

Fig. 191 - Faglia diretta sin-sedimentaria "con crescita" nella Formazione della Marmilla (NE di Collinas: Marmilla).
- Normal growth fault in the Marmilla formation (NE of Collinas: Marmilla).

Sarcidano (Isili) e nell'Arburese (Funtanazza), sono state incontrate nel pozzo "Oristano 1" (POMESANO CHERCHI, 1971b) e possono essere correlate con quelle dell'Anglona (Castelsardo) (QUESNEY FOREST & QUESNEY FOREST, 1984; CHERCHI, 1985c). La loro età, sulla base dei foraminiferi planctonici e degli pteropodi, è riferibile all'intervallo che va dall'Aquitano al Burdigaliano inferiore-medio (CHERCHI, 1974; 1985c; IACCARINO *et alii*, 1985; ASSORGIA *et alii*, 1986a). La successione marnoso-arenacea in certi casi poggerebbe direttamente su conglomerati e arenarie di ambiente continentale (Formazione di Ussana); in alcuni di questi casi (ad es. Sardara-Villanovaforru) l'età dei primi sedimenti marini sembra indicare che la trasgressione sia avvenuta solo durante l'Aquitano superiore-Burdigaliano inferiore (IACCARINO *et alii*, 1985). Questa successione è sormontata con discordanza angolare dai depositi del 2° ciclo sedimentario, che iniziano con le Marne di Gesturi di età burdigaliana superiore-langhiana (CHERCHI, 1974; 1985c; ODIN, 1994; ASSORGIA *et alii*, 1997a) (fig. 192).

5. - COMPLESSO CONNESSO CON L'APERTURA DEL BACINO BALEARICO E DEL TIRRENO

In Sardegna il cambiamento fondamentale del "clima geodinamico" avviene a partire dal Burdigaliano superiore, con lo sviluppo di una serie di fosse tettoniche il cui inviluppo descrive un andamento sub-meridiano che dal Golfo di Cagliari arriva al Golfo dell'Asinara. In quest'area, dapprima sede di intensa attività vulcanica, a partire dal Burdigaliano superiore si verifica una nuova e più ampia trasgressione con sedimentazione silicoclastica e carbonatica di ambiente marino che arriva fino al Serravalliano ("2° ciclo" sedimentario miocenico).

Secondo alcuni Autori la fase distensiva responsabile dell'impostazione di queste fosse tettoniche è riferibile all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (CHERCHI & MONTADERT, 1982; BURRUS, 1984; CHERCHI & MONTADERT, 1984; REHAULT *et alii*, 1984; CHERCHI, 1985a), ma secondo altri (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; CARMIGNANI *et alii*, 1995; OGGIANO *et alii*, 1995) la fase distensiva è successiva alla tettonica trascorrente (attiva fino a tutto

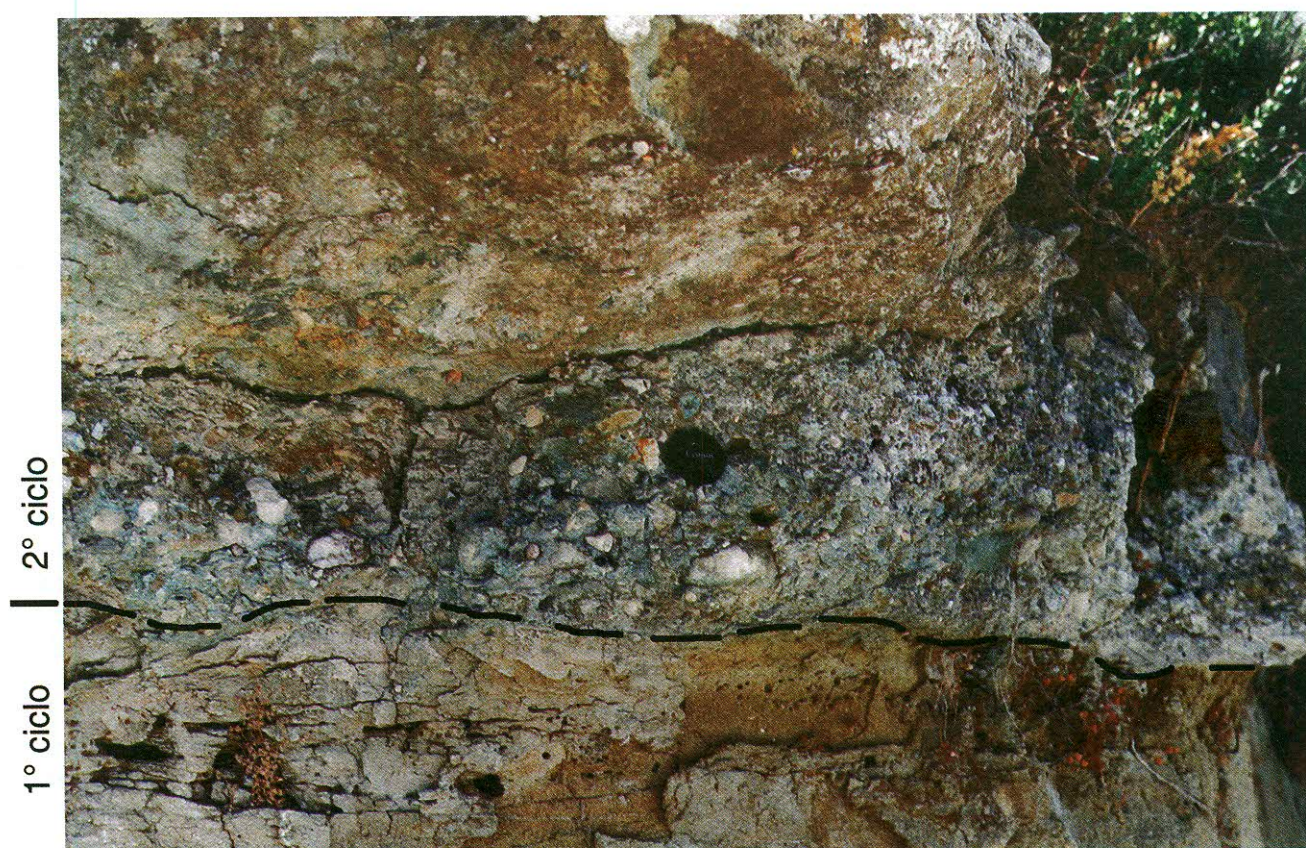


Fig. 192 - Conglomerati poligenici di ambiente fluvio-deltizio alla base del 2° ciclo trasgressivo-regressivo miocenico (Burdigaliano superiore) in discordanza su siltiti aquitaniane (Genoni: Marmilla).

- Fluviatile-deltaic conglomerates at the base of the second Miocene transgressive-regressive cycle (Upper Burdigalian) unconformably above Aquitanian siltstones (Genoni: Marmilla).

l'Aquitaniense) connessa con la compressione nord-appenninica, e sarebbe iniziata nel Burdigaliano superiore. Lo sviluppo di questa tettonica distensiva è comunemente associato, da un punto di vista geodinamico, alla deriva del Blocco sardo-corso e all'apertura del Bacino balearico (CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984; REHAULT *et alii*, 1984; THOMAS & GENNESSEAUX, 1986). Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994a; 1995) l'inizio della distensione miocenica in Sardegna è anche coevo con il collasso gravitativo del cuneo orogenico della Corsica-Appennino settentrionale originato dalla collisione del margine sud-europeo con la Placca apula (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; JOLIVET *et alii*, 1990; JOLIVET *et alii*, 1991; DANIEL *et alii*, 1996) ed è perciò da ricondurre geneticamente all'evento post-collisionale.

La successione del "2° ciclo" termina con facies regressive, costituite prevalentemente da sabbie e arenarie del Serravalliano.

Ancora una nuova pulsazione trasgressiva, caratterizzata da sedimentazione carbonatica di mare basso, inizia nel Tortonian e arriva fino al Messiniano ("3° ciclo" miocenico). La sedimenta-

zione anche in questo caso è controllata dalla tettonica distensiva che in questo periodo caratterizza tutta l'area tirrenica. La zona interna dell'Appennino settentrionale (Toscana e Mar Tirreno settentrionale) viene segmentata in fosse tettoniche che vengono colmate dal "Neoautoctono toscano" *Auct.* a cui è associato il magmatismo effusivo ed intrusivo della provincia anatettica toscana. L'evento geodinamico più significativo di questo periodo è senz'altro l'inizio della migrazione dell'Arco calabro e della conseguente apertura del Tirreno meridionale. I depositi del "Neoautoctono" che sigillano il cuneo d'accrezione all'esterno dell'Arco calabro (Sicilidi) iniziano infatti nel Tortoniano.

In Sardegna la distensione continua anche nel Pliocene, ed è testimoniata principalmente dai grandi espandimenti plio-pleistocenici di basalti intraplacca, da una nuova trasgressione testimoniata da limitati affioramenti di Pliocene inferiore marino e, infine, dallo sprofondamento della fossa del Campidano soprattutto nel Pliocene medio-superiore.

5.1. – SUCCESIONE MARINA E DEPOSITI CONTINENTALI (“2° CICLO”: BURDIGALIANO SUPERIORE-SERRAVALLIANO INFERIORE)

Si tratta di una successione che inizia con conglomerati e arenarie (9a) e prosegue con depositi silicoclastici e carbonatici prevalentemente di ambiente marino (9b, 9c, 9d) (fig. 193).

I rapporti tra i depositi del “2° ciclo” e quelli del “1° ciclo” sono ben esposti nella Sardegna settentrionale. In quest’area il “2° ciclo” poggia con discordanza angolare sui termini del ciclo precedente (fig. 194). Tra i sedimenti marini dei due cicli s’interpongono potenti depositi continentali e vulcanici (MAXIA & PECORINI, 1969; SPANO & ASUNIS, 1984; OGGIANO, 1987; MARTINI *et alii*, 1992). Nella Sardegna meridionale e centrale questi rapporti sono verificati solo in alcune località: nella

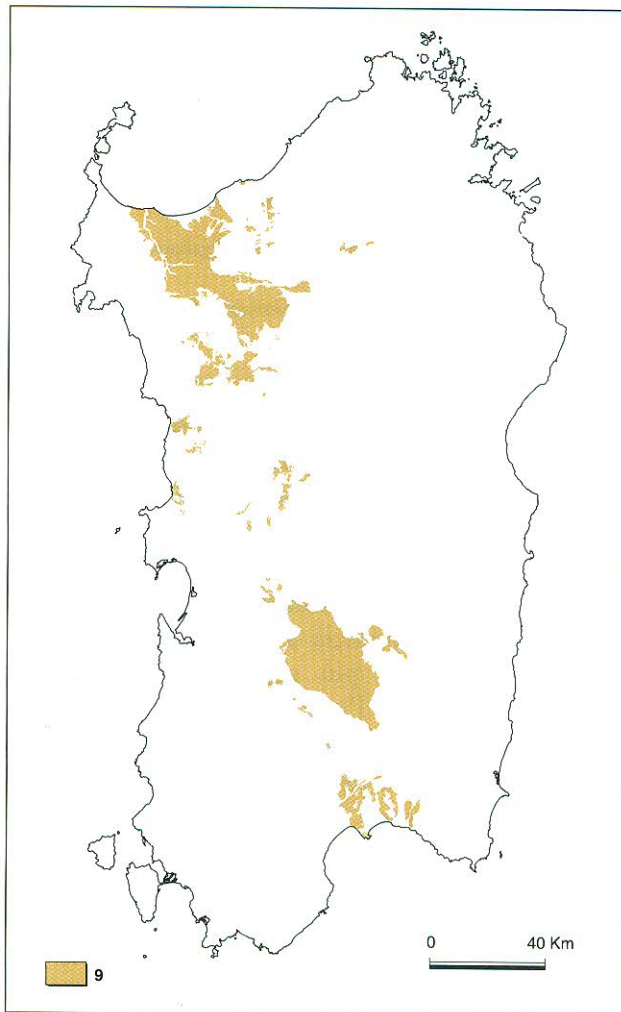


Fig. 193 - Ubicazione degli affioramenti della Successione marina e dei depositi continentali del Miocene inferiore-medio connessi con l’apertura del Bacino Balearico (9).

- *Outcrops of the Lower-Middle Miocene marine succession and continental deposits linked with opening of the Balearic basin (9).*

Marmilla (ODIN *et alii*, 1994; ASSORGIA *et alii*, 1995; ASSORGIA *et alii*, 1997a), nel Sarcidano (HEIDMANN, 1982; ESCARD, 1986), a Campeda (POMESANO CHERCHI, 1971a).

Il “2° ciclo” inizia con conglomerati continentali (9a), che raggiungono notevoli spessori nella Sardegna centro-settentrionale, come a Mores (Logudoro) (fig. 195 e fig. 196) (MARTINI *et alii*, 1992), nella media valle del Tirso (PORCU, 1972; 1983) e in Anglona (OGGIANO, 1987); con spessori molto minori essi affiorano anche nella Sardegna meridionale (fig. 192). In questo ciclo si esaurisce l’attività vulcanica calcocalcina in Sardegna. Infatti solo in alcune località sono segnalati prodotti vulcanici di età più recente del Burdigaliano superiore: ad esempio nel distretto vulcanico del Sulcis, dove i più recenti depositi ignimbrici hanno età radiometriche (circa 15 Ma: MORRA *et alii*, 1994) riferibili al Langhiano. In alcune località della Sardegna meridionale (PECORINI, 1974b) e settentrionale (ASSORGIA *et alii*, 1988), sono segnalati alcuni livelli di vulcanoclastiti ed epiclastiti intercalati nei sedimenti marini langhiani del 2° ciclo miocenico.

Le formazioni sedimentarie di questo ciclo affiorano molto estesamente e con grande continuità nella fascia occidentale della Sardegna, tra il Golfo di Cagliari e quello dell’Asinara. Analoghi depositi sono stati inoltre riconosciuti anche nell’*offshore* del Golfo dell’Asinara e della Corsica sud-occidentale (THOMAS & GENNESSEAU, 1986), nel Golfo di Cagliari e lungo tutto il margine occidentale dell’Isola (LECCA *et alii*, 1986).

Nella Carta geologica allegata i depositi del “2° ciclo” sono stati divisi in:

- a) conglomerati e sabbie di ambiente continentale e transizionale (9a);
- b) depositi marini marnoso-arenacei e calcarei (9b, 9c, 9d).

Depositi continentali e transizionali (9a)

Si tratta di sedimenti continentali e transizionali alla base della successione trasgressiva del Burdigaliano superiore (THOMAS & GENNESSEAU, 1986; MARTINI *et alii*, 1992) (fig. 193).

Nella Sardegna settentrionale questi depositi clastici, quali ad es. le Sabbie inferiori di Mores-Ploaghe (MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992), i depositi clastici di Sa Conchedda (fig. 197) (OGGIANO *et alii*, 1995) e le Arenarie di Dualchi (PORCU, 1983), presentano gli spessori maggiori, fino a un centinaio di metri. Essi sono inoltre localizzati all’intersezione tra le fosse burdigaliane (orientate circa NNW-SSE) ed i bacini di trascor-

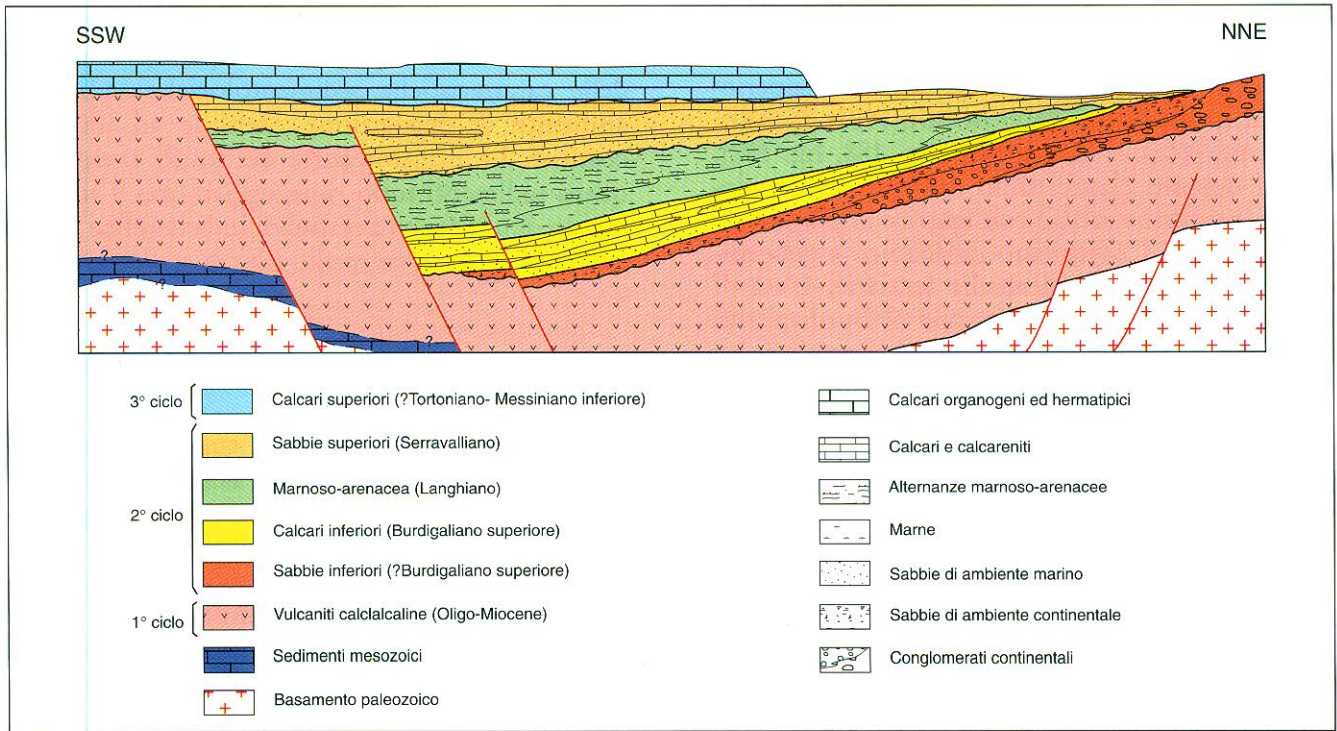


Fig. 194 - Schema dei rapporti stratigrafici dei cicli sedimentari miocenici nella Sardegna settentrionale (Logudoro), non in scala (da: FUNEDDA *et alii*, 2000).

- Relationships between Miocene sedimentary cycles in northern Sardinia (Logudoro), not in scale (after FUNEDDA *et alii*, 2000).

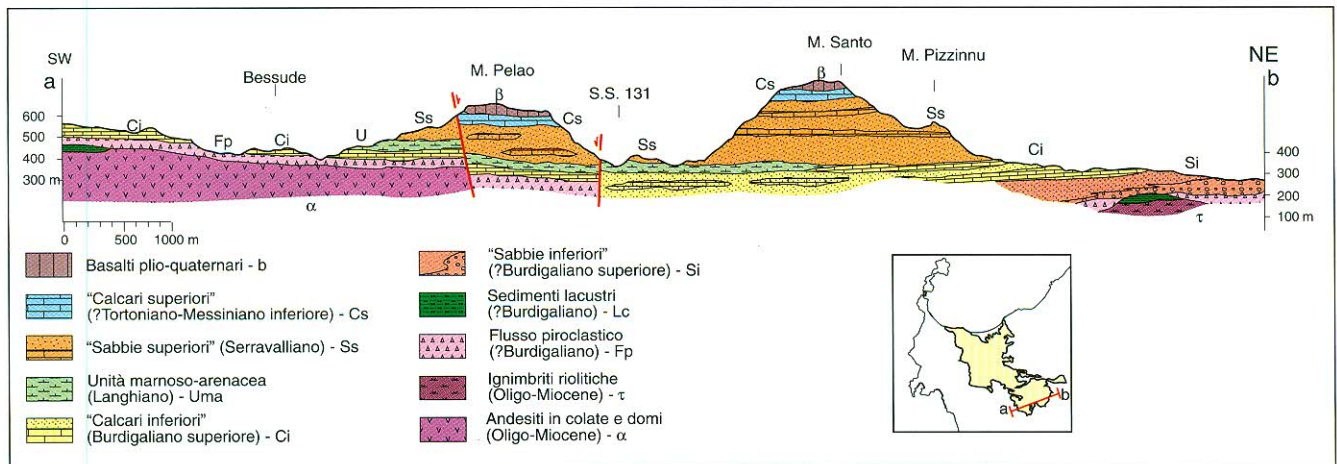


Fig. 195 - Sezione geologica nel bacino miocenico del Logudoro (da: FUNEDDA *et alii*, 2000, modificato).

- Geological cross section in the Miocene basin of Logudoro (after FUNEDDA *et alii*, 2000).

renza del "1° ciclo" (diretti circa NE-SW) (fig. 198), ad esempio tra Ploaghe e Chilivani-Mores (MARTINI *et alii*, 1992) e nella Media Valle del Tirso tra Sedilo e Dualchi (PORCU, 1972; 1983). Nel Burdigaliano superiore, infatti, i bacini di trascorrenza del "1° ciclo" sono diventati tributari delle fosse in evoluzione e maggiormente depresse del "2° ciclo" (OGGIANO *et alii*, 1995) (fig. 198).

Queste relazioni tra i due successivi tipi di bacini sono sottolineate anche dalla progressiva transizione, entro le fosse burdigaliane del "2° ciclo", da ambienti prossimali a NE (piane alluvionali di tipo *braided*) (fig. 199) ad ambienti litorali e francamente marini a SW.

Nella Sardegna meridionale, depositi sabbiosi e conglomeratici di barra tidale o fluvio-deltizi affio-

rano localmente, nel Sarcidano e nella Marmilla, al di sopra di una importante superficie di discordanza e alla base delle marne del Burdigaliano superiore (Marne di Gesturi) (HEIDMANN, 1982; ESCARD, 1986; ASSORGIA *et alii*, 1997a) (fig. 188, fig. 192). Questi depositi clastici sono costituiti da conglomerati, arenarie e sabbie con matrice argillosa, che rimangono il basamento paleozoico e subordinatamente le rocce vulcaniche terziarie. L'età di questa successione (9a), riferibile al Burdigaliano superiore, è indicata dai rapporti di eteropia con i livelli marini datati paleontologicamente (PORCU, 1972; CHERCHI, 1974; PORCU, 1983; CHERCHI, 1985c; ASSORGIA *et alii*, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992; OGGIANO *et alii*, 1995).

Nella Sardegna orientale, un limitato affioramento nei dintorni di Orosei è correlabile con questi depositi. Si tratta principalmente di conglomerati eterometrici, poligenici, ben cementati e stratificati (talora con stratificazione incrociata), in

alternanza con livelli arenacei e argillosi ed immersi in una matrice quarzoso-feldspatica. L'insieme delle caratteristiche sedimentologiche indica un ambiente di deposizione riferibile ad un delta costiero. La maggior parte dei fossili presenti in questi sedimenti sono rimaneggiati, ma il rinvenimento di una fauna a serpulidi indicherebbe un'età riferibile al Miocene medio (DIENI *et alii*, 1966).

Marne, arenarie, calcareniti e siltiti marine (9b, 9c)

I depositi appartenenti a questa successione hanno una notevole diffusione nella Sardegna centro-meridionale (Marmilla, Trexenta, Campidano meridionale, ecc.) (fig. 193), specialmente per quanto riguarda la parte inferiore della serie stratigrafica (9b) (Marne di Gesturi: CHERCHI, 1974).

Le Marne di Gesturi sono rappresentate da una monotona successione, potente diverse centinaia di

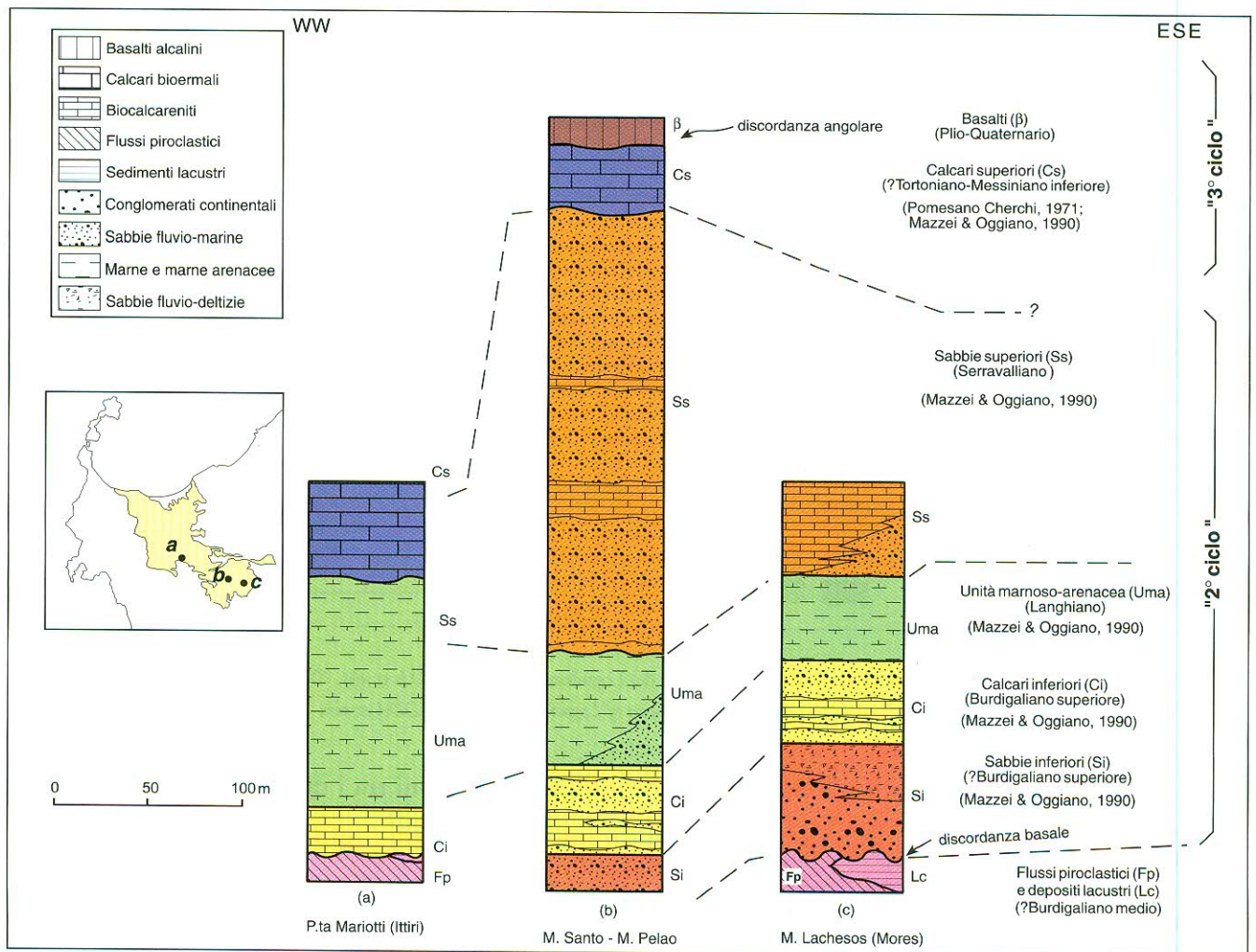


Fig. 196 - Colonne stratigrafiche delle successioni mioceniche del 2° e 3° ciclo sedimentario affioranti nel Logudoro (da: FUNEDDA *et alii*, 2000).
- Stratigraphic sections of the Miocene successions of the second and third sedimentary cycles outcropping in the Logudoro area (after FUNEDDA *et alii*, 2000).



Fig. 197 - Conglomerati di ambiente di piana alluvionale alla base del secondo ciclo trasgressivo-regressivo miocenico (Burdigaliano superiore) (Oschiri: Logudoro).

- Alluvial plain conglomerates at the base of the second Miocene transgressive-regressive cycle (Upper Burdigalian) (Oschiri: Logudoro).

metri, costituita da un'alternanza di marne arenacee e siltitiche con subordinate intercalazioni di arenarie. Localmente, sono presenti intercalazioni di calcari (ad es. calcari a *Lithothamnium*) e calcareniti (Genoni, Nuragus, Gesturi, Tuili, ecc.) (LEONE *et alii*, 1984; IACCARINO *et alii*, 1985), che nella Sardegna settentrionale hanno, al contrario, una diffusione molto maggiore. Alcuni livelli di epicastiti sono intercalati nella successione marnoso-arenacea ("tufi pomicei": PECORINI, 1974b). Alcuni di essi sono piuttosto discontinui (lenti di spessore decimetrico o centimetrico), mentre un livello principale, potente da 4 a 20 m, affiora con grande estensione areale nella Sardegna centro-meridionale, dalla Marmilla fino al Golfo di Cagliari (è stato attraversato anche dal Pozzo Oristano: POMESANO CHERCHI, 1968b), e rappresenta un livello guida compreso nelle biozone a *Globigerinoides bisphericus* e *Orbulina suturalis* (Langhiano) (PECORINI, 1974b). Questo livello potrebbe essere correlato con quello segnalato da ASSORGIA *et alii* (1988) a M. Castanza (Logudoro), che presenta analoghi spessori (circa 25 m) e analoga posizione stratigrafica. La parte basale della successione marnosa corrisponde a sequenze torbiditiche multiple, sia complete che distali (HEIDMANN, 1982). L'ambiente di deposizione, stabilito in base alle associazioni fossili, è riferibile a condizioni epibatiali-batiali per quasi tutta la successione marnoso-

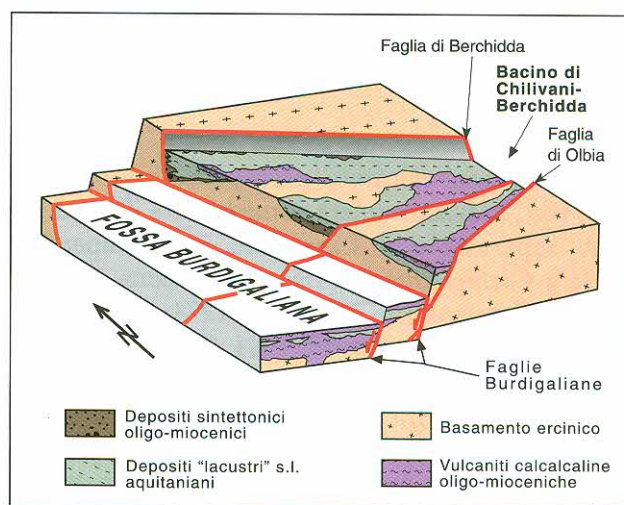


Fig. 198 - Schema dell'intersezione tra il Bacino di Chilivani-Berchidda, sviluppato lungo strutture transensive oligo-aquitani, e la parte settentrionale della Fossa sarda Auct. limitata da faglie dirette del Burdigaliano superiore.

- Overprinting relationships between the Chilivani-Berchidda basin, developed along transensive Oligocene-Aquitanian faults, and the northern part of Sardinian Rift Auct. limited by Upper Burdigalian normal faults.

arenacea, mentre ad ambienti neritici è riconducibile la sedimentazione calcarea (BONADUCE & RUSSO, 1985; CHERCHI *et alii*, 1985a; IACCARINO *et alii*, 1985). Le associazioni fossili, tra cui sono abbondanti foraminiferi planctonici, ostracodi,



Fig. 199 - Arenarie poco cementate con livelli conglomeratici di ambiente fluvio-deltizio, del Burdigaliano superiore, con stratificazione obliqua (formazione delle "Sabbie inferiori" Auct.); (Mores: Logudoro).

- Upper Burdigalian sandstones with conglomeratic levels of fluvial-deltaic environment with cross lamination ("Sabbie inferiori" Auct. formation); (Mores: Logudoro).

nannoplancton calcareo, pteropodi, bivalvi (fig. 200), ecc., indicano un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano medio-superiore (zona a *Globigerinoides bisphericus* e zona a *Preorbulina glomerata*) (CHERCHI, 1974; ROBBA & SPANO, 1978; LEONE *et alii*, 1984; CHERCHI, 1985c; CHERCHI *et alii*, 1985a; IACCARINO *et alii*, 1985; ODIN *et alii*, 1994).

Al di sopra delle Marne di Gesturi, la successione della Sardegna meridionale continua con marne argillose (Argille di Fangario) (9c), che verso l'alto diventano sempre più arenacee fino a diventare arenarie marnose. Gli affioramenti più importanti si trovano nei dintorni di Cagliari, altri sono segnalati presso la Giara di Gesturi (Marmilla). Il contenuto paleontologico è estremamente ricco e vario ed è composto da abbondanti foraminiferi planctonici e bentonici, da nannoplancton calcareo e da cefalopodi, brachiopodi, bivalvi, pteropodi (fig. 201), echinidi, ostracodi, ecc. (COMASCHI CARIA, 1958; CHERCHI, 1974; ROBBA & SPANO, 1978; BARBIERI & D'ONOFRIO, 1985; BARBIERI *et alii*, 1985; CHERCHI, 1985c; CORRADINI *et alii*, 1985; IACCARINO *et alii*, 1985; SPANO, 1989a; 1990; SPANO &

MELONI, 1992). L'ambiente di deposizione è riferito a condizioni batiali (BARBIERI & D'ONOFRIO, 1985; IACCARINO *et alii*, 1985), ma verso l'alto le litofacies e le biofacies indicano una graduale diminuzione della batimetria (SPANO & MELONI, 1992),



Fig. 200 - *Gigantopecten ziziniæ* nelle Marne di Gesturi (Mandas: Trexenta). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Gigantopecten ziziniæ* in the "Marne di Gesturi" formation (Mandas: Trexenta). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

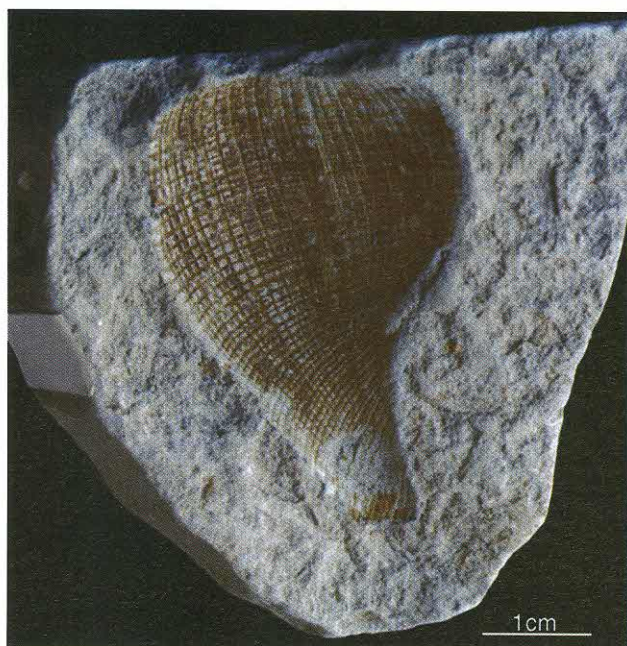


Fig. 201 - *Ficus conditus* del Serravalliano inferiore. Argille di Fangario (Fangario: dintorni di Cagliari). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Ficus conditus* of Lower Serravallian age. "Argille di Fangario" formation (Fangario: near Cagliari). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

che probabilmente corrisponde nella Sardegna settentrionale alla regressione serravalliana (MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992). L'età di questi depositi è compresa tra il Langhiano medio-superiore ed il Serravalliano inferiore (ROBBA & SPANO, 1978; BARBIERI *et alii*, 1985; CHERCHI, 1985c; CORRADINI *et alii*, 1985; IACCARINO *et alii*, 1985; SPANO, 1989a; 1990; ASSORGIA *et alii*, 1997b), anche se dati preliminari recenti di CIOLLARI (1997a), basati sulla biostratigrafia di nannofossili calcarei campionati presso la Cava Giuntelli (Cagliari), suggeriscono per il tetto della formazione il Langhiano sommitale.

Nella Sardegna centro-settentrionale, i primi sedimenti marini del "2° ciclo" (9b) affiorano molto estesamente nel Logudoro e nel Sassarese (dove la successione stratigrafica è più completa; fig. 194 e fig. 196), oltrechè in Anglona, in Gallura e, sotto gli espandimenti basaltici plio-quadernari, nel Bosano e nella media valle del Tirso. Nella Media Valle del Tirso (ODIN *et alii*, 1994), nel Logudoro (CHERCHI & SCHROEDER, 1985b; ASSORGIA *et alii*, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990), nell'Anglona (MAXIA & PECORINI, 1969; SPANO, 1983; SPANO & ASUNIS, 1984; ODIN *et alii*, 1994); ecc.), la successione poggia sui depositi clastici basali continentali (9a) o direttamente in discordanza su un substrato costituito da rocce vul-

caniche "oligo-mioceniche" (ignimbriti e subordinatamente andesiti) o vulcanoclastiche-epiclastiche (tufi o tufiti lacustri). L'ingressione marina è marcata da arenarie e calciruditi ad ostree, talora con lenti argillose (Lago Omodeo, Castelsardo, ecc.), da conglomerati ad ostree con cemento calcareo e manganesefero, con elementi di basamento paleozoico e di vulcaniti cenozoiche (Cossoine, Uri, Castelsardo, ecc.) e da tufiti (Paulilatino, Castelsardo, Chiaramonti, ecc.), che indicano ambienti litorali o lagunari. Gli spessori di questi depositi prevalentemente ruditici trasgressivi, quando presenti, sono in genere modesti (qualche metro).

Al di sopra di tali depositi, in particolari condizioni di mare protetto, caldo e poco profondo, si sviluppa una piattaforma carbonatica (ad es. i Calcari inferiori: MAZZEI & OGGIANO, 1990), che raggiunge normalmente una decina di metri di spessore (Logudoro, Sassarese, Anglona, Gallura, Barigadu), ma che eccezionalmente (Semestene, M. Castanza-Cossoine, Florinas-Cargeghe, Sassari) può arrivare fino a diverse decine di metri (fig. 195 e fig. 196). Questa piattaforma carbonatica (MAXIA & PECORINI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971a; SPANO, 1983; SPANO & ASUNIS, 1984; ASSORGIA *et alii*, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992; ODIN *et alii*, 1994) è costituita soprattutto da calcari bioermali e biostromali, da calcari marnosi o arenacei, da calcareniti e biocalcareniti (fig. 202), molto ricchi in alghe calcaree (tra cui *Lithothamnium*), coralli, molluschi (ostree, pettinidi, ecc.), echinidi (fig. 203), foraminiferi bentonici, ecc.. Le associazioni fossili e l'analisi delle litofacies indicano ambienti litorali e neritici (MARTINI *et alii*, 1992), nei quali l'impostazione della piattaforma carbonatica era limitata alla sommità dei blocchi tiltati, con rapidi cambiamenti laterali di facies. Verso le zone bacinali la piattaforma carbonatica è infatti eteropica con marne siltose e arenacee, mentre verso la paleolinea di costa la sedimentazione risente di apporti detritici (calcari sabbiosi e/o marnosi) che a tratti possono diventare predominanti (arenarie e sabbie più o meno siltitiche). In certi casi (Logudoro e media valle del Tirso), quando il costante e abbondante apporto terrigeno proveniente dai bacini tributari (bacini di trascorrenza del "1° ciclo") impediva l'impostazione di una sedimentazione carbonatica continua, la deposizione in ambiente litorale e neritico risultava prevalentemente silicoclastica. L'età di queste formazioni prevalentemente carbonatiche, sulla base delle datazioni paleontologiche o dei rapporti stratigrafici, può essere riferita al Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (CHERCHI, 1971; 1974; CHERCHI & SCHROEDER, 1985b; OGGIANO, 1987; ASSORGIA *et alii*, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992).



Fig. 202 - Calcareo detritico organogeno ben stratificato; formazione dei "Calcarei inferiori" Auct. (Mejlogu).
- Well bedded detrital bioclastic limestone of the "Calcarei inferiori" Auct. formation (Mejlogu).

Lateralmente e superiormente ai calcari di piattaforma affiorano con grande diffusione depositi marnosi e marnoso-arenacei (fig. 204), talora torbiditici (Logudoro, Sassarese, Campeda) (9c). Nelle aree dove le formazioni calcaree mancano o sono limitate a sottili intercalazioni (media Valle del Tirso, Bosano), i sedimenti marnosi poggiano direttamente sui conglomerati di trasgressione (9a). Questi depositi riflettono le massime batimetrie raggiunte dai bacini della Sardegna centro-settentrionale nel Miocene medio (condizioni epibatiali: NEGRETTI *et alii*, 1990). Gli spessori di questi sedimenti raggiungono un centinaio di metri. Il contenuto fossilifero, molto abbondante, è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, nannoplancton calcareo, pteropodi, echinidi (fig. 205), che nel complesso indicano un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano inferiore (PORCU, 1972; CHERCHI, 1974; 1983; ASSORGIA *et alii*, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992; ODIN *et alii*, 1994; ASSORGIA *et alii*, 1997b). In altri casi (ad es. Campeda, a E di Semestene), la successione marnoso-arenacea è più completa ed arriva fino al Langhiano superiore (zona a *Orbulina suturalis*) (POMESANO CHERCHI, 1971a). La successione è infatti interrotta verso l'alto da una superficie erosiva connessa ad una fase regressiva che interessa la piattaforma carbonatica e le formazioni marnose.



Fig. 203 - *Psammechinus calarensis* in calcari del Miocene medio (S. Caterina di Pittinuri: Bosano). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Psammechinus calarensis* in Middle Miocene limestone (S. Caterina di Pittinuri: Bosano). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

Arenarie marnose, sabbie, calcareniti sublitorali (9d)

Nella Sardegna meridionale il contatto netto tra le Argille di Fangario e la sovrastante successione arenacea (Arenarie di Pirri: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) (9d), marca il cambiamento di facies da ambienti pelagici ad ambienti litorali (e localmente fluvio-deltizi), sottolineato anche dalle associazioni paleontologiche della formazione arenacea



Fig. 204 - Aspetto caratteristico della formazione marnoso-arenacea langhiana nella Sardegna settentrionale (Siligo: Mejlogu).
- *Outcrops of the Langhian marly-sandy formation in northern Sardinia (Siligo: Mejlogu).*

(soprattutto foraminiferi bentonici). Una breve lacuna di sedimentazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; SPANO, 1989a; 1990) caratterizza questo cambiamento, testimoniato dalla mancanza di continuità nell'evoluzione delle forme planctoniche e dalla presenza di clasti marnoso-argillosi serravalliani (Argille di Fangario) rimaneggiati nelle sovrastanti Arenarie di Pirri. Questi depositi, costituiti principalmente da ban-

chi arenacei ben cementati, ai quali si alternano sabbie quasi incoerenti e lenti di conglomerati a clasti di rocce paleozoiche, affiorano soprattutto a Cagliari e dintorni (Pirri, Sestu, Quartu, ecc.). L'età della formazione, spesso fino a 200 m, è riferibile interamente al Serravalliano (CHERCHI, 1974; 1985c; LEONE *et alii*, 1992). Relativamente allo stesso intervallo biostratigrafico, le successioni attraversate dai pozzi Campidano 1 e Oristano 1 (oltre che quella affiorante nel Canale di San Gemiliano, tra Sestu e Monastir) mostrano una successione in continuità stratigrafica, formata da marne siltose e sabbie conglomeratiche e, localmente (Pozzo Campidano 1) da livelli calcarenitici a *Lithothamnium* e coralli (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971b). In queste aree non si riscontra la breve lacuna stratigrafica tra la formazione marnosa (Argille di Fangario) e quella arenacea (Arenarie di Pirri).

Nella Sardegna centro-settentrionale sedimenti correlabili con le Arenarie di Pirri affiorano a Capo Frasca (Oristanese), nel Sassarese e nel Logudoro (Sabbie superiori: MAZZEI & OGGIANO, 1990) (fig. 196). L'erosione che precede la deposizione delle sabbie determina incisioni nella sottostante piattaforma carbonatica emersa. La successione è costituita da sabbie quarzoso-feldspatiche, talora microconglomeratiche, di ambiente da fluvio-lacustre a fluvio-marino (con



Fig. 205 - *Schizaster lovisatoi* del Langhiano (Cadeas, Bonorva: Campeda). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.
- *Langhian Schizaster lovisatoi (Cadeas, Bonorva: Campeda). Museum of Paleontology, University of Cagliari.*

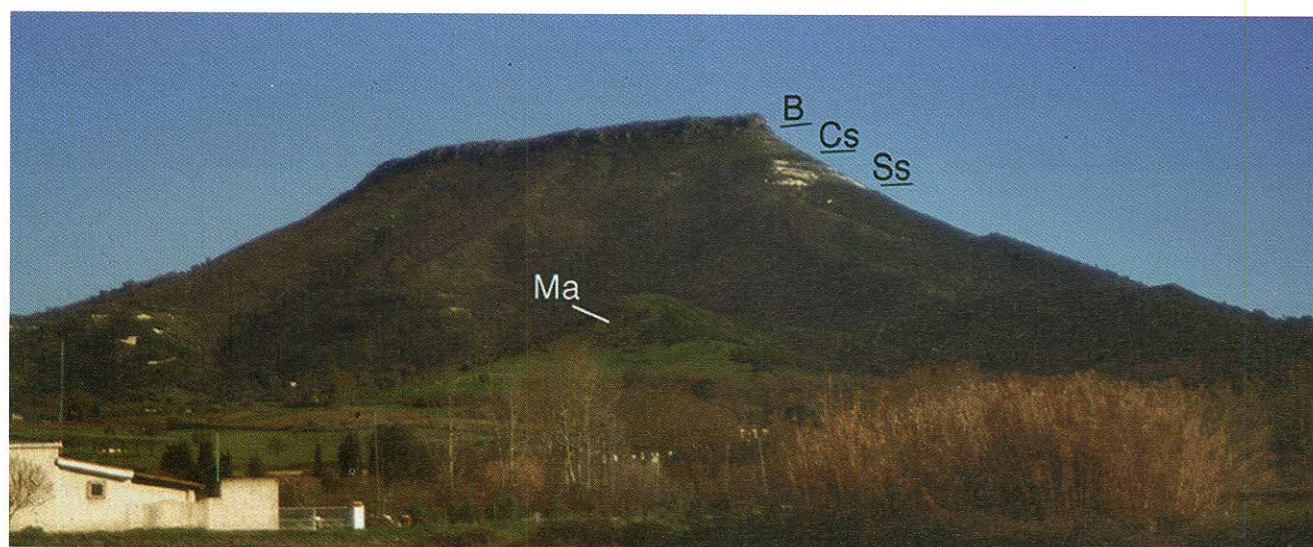


Fig. 206 - La successione sedimentaria del Miocene medio e superiore a M. Santo (Logudoro), vista da NNW. Ma: marne langhiane, Ss: sabbie silicee serravalliane, Cs: Calcari superiori (Tortoniano-Messiniano), B: basalti del ciclo ad affinità alcalina plio-quadernario.

- Middle-Upper Miocene sedimentary succession at M. Santo (Logudoro), view from NNW. Ma: Langbian marls, Ss: Serravallian siliceous sands, Cs: "Calcari superiori" (Tortonian-Messinian), B: Pliocene-Quaternary alkaline basalts.

barre di spiaggia e corpi sedimentari deltizi). I sedimenti sabbiosi arrivano a ricoprire il margine esterno della piattaforma carbonatica, dove raggiungono gli spessori massimi (circa 100 m a Florinas), e raggiungono il bacino a sedimentazione marnosa (MARTINI *et alii*, 1992). Le sabbie, composte quasi esclusivamente da quarzo e microclino in matrice caolinitica, costituiscono depositi lentiformi, con rapide variazioni laterali di spessore e chiusure a *pinch-out* che risentono dell'andamento della paleomorfologia. Spessori considerevoli sono presenti anche a M. Santo-M. Pelao (Logudoro) (fig. 206), dove le sabbie quarzoso-feldspatiche, a tratti ghiaiose, sono intercalate con sabbie calcaree, calcari marnosi e calcari bioermali (fig. 195 e fig. 207), talvolta ricchi in resti algali, ostree, pettinidi, echinidi (fig. 208), denti di squali (fig. 209). In queste località, i forti spessori dei sedimenti clastici sono verosimilmente dovuti al preponderante e continuo apporto di materiali detritici provenienti dal bacino laterale di Chilivani-Berchidda (fig. 198). L'età di questa successione clastica è riferibile al Serravalliano in base alle associazioni di foraminiferi planctonici rinvenute a M. Santo e M. Pelao ed alle nannoflore nell'area di Florinas (MAZZEI & OGGIANO, 1990). Le sabbie sono sormontate dai calcari tortoniani, per cui la presenza di tutto il Serravalliano non può essere esclusa.

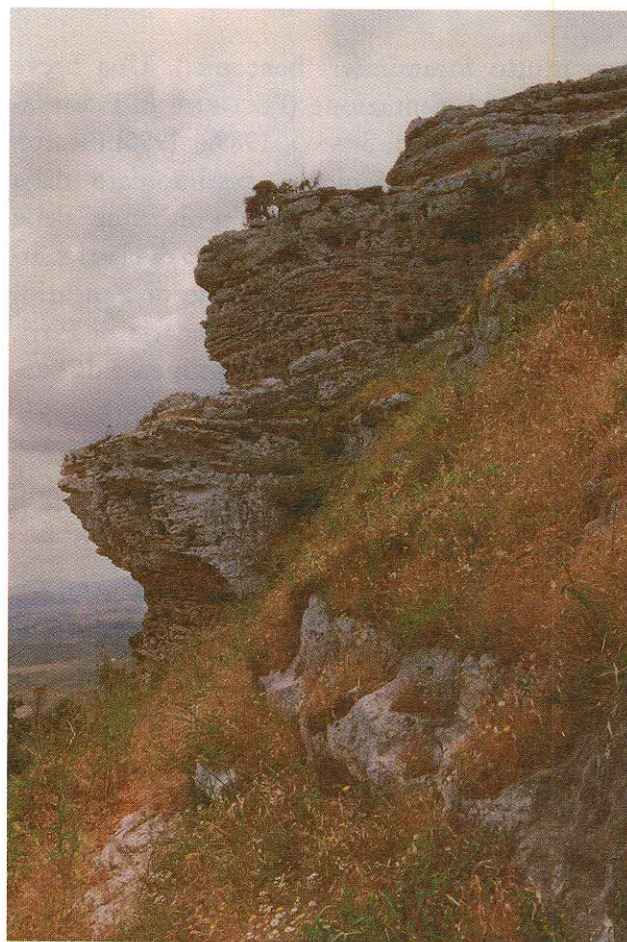


Fig. 207 - Calcareniti fossilifere di età serravalliana della formazione delle "Sabbie superiori" Auct. (M. Lachesos, presso Mores: Logudoro).

- Fossiliferous Serravallian calcarenites of the "Sabbie superiori" Auct. formation (M. Lachesos, near Mores: Logudoro).

5.2. - SUCCESIONE MARINA E DEPOSITI CONTINENTALI DEL MIOCENE SUPERIORE ("3° CICLO": TORTONIANO-MESSINIANO)

La successione trasgressiva del Miocene superiore ("3° ciclo") in Sardegna affiora nelle colline di Cagliari, nel Logudoro, nel Sassarese, nella penisola del Sinis e nell'Arburese (Capo Frasca) (fig. 210). Nella parte inferiore essa è rappresentata da sedimenti marini calcarei e marnosi di piattaforma esterna di età tortoniana. Nel Sinis l'ambiente deposizionale si evolve verso condizioni di mare ristretto, con ricche associazioni paleontologiche che indicano ambienti a salinità normale. La progressiva diminuzione batimetrica determina nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore lo sviluppo di piattaforme carbonatiche biocostruite, parallelamente alla paleolina di costa. I depositi carbonatici sono caratterizzati nel Sinis da superfici di erosione, discordanze, discontinuità e faglie sin-sedimentarie che riflettono un'attività tettonica distensiva importante. Questa successione fa rapida transizione a facies lagunari (con faune oligotipiche) e successivamente a depositi carbonatici evaporitici con noduli di anidrite e sostanzialmente sterili. Questa evoluzione sedimentaria, legata alla crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (CITA, 1973), è caratterizzata da oscillazioni eustatiche che determinano sporadiche fasi di emersione. Nel Sinis, i rapporti con i sovrastanti sedimenti marini del Pliocene inferiore sono marcati da una discordanza angolare.

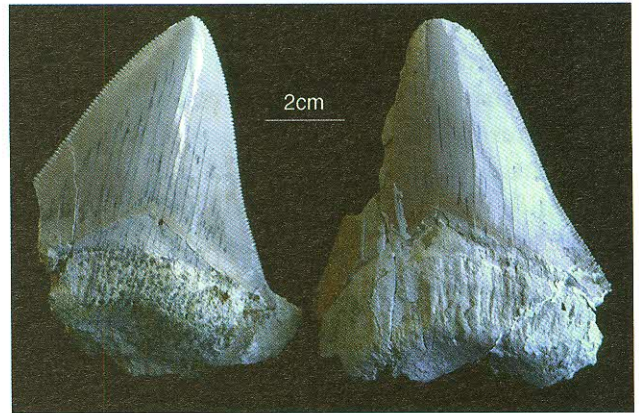


Fig. 209 - Denti di *Carcharodon megalodon* del Miocene medio (Logudoro). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.
 - *Carcharodon megalodon* teeth of Middle Miocene age (Logudoro). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 208 - Esempio di *Clypeaster intermedius* del Serravalliano (Pozzomaggiore: Campeda). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.
 - *Clypeaster intermedius* of Serravallian age (Pozzomaggiore: Campeda). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

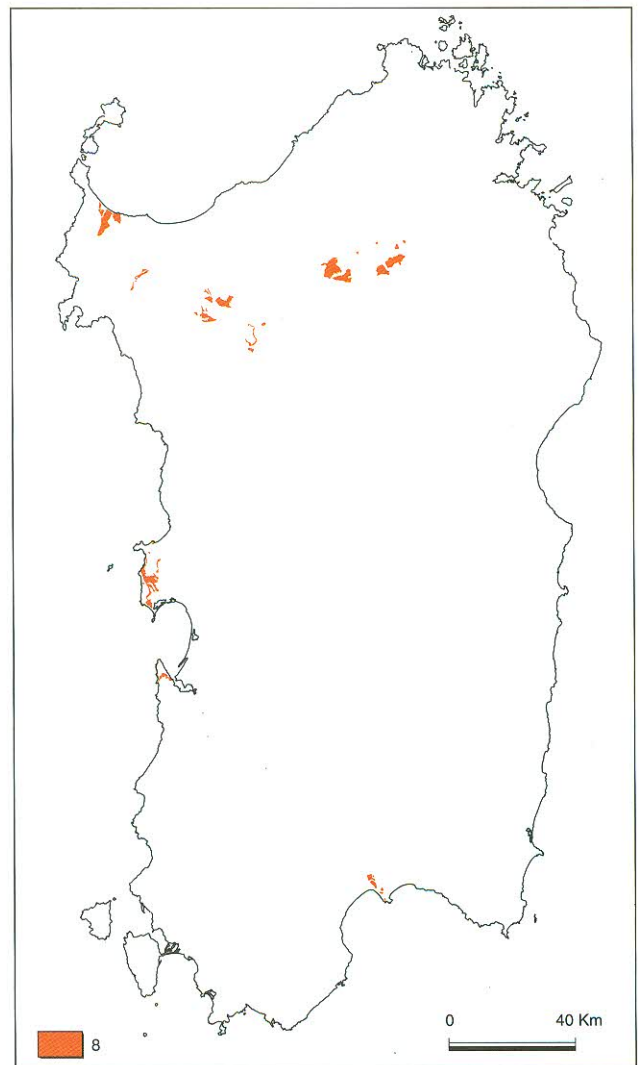


Fig. 210 - Ubicazione degli affioramenti della Successione marina e dei depositi continentali del Miocene superiore connessi con l'apertura del Tirreno (8).
 - Outcrops of the Upper Miocene marine succession and continental deposits linked with opening of the Tyrrhenian sea (8).

Arenarie marnose e calcari (8a)

Nella Sardegna settentrionale (M. Santo, M. Pelao, Florinas-Ittiri) la trasgressione del "3° ciclo" determina lo sviluppo di una piattaforma a sedimentazione carbonatica (Calcari superiori: MAZZEI & OGGIANO, 1990) (8a) che può poggiare (in certi casi tramite una discordanza angolare) sui termini precedentemente descritti (Sabbie superiori) fino alle vulcaniti oligo-mioceniche (fig. 194 e fig. 206). Talvolta (es. a Su Spadularzu nel Logudoro), alla base è presente un intervallo microconglomeratico a cemento carbonatico (fino a circa 80 cm di spessore), oppure livelli di sabbie calcaree con frequenti echinodermi. Questi livelli possono anche essere intercalati nella successione carbonatica. I depositi, spessi fino ad alcune decine di metri, sono riconducibili ad ambienti di sedimentazione ad alta energia e mare basso (con stratificazione incrociata e *algal balls*) (fig. 211) e in certi casi (ai margini della piattaforma) sono caratterizzati da estesi *slumping* (fig. 212). I numerosi fossili (coralli ermatipici, alghe, lamellibranchi, foraminiferi, ecc.) permettono una buona ricostruzione paleoambientale, ma non una precisa attribuzione stratigrafica. Se si accetta la correlazione tra questi cal-

cari e quelli affioranti a Cagliari ("Pietra Cantone" e "Pietra Forte" *Auct.*: POMESANO CHERCHI, 1971a) la loro età risulterebbe tortoniana e probabilmente anche messiniana inferiore. In ogni caso, questi calcari della Sardegna settentrionale sormontano depositi del Serravalliano inferiore paleontologicamente datati.

Sicuramente tortoniane sono le marne siltitico-arenacee e le argille che affiorano alla base della successione messiniana di Capo San Marco (Sinis) (CHERCHI *et alii*, 1978a; 1985c; SPANO & FURINA, 1988). Il loro ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni epibatiali-circalitorali a salinità normale. Le condizioni di sedimentazione verso l'alto tendono ad assumere caratteri riducenti, in concomitanza con una progressiva riduzione della batimetria. Tali condizioni sono testimoniate dalle associazioni fossili e dalla diffusa presenza di pirite (CHERCHI *et alii*, 1978a). Il contenuto paleontologico, costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da nannofossili, bivalvi, gasteropodi, ostracodi, ecc. (CHERCHI *et alii*, 1978a; CHERCHI & MARTINI, 1981; BONADUCE & RUSSO, 1985; CHERCHI *et alii*, 1985c; SPANO & FURINA, 1988), indica il Tortoniano superiore.

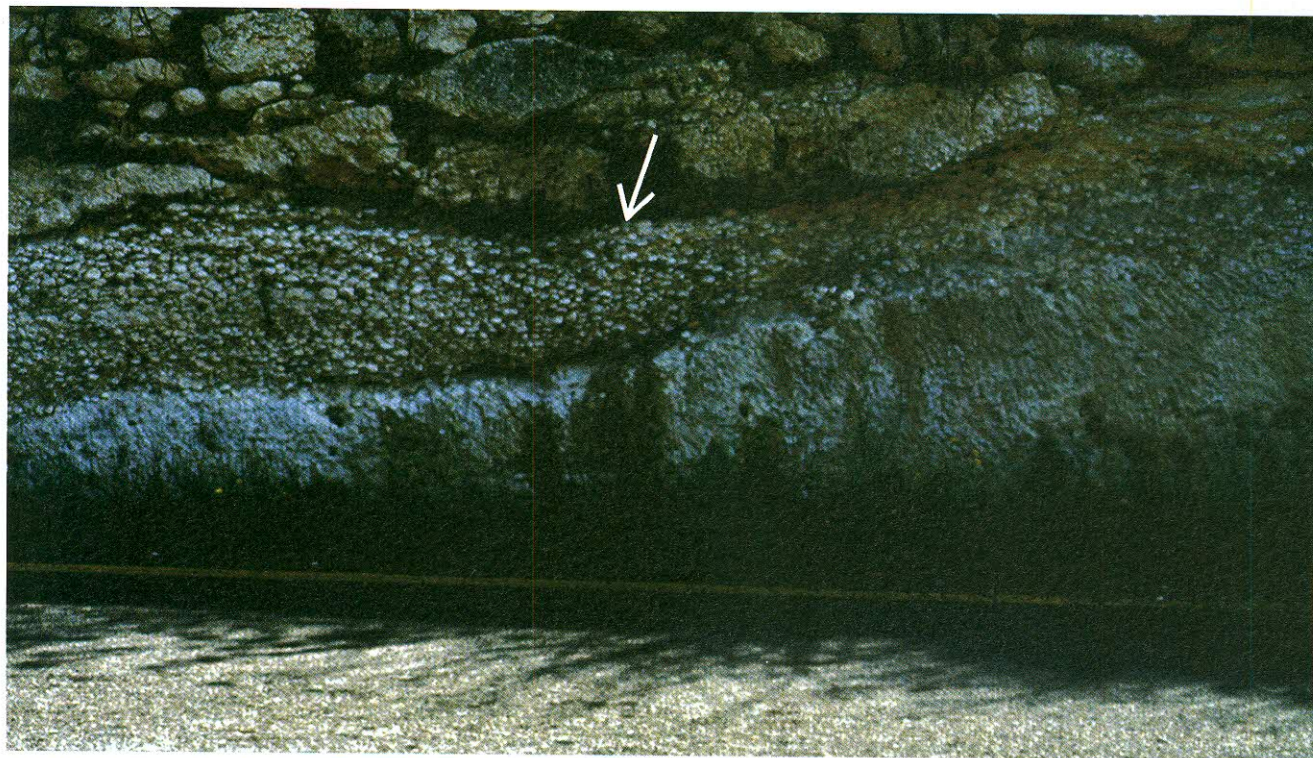


Fig. 211 - Calcareniti della formazione dei "Calcari superiori" *Auct.* (Tortoniano), ricche di *algal ball* (Scala di Giocca, Sassari).
- *Algal ball in calcarenites of the "Calcari superiori" Auct. formation (Tortonian) (Scala di Giocca, Sassari).*



Fig. 212 - Strutture sedimentarie tipo *slumping* nella formazione dei "Calcarei superiori" Auct. (Tortoniano), presso Scala di Giocca (Sassari).
 - *Slumping in the "Calcarei superiori" Auct. formation (Tortonian) (Scala di Giocca, Sassari).*

Calcarei e arenarie marnose (8b)

Nelle colline di Cagliari affiora una successione prevalentemente carbonatica (8b) nota in letteratura con il nome di "Calcarei di Cagliari" Auct. (GANDOLFI & PORCU, 1967; CHERCHI, 1974; CHERCHI & MONTADERT, 1984), costituita alla base da calcari marnosi ("Pietra Cantone" Auct.) sormontati da calcareniti ("Tramezzario" Auct.) e da calcari bioermali ("Pietra Forte" Auct., detta anche "Calcare di Bonaria" Auct.) (fig. 213).

La "Pietra Cantone" Auct. è costituita da calcari marnoso-arenacei giallastri mal stratificati, che poggiano sulle Arenarie di Pirri con facies di passaggio marnoso-arenacee. Affiora nel Colle di San Michele e a Capo S. Elia dove raggiunge i suoi massimi spessori (circa 50 m). L'ambiente deposizionale, basato sulle malacofaune e sui coralli isolati, indica una profondità di circa 60-80 m (LEONE *et alii*, 1992). Il contenuto paleontologico è molto abbondante ed è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da bivalvi, gasteropodi, echinidi, crostacei (fig. 214), ecc. In questa formazione sono stati rinvenuti i resti di un cocodrillo (*Tomistoma calaritanus*, fig. 215). I foraminiferi planctonici permettono di attribuire questa unità litostratigrafica al Tortoniano-Messiniano inferiore (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1974; CHERCHI & MONTADERT, 1984; 1985c).

Al di sopra della "Pietra Cantone" Auct., tramite una discontinuità riferibile ad una fase erosiva, poggia il "Tramezzario" Auct., rappresentato da

biocalcareni talora marnose. La parte basale del "Tramezzario" Auct. è caratterizzata da *slumping*, faglie sin-sedimentarie, superfici di erosione e brecce intraformazionali. Il contatto con l'unità sottostante è netto e marcato dal cambiamento delle bio- crenosi, le quali indicano per il "Tramezzario" Auct.

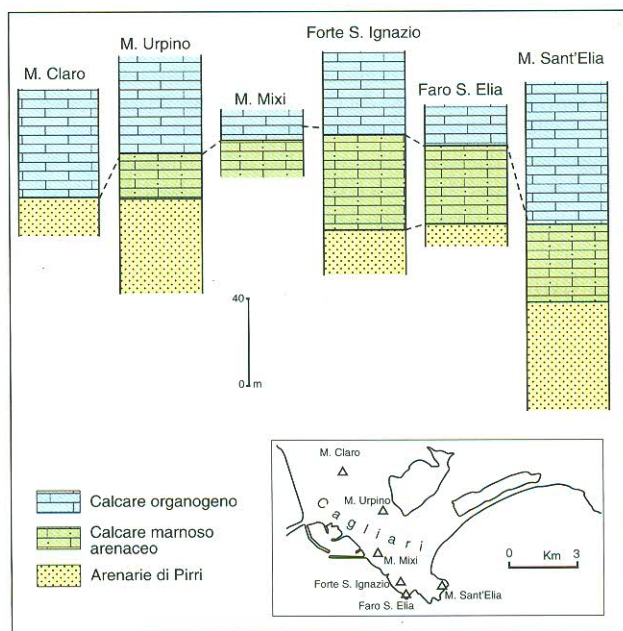


Fig. 213 - Colonne stratigrafiche nei Calcarei di Cagliari (da PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

- *Stratigraphic columns in the "Calcarei di Cagliari" formation (da PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).*



Fig. 214 - Crostaceo in calcare marnoso della Formazione dei Calcari di Cagliari (Bingia Fargeri, Cagliari). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Crustacean in marly limestones of the "Calcarei di Cagliari" formation (Bingia Fargeri, Cagliari). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 215 - Frammento del cranio di *Tomistoma calaritanus* del Miocene superiore. Formazione dei Calcari di Cagliari (Piazza d'Armi: Cagliari). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Fragment of *Tomistoma calaritanus* skull of Upper Miocene age. "Calcarei di Cagliari" formation (Piazza d'Armi: Cagliari). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

una batimetria di sedimentazione non superiore a 40 m, che tende progressivamente a diminuire verso l'alto della successione (LEONE *et alii*, 1992). Gli spessori sono molto variabili, da 0 a 40 m. Il contatto con la sovrastante unità ("Pietra Forte" *Auct.*) è individuato da una netta discontinuità ancora riferibile ad una superficie erosiva, marcata anche dalla presenza di clasti di "Pietra Cantone" *Auct.* nella parte basale della "Pietra Forte" *Auct.*.

La "Pietra Forte" *Auct.* è rappresentata da calcari, talvolta massivi e con caratteri generalmente bioermali e talvolta biostromali. L'ambiente deposizionale può essere ricondotto a condizioni litorali e infralitorali, con elevata energia e paleobatimetria inferiore a 30 m (LEONE *et alii*, 1992). La "Pie-

tra Forte" *Auct.* è caratterizzata da discordanze intraformazionali e brecce miste a paleosuoli, che testimoniano l'instabilità tettonica del bacino sedimentario. Questa unità raggiunge lo spessore massimo (60 m) nel promontorio di S. Elia. Il contenuto fossilifero è molto abbondante, ma non consente accurate attribuzioni stratigrafiche; cionondimeno, l'età della "Pietra Forte", sulla base della posizione stratigrafica e delle faune, è stata riferita al Messiniano (CHERCHI, 1985c; LEONE *et alii*, 1992; ASSORGIA *et alii*, 1997b).

Calcari organogeni tidali e litorali e marne (8c)

E' stata stabilita una correlazione tra le successioni del Miocene superiore del Sinis e quelle affioranti a Cagliari: la "Pietra Cantone" *Auct.* si correlerebbe con la Formazione di Capo San Marco, il "Tramezzario" *Auct.* con i Calcari laminati del Sinis e la "Pietra Forte" *Auct.* con i Calcari di Torre del Sevo (CHERCHI, 1985c).

La Formazione di Capo San Marco (8c) (PECORINI, 1972a; CHERCHI, 1974; CHERCHI *et alii*, 1978a) affiora nella penisola del Sinis ed è stata attraversata dal Pozzo Oristano 1 (fig. 216) (POMESANO CHERCHI, 1971b; CHERCHI, 1974). E' composta da argille marnoso-siltose e da marne siltose, con intercalazioni di banchi calcarei organogeni. L'ambiente di sedimentazione è sub-litorale con transizione a condizioni lagunari e/o palustri (CHERCHI *et alii*, 1978a). Nella parte superiore della formazione sono frequenti temporanei episodi di emersione con strutture di disseccamento, paleosuoli argillosi (montmorillonitici) e sabbie fluviali. Il contenuto fossilifero nella parte basale è molto vario e abbondante ed è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da nannoplancton calcareo, brachiopodi, echinidi, lamellibranchi, crostacei, ecc. Secondo Cherchi (1981; 1985d) i foraminiferi planctonici e i nannofossili indicherebbero il Messiniano inferiore (1981; CHERCHI *et alii*, 1985d). Recenti ricerche di Cipollari (1997b) consentirebbero di riferire questa formazione al Messiniano medio-superiore; in questo caso le correlazioni tra le formazioni del Miocene superiore del Sinis e quelle dei "Calcari di Cagliari" *Auct.*, sarebbero più problematiche. La successione è troncata a tetto da una superficie erosiva, marcata da un paleosuolo montmorillonitico; gli spessori massimi osservabili arrivano fino a circa 25 m.

Al di sopra di tale paleosuolo poggiano i Calcari laminati del Sinis (8c) (CHERCHI *et alii*, 1978a). Si tratta di una formazione evaporitica composta da

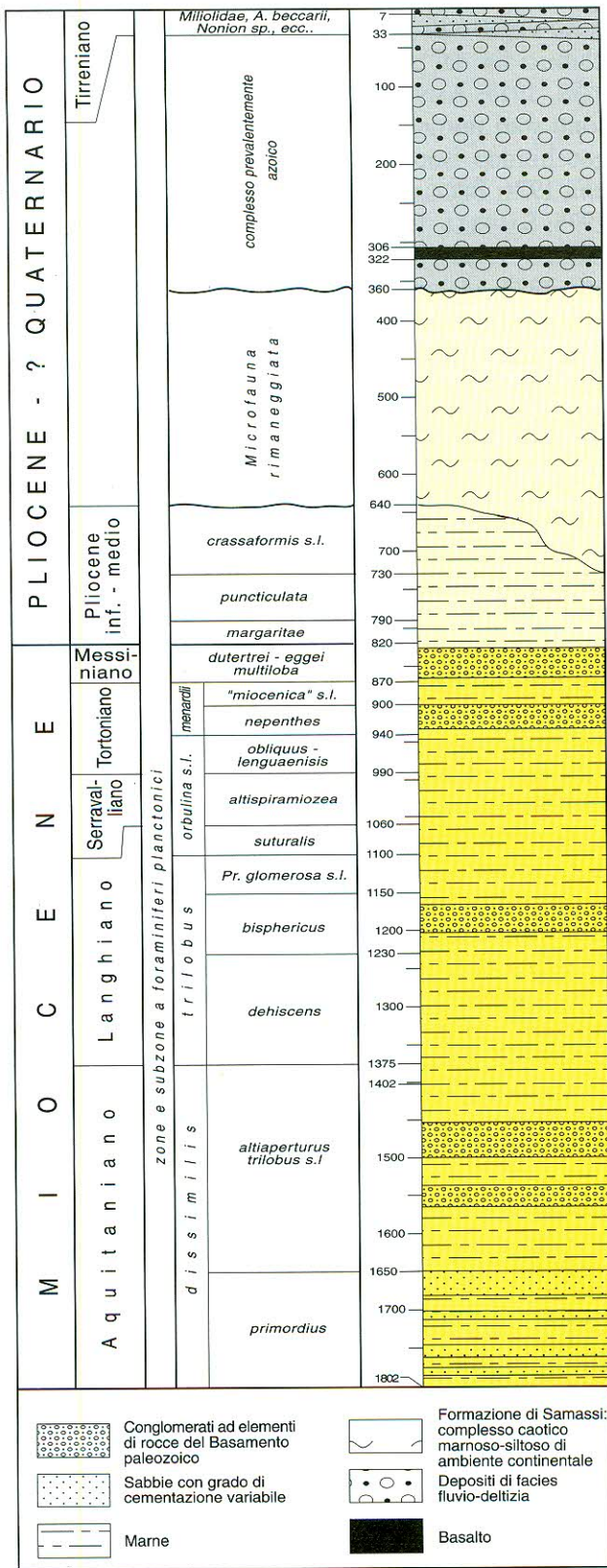


Fig. 216 - Colonna stratigrafica del Pozzo Oristano 1 (da POMESANO CHERCHI, 1971b, modificato).

- Stratigraphic column of Oristano 1 well (after POMESANO CHERCHI, 1971b, modified).

calcarei quasi puri, microcristallini e sottilmente stratificati. L'ambiente di deposizione è riferibile a condizioni paraliche (lagunari), poco ossigenate, con rare faune oligotipiche. Queste condizioni si alternano con brevi episodi marini, testimoniati da livelli "a lumachella" centimetrici. Lo spessore dei Calcari laminati arriva a 25 m.

Le ritmiche oscillazioni eustatiche portano ad una nuova ingressione marina, con depositi di ambiente epineritico, che evolvono rapidamente ancora una volta verso facies evaporitiche (Calcari di Torre del Sevo: CHERCHI *et alii*, 1978a). Alla base (M. Palla, Putzu Idu) questi depositi sono costituiti da alternanze di arenarie litorali con argille siltose e calcari marnosi di ambiente lagunare con periodici disseccamenti. Verso l'alto seguono calcari e calcari dolomitici, vacuolari e brecciati (Torre del Sevo), con noduli di anidrite. L'ambiente deposizionale di questi calcari è prevalentemente evaporitico, il loro spessore oscilla tra pochi metri e 20 m. Le associazioni fossilifere, contenute principalmente nei livelli di base, sono costituite da foraminiferi bentonici, echinidi, bivalvi, gasteropodi, alghe (*Lithothamnium*), ecc., che non permettono di stabilire con precisione l'età dei sedimenti. Questa formazione rappresenta l'ultimo deposito messiniano contemporaneo alla crisi di salinità del Mediterraneo ed è anteriore ai depositi trasgressivi del Pliocene inferiore (CHERCHI & MARTINI, 1981).

Conglomerati e arenarie continentali (8d)

Nella Sardegna settentrionale, in aree non interessate dalla trasgressione tortoniana, sono diffusi depositi continentali rappresentati generalmente da conglomerati. Si tratta di depositi di ambiente alluvionale con caratteristiche prevalentemente di *alluvial fan*, dominati da *mud flow* che danno origine a conglomerati fango-sostenuti. Sono anche presenti facies francamente fluviali con caratteristiche di piana di tipo *braided*; in questi casi i conglomerati sono clasto-sostenuti con matrice arenacea. Sono diffusi in Nurra meridionale, dove sono stati attribuiti al Miocene superiore (PECORINI, 1963a), e nella Nurra settentrionale, dove un'età tortoniana è stata confermata dal ritrovamento di denti di *Oreopithecus* (CORDY & GINESU, 1994).

Nell'area di Berchidda sono stati attribuiti al Miocene superiore depositi alluvionali discordanti sui conglomerati laterali dei sedimenti marini relativi al "2° ciclo", assumendo che questa discordanza tra successioni continentali corrisponda a quella

che, nel bacino del Logudoro, separa i depositi del 2° e 3° ciclo miocenici (OGGIANO *et alii*, 1995).

5.3. - CICLO VULCANICO AD AFFINITÀ ALCALINA, TRANSIZIONALE E SUBALCALINA DEL PLIO-PLEISTOCENE

Basalti alcalini e transizionali (5), rioliti e riodaciti (6) e filoni (7)

La dinamica estensionale che ha interessato la Sardegna e il Tirreno nel Pliocene e Pleistocene trova riscontro in un nuovo ciclo vulcanico (fig. 217, fig. 218). Tale ciclo vulcanico era noto nella letteratura

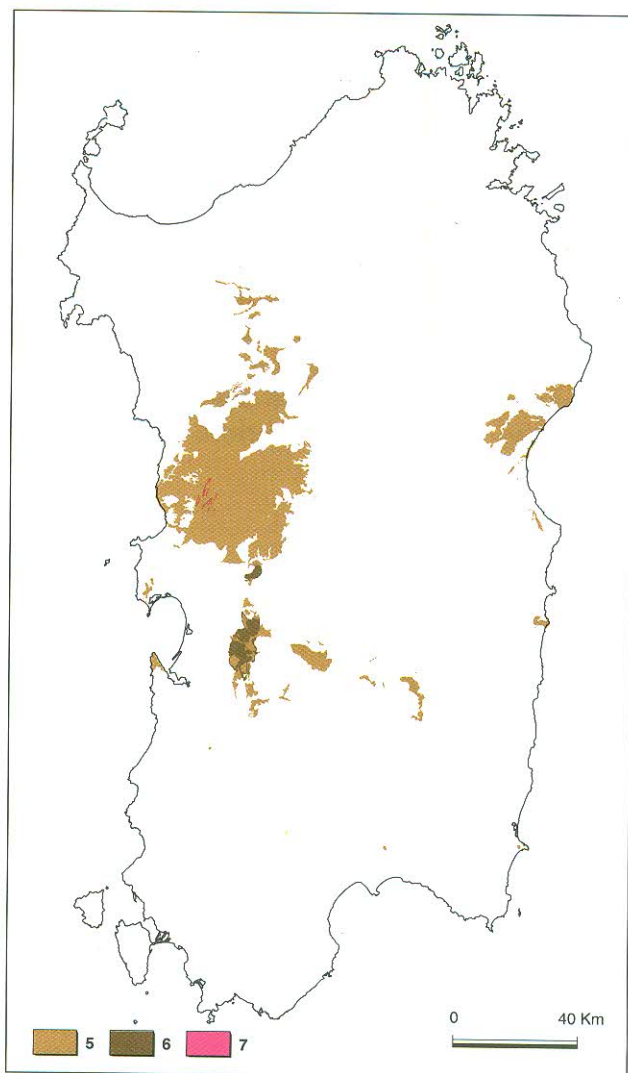


Fig. 217 - Ubicazione degli affioramenti di Basalti alcalini e transizionali (5), rioliti e riodaciti (6) e filoni (7) del ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene.

- *Outcrops of alkaline and transitional basalts (5), rhyolites and rhyodacites (6) and dykes (7) of the Pliocene-Pleistocene alkaline, transitional and subalkaline cycle.*

come "post-elveziano" (VARDABASSO, 1937), ed è stato oggetto di numerosi studi petrografici e petrochimici fin dai primi decenni del secolo (WASHINGTON, 1915; AMSTUZ, 1925). A partire dagli anni '70 sono stati numerosi i lavori a carattere geochemico, geochemico isotopico e radiometrico (COULON *et alii*, 1974; BECCALUVA *et alii*, 1975; DI PAOLA *et alii*, 1975; SAVELLI, 1975; BECCALUVA *et alii*, 1976; BECCALUVA *et alii*, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979; CIONI *et alii*, 1982; MACCIOTTA & SAVELLI, 1984) che hanno contribuito a caratterizzare queste vulcaniti, sia sotto il profilo dell'affinità seriale, che della cronologia assoluta. Si tratta di prodotti ascrivibili ad un vulcanismo intraplacca, costituiti essenzialmente da lave basaltiche, da alcaline ad alcaline-transizionali e subalcaline (5) talvolta associati a differenziati più evoluti (BECCALUVA *et alii*, 1985).

Le manifestazioni vulcaniche inizialmente hanno interessato la Sardegna sud-orientale (Capo Ferrato, nel Sarrabus: 5,0-5,3 Ma), per poi estendersi in altri settori dell'Isola come la Planargia (Montiferro: 3,9-1,6 Ma), la Marmilla (M. Arci: 3,7-2,8 Ma), le aree centro-meridionali (3,8-1,7 Ma) ed infine le aree settentrionali dove, nel Logudoro-Mejlogu, si registra l'attività vulcanica più recente, compresa tra 0,9 e 0,14 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985, con bibliografia).

I caratteri giacitureali delle vulcaniti plio-pleistoceniche riflettono un'attività essenzialmente fessurale, legata a direttrici tettoniche con orientazione submeridiana o anche NE-SW, lungo le quali si allineano colate di modeste dimensioni associate a piccoli conici di scorie (Logudoro, Dorgali: fig. 219, fig. 220), modesti edifici isolati (Capo Ferrato) e *plateaux* basaltici di discreta estensione (Campeda, Abbasanta, Marmilla, Golfo di Orosei). In due casi il vulca-

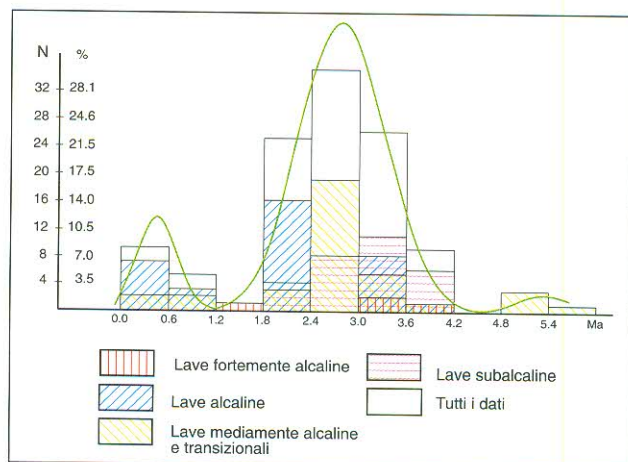


Fig. 218 - Istogramma delle età per le vulcaniti plio-quaternarie della Sardegna; N: numero dei dati (da BECCALUVA *et alii*, 1985, modificato).

- *Diagram of the age distribution of Pliocene-Quaternary volcanic rocks in Sardinia. N: data number (after BECCALUVA *et alii*, 1985, modified).*



Fig. 219 - Veduta aerea di una colata di lava basaltica del ciclo plio-quaternario (colore scuro) che poggia sui calcari giurassici (colore chiaro) (Cala Fuili: Golfo di Orosei).

- Aerial photograph of the basaltic lava flow (dark rocks) of the Pliocene-Quaternary volcanic cycle, overlaying Jurassic limestones (Cala Fuili: Golfo di Orosei).

nismo pliocenico ha dato luogo ad apparati vulcanici complessi: il M. Arci, un imponente rilievo di forma ellittica allungata secondo faglie a direzione NW-SE (direzione "campidanese") (ASSORGIA *et alii*, 1981), che si eleva sul margine nord-orientale della Fossa del Campidano fino ad oltre 800 m di quota, e il Montiferro, un massiccio vulcanico che supera i 1000 m di quota e si trova all'incrocio tra le faglie dell'alto Campidano e la Faglia del Marghine ad andamento NE-SW (BECCALUVA *et alii*, 1976; VERNIA *et alii*, 1977).

Tradizionalmente nello studio del vulcanismo plio-pleistocenico sardo sono stati privilegiati i due massici vulcanici di M. Arci e del Montiferro perché in essi l'attività vulcanica si manifesta per periodi di tempo relativamente lunghi, se paragonati ai tempi di messa in posto dei *plateaux*, dando luogo a prodotti relativamente differenziati.

Il Montiferro occupa una vasta area della Sardegna centro-occidentale; è un complesso vulcanico caratterizzato da importanti centri di emissione come il M. S. Antonio, che costituisce un esempio di vulcano scudo. I numerosi studi (DERIU *et alii*, 1974; GALLO *et alii*, 1974; ASSOR-

GIA *et alii*, 1981) convergono nel delinearvi una successione di eventi eruttivi che dal basso verso l'alto è sintetizzabile come di seguito:

- a) effusioni di basaniti analcitiche confinate nella parte occidentale del complesso; a queste manifestazioni effusive segue un periodo di stasi accompagnata da un probabile sollevamento e da attiva erosione testimoniata da un forte spessore di conglomerati continentali che affiora nelle aree periferiche del complesso;
- b) fonoliti tefritiche in lave confinate nella parte centrale;
- c) duomi e flussi di trachiti fonolitiche e fonoliti;
- d) lave basaltiche alcaline;
- e) lave basaltiche e basanitiche che rappresentano i prodotti più recenti.

Secondo Beccaluva (1974) i contenuti di Ni e Cr nelle serie vulcaniche alcaline del Montiferro sarebbero in accordo con uno schema evolutivo del tipo alcalibasalti- \rightarrow latit-basalti- \rightarrow trachiti fonolitiche, controllato da cristallizzazione frazionata.

Il complesso vulcanico del M. Arci si colloca all'intersezione di faglie ad andamento N-S e



Fig. 220 - Strutture prismatiche di raffreddamento nei basalti del ciclo plio-quadernario; dintorni di Cala Gonone (Golfo di Orosei).

- Columnar jointing in Pliocene-Quaternary basalts; near Cala Gonone (Golfo di Orosei).

NNW-SSE; alimentato da un'attività in gran parte fessurale, è costituito da un'associazione complessa di rocce basiche e acide in cupole di ristagno, colate e rari depositi piroclastici. Gli studi a carattere petrografico, geochemico e geochemico isotopico sono numerosi (ATZENI, 1958; BECCALUVA *et alii*, 1975; ASSORGIA *et alii*, 1976; CIONI *et alii*, 1982; MONTANINI *et alii*, 1994), stimolati dalla varietà di magmi presenti. Si tratta di termini molto evoluti che arrivano fino a composizioni riolitiche. Le facies ossidianacee e perlitiche di queste ultime hanno consentito, accanto ai metodi di geocronologia isotopica, datazioni col metodo delle tracce di fissione. La cronologia K/Ar collocherebbe l'attività vulcanica del M. Arci tra 3,7 e 2,8 Ma (DI PAOLA *et alii*, 1975), ma le datazioni ottenute col metodo delle tracce di fissione (BIGAZZI *et alii*, 1971), dopo le correzioni che tengono conto del *fading* (BIGAZZI *et alii*, 1976), sposterebbero l'età delle prime effusioni al passaggio Miocene-Pliocene. I lavori citati convergono nell'individuare nel M. Arci una successione vulcanica caratterizzata da effusioni acide alla base e progressivamente più basiche verso l'alto, fino alla comparsa di basalti alcalini. MONTANINI *et alii* (1994) distin-

guono quattro fasi principali di attività caratterizzate dai seguenti prodotti effusivi:

- a) fase 1: lave felsiche rappresentate da rioliti in facies ossidianacea e perlitica e, in alcuni casi, porfirica (6). Vale la pena ricordare che le ossidiane del M. Arci rivestono anche una notevole importanza sotto il profilo archeologico. Nel Neolitico hanno costituito infatti uno dei più importanti giacimenti dell'area mediterranea, da dove hanno avuto larga diffusione (BELLUOMINI *et alii*, 1970). Le perliti rivestono invece importanza economica perché sono intensamente sfruttate per la produzione di isolanti termici;
- b) fase 2: daciti e andesiti a struttura porfirica. Nelle daciti sono comuni noduli femici con caratteristiche di cumulo;
- c) fase 3: trachiti quarzo-normative in flussi lavici e subordinati accumuli piroclastici, associate a modeste quantità di trachiandesiti;
- d) fase 4: lave femiche da sub-alkaline a debolmente alcaline, rappresentate da basalti e andesiti basaltiche.

In base ai dati geochemici ed isotopici, MONTANINI *et alii* (1994) attribuiscono la progressiva evo-

luzione di questo magmatismo, da termini acidi a termini intermedi e basici, come dovuta ad annessi crostale indotta dai magmi basaltici, intrappolati a livelli crostali medio-bassi, che nella fase 1, sarebbero ostacolati nella risalita dalla presenza di crosta parzialmente fusa da cui sarebbero derivate le rioliti. Nella fase 2 si sarebbe verificata l'ibridazione tra magmi basaltici e fusi crustali, da cui deriverebbero le daciti a inclusi femici; quindi, durante la fase 3, processi di differenziazione per cristallizzazione frazionata a bassa pressione, a carico di basalti alcalini, avrebbero generato le trachiti quarzo-normative. Nella fase 4, le modeste effusioni di magmi femici, variamente contaminati, sarebbero legate ad un incremento dell'estensione crostale concomitante con una diminuzione del volume di magma basaltico.

L'evoluzione magmatica relativamente complessa che caratterizza il Montiferro e il M. Arci non trova riscontro né tra i *plateaux* più estesi (Campeda, Planargia, Abbasanta Planu Mannu) della Sardegna centro-settentrionale, né in quelli di minor estensione della Sardegna meridionale (giare della Marmilla), e nemmeno nelle aree interessate da singole colate associate a conici di scorie della Sardegna settentrionale e orientale. Sebbene si riscontrino una certa variabilità nel chimismo e nell'affinità, i prodotti vulcanici di queste aree hanno composizione generalmente basaltica s.l..

Tra i prodotti delle aree della Sardegna centro-meridionale prevalgono i basalti sub-alcalini (Giara di Gesturi e Siddi, *plateaux* di Mogoro e di Orroli), mentre alcalibasalti, trachibasalti, hawaiti e mugeariti sono meno diffusi e costituiscono piccole colate generalmente al di sopra degli espandimenti di basalti sub-alcalini (trachibasalti della giara di Gesturi, mugeariti del *plateaux* di Orroli). Sono anche presenti modeste colate riolitiche a M. Fortuna (a N di Sardara) datate 3,7 Ma (SAVELLI in: ASSORGIA *et alii*, 1983).

Nei *plateaux* di Abbasanta, Campeda e Planu Mannu prevalgono ancora i basalti sub-alcalini, mentre nella Sardegna orientale, intorno a Dorgali, sono più diffusi i trachibasalti e gli alcalibasalti. In quest'area l'attività di tipo prevalentemente effusivo lento, con qualche episodio di lancio di lava o di scorie a chiusura del ciclo vulcanico, ha dato luogo a piccoli conici con pareti ripide che si ergono sulle colate. Basalti sub-alcalini sono invece più diffusi nell'area di Orosei, dove hanno dato luogo ad un vasto espandimento che raggiunge l'attuale costa.

Anche i prodotti vulcanici plio-quadernari del Logudoro sono rappresentati da prodotti femici in prevalenza alcalini, che si presentano sotto

forma di colate, piccoli scudi e accumuli derivati da un'attività tipo fontana di lava o debolmente esplosiva (conici di scorie). I termini più rappresentati sono alcali e trachibasalti, hawaiti (M. Pelao, Pozzomaggiore) e basaniti.

Nella cartografia tematica in scala 1:50.000 del vulcanismo plio-pleistocenico della Sardegna (ASSORGIA *et alii*, 1983; BECCALUVA *et alii*, 1983) sono state operate distinzioni su base composizionale e geocronologica delle diverse manifestazioni effusive femiche e si rimanda ad essa per ulteriori approfondimenti.

Da ultimo bisogna menzionare la stretta associazione tra le lave plio-pleistoceniche e i noduli di mantello che talvolta costituiscono una frazione importante della massa eruttata. La più abbondante presenza di noduli femici e ultrafemici si riscontra nelle basaniti analcitiche, negli alcali e trachibasalti e nelle hawaiti. Le aree meglio conosciute e studiate sono il Montiferro, dove i noduli sono ospitati nelle basaniti analcitiche inferiori e superiori, la zona di Dorgali, dove abbondanti noduli si rinvennero nei basalti alcalini e nei trachibasalti del Gollei e del Cedrino e, infine, nel Logudoro a Pozzomaggiore (in eccezionali concentrazioni) e a M. Pelao nelle basaniti analcitiche.

La presenza di abbondanti noduli ultrafemici è nota da tempo e numerosi Autori hanno studiato i noduli sotto il profilo petrografico (WASHINGTON, 1914; COCCO & URAS, 1949; DERIU, 1952; 1959; BROTZU *et alii*, 1970; ZERBI *et alii*, 1978). Più di recente alcuni Autori hanno condotto studi di tipo geochimico e termobarometrico per identificare le zone di "campionatura" dei noduli da parte dei magmi (DE ALBUQUERQUE *et alii*, 1977; RUTTER, 1987; BECCALUVA *et alii*, 1989). Sono stati distinti noduli peridotitici costituiti da harzburgiti a spinello, lherzoliti a spinello, wehriliti, come pure noduli di pirosseniti e di rocce gabbroidi, tra cui sono ben rappresentate le noriti.

Secondo RUTTER (1987), un'origine cumulitica dei noduli e ogni loro relazione genetica con il magma in cui sono veicolati deve essere esclusa. La zona di provenienza dei noduli si collocherebbe nel mantello litosferico immediatamente al di sotto della litosfera continentale e al di sopra del livello di fusione parziale da cui provengono i magmi vettori.

Associati ai prodotti effusivi plio-pleistocenici si rinvennero numerosi filoni e *neck* (7) che rispecchiano, generalmente, le composizioni delle lave finora considerate. Nel Montiferro i filoni tagliano le unità fonolitiche, hanno composizione femica alcalina (trachibasalti, hawaiti) ed età com-

prese tra 2 e 3 Ma. Nel M. Arci i filoni hanno la composizione di basalti sub-alcalini ed età intorno a 3 Ma. Nel Logudoro i dicchi intrudono le sabbie mioceniche e perciò sono ben evidenziati dall'erosione (fig. 221). La loro età varia tra 1,8 e 3 Ma, la composizione è generalmente trachibasaltica e in un caso tristanitica. *Neck* basici di modeste dimensioni si ritrovano nella Sardegna sud-orientale (a nord di Villaputzu, Sarrabus) e sono costituiti da lave basaltiche ad olivina e titanogite con analcime (CALVINO, 1965).

Uno studio sistematico dei campi filoniani in relazione alle strutture tettoniche è stato effettuato da BECCALUVA *et alii* (1983) nelle tre aree in cui sono più frequenti. Le direzioni riscontrate sono fondamentalmente tre: N-S nel M. Arci, NNW-SSE nel Logudoro (fig. 221) e NE-SW nel Montiferro (solo questi ultimi sono rappresentati nella Carta allegata); queste ultime due direttrici rappresenterebbero la riattivazione di strutture pre-plioceniche.

Alla base delle colate basaltiche, ed intercalate ad esse, affiorano dei sedimenti di ambiente fluvio-lacustre attribuiti nella Sardegna orientale alla Formazione di Nuraghe Casteddu (DIENI & MASSARI, 1973). Si tratta di depositi alluvionali sabbiosi e argillosi o ghiaiosi sciolti, con granulometria varia-

bile, ben stratificati, derivati dallo smantellamento di graniti, scisti e filoni di età ercinica. In genere l'appoggio dei depositi sottostanti le colate basaltiche è direttamente sul basamento ercinico, solo raramente poggiano su sedimenti terziari. DIENI & MASSARI (1973) attribuiscono questa formazione al periodo interglaciale Donau-Gunz in base ai rapporti stratigrafici e alla determinazione di associazioni palinologiche. MARINI & MURRU (1981), sulla base dei dati paleomagnetici e radiometrici sui basalti, sui resti fossili e le associazioni polliniche, l'hanno invece riferita al Villafranchiano inferiore.

5.4. - DEPOSITI CONTINENTALI E MARINI DEL PLIOCENE

Conglomerati, arenarie e marne (4)

Dopo la regressione legata alla crisi di salinità messiniana, una nuova trasgressione interessa la Sardegna nel Pliocene inferiore. I sedimenti di questo periodo affiorano molto limitatamente solo a Capo Frasca (Arburese), nella estremità sud-occidentale di Capo San Marco (Sinis) e nei dintorni di Orosei (Baronie) (fig. 222). Sedimenti riferiti al Pliocene inferiore sono stati inoltre attraversati dai



Fig. 221 - Veduta panoramica di M. Rujù (Mejlogu) da sud: al tetto colata basaltica inclinata verso ovest che giace sopra i carbonati della formazione miocenica delle Sabbie superiori; queste sono attraversate da un filone basaltico del ciclo vulcanico alcalino plio-pleistocenico.

- Panoramic view of M. Rujù (Mejlogu) view from south: at the top a basaltic lava flow dips toward the west and overlies limestones of the Miocene "Sabbie superiori" formation. A basaltic dyke of the Pliocene-Quaternary volcanic cycle crosscuts the "Sabbie superiori" formation.

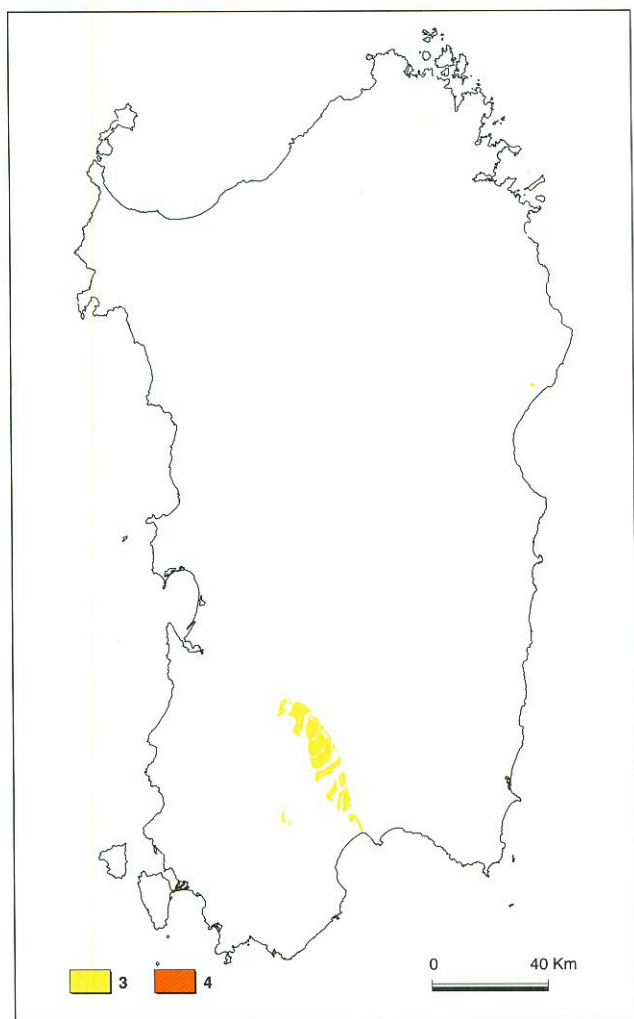


Fig. 222 - Ubicazione degli affioramenti della Formazione di Samassi (3) e dei conglomerati, arenarie e marne plioceniche (4).

- Outcrops of the Samassi formation (3) and the Pliocene conglomerates, sandstones and marls (4).

sondaggi eseguiti nei dintorni di Oristano e nella zona di Quartu S. Elena.

Alla base della successione pliocenica di Capo San Marco, spessa circa 30-40 m, affiora in modo discontinuo una breccia, sia in giacitura caotica che stratificata, ad elementi soprattutto di rocce messiniane, ma anche del Miocene inferiore, dell'Eocene e perfino del Paleozoico (CHERCHI, 1973; CHERCHI *et alii*, 1978a). I clasti, anche di grandi dimensioni (1-2 m), sembrano riconducibili ad un deposito di frana sottomarina in prossimità di una costa a falesia (PECORINI, 1972a). Seguono, verso l'alto della successione, arenarie, argille sabbioso-siltose, marne e calcari argilloso-arenacei. Questi sedimenti contengono faune molto abbondanti, rappresentate da foraminiferi bentonici e planctonici, da brachiopodi, pettinidi, ostracodi, spicole di spugne, nanofossili, ecc. (PECORINI, 1972a; CHERCHI,

1973; CHERCHI & MARTINI, 1981; CHERCHI *et alii*, 1985b; SPANO, 1989b), che permettono di riferire la successione al Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia margaritae margaritae*: CHERCHI, 1973; zona NN12 del nannoplancton: CHERCHI & MARTINI, 1981). Le litofacies e le biofacies indicano un ambiente inizialmente costiero (presenza di ostree, balanidi, ecc.) che evolve verso condizioni di mare più profondo e aperto.

A Capo Frasca (Arburese) è conosciuto un limitato affioramento di sedimenti pliocenici, potente fino a 50 m, costituito da una successione prevalentemente clastica di ambiente da litorale a intercotidale (ASSORGIA *et alii*, 1983), non rappresentabile alla scala della carta allegata.

Anche nel sottosuolo del Campidano di Oristano, i sondaggi "Oristano 1" e "Oristano 2" (TILIA ZUCCARI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971b) hanno attraversato i sedimenti trasgressivi del Pliocene inferiore, rappresentati da una successione arenaceo-argilloso-marnosa, di ambiente costiero e lagunare, con paleofaune analoghe a quelle della successione di Capo San Marco (PECORINI, 1972a).

Depositi siltoso-marnosi, riferibili alla zona a *Globorotalia margaritae margaritae* e di spessore esiguo (meno di 2 m) sono stati carotati nell'abitato di Quartu (Campidano meridionale) (MURRU, 1983).

Ad Orosei, la successione trasgressiva pliocenica inizia con una breccia grossolana e caotica a brachiopodi e con elementi di granito incrostati da bivalvi, che verso l'alto, per aumento della matrice, passa a sabbie di ambiente litorale e sub-litorale ricche di ostree e di spondili. Localmente affiorano sedimenti argillosi di ambiente neritico, nei quali sono contenuti resti di pesci, gasteropodi, foraminiferi bentonici e planctonici, coralli, ecc. (DIENI & OMENETTO, 1960; FERRO, 1963; DIENI, 1968; CHERCHI, 1973). Verso l'alto della successione, apporti terrigeni grossolani, rappresentati da arenarie ad elementi angolosi, ricchissime di modelli interni di macrofossili, indicano ambienti litorali e quindi la tendenza regressiva della successione. Il contenuto fossilifero di questa successione, spessa circa 20 m, indica il Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia margaritae margaritae*).

Movimenti tettonici, nonché una intensa erosione, hanno preceduto la trasgressione pliocenica in Sardegna. Infatti, i sedimenti del Pliocene inferiore poggiano in discordanza angolare su termini del Messiniano inferiore (Capo San Marco, Campidano di Oristano), del Miocene medio (Capo Frasca, Quartu, Orosei) e del Paleozoico (Orosei). La carta della base del Pliocene, realizzata tramite rilievi sismici nella piattaforma continentale a

ovest di Capo San Marco (FANUCCI *et alii*, 1976), indica che i sedimenti trasgressivi pliocenici poggiano su una superficie di erosione molto articolata. La successione del Pliocene inferiore al tetto è troncata da una superficie di erosione, marcata talora da paleosuoli (Capo Frasca), talvolta sormontata da basalti (Capo Frasca, Capo San Marco); altrove il Pliocene inferiore marino è ricoperto da sedimenti fluvio-lacustri (Formazione di Nuraghe Casteddu presso Orosei, MASSARI & DIENI, 1973) e dalla Formazione di Samassi nel Pozzo "Oristano 1" (POMESANO CHERCHI, 1971b).

Formazione di Samassi (3)

Nel Campidano (fig. 222) affiora in maniera discontinua la Formazione di Samassi: una successione continentale conglomeratica e marnoso-arenacea, potente fino a 550 m, descritta da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), che poggia in discordanza sia su termini del Pliocene inferiore che del Miocene. Nel pozzo Campidano 1 (fig. 223), lo spessore della formazione, che qui poggia sul Tortoniano, raggiunge circa 500 m. Si tratta di depositi fluvio-deltizi conglomeratici alla base e argillosi e siltosi, ma ancora con intercalazioni di conglomerati, nella parte superiore. I conglomerati, con matrice argillosa biancastra, nella parte basale contengono ciottoli, talora fino a 50 cm di diametro, che derivano principalmente dal rimaneggiamento di formazioni mioceniche e verso l'alto anche dal basamento paleozoico. Seguono poi marne siltose chiare, con noduli argillosi e calcarei, sabbie ed argille varicolori, con lenti di conglomerati poco cementati. Le frequenti faune marine rinvenute sono rimaneggiate e appartengono in gran parte a sedimenti miocenici o del Pliocene inferiore (POMESANO CHERCHI, 1971b). PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) descrivono una fauna autoctona di gasteropodi polmonati (*Helix* e *Planorbis*), semi di *Solanaceae* e oogoni di *Characeae* e attribuiscono la formazione al Pliocene medio-superiore, non escludendone un'età quaternaria antica per la parte superiore. Il rinvenimento di *Globorotalia puncticulata* in marne sabbiose immediatamente sottostanti la base di questa formazione e incontrate nel Pozzo Oristano 1, permette di stabilire un limite inferiore a meno di 4,2 Ma (POMESANO CHERCHI, 1971b). Il limite superiore sarebbe $2,45 \pm 0,11$ Ma poiché, presso la Giara di Gesturi, conglomerati correlati con la Formazione di Samassi sono ricoperti in discordanza da basalti con tale età radiometrica (CHERCHI *et alii*, 1978a). Secondo gli stessi Autori questa formazione può

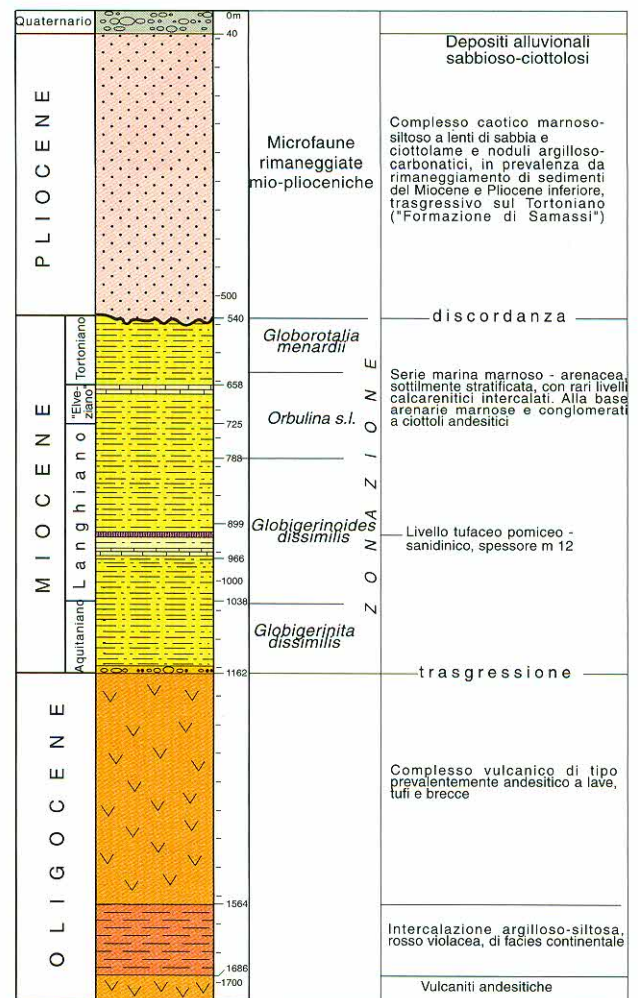


Fig. 223 - Colonna stratigrafica del pozzo Campidano 1 (Campidano meridionale presso Villasor), da PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969, ridisegnato).

- Stratigraphic column of Campidano 1 well (southern Campidano near Villasor); (after Pecorini, 1969, redrawn).

quindi essere attribuita al Villafranchiano inferiore. Un'età quaternaria per la parte superiore di questa formazione è suggerita da COCOZZA *et alii* (1974), che segnalano, in un pozzo nell'Oristanese, a quota inferiore a -33 m s.l.m., colate basaltiche intercalate nella parte superiore della formazione.

Questa formazione costituisce il riempimento sintettonico della Fossa del Campidano (fig. 224), una depressione tettonica su crosta continentale impostata lungo direttrici NNW-SSE. Secondo CHERCHI *et alii* (1978b) la fossa s'impone durante il Messiniano superiore, ma il suo maggiore approfondimento si realizza durante il Pliocene medio-superiore, come indicato dagli alti tassi di sedimentazione (circa 550 m per Ma) della Formazione di Samassi.