



ISPRA

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**

foglio NK 33- 5
PESCARA

a cura di
F. Trincardi*, **A. Argnani***, **A. Correggiari***

con contributi di:

Informatizzazione: **F. Foglini***

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

Carta superficiale: **A. Asioli*****, **E. Campiani***, **A. Cattaneo*****,
A. Piva*, **A. Remia***, **D. Ridente***, **M. Taviani***

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

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

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

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 DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - 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	>>	17
1.	- ASSETTO FISIOGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO	>>	17
2.	- APPORTI SEDIMENTARI E CENNI DI DINAMICA OCEANOGRAFICA	>>	18
2.1.	- REGIME OCEANOGRAFICO	>>	18
2.2.	- APPORTI FLUVIALI	>>	21
3.	- ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO	>>	24
4.	- VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE	>>	30
4.1.	- LE VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE RELATIVO	>>	30
4.2.	- I CICLI GLACIO-EUSTATICI QUATERNARI	>>	32
4.3.	- L'ULTIMA RISALITA DEL LIVELLO DEL MARE	>>	32
5.	- IL BACINO ADRIATICO NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE	>>	33
6.	- I DEPOSITI DI STAZIONAMENTO ALTO TARDO-OLOCENICI IN ADRIATICO	>>	35
V	- STRATIGRAFIA	>>	39
1.	- SCELTA DELLE UNITÀ INFORMALI	>>	39

2.	- CARTA SUPERFICIALE	>>	40
3.	- CARTA DEL SOTTOFONDO	>>	46
VI	- CARTOGRAFIA		47
1.	- CARTA SUPERFICIALE - FOGLIO NK33-5 PESCARA	>>	47
1.1.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE	>>	48
1.1.1.	- <i>Unità pre-tirreniane (r v)</i>	>>	49
1.1.2.	- <i>Sistemi di di caduta (FST)</i>	>>	49
1.1.3.	- <i>Sistemi di stazionamento basso (LST)</i>	>>	50
1.1.4.	- <i>Sistemi trasgressivi (TST)</i>	>>	58
1.1.5.	- <i>Sistemi di stazionamento alto (HST)</i>	>>	63
1.1.6.	- <i>Deformazioni dei sedimenti entro il sistema di stazionamento alto</i>	>>	64
1.2.	- SEZIONI GEOLOGICHE	>>	72
1.3.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI A BORDO CARTA	>>	72
1.3.1.	- <i>Carte degli spessori e delle profondità</i>	>>	72
1.3.2.	- <i>Diagramma cronostratigrafico</i>	>>	73
1.3.3.	- <i>Schema dei rapporti stratigrafici</i>	>>	74
1.3.4.	- <i>Carte batimetriche e delle pendenze</i>	>>	74
2.	- CARTA DEL SOTTOFONDO – FOGLIO NK33-5 PESCARA	>>	76
2.1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	>>	76
2.2.	- STRATIGRAFIA	>>	77
2.2.1.	- <i>Correlazioni fra unità litostratigrafiche riconosciute nei pozzi per esplorazione e unità sismostratigrafiche</i>	>>	83
2.2.2.	- <i>Caratterizzazione delle unità affioranti sotto la superficie di base del Pliocene</i>	>>	83
2.3.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE	>>	86
2.3.1.	- <i>Miocene indifferenziato (BIS, SCH)</i>	>>	86
2.3.2.	- <i>Messiniano evaporitico (GES)</i>	>>	86
2.4.	- DESCRIZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI REGIONALI	>>	89
2.5.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI	>>	90
2.5.1.	- <i>Ubicazione delle linee sismiche</i>	>>	90
2.5.2.	- <i>Gravimetria - Magnetometria</i>	>>	90
2.5.3.	- <i>Diagramma cronostratigrafico</i>	>>	90
2.5.4.	- <i>Schema tettonostratigrafico</i>	>>	91
2.5.5.	- <i>Carta della sismicità e delle strutture attive alla base del Quaternario</i>	>>	92
2.5.6.	- <i>Carta delle isocrone degli spessori del Quaternario</i>	>>	93

VII	- ASPETTI APPLICATIVI	>> 95
1.	- IDROCARBURI	>> 95
2.	- RICERCA DI DEPOSITI SABBIOSI PER IL RIPASCIMENTO COSTIERO	>> 96
 APPENDICE 1 RILIEVI SISMICI A RIFLESSIONE E POZZI		>> 99
 APPENDICE 2 ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA		>> 105
 APPENDICE 3 ANALISI MICROPALEONTOLOGICHE		>> 111
 APPENDICE 4 ANALISI MACROPALEONTOLOGICHE		>> 129
 APPENDICE 5 TASSONOMIA		>> 133
 APPENDICE 6 DATAZIONI ^{14}C: MATERIALE UTILIZZATO, ASSUNZIONI E METODI DI CALIBRAZIONE		>> 137
 APPENDICE 7 EVIDENZA DI STRUTTURE DA SFUGGITA DI FLUIDI		>> 147
 BIBLIOGRAFIA		>> 155

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 italiani, basata su criteri uniformi per facilitare il confronto con l'assetto delle zone adiacenti, a terra o in mare. Il Foglio NK33-5 Pescara è stato realizzato nell'ambito del Programma CARG, tramite convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e l'Istituto di Scienze Marine – Consiglio Nazionale delle Ricerche (ISMAR-CNR), secondo la Guida al rilevamento della Cartografia Geologica Marina alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002).

L'area del Foglio NK33-5 Pescara copre il tratto di Mare Adriatico compreso tra 43° e 42° di latitudine nord fino al limite delle acque territoriali italiane (Fig. 1a e 1b). Il tratto di mare cartografato presenta una piattaforma continentale estesa tra 40 e 50 km con ciglio poco marcato e scarpata continentale uniforme. L'area comprende la Depressione Medio Adriatica (MAD), un bacino di scarpata profondo 255 m e delimitato verso est dal Dosso Gallignani con orientamento NO-SE. La piattaforma continentale compresa in quest'area presenta un gradiente minimo (< 0,1°) fino a circa 25 m di profondità, un gradiente massimo localmente fino a 2,8°, da 25 a 100 m, e un'anomalia circoscritta alle Isole Tremiti con un gradiente di 12,7°. Nella porzione meridionale del foglio l'alto strutturale delle Isole Tremiti ha andamento ENE-OSO; da un punto di vista strutturale la zona comprende la transizione tra l'avansoia appenninica plio-quaternaria e l'avampaese adriatico.

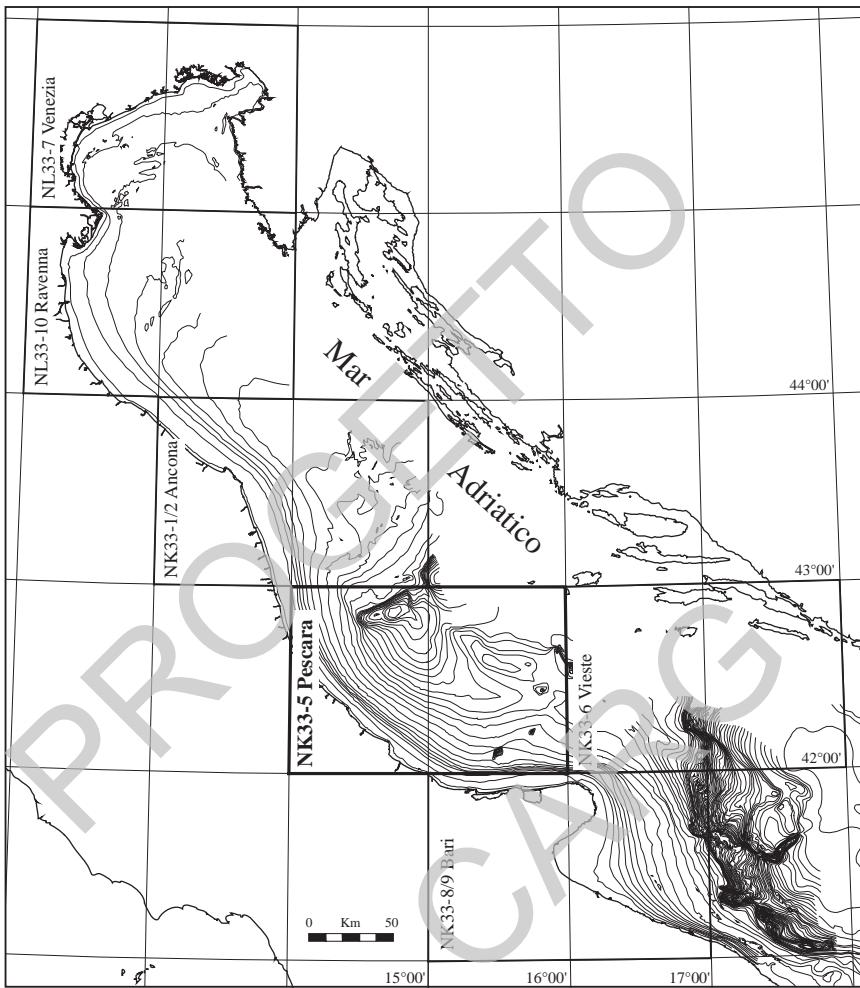


Fig. 1a - Ubicazione dei Fogli geologici a scala 1:250.000 in Adriatico (Foglio NK33-5 Pescara in evidenza).

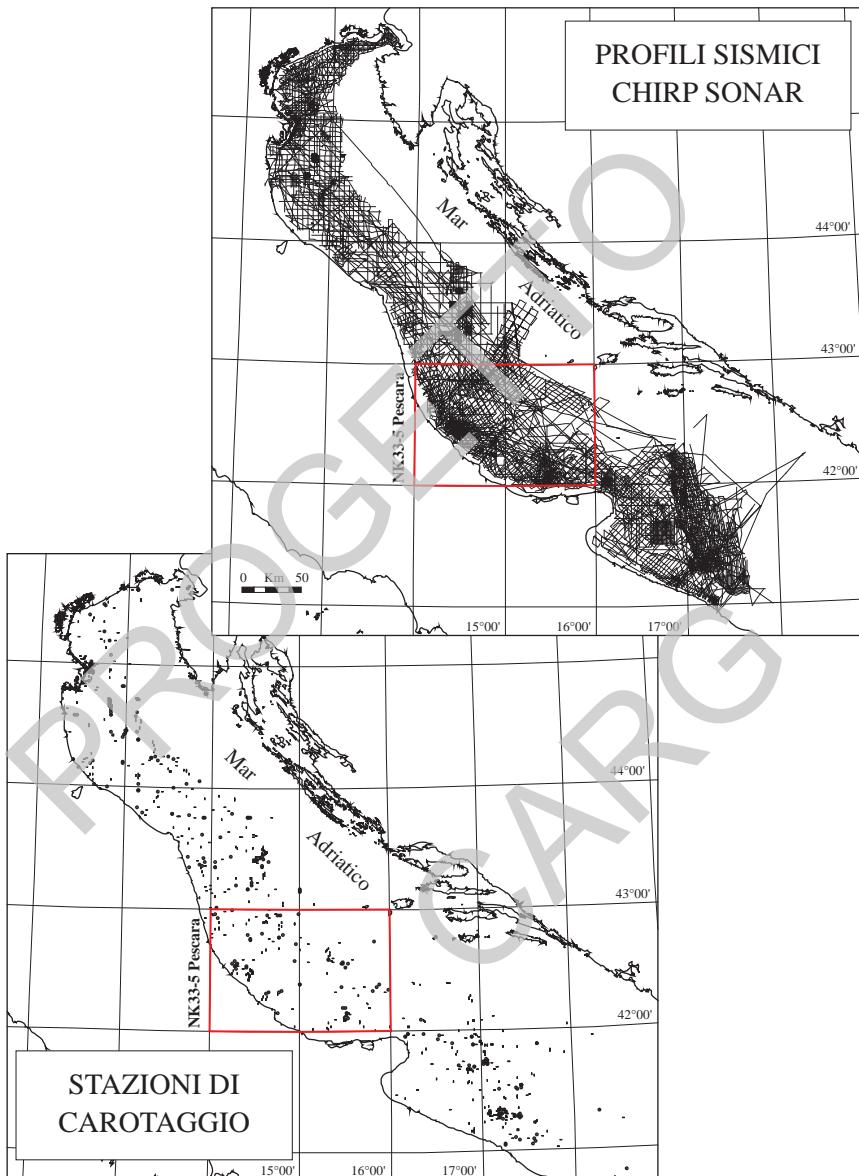


Fig. 1b - In alto sono riportate le linee sismiche ad altissima risoluzione e quelle multicanale acquisite in Adriatico da ISMAR - CNR dal 1993 al 2006. In basso ubicazione dei carotaggi acquisiti nello stesso periodo (in rosso il foglio NK33-5 Pescara).

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 pubblicata sui Quaderni del Servizio Geologico d'Italia (FABBRI *et alii*, 2002), il Foglio NK33-5 Pescara 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.

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 strutturali o isopache); a questi si aggiungono sezioni geologiche, schemi stratigrafici e diagrammi cronostratigrafici.

Il Foglio NK33-5 Pescara è rappresentato 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 a 60, a partire dall'antimeridiano di Greenwich avente come meridiano centrale il meridiano di centro fuso. La rappresentazione prevede falsi 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 del Foglio NK33-5 Pescara 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 NK33.

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 settentrionale non si è potuto utilizzare la sismica ministeriale, che copre le aree di piattaforma continentale italiana, poiché nell'area cartografata essa risultava di scarsa qualità. Si è comunque avuto accesso, in forma confidenziale, a sismica commerciale di ottima qualità cortesemente messa a disposizione da ENI-Agip S.p.A. 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) interpretazione stratigrafico-sequenziale di profili sismici ad altissima risoluzione, 2) analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento (Appendice 2), 3) analisi biostratigrafica, geochemica e datazione assoluta di livelli guida (e.g. tefra) e unità stratigrafiche (Appendici 3-5), 4) 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, (CORREGGIARI *et alii*, 2001; LEE *et alii*, 2002; TRINCARDI *et alii*, 2000, 2004b; CATTANEO *et alii*, 2004a; BERNDT *et alii*, 2006).

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. I rilievi eseguiti nell'area del Foglio NK33-5 Pescara sono stati pianificati tenendo conto di tutti i dati geofisici e di campionatura disponibili nell'area, all'avvio del progetto (Campagne RF93, RF95, YD97 e AMC99). L'esame di questi dati ha permesso di individuare le aree più problematiche su cui concentrare il lavoro di dettaglio (Campagne CSS00, COS01, KS02). Le interpretazioni sono state confrontate, sulla base di correlazioni stratigrafiche, con quelle riguardanti i fogli limitrofi a nord (NK33-1/2 Ancona) e a sud (NK33-6 Vieste e NK33-8/9 Bari).

La carta batimetrica riporta isobate spaziate di 1 m su tutta l'area ed è derivata dall'interpretazione dei dati di ecoscandaglio a fascio singolo acquisiti tramite Echosounder DESO 20 lungo circa 16.815 km di profili distribuiti su tutto il foglio. 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 e quindi le linee batimetriche sono ricostruite per interpolazione manuale attraverso la creazione di piani quotati. Le linee batimetriche inferiori a 10 m di profondità sono integrate dai valori di profondità riportati dalle carte nautiche. 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. La zona di massima pendenza corrisponde alla superficie di accrezione (*foreset*) dove la velocità di sedimentazione è massima all'interno del prisma progradazionale tardo-olocenico (*high stand systems tract - HST*). Nell'area del Foglio NK33-5 Pescara dove i depositi dell'*HST* tardo-olocenico presentano la massima complessità è stato

acquisito un rilievo batimerico a fascio multiplo (*multibeam*) con sistema ad alta frequenza (Simrad EM3000) su un'area di circa 150 km².

Il tratto di Mare Adriatico rappresentato nel Foglio NK33-5 Pescara, dalla linea di riva fino al limite delle acque territoriali italiane, è stato indagato attraverso l'interpretazione di 16.815 km di profili sismici ad altissima risoluzione (principalmente CHIRP sonar) e 175 campioni del fondo e sottofondo. I campioni sono stati acquisiti utilizzando, a seconda degli obiettivi e delle litologie attese, carotiere a pistone (38), carotiere a gravità (55), carotiere kasten (13), carotiere SW acqua-sedimento (19) e box corer (48). A questi campioni si aggiungono i dati di due pozzi a carottaggio continuo PRAD 1-2 e PRAD 2-4 acquisiti nell'ambito del progetto EU PROMESS1 rispettivamente in scarpata (profondità fondo mare 185 m, recupero 72 m, età base pozzo 370 ka, PIVA *et alii*; 2008a,b) e sulla piattaforma interna (profondità fondo mare 52 m, recupero 32 m, età base pozzo 12 ka; SULTAN *et alii*, 2008). Tutti i dati geofisici e di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. I rilievi sismici sono stati acquisiti lungo tracciati spaziati in modo irregolare, in funzione della complessità dei depositi e delle morfologie da risolvere, mentre le stazioni di carottaggio sono state posizionate su obiettivi scelti sulla base dei rilievi sismici e non hanno, per questa ragione, distribuzione regolare in pianta.

La fascia prossima alla costa è caratterizzata da una sostanziale uniformità morfologica, fino alla profondità di circa 25 m, e dalla presenza di diffuse impregnazioni di gas nell'unità più superficiale (HOVLAND & CURZI, 1989; GARCIA-GARCIA *et alii*, 2007; CATTANEO *et alii*, 2007). Oltre all'alta riverberazione da parte dei depositi a fondo mare, la presenza di gas biogenico nei primi metri di sedimento limita notevolmente la penetrazione del segnale sismico. 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 fino a 25 m di profondità e di qualità ottima a profondità superiori.

Tutte le carote acquisite sono state aperte, fotografate, descritte e campionate per analisi sedimentologiche, geochimiche e micro/macro-paleontologiche (Appendici 3 e 4). Su tutte le carote sono state eseguite misure in continuo di suscettività magnetica. Questo parametro fornisce un'informazione integrata circa le variazioni granulometriche e compostionali 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; VIGLIOTTI *et alii*, 2008). In alcuni casi sono state effettuate misure di altri parametri fisici come la velocità di propagazione nel sedimento delle onde di pressione (Vp) e la densità dei sedimenti (tramite misure della penetrazione dei raggi gamma).

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 (in alcuni casi campioni monospecifici di foraminiferi planctonici o bentonici). Sono state effettuate 85 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).

La suddivisione stratigrafica, su cui si basa l'impostazione della carta geologica, deriva dal tipo di dati utilizzati in geologia marina (prevalentemente rilievi di sismica a riflessione con carotaggi di taratura) e dall'approccio interpretativo (stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione); i corpi geologici che vengono rappresentati corrispondono ai *systems tracts* della sequenza deposizionale tardo-quaternaria (FABBRI *et alii*, 2000). 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, 2007). I *systems tracts* così definiti sono indicati rispettivamente dalle seguenti sigle: *FST*, *LST*, *TST*, *HST*.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - ASSETTO FISIOGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO

Il Mare Adriatico è uno stretto bacino epicontinentale (ca. 200 x 800 km) allungato in direzione NO-SE fra la penisola italiana e la regione dinarico-balcanica (Fig. 2) comprendente tre dominii morfologici principali: 1) l'estesa piattaforma continentale settentrionale con basso gradiente topografico assiale (ca. 0,02°), 2) la parte centrale comprendente la Depressione Medio Adriatica, suddivisa in due bacini di scarpata con profondità massima di 255 m e orientazione NE-SO, delimitata verso O e verso S da un'area di piattaforma di estensione ridotta e verso E dal rilievo morfostrutturale del Dosso Gallignani, 3) la parte meridionale, a sud della soglia di Pelagosa, che raggiunge una profondità di circa 1.200 m delimitata da una scarpata continentale accidentata e ripida e da una piattaforma di estensione variabile ma più ristretta rispetto ai settori settentrionali, in particolare nel tratto tra Bari e Otranto (Fig. 3).

La differenziazione geologica e stratigrafica tra diversi settori della piattaforma adriatica si traduce in una significativa variabilità di assetto morfologico. La piattaforma a basso gradiente dell'Adriatico settentrionale presenta aree a microtopografia complessa, con rilievi metrici irregolari o incisioni discontinue, profonde fino a 4-5 m lungo l'asse del bacino. La fascia più prossima alla costa italiana presenta una maggiore uniformità. L'area antistante le coste del Molise e della Puglia presenta significative variazioni di morfologia dovute alla presenza di blandi rilievi al largo di Punta Penna, dell'alto delle Isole Tremiti (orientati ENE-OSO) e ad alcuni alti strutturali al traverso del Promontorio del Gargano.

2. - APPORTI SEDIMENTARI E CENNI DI DINAMICA OCEANOGRAFICA

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 Mar 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 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; NITTROUER *et alii*, 2004). 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 $1500 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, è responsabile per il 50% del deflusso fluviale totale nell'Adriatico settentrionale (SYVITSKI & KEITNER, 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 rimesscolamento (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 clinoforme 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.

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 a massima densità (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 termoclinio 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. 2) risponde a tre forzanti principali (ARTEGIANI *et alii*, 1997a, b): 1) il forzante fluviale (che consiste nell'apporto di $5700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ di acqua dolce, di cui più della metà è confinata 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 salate 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 in Adriatico settentrionale e la risultante circolazione geostrofica ha una componente parallela alla costa 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 Ionio; 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) ad un innalzamento temporaneo del livello del mare nell'ordine di 1 m a causa degli eventi di tempesta (FRANCO *et alii*, 1982).

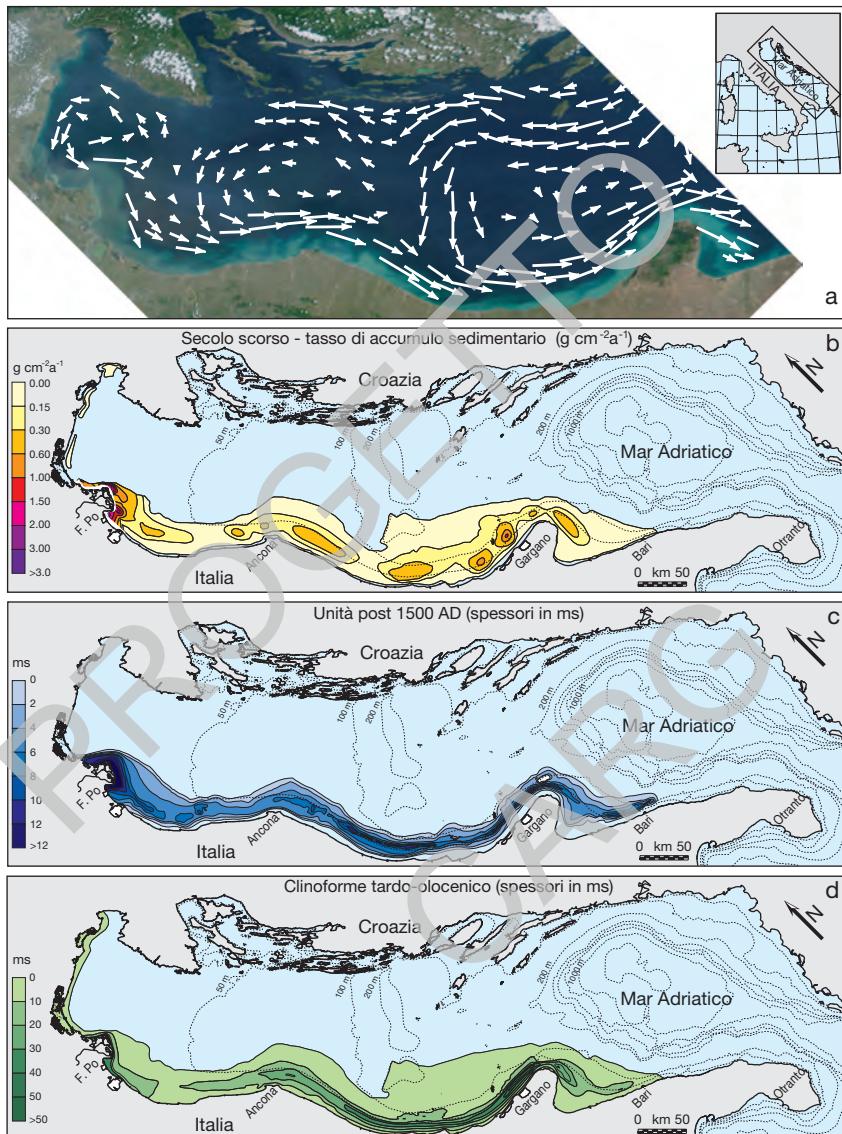


Fig. 2 - a) La circolazione geostrofica (media su 10 anni di osservazioni da POULAIN, 2001) ha una componente di trasporto parallelo alla costa italiana da NE a SO; b) c) d) Carte degli spessori dei sedimenti accumulati rispettivamente negli ultimi 100, 500 e 5.500 anni (modificato da CATTANEO et alii, 2004b).

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 (Fig. 3): $3 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ 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 che si trovano 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. Il bacino del Po include aree di accumulo nevoso nelle sue parti più elevate, e questo determina aumenti nel trasporto durante la tarda primavera. A dispetto di un'area di drenaggio più piccola, i fiumi appenninici hanno una produzione di sedimento doppia rispetto al Po, principalmente a causa del maggior rilievo e delle litologie pelitiche dei loro bacini imbriferi.

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.

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 la natura composita del cuneo fangoso (*HST*) depositatosi durante questo periodo lungo il margine occidentale del bacino (CATTANEO *et alii*, 2003a e 2007; Fig. 2).

L'importanza relativa dei vari apporti documenta il rapido avanzamento del delta padano successivo al 1500, avvenuto durante l'intervallo della Piccola Età Glaciale (CIABATTI, 1967; BONDESAN *et alii*, 1995a; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003a; TRINCARDI *et alii*, 2004a; CORREGGIARI *et alii*, 2005).

PROGETTO
CARG

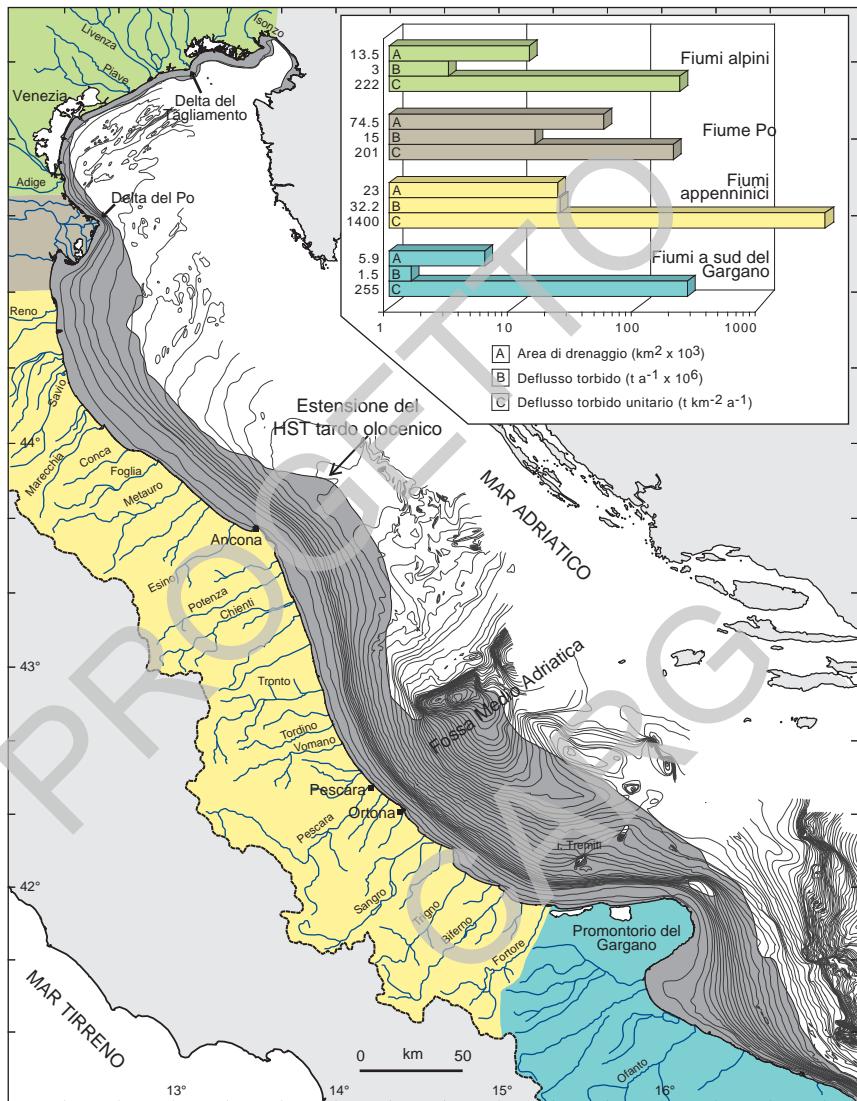


Fig. 3 - Distribuzione dei depositi tardo-olocenici di stazionamento alto in Adriatico ed estensione dei principali bacini di drenaggio fluviale. Si noti che i fiumi appenninici nel loro insieme hanno il massimo trasporto solido unitario a causa del maggiore rilievo e della maggiore erodibilità dei terreni.

3. - ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO

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, a Nord del sistema delle Tremiti e si troverebbe in posizione molto più avanzata rispetto a quanto comunemente creduto. Esso sarebbe dislocato 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 (Fig. 4). 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. 5; ORI *et alii*, 1986; DE ALTERIIS, 1995; ARGNANI & GAMBERI, 1997). 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 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. 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.

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 praticamente 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 oligomiocenica. 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 appenninica osservata più a nord (ARGNANI *et alii*, 1996). 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. Tuttavia, 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

prevale della subsidenza cambiano le condizioni ambientali e 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 si mescola 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 iperalpine 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'avansoja 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 avansoja 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 avansoja 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 E dell'avanfossa, nella zona al largo dell'Abruzzo, sono stati calcolati nell'ordine degli 11-17 mm/anno 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 NL 33-10 Ravenna (Fig. 4). 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 (Fig. 5). 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 dall'Appennino, poi dal Po (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; SCHWANDER, 1989; ORI *et alii*, 1986).

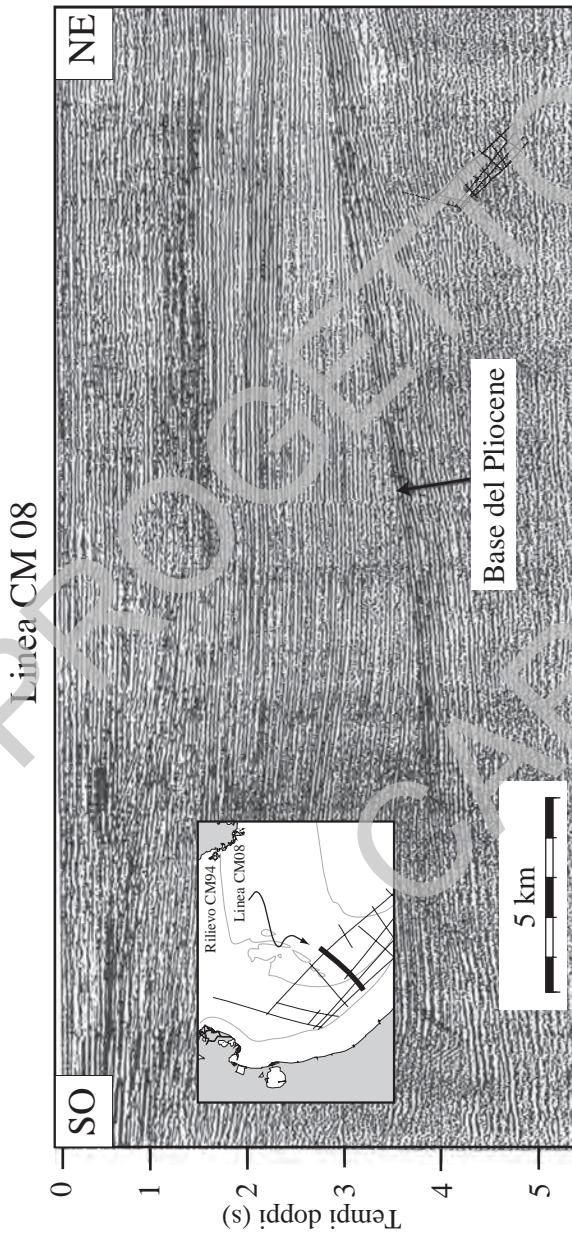


Fig. 4 – Esempio di profilo sismico acquisito dall'ISAR-CNR nell'area della Carta del Sottofondo del Foglio NL 33-10 Ravenna, dove sono registrati i maggiori spessori per i sedimenti di avanfossa. Si noti l'inclinazione verso sud-ovest della superficie che marca la base del Pliocene. Gli strati suborizzontali dei sedimenti dell'avanfossa poggiato in onlap sulla superficie inclinata. Nella parte sud-occidentale dell'avanfossa si può osservare una debole piega nei sedimenti pliocenici, fra 2 e 4 secondi di profondità.

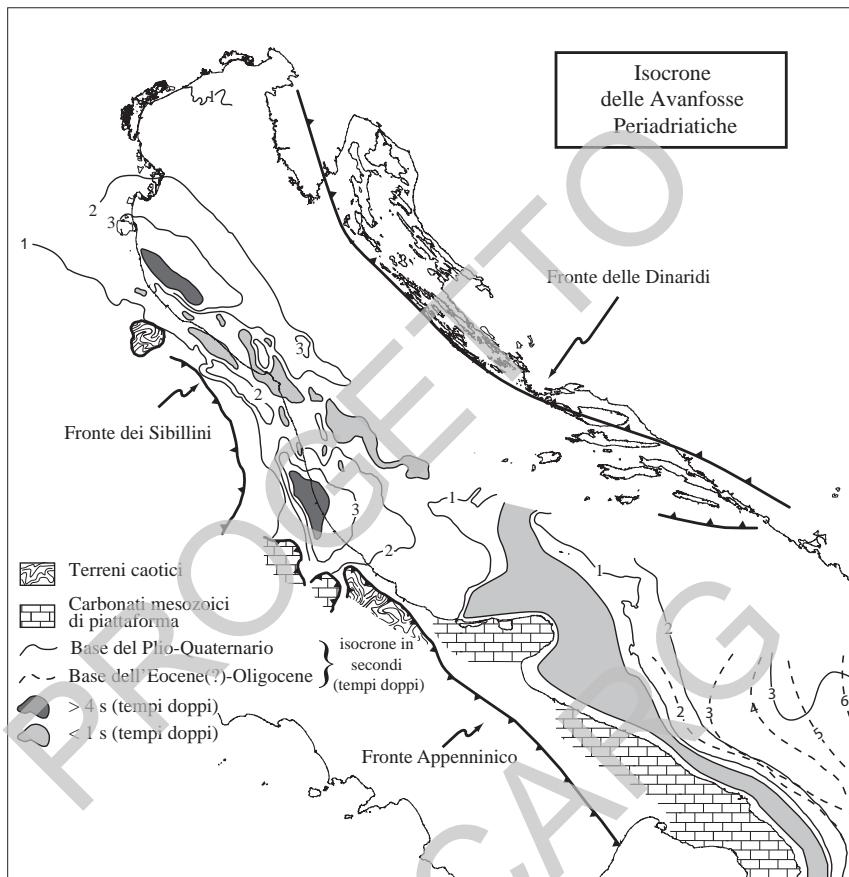


Fig. 5 – Isocrone (tempi doppi in secondi) della base della successione plio-quaternaria nell'Adriatico occidentale (linee continue) e della successione eocenica (?) - oligocenica in quello orientale (linee tratteggiate). Le due successioni costituiscono il riempimento dell'avanfossa adriatica e di quella albanese. L'incertezza nella datazione della base dell'avanfossa albanese è dovuta alla scarsità di pozzi lungo la costa ex-jugoslava. 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.

4. - VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE

4.1. - LE VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE RELATIVO

Il livello del mare relativo è la distanza tra la superficie del mare e un livello di riferimento locale (*datum*), come il fondo del mare, che a sua volta è in movimento rispetto ad un punto di riferimento fisso come il centro della Terra. Il livello del mare relativo definisce lo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti e riflette la variazione di tre componenti principali: 1) – Eustatismo, legato a variazioni globali nel volume delle masse d'acqua (in relazione alla crescita/collasco delle calotte glaciali continentali e alla contrazione/espansione termica delle masse d'acqua), o nella dimensione dei bacini oceanici (a causa di variazioni nel tasso di accrescimento delle dorsali oceaniche e/o a cambiamenti nello stato di deformazione delle placche litosferiche); 2) – Subsidenza, che consiste in movimenti regionali di abbassamento del fondo marino dovuti a raffreddamento della litosfera, carico tettonico e/o carico da parte dei sedimenti; 3) – Compattazione, che induce movimenti del fondo marino di carattere locale per espulsione di fluidi, avvicinamento dei clasti sedimentari ad opera del carico sovrastante o alla presenza di livelli particolarmente comprimibili (come ad esempio quelli torbosi). Anche se non uniformi da luogo a luogo, la subsidenza e la compattazione aggiungono spazio per la sedimentazione a quello esistente, mentre la variazione eustatica può aggiungere o togliere spazio rispettivamente in condizioni di innalzamento o abbassamento del livello marino.

Variazioni relative di livello del mare avvengono a tutte le scale temporali, dalle centinaia di milioni di anni ai decenni. Data l'interferenza di numerosi fattori (eustatici e locali) attivi contemporaneamente, ma su scale temporali diverse, le variazioni del livello del mare relativo lasciano un impatto sull'architettura dei margini continentali che è estremamente complesso e variabile in funzione dei fattori geologici. Questo impatto è particolarmente evidente e meglio registrato, in genere, su sistemi costieri (aree di delta o di barriera-laguna) o di piattaforma continentale. Il tasso di apporto sedimentario (a scala di bacino o locale, es. per un singolo apparato deltizio), interferisce con quello di variazione del livello del mare (positiva in caso di risalita, negativa in caso di caduta). In condizioni di risalita del livello del mare relativo sono possibili regressione deposizionale, aggradazione o trasgressione (cioè spostamento della linea di riva verso terra) a seconda che gli apporti eccedano, compensino o non raggiungano la velocità con cui viene creato spazio di ricezione sul margine (VAIL *et alii*, 1977; JERVEY, 1988; THORNE & SWIFT,

SCHEMA STRATIGRAFICO DEL MARGINE ADRIATICO CENTRALE

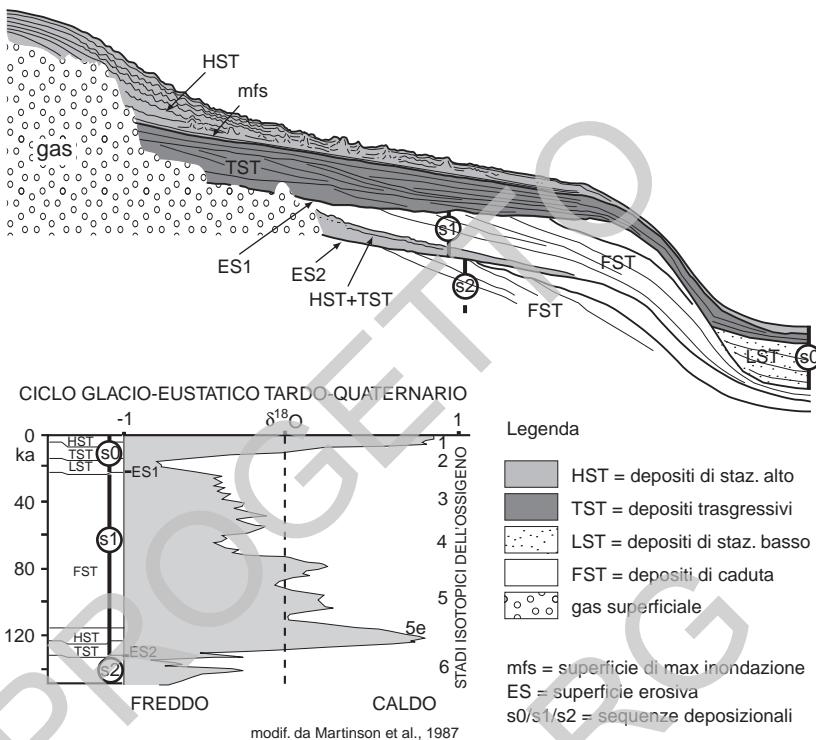


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici lungo il margine appenninico che illustra i depositi di caduta del livello del mare (FST) delle sequenze 1 e 2, il confinamento in scarpata dei depositi dell'ultimo glaciale (LST), la tripartizione dei depositi trasgressivi postglaciali (TST), la presenza di ondulazioni e rilievi entro i depositi di stazionamento alto olocenici (HST) e la presenza di gas nei sedimenti superficiali verso terra. I vari systems tracts tardo-quaternari sono riferiti alle curve isotopiche degli ultimi 130 ka. Le sequenze deposizionali distali s0, s1, s2, con i systems tracts che le costituiscono, sono riportate in successione cronologica a fianco della curva del rapporto degli isotopi dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$, MARTINSON et alii, 1987). In questa curva, i numeri dispari indicano condizioni interglaciali di stazionamento alto del l.m.rel., i numeri pari condizioni glaciali di stazionamento basso.

1991). Condizioni di caduta relativa del livello del mare generano inevitabilmente uno spostamento verso il largo della linea di riva ed erosione (TESSON *et alii*, 1990; TRINCARDI & FIELD, 1991; POSAMENTIER *et alii*, 1992). La deposizione e preservazione di depositi costieri durante tale processo è funzione di molteplici parametri tra cui la morfologia del margine e il tasso della successiva risalita del livello marino (HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994; TRINCARDI *et alii*, 1994; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; RIDENTE & TRINCARDI, 2002a).

4.2. - I CICLI GLACIO-EUSTATICI QUATERNARI

Per la loro ampiezza e frequenza, 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). Le maggiori oscillazioni glacio-eustatiche sono state superiori a 100 m di ampiezza (Fig. 6); a provocarle sono stati sia 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) sia processi interni al nostro pianeta, dalla circolazione atmosferica e oceanica all'attività vulcanica, all'evoluzione delle calotte glaciali.

Durante l'ultima parte del Quaternario, il rapido succedersi di condizioni glaciali e temperate si è tradotto in ripetute fluttuazioni del livello del mare. Queste fluttuazioni sono state caratterizzate da fasi prolungate di caduta del livello marino separate da intervalli di rapida risalita e scioglimento delle calotte glaciali (Fig. 6). Su tutti i margini continentali, anche in contesti geologici molto diversi tra loro, è ben evidente l'impronta lasciata dall'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 (Fig. 6).

4.3. - L'ULTIMA RISALITA DEL LIVELLO DEL MARE

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 sommerso 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). Questo innalzamento del livello del mare è stato causato dallo scioglimento delle calotte glaciali continentali dell'emisfero settentrionale e dalla destabilizzazione dei ghiacci dell'Antartide occidentale (ANDERSON & THOMAS, 1991).

La curva di risalita del livello del mare è stata definita con sempre maggiore precisione grazie agli avanzamenti nelle metodologie geocronologiche e nelle tecniche di indagine sismica ad altissima risoluzione che hanno permesso di individuare sistemi deposizionali costieri sommersi di età decrescente con la profondità. Anche se molti aspetti sono tuttora in discussione, appare accettato il succedersi di tre o più fasi di fusione accelerata delle calotte glaciali e conseguente accelerazione nella risalita eustatica. La prima è probabilmente avvenuta 19.000 anni BP (CLARKE *et alii*, 2003), 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 8000 anni cal. BP (BLANCHON & SHAW, 1995; LOCKER *et alii*, 1996; YIM *et alii*, 2008). Studi approfonditi sulla morfologia dei depositi trasgressivi di ambiente costiero, su alcuni margini non interessati da riequilibrio glacio-isostatico, mostrano chiare evidenze di ulteriori fasi di accelerazione della risalita eustatica.

5. – 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 & PIGORINI, 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 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 suo regime oceanografico e, conseguentemente, nelle facies dei depositi costieri (Fig. 11; TRINCARDI *et alii*, 1994; CORREGGIARI *et alii*, 1996a, b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; STORM *et alii*, 2008). A causa delle differenze regionali 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 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 casuta (*FST*), stazionamento basso (*LST*), trasgressivo (*TST*) e stazionamento alto (*HST*) sono state definite e correlate su base sismostratigrafica. L'area bacinale nella parte più meridionale del Mare Adriatico (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); 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).

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 (COLANTONI *et alii*, 1979; TRINCARDI *et alii*, 1994; CORREGGIARI *et alii* 1996a, b; CATTANEO & TRINCARDI 1999). 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 associata a 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, ad esempio prodelta). 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 negli apporti sedimentari (TRINCARDI *et alii*, 1996b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999). L'unità superiore ha spessori variabili ed è costituita da fanghi marini a *Turritella* 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 (Fig. 2; 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).

6. - 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*, 2003a). 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. 2 e 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 con una densità media di 2,5 g cm⁻³) e giace sopra una superficie regionale di *downlap*, la superficie di massima ingleSSIONE marina (**mfs**), datata a ca. 5.500 anni cal. BP (ASIOLI, 1996; TRINCARDI *et alii*, 1996; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003a). 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 1,5°. 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. La stratigrafia sismica ad alta risoluzione e la correlazione dei livelli vulcanogenici (tefrocronologia), presenti entro vari intervalli stratigrafici, indicano che una sottile unità basale rappresenta un intervallo a deposizione condensata 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 fino a valori superiori a 1,5 cm a⁻¹ (PALINKAS & NITTROUER, 2006) e riflette l'influenza dei cambiamenti climatici e delle attività antropiche.

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, parallela alla costa, ma compresa tra le curve batimetriche dei 30 e 70 m (CATTANEO *et alii*, 2004b; Fig. 2). 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 nord verso sud (pochi metri nel Delta del Po e circa -30 m nella regione attorno al Promontorio del Gargano; CATTANEO *et alii*, 2003a; Fig. 7 e 8). Questa geometria progradazionale ricorda quella di 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 costiero (TRINCARDI *et alii*, 2000). Circa il 40% dell'area di accumulo del cuneo di stazionamento alto è affetta da strutture deformative ben riconoscibili a scala sismica ed associate a irregolarità della batimetria (CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003b; CATTANEO *et alii*, 2004a; BERNDT *et alii*, 2006; SULTAN *et alii*, 2004, 2008).

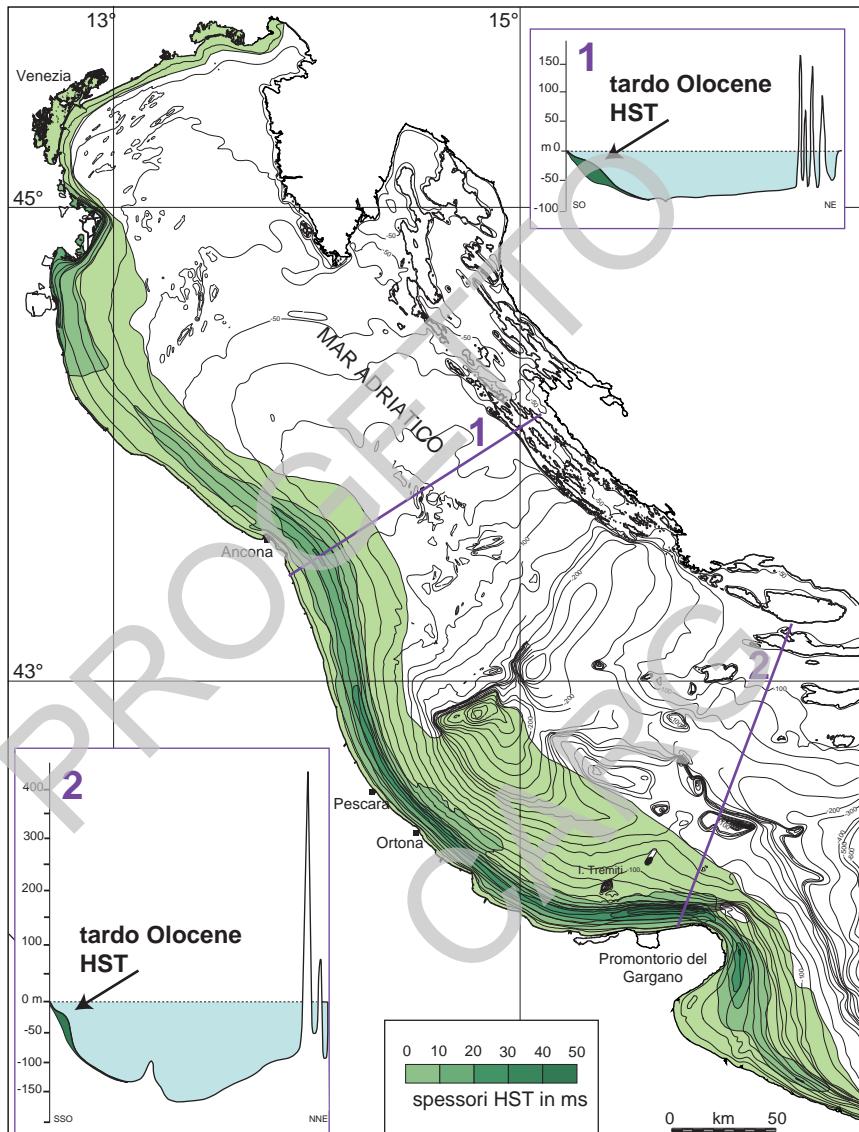


Fig. 7 - Negli ultimi 5.500 anni si sono depositati 180 km^3 di sedimenti in una fascia allungata parallelamente alla costa italiana. I massimi di spessore si raggiungono nel delta del Po e nell'area circostante il Gargano.

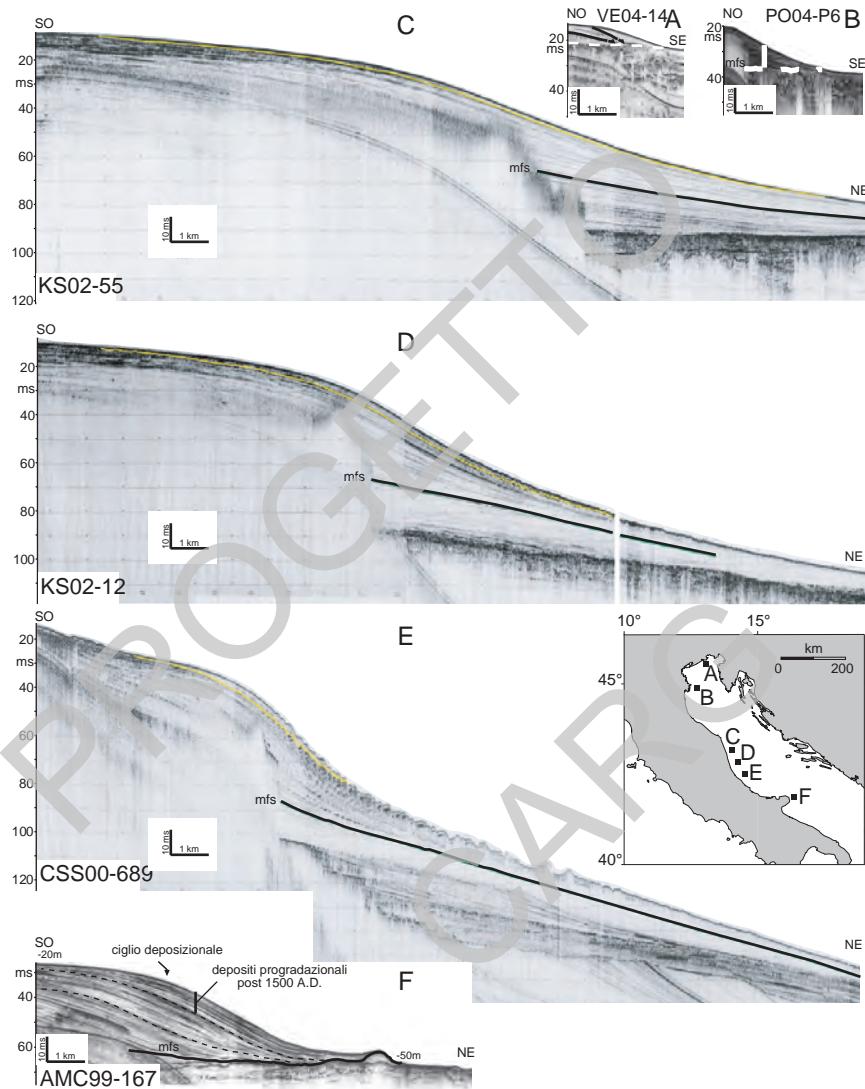


Fig. 8 - Profili sismici CHIRP sonar (alla stessa scala) attraverso il cuneo progradazionale tardo olocenico (HST) da N a S; A) delta del Tagliamento; B) delta del Po; C-E) prodelta fangoso appenninico; F) delta subacqueo del Gargano. I profili, riportati alla stessa scala e con la stessa esagerazione verticale, mettono in evidenza l'aumento di spessore ed estensione dei depositi di HST da nord (delta del Tagliamento e del PO) verso sud.

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. Questa scelta è dettata da motivi d'ordine scientifico-concettuale e pratico-metodologico.

Queste unità hanno, infatti, espressione fisica non ambigua e una intrinseca connotazione temporale; attraverso la ricostruzione delle relazioni geometriche esistenti tra i corpi rocciosi così definiti, è possibile stabilirne una cronologia relativa e meglio comprendere l'evoluzione nel tempo e nello spazio dei sistemi deposizionali, in funzione della storia tettonica di una determinata regione e dei cambiamenti climatici/eustatici operanti a scala più vasta. Spesso, inoltre, le superfici guida che separano le unità allostratigrafiche marcano discontinuità nelle proprietà fisiche e meccaniche o barriere di permeabilità nei sedimenti; in tal senso la precisa individuazione di queste superfici ha 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 secondo motivo è di tipo metodologico; 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 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 cronostratigrafico, i vari sistemi deposizionali definendone l'estensione areale e l'evoluzione temporale contribuendo ad una accurata rappresentazione cartografica.

2. - CARTA SUPERFICIALE

Le unità riconosciute e cartografate nella carta superficiale, riferibili a depositi recenti, d'età tardo-quaternaria, poco deformati tettonicamente, sono unità stratigrafico-sequenziali costituite da sequenze deposizionali (VAIL *et alii*, 1977) e/o parti di queste. Nel caso del Quaternario, queste unità rappresentano il prodotto sedimentario di fluttuazioni del livello marino legate a variazioni cicliche del volume dei ghiacci delle calotte polari. In base alle geometrie deposizionali e alle modalità di sovrapposizione dei sistemi deposizionali riconoscibili al loro interno, le Sequenze Deposizionali sono ulteriormente suddivisibili in unità minori delimitate da linee tempo e riferibili ai vari stadi evolutivi di un ciclo completo di variazione relativa del livello del mare. Questi stadi (*systems tracts* nella terminologia stratigrafico-sequenziale, POSAMENTIER & VAIL, 1988) sono registrati da corpi tridimensionali costituiti da sistemi deposizionali coevi e rappresentano quindi unità molto significative dal punto di vista operativo.

La carta superficiale rappresenta i depositi formati durante l'ultima fluttuazione glacio-eustatica, caratterizzata da quattro stadi principali: una lenta caduta del livello marino culminata nell'ultimo glaciale, uno stazionamento basso culminato attorno ai 24-20 ka BP, una rapida risalita terminata ca. 5,5 ka BP e uno stazionamento alto che perdura tutt'oggi (Fig. 9, 11). La carta superficiale rappresenta quindi con colori differenziati i depositi dei quattro *systems tracts* che equivalgono concettualmente ad unità cronostratigrafiche, essendo separati da superfici tempo.

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 (Fig. 10 e 11, TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; OLDFIELD *et alii*, 2003; LOWE *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008 a, b).

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria è compresa nei piani Tirreniano p.p. e Versiliano (Fig. 6, 12). 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; CITA *et alii*, 2005); in attesa di decisioni ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia ci si attiene qui alle suddivisioni cronostratigrafiche 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 dettagliata. I *systems tracts* possono essere facilmente confrontati con le unità allostratigrafiche e con le unità UBSU (comunemente utilizzate nella cartografia a scala 1:50.000) (Fig. 12); 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 che concettualmente e sostanzialmente sono litostratigrafiche, sono cioè formazioni in senso stretto, essendo definite in base alle loro caratteristiche di facies. Con questo approccio risulta quindi possibile operare correlazioni significative sia dal punto di vista scientifico, che pratico con la cartografia terrestre alla scala 1:50.000, (Fig. 12).

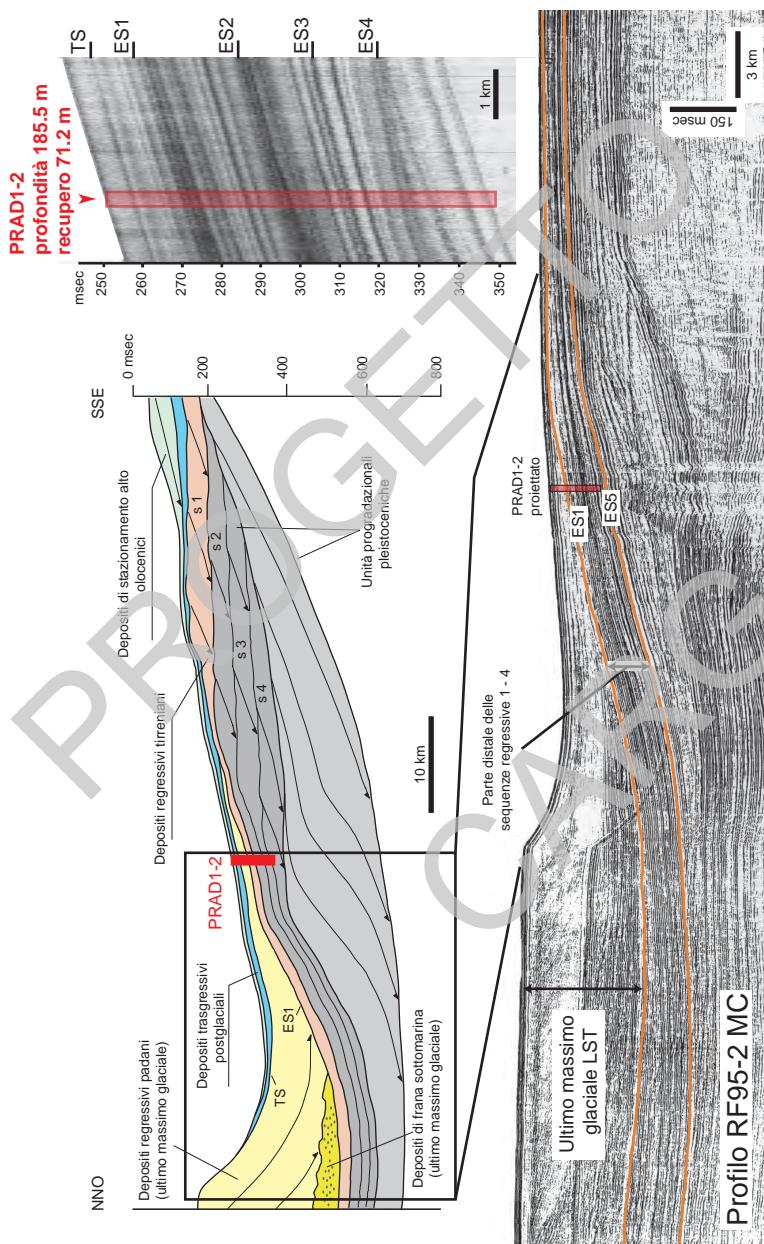


Fig. 9 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità deposizionali quaternarie presenti lungo l'asse del bacino nel Foglio NK33-5 Pescara e posizione del pozzo PRAD 1-2 che ha raggiunto la parte alta dello studio isotopico 11 (ca. 370ka BP). Il profilo RF95-2MC è ubicato in fig. 18.

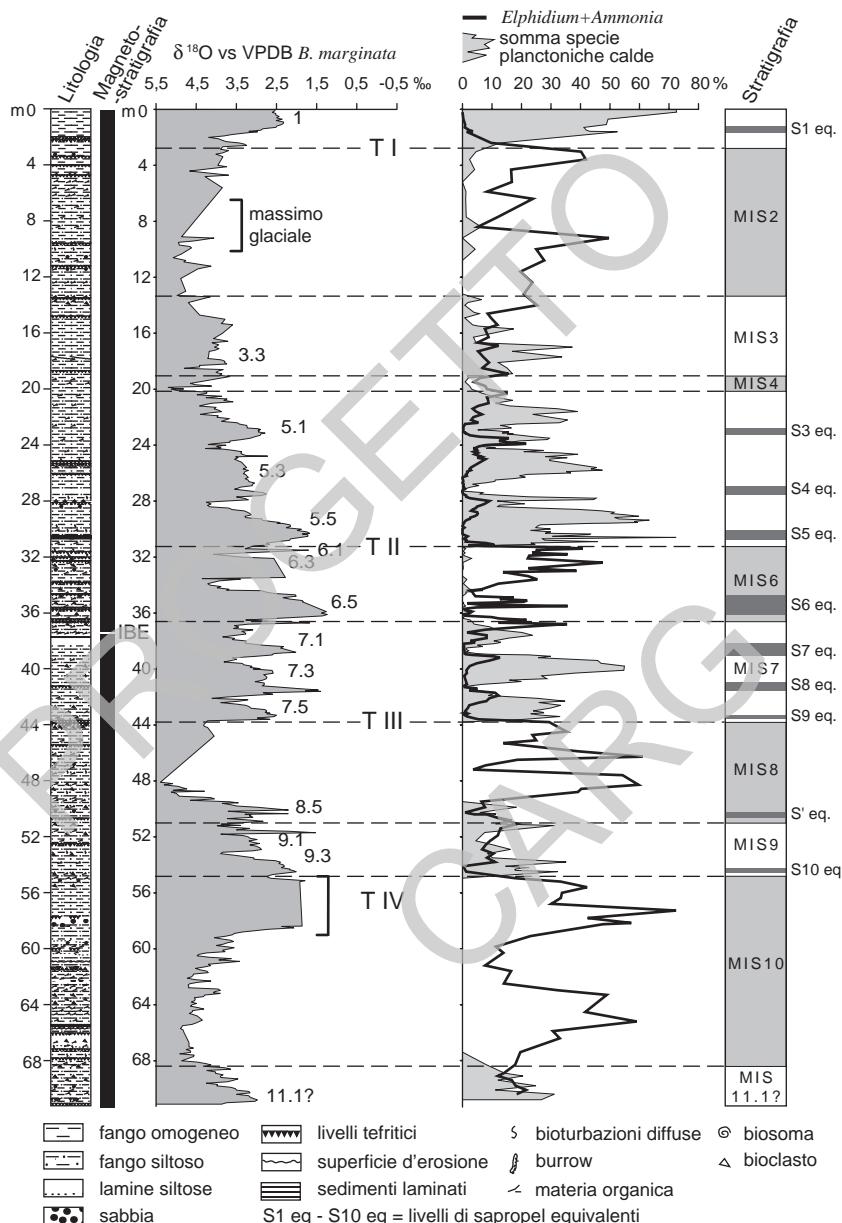


Fig. 10 - Stratigrafia integrata del pozzo PRAD 1.2 (modificato da PIVA et alii , 2008a).

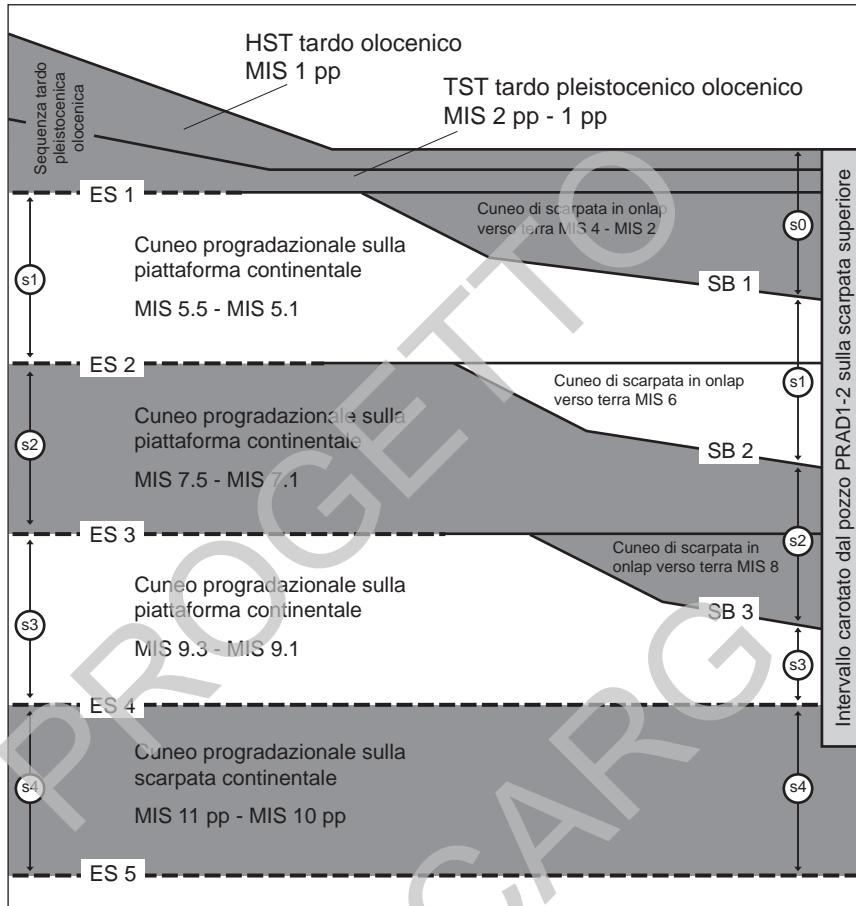
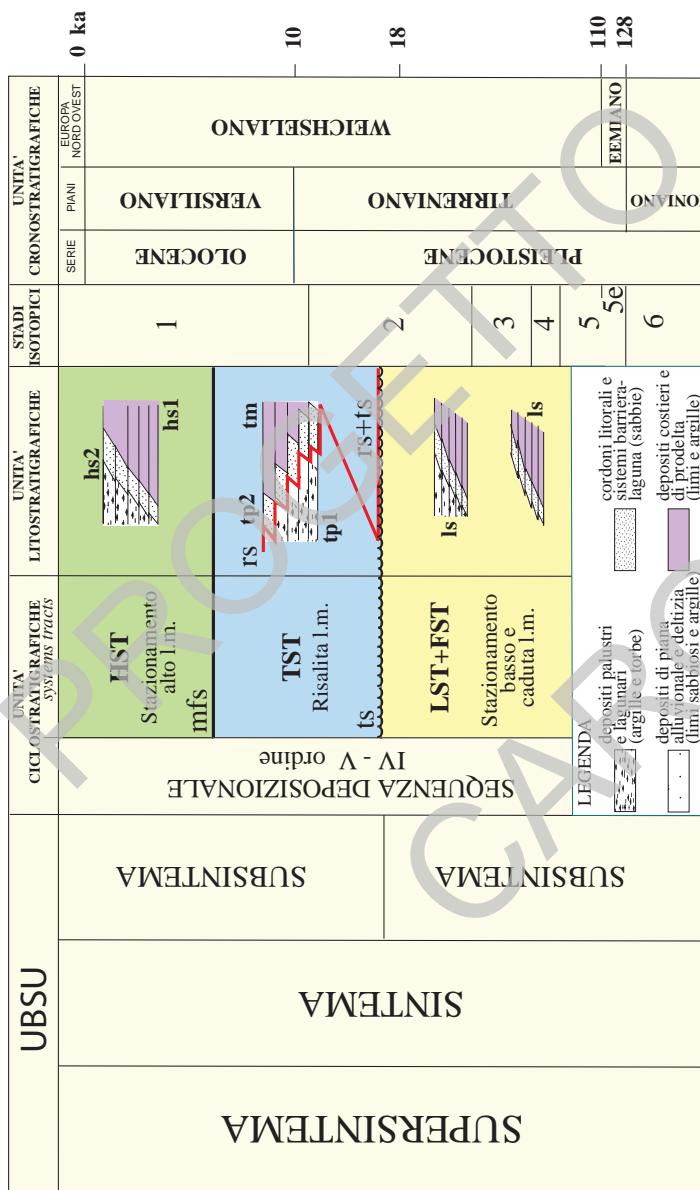


Fig. 11 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le ultime cinque sequenze deposizionali quaternarie, da s0 a s4, e (a destra) intervallo penetrato dal pozzo PRAD 1-2 (modificato da RIDENTE et alii, 2008). I corpi progradazionali in piattaforma registrano intervalli interglaciali (rispettivamente 1, 5, 7, 9 e 11 p.p. dall'alto verso il basso). In scarpata sono presenti cunei clastici in onlap costituiti da depositi glaciali. Le linee tratteggiate indicano superfici erosive.



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 unità sismostratigrafiche, delimitate da superfici di discontinuità o da riflettori sismici (= linee tempo) particolarmente significativi 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.

VI - CARTOGRAFIA

1. - CARTA SUPERFICIALE - FOGLIO NK33-5 PESCARA

La carta geologica superficiale offre una rappresentazione sintetica dei depositi tardo-quaternari, in particolare questa carta rappresenta i corpi geologici 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 ka, Fig. 10 e 11). L'enfasi principale riguarda la ricostruzione di rapporti stratigrafici tra corpi deposizionali di età diversa all'interno dell'intervallo degli ultimi 125 ka e, quando possibile, la loro definizione geocronologica.

La sismica a riflessione ad alta risoluzione è il principale metodo di indagine utilizzabile per definire le unità stratigrafiche da rappresentare nella carta geologica marina. Questo tipo di dati offre la massima risoluzione verticale (lo spessore minimo al di sotto del quale non è possibile riconoscere un deposito). La risoluzione spaziale (l'estensione minima al di sotto della quale un corpo deposizionale non è cartografabile), dipende dalla distanza tra profili sismici adiacenti. La combinazione di questi limiti di risoluzione verticale e spaziale definisce le dimensioni minime dei corpi geologici che si possono identificare, correlare e cartografare.

1.1. – CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE

I depositi recenti sono stati rappresentati sulla carta geologica superficiale del Foglio NK33-5 Pescara alla scala 1:250.000. Le unità riconosciute e cartografate, riferibili a depositi recenti, d'età tardo-quaternaria, poco deformati tettonicamente, sono unità stratigrafico-sequenziali, costituite da sequenze deposizionali (VAIL *et alii*, 1977) e/o parti di esse.

In base alle geometrie deposizionali e alle modalità di sovrapposizione stratigrafica dei sistemi deposizionali riconoscibili al loro interno, le Sequenze Deposizionali sono ulteriormente suddivisibili in unità minori delimitate da linee tempo che marcano i vari stadi evolutivi di un ciclo completo di variazione relativa del livello del mare. Queste unità minori (*systems tracts* nella terminologia stratigrafico-sequenziale) sono costituite da corpi tridimensionali costituiti da sistemi deposizionali coevi e rappresentano quindi unità significative dal punto di vista sia cartografico che pratico.

La carta superficiale rappresenta, con colori differenziati, i depositi dei quattro *systems tracts* formati durante l'ultima fluttuazione glacio-eustatica.

L'area del Foglio NK33-5 Pescara corrisponde ad un tratto di piattaforma e scarpata continentale adriatica compresa tra la costa di Abruzzo, Molise e Puglia e la linea di mezzeria tra le acque nazionali e quelle croate. La zona include un bacino di scarpata fondo 255 m e caratterizzato da sedimentazione marina anche durante lo stazionamento basso dell'ultima glaciazione (Fig. 9). Questo bacino di scarpata è stato parzialmente riempito da depositi progradazionali alimentati da NO, cioè dal sistema di drenaggio del Po, durante i periodi glaciali e durante l'ultimo glaciale in particolare. Nell'area della carta affiorano principalmente depositi regressivi di stazionamento alto in facies di prodelta (**hs₁**), passanti verso l'alto a depositi in facies di spiaggia sommersa (**hs₂**). Sotto questi depositi sono presenti depositi trasgressivi d'ambiente marino (**tm**) molto sviluppati in piattaforma; i depositi trasgressivi subaffiorano nell'area a nord della Depressione Medio Adriatica e lungo il fianco occidentale del Dosso Gallignani. A ridosso delle Isole Tremiti questi depositi sono di ambiente paralico (**tp₁**) parzialmente rielaborati da onde e correnti. I depositi di stazionamento basso (**ls**), sono in facies di piattaforma deltizia a nord della Depressione Medio Adriatica e di mare basso nell'area del Dosso Gallignani. I depositi di caduta (**fs**) del livello del mare sono presenti in piattaforma e subaffiorano soltanto lungo un tratto del fianco ovest del Dosso Gallignani. Questi depositi sono evidenziati anche nelle sezioni geologiche su base bio- e crono-stratigrafica.

1.1.1. – Unità pre-tirreniane (pt)

Questa unità raggruppa quattro unità più vecchie dell'ultimo ciclo glaciale-interglaciale comprendenti depositi progradazionali indifferenziati originatesi durante le successive oscillazioni eustatiche pleistoceniche (TRINCARDI E CORREGGIARI, 2000; STECKLER *et alii*, 2007). Si tratta di sequenze progradazionali che registrano oscillazioni eustatiche con ciclicità di ca. 100.000 anni, come documentato dai risultati del pozzo PRAD 1-2 che ha raggiunto la parte alta dello stadio isotopico 11, a circa 70 m sotto il fondo mare (PIVA *et alii*, 2008a, b). Un risultato particolarmente interessante emerso dalla stratigrafia del pozzo PRAD 1-2 è che le varie sequenze registrano le principali fasi di progradazione della piattaforma durante gli interglaciali (corrispondenti rispettivamente agli stadi isotopici 5, 7 e 9), mentre i depositi di scarpata superiore sono più spessi durante gli stadi isotopici che registrano gli stazionamenti bassi del livello marino (Fig. 9 e 11, RIDENTE *et alii*, 2008). Questa unità affiora a fondo mare nell'area circostante le Isole Tremiti e lungo il Dosso Gallignani in prossimità della linea di mezzeria.

1.1.2. - Sistemi di caduta (FST)

In piattaforma sono ben sviluppati depositi regressivi caratterizzati da superfici interne di *downlap* localmente marcate da erosione a basso angolo e da un progressivo spostamento verso mare e verso il basso dei depositi. L'unità è costituita da sedimenti fangosi, ricchi in sostanza organica che tendono a diventare leggermente più sabbiosi verso il ciglio della piattaforma. Nell'insieme, questa successione regressiva registra l'intervallo di tempo che va dall'interglaciale eemiano fino all'inizio dell'ultimo glaciale (Fig.13). La distribuzione degli spessori di questi depositi è prevalentemente parallela a costa indicando una componente di trasporto ad opera di correnti secondo un meccanismo simile a quello osservato per i depositi di *HST* (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; RIDENTE & TRINCARDI, 2002b e 2005). La Fig. 14 documenta la formazione di particolari strutture verticali (con interruzione dei riflettori e iperboli di diffrazione) entro l'unità più recente dei depositi *FST*. La formazione di queste strutture (rappresentate dall'area a puntini in Fig. 15) è stata attribuita a mobilizzazione di sedimenti depositati rapidamente su una superficie di *downlap* che agisce come livello di debolezza (TRINCARDI *et alii*, 2004b). Lungo il fianco occidentale del Dosso Gallignani i depositi di *FST* dell'ultimo ciclo glaciale tendono a chiudere in *pinch out* su unità della stessa natura, ma legate a cicli eustatici precedenti o, in alcuni casi, contro unità più vecchie in subaffioramento (CURZI *et alii*, 1984; PASINI *et alii*, 1993). In quest'area, numerosi carotaggi documentano la presenza di depositi fangosiltosi con faune a molluschi dominate da *Glossus humanus* e numerosi ospiti

boreali tra cui *Buccinum undatum*, *Mya truncata* e *Arctica islandica* (Tav. 1 e 2). La correlazione di questi depositi verso il pozzo PRAD 1-2 permette di riconoscere in questa area i depositi sapropel-equivalenti di S5 e S6 confermando la presenza della discordanza tra il glaciale del MIS6 e la base del Tirreniano (vedi Appendici 3 e 4). I depositi di caduta sono rappresentati in carta e nelle sezioni geologiche in colore rosa.

1.1.3. - Sistemi di stazionamento basso (*LST*)

Unità fangosa di prodelta a geometria progradazionale spessa fino a oltre 200 m. Nell'area settentrionale del foglio, la scarpata settentrionale della Depressione Medio Adriatica rappresenta la superficie frontale (*foreset*) di un apparato di prodelta alimentato dal sistema fluviale padano che drenava l'area dell'attuale piattaforma adriatica catturando i fiumi appenninici (TRINCARDI *et alii*, 1996b). L'unità **ls** nel suo complesso rappresenta un ambiente di delta subacqueo che passa distalmente da un deposito fangoso sabbioso caratterizzato da livelli sabbiosi, da millimetrici a centimetrici, di piena fluviale. L'assenza di fauna plantonica e l'occasionale presenza di scarsi morfotipi esclusivamente giovanili di foraminiferi plantonici conferma che l'ambiente era dominato da apporti di acque dolci. Alla base, l'unità poggia su depositi di frana ed è interessata da strutture attribuite alla sfuggita di fluidi indotta dal rapido carico da parte delle unità progradazionali sul deposito di frana stesso (TRINCARDI *et alii*, 2004b). L'unità è delimitata al tetto da una superficie di rimaneggiamento subacqueo, in piattaforma, e di annegamento, a profondità maggiori, dove appare drappeggiata da depositi del *TST*.

Alla base del *LST* uno spesso deposito da trasporto in massa appare acusticamente trasparente o caotico, con base netta e tetto marcatamente irregolare (Fig. 16); esso si accumula nella parte più profonda della Depressione Medio Adriatica (Fig. 15-17) al raggiungimento del massimo glaciale (minimo eustatico) ed è rapidamente coperto da depositi progradazionali di *LST*. All'interno del *LST* sono presenti strutture da sfuggita di fluidi dovute al rapido carico del deposito di frana (TRINCARDI *et alii*, 2004b).

La Fig. 18 rappresenta la distribuzione degli spessori dei depositi di stazionamento basso in rapida diminuzione da NO (delta padano dell'ultimo massimo glaciale) verso SE, dove sono confinati alla scarpata superiore e chiudono verso profondità minori di 140-150 m. Questa distribuzione degli spessori conferma che l'unità di *LST* era alimentata esclusivamente dagli apporti padani (da NO). L'unità è stata raggiunta dal pozzo PRAD 1-2 e da alcuni carotaggi (RF93-77 e CM92-42). Le carote prelevate nella Depressione Medio Adriatica hanno raggiunto depositi attribuibili a torbiditi sottili originate da

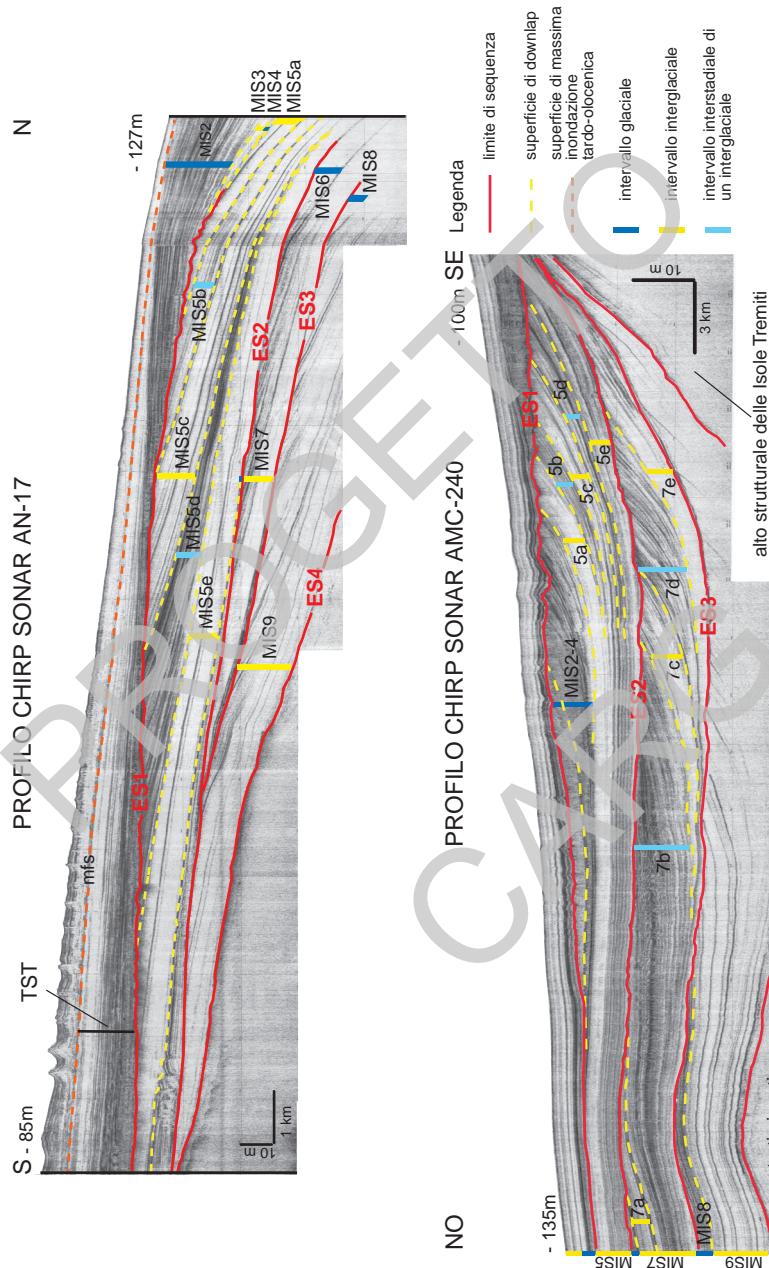


Fig. 13 - I profili sismici ad alta risoluzione (CHIRP Sonar) documentano che le sequenze progradazionali quaternarie corrispondono a cicli di 100ka e sono prevalentemente rappresentate da depositi interglaciali (MSI 5, 7 e 9) (modificato da RIDENTE et alii, 2008).

flussi iperpicnali attraverso l'apparato deltizio padano durante il glaciale. La parte stratigraficamente più alta dell'unità di *LST* ha età più antica di 18 ka BP ed è quindi riferibile all'ultimo massimo glaciale (TRINCARDI *et alii*, 1996).

Quest'unità subaffiora ed è rappresentata in carta nell'area a nord della Depressione Medio Adriatica, dove i depositi di stazionamento alto sono assenti o ridotti a pochi centimetri di fanghi in drappeggio e quelli trasgressivi sono rappresentati da una superficie di rimaneggiamento erosivo associata a un deposito di qualche centimetro di spessore ricco in bioclasti. I depositi di stazionamento basso (*LST*) sono rappresentati in carta con il colore giallo.

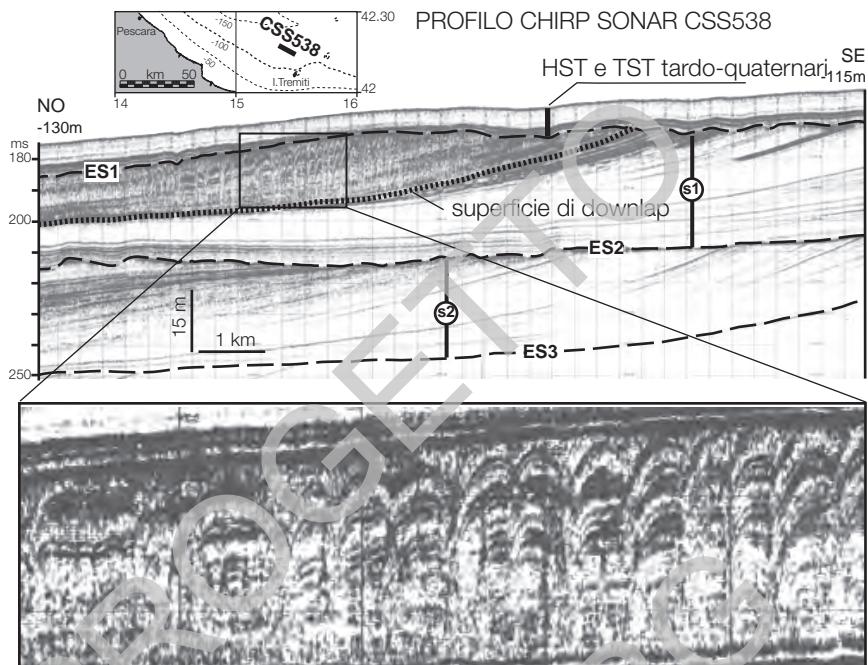


Fig. 14 - Strutture problematiche (incisioni tipo gullie o strutture da collasso legate a sfuggita di fluidi) nell'unità regressiva più recente entro la sequenza 1 (modificato da TRINCARDI et alii, 2004b).

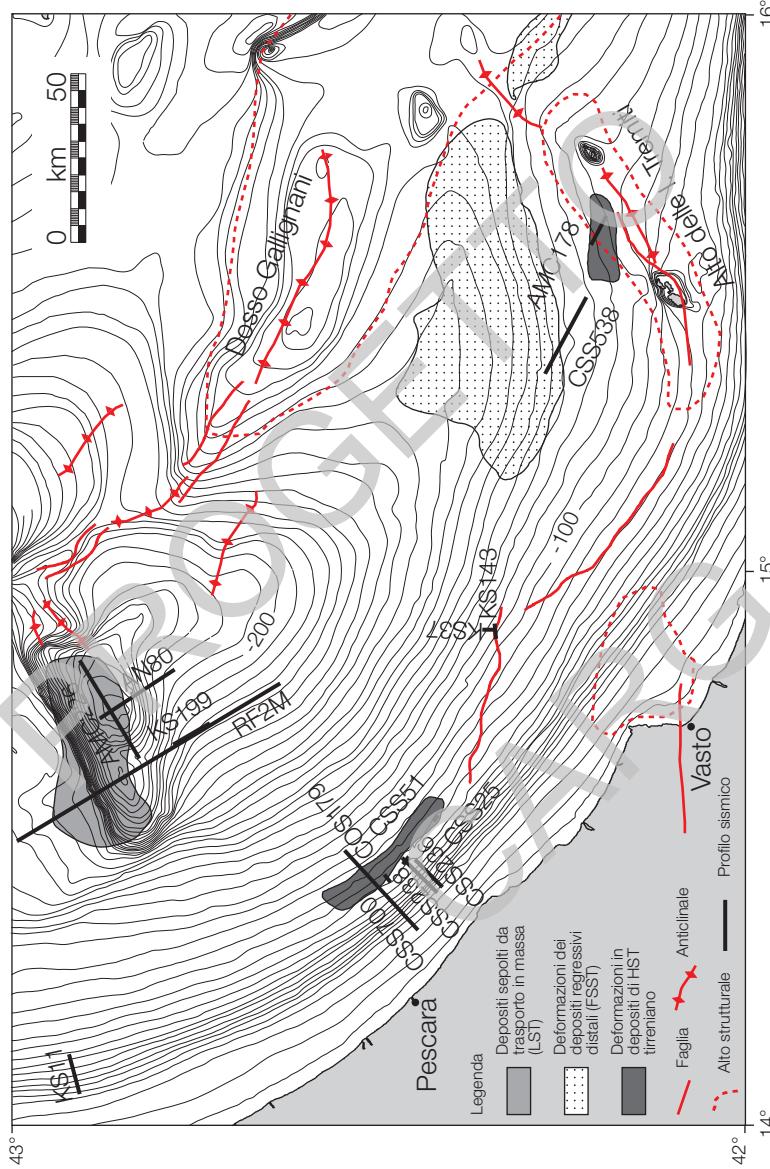


Fig. 15 - Schema delle strutture deformative recenti (anticlinali, faglie di modesto rigetto, alti strutturali, estensione di frane sottomarine) dell'ultimo glaciale e di deformazioni selettive all'interno di unità progradazionali depositate negli ultimi 130 ka.

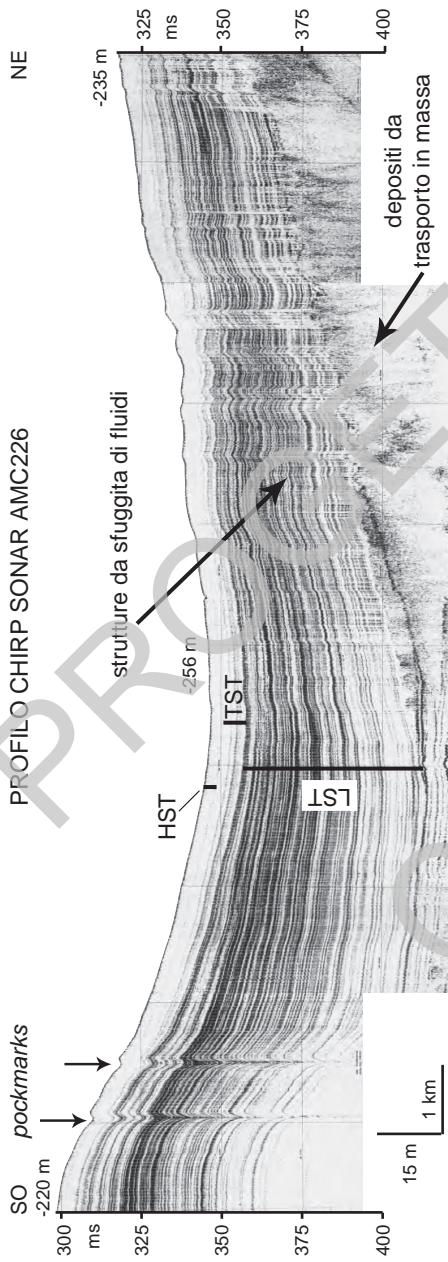


Fig. 16 - Profilo parallelo all'asse della Depressione Medio Adriatica (indicato in Fig. 15) che documenta la presenza di un deposito di frana accumulato alla base del deposito di stazionamento basso. I depositi di stazionamento basso sono interessati da strutture verticali di due tipi: pockmark legati alla sfuggita di gas da unità profonde e altre strutture dovute a sfuggita di fluidi dal tetto della frana.

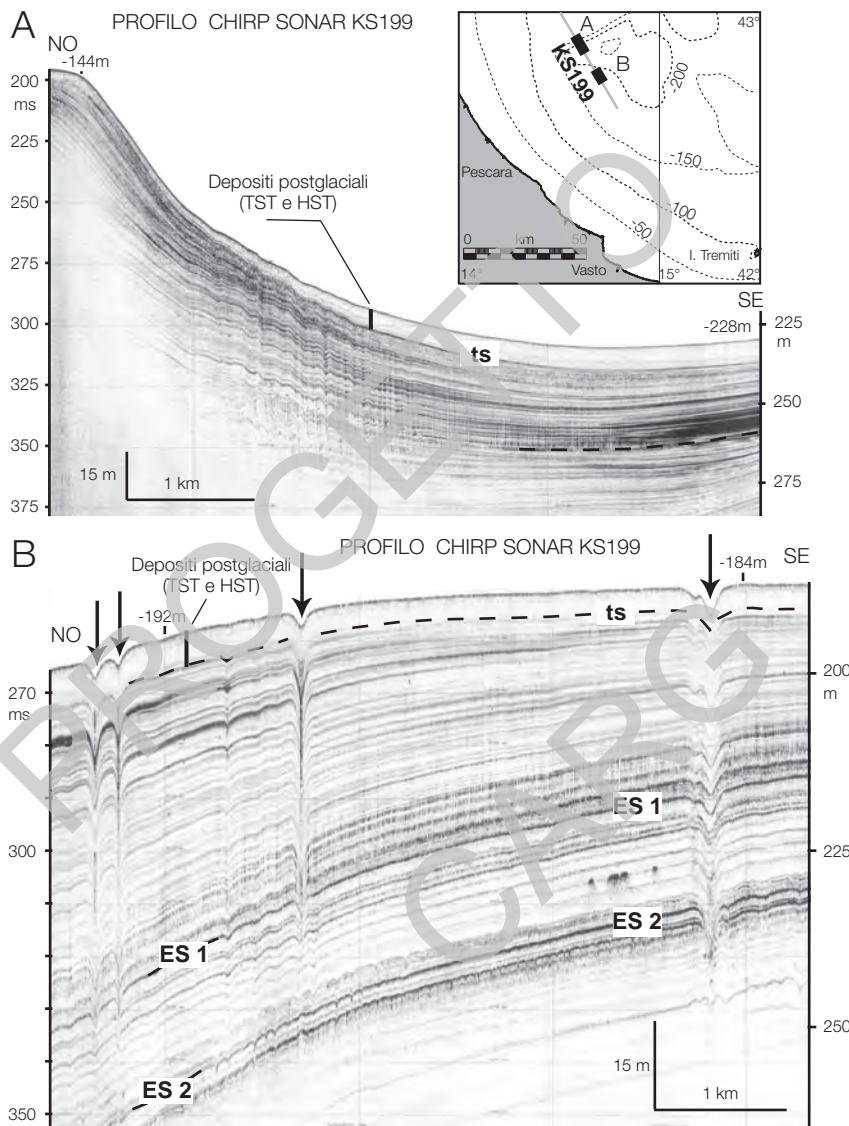


Fig. 17 - A: ondulazioni e possibili strutture da sfuggita di fluidi entro il cuneo progradazionale padano dell'ultimo glaciale. B: sul fianco meridionale della MAD sono evidenti strutture da sfuggita di fluidi entro i depositi dell'ultimo glaciale (tra ES1 e ts) ed estesi pockmark, indicati dalle frecce, provenienti da unità più profonde (ES = superficie erosiva, ts = superficie di trasgressione).

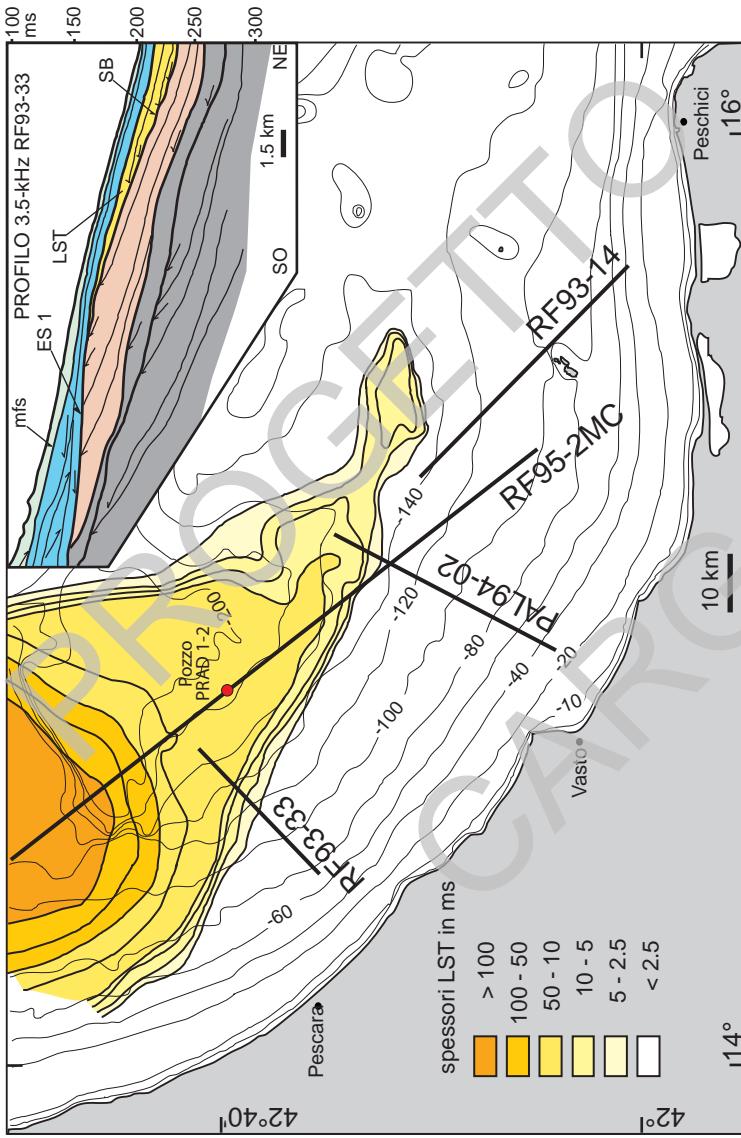


Fig. 18 - Distribuzione dello spessore dei depositi di stazionamento basso (LST) accumulati nella Depressione Medio Adriatica durante l'ultimo glaciale. Il profilo nel riquadro mostra l'onlap di questi depositi contro quelli di caduta (in rosa) nella scarpa superiore.

1.1.4. - Sistemi trasgressivi (TST)

Unità a geometria aggradazionale-progradazionale costituita da tre sottounità con associazioni di facies e geometria interna fortemente variabili (Fig. 19-21). La base dell'unità trasgressiva è rappresentata da una 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 (CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

Sul fianco nord-occidentale della Depressione Medio Adriatica, la sottounità inferiore comprende un corpo progradazionale fangoso, spesso oltre 60 m, alimentato da NO, i cui depositi correlativi, in piattaforma, hanno geometria aggradazionale. Nella porzione meridionale del foglio, circostante le Isole Tremiti, l'unità inferiore è costituita da peliti laminate di piana di marea, caratterizzate da faune di mare basso resistenti a condizioni ipoaline indotte dall'apporto fluviale (*Ammonia tepida* e *Ammonia perlucida*) chiuse al tetto da un orizzonte bioclastico contentente molluschi molto usurati (CATTANEO et alii, 1997; CATTANEO & TRINCARDI, 1999). La sottounità intermedia affiora nell'area circostante le Isole Tremiti, con depositi più sabbiosi e marcatamente ciottolosi al tetto (**tp₁**). La sottounità intermedia è stata raggiunta da alcuni carotaggi in prossimità di un alto strutturale al traverso di Ortona e dal pozzo PRAD 2-4 dove è caratterizzata da alternanze centimetriche di sabbie litiche a base netta e depositi fangosi. Datazioni ¹⁴C e contenuto pollinico indicano che questa unità si è depositata durante una fase di aumentato apporto terrigeno riferibile all'episodio freddo dello *Younger Dryas* e riflette un cambio del ciclo idrologico durante la deglaciazione (CATTANEO & TRINCARDI, 1999). Entro la sottounità intermedia non sono stati campionati depositi di retrospiaggia (**tp₂**); questi depositi sono tuttavia presenti nell'area a sud delle Isole Tremiti dove i rilievi sismici documentano depositi aggradazionali delimitati da cordoni sabbiosi (CATTANEO & TRINCARDI, 1999). Più al largo (piattaforma esterna), la sottounità superiore comprende un deposito marino con terminazione in *onlap* verso terra, alimentato da trasporto parallelo alla costa. La sottounità superiore è costituita da fanghi a *Turritella* (**tm**) con geometria progradazionale a basso angolo e depocentro parallelo alla costa, simile al soprastante deposito di *HST*. Le tre sottounità sono separate da superfici di annegamento che registrano fasi di arretramento della linea di riva verso terra (Tav. 3 e 4). Il rimaneggiamento marino trasgressivo associato a queste superfici (in alcuni casi marcate da un *lag* bioclastico o dalla presenza di ciottoli) è variabile ed è indicato dalla presenza di una superficie diacrona di rimaneggiamento subacqueo (ravinement surface, **rs**). Il tetto del *TST* è costituito dalla superficie corrispondente alla fase di massima ingressione marina (**mfs**).

Le Fig. 19 e 20 mostrano la profondità rispetto al livello del mare attuale dei depositi trasgressivi di età decrescente compresa tra il tetto dell'episodio freddo

dello *Younger Dryas* (al termine del Pleistocene) e l'Olocene medio. Tutti i depositi trasgressivi presenti nell'area del Foglio NK33-5 Pescara si trovano a profondità maggiori rispetto alle curve pubblicate in letteratura. Questo fatto riflette la natura subacquea di questi depositi. I soli depositi sicuramente di spiaggia (quindi prossimi al livello del mare) presenti a sud delle Isole Tremiti non sono stati campionati a causa dell'impossibilità di penetrare il livello di ciottoli (superficie di *ravinement*) presente al loro tetto. Le fasi di massima velocità di annegamento della piattaforma e migliore preservazione dei depositi trasgressivi coincidono con le fasi di più rapido scioglimento delle calotte glaciali (FAIRBANKS, 1989; FAIRBANKS *et alii*, 1992) e danno luogo alla formazione di superfici nette (a volte erosive) ben correlabili su tutta l'area (CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

I depositi trasgressivi, rappresentati in colore azzurro, affiorano o subaffiorano nell'area settentrionale del foglio, dove i soprastanti depositi di stazionamento alto sono assenti o ridotti ad un drappeggio di pochi centimetri, lungo il fianco ovest del Dosso Gallignani e in piccoli lembi nell'area circostante le Isole Tremiti. Nelle zone in cui affiorano sul fondo marino, i depositi trasgressivi sono presenti principalmente in facies caratteristiche di ambiente marino (**tm**), anche se di profondità variabile. Il complesso trasgressivo-paralico, circostante le Tremiti e presente sul ciglio della Depressione Medio Adriatica è costituito da depositi pelítico-sabbiosi lagunari e da lenti sabbiose riferibili a depositi di spiaggia, freccia litorale e/o rilevi di piattaforma (*sand ridges*) dovuti ai processi di rimaneggiamento sottomarino di sistemi di spiaggia progressivamente annegati (Fig. 19). L'unità superiore del *TST* presenta un depocentro secondario più a mare in *onlap* marino sui depositi sottostanti (CATTANEO & TRINCARDI, 1999), che suggerisce un significativo trasporto parallelo a costa.

Nei campioni esaminati non sono stati incontrati depositi di ambiente alluvionale riferibili al *TST*. La superficie di trasgressione (**ts**) alla base dei sistemi trasgressivi coincide su tutta l'area indagata con il tetto dei depositi di caduta del livello del mare e presenta morfologia più irregolare nell'area circostante le Isole Tremiti per processi dovuti ad intensificazione di correnti marine e moto ondoso (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000).

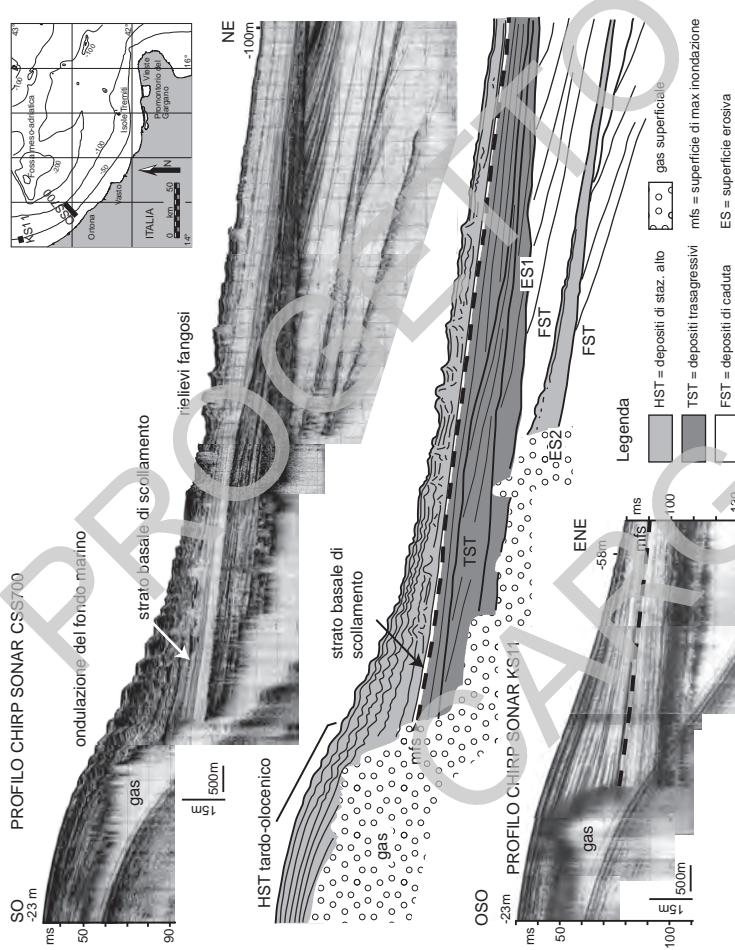


Fig. 19 - Profili CHIRP sonar ortogonali alla costa appenninica che documentano, al di sopra della superficie di massima inondazione (mfs), la presenza di ondulazioni del fondo marino e rilievi di fango entro i depositi di fango entro i depositi di Pescara (CSS700) e una geometria progradazionale più semplice nella zona a nord del profilo (OSO). Le scale e le esagerazioni verticali dei due profili sono uguali.

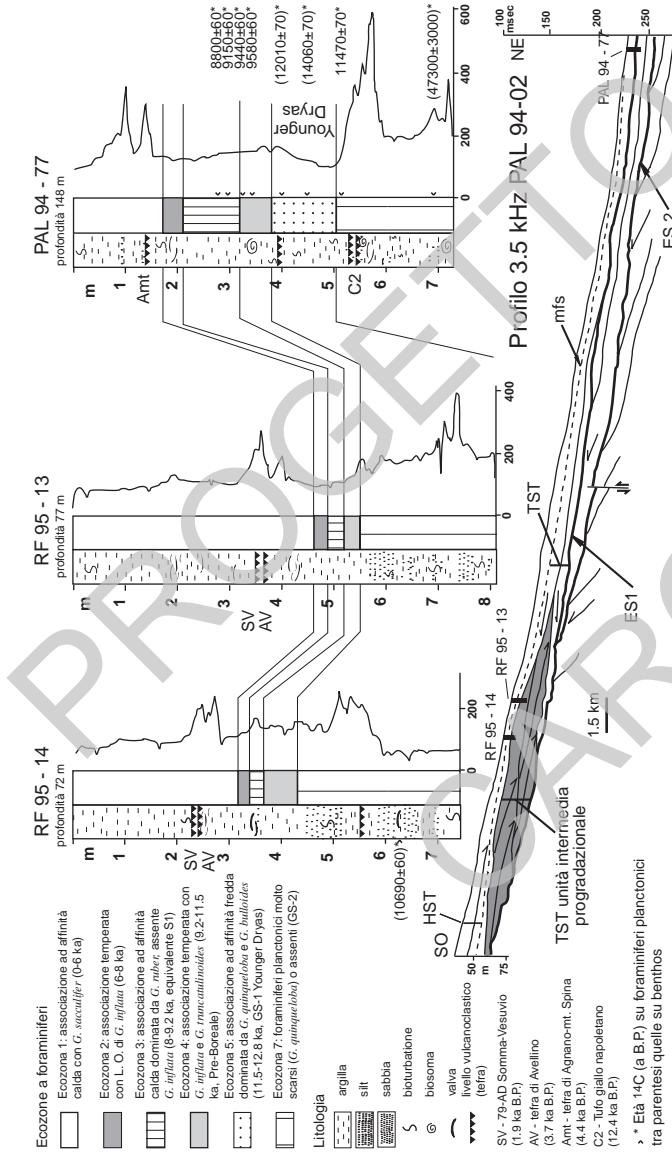


Fig. 20 - Correlazione tra carotaggi basata su eco-biostratigrafia e foraminiferi, suscettività magnetica dei sedimenti e determinazione di *tefra*. La ecobiozone, la litologia ed i principali *tefra* sono descritti in legenda. Si noti che la ecozona 7, caratterizzata dall'assenza di foraminiferi platonici, è diacrona; nelle carote a minore profondità comprende i depositi dell'unità *TST intermedia* di età Younger Dryas. L'interpretazione del profilo sismocubicubito in fig. 18) evidenzia che questa unità ha notevole spessore e carattere marcatamente invergogradazionale e registra una stasi nella risalita del livello del mare ed un aumento negli apporti terrigeni (per approfondimenti si veda CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

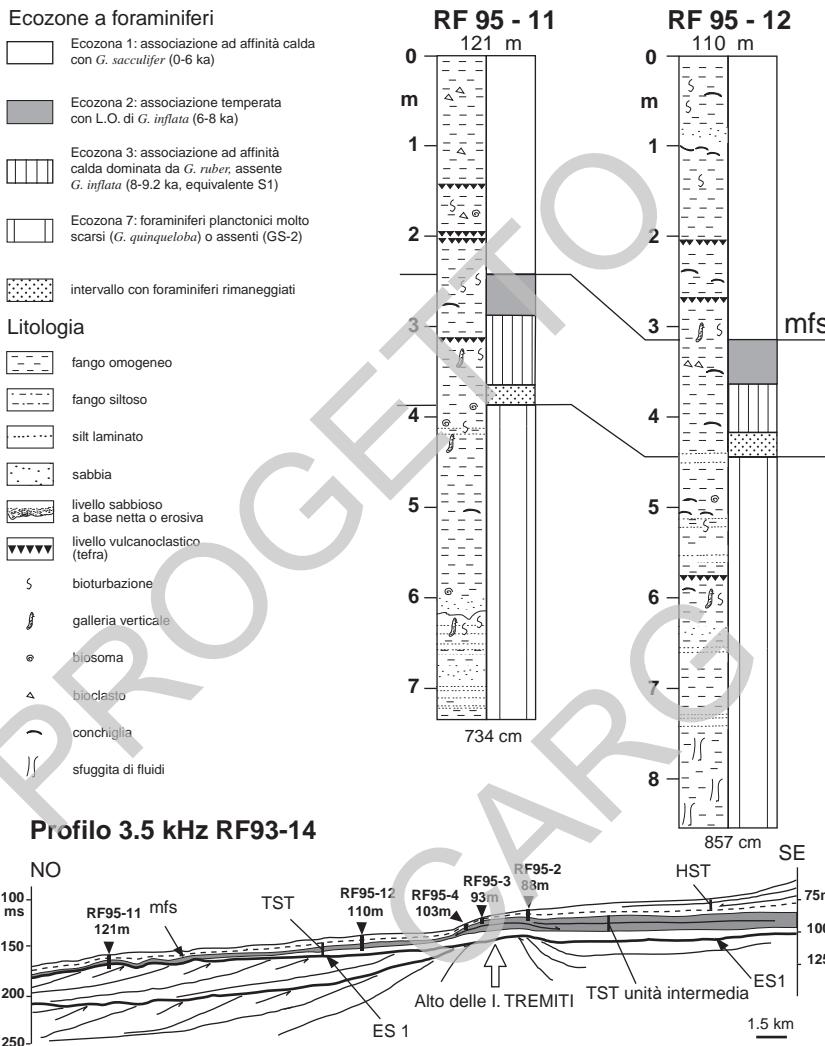


Fig. 21 - Interpretazione schematica del profilo sismico RF93-14 nell'area di piattaforma a nord del Promontorio del Gargano e attraverso l'alto delle Isole Tremiti (il profilo è ubicato in fig. 18). Le carote RF95-11 e -12 hanno attraversato i depositi di stazionamento alto e trasgressivi. L'unità intermedia del TST è marcata in grigio sul profilo ed è caratterizzata da depositi più sabbiosi con superfici erosive multiple e livelli gradati a scala di carota (questa facies è rappresentata in alcune foto della carota RF95-4 nella Tav. 2). La superficie al tetto dell'unità intermedia del TST è associata ad un livello a foraminiferi rimaneggiati e rappresenta una superficie di trasgressione subacquea.

1.1.5. - 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 argillosi contenenti faune a *Turritella communis*; nella fascia costiera la successione verticale mostra una chiara tendenza all'aumento della granulometria verso l'alto 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*. In scarpata i depositi di stazionamento alto sono costituiti da un drappeggio fangoso di spessore uniforme (tipicamente 2 m circa). I depositi di prodelta sono organizzati in un clinoforme progradazionale subacqueo con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) tra 25 e 30 m di profondità e spessore fino a 30 m (CATTANEO *et alii*, 2003). A mare della rottura di pendenza la velocità di sedimentazione supera i 15 mm a⁻¹ e le facies fangose mostrano tracce di depositi di piena fluviale parzialmente bioturbate (FRIGNANI *et alii*, 2005; PALINKAS & NITTROUER, 2006).

La superficie di massima ingressione 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. Nei bacini di scarpata della Depressione Medio Adriatica la **mfs** marca la base di un'unità in *onlap* marino verso il fronte progradazionale di stazionamento basso padano (Fig. 17). Nell'area del foglio, l'espressione sedimentologica di questa superficie a scala di carota è poco marcata e piuttosto uniforme, trovandosi sempre al tetto di depositi trasgressivi marini fangosi simili ai sovrastanti depositi di stazionamento alto. La **mfs** è riconoscibile per la presenza di un orizzonte arricchito in macrofossili marini, principalmente briozi, gasteropodi (*Turritella*) e bivalvi (*Ostrea*). In piattaforma esterna e scarpata, questa superficie approssima la Last Occurrence (L.O.) del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (ASIOLI, 1996; ARIZTEGUI *et alii*, 2000; OLDFIELD *et alii*, 2003; PIVA *et alii*, 2008c). Nelle aree prossime alle Isole Tremiti o ad alti strutturali sepolti minori, la **mfs** si trova al tetto di depositi trasgressivi sabbiosi con geometria progradazionale (Fig. 19). La **mfs** è anche riconoscibile sulla base di proprietà fisiche dei sedimenti evidenziate da dati penetrometrici (SULTAN *et alii*, 2004, 2008) e da un minimo dei valori di suscettività magnetica dei sedimenti in carota (CATTANEO *et alii*, 2003 a, b; VIGLIOTTI *et alii*, 2008).

L'integrazione di dati sedimentologici e micropaleontologici ricavati dal pozzo PRAD 2-4 (stazione di camponamento n. 4) permette di introdurre suddivisioni nei depositi di stazionamento alto molto recenti, mettendo in luce la presenza di depositi riferibili alla Piccola Età del Ghiaccio (circa equivalente agli ultimi 500

anni, 1450-1950 AD). Questi depositi presentano una generale tendenza regressiva, hanno uno spessore massimo di ca. 8 m nella zona del foglio e una geometria in assottigliamento verso il centro del bacino (Fig. 22). 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 indipendentemente dal dato sismostratigrafico e, quando identificati geochimicamente, permettono di attribuire età indipendentemente dai possibili problemi intrinseci al metodo del radiocarbonio (TRINCARDI *et alii*, 1996; CALANCHI *et alii*, 1998; LOWE *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008c e Appendice 6).

1.1.6. – 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 (CATTANEO *et alii*, 2007; Fig. 8, 19 e 23). 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 una fascia ristretta 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. 24).

Il sistema di stazionamento alto in Adriatico è caratterizzato dalla presenza di ondulazioni del fondo con orientazione parallela alla costa ed estese alla parte più acclive del cuneo progradazionale (*foreset*), dove il tasso di sedimentazione è massimo negli ultimi millenni; queste ondulazioni sono state attribuite a deformazione gravitativa con limitato spostamento e/o all'interazione tra deformazione e sedimentazione differenziale tra creste e ventri delle ondulazioni ad opera di correnti sottomarine (CORREGGIARI *et alii*, 2001; LEE *et alii*, 2002; TRINCARDI *et alii*, 2004b; CATTANEO *et alii*, 2004a; BERNDT *et alii*, 2006). Le

ondulazioni sub-parallele alla costa hanno lunghezza d'onda fino a 300 m e ampiezza di pochi metri. In corrispondenza della superficie di fondo (*bottomset*) si osservano rilievi di fango alti fino a 5-6 m con andamento allungato in pianta (CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003b); i rilievi batimetrici multibeam hanno dimostrato che la distribuzione di questi.

PROGETTO
CARG

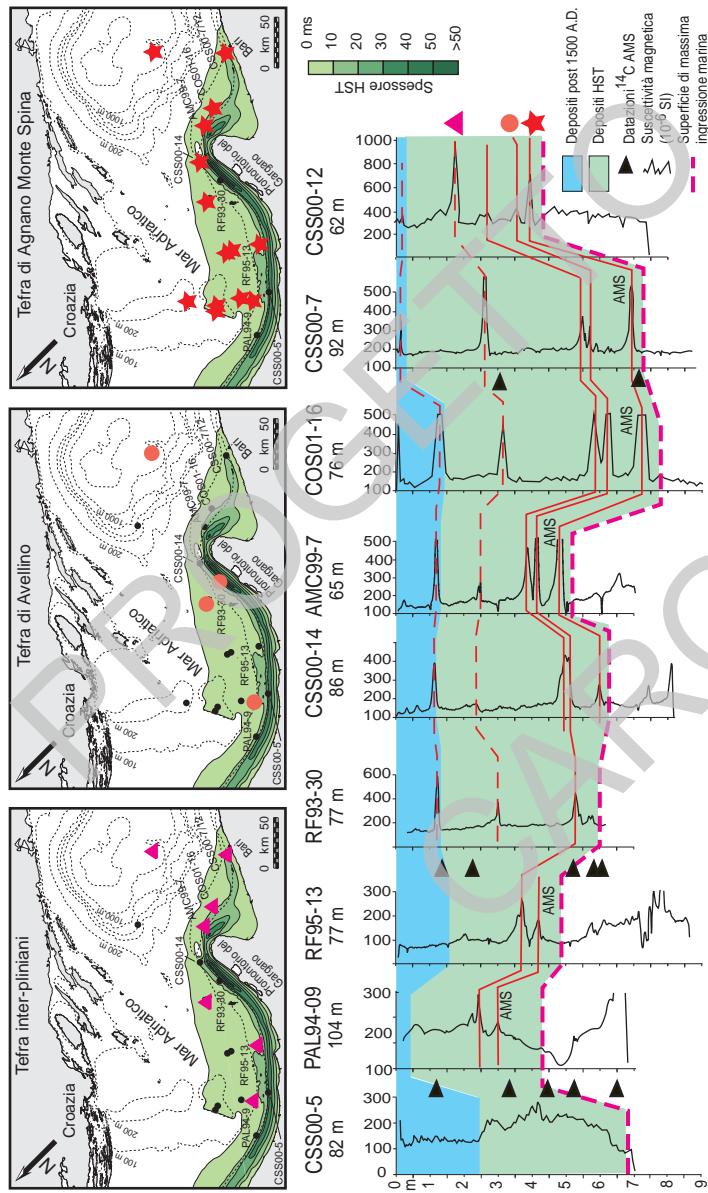


Fig. 22 - Distribuzione dei tre principali tefra tardo-olocenici all'interno dei depositi di HST (in verde) in Adriatico: Agnano - Monte Spina (stella), Avelino (cerchio), e Interpliniano (triangolo). In azzurro sono definiti i depositi accumulati durante gli ultimi 500 anni (modificato da LOWE et alii, 2007). Datazioni ^{14}C riportate in Appendice 6.

rilievi non è casuale ma caratterizzata da sciami con andamento normale alle curve di livello della batimetria (CATTANEO *et alii*, 2004a; Fig. 25). Questi rilievi di fango raggiungono i 3-4 m di altezza al di sopra dei fondali circostanti, si sviluppano dove lo spessore dell'intero *HST* è inferiore a 5-6 m e sono presenti nell'area antistante Pescara e Ortona dove la complessità morfologica del fondale è massima. Entrambe le strutture sono attribuibili a deformazione di sedimenti sopra la superficie di massima ingressione marina (**mf_s**) che corrisponde ad un livello di argilla siltosa arricchito in bizioi durante una fase di ridotto apporto sedimentario al margine (Appendice 4). Recentemente, SULTAN *et alii* (2008) hanno dimostrato che l'unità basale dell'*HST*, immediatamente sopra questo orizzonte, è leggermente più grossolana dei depositi sotto e soprastanti ed ha caratteristiche compatibili con l'innesto di processi di liquefazione se sottoposta, ad esempio, all'accelerazione indotta da un terremoto con la magnitudo tipica di quelli registrati nella zona. Si noti che i depositi trasgressivi (*TST*), al di sotto della **mf_s** presentano geometrie deposizionali indeformate con riflettori subparalleli a basso angolo (Fig. 6, 19 e 23). Le aree deformate, riportate in carta, occupano una fascia parallela alla costa appenninica e sono presenti anche nell'area antistante il Promontorio del Gargano.

In Adriatico centrale le impregnazioni di gas biogenico sono diffuse all'interno di unità tardo-quaternarie depositate sia durante lo stazionamento basso glaciale che durante intervalli successivi di risalita e stazionamento alto (TRINCARDI *et alii*, 2000; TRINCARDI *et alii*, 2000b; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2004a; MARSSET *et alii*, 2004; BERNDT *et alii*, 2006). I profili sismici documentano la presenza di gas superficiale nella parte alta del *foreset* e nel *topset*, mentre i carotaggi attraverso questi depositi documentano che il gas superficiale è biogenico (CATTANEO *et alii*, 2004a; TRINCARDI *et alii*, 2004b; ORANGE *et alii*, 2005). Anche sulla scarpata, sono state osservate depressioni di diametro variabile, interpretate come *pockmarks* generati dalla fuoriuscita di gas (HOVLAND & CURZI, 1989; TRINCARDI *et alii*, 2004b; Fig. 16 e 17). Queste strutture documentano la migrazione di gas anche da livelli stratigrafici più profondi. Maggiori informazioni sui *pockmarks* sono presentate in Appendice 7.

La complessità delle deformazioni entro i depositi di *HST* è in parte dovuta alla rapida deposizione ad opera delle correnti di fondo che sono in grado di accumulare sedimenti fini sul lato sopracorrente (cioè sul lato NO) rispetto alle strutture deformative (rilievi di fango) che fanno da ostacolo. La stessa attività delle correnti sub-parallele a costa causa processi di deposizione differenziale in corrispondenza delle ondulazioni del fondale. Infatti, lo studio dei tassi di deposizione attraverso la ricostruzione di profili di attività del radionuclide ²¹⁰Pb provano che la velocità di sedimentazione cambia da 16,4 mm a⁻¹ nelle aree di truogolo a circa 4,1 mm a⁻¹ lungo i fianchi immergenti verso mare (CORREGGIARI *et alii*, 2001; PALINKAS & NITTROUER, 2006). Recenti misure in situ nella zona

delle ondulazioni hanno mostrato che le correnti di superficie parallele alla costa tendono a cambiare di direzione e girare verso sinistra sul fondo con una componente obliqua orientata verso il bacino, secondo il principio della spirale di Ekman; queste correnti di fondo potrebbero contribuire al mantenimento della morfologia ondulata (PUIG *et alii*, 2007). Due tripodi di misura sono stati posizionati al largo di Pescara nella zona di *topset* del clinoforme (a -12 e -20 m) e un ancoraggio (*mooring*) nella zona del *foreset* a -50 m nella zona ad ondulazioni. La direzione di trasporto dominante è stata verso SE, ma con una componente verso il fondo del bacino rinforzata durante gli eventi di tempesta che contribuisce anche al trasporto di sedimento dal *topset* al *foreset* e alla crescita del clinoforme (PUIG *et alii*, 2007). La deposizione differenziale propaga quindi verso l'alto stratigrafico le strutture originate probabilmente per deformazione ed espulsione di fluidi (CATTANEO *et alii*, 2004 a; BERNDT *et alii*, 2006; SULTAN *et alii*, 2008).

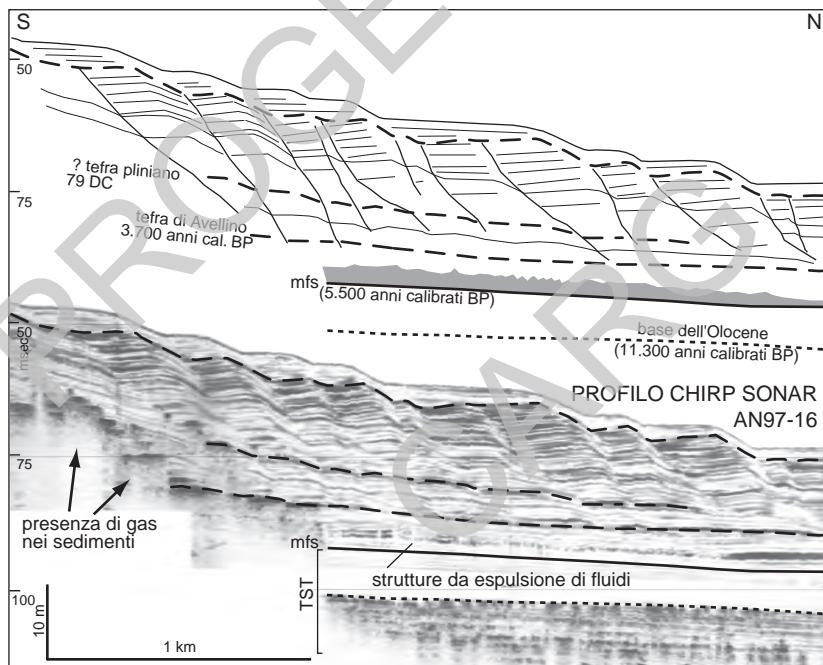


Fig. 23 - Ondulazioni del fondale e del sottofondo nell'area dove il cuneo di HST raggiunge il massimo spessore. Si noti che i depositi sotto la superficie *mfs* sono piano-parallelvi (e indeformati) e che l'unità alla base del deposito con ondulazioni presenta strutture subverticali da espulsione di fluidi. La correlazione di alcuni tefra permette di stimare un tasso di accumulo medio di 5 mm a^{-1} .

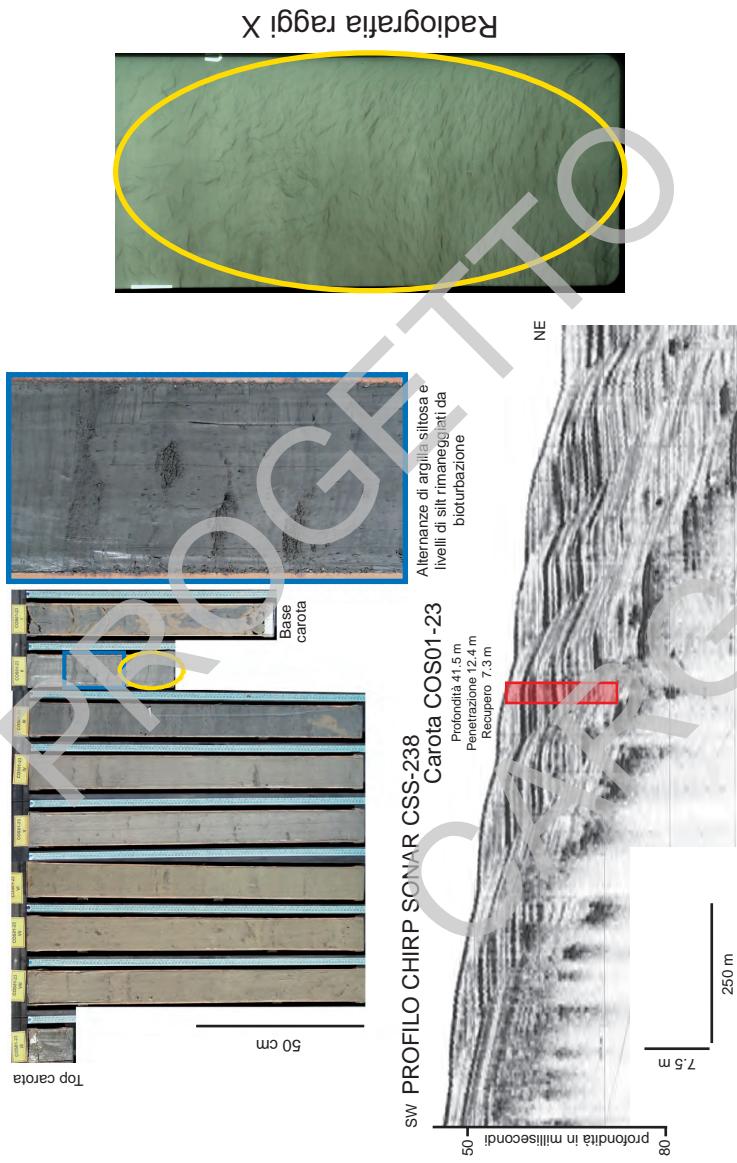


Fig. 24 - Presenza di gas superficiale nei depositi di HST tardo-olocenici. La carota ha raggiunto la prossimità del tetto dell'intervalle impregnato di gas e documenta fessurazioni tipiche indotte dalla espulsione di gas biogenici quando la carota è stata portata a pressione atmosferica.

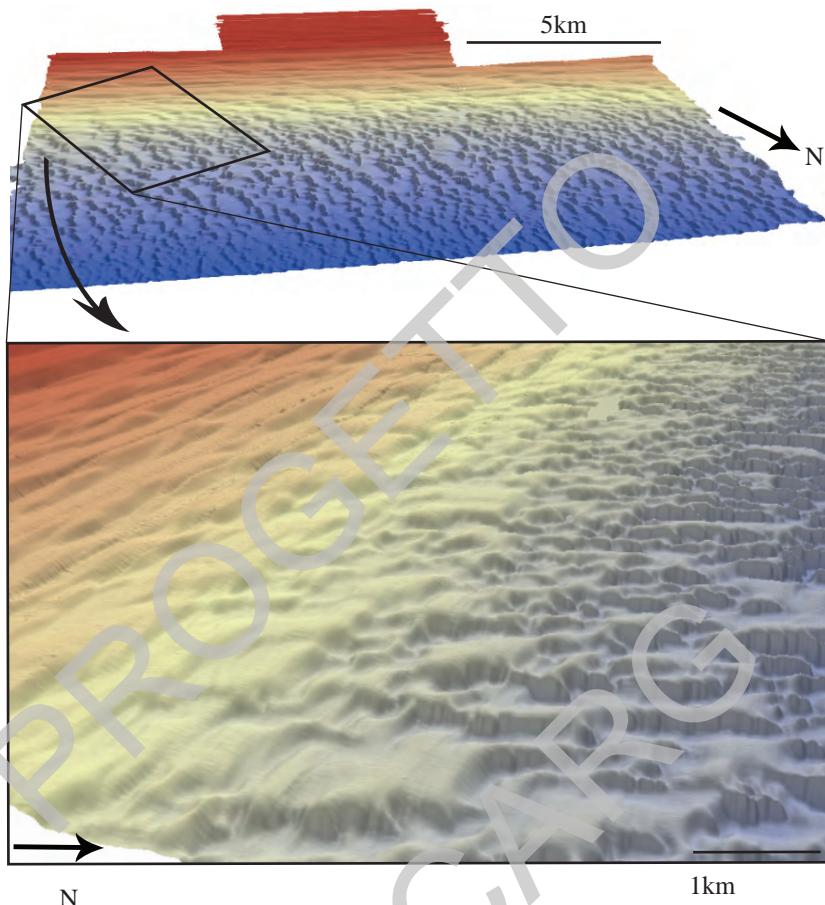
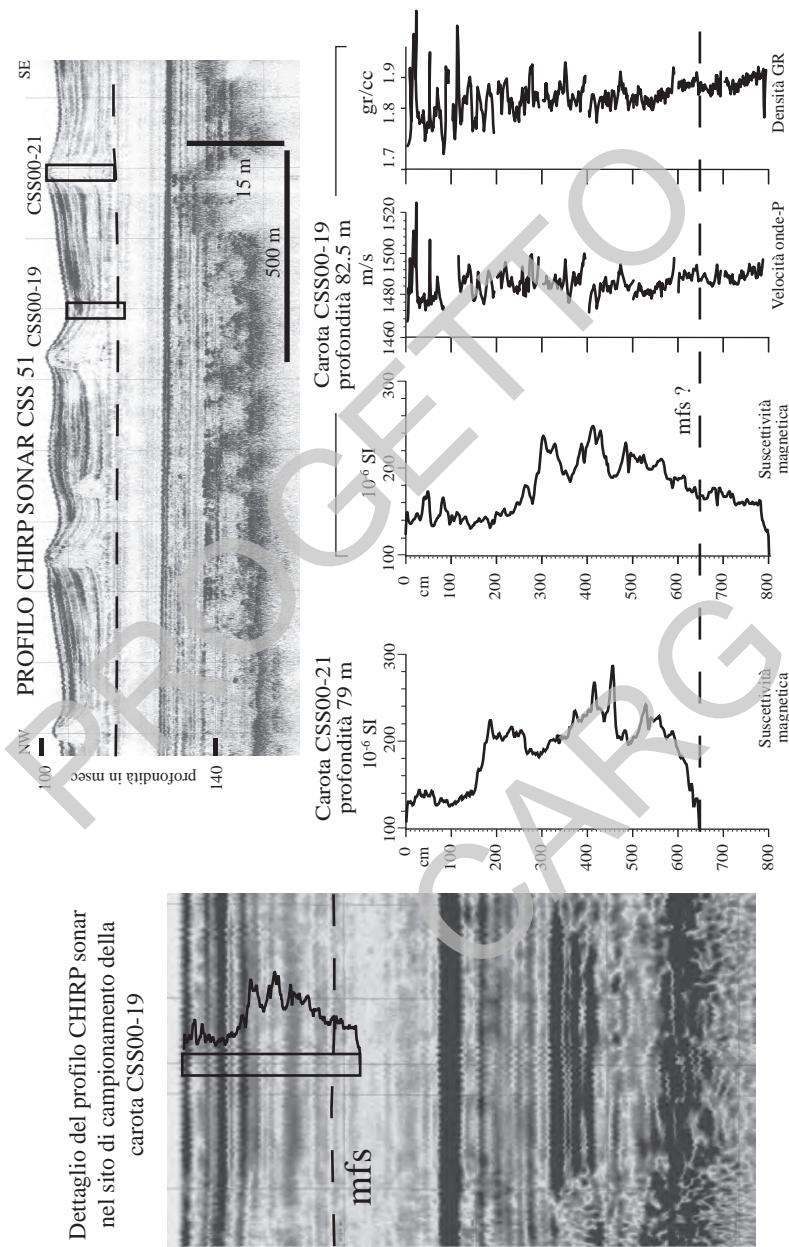


Fig. 25 - Il Modello Digitale del Terreno (visto da NE) dell'area di piattaforma antistante Pescara (in alto), illustra la transizione del topset (rosso) al foreset (giallo-grigio), al bottomset (blu). Si noti la complessità della morfologia dovuta alla presenza di ondulazioni nel foreset e a rilievi di fango allineati e asimmetrici più a mare. La transizione tra i due tipi di strutture è evidenziata nel dettaglio (in basso) visto da SE.



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. La sezione AA' documenta, in particolare, il significativo spessore di depositi trasgressivi costituiti da peliti di piattaforma. Questi depositi sono stati raggiunti da alcuni carotaggi e correlati su profili sismici al di sotto del cuneo di *HST*. Le varie sezioni trasversali alla costa mostrano la rottura di pendenza entro il cuneo di *HST*, il ciglio della piattaforma poco pronunciato e il bacino di scarpata.

I profili sismici ad ampio spettro di frequenza (CHIRP sonar), riportati in carta e nelle Fig. 8 e 19, mostrano i principali caratteri geometrici dei riflettori entro il cuneo di *HST*, che appaiono continui e convergenti gradualmente verso mare con terminazione tangenziale sui depositi sottostanti di *TST*. I depositi del *TST* sono organizzati in tre sottounità delle quali quella intermedia ha geometria progradazionale (Fig. 20). Non sono evidenti valli incise riempite a differenza di quanto osservato nella piattaforma adriatica più a nord.

Le sezioni geologiche supportate dai dati bio- e crono-stratigrafici mettono in evidenza i seguenti aspetti della sedimentazione tardoquaternaria nell'area: 1) il deposito progradazionale di stazionamento basso di origine padana, a NO della Depressione Medio Adriatica, che raggiunge un notevole spessore (> 200 m); 2) la chiusura di questi depositi verso sud in *onlap* marino contro la scarpata continentale; 3) i depositi trasgressivi composti da tre unità distinte, separate da superfici di annegamento; 4) la distribuzione parallela alla costa dei depositi di stazionamento alto che riflette la posizione dei principali apparati fluviali e la dispersione lungo costa dei sedimenti fini ad opera della circolazione prevalente durante gli ultimi 5 ka (TRINCARDI *et alii*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003 a, 2004 b, 2007).

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 regressivi, trasgressivi e di stazionamento alto.

Nella “Carta degli spessori dei sistemi trasgressivi” si può notare che il depocentro costituito da depositi marini del *TST* mostra un andamento subparallelo alla costa simile a quello del soprastante cuneo di *HST* cartografato nella “Carta degli spessori dei sistemi di stazionamento alto”. Entrambi i depocentri non

sono definiti verso terra in aree dove il mare basso e la presenza di impregnazioni di gas nei primi metri di sedimento rendono massima la riverberazione del segnale acustico e impediscono di tracciare le superfici guida alla base e al tetto dei depositi trasgressivi. I depositi di *TST* presentano un depocentro principale nell'area a nord-ovest della Depressione Medio Adriatica dove un delta ha continuato ad avanzare verso il bacino anche durante tutta la fase iniziale della risalita post glaciale del livello marino. Depocentri minori entro il *TST* sono legati ad aumenti di spessore dell'unità intermedia in prossimità di delta più alimentati (CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

La “Carta delle isocrene della superficie di trasgressione” (**ts**), in scala 1:1.000.000, documenta l’andamento della superficie al tetto dei depositi di caduta e stazionamento basso del livello del mare. Questa superficie si è originata attraverso una fase di esposizione subaerea e successiva erosione sottomarina durante la risalita del livello del mare (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000).

Le sezioni stratigrafiche e il confronto tra la carta degli spessori del *TST* e quella delle isocrene della superficie **ts** permettono di osservare che i depositi trasgressivi di ambiente costiero e paralico presentano il massimo grado di preservazione in aree dove la sottostante superficie **ts** mostra gradini morfologici e cambi di gradiente.

La “Carta degli spessori dei depositi regressivi tirreniani” riporta gli spessori dell’*FST* compreso tra lo stazionamento alto tirreniano (stadio isotopico 5e) e la base dei depositi di stazionamento basso (stadio isotopico 2). Questa carta documenta una prevalente dispersione dei depositi progradazionali parallelamente alla costa e alla direzione di progradazione indicata dai *foreset* a basso angolo secondo un processo di dispersione dei sedimenti simile a quello documentato per il cuneo progradazionale tardo-olocenico (RIDENTE & TRINCARDI, 2005; PUIG *et alii*, 2007).

1.3.2. – Diagramma cronostratigrafico

Il diagramma cronostratigrafico, inserito nel corpocarta, è stato costruito in base a precedenti lavori in Adriatico basati sull'utilizzazione di dati sismostratigrafici tarati attraverso il controllo biostratigrafico e geocronologico (TRINCARDI *et alii*, 1996; CATTANEO & TRINCARDI, 1999), secondo il metodo proposto da WHEELER (1958) e rielaborato da VAIL *et alii* (1977). Il diagramma cronostratigrafico è basato sull'interpolazione di carote disposte lungo due direttive principali: dalla piattaforma abruzzese al bacino di scarpata (Depressione Medio Adriatica) lungo la sezione geologica AA' e da questo alla piattaforma continentale circostante le Isole Tremiti. 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 planctonici (in alcuni casi utilizzando campioni monospecifici), e molluschi (ASIOLI *et alii*, 2001; BLOCKLEY *et alii*, 2004); un ulteriore controllo stratigrafico proviene dall'identificazione e correlazione di alcuni tefra di provenienza campana e, nel caso del tefra etneo Y1 (CALANCHI *et alii*, 1998; LOWE *et alii*, 2007). Il diagramma documenta la presenza di lacune al tetto dei depositi regressivi e all'interno di quelli trasgressivi dovute soprattutto ad erosione marina (CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

1.3.3. – Schema dei rapporti stratigrafici

Lo schema dei rapporti stratigrafici illustra i rapporti tra i depositi quaternari rappresentati in carta. Lo schema è idealmente orientato lungo l'asse del bacino, parallelo alla costa. In grigio chiaro sono evidenziati depositi plio-quaternari indifferenziati alimentati da sud con geometria progradazionale. In grigio scuro sono in evidenza quattro sequenze deposizionali regressive che registrano una ciclicità di circa 100.000 anni nel Quaternario. Anche queste sequenze sono alimentate da sud e procedendo verso nord mostrano una diminuzione di spessore e una geometria in drappeggio. La più recente di queste sequenze progradazionali registra l'intervallo che va dall'Eemiano (circa 120.000 anni fa) all'ultimo glaciale ed è rappresentata in colore rosa.

Durante l'ultimo massimo glaciale il bacino di scarpata (MAD) è caratterizzato dalla deposizione di depositi di frana sottomarina (colore giallo carico) ricoperti da un cuneo progradazionale deltizio legato all'avanzamento verso sud del delta padano. Con la risalita del livello del mare successiva all'ultimo glaciale si ha una stasi nella sedimentazione e l'accumulo di depositi trasgressivi in onlap sulle morfologie preesistenti (colore blu). Infine, durante lo stazionamento alto del livello marino negli ultimi ca. 5.000 anni si forma un cuneo progradazionale fangoso alimentato dal trasporto parallelo a costa e con un massimo di spessore sul fianco meridionale del bacino.

1.3.4. – Carte batimetriche e delle pendenze

Sulla fascia destra della Carta Geologica superficiale sono rappresentate informazioni circa l'andamento della batimetria nell'area di piattaforma antistante Ortona e Pescara e corrispondente alla superficie del clinoforme progradazionale tardo olocenico (*HST*). Questo tipo di rappresentazione evidenzia la complessità della batimetria in dettaglio. Questa informazione non può essere rappresentata

sulla carta principale perché renderebbe illeggibile l'informazione geologica a cui la carta è dedicata. Inoltre, questo tipo di configurazione è stata risolta solo grazie all'utilizzazione di strumenti di rilievo batimetrico *multibeam* e sarebbe stata impossibile utilizzando strumenti di tipo tradizionale. L'immagine in alto riporta l'andamento delle pendenze su tutta l'area indagata: si nota che i fianchi delle ondulazioni sul fronte del clinoforme (*foreset*), descritte da CORREGGIARI *et alii* (2001), e CATTANEO *et alii* (2004 a) e MARSSET *et alii* (2004), mostrano pendenze massime tra 2° e 3°. Al piede di questa area, a profondità maggiori di circa 60 m, compaiono rilievi del fondo allungati prevalentemente in senso NE-SO; questi rilievi appaiono asimmetrici in quanto presentano pendenze maggiori sul lato di SO (fino a 10°, localmente, in colore rosso) e minori sul lato opposto (tipicamente 1°).

La carta batimetrica dell'area va dalla profondità di circa 20 m (colore blu) a quella di 110 m (colore rosso). La parte di *foreset* caratterizzata da ondulazioni del fondo appare in colore verde, mentre quella caratterizzata da rilievi di fango è in colore da giallo a rosso. I rilievi di fango presentano la massima ampiezza, rispetto alla superficie basale (**mfs**) a profondità minori, dove sono però coperti da depositi più recenti del cuneo progradazionale ed hanno quindi minore espressione batimetrica (Fig. 25). Procedendo verso maggiori profondità i rilievi diminuiscono in altezza e scompaiono a profondità maggiori di 120 m. Le carte batimetriche di dettaglio, riportate in basso, illustrano rispettivamente l'area di transizione tra le ondulazioni parallele alla costa e i rilievi di fango e l'allineamento prevalentemente NE-SO dei rilievi stessi a profondità maggiori.

I dati batimetrici ad alta risoluzione sono stati acquisiti con sistema *multibeam* Kongsberg-Simrad EM-3000 e sono stati elaborati con software Multibeam Manager (PANGEA) attraverso interpolazioni a maglie triangolari.

2. - CARTA DEL SOTTOFONDO - FOGLIO NK33-5 PESCARA

La carta del sottofondo è composta da una carta principale, da tre sezioni geosismiche e da vari riquadri che illustrano le caratteristiche geologiche cartografate o gli schemi geologici. La costruzione della carta principale, delle mappe, degli schemi e dei diagrammi accessori e delle sezioni geologiche schematiche 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 liberalizzati, la cui ubicazione è riportata nella carta principale.

2.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

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 NK33-5 Pescara.

La storia geologica dell'area compresa nel foglio riflette l'evoluzione del margine passivo adriatico, dalla sua individuazione, legata ai processi distensivi 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. La conseguente evoluzione tettonostratigrafica è evidenziata dal DIAGRAMMA CRONOSTRATIGRAFICO e dallo SCHEMA TETTONOSTRATIGRAFICO, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera. Essi evidenziano una deposizione prevalentemente carbonatica, tipica del margine passivo di Adria dal Triassico all'Eocene. In particolare, dal Giurassico inferiore si osserva una ripartizione in due domini paleogeografici di piattaforma carbonatica e di bacino pelagico. Nella zona orientale, a partire dal Giurassico inferiore, si instaura una deposizione di mare relativamente profondo rappresentata prevalentemente da depositi carbonatici (Corniola, Rosso Ammonitico, Scisti e Calcari ad Aptici, Maiolica, Marne a Fucoidi, Scaglia Rossa Appenninica). Nel settore sud-occidentale, invece, la sedimentazione di mare basso si protrae fino al Miocene inferiore con la deposizione dei calcari della Formazione di Bolognano [vedi profili BB' e CC'].

Il Foglio NK33-5 Pescara si colloca quasi interamente nel bacino di avanfossa pliocenico-quaternaria dell'Appennino centrale e nel suo avampaese. La parte occidentale del foglio ospita il fronte più esterno della catena appenninica, che viene normalmente chiamata "Struttura Costiera", essa corre in direzione nord-sud lungo la costa abruzzese. Nei pressi di Pescara, il fronte arretra verso ovest e in prossimità della regione garganica le unità dell'Appennino centrale, costituite da carbonati mesozoici appartenenti ai domini di piattaforma e bacino del margine

tetideo, si coniungono alle unità alloctone dell'Appennino meridionale, che sono costituite da sedimenti bacinali dei domini interni, fortemente traslate e deformate. Le unità alloctone dell'Appennino meridionale continuano verso sud, dove rappresentano il fronte della catena nell'avanfossa bradanica.

I sedimenti terrigeni dell'avanfossa miocenica media e superiore affiorano in Abruzzo e sono interessati da deformazioni plicative, mentre i depositi pliocenico-quaternari sono presenti, pressoché indeformati, nel sottosuolo della fascia peri-adriatica che è bordata a est dalla Struttura Costiera (Fig. 27). I sedimenti quaternari della fascia peri-adriatica, pertanto, si sono depositi in un bacino di "piggy-back" del sistema catena-avanfossa appenninica (ORI *et alii*, 1986).

Nell'avampaese è presente una fascia con deformazioni a carattere plicativo orientata NO-SE che si congiunge alla fascia deformativa delle isole Tremiti, più ristretta e con direzione NE-SO (Fig. 28). Una significativa sismicità è associata a queste strutture che, in molti casi, mostrano sui profili sismici una attività quaternaria (CARTA DELLA SISMICITÀ E DELLE STRUTTURE ATTIVE ALLA BASE DEL QUATERNARIO). Le strutture plicative quaternarie e i terremoti con meccanismi focali complessivi indicano che questo settore di avampaese è interessato da una tectonica attiva. Alcune di queste pieghe erano già sviluppate nel Messiniano, come suggerito dal percorso dei canali sottomarini messiniani (Fig. 28 e Fig. 29 e vedasi anche CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE), che risulta controllato dalla topografia delle strutture plicative (ARGNANI & ROVERE, 2005). La sismicità si estende nell'adiacente Promontorio Garganico, una porzione rilevata dell'avampaese, dove sono presenti strutture tettoniche attive nel Pliocene-Quaternario (BERTOTTI *et alii*, 1999). Il quadro d'insieme rappresenta quindi una complessa e variegata deformazione dell'avampaese adriatico; le orientazioni delle strutture tettoniche appaiono diverse da quelle dell'adiacente catena e suggeriscono una possibile riattivazione di pre-esistenti strutture mesozoiche (verosimilmente faglie estensionali, vedasi anche Fig. 30).

2.2. - STRATIGRAFIA

Il diagramma cronostratigrafico e lo schema tettonostratigrafico, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera, evidenziano una deposizione prevalentemente carbonatica, tipica di un margine continentale passivo, dal Triassico al Paleogene. In particolare è osservabile come nella zona nord-orientale, a partire dal Giurassico inferiore, si instauri una deposizione di mare profondo rappresentata prevalentemente da depositi carbonatici (Corniola, Rosso Ammonitico, Scisti e Calcari ad Aptici, Maiolica, Marne a Fucoidi, Calcari a Nummuliti di Peschici), mentre nelle zone più sud-occidentali la sedimentazione di mare basso, in ambiente di piattaforma carbonatica, si protragga fino al

Miocene inferiore con la deposizione dei calcari della Formazione di Bolognano. A partire dall'Oligocene la deformazione contrazionale delle unità, che attualmente costituiscono le parti interne della catena, provoca la flessurazione per carico della placca adriatica. Nell'area in esame il corrispettivo temporale dei sedimenti torbiditici di avanfossa affioranti nella catena (Formazioni del Macigno, Marnoso Arenacea e Laga) è rappresentato da sedimenti marnosi depositi nelle parti distali del bacino (Bisciaro, Schlier). L'abbassamento del livello del mare nel Messiniano (HSÜ *et alii*, 1977) provoca la deposizione di spessi corpi torbiditici nelle aree depocentrali e l'emersione delle parti distali del bacino di avanfossa con conseguente erosione subaerea. La flessurazione della placca adriatica e l'erosione messiniana determinano l'assetto delle unità attualmente affioranti sotto le successive unità pliocenico-quaternarie. La distribuzione degli affioramenti delle unità pre-plioceniche è riportata nella carta principale. Il ciclo sedimentario messiniano post-evaporitico inizia con torbiditi che sono presenti solo nel depocentro del bacino di avanfossa, ubicato nell'area abruzzese, fuori dal Foglio NK33-5 Pescara. Lo stesso regime deposizionale continua durante la sedimentazione pliocenica, anche se durante il Pleistocene le torbiditi vengono sostituite da sedimenti di mare basso e depositi deltizi. Sebbene le parti prossimali dell'avanfossa siano interessate da una deposizione torbiditica di mare profondo, il Foglio NK 33-5 Pescara si situa nella parte più marginale del bacino di avanfossa, dove, fatta eccezione per qualche limitato apporto di sabbia (Sabbie di Carassai), si depositano principalmente sedimenti fini, quali le Argille del Santerno. A partire poi dal tardo Pliocene inferiore la formazione di una Struttura Costiera funge da ulteriore barriera per l'apporto torbiditico e nel bacino orientale si depositano esclusivamente sedimenti fini.

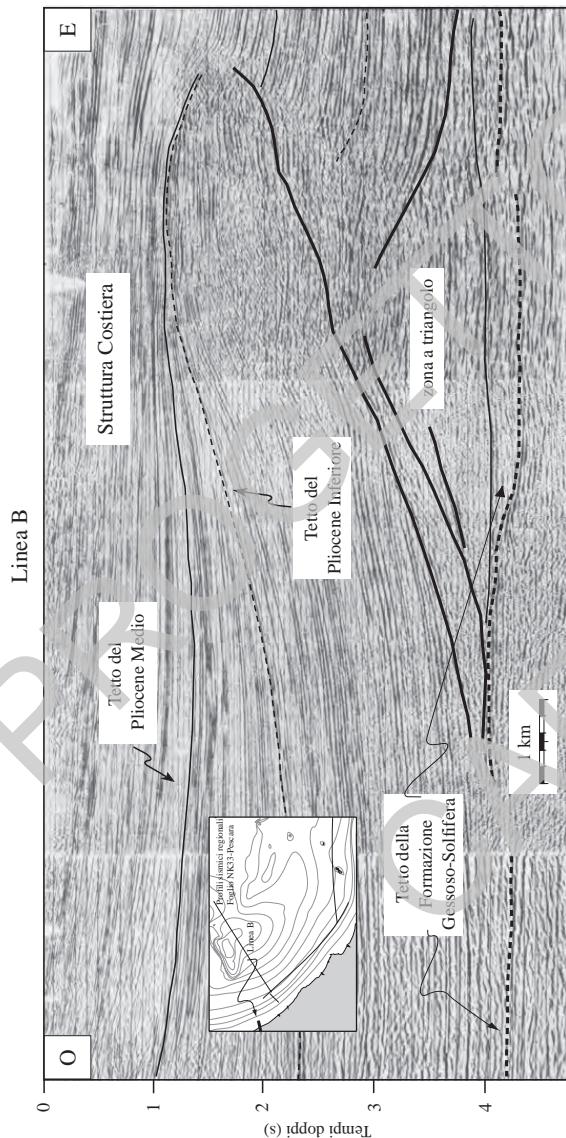


Fig. 27 – Sezione sismica tratta da BOLIS et alii (2003), che mostra la geometria della Struttura Costiera in un transetto circa E-O nella parte nord-occidentale della Carta del Sottofondo del Foglio NK33-5 Pescara. Sono evidenziati i riflettori sismici corrispondenti al tetto del Piocene inferiore, al tetto della Formazione Gessoso-Solfifera (Messiniano evaporitico).

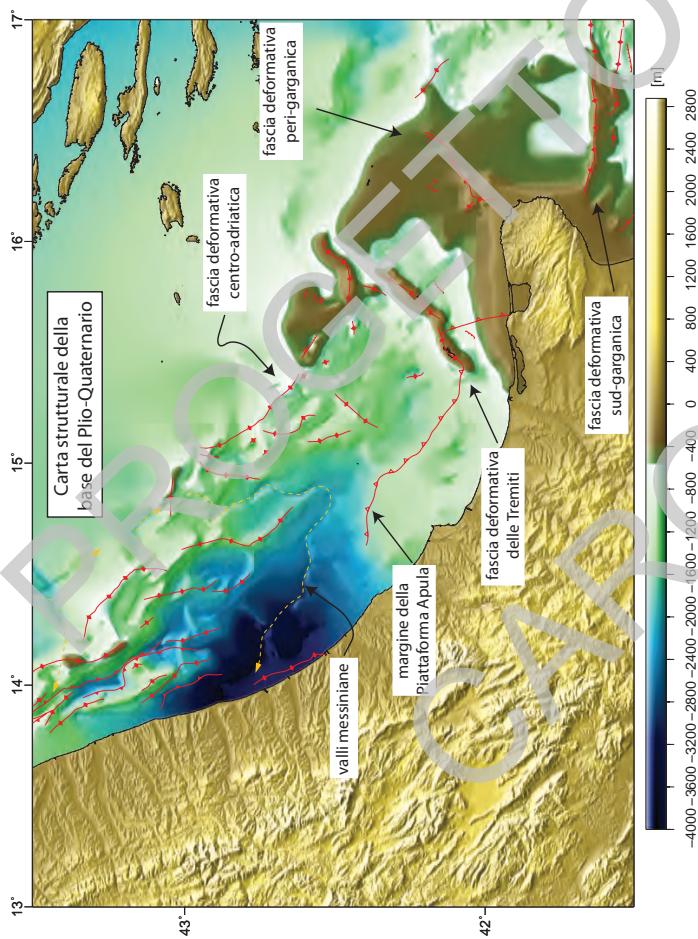


Fig. 28 – Carta strutturale della base del Plio-Quaternario e topografia terrestre ottenuta dai dati acquisiti durante la missione spaziale dello Space Shuttle Endeavour durata 11 giorni nell'anno 2000 (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM; FARR et alii, 2007). Il DTM della base del Plio-Quaternario è stato ottenuto mappando le isostrutture di tale riflettore e creando poi un modello con una cella 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 anche nella CARTA PRINCIPALE della Carta del Sottofondo.

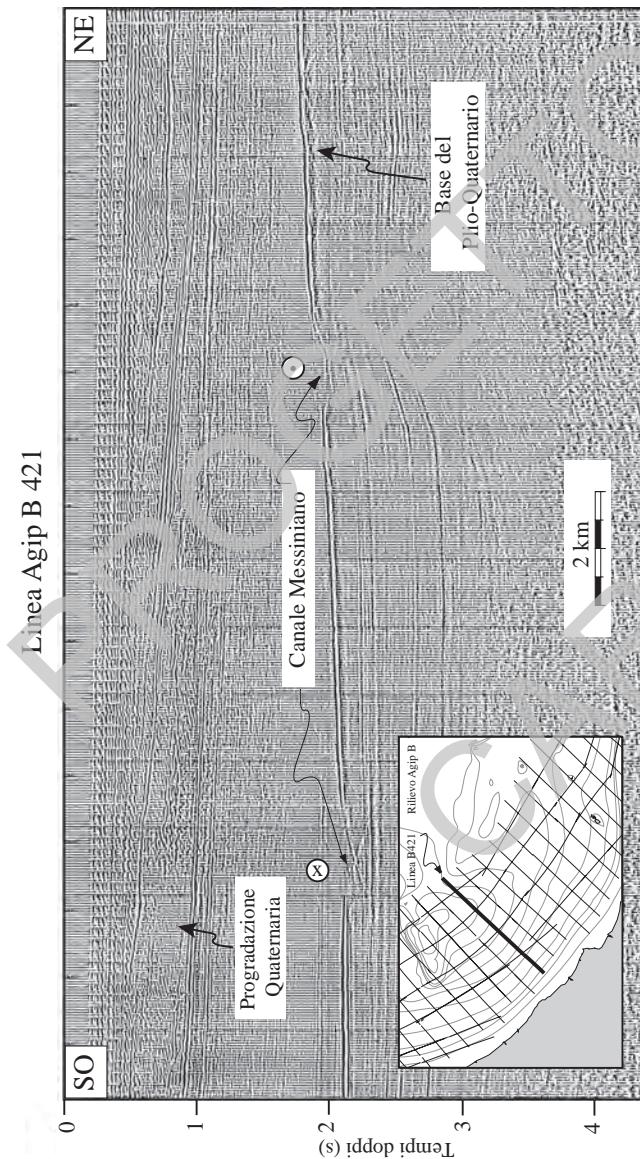


Fig. 29 – Sezione sismica appartenente al rilievo minieriale Agip S.p.A., zona economica esclusiva B, che mostra come appaiano i canali di età messiniana in un profilo sismico. Questa linea sismica mostra l’aspetto delle valli di erosione create durante l’abbassamento del livello marino, avvenuto nel Messiniano. Il senso di flusso lungo il canale (verso il lettore a NE e verso la pagina a SO) è indicato. Come illustrato nella CARTA PRINCIPALE della Carta del Sotofondo l’andamento di questi canali messiniani è controllato da una struttura plicativa persistente. E’ inoltre evidenziato il cuneo di progradazione quaternaria.

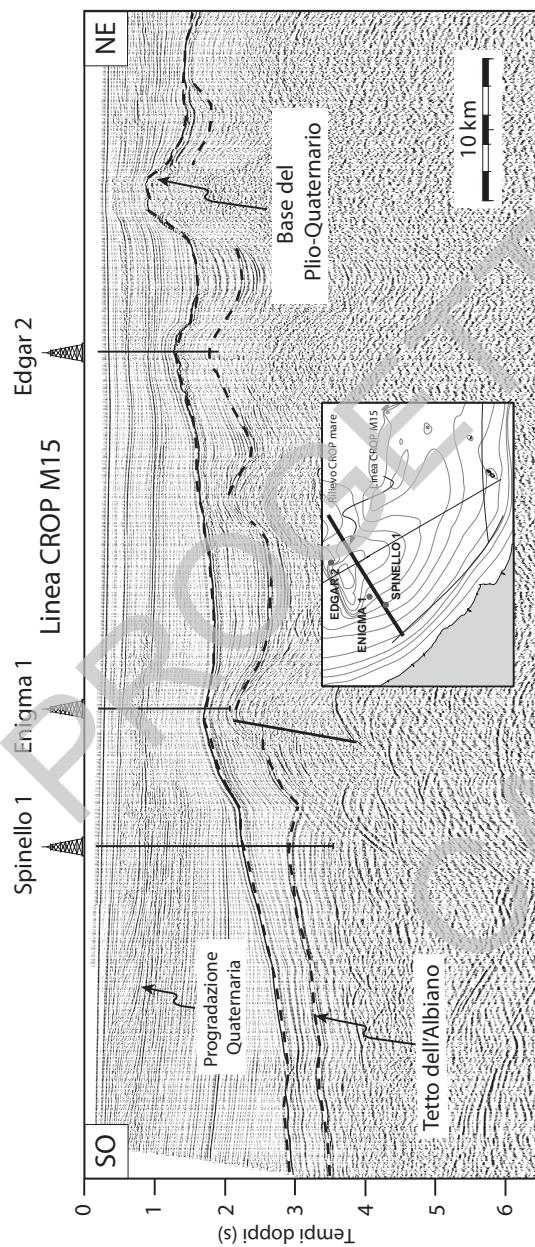


Fig. 30 – Sezione sismica M15 appartenente al rilievo CROP mare. E' possibile apprezzare lo spessore della successione plio-quaternaria, che raggiunge anche i 3 secondi in tempi doppi di percorrenza del segnale sismico in profondità. Sono indicati inoltre i pozzi per l'esplorazione petrolifera riportati nella tabelle dell'Appendice I e nella CARTA PRINCIPALE della Carta del Sottofondo. Si noti anche l'inversione della faglia estensionale che controllava il depocentro dei sedimenti del Cretaceo superiore al di sotto del pozzo Enigma 1.

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

La successione stratigrafica riconosciuta nei pozzi, analoga a quella studiata in Appennino, è stata correlata alle unità sismostratigrafiche individuate nei profili sismici. La risoluzione del metodo sismico non consente il dettaglio dell'osservazione litologica diretta e pertanto le unità stratigrafiche sono state raggruppate in 4 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 nelle sezioni geosismiche. 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 possono presentarsi parzialmente sabbiosi verso O, in prossimità del fronte appenninico, e diventano sostanzialmente argillosi verso E, nella parte distale dell'avanfossa. L'unità **d** è composta dai sedimenti quaternari che colmano il bacino di avanfossa. 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, grazie al quale si può ricostruire la forma a cuneo immergente verso O del bacino di avanfossa. In alcuni casi, inoltre, è stato possibile cartografare: a) il riflettore corrispondente al Pliocene medio, che è successivo all'ultima importante fase di imbricazione, anche se la deformazione continua fino al Pleistocene inferiore; b) il tetto della Maiolica (Titonico-Barremiano); c) il tetto della Scaglia Rossa Appenninica, a forte componente calcarea (Cenomaniano-Eocene).

2.2.2. - 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 pliocenico-quaternaria e l'orizzonte che marca la base della successione post-evaporitica sono coincidenti in tutto il Foglio Pescara NK33-5, 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

La carta principale contiene 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) Gli assi delle valli formatesi per erosione subaerea durante il Messiniano, risalenti alle ultime fasi dell'abbassamento del livello marino.
- g) Il ciglio sepolto della piattaforma carbonatica mesozoica.
- i) 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 messiniane (*Formazione Gessoso-Solfifera*) affioranti sotto la base del Pliocene sono in genere di spessore estremamente limitato e non sono sempre risolvibili nelle sezioni sismiche. La loro mappatura è stata fatta utilizzando principalmente i dati stratigrafici dei pozzi per l'esplorazione. Nelle interpretazioni sismostratigrafiche dei profili sismici regionali, le unità mioceniche 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 in gran parte dalla *Formazione Gessoso-Solfifera* e in minor misura da sedimenti miocenici indifferenziati.

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 esplica 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. Le geometrie di crescita nei sedimenti pliocenici 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 principale è indicata come asse di anticlinale quella che viene definita in letteratura la Struttura Costiera, il più giovane dei sistemi di sovrascorrimento sepolti (attivo dal Pliocene medio al Pleistocene superiore), con andamento circa N-S. La superficie di scollamento di tale struttura è impostata sulla base del Pliocene. La parte settentrionale del foglio ospita le terminazioni meridionali di alcune strutture, orientate da NO-SE a NNO-SSE, che sono più estesamente rappresentate nel Foglio NK33 1/2 Ancona. Tali strutture si attivano in tempi diversi, dal tardo Messiniano al Pleistocene (ARGNANI & FRUGONI, 2007; ARGNANI *et alii*, 2002; SCROCCA, 2006) e mostrano un'attività sismica caratterizzata da terremoti compressivi (VANNUCCI *et alii*, 2004). Il fatto che alcune di queste pieghe fossero già sviluppate nel Messiniano è suggerito dal percorso dei canali sottomarini messiniani che risulta controllato dalla topografia delle strutture plicative (ARGNANI & ROVERE, 2005). Considerando che, nel Messiniano, il fronte della catena appenninica era molto più arretrato rispetto alla sua posizione attuale, questa evidenza suggerisce che le strutture plicative presenti nel foglio rappresentino una genuina deformazione di avampaese, come supposto da vari autori (ARGNANI & FRUGONI, 1997; ARGNANI *et alii*, 2002; CARRUBA *et alii*, 2005; SCISCIANI & MONTEFALCONE, 2005). Inoltre, alcune di queste pieghe mostrano uno stile di inversione tettonica, con geometrie e depocentri che suggeriscono la riattivazione di strutture distensive associate al margine continentale passivo della Tetide (Fig. 30). La grande piega composita delle Tremiti, orientata NE-SO, appare come un elemento strutturale maggiore nel quadro della deformazione di avampaese con la cerniera della piega anticlinalica che immerge rapidamente verso le terminazioni NE e SO della struttura (Fig. 28 e Fig. 31). Seppure con qualche variazione lungo l'asse, la piega si presenta tipicamente con il fianco meridionale più ripido di quello settentrionale (ARGNANI *et alii*, 1993; 2004); una caratteristica che si riscontra anche nella giacitura degli strati affioranti nelle Isole Tremiti (Fig. 31). Recentemente il sollevamento delle Tremiti è stato collegato alla presenza di una faglia trasorrente destra, orientata E-O, o ad una generica zona di trasferimento (SCROCCA, 2006), la cui evidenza non è però riscontrabile sui profili sismici a disposizione.

Nella parte meridionale del foglio è presente il dominio della Piattaforma Apula. Il ciglio della piattaforma è rappresentato in carta ed è un elemento strutturale molto importante nel dominio adriatico centro-meridionale, in quanto la sua attuale conformazione è l'eredità di una paleogeografia mesozoica, dove un bacino

epicontinentale era bordato a nord e a sud da piattaforme carbonatiche di mare basso. Le parti del domino adriatico che corrispondevano a zone di piattaforma sono soggette ad emersione ed erosione subaerea nelle fasi successive. Le unità litostratigrafiche affioranti al di sotto dei sedimenti plio-quaternari sono state suddivise in due gruppi come illustrato nei paragrafi seguenti.

2.3.1. – 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 affiorano, al di sotto della base del Plio-Quaternario, nella parte più meridionale della carta, in posizione distale rispetto al bacino di avanfossa e in corrispondenza delle Isole Tremiti e dell'anticinale ad esse associata, soggette ad emersione ed erosione in varie fasi tra cui nel Pliocene e nel Pleistocene.

2.3.2. – 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 in gran parte della carta, fatta eccezione per l'area delle Tremiti, che erano emerse durante il Pliocene con conseguente erosione dei depositi evaporitici. Un'altra eccezione è costituita dalla porzione sud-orientale della carta, che appartiene già al dominio garganico, costituente un alto strutturale relativo.

Durante la crisi di salinità messiniana le parti periferiche e più rilevate dell'avampaese sono state soggette ad erosione subaerea e hanno creato un reticolo fluviale che prosegue con canali sottomarini nella parte occidentale del foglio.

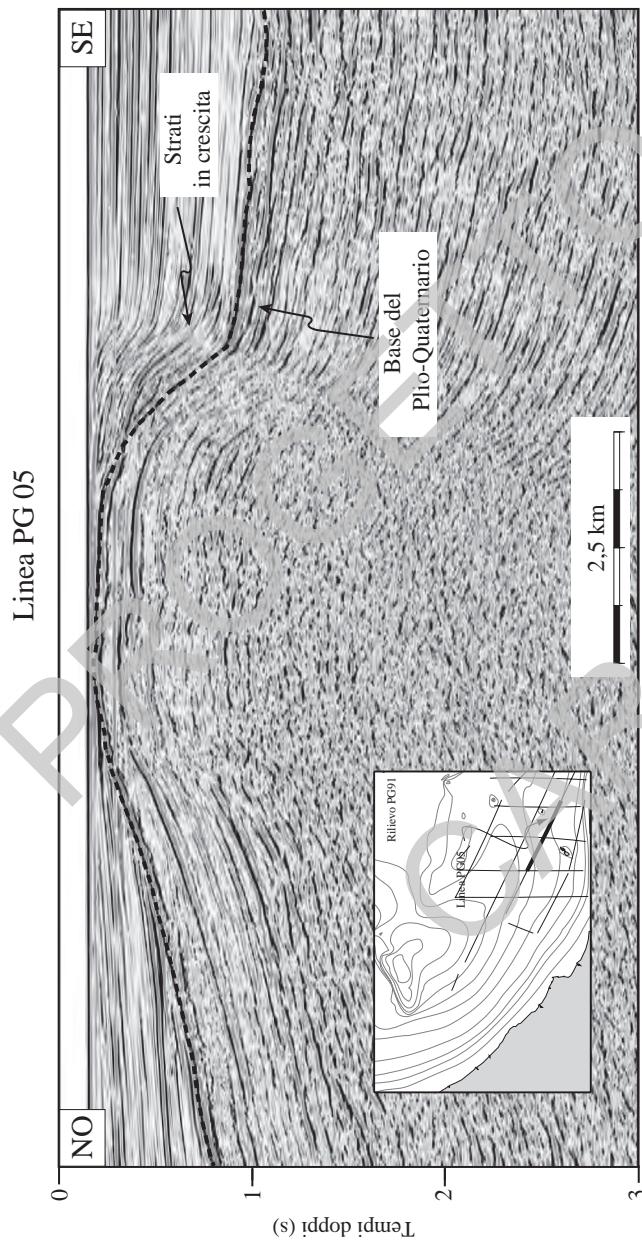


Fig. 31 - Sezione sismica appartenente al rilievo multicanale eseguito nel 1991 dall'ISMAR-CNR. Essa mostra la grande piega anticlinorale associata alle Isole Tremiti. Si noti che i riflettori sono piegati dalla base del Pliocene fino al Quaternario sul fianco sud orientale della piega (strati di crescita), mentre si appoggiano in onlap sul fianco nord occidentale, registrando il movimento associato a tale struttura.

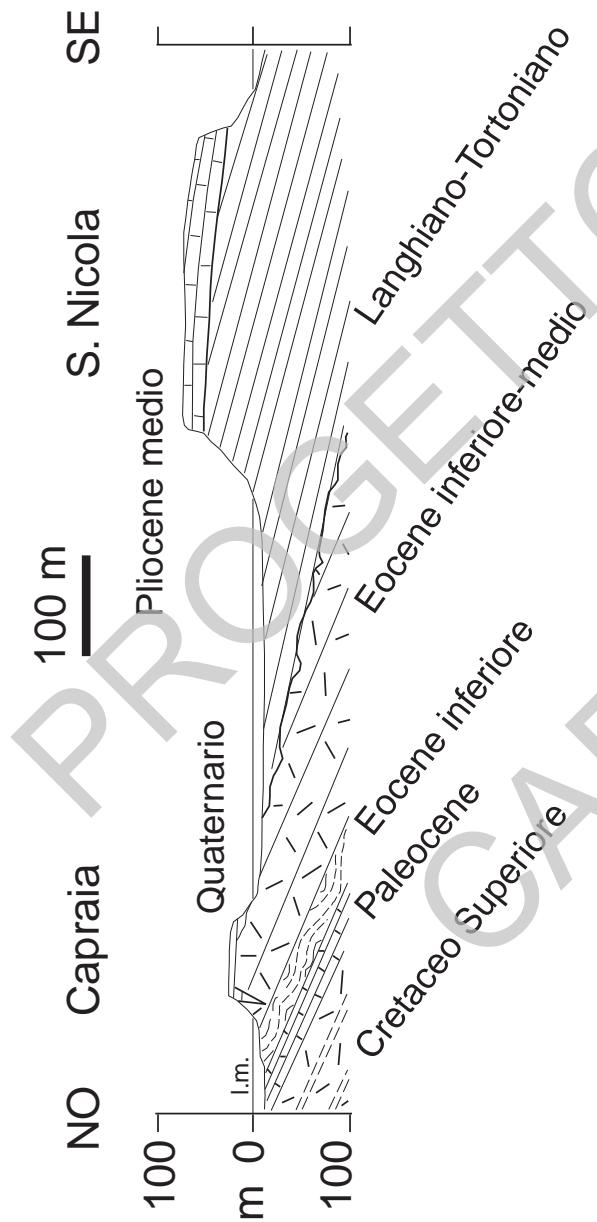


Fig. 32 – Transetto NO-SE delle Isole Tremiti, dall'isola di Capraia a quella di San Nicola, modificato da SELLI (1971). Esso mostra la stratigrafia che caratterizza l'arcipelago dal Cretaceo Superiore al Quaternario e i diversi episodi di sollevamento tettonico che hanno indotto distinte fasi di erosione subarea dell'intera struttura oltre a una progressiva inclinazione verso sud-est.

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 affioranti sotto alla base del Pliocene (BIS, SCH e GES) sono state esagerate nella loro dimensione verticale per renderle leggibili e per poter comparare le sezioni e la carta geologica del sottofondo.

Il profilo A-A' corre da SO a NE entrando a terra. Il profilo illustra lo stile deformativo della Struttura Costiera, le geometrie del riempimento sedimentario dell'avanfossa pliocenico-quaternaria, e le deformazioni che caratterizzano il substrato dell'avanfossa e che mostrano caratteristiche di tettonica di inversione. La Struttura Costiera rappresenta il fronte della catena appenninica ed è caratterizzata dalla presenza di una zona a triangolo con uno scollamento posto al livello delle evaporiti messiniane, come già illustrato in Fig. 27. I sedimenti pliocenico-quaternari che riempiono il bacino di avanfossa, posto a oriente della Struttura Costiera, appaiono relativamente indisturbati. Gli strati torbiditici del Pliocene mostrano un rapporto di *onlap* col sottostante substrato, mentre una geometria progradante verso est caratterizza i sedimenti quaternari. Il substrato dell'avanfossa mostra la presenza di strutture plicative che in alcuni casi si impostano su pre-esistenti faglie estensionali mesozoiche. Nella parte occidentale del profilo tali strutture plicative mostrano un'attività che si esaurisce durante Pliocene, mentre verso l'avampaese l'attività si estende nel Quaternario, provocando la deformazione dei sedimenti più recenti.

Il profilo B-B' corre da NO a SE, lungo la costa adriatica. Il profilo mostra il controllo esercitato dalla topografia mesozoica sullo spazio di accomodamento che si crea con la subsidenza dell'avanfossa. Infatti, procedendo da NO verso SE lo spessore dei sedimenti di avanfossa si riduce notevolmente e in maniera piuttosto brusca al passaggio fra i domini mesozoici di bacino e di piattaforma.

Il profilo C-C' corre da E a O ed è completamente ubicato nell'area marina della carta. Lo spessore dei sedimenti di avanfossa è piuttosto ridotto in quanto il profilo attraversa il margine orientale del bacino. Il profilo illustra la deformazione che ha originato l'arcipelago delle Isole Tremiti che appare come una ampia struttura plicativa che mostra evidenze di crescita durante il Pliocene e il Quaternario. Gli strati di crescita sono particolarmente evidenti sul fianco orientale, più ripido, della piega (Fig. 31).

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*

Nel riquadro sono riportate le linee sismiche acquisite dall'ISMAR-CNR, le linee CROP e le linee Ministeriali (Zona B) acquisite dall'Agip S.p.A.

2.5.2. – *Gravimetria – Magnetometria*

Il riquadro mostra le isoanomale di Bouguer, espresse in mgal, che sono negative nella parte occidentale della carta. Tale minimo corrisponde alla terminazione meridionale dell'avanfossa appenninica in Mare Adriatico. L'avanfossa occupa la porzione nord-occidentale del foglio e il suo depocentro, localizzato a terra, presenta un asse NO-SE. La parte sud-orientale del foglio risente, invece, dell'elevata anomalia gravimetrica positiva a direzione NE-SO che caratterizza il confinante Promontorio del Gargano. La distribuzione delle anomalie magnetiche è controllata da due massimi positivi a direzione NO-SE localizzati al centro dell'Adriatico e a terra, in un'area posta a ONO del Gargano. Il primo massimo è legato all'apice del rialzo flessurale dell'avampaese, mentre il secondo è collegato ad una struttura profonda di natura non nota. Queste anomalie magnetiche sono frutto della revisione della carta delle anomalie aeromagnetiche d'Italia compilata a cura di CARATORI TONTINI *et alii* (2004).

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 dal Servizio Geologico Nazionale. Si può notare la sostanziale dominanza della deposizione carbonatica dal Mesozoico all'Oligocene.

A partire dal Giurassico inferiore, nella parte distale del bacino i carbonati di mare basso lasciano il posto ad una deposizione pelagica, con l'eccezione delle aree di piattaforma che persistono fino al Miocene inferiore, quando vengono poi sepolte dai depositi marnosi del Miocene indifferenziato e dalle sovrastanti evaporiti, che sono rappresentate nella carta principale, subaffioranti sotto la base del Pliocene. Dall'Oligocene al Miocene la sedimentazione diventa marnosa per il progressivo apporto di sedimenti silicoclastici legati alla formazione del sistema di avanfossa-avampaese. L'erosione che caratterizza varie parti della successione sedimentaria è dovuta all'abbassamento del livello del mare relativo legato al disseccamento messiniano. Alcuni autori hanno documentato, nel settore della Maiella, due distinti episodi di annegamento delle piattaforme carbonatiche, dovuti ad un rapido innalzamento relativo del livello marino, avvenuti uno nell'Oligocene-Aquitano e l'altro nel Burdigaliano-Langhiano (MUTTI *et alii*, 1997). La sedimentazione pliocenico-quaternaria è caratterizzata dalla deposizione di torbiditi ed emipelagiti. Il depocentro dell'avanfossa pliocenica inferiore è ubicato a terra, mentre nell'area del foglio, che rappresenta una posizione distale, si depositano soprattutto sedimenti fini, con limitati apporti di sabbie (Sabbie di Carassai). Queste sabbie sono presenti nell'area depocentrale e in posizione adiacente alla Piattaforma Apula e si presentano in banchi metrici intercalati ad argille di pari spessore che passano verso l'alto ad argille dominanti. Gli strati pliocenici poggianno in *onlap* sulla superficie che marca la base del Pliocene. Le unità sismostratigrafiche utilizzate nell'interpretazione dei profili sismici sono indicate di lato per correlazione.

2.5.4. – Schema tettonostratigrafico

Lo schema rappresenta una sezione ideale che attraversa l'area in direzione SO-NE, nella quale le unità stratigrafiche sono state raggruppate in insiemi tectonicamente omogenei. I sedimenti triassico-eocenici 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 a bacini pelagici epicontinentali. A partire dall'Oligocene i raccorciamenti della catena appenninica hanno provocato la flessurazione per carico della placca adriatica. Mentre nel dominio di piattaforma continua una sedimentazione carbonatica di mare basso con spessori ridotti, nel dominio bacinale sono registrati i primi arrivi di materiale silicoclastico che testimoniano l'instaurarsi del sistema orogenico di avanfossa-avampaese. La continua migrazione verso E del fronte orogenico ha portato infine all'instaurarsi dell'attuale avanfossa appenninica nel Pliocene. Nella fase finale di colmamento

dell'avanfossa, corpi progradanti alimentati dai sistemi fluviali hanno riempito il bacino e spostato la linea di riva nella sua posizione attuale.

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). I meccanismi focali sono quelli dei cataloghi internazionali fruibili in rete: Global Centroid Moment Tensor Database, un tempo conosciuto come catalogo Harvard CMT, un *database* 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). Altri meccanismi focali sono stati ripresi dalla letteratura (CONSOLE *et alii*, 1989; CONSOLE *et alii*, 1993; FREPOLI e AMATO, 2000; HERAK *et alii*, 2005). 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 attive alla base della successione quaternaria, i cui spessori sono riportati nella Carta delle Isocrone degli Spessori del Quaternario. La maggior parte dei meccanismi focali indica compressione; solo il meccanismo di un terremoto posto a terra indica trascorrenza. Tuttavia, in molti casi i meccanismi focali compressivi presentano anche una componente trascorrente, un'evidenza che supporta ulteriormente il processo di riattivazione in compressione di pre-esistenti strutture estensionali. Gli ipocentri dei terremoti sono in maggior parte ubicati nei primi 20 chilometri. Gli epicentri sono concentrati in poche aree: lungo la piega orientata NE-SO sulla quale sono impostate le Isole Tremiti e nell'avampaese, lungo una fascia di deformazione allineata circa NO-SE e costituita da un sistema di pieghe. La coesistenza di strutture plicative e terremoti con meccanismi focali compressivi indica che questo settore di avampaese è interessato da una tettonica attiva. Nel settore nord-orientale del foglio sono presenti importanti erosioni dei sedimenti pliocenico-quaternari imputabili al sollevamento legato all'attività delle strutture plicative durante il Quaternario. Lungo il margine della piattaforma carbonatica si localizzano fenomeni di compattazione differenziale dei sedimenti plio-quaternari che possono provocare la formazione di piccole faglie superficiali, a cui non è associata sismicità strumentale.

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 nelle sezioni geosismiche.

Le isocrone (secondi in tempi doppi) dello spessore del Quaternario mostrano un depocentro orientato NO-SE nella parte centrale dell'area in esame. Esso è leggermente spostato verso NE rispetto al depocentro complessivo del bacino di avanfossa che sta prevalentemente a terra nel territorio abruzzese. Nella parte settentrionale del foglio questo spostamento del depocentro quaternario è dovuto al sollevamento della parte frontale della catena appenninica che fa seguito alla cessazione dei raccorciamenti. Infatti, nella Struttura Costiera, che rappresenta il fronte della catena appenninica, le deformazioni plicative sono suturate dai sedimenti del Pleistocene inferiore. Nella parte meridionale, invece, il depocentro quaternario è disposto a NE della Piattaforma Apula. Lo spessore dei sedimenti quaternari si riduce rapidamente verso sud-est, nella zona che interessa le Tremiti, dove i sedimenti quaternari sono assenti. L'assenza di sedimenti quaternari nella zona delle Tremiti è in parte dovuta all'erosione subaerea, che coinvolse l'attuale arcipelago durante il Pleistocene, e al minor apporto di sedimenti in quest'area, ma, principalmente, alla crescita della struttura plicativa che caratterizza le Isole Tremiti che si è protratta dal Pliocene al Quaternario, mantendo la struttura come alto relativo.

La deposizione dei sedimenti quaternari è caratterizzata da importanti sistemi di progradazione che avanzano verso il centro del bacino residuo di avanfossa. Particolaramente evidenti sono le progradazioni che provengono dal fronte della catena appenninica (ovest) e dall'area in sollevamento delle Isole Tremiti (sud) che presentano spessori prossimi al migliaio di metri. È inoltre presente un sistema progradante di provenienza settentrionale (progradazione padana); questo sistema interessa la parte nord del foglio, ha spessori molto più ridotti rispetto alle altre unità progradanti ed è più recente (ORI *et alii*, 1986; TRINCARDI *et alii*, 1996).

PROGETTO
CARG

VII - ASPETTI APPLICATIVI

1. - IDROCARBURI

Nell'area del Foglio NK33-5 Pescara è presente il Bacino petrolifero di Emma, che si estende verso ovest in Abruzzo e che è caratterizzato dalla produzione di olio e gas. Il bacino di Emma è un bacino pelagico mesozoico caratterizzato dalla presenza di rocce madri e collocato fra la Piattaforma Apula, a sud, e la Piattaforma Dalmata, a est. La sua estensione occidentale non è facilmente valutabile in quanto i sedimenti del bacino sono stati coinvolti nella strutturazione appenninica. Va sottolineato che anche l'importante campo di Villadegna, in Abruzzo, si colloca nell'ambito del Bacino petrolifero di Emma, seppur posto all'interno della catena a pieghe e sovrascorimenti. Il notevole seppellimento, oltre 7 km, a cui sono state sottoposte le rocce madri durante la flessurazione dell'avampaese nella regione abruzzese ha contribuito alla maturazione degli idrocarburi e alla generazione di olio che è successivamente migrato verso est, lungo la rampa dell'avampaese. La fascia di strutture a pieghe a direzione NO-SE che è presente nell'avampaese adriatico si è formata a seguito dall'inversione tettonica di faglie estensionali mesozoiche; i tempi di riattivazione variano per le singole pieghe e sono generalmente compresi fra il Neogene e il Quaternario. In alcuni casi queste strutture plicative hanno agito da trappola per gli idrocarburi, che sono generalmente posti in serbatoi carbonatici.

Un contesto minerario diverso si ritrova, invece, nella parte meridionale del Foglio NK33-5 Pescara, dove è presente la Piattaforma Apula. All'interno della piattaforma è ubicato il campo petrolifero di Rospo mare che è un giacimento a

olio con serbatoi in calcari cretacei di piattaforma, carsificati e ricoperti da sedimenti trasgressivi del Miocene superiore (DOULCET *et alii*, 1990).

Infine, mineralizzazioni a gas metano sono state individuate, in minore misura, in serbatoi posti all'interno della successione plio-pleistocenica. I serbatoi sono generalmente rappresentati da corpi sabbiosi tabulari e da corpi canalizzati, entrambi di origine torbiditica, distribuiti a vari livelli stratigrafici nell'intervallo che comprende il Pliocene ed il Pleistocene inferiore. Il gas è prevalentemente di origine biogenica, deriva cioè dall'alterazione batterica della materia organica presente nei sedimenti fini di ambiente marino profondo, che si ritrovano direttamente associati alle rocce serbatoio.

2. - RICERCA DI DEPOSITI SABBIOSI PER IL RIPASCIMENTO COSTIERO

Il ripascimento artificiale delle spiagge rappresenta la tipologia d'intervento più indicata per la protezione del litorale dall'erosione, fenomeno che affligge molti tratti delle coste italiane e mondiali. Il ripascimento può essere effettuato con materiali prelevati in aree di pianura, ma il procedimento è costoso e i materiali non sono i più adatti per granulometria e composizione. Una fonte alternativa di sabbia si trova esposta sul fondale in aree di piattaforma e risulta essere una risorsa strategica per i piani d'intervento che le Amministrazioni Pubbliche dovranno prevedere nel prossimo futuro. L'individuazione di depositi sabbiosi è utile per definire le strategie di gestione sostenibile della fascia costiera; la determinazione delle quantità di sabbia estraibili viene effettuata con rilievi geofisici (sismica a riflessione e morfobatimetria) ed è necessaria per la quantificazione dei costi di sfruttamento.

Nell'area del Foglio NK33-5 Pescara sono disponibili giacimenti di sabbia in due aree principali: quella a NO della Depressione Medio Adriatica al tetto di depositi trasgressivi costieri (**tp₁**) rimaneggiati e nell'area circostante l'alto delle Isole Tremiti. Nel primo caso i depositi non sono della stessa qualità di quelli meglio cerniti e più grossolani esposti a fondo mare nell'area del Foglio NK33-1/2 Ancona. Nel secondo caso i depositi sabbiosi sono di qualità migliore (spesso caratterizzati da livelli gradati da corrente; CATTANEO & TRINCARDI, 1999), ma l'area ricade in una zona di parco marino e non è quindi sfruttabile. Altri accumuli di sabbia sono presenti entro il *TST* (unità intermedia in particolare), ma sono sepolti sotto depositi fangosi e quindi non estraibili.

I corpi sabbiosi, che rappresentano i siti sfruttabili per il ripascimento, preservati sotto la superficie di rimaneggiamento marino trasgressiva, rappresentano ciò che rimane di barre litorali o scanni interposti tra il mare aperto e i bacini lagunari più o meno aperti; in particolare sembrano preservate solamente le parti basali (facies subtidali) di questi apparati, mentre le parti mediosuperiori

(facies di battigia ed eoliche, potenzialmente quelle migliori in termini tessiturali) sono state erose e riciclate nella costruzione di nuovi sistemi di spiaggia durante la trasgressione.

PROGETTO
CARG

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 dall'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 NK33-5 Pescara, 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 delle Attività Produttive per investigare le acque territoriali fino a 200 m di profondità, risulta omogeneamente rappresentato.

1.1. - ACQUISIZIONE

I rilievi di sismica a riflessione multicanale 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 2.400 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 1.600 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 2.400 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 multicanale, 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:

Pieghe: 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 tridimensionale 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

N.	Nome	Coor. WGS84 lon., lat.	Profondità del mare (m)	Profondità raggiunta (m)
1	Branzino 1	15°15'37", 42°06'42"	86,50	2090,30
2	Edgar 1	14°52'26", 42°55'58"	194,00	2437,00
3	Edgar 2	14°52'36", 42°56'40"	178,00	2265,00
4	Edmond 1ter	14°37'28", 42°57'27"	131,00	4293,50
5	Enigma 1	14°38'16", 42°44'55"	168,00	1803,50
6	Ernesto 1nord	15°07'18", 42°42'43"	164,00	6304,00
7	Eterno 1	15°07'05", 42°29'44"	160,00	2373,00
8	Euridice 1	14°48'06", 42°04'23"	7,60	1486,20
9	Famoso 1	15°23'10", 42°31'32"	143,00	4589,00
10	Fratello 1	14°13'00", 42°29'40"	10,50	4343,20
11	Patrizia 1	14°40'43", 42°51'28"	236,80	1872,30
12	Punta Della Penna Mare 1	14°43'28", 42°12'38"	2,00	1432,00
13	Sabrina 1	15°04'58", 42°08'28"	27,00	1376,00
14	Simona 1	15°08'11", 42°06'27"	77,00	1554,00
15	Sonia 1	14°54'15", 42°20'44"	106,50	2195,00
16	Spinello Mare 1	14°34'58", 42°39'40"	140,00	5996,00
17	Stefania 1	14°37'14", 42°47'53"	199,00	2129,00
18	Stella 1	15°27'56", 42°19'53"	138,37	3112,77
19	Vasto Mare 1	14°50'44", 42°07'40"	27,00	1376,00
20	Vasto Mare 2	14°53'56", 42°07'44"	21,00	1657,50

PROGETTO
CARG

APPENDICE 2**ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA****1. - SONDAGGI GEOGNOSTICI UTILIZZATI NEL PROGETTO**

TAB. 2 – I pozzi geognostici utilizzati, acquisiti dal progetto europeo PROMESSI (Contratto EVK1-CT-2002-40024), sono stati effettuati a carotaggio continuo a scopo stratigrafico e dispongono di misure geotecniche.

n.	SIGLA	TIPO	Coordinate WGS84		Profondità (metri)	Lunghezza (metri)
			Latitudine	Longitudine		
3	PRAD 1-2	pozzo	424034,680	144613,440	185,00	71,20
4	PRAD 2-4	pozzo	422720,520	142554,120	51,00	33,00

2. - STAZIONI DI CAROTAGGIO ACQUISITE PER IL PROGETTO

La Tab. 3 riporta le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di carotaggio effettuate nell'area del Foglio NK33-5 Pescara. 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. 3 - Carotaggi nel Foglio NK33-5 Pescara, carta superficiale

n.	Sigla	Tipo	Coordinate WGS84		Prof (m)	Lung (m)
			Latitudine	Longitudine		
1	AD84-7	CG	423108,514	153047,695	0,00	0,00
2	AD84-8	CG	423427,118	152142,872	0,00	0,00
3	ADS74-24	CG	423414,518	152302,676	0,00	0,00
4	CM92-41	CG	423400,834	150544,404	173,40	5,50
5	CM92-42	CG	423719,078	151201,034	160,50	8,40
6	CM92-43	CP	425308,898	144353,402	251,80	10,70
7	RF93-20	CG	422009,641	155919,618	136,20	3,63
8	RF93-22	CG	421630,755	155427,174	119,70	3,56
9	RF93-30	CG	420357,253	154000,099	77,30	6,27
10	RF93-31	CG	420128,451	154231,785	42,50	2,46
11	RF93-51	CG	424307,866	145711,439	209,20	4,42
12	RF93-55	CG	423818,413	143435,282	134,00	3,90
13	RF93-56	CG	421918,214	152418,535	138,30	7,70
14	RF93-57	CG	422136,163	154304,166	133,10	5,82
15	RF93-58	CG	422541,269	154720,130	130,40	0,98
16	RF93-59	CG	422533,230	154649,111	132,90	0,83
17	RF93-59B	BC	422532,448	154645,151	133,20	1,70
18	RF93-60	CG	421947,920	154847,201	123,50	1,60
19	RF93-61	CG	422116,781	155047,321	130,70	3,36
20	RF93-62	CG	422243,904	155251,584	129,10	2,18
21	RF93-63	CG	420626,176	153132,722	78,10	3,06
22	RF93-64	CG	420535,954	153010,518	81,80	2,30
23	RF93-65	CG	420513,633	152952,158	84,10	0,36
24	RF93-66	CG	420509,792	153001,939	86,20	0,51
25	RF93-67	CG	420456,713	152909,677	82,80	1,02
26	RF93-68BC	BC	420508,892	153010,039	86,30	0,00
27	RF93-69	CG	420450,294	152930,197	84,20	0,48
28	RF93-70	CG	423849,142	151659,661	142,00	2,82
29	RF93-71	CG	423944,584	151757,680	134,60	1,79
30	RF93-74	CG	423531,739	151900,567	146,00	2,75
31	RF93-75	CG	421727,334	153906,202	119,10	5,50

32	RF93-76	CG	421712,815	153855,042	119,10	4,60
33	RF93-77	CP	422633,101	150556,353	151,80	8,20
34	PAL94-6BC	BC	425225,700	145613,468	0,00	0,00
35	PAL94-6	CP	425222,338	145619,948	213,70	8,00
36	PAL94-7	CP	424559,048	144619,754	199,50	5,90
37	PAL94-7BC	BC	424559,228	144616,036	0,00	0,00
38	PAL94-8	CP	423955,674	143703,003	149,50	5,04
39	PAL94-8BC	BC	423958,075	143658,503	0,00	0,00
40	PAL94-9	CP	423502,145	142932,033	104,40	6,78
41	PAL94-9BC	BC	423502,624	142930,053	0,00	0,00
42	PAL94-11	CP	423134,300	142418,888	74,70	4,50
43	PAL94-11BC	BC	423135,618	142416,069	0,00	0,00
44	PAL94-66	CP	425222,399	145618,025	213,80	5,98
45	PAL94-77	CP	422529,019	150505,412	148,00	7,45
46	PAL94-77BC	BC	422529,801	150505,650	0,00	0,00
47	RF95-1	CP	420544,053	152358,626	85,40	7,13
48	RF95-2	CG	420751,740	153400,624	88,10	3,20
49	RF95-3	CP	420833,918	153308,180	92,90	4,26
50	RF95-4	CG	420849,578	153053,716	103,70	1,82
51	RF95-5	CG	420846,039	153123,719	99,00	2,07
52	RF95-6	CG	423654,480	151936,207	138,50	3,11
53	RF95-7	CP	423620,099	151925,947	141,80	7,15
54	RF95-8	CG	423530,958	151903,926	149,60	7,16
55	RF95-9	CP	422607,774	143353,353	84,60	3,10
56	RF95-10	CG	422552,413	143335,410	81,00	2,82
57	RF95-11	CP	421532,488	152337,617	121,20	7,34
58	RF95-12	CP	421131,524	152836,491	109,50	8,57
59	RF95-13	CP	421412,138	145419,204	76,90	8,55
60	RF95-14	CP	421354,498	145342,062	72,10	7,58
61	RF95-15SW	SW	422705,853	142703,598	64,90	0,99
62	RF95-16	CG	422659,974	142659,397	62,70	1,95
63	RF95-17SW	SW	422651,632	142650,879	61,00	0,46
64	RF95-18SW	SW	422625,891	142608,578	47,60	0,39
65	RF95-19SW	SW	422625,891	142614,396	50,90	0,86
66	RF95-20SW	SW	422618,393	142606,238	43,00	0,95
67	RF95-21	CG	422625,413	142605,755	44,80	2,23
68	YD97-1	CG	420509,673	152857,317	81,30	1,06

69	AN97-5	CP	425307,937	144355,383	251,00	10,40
70	AN97-6	CG	424508,519	142638,558	112,00	9,42
71	AN97-23	CG	425800,744	144436,779	135,90	0,33
72	AN97-24	CG	425719,343	144522,980	149,60	6,45
73	AN97-25	CG	425308,538	144355,383	251,30	3,80
74	AN97-26SW	SW	425310,338	144358,381	251,00	1,20
75	AMC99-01	CP	425147,792	144540,154	259,95	9,04
76	AMC99-06	CP	424136,870	151207,311	155,83	9,00
77	AMC99-14SW	SW	420400,993	154006,212	77,04	0,30
78	AMC99-15SW	SW	420359,949	154006,363	77,04	0,87
79	AMC99-19	CG	420206,236	152041,333	65,60	4,57
80	AMC99-20	CG	424248,276	150542,044	172,16	7,00
81	AMC99-21	CG	424144,826	151304,689	116,30	5,78
82	AMC99-22	CG	425214,201	142411,515	110,78	5,00
83	AMC99-23	CG	425212,212	143021,228	150,78	1,11
84	AMC99-24	CG	425211,621	143020,739	151,20	0,90
85	CSS00-01	CG	421555,920	145138,844	81,74	2,40
86	CSS00-02	CG	421606,810	145152,782	83,81	3,26
87	CSS00-03SW	SW	422905,796	142814,664	0,00	0,10
88	CSS00-04SW	SW	422913,362	142804,170	81,82	1,03
89	CSS00-05	CG	422913,500	142804,032	81,96	6,92
90	CSS00-06SW	SW	422858,374	142825,398	82,86	1,07
91	CSS00-19	CP	422838,784	142822,314	112,15	8,15
92	CSS00-20SW	SW	422906,390	142814,082	82,47	0,84
93	CSS00-21	CG	422830,480	142831,506	80,38	6,56
94	CSS00-22SW	SW	422858,332	142824,582	79,04	0,93
95	CSS00-23	CP	424702,154	140951,954	55,12	10,20
96	CSS00-24SW	SW	424703,270	140952,284	56,61	0,98
97	COS01-19SW	SW	422510,200	142631,428	31,40	0,99
98	COS01-20	CP	422510,800	142629,874	31,40	9,51
99	COS01-21	CG	422510,584	142630,120	31,50	5,59
100	COS01-22SW	SW	422514,904	142629,304	31,40	1,16
101	COS01-23	CP	422622,860	142548,510	41,40	7,33
102	COS01-24	CG	420050,862	150820,244	26,10	6,19
103	COS01-25SW	SW	420051,072	150822,374	26,10	1,10
104	COS01-26	CG	420055,188	151118,378	32,20	6,77
105	COS01-27	CP	421118,894	153038,910	107,00	9,54

106	COS01-28	CP	421801,338	153303,984	124,50	9,44
107	COS01-29	CP	422919,998	142646,650	75,40	9,45
108	COS01-30SW	SW	422919,896	142647,094	75,20	0,74
109	COS01-31	CP	423018,390	142643,614	78,60	14,47
110	COS01-32SW	SW	423018,624	142643,728	78,80	1,01
111	KS02-01B	BC	423025,614	141729,484	23,00	0,00
112	KS02-02B	BC	423140,338	141630,804	25,06	0,00
113	KS02-03B	BC	423307,152	141436,120	23,88	0,00
114	KS02-04B	BC	422727,906	142108,244	23,33	0,00
115	KS02-05B	BC	422859,394	141931,020	23,73	0,00
116	KS02-06B	BC	422859,718	141931,020	23,88	0,00
117	KS02-07K	KC	422859,388	141930,504	24,48	0,00
118	KS02-08B	BC	422859,136	141930,558	24,06	0,00
119	KS02-09B	BC	422841,322	142255,542	45,17	0,00
120	KS02-10B	BC	423004,350	142119,830	45,56	0,00
121	KS02-11B	BC	423004,458	142120,412	45,95	0,00
122	KS02-12B	BC	423308,586	141753,490	45,28	0,00
123	KS02-13B	BC	423435,634	141624,330	44,53	0,00
124	KS02-14B	BC	423159,832	141906,834	46,50	0,00
125	KS02-15B	BC	423008,286	142114,370	46,08	0,00
126	KS02-16K	KC	423008,748	142116,116	45,71	0,00
127	KS02-17K	KC	423008,724	142126,910	49,49	0,00
128	KS02-18B	BC	423007,662	142126,694	49,21	0,00
129	KS02-19B	BC	423007,908	142126,442	48,87	0,00
130	KS02-20B	BC	423049,920	142219,068	62,76	0,00
131	KS02-21K	KC	423050,688	142218,600	63,00	0,00
132	KS02-26B	BC	425409,594	141114,622	74,13	0,00
133	KS02-27K	KC	425411,118	141113,860	73,65	0,00
134	KS02-28B	BC	425303,474	140521,474	35,83	0,00
135	KS02-29B	BC	425303,666	140523,106	35,90	0,00
136	KS02-30K	KC	425305,070	140521,402	36,07	0,00
137	KS02-31B	BC	425304,128	140520,886	35,76	0,00
138	KS02-32B	BC	425044,064	140523,436	28,77	0,00
139	KS02-33B	BC	425517,058	140439,066	35,80	0,00
140	KS02-34B	BC	425747,814	140323,586	31,52	0,00
141	KS02-37B	BC	425729,094	140100,366	20,63	0,00
142	KS02-38B	BC	425441,076	140118,858	19,22	0,00

143	KS02-39B	BC	425225,542	140210,506	19,45	0,00
144	KS02-40B	BC	425226,448	140209,420	19,13	0,00
145	KS02-41B	BC	425227,144	140209,594	19,24	0,00
146	KS02-42K	KC	425227,462	140211,862	19,20	0,00
147	KS02-43B	BC	425004,806	140320,610	19,78	0,00
148	KS02-54PP	CP	422449,608	142536,984	25,71	0,00
149	KS02-55K	KC	422748,780	142510,050	56,57	0,00
150	KS02-56K	KC	422749,572	142512,672	57,17	0,00
151	KS02-57B	BC	422749,572	142513,074	57,10	0,00
152	KS02-58K	KC	422731,818	142446,620	48,26	0,00
153	KS02-59K	KC	422727,468	142443,512	46,20	0,00
154	KS02-60B	BC	422727,210	142442,390	46,08	0,00
155	KS02-70P	CP	422749,164	142741,610	33,69	0,00
156	KS02-267P	CP	422821,462	142825,656	75,66	9,27
157	KS02-271B	BC	421810,266	143749,806	37,77	0,00
158	KS02-272B	BC	421646,596	143600,162	22,00	0,00
159	KS02-273B	BC	421528,770	143442,282	15,40	0,00
160	KS02-274B	BC	421614,694	143519,968	18,59	0,00
161	KS02-275P	CP	421803,162	144502,718	75,69	6,46
162	KS02-276B	BC	421520,886	143745,954	20,95	0,00
163	KS02-277B	BC	421549,824	144201,200	38,13	0,00
164	KS02-278B	BC	421401,068	143942,930	20,33	0,00
165	KS02-279B	BC	421700,078	143950,988	38,22	0,00
166	KS02-304P	CP	422003,882	144745,102	0,00	0,00
167	KS02-342P	CP	422757,840	151811,364	152,33	13,38
168	KS02-354P	CP	423519,512	142245,198	84,13	8,66
169	KS02-355K	KC	421658,878	143947,568	0,00	0,00
170	KS02-356P	CP	421909,810	144633,138	84,36	8,10
171	KS02-357P	CP	422634,392	142602,550	47,32	9,55
172	KS02-358K	KC	422933,450	143002,178	87,26	0,00
173	KS02-359P	CP	422933,468	143002,448	87,86	9,66

Le sigle relative al tipo di strumento utilizzato sono:

CG = Carotiere a gravità

CP = Carotiere a pistone

SW = Carotiere acqua-sedimento

KC = Carotiere Kasten

BC = Box Corer

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

La successione di ecozone definita per il centro Adriatico 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, con studi di livelli vulcanoclastici (tefra) nonché con la variazione secolare del campo magnetico terrestre.

Si noti che le ecozone sono state individuate in tutte le carote esaminate e le associazioni trovate sono state confrontate con la successione completa di riferimento presente nel pozzo PRAD 1-2 (studiatato nell'ambito del progetto europeo PROMESS1), che presenta una registrazione continua per gli ultimi 370ka (MIS1-11pp) (PIVA *et alii*, 2008a, b). La suddivisione delle ecozone è documentata nelle Fig. 33-36. In particolare nelle Fig. 33, 34 e 35 è riportata la sequenza di ecozone per gli ultimi 20 ka nelle carote di riferimento CM92-43, AMC99-1 e RF93-30 (ARIZTEGUI *et alii*, 2000; ASIOLI *et alii*, 1999, 2001; OLDFIELD *et alii*, 2003; PIVA *et alii*, 2008c), mentre in Fig. 36 è riportata la sequenza di ecozone per gli ultimi 65 ka nella carota di riferimento RF93-77 (ASIOLI, 1996). In Fig. 36 è illustrata la correlazione tra la carota RF93-77 ed il pozzo PRAD 1-2, allo scopo di definire i rapporti tra ecozone e isotopi stabili

dell'ossigeno. Infine, in Fig. 10 sono riportate la stratigrafia degli isotopi stabili dell'ossigeno e le curve delle species planctoniche e bentoniche più significative del pozzo PRAD 1-2 allo scopo di riconoscere le associazioni a foraminiferi presenti nelle carote CM92-42, RF95-7, RF93-74, RF95-8, RF93-73 prelevate lungo il fianco occidentale del Dosso Gallignani (Tav. 1 e 2). In queste carote, infatti, per il contesto geologico sedimentario in cui sono state prelevate, la successione di ecozone non è in continuità stratigrafica e pertanto è stato necessario il confronto con il pozzo PRAD 1-2 per riconoscere l'intervallo di tempo che tali ecozone rappresentano.

TAB. 4 – Descrizione sintetica delle principali ecozone riconosciute negli intervalli campionati nel Foglio NK33-5 Pescara.

Ecozona	Descrizione	Età (ka cal BP)	MIS
1a	Intervallo con associazione ad affinità calda (<i>Globigerinoides ruber</i>) presente <i>Globigerina bulloides</i> e <i>Globigerina quinqueloba</i> . Assente <i>Globigerinoides sacculifer</i> . La sua base 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 universa</i> e <i>G. sacculifer</i> . <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> destorta e <i>Globorotalia inflata</i> sono assenti. Il top di questa ecozona è marcato dalla LO di <i>G. sacculifer</i> . La base di questa ecozona, marcata dalla LO di <i>G. inflata</i> (ASIOLI, 1996; TRINCARDI et alii, 1996; ARIZTEGUI et alii, 2000), approssima la base dell'HST. All'interno di questa ecozona sono stati riconosciuti i depositi vulcanoclastici Agnano Monte Spina ed Avellino (CALANCHI et alii, 1998; LOWE et alii, 2007).	0,55-6	1

2	<p><i>G. inflata</i> e <i>N. pachyderma</i> sono presenti all'interno di una associazione temperato-calda. Questa ecozona, comprendente oscillazioni minori di <i>G. inflata</i>, include la più recente fase di deposizione del Sapropel 1 (S1b, secondo ROHLING <i>et alii</i>, 1997).</p>	6-8	
3	<p>Associazione caratterizzata dalla dominanza di <i>G. ruber</i>, <i>Orbulina universa</i>, <i>G. rubescens</i> e <i>Globigerinoides tenellus</i>. <i>G. inflata</i> e <i>N. pachyderma</i> sono assenti. La base di questa ecozona è marcata dalla LO di <i>Globorotalia truncatulinoides</i> (ASIOLI, 1996, ARIZTEGUI <i>et alii</i>, 2000) Questa associazione rappresenta l'equivalente della deposizione della prima fase del Sapropel S1 (S1a secondo Rohling <i>et alii</i>, 1997).</p>	8-9,2	1
4	<p>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>. La base di questa ecozona approssima la base dell'Olocene.</p>	9,2-11,5	
5	<p>Associazione ad affinità fredda caratterizzata da abbondante <i>G. quinqueloba</i>, <i>G. bulloides</i>, <i>N. pachyderma</i>. Il limite superiore di questa ecozona è caratterizzato da un rapido aumento della frequenza di <i>G. ruber</i>, mentre il limite inferiore è definito dalla temporanea scomparsa delle specie calde. Tre ulteriori suddivisioni interne sono state proposte da ASIOLI <i>et alii</i> (1999) e (2001). Questa ecozona rappresenta la fase fredda GS-1 (<i>Younger Dryas</i>) secondo BJORK (1998).</p>	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> . 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, 1996; ASIOLI <i>et alii</i> , 1999, 2001). L'evento GI-1d, identificabile dal maggior picco di frequenza di <i>G. bulloides</i> , cade in corrispondenza del livello vulcanoclastico C2, Tufi Gialli di Napoli (CALANCHI <i>et alii</i> , 1998).	12,8-14,5	2	
7a	Intervallo con foraminiferi planctonici molto scarsi (generalmente <i>G. quinqueloba</i>) o assenti. Associazione bentonica dominata da <i>Elphidium decipiens</i> , <i>Cassidulina laevigata carinata</i> , <i>Sigmoilina sellii</i> e picchi positivi di frequenza di <i>Glandulina laevigata</i> . <i>Ammonia perlucida</i> è comune nelle carote prelevate a profondità inferiori a 160 m. Questa ecozona include l'intervallo di tempo corrispondente all'ultimo massimo glaciale (LGM, 19-23 ka BP, MIX <i>et alii</i> , 2001).	14,5-28,3		
7b	Ecozona con foraminiferi planctonici molto scarsi (generalmente <i>G. quinqueloba</i>) o assenti. L'associazione bentonica è fortemente dominata <i>C. laevigata carinata</i> . Il tetto di questa ecozona è riconoscibile dalla fine della presenza comune (LCO) del foraminifero bentonico <i>Hyalinea balthica</i> , (che ricompare durante l'ultima deglaciazione ma con frequenze basse). Questo bioevento approssima nel Centro Adriatico il passaggio tra MIS3 e MIS2.	28,3-43,1	3	

8	Foraminiferi planctonici comuni con associazione ad affinità temperata (<i>G. inflata</i> , <i>O. universa</i> e <i>G. ruber</i>). Il tetto di questa ecozona è approssimato dalla fine della presenza comune (LCO) di <i>G. inflata</i> nel MIS 3 (43.1 ka BP). Tra questo bioevento ed il top dell'ecozona si trova il livello vulcanoclastico Y5, Ignimbrite Campana (CALANCHI <i>et alii</i> , 1998, PIVA <i>et alii</i> , 2008a,b)	43,1-58	3
9	Intervallo con foraminiferi planctonici scarsi/assenti. L'associazione bentonica è dominata da <i>E. decipiens</i> , <i>H. balthica</i> e <i>C. laevigata carinata</i> . <i>A. perlucida</i> è comune nelle carote prelevate a profondità inferiori a 160 m. La correlazione tra le curve degli isotopi stabili dell'ossigeno disponibili per la carota RF93-77 ed il pozzo PRAD 1-2 permette di ricondurre questa ecozona al MIS 4.	58-64	4
10	Associazione a foraminiferi planctonici non abbondanti con <i>G. bulloides</i> , <i>G. ruber</i> e rara <i>G. inflata</i> . La correlazione tra la carota RF93-77 ed il pozzo PRAD 1-2 permette di attribuire questa successione alla parte alta del MIS5a, in particolare all'intervallo di tempo compreso tra gli eventi Dansgaard/Oeschger interstadiali 19 e 20.	64-73	5,1
11	Associazione planctonica ricca e temperata con <i>G. inflata</i> comune, <i>N. pachyderma</i> , <i>G. bulloides</i> e <i>G. truncatulinoides</i> . L'intervallo con i picchi concomitanti di <i>Neogloboquadrina dutertrei</i> e <i>N. pachyderma</i> è correlabile con la deposizione del Sapropel S3 (MIS 5.1).	73-83	
12	Associazione planctonica ad affinità fredda (<i>G. bulloides</i>), con <i>G. inflata</i> rara. Questa ecozona è correlata con il MIS 5,2.	83-87	5,2

13	Associazione planctonica ad affinità calda (<i>G. ruber</i> comune e <i>Orbulina</i>), <i>G. inflata</i> presente, rara <i>G. truncatulinoides</i> . Questa ecozona è correlata con il MIS 5,3. Nella parte più antica di questa ecozona è presente un'associazione a foraminiferi planctonici fortemente dominata da <i>G. quinqueloba</i> , con <i>N. dutertrei</i> e <i>G. bulloides</i> presenti, mentre l'associazione bentonica registra picchi di frequenza di forme tolleranti bassi contenuti di ossigeno nel sedimento (<i>Fursenkoina</i> spp). Questo intervallo, trovato solo nel pozzo PRAD 1-2, è l'equivalente Adriatico del Sapropel 4 riconosciuto in Mediterraneo orientale.	87-108	5,3
14	<i>G. ruber</i> abbondante con guscio sottile e leggero con <i>G. sacculifer</i> , <i>N. dutertrei</i> , e <i>G. rubescens</i> . Associazione a foraminiferi bentonici assente (PRAD 1-2) o costituita da forme infaunali intermedie/profonde come <i>Uvigerina peregrina</i> , <i>Bolivina</i> e <i>Brizalina/Globobulimina</i> spp (RF95-7, RF95-8, RF93-74). Questa ecozona è correlata con la deposizione del Sapropel 5 nel Mediterraneo orientale all'interno del MIS 5,5 a 124 ka (LOURENS, 2004).	124	5,5
15a	Associazione a foraminiferi planctonici scarsa e ad affinità fredda (<i>G. bulloides</i> , <i>G. quinqueloba</i>). Associazione a foraminiferi bentonici abbondante con <i>E. decipiens</i> e <i>E. articulatum</i> frequenti, <i>Islandiella islandica</i> , <i>Trifarina cf angulosa</i> abbondante in livelli. Il top di questa ecozona registra la LO di <i>I. islandica</i> . Questa ecozona è correlata con il MIS 6.	130-170	6

15b	Associazione a foraminiferi planctonici fredda con <i>N. dutertrei</i> comune in livelli. <i>Elphidium excavatum</i> forma <i>clavata</i> , <i>T. cf angulosa</i> e <i>Fursenkoina</i> spp comuni. Questa ecozona rappresenta l'equivalente alla deposizione del Sapropel S6 nel mediterraneo orientale a 172 ka (LOURENS, 2004). Al top di questa ecozona si registra la LO di <i>E. excavatum</i> forma <i>clavata</i> .	172	6,5
16a	Associazione planctonica ad affinità temperata con <i>G. inflata</i> , <i>G. ruber</i> , <i>N. pachyderma</i> , <i>O. universa</i> , <i>G. sacculifer</i> raro, <i>G. truncatulinoides</i> . Per correlazione con il pozzo PRAD 1-2 questa ecozona è tentativamente correlata con il MIS 7,1, in relazione alla scarsa frequenza di <i>G. sacculifer</i> e <i>G. inflata</i> .	190-195	7,1
16b	Associazione planctonica ad affinità temperato-calda con <i>G. sacculifer</i> , <i>G. inflata</i> rarissima, <i>G. ruber</i> , <i>N. pachyderma</i> , <i>O. universa</i> . Per correlazione con il pozzo PRAD 1-2 questa ecozona è tentativamente correlata con il MIS 7,3, in relazione alla presenza comune di <i>G. sacculifer</i> .	195-210ca	7,3
17	Foraminiferi planctonici assenti. Foraminiferi bentonici abbondanti con <i>E. decipiens</i> , <i>E. articulatum</i> , <i>A. perlucida</i> . Questa ecozona è presente nelle carote RF95-7 e RF95-8 ed è correlata con il MIS 8 (in base all'associazione a foraminiferi bentonici presente nel pozzo PRAD 1-2, caratterizzata da assenza di <i>E. excavatum</i> forma <i>clavata</i> nel MIS8).	243-280	8
rf	Intervallo con microfauna presente in diversi stati di conservazione, da ottimo a poco buono (forme incrostate/rotte/riempite associate a tritume conchigliare).	Livelli associati a superfici erosive in varie posizioni stratigrafiche	

2. EVOLUZIONE DEL PALEOAMBIENTE PER GLI ULTIMI 370 KA

In Adriatico centrale la seguente ricostruzione paleoambientale, per l'intervallo di tempo dal MIS10 ad oggi (ultimi 370 ka), si basa su tutte le 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 E 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, TOC, radionuclidi a vita breve), geofisici (proprietà magnetiche dei sedimenti, stratigrafia sismica sequenziale) e sedimentologici (ASIOLI, 1996; GUILIZZONI E OLDFIELD, 1996; ASIOLI *et alii*, 1999, 2001; ARIZTEGUI *et alii*, 2000; OLDFIELD *et alii*, 2003; PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008a, b, c):

- MIS10 (337-360 ka BP): ambiente di piattaforma interna con significativi influssi di acqua dolce (*A. perlucida*) e temperature dell'acqua superficiale intorno ai 10°C (PIVA *et alii*, 2008a). Questo intervallo è documentato solo nel pozzo PRAD 1-2 (Fig. 10 e 36).
- MIS 9 (295-337 ka BP): la presenza comune di foraminiferi planctonici, nonché l'associazione a foraminiferi bentonici di ambiente di piattaforma medio-esterna (*Uvigerina*, *Cibicidoides pachyderma*, *T. angulosa*, *Bigenerina nodosaria*, *C. laevigata carinata*), rivela un innalzamento della colonna d'acqua rispetto all'intervallo precedente (MIS10) e, quindi, l'entrata in un intervallo interglaciale confermato dall'alleggerimento della composizione isotopica dell'ossigeno (PIVA 2007, PIVA *et alii*, 2008b). L'associazione a foraminiferi planctonici suggerisce condizioni di clima temperato-calido (*G. ruber* e *Orbulina*) con acque produttive (*N. pachyderma* e *N. dutertrei*). Nella parte basale dell'intervallo il contrasto stagionale è testimoniato dalla presenza di *G. inflata* e *G. truncatulinoides* (forme erbivore di acque intermedie-profonde che proliferano durante la stagione invernale con colonna d'acqua omogenea e fresca e con livelli intermedi di nutrienti; PUJOL & VERGNAUD-GRAZZINI, 1995). Questo intervallo, che include anche due episodi di stagnazione (sapropel equivalenti S' e S10), e le oscillazioni fredde 7.4 e 7.2 è documentato unicamente nel pozzo PRAD 1-2 (Fig. 10 e 36).
- MIS 8 (243-295 ka BP): ambiente di piattaforma interna-media (*E. decipiens*, *E. articulatum*, *C. laevigata carinata*) con significativi influssi di acqua dolce evidenziati da *A. perlucida* nelle carote meno profonde del

Dosso Galligani e *Nonion depressulum* in PRAD 1-2 (PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008b; Fig. 10 e 36).

- MIS 7 (175-243 ka BP): la presenza comune di foraminiferi planctonici, nonché l'associazione a foraminiferi bentonici di ambiente di piattaforma medio-esterna (*Uvigerina*, *Cibicidoides pachyderma*, *T. angulosa*, *Bigenerina nodosaria*, *C. laevigata carinata*), rivela un approfondimento della colonna d'acqua e quindi, in base alla stratigrafia degli isotopi stabili dell'ossigeno, l'inizio di un intervallo interglaciale (PIVA 2007, PIVA *et alii*, 2008a). L'associazione a foraminiferi planctonici suggerisce condizioni di clima temperato-calido (*G. ruber* e *Orbulina*) con acque produttive (*N. pachyderma* e *N. dutertrei*). La parte centrale di questo intervallo, (ecozona 16b) risulta a clima più caldo (massima frequenza di *G. sacculifer*), in accordo con quanto riportato in Atlantico (TZEDAKIS *et alii*, 2004; ROUCROUX *et alii*, 2007; DESPRAT *et alii* 2006, 2007; PIVA *et alii*, 2008a). La presenza di tre eventi di stagnazione (S7 equiv., S8 equiv., e S9 equiv.) è documentata solo nel pozzo PRAD 1-2 (Fig. 10, 36 e Tav. 1 e 3).
- MIS 6 (130-175 ka BP): condizioni glaciali con temperature inferiori a 5°C (PIVA *et alii*, 2008a), e ambiente di piattaforma media (*E. decipiens*, *E. articulatum*, *C. laevigata carinata*) in corrispondenza del pozzo PRAD 1-2, oggi in condizioni di scarpata superiore. Un evento di stagnazione in corrispondenza del MIS 6.5 (ecozona 15b) è correlato con la deposizione del Sapropel 6 nel Mediterraneo orientale (PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008a, b; Fig. 10, 36 e Tav. 1 e 3).
- MIS 5 (64-130 ka BP): condizioni di clima caldo testimoniate da alte frequenze di forme planctoniche ad affinità calda (*G. ruber*). Questo intervallo presenta una generale tendenza al raffreddamento verso l'alto, con due oscillazioni fredde (5.4, registrata solo nel pozzo PRAD 1-2, e 5.2, visibile anche nelle carote del Dosso Gallignani), e tre eventi con anomalia di salinità (S3 equiv., S4 equiv. e S5 equiv.), due dei quali ben registrati su tutta l'area del Foglio NK33-5 Pescara (S3 equiv. e S5 equiv.). Durante questi eventi le acque sono molto produttive e meno saline (*N. pachyderma* e *N. dutertrei*), mentre le condizioni al fondo variano da disossiche o anossiche, durante l'evento S5 equiv., a leggermente subossiche (S3 equiv.). Alla base di questo intervallo, durante il MIS 5.5, si raggiungono le più alte temperature delle acque superficiali (22°C) degli ultimi 370 ka nell'area (PIVA *et alii*, 2008a; Fig. 10, 33).

- MIS 4 (58-64 ka BP): intervallo caratterizzato da condizioni di clima freddo e da acque produttive (*G. quinqueloba* e *G. bulloides*). Le condizioni al fondo suggeriscono un ambiente relativamente ben ossigenato. L'intervallo è ben documentato in PRAD 1-2 e nella carota RF93-77 (Fig. 33 e Tav. 3).
- MIS3 (28.3-58 ka BP): intervallo di clima temperato caratterizzato dalla presenza di forme ad affinità calda (*G. ruber*, *O. universa*). La presenza di *G. inflata* fino a circa 43,1 ka indica condizioni di mescolamento verticale della colonna d'acqua durante l'inverno (Fig. 33 e Tav. 1). Le acque di fondo sono generalmente fredde e ben ossigenate (presenza comune di *H. balthica* e *C. laevigata carinata*).
- MIS 2 (28.3-14.5 ka BP): il bacino è caratterizzato da acque fredde e produttive (*G. quinqueloba* e *G. bulloides*) con episodi di stagnazione (*G. laevigata*; Fig. 10 e 33). PIVA *et alii* (2008a) indicano temperature delle acque superficiali estremamente basse (fino a 2°C).
- MIS 2 (14.5-12.8 ka BP): la base di questo intervallo indica il rapido riscaldamento delle acque superficiali (alta frequenza di *G. ruber* e valori più bassi di $\delta^{18}\text{O}$) e dell'atmosfera (aumento *Quercus* indiff.), mentre le acque di fondo sembrano ancora caratterizzate da temperature relativamente basse (*H. baltica*). La frequenza progressivamente decrescente verso l'alto stratigrafico di *G. ruber* intervallata da due principali oscillazioni negative (GI-1b, 1d) è stata comparata (ASIOLI *et alii*, 1999, 2001) con l'andamento del $\delta^{18}\text{O}$ delle carote di ghiaccio della Groenlandia (GRIP; Fig. 34 e 35). L'evidente parallelismo tra i due indicatori ha suggerito che l'Adriatico centrale (e più in generale il Mediterraneo centrale) fosse influenzato dallo stesso forzante climatico e di conseguenza la connessione tra nord Atlantico e Adriatico fosse via atmosfera. Inoltre, le due oscillazioni GI-1b e GI-1d indicano condizioni di scarsa ossigenazione del fondale marino, suggerendo una diminuzione nella ventilazione, riconducibile ad una minore produzione delle acque di fondo (ASIOLI *et alii*, 2001).
- MIS 2 (12.8-11.5 ka BP): intervallo di significativo raffreddamento indicato dalla scomparsa delle specie di foraminiferi planctonici ad affinità calda, dalla dominanza di forme subpolari (*G. bulloides* e *G. quinqueloba*), dalla diminuzione di *Quercus* spp, dall'aumento di *Artemisia* (LOWE *et alii* 1996a, b) e da valori più alti di $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 35). Durante questo intervallo (GS-1) le carote prelevate nelle aree meno profonde della Depressione

Medio Adriatica (esempio RF93-77, prelevata a -152 m di profondità) indicano circolazione molto ristretta, per l'alto ammontare di pirite e il cattivo stato di conservazione (gusci assottigliati/dissolti) dei pochi foraminiferi bentonici rinvenuti.

- MIS 1 (11.5-9.2 ka BP): il nuovo aumento di frequenza di *G. ruber*, di *Quercus* indiff. ed il rapido alleggerimento della composizione degli isotopi stabili dell'ossigeno (ARIZTEGUI *et alii*, 2000; ASIOLI *et alii*, 2001) indicano il riscaldamento che segnala la fine dell'episodio freddo GS-1 (*Younger Dryas*; Fig. 34) e l'inizio dell'Olocene. Inoltre, la presenza delle forme planctoniche *G. truncatulinoides* e *G. inflata* testimonia la presenza di mescolamento verticale della colonna d'acqua durante l'inverno. Le acque di fondo si mantengono ancora fredde e ben ossigenate (alta frequenza di *H. balthica*).
- MIS 1 (9.2-8 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), l'aumento del flusso di carbonio organico (LANGONE *et alii*, 1996) e la diminuzione dei valori di $d^{18}\text{O}$ e $d^{13}\text{C}$ indicano una condizione di acque superficiali diluite, stratificate, nonché un maggiore accumulo di sostanza organica sul fondo, che rappresenta l'equivalente in Adriatico centrale della deposizione della prima fase del Sapropel 1 (S1a) nel Mediterraneo orientale (Fig. 34 e 36). Le acque di fondo, attraverso l'associazione bentonica, confermano questo scenario con la relativa diminuzione di *H. balthica* e la comparsa, sebbene modesta, di forme bentoniche infaunali profonde (*Globobulimina* spp) 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). Tuttavia, la relativa scarsa ossigenazione delle acque di fondo della Depressione Medio Adriatica non raggiunge sicuramente un livello di criticità comparabile con il bacino Adriatico meridionale (ROHLING *et alii*, 1997) che registra condizioni disossiche/anossiche.
- MIS 1 (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 della prima fase del Sapropel 1 (Fig. 34). Osservando con maggiore dettaglio, la temporanea scomparsa di *G. inflata* tra 7 e 7,5 ka indica che la seconda fase di deposizione del Sapropel 1 (fase 1b) è stata registrata anche in

Adriatico Centrale (ARIZTEGUI *et alii*, 2000), mentre l'intervallo tra le due fasi (il cosiddetto *break* del Sapropel 1) è indicato sia dalla presenza di *G. inflata*, dall'aumento di *G. sacculifer* (forma di acque superficiali oligotrofiche) nonché da valori più alti del d¹³C (ARIZTEGUI *et alii*, 2000). L'alta frequenza di *G. inflata* e l'aumento di *N. pachyderma* nella parte alta di questo intervallo (circa 7-6 ka BP) segna la fine della deposizione del Sapropel 1, con presenza di un buon mescolamento verticale durante la stagione invernale. 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; tuttavia, il limite superiore di questa ecozona registra una diminuzione dell'ossigenazione del fondo: *H. balthica* decresce e si assiste al progressivo aumento di *Brizalina spathulata*, la cui alta frequenza caratterizza gli ultimi 6.000 anni di buona parte della Depressione Medio Adriatica (escludendo quelle aree soggette alla deposizione della moderna "fascia dei limi").

- 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. 36). 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 portata 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 sia in quelle meno profonde (esempio RF93-30) ubicate nella fascia dei limi. Sembra tuttavia che queste oscillazioni climatiche abbiano avuto un maggiore impatto nelle zone meno profonde (vedi carota RF93-30): infatti, le forme bentoniche (esempio *Valvularia complanata*) adattate ad un ambiente quale la moderna fascia dei limi, caratterizzata da forti accumuli di sostanza organica e da scarsa ossigenazione (VAN DER ZWAAN E JORISSEN, 1991), mostrano aumenti di frequenza indicativi di portata fluviale in opposizione di fase rispetto a quelli di *G. sacculifer* (OLDFIELD *et alii*, 2003; ASIOLI & PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008c).
- 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, a causa del più elevato tasso di sedimentazione (Fig. 36). In generale appare che le due maggiori fasi della Piccola Età Glaciale siano rappresentate entrambe da un picco di frequenza di *V. complanata* in carote ubicate tra loro anche a notevole

distanza (centinaia di chilometri, per esempio AN97-15 e RF93-30) confermando che questo segnale microfaunistico è regionale (PIVA *et alii*, 2008c).

PROGETTO
CARG

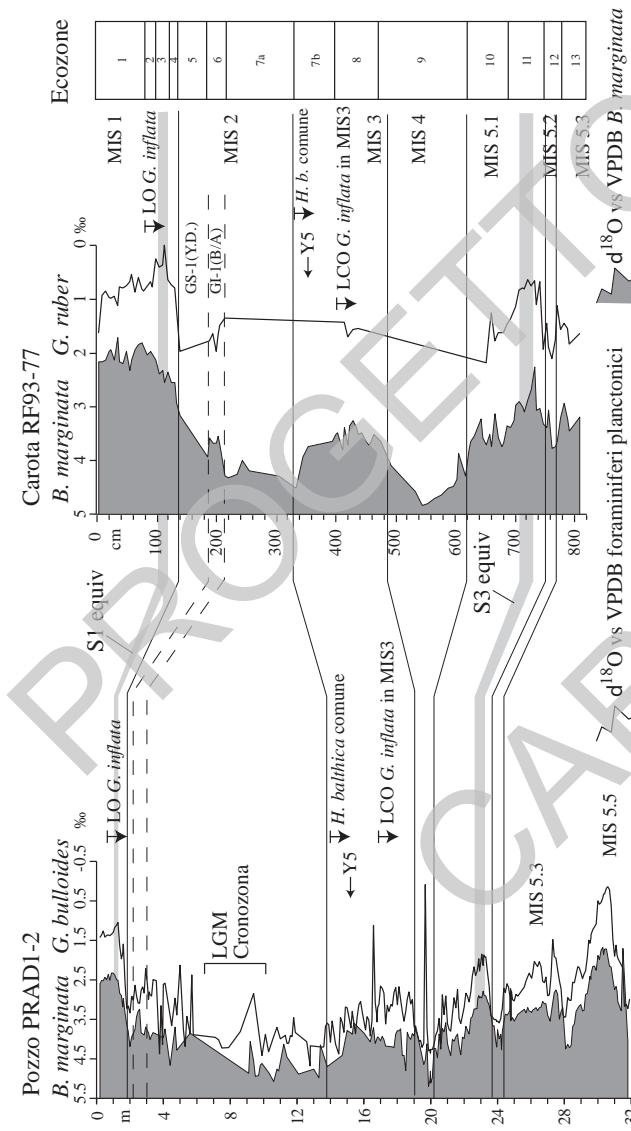


Fig. 33 - Schema di correlazione tra il pozzo PRADI-2 e la carota RF93-77 attraverso le curve isotopiche dell'ossigeno sui foraminiferi planctonici (*G. bulloides* e *G. ex gr. ruber*, rispettivamente in PRADI-2 e in RF93-77) e bentonici (*PVA* et alii, 2008a; ARIZTEGUI et alii, 1996). Sono indicati i tre bioeventi principali a foraminiferi, la posizione del refra Y5 (Igrimbrite campana), i limiti degli studi isotopici marini (MIS), in linee pieno, ed i limiti degli episodi GS-1 (=Younger Dryas) e GL-1 (=Bölling-Allerød) in linee tratteggiate. A destra sono riportate le ecozone distinte per la carota RF93-77. Infine sono indicati gli intervalli equivalenti alla deposizione dei Sapropel I e 3 (bande grigie). LO G.i. = Last Occurrence di *Globorotalia inflata*; LCO G.i. = Last Common Occurrence di *G. inflata*; LGM = Ultimo Massimo Glaciale.

Carota CM92-43

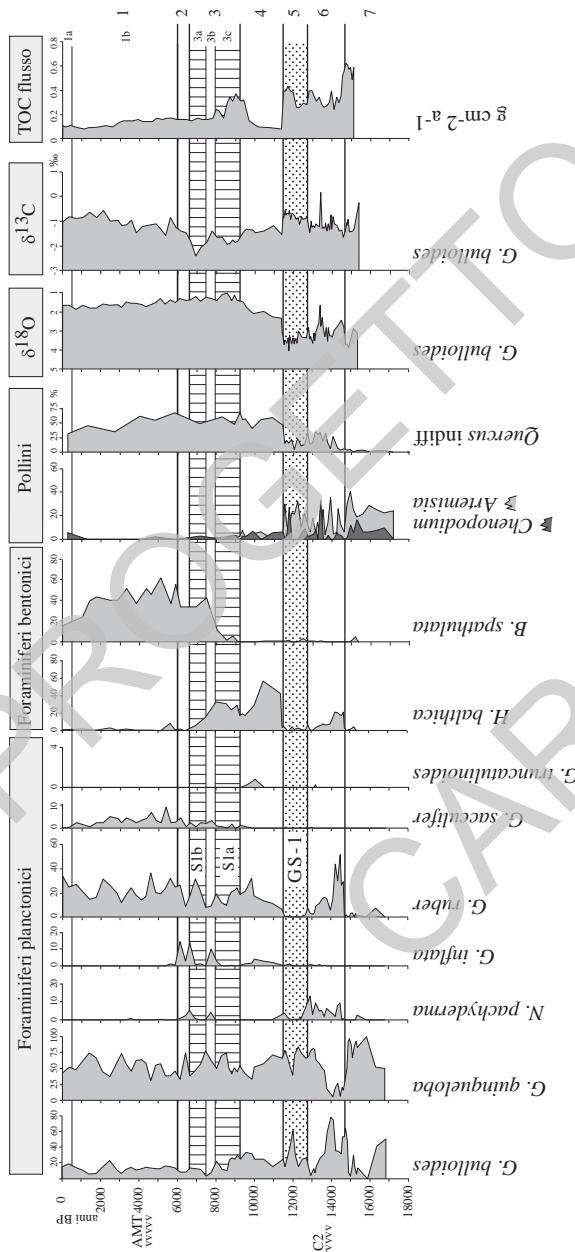


Fig. 34 - Principali indicatori della carota CM92-43 (profondità 252m) riportati in età (anni calibrati). Le linee continue solide separano le sette ecozone distinte, mentre le due bande a righe verticali indicano le due fasi di deposizione dell'equivalente del Sapropel I (S1a e S1b). La banda con retino indica l'episodio freddo GS-I (Younger Dryas). AMT= tefra Agnano Monte Spina, C2= tefra C2 (Tufi Gialli di Napoli). $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ sono espressi vs VPDB.

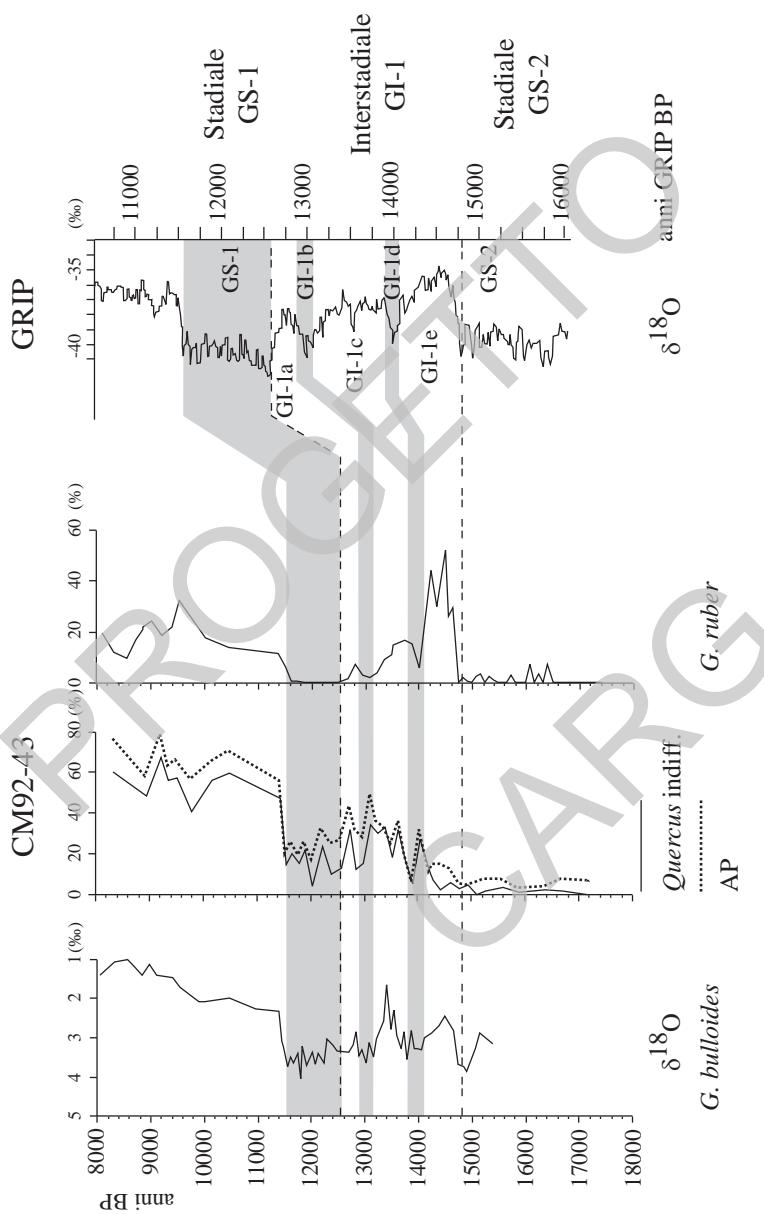


Fig. 35 - Correlazione tra la carota CM92-43 e la sequenza della carota di ghiaccio della Groenlandia GRIP (da ASIOU et alii, 1999) per l'intervallo di tempo tra 16 e 8 ka BP (AP= somma Pollini Arborei).

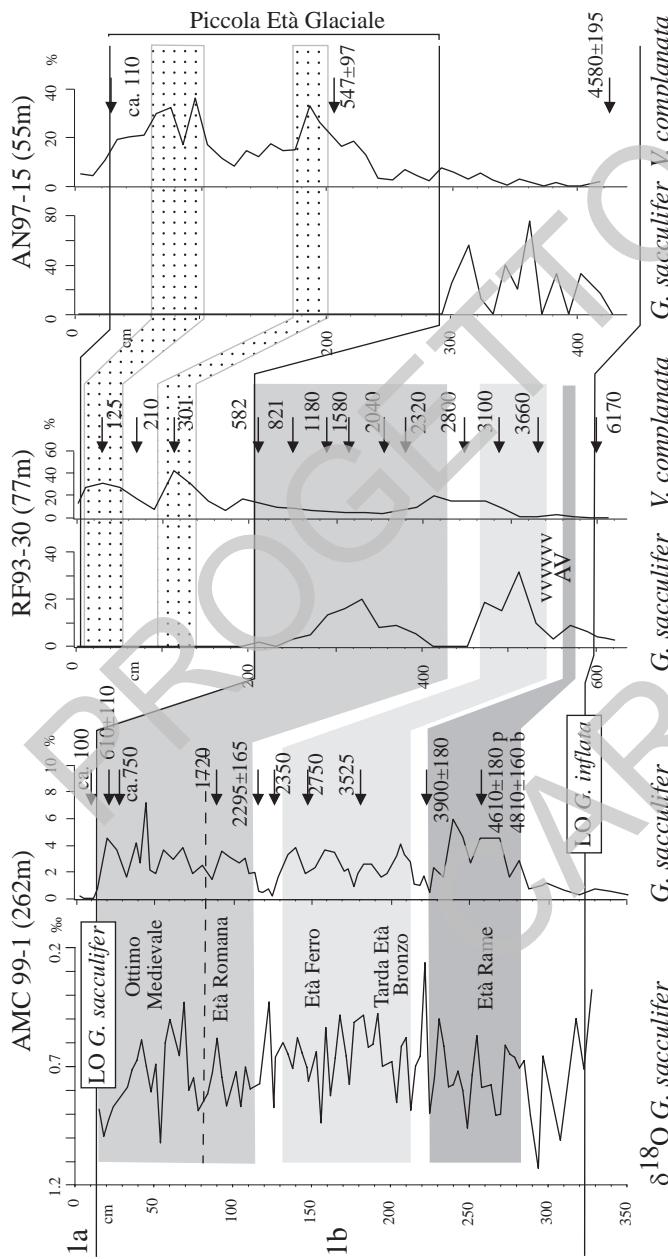


Fig. 36 - Schema di correlazione tra ambiente di scarpata (carote AMC99-1) e piattaforma (carote RF93-30 e AN97-15) per l'intervallo di tempo corrispondente agli ultimi 6.000 anni (ecozone Ia e Ib; PIVA et alii 2008a). Le aree in diversi toni di grigio indicano gli intervalli con maggiore frequenza di *G. sacculifer*, corrispondenti a condizioni di relativo ottimo climatico e minore piovosità. Le due aree punzionate indicano le due fasi principali della Piccola Età Glaciale, individuate da due picchi del foraminifero bentonico *V. complanata*. AV= refia Avellino (CALANCHI et alii, 1998). Le frecce sui AMC99-1 e AN97-15 indicano datazioni AMS ^{14}C su foraminiferi bentonici in anni calibrati, mentre le frecce su RF93-30 rappresentano i punti di controllo della cronologia proposta da OLDFIELD et alii, (2003).

PROGETTO
CARG

APPENDICE 4**ANALISI MACROPALEONTOLOGICHE****1. - SISTEMI DI STAZIONAMENTO ALTO**

Le peliti di piattaforma e prodelta del complesso **hs₁** sono caratterizzate da associazioni a bassa diversità tassonomica, dominate da organismi infaunali e semi-infaunali, detritivori, principalmente molluschi, policheti ed echinidi irregolari; si evidenzia la preponderanza di associazioni quasi monotipiche del gasteropode *Turritella communis*.

I complessi sabbiosi di spiaggia **hs₂** sono caratterizzati da associazioni a molluschi suspensivori, tra i quali spicca il bivalve *Chamelea gallina*, e in subordine, *Spisula subtruncata*, *Glycymeris insubricus*, *Tellina* spp., *Donax* spp., *Venerupis aureus*, *Lentidium mediterraneum*, quest'ultimo indicatore di acque diluite da apporti fluviali. Più al largo, il pozzo PRAD 2-4 ha attraversato depositi di prodelta caratterizzati da alta velocità di sedimentazione individuando due intervalli principali:

- l'intervallo 0-8 m, comprendente la Piccola Età del Ghiaccio, è caratterizzato da una estrema diluizione e bassa diversità della macrofauna, perlopiù molluschi quali *T. communis*, *Corbula gibba*, *Nucula* sp. con associati frustoli vegetali (talora abbondanti) documenta un ambiente deposizionale prodeltaico caratterizzato da elevata velocità di sedimentazione e torbidità;

- nell'intervallo 8-21 m il motivo deposizionale non è molto diverso e il contenuto macrofaunistico è ancora piuttosto scarso e rappresentato da poche specie tolleranti un elevato infangamento; gli elementi faunistici più significativi sono i molluschi *T. communis*, *Nucula* sp., *Anomia* sp., *Palliolum similis*, *Mysella bidentata*, *Acanthocardia echinata*, *Parvicardium* sp., *C. gibba*, *Pyramidellidae* spp., il polichete *Protula* sp. e il cnidario *Funiculina quadrangularis*); è anche presente una componente oloplantonica pelagica (pteropodi tecosomati), indizio di ambiente offshore anche se di modesta profondità;
- tra 21 e 22 m un distinto orizzonte bioclastico è dominato da biosomi del briozoo eretto *Cellaria fistuolosa*. Questa specie è nota per formare veri e propri tappeti su fondali fini in vari settori dell'Adriatico a partire da 30 m circa (e.g. MCKINNEY & JAKLIN, 2001). Questo intervallo marca la superficie di massima inondazione alla base dell'*HST*. La paleobatimetria era verosimilmente nell'ordine dei 60-70 m come documentato dalla presenza di *E. aegensis*.

2. - SISTEMI TRASGRESSIVI

Il complesso trasgressivo marino (**tm**) non è particolarmente ricco in macrofossili e contiene bivalvi sospensivori e gasteropodi litorali s.l., evidenti soprattutto al tetto. Il pozzo PRAD 2-4 ha raggiunto i depositi trasgressivi nelle aree di massimo sviluppo; in particolare:

- nell'intervallo 21-28 m la macrofauna è relativamente diversa rispetto all'*HST* sovrastante e comprende varie specie di bivalvi (e.g., *Nucula sulcata*, *Ennucula aegensis*, *Anomia* sp., *Abra* sp., *Palliolum similis*, *Chlamys* sp., *M. bidentata*, *A. echinata*, *Parvicardium* sp., *Phaxas adriaticus*, *C. gibba*, *Hiatella arctica*), gasteropodi (*T. communis*, *Alvania punctura*, *Eulimella* sp., *Odostomia* sp.), scafopodi (*Dentalium* sp.), policheti serpulidi, ossicoli di echinodermi, cnidarii (*F. quadrangularis*), briozoi; è anche presente una componente oloplantonica pelagica (pteropodi tecosomati, come ad esempio *Creseis acicula*). La dominanza del gasteropode *T. communis* (morfotipi di grandi dimensioni) a c. 27 mbsf testimonia una fase di aumentato infangamento ed elevata torbidità. La presenza di conchiglie piritizzate (c. 24 mbsf) testimonia l'occasionale presenza di condizioni riducenti al fondo;

- nell'intervallo 28-32 m, corrispondente all'unità intermedia progradazionale del *TST*, la componente bioclastica è sempre presente anche se le quantità relative oscillano e la diversità tassonomica non è molto elevata. La componente macrofaunistica è dominata da molluschi (*T. communis*, *Cerithidium submamillatum*, *Obtusella intersecta*, *Pyramidellidae* spp., *Nucula cf nucleus*, *Nuculana commutata*, *M. bidentata*, *C. gibba*); è anche presente una componente pelagica meroplantonica dominata da prodisoconche di bivalvi (i.a., *Mytilidae* sp.).

3. - SISTEMI DI STAZIONAMENTO BASSO, DI CADUTA E UNITÀ PIU' ANTICHE

I transetti di carotaggi che calibzano la sezione geologica lungo il fianco occidentale del Dosso Gallignani (Tav. 1 e 2) permettono di caratterizzare dal punto di vista paleoambientale ed eco-biostratigrafico la successione stratigrafica superficiale.

Le unità più antiche, complessivamente riunite come PT, sono rappresentate da sedimenti lacustri di età indeterminata con *Dreissena polymorpha* raggiunte dalla carota RF-73 (si veda anche PASINI *et alii*, 1993).

Unità marine PT contenenti molluschi di spiccate significato climatico quali gli ospiti freddi *Pseudamussium peslutrae*, *Arctica islandica*, *Mya truncata* e morfotipi di grandi dimensioni di *Plagiocardium papillosum* (attribuibili agli stadi isotopici MIS 8-6 sulla base delle biozoni a foraminiferi) sono stati raggiunti dalle carote RF95-8, RF95-7 e RF95-6. Nel suo complesso la macrofauna è indicativa di ambiente di piattaforma intermedia soggetta a sedimentazione prevalentemente fangosa.

I sistemi di *FST* più recenti sono tutti caratterizzati dalla presenza ricorrente di malacofaune con ospiti freddi (*Pseudamussium peslutrae*, *Arctica islandica*, *Mya truncata*, *Buccinum humphreysianum*) presenti nelle carote RF95-8, RF95-7, RF95-6 e RF93-73; la datazione di *A. islandica* nella carota Ad74-24 ha fornito un'età ^{14}C in eccesso di 37 ka (si vedano anche CURZI *et alii*, 1984, PASINI *et alii*, 1993). La carota Ad74-24 presenta un ambiente di spiaggia (CURZI *et alii*, 1984) con ciottoli e malacofaune di bassissima profondità (*Mytilus galloprovincialis*) e supratidali (*Melaraphe neritoides*).

Sistemi di alto stazionamento del livello marino (*HST*) attribuibili a MIS1 sono rappresentati da: (a) sedimenti bioclastici a matrice fangoso-sabbiosa con macrofaune di piattaforma intermedia (*A. echinata*, *Obtusella intersecta*, *C. submamillatum*, *Ditrupa arietina*, serpulidi, ecc.); (b) sedimenti fini con macrofauna in linea con profondità e tessitura del sedimento (e.g., *Bathyrarca*

grenophia, *N. sulcata*, *Ennucula aegeensis*, *Parvicardium minimum*, *Kelliella abyssicola*, *Alvania cimicoides*, *A. testae*, *Entalina tetragona*); (c) fanghi sabbiosi leggermente bioclastici indicativi di eventi di minor apporto terrigeno sulla piattaforma esterna e maggiore produzione relativa di sedimento bioclastico; presenza dell'ostrica di profondità *Neopycnodonte cochlear* (datata a 3315 ± 319 ka BP: carota Ad74-24, CURZI et alii, 1984) e del corallo solitario *Caryophyllia smithii* (RF93-73).

4. - BIOCOSTRUZIONI A CORALLI PROFONDI

Nella zona della Depressione Medio Adriatica fra $42^{\circ}20'$ - $42^{\circ}40'$ N e $14^{\circ}30'$ - $15^{\circ}30'$ E sono presenti a 200 m di profondità numerose biocostruzioni a coralli azooxantellati.. Le specie dominanti sono gli sclerattiniari coloniali *Lophelia pertusa*, *Madrepora oculata*, *Dendrophylia cornigera* e i solitari *Desmophyllum dianthus* e *Caryophyllia smithii*. Questi coral mounds di età olocenica recente sono drappeggiati da pochi cm di fango.

APPENDICE 5
TASSONOMIA

GRANULORETICULOSA

FORAMINIFERA

Planctonici

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

Globigerina quinqueloba = *Globigerina quinqueloba* Natland, 1938

Globigerininita glutinata = *Globigerina glutinata* Egger, 1893

Globigerina rubescens = *Globigerina rubescens* Hofker, 1956

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 truncatulinoides = *Rotalia truncatulinoides* d'Orbigny, 1839

Neogloboquadrina dutertrei = *Globigerina dutertrei* d'Orbigny, 1839

Neogloboquadrina pachyderma = *Aristospira pachyderma* Ehrenberg, 1861

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

Bentonici

Ammonia perlucida = *Rotalia perlucida* Heron-Allen e Earland, 1913

Ammonia beccarii = *Nautilus beccarii* Linneo, 1758

Ammonia tepida = *Rotalia beccarii* (Linnaeus) var. *tepida*, Cushman, 1926

Bigenerina nodosaria = *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, 1826

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

Bolivina subspinescens = *Bolivina subspinescens* Cushman, 1922

Bulimina marginata = *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826 (questa specie comprende le seguenti tre forme secondo Jorissen, 1987: *Bulimina marginata* d'Orbigny 1826 forma *marginata* d'Orbigny 1826, *Bulimina marginata* d'Orbigny forma *denudata* Cushman e Parker, 1938 e *Bulimina marginata* d'Orbigny 1826 forma *aculeata* d'Orbigny 1826)

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

Cibicidoides pachyderma = *Truncatulina pachyderma* Rzehak, 1886

Elphidium articulatum = *Polystomella articulata* d'Orbigny, 1839

Elphidium decipiens = *Polystomella decipiens* Costa, 1856

Elphidium excavatum forma *clavata* = *Elphidium excavatum* (Terquem) forma *clavata* Cushman, 1930

Furstenkoina spp = sono comprese le seguenti specie:

Bulimina pupoides var. *fusiformis* Williamson, 1858

Virgulina tenuis Seguenza, 1862

Glandulina laevigata = *Nodosaria laevigata* d'Orbigny, 1826

Globobulimina spp = questo taxa 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

Islandiella islandica = *Cassidulina islandica* Nørvang, 1945

Nonion depressulum = *Nautilus depressulus* Walker & Jacob, 1798

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

Trifarina angulosa = *Uvigerina angulosa* Williamson, 1858

Uvigerina peregrina = *Uvigerina peregrina* Cushman, 1923

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

CNIDARIA**OCTOCORALLIA**

Funiculina quadrangularis (Pallas, 1766)

ANTHOZOA

Caryophyllia smithii Stokes & Broderip, 1828

Dendrophyllia cornigera (Lamarck, 1816)

Desmophyllum dianthus (Esper, 1794)

Lophelia pertusa (Linnaeus, 1758)

Madrepora oculata Linnaeus, 1758

MOLLUSCA**GASTROPODA**

Alvania cimicoides (Forbes, 1844)

Alvania punctura (Montagu, 1803)

Alvania testae (Aradas & Maggiore, 1844)

Buccinum humpreysianum Bennet, 1824

Buccinum undatum Linnaeus, 1758

Cerithidium submamilatum (De Rayneval & Ponzi, 1854)

Creseis acicula Rang, 1828

Eulimella sp.

Melaraphe neritoides (Linnaeus, 1758)

Obtusella intersecta (Wood, 1857)

Odostomia sp.

Potamididae sp.

Pyramidellidae sp.

Turritella communis Risso, 1826

Turritella sp.

BIVALVIA

Abra sp.

Acanthocardia echinata (Linnaeus, 1758)

Anomia sp.

Arctica islandica (Linnaeus, 1767)

Chamelea gallina (Linnaeus, 1758)

Chlamys sp.

Corbula gibba (Olivii, 1792)

Donax sp.

Dreissena polymorpha (Pallas, 1754)

Ennucula aegeensis (Forbes, 1844)

Glossus humanus (Linnaeus, 1758)

Glycymeris insubrica (Brocchi, 1814)

Hiatella arctica (Linnaeus, 1767)

Lentidium mediterraneum (Costa, 1839)
Mya truncata Linnaeus, 1758
Mysella bidentata (Montagu, 1803)
Mytilidae sp.
Mytilus galloprovincialis Lamarck, 1819
Neopycnodonte cochlear (Poli, 1795)
Nucula sulcata Brönn 1831
Nucula cf. nucleus (Linnaeus, 1758)
Nucula sp.
Nuculana commutata (Philippi, 1844)
Ostrea sp.
Palliolum similis (Laskey, 1811)
Parvicardium minimum (Philippi, 1836)
Parvicardium sp.
Phaxas adriaticus (Coen, 1933)
Plagiocardium papillosum (Poli, 1795)
Pseudamussium peslutrae (Linnaeus, 1771)
Spisula subtruncata (Da Costa, 1778)
Tellina sp.
Venerupis aurea (Gmelin, 1791)

SCAPHOPODA

Dentalium sp.
Entalina tetragona (Brocchi, 1814)

ANNELIDA

POLYCHAETA

Ditrupa arietina (Müller, 1776)
Protula sp.

BRYOZOA

Cellaria fistuolosa (Linnaeus, 1758)

L'ordinamento sistematico macrofaunistico adottato si avvale delle indicazioni fornite dai siti web www.faunaitalia.it/checklist/; www.itis.gov; www.somali.asso.fr/clemam/; www.marinespecies.org.

Per la determinazione dei molluschi sono stati utilizzati tra l'altro gli atlanti iconografici Cossignani *et alii*, 1992; Giannuzzi-Savelli *et alii*, 1994, 1996, 1999, 2001, 2003; Ardovini & Cossignani, 1999.

APPENDICE 6**DATAZIONI ^{14}C : MATERIALE UTILIZZATO, ASSUNZIONI E METODI DI CALIBRAZIONE**

Il materiale utilizzato per le datazioni ^{14}C è essenzialmente di due tipi: 1) gusci di foraminiferi (tenendo sempre separati i bentonici dai planctonici); e 2) gusci di molluschi se possibile in posizione fisiologica entro i depositi di cui si vuole conoscere l'età. Le datazioni ^{14}C sono state effettuate con metodologia AMS (Accelerator Mass Spectrometry) presso vari laboratori internazionali (tra cui ETH, Zurigo; Center for Accelerator Mass Spectrometry del Lawrence Livermore National Laboratory, California; Poznań Radiocarbon Laboratory, Polonia) utilizzando quantità di campione molto limitate rispetto alla metodologia classica per scintillazione. La tabella 5 riporta i campioni utilizzati e le date ottenute. 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.

1. - PRECISIONE ANALITICA DI LABORATORIO

Gli intervalli d'errore per la maggior parte delle misure radiocarbonio sono comunemente nell'ordine degli 80–150 anni radiocarbonio, ciò limita la possibilità

di datare eventi con alta risoluzione temporale. Ancor oggi molte datazioni di sequenze marine basate sul radiocarbonio tengono conto solo della precisione analitica di laboratorio. Tuttavia, questi valori non garantiscono l'accuratezza dell'età stimata come evidenziato dai paragrafi successivi.

2. - INTEGRITÀ GEOLOGICA O STRATIGRAFICA DEI CAMPIONI

Quando si selezionano i campioni o i fossili dai sedimenti per le datazioni radiocarbonio, si assume generalmente che il carbonio contenuto in ogni orizzonte datato sia contemporaneo all'età della deposizione del sedimento. Questo assunto però non è sempre realistico perché nessun orizzonte sedimentario è un sistema chiuso. Nel caso di sedimenti lacustri gli effetti *hard-water* riducono l'attività del ^{14}C , generando età apparenti più vecchie di quelle previste (LOWE & WALKER, 2000). Altri fattori che possono complicare l'interpretazione delle età sono il rimaneggiamento dei fossili, la contaminazione durante i carotaggi e il frazionamento isotopico. Questi problemi possono essere evitati selezionando attentamente tipi specifici di fossili, come, ad esempio, un campione costituito da una singola specie di foraminiferi planctonici (e.g. BARD *et alii*, 2000, 2004a; WAELBROEK *et alii*, 2001). Anche fossili molto piccoli possono ora essere datati usando i metodi AMS, che sono in grado di generare misure accettabili dell'attività del ^{14}C fino ad un minimo di 10 mg di carbonio organico. In questi casi diventa imperativo prendere in considerazione la possibilità di contaminazione, poiché piccole quantità di carbonio attuale potrebbero falsare in modo significativo i risultati. Infatti, un campione che contiene una mistura di materia organica di differente età derivante, per esempio, da contaminazione geologica o di laboratorio, fornirà un "età" radiocarbonio falsa essendo una media delle attività radiocarbonio dei vari componenti. L'attività di questi campioni "misti" può, tuttavia, essere determinata in modo estremamente preciso se il contenuto di carbonio organico è alto, ma l'alta precisione della determinazione non garantisce affidabilità del dato ottenuto. L'integrità geologica dei campioni deve perciò essere sempre valutata indipendentemente, sebbene le contaminazioni possano non essere evidenti e i loro effetti difficili da definire statisticamente. Inoltre, i piccoli fossili possono essere mobili nella colonna di sedimento (vedi e.g. TURNLEY *et alii*, 2000), per questa ragione i dataset radiocarbonio basati su fossili selezionati non sono necessariamente migliori di quelli basati sul volume totale dei sedimenti. E' necessario quindi valutare l'affidabilità dei risultati ottenuti da entrambi gli approcci.

3. - L'ERRORE DOVUTO ALL'EFFETTO SERBATOIO

In ambito marino, il problema dell'età apparente è principalmente causato dai processi di circolazione oceanica e dalle variazioni nel tasso di scambio del carbonio tra serbatoio oceanico e atmosferico. L'“errore di serbatoio marino” risultante è probabilmente la più significativa e diffusa fonte d'errore relativa alle datazioni radiocarbonio ottenute dai campioni marini.

Il serbatoio marino genera un invecchiamento apparente nella datazione ^{14}C su organismi che derivano il loro carbonio dall'ambiente marino rispetto a organismi terrestri contemporanei. Questo effetto è causato da una combinazione di: (a) mescolamento lento delle acque oceaniche, (b) variazioni temporali nel tasso di scambio di CO_2 tra la superficie dell'oceano e l'atmosfera (e.g. ALLEY & CLARK, 1999; HUGHEN *et alii*, 2004), e (c) la risalita (*upwelling*) di acque impoverite in ^{14}C in prossimità di alcune coste (MANGERUD & GULLIKSEN, 1975; GOODFRIEND & FLESSA, 1997). L'effetto serbatoio attuale nelle acque oceaniche superficiali varia generalmente tra circa 200 e più di 750 anni ^{14}C e ha una media intorno ai 400 anni ^{14}C . Fino a poco tempo fa, alle stime delle datazioni del radiocarbonio marino era applicata una correzione standard di 400 anni (Rt). E' stato recentemente dimostrato, invece, che le età del serbatoio della superficie oceanica attuale variano con latitudine e circolazione. L'evidenza di marcatori discostamenti regionali dal valore Rt ha concentrato gli sforzi per definire fattori di correzione locale, che si esprimono come deviazione da Rt e vengono denominati DR (REIMER & REIMER, 2001; vedi <http://www.calib.org>). Attualmente, i *dataset* di radiocarbonio marino sono corretti usando valori di correzione DR regionali (ad esempio in HUTCHINSON *et alii*, 2004). In ASIOLI *et alii* (1999), ad esempio, si suggerisce che un valore di circa 170 anni ^{14}C sia un DR appropriato per i campioni del Mare Adriatico, mentre in SIANI *et alii* (2000, 2001) si suggerisce un valore prossimo ad Rt come valore appropriato per altre parti del Mediterraneo. Definire i valori DR regionali non è semplice. Sebbene i grandi *trend* siano evidenti a scala globale, le variazioni dell'attività del ^{14}C nella superficie oceanica attuale possono apparire casuali quando sono considerate a scala regionale (REIMER & REIMER, 2001). L'“eta” del serbatoio della superficie del Mediterraneo attuale, ad esempio, varia generalmente tra 280 e 665 anni ^{14}C , ma registra anche valori superiori a 1000 anni ^{14}C . Inoltre, l'effetto serbatoio marino non è rimasto costante nel tempo (SIKES *et alii*, 2000; BARD *et alii*, 1994; AUSTIN *et alii*, 1995; VOELKER *et alii.*, 1998). SIANI *et alii* (2000) riportano variazioni temporali significative nell'entità dell'effetto serbatoio nel Mar Mediterraneo durante gli ultimi 20.000 anni. Infine, i campioni derivanti da acque profonde tendono ad avere grandi errori di serbatoio ed inoltre il gradiente nell'età radiocarbonio tra superficie e acque profonde può anche essere variato nel tempo (e.g. SHACKLETON

et alii, 1988; SIKES *et alii*, 2000). Tutti questi risultati rendono l'interpretazione delle datazioni radiocarbonio estremamente problematica.

4. – CALIBRAZIONE

Negli anni cinquanta si cominciò a confrontare le età radiocarbonio con gli anni calendario utilizzando la dendrocronologia e ci si rese conto che gli anni apparenti misurati con il radiocarbonio non avevano una durata costante nel tempo (SUÈSS, 1955). Il modello standard internazionalmente accettato per le calibrazioni radiocarbonio, INTCAL04 (REIMER *et alii*, 2004), è basato sulla dendrocronologia per il periodo che va dal presente a ca. 11,9 ka fa. Sebbene l'uso della dendrocronologia fornisca i dati più rigorosi, la calibrazione delle datazioni radiocarbonio dell'Olocene presenta problemi principalmente a causa delle oscillazioni di breve periodo del contenuto di radiocarbonio atmosferico (*i.e.* VAN GEEL *et alii*, 2003). La massima precisione per gli eventi olocenici si ottiene effettuando molte datazioni ^{14}C e confrontando i *trend* temporali dei risultati con la curva di calibrazione derivata dalla dendrocronologia (*wiggle-matching* - vedi VAN GEEL & MOOK, 1989; KILIAN *et alii*, 2000; BLAAUW *et alii*, 2004). Tuttavia, anche adottando questo approccio permangono imprecisioni statistiche ed è altamente improbabile che queste procedure possano ottenere una precisione migliore di 100 anni usando un relativamente basso numero di campioni e il modello INTCAL04 (TELFORD *et alii*, 2004a, b). Quindi, indipendentemente dal rigore con cui vengono trattati i dati radiocarbonio, di fatto la calibrazione spesso introduce un termine d'errore in più, oltre a quelli relativi alla precisione di laboratorio e ad eventuali incertezze sul contesto geologico. In base alla regola di combinazione degli errori statistici, la calibrazione riduce sostanzialmente la precisione delle stime d'età e non il contrario come comunemente si crede. In teoria, comunque, la calibrazione consente stime più accurate, proprio perché offre un intervallo di incertezza più largo e più realistico, entro il quale è statisticamente più probabile che ricada l'età "vera" (LOWE *et alii*, 2007).

Le incertezze introdotte dalla calibrazione aumentano vertiginosamente nel caso di stime di età radiocarbonio più vecchie dell'Olocene. La parte di data-set calibrati con metodo INTCAL04 che data approssimativamente tra 15.585 e 11.500 anni BP (periodo 'tardoglaciale') è, per la maggioranza, basata su sedimenti laminati datati con radiocarbonio provenienti dal Cariaco Basin nell'Atlantico tropicale (HUGHEN *et alii*, 2004; REIMER *et alii*, 2004). Oltre 15.585 cal BP, e indietro fino a 24.000 anni BP, il metodo INTCAL04 è basato su serie di coppie di datazioni di $^{14}\text{C}/\text{U}$ effettuate su coralli. La datazione radiocarbonio di questa parte di data-set di INTCAL04 è, dunque, basata maggiormente su campioni marini che possono essere affetti da errore da effetto serbatoio. Sebbene

ci siano alcune ragioni per credere che questo errore possa non essere variato molto durante gli ultimi 25.000 anni (HUGHEN *et alii*, 2004), questo non significa precisione. Quando si calibrono datazioni radiocarbonio di periodo tardoglaciale con il metodo INTCAL04 si introducono imprecisioni che potrebbero essere superiori di un ordine di grandezza a quelle delle stime di età olocenica.

I problemi relativi alla calibrazione sono ancora più grandi per le età radiocarbonio oltre i 25 ka BP. Sono stati fatti diversi tentativi, basati su un intervallo di depositi sedimentari, per rendere attendibile la scala temporale radiocarbonio fino a circa 50 ka BP. Essi includono le sequenze sedimentarie varvate conservate nel bacino di Cariaco (HUGHEN *et alii*, 2004) e nel Lago Suigetsu, Giappone (KITAGAWA & VAN DER PLICHT, 1998, 2000), sui terrazzi corallini sollevati della Nuova Guinea (YOKOYAMA *et alii*, 2000), e Vanuatu (BURR *et alii*, 1998) speleotemi provenienti da grotte sommerse alle Bahamas (BECK *et alii*, 2001) e alle Bermude (CHIU *et alii*, 2005), una sequenza di sedimenti lacustri aragonitici del Lago Lisan in Israele (SCHRAMM *et alii*, 2000), e sequenze sedimentari marine profonde che possono essere correlate a carote di ghiaccio attraverso il riconoscimento di possibili eventi paleoambientali contemporanei (VOELKER *et alii*, 1998; BARD *et alii*, 2004a). Ci sono marcate differenze tra questi modelli di calibrazione perchè il materiale datato è così antico (contiene quantità molto piccole di ^{14}C residuale), quindi la precisione è bassa. Finchè questo problema non sarà risolto, la calibrazione di datazioni radiocarbonio più vecchie di 25 ka BP introdurrà imprecisioni che sono a scala di millenni (BARD *et alii*, 2004a, b).

TAB. 5 - 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. fondale (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età 14C (a BP) -1 sigma	Età calibrata (a BP)
75	AMC99-1	259,9	21,0	<i>C. pachyderma</i>	1405± 30	701 - 917
			117,0	<i>C. pachyderma</i>	2880 ± 40	2326 - 2662
			222,0	<i>C. pachyderma</i>	4200 ± 40	3918 - 4278
			258,0	foraminiferi planctonici	4750 ± 50	4432 - 4794
			258,0	<i>C. pachyderma</i>	4745 ± 35	4651 - 4972

n.	SIGLA	Prof. fondale (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età 14C (a BP) -1 sigma	Età calibrata (a BP)
6	CM92-43	251,8	78,5-81,5	foraminiferi plantonici	3200 ± 60	2830 ± 80
			220-224	foraminiferi plantonici	6160 ± 60	6440 ± 70
			295,5-298,5	foraminiferi plantonici	8220 ± 70	8500 ± 90
			368,5-371,5	foraminiferi plantonici	9090 ± 80	9550 ± 100
			389,5-391,5	foraminiferi plantonici	9880 ± 60	10588 (10477) 10367
			400-404	foraminiferi plantonici	10450 ± 90	11390 ± 260
			431,5-435,5	foraminiferi plantonici	10640 ± 90	12037 (11747) 11515
			451,5-455,5	<i>G. bulloides</i>	10740 ± 70	12186 (12005) 11751
			486,5-491,5	foraminiferi plantonici	11270 ± 60	12765 (12679) 12592
			491,5-495,5	foraminiferi plantonici	11290 ± 100	12814 (12699) 12580
			505-510	foraminiferi plantonici	10520 ± 80	11722 (11499) 11324
			510-513	foraminiferi plantonici	11010 ± 90	12410 ± 140
			556,5-561,5	foraminiferi plantonici	12290 ± 80	13868 (13720) 13587
			587,5-591,5	foraminiferi plantonici	12620 ± 70	14276 (14114) 13965
			610-614	foraminiferi plantonici	12100 ± 90	13505 ± 150
			627-631,5	foraminiferi plantonici	12390 ± 60	13836 ± 150
			627-631,5	<i>U. peregrina</i>	12680 ± 70	14189 ± 170
			641,5-645,5	foraminiferi plantonici	12720 ± 100	14437 (14240) 14062
			658,5-663	foraminiferi bentonici	15420 ± 80	17810 ± 140
9	RF93-30	77,3	127-131	foraminiferi bentonici	1310 ± 60	705 - 580
			217-221	foraminiferi bentonici	1860 ± 60	1271 - 1123

n.	SIGLA	Prof. fondale (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età 14C (a BP) -1 sigma	Età calibrata (a BP)
			363-367	foraminiferi bentonici	3150 ± 60	2786 - 2591
9	RF93-30	77,3	525-529	foraminiferi bentonici	3960 ± 60	3763 - 3562
			597-601	foraminiferi bentonici	5970 ± 50	6260 - 6081
			597-601	foraminiferi planctonici	5880 ± 60	6255 - 6086
33	RF93-77	152	83-85	foraminiferi planctonici	5090 ± 60	5290 ± 70
			134-137	foraminiferi planctonici	10160 ± 90	10940 ± 70
			184-187	foraminiferi planctonici	11990 ± 60	13380 ± 100
			394-395	foraminiferi bentonici	39040 ± 800	
			423-425	foraminiferi planctonici	>41700	
			657-658	foraminiferi planctonici	>41000	
			707-708	foraminiferi planctonici	>42900	
			808-810	foraminiferi planctonici	>40800	
38	PAL94-8	150	38-41	foraminiferi planctonici	1640 ± 60	
			86,5-90	foraminiferi planctonici	3340 ± 60	3114 - 2915
			116-120	foraminiferi planctonici	4540 ± 60	4651 - 4451
			178-182	foraminiferi planctonici	8460 ± 60	
			228-232	foraminiferi bentonici	12420 ± 70	
			464-468	foraminiferi bentonici	15070 ± 70	17547 - 17306
40	PAL94-9	104	120-124	foraminiferi planctonici	2320 ± 60	
			336-340	foraminiferi planctonici	5310 ± 70	5616 - 5461
			431,5-435,5	foraminiferi planctonici	6860 ± 70	
			521,5-525,5	foraminiferi planctonici	8720 ± 70	9344 - 9093

n.	SIGLA	Prof. fondale (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età 14C (a BP) -1 sigma	Età calibrata
		45 PAL94-77	673-677	foraminiferi bentonici	14940 ± 70	
			276-280	foraminiferi planctonici	8800 ± 60	(a BP)
			296-300	foraminiferi planctonici	9150 ± 60	
			308-312	foraminiferi planctonici	9440 ± 60	
			338-343	foraminiferi planctonici	9580 ± 90	
			398-403	foraminiferi bentonici	12010 ± 70	
			448-453	foraminiferi bentonici	14060 ± 70	
			510-515	foraminiferi planctonici	11470 ± 70	
			690-691,5	foraminiferi bentonici	47300 ± 3000	
3	PRAD 1-2	185	597.0	<i>E. crispum</i>	14930 ± 90	16760 - 17776
			708.0	<i>E. crispum</i>	16530 ± 100	18968 - 19411
			1304.0	<i>E. crispum</i>	24130 ± 150	28435 ± 178
			1304.0	<i>H. balthica</i>	23390 ± 150	27654 ± 181
			1408.0	<i>E. crispum</i>	28960 ± 270	33450 ± 482
			1638.0	<i>H. balthica</i>	36700 ± 600	41626 ± 376
4	PRAD 2-4	51	101.0	<i>Turritella communis</i>	540±30	328±55
			921.0	<i>Turritella communis</i>	860±30	276 - 466
			1081.0	<i>Turritella communis</i>	1390±30	689 - 906
			1779.0	<i>Nucula sulcata</i>	3545±35	3135 - 3414
			1961.0	<i>Nucula sulcata</i>	4335±35	4120 - 4431
			2091.0	<i>Nucula sulcata</i>	4740±40	4636 - 4973
			2181.0	<i>Nucula sulcata</i>	5530±40	5630 - 5895

n.	SIGLA	Prof. fondale (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età 14C (a BP) -1 sigma	Età calibrata (a BP)
			2211.0	briozoi	5740±40	5887 - 6162
4	PRAD 2-4	51	2439.0	<i>Turritella communis</i>	7340±40	7562 - 7795
			2541.0		8320±70	8489 - 8959
			2741.0	<i>Turritella communis</i>	9940±50	10521 - 10939
60	RF95-14	72	620.0	mollusco	10690±70	12037 - 11515
	AD 84-7		100-110	macrofossili	34600	
			168-174	macrofossili	32300	
	AD 84-8		95-98	macrofossili	32100	
			126-131,5	macrofossili	33800	
	ADS 74-24	133	6 -7	<i>Neopycnodonte cochlear</i>	3460 ± 124	
			98-100	<i>Arctica islandica</i>	37000 ± 1000	

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>). Il programma è stato 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

APPENDICE 7**EVIDENZA DI STRUTTURE DA SFUGGITA DI FLUIDI**

I profili sismici e i dati batimetrici nell'area del bacino di scarpata (Depressione Medio Adriatica) mettono in evidenza la presenza di numerosi *pockmarks* di varia estensione e profondità (CURZI & VEGGIANI, 1985; MAZZOTTI *et alii*, 1987; HOVLAND & CURZI, 1989; TRINCARDI *et alii*, 2004b). Si tratta di strutture note in letteratura e comunemente attribuite alla risalita e sfuggita di fluidi (acqua, gas o combinazioni dei due) attraverso sedimenti non litificati (HOVLAND & JUDD, 1988). Nell'area indagata non è ancora disponibile un rilievo batimetrico *multibeam* completo e ad alta risoluzione; di conseguenza, queste strutture sono state cartografate in base all'analisi di profili CHIRP sonar (Fig. 37). E' evidente che questo metodo di identificazione cartografica introduce alcuni allineamenti artificiali nella rappresentazione delle strutture che riflettono essenzialmente la distribuzione dei profili sismici disponibili. In alcuni casi, tuttavia, alcuni rilievi batimetrici *multibeam* su piccole aree suggeriscono che alcune di queste strutture siano realmente allineate, forse in relazione alla presenza di faglie sepolte (GELETTI *et alii*, 2008).

L'area della MAD è caratterizzata da molteplici evidenze di strutture da sfuggita di fluidi: *pockmarks*, vulcani di fango e rilievi carbonatici (*mud-carbonate mounds*). I *pockmarks* sono depressioni superficiali a forma di cratere a volte leggermente coniche in sezione (Fig 38 e 39). La loro formazione è in genere attribuita a sfuggita di fluidi, eruzioni di gas, sfuggite di acqua o migrazione di idrocarburi (HOVLAND & JUDD, 1988). In alcuni casi i *pockmarks* sono allungati

lungo faglie (LIGTENBERG, 2005) e, in aree simicamente attive, riflettono gli aumenti di pressione associati all'attività dei terremoti (HOVLAND & JUDD, 1988).

I *pockmarks* in Adriatico sono stati evidenziati per la prima volta da STEFANON (1981 e 1985). Successivamente, molti altri autori hanno documentato la presenza e l'estensione di queste strutture in Adriatico centrale (CURZI & VEGGIANI, 1985; MAZZOTTI et al., 1987; HOVLAND & CURZI, 1989; TRINCARDI *et alii*, 2004b). HOVLAND & JUDD (1988) hanno anche documentato il fatto che i *pockmarks* dell'Adriatico possono attivarsi in modo parossistico in relazione alla sismicità dell'area.

Le figure 16 e 17 documentano la geometria di alcuni grandi *pockmarks* sul fianco sud della MAD e il contesto stratigrafico in cui si sviluppano: gli strati dei depositi di stazionamento basso del livello marino (ultimo glaciale) che immergono da sud verso nord permettendo la migrazione di fluidi lungo barriere di permeabilità corrispondenti a cambi di litologia lungo superfici di strato. In alcuni casi i fluidi, caricati dai sedimenti sovrastanti, aumentano la loro pressione e, migrando verso l'alto, danno luogo alle strutture osservate.

I profili nelle figure 16 e 17 evidenziano *pockmarks* che hanno espressione a fondo mare non essendo drappeggiati o riempiti da sedimenti successivi alla loro formazione. I profili riportati in figura 38 mettono in evidenza altre due tipologie di *pockmarks*: nel caso riportato in basso si tratta di strutture completamente riempite da sedimenti successivi e quindi presumibilmente disattivate e abbandonate; nel secondo caso, al contrario, si nota che le strutture hanno ancora espressione morfologica a fondo mare ma appaiono prevalentemente drappeggiate.

La carta di figura 37 riporta tutte le evidenze di *pockmarks* indipendentemente da considerazioni di tipo stratigrafico sulla presumibile età delle unità coinvolte o la presenza di unità successive alla formazione dei *pockmarks*. I depositi attraversati dalle strutture cartografate sono comunque riferibili all'ultimo intervallo glaciale (*systems tract* di stazionamento basso) e i *pockmarks* che li attraversano sono successivi alla disattivazione della progradazione padana attiva durante questo intervallo. La presenza di riempimenti o drappeggi dipende dall'evoluzione sedimentaria successiva e dalla vicinanza degli apporti terrigeni, mentre l'età di formazione dei *pockmarks* sembra ristretta alle prime fasi di risalita del livello del mare.

I fluidi che danno origine ai *pockmarks* provengono da due livelli stratigrafici ben distinti: i depositi da trasporto in massa generati all'inizio dell'ultimo massimo glaciale e caratterizzati da un aspetto acusticamente trasparente sui profili sismici (a un livello più superficiale) e i livelli stratigrafici più antichi e più profondi.

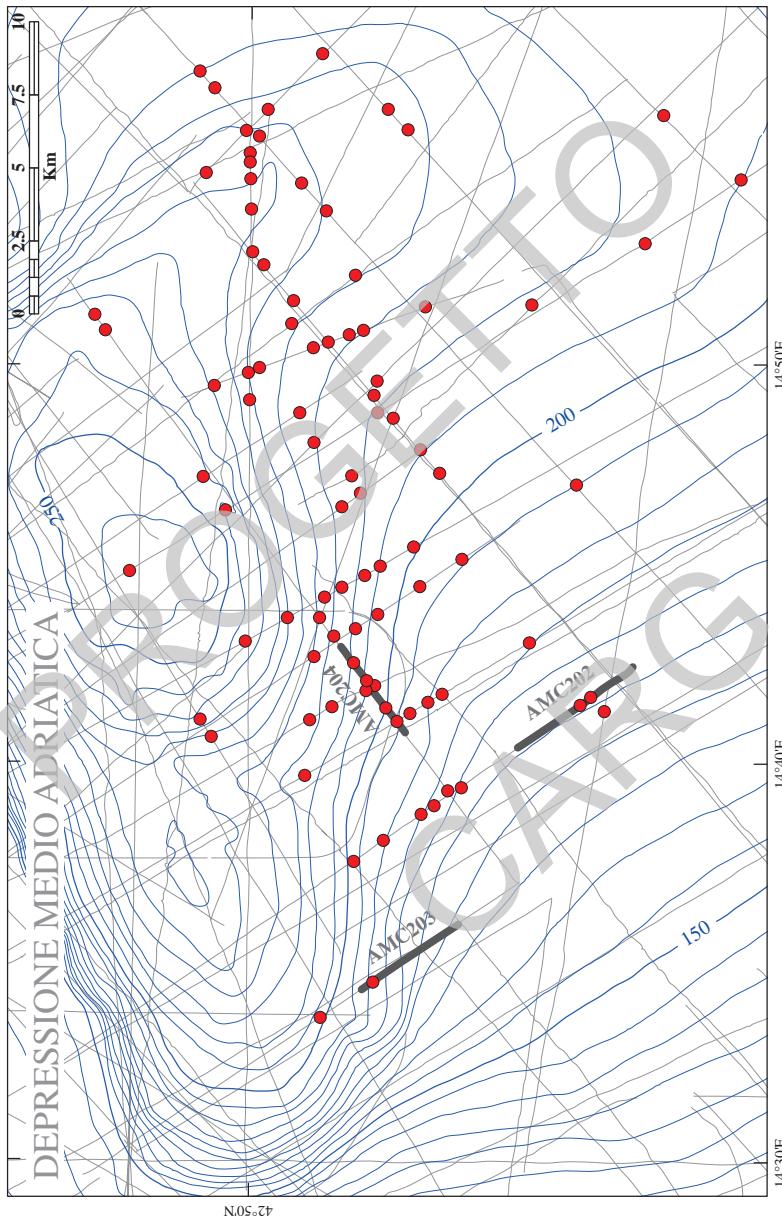


Fig. 37 - Distribuzione dei pockmarks (in rosso) lungo le linee sismiche CHIRP sonar (a tratto spesso i segmenti riprodotti nelle fig. 38 e 39) nella zona della Depressione Medio Adriatica (isobatte ogni 5 metri).

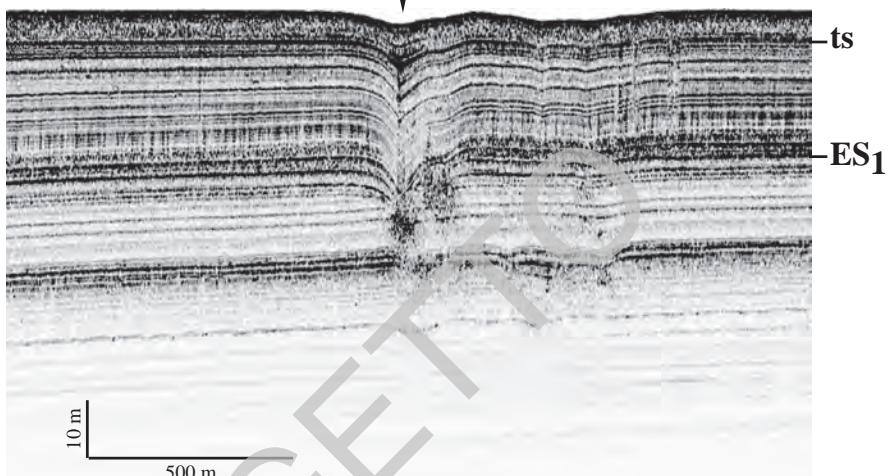
I primi sono localizzati presso il centro della MAD mentre i secondi sono dominanti sul fianco sud di questo bacino dove i depositi sottostanti potrebbero essere interessati da diapirismo di evaporiti triassiche lungo allineamenti preferenziali (GELETTI *et alii*, 2008). In quest'area, dove la tettonica salina sarebbe stata attiva dal Paleogene ed è attiva ancor'oggi, le strutture da sfuggita di gas appaiono distribuite preferenzialmente lungo i sistemi di frattura profondi associati alle risalite di depositi evaporitici (GELETTI *et alii*, 2008).

PROGETTO CARG

NNO



SSE



NNO



SSE

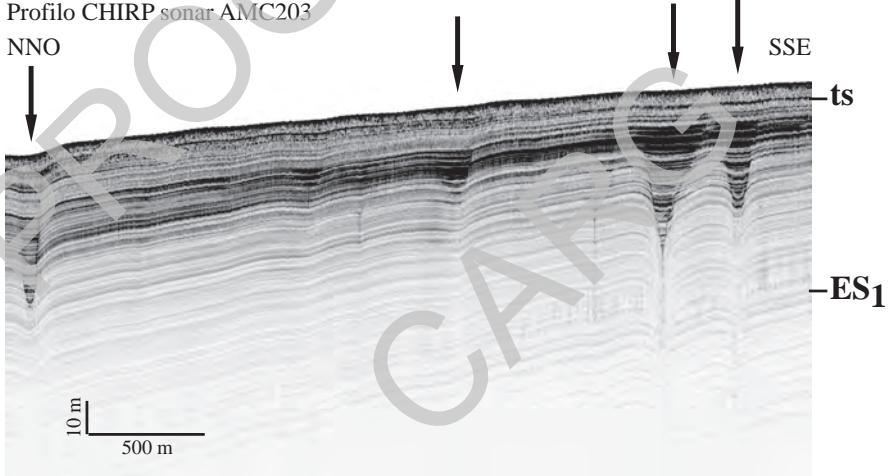


Fig. 38 - Esempi di pockmarks sul fianco sud della MAD attraverso depositi progradazionali dell'ultimo glaciale. Nel profilo sopra si nota un pockmark drappeggiato da depositi trasgressivi e di stazionamento alto. Nel profilo sotto i pockmarks sono riempiti.

Profilo CHIRP sonar AMC204



Fig. 39 - Pockmarks che si originano in unità al di sotto della superficie ES1. Al di sopra di questa superficie lo sfuggito di fluidi appare diffusa e il riflettore ES1 marca un cambio nelle proprietà dei sedimenti caratterizzati, nell'unità soprastante, da contenuto di fluidi e velocità di sedimentazione molto elevati.

Ringraziamenti

Desideriamo ringraziare i Geologi di ISPRA, - Servizio Geologico d'Italia per gli scambi di opinioni infase 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-Agip 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. Un ringraziamento va anche al Dr. OSCAR MORETTI (Ordine dei Geologi Abruzzo) per aver fornito al progetto i dati relativi ad un carotaggio nell'area costiera.

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.
- ALLEY R.B. & CLARK P.U. (1999) - *The deglaciation of the Northern Hemisphere: a global perspective.* Annu. Rev. Earth. Pl. Sc., **27**: 149-182.
- 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'avanfossa 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.* Boll. Geofis. Teor. 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. & GAMPERI F. (1997) - *Siloli 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 LUCCHI F. (2001) - *Tertiary Siliciclastic Turbidite Systems* In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluwer Academic Pub., 327-350, Dordrecht.
- ARGNANI A. & ROVERE M. (2005) - *Evidence of late Messinian incised channel in the Apennine foredeep of the central Adriatic: some tectonic implications.* Rend. Soc. Geol. It., **1** (n. s.er): 44-45.
- ARGNANI A., ROVERE M., DEL CASTELLO M. & BONAZZI C. (2004) - *Seismic images of the Tremiti Deformation Belt.* Abstract, GIGS, Prato, 28-30 Gennaio 2004.
- ARIZTEGUI 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 S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the Central Mediterranean region.* Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **158**: 215-240.
- ARTEGIANI 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.
- ARTEGIANI 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).* Boll. 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.

- 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.* *Quat. 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. Quat. Sci.*, **14**: 373-381.
- AUSTIN W.E.N., BARD E., HUNT J.B., KROON D. & PEACOCK J.D. (1995) - *The 14C age of the Icelandic Vedde Ash: implications for Younger Dryas marine reservoir age corrections.* *Radiocarbon*, **37**: 53-62.
- 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., ARNOLD M., MANGERUD J., PATERNE M., LABEYRIE L., DUPRAT J., MELIERES M-A., SONSTEGAARD E. & DUPLESSY J-C. (1994) - *The North Atlantic atmosphere-sea surface 14C gradient during the Younger Dryas climatic event.* *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**: 275-287.
- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G. & ROUGERIE F. (1996) - *Deglaciation 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.
- BARD E., ROSTEK F. & MENOT-COMBES G. (2004a) - *Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian margin.* *Quat. Res.*, **61**: 204-214.
- BARD E., ROSTEK F. & MENOT-COMBES G. (2004b) - *A better radiocarbon clock.* *Science*, **303**: 178-179.
- BARD E., ROSTEK F., TURON J.L. & GENDREAU S. (2000) - *Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic.* *Science*, **289**: 1321-1324.
- 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.
- BECK J.W., RICHARDS D.A., EDWARDS R.L., SILVERMAN B.W., SMART P.L., DONAHUE D.J., HERERRA OSTERFELD S., BURR G.S., CALSOYAS L., JULL A.J. & BIDDULPH D. (2001) - *Extremely large variations of atmospheric 14C concentration during the last glacial period.* *Science*, **292**: 2453-2458.
- 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.
- BJÖRCK 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.
- BLAAUW M., VAN GEEL B., MAUQUOY D. & VAN DER PLICHT J. (2004) - *Carbon-14 wiggle-match dating of peat deposits: advantages and limitations.* J. Quaternary Sci., **19**: 177-181.
- 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. Quat. Sci., **19/2**: 159-175.
- BOLIS G., CARRUBA S., CASNEDI R., PEROTTI C., RAVAGLIA A. & TORNAGHI M. (2003) - *Compressional tectonics overprinting extensional structures in the Abruzzo Periadriatic Foredeep (Central Italy) during Pliocene times.* Boll. Soc. Geol. It., **122**: 251-266.
- BONDESAN M., FAVERO V. & VINALS M.J. (1995a) - *New evidence on the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene.* Quatern. Int., **29/30**: 105-110.
- BRAMBATI A. & VENZO G.A. (1967) - *Recent sedimentation in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste.* Studi Trentini Scienze Naturali, **44**: 202-274.
- BURR G.S., BECK J.W., TAYLOR F.W., RECY J., EDWARDS R.L., CABIOCH G., CORREGE T., DONOHUE D.J. & O'MALLEY J.M. (1998) - *A high-resolution radiocarbon calibration between 11,700 and 12,400 calendar years B.P. derived from Th-230 ages of corals from Esperita Santo Island, Vanuatu.* Radiocarbon, **40**: 1093-1105.
- 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.
- 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: L.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.* Boll. 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., **62**: 187-228.

- 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. Econ. Pal. 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)*. Giorn. Geol., **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. Engineering, **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.
- CHIU T., FAIRBANKS R.G., MORTLOCK R.A. & BLOOM A.L. (2005) - *Extending the radiocarbon calibration beyond 26,000 years before present using fossil corals*. Quat. Sci. Rev., **24**: 1797-1808.
- CIABATTI M. (1967) - *Ricerche sull'evoluzione del delta padano*. Giorn. Geol., **34/1966**: 381-410.
- CIABATTI M., CURZI P.V. & RICCI LUCCHESE F. (1987) - *Quaternary sedimentation in the Central Adriatic Sea*. Giornale di Geologia, **49**: 113-125.
- CITA SIRONI M.B., CAPOTONDI L. & ASIOLI A. (2005) - *The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record. A proposal*. Rend. Fis. Acc. Lincei, Geologia, serie 9, **16**: 297 - 310.
- 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.faunaitalia.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.
- CLARKE G., LEVERINGTON D., TELLER J. & DYKE A. (2003) - *Superlakes, megafloods, and abrupt climate change*. Science, **301**: 922-923. 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.
- 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 seismogenic structure*. Tectonophysics, **166**: 235-246.
- CORREGGIANI A., CATTANEO A. & TRINCARDI F. (2005) - *The modern Po Delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth*. Mar. Geol., **222-223**: 49-74.
- 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. London, spec. publ., **117**: 155-169.

- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1996b) - Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea. *Il Quaternario*, **9**: 697-704.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - Styles of failure in heavily-sedimented highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf. *J. Sediment. Res.*, **71/2**: 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.
- CURZI P., D'ONOFRIO S., ROVERI M. & TAVIANI M. (1984) - Core ADS74-24: a window on the latest Quaternary history of the Adriatic Sea. *Giornale di Geologia* (serie 3), **46(2)**: 61-77.
- CURZI P.V. & VEGGIANI A. (1985) - I pockmarks nel Mare Adriatico centrale. *L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia*, **21**: 79-90.
- DE ALTERIS G. (1995) - Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea. *Tectonophysics*, **252**: 349-373.
- 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.
- DESPRAT S., SANCHEZ GOÑI M. F., NAUGHTON F., TURON J.-L., DUPRAT J., MALAIZE B., CORTIJO E. & PEYPOUQUET J.-P. (2007) - Climatic variability of the last five isotopic interglacials: Direct land-sea-ice correlation from a multiproxy analysis of north-western Iberian margin deep-sea cores. In F. SIROCKO et alii (Eds.): "The Climate of Past Interglacials". Dev. Quat. Sci., vol. 7: 375 - 386, Amsterdam.
- DESPRAT S., SANCHEZ GOÑI M. F., TURON J.-L., DUPRAT J., MALAIZE B. & PEYPOUQUET J.-P. (2006) - Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: Direct land-sea-ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core. *Quat. Sci. Rev.*, **25**: 1010-1026.
- DEZES P. & ZIEGLER P.A. (2008) - Map of the European Moho, version 1.3. <http://comp1.geol.unibas.ch>
- 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.
- DOULCET A., CAZZOLA C. & MARINELLI S. (1990) - Il Campo di Rospo Mare: un esempio di paleokarst petrolifero. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**: 783-789.
- FABBRI A., ARGNANI A., BORTOLUZZI G., CORREGGIARI A., GAMBERI F., LIGI M., MARANI M., PENITENTI D., ROVERI M. & TRINCARDI F. (2004) - Carta Geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000: guida al rilevamento. *Quaderni Servizio Geologico*, Serie III, **8**: 101 pp.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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., JEFTIC L., MALANOTTE-RIZZOLI P., MICHELATO A. & ORLIC M. (1982) - *Descriptive model of the North Adriatic*. Oceanol. 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.
- GARCÍA-GARCÍA A., ORANGE D.L., MISEROCCHI S., CORREGGIARI A., LANGONE L., LORENSON T., TRINCARDI F. & NITTROUER C. (2007) - *What controls shallow gas in Western Adriatic Sea?*. Cont. Shelf Res., **27**: 359-374.
- GEISS E. (1987) - *A new compilation of crustal thickness data for the Mediterranean area*. Annales Geophysicae, **5B**: 623-630.
- GELETTI R., DEL BEN A., BUSSETTI M., RAMELLA R. & VOLPI V. (2008) - *Gas seeps linked to salt structures in Central Adriatic Sea*. Basin Res., **20**(4): 473-487.
- 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.
- GOODFRIEND G.A. & FLESSA K.W. (1997) - *Radiocarbon reservoir ages in the Gulf of California: roles of upwelling and flow from the Colorado River*. Radiocarbon, **39**: 139-148.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004). - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna.
- GUILIZZONI, P. & F. OLDFIELD (Eds) (1996). *Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments*. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**, 357 pp Verbania Pallanza.
- 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.
- HERAK D., HERAK M., PRELOGOVIC E., MARKUŠIĆ S. & MARKULIN Z. (2005) - *Jabuka island (Central Adriatic Sea) earthquakes of 2003*. Tectonophysics, **398**: 167-180.
- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) - *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Mar. Petrol. Geol., **5**: 2-16.

- HOVLAND M. & CURZI P.V. (1989) - *Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea.* Mar. Petrol. Geol., **6**: 161-169.
- HOVLAND M. & JUDD A.G. (1988) - *Seabed Pockmarks and Seepages.* pp. 293, Graham & Trotman, London.
- HSÜ K.J., MONTARDERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERICKSON A., GARRISON R., KIDD R.B., MELIERES F., MÜLLER C. & WRIGHT R. (1977) - *History of the Messinian Salinity Crisis.* Nature, **267**, 399-403.
- HUGHEN K., LEHMAN S., SOUTHON J., OVERPECK J., MARCHAL O., HERRING C. & TURNBULL J. (2004) - ^{14}C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. Science, **303**: 202-207.
- HUTCHINSON I., JAMES T.S., REIMER P.J., BORNHOLD B.D. & CLAGUE J.J. (2004) - *Marine and limnic radiocarbon reservoir corrections for studies of late- and postglacial environments in Georgia Basin and Puget Lowland, British Columbia, Canada and Washington, USA.* Quat. Res., **61**: 193-203.
- ITIS (2009). *Integrated Taxonomic Information System.* Accesso al sito <http://www.itis.gov.il> [2009-02-03].
- JERVEY M.T. (1988) - *Quantitative Geological Modelling of Siliciclastic Rock Sequences and their Seismic Expression.* In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST.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**: 47-69, Tulsa.
- 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 Mediterranean 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., DE STIGTER H. C. & WIDMARK J. G. V. (1995) - *A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats.* Mar. Micropal., **26**: 3-15.
- KILLIAN M.R., VAN GEEL B., BLAAUW M. & VAN DER PLICHT J. (2000) - ^{14}C AMS wiggle matching of raised bog deposits and models of peat accumulation. Quat. Sci. Rev., **19**: 1011-1033.
- KITAGAWA H. & VAN DER PLICHT J. (1998) - Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr BP: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. Science, **279**: 1178-1190.
- KITAGAWA H. & VAN DER PLICHT J. (2000) - Atmospheric radiocarbon calibration beyond 11,900 cal BP from Lake Suigetsu laminated sediments. Radiocarbon, **42**: 369-380.
- 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.
- LEE H.J., SYVITSKI J.P.M., PARKER G., ORANGE D., LOCAT J., HUTTON E.W.H. & IMRAN J. (2002). *Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the "Humboldt slide", and modelling results.* Mar. Geol. **192**: 79-104.
- LIGTENBERG J.H. (2005) - *Detection of fluid migration pathways in seismic data: implications for fault seal analysis.* Basin Res., **17**: 141-153.
- 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.
- LOURENS L.J. (2004) - Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the D18O, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. Paleoceanography, **19**, PA3010.

- LOWE J.J., ACCORSI C. A., ASIOLI A., VAN DER KAARS S. & TRINCARDI F. (1996a) - *Pollen-stratigraphical records of the last glacial-interglacial transition (ca. 14-9 14C ka B.P.) from Italy: a contribution to the PALICLAS project.* Il Quaternario, **9/2**: 627-642.
- LOWE J.J., ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M., BISHOP A., VAN DER KAARS S., FORLANI L., MERCURI A. M., RIVALENTI C., TORRI P. & WATSON C. (1996b) - *Pollen stratigraphy of sediment sequences from lakes Albano and Nemi (near Rome) and from the central Adriatic, spanning the interval from oxygen isotope Stage 2 to the present day.* In P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): "Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater lake and Adriatic Sediments" (PALICLAS). Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 71-98.
- LOWE J.J., 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.
- LOWE J.J. & WALKER M.J.C. (2000) - *Radiocarbon dating the last glacial-interglacial transition: (ca. 14–914Cka BP) in terrestrial and marine records: the need for new quality assurance protocols.* Radiocarbon, **42**: 53–68.
- MALANOTTE RIZZOLI P. & BERGAMASCO A. (1983) - *The dynamics of the coastal region of the northern Adriatic Sea.* J. Phys. Oceanogr., **13**: 1105-1130.
- MANGERUD J. & GULLIKSEN S. (1975) - *Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitzbergen and Arctic Canada.* Quat. Res., **5**: 263–273.
- 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.
- MARSSET T., MARSSET B., THOMAS Y., CATTANEO A., THEREAU E., TRINCARDI F. & COCHONAT P. (2004) - *Analysis of Holocene sedimentary features on the Adriatic shelf from 3D very high resolution seismic data (Triad survey).* Mar. Geol., **213**: 73-89.
- MAZZOTTI L., SEGANTINI S., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1987) - *Characteristics of pockmarks on the Jabuka Trough floor (Central Adriatic Sea).* Boll. Oceanol. Teor. Appl., **3**: 237-249.
- MCKINNEY F.K & JACKLIN A. (2001) - *Sediment accumulation in a shallow-water meadow carpeted by a small erect bryozoan.* Sed. Geol., **145**: 397-410.
- MENICHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) - *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tectonico-sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiano-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.
- 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).* Quat. Sci. Rev., **20**:627–657.
- MORLEY C.K. (1986) - *A classification of thrust fronts.* AAPG Bull., **70**: 371-378.
- MUTTI M., BERNOULLI D. & STILLE P. (1997) - *Temperate carbonate platform drowning linked to Miocene oceanographic events; Maiella platform margin, Italy.* Terra Nova, **9**: 122-125.
- 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.
- NITTROUER C., MISEROCCHI S. & TRINCARDI F. (2004) - *The PASTA Project: Investigation of Po and Apennine Sediment Transport and Accumulation.* Oceanography, **17/4**: 46-57.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code.* AAPG Bull., **67**: 841-875.
- OLDFIELD F., ASIOLI A., ACCORSI C. A., MERCURI 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.* Quat. Sci. Rev., **22**: 319-342.
- ORANGE D.L., GARCIA-GARCIA A., McCONNELL D., LORENSON T., FORTIER G., TRINCARDI F. & CAN E. (2005) - *High-resolution surveys for geohazards and shallow gas: NW Adriatic (Italy) and Iskenderun Bay (Turkey).* Mar. Geophys. Res., **26/2-4**: 247-266.
- 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) - *Clineform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea.* Mar. Geol., **234**: 245-260.
- PASCHINI E., ARTEGIANI A. & PINARDI N. (1993) - *The mesoscale eddy field of the middle Adriatic during fall 1988.* Deep-Sea Res. I, **40**: 1365-1377.
- PASINI G.C., COLALONGO M.L., CURZI P.V. & TAVIANI M. (1993) - *Analisi paleoecologica degli ambienti tardo-quaternari del Dossò Gallignani (Adriatico centro-meridionale) mediante lo studio paleontologico di carote.* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **32**, 1: 113-130.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy.* Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., pubbl. **414**: 23 pp, Roma.
- 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 PRADI-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 2. Paleoenvironmental evolution.* Geochem. Geophys. Geosyst., **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 PRADI-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 1. Integrated stratigraphy.* Geochem. Geophys. Geosyst., **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.* Sed. 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. ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J. C. VAN WAGONER (Eds.): "Sea Level Change: An Integrated Approach". Soc. Econ. Pal. Min. spec. publ., **42**: 125-154.

- POULAIN P.M. (2001) - Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999. *J. Mar. Syst.*, **29**: 3-32.
- PUJOL C. & VERGNAUD 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., FAIN, 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.
- REIMER P.J. & REIMER R.W. (2001) - A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon*, **43**: 461-464.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., 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., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING ST., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**: 1029-1058.
- RICCI LUCCHI F. (1973) - Resedimented evaporites: indicators of slope instability and deep-basin conditions in Pseudo-Adriatic Messinian (Apennines foredeep, Italy). In: DROGGER (Ed.): "Messinian Events in the Mediterranean". Konin. Nderl. Akd. van Wetensch., Geodynamic Sci. Rep. **7**: 142-149.
- RICCI LUCCHI 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 LUCCHI 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 LUCCHI (Eds.): "Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano". Guide geologiche regionali. Soc. Geol. It., 17-46.
- 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., PIVA A., ASIOLI A. & CATTANEO A. (2008) - Sedimentary response to climate and sea level changes during the past ~ 400 kyr from borehole PRAD1-2 (Adriatic Margin). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, doi:10.1029/2007GC001783 (in stampa).
- ROHLING E.J., JORISSEN F.J. & DE STIGTER H.C. (1997) - 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *J. Micropaleont.*, **16**: 97-108.
- ROUCROUX K.H., TZEDAKIS P.C., DE ABREU L. & SHACKLETON N.J. (2007) - Fine-tuning the land ocean correlation for the late middle Pleistocene of southern Europe. In F. SIROCKO et alii "The Climate of Past Interglacials". Dev. Quat. Sci., **7**: 359-373, Elsevier, Amsterdam.
- 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.
- SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1990) - Cyclic sedimentation and erosion of quaternary sedimentary wedges off the Gargano Promontory (Southern Adriatic Sea). *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, **8**: 163-175.

- SCHRAMM A., STEIN M. & GOLDSTEIN S.L. (2000) - *Calibration of the 14C time scale to 440 ka by 234U-230Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea)*. Earth Planet. Sci. Lett., **175**: 27–40.
- 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.
- SELLI R. (1971) – *Isole Tremiti e Pianosa*. In: G. CREMONINI, C. ELMI & R. SELLI (Eds.):“Note illustrative della Carta Geologica d’Italia, scala 1:100.000, Foglio 156 S. Marco in Lamis”: Servizio Geologico d’Italia, Roma, pp. 65.
- SEN GUPTA B.K. (Ed.) (1999) – *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 371 pp.
- SCISCIANI V. & MONTEFALCONE R. (2005) – *Evoluzione neogenico-quaternaria del fronte della catena centro-appenninica: vincoli dal bilanciamento sequenziale di una sezione geologica regionale*. Boll. 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.
- SHACKLETON N.J., DUPLESSY J.-C., ARNOLD M., MAURICE P., HALL M.A. & CARTLIDGE J. (1988) - *Radiocarbon age of last glacial Pacific deep water*. Nature, **335**: 708-711.
- 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**: 1917–1920.
- SIKES E.L., SAMSON C.R., GUILDERSON T.P. & HOWARD W.R. (2000) - *Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation*. Nature, **405**: 555–558.
- SMEBD (2009). *World Register of Marine Species*. Accesso al sito <http://www.marinespecies.org> il [2009-02-03].
- 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.
- STEFANON A. (1981) - *Pockmarks in the Adriatic Sea?* Abstracts, pp. 189-192, 2nd European Regional Meeting, International Association of Sedimentologists, Bologna, Italy.
- STEFANON A. (1985) - *Marine sedimentology through modern acoustical methods: uniboom*. Boll. Oceanol. Teor. Appl., **3**: 113-144.
- STORM J., CATTANEO A., WELTJIE 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)*. Quat. Sci. Rev., **27**: 1107-1123.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - Extended 14c data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. Radiocarbon, **35**: 215- 230.
- SUESS, H. E. 1955. *Radiocarbon concentration in modern wood*. Science, **122**:415-17.
- 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. Geophys. Geosyst., **9**/**4**, Q04R03, doi:10.1029/2007GC001822
- SULTAN N., COCHONAT P., CANALS M., CATTANEO A., DENNIELOU B., HAFLIDASON H., LABERG J.S., LONG D., MIENERT J., TRINCARDI F., URGELES R., VORREN T.O. & WILSON C. (2004) - *Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach*. Mar. Geol., **213**: 291-321.
- SYVITSKI N. & KETTNER A. J. (2007) – *On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic sea*. Cont. Shelf Res., **27**: 296-308.
- TELFORD R.J., HEEGAARD E. & BIRKS H.J.B. (2004a) - *All age-depth models are wrong: but how badly?* Quat. Sci. Rev., **23**: 1–5.

- TELFORD R.J., HEEGAARD E. & BIRKS H.J.B. (2004b) - *The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age*. Holocene, **14**: 296–298.
- TESSON M., GENSOUS B., ALLEN G.P. & RAVENNE C.H. (1990) - *Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France*. Mar. Geol., **91**: 325–332.
- THORNE J.A. & SWIFT D.J.P. (1991) - *Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their component systems tracts and bounding surfaces*. In D.J.P. SWIFT, G.F. OERTEL, R.W. TILLMAN & J.A. THORNE (Eds.): "Shelf sand and sandstone bodies". Int. Ass. Sediment. spec. publ., **14**: 189–255.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996) - *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.
- 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*. Giorn. Geol., **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". Geol. Soc. London, spec. publ., **172**: 247–271.
- 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. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variability, and preservation of downlapped regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian margin, Italy*. J. Sed. Petrol., **49**: 775–790.
- TURNEY C.S.M., COOPE G.R., HARKNESS D.D., LOWE J.J. & WALKER M.J.C.W. (2000) - *Implications for the precise dating of Wisconsinan (Weichselian) lateglacial events of systematic radiocarbon age differences obtained from terrestrial plant macrofossils from a site in SW Ireland*. Quat. Res., **53**: 114–121.
- TZEDAKIS P.C., ROUCOUX K.H., DE ABREU L. & SHACKLETON N.J. (2004) - *The duration of forest stages in southern Europe and interglacial climate variability*. Science, **306**: 2231–2235.
- 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.
- 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.
- 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". Geol. Soc. London, spec. publ., **58**: 65–82.
- VAN GEEL B. & MOOK W.G. (1989) - *High-resolution ^{14}C dating of organic deposits using natural atmospheric ^{14}C variations*. Radiocarbon, **31**: 151–155.
- VAN GEEL B., VAN DER PLICHT J. & RENSSEN H. (2003) - *Major $D^{14}\text{C}$ excursions during the late glacial and early Holocene: changes in ocean ventilation or solar forcing of climate change?* Quatern. Int., **105**: 71–76.
- VANNUCCI G. & GASPERINI P. (2004) - *New Release of the Data Base of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA Version 2)*. Ann. Geophys., 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.
- 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.
- VOELKER A.H.L., SARNTHEIN M., GROOTES P.M., ERLENKAUSER H., LAJ C., MAZAUD A., NADEAU M-J. & SCHLEICHER M. (1998) - *Correlation of marine ^{14}C ages from the Nordic seas with the GISP2 isotope record: implications for radiocarbon calibration beyond 25 ka BP*. Radiocarbon, **40**: 517-534.
- WAELBROEK C., DUPLESSY J.C., MICHEL G., LABEYRIE L., PAILLARD D. & DUPRAT J. (2001) - *The timing of the last deglaciation in the North Atlantic climatic records*. Nature, **412**: 724-727.
- WHEELER H.E. (1958) - *Time stratigraphy*. AAPG Bull., **42**: 1047-1063.
- 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.
- YOKOYAMA Y., ESAT T.M., LAMBECK K. & FIFIELD L.K. (2000) - *Last Ice Age millennial scale climate changes recorded in the Hutton Peninsula corals*. Radiocarbon, **42**: 383-402.
- 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.