

ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITA'
DI CAMERINO

STUDI GEOLOGICI
CAMERTI

NUMERO SPECIALE

Riunione del Gruppo di Sedimentologia del C.N.R.

Camerino - S. Benedetto del Tronto

26-29 settembre 1983

In copertina

Laminazione convoluta di uno strato in facies C₁ della *Formazione della Laga*.

I lavori sono stati eseguiti con i fondi M.P.I. 60% (responsabili E. Centamore, U. Chiochini e A. Micarelli) e 40% (responsabile E. Centamore).

Il presente volume e gli allegati sono stati realizzati con i contributi finanziari dell'Università di Camerino, dell'Amministrazione Provinciale di Macerata, dell'Amministrazione Provinciale di Ascoli Piceno, della Cassa Rurale e Artigiana di Acquaviva Picena e Montepiccolo e del M.P.I. 40%, responsabile E. Centamore.

Premessa

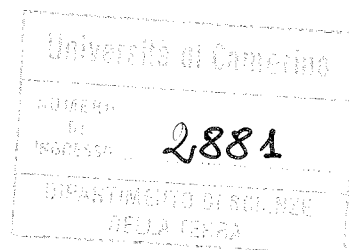
La riunione annuale del Gruppo di Sedimentologia del C.N.R. tenuta a Camerino (26-29 settembre 1983) costituisce un'occasione per illustrare i risultati degli studi di corso che un gruppo di ricercatori dell'Istituto di Geologia di Camerino sta conducendo da alcuni anni nella porzione meridionale dell' "avanfossa periadriatica" marchigiana.

Attraverso una dettagliata cartografia dei sedimenti terrigeni, sulla base dell'analisi di facies, e accurati studi sedimentologici, biostratigrafici, paleoambientali e mineralogico-petrografici, è stato possibile giungere all'analisi di bacino e interpretare l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area esaminata.

E. CENTAMORE ha coordinato e diretto i rilevamenti sul terreno e ha curato l'inquadramento geologico e l'evoluzione strutturale dell'area. U. CHIOCCHINI ha effettuato le analisi sedimentologiche, coadiuvato da C. CANTALAMESSA che ha collaborato anche ai rilevamenti geologici e alle indagini mineralogico-petrografiche delle arenarie del bacino della Laga. Le ricerche biostratigrafiche e paleoecologiche sono state svolte da A. MICARELLI e M. POTETTI con la collaborazione di L. DI LORITO.

Le conclusioni finali sono frutto della collaborazione di tutti gli Autori che hanno curato anche la stesura della guida alle escursioni e l'organizzazione della riunione.

Gli Autori intendono ringraziare quanti hanno collaborato ai lavori ed in particolar modo i colleghi G. DEIANA, F. CALAMITA, N. CIPRIANI e M. COLTORTI per le discussioni e gli utili consigli, A. CONTI, R.M. FERRAIOLI nonché i laureandi A. PORZIO, G. SIOLIDIS, C. CRISTALLINI, A. DE AMICIS, F. CALVI, M. GIACOMINI e A. KUKIDIS per la collaborazione durante lo svolgimento dei lavori e l'organizzazione della riunione e infine, il personale dell'Istituto di Geologia, in particolare G. ACCARAMBONI, S. STRAINI e A. MARCHIONNI, nonché il personale del Centro Stampa dell'Università di Camerino.



I DEPOSITI TERRIGENI NEOGENICO-QUATERNARI AFFIORANTI TRA IL F. POTENZA ED IL F. TRONTO

INDICE

Parte prima	
1. INTRODUZIONE	pag. 5
2. IL BACINO DELLA LAGA	" 5
2.1. RAPPORTI STRATIGRAFICI ED ASPETTI SEDIMENTOLOGICI DELLE UNITA' AFFIORANTI NEL BACINO DELLA LAGA	" 5
2.1.1. Area settentrionale	" 6
2.1.2. Area meridionale	" 6
2.1.3. Caratteristiche sedimentologiche della Formazione della Laga	" 7
2.1.4. Considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali	" 10
2.2. EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA	" 14
3. IL BACINO PERIADRIATICO	" 15
3.1. RAPPORTI STRATIGRAFICI ED ASPETTI SEDIMENTOLOGICI DEI DEPOSITI POST-OROGENICI	" 16
3.2. EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA	" 17
BIBLIOGRAFIA	" 18

Parte seconda

GUIDA ALLE ESCURSIONI	" 21
-----------------------	------

Parte prima

1. INTRODUZIONE

Gli studi in oggetto riguardano la parte nord-occidentale del *bacino della Laga* (delimitato a nord dal F. Potenza, ad ovest dai M. Sibillini, a sud dal T. Fluvione e ad est dai depositi plio-pleistocenici), e la parte del *bacino periadriatico*, compresa tra il F. Fiastra, a nord, e il F. Tronto, a sud.

Il primo è il più esterno e il più recente dei bacini torbiditici formati durante la tetto-genesi dell'Appennino centro-settentrionale, mentre il *bacino periadriatico* è colmato dai depositi post-trasgressivi ("post-orogeni") plio-pleistocenici.

Per quanto riguarda la porzione del *bacino della Laga* in esame, i dati geologici, sedimentologici e biostratigrafici, qui riassunti, sono esposti in dettaglio in diverse note (CANTALAMESSA ed altri, 1980; 1981; in stampa; CENTAMORE ed altri, 1982). Per i depositi post-trasgressivi plio-pleistocenici, invece, le analisi biostratigrafiche e sedimentologiche sono ancora in

fase di elaborazione e i dati in nostro possesso, basati soprattutto sul rilevamento litostratigrafico, possono solo suggerire ipotesi di lavoro da verificare con ricerche più approfondite.

2. IL BACINO DELLA LAGA

I depositi che colmano questo bacino fanno parte della successione umbro-marchigiana, la cui porzione superiore, compresa tra l'Aquitano ed il Pliocene inferiore p.p., è rappresentata da numerose unità, raggruppabili in sequenze diverse da zona a zona, in relazione alla disomogenea evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino in esame. Questo era infatti caratterizzato da una serie di dorsali e depressioni in progressiva evoluzione, allungate in senso appenninico e talora bordate da faglie. L'intero bacino era poi attraversato da dislocazioni trasversali, tra cui la più importante localmente era la linea Fiastrone-Fiastrella. Tale linea suddivideva la porzione nord-occidentale del *bacino della Laga* in due aree, ciascuna con peculiari sequenze litostratigrafiche.

In quella settentrionale, dove le variazioni di facies, sia in senso verticale che orizzontale, sono più numerose, si osserva, dal basso verso l'alto, la seguente successione: a) *Bisciario*; b) *Schlier*; c) *Membro pre-evaporitico della Formazione della Laga*; d) *Formazione gessoso-solfifera*; e) *Argille a colombacci eteropiche* del f) *Membro post-evaporitico della Formazione della Laga*; g) *Argille grigio-azzurre*.

Nell'area meridionale la successione, sempre dal basso, è invece la seguente: a) *Bisciario*; b) *Marne con cerrognia* e c) *Marne a Pteropodi* entrambe eteropiche dello *Schlier* affiorante nell'area settentrionale; d) *Formazione della Laga*. In quest'ultima sono stati distinti quattro membri. Alla base si osserva un membro prevalentemente arenaceo la cui porzione superiore è sostituita a sud da un membro arenaceo-pelitico: entrambi corrispondono al *Membro pre-evaporitico* dell'area settentrionale. La parte intermedia della sequenza torbiditica è rappresentata da un membro arenaceo, con intercalazioni di gessareniti torbiditiche e di marne bituminose; esso è coevo della *Formazione gessoso-solfifera* affiorante a nord della linea Fiastrone-Fiastrella ed è stato perciò indicato come *Membro "evaporitico"*. Il quarto membro è litologicamente e stratigraficamente analogo al *Membro post-evaporitico* dell'area settentrionale, ad eccezione dell'assenza di lenti arenaceo-conglomeratiche.

2.1. RAPPORTI STRATIGRAFICI ED ASPETTI SEDIMENTOLOGICI DELLE UNITA' AFFIORANTI NEL BACINO DELLA LAGA

Vengono qui di seguito sintetizzati i dati litostra-

tigrafici, sedimentologici, biostratigrafici e cronostatigrafici delle varie unità che costituiscono le diverse sequenze presenti nella porzione del *bacino della Laga* considerata. Per notizie più dettagliate si rimanda ai lavori di CATALAMESSA ed altri (1980 e 1981).

2.1.1. Area settentrionale

a) *Bisciaro* - E' costituito da alternanze di: calcari e calcari marnosi, a luoghi con noduli o liste di selce nera; marne; marne calcaree; marne argillose; intercalazioni di vulcanoclastiti riodacitiche. Gli spessori variano da 10 a 70 m. Età: Aquitaniano-Burdigaliano p.p. (dalla Zona a *Globigerinita dissimilis* alla parte inferiore della Subzona a *Globigerinoides bisphericus* - Zona a *Globigerinoides trilobus*). L'ambiente di deposizione di tale unità è pelagico, relativamente profondo.

b) *Schlier* - E' rappresentato da: marne; marne calcaree; marne argillose; a luoghi calcari marnosi; localmente, nella parte superiore, argille marnose. Nelle zone più meridionali di quest'area sono presenti rari e sottili strati di calcareniti. Di frequente si osservano tracce di bioturbazione. Lo spessore varia da 200 a 300 m. Età: Burdigaliano p.p.-Messiniano basale (dalla parte inferiore della Subzona a *Globigerinoides bisphericus* - Zona a *Globigerinoides trilobus*, alla porzione basale della Subzona a *Globigerina multiloba* - Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'unità può essere attribuita a depositi di ambiente pelagico, relativamente profondo.

c) *Membro pre-evaporitico* della *Formazione della Laga*. Esso è composto da: un'associazione arenacea (facies A₁ e subordinatamente C₁, D₁, D₂, F); un'associazione arenaceo-pelitica I (facies C₁, D₁, A₁, B₁; subordinatamente D₂); un'associazione pelitico-arenacea I (facies D₂, D₁, D₃); da un'associazione pelitica (facies D₃, D₂, G). Tali associazioni mostrano rapporti variabili da zona a zona, sia tra loro sia con le unità inferiori e superiori. Tra S. Severino Marche e Serrapetrona affiora l'associazione arenacea, che mostra un contatto erosivo sul sottostante *Schlier*, mentre nella zona tra Cessapalombo e il F. Fiastrone tra le due unità è interposta l'associazione pelitica ed il passaggio dall'una all'altra è graduale. Al margine occidentale della dorsale Taccoli-Villa Rofanello e nell'area compresa tra Cessapalombo e Caldarola, il *Membro pre-evaporitico* è rappresentato solo dall'associazione arenaceo-pelitica I. Infine a nord di S. Severino Marche si passa gradualmente dallo *Schlier* all'associazione arenaceo-pelitica I, quindi all'associazione arenacea e, infine, all'associazione pelitico-arenacea I. Lo spessore del membro in esame varia da 580 a 650 m; esso è eteropico della parte superiore dello *Schlier* depositosi in corrispondenza delle dorsali. Età: Messiniano inferiore (Subzona a *Globigerina multiloba* p.p. - Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'ambiente di sedimentazione è marino ristretto, relativamente profondo.

d) *Formazione gessoso-solfifera* - E' composta da: marne bituminose; diatomiti; calcari laminati e calcari solfiferi; gessi laminati; *debris flows* gessosi. Anche questi litotipi si alternano in maniera variabile da zona a zona. Nella porzione più occidentale del bacino, quasi a ridosso dei Sibillini, si hanno intercalati

tra le marne euxiniche due orizzonti, uno inferiore, costituito da gessi laminati di ambiente subtidale e l'altro superiore, rappresentato da *debris flows* gessosi. Tra Taccoli e Villa Rofanello si osservano evaporiti intracotidali, mentre a sud di Cessapalombo si rinven-gono marne euxiniche con intercalazioni di diatomiti e calcari solfiferi. La *Formazione gessoso-solfifera* giace generalmente sulle varie litofacies del *Membro pre-evaporitico* della *Formazione della Laga*; nell'area compresa tra Taccoli e Villa Rofanello, invece, essa poggia direttamente sullo *Schlier*, la cui deposizione in quest'area è continuata fino alla parte basale del Messiniano (livelli basali della Subzona a *Globigerina multiloba*) con successioni condensate, talora lacunose. Gli spessori variano da 10 a 60-70 m. Età: Messiniano medio (Subzona a *Globigerina multiloba* p.p. - Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'ambiente è evaporitico o euxinico.

e) *Argille a colombacci* - Sono costituite da: argille; argille siltose e marnose; rari e sottili intercalazioni arenacee; nella parte superiore intercalazioni calcaree ("colombacci") e immediatamente a nord dell'area esaminata, un livello di vulcanoclastiti riodacitiche, *marker* assai caratteristico. Le *Argille a colombacci* sono eteropiche del *Membro post-evaporitico* della *Formazione della Laga* (che le sostituisce gradualmente da sud verso nord) e mancano del tutto nella porzione centro-meridionale dell'area e sulle dorsali. A NE di S. Severino Marche esse sono comprese tra il *Membro post-evaporitico* e le *Argille grigio-azzurre*. Gli spessori vanno da 50 m (a sud) a più di 250 m (a nord). Età: Messiniano superiore (Subzona a *Globigerina multiloba* p.p. - Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'ambiente è marino ristretto.

f) *Membro post-evaporitico* della *Formazione della Laga* - E' dato da tre associazioni litologiche: associazione pelitico-arenacea II (facies D₂, D₁, D₃) a luoghi con intercalazioni di "colombacci" e del livello vulcanoclastico nella parte superiore; associazione arenaceo-pelitica II (facies C₁, D₁, subordinatamente D₂, A₁, B₁); associazione arenaceo-conglomeratica (facies A₁, A₂, B₁). La prima associazione è nettamente prevalente sulle altre due che vi si rinven-gono intercalate a varie altezze stratigrafiche. Nell'area centrale essa giace direttamente sulla *Formazione gessoso-solfifera*. Lo spessore varia da 600 a più di 800 m. Età: Messiniano superiore (Subzona a *Globigerina multiloba* p.p., Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'ambiente è marino ristretto, relativamente profondo.

g) *Argille grigio-azzurre* - Sono rappresentate da: marne e marne argillose con sottili intercalazioni sabbiose. Lo spessore supera i 100 m. Età: Pliocene inferiore (dalla Zona a *Sphaeroidinellopsis spp.* alla Zona a *Globorotalia punctulata* p.p.). L'ambiente è marino, da neritico a batiale.

2.1.2. Area meridionale

a) *Bisciaro* - Presenta all'incirca le stesse caratteristiche litologiche dell'area settentrionale; contiene inoltre intercalazioni di calcareniti, in strati medi e sottili, provenienti dall'erosione sia del margine della *piattaforma laziale-abruzzese* sia di alti strutturali intrabacinali. Gli spessori variano da 20 a 60 m. Età: Aquitaniano-Burdigaliano p.p. (ved. a) in 2.1.1.).

b) *Marne con cerroigna* - Sono costituite da: marne e marne calcaree pelagiche con intercalazioni di torbiditi calcaree, a luoghi molto abbondanti, provenienti in prevalenza dallo smantellamento del margine della *piattaforma laziale-abruzzese*. Sono frequenti tracce di bioturbazione e fenomeni di *slumping*; nella parte superiore si nota la presenza di zolfo. Lo spessore varia da 60 m sulle dorsali (ved. 2.), fino a oltre 300 m nelle depressioni. Età: Burdigaliano p.p.-Tortoniano medio p.p. (dalla porzione inferiore della Subzona a *Globigerinoides biphericus* - Zona a *Globigerinoides trilobus*, alla Zona a *Orbulina* s.l.; Subzona a *Globorotalia continuosa* e parte inferiore della Subzona a *Globigerinoides obliquus extremus* - Zona a *Globorotalia acostaensis acostaensis*). L'ambiente è marino pelagico relativamente profondo.

c) *Marne a Pteropodi* - Sono rappresentate da: marne e marne argillose pelagiche, passanti superiormente a marne scure, talora bituminose euxiniche; sono frequenti zolfo e resti di Pesci. Nella parte superiore dell'unità, in corrispondenza delle dorsali (ved. 2.) si ritrovano strati sottili e medi di arenarie; queste rappresentano depositi di *overbank* delle facies canalizzate della *Formazione della Laga* che si andava depositando nelle parti più profonde delle depressioni. Gli spessori variano da 10 a 50-60 m. Età: Tortoniano medio-Messiniano basale (dalla Subzona a *Globigerinoides obliquus extremus* - Zona a *Globorotalia acostaensis acostaensis*, fino alla parte basale della Subzona a *Globigerina multiloba* - Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'ambiente è marino ristretto.

d) *Formazione della Laga* - Nella zona in esame sono state riconosciute diverse associazioni di facies (CANTALAMESSA ed altri, 1980).

1) Associazione arenacea I (facies A₁, B₁, meno frequenti A₂, B₂ e subordinate C₁, C₂, D₁ e D₂);

2) associazione arenaceo-pelitica I (facies B, C; subordinatamente D₁, D₂); essa è intercalata a diverse altezze stratigrafiche nella 1) e nelle seguenti:

3) associazione arenaceo-pelitica II (facies C₂ in strati massicci, prevalente; subordinatamente A₁, B₁, D₁, D₂);

4) associazione arenacea II (facies A₁ prevalente e poco diagenizzata. subordinatamente B₁, D₁, D₂) con intercalazioni di gessareniti torbiditiche, che costituiscono un importante livello-guida in tutto il bacino, e di marne bituminose;

5) associazione arenaceo-pelitica III (facies B poco diagenizzata e subordinatamente D₂) con intercalazioni di marne bituminose;

6) associazione pelitico-arenacea (facies D₂, subordinatamente C₁, D₁) con intercalato il livello-guida vulcanoclastico (ved. e, f), in 2.1.1.);

7) associazione arenaceo-pelitica IV (facies A, B).

Le associazioni 1), 2) e 3) sono equivalenti al *Membro pre-evaporitico* affiorante nell'area settentrionale. Le associazioni 4) e 5) e le suddette intercalazioni gessarenitiche possono essere correlate con la *Formazione gessoso-solfifera* e pertanto rappresentano il *Membro "evaporitico"*. Le associazioni 6) e 7) sono equivalenti sia stratigraficamente che litologicamente al *Membro post-evaporitico* dell'area settentrionale.

Il primo membro è caratterizzato da una diminuzione dello spessore procedendo verso nord e da una analoga variazione degli orizzonti arenaceo-pelitici. Il contatto tra la sua parte basale e le sottostanti *Marne a Pteropodi* è a luoghi di tipo erosivo, a luoghi graduale, con l'interposizione di un orizzonte di strati pelitico-arenacei. Nelle zone meridionali si notano discordanze angolari con *pinch-out* verso nord (giacitura *onlap*) tra le torbiditi e le stesse *Marne a Pteropodi*, questo fenomeno è stato già descritto per le aree più meridionali del bacino da CENTAMORE ed altri, (1977); CRESCENTI, (1977); MUTTI ed altri, (1978). Inoltre tra la porzione superiore di queste ultime, depositatesi sulle dorsali, e la parte basale della *Formazione della Laga*, depositasi nelle depressioni, esistono rapporti di eteropia (Fig. 1).

Per quanto concerne il *Membro post-evaporitico*, si nota una riduzione sia verso sud che verso est degli spessori e della granulometria dei depositi; verso est esso è costituito da un'associazione pelitica tipica di bordo rialzato di bacino (Fig. 1).

Altre volte i corpi arenaceo-pelitici, intercalati a varie altezze nell'associazione pelitico-arenacea, presentano locali ispessimenti e geometrie lenticolari (ad es. nei pressi di Gualdo); in queste località si misurano frequentemente direzioni di apporto dai quadranti occidentali.

Lo spessore totale della *Formazione della Laga*, in base alle misure effettuate, supera i 3000 m. Età: Messiniano (Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'ambiente è marino a circolazione ristretta e relativamente profondo.

2.1.3. Caratteristiche sedimentologiche della Formazione della Laga

La disposizione dei corpi arenacei è fortemente controllata dalla mutevole fisiografia del bacino. Alcune sezioni⁽¹⁾ misurate nel *Membro pre-evaporitico* hanno evidenziato la presenza di corpi arenacei canalizzati e non canalizzati. I primi costituiscono, in genere, il riempimento di depressioni strette ed allungate, di origine strutturale (ved. 2.).

Nell'area settentrionale essi non sono continui in senso assiale, essendo separati da facies arenaceo-pelitiche non canalizzate (lobi, frange e depositi di intercanale); queste ultime bordano anche tutto il fianco occidentale della dorsale Taccoli-Villa Rofanello (ved. c) in 2.1.1. e Fig. 1). Nella porzione più meridionale del bacino qui esaminato la parte superiore dell'associazione arenacea passa sottocorrente a depositi di lobo.

I corpi arenacei in questione sono riforniti da almeno sei vie di alimentazione, ad andamento all'incirca SW-NE, al cui sbocco si osservano di norma contatti erosivi tra le torbiditi e il substrato e geometrie lenticolari (Figg. 1 e 2). I clasti provenienti da aree occidentali venivano smistati verso SE, anche a causa dell'ostacolo delle dorsali (Fig. 2). I sistemi deposizionali non hanno una geometria ben definita, in quanto i flussi gravitativi, molto carichi di sabbia, erano co-

⁽¹⁾Per tutte le sezioni citate nel presente paragrafo si rimanda alle tavole I e II di CANTALAMESSA ed altri (1980) ed alla tavola I e Fig. 27 di CANTALAMESSA ed altri (1981).

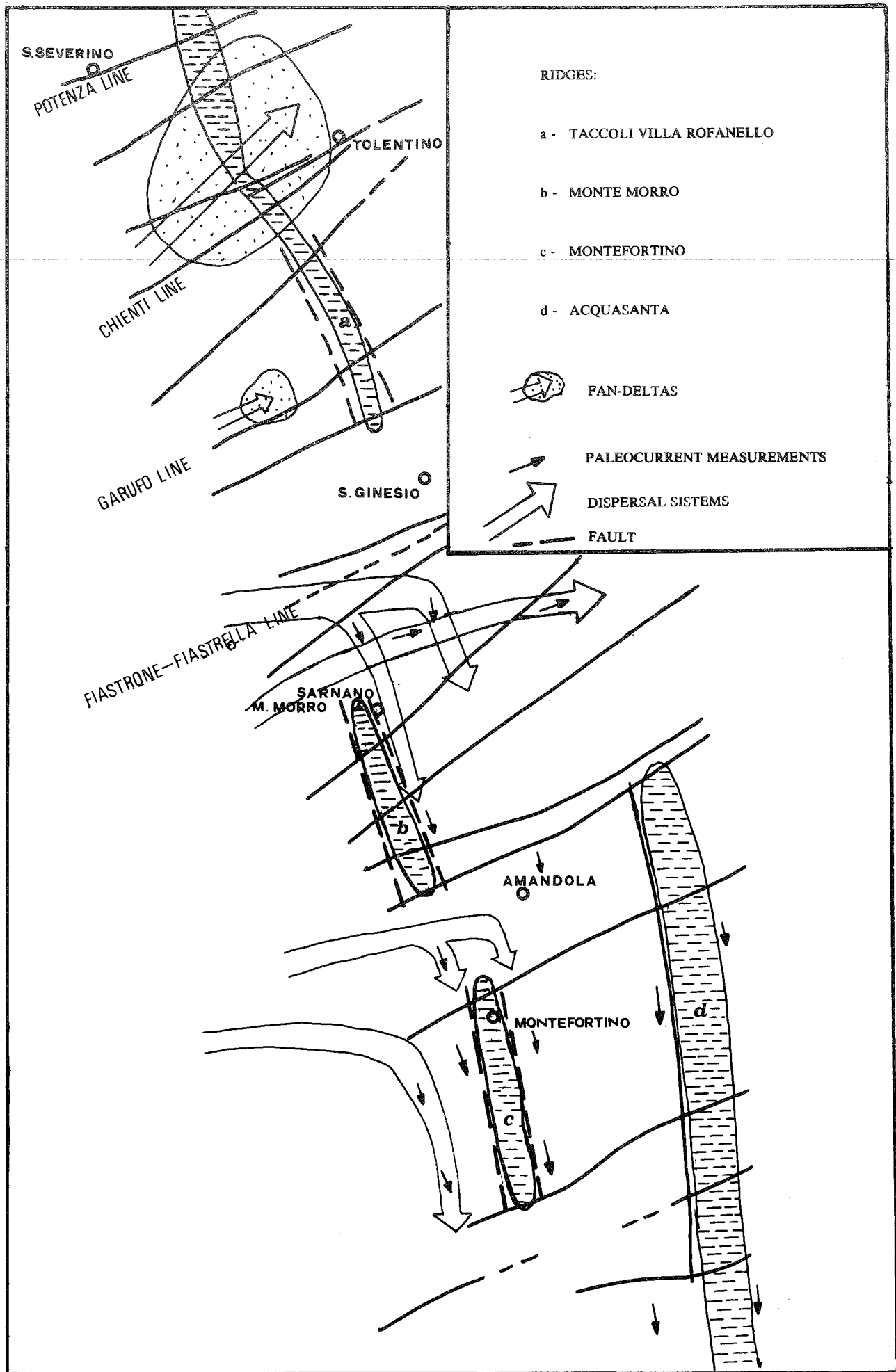


Fig. 2 - Interpretazione del sistema di dispersione e distribuzione delle dorsali nella parte nord-occidentale del bacino della Laguna. Le frecce grandi indicano l'interpretazione del sistema delle paleocorrenti e le sei aree di immissione delle sabbie torbiditiche. La provenienza occidentale conferma l'ipotesi già prospettata da RICCI LUCCHI (1975) (da CANTALAMESSA ed altri, in stampa).

stretti a scorrere e depositarsi in depressioni confinate sovralimentandole. Quindi i depositi canalizzati possono essere assimilati agli analoghi depositi degli apparati deposizionali ad alta efficienza (MUTTI, 1979; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1981).

Anche per il *Membro "evaporitico"*, che affiora soltanto nell'area meridionale, valgono le considerazioni sopra riportate: i flussi gravitativi, immessi nel bacino lungo la linea Fiastrone-Fiastrella e provenienti dalle aree occidentali (come dimostrano misure di paleocorrenti misurate nei pressi di Villa Saline), venivano poi smistati verso SE.

Sezioni misurate nel *Membro post-evaporitico* che affiora con continuità in tutta l'area in esame, hanno evidenziato ancora la presenza di corpi canalizzati e non canalizzati; questi ultimi sono nettamente prevalenti, specialmente con facies arenaceo-pelitiche.

Nel membro in questione si rinvengono almeno due sistemi deposizionali di delta-conoide (RICCI LUCCHI ed altri, 1981; CANTALAMESSA ed altri, 1981) localizzati nell'area settentrionale: quello di Garufo, con larghezza massima di 1,5 Km; quello di Colli di Belforte-Villa Tallei, con larghezza massima di 5-6 Km, in cui si riconoscono tre corpi canalizzati (Fig. 1 e 2). I corpi di questi apparati sono organizzati in sequenze positive con facies arenaceo-conglomeratiche alla base, passanti superiormente a depositi sempre più fini. Tali sequenze rappresentano il riempimento di canali distributori, ad andamento SW-NE (Fig. 2), caratterizzati da ripetute incisioni e migrazioni laterali. I depositi non canalizzati (lobi, frange e "piana sottomarina"), organizzati in sequenze negative, generalmente si estendono senza apprezzabili variazioni di spessore per parecchi chilometri. Ma, specialmente nell'area meridionale, su lunghe distanze sia sottocorrente che trasversalmente, si nota un discreto assottigliamento degli spessori dei depositi pelitico-arenacei ed una riduzione del numero e dello spessore degli orizzonti arenaceo-pelitici (Fig. 1). Tuttavia, come già detto in precedenza, localmente e sempre in corrispondenza dello sbocco dei canali alimentatori, si notano nei corpi arenaceo-pelitici rigonfiamenti a geometria lenticolare, facies arenacee grossolane con base erosiva, e si misurano in essi direzioni d'apporto dai quadranti occidentali (CANTALAMESSA ed altri, 1981; CENTAMORE ed altri, 1982).

I flussi gravitativi provengono da aree occidentali, come dimostrano le numerose direzioni di paleocorrenti misurate (CANTALAMESSA ed altri, 1980-1981), e le facies grossolane dei delta-conoidi sono dovute ad elaborazione fluviale (ibidem). I sistemi deposizionali migrano nel tempo verso nord (sostituendo le *Argille a colombacci*) contemporaneamente alla migrazione della subsidenza del bacino verso questa direzione (Fig. 1).

Dall'analisi petrografica preliminare (CANTALAMESSA ed altri, 1980-1981) risulta che i sedimenti terrigeni della *Formazione della Laga* sono stati alimentati da apporti di: rocce sedimentarie, principalmente carbonatiche, subordinatamente sabbie mature (quarzo arrotondato, già notato precedentemente da PAREA, 1979, in aree più meridionali); rocce metamorfiche dei tre gradi di metamorfismo; rocce intrusive acide; rocce vulcaniche di tipo acido intermedio; rocce ofiolitiche. I materiali di origine sedimentaria e metamorfica

sono predominanti: i clasti provengono dall'erosione di unità oggi localizzate nella Toscana meridionale, nelle isole dell'Arcipelago toscano, nei rilievi sottomarini a SW dell'Argentario (M. Etruschi e M. Cialdi) e nell'Umbria occidentale.

2.1.4. Considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali

Nella porzione del bacino in esame sono stati condotti dettagliati studi microbiostratigrafici riferibili all'intervallo compreso tra la deposizione della parte superiore della *Scaglia cinerea* e delle *Argille grigio-azzurre* che, nella zona nord-orientale, chiudono la locale successione (CANTALAMESSA ed altri, 1980, 1981). Le figure 3 e 4 mostrano una sintesi dei risultati ottenuti relativamente alla porzione superiore della suddetta sequenza, dove le variazioni di facies laterali e verticali risultano particolarmente marcate. Nella prima figura sono indicati la distribuzione dei Foraminiferi planctonici nell'ambito delle due aree, settentrionale e meridionale, e gli intervalli biostratigrafici individuati sulla base di essi. Tali intervalli, comparabili con quelli che figurano nello schema zonale di D'ONOFRIO ed altri (1975) per quanto riguarda il Miocene superiore, e di COLALONGO & SARTONI (1979) per il Pliocene inferiore, hanno consentito di fare correlazioni sia nell'ambito di ciascuna delle due aree, sia attraverso l'intera porzione del bacino qui considerata (Fig. 4).

I fatti più importanti che emergono dall'esame della suddetta figura sono i seguenti.

a) Presenza di un'eteropia tra la porzione inferiore delle *Marne a Pteropodi* affioranti nella zona di Agelli (estremità sud-orientale dell'area in esame) e la porzione sommitale delle *Marne con cerroigna* affioranti nelle altre aree.

b) Sempre nella zona di Agelli si può ritenere che la *Formazione della Laga*, nella sua porzione inferiore, sia eteropica della parte superiore delle *Marne a Pteropodi* affioranti altrove. La datazione (base del Messiniano) del primo livello arenaceo intercalato nella parte alta delle *Marne a Pteropodi* della sezione Montazzolino (che rappresenta le facies più fini e distali della *Formazione della Laga*, che si andava depositando nella depressione di Agelli) permette di affermare che la deposizione dei sedimenti torbiditici in quest'ultima zona, ha inizio nei livelli basali del Messiniano e di convalidare, quindi, quanto sopra ipotizzato.

c) Presenza di un'eteropia tra il *Membro pre-evaporitico* depositatosi nella depressione occidentale dell'area settentrionale e la porzione sommitale dello *Schlier* della dorsale di Taccoli-Villa Rofanello, ove le successioni risultano molto condensate e spesso lacunose.

d) Nell'area settentrionale ulteriori eteropie si possono osservare tra le *Argille a colombacci* ed il *Membro post-evaporitico*, sia nella depressione occidentale che nella zona orientale.

e) Particolarmente evidente, infine, risulta che le *Marne con cerroigna* e le sovrastanti *Marne a Pteropodi* affioranti nell'area meridionale sono entrambe eteropiche dello *Schlier* dell'area settentrionale.

Globigerina gr. bulloides									
Globigerina decoraperta									
Globigerina druryi-nepenthes									
Globigerina falconensis									
Globigerina quinqueloba									
Globigerina regina									
Globigerina woodi-apertura									
Globigerinita glutinata									
Globigerinita uvula									
Globigerinoides bisphericus									
Globigerinoides bollii									
Globigerinoides bulloideus									
Globigerinoides obliquus amplus									
Globigerinoides obliquus obliquus									
Globigerinoides quadrilobatus									
Globigerinoides ruber									
Globigerinoides sacculifer									
Globigerinoides trilobus									
Globoquadrina gr. altispira									
Globoquadrina dehiscens									
Globorotalia gr. cultrata									
Globorotalia incompta									
Globorotalia languensis									
Globorotalia mayeri									
Globorotalia miozea conoidea									
Globorotalia miozea miozea									
Globorotalia obesa									
Globorotalia opima continua									
Globorotalia pseudomiocenica									
Globorotalia gr. scitula									
Globorotalia siakensis									
Globorotaloides falconarae									
Hastigerina siphonifera									
Orbulina bilobata									
Orbulina suturalis									
Orbulina universa									
Globorotalia acostaensis acostaensis									
Globorotalia merotumida									
Globigerinoides ruber seigleyi									
Globorotalia miocenica miocenica									
Sphaeroidinellopsis spp.									
Globigerinoides obliquus extremus									
Globorotalia acostaensis humerosa									
Neogloboquadrina dutertrei									
Globorotalia tumida plesiotumida									
Candeina nitida nitida									
Globorotalia suterae-exserta									
Globorotalia conomiozea									
Globorotalia miocenica mediterranea									
Globorotalia miozea saphoe									
Globorotalia saheliana									
Globigerina multiloba									
Globigerinoides elongatus									
Globigerinoides ruber parkeri									
Globorotalia margaritae									
Globorotalia punctulata punctulata									
Globorotalia punctulata padana									
SUB ZONES	Globorotalia continua	Globigerinoides obliquus extremus	Globorotalia suterae	Globorotalia mediterranea	Globigerina multiloba				
BIO ZONES	Globorotalia acostaensis acostaensis			Globorotalia conomiozea	Sphaeroidinellopsis spp.	Globorotalia margaritae	Globorotalia punctulata		
AGE	TORTONIAN			MESSINIAN	LOWER PLIOCENE				
	UPPER MIOCENE								

Fig. 3 - Distribuzione dei Foraminiferi planctonici nei sedimenti del Tortoniano-Pliocene inferiore dell'area del bacino della Laga compresa tra il F. Potenza e il T. Fluvione. La linea più marcata si riferisce all'area settentrionale, quella più sottile all'area meridionale (da CANTALAMESSA ed altri, in stampa).

- A - Vallato - S.Casciano
- B - Moglietta
- C - Sibilla
- D - Molino
- E - Saitullo
- F - Montazzolino - M. Oro alto - Anandola
- G - Monte S. Giovanni
- H - Ceresola - Marcella
- I - Ageilli - Fluvione
- L - Riplica - Granati
- M - S. Severino
- N - Casano
- O - S. Giovanni - Via Giacinti
- P - Case Mosca - Case Santolini
- Q - Garullo
- R - Rio Vallone
- S - Via Martinozzi
- T - Marcella
- U - Via Rotanello
- V - Case Silveri - F. Marcella est
- Z - L'Acquasalata

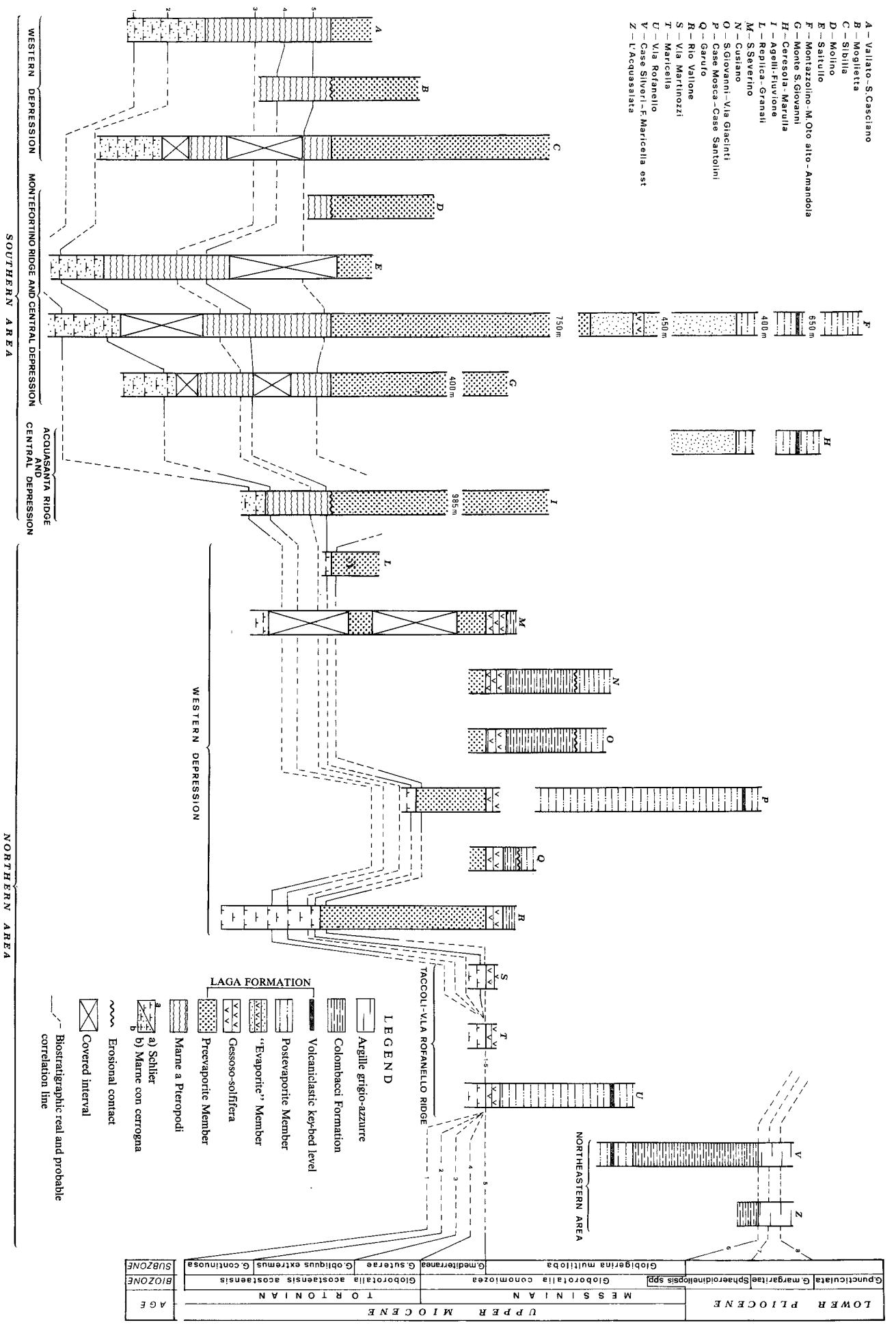


Fig. 4 - Tentativo di correlazione biostratigrafica tra le successioni del Tortoniano-Pliocene inferiore ricostruite nella porzione del bacino della Laga compreso tra il F. Potenza ed il T. Fluvione (da CANTALAMESSA ed altri, in stampa).

Le osservazioni di cui sopra, unitamente a quelle paleontologiche (CANTALAMESSA ed altri, 1980 e 1981), consentono di fare alcune considerazioni di carattere paleoambientale sull'area durante il Miocene-Pliocene inferiore.

A) Area settentrionale

Le caratteristiche delle associazioni microfaunistiche rinvenute in seno al *Bisciaro* ed allo *Schlier*, ricche, diversificate e prevalentemente planctoniche, indicano che nell'intervallo Aquitaniano-Messiniano basale esisteva su tutta l'area un ambiente, abbastanza uniforme, di mare aperto e relativamente profondo.

Nell'ambito di tale ambiente si notano, comunque, alcune differenziazioni testimoniate dalla presenza, nelle zone più rialzate di Replica, Villa Martinuzzi e C. Mosca, di microfaune alquanto più ricche e diversificate nei confronti di quelle delle aree più depresse, come ad esempio Rio Vallone; inoltre, nella struttura di Taccoli-Villa Rofanello si hanno successioni condensate, talora lacunose.

Le differenze divengono più marcate con la deposizione dei sedimenti torbiditici che ha inizio nel Messiniano basale (livelli sommitali della Subzona a *Globorotalia mediterranea*) nella depressione occidentale ove si instaura un ambiente a circolazione ridotta sul fondo, mentre in corrispondenza della dorsale suddetta continua molto verosimilmente la deposizione delle pelagiti dello *Schlier* fino al Messiniano inferiore (porzione inferiore della Subzona a *Globigerina multiloba*). Successivamente, cessa la sedimentazione torbiditica e si instaura nell'area in esame un ambiente di tipo evaporitico, in cui si deposita la *Formazione gessoso-solfifera*; soltanto nella parte meridionale della depressione occidentale si ha un ambiente euxinico con deposizione di marne bituminose sterili.

Un nuovo cambiamento ambientale si osserva con la deposizione delle *Argille a colombacci* e dell'eteropico *Membro post-evaporitico* della *Formazione della Laga*. Le microfaune rinvenute in queste unità, in genere povere, oligotipiche e di piccole dimensioni, sono indicative di un ambiente marino con circolazione ridotta. Il fatto che nelle *Argille a colombacci* le microfaune siano talora più abbondanti e diversificate rispetto a quelle presenti nel *Membro post-evaporitico* indica che le condizioni ambientali erano migliori rispetto a quelle delle aree a sedimentazione torbiditica, più profonde ed isolate, e condizionate, inoltre, da un alto tasso di sedimentazione. Va, infine, rilevato che nelle *Argille a colombacci* non sono state mai osservate faune salmastre o dulcicole citate da numerosi Autori in analoghi depositi di altri bacini messiniani periadriatici.

Nell'estremità nord-orientale, queste ultime fanno passaggio alle *Argille grigio-azzurre* del Pliocene inferiore le cui caratteristiche paleontologiche indicano il ritorno di un ambiente marino normale, con profondità da neritica a batiale.

B) Area meridionale

Durante la sedimentazione del *Bisciaro* e delle *Marne con cerrognà* (Aquitaniano - base Tortoniano

medio) i caratteri complessivi delle associazioni microfaunistiche, ricche, diversificate e ben sviluppate, indicano l'esistenza su tutta l'area di un ambiente marino pelagico di una certa profondità; questo raccoglieva materiali calcareo-detritici il cui contenuto bioclastico consente di individuare nel margine della *piattaforma laziale-abruzzese* l'area di provenienza del materiale detritico stesso.

La presenza di pirite nella parte superiore delle *Marne con cerrognà*, anche se in quantità per lo più modeste, fa ritenere che l'ambiente di cui sopra tende ormai ad evolvere verso un ambiente a circolazione ristretta sul fondo. L'influenza esercitata da tale ambiente sulle microfaune, inizialmente irrilevante, comincia a manifestarsi a partire dalla porzione inferiore delle *Marne a Pteropodi*, interessando le forme bentoniche che vanno gradualmente diminuendo dal punto di vista qualitativo, quantitativo e dimensionale. Le forme planctoniche, invece, a questi livelli, non risentono ancora in misura marcata delle nuove condizioni ambientali, tanto che nella parte medio-superiore dell'unità si assiste ad un'ulteriore diversificazione con la comparsa di nuove specie planctoniche, quali *Globorotalia miozea saphoe*, *G. saheliana*, *G. miocenica mediterranea*, *G. conomiozea*, quest'ultima, in particolare, indicativa del limite Tortoniano-Messiniano.

Nella zona di Agelli, l'ambiente caratteristico delle *Marne a Pteropodi* sopra descritto, si era già instaurato precedentemente in corrispondenza dei livelli basali della Subzona a *Globigerinoides obliquus extremus*; inoltre, all'inizio del Messiniano si hanno qui i primi apporti di tipo torbiditico (*Formazione della Laga*).

Nelle altre aree, immediatamente dopo il rinnovo faunistico suddetto, tutto l'ambiente presenta un brusco e marcato deterioramento evidenziato dalla totale scomparsa delle specie sopra citate e di tutte le altre *Globorotalie* carenate e dalla spiccata oligotipia delle microfaune che presentano per lo più piccole dimensioni; anche i bentonici, di norma scarsi o assenti, possono dare in alcuni livelli associazioni oligotipiche a *Buliminidae*. Notevole diffusione assumono *Turborotalie* e *Globigerine*, queste ultime soprattutto con le specie *G. quinqueloba* e *G. multiloba*.

In questo ambiente, ormai a circolazione estremamente ristretta e caratterizzato da un generale impoverimento delle microfaune, nel Messiniano inferiore (base della Subzona a *Globigerina multiloba*) si estende su tutta l'area la potente sedimentazione torbiditica della *Formazione della Laga*.

Per tutto il tempo della deposizione di quest'ultima unità, l'ambiente conserva le stesse caratteristiche, come è testimoniato dalle microfaune per lo più scarse e oligotipiche, di ridotte dimensioni e talora distrofiche. Soltanto in alcuni livelli si possono talora osservare associazioni abbastanza diversificate sia nel loro contenuto planctonico che bentonico, come nella zona di Gualdo. In particolare, la presenza in queste associazioni di un discreto numero di bentonici nonché l'osservazione a varie altezze della sequenza torbiditica di *burrows* testimoniano l'esistenza di una certa vita anche sul fondo.

Un momento particolare è rappresentato dalla deposizione delle marne bituminose, pressoché sterili, intercalate nelle torbiditi arenacee e gessose del mem-

bro intermedio (orizzonte gessarenitico), in cui l'ambiente è decisamente euxinico.

I resti di Artropodi ed i frustoli carboniosi, infine, rinvenuti soprattutto in corrispondenza del *Membro post-evaporitico*, fanno ipotizzare l'apporto da aree continentali abbastanza vicine.

2.2. EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

La morfologia del bacino si era delineata già durante il Miocene inferiore e medio, quando si sono formate le dorsali di Taccoli-Villa Rofanello nell'area settentrionale, di Montefortino e Acquasanta in quella meridionale (Fig. 2). Sopra di esse, talora bordate da faglie longitudinali e smembrate da faglie trasversali, si osservano successioni condensate, spesso lacunose, prive di litofacies detritiche. I sedimenti pelagici ed emipelagici (*Bisciario* e *Marne con cerrognà*), che si depositavano durante tale intervallo nelle depressioni dell'area meridionale, sono caratterizzati da ingenti quantità di detriti calcarei, provenienti dallo smantellamento del margine della *piattaforma laziale-abruzzese* e di alti strutturali intrabacinali. I detriti calcarei arrivano fino alla linea Fiastrone-Fiastrella, a nord della quale, invece, si depositano solo le pelagiti del *Bisciario* e dello *Schlier*. Questo fatto unitamente alla presenza di solfuri nella parte alta delle *Marne con cerrognà* (CANTALAMESSA ed altri, 1980), indica che l'area meridionale era la più depressa e caratterizzata da un ambiente relativamente riducente, per scarsa circolazione di fondo, rispetto a quella settentrionale.

Le differenziazioni fisiografiche ed ambientali diventano maggiori nel Tortoniano medio. Nell'area meridionale non si osservano più i detriti provenienti dalla *piattaforma laziale-abruzzese*, che in questo periodo comincia ad "annegare" (RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE ed altri, 1975, 1978). Si instaura invece un ambiente a circolazione ristretta (come si può dedurre dalla presenza di solfuri e dai caratteri complessivi delle microfaune), nel quale si depositano le *Marne a Pteropodi*. Ciò può essere posto in relazione all'isolamento di questa parte del bacino, in seguito alla sua più marcata subsidenza.

La deposizione delle *Marne a Pteropodi*, che indica condizioni euxiniche, è diacrona, a conferma di una subsidenza progressiva, sfasata nel tempo; essa inizia prima nelle depressioni (ad Agelli, per esempio, al limite inferiore della Zona a *Globigerinoides obliquus extremus*) e successivamente sulle dorsali (alcuni metri al di sopra del limite inferiore della zona suddetta; CANTALAMESSA ed altri, 1980).

Nell'area settentrionale continua invece la deposizione dello *Schlier* in un ambiente marino normale che non risente di alcun isolamento, perciò in una zona più rialzata.

Al passaggio Tortoniano-Messiniano su tutto il bacino esaminato si osserva un ricambio faunistico assai evidente, caratterizzato dalla comparsa di *Globorotalia conomiozea*, *G. miocenica mediterranea*, *G. saheliana*, *G. saphoea*.

Le differenze morfologiche, però, sono ancora abbastanza accentuate, poiché tale ricambio si riscontra: 1) nella parte alta dello *Schlier* dell'area settentrionale, che presenta microfaune planctoniche al-

quanto più ricche e diversificate nelle zone più rialzate (Replica, Villa Martinozzi, C. Mosca), rispetto a quelle delle zone più depresse (Rio Vallone); 2) nella porzione superiore delle *Marne a Pteropodi* sedimentate sulle dorsali dell'area meridionale; 3) al passaggio *Marne a Pteropodi-Formazione della Laga*, che si deponeva con facies canalizzate nelle depressioni (Agelli), e le cui parti più fini (*overbank deposits*) si interdigitano con la porzione superiore delle *Marne a Pteropodi* sulle dorsali (Montefortino e S. Giovanni; Fig. 1).

Subito dopo tale rinnovo faunistico, si osserva un brusco deterioramento delle condizioni ambientali, messo in evidenza dai caratteri particolari delle microfaune che divengono povere, oligotipiche, nane e talora distrofiche.

Successivamente, all'incirca in concomitanza con la comparsa di *Globigerina multiloba*, la deposizione delle torbiditi, con facies prevalentemente canalizzate, interessa tutta l'area in esame, ad eccezione della dorsale di Taccoli-Villa Rofanello, in cui continua la sedimentazione dello *Schlier*, anche se con successioni lacunose o condensate.

Le forti differenze di spessore tra le sequenze torbiditiche delle zone meridionali e di quelle settentrionali nonché le frequenti giaciture *onlap* verso nord (Fig. 1), indicano che le prime aree sono state interessate più precocemente dalla subsidenza, che si va poi spostando progressivamente verso nord.

Il contatto tra la *Formazione della Laga* e le unità sottostanti (*Schlier* e *Marne a Pteropodi*) è a luoghi graduale, a luoghi di tipo erosivo; quest'ultimo caso si osserva allo sbocco delle vie di alimentazione (CANTALAMESSA ed altri, 1980, 1981).

L'immissione dei clasti nel bacino avveniva in almeno sei aree distinte (come è dimostrato dalla geometria dei corpi grossolani e dall'andamento delle paleocorrenti; CANTALAMESSA ed altri, 1980, 1981; CENTAMORE ed altri, 1982), con provenienza da W o SW e successivo smistamento verso SE o SSE, anche a causa dell'ostacolo formato dalle dorsali.

Successivamente le differenziazioni tra le due aree si accentuano, in concomitanza con un ulteriore mutamento delle condizioni ambientali, esteso a tutto il bacino del Mediterraneo. Nell'area settentrionale, più rialzata per effetto del riattivarsi della linea Fiastrone-Fiastrella, cessa la sedimentazione torbiditica e si instaura un ambiente prevalentemente evaporitico, in cui si depone la *Formazione gessoso-solfifera*. In quella meridionale, più profonda, invece, continua la deposizione delle torbiditi arenacee, con provenienza da WSW, lungo la linea suddetta (come mostrano le paleocorrenti misurate presso Villa Saline). In queste si intercalano gessareniti torbiditiche e marne bituminose, indicanti un ambiente euxinico non adatto alla precipitazione di evaporiti primarie.

Nell'area settentrionale le differenze di spessori e di litofacies riscontrate nella formazione evaporitica indicano: 1) la persistenza del rilievo Taccoli-Villa Rofanello, con facies intercotidali; 2) che la zona compresa tra Pintura del Grillo e C. Molinaccio rappresenta la zona di raccordo (d'ambiente euxinico) tra la parte settentrionale del bacino (più rialzata e d'ambiente evaporitico) e la parte meridionale di esso, a sud della linea Fiastrone-Fiastrella, più profonda e a sedimentazione torbiditica (Fig. 1; cfr. PAREA & RICCI LUCCHI, 1972).

In questo periodo il livello delle acque doveva essersi notevolmente abbassato, dal momento che si rinvengono facies intracotidali (dorsale Taccoli-Villa Rofanello) dove prima si depositavano litofacies di ambiente pelagico e che tutto il bacino era in subsidenza.

Subito dopo la deposizione della *Formazione gessoso-solfifera* e delle eteropiche facies torbiditiche si osserva un nuovo mutamento delle condizioni ambientali, che presentano all'incirca le stesse caratteristiche del periodo pre-evaporitico e cioè quelle di un ambiente marino ristretto. Infatti sia nelle *Argille a colombacci* che nel *Membro post-evaporitico* torbiditico si rinvengono microfaune molto simili a quelle presenti nelle unità messiniane pre-evaporitiche.

Nell'area settentrionale cominciano a depositarsi le *Argille a colombacci*, mentre in quella meridionale continua la deposizione delle torbiditi, sia pure con facies più fini; queste ultime poi, per una subsidenza che si sposta progressivamente verso nord, si depositano anche nell'area settentrionale, sostituendo poco a poco le *Argille a colombacci* (Fig. 1).

Nei primi tempi di questo periodo la dorsale Taccoli-Villa Rofanello si trovava ancora più rilevata; successivamente anche la depressione settentrionale viene colmata e la morfologia dell'intero bacino risulta più pianeggiante anche se persistono ancora modeste ondulazioni (Fig. 1) e deboli depressioni ad andamento trasversale. Queste ultime sono in relazione alla migrazione verso est dell'attività delle più antiche linee tettoniche. Infatti piccoli canali ad andamento SW-NE e piccoli apparati distributori, a geometria lenticolare (CANTALAMESSA ed altri, 1980, 1981; CENTAMORE ed altri, 1982) si sviluppano ad oriente delle dorsali, che articolavano il bacino, indicando lo scavalcamento di queste ultime da parte dei flussi gravitativi.

Nel *Membro post-evaporitico* si rinvengono depositi grossolani di elaborazione fluviale negli apparati di Garufo e di Colli di Belforte-Villa Tallei. Questi depositi, che mancano totalmente nel *Membro pre-evaporitico* ed in quello "evaporitico" sono costituiti in gran parte da clasti estranei al dominio umbro-marchigiano e formano apparati sfasati nel tempo, con uno spostamento progressivo verso nord insieme alla subsidenza del bacino.

Nelle *Argille a colombacci* non sono state mai rinvenute le faune salmastre o dulcicole ed i livelli sopratidali a "marne nere" che caratterizzano gli analoghi depositi di altri bacini periadriatici (CENTAMORE ed altri, 1975; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977, 1978; CASATI ed altri, 1978; COLALONGO ed altri, 1978a,b; 1979). Le microfaune rinvenute in questa unità sono alquanto più diversificate rispetto a quelle rinvenute nelle torbiditi; esse sono sempre indicative di un ambiente marino ristretto, che nel secondo caso risentiva probabilmente dell'alto tasso di sedimentazione.

Per quanto riguarda la provenienza e le aree di alimentazione delle torbiditi della *Formazione della Laga*, queste sono state immesse nel bacino attraverso vie di scorrimento, ad andamento trasversale, imposte su dislocazioni che tagliavano la *dorsale marchigiana* e i cui prolungamenti interessavano anche il bacino in esame; la più importante fra queste dislocazioni è, come abbiamo visto, la linea Fiastrone-Fiastrella.

La maggior parte dei depositi torbiditici proviene dall'erosione di unità metamorfiche alpine e liguridi oggi localizzate nella Toscana meridionale e nel Tirreno orientale, con probabili apporti anche dalle unità umbro-marchigiane. Poiché nel Messiniano queste aree erano in subsidenza, per gli effetti di una tettonica distensiva legata all'apertura del Tirreno, non vi poteva essere collegamento diretto tra queste aree e il bacino periadriatico. Perciò i depositi terrigeni in questione dovevano essersi depositati prima della fase tettonica messiniana in un'area intermedia tra il Tirreno e l'Adriatico; durante il Messiniano tale area era in sollevamento e i depositi clastici venivano rimossi e trasportati verso est.

Le differenze esistenti tra i diversi membri della *Formazione della Laga*, specialmente per quanto riguarda i caratteri tessiturali, sono da porsi in relazione con il tettonismo che interessava le aree occidentali. Infatti la grande quantità di sabbia che riempie le valli strutturali, sovraalimentandole, come nel caso del *Membro pre-evaporitico*, può essere riferita ad un momento parossistico della tettonogenesi messiniana con forte erosione delle aree in sollevamento. La mancanza di depositi grossolani nel membro in questione può essere attribuita al fatto che in questo periodo essi venivano intrappolati nei bacini messiniani più interni (bacini di San Donato-Cantia e di Camerino, CALAMITA ed altri, 1977, 1979; CENTAMORE ed altri, 1978, 1979 a,b; *Formazione di Belvedere*, DECANDIA & GIANNINI, 1977). La deposizione di facies generalmente più fini, nel *Membro post-evaporitico*, può essere riferita all'attenuazione del tettonismo, mentre la presenza di conglomerati in questa unità è probabilmente dovuta allo spostamento progressivo verso est della linea di costa.

Con le *Argille grigio-azzurre* si ha un ritorno a condizioni marine normali, di ambiente da infranertico a batiale, come denunciato dalle faune ivi rinvenute, in connessione con l'apertura di Gibilterra.

3. IL BACINO PERIADRIATICO

I sedimenti del ciclo marino post-orogenico costituiscono il riempimento del bacino in esame, situato al margine della catena appenninica in via di sollevamento.

I depositi basali di questo ciclo poggiano con netta discordanza angolare su di un substrato piegato ed eroso, costituito generalmente dalle varie facies della *Formazione della Laga* messiniana ma, localmente (dintorni di S. Severino Marche, Urbisaglia e Loro Piceno), anche dalle *Argille grigio-azzurre* del Pliocene inferiore.

I depositi in questione sono rappresentati da sedimenti sabbioso-conglomeratici di facies litorale. Ad essi segue una potente successione argillosa in cui si intercalano, a varie altezze stratigrafiche, corpi clastici a granulometria più grossolana. Il ciclo è infine chiuso a tetto da sabbie e conglomerati.

Tra i termini basali e quelli di chiusura si notano discordanze angolari, talora superiori ai 10°-15°; discordanze di minore ampiezza angolare si notano localmente anche tra i termini superiori. Ciò può essere messo in relazione con gli effetti di una tettonica sin-sedimentaria. Nell'insieme, comunque, le condizioni

giaciture sono quelle di una monoclinale con immersione verso ENE, notevolmente dislocata da faglie, generalmente normali, longitudinali, trasversali ed oblique.

Come per il *bacino della Laga*, le faglie trasversali hanno giocato un ruolo importante nell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area. Infatti le vie di alimentazione dei corpi grossolani, che si rinvergono nella sequenza in esame, si sono impostate sulle vecchie dislocazioni mioceniche riattivate (AMBROSETTI ed altri, 1981; CENTAMORE ed altri, 1982 a,b).

3.1. RAPPORTI STRATIGRAFICI E ASPETTI SEDIMENTOLOGICI DEI DEPOSITI POST-OROGENICI

Anche se non si dispone degli studi biostratigrafici e sedimentologici completi, i primi dati e soprattutto le indagini sul terreno permettono un tentativo di ricostruzione della geologia del bacino.

La successione delle unità litostratigrafiche, dal basso verso l'alto, è la seguente:

a) *depositi basali* sabbiosi o sabbioso-conglomeratici trasgressivi; b) *argille*, cui sono intercalati a varie altezze; c) *depositi grossolani*; d) *sabbie superiori*; e) *conglomerati di tetto*.

a) *Depositi basali* - Sono costituiti in prevalenza da calcareniti, con macrofossili (per lo più Lamellibranchi), a luoghi con orizzonti o lenti conglomeratici. Alla base è frequente un'intensa bioturbazione che oblitera le strutture sedimentarie interne degli strati; queste ultime sono più evidenti nella parte superiore dell'unità. Si tratta di depositi litorali con tutti i passaggi da spiaggia emersa a spiaggia di battigia e infine a spiaggia esterna. Le variazioni di facies all'interno dell'unità, sia in senso verticale che laterale, sono assai marcate. Anche gli spessori sono molto variabili, da circa 120 m di Montefalcone ai 40 m di Loro Piceno.

b) *Argille* - Sono costituite in prevalenza da argille marnoso-siltose bluastre a luoghi con rare e sottili intercalazioni siltose o sabbiose. Nella parte basale e in quella superiore sono fortemente bioturbate, e a luoghi ricche di macrofossili, tra i quali prevalgono i Lamellibranchi (*Ostrea*, *Venus*, *Chlamys*, *Pseudamussium*, ecc.); talora, specialmente nella porzione inferiore, si rinvergono strati di sabbia, a luoghi con notevole quantità di frammenti di fossili. Si tratta in ambedue i casi di peliti di piattaforma, contenenti probabili strati di tempesta. Nella parte intermedia dell'unità pelitica, di gran lunga la più spessa, i caratteri faunistici indicano un'evoluzione da un ambiente dapprima infraneritico, successivamente epibatiale e poi di nuovo infraneritico.

c) *Depositi grossolani* - Sono costituiti da conglomerati in genere poligenici, da depositi sabbioso-conglomeratici, sabbiosi, sabbioso-argillosi, argilloso-sabbiosi e da argille laminate, intercalati a varie altezze stratigrafiche nella successione pelitica; i sedimenti più grossolani si rinvergono nella porzione inferiore-media di questa, a volte con spessori notevoli. La geometria dei singoli corpi grossolani è lenticolare; in genere essi sono interdigerati e formano orizzonti pressoché continui, caratterizzati da diverse variazioni di facies. Tali corpi presentano tipiche sequenze positive

con le facies conglomeratiche o sabbioso-conglomeratiche o sabbiose alla base e passanti superiormente a depositi sempre più fini, in genere rappresentati da argille laminate. Queste ultime sono particolarmente evidenti sul terreno, poiché, in genere, danno origine a risalti morfologici, al pari dei sedimenti sabbiosi, e non sono calanchive.

Le variazioni litologiche della sequenza di tipo positivo si osservano anche in senso laterale e sottocorrente, e a luoghi, nello spazio di un chilometro, come nei pressi di Offida e del T. Fiobbo, si osservano tutte le variazioni di facies nell'ambito dello stesso orizzonte.

Tali corpi potrebbero rappresentare perciò il riempimento di canali sottomarini, in genere relativamente poco profondi, ma piuttosto larghi (anche qualche chilometro; vedi Offida).

Le argille laminate, che si ritrovano sia nella parte superiore delle sequenze, sia lateralmente alle facies grossolane, rappresenterebbero rispettivamente facies di colmamento del canale e di intercanale o di margine di canale.

Si rileva inoltre che gli assi dei canali, di cui i corpi grossolani posti a diverse altezze stratigrafiche costituiscono il riempimento, sono in genere allineati. Lungo tali direttrici si misurano paleocorrenti con direzione di apporto da WSW, mentre lateralmente si osservano direzioni di scorrimento verso NW o SE. Le suddette direttrici sono allineate con le vecchie dislocazioni mioceniche.

A luoghi i depositi conglomeratici, dello stesso orizzonte, presentano litologie diverse come si osserva a Offida e Castorano, dove si rinvergono rispettivamente conglomerati poligenici prevalentemente calcarei, o quasi esclusivamente arenacei. Nel primo caso l'area di alimentazione e da ricercarsi negli affioramenti della catena mesozoica, nel secondo quasi esclusivamente nei depositi della *Formazione della Laga*.

d) *Sabbie superiori* - Al di sopra delle *Argille* affiora un orizzonte sabbioso. Questo presenta numerose variazioni di facies, sia in senso verticale che laterale, e di spessore; infatti le sabbie verso W o mancano del tutto o hanno deboli spessori, mentre verso E raggiungono anche i 30-40 m. In genere esse sono fortemente bioturbate e fossilifere alla base, mentre appaiono laminate e con ciottoli al tetto. Anche in questo caso si osserva tutto il passaggio da facies di spiaggia esterna, a spiaggia di battigia e infine a spiaggia emersa.

e) *Conglomerati di tetto* - Il ciclo si chiude con depositi costituiti prevalentemente da conglomerati poligenici, con ciottoli in genere ben arrotondati, a luoghi con intercalazioni sabbiose o lenti argillose; talora si rinvergono ciottoli incrostatati da Lamellibranchi. Si tratta di depositi di ambiente da transizione a continentale.

Per quanto riguarda la definizione biostratigrafica delle unità sopradescritte, allo stato attuale delle ricerche micropaleontologiche, si dispone dei seguenti dati.

Nella porzione inferiore e media della successione in esame è stata riconosciuta la presenza di tutti gli

intervalli, basati sui Foraminiferi planctonici, distinti da COLALONGO & SARTONI (1979) in corrispondenza del Pliocene, a partire dalla Zona a *Globorotalia puncticulata*. Nella parte superiore, invece, per l'assenza degli indicatori zonali, non è stato possibile individuare le unità biostratigrafiche definite dai vari Autori nell'ambito del Pleistocene inferiore.

Va qui rilevato, inoltre, che la collocazione dei limiti biostratigrafici, anche se in via provvisoria, ha comportato notevoli difficoltà poiché le forme planctoniche utilizzate a tale scopo, sono di norma rare o presenti molto sporadicamente. Tali difficoltà sono state in parte superate prendendo in considerazione anche eventi biostratigrafici verificatisi nell'ambito dei Foraminiferi bentonici, che in genere presentano una distribuzione abbastanza uniforme, ed i caratteri complessivi delle associazioni microfaunistiche. In tal maniera è stato possibile trarre le seguenti deduzioni riguardanti l'età della successione.

I *Depositi basali* non hanno fornito elementi significativi. I caratteri complessivi delle microfaune rinvenute nelle *Argille* immediatamente sovrastanti (dintorni di Loro Piceno), in particolare la presenza di *Globorotalia puncticulata*, *G. puncticulata padana* e *G. bononiensis*, indicano un'età corrispondente alla parte sommitale del Pliocene inferiore. Forme indicative del Pliocene medio, (principalmente *Globorotalia aemiliana*) appaiono nell'ambito dell'unità pelitica in campioni prelevati a circa 200 m dalla base (dintorni di Loro Piceno e Force), mentre il Pliocene superiore ha inizio nella porzione inferiore-media delle *Argille* tra Rotella e Montalto delle Marche, in una posizione intermedia tra la comparsa di *Bulimina marginata* e la comparsa concomitante di *Globorotalia inflata* e *G. oscitans*.

Il limite Plio-Pleistocene, infine, riconoscibile per la comparsa di *Bulimina elegans marginata* e per la presenza di rari esemplari di *Globigerinoides tenellus* e *Bulimina etnea* in orizzonti stratigraficamente più alti, viene a cadere nella parte superiore delle *Argille*, nei pressi di Cossignano. La parte più alta di

quest'ultima unità, insieme alle *Sabbie superiori* ed ai *Conglomerati di tetto*, è riferibile, pertanto, al Pleistocene inferiore.

3.2. EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

Alla luce dei nuovi dati la fase più intensa della tettonogenesi di questa parte dell'Appennino umbromarchigiano si sviluppa in un intervallo compreso tra la parte media e quella sommitale del Pliocene inferiore; l'area in esame viene sottoposta ad una forte compressione, quindi sollevata ed erosa. Con la trasgressione marina (parte alta del Pliocene inferiore) tutta l'area in esame è interessata quindi da una subsidenza abbastanza veloce e si passa così da ambienti litorali, a infraneritici e infine a epibatiali.

Le faglie trasversali mioceniche risultano ancora attive poiché nel loro prolungamento sono impostate le vie di alimentazione dei corpi grossolani disposti a varie altezze e paralleli tra loro.

Durante la deposizione della porzione inferiore dell'unità argillosa il tettonismo che interessa l'Appennino in via di sollevamento è particolarmente intenso, come testimoniano le ingenti quantità di materiale grossolano (ved. il corpo conglomeratico del Monte Ascensione) scaricate nel bacino.

Durante la deposizione della porzione media dell'unità argillosa la subsidenza si arresta e si ha un ritorno a facies meno profonde; materiali detritici continuavano a immettersi nel bacino, ma con facies sempre più fini e in quantità minore.

Le zone più occidentali del bacino dovevano cominciare a sollevarsi e la linea di costa si spostava progressivamente verso est. Così possono spiegarsi i livelli conglomeratici di Offida e Castorano e del T. Fiobbo, ubicati molto più ad oriente degli altri, ma in ambienti meno profondi dei primi.

Infine il bacino si colmava e la sedimentazione in ambienti di transizione o continentali si spostava sempre più verso est.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCINI U. (1981) - *Schema di evoluzione neotettonica dell'area umbro-marchigiana tra il Tronto e il Metauro*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 471-475.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M. & ROMANO C. (1977) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese. 4) Primi risultati relativi allo studio geologico del bacino di Camerino (Marche centro-meridionali)*. Studi Geologici Camerti, 3, 87-105.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., LEONELLI M., MICARELLI A., PESARESI A., POTETTI M., TADDEI L. & VENANZINI D. (1980) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 8) Il bacino della Laga tra il F. Fiastrone-T. Fiastrella ed il T. Fluvione*. Studi Geologici Camerti, 6, 81-133.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., GIARDINI G., MARCHETTI P., MICARELLI A., PONTONI F. & POTETTI M. (1981) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) Il bacino della Laga tra il F. Potenza ed il F. Fiastrone-T. Fiastrella*. Studi Geologici Camerti, 7.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. - *Tectonic-sedimentary evolution of the northwestern part of the Laga Basin (Upper Miocene - Lower Pliocene, Central-Southern March)*. Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- CARALP M., LAMY A. & PUJOS M. (1970) - *Contribution à la connaissance de la distribution bathymétrique des foraminifères dans le Golfe de Gascogne*. Rev. Esp. Micropaleontology, 2(1), 55-84.
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1978) - *Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian «Colombacci» Formation in the Periadriatic trough. A Pilot study*. Mem. Soc. Geol. It., 16, 173-196.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F. & ROSSI U. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geol. Rom., 20, 1-42.
- CATI F., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., D'ONOFRIO S., FOLLADOR U., PIRINI RADRIZZANI C., POMESANO CHERCHI A., SALVATORINI G., SARTONI S., PREMOLI SILVA I., WEZEL C.F., BERTOLINO V., BIZON G., BOLLI H.M., BORSETTI CATI A.M., DONDI L., FEINBERG H., JENKINS D.G., PERCONING E., SAMPÒ M. & SPROVIERI R. (1968) - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. Boll. Soc. Geol. It., 87(3), 491-503.
- CENTAMORE E., CATENACCI V., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & VALLETTA M. (1975) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Note illustrative del Foglio 291, Pergola*. Serv. Geol. d'Italia.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1979) - *Note illustrative del Foglio 301 «Fabiano» alla scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'Italia.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol., 18, 135-170.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1979) - *The «minor basins» in the context of the umbro-marchean region tectonic-sedimentary evolution during Middle-Upper Miocene*. Ann. Geol. Pays Hellen, Tome hors serie, 1979, fasc. 1, 247-251. VIIIth International Congress on Mediterranean Neogene, Athens.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MICARELLI A. (1977) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 3) Le Arenarie di Monte Vicino, un modello di conoide sottomarina affogata (Marche settentrionali)*. Studi Geologici Camerti, 3, 7-56.
- CENTAMORE E., COLTORTI M., DRAMIS F., CANTALAMESSA G., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPOSATO A. (1982) - *Aspetti neotettonici e geomorfologici del Foglio 133-134, Ascoli Piceno-Giulianova*. Pubblicazione n. 513, Progetto Finalizzato Geodinamica, 371-386.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., CANTALAMESSA G., POTETTI M., DI LORITO L., LEONELLI M., MARCHETTI P., PESARESI A., PONTONI F., TADDEI L. & VENANZINI D. (1982) - *Evoluzione tettonica della porzione Nord-Occidentale del Bacino della Laga dal Messiniano al Quaternario*. Pubblicazione n. 513 Progetto Finalizzato Geodinamica, 359-370.
- COLALONGO M.L. (1968) - *Cenozone a Foraminiferi ed Ostracodi nel Pliocene e basso Pleistocene della Serie del Santerno e dell'Appennino Romagnolo*. Giorn. Geol. Bologna, 35(3), 29-61.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTONI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978) - *Paleoenvironmental study of the «Colombacci» Formation in Romagna (Italy). The Cella Section*. Mem. Soc. Geol. It., 16, 197-216.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTONI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1979) - *Evoluzione paleoambientale della Formazione a colombacci in Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., 1, 37-40.
- COLALONGO M.L., PASINI G. & SARTONI S. (1981) - *Remarks on the Neogene/Quaternary boundary and the Vrica Section (Calabria, Italy)*. Boll. della Soc. Pal. It., 20(2), 99-120.
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia*. Nuovi contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. n. 251 del Progetto Finalizzato Geodinamica.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a colombacci in Romagna*. Giorn. Geol., ser. 2, 42(1), 61-82.
- CRESCENTI U. (1977) - *Relazione sulle ricerche svolte nell'ambito della formazione della Laga*. C.N.R. Programma Geodinamica, il significato geodinamico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo, 34-36.
- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A. & TONNA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo Abruzzese-Marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geol. Romana, 19, 63-84.
- D'ONOFRIO S., GIANNELLI L., IACCARINO S., MORLOTTI E., ROMEO M., SALVATORINI G., SAMPÒ M. & SPROVIERI R. (1975) - *Planktonic foraminifera of the Upper Miocene from some Italian section and the problem of the lower boundary of the Messinian*. Boll. Soc. Paleont. It., 14(2), 177-196.
- FOLLADOR U. (1967) - *Il Pliocene ed il Pleistocene dell'Italia meridionale, versante adriatico*. Biostratigrafia. Boll. Soc. Geol. It., 86(3), 565-584.
- FOLLADOR U. (1973) - *Paleogeografia del Pliocene e del Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 141, 159.
- GIROTTI O. & PAROTTO G. (1969) - *Mio-Pliocene di Ascoli Piceno*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, Serie II, 1, 127-174.
- MURRAY J.W. (1973) - *Distribution and Ecology of living benthic Foraminiferids*. Heinemann Ed. Books, 274 pp.

- MUTTI E., NILSEN T.H. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene), east central Italy*. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches*. (Ed. by D.J. Stanley and G. Kelling), 210-223.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1981) - INTRODUCTION TO EXCURSION ON TURBIDITES: AN APPRAISAL OF DEEP-SEA FAN MODELS. Excursion Guide Book las, 1981.
- PAREA G.C. (1969) - *Apporto secondario da SE nella marnoso-arenacea e nel Flysch del Piceno*. Comm. Medit. Neog. Strat. Proc. IV Sess., Giorn. Geol., 35, 131-136.
- PHLEGER F.B. (1960) - *Ecology and distribution of Recent foraminifera*. Baltimore; Johns Hopkins Press., 1-297.
- PHLEGER F.B. & PARKER F.L. (1972) - *Ecology of foraminifera, Northwest-gulf of Mexico*. The Geological Society of America. Memoir 46.
- PUJOS M. (1972) - *Repartition des biocoenoses de Foraminifères benthiques sur le Plateau continental du Golfe de Gascogne a l'Ouest de l'embouchure de la Gironde*. Rev. Esp. de Micropaleontologia, 4(2), 141-156.
- PUJOS-LAMY A. (1973) - *Répartition bathymétrique des Foraminifères benthiques profonds du Golfe de Gascogne. Comparaison avec d'autres aires océaniques*. Rev. Esp. de Micropaleontologia, 5(2), 213-234.
- RICCI LUCCHI F. (1975a) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. Reprinted from Geology of Italy P.E.S.L., Tripoli, 111.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G. & OGLIANI F. (1981) - *Pliocene fan deltas of the intra-apenninic basin*. Bologna. Excursion n. 4, II European Regional Meeting, 1981, IAS, 81-138.
- SPROVIERI R. (1977) - *Distribuzione stratigrafica dei grandi foraminiferi bentonici nei Trubi di Bonfornello (Palermo)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., 16(1), 61-68.
- SPROVIERI R. (1978) - *I Foraminiferi bentonici della sezione Plio-Pleistocenica di Capo Rossello (Agrigento, Sicilia)*. Modena, 17(1).
- SPROVIERI R. (1979) - *Differentiation in benthonic Foraminiferal assemblages between eastern and western mediterranean during lower Pliocene sedimentation*. Ann. Géol. Pays Melléu. Tome hors série, fasc. III, 1145-1152.
- WRIGHT R.C. (1978) - *Neogene paleobathymetry of the Mediterranean based on benthic Foraminifers*. From K.J. Hsü and L. Montanders et al., Initial Reports of the D.S.D.P., 42(1), 837-846.



Parte seconda

GUIDA ALLE ESCURSIONI

PRIMO GIORNO

Itinerario: Camerino - S. Severino Marche - Serrapetrona - Colli di Belforte - Camporotondo - S. Ginesio - Pian di Pieca - Sarnano - Taccarelli - Vidoni - Abbadia Portella - Amandola - Coriconi - Cerretana - Isola S. Biagio - S. Benedetto del Tronto.

Argomenti: Esame delle varie facies della *Formazione della Laga* e rapporti con le altre unità mioceniche.

Stop 1

Località: Circonvallazione S. Severino Marche.

Argomento: Passaggio *Schlier* → Facies non canalizzate della *Formazione della Laga* → Facies canalizzate della *Formazione della Laga*.

Il passaggio *Schlier* - *Formazione della Laga* non è visibile in quanto coperto. La parte basale del *Membro pre-evaporitico* della *Formazione della Laga* è costituita prevalentemente da strati in facies C₁ e D₁ con caratteristiche intercalazioni di facies A₁ (Fig. 5).

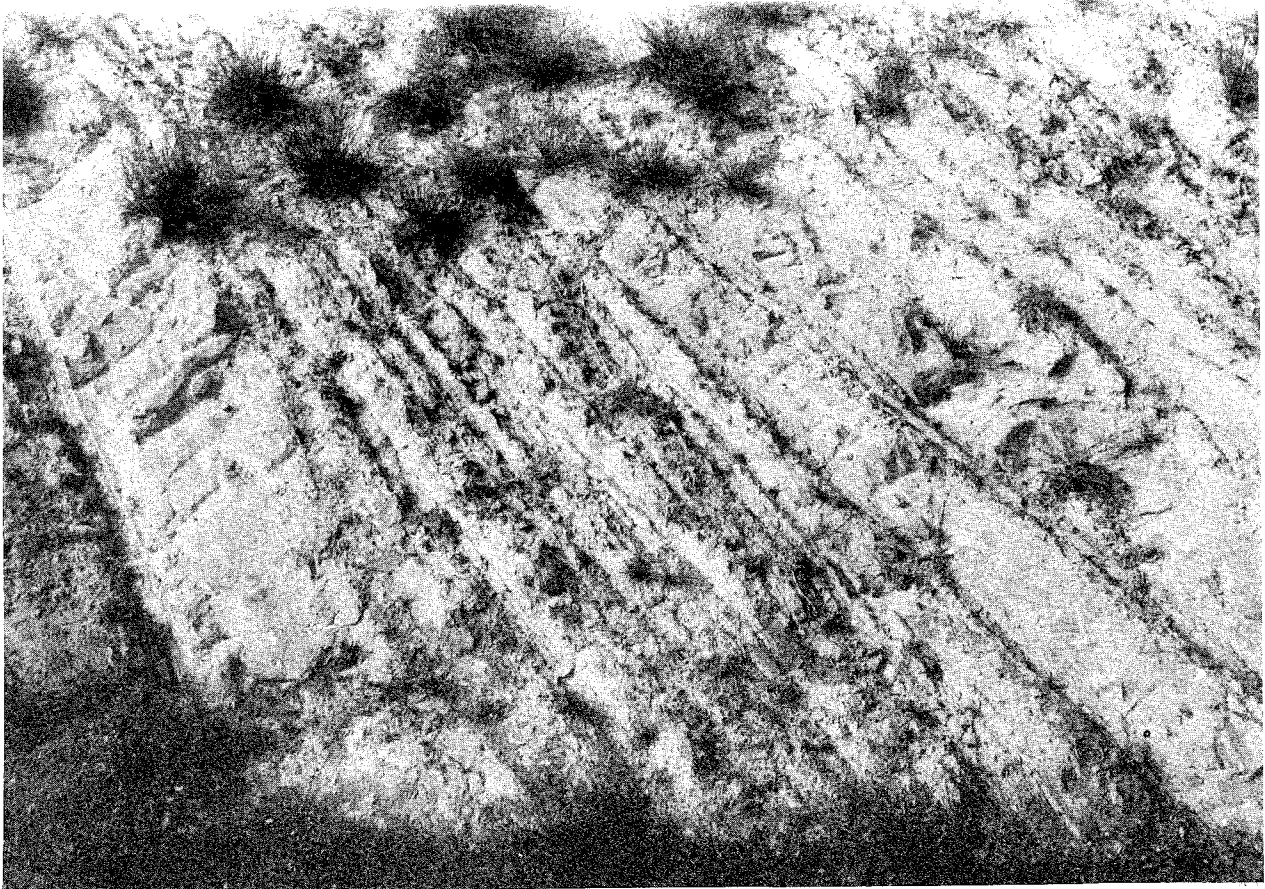


Fig. 5 - Strati medio-spessi e molto spessi (facies A₁) dell'associazione arenaceo-pelitica (*Membro pre-evaporitico*). Al centro pacco di strati sottili delle facies D₁ e D₂. Sezione S. Severino Marche.

Superiormente (a circa 200 m) si possono osservare le facies canalizzate con strati massicci della facies A₁, con intercalazioni di strati in facies C₁ e D₁ (Fig. 6).

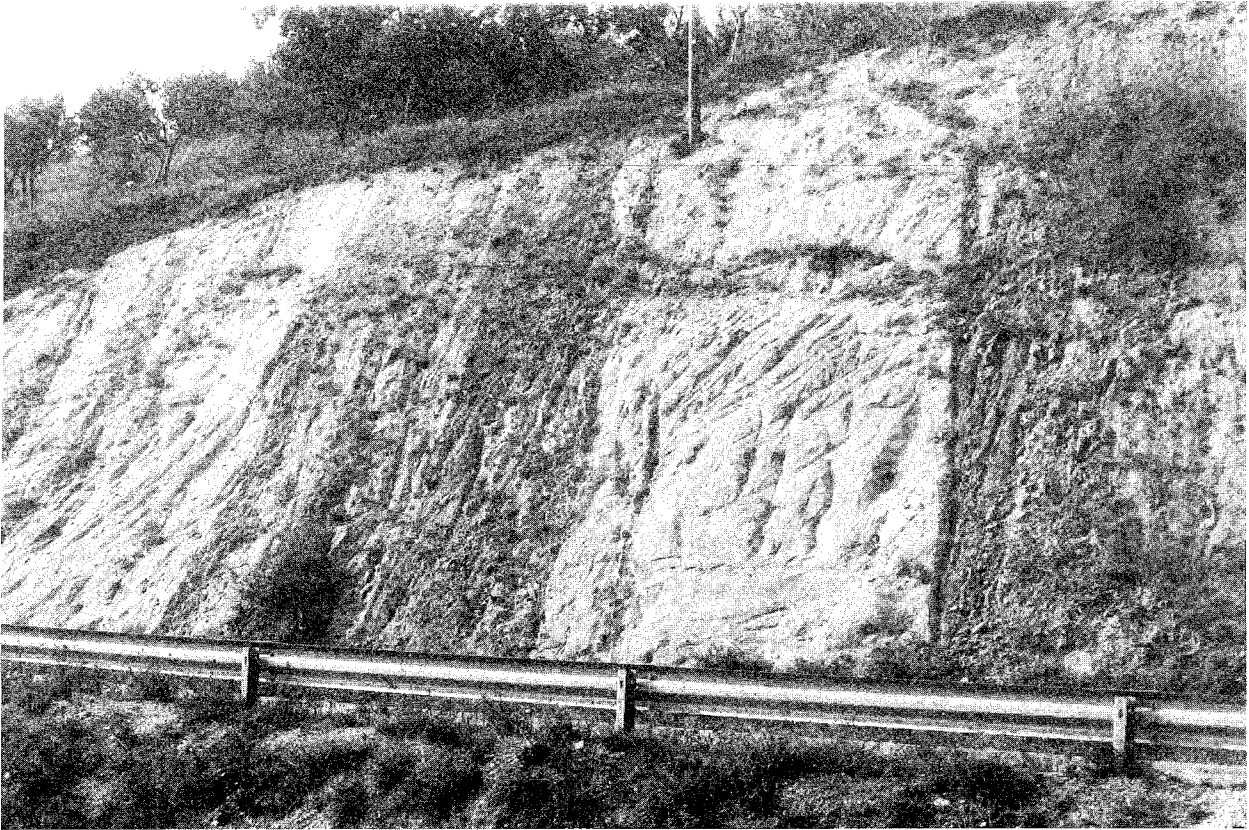


Fig. 6 - Strati massicci della facies A₁ nell'associazione arenaceo-pelitica (*Membro pre-evaporitico*). Sezione S. Severino Marche.

Stop 2

Località: Il Castagneto, presso Serrapetrona.

Argomento: Contatto *Schlier* - *Formazione della Laga*.

In questa località si osserva il contatto erosivo tra il *Membro pre-evaporitico* della *Formazione della Laga*, costituito dall'associazione arenacea, e il sottostante *Schlier*. Il contatto è irregolare (Fig. 7).

Stop 3

Località: Colli di Belforte.

Argomento: Apparato di delta-conoide nel *Membro post-evaporitico* della *Formazione della Laga* -Rapporti con le unità sottostanti.

Nel fosso ad ovest di Colli di Belforte si osserva il contatto tettonico tra la successione *Formazione gessoso-solfifera* - *Argille a colombacci* - *Membro post-evaporitico* che affiora sulla sinistra del fosso e la sequenza *Schlier*—*Membro pre-evaporitico* della *Formazione della Laga* esaminata nello stop precedente.

In località Colli di Belforte, l'associazione arenaceo-conglomeratica, che costituisce la base del delta-conoide ed è sovrapposta alle *Argille a colombacci*, è rappresentata da facies A₁, A₂ e B₁ in cui si osservano strati molto spessi in facies A₂ con intervallo caotico (Fig. 8).

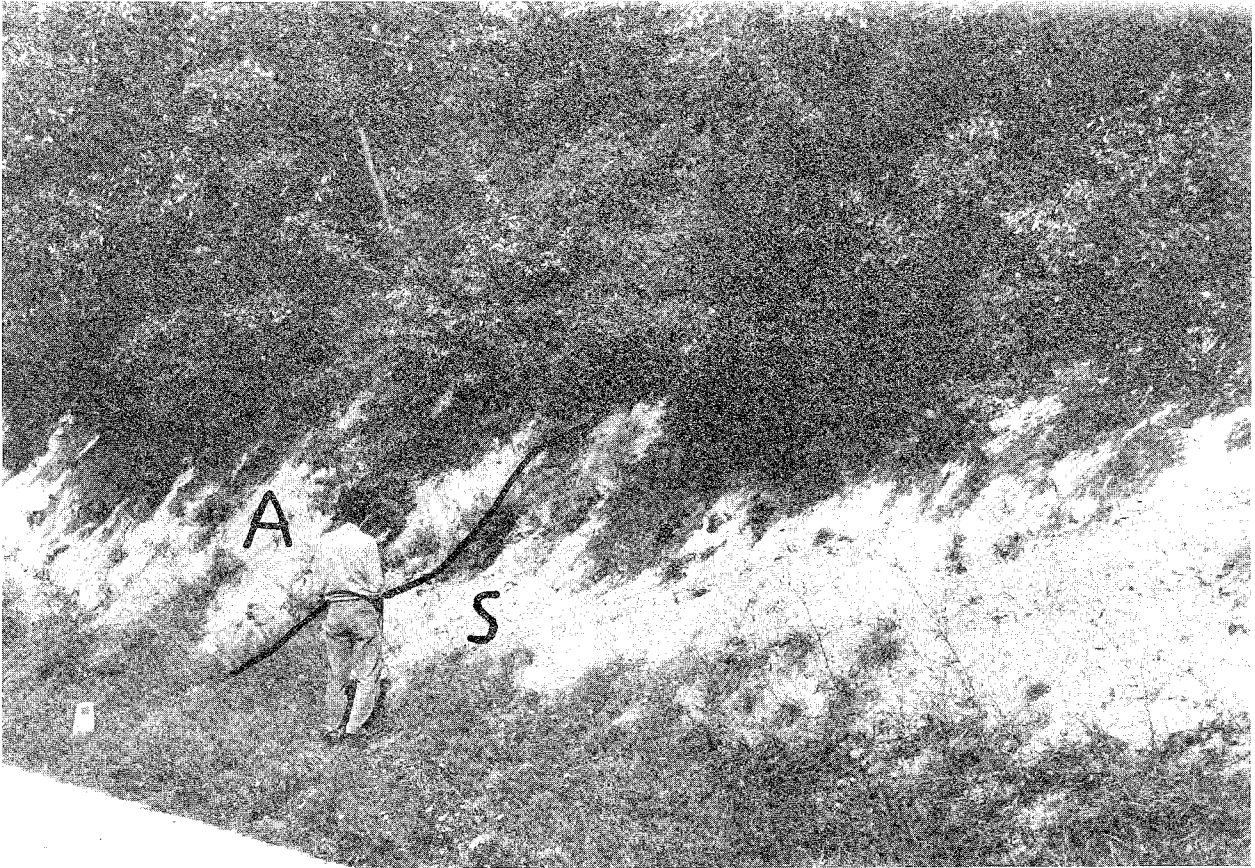


Fig. 7 - Contatto erosivo dell'associazione arenacea (A) del *Membro pre-evaporitico* sullo *Schlier*(S). Località Il Castagneto.



Fig. 8 - Strati molto spessi (facies A₂) separati da un intervallo caotico (facies F) dell'associazione arenaceo-conglomeratica (*Membro post-evaporitico*). Sezione Colli di Belforte.

Stop 4

Località:

Pressi di Torricella.

Argomento:

Apparati di delta-conoide.

In questa località si osservano gli strati massicci (facies A₁) dell'associazione arenacea della *Formazione della Laga*. Gli strati in facies A₁ raggiungono anche 20 m di spessore (Fig. 9).

Sulla strada per S. Ginesio si può osservare, nei pressi di Camporotondo, l'orizzonte guida vulcanoclastico intercalato nell'associazione pelitico-arenacea del *Membro post-evaporitico*.

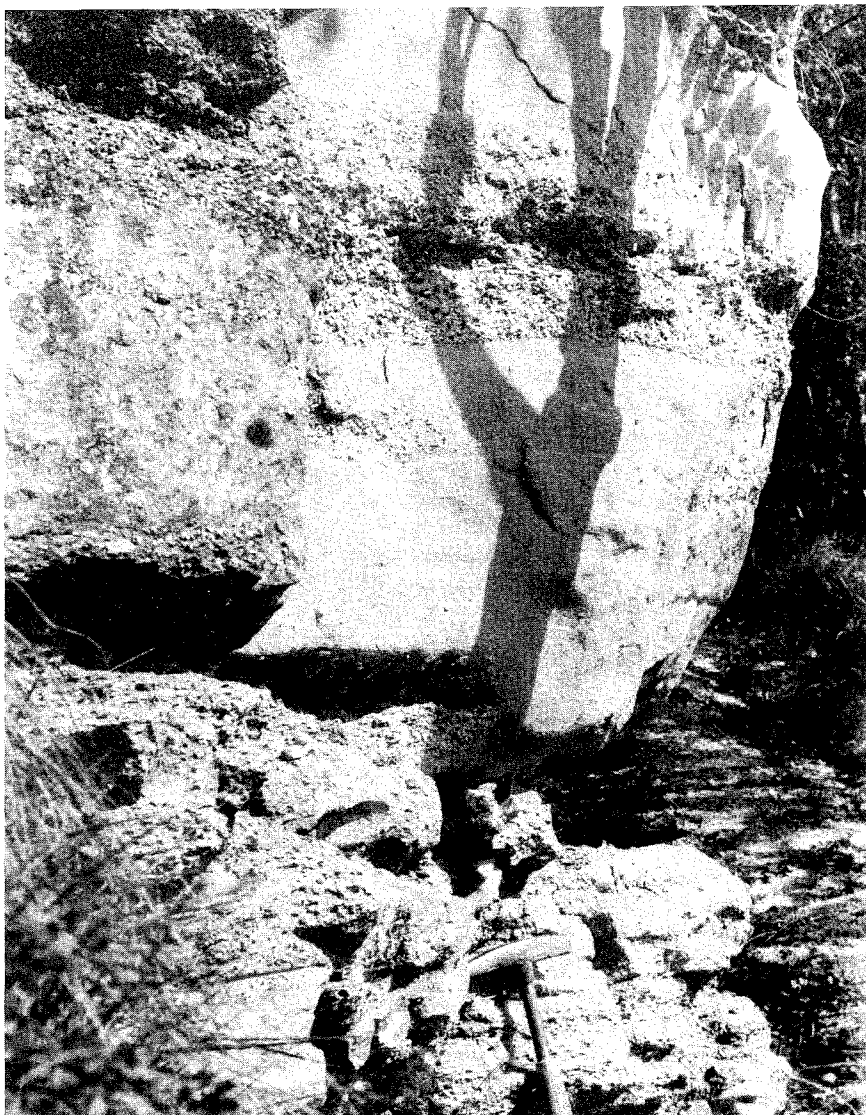


Fig. 9 - Strati molto spessi dell'associazione arenaceo-conglomeratica (*Membro post-evaporitico*) con nuvole di ciottoli. Pressi di Torricella.

Stop 5

Località: San Ginesio.

Argomento: *Membro post-evaporitico* - associazione arenaceo-pelitica.

Lungo la salita per San Ginesio si osservano numerosi livelli arenaceo-pelitici, più o meno spessi, intercalati nell'associazione pelitico-arenacea del *Membro post-evaporitico*. In particolare all'incrocio con la strada per Tolentino affiora un orizzonte costituito da strati molto spessi della facies A₁ (Fig. 10). Sul lato destro del T. Fiastrella si osservano numerosi orizzonti arenaceo-pelitici (evidenziati da una fitta copertura boschiva) intercalati a più livelli nell'associazione pelitico-arenacea.



Fig. 10 - Strati molto spessi (facies A₁) dell'associazione arenaceo-pelitica (*Membro post-evaporitico*). S. Ginesio.

Stop 6

Località: Pian di Pieca.

Argomento: Linea tettonica Fiastrone - Fiastrella.

Illustrazione panoramica dell'area interessata dai movimenti della suddetta linea.

Stop 7

Località: Pressi di Vidoni.

Argomento: *Membro pre-evaporitico*, associazione arenacea.

Lungo la strada per Garulla si può osservare l'associazione arenacea del *Membro pre-evaporitico* della *Formazione della Laga*. Si compone in gran parte delle facies A₁ e B₁, raramente A₂ e B₂, in strati da molto spessi a massicci. Le facies A₁ raggiungono anche 20 m di spessore. Il contatto con le sottostanti *Marne a Pteropodi* è di tipo erosivo; la geometria degli strati massicci è lenticolare a grande scala.

Stop 8

Località: Pressi di Abbadia Portella.

Argomento: Calcareniti nelle *Marne con cerroigna*, panoramica sulla associazione arenacea.

Proseguendo per Amandola, dopo il bivio per Garulla, affioramento di *Marne con cerroigna*, con i caratteristici strati di calcareniti torbiditiche ed evidenti tracce di bioturbazione.

Stop 9

Località: Amandola.

Argomento: Orizzonte guida delle gessareniti.

Alla periferia di Amandola, lungo la strada per Sarnano, affiora l'orizzonte guida delle gessareniti torbiditiche di cui si riconoscono due facies: a) strati di gessareniti medio-spessi laminati, con venature di sericolite secondaria; b) alternanza di gessareniti, arenarie, argille siltose bituminose in strati da molto sottili a spessi (Fig. 11).

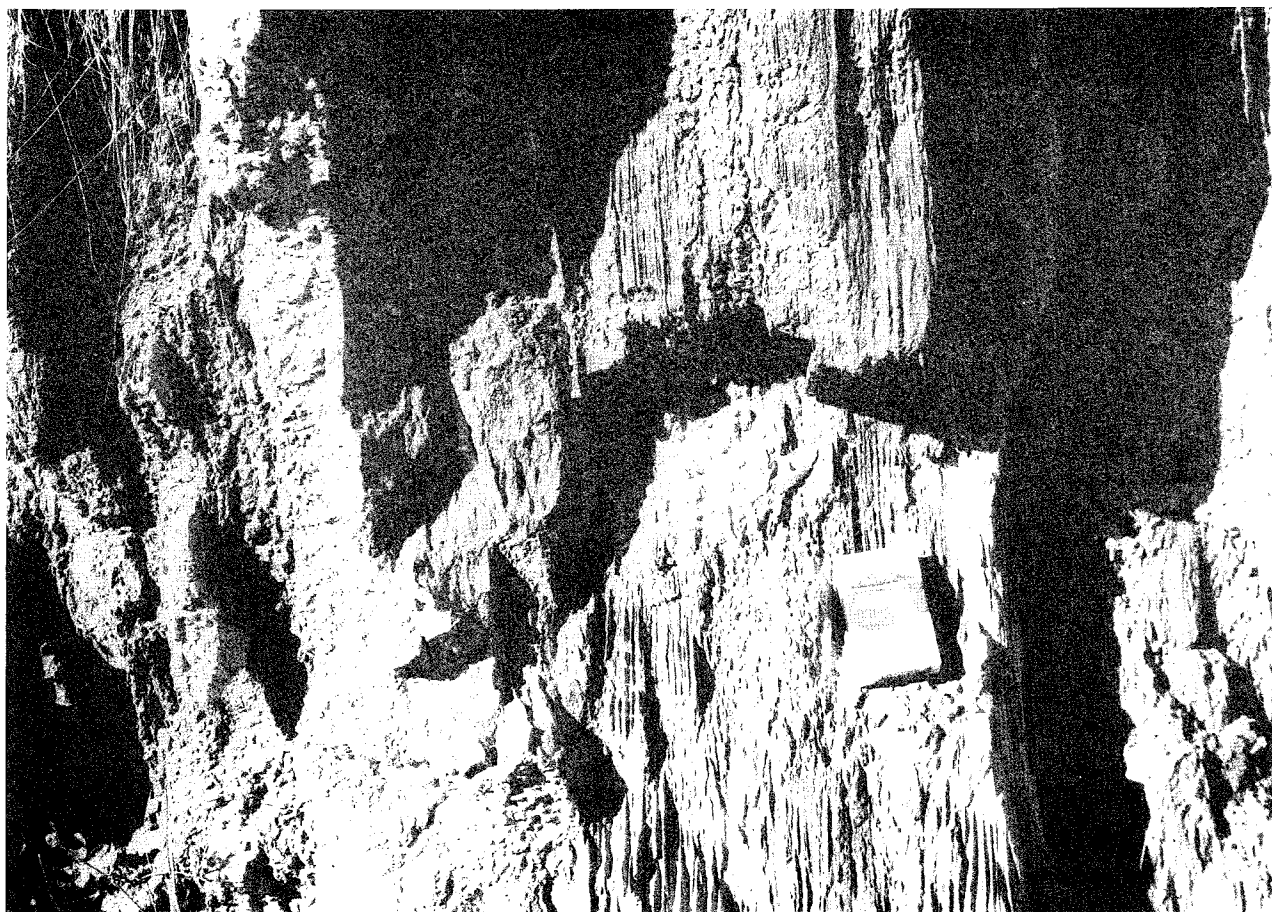


Fig. 11 - Lamine spesse nelle gessareniti torbiditiche intercalate nell'associazione arenacea nei pressi di Amandola.

Stop 10

Località: Amandola.

Argomento: *Membro evaporitico*, associazione arenacea.

Dopo il bivio per Fermo affioramento dell'associazione arenacea del *Membro evaporitico*. Si possono osservare prevalenti facies A_1 in strati molto spessi e massicci. Al tetto di questi si rinvengono marne bituminose (Fig. 12).

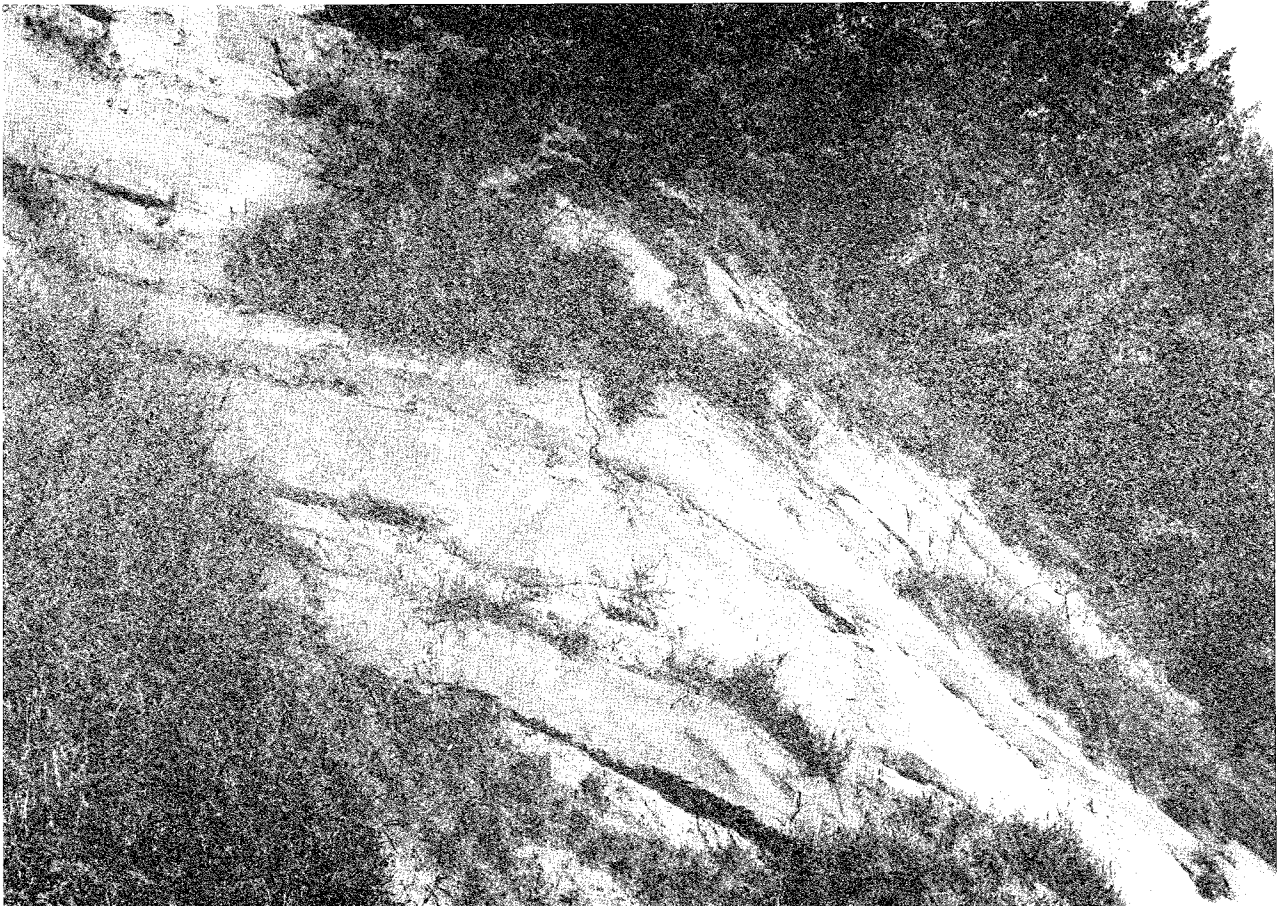


Fig. 12 - Strati arenacei spessi e molto spessi (facies A_1) dell'associazione arenacea nei pressi di Amandola.

Stop 11

Località: Coriconi.

Argomento: *Membro post-evaporitico*, orizzonte guida vulcanoclastico.

Tale orizzonte, dello spessore di circa 2 m, è composto da 3 strati di vulcanoclastiti gradate. Esso, a differenza di quello osservato a Camporotondo, è intercalato nell'associazione pelitico-arenacea del *Membro post-evaporitico* ed è associato ad un livello arenaceo-pelitico. Il materiale di quest'ultimo si è evidentemente immesso nel bacino in un punto intermedio tra le due località (Fig. 13).



Fig. 13 - Livello di vulcanoclastiti nei pressi di case Galloppa, ad est di Amandola.

Stop 12

Località: Cerretana.

Argomento: Passaggio *Marne a Pteropodi* → *Formazione della Laga*.

Dalle *Marne a Pteropodi* si passa alle facies canalizzate della *Formazione della Laga*, tramite un orizzonte pelitico-arenaceo.

Stop 13

Località: Pressi di Isola San Biagio.

Argomento: Veduta d'insieme della sequenza *Marne con cerroghna* → *Marne a Pteropodi* → *Formazione della Laga*.

In particolare è evidente la geometria cuneiforme di uno strato massiccio della *Formazione della Laga*.

Itinerario: S. Benedetto del Tronto - Ascoli Piceno - Rocca Fluvione - bivio per Meschia - Bisignano - M. Propezzano - Diga sull'Aso - Montefalcone Appennino - S. Vittoria in Matenano - Force - M. La Torre - M. Moro - Castel di Croce - M. Ascensione - S. Benedetto del Tronto.

Argomenti: Facies della *Formazione della Laga*. Trasgressione post-orogenica. Passaggio da depositi costieri ad argille di piattaforma e ad argille epibatiali. Esame dei corpi grossolani intercalati nelle *Argille*.

Stop 14

Località: Bivio per Meschia.

Argomento: *Membro pre-evaporitico*, associazione arenaceo-pelitica.

Lungo la strada per Montegallo si può osservare un orizzonte arenaceo-pelitico intercalato nell'associazione arenacea; esso è costituito in prevalenza dalle facies B e C in strati da spessi a molto spessi, subordinatamente D₁ e D₂ in strati da spessi a sottili.

Stop 15

Località: Tra Bisignano e Piano.

Argomento: *Membro pre-evaporitico*, facies dell'associazione arenaceo-pelitica con strati massicci.

Affioramento di un orizzonte costituito in prevalenza da strati massicci in facies C₁ e subordinatamente B₁, D₁, A₁. Si osservano sequenze di tipo negativo o simmetriche (Fig. 14).

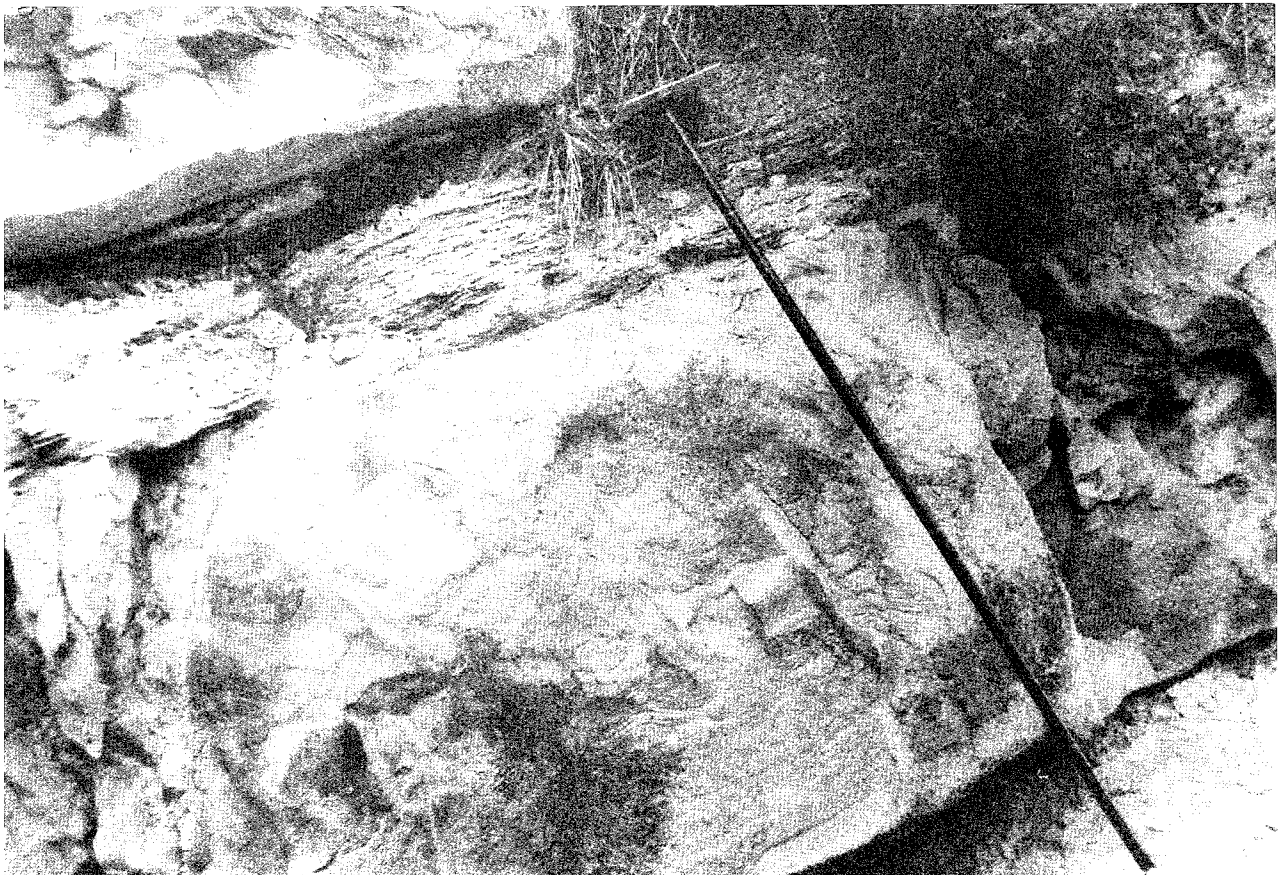


Fig. 14 - Strato molto spesso in facies C₁ dell'associazione arenacea. Strada Uscerno-Bisignano.

Stop 16

Località: M. Propezzano.

Argomento: *Membro pre-evaporitico*, associazione arenaceo-pelitica con strati massici.

In questa località si può osservare un altro orizzonte costituito in prevalenza da facies C₁ e subordinatamente D₁, D₂ e A₂. Si notano fenomeni di canalizzazione secondaria.

Stop 17

Località: Diga sul F. Aso.

Argomento: Livello arenaceo-pelitico intercalato nella facies arenacea del *Membro pre-evaporitico*.

Il livello arenaceo-pelitico è formato a tetto e a letto da strati massicci in facies A₁; nella porzione intermedia strati in facies C, con terminazioni a *pinch-out* (Fig. 15).

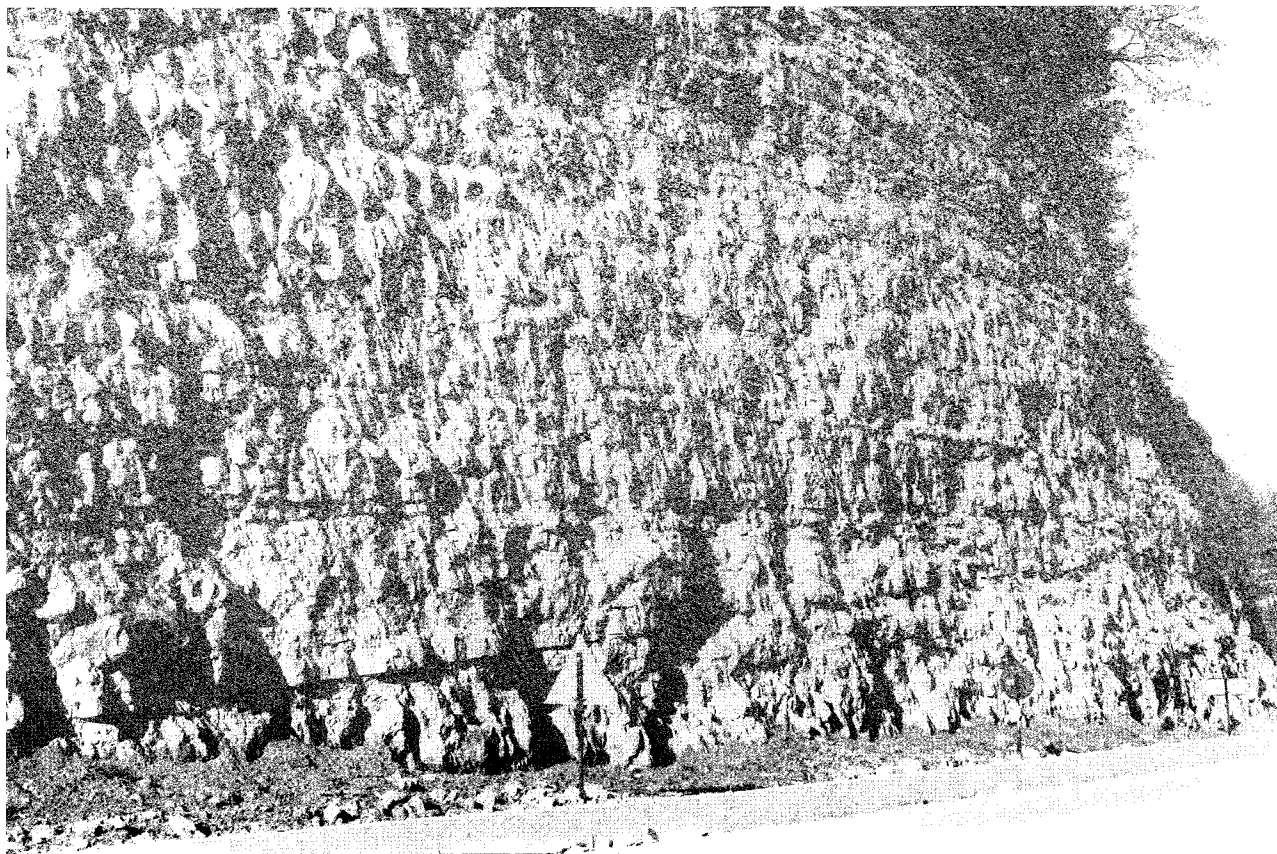


Fig. 15 - Strati spessi, medio-spessi e sottili dell'associazione arenaceo-pelitica con terminazioni laterali a *pinch-out*. Strada Montemonaco-Comunanza.

Stop 18

Località: Montefalcone Appennino.

Argomento: Trasgressione post-orogena.

Depositi prevalentemente sabbiosi, trasgressivi sulle varie facies della *Formazione della Laga*; essi rappresentano la base del ciclo marino post-orogeno.

Stop 19

Località: S. Vittoria in Matenano.

Argomento: Corpi grossolani intercalati a varie altezze stratigrafiche nelle *Argille*.

Il corpo arenaceo-conglomeratico di S. Vittoria in Matenano intercalato nelle *Argille* è formato prevalentemente da arenarie giallastre in cui si intercalano livelli conglomeratici poligenici. Evidenti fenomeni di canalizzazione si possono osservare sull'affioramento.

Stop 20

Località: Pressi di Force.

Argomento: Veduta panoramica dei depositi del ciclo post-orogenico.

Sul versante sinistro del F. Aso si osserva la sequenza *Depositi basali -Argille* con intercalazioni di corpi grossolani; assai evidente è lo sfrangiamento laterale di alcuni di essi.

Stop 21

Località: Monte la Torre.

Argomento: Esame dei corpi grossolani intercalati a varie altezze stratigrafiche nelle *Argille*.

Stop 22

Località: Monte Moro.

Argomento: Depositi post-orogenici; *Formazione della Laga*. Rapporti tra le varie unità.

Da questa località si osserva il contatto tettonico per faglia, obliquo rispetto alla monoclinale costituita dai sedimenti post-orogenici. La *Formazione della Laga* viene a contatto, lungo questa linea, con i termini via via più recenti del ciclo post-orogenico.

Stop 23

Località: Castel di Croce.

Argomento: Panoramica sui rapporti tra depositi plio-pleistocenici e *Formazione della Laga* e sul corpo conglomeratico del Monte Ascensione.

Da Castel di Croce si osserva la continuazione della faglia precedentemente descritta e, nella valle a nord, la geometria dei corpi grossolani intercalati nelle *Argille*. Più a sud si trova il rilievo del M. Ascensione, costituito da almeno cinque corpi conglomeratici, messi in evidenza dall'erosione selettiva (Fig. 16).



Fig. 16 - Panoramica dei corpi conglomeratici del M. Ascensione.

Stop 24

Località: Monte Ascensione.

Argomento: Corpo conglomeratico del M. Ascensione.

Lungo la strada che conduce verso la vetta del M. Ascensione, si osservano in dettaglio i conglomerati costituiti da depositi di tipo *clast-supported*. Si osservano *sets* di strati obliqui.

Itinerario: S. Benedetto del Tronto - Grottammare - Montalto delle Marche - Castignano - Offida - Fattoria Merli - Colle Valle - S. Benedetto del Tronto.

Argomenti: Esame dei corpi grossolani intercalati nelle *Argille*. Depositi di regressione.

Stop 25

Località: Cava nei pressi di Montalto delle Marche.

Argomento: Corpo conglomeratico di Montalto delle Marche e rapporti con le sottostanti *Argille*.

Nella cava di ghiaia, recenti sbancamenti hanno messo in luce il contatto tra le *Argille* e i conglomerati. Questi ultimi, di tipo *clast-supported*, alla base presentano fenomeni di canalizzazione, mentre nella parte superiore della locale successione, dove tra l'altro si rinvengono livelli argillosi dello spessore di 2 m, si osservano *sets* di strati obliqui.

Stop 26

Località: Cimitero di Montalto delle Marche.

Argomento: Livello sabbioso al tetto del corpo conglomeratico di Montalto delle Marche.

Nel livello sabbioso sono evidenti strutture che potrebbero essere riferite a *ripples* da onda. Sulla destra dell'affioramento si nota una superficie d'erosione con *sets* di lamine inclinate 25°.

Stop 27

Località: Castignano.

Argomento: Panoramica sul corpo sabbioso canalizzato di Colle Celestrino.

Si osserva la geometria dei vari corpi grossolani interposti nelle *Argille*. La lenticolarità di questi, le eteropie, sia verticali che laterali, con facies più fini, indicano riempimenti di canali. Sono evidenti inoltre alcuni aspetti della tettonica più recente (Fig. 17).

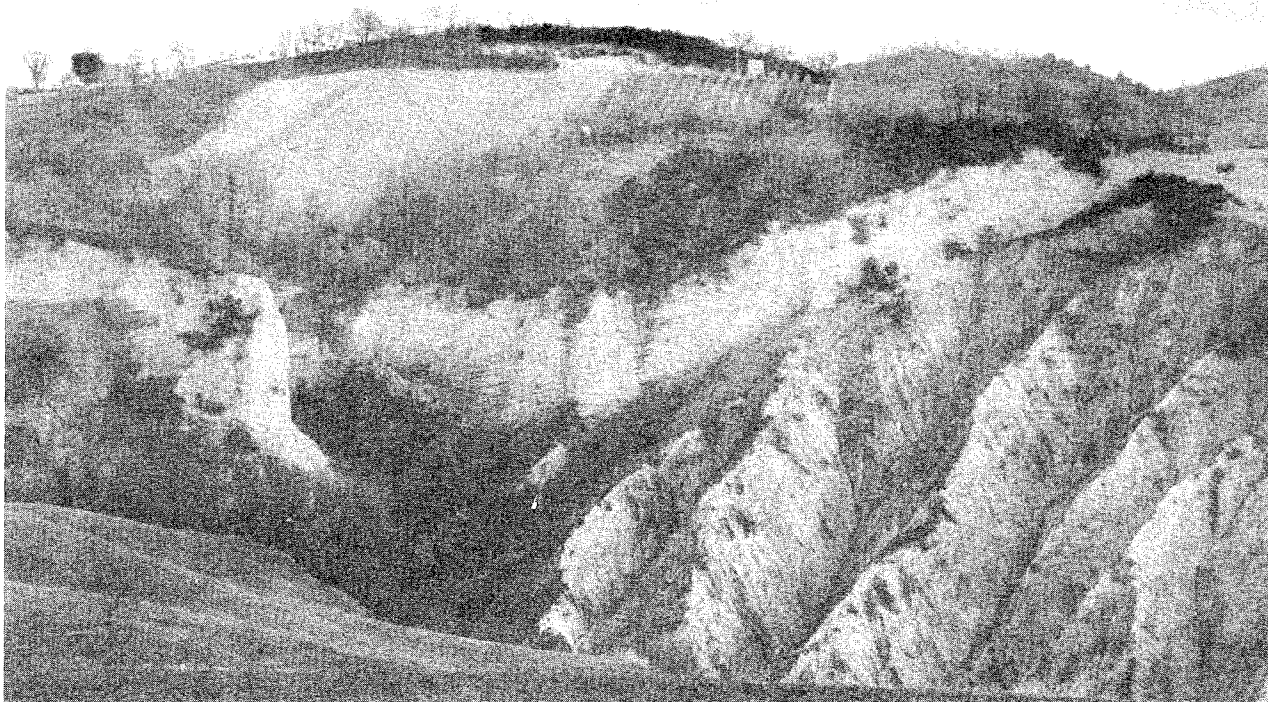


Fig. 17 - Particolare del livello sabbioso intercalato nelle *Argille* nei pressi di Castignano.

Stop 28

Località: Pressi di Offida.

Argomento: Panoramica - *al vino cotto e "funghitto"* - sul corpo grossolano di Offida — Geometria e variazioni di facies.

Da questa località si possono notare la geometria e le variazioni di facies, sia laterali che sottocorrente all'interno dei corpi grossolani. In corrispondenza dell'abitato di Offida i livelli conglomeratici presentano il massimo spessore e sono separati solo da pochi metri di argille. Lateralmente lo spessore dei singoli livelli diminuisce rapidamente, ed essi sono sostituiti da facies via via più fini (Fig. 18).



Fig. 18 - Veduta panoramica dei corpi grossolani di Offida intercalati nelle *Argille*.

Stop 29 e 30

Località: Offida.

Argomento: Particolari dei litotipi e variazioni laterali di facies del corpo grossolano di Offida.

Stop 29

Pacco di conglomerati poligenici con stratificazione incrociata a festoni. Al tetto sabbie con strutture simili a quelle già viste a Montalto delle Marche.

Stop 30

Lo spaccato della Fornace evidenzia un pacco di strati in facies arenaceo-pelitica. Tenendo conto che l'affioramento dista circa 300 m in linea d'aria ed è alla stessa altezza stratigrafica di quello precedente, si può direttamente constatare la repentina variazione di facies di questi corpi grossolani.

Stop 31

Località: Fattoria Merli.

Argomento: Chiusura del ciclo sedimentario marino; depositi grossolani di regressione.

In questa località è possibile osservare il passaggio tra le *Argille* e i depositi grossolani di regressione. La successione è data da: a) *Argille* fossilifere bioturbate; b) *Sabbie superiori*; c) *Conglomerati di tetto*. Le sabbie contengono lenti conglomeratiche, presenti anche alla base del livello; in genere esse sono bioturbate ma a luoghi sono evidenti lamine incrociate, anche a basso angolo.

Stop 32

Località: Colle Scuola.

Argomento: Strutture nelle *Sabbie superiori* e passaggio ai *Conglomerati di tetto*.

La strada che collega Fattoria Merli con la Val Tesino taglia tutti i depositi grossolani di regressione dai *Conglomerati di tetto* fino alle sottostanti *Argille*. Sono messe in evidenza le strutture sedimentarie del livello sabbioso e il passaggio ai sovrastanti *Conglomerati di tetto*. In questa zona le sabbie non contengono lenti ciottolose alla base; esse sono in genere bioturbate inferiormente e laminate al tetto.

Stop 33

Località: Discarica pubblica di S. Benedetto del Tronto.

Argomento: Strutture sedimentarie nelle *Sabbie superiori*.

Passaggio da sabbie bioturbate a sabbie a stratificazione incrociata (Fig. 19 e 20).

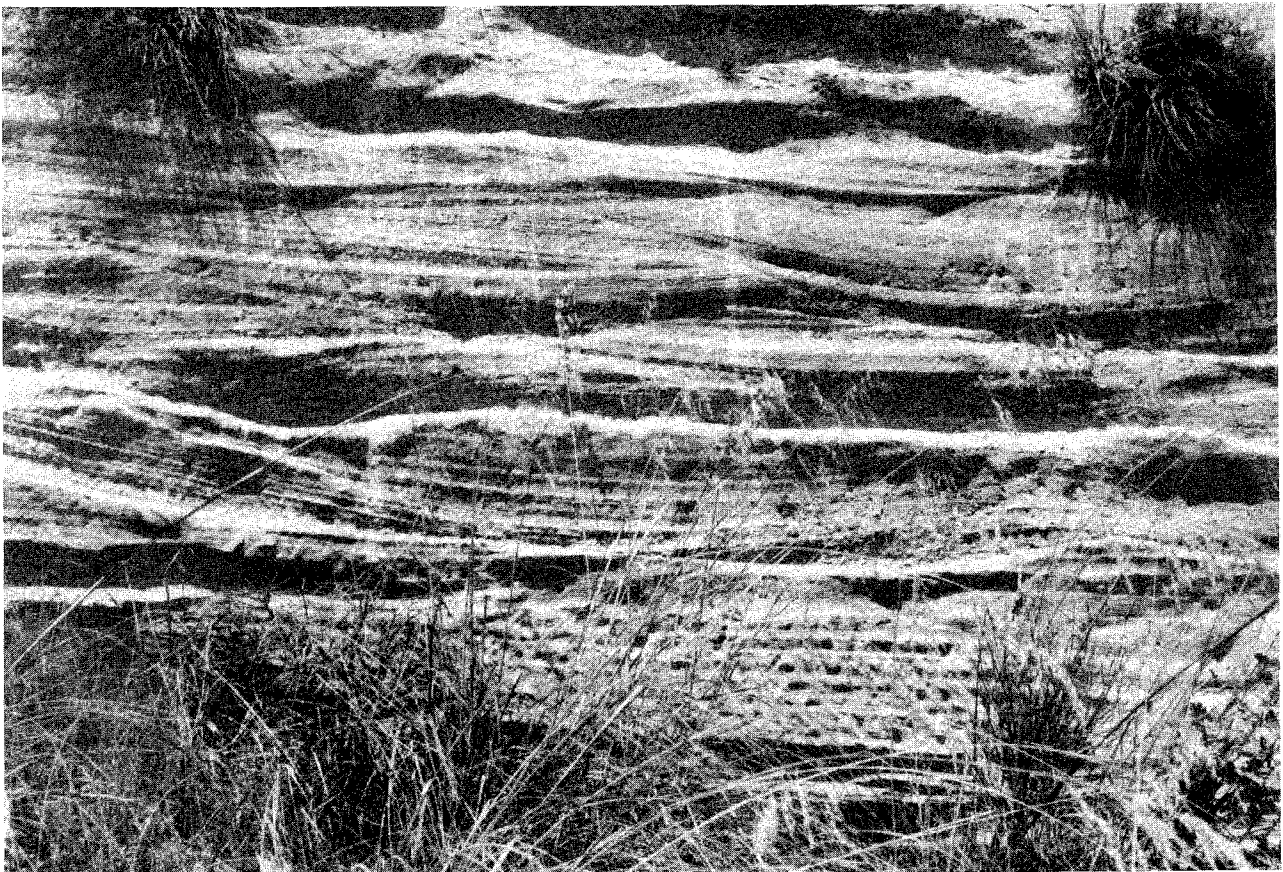


Fig. 19 - Stratificazione incrociata nelle *Sabbie superiori*. Discarica pubblica di S. Benedetto del Tronto.



Fig. 20 - Stratificazione incrociata nelle *Sabbie superiori*. Discarica pubblica di S. Benedetto del Tronto.

Finito di stampare
dal Centro Stampa dell'Università
di Camerino
nel settembre 1983

