

S. BARCA, L.G. COSTAMAGNA, M. DEL RIO

## LA SUCCESSIONE TRIASSICA DI SCIVU - IS ARENAS (SARDEGNA SUD-OCCIDENTALE). NUOVI DATI STRATIGRAFICI E SEDIMENTOLOGICI

**Riassunto** - Vengono presentati nuovi dati lito-biostratigrafici e sedimentologici sulla successione detritico-carbonatica medio-triassica di Scivu-Is Arenas (Sardegna sud-occidentale). Tale successione, in particolare, viene suddivisa in due nuove formazioni: la *Formazione di Punta S'Arridelli*, di probabile età Anisico medio?-superiore, è costituita da sedimenti detritico-carbonatici e rappresenta il passaggio da una sedimentazione di piana alluvionale ad una di piattaforma carbonatica inter-supratidale.

La *Formazione di Punta Su Nuraxi*, riferibile su dati paleontologici (palinomorfi, *Myophoria goldfussi* Von Alberti) all'Anisico superiore-Ladinico superiore / Carnico?, è formata da litologie esclusivamente carbonatiche e delinea l'evoluzione della piattaforma da condizioni sub-intertidali confinate, con localizzati episodi supratidali, sino a marine più o meno aperte.

Vengono inoltre effettuate correlazioni con successioni triassiche affioranti in altri settori della Sardegna.

**Parole chiave** - Sedimentologia, palinologia, piana alluvionale, piattaforma carbonatica, evaporiti, Triassico, Sardegna SW.

**Abstract** - *Triassic succession of Scivu-Is Arenas area (Southwestern Sardinia). New stratigraphical and sedimentological data.* New litho-biostratigraphical and sedimentological data on the Middle Triassic detritic-carbonatic succession cropping out in the Scivu-Is Arenas area (Southwestern Sardinia) are here described and discussed. In particular, two new formations, the *Punta S'Arridelli Formation* and the *Punta Su Nuraxi Formation*, are identified in this succession.

The *Punta S'Arridelli Formation*, probably Middle (?) to Upper Anisian in age, is constituted by silicoclastic and carbonatic deposits, and indicates the passage from a floodplain to an inter-supratidal carbonatic environment. The *Punta Su Nuraxi Formation*, paleontologically (palynomorphs, *Myophoria goldfussi* Von Alberti) assigned to the Upper Anisian - Upper Ladinian / Carnian?, is formed by almost carbonatic deposits; it delineates the evolution of the carbonatic platform, after an emersional stage, from confined sub-intertidal, locally supratidal, conditions to open marine. Moreover, an attempt of correlation with Triassic successions cropping out in other areas of Sardinia is done.

**Key words** - Sedimentology, palynology, floodplain, carbonatic platform, evaporites, Triassic, SW Sardinia.

### INTRODUZIONE

In Sardegna, le successioni detritico-carbonatiche triassiche in facies germanica poggiano in discordanza

sul basamento ercinico peneplanato (Campumari, Scivu - Is Arenas, M. Maggiore, Erula: AA.VV.) o, più raramente, sui depositi fluvio-lacustri permiani (Escalaplano, Algherese; Pecorini 1974; Cherchi e Schroeder, 1986); esse affiorano in modo frammentario, come lembi isolati o come parte di una più continua successione mesozoica comprendente il Giurese e localmente anche il Cretaceo.

Benché alcuni di questi affioramenti siano noti da lungo tempo (Bornemann, 1881; Lovisato, 1884; Oosterban, 1936; Vardabasso, 1966), solo in tempi più recenti un rinnovato interesse per il Trias sardo ha condotto alla realizzazione di studi più sistematici e specialistici (Damiani e Gandin, 1973 a,b; Gandin, 1974; 1978 a,b; Cocozza e Gandin, 1976; Gasperi e Gelmini, 1979; Pittau Demelia e Del Rio, 1980; Pittau Demelia e Flaviani, 1982a,b). Ciononostante, a causa dell'esiguità e discontinuità degli affioramenti e spesso della scarsità di contenuto fossilifero, non è stata ancora stabilita una formalizzazione delle varie unità litostratigrafiche identificate, né si è riusciti, sebbene un modello generale sia stato proposto (Gandin, 1974; Gandin *et al.*, 1982), a fornire un esauriente quadro paleogeografico.

Il primo tentativo di ricostruzione stratigrafica degli affioramenti triassici di Scivu-Is Arenas si deve al Bornemann (1881), il quale attribuisce le litologie ivi affioranti «al sistema del Triassico inferiore, e precisamente all'arenaria variegata superiore (*Grès Bigarré, Buntsandstein*) ed al calcare conchigliare inferiore o *Wellenkalk*», sulla base dei ritrovamenti fossiliferi (*Myophoria goldfussi* Von Alberti, *Gervilleia subglobosa* Credner, *Rhizocorallium jeneense* Zenker, etc.). Oosterban (1936), nel suo studio sulla geologia della Nurra, accenna fugacemente anche agli affioramenti di Scivu-Is Arenas, e, pur ritrovando una successione sensibilmente differente da quella del Bornemann, afferma che «...le arenarie variegata di Scivu-Is Arenas coincidono...con le arenarie variegata superiori (*Grès Bigarré*) della Nurra», e conclude che «i calcari di Scivu-Is Arenas presentano una sezione pressoché completa dell'intero *Muschelkalk*».

Ulteriori informazioni ci vengono da Damiani e Gandin (1973b), i quali correlano alcuni lembi di Scivu-Is Arenas con altri affioramenti triassici della Sardegna, sulla base di analogie paleontologiche e di litofacies. Questi autori inoltre elaborano una prima

ricostruzione paleoambientale, attribuendo le condizioni di deposizione ad «una zona costantemente sommersa, tranquilla, forse leggermente asfittica, solo inizialmente con un discreto apporto terrigeno (argilla) e abbastanza isolata rispetto al mare aperto».

Nel presente studio, rilevamenti geologici di dettaglio, accompagnati da analisi sedimentologiche e lito-biostratigrafiche, hanno reso possibile la ricostruzione della successione stratigrafica completa e dei caratteri deposizionali e paleoambientali degli affioramenti triassici di Scivu-Is Arenas.

In special modo, il ritrovamento di un'associazione microfioristica in un livello argilloso-marnoso interstratificato nella parte media della successione, e la già nota presenza di *Myophoria goldfussi* Von Alberti (Bornemann, 1881; Gandin, 1974) nella sua parte superiore, hanno permesso di stabilire con maggiore precisione un'età compresa fra l'Anisico medio? ed il Ladinico superiore / Carnico? (Triassico medio-superiore?) per l'intera successione affiorante.

Sulla base di questi dati è stato anche possibile effettuare delle correlazioni con le successioni triassiche di altre aree della Sardegna.

#### LA SUCCESSIONE TRIASSICA DI SCIVU-IS ARENAS

Nell'area denominata Scivu-Is Arenas, sulla costa occidentale sarda (Fig. 1), gli affioramenti triassici si elevano come collinette testimoni da una superficie semipianeggiante modellata sulle rocce paleozoiche epimetamorfiche e ammantata da arenarie e sabbie eoliche quaternarie (Fig. 2), che spesso coprono anche le pendici dei rilievi triassici tabulari, impedendo di osservare il contatto discordante con il sottostante basamento. Nella successione triassica affiorante è stato possibile distinguere due unità litostratigrafiche, per le quali vengono proposte le denominazioni di *Formazione di Punta S'Arridelli* per l'unità inferiore, e di *Formazione di Punta Su Nuraxi* per quella superiore (Fig. 3).

#### *Formazione di Punta S'Arridelli (Anisico medio? - superiore)*

La *Formazione di Punta S'Arridelli* è rappresentata da sedimenti detritici e carbonatici, chiaramente trasgressivi ed in discordanza angolare sul basamento epimetamorfico paleozoico. Dal basso verso l'alto vi si possono distinguere due membri: un *Membro Detritico Carbonatico* ed un *Membro Carbonatico Giallastro*. Il *Membro Detritico Carbonatico* è presumibilmente un equivalente regionale del «Buntsandstein» (Bornemann, 1881; Oosterban, 1936) e può essere paragonato al cosiddetto «Verrucano sardo» della Nurra (Cassinis *et al.*, 1979; Gasperi e Gelmini, 1979). Tale membro, nella località tipo di Punta S'Arridelli (Fig. 4), ha la base costituita per circa due metri da un'alternanza di paleosuoli argillosi violacei, arenarie vulcanoclastiche rossastre (verosimilmente derivate da vulcaniti acide di età permo-carbonifera:

Barca *et al.*, 1994b, in stampa), e crostoni calcarei giallastri interpretabili come suoli carbonatici complessi, parzialmente riferibili a *caliches*, e contenenti piccoli ciottoli di porfidi, di arenarie rossastre e di metamorfiti del basamento. Seguono poi conglomerati ed arenarie più o meno conglomeratiche e a matrice rossastra, contenenti subordinati livelli argillosi. La componente clastica passa verso l'alto da prevalentemente vulcanica ad esclusivamente di basamento, testimoniando così il graduale approfondimento dell'azione erosiva subaerea. Il cemento è generalmente calcareo-ferruginoso. La granulometria e la frazione detritica decrescono verso l'alto, non senza locali inversioni di tendenza, ed allo stesso tempo aumenta l'importanza di una componente carbonatica grigio-giallastra, dedolomitizzata, sporadicamente silicizzata, con episodiche croste calcaree che includono rari ciottoli centimetrici di basamento paleozoico; l'evidenza di fenomeni di ricircolazione e di probabili fenomeni pedogenetici richiama anche in questo caso a processi di tipo *caliches*. Lo spessore stimato della sequenza



Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata e delle località menzionate nel testo.

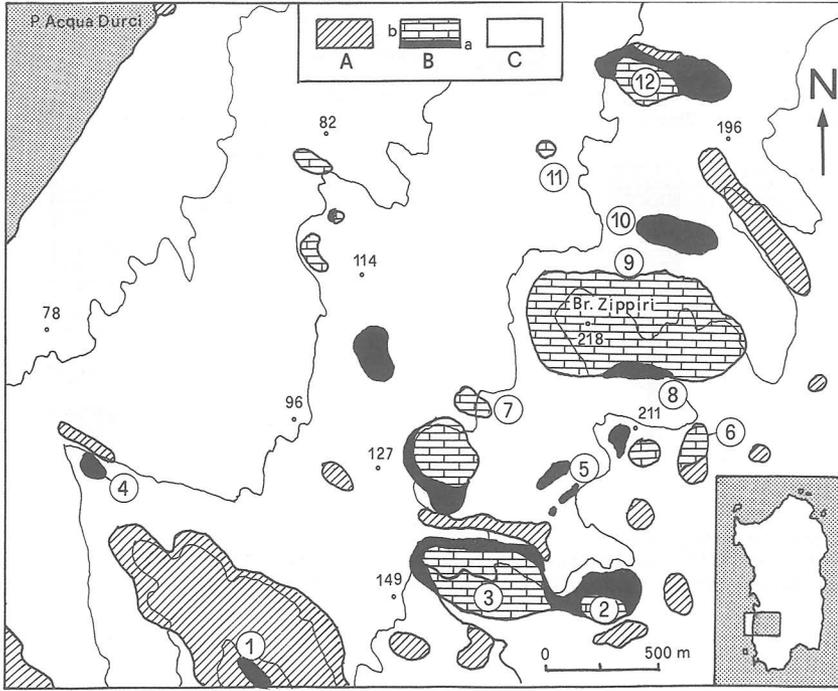


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'area in studio.

A - Paleozoico: Basamento epimetamorfico ercinico e vulcaniti permo-triassiche; B - Triassico: a) Formazione di Punta S'Arridelli (Anisico medio?-superiore), b) Formazione di Punta Su Nuraxi (Anisico superiore - Ladinico superiore/Carnico?; C - Quaternario: sabbie ed arenarie eoliche.

Affioramenti triassici dell'area studiata:  
 1: Su Ripostiggiu; 2: Q.ta 251; 3: Punta Su Nuraxi; 4: Genna de S'Acqua; 5: Sa Xei de Sa Menta; 6: Q.ta 240 (ex-Punta de Su Fenu); 7: Q.ta 157; 8: Bruncu Zippiri sud; 9: Bruncu Zippiri nord; 10: S'Arridelli; 11: Nuraxi Pranu; 12: Punta de S'Arridelli.

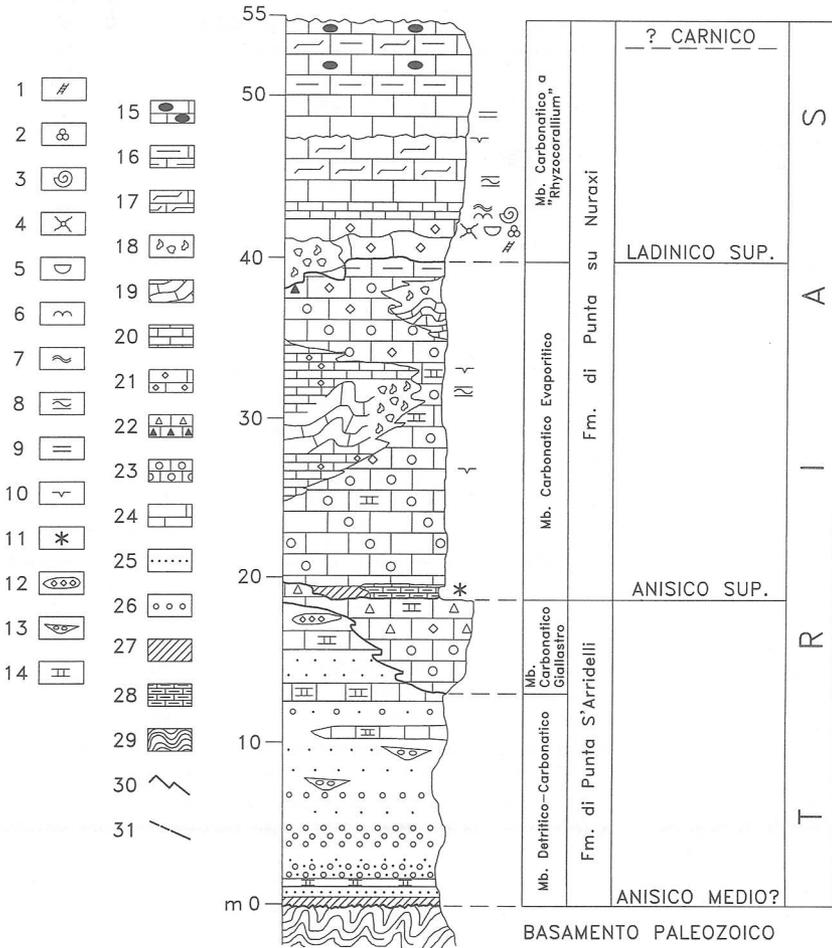


Fig. 3 - Colonna stratigrafica generale dell'area studiata.

1: frammenti algali; 2: possibili foraminiferi; 3: gasteropodi; 4: echinodermi; 5: ostracodi; 6: bivalvi (*Myophoria goldfussi* Von Alberti); 7: laminazioni ondulate; 8: laminazioni incrociate; 9: laminazioni parallele; 10: *mud-cracks*; 11: livello a palinomorfi; 12: lenti di gesso sostituito; 13: canali di erosione; 14: fenomeni di possibile calcificazione; 15: calcari nodulari; 16: calcari marnosi; 17: calcari a «*Rhizocorallium*»; 18: breccie di dissoluzione - collasso; 19: pieghe evaporitiche; 20: calcari laminati; 21: calcari con pseudomorfi di solfati; 22: a) calcari debolmente brecciati e b) breccie ad intraclasti; 23: calcari con modelli di dissoluzione di solfati; 24: calcari massicci; 25: arenarie; 26: conglomerati; 27: argille marnose; 28: paleosuoli calcarei (*caliches*?);

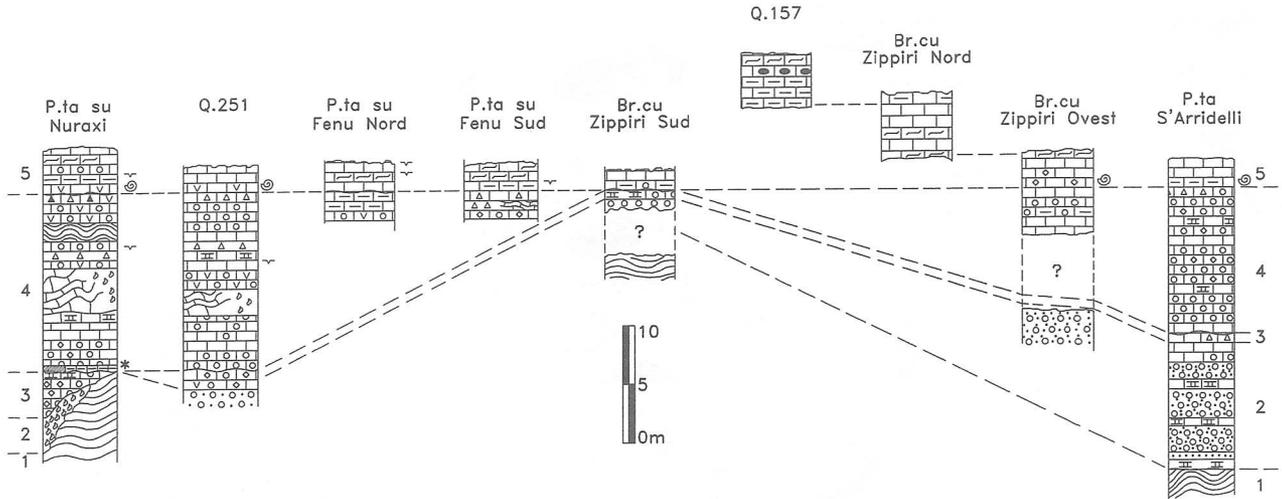


Fig. 4 - Colonne stratigrafiche parziali delle varie località e correlazioni.

1: Basamento paleozoico; 2: Formazione di Punta S'Arridelli, Membro Detritico Carbonatico; 3: Formazione di Punta S'Arridelli, Membro Carbonatico Giallastro; 4: Formazione di Punta Su Nuraxi, Membro Carbonatico Evaporitico; 5: Formazione di Punta Su Nuraxi, Membro Carbonatico a «Rhyzocorallium».

descritta, in questa località, è di circa 20 metri.

Altri affioramenti, di minore spessore, si ritrovano nelle località di S'Arridelli (circa 5 m), dove, in prossimità del contatto con il membro superiore, è presente una lente di originarie evaporiti ora calcitizzate, e di Su Ripostiggiu (10 m), in cui sottili intercalazioni carbonatiche sono presenti solo negli ultimi due metri della successione; inoltre, si ricorda l'affioramento posto alla base di Punta Su Nuraxi (1-4 m), costituito esclusivamente da microconglomerati poligenici ed arenarie grossolane, di colore più o meno rossastro.

L'esame complessivo dei vari affioramenti di questo membro indica una tendenza alla diminuzione della granulometria dei depositi clastici, e quindi dell'energia del rilievo, da N verso S, con un'unica leggera inversione per l'affioramento di Su Ripostiggiu.

Per il *Membro Detritico-Carbonatico* si possono ipotizzare condizioni deposizionali di fiume a canali intrecciati (*braided stream*), che evolvono gradualmente, sia verso l'alto che lateralmente in direzione S, a condizioni di piana tidale a deposizione prevalentemente carbonatica con contributi evaporitici.

Al di sopra del membro descritto, e anche lateralmente in direzione S, si passa, in un modo che a seconda delle località può essere netto o graduale, al *Membro Carbonatico Giallastro*. Nell'affioramento tipo, lungo la base di Punta Su Nuraxi (Fig. 4), questo membro si presenta come un calcare massivo giallastro, dedolomitizzato, localmente cavernoso o silicizzato, che nella parte alta passa a croste carbonatiche anche qui forse riferibili a processi di calcificazione. Nel calcare si rinvengono dispersi ciottoli silicei (lidite, quarzo) di dimensioni anche centimetriche, sottili livelli di breccia da dissoluzione-collasso e, talora, rari pseudomorfi selciosi di evaporiti, presumibilmente di origine diagenetica. Lo spessore è compreso fra 1 e 6-7 metri.

Altre località di interesse sono situate a S'Arridelli (3

m) ed a Genna de S'Acqua (5 m), ove il membro appare più compatto; e in località Sa Xei de Sa Menta, ove si presenta come una vera e propria *calcrete* porosa dello spessore di 2-3 m. A Punta S'Arridelli il membro, poco potente (1 m), contiene un'alta quantità di piccoli noduli derivanti da pseudomorfi calcitiche su preesistenti minerali solfatici, i quali gli conferiscono la struttura «*chickenwires*», tipica degli ambienti di *sabka*.

Il *Membro Carbonatico Giallastro* può essere riferito ad ambienti deposizionali di piattaforma carbonatica supra e/o intertidali (con possibili locali condizioni di *sabka*), interessati, durante la fase di continentalità che ha preceduto la sedimentazione della sovrastante *Formazione di Punta Su Nuraxi*, da estesi fenomeni di alterazione, conducenti alla formazione di crostoni calcarei (calcificazioni?), coinvolgenti principalmente la parte superiore del membro, e solo localmente porzioni più profonde di esso, come ad es. a Sa Xei de Sa Menta. Come sopra accennato, il passaggio fra i due membri della *Formazione di Punta S'Arridelli* avviene con modalità variabili da nord a sud: negli affioramenti settentrionali, ove nella parte superiore del *Membro Detritico Carbonatico* è presente una matrice carbonatica, il passaggio fra i due membri è graduale ed il *Membro Carbonatico Giallastro* è molto sottile (Punta S'Arridelli); a meridione, ove in genere la matrice carbonatica non è importante (Punta Su Nuraxi), il passaggio fra i due membri è invece molto brusco e, in rapporto allo spessore totale della formazione, il membro inferiore appare nettamente subordinato. A Genna de S'Acqua, estremo affioramento meridionale della successione studiata, la trasgressione sul basamento paleozoico avviene mediante un litotipo già attribuibile al *Membro Carbonatico Giallastro*, in cui banchi carbonatici, che contengono sottili intercalazioni microconglomeratiche, sono nettamente dominanti su quelli terrigeni.

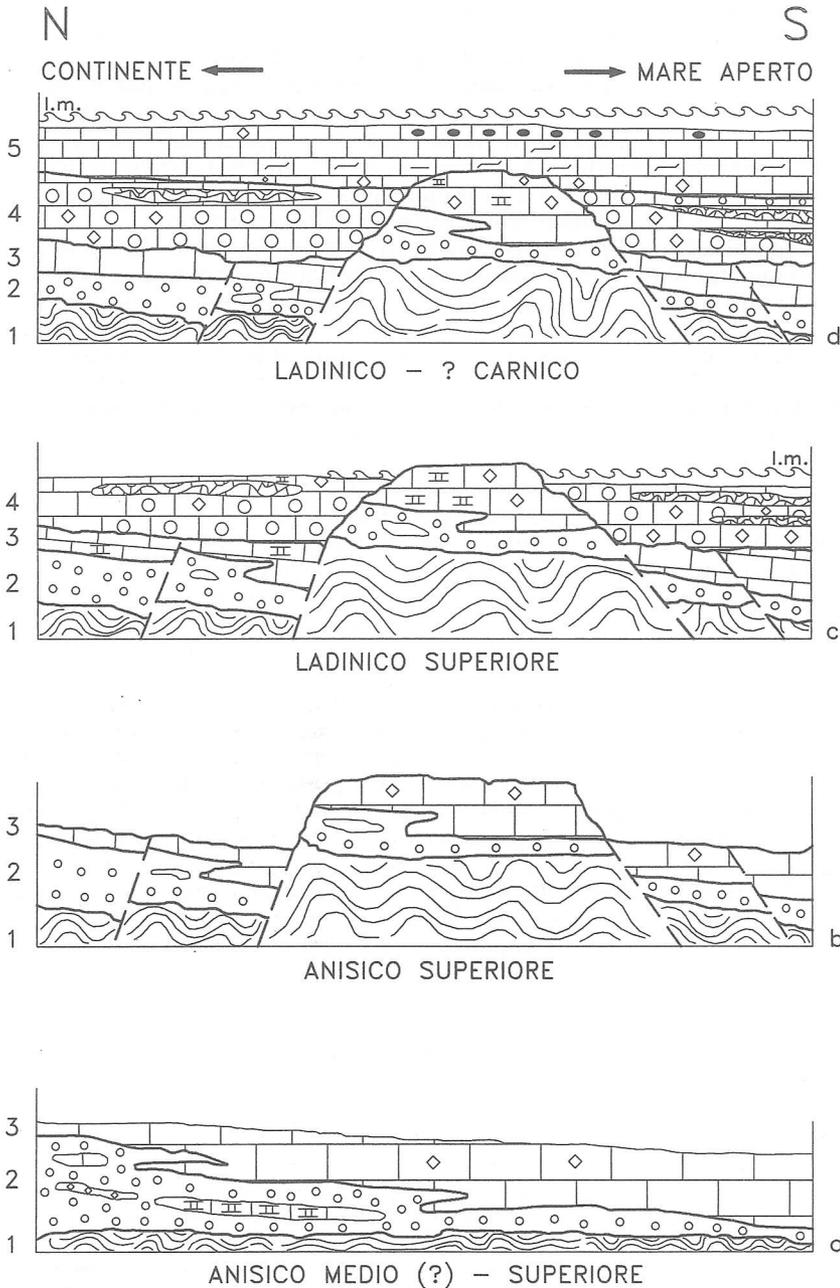


Fig. 5 - Ipotetica evoluzione paleogeografica dell'area in esame durante il Triassico medio; 1, 2, 3, 4, 5 come Fig. 4; a) stadio di graduale avanzata del sistema di piattaforma carbonatica supra-intertidale sul sistema alluvionale (lenta trasgressione); b) sistema di horst e graben con emersione ed erosione più o meno pronunciata delle litologie preesistenti (regressione); c) stadio di laguna evaporitica con vari gradi di restrizione a seconda della posizione all'interno del sistema deposizionale (lenta trasgressione); d) stadio di piattaforma carbonatica subtidale in rapido e progressivo approfondimento (veloce trasgressione).

Ciò sembra indicare una lenta e graduale trasgressione del mare triassico da sud (Fig. 5), ove predominano le facies carbonatiche supratidali con locali condizioni di *sabka*, verso nord, ove troviamo un'evoluzione da condizioni di piana alluvionale con canali intrecciati ad ambienti supratidali interessati da episodi di ricircolazione carbonatica che conducono alla formazione di crostoni carbonatici (calicizzazioni?). Questa variazione ambientale verso nord sembra confermata anche dal fatto che le facies carbonatiche del membro inferiore denotano a settentrione una maggiore aridità ed influenza di ambiente subaereo, solo con sporadiche

incursioni tidali; mentre nel membro superiore il sedimento carbonatico mostra, nella medesima direzione, un sensibile aumento di ciottoli paleozoici (quarzo, lidite, quarzarenite).

All'analisi microscopica, le litologie carbonatiche della *Formazione di Punta S'Arridelli* sono classificabili come spatiti neomorfiche, di colore giallo torbido, contenenti piccoli clasti arrotondati di quarzo e con locali fantasmi di cristalli dolomitici e di solfati; sono inoltre presenti frequenti vuoti di dissoluzione tappezzati da cristalli di calcite di riprecipitazione.

I crostoni carbonatici, riconducibili forse a fenomeni

di calcificazione, in sezione sottile mostrano altresì diffusi fenomeni di ricircolazione carbonatica e la presenza di probabili frustoli carboniosi e di veli di minerali argillosi.

*Formazione di Punta Su Nuraxi (Anisico superiore - Ladinico superiore/Carnico ?)*

La *Formazione di Punta Su Nuraxi* può poggiare sulla formazione precedente o, localmente, direttamente sul basamento paleozoico (SE di Punta Su Nuraxi) (Fig. 4). Il contatto con la *Formazione di Punta S'Arridelli* è evidenziato da una leggera discordanza (*disconformity*), e localmente da un sedimento marnoso-argilloso grigio-scuro contenente palinomorfi dell'Anisico superiore; quest'ultimo è ben esposto a Punta Su Nuraxi, ma se ne sospetta la presenza anche in altre località (Brunco Zippiri Sud, Punta S'Arridelli), ove è mascherato dalla pedogenesi recente. A Punta Su Nuraxi esso passa lateralmente e in parte sovrasta il paleosuolo calcificato del *Membro Carbonatico Giallastro* che, come già asserito, costituisce la testimonianza di una fase di continentalità nell'Anisico superiore.

La *Formazione di Punta Su Nuraxi* è essenzialmente costituita da carbonati, e si differenzia nettamente dalla *Formazione di Punta S'Arridelli*, oltre che per le caratteristiche litologiche e sedimentologiche, anche per il colore più chiaro.

Nella sua parte inferiore si distingue il *Membro Carbonatico Evaporitico*, la cui sezione-tipo è ubicata a Punta Su Nuraxi (Fig. 4), ove esordisce con il sedimento marnoso-argilloso grigio scuro, sottilmente stratificato, contenente la paleoflora anisica. Seguono alternanze metriche di: a) calcari massivi, cavernosi, biancastri, con frequenti pseudomorfi silicei di preesistenti minerali evaporitici; b) calcilutiti-calcareniti straterellate biancastre, con laminazioni parallele o raramente incrociate (episodiche tempestite o eccezionali correnti tidali), contenenti piccoli modelli da dissoluzione di solfati, concentrati in livelli; c) banchi di breccie da dissoluzione-collasso, che possono passare sia lateralmente che verticalmente a diffuse strutture da piegamento per tettonica salina, di dimensioni variabili da centimetriche a metriche. In prossimità del contatto superiore (1-2 metri da esso) troviamo, inoltre, un sedimento calcarenitico grigio-giallastro, laminato, con cristalli ex-solfatici sia dispersi che disposti in livelli, alternati a breccie-conglomerati intraformazionali con frequenti clasti piatti (*flat-pebble conglomerates*) sia clasto- che matrice-sostenuti; anche tale matrice contiene cristalli ex-solfatici dispersi (*sabka*). Sono altresì presenti in tutta la sezione isolati episodi di possibile calcificazione, lenti e strati di gesso ora calcitizzato, filoni nettuniani, strutture a *tepee* e superfici a *mud-cracks* con *prism-cracks* verticali. Lo spessore è compreso attorno ai 20 metri, ma è estremamente variabile a seconda degli affioramenti, sino ad annullarsi in alcune località (Brunco Zippiri Sud, Brunco Is Crobus Nord), ove si osserva il diretto passaggio dal *Membro Carbonatico Giallastro* della *Formazione di Punta S'Arridelli* al *Membro Calcareo*

a «*Rhyzocorallium*» della *Formazione di Punta Su Nuraxi*. In località Punta S'Arridelli il *Membro Carbonatico-Evaporitico*, dello spessore di circa 15 metri, è costituito unicamente da calcari massivi bianco-giallastri, parzialmente cariati e forse leggermente calcificati nella parte alta (denunciati la minore influenza marina verso settentrione), ricchi di noduli di selce e di pseudomorfi di minerali evaporitici, con limitatissimi sviluppi dei litotipi laminati.

Per questo membro si ipotizza un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica soggetta a condizioni inter-(supra)tidali (localmente di *sabka*) nelle aree settentrionali, ma che verso sud risente sempre più di periodiche condizioni inter-subtidali confinate, che danno luogo ad una laguna evaporitica soggetta verso l'alto a cicliche emersioni con associati fenomeni erosivi negli ultimi stadi deposizionali (breccie ad intraclasti).

L'esame in sezione sottile ha permesso la classificazione dei litotipi descritti come microspatiti neomorfe di colore grigio, omogenee, con pseudomorfi di minerali evaporitici (solitamente disposti come noduli di anidrite e più raramente costituenti veri livelletti di cristalli gessosi sinsedimentari) e, occasionalmente, con fantasmi molto sfumati di strutture, quali locali laminazioni, grumi di fango, brecciazioni diagenetiche e scarsi biosomi e bioclasti di ostracodi spatizzati. A Punta Su Nuraxi, nelle immediate adiacenze (circa 10 cm) del contatto con il membro superiore, è presente un livello continuo di *grainstones* a litoclasti e subordinati bioclasti di possibili foraminiferi, che possono indicare o un primo inizio di condizioni più aperte, e quindi di più alta energia, o più probabilmente un episodio di tempesta che ha depositato una grande massa di detrito bioclastico nelle parti più interne della piattaforma; tale livello viene rinvenuto lateralmente anche sotto forma di clasti rimaneggiati (intraclasti) all'interno di una microspatite neomorfa.

Verso l'alto si passa bruscamente al *Membro Carbonatico a «Rhyzocorallium»*. La sua sezione tipo è costituita da tre segmenti di successione ricollegabili fra loro e situati rispettivamente, dal basso verso l'alto stratigrafico, a Punta Su Nuraxi, Brunco Zippiri Nord e q.ta 157 (ovest di Brunco Zippiri) (Fig. 4). A Punta Su Nuraxi il passaggio con il membro sottostante avviene frequentemente con la comparsa di una breccia di dissoluzione-collasso di chiara origine diagenetica e potente sino a 3 metri (rinvenuta, seppure in modo molto limitato, anche a Punta S'Arridelli), seguita verso l'alto da una facies calcarenitica-calcilutitica, a luoghi debolmente marnosa, bioclastica (bivalvi, ostracodi, gasteropodi, echinodermi, possibili frammenti algali e probabili foraminiferi), di colore da grigio scuro a grigio rossastro. In questo ultimo litotipo, sino a 2-3 metri dal contatto inferiore, si osservano ancora indizi di effimera esposizione subaerea, quali *mud-cracks*, piccoli cristalli calcitici dispersi dovuti alla sostituzione di preesistenti solfati, e raramente elementi silicizzati di forma prevalentemente prismatica. Nelle località denominate q.ta 240 m (ex-Punta de Su Fenu) e q.ta 251 m (E di Punta su Nuraxi), lungo il contatto con il membro sottostante, sono sporadicamente presenti anche intraclasti di fango laminato

generati dall'essiccamento durante i momenti di esposizione subaerea, accompagnati da cristalli cubici di probabile alite.

La sequenza continua ancora con calcari grigi sempre bioclastici, inizialmente massivi, poi con laminazione parallela od ondulata, raramente incrociata, con sottili strati debolmente marnosi (Bruncu Zippiri). Calcari marnosi, nodulari, di colore avana o raramente rossastri, concludono infine la sequenza (q.ta 157 - W di Bruncu Zippiri).

Il membro contiene, inoltre, specie nelle località di Bruncu Zippiri e di q.ta 240 m (ex Punta de Su Fenu), strati fortemente bioturbati con icnofossili denominati per consuetudine dagli autori *Rhynchocorallium jeneense* (Bornemann, 1881), ed ora classificati come *Palaeophycus tubularis* (Moore, 1962).

Nella parte inferiore di questo membro sono ancora visibili fenomeni di brecciazione, di piegamento evaporitico, strati lenticolari e terminazioni laterali a *pinch-out*, che testimoniano un certo grado di attività sinsedimentaria-sindiagenetica della tettonica salina.

Lo spessore totale osservabile del membro è di circa 15-20 metri. L'ambiente deposizionale è inizialmente quello di una piattaforma carbonatica in condizioni intertidali-subtidali leggermente ristrette, che evolvono verso condizioni subtidali marine più aperte.

All'analisi microscopica i litotipi carbonatici costituenti questo membro sono classificabili come *wackestones-packstones*, raramente *grainstones*, localmente gradati, a biosomi, bioclasti e peloidi; il loro contenuto fossilifero è costituito da gusci e frammenti di ostracodi, bivalvi, gasteropodi, sospetti foraminiferi, placchette di echinodermi e frammenti di alghe. Tuttavia, queste caratteristiche sono frequentemente più o meno obliterate da un intenso neomorfismo che, in casi estremi, porta alla completa cancellazione delle microfaccies ed alla trasformazione del sedimento in una microspatite omogenea. In alcuni campioni sezionati, prelevati in prossimità del contatto fra i due membri della formazione superiore (Nuraxi Pranu, q.ta 251), sono anche visibili locali cristalli cubici (alite?), prismatici (gesso), e, più raramente, rombici (dolomite?).

Infine, il graduale aumento della frequenza e della dimensione dei bioclasti procedendo da nord verso sud fa presupporre un aumento dell'importanza dell'influsso del mare aperto sulla piana tidale in questa direzione.

Come precedentemente esposto, la successione triassica descritta presenta importanti variazioni locali, come ad esempio l'assenza pressoché totale del *Membro Carbonatico Evaporitico* della *Formazione di Punta Su Nuraxi* in alcuni affioramenti; oppure una considerevole riduzione di spessore, se non la scomparsa dell'intera *Formazione di Punta S'Arridelli*. Tali variazioni possono essere attribuite alla disposizione eteropica e parzialmente diacrona delle litofaccies che segnano la trasgressione marina triassica, la quale si sarebbe realizzata su di una superficie irregolare, resa ulteriormente movimentata da una tettonica distensiva sinsedimentaria, che avrebbe anche determinato locali variazioni del tasso di subsidenza.

### *Tettonica distensiva sinsedimentaria*

Evidenze di movimenti tettonici distensivi sinsedimentari, con formazione di blocchi rialzati e ribassati, sono presenti, in effetti, pressoché a tutti i livelli della successione triassica di Scivu-Is Arenas. Così, ad esempio nel membro superiore della *Formazione di Punta S'Arridelli* si ha una superficie di erosione caratterizzata da crostoni carbonatici (*caliches?*), originatasi a seguito di una temporanea emersione conseguente all'attività di faglie sinsedimentarie di direzione E-W (Punta Su Nuraxi, quota 251 m, Bruncu Zippiri sud), che hanno determinato lo smantellamento di porzioni della successione nei settori tettonicamente rialzati; in particolare, sul versante meridionale di Punta Su Nuraxi, il *Membro Carbonatico Giallastro* è interessato da una faglia E-W, fossilizzata dal soprastante *Membro Carbonatico Evaporitico* della *Formazione di Punta Su Nuraxi*. Quest'ultima, a causa dell'erosione avvenuta a spese del *Membro Carbonatico Giallastro* sul blocco di faglia rialzato, trasgredisce in parte direttamente sul basamento paleozoico.

Indizi di tettonica sinsedimentaria, soprattutto sotto forma di filoni nettuniani, sono visibili anche in seno alla *Formazione di Punta Su Nuraxi*. Nel *Membro Carbonatico-Evaporitico* i filoni si presentano o come riempimenti di detrito carbonatico di varia granulometria in fratture generatesi probabilmente in ambiente subtidale, o come accumuli di materiale carbonatico grumoso e cariato in un sistema di fratture prodottesi in ambiente presumibilmente supratidale. Nel *Membro Calcarea a Rhynchocorallium* le fratture sono riempite da un sedimento argilloso-marnoso laminato contenente sospetti bioclasti; tali fratture verso il basso si connettono con cavità complesse, colmate da detrito grossolano sempre in matrice argilloso-marnosa bruno-rossastra. La genesi di questi complessi reticoli di fratture, al momento di dubbia interpretazione, sembra comunque potersi collegare anche con fenomeni di disarticolazione tettonica.

Infatti, la direzione di questi sistemi di fratture, sicuramente penecontemporanei con la sedimentazione, è ancora E-W. Tali sistemi testimoniano la persistenza di un regime di tettonica distensiva che porterà alla generalizzata fase di *rifting* nel Giurese (Bernoulli e Jenkyns, 1974; Scandone, 1975; Cassinis *et al.*, 1979).

### ANALISI MICROFLORISTICA E CONSEGUENZE CRONOSTRATIGRAFICHE

#### *Inquadramento sistematico dell'associazione*

Allo scopo di ottenere ulteriori dati cronostratigrafici su base micropaleontologica, è stato campionato il livello basale della *Formazione di Punta Su Nuraxi*, costituito da marne argillose grigio-scure. L'associazione palinologica in esso ritrovata presenta numerosissimi pollini e spore in genere in ottimo stato di conservazione, mentre sono del tutto assenti i microfossili di origine marina, quali Acritarchi e Tasmanites.

I pollini e le spore vengono presentati secondo l'ordine di classificazione in Turma e Subturma proposto da Dettmann (1963) e Potonié (1970):

**Anteturma PROXIMEGERMINANTES** R. Potonié 1975

**Turma MONOLETES** Ibrahim 1933  
**Subturma AZONOMONOLETES** Lubert 1935

*Aratrisporites* sp.  
*Verrucatosporites cugiareddu* Pittau Demelia in Flaviani 1980

**Turma TRILETES** Reinsch. emend. Dettmann 1963  
**Subturma AZONOTRILETES** Lubert emend. Dettmann 1963

*Calamospora tener* (Leschik) Madler 1964  
*Camazonosporites* cf. *C. rudis* (Leschik) Klaus 1960  
*Convolutispora* sp.  
*Cyclotriletes oligogranifer* Madler 1964  
*Cyclotriletes margaritatus* Madler 1964  
*Foveosporites mimosae* De Jersey e Hamilton 1967  
*Lycopodiacidites kuepperi* Klaus 1960  
*Myriamsporites triassicus* Pittau Demelia in Flaviani 1980  
*Punctatisporites fungosus* Balme 1963  
*Rugulatisporites mesozoicus* Madler 1964  
*Todisporites major* Couper 1958  
*Varirugosporites roeticus* (Schulz) Pittau Demelia in Flaviani 1980  
*Verrucosisporites concontactus* Clarke 1965  
*Verrucosisporites morulae* Klaus 1960  
*Verrucosisporites roeticus* Madler 1965

**Subturma ZONOTRILETES** Waltz 1935

*Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme 1970  
*Densosporites variomarginatus* Playford 1962  
*Densosporites* sp.  
*Krauselisporites cuspidus* Balme 1963  
*Perotriletes minor* (Madler) Antonescu e Taugourdeau Lantz 1973  
*Sellaspora foveorugulata* Van der Eem 1983

**Anteturma VARIEGERMINANTES** Potonié 1970

**Turma SACCITES** Erdtman 1947  
**Subturma DISACCITES** Cookson 1947

**Infraturma STRIATITES** Pant 1954

*Illinites chitinoides* Klaus 1964  
*Jugasporites delasaucei* (Pot. e Klaus) Leschik 1956  
*Lueckisporites parvus* Klaus 1963  
*Lunatisporites acutus* Leschik 1955  
*Lunatisporites rhaeticus* (Schulz) Warrington 1974  
*Striatoabieites ayugii* Visscher 1966  
*Strotersporites richteri* (Klaus) Wilson 1962

**Infraturma DISACCIMONOLETES** Leschik emend. Potonié 1958

*Angustisulcites grandis* (Freudenthal) Visscher 1966  
*Angustisulcites klausii* Freudenthal 1964  
*Chordasporites singulichorda* Klaus 1960  
*Colpectopollis ellipsoideus* Visscher 1966

**Infraturma DISACCITRILETES** Leschik emend. Potonié 1958

*Triadispora crassa* Klaus 1964  
*Triadispora epigona* Klaus 1964  
*Triadispora falcata* Klaus 1964  
*Triadispora plicata* Klaus 1964  
*Triadispora stabilis* Scheuring 1970  
*Triadispora staplini* (Jansonius) Klaus 1964  
*Triadispora suspecta* Scheuring 1970  
*Triadispora maxivestita* Pittau Demelia in Flaviani 1980

**Infraturma DISACCIATRILETES** Leschik emend. Potonié 1958

*Alisporites complex*  
*Cuneatisporites radialis* Leschik 1955  
*Microcachrydites fastidioides* (Jansonius) Klaus 1964  
*Microcachrydites doubingeri* Klaus 1964  
*Ellipsovelatisporites plicatus* Klaus 1960  
*Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus 1964  
*Minutosaccus crenulatus* Dolby 1976  
*Rimaesporites potonieii* Leschik 1955  
*Sulcatisporites krauseli* Madler 1964

**Subturma MONOSACCITES** (Chitaley 1951) Potonié and Klaus 1954

**Infraturma TRILETESACCITES** Leschik 1955

*Cristianisporites triangulatus* Antonescu 1969  
*Giggiospora escalaplanoii* Pittau Demelia in Flaviani 1980  
*Stellapollenites muelleri* (Reinh e Schimtz) Pittau Demelia 1983

L'associazione palinologica identificata è caratterizzata da un'alta percentuale di pollini rispetto alle spore; tra i pollini, i più rappresentativi sono i bisaccati striatiti e quelli appartenenti al genere *Triadispora* e al gruppo *Alisporites* / *Cuneatisporites* / *Sulcatisporites*, che sono stati descritti come pollini di Gimnosperme.

L'alta percentuale di pollini appartenenti a conifere sta ad indicare una dominanza di vegetazione xerofitica rispetto a quella hydrophytica delle microspore licopodi-fitiche.

Di notevole importanza stratigrafica è la presenza di *Cristianisporites triangulatus* Antonescu (1969), considerato un buon marker dell'Anisico superiore. È stato ritrovato infatti dall'Autore nelle argille intercalate a marne e calcari a *Myophoria costata* Zenk. e *Ceratites trinodosus* Mojs. presso Cristian in Romania. Inoltre, poiché la sua comparsa inizia solamente alla base del Pelsoniano, viene ritenuto un

marker di tale sottopiano (Antonescu *et al.*, 1976). L'associazione presente a Scivu - Is Arenas può essere correlata con la «fase palinologica Mu 1» del bacino germanico, sintetizzata da Brugman (1986). Tale associazione, caratterizzata dalla presenza di *Triadispora crassa* unitamente a *Illinites chitinoides*, *Angustisulcites klausii*, *Microcachridites fastidioides*, *Stellapollenites thiergartii* (*Stellapollenites muelleri*), *Perotriletes minor* e *Cristianisporites triangulatus*, è stata ritrovata nelle associazioni del *Wellenkalk* e dell'*Anhydritgruppe*, che differiscono tra loro soltanto per il declino degli acritarchi. In accordo con lo schema stratigrafico di Dockter *et alii* (1980), l'associazione palinologica della «fase Mu 1» può essere vista come un'associazione di età anisica superiore e più esattamente come il passaggio fra i sottopiani Pelsoniano e Illiriano. Non è possibile invece una correlazione, sia della nostra associazione che di quella della «fase Mu1», con la fase palinologica alpina «*thiergartii* - *vicentinense*» di Brugman (1986) per la mancanza di elementi comuni.

#### Datazione della successione studiata

Per quanto riguarda l'inquadramento cronologico della successione triassica di Scivu-Is Arenas, ci si può basare quindi sui seguenti dati. L'età del livello a palinomorfi rinvenuto alla base del membro inferiore della *Formazione di Punta Su Nuraxi* è attribuibile, per quanto anzidetto, al *Muschelkalk* inferiore ed alla parte bassa del *Muschelkalk* medio. Questo dato, assieme alla presenza di *Myophoria goldfussi* Von Alberti (*Costatoria kiliani*, Bornemann 1881), fossile caratteristico del *Muschelkalk* superiore e marker nella Provincia Iberica (affine alla Sardo-Provenzale) del Ladinico superiore (Hirsch *et al.*, 1987; «*Couches à Costatoria*», Baud e Megard-Galli, 1975; Lualdi, 1985), rinvenuto in prossimità della base del membro superiore della medesima formazione (località Nuraxi Pranu: Bornemann, 1881; Gandin, 1974), consentono perciò di riferire l'intera *Formazione di Punta Su Nuraxi* ad un intervallo compreso fra l'Anisico superiore ed il Ladinico superiore/Carnico?

Conseguentemente, in base ai normali tassi di sedimentazione di unità litologiche analoghe (Gasperi e Gelmini, 1979; Tongiorgi *et al.*, 1977), confrontati con gli spessori presenti a Scivu-Is Arenas, si può tentare di ascrivere la sottostante *Formazione di Punta S'Arridelli* all'Anisico medio?-superiore e, litostratigraficamente, al *Buntsandstein* superiore ed al *Muschelkalk* inferiore. Ciò che risulta in buon accordo sia con le considerazioni del Bornemann (1881), che con quelle di Oosterban (1936).

#### CORRELAZIONI CON ALTRI AFFIORAMENTI TRIASSICI DELLA SARDEGNA

Alcuni significativi confronti possono essere fatti con le associazioni palinologiche triassiche già note in Sardegna (Fig. 1).

L'associazione di Campumari (Sardegna sud-occidentale) (Pittau Demelia e Del Rio, 1980), assai povera, presenta gli stessi pollini di Scivu-Is Arenas, mentre le spore, che ivi vengono presentate solo a livello generico e non specifico, sono differenti. La base della *Formazione di Punta Su Nuraxi* (Anisico superiore) risulta quindi stratigraficamente correlabile con la parte superiore del «Membro B» della successione triassica di Campumari (Cocozza e Gandin, 1976).

Le associazioni presenti a Punta del Lavatoio nell'Algherese (Gandin, 1978; Pittau Demelia e Flaviani, 1982 a,b) e nella «zona A» del sondaggio Cugiareddu nella Nurra (Sardegna nord-occidentale) (Pomesano Cherchi, 1968; Flaviani, 1980; Pittau Demelia e Flaviani, 1982 a, b) presentano pollini e spore simili a quelle rinvenute nel livello alla base della *Formazione di Punta Su Nuraxi*, con cui esse risultano perciò stratigraficamente correlabili. Nell'associazione di Scivu-Is Arenas sono presenti alcuni nuovi generi e specie che sono stati descritti proprio a Cugiareddu (Flaviani, 1980), quali *Myriamsporites triassicus*, *Verrucatosporites cugiareddu*, *Varirugosporites roeticus*, *Triadispora maxivestita* e *Giggiospora escalaplano*.

Non è possibile dettagliare ulteriormente la correlazione con le «sottozone A1 e A2» del sondaggio Cugiareddu, perché a Scivu - Is Arenas esse si presentano insieme.

L'associazione presente nelle marne ed argille gessose di Escalaplano nella Sardegna centrale (Pecorini, 1974) (non ancora illustrata, ma solo riferita in Pittau Demelia e Flaviani, 1982 a,b) è perfettamente confrontabile con quella ritrovata nelle marne argillose basali della *Formazione di Punta Su Nuraxi*, sia per le forme presenti che per lo stato di conservazione. I livelli fossiliferi delle due località risultano quindi stratigraficamente correlabili. Tra le forme comuni si citano in particolare: *Cristianisporites triangulatus*, *Triadispora maxivestita* e *Giggiospora escalaplano*.

#### DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Sulla base dei dati precedentemente esposti, viene prospettata la seguente ricostruzione degli eventi stratigrafici e degli ambienti sedimentari che hanno interessato nel Triassico medio l'area studiata (Fig. 5).

Alla fine dell'orogenesi ercinica, l'area in esame, così come l'intero basamento paleozoico della Sardegna, è soggetta ad una importante tettonica estensionale, cui si ricollega un intenso vulcanismo acido subaereo e l'impostazione di bacini intracratonici subsidenti, nei quali si accumularono successioni clastiche fluvio-lacustri di età permo-carbonifera (Barca *et al.*, 1993; Barca *et al.*, 1995). Il protrarsi di questo ciclo prevalentemente erosivo porta alla pressoché totale peneplanazione dell'orogene («penepiano post-ercinico» AUCT.), asportando localmente anche i sedimenti molassici permo-carboniferi. È su un tale paesaggio, e sotto un clima caldo-arido, che inizia, presumibilmente nell'Anisico medio, un nuovo ciclo sedimentario a debole subsidenza, al quale va riferita la deposizione della *Formazione di Punta S'Arridelli*. Questa esordi-

sce con il *Membro Detritico Carbonatico*, equivalente regionale del *Buntsandstein*, caratterizzato da facies alluvionali a canali intrecciati, a cui seguono, in graduale avanzata da S verso N, facies supratidali di piattaforma carbonatica. Quest'ultima, nella sua parte più interna e lontana dall'influsso marino (intercalazioni carbonatiche da incursioni tidali di Punta S'Arridelli), è costituita da facies carbonatiche a crostoni carbonatici (*caliches?*) (Fig. 5) che evolvono verso condizioni di *sabka*; mentre nella sua parte più esterna è rappresentata dal *Membro Carbonatico Giallastro* (che può essere inteso come la base locale del *Muschelkalk*), mostrandone periodiche condizioni di *sabka*, che conducono alla formazione di evaporiti diagenetiche ed alla dolomitizzazione del sedimento. La graduale diminuzione di granulometria dei depositi clastici verso sud, unita al progressivo aumento dell'importanza di quelli carbonatici e ad alcune significative variazioni delle modalità del passaggio dal membro inferiore a quello superiore della formazione nella stessa direzione, permettono di stabilire il verso della trasgressione mesotriassica da sud verso nord.

Questo ciclo di sedimentazione intraanisco può essere correlato con il coevo ciclo trasgressivo precoce delle Catalanidi, nella Penisola Iberica (Gandin *et al.*, 1982).

Durante l'Anisico superiore si manifesta una fase regressiva che comporta il delinarsi di una superficie erosiva leggermente irregolare e la formazione di crostoni carbonatici (forse riferibili a calici) a spese di porzioni sommitali del *Membro Carbonatico Giallastro*, nonché di sottili livelli di breccie da dissoluzione-collasso causate dalla solubilizzazione in sede diagenetica delle evaporiti interstratificate. Quest'ultimo fenomeno presumibilmente è anche la causa della dedolomitizzazione del membro.

Questa fase regressiva corrisponde ad una certa attività tettonica con *Horst* e *Graben* orientati E-W e conseguente erosione differenziata di alcune parti della successione o totale assenza di sedimentazione in funzione della morfologia così modificata. Si spiegano in tal modo le differenze riscontrate nella successione in alcuni settori, come ad esempio nella sezione di Bruncu Zippiri sud dove manca totalmente il *Membro Carbonatico Evaporitico*, presumibilmente qui mai sedimentatosi (alto morfo-strutturale), mentre il *Membro Carbonatico Giallastro* ha uno spessore estremamente esiguo ed è fortemente alterato (*caliches?*).

Segue quindi una rapida ripresa della trasgressione, i cui sedimenti giacciono sul substrato con una leggera discordanza. La presenza alla base della successione trasgressiva di un sedimento marnoso-argilloso ricco di detrito vegetale (livello a palinomorfi) indica un iniziale ambiente eutrofico ed in seguito riducente, la cui genesi è imputabile al rapido esaurimento dell'ossigeno contenuto nelle acque, utilizzato per l'ossidazione del detrito fitogeno derivante dalla repentina sommersione di aree vegetate. Conseguentemente, si genera un ambiente riducente di durata effimera, in cui almeno parte della materia organica viene conservata. Seguono poi ambienti inter-subtidali confinati, in cui aumenta gradualmente la concentrazione salina (lagune evaporitiche), che evolvono localmente ad ambienti

supratidali nella parte più prossima al membro superiore, con locali condizioni di *sabka*.

È da rimarcare la costante esistenza, alla base di tutte le successioni evaporitiche di una certa importanza, di livelli basali caratterizzati da sedimenti scuri, di ambiente anossico (es. l'orizzonte del «*Kupferschiefer*» alla base delle evaporiti permiane dello *Zechstein*, il membro del «*Lettenkohle*» alla base del *Keuper* tedesco del Trias superiore, le peliti bituminose alla base dei cicli di II ordine della «Vena del Gesso» di età messiniana) che testimoniano una prima fase di isolamento del bacino prima che si raggiunga la concentrazione salina tale da far precipitare i sali evaporitici sul fondo del bacino stesso.

Il *Membro Carbonatico Evaporitico* della *Formazione di Punta su Nuraxi*, testé descritto, nelle aree più settentrionali (Punta S'Arridelli) è presente unicamente in facies inter-supratidale, localmente con crostoni carbonatici, e ricchissima di noduli di ex-anidrite «esclusiva»; può invece essere assente nelle aree centrali (Bruncu Zippiri), verosimilmente corrispondenti a degli *Horst*, mentre nelle aree meridionali (Punta Su Nuraxi) mostra prevalenti facies inter-subtidali, testimoniando verso sud una maggiore vicinanza al mare aperto. Cionondimeno, nelle aree più esterne periodicamente si creavano le condizioni ristrette di laguna evaporitica, come documentato dallo svilupparsi di facies intertidali. Queste condizioni erano presumibilmente favorite dalla posizione particolare dell'area, posta sul bordo di un vasto mare epicontinentale poco profondo, in cui gli spostamenti delle masse idriche erano limitati ed il ricambio delle acque molto lento. Inoltre, la concomitanza di un clima caldo-arido determinava una forte evaporazione e la deposizione, sull'ampia rampa carbonatica, di micrite carbonatica di probabile origine chimica, con intercalazioni di veri e propri livelli di minerali solfatici. In sede diagenetica questi livelli salini potevano dare luogo a pieghe evaporitiche (dalle *tepee* alle pieghe a raggio metrico) e a breccie di dissoluzione-collasso. Alternandosi e sovrappoendosi ai depositi straterellati inter-subtidali, i banchi cavernosi dall'aspetto grumoso e cariato, di probabile origine supratidale, resi massivi dagli intensi fenomeni di ricircolazione diagenetica e caratterizzati dai frequenti livelli ad intraclasti di croste carbonatiche (*caliches?*), divengono predominanti verso l'alto.

Il passaggio con il superiore *Membro Calcareao* «*Rhizocorallium*» (Ladinico sup.) è brusco ed improvviso in tutta l'area, ed è reso evidente anche dal repentino cambio di colore delle litologie, da biancastro a grigio scuro. Tuttavia l'ambiente di sedimentazione continua ad essere, nella parte iniziale del membro, di piattaforma carbonatica intertidale, come testimoniano le frequenti superfici di effimera emersione; inoltre persiste ancora un certo grado di ristrettezza ambientale, come indicano i rari cristallini solfatici ancora presenti nel sedimento, nonostante che, a differenza del membro sottostante, si rinvenga una fauna ben rappresentata (ostracodi, echinodermi, bivalvi, gasteropodi, possibili foraminiferi, frammenti algali) la quale però risulta sostanzialmente trasportata. Condizioni più francamente marine con una fauna sicuramente autoctona si affermano poi nella restante parte del membro.

Questo graduale ma deciso cambiamento ambientale espresso dai due membri sembra poter essere stato controllato dal propagarsi dell'attività tettonica distensiva che interessò il margine meridionale della piattaforma europea, con conseguente distruzione del filtro-barriera di energia rappresentato dall'esteso mare epicontinentale. Si stabiliscono in tal modo condizioni di circolazione marina gradualmente più aperta, che portano alla rapida scomparsa del sistema lagunare ad elevata salinità; mentre l'aumento del tasso di subsidenza contribuisce all'instaurarsi di condizioni di mare via via più profondo, come evidenziato dai calcari marnosi e nodulari della parte alta del *Membro Calcareo a «Rhizocorallium»* (Carnico?), di chiaro ambiente subtidale.

Concludendo, si può in sintesi affermare che la successione descritta testimonia la graduale trasgressione del mare medio-triassico su di un'area facente parte del continente sud-europeo, peneplanato dai cicli erosivi tardopaleozoici. Dopo una prima fase di sedimentazione detritico-alluvionale con limitati episodi di deposizione carbonatica soggetti ad alterazione subaerea e conseguente formazione di crostoni calcarei sotto clima caldo arido (riferibili a *caliches?*), si passa gradualmente ad un ambiente di rampa di limitatissima batimetria, la cui subsidenza, inizialmente debole, subisce poi un certo incremento all'inizio del Ladinico, dando luogo nei settori più meridionali a facies nettamente subtidali.

Questo approfondimento marino verso sud sembra avvalorato anche dal confronto degli affioramenti di Scivu-Is Arenas con quelli più meridionali di Campumari e di Porto Pino (Fontanarosa, 1963) nel Sulcis. Infatti, mentre a Scivu-Is Arenas nell'Anisico superiore si ha la lacuna regressiva seguita dalla trasgressione delle facies di laguna evaporitica (*Membro Carbonatico Evaporitico*), nello stesso tempo a Campumari si passa da un ambiente di laguna evaporitica («Membro B») ad uno di laguna protetta («Membro C», Coccozza e Gandin, 1976). E ancora più a sud, a Punta Tonnara, presso Porto Pino (Baud *et al.*, 1977; Gandin, 1978b; Gandin *et al.*, 1982; Martini *et al.*, 1987), nel Trias medio-superiore si stabilisce una sedimentazione nettamente subtidale, con calcari scuri che rammentano certe facies confinate del Trias alpino s.l. («*Calcaires rubanées*» delle Alpi occidentali, Baud e Megard-Galli, 1975).

#### RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano la Prof. L. Simone per la rilettura critica del manoscritto e per i preziosi consigli forniti circa l'analisi e l'interpretazione delle facies carbonatiche.

#### BIBLIOGRAFIA

- Antonescu, E., 1969. Deux nouveaux types de spores dans les depots du Trias des environs de Cristian (Roumanie). *Rev. Micropaléont.*, 12 (1): 9-15.
- Antonescu, E., Patruilus, D. e Popescu, I., 1976. Correlation palynologique préliminaire de quelques formations de Roumanie attribuées au Trias inférieur. *D.S. Inst. Geol.*, 72: 3-30.
- Barca, S., Carmignani, L., Eltrudis, A. e Franceschelli, M., 1993.

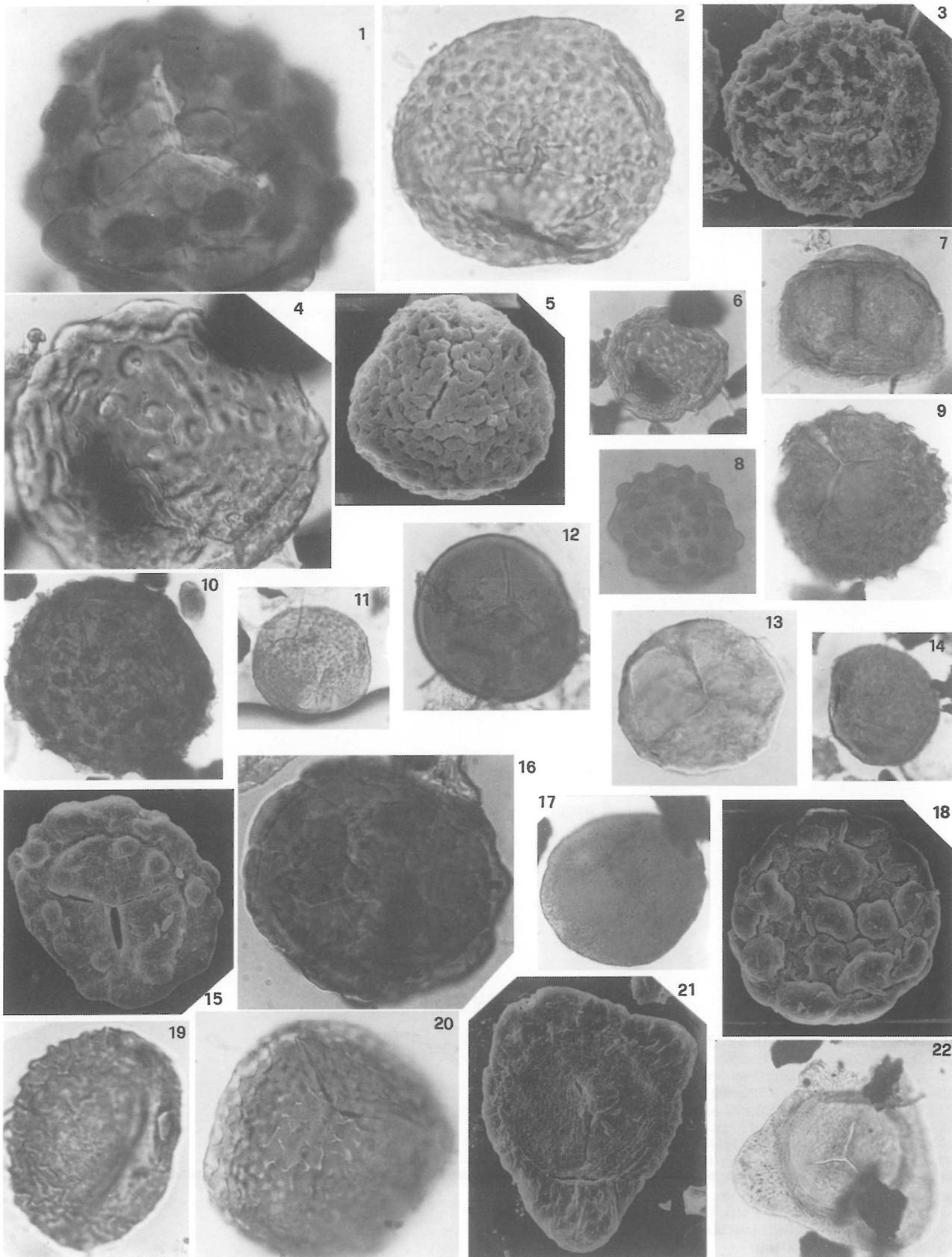
- Advanced diagenesis in a Stephano-Permian basin related to the Hercynian Basement uplift in SE Sardinia. Intern. Meeting "Late Orogenic Extensional Mountain Belt", Montpellier, March 1993, Vol. Abstracts, Edit. BRGM: 16-17.
- Barca, S., Costamagna, L.G., e Del Rio, M., 1994a. Triassic succession of Scivu-Is Arenas area (SW Sardinia). 15th Congr. IAS, Ischia, April 1994, Vol. Abstracts: 43-44.
- Barca, S., Costamagna, L.G. e Del Rio, M., 1995. Affioramenti permo-carboniferi e mesotriassici sulla costa fra il Rio Piscinas e Punta Acqua Durci. *Boll. Soc. sarda Sci. Nat.*, 30, 1-11.
- Baud, A. e Megard-Galli, J., 1975. Evolution d'un bassin carbonaté du Domaine Alpin durant la phase pré-oceanique; cycles et séquences dans le Trias de la zone Briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. 9° Congr. Intern. Sédiment., Nice, Theme 5: 45-50.
- Baud, A., Megard-Galli, J., Gandin, A. e Amaudric du Chaffaut, S., 1977. Le Trias de Sardaigne et de Corse; tentative de corrélation avec le Trias de l'Europe Sud-Occidentale. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 284: 155-158.
- Bernoulli, D. e Jenkins, H.C., 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In R.H. Dott Jr. and R.H. Shaver (Eds), Repr. from «Modern and ancient geosinclinal sedimentation», Soc. of Econ. Paleont. and Min., Spec. Publ. N. 19: 129-160, 1974.
- Bornemann, G., 1881. Sul Trias della parte meridionale dell'isola di Sardegna. *Boll. r. Com. Geol. Ital.*, 12 (7-8): 267-275.
- Brugman, W.A., 1986. A palynological characterization of the Upper Scythian and Anisian of the Transdanubian Central Range (Hungary) and the Vicentinian Alps (Italy). Thesis, Univ. Utrecht, 95 pp.
- Cassinis, G., Elter, G., Rau, A. e Tongiorgi, M., 1979. Verrucano: a tectofacies of the Alpine-Mediterranean southern Europe. *Mem. Soc. geol. ital.*, 20: 135-149.
- Cherchi, A. e Schroeder, R., 1986. Mesozoic of NW Sardinia. Stratigraphy - in: Cherchi A. (Ed.), 19th Eur. Micropaleont. Coll., Sardinia, Oct. 1985 - Guidebook: 44-56.
- Coccozza, T. e Gandin, A., 1976. Età e significato ambientale delle facies detritico-carbonatiche dell'altopiano di Campumari (Sardegna sud-occidentale). *Boll. Soc. geol. ital.*, 95: 1521-1540.
- Damiani, A.V. e Gandin, A., 1973a. Geologia ed ambiente di sedimentazione della successione triassica di M. Maiore (Sardegna centrale). *Boll. Soc. geol. ital.*, 92 (Suppl.): 41-83.
- Damiani, A.V. e Gandin, A., 1973b. Il Muschelkalk della Sardegna centro-meridionale. *Boll. Serv. geol. ital.*, 94, (1): 81-116.
- Dettmann, M., 1963. Upper Mesozoic microflora form from South-eastern Australia. *Proceeding r Soc. Victoria*, 77: 148 pp.
- Dockter, J., Puff, P., Seidel, G. e Kozur, H., 1980. Zur Trias Gliederung und Symbolgebung in der D.D.R. *Z. geol. Wiss.*, 8: 951-963.
- Flaviani, A., 1980. Palinologia e stratigrafia del Trias del sondaggio Cugiareddu (Sardegna NW). Tesi inedita, Univ. di Cagliari, 166 pp.
- Fontanarosa, B., 1963. Rilevamento geologico del settore Monte Zari-Porto Pino nel basso Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Tesi inedita, Univ. Pavia, 66 pp.
- Gandin, A., 1974. Premier essai de corrélation stratigraphique et paléogéographique du Trias de la Sardaigne. *Actes VIe Coll. Africain Micropaléont.*, Tunis 1974, Ann. Mines Géol. 28: 75-80, Rabat.
- Gandin, A., 1978a. Il Trias medio di Punta del Lavatoio (Alghero, Sardegna NW). *Mem. Soc. geol. ital.*, 18: 3-13.
- Gandin, A., 1978b. Le Trias en Sardaigne: Excursion du groupe français du Trias en Sardaigne, livret guide, 5-8 sept. 1978, 35 pp.
- Gandin, A., Tongiorgi, M. e Rau, A., 1982. Some examples of the Middle-Triassic marine transgression in South-Western Mediterranean Europe. *Geol. Rdsch.*, 71 (3): 881-884.
- Gasperi, G. e Gelmini, R., 1979. Ricerche sul Verrucano - 4 - Il Verrucano della Nurra (Sardegna NW). *Mem. Soc. geol. ital.*, 20: 215-231.
- Hirsch, F., Marquez-Aliaga, A. e Y. Santesteban, C., 1987. Distribución de moluscos y conodontos del tramo superior del Muschelkalk en el sector occidental de la Provincia Sefardí. Triasico y Permico Peninsula Iberica. *Quad. Geol. iberica*, 11: 799-814.
- Lovisato, D., 1884. Nota sopra il Permiano ed il Triassico della

- Nurra in Sardegna. Boll. r. Com. geol. Ital., 15: 305-324.
- Lualdi, A., 1985. Elementi di correlazione di serie mediotriassiche del Brianzone s.s., Brianzone ligure e Prepiemontese. Rend. Soc. geol. ital., 8: 43-46.
- Martini, R., Amieux, P., Gandin, A. e Zaninetti, L., 1987. Triassic foraminifers from Punta Tonnara (SW Sardinia) observed in cathodoluminescence. Rev. de Paleobiol., 6 (1): 23-27.
- Moore, R.C., 1962. Treatise of Invertebrate Paleontology, Vol. W, Miscellanea. Geol. Soc. America, University of Kansas Press.
- Oosterban, A.M., 1936. Etude géologique et paléontologique de la Nurra (Sardaigne). Thèse - Univ. de Utrecht, 120 pp.
- Pecorini, G., 1974. Nuove osservazioni sul Permo-Trias di Escalaplano (Sardegna SE). Boll. Soc. geol. ital., 93: 991-999.
- Pittau Demelia, P. e Del Rio, M., 1980. Pollini e spore del Trias medio e del Trias superiore negli affioramenti di Campumari e di Ghisciera Mala (Sardegna). Boll. Soc. paleont. ital., 19 (2): 241-249.
- Pittau Demelia, P. e Flaviani, A., 1982a. Palinostratigrafia della serie triassica di Punta del Lavatoio (Sardegna NW). Riv. Ital. Paleont., 88, 3, 401-416.
- Pittau Demelia, P. e Flaviani, A., 1982b. Aspects of the palynostratigraphy of the Triassic Sardinian sequences (Preliminary report). Rev. Palaeobot. Palynol., 37:329-343.
- Pomesano Cherchi, A., 1968. Studio biostratigrafico del sondaggio Cugiareddu nel Trias e Permico della Nurra nord-occidentale (Sardegna settentrionale). Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari, 38 pp.
- Potonié, R., 1970. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. Teil V, Beih. Geol. Jb., 87, 222 pp.
- Tongiorgi, M., Rau, A. e Martini, I.P., 1977. Sedimentology of Early Alpine, fluvio-marine, clastic deposits (Verrucano, Triassic) in the Monti Pisani (Italy). Sediment. Geol., 17: 311-332.
- Scandone, P., 1975. Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the Central Mediterranean Area. Repr. from Nature, V. 256, 5513: 117-118.
- Vardabasso, S., 1966. Il Verrucano sardo. Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa 1965. Soc. tosc. Sci. Nat. Pisa: 293-310.

(ms. pres. l'8 maggio 1995; ult. bozze il 20 giugno 1996)

#### TAVOLA I

- 1 - *Varirugosisporites roeticus* (Schulz) Pittau Demelia in Flaviani 1980, 65 µm.
- 2 - *Verrucosisporites morulae* Klaus 1960, 53 µm.
- 3 - *Rugulatisporites mesozoicus* Madler 1964, 84 µm, SEM.
- 4 - *Myriamsporites triassicus* Pittau Demelia in Flaviani 1980, 63 µm.
- 5 - *Sellaspora foveorugulata* Van der Eem 1983, 65 µm, SEM.
- 6 - *Myriamsporites triassicus* Pittau Demelia in Flaviani, 1980, 63 µm.
- 7 - *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme 1970, 50 µm.
- 8 - *Varirugosisporites roeticus* (Schulz) Pittau Demelia in Flaviani 1980, 78 µm.
- 9 - *Rugulatisporites mesozoicus* Madler 1964, 80 µm.
- 10 - *Cyclotriletes margaritatus* Madler 1964, 64 µm.
- 11 - *Cyclotriletes oligogranifer* Madler 1964, 40 µm.
- 12 - *Todisporites major* Couper 1958, 63 µm.
- 13 - *Perotriletes minor* (Madler) Antonescu & Taugourdeau Lantz 1973, 50 µm.
- 14 - *Verrucosisporites contactus* Clarke 1965, 70 µm.
- 15 - *Varirugosisporites roeticus* (Schulz) Pittau Demelia in Flaviani 1980, 70 µm, SEM.
- 16 - *Verrucatosporites cugiareddu* Pittau Demelia in Flaviani 1980, 63 µm.
- 17 - *Punctatisporites fungosus* Balme 1963, 80 µm.
- 18 - *Verrucatosporites cugiareddu* Pittau Demelia in Flaviani 1980, 77 µm, SEM.
- 19 - *Aratrisporites* sp., 47 µm.
- 20 - *Sellaspora foveorugulata* Van der Eem 1983, 72 µm.
- 21 - *Cristianisporites triangulatus* Antonescu 1989, 100 µm, SEM.



## TAVOLA II

- 23 - *Strotersporites richteri* (Klaus) Wilson 1962, 105 µm.
- 24 - *Striatoabieites aytugii* Visscher 1966, 78 µm.
- 25 - *Angustisulcites grandis* (Freudental) Visscher 1966, 100 µm.
- 26 - *Triadispora suspecta* Scheuring 1978, 60 µm.
- 27 - *Chordasporites singulichorda* Klaus 1960, 72 µm.
- 28 - *Giggiospora escalaplanoi* Pittau Demelia in Flaviani 1980, 39 µm.
- 29 - *Triadispora epigona* Klaus 1964, 50 µm.
- 30 - *Triadispora stabilis* Scheuring 1970, 45 µm.
- 31 - *Lunatisporites acutus* Leschik 1955, 72 µm.
- 32 - *Colpectopollis ellipsoideus* Visscher 1966, 45 µm.
- 33 - *Triadispora maxivestita* Pittau Demelia in Flaviani 1980, 60 µm.
- 34 - *Cuneatisporites radialis* Leschik 1955, 81 µm.
- 35 - *Minutosaccus* sp., 60 µm.
- 36 - *Stellapollenites mulleri* (Reinh & Schimtz) Pittau Demelia 1983, 65 µm.

