

GIUSEPPE MASTRONUZZI & PAOLO SANSÒ (*)

MORFOLOGIA E GENESI DELLE ISOLE CHÉRADI E DEL MAR GRANDE (TARANTO, PUGLIA, ITALIA)

ABSTRACT: MASTRONUZZI G. & SANSÒ P., *Morphology and genesis of Isole Chéradi and Mar Grande (Taranto, Apulia, Italy)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

The Isole Chéradi - San Pietro and San Paolo islands - placed about 5 miles to the SE of Taranto, border towards the Gulf of Taranto two wide sounds of sea, roughly circular in shape: the Mar Grande and the Punta Rondinella bay. These bays show the bottom sculptured on Plio-Pleistocene clays, marked by deep apenninic (NW-SE) and antiapenninic (NE-SW) oriented submerged river valleys. The particular shape of shoreline seems to be the effect of the geological structure of this area and wave diffraction.

The coast is generally represented by an even sloping surface. It is characterized by slow evolution along the coastal tracts facing the open sea where well-cemented Tyrrhenian calcarenites crop out. These last ones gently slope seaward, sheltering the underlying weak clayey units from wave erosion. Along the two bays, the coast is represented by cliffs, with the foot cut in the Plio-Pleistocene clays, in fast retreat because of effective wave undercutting.

Wave diffraction induced by the narrow openings of bays, which developed along the submerged valleys, and the natural evolution of cliffs which tend to stretch parallel to wave crests are responsible for the characteristic shape of the sea bays.

KEY WORDS: Coastal Morphology, Wave Diffraction, Apulia, Italy.

RIASSUNTO: MASTRONUZZI G. & SANSÒ P., *Morfologia e genesi delle Isole Chéradi e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

Le due Isole Chéradi, San Pietro e San Paolo, circa 5 miglia a SE della città di Taranto, sono separate dalla terra ferma da due bracci di mare profondi sino a 6 e 36 m e limitano verso il Golfo di Taranto due specchi d'acqua di forma grosso modo circolare: l'uno, con Punta Rondinella, verso NO, l'altro, il Mar Grande, verso NE. Il fondo di questi, modellato sulle argille a loro volta ricoperte da sedimento attuale e subattuale, è segnato da profonde incisioni ad andamento appenninico ed antiappenninico prodotte dall'erosione in ambiente subaereo.

(*) Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi, Campus Universitario, Bari.

Lavoro eseguito con il contributo Murst 40% «Dinamica e caratteri geoambientali degli spazi costieri» (Resp. Naz.: Prof. G. Fierro; Resp.U.O.: Prof. G. Palmentola).

L'attuale conformazione della linea di riva appare essere l'effetto combinato della particolare struttura geologica dell'area e di effetti di diffrazione del moto ondoso.

Il paesaggio costiero è rappresentato da una superficie dolcemente digradante verso mare; la linea di riva è in lento arretramento, per abrasione, poiché depositi calcarenitici tirreniani, in genere ben cementati, proteggono le sottostanti più tenere unità argillose dall'azione del moto ondoso. Nelle due insenature prevalgono le falesie modellate alla base nelle argille plio-pleistoceniche, in rapido arretramento per scalzamento al piede.

Gli effetti della diffrazione del moto ondoso, indotti dallo stretto imbocco delle insenature formatosi in corrispondenza dei solchi vallivi sommersi, e la tendenza delle falesie a disporsi parallelamente ai fronti d'onda, configurazione di massimo equilibrio, sono poi responsabili della peculiare forma di queste insenature.

TERMINI CHIAVE: Morfologia costiera, Diffrazione del moto ondoso, Puglia.

INTRODUZIONE

Il Mar Grande e le Isole Chéradi (fig.1) sono collocate nel vertice settentrionale del Golfo di Taranto, in un'area di transizione fra le estreme propaggini meridionali dell'altopiano delle Murge, la Piana di Taranto e Brindisi, la Valle di Taranto nell'omonimo golfo e la fascia terrazzata della costa ionica della Basilicata.

La forma caratteristica del Mar Grande, come quella dei due seni del Mar Piccolo, ha attirato in passato l'attenzione di più studiosi che ne hanno dato spiegazioni varie: De Giorgi (1897), Verri & De Angelis D'Ossat (1899) e Parenzan (1960) riconducevano l'origine di queste forme a fenomeni carsici che interesserebbero i calcari mesozoici presenti in profondità; Pagliarulo & Bruno (1990) mettono in relazione la genesi delle depressioni con l'attività di sistemi di faglie che interesserebbero sia il basamento carbonatico mesozoico che le coperture plio-pleistoceniche (Cotecchia & alii, 1987). Un'altra ipotesi attribuisce l'apertura delle rade e la creazione delle depressioni alla rotazione in senso antiorario del Salento (Guerricchio, 1987); un signi-



FIG. 1 - Ubicazione dell'area.

FIG. 1 - Geographical position of the studied area.

ficativo movimento rototraslativo del blocco salentino, in senso opposto a quello dell'ipotesi ora ricordata, viene però riconosciuto da Tozzi & alii (1988). Studi tuttora in corso inducono a ritenere il paesaggio fisico di quest'area come effetto morfologico di tre sistemi di faglie ad orientamento NE-SO, E-O e, subordinatamente, NO-SE, nel dettaglio articolato da forme di ordine minore, generalmente erosive.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area studiata presenta una sostanziale uniformità stratigrafica (fig. 2). Il basamento carbonatico, disposto a gradinata dalle Murge verso lo Ionio e l'Avanfossa Bradanica, è riconosciuto in diversi sondaggi tutto all'intorno del Mar Grande sino alla profondità massima di circa 50 m rispetto al livello del mare. Esso affiora direttamente a SE della Città di Taranto in corrispondenza dell'abitato di San Giorgio, ove costituisce un alto tettonico con orientamento grosso modo antiappenninico (Martinis, 1970). Più piccoli affioramenti sono subito a N del Mar Piccolo dove i calcari mesozoici sono ricoperti in trasgressione da un'unità sabbioso-argillosa.

Numerosi sondaggi eseguiti all'intorno del Mar Grande indicano sui calcari mesozoici la presenza di una poco potente unità trasgressiva calcarenitica (spessore massimo 20

m nell'area di Grottaglie e S. Giorgio), localmente riferibile al Pliocene finale (Robba, 1969), indicata in letteratura con il nome formazionale di Calcarenite di Gravina.

Le Argille Subappenniniche, in parte eteropiche alla Calcarenite di Gravina, rappresentano l'unità più diffusa nell'area intorno al Mar Grande; qui raggiungono i 50 m di spessore, come hanno rilevato sondaggi eseguiti a NO e a NE di Punta Rondinella, nell'abitato di Taranto e nell'area di Capo San Vito, in corrispondenza della nuova base navale. Argille Subappenniniche affiorano inoltre lungo il canale fra Capo San Vito e l'Isola di San Paolo, a circa 36 m sotto il livello del mare. L'età di questa unità giunge almeno sino a 1150 ka, come indicano le datazioni radiometriche eseguite su un livello cineritico in esse contenuto (Capaldi & alii, 1979). Determinazioni del contenuto in nannofossili calcarei suggeriscono una età siciliana per i livelli più recenti di questa formazione (Mazzei, 1985).

Sulle Argille Subappenniniche, in corrispondenza delle Isole Chéradì e a Capo San Vito, poggia in discordanza angolare un'unità sabbioso-argillosa potente non più di 4 m, la cui base è evidenziata da un livello sabbioso con *Arctica islandica* (L.); questa unità ha restituito nannoplancton *Gephyrocapsa sp3*, che permette di riferirla al Pleistocene medio.

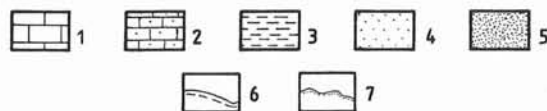
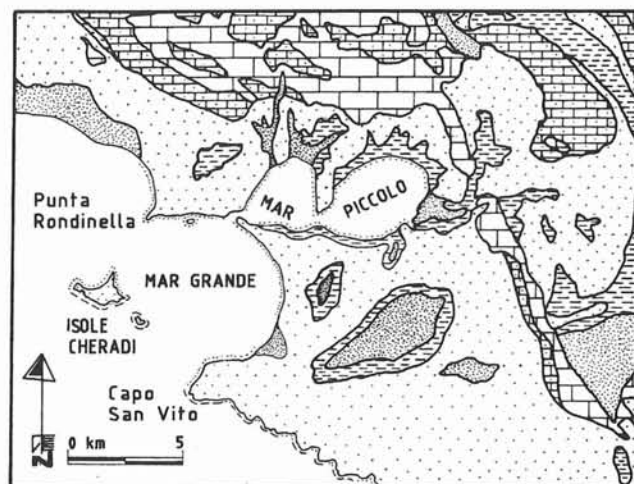


FIG. 2 - Carta geologica schematica dell'area. 1) Calcare di Altamura (Cretaceo superiore); 2) Calcarenite di Gravina (Pliocene medio-Pleistocene inferiore); 3) Argille Subappenniniche (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore); 4) Depositi calcarenitici tipo «panchina» dei terrazzi marini (Pleistocene medio-Pleistocene superiore); 5) Depositi alluvionali e depositi di spiaggia (Pleistocene superiore-Olocene); 6) Costa rocciosa digradante; 7) Costa a falesia.

FIG. 2 - Schematic geological map. 1) Upper Cretaceous limestone (Calcare di Altamura); 2) Middle Pliocene-Lower Pleistocene calcarenite (Calcarenite di Gravina); 3) Upper Pliocene-Lower Pleistocene clays (Argille subappenniniche); 4) Middle-Upper Pleistocene marine terraced deposits (panchine); 5) Upper Pleistocene-Holocene alluvial and beach deposits; 6) Gently sloping rocky coast; 7) Cliff.

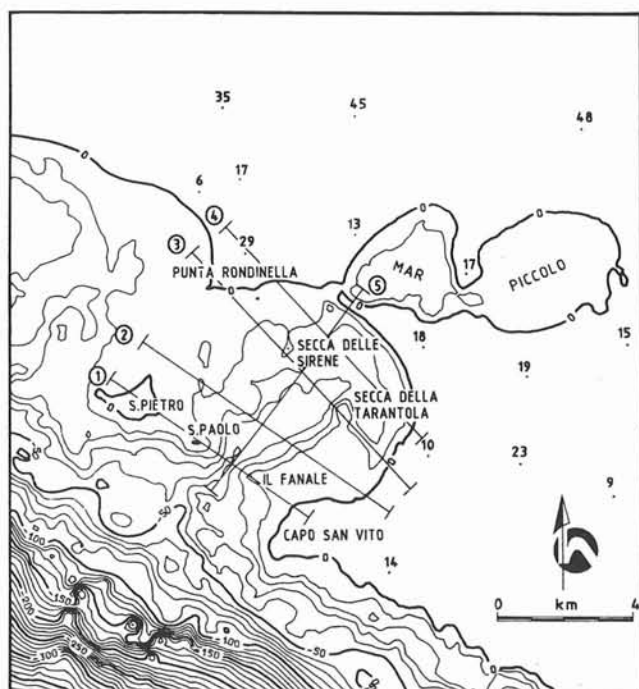


FIG. 3 - Carta batimetrica dell'area ed ubicazione dei profili morfologici.
 FIG. 3 - Bathymetric map and position of morphological profiles.

La locale successione stratigrafica è chiusa da poco potenti unità trasgressive calcarenitiche di mare sottile attribuite al Tirreniano (Ricchetti, 1967). Queste presentano estrema variabilità laterale di facies, passando da sabbie ciottolose sterili verso Punta Rondinella, a sabbie limose con abbondanti resti di *Cladocora coespitosa* L. (età radiometrica 125 ka, Dai Pra & Stearns, 1977) a N del Mar Piccolo, a sabbie laminate con *Echinocardium cordatum* (Pennant) nella città, a calcareniti ad alto contenuto algale con ricche faune a *Strombus bubonius* Lamarck a Punta Penna e presso Il Fronte, e a sabbie e calcareniti con altrettanto ricche faune sulle Isole Chéradi. Su queste isole e presso Capo San Vito le calcareniti, poste alla quota massima di 12 m s.l.m., immergono sino ad un massimo di 15° in direzione SO, verso il mare aperto, e si seguono sotto il livello del mare sino ad una decina di metri di profondità.

ASPETTI GEOMORFOLOGICI

Il modellamento della maggior parte delle forme del paesaggio nell'area del Mar Grande e delle Isole Chéradi è da attribuire all'azione del mare e all'erosione in ambiente subaereo: La prima è responsabile del modellamento delle superfici terrazzate che circondano il Mar Grande, effetto morfologico di periodi di relativo alto stazionamento del livello marino, durante i quali si sono depositi sedimenti riferibili al Tirreniano. In particolare, la superficie più estesa, riconoscibile tutto all'intorno di Taranto, appare articolata fra i 25 e i 4 m di quota.

La piattaforma continentale è caratterizzata tra i -50/-60 e i -25/-35 m da due terrazzi marini di età post-tirreniana (Senatore & alii, 1980; Pescatore & alii, 1987).

Un'ultima superficie sommersa orla di continuo il perimetro costiero del Mar Grande e dell'ansa posta a Ovest di Punta Rondinella. Questa piattaforma è modellata su spessori variabili sino a 10 metri di sedimento sabbioso sciolto subattuale e attuale e poggia direttamente sulle Argille Subappenniniche. Essa è ampia sino a circa 2 km, si presenta inclinata di pochi gradi (massima pendenza pari a 3°) e raggiunge la profondità massima di circa 10 m. All'interno del Mar Grande una brusca variazione di pendio raccorda questa superficie con i versanti di un solco erosivo allungato all'incirca lungo la linea mediana dell'insenatura. La piattaforma è riconoscibile anche dinanzi alle Isole Chéradi e a Capo San Vito; qui è modellata sulle calcareniti pleistoceniche e presenta una minor estensione non superando mai i 200 m.

I fondali del Mar Grande, che una volta ospitavano estesamente la prateria a *Posidonia oceanica* (L.) Delile, oggi sono colonizzati da macchie di *Caulerpa prolifera* (Forsk.) L'ampia baia a N di San Pietro è colonizzata da rade macchie di *Cymodocea nodosa* (Ucaria) Areshoug, mentre *mattes* morte di *P. oceanica* costellano a SE i primi fondali delle Isole. Il coralligeno di piattaforma e la prateria a *P. oceanica* sono ancora ben sviluppati verso il largo solo a partire da circa 15 m di profondità.

Come le superfici emerse più vecchie, anche i fondali appaiono dissecati da una serie di incisioni con profilo a V più o meno addolcito; se ne individuano almeno tre, iso-orientate, che dovevano costituire gli elementi fondamentali di un reticolo idrografico di tipo rettangolare con aste ad orientamento antiappenninico ed appenninico, probabilmente attivo durante la profonda regressione wurmiana (figg. 3, 4).

IL GOLFO DI TARANTO

Il Golfo di Taranto, tra Capo Santa Maria di Leuca e Punta Alice, si presenta come un canale con sezione e pianta prossime alla rettangolarità, il cui fondo raggiunge i 2000 m lungo una depressione ad orientamento appenninico, proseguimento sotto il livello del mare dell'Avanfossa Bradanica: la Valle di Taranto (Rossi & Gabbianelli, 1978). Il complesso Isole Chéradi-Mar Grande si trova nel suo vertice settentrionale ed è esposto ad un settore di traversia di massimo fetch fra 129° e 175°, grosso modo quello della stazione di San Vito Pugliese (Istituto Idrografico Della Marina, 1982). Al settore principale di traversia, circa corrispondente alla direzione dei venti dominanti dei quadranti meridionali, rilevati nelle stazioni meteorologiche di Taranto, Ginosa Marina e di San Vito Pugliese, compete un fetch di 615 miglia (fig. 5).

A causa dell'eposizione ai venti e alle principali mareggiate il lato sud-occidentale del Golfo di Taranto, quello calabro, è quello che assorbe relativamente meno energia del moto ondoso. La sua quasi totalità penetra nel Golfo con lunghezze d'onda inferiori a 400 m con direzione cor-

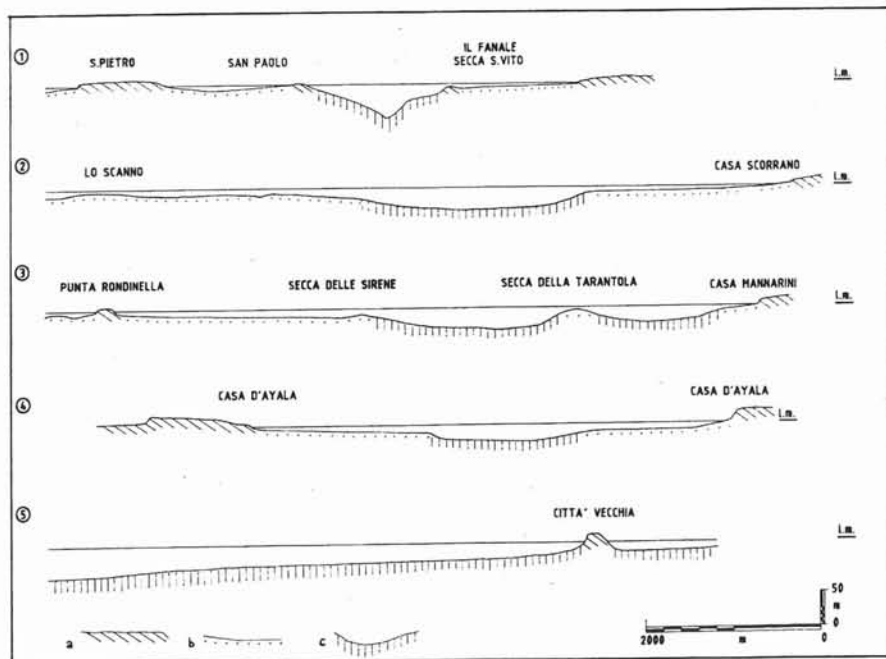


FIG. 4 - Profili morfologici del Mar Grande: a) terrazzo marino; b) piattaforma sottomarina; c) valle fluviale.

FIG. 4 - Morphological profiles of Mar Grande: a) marine terrace; b) submarine platform; c) river valley.

rispondente a quella dei venti dominanti. I fronti d'onda si dispongono paralleli alla costa dopo che le onde hanno iniziato a risentire della presenza della piattaforma continen-

tale distante non più di 10 km dalla linea di riva della Basilicata e non più di 5 km dalle Isole Chéradi e dall'imboccatura del Mar Grande (fig. 6). Essi si propagano quindi nel Mar Grande e nel seno a N dell'Isola di San Pietro attraverso imboccature che data la lunghezza delle onde incidenti e l'andamento delle isobate si possono considerare puntuali. Infatti se l'imboccatura (B) della insenatura è uguale o maggiore a cinque volte la lunghezza d'onda (L) del treno d'onda incidente ($B/L \geq 5$) il fenomeno della diffrazione avviene come indotto da due promontori distinti; se invece $B/L \leq 5$ gli effetti delle sponde dell'imboccatura interferiscono con il treno d'onda incidente (Silvester, 1974). In fig. 7 sono riportati i valori dei coefficienti di diffrazione (rapporto tra l'altezza d'onda diffratta e l'altezza d'onda incidente) lungo diverse direzioni rispetto alla linea mediana dell'imboccatura (α) in funzione dei diversi rapporti B/L per treni d'onda che raggiungono ortogonalmente l'imboccatura di una baia di profondità infinita. Tale grafico può comunque essere adottato per angoli d'incidenza (i) diversi da 90° utilizzando l'apertura equivalente B' , pari a $B \sin i$ (Penney & Prince, 1952) Esso mostra che quanto più piccola è l'imboccatura dell'insenatura tanto meno influente è la direzione dell'onda incidente e tanto più uniformi sono i valori del coefficiente di diffrazione nelle varie direzioni. All'interno di una insenatura con imboccatura reale od equivalente di dimensioni circa uguali a quella della lunghezza d'onda incidente c'è quindi da prevedere che i fronti d'onda risentano solo degli effetti di diffrazione e si dispongono con andamento semicircolare qualunque sia l'orientazione dell'onda incidente. L'andamento regolare dei fronti d'onda in una insenatura reale può comunque essere deformato dagli effetti della rifrazione soprattutto in corrispondenza di baie poco profonde.

Nel caso dell'imboccatura del Mar Grande in corrispondenza di intensi eventi meteorologici (gradi 5-12 della

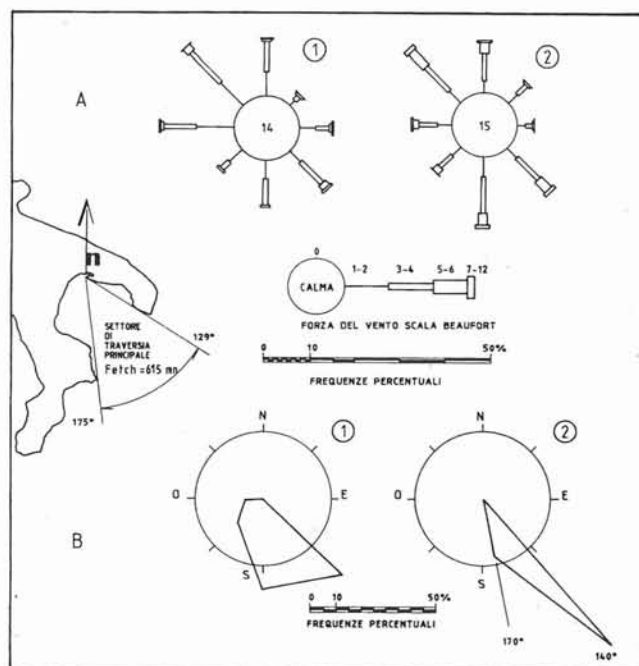


FIG. 5 - Caratteristiche meteorologiche del paraggio di Taranto, riferite alle stazioni di San Vito Pugliese (1), periodo 1930-1963, e di Taranto e di Ginosa Marina (2), periodo 1963-1982: A) frequenze medie annuali percentuali del vento; B) direzione di provenienza delle mareggiate più intense.

FIG. 5 - Wind and Lave climate in the Taranto area according to the San Vito Pugliese station (1) (1930-1963) and Taranto and Ginosa Marina stations (2) (1963-1982): A) wind annual mean frequency (%); B) strongest storms direction.

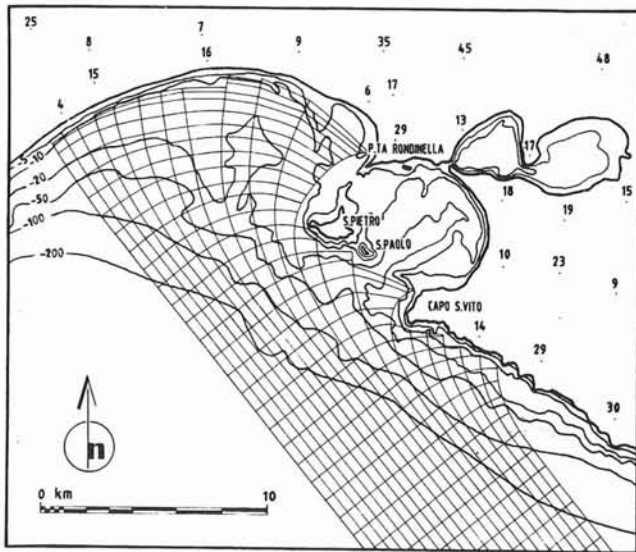


FIG. 6 - Studio della rifrazione del moto ondoso con direzione N140E e periodo 13.55 secondi (tratto da Pesaresi & Longo, 1989; modif.).

FIG. 6 - The refraction of waves with N140E direction of propagation and period of 13.55 s (after Pesaresi & Longo, 1989; modified).

scala Beaufort), provenienti generalmente da SE con angolo d'incidenza sulla costa di circa 20° , possono essere calcolate lunghezze d'onda in acque profonde variabili da 170 a 350 m circa; il moto ondoso, a causa della profondità e della inclinazione dei fondali, raggiunge l'area costiera studiata senza particolare dissipazione di energia. L'imboccatura del Mar Grande, misurata dall'Isola di San Paolo al Fanale di Capo S. Vito, è di circa 1600 m; quella equivalente varia da 140 m a 1385 m circa, assumendo valori di 540 m per l'angolo d'incidenza delle mareggiate più forti. I treni d'onda che si propagano nel Mar Grande, specialmente quelli connessi con gli eventi meteomarinari provenienti dal II quadrante, i più intensi, risultano così influenzati oltre che dalla rifrazione, da importanti effetti di diffrazione; questi determinano la disposizione concentrica dei fronti d'onda che si propagano all'interno dell'insenatura. La dissipazione dell'energia del moto ondoso iniziata appena fuori le Isole Chéradi si completa quindi con il continuo modellamento delle coste a falesia delle due insenature. Esse, infatti, caratterizzate da rapida evoluzione e da veloce arretramento tendono ad assumere andamento planimetrico di massimo equilibrio, cioè a disporsi parallelamente alla direzione dei fronti d'onda dominanti nel paraggio.

LE COSTE

Le Isole Chéradi e Capo San Vito, verso il Golfo di Taranto, mostrano costa modellata su calcareniti tirreniane ben cementate che, debolmente inclinate verso mare, proteggono dal moto ondoso le sottostanti più friabili Argille Subappennino. L'evoluzione della costa è essenzialmente legata ai soli fenomeni di abrasione, responsabili di arretra-

menti modesti. Lungo il lato meridionale dell'Isola di San Pietro solo un tratto di costa di un paio di centinaia di metri si sviluppa parallelamente alla immersione della panchina tirreniana; proprio qui strutture militari risalenti alla II Guerra Mondiale sono in buona parte franate per scalzamento alla base della modesta falesia, così come lo sono le sepolture, forse medioevali, qui rinvenute. Sull'Isola di San Paolo le strutture militari risalenti al 1893-95, poggianti sulle calcareniti tirreniane ed esposte verso il Golfo, mostrano segni di cedimenti solo a partire dalla fine degli anni '80.

Il perimetro interno delle due insenature è rappresentato da falesie che, di altezza relativamente modesta, sono modellate alla base in unità argillose cui seguono differenti spessori di calcareniti a giacitura suborizzontale. Il moto ondoso, pur meno intenso, determina lo scalzamento alla base della falesia con frequenti movimenti in massa. Sono diversi gli esempi di arretramento per scalzamento al piede: presso Punta Rondinella un villaggio neolitico del II millennio a.C. è in buona parte franato, così come lo era quello del I millennio sullo scoglio del Tonno; in epoca storica diversi crolli sono testimoniati nelle strutture poste a difesa della città a partire dal XI secolo (Speziale, 1930). La tradizione popolare indica inoltre franate in mare strutture religiose e civili presenti sia sull'Isola di San Pietro che sull'Isola di San Nicolichio (Marzo & alii, 1997); quest'ultima, la terza delle Isole Chéradi, è oggi inglobata nelle opere del porto industriale del capoluogo ionico. Numerosi cedimenti si riconoscono nelle opere di banchinaggio, risalenti al 1893-95, della costa interna dell'Isola di San Paolo. Caratterizzate da falesie in costante e veloce arretramento, infine, sono anche le coste orientali e settentrionali dell'Isola di San Pietro modellate, oltre che su argille e calcareniti alla base, su depositi continentali riferiti a 15262 ± 350 e 8394 ± 150 anni B.P. (Dini & alii, 1997).

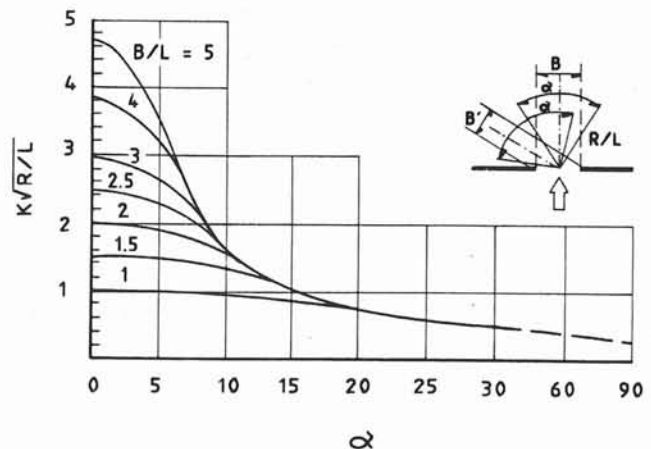


FIG. 7 - Variazione del coefficiente di diffrazione (K) in funzione del rapporto tra l'ampiezza dell'imboccatura (B) e la lunghezza dell'onda incidente (L). Rappresenta la distanza dal centro dell'imboccatura; B' indica l'apertura equivalente per onde incidenti con angoli diversi da 90° .

FIG. 7 - Diffraction coefficient as a function of bay gap width (B) and incident wave length (L). R is the length from the center of bay's gap; B' is the equivalent width relative to incident waves travelling width angles different from 90° .

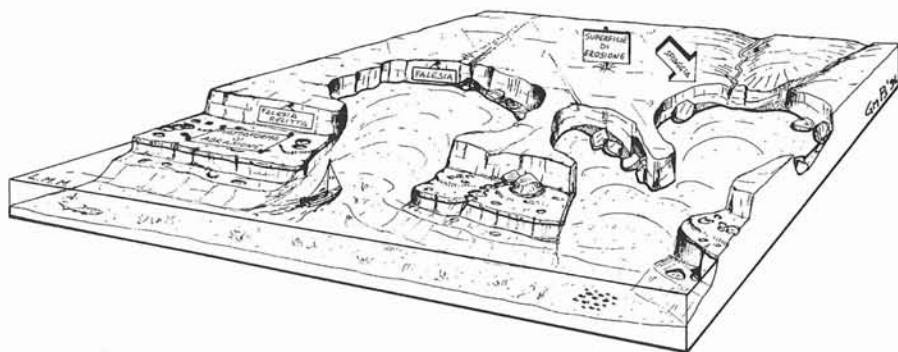


FIG. 8 - Schema della morfologia costiera nei dintorni di Torre Sant'Andrea (Lecce) (da Mastronuzzi & alii, 1992; modif.).

FIG. 8 - Scheme of the coastal morphology in the surroundings of Torre Sant'Andrea (Lecce) (after Mastronuzzi & alii, 1992; modified).

DISCUSSIONE

Le ampie insenature del Mar Grande, l'una, e quella limitata dal litorale di Punta Rondinella e dall'Isola di San Pietro, l'altra, nonché stesse Isole Chéradi sono di origine erosiva. In prossimità di esse il moto ondoso proveniente da SE arriva senza aver subito sostanziale dissipazione sul fondo e trova vie di propagazione nelle profonde incisioni fluviali riconoscibili fra i -50 e i -30 m. La particolare forma grosso modo circolare delle insenature è dovuta alle differenti modalità e velocità di evoluzione della costa e alla diffrazione dei treni d'onda incidenti. Lungo il litorale esposto verso il mare aperto l'assetto dei corpi geologici fa che sia esposta al moto ondoso una superficie digradante verso mare modellata nelle resistenti panchine del Pleistocene superiore. Esse proteggono come un carapace i litotipi più erodibili su cui poggiano; pertanto in questi tratti la linea di costa arretra lentamente, essenzialmente per abrasione. Le due insenature sono invece bordate da falesie modellate in argille alla base ed in calcareniti nella parte superiore. La loro evoluzione si presenta caratterizzata da relativamente veloci movimenti in massa innescati da un'efficace azione di scalzamento al piede. La deformazione dei treni d'onda che si propagano attraverso le strette imboccature delle baie a causa del fenomeno di diffrazione e la tendenza delle falesie in rapida evoluzione a disporsi parallelamente ai fronti d'onda, configurazione di massimo equilibrio, sono poi responsabili della forma subcircolare di queste baie.

Forme costiere simili, seppure di dimensione minore, sono riconoscibili, a mo' d'esempio, lungo il litorale a Nord di Otranto (Puglia) (Mastronuzzi & alii, 1992) sia lungo il litorale del Dorset (Inghilterra meridionale) (Bird, 1984).

Nel primo caso la bassa velocità di arretramento del tratto di costa esposto al mare aperto è dovuta alla presenza di un'ampia piattaforma posta a circa 3 m di altezza su cui viene a dissiparsi l'energia del moto ondoso. Una baia di forma circolare, il cui sviluppo è stato guidato in un primo momento da linee di debolezza strutturale, è invece bordata da falesie modellate in tenere calcareniti ed in veloce arretramento per movimenti di massa indotti da processi di scalzamento al piede (fig. 8).

Nella famosa baia di Lulworth Cove (Dorset, Inghilterra meridionale) l'insenatura è protetta da una dorsale modellata nei resistenti calcari giurassici. Alle spalle dello

stretto imbocco la costa è costituita da alte falesie modellate in sabbie ed argille di età cretacea (Wealden Beds), in rapida evoluzione a causa di movimenti di massa (fig. 9).

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il paesaggio fisico dell'area delle Isole Chéradi e del Mar Grande deve la sua attuale configurazione all'interazione di processi morfogenetici differenti, l'erosione fluviale e il modellamento marino, condizionati dall'assetto strutturale dei corpi geologici (fig. 10).

Le Isole Chéradi, come già in qualche modo De Giorgi (1897) aveva intuito, rappresentano i testimoni di una più o meno estesa penisola che le univa alla attuale Punta Rondinella. Ad una prima fase di modellamento marino, durante il Tirreniano, è corrisposta la formazione delle superfici suborizzontali dei terrazzi marini. Nella successiva fase regressiva un'intensa erosione subaerea avrebbe isolato una dorsale; in questo periodo essa avrebbe rappresentato la zona di spartiacque fra un bacino idrografico posto a N dell'attuale Isola di San Pietro e quello presente nell'area del futuro Mar Grande. Poichè tale rete idrografica taglia le superficie terrazzate tirreniane ed ha livello di base sensibilmente più in basso dell'attuale, questa fase di modellamento può ragionevolmente essere riferita all'ultimo periodo glaciale, allorché il livello del mare era posto circa 120 metri più in basso dell'attuale.

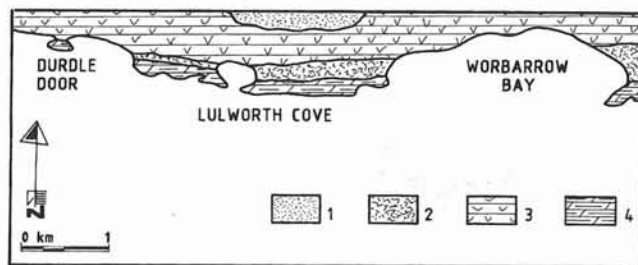


FIG. 9 - Schema geologico dell'area di Lulworth Cove (Dorset, Inghilterra) (da Bird, 1984; modif.). 1) Terziario; 2) Chalk; 3) Wealden Beds; 4) Calcari giurassici.

FIG. 9 - Geological scheme of Lulworth Cove (Dorset, England) (after Bird, 1984; modified). 1) Tertiary; 2) Chalk; 3) Wealden Beds; 4) Jurassic limestones.

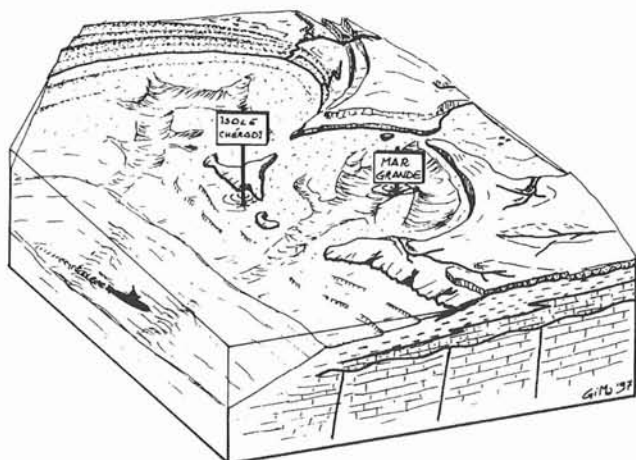
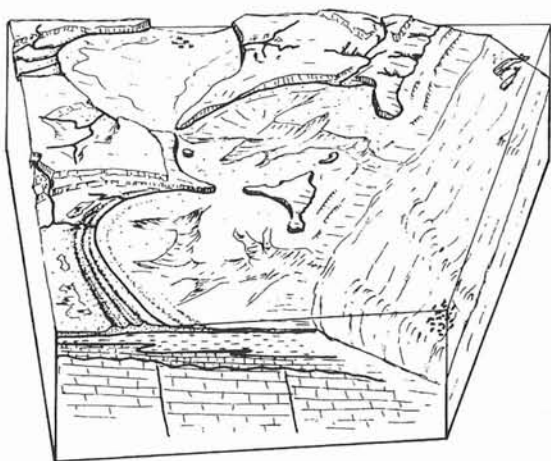


FIG. 10 - Schema geomorfologico dell'area delle Isole Chéradi e del Mar Grande. 1) Calcare di Altamura (Cretaceo superiore); 2) Calcarenite di Gravina (Pliocene medio-Pleistocene inferiore); 3) Argille subappenniniche (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore); 4) Depositi calcarenitici tipo «panchina» dei terrazzi marini (Pleistocene medio-Pleistocene superiore); 5) Depositi alluvionali e depositi di spiaggia (Olocene).

FIG. 10 - Geomorphological scheme of Chéradi Islands and Mar Grande. 1) Upper Cretaceous limestone (Calcare di Altamura); 2) Middle Pliocene-Lower Pleistocene calcarenite (Calcarenite di Gravina); 3) Upper Pliocene-Lower Pleistocene clays (Argille subappenniniche); 4) Middle-Upper Pleistocene marine terraced deposits (panchine); 5) Holocene alluvial and beach deposits.

Durante la prima veloce fase della rimonta olocenica del mare questa zona di spartiacque sarebbe divenuta per graduale sommersione ed erosione una penisola, bordata da profonde e strette insenature all'incirca ortogonali al generale andamento della linea di riva, formatesi in corrispondenza delle principali valli. Lo stazionamento del livello del mare intorno alla posizione attuale, a partire da circa 6000 anni B.P., avrebbe prodotto il lento processo di

erosione responsabile dell'isolamento dei lembi di terra che oggi costituiscono le Isole Chéradi. L'andamento circolare della linea di riva di quest'area del Golfo di Taranto è dovuta al graduale arretramento delle falesie le quali si sono disposte parallelamente ai fronti d'onda deformati dal fenomeno di diffrazione. L'evoluzione delle falesie è stata accompagnata dalla formazione al loro piede di un'ampia superficie, debolmente inclinata verso il largo, presente tuttintorno il perimetro del Mar Grande e dell'insenatura di Punta Rondinella fino a circa 10 m di profondità.

È possibile a questo punto stimare un tasso di arretramento di queste coste rocciose di circa 0,5 m/anno per gli ultimi cento anni; tale valore è medio fra i 0,06 m/anno calcolati per aree dove l'azione del mare pur estremamente intensa è efficacemente contrastata dalle condizioni di giacitura delle panchine, lato esposto alle mareggiate delle Isole Chéradi e di Capo San Vito, e 0,8 m/anno misurati lì dove il moto ondoso, anche se smorzato, opera un'efficace azione di scalzamento al piede di falesie - perimetro costiero delle insenature. «Ma tant'è! O per l'una o per l'altra causa, probabilmente per entrambe (l'erosione e l'oscillazione del livello marino N.d. AA.), le nostre isole - *quad Deus avertat - scompariranno*» (Blandamura, 1925); lembi di quella penisola, rappresentati da secche e scogli affioranti fra Punta Rondinella e l'Isola di San Pietro, sono ancora riportati in diverse rappresentazioni cartografiche risalenti al XVII-XIX secolo (Mastronuzzi & alii, 1989). Negli ultimi anni della trasgressione olocenica la deriva lungo il litorale Alto Ionio (Amore & alii, 1988) e nel Mar Grande ha distribuito quindi il detrito lungo costa a NO di Punta Rondinella a costituire uno spesso prisma sedimentario, corrispondente al sistema attuale della spiaggia, dei cordoni e delle aree retrodunari, che in qualche modo maschera la forma a «catino» di quello specchio di mare. Nel Mar Grande la diffrazione del moto ondoso e la conseguente deriva costiera portano ad accumulare la maggior parte di sedimento nelle aree sottoflutto, caratterizzate dai bassi fondali protetti da Capo San Vito e dalle Isole.

BIBLIOGRAFIA

- AMORE C., D'ALESSANDRO L., DI GERONIMO E., GIUFFRIDA E., LO GIUDICE A. & ZANINI A. (1988) - *Dinamica litorale del Golfo di Taranto tra Capo Spulico e Punta Rondinella*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., 21, 333.
- BIRD C.F. (1984) - *Coasts. An Introduction to Coastal Geomorphology*. Blackwell, London.
- BLANDAMURA G. (1925) - *Choerades Insulae. Le Chéradi del Jonio*. Stab. Tip. Arcivescovile, Taranto.
- CAPALDI G., CIVETTA L., LIRER L. & MUNNO R. (1979) - *Caratteri petrografici ed età K/Ar delle cineriti intercalate nelle formazioni argillose pleistoceniche della fossa bradanica*. Geol. Appl. Idrogeol., 15 (3).
- COTECCHIA V., LOLLINO G., PAGLIARULO R., STEFANON A., TADOLINI T. & TRIZZINO R. (1989) - *Studi e controlli in situ per la captazione della sorgente sottomarina Galeo Mar Piccolo di Taranto*. Atti Conv. Intern. Geoling. Suolosottosuolo, Torino.
- DAI PRA G. & STEARNS C.E. (1977) - *Sul Tirreniano di Taranto: datazioni su coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$* . Geol. Romana, 16, 231-242.
- DE GIORGI C. (1897) - *Geografia fisica e descrittiva della provincia di Lecce*. Tip. Ed. Salentina, Lecce.

- DINI M., MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (1997) - *Morphogenetic effects of relative sea level changes in Southern Apulia (Italy)*. Abstract IV International Conference on Geomorphology, Bologna 28/8-3/9/1997, Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl. 3 (1).
- GUERRICCHIO A. (1987) - *L'evoluzione dei litorali. Tematiche geologico applicative*. Ed. Bios, Collana «Difesa del suolo e pianificazione territoriale», Cosenza.
- ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA (1982) - *Il vento e lo stato del mare lungo le coste italiane e dell'Adriatico*. Ist. Idrogr. Marina, 3, Genova.
- MARTINIS B. (1970) - *Osservazioni sulla struttura di San Giorgio Jonico (Taranto)*. Atti Acc. Naz. Lincei, 49 (5), 299-305.
- MARZO P., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G. & SANSÒ P. (1997) - *Le Isole Chéradì*. Rivista Marittima, 4, 99-118.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G. & RICCHETTI G. (1989) - *Principali modificazioni della linea di costa pugliese a seguito della trasgressione olocenica*. Mem. Soc. Geol. It., 42, 287-300.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G. & SANSÒ P. (1992) - *Morphological Types of Coast on Southeastern Apulia*. Proceed. Intern. Coastal Congress, Kiel, 784-797.
- MAZZEI R. (1985) - *Le argille pleistoceniche del Mar Piccolo (Taranto): inquadramento biostratigrafico e cronostatigrafico sulla base dei nanofossili calcarei*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., ser. A, 92, 199-208.
- PAGLIARULO R. & BRUNO G. (1990) - *Implicazioni tettonico-strutturali nella circolazione idrica profonda nell'area del Mar Piccolo di Taranto (Puglia)*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 307-312.
- PARENZAN P. (1960) - *Il Mar Piccolo di Taranto*. Semeraro, Roma.
- PENNEY W.G. & PRICE A.T. (1952) - *The diffraction theory of sea waves by breakwaters*. Phil. Trans. R. Soc., A 244, 236-253.
- PESARESI P. & LONGO S. (1989) - *Nuova stazione navale a Taranto*. Edilizia Militare, 10, 25-26, Geniodife, Roma.
- PESCATORE T., ROSSI S. & SENATORE M.R. (1987) - *Golfo di Taranto*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- PINO A. (1995) - *Variazioni morfologiche della linea di riva e dei fondali del Mar Piccolo e del Mar Grande di Taranto*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Università degli Studi di Bari (inedita).
- RICCHETTI G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., 6, 18, 123-130.
- ROBBA E. (1969) - *Il Plio - Pleistocene della zona di Taranto*. Riv. It. Paleont., 75 (3), 605-672.
- ROSSI S. & GABBIANELLI G. (1978) - *Geomorfologia del Golfo di Taranto*. Boll. Soc. Geol. It., 97 (4), 423-437.
- SENATORE M.R., MIRABILE L., PESCATORE T. & TRAMUTOLI M. (1980) - *La piattaforma continentale del settore nord-orientale del Golfo di Taranto (Piattaforma pugliese)*. Geol. Appl. Idrogeol., 13, 33-49.
- SILVESTER R. (1974) - *Coastal Engineering Generation propagation and influence of waves*. Elsevier, Amsterdam, 457 pp.
- SPEZIALE G.C. (1930) - *Storia militare di Taranto negli ultimi cinque secoli*. Laterza, Bari.
- TOZZI M., KISSEL C., FUNICIELLO R., LAI C. & PAROTTO M. (1988) - *Nuovi dati paleomagnetici nella Puglia meridionale*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It. (Sorrento, 13-17 Settembre 1988), B, Benevento, 419-423.
- VERRI A. & DE ANGELIS D'OSSAT G. (1899) - *Cenni sulla Geologia di Taranto*. Boll. Soc. Geol. It., 18, 179-210.