

Evoluzione morfologica del settore costiero di Porto Cesàreo (Penisola Salentina, Puglia)

Tommaso De Pippo, Carlo Donadio, Miela Pennetta,
Francesco Terlizzi e Carlo Vecchione

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli Federico II,
Largo San Marcellino, 10 - 80138 Napoli. Email: depippo@unina.it

Riassunto

Il tipo di modellamento, osservato anche in zone costiere tirreniche, è connesso alla mutua interazione spazio-temporale tra più fattori morfodinamici, quali l'alternanza di differenti litologie a diversa resistenza all'erosione e le rapide fluttuazioni verticali tettono-eustatiche tardoquaternarie che hanno determinato nell'insieme un progressivo incremento del grado di frammentazione della linea di costa. Queste caratteristiche hanno contribuito al modellamento di un paesaggio interessato anche da forme carsiche impostate su lineamenti tettonici a prevalente andamento appenninico.

La ricostruzione delle tappe morfoevolutive ha messo in luce che nel corso del Siciliano la regione emerse, dislocandosi a seguito dell'attivazione di faglie ad andamento appenninico ed antiappenninico anche nell'area costiera di Porto Cesàreo, e che il successivo ribassamento verso SW terminò circa 85 ka *b.p.*

L'esposizione subaerea nel Siciliano diede origine ad un'estesa carsificazione dei calcari in corrispondenza delle linee tettoniche, così come è avvenuto in altre aree pugliesi. Nelle depressioni carsiche si sono sviluppate le attuali cale e baie delimitate verso mare da lembi carbonatici mesozoici relitti dello smembramento tettonico, sormontati dalle calcareniti medio-pleistoceniche, più o meno allineate lungo la direzione della paleolinea di costa.

I lembi di paleofalesie, terrazzi marini emersi e talora di spiagge fossili (*beach rocks*) presenti tra +2 ed oltre +60 m, sono stati dislocati dagli eventi tettonici quaternari. La genesi dei terrazzi marini pleistocenici, sommersi tra -6 e -25 m, è verosimilmente poligenetica e differenziata: policiclica e forse polifasica, per quelli a profondità >-20 m, in prevalenza glacioeustatica postglaciale, invece, per quelli a profondità minori.

Le forme relitte sommerse confermano l'ipotesi di un antico modellamento connesso molto probabilmente anche a processi tettono-carsici oltre che glacioeustatici. Inoltre, le forme carsiche ereditate avrebbero contribuito allo sviluppo della laguna e delle baie, profonde non oltre 5 m, che si estendono per qualche chilometro lungo le principali faglie.

L'assenza dei depositi dunari medio-olocenici, affioranti invece in zone prossime all'area in studio, suggerisce che la porzione più estesa di piattaforma continentale ionica antistante l'area di Porto Cesàreo sia rimasta sommersa durante l'Olocene.

La posizione e quota delle spiagge fossili a *Strombus bubonius* rispetto all'attuale livello del mare, unitamente alle evidenze di attività tettonica, hanno permesso di calcolare i tassi di variazione verticale assoluta mediante l'integrazione delle curve di risalita del livello marino globale (ultimi 125 ka) e del Mar Tirreno (ultimi 43 ka), tratte dalla letteratura. Procedendo da NW verso SE, i tassi tra i MIS 5.5 e 5.1 oscillano tra 0.1 e 0.08 mm/anno, mentre tra il MIS 5.1 e l'attuale variano tra +0.38 e -0.35 mm/anno.

Parole chiave: lagune, geomorfologia costiera, Quaternario, Puglia.

Abstract

Morphological, structural, lithostratigraphic and sedimentological analysis of emerged and submarine coastal sector of Porto Cesàreo (Ionian Sea), has shed light on its morphodynamic evolution during the Quaternary. The study area, marked by a more irregular present-day physiography, shows a peculiar horizontal inversion of the coastal design, actually characterized by subelliptical bays, pocket beaches, an open lagoon as well as emerged (between +2 and more than +60 m) and submerged (between -6 and about -25 m) relic morphologies (palaeo-cliffs, marine terraces with rockpools and sea-notches, palaeo-fans, beach rocks, sea-stacks).

The modelling processes, as well as observed along other Tyrrhenian Sea coastal zones, are linked to the mutual interaction of several morphodynamic factors, in space and time too. Alternance of different lithology, morphoselective erosion, Quaternary tectonic-eustatic fluctuations, faults' activity and karstic phenomena have caused a gradual increase of the coastal fragmentation.

In fact, during the Sicilian (about 800 kyr b.p.), the whole coastal sector uplifted and the coast of Porto Cesàreo was displaced by Apenninic and anti-Apenninic faults; the subsequent dowlift finished about 85 kyr b.p.

The continental exposition of limestone in Sicilian time caused wide karstic phenomena in correspondence of the main faults, as registered in other Apulian sites. The present-day bays, seaward delimited by Mesozoic carbonatic strips representing relic morphostructures tectonically displaced, are overlaid by mid-late Pleistocene calcarenites, which are more or less aligned as the palaeo-coastline.

The presence of submarine relic morphologies suggests a coast modelling probably due to tectonic-karstic processes. Furthermore, the inherited karst morphologies have contributed to the genesis of the lagoon and the bays, developed for some kilometres along the major faults and less than 5 m depth. Absence of mid-Holocene dune ridge deposits, in spite of the outcroppings along the zones close to Porto Cesàreo, indicates that the wider sector of continental platform in front of the study area was submerged during the Holocene.

The submerged palaeo-coast features suggest that the morphological evolutionary processes might be the effects of Pleistocene tectonics, as testified by the submerged palaeo-cliffs partially covered by recent sediments and fans too. Marine terraces genesis is probably polygenetic: polycyclic and maybe polyphasic (pre- and sin-tectonics, secondly glacio-eustatic) for those down to 20 m depth, while mainly due to postglacial eustatic fluctuations (secondly late- and post-tectonics), hence more recent, for those up to -20 m depth.

*Present-day position and altitude of beach rocks with *Strombus bubonius* together with tectonic activity evidence, both related to global and Tyrrhenian Sea sea-level curves of the last 125 and 43 kyr, drawn from the literature and between them integrated, highlighted that along this Apulian coastal zone the mean rates of vertical absolute movement result quite differential, from NW to SE (0.1÷0.08 mm/yr, between MIS 5.5 and 5.1; +0.38÷-0.35 mm/yr between MIS 5.1 and the present-day).*

Finally, the current coastline shows high fragmentation degree, hence indicating morphological control connected to the postglacial eustatic oscillations to which, in recent and historical times, the prevailing modelling acted by coastal dynamic processes has been added.

Keywords: lagoons, coastal geomorphology, Quaternary, Apulia.

Introduzione

Il settore costiero di Porto Cesàreo (Fig. 1), ubicato nel versante occidentale ionico della Penisola Salentina, si sviluppa tra Torre Lapillo a NW e Torre Squillace a SE, ed è caratterizzato da due bassi isolotti (I. della Malva e I. Grande o dei Conigli) ed una serie di scogli affioranti separati dalla terraferma da uno stretto braccio di mare.

La baia nord-occidentale, ampia circa 500 m e lunga 1000 m, è orlata verso mare dall'Isola Grande e da una serie di scogli ed isolotti (Isole Cesàree). La laguna di Porto Cesàreo, ampia in media 800 m e lunga 2500 m, è parzialmente chiusa verso mare dalla stretta penisola (250 m circa) di La Strea che si allunga per 2500 m parallelamente alla costa. La comunicazione tra laguna e mare aperto è assicurata solo nel tratto nord-occidentale del bacino; il varco ampio, circa 700 m, è in parte interrotto da scogli ed isolotti. In realtà, pur mostrando una morfologia di tipo lagunare (Fairbridge, 1968; Brambati, 1988, Carter e Woodroffe, 1994), la laguna non ne presenta i caratteri specifici quali il valore della salinità delle acque, le associazioni biocenotiche e di specie di molluschi tipici di ambienti salmastri (Cinelli et al., 1988). Allo stato, quindi, è una baia subellittica caratterizzata da bassi fondali e scarso idrodinamismo, quest'ultimo testimoniato dal-

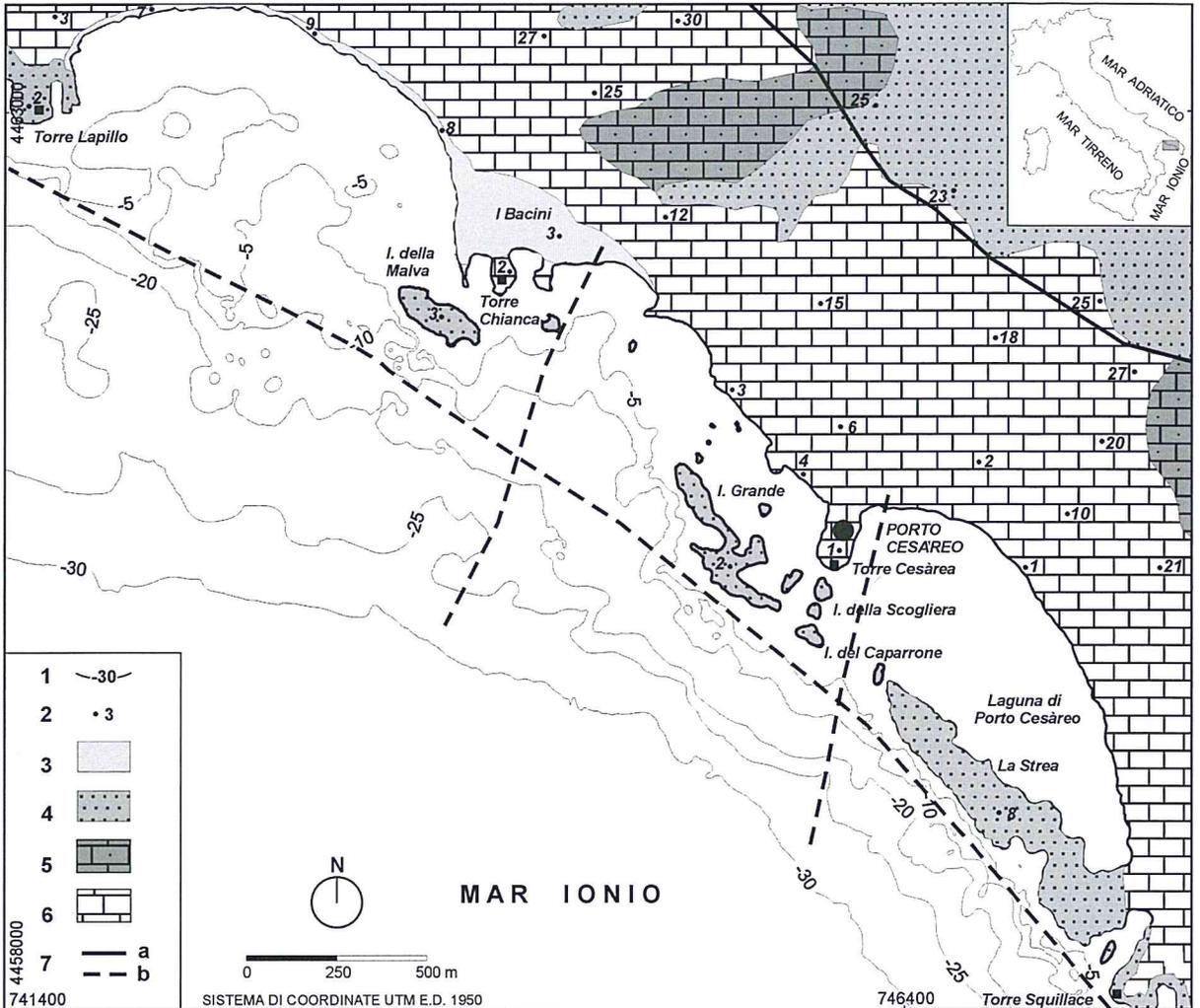


Figura 1 - Schema geologico semplificato del settore costiero di Porto Cesareo; 1) isobata (-m); 2) punto quotato (m s.l.m.); 3) depositi di spiaggia e cordone dunare recenti ed attuali; 4) calcareniti: a) Pleistocene inferiore-superiore; b) Pliocene medio-superiore; 5) calcari mesozoici; 6) faglia: a) certa; b) sepolta o presunta.

L'insediamento di alcune specie floro-faunistiche marine in corrispondenza di *facies* a sedimenti fini (Passeri, 1973). Tuttavia, nell'accezione di Congxian e Ping (1991), dal punto di vista strettamente morfologico può essere classificata come *laguna aperta*, ovvero un tratto di mare parzialmente ridossato, caratterizzato da ampi canali o soglie, da un pronunciato ricambio delle acque e scarsa sedimentazione pelitica.

L'entroterra che sottende le baie e la laguna è caratterizzato da spiagge sabbiose limitate da cordoni dunari attuali, da falesie alte solo qualche metro in corrispondenza dei promontori e degli isolotti e da una serie di terrazzi marini più o meno ampi, lembi di paleofalesie e di spiagge fossili (*beach rocks*) *sensu* Paskoff e Sanlaville (1983).

Le superfici spianate presentano depressioni morfologiche, spesso interessate da fenomeni di alluvionamento a seguito di intense precipitazioni. Alcune di queste, di solito le più estese, sono ubicate in prossimità della costa e sono state interessate nell'ultimo cinquantennio da interventi di bonifica.

Sono altresì evidenti le tracce di reticoli idrografici, talvolta ben incisi, in genere senza evidenti linee spartiacque; l'assenza di deflusso superficiale a vantaggio di quello profondo è da correlare all'elevata permeabilità per fessurazione e carsismo del complesso carbonatico di base.

L'analisi geomorfologica condotta nelle aree emerse e sommerse di questo settore litoraneo ha consentito di

definire che i tratti salienti del disegno costiero attuale e la morfologia dei fondali antistanti sono correlabili all'azione di modellamento operata dai processi tettono-carsici, prevalenti nel passato (Zezza, 1975; Grassi et al., 1982; Abbazzi et al., 1996), a fenomeni eustatici tardopleistocenici-olocenici (Mastronuzzi et al., 1989), all'erosione per opera del moto ondoso e a processi dinamici litoranei, sia recenti sia attuali.

Inquadramento geologico

L'area in studio è attestata su un'impalcatura carbonatica d'età cretacea (Fig. 1) che costituisce buona parte dell'ossatura dell'intera regione pugliese (Ciaranfi et al., 1988). I depositi carbonatici, costituiti da calcari e dolomie stratificati di ambiente di piattaforma, potenti oltre 4000 m, affiorano in zona con uno spessore di soli 100 m (Ricchetti e Nuovo, 1988). Il substrato carbonatico, emerso dopo il Cretaceo, è ricoperto in maniera discontinua da depositi terrigeni, prevalentemente calcarenitici, messi in posto nel corso di varie fasi trasgressive succedutesi tra la fine del Pliocene medio ed il Pleistocene (Palmentola e Vignola, 1980). Il lungo periodo di emersione dei depositi carbonatici mesozoici ha prodotto una spinta carsificazione, similmente a quanto osservato da Abbazzi et al. (1996) nei calcari affioranti nella provincia di Foggia, ricoperti da depositi del Pleistocene medio. Durante il Pliocene la tettonica distensiva ha controllato la sedimentazione, individuando alti e bassi morfostrutturali e formando una successione di depositi di ambienti gradualmente meno profondi (Capuano et al., 1996). Gli effetti di queste fasi tettoniche hanno determinato l'assetto geomorfologico, isolando un ampio pilastro tettonico allungato in direzione NW-SE, in seguito segmentato in aree a differente dislocazione (rilievi del Gargano, delle Murge e del Salento; Largaiolli et al., 1969).

La sostanziale sommersione della Penisola Salentina è durata dalla fine del Pliocene medio fino alla fase finale del Siciliano (Palmentola e Vignola, 1980); subito dopo, a partire dal Pleistocene medio, ebbe inizio la fase conclusiva dell'evoluzione geodinamica del territorio pugliese caratterizzata da un sollevamento discontinuo e differenziato dell'intero sistema che causò un progressivo ritiro del mare, con migrazione delle linee di riva fino a raggiungere l'attuale posizione (Ricchetti, 1999). Infatti, mentre il settore centro-adriatico continuava ad essere influenzato da fenomeni di subsidenza, l'avampaese pugliese e la fossa bradanica subivano un sollevamento discontinuo (0.2-0.5 mm/anno: Ricchetti et al., 1994; Doglioni et al., 1996). Gli effetti di quest'ultimo, unitamente alle fluttuazioni glacioeustatiche, sono testimoniati dai numerosi terrazzi presenti a varie altezze sui versanti costieri e talora nelle valli fluviali, i quali conferiscono al paesaggio un caratteristico assetto a gradinata (Sestini, 1963). In particolare, nel Salento sono state osservate le tracce di almeno dieci paleolinee di riva dislocate tra 180 e 2-3 m s.l.m. (Ciaranfi, 1999), riferibili all'intervallo di tempo compreso tra 800 e 20 ka *b.p.* e rappresentate da superfici d'abrasione marina su cui sono conservati lembi di depositi marino-costieri d'età pleistocenica (Boenzi e Ricchetti, 1999).

Dal Pleistocene medio la regione fu nuovamente sollevata per la riattivazione di antiche faglie con orientamento NW-SE; la combinazione tra sollevamento e tettonica disgiuntiva ha contribuito a delineare l'attuale morfologia del paesaggio, caratterizzato da lunghe dorsali asimmetriche (Serre Salentine) separate da depressioni subpianeggianti.

Assetto geomorfologico

Le oscillazioni del livello del mare, in conseguenza di fenomeni glacioeustatici e neotettonici (Bosi et al., 1996), hanno determinato, a partire dal Pleistocene medio, intense azioni erosive sui depositi dell'Unità Bradanica. Nell'area in studio sono pertanto presenti lembi di depositi calcarenitici infrapleistocenici disposti parallelamente alla linea di costa, con spessori contenuti entro i 10 m (Ricchetti e Nuovo, 1988). Su tali terreni sono presenti depositi dunari calcarenitici tra Serra Iannuzzi, a W (circa 4 km a N di Torre Lapillo), e Torre del Cardo (circa 7 km a N di Porto Cesàreo), ad E, che Ricchetti e Nuovo (1988) attribuiscono probabilmente al Pleistocene superiore; questa successione, rinvenuta a circa +50 m, consente comunque di ricostruire la presenza di un'antica linea di riva sollevata a seguito di eventi tettonici. Tali depositi, potenti una decina di metri, raggiungono anche quote di +62 m (Cappella lo Cagnano). A tergo, invece, s'individua un'area subpianeggiante (+50 m) ascrivibile ad un'antica palude retrodunare, tuttora sede di episodici allagamenti.

In prossimità della costa, tra +15 e +20 m, sono presenti altri depositi marini calcarenitici e biocalcarenitici, probabilmente suprapleistocenici e comunque più recenti dei precedenti; anche in tal caso è possibile ricostruire la presenza di una paleolinea di riva caratterizzata da una falesia costiera alta circa 10 m. Su questi depositi poggiano cordoni dunari, in gran parte smantellati (Isola Grande, Penisola di La Strea, entro-

terra di Porto Cesàreo). Al di sopra dell'attuale livello del mare sono invece assenti le tracce di ulteriori fluttuazioni positive del livello marino in epoca storica.

I lembi di terrazzi marini subpianeggianti sono tra di loro raccordati da ripide scarpate con sviluppo parallelo all'attuale linea di costa e quote pressoché uniformi in tutta l'area indagata, sebbene con pendenze differenti. Lungo le scarpate sono presenti incisioni che, talvolta, dissecano le superfici dei terrazzi e si prolungano anche lungo i versanti dei rilievi collinari. Tali incisioni costituiscono gli elementi di un paleoreticolo idrografico subparallelo e ad andamento cataclinale, di cui non sono più evidenti gli spartiacque; le paleolinee di drenaggio giungono fino al mare solo in corrispondenza delle superfici topograficamente più basse, mentre terminano laddove sono presenti le dune costiere attuali. Questo particolare assetto del reticolo idrografico, indotto sia dal modellamento carsico (le reti di drenaggio individuano bacini endoreici con spartiacque non ben delineati), sia dalle numerose fluttuazioni del livello marino per cause tettono-climatiche durante il Pleistocene e l'Olocene, agevola la raccolta ed il ristagno delle acque superficiali nelle aree subpianeggianti in occasione di intense precipitazioni.

Molto diffuse, soprattutto in corrispondenza di lineamenti tettonici, sono le morfologie di genesi carsica, sia ipogee sia epigee; tra queste, sono comuni le depressioni chiuse, estese per alcuni chilometri, con forma a conca o a canale. Le aree depresse presenti lungo la costa si sono formate in seguito allo sbarramento di insenature ad opera di cordoni litoranei che hanno favorito anche la formazione di stagni retrodunari.

Sedimenti attuali di spiaggia emersa e di duna sono presenti in forma di depositi carbonatici che ricoprono strette fasce delle baie e delle cale presenti tra Torre Lapillo e Torre dell'Inserraglio (circa 6 km a SE); gli originali cordoni dunari, alle cui spalle sono presenti aree palustri retrodunari bonificate (i Bacini), mostrano un'altezza massima pari a +7 m e sono interessati da un'intensa urbanizzazione turistico-residenziale.

Analisi dei dati

Il rilievo batimetrico di dettaglio (Fig. 2), le osservazioni di campagna e le indagini subacquee dirette hanno consentito di mettere in evidenza e correlare gli aspetti morfologici delle aree sommerse ed emerse del trat-

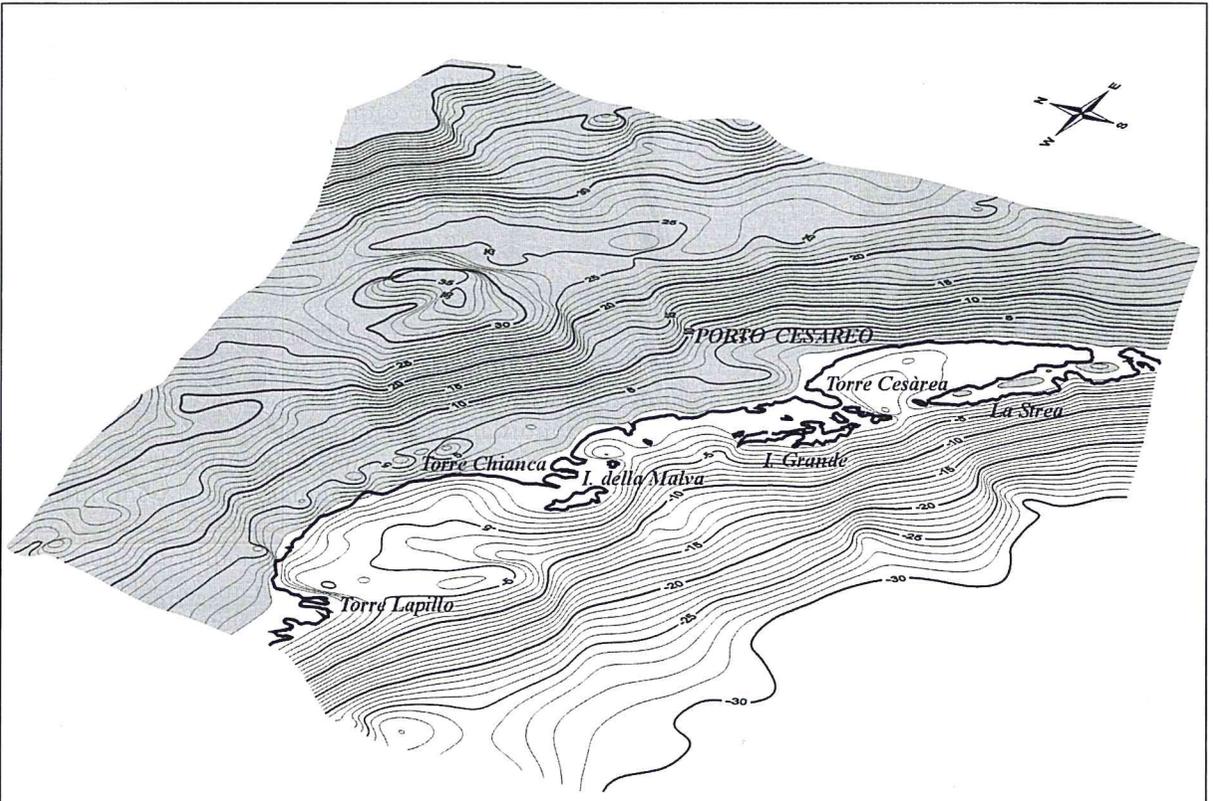


Figura 2 - Stereogramma della zona costiera emersa e sommersa di Porto Cesàreo. Isoipse (+) ed isobate (-) in metri.

to costiero antistante Porto Cesàreo (Fig. 3).

I fondali prospicienti la costa sono in prevalenza costituiti da rocce carbonatiche cretatiche ricoperte da lembi di calcareniti suprapleistoceniche e talvolta (settor compreso tra Torre Lapillo e La Strea) da sottili e ristretti *trottoirs* algali e da sedimenti attuali (Passeri, 1973; Ambrosano et al., 1986); sedimenti sabbiosi bioclastici sono presenti a ridosso della costa (Viel et al., 1986) e talora sono prevalenti nelle barre all'interno delle baie e nella laguna.

Il disegno costiero è caratterizzato dall'alternarsi di baie semicircolari o subellittiche (Porto Cesàreo), di promontori poco pronunciati (T. Lapillo, T. Chianca, T. Cesàrea, T. Squillace), di isolotti (I. Grande, I. della Malva, I. della Scogliera, I. del Caparrone) e di affioramenti rocciosi, sia emersi sia sommersi. La costa è altresì dissecata da incisioni, allineate ortogonalmente, che talvolta si prolungano anche in ambiente sommerso; il loro sbocco è talora caratterizzato da esigui conoidi detritici in prevalenza sabbiosi.

La piattaforma costiera si estende dalla battigia fino a circa 5 m di profondità, mostrando una maggiore ampiezza all'interno delle cale e a ridosso delle isole Grande e della Malva, dove sono anche presenti incisioni sommerse modellate in ambiente subaereo ed attualmente in parte sepolte da sedimenti. I sedimenti del fondo sono costituiti da sabbie fini depositate su un substrato calcarenitico; solo nella laguna di Porto Cesàreo, caratterizzata da profondità intorno al metro, i depositi sabbiosi sono confinati in una stretta fascia che si allunga a ridosso della Penisola di La Strea.

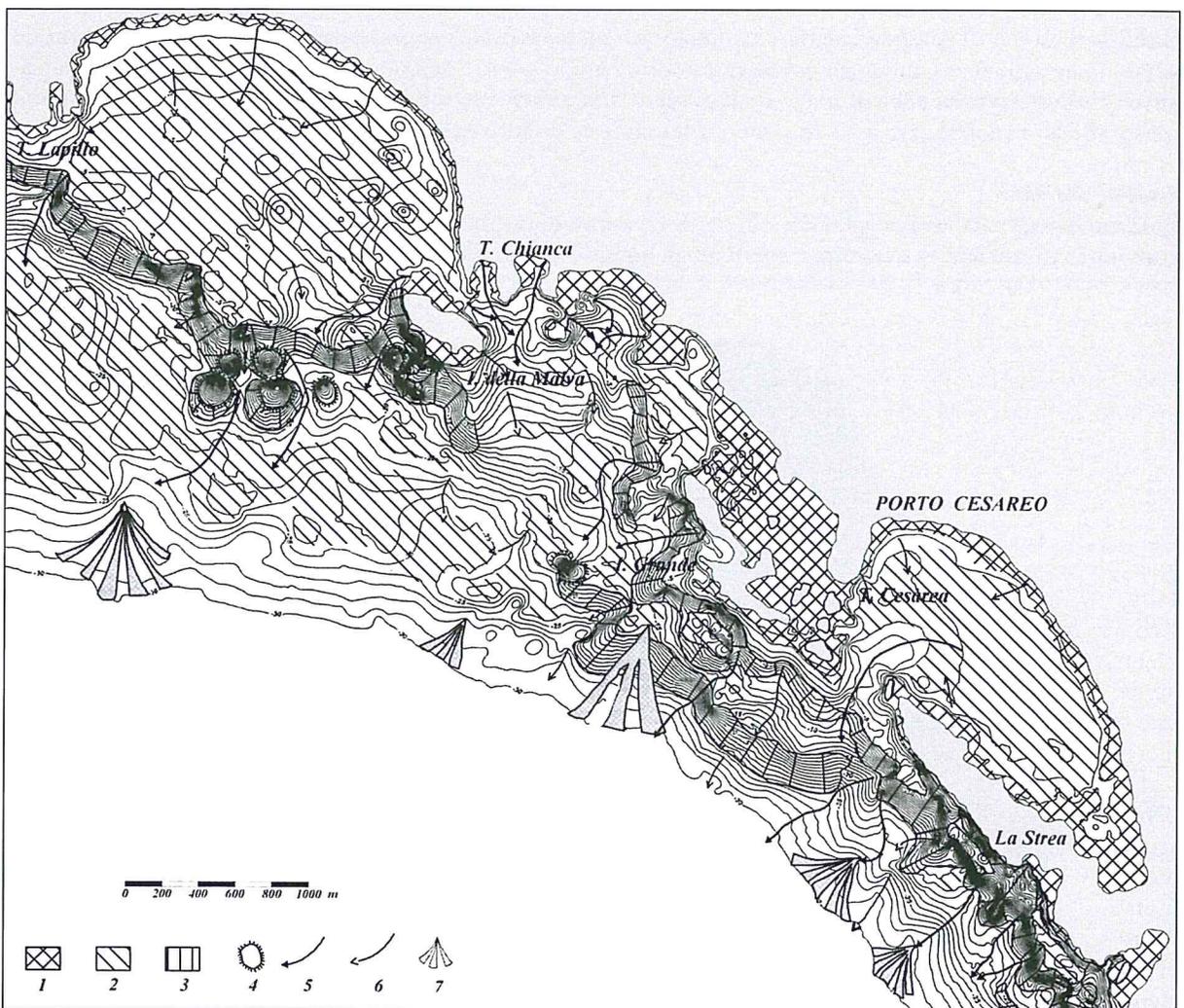


Figura 3 - Carta geomorfologica schematica della costa sommersa di Porto Cesàreo. Isobate (-) in metri; 1) piattaforma costiera; 2) terrazzo marino; 3) scarpata di paleofalesia; 4) scoglio isolato o faraglione; 5) incisione principale; 6) incisione secondaria; 7) paleoconoide sommerso.

Le aree sommerse presentano forme ricollegabili ad almeno due paleofalesie, pressoché parallele all'attuale linea di costa e dislocate a varie profondità: con orlo a -5 e piede a -18/-20 m circa, quella più prossima alla riva, e rispettivamente a -15/-20 e -27/-30 m circa, quella distale.

La loro evoluzione morfologica è stata verosimilmente controllata da linee tettoniche con direzione appenninica (NW-SE) d'età compresa tra il Pliocene medio e la fine del Siciliano (Palmentola e Vignola, 1980; Ciaranfi et al., 1988); i blocchi fagliati si sarebbero poi ribassati verso mare nel periodo compreso tra il Siciliano ed il Tirreniano (Palmentola e Vignola, 1980). Nella porzione centrale, dove la paleofalesia ubicata a minore profondità presenta interruzioni nel suo sviluppo, il controllo è stato operato anche da faglie ad andamento NNW-SSE. Alla sommità, entrambe le paleofalesie sommerse sono caratterizzate da lembi di superfici spianate, mentre alla base sono presenti superfici terrazzate ricoperte in prevalenza da depositi sabbiosi grossolani attuali.

Nell'area sud-orientale i fondali sono inoltre caratterizzati da alcuni lembi di terrazzi d'abrasione marina ubicati alle profondità di circa -6/-8 e -10/-12 m, modellati dall'azione del mare durante i paleostazionamenti pleistocenici. Nell'area nord-occidentale, invece, alla base della falesia sommersa sono presenti forme che rappresentano il relitto di faraglioni o blocchi carbonatici un tempo emersi. Questi ultimi sono stati modellati dall'azione del mare ed attualmente risultano incrostati da Rodoficee calcaree e colonizzati da Echinoidi.

Tra Torre Lapillo e l'Isola della Malva la paleofalesia sommersa mostra una marcata convessità verso Sud. L'evoluzione morfologica della costa è stata quindi interessata nel tratto più occidentale da una singolare inversione orizzontale del disegno costiero, con sostituzione progressiva di un'antica linea di costa convessa verso Sud con l'attuale ampia cala.

Il restante tratto costiero, concavo verso Sud, è invece caratterizzato dalla presenza dell'allineamento delle isole e degli isolotti che si raccordano alla Penisola di La Strea, i quali rappresentano forme relitte di una paleomorfologia costiera ad andamento più o meno continuo e regolare.

Lungo l'intero tratto costiero, ed in particolare alla base della paleofalesia ubicata a maggiore profondità, sono presenti numerose falde detritiche costituite da sabbia grossolana, a testimonianza di un'intensa erosione subaerea connessa all'attività neotettonica.

Nel settore centro-settentrionale sono presenti estesi terrazzi marini, ubicati tra -22 e -25 m e ricoperti da coltri sedimentarie attuali; queste forme sono frequentemente dissecate da marcate incisioni che potrebbero rappresentare forme relitte di un paleoreticolo idrografico d'origine subaerea, al cui sbocco sono presenti conoidi detritici.

La costa, nella porzione orientale, presenta in ambiente sottomarino un'incisione valliva principale (Porto Cesàreo) con andamento angolare, inizialmente orientata all'incirca SE-NW, poi NNE-SSW; tale incisione, originatasi molto verosimilmente in ambiente subaereo e controllata da allineamenti tettonici con andamento appenninico ed antiappenninico, si estende sino a circa 30 m di profondità.

Altre incisioni sottomarine principali, presenti a Est e Ovest di quest'ultima, presentano un orientamento NE-SW, mentre numerose incisioni secondarie si riconoscono in tutta l'area indagata, disegnando nell'insieme un paleoreticolo idrografico a *pattern* parallelo. All'interno della baia nord-occidentale e parzialmente nell'insenatura di Porto Cesàreo il reticolo presenta un *pattern* radiale centripeto, con depocentro asimmetrico, che rappresenta il probabile risultato della sovrapposizione di una paleoidrografia più recente su quella tardopleistocenica subaerea.

Evoluzione morfologica

Sulla base delle differenti forme osservate e dell'assetto geomorfologico emerso e sommerso, si ritiene che nell'area in studio dal Pliocene superiore fino alla fase finale del Siciliano si sia attivata una serie di faglie normali, parallele fra di loro ed alla costa, con orientamento NW-SE (Palmentola e Vignola, 1980), che hanno determinato un ribassamento dell'area costiera. Successivamente, dal Siciliano alla fine del Tirreniano, si è manifestato un nuovo sollevamento, mentre verosimilmente perdurava il ribassamento verso mare dei blocchi dislocati, con sviluppo di lineamenti orientati in direzione N-S; tale ribassamento probabilmente si è protratto sino a quasi tutto il Tirreniano (MIS 5.5).

Successivamente, si è avuta una fase di sollevamento ed infine, a partire da 85 ka *b.p.*, si sono sedimentati depositi di spiaggia (MIS 5.1). Nel Tirreniano, lungo la costa ionica della Penisola Salentina si depositarono

no sottili livelli calcarenitici a *Strombus bubonius*, la quota originaria del livello marino globale durante tale periodo sembra sia stata pari a +6 m rispetto al livello marino attuale (Ku et al., 1974).

Allo stato, invece, tali depositi sono presenti in maniera discontinua (Palmentola e Vignola, 1980), risultando dislocati dagli eventi tettonici ad una quota generalmente contenuta entro i +15 ed i +30 m tra Lido Silvana a Santa Maria di Leuca (Dai Pra, 1982; Bordoni e Valensise, 1998; Ciaranfi, 1999), circa 70 km a SE dell'area in studio, e con quote gradualmente più basse procedendo da NW verso SE. Solo in posizione baricentrica, nei pressi di Torre di Castiglione (7 km a NW di Porto Cesàreo), tale livello è dislocato ad una quota di soli +2 m (Dai Pra, 1982), risultando del tutto assente a Porto Cesàreo (Dai Pra e Hearty, 1989) e riaffiorando circa 20 km a SE, nei pressi dell'Ospedale di Gallipoli, ad una quota di +3/+4 m (Dai Pra e Hearty, 1988).

Pertanto, posteriormente all'episodio deposizionale a *Strombus bubonius*, lungo il versante ionico della Penisola Salentina sono avvenuti movimenti tettonici differenziali (Dai Pra, 1982), testimoniati dalle diverse quote dei depositi del massimo trasgressivo; tali movimenti si sono esauriti successivamente a 85 ka *b.p.* (MIS 5.1). Infatti, nell'area di Porto Cesàreo i depositi di spiaggia messi in posto 85 ka *b.p.* sono direttamente sovrapposti ai depositi marini costituiti da calcari bioclastici con età superiore a 300 ka *b.p.*, posti a tetto del substrato carbonatico mesozoico (Dai Pra e Hearty, 1989).

Le differenti quote dei depositi ascrivibili al picco interglaciale testimoniano, quindi, la presenza di faglie trasversali alla costa, con orientamento N-S; queste, verosimilmente individuate nell'entroterra dell'area in studio, combinate con quelle ad orientamento NW-SE, avrebbero determinato un consistente ribassamento della zona costiera, con l'effetto di una più prolungata sommersione dell'area di Porto Cesàreo a profondità maggiore o comunque tale da non consentire un habitat idoneo alla sopravvivenza del gasteropode *Strombus bubonius*. Tali lineamenti potrebbero essere legati a movimenti dell'intera Penisola Salentina, con rotazione oraria (Guerricchio, 1988) o antioraria (Tozzi et al., 1988) e con probabile articolazione proprio nell'area di Porto Cesàreo.

Infine, la genesi della laguna è legata verosimilmente anche all'ingressione marina nelle depressioni retrodunari in seguito allo smantellamento di preesistenti cordoni dunari (De Pippo et al., 2001a e 2001b), oggi in parte sommersi, a causa della risalita del livello marino successiva all'ultimo pleniglaciale pleistocenico (Pirazzoli, 1981 e 1993; Alessio et al., 1996).

Conclusioni

Sulla base di rilevamenti geomorfologici diretti condotti in ambiente subacqueo, unitamente a rilievi ecobatimetrici, è stato possibile ricostruire l'evoluzione morfologica dell'area costiera emersa e sommersa.

La costa cesàrea mostra una morfodinamica caratterizzata da una singolare inversione orizzontale della fisiografia, con sviluppo di baie subellittiche, di una laguna aperta (*sensu* Congxian e Ping, 1991) e progressiva genesi di forme relitte emerse e sommerse (isolotti, scogli, affioramenti rocciosi, lembi di paleofalesie e terrazzi marini, spiagge fossili, faraglioni) a spese dei promontori, oggi ubicate nell'entroterra, all'interno delle cale ed in ambiente sottomarino (Fig. 4).

Questo modellamento, riscontrato anche in zone costiere tirreniche (De Pippo et al., 1996; De Pippo et al., 2004), è connesso alla mutua interazione spazio-temporale tra più fattori, fenomeni e processi morfodinamici, quali l'alternanza di diversi affioramenti rocciosi costieri, con differente resistenza all'erosione, e le rapide fluttuazioni verticali tettono-eustatiche; elementi che hanno peraltro modellato un paesaggio interessato da forme carsiche impostate in prevalenza su lineamenti tettonici. Tale evoluzione ha determinato nell'arco del Quaternario un generale incremento del grado di frammentazione della linea di riva (De Pippo et al., 2004).

La ricostruzione delle tappe morfoevolutive fa ritenere che nel corso del Siciliano la regione emerse, frammentandosi per l'attivazione di faglie ad andamento NNW-SSE e NW-SE anche nell'area costiera di Porto Cesàreo; il successivo ribassamento verso mare durò fino a 85 ka *b.p.*

L'esposizione subaerea nel Siciliano avrebbe determinato un'estesa carsificazione dei calcari proprio in corrispondenza dei lineamenti tettonici, processo questo molto frequente in altre aree pugliesi. Le depressioni carsiche corrisponderebbero quindi alle attuali cale e baie delimitate verso mare da lembi carbonatici mesozoici relitti, sormontati dalle calcareniti del Pleistocene medio, più o meno allineate lungo la direzione che caratterizza l'antica linea di costa.

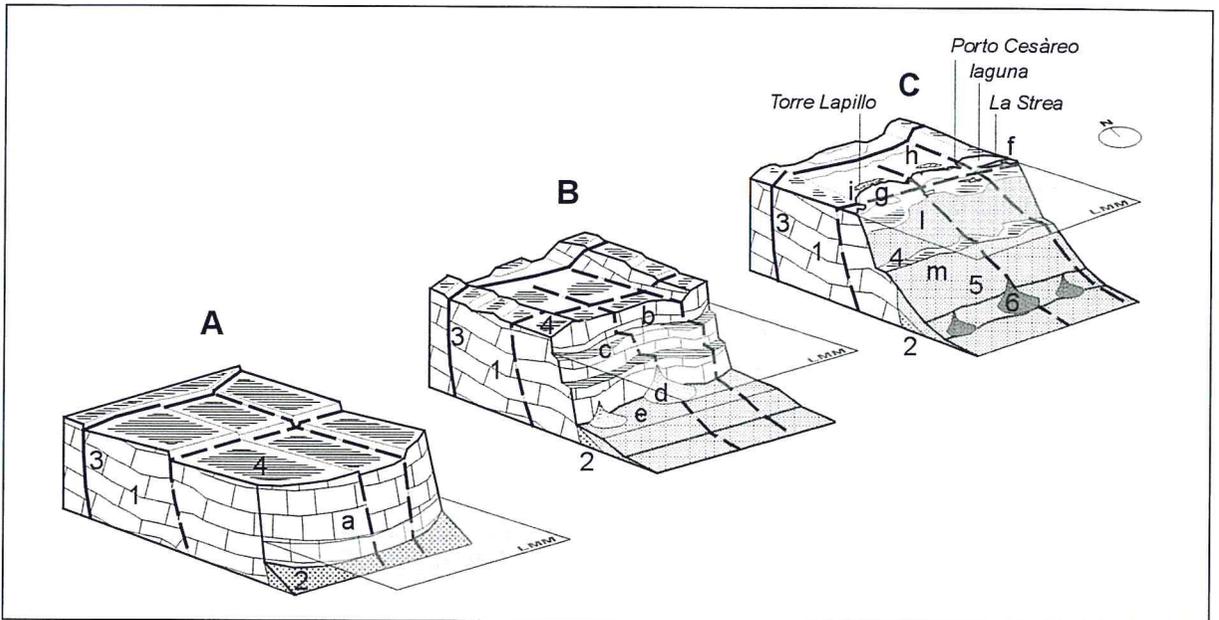


Figura 4 - Schema dell'evoluzione morfologica pleisto-olocenica del settore costiero di Porto Cesareo, caratterizzato da una singolare inversione orizzontale della fisiografia riconducibile alla mutua interazione di movimenti verticali tettonici, fluttuazioni glacioeustatiche, fenomeni carsici e processi dinamici litoranei tarsoquaternari.

A) Pleistocene inferiore-medio: costa a falesia alta convessa (a);
 B) Pleistocene medio-superiore: arretramento della costa con genesi di una falesia degradata o di linea di faglia (b), formazione di terrazzi d'abrasione marina (c), conoidi di deiezione (d) ed accumulo di sedimenti sabbioso-ciottolosi al piede (e), a seguito dell'interazione tra sollevamento tarso-neotettonico e risalita del livello marino postglaciale;
 C) Pleistocene superiore-Olocene: inversione orizzontale della fisiografia costiera con genesi di una falesia bassa concava (f), caratterizzata da ampie baie (g) con sviluppo di dune (h) tra l'epoca greco-romana ed il recente, in fase smantellamento, nonché da cordoni litorali attuali (i); le due scarpate sommerse rappresentano i lembi delle paleofalesie pleistoceniche, di cui quella prossimale (-5/-20 m) è più o meno continua (l), mentre quella distale (-15/-30 m) è in parte sepolta da sedimenti sabbiosi recenti (m).
 Legenda: 1) rocce carbonatiche mesozoiche e quaternarie; 2) sedimenti sabbiosi: a) Pleistocene superiore; b) Olocene; 3) faglia: a) certa; b) sepolta o presunta; 4) terrazzo marino; 5) paleoconoide; 6) orlo di paleofalesia sommersa: a) ± continuo; b) parzialmente mascherato da sedimenti.

Le forme relitte riconoscibili dall'analisi morfologica e dalle osservazioni dirette dei fondali marini confermano che la costa presenta elementi di un modellamento antico connesso a prevalenti processi tettono-carsici e subordinatamente all'azione del mare. Le diffuse forme carsiche hanno verosimilmente contribuito all'origine delle cale e della laguna che su di esse si sono in parte impostate; queste sono rappresentate da depressioni profonde al massimo 5 m che si estendono per alcuni chilometri lungo lineamenti tettonici importanti e sono riparate dall'azione del moto ondoso da promontori, isolotti e circoscritti affioramenti rocciosi. L'assenza dei depositi dunari medio-olocenici, infine, presenti invece in siti prossimi all'area in studio, indicherebbe che la porzione più ampia di piattaforma continentale ionica che sottende l'area di Porto Cesareo sia rimasta sommersa per tutto l'Olocene. Infatti, nell'area indagata sono presenti depositi marini con età da medio-pleistocenica ad olocenica, trasgressivi sui calcari mesozoici del substrato; alla base, invece, la successione è costituita da calcari bioclastici del Pleistocene medio (300 ka *b.p.*), cui seguono depositi di spiagge a tasca (*pocket beach*) a fauna banale (80 ka *b.p.*) ricoperti da depositi dunari d'epoca greco-romana, medievale e recenti, in fase di smantellamento.

I lembi di paleofalesie, terrazzi marini emersi e talora spiagge fossili, presenti a quote comprese tra +2 e oltre +60 m, sono stati dislocati dagli eventi tettonici quaternari. Inoltre, in accordo con quanto osservato in alcune zone costiere tirreniche (Cinque et al., 1995; De Pippo et al., 1998; De Pippo e Donadio, 1999), la genesi dei terrazzi d'abrasione marina e delle loro forme accessorie (solchi di battente, pozze di scogliera), attualmente sommersi a profondità comprese tra 6 e 25 m e modellati nell'arco del Pleistocene, è verosi-

milmente poligenetica e distinta: policiclica e forse polifasica, ovvero pre- e sin-tettonica, oltre che glacioeu-statica, per quelli posti a profondità maggiori di 20 m; in prevalenza glacioeustatica postglaciale e subordinatamente tardo- e post-tettonica, ovvero più recente, per quelli presenti a profondità minori di tale quota. Infine, considerando gli elementi indicatori di paleostazionamenti del mare, quali l'ubicazione e la quota delle spiagge fossili (*beach rocks* a *Strombus bubonius*) riferita all'attuale livello marino, nonché le evidenze di attività tettonica e le curve di risalita del livello marino globale negli ultimi 125 ka (Grootes et al., 1993; Taylor et al., 1993) e del Mar Tirreno negli ultimi 43 ka (Alessio et al., 1996), tra di loro integrate, si evince che per questo settore costiero salentino i tassi di variazione verticale assoluta, espressa in termini medi, risultano alquanto differenziati. Infatti, a differenza di quanto affermato da altri Autori, procedendo da NW verso SE i valori calcolati per l'intervallo temporale di 40 ka, intercorso tra i MIS 5.5 e 5.1, oscillano tra 0.1 mm/anno (Torre di Castiglione, 7 km a NW) e 0.05±0.08 mm/anno (Ospedale di Gallipoli), mentre sono quasi nulli per la zona sita 70 km a SE di Porto Cesàreo; invece, i tassi medi nell'intervallo temporale di 85 ka, tra il MIS 5.1 e l'attuale, risultano compresi tra +0.38 mm/anno nella zona centro-settentrionale e -0.18/-0.35 mm/anno in quella sud-orientale.

Bibliografia

- Abbazzi L., Benvenuti M., Boschian G., Dominici S., Masini F., Mezzabotta C., Piccini L., Rook L., Valleri G. e Torre D. (1996) - *Revision of the Neogene and Pleistocene of the Gargano Region (Apulia, Italy). The Marine and continental successions and the mammal faunal assemblages in an area between Apricena and Poggio Imperiale (Foggia)*. Atti 77^a Riun. Estiva, Congr. Naz. Soc. Geol. It., Geologia delle Aree di Avampaese, Bari, 26-28 settembre 1994, Mem. Soc. Geol. It., LI(1): 383-402.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Mandra L. e Preite M. (1996) - *La curva di risalita del mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici*. Atti Conv. Int. "Geosub '94", Palinuro (SA), giugno 1994, Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LII: 261-276.
- Ambrosano E., Ferretti O. e Falcinelli F. (1986) - *Tipologia geomorfologica costiera e caratterizzazione mineralogica dei sedimenti di spiaggia del litorale pugliese*. In: Indagine Ambientale del Sistema Marino Costiero della Regione Puglia. Elementi per la Definizione del Piano delle Coste. ENEA, Roma, 55-67.
- Boenzi F. e Ricchetti G. (1999) - *Aspetti geomorfologici*. In: Itinerari Puglia e Monte Vulture. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA ed., pp. 287.
- Bordoni P. e Valensise G. (1998) - *Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications*. In: I. Stewart e C. Vita-Finzi (eds.) Coastal Tectonics, Geol. Soc., London, spec. publ., 146: 71-110.
- Bosi C., Carobene L. e Sposato A. (1996) - *Il ruolo dell'eustatismo nella evoluzione geologica nell'area mediterranea*. Atti 77^a Riun. Est. - Congr. Naz. Soc. Geol. It., "Geologia delle Aree di Avampaese", Bari, 26-28 settembre 1994, Mem. Soc. Geol. It., LI(1): 363-382.
- Brambati A. (1988) - *Lagune e stagni costieri: due ambienti a confronto*. In: Le lagune costiere, ricerca e gestione, G.C. Carrada, F. Cicogna e E. Fresi (a cura di), CLEM ed., pp. 9-33.
- Capuano N., Pappafico G. e Augelli G. (1996) - *Ricostruzione dei sistemi deposizionali plio-pleistocenici del margine settentrionale dell'Avanfossa Pugliese*. Atti 77^a Riun. Est. - Congr. Naz. Soc. Geol. It., "Geologia delle Aree di Avampaese", Bari, 26-28 settembre 1994, Mem. Soc. Geol. It., 51(1): 273-292.
- Carter R.W.G. e Woodroffe C.D. (eds.) (1994) - *Coastal Evolution - Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. A Contribution to IGCP Project 274, Cambridge University Press, pp. 517.
- Ciaranfi N. (1999) - *Le successioni plioceniche e pleistoceniche dell'avampaese*. In: Itinerari Puglia e Monte Vulture. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., BE-MA Ed., pp. 287.
- Ciaranfi N., Pieri P. e Ricchetti G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia Centromeridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 42: 449-460.
- Cinelli F., Cognetti G., Grasso M., Monelli S., Orlando E. e Pagliai A.M. (1988) - *Studio ecologico dell'area marina di Porto Cesareo*. Regione Puglia, Congedo ed., Galatina, pp. 138.
- Cinque A., De Pippo T. e Romano P. (1995) - *Coastal slope terracing versus relative sea level changes. Deductions based on computer simulations*. Earth Surf. Proc. Landf., 20: 87-103.
- Congxian L. e Ping W. (1991) - *Stratigraphy of Late Quaternary barrier-lagoon depositional system along the coast of China*. Sedim. Geol., 72, Elsevier Sc. Publ., pp. 189-200.

- Dai Pra G. (1982) - *The late Pleistocene marine deposits of Torre Castiglione (southern Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5: 115-119.
- Dai Pra G. e Hearty P.J. (1988) - *I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica*. Mem. Soc. Geol. It., 41: 633-644.
- Dai Pra G. e Hearty P.J. (1989) - *Variazioni del livello del mare sulla costa ionica salentina durante l'Olocene. Epimerizzazione dell'isoleucina in Helix SP*. Mem. Soc. Geol. It., 42: 311-320.
- De Pippo T. e Donadio C. (1999) - *Morphology, genesis and evolution of rockpools along Italian coasts*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 22: 129-141.
- De Pippo T., Donadio C. e Pennetta M. (2001a) - *Evoluzione morfologica della laguna di Sabàubia (Mar Tirreno, Italia centrale)*. Geologica Romana, 36: 1-12.
- De Pippo T., Donadio C. e Pennetta M. (2001b) - *Morphological evolution of Lèsina Lagoon (southern Adriatic, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 24: 29-41.
- De Pippo T., Donadio C. e Sgrosso A. (1998) - *Geomorfologia sottomarina di un settore della Penisola Sorrentina (Campania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 21: 103-110.
- De Pippo T., Donadio C., Mazzarella A., Paolillo G. e Pennetta M. (2004) - *Fractal analysis applied to coastal and submarine features*. Z. Geomorph. N. F., 48(2): 185-199.
- De Pippo T., Donadio C., Russo F. e Valente R. (1996) - *Evoluzione morfologica e caratteristiche ambientali del tratto costiero occidentale napoletano*. VI Conf. Sc. Ann. Attiv. Ric. Dip.ti, Territorio ed Ambiente: Giornate Poster Ric. Gruppo Geomineral., Napoli, 27-29 marzo 1996, De Frede ed., pp. 150-151.
- Dogliani C., Mongelli F. e 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(5): 1309-1321.
- Fairbridge R.W. (ed.) (1968) - *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corporation, NYC, pp. 1295.
- Grassi D., Romanazzi L., Salvemini A. e Spilotro G. (1982) - *Grado di evoluzione e ciclicità del fenomeno carsico in Puglia in rapporto all'evoluzione tettonica*. Geol. Appl. e Idrogeol., 17(2): 55-73.
- Groote P.M., Stuiver M., White J.W.C., Johnsen S. e Jouzel J. (1993) - *Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores*. Nature, 336: 552-554.
- Guerricchio A. (1988) - *Aspetti geologici sull'erosione dei litorali e loro influenza nel campo applicativo*. Geol. Appl. e Idrogeol., 23: 29-78.
- Ku T.L., Kimmel M.A., Easton W.H. e O'Neil T.J. (1974) - *Eustatic sea level 120.000 years ago on Oahu, Hawaii*. Science, 183: 959-962.
- Largaiolli T., Martinis B., Mozzi G., Nardin M., Rossi D. e Unfaro S. (1969) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 214 - Gallipoli*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Ricchetti G. (1989) - *Aspetti della evoluzione olocenica della costa pugliese*. Mem. Soc. Geol. It., 42: 287-300.
- Palmentola G. e Vignola V. (1980) - *Dati di Neotettonica sulla penisola Salentina (Fogli 204 "Lecce", 213 "Maruggio", 214 "Gallipoli", 215 "Otranto" e 223 "Capo S.Maria di Leuca"* - Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica di Italia. C.N.R., Progetto Fin. Geodin., Sottopr. Neotett., vol. I: 173-202.
- Paskoff R. e Sanlaville P. (1983). *Les Côtes de la Tunisie, variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien*. Maison de l'Orient Méditerranéen, Lyon, pp. 192.
- Passeri L. (1973) - *Sedimentazione carbonatica attuale e diagenesi precoce nella laguna di Porto Cesareo (Penisola Salentina)*. Boll. Soc. Geol. It., suppl. 1973, 92: 3-40.
- Pirazzoli P.A. (1981) - *Le variazioni del livello del mare durante il post-glaciale*. Riv. Geogr. It., LXXXVIII, 2, Firenze, pp. 154-164.
- Pirazzoli P.A. (1993) - *Global sea-level changes and their measurements*. Global and Planetary Change, 8, Elsevier Sc. Publ. B.V., Amsterdam (Holland), pp. 135-148.
- Pyökäri M. (1997) - *The provenance of beach sediments on Rhodes, southeastern Greece, indicated by sediment texture, composition and roundness*. Geomorphology, 18(3-4): 315-332.
- Ricchetti G. (1999) - *Inquadramento geologico*. In: Puglia e Monte Vulture. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA ed., pp. 287.
- Ricchetti G. e Nuovo G. (1988) - *Aspetti geologici e geomorfologici*. In: F. Cinelli, G. Cognetti, M. Grasso, S. Monelli, E. Orlando e A.M. Pagliai (a cura di), Studio ecologico dell'area marina di Porto Cesareo, Regione Puglia, Congedo ed., Galatina (LE), pp. 14-23.

- Ricchetti G., D'Alessandro A., De Fino M., La Volpe L., Luperto Sinni E., Piccarreta G., Posenato R. e Reina A. (1994) - *Geologia delle aree di avampaese. Guida alla escursione precongressuale e alla escursione tematica sul Cretaceo murgiano*. Soc. Geol. It., 77^a Riun. Est., Congr. Naz., Bari, 23-25 settembre 1994, pp. 86.
- Sestini A. (1963) - *Il Paesaggio*. In: Conosci l'Italia, Touring Club Italiano, Milano, vol. VII, pp. 352.
- Taylor K.C., Hammer C.U., Alley R.B., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gow A.J., Gundestrup N.S., Kipftstuhl J., Moore J.C. e Waddington E.D. (1993) - *Electrical conductivity measurements from GISP2 and GRIP Greenland ice cores*. Nature, 336: 549-552.
- Tozzi M., Kissel C., Funicello R., Lai C. e Parotto M. (1988) - *Nuovi dati paleomagnetici nella Puglia meridionale*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, 13-17 settembre 1988, B: 419-423.
- Viel M., Damiani V. e Setti M. (1986) - *Caratteristiche granulometriche e composizione mineralogica dei sedimenti della Piattaforma Pugliese*. In: Indagine Ambientale del Sistema Marino Costiero della Regione Puglia. Elementi per la Definizione del Piano delle Coste. ENEA, Roma, pp. 127-146.
- Zeza F. (1975) - *Le facies carbonatiche della Puglia ed il fenomeno carsico ipogeo*. Geol. Appl. e Idrogeol., 10(1): 1-54.

Manoscritto ricevuto il 16/06/2004, accettato il 21/02/2005.