

PAOLO ROBERTO FEDERICI (*), SERGIO GINESU (**) & GIACOMO OGGIANO (**)

GENESI ED EVOLUZIONE DELLA PIANURA COSTIERA TURRITANA (SARDEGNA SETTENTRIONALE) (***)

ABSTRACT: FEDERICI P. R., GINESU S., OGGIANO G. *Genesis and evolution of the Turritano coastal plain (North Sardinia, Italy)* (IT ISSN 0084-8948, 1987).

This paper refers to an area lying behind the Sassari shores, consisting of a narrow flat-land, which lies in a 20 km long strip parallel to the coast-line, and of a NW gently dipping surface, eastward and southward bounded by weak reliefs, which never exceed 400 m above sea level. Both geological and geomorphological mapping have been carried out in order to reconstruct the evolution of the coastal plain and its relationship with recent Tectonics.

The structuration of this district started in the Neogene: most of the sedimentary deposit of this age occupies the mapped area. A Neogene transgressive sequence, consisting of conglomerates, sands and bioclastic limestones, characterized by the occurrence of hermatitic bodies of Uppermost Burdigalian age, capped by a thick sequence of marls alternating thin limy levels probably belonging to Serravallian, lies unconformably above a pre-Upper Burdigalian complex, consisting both in calc-alkaline volcanic and lacustrine to shallow sea rocks.

The part of the plain near the coast-line is occupied by Quaternary deposits, principally aeolian sands. The main aeolian deposits have been recognized: the oldest belonging to Riss time, the second to the Würm and finally a Holocene not yet planated dunes field, where are parabolic, longitudinal, hook-shaped types. An ancient paleosol suggests an aeolian episode during Mindel. Embedded between the Rissian and Würmian eolianites a Tyrrhenian episode marked by a beach rock (panchina); less extended deposits are represented by lacustrine to brackish environment limestone lying behind the old Tyrrhenian coastal barrier. Quaternary deposits have also been recognized in the inner part of the area, consisting of slope, colluvial and slope stratified deposits. The latter, never signalled in Anglona and Turritano, were deposited in a periglacial environment during the Würm epoch.

The links between the Turritano area and the Neogene Tectonics are very close. A distensive movement generated a NNW trending asymmetrical graben, contemporaneous with the Upper Burdigalian transgression, inward a more wide one of Oligocene age and with a N-S trend. The deepening of the sea inside the NNW trending graben led to deposition of marls which are the most recent Neogenic deposits. After a presumed Messinian compression, a general uplift in a distensive regime occurred. Those movements upset the pre-existing accidents giving a whole of tilted blocks. So, most of territory is characterized by a gently NW dipping paleosurface parallel to the bedding of Miocene

strata, eroded by cataclinal streams. The central part of the land consists of a wide tilted block, which develops a smooth surface. In the ESE part of the area changes in lithology are stressed by breaks of slope and the drainage is influenced by NNE faulting: the slopes are characterized by cuestas both corresponding to ignimbritic flows and limy beds of high competence.

A contrast on landforms rises between the inner area and the outer coastal strip. The first shows strongly Tectonics guided landforms, the latter shows a landscape due to exogenic activity. Particularly aeolian morphogenesis modelled the outer plain with an immense sand field and the Holocene dunes system. In the main valley, i.e. the Rio Silis, a deep seated gravitational phenomenon occurs, probably linked to Quaternary seismic shocks, connected with the latest basaltic vulcanism of the region.

Finally, investigations on the present coastal dynamics have been performed using granulometric methods. The results gave a confirmation of a general retrogradation of the sandy shore, and those on the inner part of the continental shelf have permitted to observe the continuity of the morphologic and tectonic features of the emerged Turritano land in the Gulf of Asinara.

The Turritano coastal plain can be defined as a flat-land primarily built (*sensu* SHEPARD), then grown up by aggradation of aeolian sediments.

RIASSUNTO: FEDERICI P. R., GINESU S. & OGGIANO G., *Genesi ed evoluzione della pianura costiera turritana (Sardegna settentrionale)* (IT ISSN 0084-8948, 1987).

La pianura turritana, che rappresenta lo sbocco al mare della città e dell'agro di Sassari, si sviluppa per circa 20 km di lunghezza parallelamente alla linea di costa attuale con una superficie in debole pendenza verso NW. Il lavoro cartografico geologico e quello geomorfologico sono stati eseguiti mirando a ricostruire la genesi e l'evoluzione della pianura costiera e le sue relazioni con la Tettonica recente.

La strutturazione del territorio inizia nel Neogene. Su di un complesso costituito da vulcaniti calc-alcaline, depositi lacustri e di mare poco profondo, di età precedente il Burdigaliano superiore, giace in discontinuità una sequenza trasgressiva del Neogene, che ricopre quasi tutta la regione. È formata da conglomerati, sabbie e calcari bioclastici, caratterizzati dalla ricorrenza di corpi hermatitici del Burdigaliano superiore, a loro volta coperti da una potente sequenza di marne con alternanze di sottili livelli argillosi, riferibile probabilmente al Serravalliano.

La porzione di piana prossima al litorale è occupata da depositi del Quaternario, principalmente sabbie eoliche. Sono stati così osservate eolianiti riferibile al Riss e al Würm ed infine il campo di sabbie non ancora spianato dell'Olocene, ove sono riconoscibili le forme della morfogenesi eolica, quali dune paraboliche, a uncino ed anche longitudinali. Un paleosuolo molto antico fa presumere la esistenza di un episodio eolico sabbioso durante il Mindel. Incluso fra le sabbie rissiane

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa.

(**) Istituto di Scienze Geologico-Mineralogiche della Università di Sassari.

(***) Lavoro eseguito con i fondi 40% del M.P.I., Progetto: *Genesi ed Evoluzione Geomorfologica delle Pianure dell'Italia Peninsulare ed Insulare*.

e quelle würmiane si trova un deposito marino del Tirreniano, costituito da una panchina; un deposito di minor estensione è rappresentato da calcari lacustri e salmastri che si trovano dietro l'antico cordone litorale del Tirreniano. Tutto il territorio è poi ricoperto da sottili depositi di pendio e colluviali e, nella sua parte più interna, sono presenti falde detritiche stratificate (éboulis ordonnés) deposte in seguito a fenomeni periglaciali durante l'epoca würmiana.

I legami fra la morfologia del territorio turritano con la Tettonica del Neogene sono molto stretti ed evidenti. Un movimento di distensione ha generato, con una direzione preferenziale NNW, un graben asimmetrico contemporaneo alla trasgressione burdigaliana superiore all'interno di un più ampio graben di età oligocenica allungato N-S. L'approfondimento del mare all'interno della fossa turritana ha determinato una deposizione di marne, che sono i livelli neogenici più recenti. Dopo una presunta compressione nel Messiniano, si ebbe un generale basculamento in un regime a carattere distensivo che rimosse gli effetti degli eventi diastrofici preesistenti scomponendo l'insieme in blocchi. Così la maggior parte del territorio è caratterizzata da una grande superficie in debole pendenza verso NW corrispondente a quella delle superfici di strato dei sedimenti del Miocene, erosa da un sistema drenante di tipo cataclinale. Nella parte orientale e sudorientale il drenaggio è influenzato anche dal sistema di faglie NNE mentre i versanti sono caratterizzati da una morfologia a «cuestas» ricorrenti sugli espandimenti ignimbritici e sui livelli meno argillosi, poiché in generale alla variazione della litologia corrispondono rotture dei versanti. Nella valle principale del Rio Silis si trova un profondo scollamento del versante, probabilmente dovuto ad un evento sismico legato alle più recenti manifestazioni vulcaniche. Così fra l'area interna e la fascia costiera è evidente un contrasto nelle forme del paesaggio: nella prima infatti un'intensa Tettonica ha guidato le forme, mentre nella seconda la morfogenesi esogena ha modellato il territorio. In particolare è l'attività eolica ad avere lasciato tracce grandiose, con gli antichi depositi di sabbia distribuiti per molti chilometri all'interno e con l'imponente cordone di dune oloceniche sul litorale. A Occidente una tipica morfologia retrodunale segna il paesaggio nei dintorni di Platamona.

Infine, le indagini sulla dinamica litorale attuale, con l'uso di metodologie granulometriche, hanno permesso di constatare un generale arretramento della linea di costa, in atto da tempo, e quelle sulla piana sommersa hanno permesso di osservare sui fondali marini la continuazione dei motivi strutturali e morfologici della terraferma.

La pianura costiera turritana può essere dunque definita una bassa terra di origine primaria (*sensu* SHEPARD), successivamente cresciuta per aggradazione di sedimenti eolici.

TERMINI CHIAVE: Carta geologica, carta geomorfologica, Geomorfologia, Tettonica, pianura costiera, Sardegna.

INTRODUZIONE

Nel quadro della varia tipologia delle pianure costiere della Sardegna, la piana turritana offre svariati motivi di interesse antropico e naturalistico. Affacciata sul golfo dell'Asinara fra i promontori di Abbaduriente e Punta Tramontana, essa rappresenta il naturale sbocco al mare della città di Sassari e con il suo immenso arenile offre grandi possibilità di utilizzo turistico.

La piana, fino a pochi anni fa interessata solo dalla attività agricola, che si è sviluppata soprattutto sulla fascia costiera e presso le maggiori incisioni fluviali, ha visto una forte richiesta di urbanizzazione. Lungo la strada litoranea, che ha tagliato con direzione Est-Ovest il cordone dunale olocenico, sono sorti così degli insediamenti turistici con le relative infrastrutture; tra tutte è la cimosa costiera ad Est del Rio Silis a risultare più edificata. Anche l'espansione delle aree già urbane è stata notevole, cosicché i pri-

mi edifici della città di Sassari sono visibili al margine meridionale della carta allegata al nostro lavoro ed anche l'ampliarsi degli abitati di Sorso e Sennori ha facilitato l'insediamento nell'agro. Tuttavia, salvo alcune zone come Ottava e San Giovanni, esso non risulta praticamente cartografabile, perché diffuso in modo sparso specialmente nella parte centro-occidentale dell'area. A scopo industriale sono state aperte delle cave di sabbia, di cui alcune sono ancora attive, ma il prelievo di materiale risulta limitato.

Nel complesso il paesaggio fisico non è stato molto danneggiato; la vicinanza di centri turistici più famosi e meglio attrezzati ha fatto sì che l'intera area di Platamona sia meno compromessa di altre, cosicché il presente studio è giustificato non soltanto dai problemi scientifici dell'evoluzione della pianura, ma anche dalla necessità di interpretare il suo attuale aspetto di prodotto naturale. In particolare la piana turritana offre spunti di riflessione per la sua genesi e per gli stretti rapporti di interdipendenza della morfologia con la litologia e la struttura, che la rendono abbastanza atipica. Per tutti questi motivi il suo studio è stato inserito nei programmi del Progetto di interesse nazionale del Ministero della Pubblica Istruzione «Genesi ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare» e qui viene presentato.

Sebbene il litorale sassarese sia stato oggetto di pochi studi, esistono alcune pubblicazioni su argomenti specifici che sono state tenute in considerazione durante il nostro lavoro. L'esame dettagliato della spiaggia che va da Platamona al Rio Pedras de Fogu è contenuto nella mono-



Fig. 1 - Ubicazione della regione turritana studiata.

grafia geografica «Le spiagge della Sardegna» di SPANO & PINNA (1956), che si occupa strettamente dell'arenile. Secondo gli Autori, la sua morfologia è dovuta principalmente alla sedimentazione marina combinata con l'eolica, data la modesta influenza di quella fluviale. Per quanto riguarda le condizioni di stabilità della spiaggia, all'epoca dello studio la sua porzione orientale, più esposta al maestrale, risultava in via di erosione, eccetto la zona di Marritza, mentre la porzione occidentale in prossimità della Torre di Abbadure era interessata da un notevolissimo aumento.

Un certo interesse presentano anche il lavoro pedologico di PIETRACAPRINA (1964) sulla Sardegna nord-occidentale per qualche riferimento ai suoli di Platamona e quello di BRANDIS (1973) su qualche forma del rilievo.

Vanno poi citati gli scritti di FIERRO (1965) e FIERRO & OZER (1974) sulla ripartizione dei minerali in campioni di sabbie della terraferma e del Golfo dell'Asinara.

Una considerevole mole di dati è stata acquisita nel corso di lunghe ricerche da OZER e messe a punto nel 1976, nella tesi di dottorato, nella quale l'Autore descrive la costa della Sardegna settentrionale. Considerando in particolare la zona di Platamona - Marina di Sorso, egli distingue il cordone di dune attuali, che circonda la spiaggia, dalle sabbie più antiche per mezzo di un esame granulometrico e dell'indice di arrossamento delle sabbie stesse. Inoltre OZER ha riconosciuto una antica linea di riva, più interna rispetto a quella attuale. Notevole è stato l'impegno nel migliorare le conoscenze della spiaggia sommersa e interessanti le ricostruzioni cronostratigrafiche da lui tentate, sulla base di alcune sezioni, per il tardo Pleistocene. Alcune osservazioni compiute nel lavoro di OZER riguardano elementi già noti dalla letteratura, che vengono completati, e in più vi sono numerosi dati nuovi, inseriti in un bel lavoro di Geologia del Quaternario.

In seguito lo scienziato belga ha portato ulteriori precisazioni sugli studi da lui eseguiti e qualche osservazione Neotettonica.

Infine va ricordato il foglio 180 (Sassari) della Carta Geologica d'Italia (1959) che è servito per un inquadramento generale. Tuttavia la sostanziale insufficienza della base geologica ci ha indotto ad eseguire un rilevamento e una carta geologica, che ha permesso un progresso nelle conoscenze della zona, e le grandi lacune nel campo geografico fisico ci hanno pure indotto a preparare una carta geomorfologica. I due documenti sono parte integrante del nostro lavoro, che ha potuto quindi svilupparsi su una notevole mole di dati di campagna.

IL QUADRO GEOLOGICO

a) STRATIGRAFIA DELLE FORMAZIONI PREQUATERNARIE

Nell'area rilevata i terreni più antichi sono rappresentati da vulcaniti del ciclo magmatico calco-alcalino terziario indicati con la sigla Au nella carta geologica. Si tratta di andesiti iperstenico-augitiche, talvolta con alterazioni in senso spilitico (SE di Monte Pira Cotta), per le quali

sono state proposte età radiometriche K^{40}/Ar^{40} che vanno da 20,2 a 30,4 M.A. (MONTIGNY & *alii*, 1981).

Al di sopra delle andesiti poggiano degli agglomerati vulcanici, che sono il prodotto della loro rielaborazione epiclastica (AnC). Il loro aspetto è generalmente caotico, con clasti a spigoli vivi. Solo localmente si osserva una grossolana stratificazione e tracce di una modesta rielaborazione da trasporto. Lo spessore delle epiclastiti può superare i 150 metri.

Al di sopra ancora segue un complesso sedimentario marnoso-tufitico arenaceo (CML), costituito da: a) marne arenacee giallognole, con silicoclasti di muscovite, quarzo e abbondante plagioclasio; b) marne muscovitiche grigio scure, ricche di resti carboniosi vegetali, livelli di selce scura, orizzonti lignitiferi; c) arenarie quarzoso-feldspatiche e tufiti.

Tale complesso sedimentario (Lacustre *Auct.*) è indicato con m_1l nel foglio 180 (Sassari) della Carta Geologica d'Italia, dove viene distinto dal complesso M_{1t} , nel quale compaiono facies di ambiente marino protetto, ricche di faune a Gasteropodi, Lamellibranchi e Foraminiferi planctonici di età aquitaniana (REDINI, 1959; MAXIA & PECORINI, 1969; SPANO & ASUNIS, 1984). La presenza di Pectinidi e Foraminiferi planctonici da noi riscontrate nelle marne arenacee (facies a del complesso CML, Lacustre *Auct.*) e la continuità laterale fra questi e il complesso marino M_{1t} fa ritenere che anche il cosiddetto «Lacustre *Auct.*» sia in realtà interessato, almeno nella sua parte basale, da sedimentazione marina-lagunare e pertanto non distinguibile dal complesso aquitaniano (Molassa a *Vaginetla Auct.*) di Castelsardo.

Al di sopra del complesso marnoso-tufitico-arenaceo poggiano, con contatto erosivo, espansioni ignimbriche (Ig) rosso-violacee a composizione rioidacitica (τ_2 e $\tau_2\delta$ della Carta Geologica d'Italia), le cui età radiometriche oscillano intorno ai 19 M.A. (MONTIGNY & *alii*, 1981).

Su un substrato diacrono, costituito da tutte le formazioni finora descritte, poggiano, con discordanza ben osservabile alla scala cartografica, sabbie grossolane e subordinati conglomerati (SG) con spessori variabili da 2-3 m fino a 50 m. I ciottoli dei conglomerati ad esse associati, che sono di natura granitica e/o metamorfica (migmatiti, paragneiss, ortogneiss) di grado elevato e solo subordinatamente appartengono a vulcaniti terziarie e raramente a dolomie mesozoiche, denotano per questa formazione una genesi legata allo smantellamento di un alto strutturale venutosi a delineare ad un certo momento ad Est della piana turrìtana.

Le sabbie, di composizione essenzialmente quarzoso-feldspatica con ortoclasio prevalente e di probabile ambiente fluvio-deltizio, fanno passaggio a sedimenti marini costituiti da calcari bioclastici, ancora ricchi di silicoclasti, con Pettinidi, Clipeastreidi, Ostree, Cardidi e Rodholiti (Cd). Si riconoscono anche episodi hermalì con colonie di Esacoralli e Briozoi. La potenza di questa formazione varia da 10 a 50 metri.

Al di sopra dei calcari giace una formazione marnoso-calcarea, sedimentatasi in probabile concomitanza con l'approfondimento del mare miocenico, costituita da alternanze

decimetriche di marne grigio-giallognole a Spatangoidi, fortemente bioturbate, e livelli di calcari-marnosi a componente bioclastica (Md).

L'età delle sabbie e dei calcari, trasgressivi sul substrato diacrono precedentemente descritto, viene ascritta al Burdigaliano sommitale (QUESNEY-Forest, 1984; THOMAS & GENNESEAU, 1986), mentre la formazione marnoso-calcareo sovrastante potrebbe arrivare sino al Serravalliano-Tortoniano.

b) L'ASSETTO STRUTTURALE

Poiché i terreni più antichi della zona turritana sono delle andesiti oligo-aquitane, non può essere messa in evidenza la Tettonica Iaramica e pirenaica responsabile dell'emersione e della strutturazione della piattaforma carbonatica mesozoica della Nurra situata poco più a Ovest (LETOUZEY & *alii*, 1986). L'evoluzione delle zone pianeggianti del Turritano ha luogo quasi completamente nel Neogene.

L'Oligocene medio-superiore è caratterizzato da una Tettonica disgiuntiva, concomitante con un regime di distensione retroarco sfociato nell'apertura del bacino nord-balearico (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1973) e di un'importante fosse tettonica a orientazione meridiana che attraversa la Sardegna da Nord a Sud (CHERCHI & MONTADERT, 1982), cosicché, in definitiva, la dinamica che ha condotto alla attuale strutturazione di quest'area deve essersi svolta all'interno di un «rift sardo» già ben delineato.

Le nostre osservazioni a scala meso e macro-scopica insieme allo studio fotogeologico della regione, hanno mes-

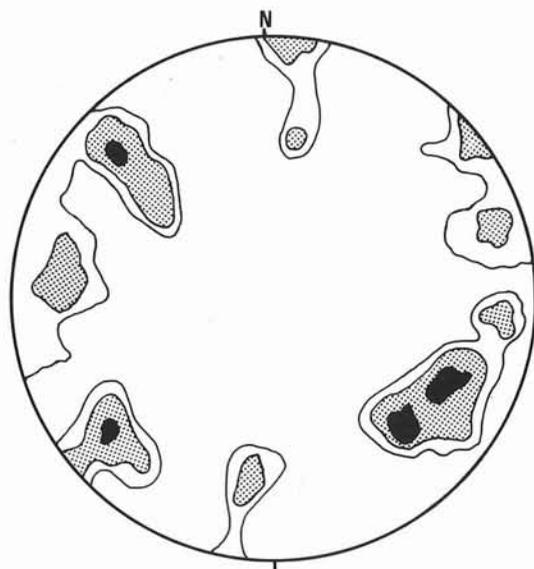


FIG. 2 - 180 poli di faglie mesoscopiche relative a tutte le formazioni cartografate nella carta geologica (tav. 1). Reticolo di Schmidt, emisfero inferiore: 1,75, 2,3, 4,7% su 1% di area.

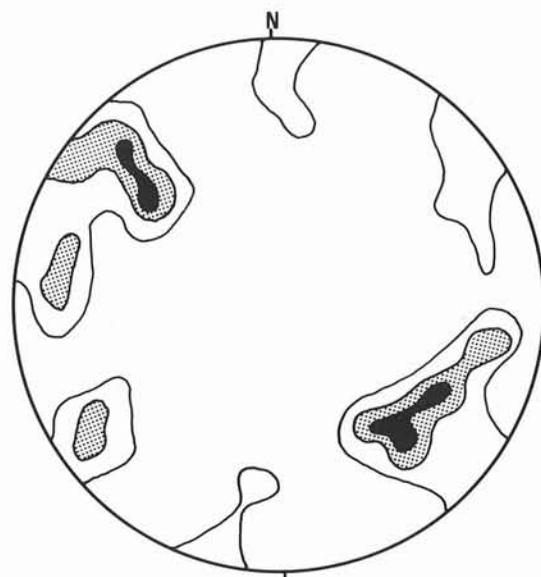


FIG. 3 - 120 poli di faglie macro- e meso-scopiche relative a terreni post-trasgressione tardo-burdigaliana: 2, 4, 7% su 1% di superficie.

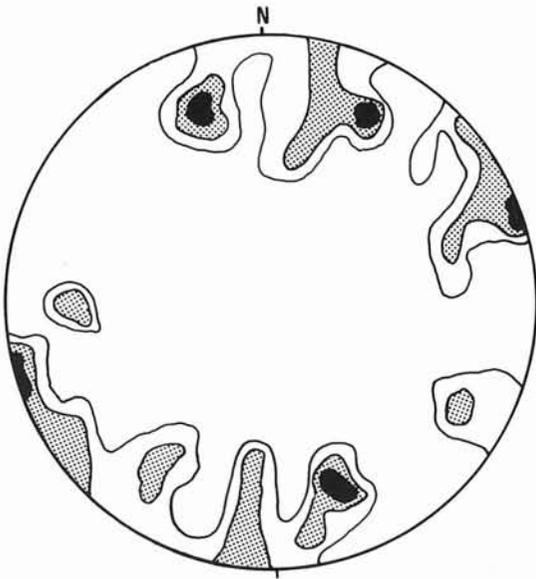
so in evidenza diverse famiglie di faglie, le principali delle quali, ad orientazione N-140 e N-30, interessano tutti i terreni esposti, dalle andesiti alle marne (fig. 2).

Tuttavia, nei terreni anteriori alla discordanza burdigaliana, appare più importante la direzione N-140, in subordine compaiono le direzioni N-70 e N-100. La direzione N-30, di gran lunga più importante nei terreni post-burdigaliani, è qui scarsamente rappresentativa se comparata con le precedenti (figg. 3 e 4). Le faglie ad orientazione N-140, N-70 e N-100 potrebbero quindi essere legate a fasi tettoniche anteriori la trasgressione del Burdigaliano superiore; le faglie con analoga direzione in terreni più recenti (sabbie, marne e calcari) rappresenterebbero una loro riattivazione.

Se è relativamente facile una attribuzione cronologica alle famiglie di faglie osservate, non altrettanto si può dire della ricostruzione dell'ellissoide dello *stress* associato a ciascuna di essa. Nei calcari e nelle marne, data la loro scarsa diagenesi, non si osservano strutture stilolitiche o strie di frizione e i tettofilif anche nelle rocce più antiche mostrano quasi sempre rigetti verticali connessi con gli ultimi movimenti distensivi che le hanno interessate. Solo in alcune faglie a scala mesoscopica, nelle andesiti, appartenenti alle famiglie N-100-110 e N-70, abbiamo potuto osservare strie sub-orizzontali indicanti movimento sinistro per le prime e destro per le ultime. Le due famiglie possono ben rappresentare un sistema coniugato legato alla compressione aquitaniana descritta in letteratura da CHERCHI & TRÉMO-LIÈRES (1984).

Le faglie distensive ad andamento N-140 nei terreni pre-trasgressione tardo-burdigaliana si accordano con una

FIG. 4 - 75 poli di faglie relative alle sole formazioni pre-trasgressione del Burdigaliano superiore (vulcaniti e «Lacustre Auct.»): 5 - 4 - 3 - 1 - 1,5% su 1% di area.



distensione NNE-SSW, che potrebbe essere collocata sempre nella parte alta di questo piano e che potrebbe avere favorito all'interno del graben sardo l'approfondimento di un'altra fossa orientata NNW. La presenza di strutture tipo *slump* (Rio Cabazza) nei calcari tardo-burdigaliani lascia supporre che tale Tettonica distensiva sia in parte sinsedimentaria. In questo modo il Burdigaliano, oltre che da un episodio compressivo (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984), sarebbe caratterizzato nella sua parte superiore da una Tettonica distensiva responsabile di una importante trasgressione.

Per quanto riguarda le faglie più recenti che, soprattutto con direzione NNE, interessano marne e calcari, il loro carattere distensivo è ben documentato da strie disposte sempre secondo le massime pendenze ad indicare un movimento normale. La loro età è verosimilmente legata a movimenti pliocenici (MARINI & MURRU, 1984), caratterizzati da sollevamenti differenziali in blocco, a cui sono associati i basculamenti dei depositi miocenici.

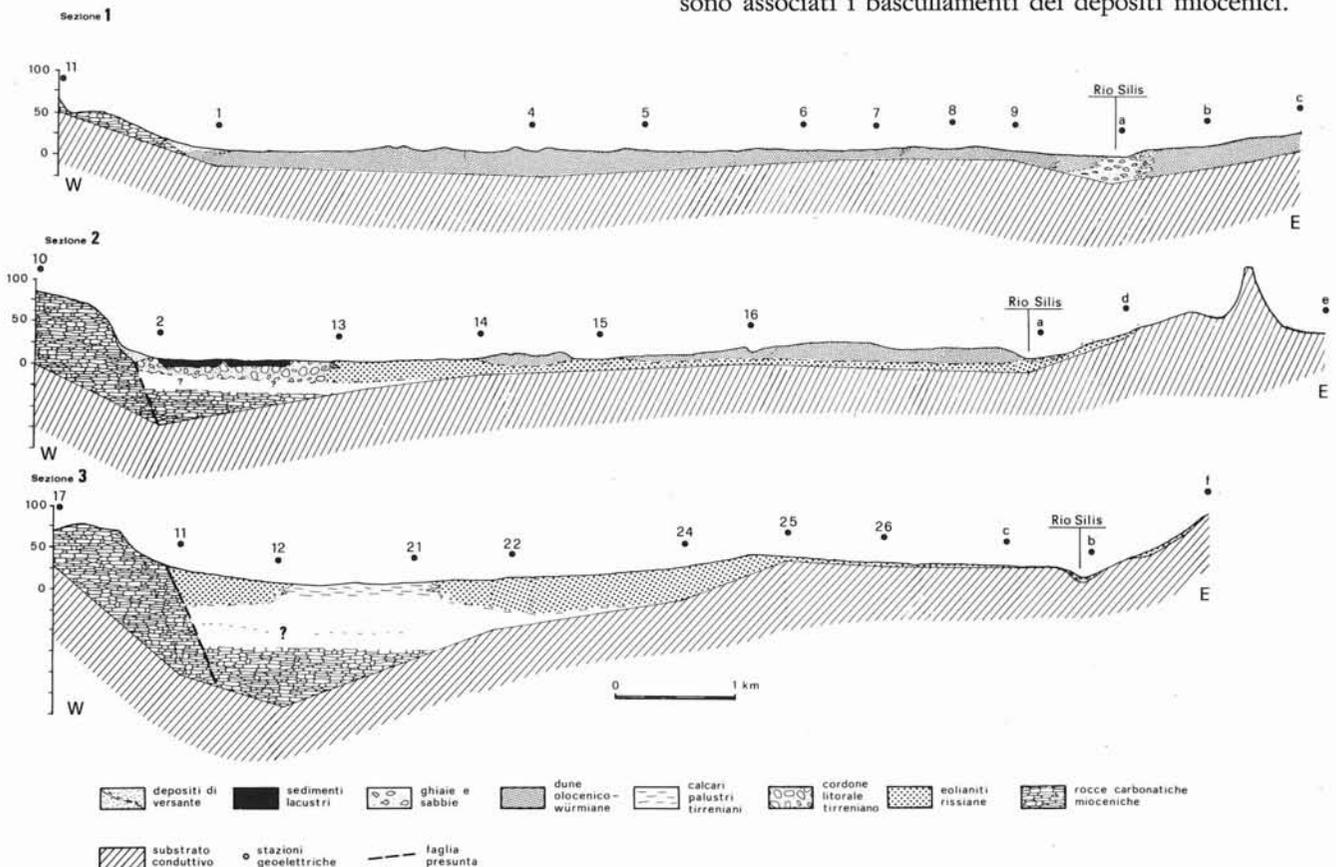


FIG. 5 - Sezioni schematiche elaborate sui dati di prospezioni geoelettriche. Le sezioni orientate W-E, parallelamente alla linea di costa attuale, sono tracciate a pochi metri di distanza dalla spiaggia (sez. 1), a 1 km (sez. 2) e a 2-3 km circa (sez. 3). Si nota un notevole approfondimento del substrato nel settore occidentale della piana, dove però i valori di resistività delle formazioni carbonatiche mioceniche si sommano a quelli dei sedimenti quaternari, non offrendo possibilità di attendibile interpretazione. Sulla parte orientale invece la presenza delle marne mioceniche al di sotto del Quaternario permette un'agevole osservazione della potenza delle coltri eoliche e delle alluvioni del Silis.

Infine va detto che non è stato possibile osservare effetti legati alla compressione messiniana riportata in letteratura. Soltanto nei pressi di S. Vittoria abbiamo potuto notare qualche faglia con movimento orizzontale su calcari della formazione Cd. Le osservazioni sono comunque insufficienti per una loro corretta attribuzione all'episodio messiniano che si sarebbe manifestato con una compressione NE-SW (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984).

Il quadro stratigrafico e strutturale così come emerso dai dati di campagna è in buon accordo con quelli sismostratigrafici desunti dalle serie sedimentarie ricoperte dalle acque prospicienti la piana costiera turritana (THOMAS & GENNESSEAUX, 1984).

IL QUATERNARIO

Al di sopra delle formazioni mioceniche giacciono direttamente i sedimenti del Quaternario. Del resto la stessa configurazione della fascia costiera, che si sviluppa per circa 20 km parallelamente alla costa attuale e solo raramente raggiunge i 4-5 km di larghezza, lascia intuire un andamento del substrato miocenico abbastanza prossimo all'attuale linea di costa. Sono proprio le formazioni sedimentarie terziarie e in piccola parte le vulcaniti oligo-mioceniche a costituire il substrato della piana turritana.

Come testimoniato da alcuni pozzi e da alcune cave, il substrato miocenico si trova quasi sempre a piccole profondità al di sotto dei più recenti sedimenti quaternari di origine marina, eolica, alluvionale e lacustre. La potenza totale dei sedimenti quaternari può essere valutata, grazie all'elaborazione da noi eseguita di rilievi geoelettrici compiuti per ricerche d'acqua dalla ARLAB di Roma in collaborazione con l'Istituto di Geopedologia e Geologia Applicata di Sassari. Da esse si evince uno spessore di circa 30 m presso la Marina di Sorso e pure di circa 30 m alla foce del Rio Silis (fig. 5). Nell'entroterra lo spessore dei sedimenti quaternari è di circa 25 m nella zona di Bellinpiazza e diminuisce fino a potenze di circa 10 m nella zona di Li Fossi - S. Elias. Nella zona occidentale la sottoposizione di rocce carbonatiche mioceniche ai sedimenti quaternari ha impedito una corretta valutazione della potenza di questi ultimi, poiché i valori in Ohm della resistività delle formazioni carbonatiche si sommano a quelli dei sedimenti più recenti.

a) I DEPOSITI TERRAZZATI DEL RIO SILIS

Nel tratto finale del corso del Fiume Silis, a circa 2 km dalla sua foce, in località Lu Paronaggiu sono osservabili depositi terrazzati che affiorano su entrambe le sponde a circa 10 m sull'attuale alveo del fiume.

I depositi della sponda destra mostrano evidenti caratteristiche fluviali, essendo costituiti da ciottoli embricati, appartenenti sia alle formazioni sedimentarie che a quelle vulcaniche terziarie. La granulometria varia da alcune decine di cm a quelle delle sabbie grossolane.

I depositi sulla sponda sinistra, messi in luce da un fron-

te di cava, risultano costituiti essenzialmente da sabbie anche grossolane (fig. 6). Al di sotto di una sottile copertura di suolo è presente un livello continuo di sabbie dilavate, con una colorazione di 10 YR 7/3 bruno pallido a secco, della potenza di circa 1 m. Sotto questo livello compaiono arenarie gradate con tracce di canalizzazione. Il colore è 10 YR 5,5/6 bruno giallastro a secco e lo spessore di quasi 5 m. Alla base si rinviene un livello argilloso arenaceo, passante verso il basso a conglomerati cementati da concrezioni calcaree tipo *caliche*. Questo livello verosimilmente costituisce il primo deposito al di sopra delle marne mioceniche del substrato non esposte.

Ai fini di ottenere ulteriori informazioni sui processi deposizionali responsabili della loro genesi sono state effettuate analisi granulometriche a carico delle sabbie. Su un totale di 7 campioni prelevati lungo la verticale della sezione, i dati confrontati con i diagrammi di MOIOLA & WAISER (1968) per la discriminazione tra depositi eolici e depositi fluviali, mostrano caratteristiche deposizionali miste (fig. 7). Due campioni (n. 3 e 5) indicano caratteristiche più spiccatamente eoliche.

Ciò è in accordo con le osservazioni microscopiche di queste arenarie omogenee e con i frequenti accenni di stratificazione incrociata, ben visibili nella sezione esposta. Questi risultati si spiegano ammettendo che il deposito si

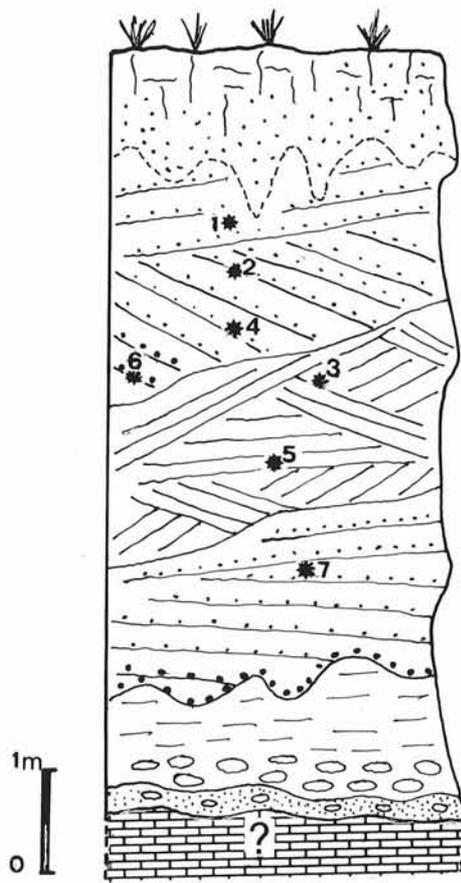


FIG. 6 - Sezione del terrazzo in località Lu Paronaggiu. Gli asterischi indicano i punti di campionatura.

sia formato per il rimaneggiamento in ambiente fluviale di sedimenti eolici.

Il deposito, data la sua quota di 10 cm circa, sull'attuale alveo del Fiume Silis, fra l'altro identica a quella

del terrazzo della riva opposta, e dato il colore particolarmente arrossato dei sedimenti, potrebbe essere posto in relazione all'Interglaciale Riss-Würm e di conseguenza le arenarie eoliche rimaneggiate sarebbero attribuibili ad un episodio freddo precedente, verosimilmente rissiano.

Se questa interpretazione è esatta, i sottostanti conglomerati e i depositi a *caliche* potrebbero appartenere ad un episodio di clima caldo attribuibile in linea di massima all'Interglaciale Mindel-Riss.

b) IL CORDONE LITORANEO TIRRENIANO

A partire dall'estremo margine occidentale della zona studiata, dopo un tratto costiero ove si trova una falesia costituita da calcari miocenici che si affaccia direttamente sul mare, fra una fascia di dune oloceniche e immediatamente sopra il Miocene, è possibile intuire l'esistenza di una vecchia linea di spiaggia, documentata dalla presenza di numerosi ciottoli, costituiti da rocce vulcaniche oligoceniche e talvolta da calcareniti mioceniche, che sembrano in diretto collegamento con dei conglomerati che bordano tutta la parte meridionale dello Stagno di Platamona.

Una significativa esposizione si ha presso Cuiuadda Nova a Sud dell'attuale Stagno di Platamona, ove si osserva, a 9 m di altezza, un conglomerato di spiaggia, di natura trasgressiva, contenente ciottoli di trachite ben smussati e appiattiti e ricco di Lamellibranchi fossili appartenenti ai generi *Arca*, *Venus* e *Cardium* e soprattutto qualche esemplare di *Thais haemastoma*. La presenza di quest'ultimo e la quota sul livello del mare dei depositi ne indicano l'età tirreniana.

Questo deposito forma un cordone litoraneo orientato ENE, seguibile per circa 3 km. Le tracce dell'affioramento sono quasi continue, con una vistosa interruzione in corrispondenza del Rio Buddi Buddi, dove l'erosione del cordone è probabilmente legata ad un fenomeno di tracimazione del corso d'acqua. Verso Est il cordone è stato in parte coperto dalle sabbie e in parte smantellato. Tuttavia anche in quest'ultimo caso se ne possono riconoscere i resti costituiti da ciottoli di trachite e pezzi di conchiglie, fino a circa 1 km dalla strada Buddi Buddi.

Più a Est, non lontano da Marritza, nella sezione di un canale intagliato in una falesia a circa 2 m sul l.m. attuale, si trova una breccia, già individuata da OZER, con le caratteristiche litologiche classiche della formazione a *Strombus*. Se rispetto a queste le granulometrie più frequenti sono un po' diverse, esse non sono tali da infirmare l'età tirreniana proposta dall'Autore belga, che ha descritto la splendida sezione, che, come si vedrà, al di sopra espone anche sedimenti würmiani. Una situazione simile si ha nelle falesie di Punta Tramontana.

c) SEDIMENTI LACUSTRI E TRAVERTINI

A Sud del cordone tirreniano, presso Cuiuadda Nova, si estende una pianura paludosa di *mud flat* che senza dubbio doveva costituire il prolungamento meridionale dello stagno olocenico, colmato in periodo recente dalle frazio-

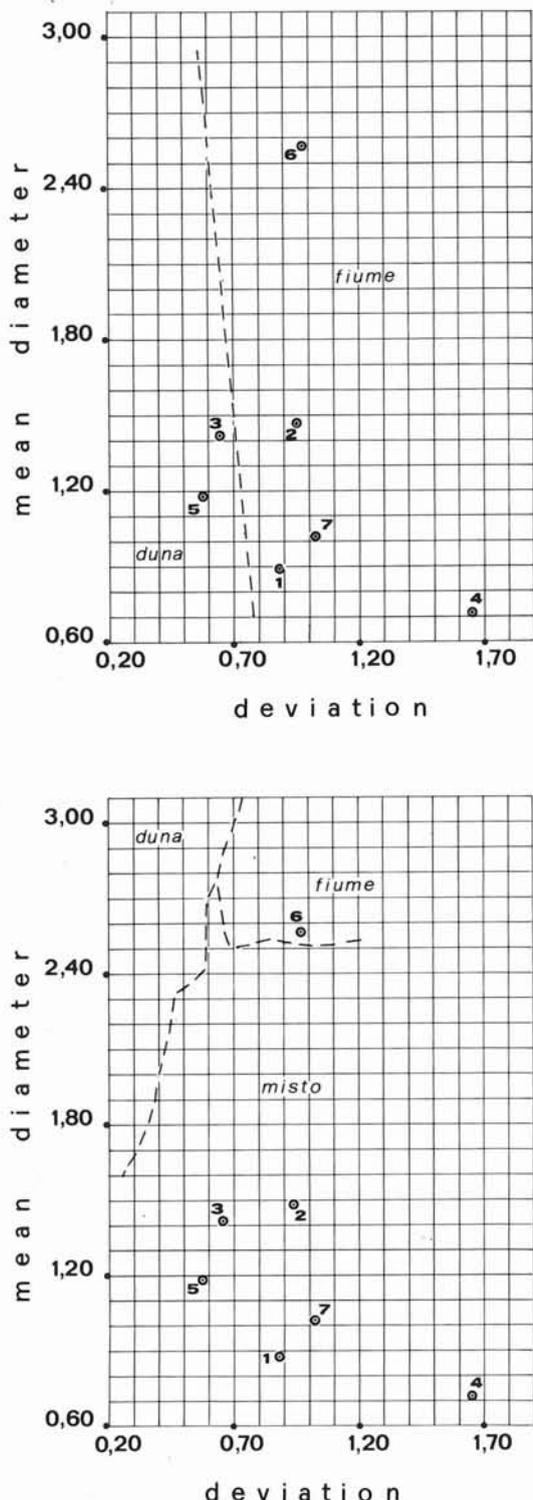


FIG. 7 - Diagrammi di MOYOLA & WEISER (1968) per la discriminazione di sabbie fluviali ed eoliche. Campioni relativi alla sezione del terrazzo di Lu Paronaggiu.

ni fini trasportate dal Rio Buddi Buddi.

A sud di questa depressione, a quote che vanno da 12 a 8 metri, affiorano calcari lacustri localmente passanti a travertini, caratterizzati da una grana molto fine, *mud stone*, scarsamente diagenizzati e ricchi di *Planorbis* e *Limnaea*.

Sotto questo calcare lacustre si trova un deposito sabbioso-argilloso, talvolta con rari ciottoli di trachite, ricco di piccoli *Cardium* a guscio fine e di Ostree sempre a guscio fine, e contenente Dinoflagellati e pollini di piante alofile che testimoniano un ambiente lagunare di acqua salmastra e calma. Alla base della serie si nota una formazione contenente ciottoli smussati di trachite; nonostante le condizioni non ideali dell'affioramento si può ritenere tale deposito clastico di origine marina.

La transizione da depositi di tipo lagunare a depositi di tipo lacustre è ben visibile in alcuni trinceroni scavati a scopi irrigui in località Tana di Lu Mazzoni, 300 m a Sud del cordone tirreniano. Al di sotto dei depositi lacustri e lagunari, provenienti da una profondità che dovrebbe corrispondere all'incirca all'attuale livello del mare, sono stati asportati blocchi di un conglomerato di spiaggia che probabilmente corrisponde al Tirreniano. Al di sotto, in un altro scavo, OZER ha segnalato, senza dare particolari, non solo l'esistenza di un'arenaria, di cui parleremo più avanti, ma anche di altri sedimenti, non più visibili, di facies lagunare e marina attribuiti dubitativamente al Riss e un deposito fluviale forse ancor più antico.

I DEPOSITI E LE FORME EOLICHE

Tutta la fascia costiera tra la torre di Abbacurrente ed il promontorio di Punta Tramontana, è occupata da depositi eolici, messi in posto in momenti differenti durante l'evoluzione della piana costiera, e da una notevole varietà di forme ad esse associate.

a) LE EOLIANITI PLEISTOCENICHE

Subito a ridosso delle sabbie attuali ed oloceniche è visibile un'ampia zona depressa e pianeggiante, nella cui parte occidentale è situato lo Stagno di Platamona, occupata da un'enorme distesa di sabbie rimaneggiate dalle dune e sottoposta ad intensa attività agricola, specie nell'agro di Sorso. Un lento dilavamento superficiale, spesso impedito dalla forte porosità dei depositi, ed il movimento della falda idrica nel sottosuolo hanno contribuito al rimaneggiamento delle sabbie nella parte più depressa della piana, formando così una superficie uniforme e piatta.

Nell'area dominata dalle espansioni sabbiose, che in alcuni punti si spingono fino a 5 km dalla costa, si trovano certamente sia depositi würmiani che più antichi. Nonostante l'evidente monotonia delle caratteristiche sedimentologiche, è possibile operare delle distinzioni anche all'interno di questi depositi sabbiosi. La distinzione si basa soprattutto sulla colorazione delle sabbie, ed in una certa misura sul loro grado di cementazione. I depositi più antichi si presentano arrossati e fortemente dilavati in superficie e con un accumulo di carbonati sul fondo. Questi sem-

brano il prodotto di un apporto laterale della falda idrica. Verso lo Stagno di Platamona invece la sabbia risulta arricchita di una certa quantità di argilla.

In questo quadro si può presumere che le sabbie intensamente arrossate situate a Nord di Sorso siano le più antiche; potrebbero appartenere ad un Pleistocene corrispondente alla glaciazione di Riss delle Alpi. L'attribuzione al Riss non è certa, ma probabile, data la ovvia maggiore conservabilità dei depositi di questa età rispetto a quelli più antichi. In certi casi l'attribuzione al Riss è sicura: per esempio, a Sud dell'attuale Stagno di Platamona il conglomerato di spiaggia fossile attribuibile facilmente al Tirreniano, di cui si è già detto, e che costituisce un caratteristico livello di riferimento seguibile per circa 3 km, poggia su un'arenaria che ha uno spessore intorno a 7 m ed è caratterizzata da una stratificazione incrociata molto netta, che ne suggerisce l'origine eolica. L'arenaria contiene conchiglie di Gasteropodi terrestri. Per la posizione e la quota appare verosimile una sua età precedente la formazione del deposito di spiaggia tirreniano. Nei dintorni si nota anche la sovrapposizione diretta di sabbie eoliche più recenti alle arenarie arrossate. Riassumendo, la situazione ora descritta permette di distinguere due differenti episodi di attività eolica nel Pleistocene, uno più antico, rissiano, e uno più recente di età würmiana, anche se purtroppo è risultata aleatoria una loro distinzione cartografica.

Depositati di eolianiti probabilmente ancora più antiche si ritrovano in prossimità dell'abitato di Sorso in località «Lu Ghisciu», dove affiorano al di sotto di alcune strutture nuragiche in uno scavo archeologico. Morfologicamente essi non sono neppure cartografabili perché non presentano in superficie alcuna forma particolare che li possa evidenziare o differenziare dai depositi rissiani. Si tratta di 2 m di un paleosuolo di un color rosso intensissimo, 2,5 YR 5/6 allo stato secco e 2,5 YR 3,5/6 allo stato umido. Presenta un orizzonte B₂T, con tessitura del tipo sabbiosa molto fine franca. La pellicola di argilla eluviale non è ben visibile.

Poiché l'alterazione sul posto e l'arrossamento del sedimento sono anche indici di un clima caldo e dell'arresto di apporti eolici, questo paleosuolo di Lu Ghisciu potrebbe essere il resto rimaneggiato di una copertura sabbiosa riferibile al Mindel.

Più abbondanti di tutti sono i depositi eolici di età würmiana. Spesso affiorano sottoforma di eolianiti ben cementate, di color bruno rossiccio che emergono ancora come piccoli cumuli dalla piana.

Talvolta presentano stratificazione incrociata ma alcune sono singolarmente suddivise in strati piano paralleli, come quelle poste non lontano dalla strada Buddi Buddi (fig. 8). I depositi würmiani si estendono in modo continuo dal Rio Silis a Punta Tramontana. In alcuni casi l'attribuzione cronologica appare sicura. Per esempio, sulla costa ad Ovest di Marritza, i depositi sabbiosi sono esposti in una falesia di qualche metro di altezza sul livello del mare, preceduta da una larga piattaforma di abrasione attuale e tagliata in una formazione miocenica disposta a monoclinale. Sotto le sabbie, all'altezza di 2 m, è stato osservato il



FIG. 8 - Dune fossili würmiane ben stratificate e cementate lungo la strada provinciale Buddi Buddi.

conglomerato marino, già menzionato in precedenza, che si può attribuire al Tirreniano.

L'età würmiana delle sabbie sovrastanti che consegue a quella tirreniana, attribuita al conglomerato, è confermata da un reperto paleontologico di indubbio interesse, un palco di Cervide ritrovato in Anglona in un simile contesto. Esso è stato attribuito da CORDY (OZER, 1976) a *Nesoleipocenos cazioti* = *Megaceros cazioti*, specie attualmente scomparsa dal massiccio corso-sardo e che è stata ritrovata in Corsica proprio in un deposito di età würmiana. In genere, nelle falesie, i depositi sabbiosi sono ben consolidati quando non siano decisamente arenacei; spesso contengono dei livelli arrossati, come nella falesia a Est del Pedras de Fogu, che secondo OZER rappresenterebbero tre paleosuoli intrawürmiani. Noi, in genere, nelle eolianiti würmiane abbiamo rinvenuto solo due paleosuoli.

b) LE SABBIE OLOCENICHE ED ATTUALI

Il cordone di dune attuali che circonda la spiaggia è molto sviluppato, tanto che la orla per oltre 15 km. È largo 500 m a Platamona, ma tra Marina di Sorso e la foce del Rio Silis, raggiunge i 1 500 m di larghezza; sempre a Marina di Sorso alcune dune raggiungono i 32 m di altezza.

Sulla fascia più prossima alla costa, nella copertura di sabbie oloceniche, si ritrovano le forme tipiche dei campi di dune, che il dominante vento di maestrale ha spinto in profondità nel retroterra. Oggi queste dune sono quasi ovunque coperte da una fitta vegetazione di impianto recente e sono fissate da pinete e da *Eucalyptus*, che hanno quasi totalmente rimpiazzato gli elementi tipici della vegetazione litorale dunale del Nord-Sardegna, quali *Juniperus phoenicea* L., *Thymus aphyllus* L., *Euphorbia dendroides* L., *Chamaerops humilis* L., ecc., mentre a Sud della Marina di Sorso sono occupate da vigneti e colture orticole.

I suoli formati su queste sabbie sono ai primi stadi di sviluppo, con un accumulo di sostanze organiche di qualche cm di spessore solo nell'orizzonte superficiale. La mancanza di suoli evoluti potrebbe essere spiegata con la con-

tinua erosione degli orizzonti superficiali ad opera degli agenti atmosferici, fenomeni erosivi in atto ancor oggi, dove non siano state approntate opportune opere di consolidamento.

È molto difficile fare una distinzione tra le sabbie antiche e quelle recenti sui terreni coltivati nell'immediato entroterra, sia perché quelle recenti sono spesso trasgressive su quelle antiche, sia perché nella formazione dei suoli vi è stata una evoluzione abbastanza simile. Tuttavia, a spese del substrato costituito da dune eoliche oloceniche si possono rinvenire *Typic Xeropsammments* dal profilo AC, profondi 20-25 cm, dalla tessitura sabbiosa e poveri di sostanza organica (1). Non solo, ma le dune oloceniche hanno una topografia più aspra e sono più diagenizzate; le dune attuali, invece, sono accumuli di sabbia di color bruno pallido (10 YR 6,5/3) sciolta e quindi molto mobile.

Alla costruzione delle dune hanno concorso sia le caratteristiche morfologiche del paesaggio sia l'azione dei venti dominanti. Qui abbiamo un fondale che sale dolcemente nei pressi della costa e che permette al moto ondoso di depositare selettivamente le frazioni più fini sulla spiaggia. Le dune che si formano sono del tipo parabolico, con la cresta della duna concava a sopravvento, l'opposto cioè della curvatura delle creste di dune a barkana. Esse nascono adiacenti alla spiaggia, dove grossi apporti di sabbia sono spinti verso terra dai venti dominanti. Nelle coste piane e povere di vegetazione, come nel nostro caso, le dune paraboliche sono mobili e possono allungarsi tanto che alla fine i due fianchi della duna perdono connessione e si trasformano in dune longitudinali che decorrono parallele alla direzione del vento dominante. Infatti le dune longitudinali che, assieme a quelle paraboliche, costituiscono il cordone litorale di Platamona, sono orientate tra N-110 e N-140, con la media sita a N-125, chiaramente legata all'azione

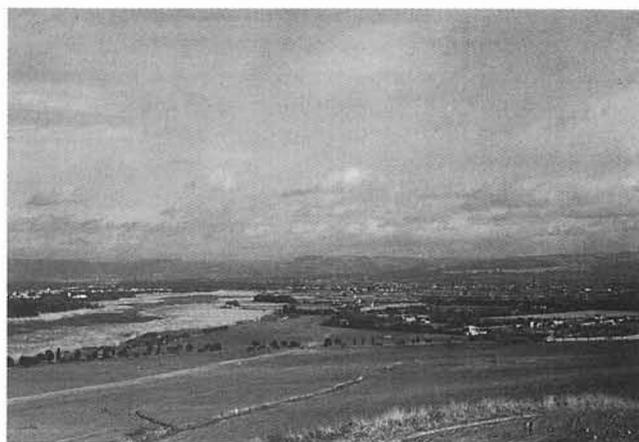


FIG. 9 - Panoramica del litorale di Platamona, con il cordone di dune oloceniche ed attuali, lo stagno e la piana retrodunale sviluppatasi sulle coltri eoliche pleistoceniche rimaneggiate. Questa modulazione morfologica è la replica della situazione verificatasi nel Tirreniano.

(1) Si ringrazia il dr. MADRAU S. dell'Istituto di Geopedologia e Geologia Applicata dell'università di Sassari che ha comunicato la notizia.

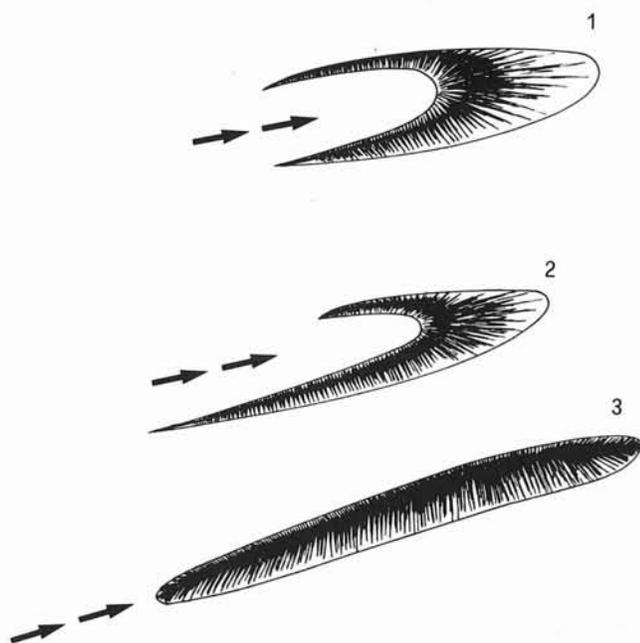


FIG. 10 - Tipi di dune presenti sul litorale di Platamona-Sorso: 1) dune paraboliche, visibili prevalentemente in zona Leppareddu; 2) dune a uncino, visibili presso Pischina Tonda; 3) dune longitudinali, in zona Pedramincina. La direzione di allungamento è NW-SE, quella del dominante vento di maestrale.

del maestrale. Alcune dune longitudinali sono di eccezionale lunghezza. È presente, sia pure in modo sporadico, una forma più articolata, che ricorda il tipo a «seif» del Sahara algerino.

La copertura delle coltri sabbiose oloceniche termina ad Est appoggiandosi al corso del Rio Silis. Al di là, le sabbie recenti non si sono potute deporre per la presenza di una falesia, incisa nei depositi eolici würmiani parzialmente cementati.

Le sabbie oloceniche sono state tuttavia messe in luce a Oriente in alcune sezioni di cave. Esse sono sabbie sciolte che si distinguono con difficoltà da quelle attuali, quando non siano chiari i rapporti con orizzonti stratigrafici noti. Fortunatamente sono di frequente sormontate da un paleosuolo nerastro di circa 10 cm di spessore e talvolta contengono artefatti che testimoniano un'occupazione neolitica.

Se le nostre interpretazioni sono esatte, ci sarebbero così nella piana turritana sabbie ed eolianiti appartenenti in successione ai principali eventi paleoclimatici quaternari, a partire dal Mindel.

DEPOSITI DI VERSANTE, PROCESSI E FORME

I depositi di versante si possono sostanzialmente distinguere in tre grandi formazioni, anche se una netta distinzione risulta complessa, giacché spesso esse si competrono fra loro.

DEPOSITI DETRITICI AD ELEMENTI EOLIZZATI

Questa formazione può essere osservata con continuità lungo i versanti dei rilievi costituiti da sedimenti marnoso-arenacei del Miocene che si affacciano a Nord, bordando la parte di piana costituita dalle eolianiti. Si tratta di una copertura il cui scheletro è costituito da sabbie provenienti dal rimaneggiamento delle dune pleistoceniche. Il loro spessore è sempre limitato.

DEPOSITI COLLUVIALI

Sono sviluppati soprattutto nel settore occidentale, meno altrove. Derivano essenzialmente dalla facile erodibilità delle marne, che forniscono un abbondante apporto di materiale fine e, laddove presenti, dai livelli tufacei e cineritici delle vulcaniti terziarie. Pedogenizzati, essi danno luogo a suoli di un certo interesse, con potenze fino a 1 m nelle zone di più intenso accumulo. I suoli più diffusi sono del tipo *Typic* e *Lithic Xerochrepts* dal profilo ABC, profondi più di 60-70 cm, talvolta erosi alla sommità; subordinatamente sono presenti suoli del tipo *Typic* e *Lithic Xerorthents*, dal profilo AC, meno profondi, talvolta erosi dalla circolazione idrica.

DEPOSITI DI PENDIO

Le coperture detritiche risultano estese in prevalenza sulla fascia orientale dell'area, con maggiore evidenza sui versanti in vulcanite. Accumulatisi per gravità, e grazie all'azione meccanica del ruscellamento diffuso, spesso presentano notevoli affinità con i precedenti depositi data l'alta percentuale di materiale argilloso-siltoso che proviene dai versanti per la demolizione delle marne e dei livelli cineritici argillificati.

Il ruscellamento, diffuso in tutta l'area, ad eccezione della fascia vicino al mare dove la presenza delle sabbie impedisce lo scorrimento superficiale delle acque, ha generato una fitta serie di fossi che convogliano le acque nelle incisioni che solcano le varie superfici. I fossi di ruscellamento più evidenti si trovano ad Ovest degli abitati di Sorso e Sennori, ove lunghe incisioni che scendono dalle quote più elevate (250-300 m) fungono da collettori di scolo fino alla pianura di Platamona, terminando sui depositi eolici del Quaternario, ma simili fenomeni si trovano anche nella zona in destra Silis. Poiché a quello concentrato va aggiunto per importanza anche quello diffuso dobbiamo ammettere che il ruscellamento è una caratteristica generalizzata di tutta la regione turritana.

La fitta alternanza tra livelli più calcarei e livelli ricchi in argilla nei sedimenti marnosi del Miocene che prevalgono fra le formazioni affioranti, dà luogo a tipiche forme a gradini dei versanti (fig. 11). Queste terrazzette, che di solito presentano un fronte di 0,5-1 m, sono frequenti per l'intensa erosione selettiva e ben visibili anche laddove la copertura detritica ha parzialmente mascherato il versante. Le singole terrazzette non sono cartografabili e pertanto il simbolo nella carta geomorfologica tende a localizzare l'insieme del fenomeno.



FIG. 11 - Terrazzette dovute alla morfoselezione dei versanti, costituiti da alternanze di strati calcarei con strati argillosi, in località Su Nuraghe.

DEPOSITI ALLUVIONALI, PROCESSI E FORME DOVUTI ALLE ACQUE SUPERFICIALI INCANALATE

Nella piana turritana non vi sono fiumi importanti. Il corso d'acqua con il più ampio bacino è il Rio Silis (120 km²); degni di nota sono comunque anche il Rio Pedras de Fogu e il Rio Padrongiano che sfociano in mare, mentre il Rio Buddi Buddi scarica il suo apporto solido nello Stagno di Platamona. Qui, lungo una fascia larga pochi metri, attorno allo stagno si rinvengono suoli del tipo *Aquic Xeropsammets*, dal profilo AC di 60-70 cm di profondità, con sottili striature grigio-scure (*pseudogley*) dovute alle fluttuazioni stagionali della falda idrica.

Il regime torrentizio caratterizza l'andamento generale dei corsi d'acqua, che con bacini idrografici di limitate estensioni provocano modesti apporti idrici che cessano con la stagione secca. L'unica eccezione riguarda il Rio Silis che, pur avendo un carattere torrentizio, mantiene sempre una pur minima quantità di acqua corrente sul suo alveo di magra.

Il reticolo idrografico gradatamente scompare sulla fascia costiera occidentale allorché esso scorre sulla copertura eolica alimentando la falda idrica sotterranea. Infatti i piccoli corsi d'acqua provenienti dall'entroterra non hanno l'energia necessaria per creare alvei permanenti in un mezzo così poroso come le eolianiti. Esistono pertanto dei piccoli canali che seguono impercettibili incisioni nelle sabbie, ma si estinguono al contatto con le dune oloceniche incoerenti. Durante eventi meteorologici eccezionali l'arresto del deflusso superficiale, unito alla risalita della falda idrica, può provocare in vari punti degli impaludamenti. Nella fascia costiera orientale i corsi d'acqua si sono aperti un varco dando luogo a scarpate d'erosione torrentizie nel materiale eolico delle falesie.

Tutto questo considerato, è chiaro il perché non vi siano nella piana consistenti depositi alluvionali. Non mancano tuttavia alluvioni recenti e attuali lungo i vari rii Pedras de Fogu, Silis, Buddi Buddi, Ottava. Su di essi si rinvengono *Typic Xerofluvents*, dal profilo AC, profondi fino a 1 m, di tessitura variabile dalla sabbiosa alla argillosa.

La forma delle valli e delle valleciole risulta varia (fig. 12). Alle quote maggiori sono frequenti piccole incisioni a profilo trasversale a V con versanti simmetrici. Lungo il Logulentu e la Valle Achettas i versanti si presentano con potenti gradini corrispondenti alla presenza di banchi carbonatici, originando una forma valliva simile ad una V simmetrica ma segmentata. Diverso ancora è il profilo di alcuni solchi nella zona di S. Quirico e di Badde Dominigu, che rispondono alla tipologia di cañon. Profili ancora diversi hanno l'incisione di Rodda Quadda e gli ultimi tratti del Rio di Pedras de Fogu e del Buddi Buddi, ed altri che si presentano a fondo piatto, talvolta assumendo l'aspetto di fossati con bordi superiori a 10 metri. Anche il Rio Silis ha un fondo piatto (localmente 200-300 m di larghezza) in più tratti, ma una caratteristica interessante è l'assimmetria del profilo trasversale del suo basso corso, in quanto il versante destro è molto acclive e caratterizzato da una scarpata di degradazione impostata sulle marne del Miocene, mentre il versante sinistro è caratterizzato dalla presenza del bordo del terrazzo pleistocenico di Lu Paronaggiu, la cui superficie sfuma nel passaggio alla copertura delle eolianiti rimaneggiate (fig. 13).

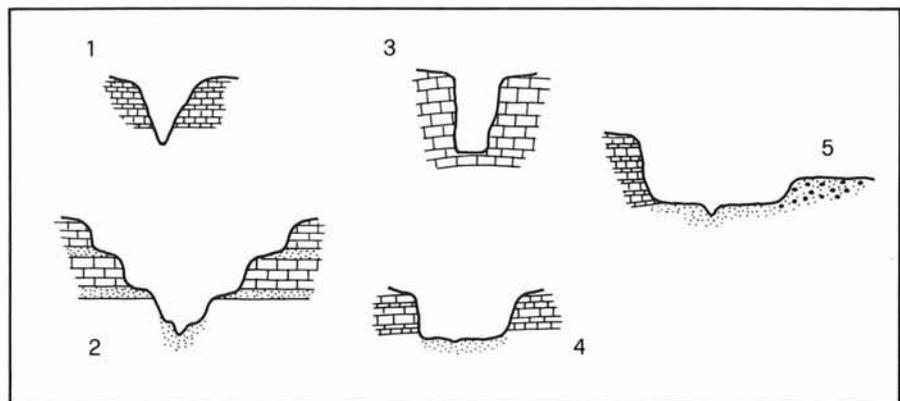


FIG. 12 - I diversi profili trasversali delle valli del Turritano evidenziano l'influenza della litologia sul modellamento dei versanti. Esempi: 1) Le incisioni presso S. Andrea - S. Camillo; 2) V. del Logulentu, V. Achettas; - 3) S. Quirico, Badde Dominigu; 4) Buddi Buddi, Rodda Quadda, V. Pedras de Fogu (tratto terminale); 5) Rio Silis (tratto terminale).



FIG. 13 - Valle del Rio Silis. Si osservi l'asimmetria della valle con in primo piano il terrazzo tirreniano di Lu Paronaggiu e sullo sfondo lembi della grande paleosuperficie sulle marne mioceniche debolmente inclinate e immergenti a NW.

LE FORME GENERALI DEL TERRITORIO TURRITANO E I LORO RAPPORTI CON LA LITOLOGIA E LE STRUTTURE.

Le forme del paesaggio che mostrano di derivare, o di essere state comunque condizionate nella loro evoluzione, dai motivi strutturali sono largamente diffuse nella parte interna dell'area cartografata, là dove affiorano direttamente le formazioni vulcaniche e sedimentarie del Terziario. La fascia costiera, invece, ricoperta dai depositi sedimentari pleistocenico-olocenici risulta modellata esclusivamente dalla attività esogena.

La morfologia del territorio è dominata per almeno 3/4 della sua estensione dalle superfici debolmente inclinate insistenti sulle formazioni mioceniche, probabilmente riconducibili ad una unica paleo-superficie, poi smembrata in almeno tre parti distinte. Nel complesso la paleosuperficie ha mantenuto un andamento sub-orizzontale visibile già dalla periferia settentrionale della città di Sassari, ad eccezione della parte orientale che dei movimenti a bascula hanno inclinato verso NNW.

Lungo il settore sud-occidentale della piana turritana la paleosuperficie si sviluppa con continuità con un profilo morbido e incisa da un reticolo idrografico fondamentalmente cataclinale che drena le acque con aste fluviali ad andamento SE-NW. La debole pendenza della superficie coincide con quella degli strati delle marne arenacee mioceniche che ne costituiscono il pavimento. Verso SE, dove si hanno le quote maggiori fra l'abitato di Sennori (324 m s.l.m.) ed il villaggio di San Camillo (situato presso la chiesa di San Giacomo) si ha un'improvvisa rottura di pendio, in coincidenza con il passaggio e il contatto fra le marne arenacee e i calcari del sottostante membro della formazione miocenica. La rottura di pendio si manifesta con un gradino di cuesta che, seppur discontinuo, può considerarsi il limite sud-orientale della paleosuperficie.

Al di là della cuesta Sennori-San Camillo si può osservare, alla sommità del membro calcareo della formazione miocenica, un raccordo fra le quote maggiori che permette di attribuire alla parte sud-orientale del territorio un'originaria continuità e tale da configurare una superficie sviluppata sui piani di strato. L'asprezza del paesaggio, segnato da cañon e da profondi valloni, è imputabile sia allo smembramento tettonico che alle incisioni fluviali. Possiamo menzionare le profonde incisioni di Badde Pertusu e di Logulentu, di Badde Scorigosu e di Badde Ottula, che si prolunga in quella di San Lorenzo. L'incisione è stata talmente profonda che nella parte centrale ha permesso l'asportazione dei calcari fino a mettere in luce le sottostanti vulcaniti calc-alcaline, talora ricoperte da una sottile coltre coluviale (fig. 14). Per ciò che concerne il primo punto è ve-



FIG. 14 - L'accidentata topografia della parte sud-orientale della regione turritana è resa chiara da questa immagine della Valle di S. Lorenzo, profondamente incisa e deformata dagli scivolamenti gravitativi dei suoi versanti.

rosimile che lo smembramento dell'originaria paleosuperficie sia stato determinato dai movimenti differenziali del Pliocene e dal conseguente campo di fratturazione che il rilevamento geologico ha messo in luce in quest'area.

Verso Nord-Est, al di là degli abitati di Sennori e Sorso, la paleosuperficie sembra continuarsi mantenendo le immersioni e le inclinazioni degli strati di quella occidentale. Tuttavia riteniamo distinta questa area per una dispersione delle incisioni che non seguono più un andamento cataclinale, con la vistosa eccezione del Rio Silis. Le incisioni di Badde Porcheddu e di Toladina hanno, per esempio, una direzione SW-NE, numerose altre ne hanno una N-S e così via. Riteniamo che ci sia in questo una responsabilità diretta della Tettonica, in quanto il rilevamento geologico ha messo in luce l'esistenza di linee di frattura e faglie in alcuni casi direttamente corrispondenti con le incisioni. Anche l'aspetto pellicolare della superficie differisce da quella occidentale in quanto la presenza di un substrato di marne fittamente stratificate alternate a livelli calcarei ha favorito la selettività dell'erosione, che ha prodotto una morfologia a gradini mediamente della potenza di circa 1 m.

In alcuni punti emergono bruscamente dei picchi isolati che rompono l'uniformità della superficie. Testimoni di un graduale approfondimento della paleosuperficie sulle marne mioceniche sono i picchi isolati della fascia nord-orientale della carta. Infatti sia il Monte Cau presso l'abitato di Sorso che le colline di Tres Montes in località Marritza (fig. 15) sono interpretabili come rilievi relitti dall'erosione. Questi picchi, con i versanti a gradini, ben si raccordano fra loro e permettono di ricostruire livelli più elevati della superficie medesima, testimoniando che essa è sempre stata una superficie strutturale sebbene in progressivo abbassamento.

La regolarità e la debole inclinazione delle paleosuperfici vengono meno mano a mano che si avvicinano al contatto con i terreni vulcanici oligo-miocenici dell'Anglona

che affiorano estesamente nella parte orientale della zona. Il contatto delle formazioni sedimentarie mioceniche con le vulcaniti calc-alcaline mostra delle brusche rotture di pendio, con gradini e scarpate di faglia ben conservate, come presso s'Ena di Jaga. Così oltre l'incisione di Rio Pedras de Fogu si ha il passaggio a versanti molto acclivi ed irregolari ed infine a cuestas impostate sulle testate e sulle fronti dei potenti espandimenti ignimbrici.

Nell'area di Giannarida le dislocazioni che hanno interessato i sedimenti del Miocene hanno dato luogo a rotture di pendio talora vistose; del resto le incisioni ad andamento NE-SW, legate a disturbi tettonici, hanno messo in luce in destra del R. Silis le testate dei banchi carbonatici più tenaci dando luogo ad una successione di cuestas e a vere e proprie scarpate.

Fin da un sommario esame della carta geomorfologica appare evidente la dipendenza del reticolo idrografico dalle strutture: la disposizione generale dei segmenti della rete idrografica è quella cataclinale secondo una direzione SE-NW.

Il tratto più meridionale del Rio d'Ottava ha invece una disposizione ortoclinale, identico a quello degli affluenti del Rio Silis, anche se qui, come abbiamo già accennato, sembra risentire degli elementi lineari della Tettonica. Tutte le brevi incisioni, specie a Occidente e a Oriente, sono ben incanalate con l'alveo incassato nelle marne mioceniche.

Nella parte centro-orientale le valli sono decisamente sovradimensionate rispetto alla grandezza dei corsi d'acqua. Siamo propensi a ritenere che la loro strutturazione e il dimensionamento siano solo in parte dovuti alla capacità erosiva delle acque, ma che ad essi abbiano dato un significativo contributo i collassi gravitativi dei versanti, probabilmente a loro volta innescati da fenomeni tettonici e sismici anche recenti. Ci sembra esemplare, a questo proposito, la situazione di Calacasu dove un fenomeno del genere è ampiamente testimoniato. In particolare un fenomeno gravitativo profondo di versante ha interessato dei



FIG. 15 - Panoramica della parte nord-orientale dell'area studiata, nella quale emergono i picchi di Tres Montes, testimoni del progressivo abbassamento della grande paleosuperficie strutturale che caratterizza la regione.



FIG. 16 - Valle di S. Lorenzo. La cava di Calacasu mette in luce un grande affioramento di falde detritiche stratificate, mai segnalate prima nel Turritano e nell'Anglona. Si osservi come gli *éboulis ordonnés*, di probabile età würmiana, inglobino dei grandi massi precipitati in seguito a deformazioni gravitativite dei versanti della valle, forse determinatesi in concomitanza con qualche sisma.

depositi detritici stratificati riconducibili a degli *éboulis ordonnés* verosimilmente würmiani che lo cicatrizzano (fig. 16). Questi movimenti potrebbero essere dovuti alla rottura degli equilibri in seguito a qualche sisma residuo della regione. Si può ipotizzare un collegamento con gli episodi vulcanici che, secondo comunicazioni personali del prof. G. MACCIOTTA, dovrebbero aver dato luogo, poco più a sud, circa cinquantamila anni fa, alle effusioni alcali-basaltiche.

IL LITORALE E LA SUA DINAMICA (2)

Il litorale che va da Punta Tramontana alla Torre di Abbacurrente è costituito da un arenile esclusivamente sabbioso che descrive una falciata regolare lunga circa 18 km. Come fatto osservare in precedenza da SPANO & PINNA (1956), il litorale presenta caratteristiche contrastanti ad Est ed a Ovest del Fiume Silis: nel settore occidentale la spiaggia, essenzialmente sabbiosa, si raccorda con le retrostanti dune oloceniche, mentre il settore orientale presenta tratti di spiaggia ciottolosa (fig. 17) ed è separato da un gradino di 1/2 m di altezza dalle arenarie eoliche würmiane dell'immediato retroterra.

Poiché i corsi d'acqua tributari di questo tratto di costa hanno portate modeste, il loro contributo al ripascimento degli arenili è trascurabile. Nel settore occidentale non vi sono veri torrenti che arrivano al mare, mentre nel settore orientale si trovano le foci del Rio Silis, il fiume più importante, e del Rio Pedras de Fogu. Questi due corsi d'acqua drenano in gran parte terreni andesitici influenzando la composizione delle sabbie di tutto il settore

(tab. 1); soprattutto la magnetite costituisce gran parte dei granuli delle sabbie alla foce del Silis, secondo le analisi da noi fatte.

TABELLA 1
CAMPIONE DI SABBIA DEL FIUME SILIS

		%
Fe = 46,75	come	Fe ₃ O ₄ = 65,4
Mn = 0,32	come	MnO = 0,4
Na = 0,13	come	Na ₂ O = 0,17
		SiO ₂ = 34

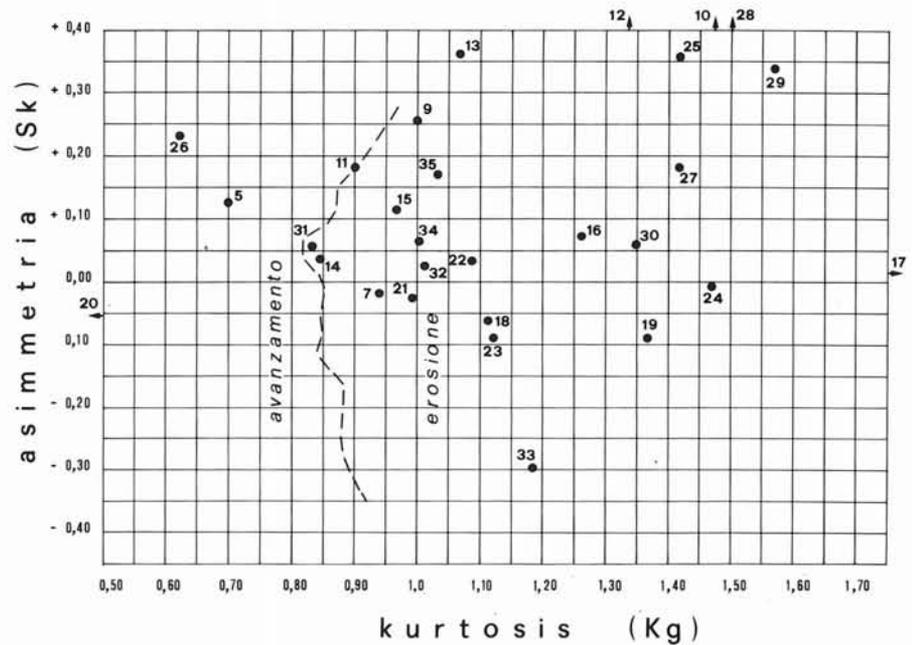
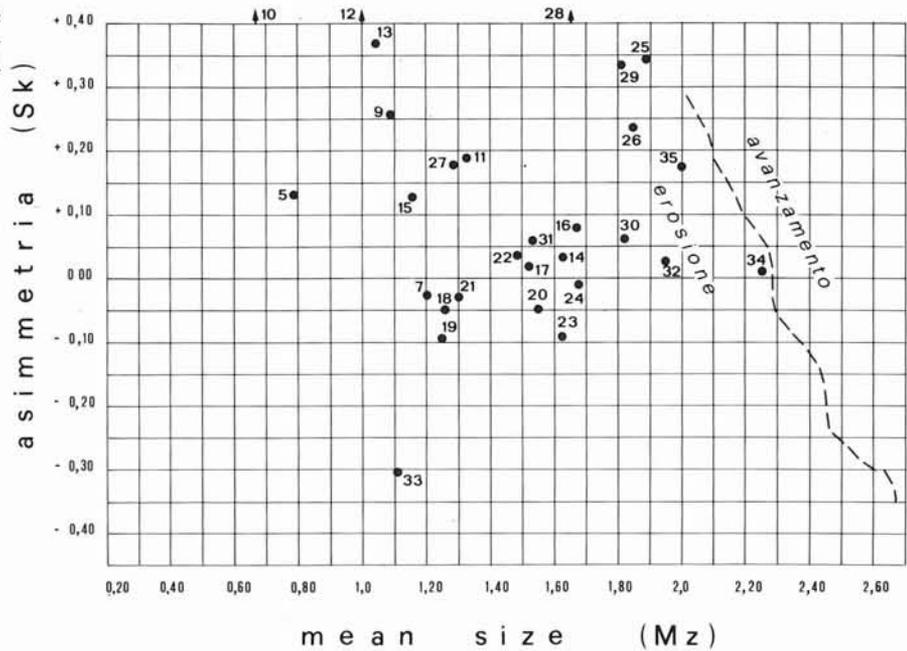
Tracce di Cu, Ca, Mg, K, Sono assenti Ni e Zn



FIG. 17 - Foce del Rio Pedras de Fogu. Uno dei pochi esempi in cui il litorale turritano è rappresentato da sedimenti grossolani.

(2) Di questo capitolo sono coautori anche i dott. ANTONIO MARONGNA e Giancarlo VIRDIS.

FIG. 18 - Diagrammi per la discriminazione delle sabbie relative a litorali in avanzamento e arretramento (DAL CIN, 1969) riferiti a campioni del litorale turritano.



L'apporto limitato dei corsi d'acqua, insieme al regime di venti dominanti nord-occidentali, che tendono a trasportare verso l'entroterra le sabbie del cordone litorale, creano una situazione favorevole ad un costante arretramento della linea di costa. È stato calcolato che il tratto prospiciente la marina di Sorso ha subito nell'ultimo cinquantennio del secolo scorso un arretramento di 47 m (SPANO & PINNA, 1956). Il quadro dinamico del litorale fornito da questi due autori negli anni '50 delinea una generale situazione di arretramento delle spiagge, con l'eccezione di un breve tratto stabile a Platamona ed un tratto in avanzamento nel settore orientale a Marritza.

Non essendo disponibili dati cartografici per un con-

fronto tra le diverse topografie assunte dal litorale negli ultimi anni, ed essendo la linea di spiaggia continuamente modificata ad opera dell'uomo (stabilimenti balneari, ecc.) abbiamo ritenuto utile operare delle indagini di tipo sedimentologico su tutto il litorale sabbioso e dedurre dai parametri granulometrici informazioni sulla dinamica (arretramento-avanzamento) in atto. A questo proposito ci siamo rifatti al lavoro di DAL CIN (1969), il quale operando su spiagge in sicuro avanzamento costruì dei diagrammi sperimentali nei quali sono ben separati i campi relativi ai due tipi di dinamica.

I dati relativi alla spiaggia sabbiosa che va da Porchile alla Torre di Abbacurrente inseriti in questi grafici (fig.

18) mostrano chiaramente che tutto il litorale considerato subisce condizioni di arretramento. Unica eccezione è rappresentata dai campioni 5 e 26 che cadono nel campo dei litorali in avanzamento. Per il campione 26 è facile spiegare questa anomalia, poiché esso proviene dalla foce del Silis dove gli apporti del fiume influenzano in maniera più evidente la dinamica litoranea. Il campione 5 proviene dalla spiaggia di Platamona, dove anche negli anni '50 i succitati autori riscontrarono condizioni di stabilità o debole avanzamento, essendo questo tratto del litorale alimentato dai sedimenti che vengono erosi dalla falesia ove è la torre di epoca pisana.

L'EVOLUZIONE DELLA PIANURA COSTIERA TURRITANA

La strutturazione della piana turrutana ha origine nel Neogene. Gli eventi distensivi riferibili al Burdigaliano generarono all'interno del rift sardo di età oligocenica tre fosse tettoniche separate da altrettanti pilastri: il bacino di Bonifacio, il bacino di Castelsardo, strutturato a semigraben ed infine, verso Occidente, il bacino di Porto Torres (THOMAS & GENESSAUX, 1984). La pianura turrutana corrisponde alla parte emersa di quest'ultimo.

All'emersione, di sicura età premessiniana, fece seguito una Tettonica distensiva pliocenica, che riprendendo lineamenti tettonici precedenti ha movimentato il paesaggio ereditato dal tardo Miocene permettendo sollevamenti differenziali di blocchi e basculamenti, senza tuttavia modificare le strutture fondamentali di graben assunte dal Turrutano, che sono evidenziate nello schema tettonico.

Gli avvenimenti geodinamici del tardo Cenozoico nella nostra zona hanno così impresso un segno che ha condizionato l'evoluzione geomorfologica di un'area che vede impressionanti legami fra le forme epidermiche della superficie e la natura delle rocce e le strutture geologiche. Lo sviluppo della rete idrografica, per esempio, è del tutto influenzato dal paesaggio a gradini e dalle linee tettoniche.

Non vi sono nel Quaternario della Sardegna nord-occidentale episodi sedimentari o fasi erosive che documentino con sicurezza quanto avvenuto prima della glaciazione di Riss. Tuttavia il ritrovamento nei dintorni di Lu Ghisciu di un paleosuolo attribuibile al Mindel testimonia di tracce di una coltre di sabbie eoliche che doveva coprire nel Pleistocene medio il territorio turrutano fino ad una quota di circa 100 m s.l.m. attuale. È probabile che i resti delle sabbie medio-pleistoceniche siano mescolati ai depositi eolici più recenti.

È con il periodo glaciale rissiano, durante il quale, fra l'altro, con il ritiro del mare si ebbe l'unione della Sardegna alla Corsica e secondo alcuni, sulla base di dati paleontologici, attraverso quest'ultima anche delle due isole al continente, che prese corpo nella zona una grande copertura eolica, testimoniata dai depositi sabbiosi intensamente arrossati a Nord di Sorso e a Est del Rio Silis e dalle arenarie a stratificazione incrociata poste sotto i depositi del Tirreniano a Sud dello Stagno di Platamona. La piana e i suoi margini dovevano costituire una superficie strutturale ben individuata, in quanto sui versanti dei rilievi testimoni di Monte Cau fino a una quota di 80-90 m si adagiano eolianiti rissiane ben stabilizzate. La grande estensione delle sabbie medio-tardo pleistoceniche e anche quella presunta delle sabbie mindeliane si spiega facilmente con l'emersione di immensi tratti di spiagge, che hanno svolto la funzione di cave di prestito dei materiali psammitici.

Con lo scioglimento dei ghiacciai rissiani in Europa, iniziò la nota ingressione marina, che determinò l'accumulo in Sardegna di depositi (panchina) di limitato spessore, però molto frequenti. Costituita più frequentemente da calcareniti, ghiaietto o ciottolame a cemento sabbioso, la panchina è spesso fossilifera, contenendo la fauna a *Strombus*, ed è il sedimento corrispondente al piano Tirreniano, segnale di antiche spiagge, più alte delle attuali.

In particolare, nel litorale sassarese, sono state osservate spiagge fossili e linee di riva con una fauna caratteristica del Tirreniano presso Porto Torres, a più di 5-6 m sul livello del mare e lungo la falesia di Punta Tramon-

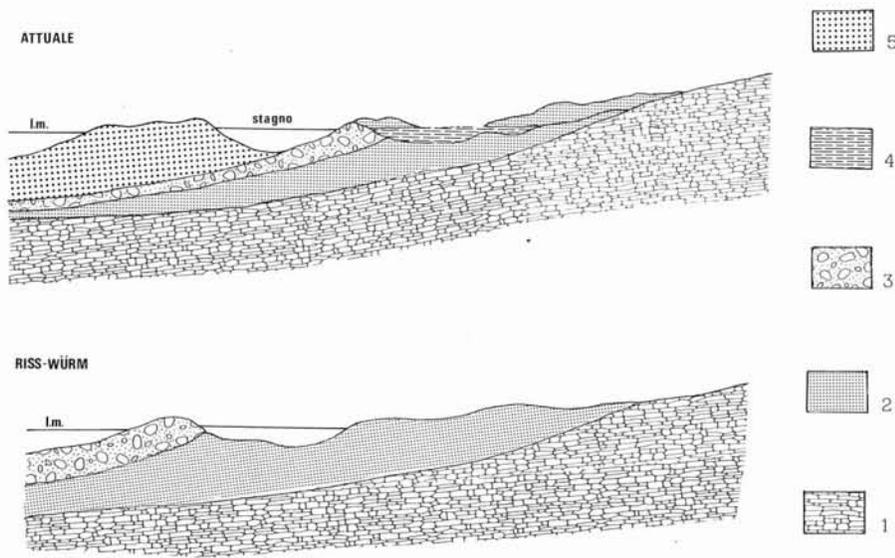


FIG. 19 - Schema dell'evoluzione della piana costiera nella zona di Platamona con la formazione della laguna e dello stagno pleistocenico e la sua replica nei tempi olocenici e attuali: 1) substrato miocenico; 2) sabbie pleistoceniche; 3) cordone di età tirreniana; 4) depositi lacustri e palustri; 5) sabbie oloceniche.

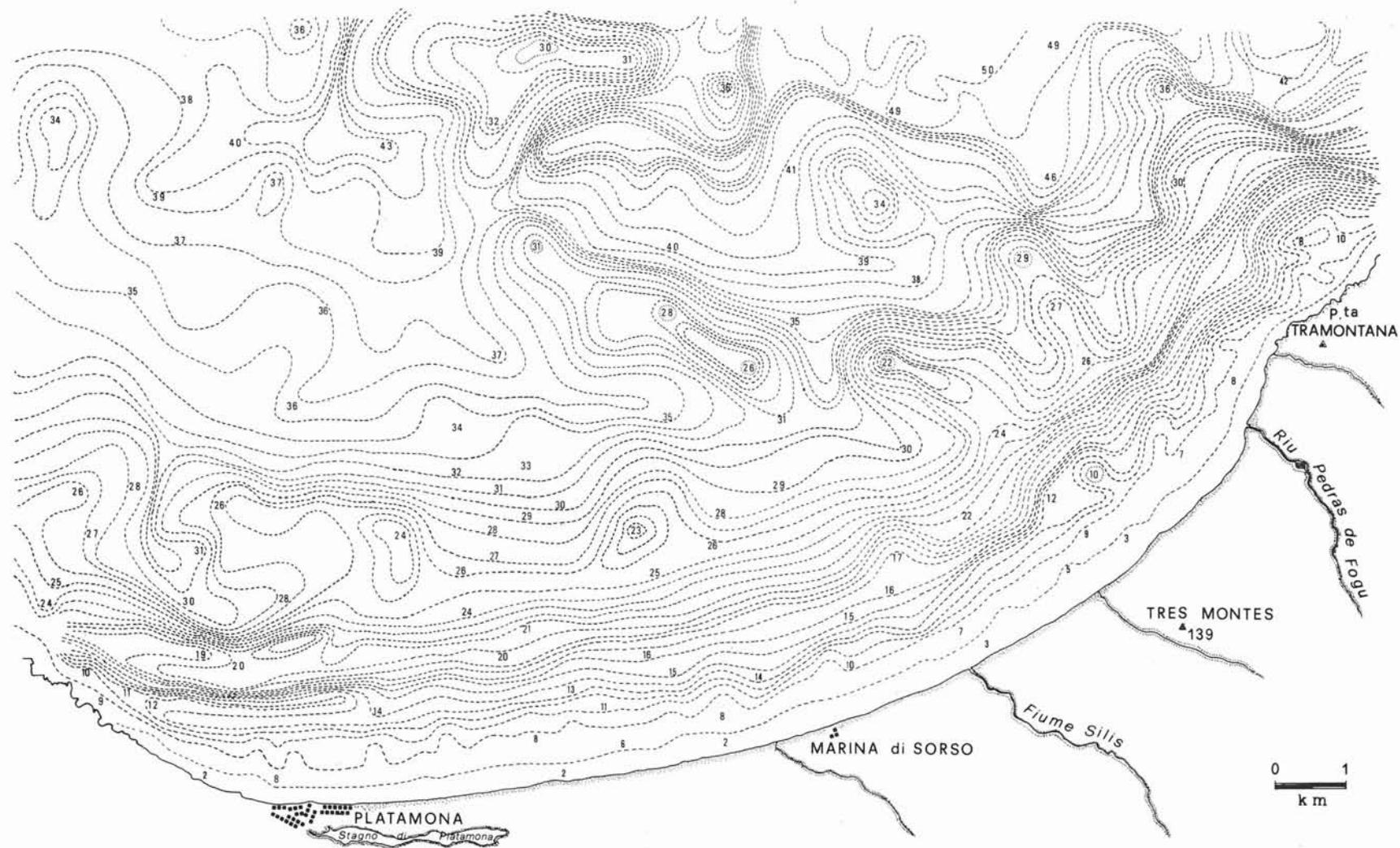


FIG. 20 - Dalla ricostruzione della morfologia del fondo marino lungo il tratto costiero appare evidente la presenza di due cordoni litorali sommersi all'altezza della spiaggia di Platamona. Si noti il proseguimento del Fiume Silis e del Rio Pedras de Fogu, che rappresentano i maggiori canali sul fondo marino. Oltre Punta Tramontana, verso E, è visibile un marcato approfondimento del fondo che ben si raccorda con le strutture di faglia presenti sul margine orientale continentale della regione studiata.

tana; la spiaggia tirreniana è ben rappresentata anche a Platamona, ove sono le testimonianze di un cordone litorale seguibile per circa 3 km. Lungo il promontorio occidentale invece la sommersione marina dovette dar luogo ad una scarpata di abrasione, oggi testimoniata dalla forma del rilievo di Abbacurrente, che anche in precedenza doveva rappresentare una linea di costa a falesia. Comunque, secondo noi, la variabile altezza a cui si rinviene la panchina tirreniana nel Nord della Sardegna (fino a 12 m nei dintorni di Alghero) non è tale da poter invocare movimenti neotettonici come recentemente fatto da OZER (1976, 1980); in generale è abbastanza agevole attribuire gli affioramenti posti a quote inferiori a 10-12 m a linee di riva più arretrate rispetto a quelle della massima sommersione nell'avampese, che non ovunque ha potuto conservare i suoi depositi.

Nel complesso nella fascia litorale turrutana si era delineato uno schema morfo-evolutivo che si sarebbe mantenuto con alterne vicende fino ai tempi attuali. La rete idrografica doveva aver già assunto una fisionomia da adattamento alle strutture; il Rio Silis, per esempio, non doveva discostarsi molto dal percorso attuale. Le analisi granulometriche, l'arrossamento e la quota della spianata posta a poco più di 10 m sull'attuale alveo indicano l'età tirreniana del terrazzo in sinistra presso Lu Paronaggiu.

La dinamica galcioeustatica post-rissiana giocò un ruolo di particolare interesse soprattutto nella zona centro-occidentale della fascia litorale, dove la costa degradante con inclinazioni appena percettibili consentì l'ingresso del mare fino ad una distanza dalla riva attuale di circa 1 km. Durante l'Interglaciale Riss-Würm nel settore di Platamona una barra litorale determinò la formazione di una laguna che si impostò talvolta sulle sabbie più antiche lasciando testimonianze nel deposito sabbioso-argilloso a piccoli *Cardium*. Questi sedimenti, affioranti a Sud del cordone antico, passano verso l'alto al calcare lacustre a *Planorbis*. La presenza di quest'ultimo deposito testimonia la successiva completa chiusura della barra e l'isolamento di un laghetto che veniva probabilmente rifornito d'acqua dolce dal Rio Buddi Buddi (fig. 19). In località Tana di lu Mazzoni è visibile l'antica bocca di laguna, dove oggi si trova il canale del Rio Buddi Buddi.

La formazione di una laguna di retrospiaggia, successivamente evoluta in bacino lacustre e colmato da sedimenti carbonatici, contribuì alla genesi di una stretta area pianeggiante a ridosso della riva.

Durante il Würm l'area fu nuovamente investita da coltri eoliche trasportate dai venti occidentali. Questi depositi si spinsero all'interno della costa attuale fino a distanze di 5-6 km, ricoprendo uniformemente tutto il litorale. Sempre durante questa fase nelle vallate principali si dovette manifestare un approfondimento dei talweg, che consentì l'erosione dei precenti depositi generando terrazzi fluviali e scivolamenti gravitativi in blocco, probabilmente favoriti dai sismi residui legati al vulcanismo quaternario più recente. I versanti in rocce carbonatiche furono ricoperti da falde detritiche stratificate (*éboulis ordonnés*) ancora osservabili nel bacino del Silis.

Con la fine dell'ultima espansione glaciale la trasgressione versiliana attestò la linea di costa sui livelli vicini alla attuale.

La porzione più occidentale del litorale fu interessata da un notevole avanzamento verso mare (fig. 20). Ciò è da porre in relazione principalmente ai venti dominanti e all'angolo di incidenza che essi formano con la spiaggia. Durante l'Olocene, infatti, questi fattori determinarono la costruzione di campi di dune e di una barra costiera che isolò l'attuale Stagno di Platamona ricalcando probabilmente gli eventi verificatisi durante il Tirreniano, con la formazione dell'antica laguna. Si presume che all'inizio lo stagno, che è lungo 3 km circa e largo 250 m, fosse molto più esteso verso Est e Sud-Est. A Est infatti esso è stato riempito di espansioni sabbiose che hanno permesso coltivazioni agricole, mentre a Sud-Est, dietro il cordone tirreniano è rimasta una zona ancora paludosa. In quest'area, come intorno allo stagno si hanno suoli di natura salina incolti, che nei mesi invernali vengono parzialmente sommersi dalle acque meteoriche di ristagno e dalla risalita della falda salata mentre nei mesi estivi su di essi si forma una sottile crosta superficiale.

In questo quadro si inserisce l'attuale dinamica del litorale che vede la zona di Platamona stabile e le rimanenti più orientali, salvo la foce del Fiume Silis, in arretramento così pronunciato da destare le più vive preoccupazioni.

BIBLIOGRAFIA

- AHLBRANDT T.S. (1979) - *Textural parameters of aeolian deposits*. In: «MCKEE E.D. (ed.). A study of global sand-seas, U.S.G.S. Prof. Pap., 1052», 21-51.
- AHNERT F. (1960) - *The influence of Pleistocene climate upon the morphology of cuesta scarps on the Colorado Plateau*. Ann. Ass. Am. Geogr., 50, 139-156.
- BIRD E.C.F. (1969) - *Coasts. Introduction to systematic Geomorphology*. Massachu. Inst. Techn., Cambridge, Massach., 246 pp.
- BLANC A.C. (1938) - *Spiaggia fossile tirreniana presso Porto Torres*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., 47, 40-45.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1973) - *Il microcontinente sardo - corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, Suppl., 42, 57-69.
- BRANDIS P. (1973) - *Lineamenti geomorfologici e idrogeologici del Turritano e della Nurra settentrionale (Sardegna)*. Atti Conv. Dibatt. «L'approvvigionamento idrico della Provincia di Sassari», Sassari, 35 pp.
- CAPEDER G. (1906) - *Sull'esistenza di antiche linee di spiaggia sulle rocce mioceniche dell'interno della Sardegna settentrionale*, Boll. Soc. Geol. It., 25, 803-804.
- CASTALDI F. (1940) - *Osservazioni morfologiche sulla costa settentrionale della Sardegna: Porto Torres*, Boll. Soc. Naturalisti, Napoli, 51, 65-80.
- CHAYES F. (1970) - *On deciding whether trend surface of progressively higher order are meaningful*. Bull. Geol. Soc. America, 81, 1273-78.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin*, Nature, 298, 736-739.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C.R.Ac. Sc. Paris, 298, ser. 2, 20.
- CLOS-ARCEDEX A. (1967) - *La direction des dunes et ses rapports avec celle du vent*. C.R.Ac. Sc. Paris, ser. D., 264, 1393-1396.

- COMASCHI CARIA I. (1965) - *I fossili miocenici di Sassari e dintorni*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, 35 (1-2), 33 pp.
- COULON C. (1977) - *Le volcanisme calco-alcaline cénozoïque de la Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique*. Thèse Doct. Univ. Aix, Marseille, 365 pp.
- COULON C., DEMANT A. & BELLON N. (1974) - *Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques cénozoïques et quaternaires de Sardaigne*. Tectonophysics, 22, 58-82.
- CURTIC C. MASON & FOLK R.L. (1958) - *Differentiation of beach, dune, and eolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas*. Journ. Sed. Petr., 28, 211-226.
- DAL CIN R. (1969) - *Distinzione tra spiagge in erosione ed in avanzamento mediante metodo granulometrico*. Riv. It. Geotecnica, 4, 8 pp.
- DOLAN R. (1972) - *Classification of the coastal environments of the World*. Univ. Virginia, Charlottesville, 163 pp.
- DOORNKAMP J.C. (1972) - *Trend surface, analysis of planation surface, with an East African case study*. In «CHORLEY R.J., Spatial analysis in Geomorphology, Methuen, London», 247-382.
- FIERRO G. (1965) - *Observations morphologiques et sédimentologiques sur le Bouches de Bonifacio et dans le Golfe de l'Asinara*. Cah. Océan., 18, 565-571.
- FIERRO G. & OZER (1974) - *Relations entre les dépôts eoliens quaternaires et les sédiments marins du Golfe de l'Asinara et des Bouches de Bonifacio (Sardaigne)*. Mem. Ist. It. Paleont. Um., 2, 347-355.
- FRIEDMAN G.M. (1961) - *Distinction between dune, beach and river sand from their textural characteristics*. Journ. Sed. Petr., 31, 514-529.
- FRYBERGER S.G. (1979) - *Dune forms and wind regime*. In: «Mc KEE E.D. (ed.), A study of global sand-seas, U.S.G. S. Prof. Pap., 1052».
- GNACCOLINI M. (1968) - *Caratteristiche granulometriche di alcuni cam-pioni di spiagge, di duna costiera, di fiume, di ambiente marino, epi-neritico e di arenarie presumibilmente deposte da correnti di torbidità*. Mem. Soc. Geol. It., 7, 345-392.
- INMAN D.L., EWING G.C.E. & CORLISS J.B. (1966) - *Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico*. Bull. Geol. Soc. Am., 77, 787-802.
- LETOUZEY J., WANNESON J. & CHERCHI A. (1982) - *Apport de la micro-tectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde*. C.R. Ac. Sc. Paris, 294, 595-601.
- MARINI A. & MURRU M. (1934) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore e il Pleistocene*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 39-42.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1969) - *La zona di Castelsardo: la meno incompleta serie miocenica della Sardegna*. Giorn. Geol., 35, 345-357.
- MC KEE E.D. (1966) - *Structures of dunes at White Sands National Monument New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas)*. Sedimentology, 7, 1-69.
- MOIOLA R.J. & WEISER D. (1967) - *Textural parameters: an evaluation*. Journ. Sed. Petr., 38, 45-53.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia. K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics*. Earth Plan. Sc. Letters, 54, 261-271.
- MORETTI A., PERNO V., REDINI R., SEGRE A.G. & SERRA G. (1961) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 180 Sassari*. Serv. Geol. d'It., Reg. Aut. Sardegna.
- OGGIANO G., SANNA G. & TEMUSSI I. (1987) - *Caractères géologiques, géologiques et géochimiques de la bauxite de la Nurra*. Livre-guide Exc. Sardaigne Gr. Franç. Cretace.
- OZER A. (1976) - *Géomorphologie du versant septentrional de la Sardaigne. Étude des fonds sous-marins, de la morphologie côtière et des terrasses fluviales*. Thèse, Doct. Sc. Geogr. Fac. Sc. Univ. Liège, 284 pp.
- OZER A. (1980) - *Dati preliminari sulla Neotettonica del foglio 180 (Sassari)*. Contr. Prel. Carta Neotett. It., CNR, Pr. F. Geodin, 356, 561-568.
- OZER A. & THOREZ I. (1980) - *Les dépôts du Pléistocène supérieur de San Giuseppe (Sardaigne septentrionale, Italie)*. Act. Coll. «Niveau marins et Tectonique quaternaires dans l'aire méditerranéenne», CNRS, Paris, 255-270.
- PALMERINI V. (1968) - *Osservazioni su particolari aspetti sedimentari di alcune dune costiere della Sardegna*. Atti 10° Contr. Int. Studi Sardi, Cagliari.
- PECORINI G. (1964) - *Le dune fossili della Nurra di Alghero*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, 16, 735-741.
- PIETRACAPRINA A. (1964) - *I suoli della Sardegna nord-occidentale*. Studi di Sassari, sez. III, 12, 3-100.
- PINNA M. (1954) - *I venti in Sardegna*. Pubbl. Ist. Geogr. Univ. Pisa, 1, 104 pp.
- QUESNEY FOREST C. & QUESNEY FOREST P. (1984) - *Étude sédimentologique et structural de la bordure orientale du fossé oligo-miocène sarde*. Rapp. ENSPM-IFP.
- REDINI R. (1961) - *Foglio 180 (Sassari) della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100.000*. Serv. Geol. It.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980) - *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag Berlin, 532 pp.
- RITCHOT G. (1975) - *Essais de Géomorphologie structurale*. Les Presses Univ. Laval, Québec, 398 pp.
- SEGRE A.G. (1951) - *Molluschi del Tirreniano di Porto Torres e di Golfo Aranci*. Boll. Serv. Geol. It., 73, 269-290.
- SPANO B. & PINNA M. (1956) - *Le spiagge della Sardegna*, CNR, 7, 251 pp.
- SPANO C. & ASUNIS (1984) - *Ricerche biostratigrafiche nel settore di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 23, 45-74.
- THOMAS B. & GENESSAUX M. (1984) - *A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinian straits*. Mar. Geol., 72, 225-239.
- TREMOLIÈRES P. & CHERCHI A. (1984) - *Phénomènes de chevauchement «d'âge pyrénéen» dans le Mésozoïque du Nord-Ouest*. C.R.Ac. Sc. Paris, ser. 2, 298, 889-904.
- TSOAR H. (1982) - *Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes*. Journ. Sed. Petr., 52, 823-831.
- TSOAR H. (1984) - *The formation of seif dunes from barchans; a discussion*. Zeitsch. Geomorph., n.s., 28, 99-103.
- ULZEGA A. & OZER A. (1981) - *Sur la répartition des éboulis ordonnés en Sardaigne*. Bull. Perygl., 28, 259-265.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) - *Comptes-rendus de l'excursion. Table ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne*. INQUA, Cagliari, 2-28, Apr. 1980.
- WILSON I.G. (1972) - *Aeolian bedforms: their development and origin*. Sedimentology, 19, 173-210.