Tellina* sp.

Stazione 85 - SI08-52 (560 m – 568 m)

Sabbia abbondantemente bioclastica (molluschi, brachiopodi, echinidi, briozoi ecc.) frequenti valve di *Pseudamussium peslutrae* (fossile pleistocenico), alcune abbrunite da permanenza in sedimenti ridotti, colonizzate da epifauna (e.g., *Asperarca*, *Bathyarca*), aculei di *Cidaris*, *Gryphus vitreus* e *Pseudamussium peslutrae*, mineralizzati e colonizzati da epifauna

Molluschi: (Gasteropodi) *Gibbula* sp., *Fusinus* sp.*, (Bivalvi) *Asperarca nodulosa**, *Bathyarca* spp.* *Pseudamussium peslutrae***, *Karnekampia bruei*, *Pitar rudis*, *Thracia pubescens*, Brachiopodi: *Gryphus vitreus*;

Echinodermi: *Cidaris* sp. (radioli)

Stazione 87 - SI08-53 (562 m)

Grosso *hardground* incrostanto da serpulidi, in matrice costituita da sabbia bioclastica limosa, letti di valve di *Pseudamussium peslutrae* (fossile pleistocenico).

Molluschi: (Bivalvi) *Asperarca nodulosa**, *Pseudamussium peslutrae*, *Pholadomya loveni* (articolata)

Brachiopodi: *Gryphus vitreus*

Stazione 89 - SI08-55 (335 m)

Hardground incrostanto da spugne e serpulidi

Molluschi: (Gasteropodi) *Nassarius lima*, (Bivalvi) *Karnekampia bruei*, *Coralliophaga litophagella*, *Hiatella arctica*,

Stazione 90 - SI08-56 (328 m)

Sabbia limosa bioclastica, blocchi di *hardground* incrostati da spugne.

Molluschi: (Bivalvi) *Coralliophaga litophagella*

Stazione 91 - SI08-57 (154 m)

Sabbia limosa abbondantemente bioclastica (molluschi, oralli)

Molluschi: (Gasteropodi) *Calliostoma zizyphinus*, *Turritella turbona*, *Cochlis stercusmuscarum*, (Bivalvi) *Arca tetragona*, *Atrina fragilis*, *Pseudamussium clavatum*, *Pododesmus glaucus*, *Neopycnodonte cochlear*, *Glans aculeata*, *Acanthocardia aculeata*, *Laevicardium crassum*, *Plagiocardium papillosum*, *Phaxas adriaticus*, *Venus casina* (dominante), *Clausinella bronniartii*, *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Hiatella arctica*, *Thracia pubescens* (articolata)

Cnidari: *Caryophyllia smithii*

Stazione 92 - SI08-58 (147 m)

Sabbia limosa bioclastica (molluschi, echinodermi, serpulidi, coralli, briozoi ecc.), qualche ciottoletto carbonatico bioeroso, aumento della componente limosa alla base.

Molluschi: (Bivalvi) *Calliostoma zizyphinus*, *Turritella turbona*, *Aporrhais pespelecani*, *Cochlis stercusmuscarum*, *Epitonium commune*, *Fusinus rostratus*, *Nassarius lima*, (Bivalvi) *Nucula* sp., *Saccella commutata*, *Atrina fragilis*, *Pododesmus glaucus*, *Neopycnodonte cochlear* (dominante), *Glans aculeata* (dominante), *Acanthocardia aculeata*, *Laevicardium crassum*, *Azorinus chamasolen*, *Venus casina*, *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Hiatella arctica*, *Thracia pubescens* (articolata)

Cnidari: *Caryophyllia smithii*

Annelidi: *Ditrupa arietina*

Stazione 94 - SI08-59 (147 m)

Sabbia limosa bioclastica (molluschi, anche planctonici, coralli, serpulidi).

Molluschi: (Gasteropodi) *Emarginula* sp., *Turritella turbona*, *Epitonium celesti*, *Trivia multilirata*, *Coralliphila squamosa*, *Fusinus rostratus*, *Nassarius lima*, *Cavolinia* sp., (Bivalvi) *Nucula ex gr nucleus*, *Atrina fragilis*, *Pteria hirundo*, *Pecten jacobaeus*, *Pseudamussium clavatum*, *Pododesmus glaucus*, *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Abra* sp., *Glossus humanus*, *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Hiatella arctica*

Cnidari: *Caryophyllia smithii*

Anellidi: *Ditrupa arietina*

Stazione 95 - SI08-60 (145 m)

Sabbia bioclastica più ossidata al tetto, molto bioclastica (molluschi, coralli, serpulidi).

Molluschi: (Gasteropodi) *Calliostoma granulatum*, *C. zizyphinus*, *Turritella turbona*, *Aporrhais pespelecani*, *Euspira fusca*, *Cochlis stercusmuscarum*, *Epitonium commune*, *Fusinus rostratus*, *Nassarius lima*, (Bivalvi) *Nucula* sp., *Saccella commutata*, *Atrina fragilis*, *Pododesmus glaucus*, *Neopycnodonte cochlear*, *Glans aculeata* (dominante), *Acanthocardia aculeata*, *A. mucronata*, *Laevicardium crassum*, *Azorinus chamasolen*, *Venus casina*, *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Hiatella arctica*, *Thracia pubescens* (articolata)

Cnidari: *Caryophyllia smithii*

Annelidi: *Ditrupa arietina*

Stazione fuori foglio - BAR07-9 (590 m)

Sabbia grossolana, frazione bioclastica abbondante (molluschi, echinidi, serpulidi, ecc.) con componente litica subordinata (ciottoletti micritizzati), abbondante anche la componente oloplanctonica. Molluschi in vario stato di conservazione, generalmente ad aspetto fresco, presenti anche modelli interni (Pteropodi); presenti anche radioli di echinodermi mineralizzati. La componente biologica è in linea con le profondità attuali e rappresenta un ambiente batiale.

Molluschi: (Gasteropodi) *Benthonella tenella*, *Cavolinia inflexa* (frequente), *Cavolinia tridentata*, *Limacina retroversa***, (Bivalvi) *Striarca lactea*, *Limatula subauriculata* (frequente), *Abra longicallus*.

Stazione fuori foglio - SE06-42 (690 m)

Sabbia, abbondante componente bioclastica (molluschi, echinidi, serpulidi, ecc.), subordinati litici (ciottoletti micritici); componente macrofaunistica dominata da molluschi bivalvi e gasteropodi. Materiale generalmente in non perfetto stato di conservazione (opaco), micritizzato, presenza di modelli interni di pteropodi. Presenza frequente di faune pleistoceniche di profondità (“ospiti freddi”).

Molluschi: (Gasteropodi) *Puncturella noachina***, *Cantrainea peloritana***, *Putzeysia wiseri*, *Trophon echinatus*, (Bivalvi) *Bathyarca grenophia* (comune), *Modiolula phaseolina***, *Karnekampia bruei*, *Pododesmus squamula* (comune), *Astarte sulcata* (comune).

Stazione fuori foglio - SE06-4 (596 m)

Sabbia bioclastica, dominata da foraminiferi bentonici e molluschi; aspetto generalmente consunto, conchiglie con aspetto madreperlaceo od opaco; tra i foraminiferi bentonici molto abbondanti rotalidi e miliolidi, subordinati i planctonici. L'associazione macrofaunistica è in linea con le attuali condizioni ambientali batiali, ma la componente microfaunistica indica un contributo faunistico sicuramente influenzato da apporti dalla piattaforma dovuto a correnti.

Molluschi: (Gasteropodi) *Alvania beani* (comune), *Alvania cimicoides* (comune), *Heliconoides inflata* (frequente), (Bivalvi) *Bathyarca grenophia* (comune), *Modiolula phaseolina*, *Pododesmus squama*, *Kelliella abyssicola* (comune), *Timoclea ovata*.

1- SISTEMI DI STAZIONAMENTO ALTO

I depositi pelitici di stazionamento alto (*HST*) sono caratterizzati da associazioni a bassa diversità tassonomica caratterizzati da Molluschi infaunali e semi-infaunali detritivori. In particolare dominano i Gasteropodi *Cerithidium submamillatum* e *Turritella communis*; tra i Bivalvi domina *Neopycnodonte cochlear* cui si accompagnano *Nucula* spp., *Pododesmus squama* e *Parvicardium minimum*. Questo tipo di associazione documenta un ambiente con un tasso di sedimentazione elevato e torbidità che plausibilmente si alterna a condizioni meno infangate permettendo lo sviluppo di biocostruzioni a *N. cochlear*.

2- SISTEMI TRASGRESSIVI

I depositi trasgressivi hanno uno spessore maggiore rispetto ai sovrastanti depositi di stazionamento alto. Litologicamente sono caratterizzati da silt fangosi cui si accompagnano spesso livelli da millimetrici a centimetrici sabbiosi. La macrofauna è ancora dominata da molluschi cui sono associati policheti, echinidi e briozoi. In particolare l'associazione è dominata da bivalvi *Parvicardium minimum*, *Abra* spp., *Timoclea ovata*, *Corbula gibba*, cui si accompagnano anche elementi provenienti da ambienti più prossimali quali i bivalvi *Spisula subtruncata* e *Chamelea gallina*.

3- SISTEMI DI CADUTA E STAZIONAMENTO BASSO

Sono presenti due depositi riferibili ai sistemi di caduta dei due ultimi cicli deposizionali, il più antico dei quali è stato intercettato da un solo carotaggio. Entrambi contengono associazioni molto impoverite, in cui però sono da notare gli “ospiti freddi” quali *Buccinum undatum* e *Pseudamussium peslutrae*; il resto dell’associazione è costituita da *Pododesmus squama* e *Parvicardium minimum*.

PROGETTO
CARG

APPENDICE 5
TASSONOMIA

GRANULORETICULOSA

FORAMINIFERA

Planctonici

Globigerina bulloides = *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826

Globigerina quinqueloba = *Globigerina quinqueloba* Natland, 1938

Globigerinella glutinata = *Globigerina glutinata* Egger, 1893

Globigerinoides ruber = *Globigerina rubra* d'Orbigny, 1839

Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877 (questa specie comprende *Globigerina sacculifera* Brady, *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny) e *Globigerinoides trilobus* (Reuss), in accordo con Hemleben et al., 1989)

Globigerinoides tenellus = *Globigerinoides tenella* Parker, 1958

Globorotalia inflata = *Globigerina inflata* d'Orbigny, 1839

Globorotalia scitula = *Pulvinulina scitula* Brady, 1882

Globorotalia truncatulinoides = *Rotalia truncatulinoides* d'Orbigny, 1839

Neogloboquadrina pachyderma = *Aristospira pachyderma* Ehrenberg, 1861

Orbulina universa = *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839

Globigerina rubescens = *Globigerina rubescens* Hofker, 1956

Bentonici

Bolivina e *Brizalina* = questi taxa comprendono le seguenti specie:

Brizalina aenariensis = *Brizalina aenariensis* Costa, 1856

Brizalina alata = *Vulvulina alata* Seguenza, 1862

Brizalina catanensis = *Bolivina catanensis* Seguenza, 1862

Brizalina dilatata = *Bolivina dilatata* Reuss, 1850

Brizalina spathulata = *Textularia variabilis* Williamson var. *spathulata* Williamson, 1858

Bolivina albatrossi = *Bolivina albatrossi* Cushman, 1922

Bolivina difformis = *Textularia variabilis* Williamson var. *diformis* Williamson, 1858

Bolivina subspinescens = *Bolivina subspinescens* Cushman, 1922

Cassidulina laevigata carinata = *Cassidulina laevigata* d'Orbigny var. *carinata* Silvestri, 1869

Cassidulinoides bradyi = *Cassidulina bradyi* Norman, 1881

Elphidium spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:

Elphidium crispum = *Nautilus crispus* Linneo, 1758

Elphidium macellum = *Nautilus macellus* Fichtel & Moll, 1798

Elphidium decipiens = *Polystomella decipiens* Costa, 1856

Globobulimina spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:

Globobulimina affinis = *Bulimina affinis* d'Orbigny, 1839

Globobulimina pseudospinescens = *Bulimina pyrula* d'Orbigny var. *pseudospinescens* Emiliani, 1949

Globobulimina pyrula = *Bulimina pyrula* d'Orbigny, 1846

Hyalinea balthica = *Nautilus balticus* Schroeter, 1783

Sigmoilina sellii = *Sigmoilina sellii* D'Onofrio, 1959

Uvigerina spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:

Uvigerina mediterranea = *Uvigerina mediterranea* Hofker, 1932

Uvigerina peregrina = *Uvigerina peregrina* Cushman, 1923

Valvularia complanata = *Rosalina complanata* d'Orbigny, 1846

CNIDARIA

ANTHOZOA

Caryophyllia smithii Stokes & Broderip, 1828

Caryophyllia sp.

Dendrophyllia cornigera (Lamarck, 1816)

Lophelia pertusa (Linnaeus, 1758)

Madrepora oculata Linnaeus, 1758

MOLLUSCA

GASTROPODA

Aclis sp.

Alvania beani (Hanley in Thorpe, 1844)

Alvania cimex (Linnaeus, 1758)

- Alvania cimicoides* (Forbes, 1844)
Alvania scabra (Philippi, 1844)
Alvania sp.
Alvania testae (Aradas & Maggiore, 1844)
Alvania zetlandica (Montagu, 1815)
Amphissa acutecostata (Philippi, 1844)
Anatoma crispata Fleming, 1828
Anatoma umbilicata (Jeffreys, 1883)
Aporrhais pespelecani (Linnaeus, 1758)
Benthonella tenella (Jeffreys, 1869)
Bittium latreilli (Payraudeau, 1826)
Bittium reticulatum (Da Costa, 1778)
Bittium scabrum (Olivi, 1792)
Bittium sp.
Bolma rugosa (Linnaeus, 1767)
Buccinulum cornuum (Linnaeus, 1758)
Buccinum humpreysianum Bennet, 1824
Buccinum undatum Linnaeus, 1758
Calliostoma granulatum (von Born, 1778)
Calliostoma zizyphinus (Linnaeus, 1758)
Callumbonella suturalis (Philippi, 1836)
Calyptrea chinensis (Linnaeus, 1758)
Cantrainea peloritana (Cantraine, 1835)
Capulus hungaricus (Linnaeus, 1758)
Cavolinia inflexa (Lesueur, 1813)
Cavolinia sp.
Cavolinia tridentata (Niebuhr, ex Forsskål ms., 1775)
Cerithidium submammillatum (De Rayneval & Ponzi, 1854)
Cerithiella metula (Lovén, 1846)
Cerithium alucaster (Brocchi, 1814)
Cerithium sp.
Cerithium vulgatum Bruguière, 1792
Clelandella miliaris (Brocchi, 1814)
Clio pyramidata Linnaeus, 1767
Cochlis stercusmuscarum (Gmelin, 1791)
Comarmondia gracilis (Montagu, 1803)
Coralliophila squamosa (Bivona, 1838)
Crassopleura maravignae (Bivona Ant. in Bivona And., 1838)
Creseis acicula Rang, 1828
Danilia otaviana (Cantraine, 1835)
Diacria trispinosa (Lesueur, 1821)

- Diodora* cf. *graeca* (Linnaeus, 1758)
Diodora italicica (Defrance, 1820)
Emarginula rosea Bell, 1824
Emarginula sp.
Epitonium celesti (Aradas, 1854)
Epitonium commune (Lamarck., 1822)
Epitonium sp.
Erato voluta (Montagu, 1803)
Eulima bilineata Alder, 1848
Euparthenia humboldti (Risso, 1826)
Fissurisepta sp
Fusinus rostratus (Olivi, 1792)
Fusinus sp.
Gibbula adriatica (Philippi, 1844)
Gibbula albida (Gmelin, 1791)
Gibbula ardens (Salis Marschlini, 1793)
Gibbula sp.
Heliacus sp.
Heliconoides inflata (D'Orbigny, 1836)
Heliconoides sp.
Hydrobia ventrosa (Montagu, 1803)
Hydrobiidae sp.
Hygromiidae sp.
Iothia fulva (Müller, 1776)
Jujubinus exasperatus (Pennant, 1777)
Jujubinus sp.
Jujubinus striatus (Linnaeus, 1758)
Limacina retroversa (Fleming, 1823)
Mangelia nuperrima (Tiberi, 1855)
Mitrella minor (Scacchi, 1836)
Nassarius incrassatus (Stroem, 1768)
Nassarius lima (Dillwin, 1817)
Nassarius pygmaeus (Lamarck, 1822)
Natica sp.
Ocinebrina helleri Brusina, 1865
Polinices cf. *macilenta* (Philippi, 1844)
Polinices fusca (Blainville, 1825)
Polinices sp.
Potamides conicus (de Blainville, 1829)
Pseudotorinia architae (O.G. Costa, 1839)
Puncturella noachina (Linnaeus, 1771)

- Putzeysia wiseri* (Calcara, 1842)
Raphitoma cf. *leufroyi* (Michaud, 1828)
Raphitoma sp.
Rissoa auriscalpium (Linnaeus, 1758)
Rissoa sp.
Rissoidae sp.
Seguenzia sp.
Styliola subula (Quoy & Gaimard, 1827)
Teretia teres (Reeve, 1844)
Tricolia pullus (Linnaeus, 1758)
Tricolia sp.
Triphoridae sp.
Trivia arctica (Pulteney, 1789)
Trivia multilirata (G.B. Sowerby II, 1870)
Trophon barvicensis (Johnston, 1825)
Trophon cf. *muricatus* (Montagu, 1803)
Trophon echinatus (Kiener, 1840)
Trophon muricatus (Montagu, 1803)
Turbanilla delicata Monterosato, 1874
Turbanilla sp.
Turridae sp.
Turritella communis Risso, 1826
Turritella sp.
Turritella turbona Monterosato, 1877

BIVALVIA

- Abra alba* (Wood, 1802)
Abra cf. *alba* (Wood, 1802)
Abra longicallus (Scacchi, 1834)
Abra sp.
Acanthocardia aculeata (Linné, 1758)
Acanthocardia echinata (Linné, 1758)
Acar sp.
Aequipecten opercularis (Linné, 1758)
Aequipecten sp.
Anadara diluvii (Lamarck, 1805)
Anomia ephippium Linné, 1758
Arca noae Linné, 1758
Arca tetragona Poli, 1795
Asperarca nodulosa (Müller, 1776)
Astarte sp.

- Astarte sulcata* (Da Costa, 1778)
Atrina pectinata (Linné, 1767)
Azorinus chamasolen (Da Costa, 1778)
Bathyarca grenophia (Risso, 1826)
Bathyarca philippiana (Nyst, 1848)
Bathyarca sp.
Cardiomya costellata (Deshayes, 1835)
Chamelea gallina (Linné, 1758)
Chlamys flexuosa (Poli, 1795)
Chlamys glabra (Linné, 1758)
Clausinella brongniartii (Payraudeau, 1826)
Clausinella fasciata (Da Costa, 1778)
Coralliophaga litophagella (Lamarck, 1819)
Corbula gibba (Olivi, 1792)
Cyclopecten hoskynsi (Forbes, 1844)
Delectopecten vitreus (Gmelin, 1791)
Diplodonta rotundata (Montagu, 1803)
Diplodonta sp.
Ennucula aegeensis (Forbes, 1844)
Gastrochaena dubia (Pennant, 1777)
Gastrochaena sp.
Glans aculeata (Poli, 1795)
Glans trapezia (Linné, 1767)
Glossus humanus (Linné, 1758)
Goodallia triangularis (Montagu, 1803)
Gouldia minima (Montagu, 1803)
Heteranomia squamula (Linnaeus, 1758)
Hiatella arctica (Linné, 1767)
Hiatella sp.
Hyalopecten similis (Laskey, 1811)
Karnekampia bruei (Müller, 1776)
Kelliella abyssicola (Forbes, 1844)
Kelliella miliaris (Philippi, 1844)
Laevicardium crassum (Gmelin, 1791)
Limatula subauriculata (Montagu, 1808)
Limatula subovata (Jeffreys, 1876)
Limea loscombi (Sowerby I, 1823)
Lissopecten hyalinus (Poli, 1795)
Loripes lacteus (Linné, 1758)
Lucinella divaricata (Linné, 1758)
Modiolula phaseolina (Philippi, 1844)

- Modiolula* sp.
- Modiolus barbatus* (Linnaeus, 1758)
- Neopycnodonte cochlear* (Poli, 1795)
- Notolimea crassa* (Forbes, 1844)
- Notolimea sarsi* Bowden and Heppell, 1966
- Nucula* ex gr. *hanleyi* Winckworth, 1931
- Nucula* ex gr. *nucleus* (Linné, 1758)
- Nucula nucleus* (Linné, 1758)
- Nucula* sp.
- Nucula sulcata* Bronn, 1831
- Ostrea* sp.
- Palliolum hyalinum* (Poli, 1795)
- Palliolum incomparabile* (Risso, 1826)
- Parvicardium minimum* (Philippi, 1836)
- Parvicardium trapezium* (Cecalupo & Quadri, 1996)
- Pecten jacobaeus* (Linné, 1758)
- Phaxas adriaticus* (Coen, 1933)
- Pholadidea loscombiiana* Goodall in Turton, 1819
- Pholadomyia loveni* Jeffreys, 1882
- Pitar rudis* (Poli, 1795)
- Plagiocardium papillosum* (Poli, 1795)
- Pododesmus glaucus* (Monterosato, 1884)
- Pododesmus patelliformis* (Linnaeus, 1761)
- Pododesmus squama* (Gmelin, 1791)
- Propeamussium fenestratum* (Forbes, 1844)
- Propeamussium* sp.
- Psammobia fervens* (Gmelin, 1791)
- Pseudamussium clavatum* (Poli, 1795)
- Pseudamussium peslutrae* (Linné, 1771)
- Pteria hirundo* (Linné, 1758)
- Saccella commutata* (Forbes, 1844)
- Spisula subtruncata* (Da Costa, 1778)
- Striarca lactea* (Linné, 1758)
- Tellina distorta* Poli, 1791
- Tellina pulchella* Lamarck, 1818
- Tellina serrata* Brocchi, 1814
- Tellina* sp.
- Thracia pubescens* (Pulteney, 1799)
- Thracia* sp.
- Timoclea ovata* (Pennant, 1777)
- Venerupis aurea* (Gmelin, 1791)

Venus casina Linné, 1758

Venus verrucosa Linnaeus, 1758

Yoldia sp.

SCAPHOPODA

Cadulus ovulum (Philippi, 1844)

Cadulus sp.

Dentalium inaequicostatum Dautzenberg, 1891

Pulsellum sp.

ANNELIDA

POLYCHAETA

Ditrupa arietina (Müller, 1776)

ARTHROPODA

MALACOSTRACA

Ebalia sp.

BRACHIOPODA

Gryphus vitreus (Born, 1778)

Novocrania anomala (Müller, 1776)

ECHINODERMATA

ECHINOIDEA

Cidaris sp.

L'ordinamento sistematico macrofaunistico adottato si basa sulla consultazione di diversi atlanti iconografici specialistici (*e.g.*: Cossignani *et al.*, 1992; Giannuzzi-Savelli *et al.*, 1994, 1996, 1999, 2001, 2003; Ardonini & Cossignani, 1999) e sulla consultazione di alcuni siti web riconosciuti per la tassonomia italiana ed europea (*e.g.*: www.faunaitalia.it/checklist/; www.itis.gov; www.somali.asso.fr/clemam/; www.marinespecies.org).

APPENDICE 6

DATAZIONI ^{14}C

Il materiale utilizzato per le datazioni ^{14}C nell'area dei Fogli NK33-6 Vieste e NK33- 8/9 Bari è costituito da foraminiferi plantonici, mospecifici o misti, o da foraminiferi bentonici in genere misti, negli intervalli in cui i foraminiferi plantonici scarseggiano. In due casi sono stati datati gusci di molluschi (carota COS02-07). Le datazioni sono state effettuate presso il Poznan Radiocarbon Laboratory, Polonia, e calibrate secondo il modello di Calib5.02 (STUIVER M. & REIMER P.J., 1993; HUGHEN *et alii*, 2004) o, per le età superiori a 25.000 anni-secondo FAIRBANKS *et alii*, 2005.

La Tabella 9 riporta i campioni utilizzati, il materiale datato e i risultati ottenuti in età radiocarbonio e calibrate.

La precisione e l'accuratezza delle datazioni radiocarbonio ottenute dai campioni marini sono limitate da quattro principali fattori di incertezza: (1) la precisione analitica di laboratorio; (2) l'integrità geologico-stratigrafica dei materiali datati; (3) gli errori dovuti a variazioni del serbatoio marino; (4) le procedure di calibrazione.

I problemi associati a questi diversi tipi di limitazioni metodologiche e pratiche sono discussi in dettaglio nell'Appendice 6 delle note illustrate del Foglio NK33- 5 Pescara (TRINCARDI *et alii*, in press).

TAB. 9 - Datazioni assolute con il metodo del radiocarbonio sui campioni prelevati dalle carote. Il numero nella prima colonna è la sigla con cui è riportata la posizione delle carote nella carta superficiale.

n.	SIGLA	Prof. fondal e (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età 14C (a BP) -1 sigma	Età calibrata (a BP)
-	SA03-11	1125.9	740-741	foram. plane. (<i>G. bulloides</i> + <i>N. pachyderma</i> dx)	14620 ± 110	16548 - 17032
			790-791	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	15240 ± 80	17635 - 18010
			870-871	Foram. planc (<i>N. pachyderma</i> dx)	16290 ± 110	18866 - 19053
			1265.5- 1266.5	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	24700 ± 260	29244 ± 343
			1320-1321	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	25500 ± 300	30356 ± 415
			1410-1411	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	28700 ± 500	33827 ± 543
			1453-1454	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	29900 ± 500	35052 ± 512
			1510-1511	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	31500 ± 600	35385 ± 351
			1560-1561	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	30700 ± 300	36615 ± 619
49	SA03-03	470.7	20-21	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	16140 ± 120	18783 - 18954
			100-101	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	19920 ± 240	22655 - 23409
			230-231	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	26070 ± 180	30970 ± 158
			360-361	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	32300 ± 400	36928 ± 396
			450-451	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	37100 ± 1200	41985 ± 1071

			560-561	foram. planc. (<i>G. bulloides</i>)	40000 ± 800	43998 ± 670
-	SA03-01	566.8	450-451	foram. planc. (<i>G. ruber</i>)	9080 ± 50	9519 - 9683
			460-461	foram. planc. misti	9360 ± 50	9946 - 10148
			500-501	foram. plane. misti	9860 ± 60	10508 - 10660
			1330-1334	foraminiferi bentonici misti	15030 ± 80	16168 - 16591
			1330-1334	foram. planc. misti	14300 ± 70	17187 - 17698
-	SA03-09	712.3	50-51	foram. planc. misti	1825 ± 30	1196 - 1291
			110-114	Foram.bentonici (principalmente <i>Uvigerina</i> + <i>C. pachyderma</i>)	2435 ± 35	1847 - 1982
			110-114	foram. planc. misti	2990 ± 35	2539 - 2704
			215-216	foram. planc. misti	3870 ± 50	3569 - 3753
			315-316	foram. planc. misti	4730 ± 40	4762 - 4875
34	COS02-07	92.0	308-09	guscio di mollusco (<i>Turritella</i>)	2200 ± 45	1777 - 1581
			706-710	guscio di mollusco (<i>Aphorais</i> <i>pespelecani</i>)	6210 ± 35	6611 - 6426

NOTE: Il programma di calibrazione usato per i dati relativi alla carta superficiale è RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM REV 4.3 (disponibile nel sito Internet: <http://depts.washington.edu/qil/calib/calib.html>) messo a punto da UNIVERSITY OF WASHINGTON - QUATERNARY ISOTOPE LAB e riportato in STUIVER M. & REIMER P.J. (1993). I campioni di conchiglie di foraminiferi o molluschi marini sono stati corretti applicando anche la correzione per l'effetto serbatoio (delta R) media per il bacino Adriatico (LANGONE *et alii*, 1996).

PROGETTO
CARG

Ringraziamenti

Desideriamo ringraziare i Geologi di APAT, Servizio Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia per gli scambi di opinioni in fase di impostazione e realizzazione del progetto di Cartografia Geologica Marina a scala 1:250.000 e per il lavoro di revisione dei prodotti cartografici e delle Note Illustrative. Ringraziamo inoltre ENI S.p.A. per aver consentito l'accesso a rilievi sismici commerciali nell'area del Foglio e in quelle adiacenti e per aver messo a disposizione dati relativi ai pozzi e l'Istituto Idrografico della Marina per la validazione dei dati batimetrici. Ringraziamo inoltre la Dr. M. RAVAIOLI, Responsabile della Sezione ISMAR di Bologna per il sostegno dato al progetto e i comandanti E. GENTILE, V. LUBRANO, ed i loro equipaggi per il lavoro svolto durante le campagne di acquisizione dati a bordo della N/O Urania del CNR.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ALEXANDER C.R., DEMASTER D.J. & NITTROUER C.A. (1991) - *Sediment accumulation in a modern epicontinental-shelf setting: The Yellow Sea*. Mar. Geol., **98**: 51-72.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *Active tectonics of the Adriatic region*. RAS Geophysical Journal, **91**: 937-983.
- ANDERSON J.B. & THOMAS M.A. (1991) - *Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: The record of such events and their influence on sedimentation*. Sediment. Geol., **70**: 87-104.
- ARDOVINI R. & COSSIGNANI T. (1999) - *Atlante delle conchiglie di profondità del Mediterraneo*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-112, Ancona.
- ARGNANI A., ARTONI A., ORI G.G. & ROVERI M. (1991) - *L'avansoia centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. CROP 03, **1991/1**: 371-381.
- ARGNANI A., BONAZZI C. & COSTA PISANI P. (2002) - *Neogene deformation in the central Adriatic Sea*. B. Geofisica Teorica Appl., **42**, suppl.: 135-138.
- ARGNANI A., BONAZZI C., EVANGELISTI D., FAVALI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARANI M. & MELE G. (1996) - *Tettonica dell'Adriatico meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 227-237.
- 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.
- ARGNANI A. & FRUGONI F. (1997) - *Foreland Deformation in the Central Adriatic and its Bearing on the Evolution of the Northern Apennines*. Annali di Geofisica, **40**: 771-780.
- ARGNANI A. & GAMBERI F. (1997) - *Stili strutturali al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale*. Atti convegno Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino. Studi Geologici Camerti, **1995/1**: 19-27.
- ARGNANI A. & RICCI LUCCI F. (2001) - *Tertiary Siliciclastic Turbidite Systems* In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluver Academic Pub., 327-350, Dordrecht.
- ARITZEGUI D., ASIOLI A., LOWE J.J., TRINCARDI F., VIGLIOTTI L., TAMBURINI F., CHONDROGIANNI C., ACCORSI C.A., BANDINI MAZZANTI M., MERCURI A.M., VAN DER KAARS S., MCKENZIE J.A. & OLDFIELD F. (2000) - *Palaeoclimatic reconstructions and formation of sapropel SI1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the Central Mediterranean region*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **158**: 215-240.
- ARTEGANI A., BREGANT D., PASCHINI E., PINARDI N., RAICICH F. & RUSSO A. (1997a) - *The Adriatic Sea general circulation. Part I: Air-sea interactions and water mass structure*. J. Phys. Oceanogr., **27**: 1492-1514.
- ARTEGANI A., BREGANT D., PASCHINI E., PINARDI N., RAICICH F. & RUSSO A. (1997b) - *The Adriatic Sea general circulation. Part II: Baroclinic circulation structure*. J. Phys. Oceanogr., **27**: 1515-1532.
- ARTONI A. (2007) - *Growth rates and two-mode accretion in the outer orogenic wedge-foreland basin system of Central Apennine (Italy)*. B. Soc. Geol. It., **126**: 531-556.
- ASIOLI A. (1996) - *High resolution foraminifera biostratigraphy in the Central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the PALICLAS Project, in Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments*. In F. OLDFIELD & P. GUILIZZONI (Eds.): "Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)". Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 197 - 218, Pallanza.
- ASIOLI A., CAPOTONDI L. & CITA SIRONI M.B. (2005) - *The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record. A proposal*. Rend. Acc. Lincei, Geologia, serie 9, **164**: 297 - 310.
- ASIOLI A. & PIVA A. (2007) - *Il ruolo dei foraminiferi nelle ricostruzioni paleoceanografiche e paleoclimatiche: esempi dal Mediterraneo Centrale (Adriatico) per il tardo Olocene attraverso un*

- approccio multidisciplinare.* Atti del Convegno Interdisciplinare: La ricerca paleobotanica/paleopalinologica in Italia, stato dell'arte e spunti di interesse (Modena, 20-21/11/2003). Informatore Botanico, **38** (1): 14-24.
- ASIOLI A., TRINCARDI F., LOWE J.J., ARIZTEGUI D., LANGONE L. & OLDFIELD F. (2001) - *Sub-millennial climatic oscillations in the Central Adriatic during the last deglaciation: paleoceanographic implications.* Quaternary Sci. Revs., **20/11**: 1201-1221.
- ASIOLI A., TRINCARDI F., LOWE J.J. & OLDFIELD F. (1999) - *Short-term climate changes during the Last Glacial-Holocene transition: comparison between Mediterranean records and the GRIP event stratigraphy.* J. Quaternary Sci., **14**: 373-381.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.
- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G. & ROUGERIE F. (1996) - Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. Nature, **382**: 241-244.
- BARD E., HAMELIN B. & FAIRBANKS R.G. (1990) - *U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years.* Nature, **346**: 456-458.
- BARMAWIDJAJA D.M., JORISSEN F.J., PUSKARIC S. & VAN DER ZWAAN G.J. (1992) - *Microhabitat selection by benthic foraminifera in the Northern Adriatic Sea.* J. Foramin. Res., **22/4**: 297-317.
- BASSINOT F.C., LABEYRIE L.D., VINCENT E., QUDELLEUR X., SHACKLETON N.J. & LANCELOT Y. (1994) - *The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes Matuyama magnetic reversal.* Earth Planet. Sci. Lett., **126**: 91-108.
- BATTAGLIA M., MURRAY M.H., SERPELLONI E. & BÜRGMANN R. (2004) - *The Adriatic region: An independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone.* Geophys. Res. Letters, **31**, doi: 10.1029/2004GL019723.
- BENNETT R.A., HREINSDÓTTIR S., BUBLE G., BAŠIĆ T., BAČIĆ Ž., MARIANOVIĆ M., CASALE G., GENDASZEK A. & COWAN D. (2008) - *Eocene to present subduction of southern Adria mantle lithosphere beneath the Dinarides.* Geology, **36**, 1: 3-6, doi: 10.1130/G24136A.1.
- BERNDT C., CATTANEO A., SZUMAN M., TRINCARDI F. & MASSON D. (2006) - *Sedimentary structures offshore Ortona, Adriatic Sea - deformation or sediment waves?* In P. WEAVER, M. CANALS & F. TRINCARDI (Eds.): "EUROSTRATAFORM Special Issue". Elsevier, Mar. Geol., **234**: 261-270, Amsterdam.
- BERNOULLI D. (2001) - Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily, In G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluver Academic Pub., 307-326, Dordrecht.
- BERTOTTI G., CASOLARI E. & PICOTTI V. (1999) - *The Gargano Promontory: a Neogene contractional belt within the Adriatic plate.* Terra Nova, **11**: 168-173.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., CHILOVI C., FANTONI R., MERLINI S. & MOSCONI A. (2001) - *Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): Foredeeps and lithospheric buckling.* Tectonics, **20**: 771-787.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural model of Italy and gravity map.* Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114**, 3, 9 fogli, CNR, Roma.
- BIJIMA J., FARBER W.W. & HEMLEBEN C. (1990) - *Temperature and salinity limits of growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures.* J. Foramin. Res., **20**: 128-148.
- BILLI A. & SALVINI F. (2000) - *Sistemi di fratture associati a faglie in rocce carbonatiche: nuovi dati sull'evoluzione tectonica del Promontorio del Gargano.* B. Soc. Geol. Ital. **119**: 237-250.
- BJÖRK S., WALKER M. J. C., CWYNAR L., JOHNSEN S., KNUDSEN K. L., LOWE J.J., WOHLFARTH B. & INTIMATE Members (1998) - *An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group.* J. Quaternary Sci., **13**: 283-292.
- BLANCHON P. & SHAW J. (1995) - *Reef drowning during the last deglaciation; evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse.* Geology, **23**: 4-8.

- BLOCKLEY S.P.E., LOWE J.J., WALKER M.J.C., ASIOLI A., TRINCARDI F., COOPE G.R., DONAHUE R.E. & POLLARD A.M. (2004) - Bayesian analysis of radiocarbon chronologies: examples from the European Late-glacial. *J. Quaternary Sci.*, **19/2**: 159–175.
- BORRE K., CACON S., CELLO G., KOTNY B., KOSTAK B., LIKKE ANDEERSEN H., MORATTI G., PICCARDI L., STEMBERK J., TONTI E. & VILIMEK V. (2003) - The COST project in Italy: analysis and monitoring of seismogenic faults in the Gargano and Norcia areas (central-southern Apennines, Italy). *J. Geodyn.*, **36**: 3-18.
- BOSELLINI A. (2002) - Dinosaurs “re-write” the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform. *Earth-Sci. Rev.*, **59**: 211–234.
- BOSELLINI A., MORSILLI M. & NERI C. (1999) - Long-Term Event Stratigraphy of The Apulia Platform Margin (Upper Jurassic To Eocene, Gargano, Southern Italy). *J. Sediment. Res.*, **69**, n. 6: 1241–1252.
- BRAMBATI A. & VENZO G.A. (1967) - Recent sedimentation in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste. *Studi Trentini Scienze Naturali*, **44**: 202-274.
- BRANKMAN C.M. & AYDIN A. (2004) - Uplift and contractional deformation along a segmented strike-slip fault system: the Gargano Promontory, southern Italy. *J. Struct. Geol.*, **26**: 807-824.
- CACHO I., GRIMALT J.O., CANALS M., SBAFFI L., SHACKLETON N.J., SCHOENFELD J. & ZAHN R. (2001) - Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 30,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Palaeoceanography* **16**: 40–52.
- CALANCHI N., CATTANEO A., DINELLI E., GASPAROTTO G. & LUCCHINI F. (1998) - Tephra layers in Late Quaternary sediments of the Central Adriatic Sea. *Mar. Geol.*, **149**: 191-209.
- CAPOTONDI L., BORSETTI A.M. & MORIGI C. (1999) - Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, **153** (1–4): 253–274.
- CARATORI TONTINI F., STEFANELLI P., GIORI I., FAGGIONI O. & CARMISCIANO C. (2004) – The revised aeromagnetic anomaly map of Italy. *Ann. Geophys.*, **47/5**: 1547-1555.
- CARRUBA S., CASNEDI R. & PEROTTI C.R. (2005) – Mechanism and timing of the Pliocene-Pleistocene foredeep migration in the Abruzzo offshore area (central Adriatic). In: I.R. FINETTI (Ed.). “CROP – Deep seismic exploration of the Mediterranean region”. Elsevier, 563-580, Amsterdam.
- CARRUBA S., CASNEDI R., PEROTTI C., TORNAGHI M. & BOLIS G., (2003) – Tectonic and sedimentary evolution of the Lower Pliocene Periadriatic foredeep in Central Italy. *Int. J. Earth Sci.*, **95**: 665–683.
- CASERO P., RIGAMONTI A. & IOCCA M (1990) – Paleogeographic relationships during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**: 807-814.
- CASSINIS R., SCARASCIA S. & LOZEI A. (2003) – The deep crustal structure of Italy and surrounding areas from seismic refraction data. A new synthesis. *B. Soc. Geol. It.*, **122**: 365-376.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) – Southalpine versus Po Plain Apenninic arcs. In: F.C. WEZEL (Ed.). “Origin of arcs”. Development in Geotectonics, **21**: 253-280, Amsterdam.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C., & AMATO A. (2006) – CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma <http://www.ingv.it/CSI>.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., LANGONE L. & TRINCARDI F. (2003a) - The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.*, **193**: 61-91.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., MARSSET T., THOMAS Y. & TRINCARDI F. (2004a) - Morphobathymetric analysis of seafloor undulations on the Adriatic shelf and comparison to known examples of deepwater sediment waves. *Mar. Geol.*, **213**: 121-148.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., PENITENTI D., TRINCARDI F. & MARSSET T. (2003b) - Morphobathymetry of small-scale mud reliefs on the Adriatic shelf. In: J. Locat & J. Mienert (Eds.): “Submarine Mass Movements and their Consequences”, Kluwer, 401-408, Amsterdam.

- CATTANEO A. & STEEL R. J. (2003) - *Transgressive deposits: a review of their variabilità*. Earth-Sci. Rev., **1277**: 1–43.
- CATTANEO A. & TRINCARDI F. (1999) - *The late-Quaternary transgressive record in the Adriatic epicontinental sea: basin widening and facies partitioning*. In: K.M. BERGMAN & J.W. SNEDDEN (Eds.): "Isolated shallow marine sand bodies; sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation". Soc. of Econ. Pal. and Min., spec. publ., **64**: 127-146.
- CATTANEO A., TRINCARDI F. & ASIOLI A. (1997) – *Shelf sediment dispersal in the late-Quaternary transgressive record around the Tremiti High (Adriatic Sea)*. Giornale di Geologia, **59**, 217-244.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & CORREGGIANI A. (2007) - *Clineform formation in the Adriatic Sea: Energy-limited bottomset*. Cont. Shelf Res., **27**: 506-525.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., LANGONE L., ASIOLI A. & PUIG P. (2004b). *Clineformation generation on Mediterranean Margins*. Oceanography, **17/4**: 104-117.
- CAVALERI L. (2000) – *The oceanographic tower Acqua Alta – activity and prediction of sea states at Venice*. Coast. Engeneering, **39**: 29-70.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORWATH F. (1979) – *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth-Sci. Rev., **15**: 213-292.
- CHILOVI C., DEFETTER A.J. & POMPUCCI A. (2000) - *Wrench zone reactivation in the Adriatic Block: the example of the Mattinata Fault System (SE Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **119**: 3-8.
- CIABATTI M., CURZI P.V. & RICCI LUCCHI F. (1987) - *Quaternary sedimentation in the Central Adriatic Sea*. Giornale di Geologia, **49**: 113-125.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) – *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene"* (29 settembre – 4 ottobre 1994). B. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.
- CIVITARESE G., GAĆIĆ M., CARDIN V. & IBELLO V. (2005) - *Winter Convection Continues in the Warming Southern Adriatic*. Eos, **86** (45): 445-451.
- CK2000 (2009) - *Checklist of the Species of the Italian Fauna – On-line Version 2.0*. Accesso al sito <http://www.fauinaitalia.it/checklist/il> [2009-02-03].
- CLARK P. U., MARSHALL McCABE A., MIX A. C. & WEAVER A. J. (2004) - *Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications*. Science, **304**: 1141-1144.
- CLARK P.U. & MIX A. C. (2002) - *Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum*. Quaternary Sci. Rev., **21**: 1-7.
- CLEMAM (2009) - *Taxonomic Database on European MARine Mollusca*. Accesso al sito <http://www.somali.asso.fr/clemam/il> [2009-02-03].
- COLANTONI P., GALLIGNANI P. & LENAZ R. (1979) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic continental shelf*. Mar. Geol., **33**: 41-50.
- COLANTONI P., PRETI M. & VILLANI B. (1990) - *Sistema deposizionale e linea di riva olocenica sommersi in Adriatico e al largo di Ravenna*. Giornale di Geologia, **52**: 1-18.
- COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2001) - *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni*. Quaderni Servizio Geologico, Serie III, **7**: fascicoli I-VII.
- CONSOLE R., DI GIOVAMBATTISTA R., FAVALI P., PRESGRAVE B.W. & SMERIGLIO G. (1993) – *Seismicity of the Adriatic microplate*. Tectonophysics, **218**: 343-354.
- CONSOLE, R., DI GIOVAMBATTISTA, R., FAVALI P. & SMERIGLIO, G. (1989) – *Lower Adriatic Sea Seismic Sequence (January 1986): spatial definition of the seimogenic structure*. Tectonophysics, **166**: 235-246.
- CORREGGIANI A., FIELD M.E. & TRINCARDI F. (1996a) - *Late Quaternary transgressive large dunes on the sediment-starved Adriatic shelf*. In: M. DE BATIST & P. JACOBS (Eds.): "Geology of Siliciclastic Shelf Seas". Geol. Soc., spec. publ., **117**: 155-169, London.
- CORREGGIANI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1996b) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea*. Il Quaternario, **9**: 697-704.

- CORREGGIARI A., TRINCIARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in heavily-sedimented highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf.* J. Sediment. Res., **71**: 218-236.
- COSSIGNANI T., COSSIGNANI V., DI NISIO A. & PASSAMONTI M. (1992) - *Atlante delle conchiglie del Medio Adriatico. - Atlas of shells from Central Adriatic Sea.* Ed. L'Informatore Piceno, 1-108, Ancona.
- D'INGEO F., CALCAGNILE G. & PANZA G. (1980) - *On the fault-plane solutions in the central-eastern Mediterranean region.* B. Geofisica Teorica Appl., **22**, 85: 13-22.
- DE ALTERIIS G. (1995) - *Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea.* Tectonophysics, **252**: 349-373.
- DE DOMINICIS A. & MAZZOLDI G. (1987) - *Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della Piattaforma Apula.* Mem. Soc. Geol. It., **18**: 163-176.
- DE RIJK S., TROELSTRA S.R. & ROHLING E.J. (1999) - *Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea.* J. Foramin. Res., **29**: 93-103.
- DE STIGTER H.C., JORISSEN F.J. & VAN DER ZWAAN G.J. (1998) - *Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to deep sea transect in the southern Adriatic Sea.* J. Foramin. Res., **28**: 40-65.
- DEZES P. & ZIEGLER P.A. (2008) - *Map of the European Moho, version 1.3.* <http://comp1.geol.unibas.ch>.
- DI BUCCI D. & MAZZOLI S. (2003) - *The October–November 2002 Molise seismic sequence (southern Italy): an expression of Adria intraplate deformation.* J. Geol. Soc. London, **160**: 503-506.
- DI BUCCI D., RAVAGLIA A., SENO S., TOSCANI G., FRACASSI U. & VALENSISE G. (2006) - *Seismotectonics of the Southern Apennines and Adriatic foreland: insights on active regional E–W shear zones from analogue modeling.* Tectonics, **25**: TC4015. doi:10.1029/2005TC001898.
- DI LUCCIO F., FUKUYAMA E. & PINO N.A. (2005) - *The 2002 Molise earthquake sequence: What can we learn about the tectonics of southern Italy?* Tectonophysics, **405**: 141-154.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIERI P. (1994) - *The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere.* Tectonics, **13**: 1309-1321.
- DUCASSOU E., CAPOTONDI L., MURAT A., BERNASCONI S.M., MULDER T., GONTHIER E., MIGEON S., DUPRAT J., GIRAUDEAU J. & MASCLE J. (2007) - *Multiproxy Late Quaternary stratigraphy of the Nile deep-sea turbidite system. Towards a chronology of deep-sea terrigenous systems.* Sediment. Geol., **200**: 1-13.
- FABBRI A., ARGNANI A., BORTOLUZZI G., CORREGGIARI A., GAMBERI F., LIGI M., MARANI M., PENITENTI D., ROVERI M. & TRINCIARDI F. (2000) - *Carta Geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000: guida al rilevamento.* Quaderni Servizio Geologico, Serie III, **8**: 101 pp.
- FABBRI A. & GALLIGNANI (1973) - *Données morphologiques et sédimentologiques sur l'Adriatique Méridionale.* Rapp. Comm. int. Mer. Médit., **21**(11): 921-924.
- FAIRBANKS R.G. (1989) - *A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation.* Nature, **342**: 637-642.
- FAIRBANKS R.G., CHARLES C.D. & WRIGHT J.D. (1992) - *Origin of global meltwater pulses.* In: R.E. Taylor, A. Long & R.S. Kra (Eds.): “*Radiocarbon after four decades; an interdisciplinary perspective*”. Springer-Verlag, 473-500, New York.
- FAIRBANKS R.G., MORTLOCK R.A., CHIU T.-C., CAO L., KAPLAN A., GUILDESON T.P., FAIRBANKS T.W. & BLOOM A.L. (2005) - *Marine radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years B.P. based on paired ^{230}Th / ^{234}U / ^{238}U and ^{14}C dates on pristine corals.* Quaternary Sci. Rev., **24**: 1781-1796.
- FARR T.G., ROSEN P.A., CARO E., CRIPPEN R., DUREN R., HENSLEY S., KOBRECK M., PALLER M., RODRIGUEZ E., ROTH L., SEAL D., SHAFFER S., SHIMADA J., UMLAND J., WERNER M., OSKIN M., BURBANK D. & ALSDORF D. (2007) - *The Shuttle Radar Topography Mission.* Rev. Geophys., **45**: 183-215, doi:10.1029/2005RG000183.

- FAVARETTO S., ASIOLI A., MIOLA A. & PIVA A. (in stampa) - *Preboreal climatic oscillations recorded by pollen and foraminifera in the southern Adriatic Sea*. Quatern. Int.
- FERRETTI M., MORETTI E., SAVELLI D., STEFANON A., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1986) - *Late-Quaternary alluvial sequences in the northwestern Adriatic sea from UNIBOOM profiles*, **4**: 63-72.
- FERRI F., VENTURA R., COREN F. & ZANOLLA C. (A CURA DI) (2005) - *CARTA GRAVIMETRICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:1.250.000*. SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (APAT). SELCA, FIRENZE.
- FINETTI I.R. & DEL BEN A. (2005) - *Crustal Tectono-Stratigraphic Setting of the Adriatic Sea from New CROP Seismic Data*. In: I.R. FINETTI (Ed). "CROP – Deep seismic exploration of the Mediterranean region". Elsevier, 519-547, Amsterdam.
- FRANCO P., JEFTEC L., MALANOTTE-RIZZOLI P., MICHELATO A. & ORLIC M. (1982) - *Descriptive model of the North Adriatic*. Oceanologica Acta, **5**: 379-389.
- FREPOLI A. & AMATO A. (2000) - *Fault plane solutions of crustal earthquakes in Southern Italy (1988-1995): seismotectonic implications*. Annali di Geofisica, **43/3**: 437-467.
- FRIGNANI M. & LANGONE L. (1991) - *Accumulation rates and ¹³⁷Cs distribution in sediments off the Po River delta and the Emilia-Romagna coast (northwestern Adriatic Sea, Italy)*. Cont. Shelf Res., **11**: 525-542.
- FRIGNANI M., LANGONE L., RAVAIOLI M., SORGENTE D., ALVISI F. & ALBERTAZZI S. (2005) - *Fine-sediment mass balance in the western Adriatic continental shelf over a century time scale*. Mar. Geol., **222-223**: 113-134.
- FUNICIELLO R., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1981) - *Carta tettonica d'Italia*. Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., pubbl. 269.
- GACIC M., CIVITARESE G. & URSELLA L. (1999) - *Spatial and seasonal variability of water and biogeochemical fluxes in the Adriatic sea*. In: P. MALANOTTE-RIZZOLI & V.N. EREMEEV (Eds.): "The Eastern Mediterranean as a laboratory basin for the assessment of contrasting ecosystems". Kluwer Academic Publishers, 335-357, Amsterdam.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, **117**, 1-2: 59-78.
- GEISS E. (1987) - *A new compilation of crustal thickness data for the Mediterranean area*. Annales Geophysicae, **5B**: 623-630.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1994) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-125, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1996) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-258, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1999) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-127, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2001) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-246, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2003) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-298, Roma.
- GIULIANI R., ANZIDEI M., BONCI L., CALCATERRA S., D'AGOSTINO N., MATTONE M., PIETRANTONIO G., RIGUZZI F. & SELVAGGI G. (2007) - *Co-seismic displacements associated to the Molise (Southern Italy) earthquake sequence of October–November 2002 inferred from GPS measurements*. Tectonophysics, **432**: 21-35.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004). - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna.
- HARDIE L.A. & LOWENSTEIN T.K. (2004) - *Did the Mediterranean Sea dry out during the Miocene? A reassessment of the evaporite evidence from DSDP Legs 13 and 42A cores*. J. Sed. Res., **74**: 453-461.
- HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G. (1994) - *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*. Sediment. Geol., **92**: 31-52.
- HEMLEBEN C., SPINDLER M. & ANDERSON O.R. (Eds.) (1989) - *Modern planktic foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 368 pp.

- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) – *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Mar. Petrol. Geol., **5**: 2-16.
- HUGHEN K. A., BAILLIE M. G. L., BARD E., BECK J. W., BERTRAND C. J. H., BLACKWELL P. G., BUCK C. E., BURR G. S., CUTLER K. B., DAMON P. E., EDWARDS R. L., FAIRBANKS R. G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T. P., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., BRONK RAMSEY15 C., REIMER P. J., REIMER R. W., REMMELE S., SOUTHON J. R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F. W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C. E. (2004) - *Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**(3): 1059–1086.
- ITIS (2009) - *Integrated Taxonomic Information System*. Accesso al sito <http://www.itis.gov> il [2009-02-03].
- JORISSEN F.J. (1987) - *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea*. Mar. Micropal., **12**: 21-48.
- JORISSEN F.J. (1999a) - *Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterraenan sapropels*. Mar. Geol., **153**: 91-101.
- JORISSEN F.J. (1999b) - *Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface*. In SEN GUPTA B.K. (Ed.): “*Modern Foraminifera*”, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 161-180.
- JORISSEN F.J., ASIOLI A., BORSETTI A.M., CAPOTONDI L., DE VISSER J.P., HILGEN F.J., ROHLING E.J., VAN DER BORG K., VERGNAUD-GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J. (1993) - *Late Quaternary central Mediterranean biochronology*. Marine Micropaleontology, **21**: 169–189.
- JORISSEN F.J., DE STIGTER H.C. & WIDMARK J.G.V. (1995) - *A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats*. Mar. Micropal., **26**: 3–15.
- KUEHL S.A., LEVY B.M., MOORE W.S. & ALLISON M.A. (1997) - *Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system*. Mar. Geol., **144**: 81-96.
- LANGONE L., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & TRINCARDI F. (1996) - *Age-depth modelling through the late Quaternary deposits of the central Adriatic basin*. In: P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): “*Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*”. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 177-196, Pallanza.
- LOCKER S.D., HINE A.C., TEDESCO L.P. & SHINN E.A. (1996) - *Magnitude and timing of episodic sea-level rise during the last deglaciation*. Geology, **24**: 827-830.
- LOWE J.I., BLOCKLEY S., TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A. & MATTHEWS I.P. (2007) - *Age modelling of late-Quaternary marine sequences (Adriatic Sea): towards improved precision and accuracy*. Cont. Shelf Res., **27**: 560-582.
- MALANOTTE RIZZOLI P. & BERGAMASCO A. (1983) - *The dynamics of the coastal region of the northern Adriatic Sea*. J. Phys. Oceanogr., **13**: 1105-1130.
- MANZI V., LUGLI S., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (2005) – *Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?* Sedimentology, **52**: 875-902.
- MARINO C.M. & PIGORINI B. (1969) - *Datazione dei sedimenti recenti del Mare Adriatico col metodo del radiocarbonio*. Atti Società Italiana di Scienze Naturali, **109**: 469-488.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy*. Quaternary Res., **27**: 1–29.
- MENICHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) – *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tetttonico-sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiana-romagnola*. Studi Geologici Camerti, **1991/1**: 279-293.
- MILLIMAN J.D. & SYVITSKI J.P.M. (1992) - *Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers*. J. Geol., **100**: 525-544.
- 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.

- MINISINI D., TRINCARDI F., ASIOLI A., CANU M., FOGLINI F. (2007) - *Morphologic variability of exposed mass-transport deposits on the Eastern slope of Gela Basin (Sicily Channel)*. Basin Research, **19**: 217-240.
- MISEROCCHI S., LANGONE L. AND TESI T. (2007) - *Content and isotopic composition of organic carbon within a flood layer in the Po River prodelta (Adriatic Sea)*. Cont. Shelf Res., **27**: 338-358.
- MIX A.C., BARD E. & SCHNEIDER R. (2001) - *Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG)*. Quaternary Sci. Rev., **20**:627-657.
- MORLEY C.K. (1986) - *A classification of thrust fronts*. AAPG Bull., **70**: 371-378.
- NICOLICH R. & DAL PIAZ G.V. (1991) - *Isobate della Moho in Italia*. In: Structural Model of Italy, 1 : 500.000, Progetto finalizzato Geodinamica, CNR, Roma.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) – *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bull., **67**: 841-875.
- OLDFIELD F., ASIOLI A., ACCORSI C. A., MERCIURI A. M., JUGGINS S., LANGONE L., ROLPH T., TRINCARDI F., WOLFF G., GIBBS Z., VIGLIOTTI L., FRIGNANI M., VAN DER POST K. & BRANCH N. (2003) - *A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea*. Quaternary Sci. Rev., **22**: 319-342.
- OLDOW J.S., FERRANTI L., LEWIS D.S., CAMPBELL J.K., D'ARGENIO B., CATALANO R., PAPPONE G., CARMIGNANI L., CONTI P. & AIKEN, C.L.V. (2002). *Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen*. Geology, **30**, n. 9; 779-782.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) – *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): “*Foreland Basins*”. Int. Ass. Sediment., spec. publ., **8**: 183-198.
- ORLIC M., GACIC M. & LA VIOLETTE P.E. (1992) – *The currents and circulation of the Adriatic Sea*. Oceanologica Acta, **15**: 109-124.
- ORTOLANI F., & PAGLIUCA S. (1988) – *Il Gargano (Italia meridionale): un settore di "avampaese" deformato tra le catene Appenninica e Dinarica*. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**: 1245-1252.
- PALINKAS C.M. & NITTROUER C.A. (2006) – *Clinof orm sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea*. Mar. Geol., **234**: 245-260.
- PASCHINI E., ARTEGANI A. & PINARDI N. (1993) – *The mesoscale eddy field of the middle Adriatic during fall 1988*. Deep-Sea Res. I, **40**: 1365-1377.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004). - *The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): identification and characterization of the causative fault*. J. Seismol., **8**, n. 2: 259-273.
- PATACCA E., SCANDONE P., DI LUZIO E., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (2008) - *Structural architecture of the central Apennines: Interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide*. Tectonics, **27**, TC3006, doi:10.1029/2005TC001917.
- PIERI M. & GROPPi G. (1981) – *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., pubbl. **414**: 23 pp, Roma.
- PIROMALLO C. & MORELLI A. (2003) - *P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area*. J. Geoph. Res., **108**, 2065, doi: 10.1029/2002JB001757.
- PIVA A. (2007) - *Stratigrafia ad alta risoluzione dei depositi quaternari in Adriatico centrale e meridionale: impatto di cambiamenti climatici a scala sub-Milankoviana sulla circolazione in Mediterraneo*. Tesi di Dottorato non pubblicata, Università di Bologna, XIX Ciclo (Scienze della Terra), 127 pp.
- PIVA A., ASIOLI A., ANDERSEN N., GRIMALT J.O., SCHNEIDER R.R. & TRINCARDI F. (2008a) - *Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESSI borehole PRAD1-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 2. Paleoenvironmental evolution*. Geochem. Geophys. Geosy., **9/3**: 1-21, doi:10.1029/2007GC001785
- PIVA A., ASIOLI A., SCHNEIDER R.R., TRINCARDI F., ANDERSEN N., COLMENERO-HIDALGO E., DENNIELOU B., FLORES J. & VIGLIOTTI L. (2008b) - *Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESSI borehole PRAD1-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 1. Integrated stratigraphy*. Geochem. Geophys. Geosy., **9/1**: 1-21, doi:10.1029/2007GC001713.

- PIVA A., ASIOLI A., TRINCARDI F., SCHNEIDER R. R. & VIGLIOTTI L. (2008c) *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean)*. Holocene, **18/1**: 153-162.
- PONDRELLI S., SALIMBENI S., EKSTRÖM G., MORELLI A., GASPERINI P. & VANNUCCI G. (2006) - *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. Phys. Earth Plan. Int., **159/3-4**: 286-303.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1993) - *Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors*. Sediment. Geol., **86**: 91-109.
- POSAMENTIER H.W., ERSKINE R.D. & MITCHUM R.M.JR. (1991) - *Models for Submarine-Fan Deposition within a Sequence-Stratigraphic Framework*. In: P. WEIMER & M.H. LINK (Eds.): "Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite System". Springer-Verlag, 127-136, New York.
- POSAMENTIER H.W., JAMES D.P., ALLEN G.P. & TESSON M. (1992) - *Forced Regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance*. AAPG Bull., **76**: 1687-1709.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic control on clastic deposition, II – Sequence and systems tract models*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.T.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J. C. VAN WAGONER (Eds.): "Sea Level Change: An Integrated Approach". Soc. of Econ. Pal. and Min. spec. publ., **42**: 125-154.
- POULAIN P.M. (2001) - *Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999*. J. Marine Syst., **29**: 3-32.
- PUJOL C. & VERGAUD GRAZZINI C. (1995) - *Distribution patterns of live planktic foraminifera as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea*. Mar. Micropal., **25**: 187-217.
- PUIG P., OGSTON A.S., GUILLÉN J., FAÍN A.M.V. & PALANQUES A. (2007) - *Sediment transport processes from the topset to the foreset of a crenulated clinoform (Adriatic Sea)*. Cont. Shelf Res., **27**: 452-474.
- RICCI LUCCHE F. (1973) - *Resedimented evaporites: indicators of slope instability and deep-basin conditions in Periadriatic Messinian (Apennines foredeep, Italy)*. In: DROGGER (Ed.): "Messinian Events in the Mediterranean". Konin. Nderl. Akd. van Wetensch., Geodynamic Sci. Rep. **7**: 142-149.
- RICCI LUCCHE F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): "Foreland Basins". Int. Ass. Sediment. spec. publ., **8**: 105-139.
- RICCI LUCCHE F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPARI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHE (Eds.): "Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano". Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., 17-46.
- 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.
- RIDENTE D., FRACASSI U., DI BUCCI D., TRINCARDI F. & VALENSISE G. (2008a) - *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.
- 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 Adriatic shelf*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 517-526.
- RIDENTE D. & TRINCARDI F. (2005) - *Pleistocene "muddy" forced-regression deposits on the Adriatic shelf: a comparison with prodelta deposits of the late Holocene highstand mud wedge*. Mar. Geol., **222-223**: 213-233.

- 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., TRINCARDI F., PIVA A., ASIOLI A. & CATTANEO A. (2008b) - *Sedimentary response to climate and sea level changes during the past ~ 400 kyr from borehole PRADI-2 (Adriatic Margin)*. Geochem. Geophy. Geosy., **9**, doi:10.1029/2007GC001783.
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A. & GASPARINI C. (1989) - Study of the seismic sequence of Porto San Giorgio (Marche), 3 July 1987. Il Nuovo Cimento della Societa Italiana di Fisica, Sezione C, **12**, n. 4: 453-467.
- ROHLING E.J., JORISSEN F.J. & DE STIGTER H.C. (1997) - *200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea*. Journal of Micropaleontology, **16**: 97-108.
- ROYDEN L., 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.
- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROURE F. (1991) - *Cross Section Balancing in the Central Apennines: An Application of LOCACE*. AAPG Bull., **75**: 832-844.
- Salvi S., QUATTROCCHI F., BRUNORI C.A., DOUMAZ F., ANGELONE M., BILLI A., BUONGIORNO F., FUNICIELLO R., GUERRA M., MELE G., PIZZINO L. & SALVINI F. (1999) - *A multidisciplinary approach to earthquake research: implementation of a Geochemical Geographic Information System for the Gargano site, southern Italy*. Nat. Hazards, **20**: 255-278.
- SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1990) - *Cyclic sedimentation and erosion of quaternary sedimentary wedges off the Gargano Promontory (Southern Adriatic Sea)*. B. Oceanologia Teorica Appl., **8**: 163-175.
- SBAFFI L., WEZEL F.C., KALLEL N., PATERNE M., CACHO I., ZIVERI P. & SHACKLETON N. (2001) - *Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary*. Mar. Geol., **178**: 39-62.
- SCHWANDER M.M. (1989) - *The southern Adriatic basin, offshore Italy*. In: A.W. BALLY (Ed.): "Atlas of seismic stratigraphy". AAPG Studies, **27**, vol. III: 111-115.
- SCISCIANI V. & MONTEFALCONE R. (2005) - *Evoluzione neogenico-quaternaria del fronte della catena centro-appenninica: vincoli dal bilanciamento sequenziale di una sezione geologica regionale*. B. Soc. Geol. It., **124**: 579-599.
- SCROCCA D. (2006) - *Thrust front segmentation induced by differential slab retreat in the Apennines (Italy)*. Terra Nova, **18**: 154-161.
- SEN GUPTA B.K. (Ed.) (1999) - *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 371 pp.
- SERPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G. & GALVANI A. (2005) - *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks*. Geophys. J. Int., **161**, 3: 861-880.
- SERPELLONI E., VANNUCCI G., PONDRELLI S., ARGNANI A., CASULA G., ANZIDEI M., BALDI P. & GASPERINI P. (2007) - *Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data*. Geophys. J. Int., **169**, 3: 1180-1200.
- SIANI G., PATERNE M., ARNOLD M., BARD E., MÉTIVIER B., TISNERAT N. & BASSINOT F. (2000) - *Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea*. Radiocarbon, **42**: 271-280.
- SIANI G., PATERNE M., MICHEL E., SULPIZIO R., SBRANA A., ARNOLD M. & HADDAD G. (2001) - *Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum*. Science, **294**(5548): 1917-20, New York.
- SMEBD (2009) - *World Register of Marine Species*. Accesso al sito <http://www.marinespecies.org> il [2009-02-03].
- STAMPFLI G.M., BOREL G.D., MARCHANT R. & MOSAR J. (2002) - *Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions*. J. Virtual Explorer, **8**: 77-106.

- STECKLER M.S., RIDENTE D. & TRINCARDI F. (2007) - *Control of sequence geometry north of Gargano Peninsula by changing sediment pathways in the Adriatic Sea.* Cont. Shelf Res., **27**: 526-541.
- STORM J., CATTANEO A., WELTJE G.J. & TRINCARDI F. (2008) - *Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the Northern Adriatic shelf (Italy).* Quaternary Sci. Rev. (in stampa).
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - Extended 14c data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. Radiocarbon, **35**: 215- 230.
- SULTAN N., CATTANEO A., URGELES R., LEE H., LOCAT J., TRINCARDI F., BERNE S., CANALS M. & LAFUERZA S. (2008) - *A geomechanical approach for the genesis of sediment undulations on the Adriatic shelf.* Geochem. Geophy. Geosy., **9/4** (in stampa).
- SYVITSKI & KETTNER (2007) - *On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic sea.* Cont. Shelf Res., **27**: 296-308.
- TINTI S., MARAMAI, A. & FAVALI, P. (1995) - *The Gargano Promontory: an important Italian seismogenic-tsunamigenic area.* Mar. Geol., **122**, 227-241.
- TINTI S. & PIATANESI A. (1996) - *Numerical simulations of the tsunami induced by the 1627 earthquake affecting Gargano, Southern Italy.* J. Geodyn., **21**: 141-160.
- TONDI E., PICCARDI L., CACON S., KONTNY B. & CELLO G. (2005) - *Structural and time constraints for dextral shear along the seismogenic Mattinata Fault (Gargano, southern Italy).* J. Geodyn., **40**: 134-152.
- TRINCARDI F., ARGNANI A. & CORREGGIARI A. (a cura di) (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1: 250.000. Foglio NK33-5 Pescara.*
- TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., CORREGGIARI A., VIGLIOTTI L. & ACCORSI C.A. (1996a) - *Transgressive offshore deposits on the central Adriatic shelf: Architecture complexity and the record of the Younger Dryas short-term event.* Il Quaternario, **9**: 753-762.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996b) - *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events.* In: P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): "Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)". Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 39-70, Pallanza.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A. (2004a) - *Mediterranean prodelta systems: natural evolution and human impact investigated by EURODELTA.* Oceanography, **17/4**: 34-45.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A., MASSON D.G., HÜHNERBACH V., JACOBS C., CARRÀ D., MAGAGNOLI A., PENITENTI D., RIDENTE D. & ROVERI M. (2000) - *Evidence of giant fluid-escape features in late-Holocene deposits on the Adriatic shelf.* Giornale di Geologia, **62**: 1-26.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A. & RIDENTE D. (2004b) - *Evidence of soft-sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late-Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea.* Mar. Geol., **213**: 91-119.
- TRINCARDI F. & CORREGGIARI A. (2000) - *Muddy forced-regression deposits in the Adriatic basin and the composite nature of Quaternary sea level changes.* In: D. HUNT & R.L. GAWTHORPE (Eds.): "Sedimentary Responses to Forced Regressions". Geological Society, spec. publ., **172**: 247-271, London.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin.* Geo-Mar. Lett., **14**: 41-51.
- TRINCARDI F., FOGLINI F., VERDICCHIO G., ASIOLI A., CORREGGIARI A., MINISINI, D., PIVA A., REMIA A., RIDENTE D. & TAVIANI, M. (2007a) - *The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean).* Marine Geology, **246**: 208-230.
- TRINCARDI F., VERDICCHIO G. & MISEROCCHI S. (2007b) - *Sea-floor evidence for the interaction between Cascading and along-slope bottom-water masses.* Journal of Geophysical Research (Earth Surface), **112**: F03011, doi:10.1029/2006JF000620.
- 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.

- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone valley*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.): "Fossil vertebrates in the Lamone valley. Romagna Apennines". Field trip guidebook, Litografica Faenza, 7-37, Faenza.
- VAI G.B. (2001) - *Basement and early (pre-Alpine) history*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluver Academic Pub., 327-350.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M.JR., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S. III, SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level*. In: C.E. PAYTON (Ed.): "Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration". AAPG Memoir, **26**: 49-212.
- VALENSEI G., PANTOSTI D. & BASILI R. (2004) - *Seismology and Tectonic Setting of the 2002 Molise, Italy, Earthquake*. Earthquake Spectra, **20**: S23-S37.
- VAN DER ZWAAN G.J. & JORISSEN F.J. (1991) - *Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia*. In: R.V. TYSON & T.H. PEARSON (Eds.): "Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia". Geological Society, spec. publ., **58**: 65-82, London.
- VANNUCCI G. & GASPERINI P. (2004) - *New Release of the Data Base of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA Version 2)*. Annals of Geophysics, suppl., **47**: 307-334.
- VANNUCCI G., PONDRLELLI S., ARGNANI A., MORELLI A., GASPERINI P. & BOSCHI E. (2004) - *An Atlas of Mediterranean Seismicity*. Ann. Geophys., suppl., **47**: 247-306.
- 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. (2008a) - *Sequence stratigraphy of Late Quaternary slope deposits in the South Adriatic*. Geo Acta Special Publication, pp. 97-116.
- VERDICCHIO G. & TRINCARDI F. (2008b) - *Charter 20: Shallow water contourites*. In: REBESCO & CAMERLENGHI (Eds.), Contourites, Elsevier. In stampa.
- VERDICCHIO G. & TRINCARDI F. (2008c) - *Mediterranean shelf-edge muddy contourites: example from Gela and South Adriatic Basins*. Geo-Marine Letters, **28**: 137-151. DOI 10.1007/s00367-007-0096-9.
- 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.
- VIGLIOTTI L., VEROSUB K.L., CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & PIVA A. (2008) - *Paleomagnetic and rock magnetic analysis of Holocene deposits from the Adriatic Sea: Detecting and dating short-term fluctuations in sediment supply*. Holocene, **18/1**: 141-152.
- WESTAWAY R. (1990) - *Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean*. Earth Planet. Sci. Lett., **96**, 3-4: 393-406.
- WHEELER H.E. (1958) - *Time stratigraphy*. AAPG Bull., **42**: 1047-1063.
- WINTER T. & TAPPONIER P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocene dans le centre de l'Italie: donnees microtectoniques*. B. Soc. Geol. Fr., **162**: 1095-1108.
- WOLINSKI M.A. & PRATSON L.F. (2007) - *Overpressure and slope stability in prograding clinoforms: implications for marine morphodynamic*. J. Geophys. Res., **112**, F04011.
- YIM W.W.-S., HUANG G., FONTUGNE M.R., HALE R.E., PATERNE M., PIRAZZOLI P.A. & RIDLEY THOMAS W.N. (2008) - *Postglacial sea-level changes in the northern South China Sea continental shelf: Evidence for a post-8200 calendar yr BP meltwater pulse*. Quatern. Int., **145-146**: 55-67.
- ZAPPATERRA E. (1990) - *Regional distribution models of source rocks in the Periadriatic region*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 817-822.
- ZORE ARMANDA M. & GACIC M. (1987) - *Effects of the Bura on the circulation in the North Adriatic*. Annales Geophysicae, **5B**: 93-102.