Boll. Soc. Geol. It.,
108 (1989), 453-490, 14 ff., 1 tav. f.t.

GEOLOGIA DELL'APPENNINO MARCHIGIANO-ROMAGNOLO TRA LE VALLI DEL SAVIO E DEL FOGLIA

(Note illustrative alla carta geologica a scala 1:50.000)

Nota del Socio STEFANO CONTI (*)
con un contributo di PAOLA FREGNI (**)

RIASSUNTO

Il tema del presente lavoro riguarda lo studio dei rapporti esistenti tra i terreni «autoctoni» della successione umbro-marchigiano-romagnola e quelli alloctoni della coltre della Val Marecchia. L'acquisizione di nuovi dati strutturali caratterizzanti la sedimentazione epiligure e quella del Pliocene inferiore a *Globorotalia puncticulata* evidenzia una stretta connessione fra tettonica di embricazione e sedimentazione. Nuovi dati stratigrafici permettono di riconoscere all'interno dei terreni epiliguri sei sequenze deposizionali profondamente condizionate da altrettante fasi tettoniche. Durante questi periodi la coltre si muoveva a scaglie embriciate separate da faglie listriche inverse e veniva a sovrascorrere i terreni «autoctoni» dell'antistante avanfossa.

L'esistenza di una depressione strutturale, trasversale alle direttrici appenniniche, influenzante la sedimentazione della successione umbro-marchigiano-romagnola a partire dal Tortoniano, viene messa in relazione alla trascorrente Grosseto-Val Marecchia. Viene poi presa in esame l'evoluzione paleogeografica e strutturale della regione, cercando d'individuare la connessione fra tettonica compressiva mio-pliocenica, tettonica trasversale e spostamento della coltre della Val Marecchia.

ABSTRACT

This paper takes into account the relationships between "autochthonous" deposits of the Umbro-Marchean-Romagna sequence and allochthonous ones of the Val Marecchia sheet. New structural data, regarding both Epiligurian and Early Pliocene deposits, show strong evidences of the existence of synsedimentary tectonics. Six depositional sequences, separated by erosional surfaces, have been recognized inside Epiligurian deposits and they were controlled by different tectonic phases. During these phases the movement of the Val Marecchia sheet took place by thrust faults set in imbricated slices along one or more surfaces: Apenninic compressional regime (from SW to NE) caused this pattern and modelled "autochthonous" sequence in folds and slices overthrusted to NE.

A deep structural depression, transversal to the Apenninic chain, probably related to wrench-fault tectonics (Grosseto-Marecchia line) occurred since Tortonian and controlled the sedimentation of the Umbro-Marchean-Romagna sequence until Early Pliocene (*Globorotalia puncticulata* Zone).

A palaeogeographic reconstruction of this area during Middle Miocene-Early Pliocene is proposed; Apenninic compressional regime played two different roles in the construction of the structural elements of the Val Marecchia area. Structural "autochthonous" highs became evident since Middle-Late Miocene and controlled rate and dynamics of the "substratum" of the Val Marecchia sheet. On the other hand over the allochthonous sheet small sedimentary basins (piggyback and overstep basins) were formed during Middle Miocene to Early Pliocene and their stratigraphic wedging and unconformities were controlled by continuous movement of the Val Marecchia sheet.

TERMINI CHIAVE: *Coltre della Val Marecchia. Substrato «autoctono». Tettonica trascorrente. Miocene-Pliocene inferiore. Paleogeografia.*

INTRODUZIONE

L'area studiata, rilevata a scala 1:10.000 e rappresentata nella carta allegata a scala 1:50.000, è situata nel margine esterno dell'Appennino marchigiano-romagnolo, tra la valle del F. Savio e quella del Foglia (F. 100, tavv. II SO-SE; F. 108, quadrante I, tavv. II NE, IV NE-SE; F. 109, tavv. III NO, IV NO-SO).

I terreni affioranti appartengono a due gran-

– Lavoro eseguito con il contributo finanziario M.P.I. (40% responsabile R. GELMINI).

(*) Istituto di Paleontologia dell'Università di Modena.
(**) Paola Fregni ha curato la parte biostratigrafica. - Istituto di Geologia dell'Università di Modena.

di raggruppamenti: uno composto dalle formazioni della successione umbro-marghigiano-romagnola a partire dallo Schlier e l'altro dalle formazioni della coltre della Val Marecchia.

A partire dal Tortoniano l'area studiata è stata sede di una marcata depressione strutturale insinuantesi trasversalmente alle direttrici tettoniche della catena appenninica per circa 25-30 km (FAZZINI & GELMINI, 1982), nella quale, durante il Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata* (CONTI *et al.*, 1987), si è messa in posto la coltre dalla Val Marecchia sovrascorrendo i terreni della successione umbro-marchigiano-romagnola. Tale depressione strutturale è probabilmente collegata alla depressione gravimetrica riscontrabile ancor oggi nella Val Marecchia (GASPARINI & PRATURLON, 1981; CASSANO *et al.*, 1986) con un minimo di circa 80 milligal localizzabile fra il F. Marecchia e Sogliano al Rubicone (MORELLI 1955a, 1955b).

Scopo del presente lavoro è quindi studiare i rapporti fra i terreni «autoctoni» della successione umbro-marchigiano-romagnola e quelli alloctoni e semialloctoni della coltre della Val Marecchia nel tentativo di individuare la connessione fra tettonica compressiva mio-pliocenica, tettonica trasversale e spostamento della coltre.

STUDI PRECEDENTI

Oltre alla I e II edizione dei fogli 100 «Forlì», 108 «Mercato Saraceno» e 109 «Pesaro» della Carta Geologica d'Italia, illustrati dalle relative note (SACCO, 1937a, 1937b; PRINCIPI, 1939; LIPPARINI, 1969; RUGGIERI, 1970; CARLONI *et al.*, 1971) che raccolgono essenzialmente i dati di DE GASPERI (1922), PRINCIPI, (1925a, 1925b, 1936, 1938), LIPPARINI (1951), RUGGIERI (1954a, 1954b, 1958), SELLI (1951,1954) e VENZO (1954), esistono pochi altri lavori di rilevamento geologico della zona in esame. Tra questi vanno ricordati quelli di AMADESI (1962), ANGELI & VEGGIANI (1964) RICCI LUCCHI (1964), RICCI LUCCHI & D'ONOFRIO (1967), SAVELLI & WEZEL (1978) e FARABEGOLI (1983).

Molto più numerosi sono invece i lavori che si sono occupati dei rapporti intercorrenti tra i terreni della successione umbro-marchigiano-romagnola e quelli della coltre della Val Marecchia. Dopo i primi lavori, che considerano la messa in posto della coltre alloctona come puramente gravitativa (BONARELLI, 1929; SIGNORINI, 1935, 1940, 1942, 1946a, 1946b, 1956; MIGLIORINI, 1948; MERLA, 1951, 1957; RUGGIERI 1956), è cominciata ad affermarsi l'idea di una stretta connessione fra tettonica compressiva appenninica e movimenti della coltre stessa (SESTINI, 1970a; CREMONINI, 1982; RICCI LUCCHI *et al.*, 1982; RICCI LUCCHI & ORI, 1985; RICCI LUCCHI, 1987). Un'ipotesi favorevole ad una messa in posto essenzialmente attiva della coltre della Val Marecchia è stata avanzata da CONTI (1986) e da CONTI *et al.*, (1987), in accordo con l'interpretazione proposta da CASTELLARIN *et al.*, (1985) e da PINI (1987) per la messa in posto delle «Argille Scagliose» nell'area pedecollinare del Bolognese e del Modenese. Alcuni autori (CENTAMORE *et al.*, 1972; LAVECCHIA & PIALLI, 1980; FAZZINI & GELMINI, 1982; RICCI LUCCHI *et al.*, 1982; CASTELLARIN *et al.*, 1985; BOCCALETTI *et al.*, 1985) postulano l'esistenza di una tettonica trasversale responsabile della depressione strutturale della Val Marecchia, già evidenziata da SACCO (1899, 1904), RUGGIERI, (1958) e GHELARDONI (1965), e della messa in posto della coltre alloctona.

La catena appenninica viene attualmente considerata il risultato della subduzione della placca africana al di sotto di quella europea (BOCCALETTI *et al.*, 1971; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972, 1974). Da una subduzione di tipo oceanico, si è passati, a partire dall'Oligocene, ad una di tipo continentale (BOCCALETTI *et al.*, 1980), caratterizzata da forti raccorciamenti della copertura sedimentaria mediante strutture embriciate e piani di scorrimento a *flats* e *ramps* (CASTELLARIN *et al.*, 1985; GASPERI *et al.*, 1986). L'Appennino settentrionale appare quindi costituito da falde vergenti a NE e sarebbe paragonabile ai prismi di accrezione che si formano in prossimità dei sistemi arco-fossa (REUTTER, 1981; TREVES, 1984; PRINCIPI & TREVES, 1984). Il sistema di sovrascorrimenti venutosi a formare è poi migrato verso l'avanfossa adriatica a seguito della rotazione della penisola italiana a causa dell'apertura dello sfenocasma ligure e del mare Tirreno (SCANDONE, 1980), disarticolando l'arco appenninico in blocchi separati da faglie trasversali (FAZZINI & GELMINI, 1982; LAVECCHIA *et al.*, 1984). Il sistema di sovrascorrimenti, scollato a diversi livelli (dalle evaporiti triassiche alla base del Messiniano) (COLI, 1980; BOCCALETTI *et al.*, 1980; BETTELLI *et al.*, 1980; KOOPMAN, 1983; CASTELLARIN *et al.*, 1985; BALLY *et al.*, 1986), spostandosi verso est ha progressivamente interessato depositi sempre più giovani, coinvolgendo il basamento nelle deformazioni (LAVECCHIA & PIALLI, 1981a, 1981b; BOCCALETTI *et al.*, 1983; LAVECCHIA *et al.*, 1984; VAI & COCOZZA, 1986; VAI, 1988); altri autori considerano invece il basamento coinvolto soltanto nella zona toscana e non in quella adriatica (BALLY *et al.*, 1986).

Nel contesto geodinamico sopra delineato la messa in posto delle coltri alloctone (fra cui quella della Val Marecchia) viene attualmente ricondotta al modello *compression plus sliding* proposto da RICCI LUCCHI & ORI (1985), RICCI LUCCHI (1986a, 1986b, 1987) o a quello di TREVES (1984), CASTELLARIN *et al.*, (1985), GASPERI *et al.*, (1986), CONTI (1986), CONTI *et al.*, (1987) e PINI (1987) nel quale le coltri vengono paragonate a delle falde di ricoprimento che si muovono lungo piani di sovrascorrimento con fenomeni gravitativi locali e limitati alla loro fronte. Il modello di scivolamento gravitativo viene invece mantenuto dagli autori di scuola olandese (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; KOOPMAN, 1983; DE FEYTER *et al.*, 1986).

STRATIGRAFIA

I terreni affioranti nell'area rilevata appartengono a due distinti raggruppamenti: 1) successione umbro-marchigiano-romagnola, 2) coltre della Val Marecchia. Entrambi sono a loro volta suddivisibili in due parti: il primo comprende infatti *a*) i terreni depostisi prima dell'arrivo della coltre nell'area della Val Marecchia, dallo Schlier alla Formazione delle Arenarie di San Giovanni (Pliocene inferiore Zona a *Globorotalia puncticulata*), *b*) i terreni pliocenici successivi alla messa in posto della coltre. Il secondo viene suddiviso in: *a*) terreni del Complesso Ligure, *b*) terreni epiliguri comprendenti anche i depositi del Pliocene inferiore depostisi sulla coltre prima della sua definitiva messa in posto.

Successione umbro-marchigiano-romagnola

Schlier (51)

Si tratta di argille marnose grige e marne grigio-chiare con intercalazioni di marne calcaree e calcari marnosi bianco-grigiastri in strati di medio spessore (10-25 cm) con frequente bioturbazione. Nell'area rilevata lo Schlier affiora solamente nell'estremo SW della carta geologica e fra Macerata Feltria e Sassocorvaro con spessore di circa 300 m. Difficile dire se questo sia il massimo spessore della formazione dato che essa risulta coinvolta in scaglie embriciate a direzione appenninica sovrascorse sul membro 4 della Formazione Marnoso-arenacea. I rapporti con tale formazione sono sia di eteropia laterale che di regolare sovrapposizione verso l'alto; nella zona di Macerata Feltria-Sassocorvaro, lo Schlier passa sia lateralmente che verso l'alto al membro 4 della Marnoso-arenacea, mentre nell'estremo SW della carta geologica passa lateralmente al membro 3 (fig. 1). L'ambiente di deposizione risulta quindi laterale all'ambiente di conoide sottomarina della Marnoso-arenacea ed è caratterizzato da sedimentazione emipelagica.

Per quanto riguarda l'età è stato possibile raccogliere campioni solo nella parte medio-alta dello Schlier, in quanto la parte basale non affiora nell'area studiata; essi hanno dato ricche microfaune dove i foraminiferi planctonici, nettamente prevalenti sui bentonici (per lo più Nodosaridi), indicano un ambiente pelagico. Nei campioni raccolti nella parte media, pur essendo frequenti le forme del Miocene superiore, come *Globorotalia acostaensis, G. juanai* e *Globigerinoides obliquus*, mancano gl'indicatori biozonali, per cui non è possibile un'attribuzione a zone di associazione. Nei campioni raccolti nella parte alta (ultimi 40 m), oltre alle forme citate sono presenti e frequenti *Globorotaliae* del gruppo *menardii*, meno frequentemente del gruppo *conomiozea* e *Globigerinoides obliquus extremus*, che permettono un'attribuzione al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, Zona a *Globorotalia acostaensis* e *G. conomiozea* (secondo lo schema di D'ONOFRIO *et al.*, 1975). L'età della formazione viene attribuita al Langhiano p.p.-Messiniano inferiore da CANTALAMESSA *et al.*, (1986).

Formazione Marnoso-arenacea (50,49)

La formazione, suddivisa informalmente da RICCI LUCCHI (1967a, 1969) in cinque membri, caratterizzati da differenti associazioni di facies torbiditiche (v. facies A-E di MUTTI *et al.*, 1975) ed ambienti deposizionali, è costituita dal membro 4 (49 nel presente lavoro) e solo in limitati affioramenti dai membri 2 e 3 (50 in questo la-

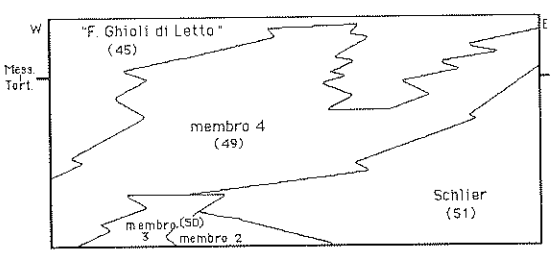


Fig. 1 - Rapporti stratigrafici fra le formazioni dello Schlier, Marnoso-arenacea (membri 2, 3, 4) e «Ghioli di Letto», come risulta dai dati di campagna e dalla letteratura (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

voro). Il membro 1, corrispondente alla porzione basale della formazione, affiora più a sud, mentre il membro 5 è localmente conosciuto sotto il nome di «Formazione dei Ghioli di Letto» e come tale viene trattato a parte.

I membri 2 e 3, presenti soltanto nell'estremo SW dell'area studiata, consistono di alternanze di arenarie risedimentate grigio-chiare, a grana fine, in strati di vario spessore (5-30 cm) e di marne grigio-brune, talvolta argillose dello spessore di 50-100 cm; sono fra di loro eteropici, mentre non sono visibili i rapporti con il membro 4 (fig. 1). La presenza di torbiditi distali tipiche delle facies D e E indica per i membri 2 e 3 un ambiente di deposizione corrispondente alla piana sottomarina e alla conoide esterna; le direzioni di corrente in prevalenza da NW indicano una provenienza «alpina».

Il membro 4 corrisponde alle «molasse e marne» di SELLI (1951, 1954) e VENZO (1954), a «facies molassica della Marnoso arenacea» di RUGGIERI (1958) e ANGELI & VEGGIANI (1964), alla Formazione di Sassocorvaro di AMADESI (1962), alle «Molasse grossolane» di RUGGIERI (1970), alle «alternanze di arenarie e di argille marnose» di CARLONI *et al.*, (1971) ed alla Formazione delle Arenarie di Urbania di MOLENAAR & DE FEYTER (1985) e di CANTALAMESSA *et al.*, (1986). Gli affioramenti sono localizzati lungo la valle del Savio, fra Paderno e Maiano; in quella del Foglia fra la sinclinale di Pietrarubbia e Bronzo. Il membro 4 consiste di arenarie risedimentate grossolane o a grana media, micaceo-feldspatiche, gialle o brune, talvolta grige a debole cementazione, in strati di spessore variabile da 20-30 cm ad oltre 100 cm, alternati ad argille marnose grige dello spessore di 10-30 cm. Le arenarie, sempre prevalenti rispetto alle peliti (fino a 10:1), sono gradate e presentano spesso laminazione convoluta e impronte da corrente con una direzione generalmente «alpina» (NW); la grana è, a volte, tanto grossolana da simulare un granitello. I caratteri sedimentologici delle torbiditi (raggruppabili nelle facies A,B,E) indicano come ambiente deposizionale la conoide sottomarina interna, più raramente sono presenti depositi torbiditici (facies C,D) indicanti un ambiente di passaggio alla conoide esterna. Lo spessore totale del membro 4 si aggira sui 600-700 m.; in tutta la zona rilevata passa sia lateralmente che verso l'alto alla «Formazione dei Ghioli di Letto», con un progressivo aumento della porzione pelitica rispetto a quella arenacea (fig. 1).

Per quanto riguarda l'età, la parte inferiore del membro 4, non affiorante nell'area rilevata, viene datata al Tortoniano inferiore (Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus* da CANTALAMESSA *et al.*, (1986). La parte centrale del membro 4 è attribuibile alla parte medio-alta del Tortoniano, Zona a *Globorotalia acostaensis acostaensis* per la presenza, oltre che dell'indicatore zonale, di *Globigerina bulloides bulloides, G. decoraperta, G. falconensis, Globigerinoides obliquus obliquus, G. obliquus extremus, Globorotalia acostaensis humerosa, Globorotalia* gr. *scitula, Orbulina* spp. Raramente si rinvengono pochi esemplari di *Globorotalia* gr. *menardi.* I campioni raccolti nella parte superiore contengono ricche associazioni a foraminiferi, nelle quali il plancton (80-90%) prevale nettamente sul benthos. Oltre ai numerosissimi esemplari del genere *Globigerina* (tra cui *G. bulloides* D'ORBIGNY, *G. decoraperta* TAKAJANAGI & SAITO, *G. nepenthes* TODD), *Globigerinoides* (tra cui *G. obliquus obliquus* BOLLI, *G. obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ) e *Orbulina* sono presenti e talora frequenti diverse specie di *Globorotalia* tra cui: *G. acostaensis aostaensis* BLOW, *G. acostaensis humerosa* TAKAJANAGI & SAITO, *G. conomiozea* KENNETT, *G. saheliana* CATALANO & SPROVIERI, *G. saphoae* BIZON che permettono di attribuire la parte alta del membro 4 al Messiniano inferiore, Zona a *Globorotalia conomiozea* (probabile Subzona a *Globorotalia mediterranea*), secondo lo schema di D'ONOFRIO *et al.*, (1975).

«*Formazione dei Ghioli di Letto*» (45-48)

La formazione comprende quattro membri: il primo (45), costituente la maggior parte degli affioramenti, situati sulla sponda destra del F. Savio e a cavallo del F. Foglia, contiene al suo interno, a varie altezze, lenti di differente estensione appartenenti ai restanti tre membri (fig. 2). Esso consiste di argille marnose fogliettate, grigio-chiare o brune con intercalazioni di arenarie grigio-giallastre, in strati dello spessore di 5-25 cm. Le arenarie sono gradate e risedimentate con l'intervallo Tc della sequenza di Bouma generalmente ben evidente; il cemento è calcareo, a distribuzione non uniforme. Sono presenti torbiditi delle facies C, D (v. MUTTI *et al.*, 1975) con depositi di tracimazione e d'intercanale; le direzioni di corrente sono sia di tipo alpino (NW) che appenninico (SW). Verso l'alto diminuiscono sia il rapporto arenaria/pelite (da 1:1 ad oltre 1:5) sia lo spessore degli strati arenacei; localmente l'unità è caratterizzata da un'alternanza di strati varvati sottilissimi o da peliti

bituminose scure. A vari livelli affiorano numerosi *slumps* (nella valle del Savio, a SW di Sapigno e nella valle del Foglia, poco a S di Calgarutto) indicanti una direzione di scivolamento appenninico (SW), che già RICCI LUCCHI & D'ONOFRIO (1967), avevano notato.

Nella parte medio-superiore (fig. 2) compare il secondo membro (46), affiorante in lenti dello spessore massimo di 15-20 m, composte di arenarie giallastre, quarzoso-calcarifere, a grana piuttosto grossolana, a volte gradate e ricche di piccoli ciottoli (qualche centimetro di diametro), sparsi o più raramente addensati in sottili livelli, di composizione calcarea e di provenienza «ligure». Tale membro, corrispondente allo «strato arenaceo di base» di RUGGIERI (1958), affiora in destra del T. Fanante (affluente del Savio) e a C. Camaraccio ad est di Maiano.

Il terzo membro (47), affiorante soltanto nella valle del Savio, è situato sia nella parte mediana del primo (a N del T. Chiusa), sia alla base (Montepetra) a contatto col membro 4 della Marnoso-arenacea (fig. 2). Si tratta di blocchi risedimentati dello spessore di una decina di metri (evidenziati in carta), noti in letteratura col nome di «calcari a Lucine» (RICCI LUCCHI & VEGGIANI, 1967). Sono costituiti nella parte inferiore da una calcarenite arenacea fine, compatta, di colore grigio-azzurro, con una microfauna a foraminiferi planctonici di età serravalliana (RICCI LUCCHI, 1975) ed inglobano frammenti di calcilutite biancastra. Abbondanti sono i modelli interni e talora anche i gusci di Lucine (per una descrizione più appropriata della malacofauna si rimanda a MORONI, 1965), disposti senza un ordine particolare, alcuni dei quali possono raggiungere i 20 cm.

Il quarto «membro» (48) affiora nella parte medio-bassa del primo (fig. 2) ed è caratterizzato da depositi caotici lenticolari costituiti da argille varicolori della Formazione di Sillano con noduli manganesiferi e blocchi sparsi di calcare tipo Alberese, arenarie tipo Pietraforte, marne calcaree con livelli selciferi nerastri e calcari tipo San Marino. Tali lenti, presenti nella zona compresa fra Mercato Saraceno e Sapigno (valle Savio) e poco a S di Pietrarubbia (valle Foglia), sono franate in blocco dalla coltre della Val Marecchia nel bacino di sedimentazione del primo membro (45), con un meccanismo deposizionale tipo «*debris flow*».

Alla «Formazione dei Ghioli di Letto», che ha uno spessore variabile dai pochi metri di S. Maria Valcava ai circa 400 m della sinclinale di Sapigno, segue generalmente la Gessoso-solfifera, ma, a volte, dato l'andamento lentiforme di quest'ultima, la Formazione a Colombacci o di S. Donato; il passaggio è sempre netto (fig. 3).

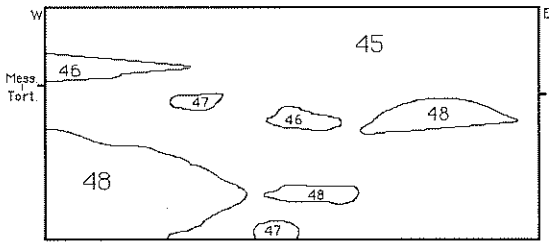


Fig. 2 - Rapporti stratigrafici fra i vari membri della «Formazione dei Ghioli di Letto» (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

L'ambiente di sedimentazione dei «Ghioli di Letto» mostra una tendenza regressiva, passando dalla conoide sottomarina interna alla piattaforma continentale. Il contenuto faunistico è rappresentato da numerosissimi foraminiferi, prevalentemente planctonici (90%); in un solo campione il benthos prevale sul plancton. La parte inferiore e media della formazione è attribuibile alla parte medio-alta del Tortoniano, Zona a *Globorotalia acostaensis acostaensis* (v. elenco del membro 4 della Marnoso-arenacea). La parte alta della formazione è attribuibile al Messiniano inferiore, Zona a *Globorotalia conomiozea*, Subzona a *Globorotalia mediterranea* (v. elenco del membro 4 della Marnoso-arenacea).

Formazione Gessoso-solfifera (43,44)

La formazione è stata suddivisa in due membri: uno (44), che rappresenta la stragrande maggioranza degli affioramenti, è costituito in prevalenza da gessi con eventualmente calcare dolomitico e peliti bituminose; l'altro (43), di limitata estensione, è caratterizzato dall'assenza dei gessi e dalla presenza del tripoli, associato eventualmente al calcare dolomitico e alle peliti bituminose. Questa distinzione è stata resa necessaria dal fatto che in tutta l'area studiata il litotipo tripolaceo e quello gessoso non compaiono mai assieme. La successione dal basso verso l'alto è costituita da tripoli, calcare dolomitico («calcare di base» di RUGGIERI, 1958) e gessi, mentre le peliti bituminose compaiono a vari livelli: al tetto del tripoli, fra il calcare dolomitico e i gessi, in alternanza ai gessi.

Il tripoli è caratterizzato dall'alternanza di marne grigio-rosate, talvolta arenacee (spessore 20-25 cm) e di sottili siltiti biancastre fossilifere.

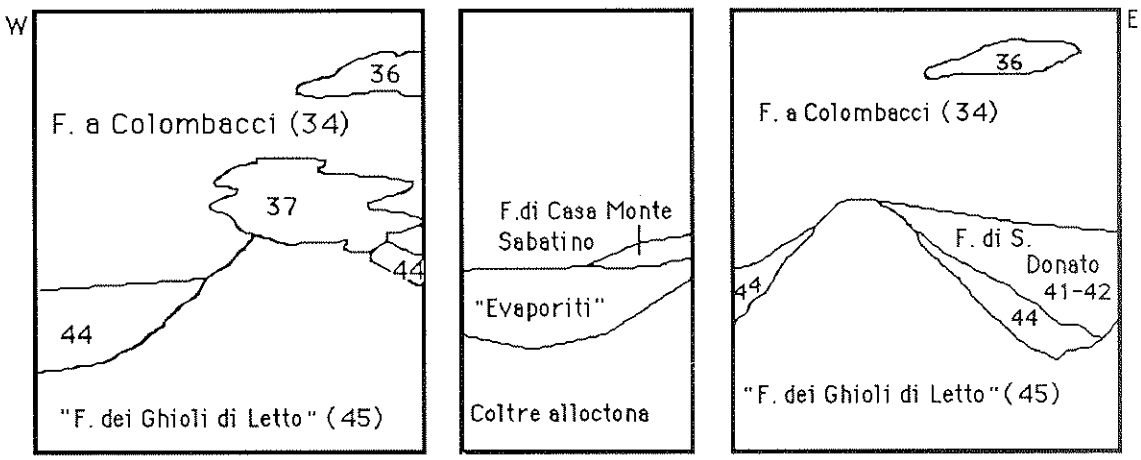


Fig. 3 - Schema dei rapporti stratigrafici nel Messiniano, in un profilo ovest-est, fra le «Formazioni dei Ghioli di Letto» (45), Gessoso-solfifera (43-44), «Evaporiti» epiliguri (11-12), S. Donato (41-42), Casa Monte Sabatino (9-10) e a Colombacci (34, 36, 37 = membri A, C, D) (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

Corpi arenacei canalizzati e risedimentati dello spessore di 25-30 m sono presenti nella zona compresa fra Faetano e Zollara e sono generalmente localizzati nella parte inferiore del tripoli; verso l'alto diminuisce infatti sia la frazione arenacea che il contenuto fossilifero. Tale litotipo affiora ad W della coltre soltanto a Bivio di Montegelli, mentre ad E, nell'area compresa fra Faetano e Zollara con uno spessore variabile da 0 a 50 m.

Le peliti bituminose, che hanno uno spessore variabile da 0 a 30 m, consistono di argille nero-bluastre con intercalazioni di sottili strati siltosi e talvolta calcarei, privi di strutture interne, di colore chiaro o giallastro.

Il calcare dolomitico, di color grigio, affiora in strati dello spessore variabile da pochi centimetri ad un paio di metri alternati, a volte, a peliti marnose di colore tabacco o grigio, a volte, a calcari rosati sede di mineralizzazioni a solfuri. Può essere massiccio, laminato, costituito da lamine millimetriche parallele alla stratificazione (per una loro completa descrizione v. Rabbi & Ricci Lucchi, 1968), o brecciato, costituito da frammenti carbonatici a spigoli vivi, a granulometria variabile, immersi in una matrice argillosa di colore grigio-azzurro. Lo spessore varia da 2 a circa 10 m; gli spessori maggiori vengono raggiunti quando è associato al tripoli nel membro A (43).

Nell'area rilevata il litotipo gessoso consiste dal basso verso l'alto di 1) gesso laminato grigiastro, microcristallino tipo balatino, in strati di spessore di 50-80 cm con intercalazioni pelitiche (25-30 cm) per uno spessore massimo di 35 m; 2) gesso microcristallino biancastro, a volte rosa-violaceo, in banchi dello spessore variabile da 20 cm a 2 m, corrispondente allo «strato maestro» di Ruggieri (1958), per uno spessore massimo di 25 m; 3) livelli centimetrici di peliti bituminose scure, a volte alternate a livelli millimetrici di gesso sericolitico secondario, per uno spessore massimo di circa 20 m. Rare volte sono presenti blocchi di gesso nodulare (Calgarutto), indicativo di un ambiente di *sabkha* e gessareniti risedimentate a laminazione incrociata a basso angolo in strati di 30-60 cm (sinclinale di Sapigno). Nella zona ad est della coltre affiora solo il primo tipo e generalmente con spessori mai superiori ai 20-25 m, spesso associato al calcare dolomitico e alle peliti bituminose. Nell'area ad ovest, nella sinclinale di Sapigno, affiorano tutti i tre tipi, mentre nella zona compresa fra Montepetra e C. Bramiere è presente soltanto il primo e con spessore molto ridotto (15-20 m); in entrambi i casi sono spesso presenti sia il calcare dolomitico che le peliti bituminose.

L'ambiente di sedimentazione della Formazione Gessoso-solfifera varia da francamente marino alla base (tripoli) a intertidale evaporitico al tetto (calcare dolomitico e gessi). Lo spessore complessivo è molto variabile passando da 0 a circa 100 m ad ovest della coltre, mentre ad est varia da 0 a 25 m. I massimi spessori si raggiungono nelle aree di bacino (sinclinale di Sapigno e di Petrarubbia), mentre nelle aree di alto strutturale lo spessore si riduce a pochi metri fino a scomparire del tutto.

Alla Formazione Gessoso-solfifera segue generalmente il membro A (34) della Formazione a Colombacci e solo in sporadici affioramenti fa seguito il membro D (37) (riva destra del Savio) o quello E (38) (poco a N di Macerata Feltria); in destra Foglia, segue invece la Formazione di S. Donato. In tutti i casi il contatto è spesso marcato da una discordanza angolare di circa 30°.

I campioni raccolti nelle marne tripolacee hanno dato una fauna a *Globigerinae* e *Globorotaliae* priva d'indicatori zonali, mentre i livelli pelitici intercalati ai gessi sono risultati completamente sterili. La formazione viene datata al Messiniano medio da RUGGIERI (1970) e da CANTALAMESSA *et al.*, (1986).

Formazione di S. Donato (41,42)

Si tratta di (41) marne siltose muscovitiche di colore grigio-azzurro alternate ad arenarie giallastre feldspatico-litiche, a grana fine in strati dello spessore di 10-30 cm. In genere gli strati torbiditici presentano alla base l'intervallo Tc di Bouma, raramente gli intervalli Ta e Tb; le paleocorrenti indicano una provenienza da SW. Localmente vi sono lenti (42) di arenarie giallastre grossolane, poco cementate, anch'esse risedimentate, dello spessore di 20-25 m. Orizzonti cineritici, forse correlabili fra loro (GUERRERA *et al.*, 1986), affiorano nella parte medio-inferiore della formazione poco a NE di Sassocorvaro con spessore variabile dai 10 ai 50 cm.

La formazione, che affiora soltanto nelle Marche, ad est del F. Foglia è correlabile per ambiente deposizionale ed età alla Formazione di Fusignano del sottosuolo padano (DONDI & D'ANDREA, 1986), il suo spessore varia da 0 (Bronzo) a circa 500 m (Calchiocco). Sugli alti strutturali la Formazione di S. Donato tende progressivamente a scomparire sostituita dalla Formazione a Colombacci, mentre nelle aree di bacino si sono deposte entrambe (fig. 3). La scarsità dei fossili nei campioni esaminati non permette di determinare l'età della formazione che viene attribuita da CANTALAMESSA *et al.*, (1986) al Messiniano superiore.

Formazione a Colombacci (34-40)

Nell'area studiata è stata suddivisa in sette membri, in parte correlabili alle litofacies di CREMONINI & FARABEGOLI (1977) e CREMONINI & MARABINI (1982). Il membro A (34) è quello nettamente predominante e contiene al suo interno, lenti di differente estensione appartenenti ai restanti

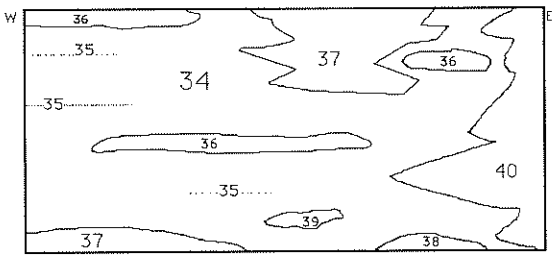


Fig. 4 - Rapporti stratigrafici fra i vari membri della Formazione a Colombacci (Messiniano superiore) (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

membri della formazione (fig. 4). Esso è composto da argille debolmente marnose di colore grigio, grigio-verdastro, bruno chiaro, intercalate generalmente ad arenarie bianco-giallastre poco cementate in strati da 10 a 30 cm, o più raramente a siltiti marnose localmente arenacee, grige e grigio-azzurre, in strati da 10 a 25 cm di spessore. Sono spesso presenti nelle arenarie frustoli carboniosi, gallerie di limivori e gusci di gasteropodi e lamellibranchi; il rapporto arenaria/pelite varia da 1/2 a 1/20. Localmente nella frazione argillosa s'intercalano livelli dello spessore di 20-25 m, costituiti da peliti varicolori fittamente laminate, contenenti abbondanti ostracodi da mesoalini ad oligoalini, come si può osservare nei calanchi fra Montepetra e Ca di Calino (valle del Savio) e fra S. Rocco e Ca Tonto (valle del Foglia).

Il membro B (35) consiste di calcari marnosi biancastri o grigiastri (chiamati «colombacci»), in strati di spessore variabile da 2 a 30 cm, talora grossolanamente laminati per la presenza di veli marnosi e di tracce filamentose simili ad intrecci algali, alternati ad argille marnose o sabbiose di colore grigio-scuro o nocciola ricche di pirite e di spessore variabile da 5 a 30 cm. Esso costituisce degli orizzonti lentiformi dello spessore complessivo di 30-150 cm che si ripetono fino a cinque volte dalla base al tetto del membro A. Nella parte superiore del membro B possono affiorare delle marne argillose, più o meno arenacee, da grigio-scure a nere, fortemente bioturbate, con abbondanti gasteropodi e lamellibranchi (per la descrizione della malacofauna v. BELLAGAMBA, 1978).

Il membro C (36) è costituito di arenarie grigio-giallastre a grana da media a grossolana, laminazione piano-parallela o inclinata a basso angolo, incrociata da grande a piccola scala, in strati dello spessore di 20-80 cm. Le arenarie

contengono sparsi inclusi pelitici e livelli conglomeratici (5-50 cm) a ciottoli per lo più calcarei di piccole dimensioni (2-10 cm), ben arrotondati, appartenenti ai litotipi della coltre della Val Marecchia; raramente vi sono intercalazioni di peliti sabbiose dello spessore di 10-15 cm. Il membro C affiora in lenti dello spessore di 25-30 m costituenti due distinti orizzonti presenti nella parte medio-alta del membro A. Il primo orizzonte compare ovunque nella parte mediana del membro A, mentre il secondo affiora alla sommità della formazione nella zona ad ovest della coltre, fra Gambaccio e S. Maria Riopetra, qualche volta sormontato da un sottile livello (50-60 cm) di marne nere del membro B, mentre ad est della coltre si trova separato dal tetto della formazione da circa 200-250 m di argille marnose del membro A.

Il membro D (37) consiste di conglomerati o paraconglomerati poligenici (studiati da FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973 e da DE FEYTER & MOLENAAR, 1984), a matrice arenacea, mediogrossolana, a volte marnosa, con intercalazioni di arenarie gialle poco cementate con caratteristiche simili a quelle viste per il membro C. I ciottoli, spesso improntati ed arrossati, sono costituiti da calcari ed arenarie provenienti dalla coltre alloctona ed in via subordinata da selci provenienti dalla successione umbro-marchigiano-romagnola; hanno dimensioni dai 3-5 cm fino ai 30 cm con un grado di arrotondamento sempre elevato; gli strati (10-300 cm) a volte sono piano-concavi, spesso a base fortemente erosiva, o cuneiformi. Il membro D affiora estesamente nella sinclinale di Pietrarubbia alla sommità della Formazione a Colombacci, dove raggiunge il suo massimo spessore (150-200 m), mentre nella valle del Savio si trova alla base della formazione in limitati affioramenti (spessore 15-20 m) dove è trasgressivo sia sulla «Formazione dei Ghioli di Letto» ad E di Montepetra, sia sulla Gessoso-solfifera in corrispondenza del R. Nasseto (fig. 3); tale membro corrisponde stratigraficamente ai Conglomerati di Boreca del sottosuolo padano (DONDI & D'ANDREA, 1986).

Il membro E (38) è costituito di calcari microcristallini selciferi, per lo più massicci, talvolta laminati, di colore grigio scuro o nero, a fratturazione scheggiosa, privi di fossili, affioranti in lenti di alcuni metri di spessore, situate poco a N di Macerata Feltria (Cagrandicello e ad est di C. Balduccino), sempre a contatto con la Formazione Gessoso-solfifera.

Il membro F (39) comprende conglomerati a ciottoli prevalentemente arenacei a cemento gessoso affioranti in una lente dello spessore di 20-25 m, situata nella parte basale del membro A e precisamente a Mad.na di Ciance nella sinclinale di Pietrarubbia.

Il membro G (40) è composto di arenarie risedimentate, da poco a pochissimo cementate, in strati dello spessore variabile da 25 a 150 cm, ricche in vegetali e calcinole, intercalate ad argille siltoso-sabbiose (10-15 cm), affioranti soltanto a NE della coltre nell'alto strutturale di Montescudo, con uno spessore di 250-300 m; le impronte di corrente indicano in genere una direzione di provenienza da SW. Tale membro passa generalmente verso l'alto ai terreni del Pliocene inferiore tranne che a Faetano e C.ma di Montescudo, dove passa sia verso l'alto che lateralmente al membro A. I terreni del Pliocene inferiore a contatto col membro G sono databili alla Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp., nella zona del Rio di Mandrio, mentre negli altri casi alla Zona a *Globorotalia puncticulata*.

Lo spessore totale della Formazione a Colombacci è molto variabile, passando, nella regione marchigiana, da un paio di metri (S. Maria Valcava) ad 850 m (sinclinale di Auditore), mentre nella regione romagnola lo spessore varia da 70 a 350 m. Ai vari membri della Formazione a Colombacci, ad esclusione di quello E (38) ed F (39), seguono in concordanza le Peliti grigio-azzurre del Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp.; il passaggio in tutta l'area studiata non è marcato nè da una discordanza nè da una lacuna stratigrafica, fatta eccezione per l'alto strutturale di Montescudo.

L'ambiente di sedimentazione varia da quello lagunare evaporitico, dove si deposita il membro B, a quello di «lago-mare» (BORSETTI *et al.*, 1975; CASATI *et al.*, 1978; COLALONGO *et al.*, 1978a, 1978b), dove si depongono, in una posizione più interna i membri A,C,D,E,F ed in una posizione più esterna il membro G.

Per quanto riguarda l'età, nella parte superiore della formazione si rinvengono numerosi ostracodi (*Cyprideis* spp., *Leptocythere* sp., *Loxochonca djaffarowi* Schneider) indicanti un'età Messiniano superiore. Frequenti sono i foraminiferi planctonici che, per le ridottissime dimensioni sono spesso indeterminabili, sono stati riconosciuti solo *Prothelphidium granosum*, *Globorotalia acostaensis*, *G. conomiozea*, *G. suterae*, rimaneggiate dal Messiniano inferiore; si rinvengono a volte oogoni di Characee. La formazione in base al contenuto in ostracodi viene datata al Messiniano superiore.

DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE PRECOLTRE

Sono costituiti dalle Peliti grigio-azzurre e dalla Formazione delle Arenarie di San Giovanni (CONTI, 1986), con uno spessore massimo di 250 m in corrispondenza del R. Teva (Marche); nella Romagna lo spessore massimo è di 70-80 m. Alle Peliti grigio-azzurre o alle Arenarie di San Giovanni seguono con contatto tettonico i terreni alloctoni della coltre della Val Marecchia.

Peliti grigio-azzurre (32,33)

Le Peliti grigio-azzurre (32), che sono state cartografate da CREMONINI & FARABEGOLI (1982) e FARABEGOLI (1983) come Argille del Santerno rifacendosi allo schema proposto da DONDI *et al.*, (1982), contengono rare intercalazioni sabbiose grigiastre o giallastre, da millimetriche fino a 20 cm di spessore, che vanno aumentando verso l'alto. Sono generalmente abbondanti i microfossili, le concrezioni piritiche a forma di noduli e bastoncelli, e livelletti giallastri limonitici dello spessore di 2-5 cm. Nella valle del Savio (ad E di Montepetra) affiorano 10-15 m di argille chiare alternate ad argille nocciola con aspetto simile a quello dei «trubi» siciliani. Intercalate a vari livelli affiorano delle brecce poligeniche (33) a dominante pelitica con litotipi appartenenti alla coltre della Val Marecchia, interpretabili come depositi di colata sottomarina. Si tratta di lenti di modesto spessore, affioranti poco a N di S. Maria Riopetra (valle del Savio) e ad E del R. Avellana (affluente Foglia). Le Peliti grigio-azzurre, che affiorano sia ad W della coltre fra S. Maria Riopetra e Perticara, sia ad E fra Pietrarubbia ed Auditore, hanno uno spessore massimo di 100-150 m e passano verso l'alto e lateralmente alle Arenarie di San Giovanni.

Tutti i campioni raccolti contengono sempre ricche associazioni a foraminiferi, prevalentemente planctonici, che permettono di attribuire tali depositi al Pliocene inferiore. In particolare sono stati riconosciuti:

Globigerina apertura CUSHMAN
G. bulloides D'ORBIGNY
G. decoraperta TAKAJANAGI & SAITO
G. falconensis BLOW
G. nepenthes TODD
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY)
G. obliquus extremus BOLLI & BERMUDEZ
G. obliquus obliquus BOLLI
G. ruber (D'ORBIGNY)
G. sacculifer (BRADY)
Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)
O. suturalis BRONNIMANN
O. universa D'ORBIGNY

I foraminiferi bentonici, poco frequenti, sono molto sviluppati per dimensioni e rappresentati principalmente da:

Anomalinoides helicinus (COSTA)
Lenticulina cultrata (MONTFORT)
L. curvisepta (SEGUENZA)
L. gibba (D'ORBIGNY)
L. rotula (LAMARCK)
L. vortex (FITCHEL & MOLL)
Marginulina costata BATSCH
M. glabra D'ORBIGNY
M. hirsuta D'ORBIGNY
Nodosaria pentecostata COSTA
N. raphanistrum (LINNEO)
Ortomorphina tenuicostata (COSTA)
Uvigerina rutila CUSHMAN
U. pygmaea D'ORBIGNY
Planulina ariminesis (D'ORBIGNY)

A questi si associano, nella parte basale, esemplari di *Sphaeroidinellopsis* spp., nella parte mediana di *Globorotalia margaritae* e nella parte alta *G. puncticulata*. Sono quindi presenti nelle Peliti grigio-azzurre tutte e tre le biozone del Pliocene inferiore; procedendo verso SW (a Perticara e fra S. Maria Valcava e S. Arduino) il loro spessore tende progressivamente a ridursi fino a scomparire del tutto, venendo così a mancare prima i terreni databili alla Zona a *G. puncticulata* e poi *G. margaritae;* fatto da attribuirsi all'azione di piallamento della coltre durante il suo movimento. A Monte S. Maria e a Ca Gennaro (ad E della coltre) affiorano delle Peliti grigio-azzurre databili alla sola Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. Per quanto riguarda l'ambiente di deposizione doveva trattarsi di un ambiente pelagico, come testimoniato dall'abbondanza del plancton, mentre il benthos, seppure poco frequente, indica una profondità delle acque abbastanza elevata, quale si può riscontrare in un ambiente batiale.

Formazione delle Arenarie di San Giovanni (31)

La formazione, descritta da CONTI (1986) e da CONTI *et al.*, (1987), consiste di arenarie gradate giallastre, risedimentate, a media cementazione, in strati dello spessore variabile da 10 a 25 cm, con calcinole e nidi di bivalvi e frequenti noduli a maggiore cementazione (cogoli), intercalate a sottili livelli di peliti sabbiose grige. Le direzioni di corrente indicano una direzione degli apporti clastici da SW. Tale formazione affiora soltanto nella valle del Foglia, in prossimità del R. Teva, fra Serra e S. Giovanni, con uno spessore massimo di 125-150 m e rappresenta, in tutta l'area studiata, l'unico episodio di rise-

dimentazione pliocenica antecedente all'arrivo della coltre. La formazione è correlabile alle Arenarie di Borello di CREMONINI & FARABEGOLI (1982) ed alla Formazione di Porto Corsini dello schema di DONDI *et al.*, (1982).

Le associazioni a foraminiferi, campionate negli intervalli pelitici, sebbene povere d'individui e di specie, permettono di attribuire questa formazione al Pliocene inferiore Zona a *Globorotalia puncticulata*.

Coltre della Val Marecchia

La coltre della Val Marecchia, che, nell'area studiata, si è messa in posto durante il Pliocene inferiore Zona a *Globorotalia puncticulata*, è costituita da terreni alloctoni mesozoici e paleogenici del Complesso Ligure e da terreni epiliguri databili dall'Oligocene inferiore al Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. La coltre, che affiora nell'area studiata fra le valli dei fiumi Savio e Foglia, sovrascorre i terreni della successione umbro-marchigiano-romagnola dal membro 4 della Formazione Marnoso-arenacea ai depositi del Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata*. Il contatto con il substrato è sostanzialmente concordante fra il T. Conca ed Auditore e nella sinclinale di Sapigno, mentre nelle zone fra Mercato Saraceno e S. Maria Riopetra, a Maiano, e fra Pietrarubbia e S. Maria Valcava la coltre taglia i terreni della successione umbro-marchigiano-romagnola seguendo una direzione trasversale alle direttrici tettoniche della catena appenninica.

LIGURIDE

Formazione di Sillano (27-30)

La formazione comprende quattro membri correlabili alla suddivisione informale fatta da BORTOLOTTI (1962), i cui rapporti, difficili da stabilire data l'intensa tettonizzazione, necessitano di studi ulteriori. Il membro A (27) costituisce da solo oltre il 90% degli affioramenti ed è costituito da argille e argilliti varicolori (grigio-nerastre, grigio-verdastre, rossastre, rosso-bluastre e più raramente grigio-panna), intensamente fogliettate e tettonizzate, nelle quali sono a volte riconoscibili le superfici di stratificazione, con spessori degli strati variabili da pochi centimetri a circa 50 cm. Sono presenti talvolta intercalazioni di calcilutiti e marne grigio-verdastre e più raramente di arenarie micacee brune, in strati dello spessore variabile dai 10 ai 30 cm. Inglobati nelle argille varicolori vi sono frammenti e blocchi di diversissimi tipi litologici, spesso isorientati, fra cui prevalgono calcari, marne e arenarie; molto raramente, come a N di Secchiano, sono presenti brecce diasprigne ed ofioliti. Il membro A (27) della Formazione di Sillano corrisponde alla Formazione di Pugliano di BORTOLOTTI (1964), al «Complesso Caotico» di RUGGIERI (1970), ai «Terreni caotici eterogenei» di CARLONI *et al.*, (1971).

Il membro B (28), che è costituito da calcari marnosi biancastri, a grana fine, a volte selciferi, in strati dello spessore di 20-30 cm alternati a marne nere, affiora in lenti dello spessore massimo di 50-60 m, situate sotto la rupe di Montebello, di Montefotogno e a C. Montello, ad W del T.S. Marino.

Il membro C (29) è formato da lenti di arenarie calcaree e calcareniti a grana media, tipo Pietraforte, quarzoso-dolomitiche, micacee, risedimentate con impronte di corrente indicanti una direzione di provenienza da SW, in strati dello spessore di 20-40 cm, alternate ad argille siltose brune (10-100 cm), affioranti fra Tausano e il T.S. Marino, a N di Monte Cerignone (valle Conca) e ad W di Auditore con uno spessore massimo di circa 60-70 m.

Il membro D (30) consiste di calcilutiti, calcari marnosi micritici grigi e verde-oliva in strati dello spessore di 15-20 cm, spesso con patine manganesifere, alternati a marne grigio-marroncine, ricche di microfossili, in strati dello spessore di 15-20 cm. Affiora in lenti di modesto spessore (35-40 metri), ubicate a N di Montebello, a M. Cerreto, a S di Pugliano.

Il contatto fra la Formazione di Sillano e la soprastante Formazione di Monte Morello è di natura stratigrafica ed è quasi sempre netto; solo nella zona di Pugliano il passaggio è marcato da un'alternanza di argille varicolori (27) e calcari marnosi biancastri (25). Nell'area rilevata non affiora il substrato della Formazione di Sillano, che viene considerato da ABBATE & SAGRI (1982) di natura oceanica e probabilmente completamente subdotto durante la fase ligure. Lo spessore totale della formazione è quindi di difficile valutazione, soprattutto per la sua intensa tettonizzazione (i piani di taglio cartografati corrispondono in realtà alle parti centrali di fasce intensamente tettonizzate) ed è stimabile in circa 600-700 m.

Riguardo l'età della formazione pochi sono i dati a disposizione: alcuni campioni raccolti nella parte alta del membro A hanno dato faune a

Globorotaliae di età eocenica inferiore; BORTOLOTTI (1962) attribuisce a tale membro un'età compresa fra il Senoniano e l'Eocene inferiore. RUGGIERI (1970) indica per il membro B un'età variabile dall'Aptiano al Cenomaniano, mentre per quello C un generico Cretaceo superiore. Alcuni campioni raccolti nel membro D presentano una microfauna molto abbondante del Cretaceo superiore (Maastrichtiano): oltre a *Globigerinellae* ed *Heterohelix*, sono frequenti *Globotruncana* spp., tra cui *Globotruncana tricarinata* QUEREAU.

Formazione di Monte Morello (25-26)

La formazione, che corrisponde stratigraficamente all'Alberese di RUGGIERI (1970) e alla Formazione dell'Alberese di CARLONI *et al.*, (1971), è stata suddivisa in due membri. Il membro A (25) costituisce la quasi totalità della formazione ed affiora in vaste placche, disposte in una posizione interna rispetto alla coltre, più estese e frequenti nell'area marchigiana che non in quella romagnola. Il membro B (26) affiora solamente a Montecchio, poco ad W di S. Giovanni in Galilea, con uno spessore di circa 200 m; i rapporti fra i due membri sono di natura tettonica. Alla Formazione di Monte Morello segue con contatto trasgressivo la Formazione di San Marino (Monte S.Severino) o quella di Acquaviva (Montecchio, e ad W di Montetiffi).

Il membro A è costituito da alternanze di: marne e marne argillose grigio-nerastre, compatte a frattura scheggiosa, in strati dello spessore di 40-80 cm, talora con impronte di fucoidi; marne argillose brune a frattura concoide, spesso fogliettate in strati di 50-60 cm di spessore, con associati livelli di calcareniti brune risedimentate in strati gradati di 25-30 cm; calcari marnosi risedimentati grigi o biancastri, compatti a frattura concoide, in strati di 30-70 cm, più calcarei alla base e progressivamente più marnosi verso il tetto. Sporadicamente sono presenti livelli selciferi centimetrici e più raramente brecciole nummulitiche di colore grigio, affioranti a Monte S. Cristoforo (SE di S. Marino).

Il membro B è costituito da marne calcaree rosate risedimentate (40-50 cm), intercalate a marne argillose brune (50-60 cm) e ad argilliti nere (20-25 cm) e talvolta a sottili livelli selciferi.

La formazione, che ha uno spessore massimo di 600 m a C.sta dei Salti (M. Carpegna), è indicativa di un ambiente di sedimentazione di piana sottomarina.

Le direzioni di corrente non hanno evidenziato nell'area della Val Marecchia un'orientazione preferenziale, come già aveva indicato PAREA (1965, 1968).

La formazione è stata datata da VENERI (1986) all'Eocene inferiore-medio in base alla frequente microfauna a *Globorotalia aragonensis, G.* cf. *angulata, G.* cf. *velascoensis.*

EPILIGURIDE

RICCI LUCCHI & ORI (1985), RICCI LUCCHI (1986a, 1986b, 1987) fanno cominciare la sedimentazione epiligure della coltre della Val Marecchia con la Formazione di Monte Senario, correlandola sia per età che per ambiente di sedimentazione alla Formazione delle Arenarie di Ranzano. Affinità fra queste due formazioni venivano già riscontrate da SAGRI (1973), AIELLO (1975) e da VALLONI & ZUFFA (1984). ABBATE & SAGRI (1970) e COLI & FAZZUOLI (1983) attribuiscono invece la formazione di Monte Senario al Complesso di Canetolo (Unità subliguri) e considerano i rapporti fra questa formazione e quella di Monte Morello di natura tettonica. L'intensa sblocchettatura degli affioramenti non permette di chiarire i rapporti fra queste due formazioni; in attesa di studi più accurati e precisi si è preferito seguire l'indicazione di RICCI LUCCHI (1987), sia per le somiglianze petrografiche e sedimentologiche fra le Arenarie di Ranzano e quelle di Monte Senario, sia per la natura stratigrafica del contatto fra la Formazione di Sillano e quella di Monte Senario (C. Gabbiano a NW di Montetiffi).

I rapporti stratigrafici fra le varie formazioni della coltre della Val Marecchia sono schematizzati in figg. 5, 6.

Formazione di Monte Senario (23,24)

La formazione è composta da (23) arenarie risedimentate grigio-biancastre, gialle se alterate, quarzoso-felspatiche e molto micacee, da grossolane a molto grossolane, in strati dello spessore da 20 a 50 cm; le direzioni di corrente provengono generalmente da W, NW. Sono presenti talvolta intercalazioni di spessore variabile da pochi centimetri al paio di metri di: argille fortemente tettonizzate di colore nero-verdastro, verde-bluastro, calcilutiti grige o nocciola (25-30 cm), arenarie calcaree grige, in strati di spessore dai 10 ai 30 cm. Alla base è presente (24), soltanto in prossimità di Valle Avellana, una lente (20 m di spessore) risedimentata e

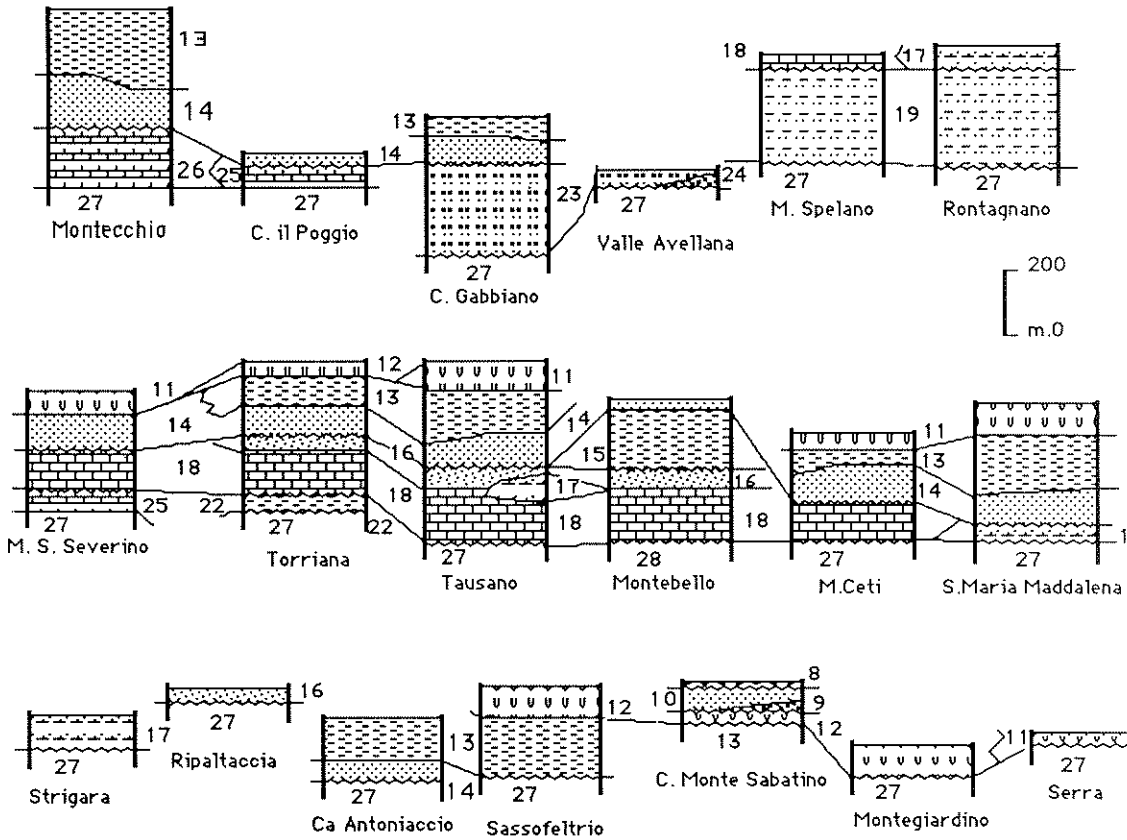


Fig. 5 - Schema stratigrafico riassuntivo di tutti i possibili rapporti intercorrenti fra le varie formazioni della coltre della Val Marecchia: 8) Peliti grigio-azzurre; 9-10) Formazione di Casa Monte Sabatino; 11-12) «Evaporiti»; 13) Argille di Casa i Gessi; 14) Formazione di Acquaviva; 15) Argille di Montebello; 16) Formazione del Monte Fumaiolo; 17-18) Formazione di San Marino; 19) primo membro della Formazione di Campaolo; 22) Formazione di Antognola; 23-24) Formazione di Monte Senario; 25-26) Formazione di Monte Morello; 27) membro A della Formazione di Sillano.

costituita da brecciole calcaree grigio-chiare, grossolane, contenenti foraminiferi e frammenti di briozoi.

La formazione affiora in alcune placche di limitata estensione a SE di S. Maria Riopetra, a NW di Montetiffi e nei dintorni di Perticara con uno spessore massimo di circa 250-300 m e sempre al di sopra del membro A (27) della Formazione di Sillano (fig. 5). Nell'area rilevata non sono noti i rapporti con la più recente Formazione di Antognola, dato che alla Formazione di Monte Senario segue sempre quella di Acquaviva: il contatto è marcato da una lacuna stratigrafica.

La formazione viene datata all'Oligocene s.l. da MICHELI (1967), AIELLO (1975) e VALLONI & ZUFFA (1984).

Formazione di Antognola (22)

Si tratta di marne di colore grigio-bluastro o grigio-verdastro, a frattura concoide, in strati dello spessore di 10-20 cm affioranti soltanto al di sotto della rupe di Torriana e vicino a C. Gabbiano (NW di Montetiffi) per uno spessore massimo di circa 60 m; corrispondono stratigraficamente alle «Marne verdine» di RUGGIERI (1970) ed alla litofacies «peliti marnose» di BETTELLI & BONAZZI (1979). La formazione è probabilmente eteropica della parte basale della Formazione di Campaolo (RICCI LUCCHI & ORI, 1985); purtroppo il contatto fra le due formazioni non è mai visibile nell'area rilevata. La Formazione di Antognola poggia sempre su quella di Sillano (27) ed è seguita con contatto trasgressivo da quella di

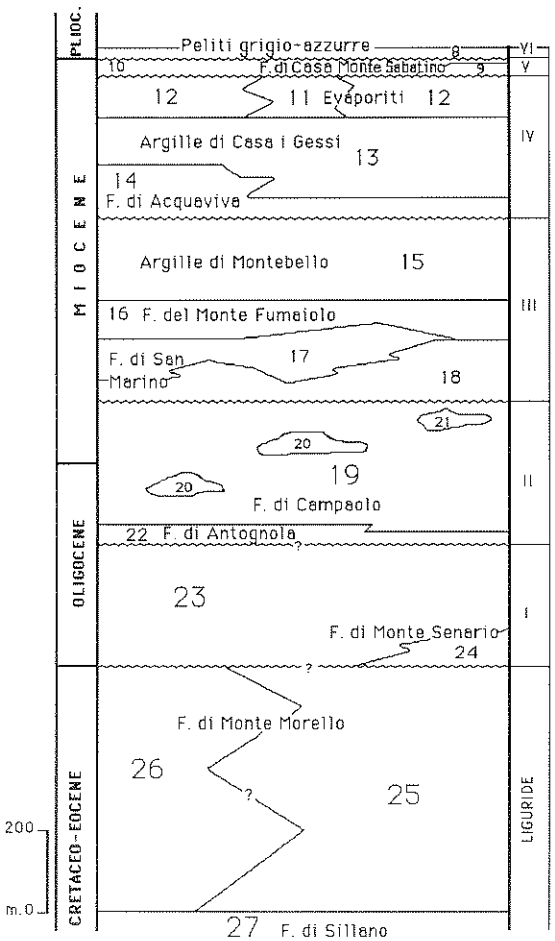


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici fra le varie formazioni della coltre della Val Marecchia come risulta dai dati di campagna e dalla letteratura; I-VI = sequenze deposizionali presenti nei depositi epiliguri. Lo spessore riportato è quello massimo; lo spessore delle Peliti grigio-azzurre non è in scala.

San Marino (18) (figg. 5,6).

La formazione è attribuibile all'Oligocene superiore, Zona a *Globorotalia opima*. Oltre all'indicatore zonale fra i foraminiferi planctonici sono presenti: *Catapsydras* gr. *dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *C.* gr. *unicavus* BOLLI, LOEBLICH & TAFFAN, *Globigerina* gr. *ciperoensis* BOLLI, *G. praebulloides* BLOW, *G. tripartita* KOCH, *G. venezuelana* HEDBERG, *Globorotalia nana* BOLLI, *G. siakensis* LE ROY.

Il benthos è costituito prevalentemente da individui attribuibili ai seguenti generi: *Anomalinoides, Cibicidoides, Heterolepa, Oridorsalis* e *Stilostomella*. Studi recenti di BETTELLI *et al.*, (1987a) su affioramenti dell'Appennino modenese, estendono all'Aquitaniano l'età di tale formazione.

Formazione di Campaolo (19-21)

La formazione, descritta da ANGELI & VEGGIANI (1964), è stata suddivisa in tre membri: quello predominante (19), affiora ad E del F. Savio fra Perticara e Montegelli, e contiene al suo interno lenti di limitato spessore appartenenti ai restanti due membri (fig. 7). Esso è costituito da alternanze di arenarie micacee debolmente calcaree, risedimentate, di colore giallo-chiaro in strati dello spessore variabile dai 10 ai 60 cm e marne argillose nocciola. Il rapporto pelite/arenaria va diminuendo verso l'alto dove può arrivare ad 1/1. Nella parte medio alta compare il secondo membro (20) (spessore totale 60-70 m) costituito da alternanze di calcari arenacei e marne calcaree grige, nocciola se alterate, molto fratturate con patine nero-violacee di manganese, in strati dello spessore di 20-50 cm. Il terzo membro (21), affiorante nella parte alta del primo, consiste di arenarie grigio-giallastre, pochissimo cementate, a grana media, prive di strutture al loro interno, ed è presente soltanto poco ad E di M. Spelano con uno spessore totale di 10-15 m.

La Formazione di Campaolo, che corrisponde alle «alternanze arenaceo-marnose» della Formazione di Antognola di BETTELLI & BONAZZI (1979) ed è indicativa di un ambiente di transizione dalla scarpata a sedimentazione torbiditica alla piattaforma esterna, ha uno spessore massimo di 250-300 m e poggia sempre sulla Formazione di Sillano (27); il passaggio alla soprastante Formazione di San Marino è caratterizzato da una breccia di trasgressione e da una lacuna stratigrafica (M. Spelano) (fig. 5).

La scarsità dei fossili nei campioni esaminati non permette di determinare l'età della formazione che viene attribuita all'Oligocene superio-

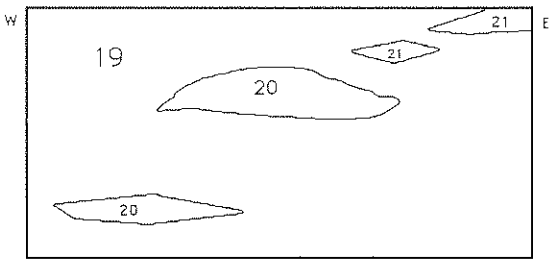


Fig. 7 - Schema dei rapporti stratigrafici fra i vari membri della Formazione di Campaolo (Oligocene superiore-Aquitaniano) (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

re-Aquitaniano da RUGGIERI (1970) e da RICCI LUCCHI (1987).

Formazione di San Marino (17,18)

La formazione, trasgressiva sui terreni precedenti, è stata suddivisa in due membri: il membro A (18), situato alla base, passa sia lateralmente che verso l'alto al membro B (17) (fig. 8). Il membro A (18) è quasi sempre trasgressivo su quello A (27) della Formazione di Sillano tranne che: a Montebello, dove poggia sul membro B (28), a M. S. Severino dove poggia sulla Formazione di Monte Morello (25), a M. Spelano dove poggia sulla Formazione di Campaolo (19) e a Torriana dove poggia su quella di Antognola (22) (figg. 5,6). Il membro B (17) è sia trasgressivo sulla Formazione di Sillano (27) (Strigara, M. Boso, Montetiffi) sia sulla Formazione di Campaolo (Rontagnano) (figg. 5,6).

Il membro A consiste di biocalciruditi grigio-verdastre ben stratificate che possono contenere alla base livelli ciottolosi costituiti dai litotipi delle varie formazioni alloctone sottostanti. Le dimensioni massime dei ciottoli sono di circa 5 cm, le minime passano gradualmente nel campo della sabbia molto grossolana. Verso l'alto e lateralmente passano a calcari organogeni compatti, a frattura scheggiosa, di colore variabile dal biancastro al grigio-chiaro e al verdastro, leggermente dolomitici, in banchi dello spessore di 100-150 cm, fortemente bioturbati e molto fossiliferi. Il calcare organogeno passa verso l'alto a biocalcareniti a grana da media a grossolana, straterellate con stratificazione incrociata.

Il membro B consiste di marne arenacee grige o bianche, in strati dello spessore di 10-25 cm, alternate a marne nocciola a volte fossilifere (25-30 cm); localmente sono presenti livelli silicizzati e calcareniti con patine di ossidi di manganese per uno spessore di 20-25 cm. Tale membro era stato precedentemente indicato da LIPPARINI (1951) e da ANGELI & VEGGIANI (1964) col termine di «Schlier», da RICCI LUCCHI (1964) e da SESTINI (1970b) come «terreni di transizione», mentre RUGGIERI (1970) adottava la sigla «MSG».

La formazione di San Marino, che affiora in una vasta area compresa grosso modo fra S. Marino, Monte Copiolo ed il F. Savio, ha uno spessore massimo di circa 150 m (M. Titano). Con la comparsa della glauconite e l'aumento del contenuto sabbioso la Formazione di San Marino passa sia lateralmente che verso l'alto alla Formazione del Monte Fumaiolo (a Tausano e fra Montecchio ed il paese di S. Marino)

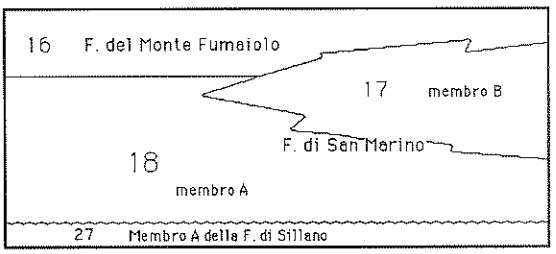


Fig. 8 - Schema dei rapporti stratigrafici fra le formazioni di San Marino (Langhiano-Serravalliano inferiore) e Monte Fumaiolo (Serravalliano inferiore) (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata.

(fig. 8). L'ambiente di sedimentazione corrispondeva ad una piattaforma carbonatica (membro A) caratterizzata da aree a maggiore profondità (membro B).

RUGGIERI (1955) e RICCI LUCCHI (1964) attribuiscono alla formazione un'età Langhiano-Serravalliano inferiore correlabile alla Formazione di Bismantova. Campioni prelevati nella parte alta del membro B sono attribuibili al Serravalliano inferiore Zona a *Orbulina universa*. Oltre all'indicatore zonale sono frequenti le *Globoquadrinae (G. altispira, G. dehiscens, G. langhiana)*, i *Globigerinoides (G. bolli, G. sacculifer, G. trilobus)*, *Orbulina bilobata*, *O. suturalis*. Il benthos, nettamente subordinato al plancton, è caratterizzato prevalentemente dai generi *Lenticulina*, *Vaginulopsis* e *Uvigerina*.

Formazione del Monte Fumaiolo (16)

Si tratta di alternanze di biocalcareniti arenacee grigio-verdastre e arenarie glauconitiche fossilifere giallo-verdastre, a grana da media a grossolana e a scarsa cementazione, in strati di spessore variabile dai 15 ai 50 cm. Localmente sono presenti intercalazioni (80-100 cm) di argille marnose grige e glauconitiche e livelli arenacei (100 cm) più cementati. La stratificazione incrociata è presente a due scale: media e grande, con lamine sia a basso che ad alto angolo; la loro organizzazione non è ancora stata studiata, anche se la distribuzione dei *foresets* indica una direzione preferenziale inclinata verso NE (RICCI LUCCHI, 1981). La formazione, corrispondente alla sigla «MCL» di RUGGIERI (1970), affiora a S. Marino, M. Cerreto, M. Gregorio, Torriana, Montebello, S. Leo e Ripaltaccia, con uno spessore variabile dai 50 ai 100 m. L'ambiente di deposizione è probabilmente di barra sottotidale, o comunque di piattaforma con acque poco profonde; nella zona di Montebello si assiste ad un

progressivo aumento verso l'alto della frazione terrigena e si passa alle Argille di Montebello. Negli altri casi segue con contatto trasgressivo la Formazione di Acquaviva (fig. 5).

La formazione viene attribuita al Serravalliano da RICCI LUCCHI (1964, 1967b, 1975). La parte basale eteropica del membro B della Formazione di San Marino è attribuibile al Serravalliano inferiore Zona ad *Orbulina universa* (v. elenco della Formazione di San Marino).

Argille di Montebello (15)

La formazione (RUGGIERI, 1954a, 1958), affiorante solamente fra Montebello ed il F. Marecchia, è costituita da argille di colore plumbeo o bluastro, con scarso scheletro siltoso e sabbioso, talora cloritico-glauconitico, e rare intercalazioni (15-20 cm) di calcari pelagici bianchi, contenenti una malacofauna di ambiente epibatiale. Lo spessore della formazione è di circa 200 m; il passaggio alla soprastante Formazione di Acquaviva è netto ed è marcato da un conglomerato trasgressivo. L'ambiente di deposizione è neritico, piuttosto profondo.

La malacofauna è stata studiata da MORONI (1956), che ha riconosciuto dal basso verso l'alto tre livelli: il primo databile al Serravalliano, il secondo ed il terzo al Tortoniano, in accordo con la datazione di RUGGIERI (1954a, 1958, 1967) definita da ostracofauna. I campioni raccolti nelle argille contengono ricche associazioni a foraminiferi; generalmente il benthos è nettamente prevalente sul plancton e molto più sviluppato. Le specie individuate sono le seguenti:

Amphicoryna scalaris (BATSCH)
Anomalinoides helicina (COSTA)
Bolivina reticulata HANTKEN
Brizalina arta (MACFAD)
Bulimina costata D'ORBIGNY
Burseolina calabra (SEGUENZA)
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Florilus boueanum (D'ORBIGNY)
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Gyroidinoides altiformis (R.E. & K.C. STEWART)
G. neosoldanii (BROTZEN)
Heterolepa floridana (CUSHMAN)
Karreriella gaudrynoides (FORNASINI)
Lenticulina calcar (LINNEO)
L. cultrata (DE MONTFORT)
L. curvisepta (SEGUENZA)
L. echinata (D'ORBIGNY)
Marginulina costata (BATSCH)
M. hirsuta D'ORBIGNY
Melonis soldanii (D'ORBIGNY)
Neoeponides schreibersii (D'ORBIGNY)
Nodosaria pentecostata COSTA
Oridorsalis umbonatus (REUSS)
Planulina ariminensis (D'ORBIGNY)
Praeglobobulimina pupoides (D'ORBIGNY)
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)
Siphonina planoconvexa (SILVESTRI)
Spiroplectammina carinata (D'ORBIGNY)
Uvigerina auberiana D'ORBIGNY
U. barbatula (MACFAD)
U. rutila CUSHMAN
U. schwageri BRADY
U. striatissima PERCONIG
Vaginulina legumen elegans D'ORBIGNY
Vaginulopsis carinata SILVESTRI
Valvulineria bradyana (FORNASINI)

Fra i planctonici sono abbondanti:

Globigerina bulloides bulloides D'ORBIGNY
G. decoraperta TAKAJANAGI & SAITO
G. obliquus obliquus BOLLI
Globigerinoides sacculifer (BRADY)
Globorotalia gr. *scitula* (BRADY)
Globorotalia sp.
Orbulina suturalis BRONNIMAN
O. universa D'ORBIGNY.

L'associazione, pur non permettendo precise attribuzioni biozonali, è riferibile ad un generico Serravalliano p.p.-Tortoniano p.p.

Formazione di Acquaviva (14)

La formazione (RUGGIERI, 1970) è costituita da conglomerati a matrice arenacea affioranti in grossi banchi (50-200 cm) a ciottoli calcarei prevalentemente di tipo San Marino e Monte Morello, del diametro variabile da pochi centimetri a 30 cm, passanti lateralmente e verso l'alto ad arenarie gialle poco cementate, in strati dello spessore di 25-40 cm. Nella parte inferiore vi possono essere intercalazioni di argille più o meno sabbiose, talora con lenti di lignite picea (50 cm), corrispondenti all'«orizzonte lignitifero» di RUGGIERI (1958). Nelle arenarie, spesso a laminazione incrociata, sono comuni veli e inclusi pelitici e lenti di *beach rocks* a bivalvi e scafopodi. La formazione, che è trasgressiva sulle formazioni di Monte Senario, San Marino e Monte Fumaiolo, e più raramente sulla Formazione di Sillano (27) e di Monte Morello (fig. 5), corrisponde ai «conglomerati, molasse ed argille ad *Ancilla glandiformis* e *Cardita jouanneti*» di RUGGIERI (1958) e ad alcuni affioramenti attribuiti da CARLONI *et al.*, (1971) alla Formazione di Casa Monte Sabatino; RICCI LUCCHI (1987) la correla alle Marne del Termina.

La Formazione è presente in numerosi affioramenti sparsi generalmente nelle porzioni più marginali della coltre, con uno spessore massimo di circa 100 m. Verso l'alto e lateralmente

passa alle Argille di Casa i Gessi (RUGGIERI 1970) con un progressivo aumento della porzione pelitica.

L'ambiente deposizionale corrisponde ad una conoide alluvionale progradante in mare, in concomitanza con una fase trasgressiva; la direzione di trasporto (NE) è preservata dall'embriciatura dei clasti (RICCI LUCCHI *et al.*, 1982). L'età è attribuita al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore da RUGGIERI (1970) e da RICCI LUCCHI (1987); la parte sommitale eteropica delle Argille di Casa i Gessi è attribuibile al Messiniano inferiore (v. elenco fauna della formazione successiva).

Argille di Casa i Gessi (13)

Si tratta di argille siltose di colore grigio-scuro con frequenti livelli carboniosi e con rare intercalazioni di arenarie e marne calcaree dello spessore di 20-25 cm. Le argille sono molto fossilifere e contengono bivalvi, gasteropodi e scafopodi studiati da MORONI (1955) e da RUGGIERI & DAVOLI (1984). La formazione corrisponde stratigraficamente alle «argille saheliane» di RUGGIERI (1958) ed affiora in varie placche ubicate nella parte frontale della coltre, con uno spessore variabile da 50 a circa 250 m; il passaggio alle soprastanti «Evaporiti» è netto.

Il contenuto faunistico dei campioni esaminati è rappresentato da frammenti di molluschi, radioli di echinidi, foraminiferi bentonici ed ostracodi. I foraminiferi bentonici, pur non fornendo indicazioni di età, permettono di definire un ambiente di sedimentazione neritico di piattaforma. Sono infatti presenti e numerosi: *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Bulimina* spp., *Cribroelphidium decipiens* (COSTA), *Florilus boueanum* (D'ORBIGNY), *Elphidium* sp., *Protelphidium granosum* (D'ORBIGNY), *Reussella spinulosa* (REUSS) a cui si associano numerosi miliolidi. Gli ostracodi forniscono maggiori indicazioni biostratigrafiche; sono infatti presenti *Aurila albicans* (RUGGIERI), *Aurila* sp., *Cytheridea neapolitana* KOLLMANN, *Callistocythere* sp., *Kejella hodgii* (BRADY), *Ruggeria tetraptera tetraptera* (SEGUENZA), *Xestoleberis reymenti* RUGGIERI, che permettono di attribuire questi terreni al Messiniano inferiore («Saheliano» di RUGGIERI, 1970) in accordo con la datazione ottenuta dalla malacofauna (MORONI, 1955; RUGGIERI & DAVOLI, 1984).

«Evaporiti» (11,12)

I sedimenti evaporitici epiliguri sono stati distinti in due membri, i cui rapporti di eteropia laterale possono essere intuiti dalle loro caratteristiche sedimentologiche, dato che non affiorano mai assieme.

Il membro A (11) è formato da gesso biancastro microcristallino nodulare, in banchi fino a 3-4 m di spessore con intercalazioni di peliti scure di 15-20 cm, affiorante a N di Secchiano, a Legnanone, F.so Cacarello e in piccole lenti presenti fra C. Passo dei Meloni e Strigara e a Serra ad W del R. Teva. L'ambiente di deposizione corrisponde alla *sabkha*, con la deposizione delle peliti scure durante i periodi umidi.

Il membro B (12) è composto da gesso selenitico incolore o grigio-giallastro per impurità argillose, in grossi cristalli (10-40 cm) con frequenti geminati a coda di rondine, in banchi di spessore variabile da 2-3 fino ad oltre 10 m, con intercalazioni di argille sabbiose scure di 25-50 cm; alla base può essere presente un livello di calcare dolomitico dello spessore di un metro. Il membro B affiora a Sassofeltrio, Onferno, M. del Gesso, Faetano, Torriana, Gessi (ad W di S. Marino) ed in blocchi di più limitate dimensioni, sparsi un pò in tutta la parte frontale dalla coltre; occupa però una posizione più esterna rispetto al membro A. Il membro B è confrontabile alla facies della «Vena del Gesso» descritta da VAI & RICCI LUCCHI (1977, 1978) e VAI (1981) ed indica un ambiente di sedimentazione più francamente marino (intertidale evaporitico) rispetto al membro A. Lo spessore massimo dei sedimenti evaporitici è di circa 100 m, il passaggio alla soprastante Formazione di Casa Monte Sabatino è netto ed è marcato dalla presenza di un conglomerato basale di trasgressione (fig. 9).

I sedimenti evaporitici epiliguri sono stati attribuiti al Messiniano superiore da RUGGIERI (1958) o più genericamente al Messiniano da RUGGIERI (1970) o al Messiniano inferiore da CARLONI *et al.*, (1971); la datazione che sembra più corretta è però il Messiniano medio sia per correlazione con la sedimentazione evaporitica del-

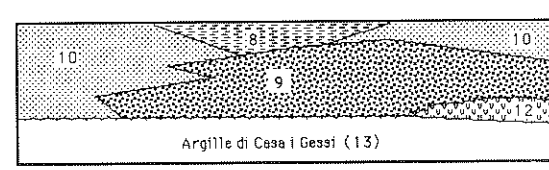


Fig. 9 - Schema dell'affioramento di Casa Monte Sabatino; 8) Peliti grigio-azzurre epiliguri del Pliocene inferiore; 9-10) Formazione di Casa Monte Sabatino (Messiniano superiore); 12) membro B delle «Evaporiti» epiliguri (Messiniano medio) (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

la successione umbro-marchigiano-romagnola (fig. 3), sia per la posizione stratigrafica rispetto alle altre formazioni epiliguri.

Formazione di Casa Monte Sabatino (9-10)

La formazione (CARLONI *et al.*, 1971), che poggia sulle Argille di Casa i Gessi e sulle «Evaporiti», è costituita (fig. 9) alla base da (9) un conglomerato, potente fino ad 8-10 m, talvolta ben cementato, con clasti prevalentemente calcarei ben arrotondati, di diametro variabile da pochi centimetri fino a 50-60 cm, con scarsa matrice sabbiosa. I clasti sono costituiti da litotipi appartenenti alle varie formazioni della coltre ed in misura minore (10%) sono di derivazione «autoctona». Verso l'alto e lateralmente i conglomerati passano ad arenarie gialle (10) a grana media in strati dello spessore di 25-30 cm, con frequente laminazione incrociata a basso angolo. Intercalati alle arenarie vi sono livelli pelitici (20-25 cm) contenenti inclusi calcarei mescolati a tritume conchigliare in maniera disordinata (depositi di tempesta). La formazione affiora in un'area compresa fra Ca Laurenzi ed il paese di Valle di Teva (fra il T. Conca ed il F. Foglia), con uno spessore di circa 80 m, mal valutabile per la presenza di numerose faglie. La formazione era stata attribuita al Tortoniano da CARLONI *et al.*, (1971) e correlata con la Formazione di Acquaviva di RUGGIERI (1970), mentre è invece correlabile per età, litologia ed ambiente deposizionale al membro D (37) della Formazione a Colombacci, da cui è però distinta in quanto facente parte della sedimentazione epiligure.

La formazione è ricoperta dalle peliti del Pliocene inferiore epiligure: il passaggio è caratterizzato da un brusco salto ambientale corrispondente probabilmente ad una lacuna stratigrafica.

I campioni, prelevati nelle rare intercalazioni pelitiche presenti, contengono foraminiferi sempre in cattivo stato di conservazione ed appartenenti ad età ed ambienti diversi. Infatti oltre a *Globorotaliae* spinose dell'Eocene medio, si riconoscono *Globorotaliae* dell'Eocene superiore e forme del Messiniano preevaporitico come *Bulimina echinata, Globigerina multiloba, G. quinqueloba*. A forme di ambiente batiale, come *Lenticulina, Marginulina* e *Planulina* si associano frequenti individui di acque basse come *Ammonia beccarii, Florilus boueanum, Cribroelphidium decipiens, Elphidium crispum, Protelphidium granosum*. L'età della formazione non è quindi definibile in base al contenuto microfaunistico, ma può essere desunta dalla posizione stratigrafica (probabile Messiniano superiore) compresa fra le «Evaporiti» ed il Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp.

DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE EPILIGURE (8)

Si tratta di Peliti grigio-azzurre con frattura a saponetta, ricche di microfossili, dello spessore di pochi decimetri, affioranti soltanto a C. Monte Sabatino. I campioni raccolti contengono una fauna abbondante a foraminiferi planctonici (v. elenco Pliocene inferiore precoltre della successione umbro-marchigiano-romagnola) caratterizzati dalla presenza di *Sphaeroidinellopsis* spp. e perciò attribuibili al Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp.

DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE POSTCOLTRE (3-7)

Si tratta di (5) Peliti grigio-azzurre con frattura a saponetta, ricche di microfossili, talvolta intercalate ad arenarie giallastre poco cementate, a grana da fine a media, in strati da 15 a 25 cm di spessore. All'interno delle Peliti grigio-azzurre sono raramente presenti, ad W di Monte Giardino e di Sogliano al Rubicone, (6) depositi di colata sottomarina costituiti da brecce poligeniche a dominante pelitica con litotipi appartenenti alla coltre (Formazione di Sillano e di Monte Morello). All'interno dei depositi pliocenici postcoltre sono distinguibili due aree con caratteristiche sedimentologiche nettamente diverse: nella zona ad E della coltre, fra il F. Marecchia ed Auditore, le Peliti grigio-azzurre passano lateralmente e verso l'alto a (7) lenti di arenarie risedimentate, mentre ad W, fra Maioletto e Sogliano al Rubicone, passano lateralmente e verso l'alto a depositi arenaceo-conglomeratici (3,4) a sedimentazione normale.

Le arenarie risedimentate (7) di colore giallo-ocraceo affiorano in strati di spessore variabile da 30 cm fino ad oltre 2 m, alternati a sottili (5-10 cm) livelli pelitici, spesso erosi dal successivo strato arenaceo ed inglobati sotto forma di inclusi o lenticelle.

I depositi a sedimentazione normale consistono di (3) Arenarie grigio-giallastre a laminazione incrociata a lisca di pesce, o bipolare poco sviluppata, a grana da media a grossolana, in strati da 15 a 50 cm ricchi di inclusi pelitici e macrofossili. In queste arenarie sono frequenti le (4) intercalazioni conglomeratiche, costituite

da ciottoli, di provenienza alloctona di dimensioni variabili da pochi centimetri a 40 cm, embriciati ed indicanti una direzione di trasporto adriatica e suddivisibili in: 1) a strati sottili anche monogranulari, relativamente continui (aspetto di livelli «spiaggiati») con allineamenti orizzontali o debolmente inclinati dei ciottoli; 2) a grossi banchi dello spessore da 30 cm a 2-3 m, a geometria lenticolare; in questo caso i depositi conglomeratici possono raggiungere i 30 m. Nella rappresentazione cartografica a causa delle frequenti interdigitazioni fra arenarie e conglomerati si è cercato di raggrupparli in base al litotipo prevalente. MERLA (1957), RUGGIERI (1958, 1970), RICCI LUCCHI *et al.*, (1982), RICCI LUCCHI & ORI (1985), RICCI LUCCHI (1987) considerano tali depositi semialloctoni e li correlano all'intrappenninico bolognese; FARABEGOLI (1983) adotta il termine «semiautoctoni» in ragione del loro limitato spostamento; poiché tali depositi si sono sedimentati durante ed immediatamente dopo la messa in posto della coltre, sembra preferibile considerarli neoautoctoni (CONTI, 1986; CONTI *et al.*, 1987), come già SESTINI (1970a) aveva indicato.

Infatti i depositi pliocenici postcoltre, i cui rapporti stratigrafici sono indicati in fig. 10 e che hanno uno spessore variabile fra i 150 e i 550 m, sono trasgressivi sulle varie formazioni della coltre, ad eccezione della zona di Auditore (a SE) e di S. Maria Riopetra (a NW) dove sono in continuità con in depositi del Pliocene inferiore precoltre. Il passaggio ai depositi del Pliocene medio, visibile solo nella zona orientale della Val Marecchia, avviene in maniera graduale, per alternanza di peliti ed arenarie con un progressivo aumento del contenuto arenaceo, nella zona di

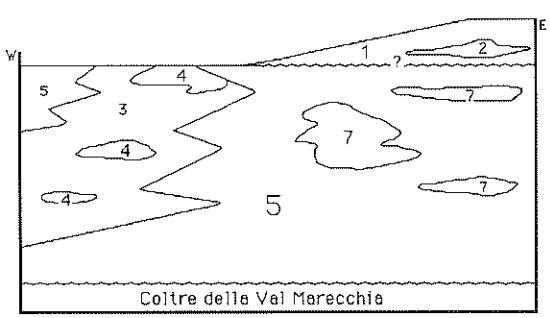


Fig. 10 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi pliocenici postcoltre; 1) Arenarie gialle e 2) lenti conglomeratiche del Pliocene medio; 3) Arenarie grigio-giallastre, 4) lenti conglomeratiche, 5) Peliti grigio-azzurre, 7) arenarie risedimentate del Pliocene inferiore Zona a *Globorotalia puncticulata* (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

M. Croce, mentre è netto nelle restanti aree di affioramento. È difficile dire se tale passaggio sia avvenuto con continuità o sia caratterizzato da una lacuna in concomitanza di una parziale emersione nel Pliocene a *G. puncticulata*. In alcuni casi la presenza di una modesta discordanza angolare avvalorerebbe la seconda ipotesi; resta comunque il fatto che i depositi del Pliocene medio sono meno disturbati tettonicamente di quelli del Pliocene inferiore e sono indicativi di un ambiente di sedimentazione completamente differente.

L'ambiente di sedimentazione dei depositi del Pliocene inferiore postcoltre varia da un delta-conoide ad un estuario o piana di marea sabbiosa nella zona occidentale della coltre, mentre in quella orientale, è marino più profondo caratterizzato da depositi torbiditici.

Nei campioni prelevati nei livelli pelitici il plancton tende a prevalere sul benthos. I bentonici sono rappresentati sia da esemplari di ambiente profondo *(Lenticulina* spp., *Marginulina* spp., *Nodosaria* spp., *Valvulineria bradyana, Uvigerina rutila)* sia di acque poco profonde (*Ammonia beccarii, Florilus boueanum, Cribroelphidium decipiens, Elphidium macellum, Bulimina* spp.). Fra i planctonici, numerosi sono gli esemplari di *Globorotalia puncticulata*, che permettono di attribuire questi terreni al Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata*.

Depositi del Pliocene medio (?) (1,2)

I depositi del Pliocene medio affiorano ad E della coltre in una zona compresa fra Domagnano ed Auditore, con uno spessore variabile dai 50 ai 200 m. Si tratta di (1) Arenarie gialle, a volte ocracee, poco cementate in strati variabili da 5 cm, fino a circa 50 cm, fortemente bioturbate e a volte a laminazione piano-parallela con abbondanti inclusi vegetali. Intercalati alle arenarie vi sono (2) dei livelli (25-50 cm) costituiti da ciottoli di piccole dimensioni (1-5 cm), ben arrotondati, tritume conchigliare ed inclusi pelitici e calcarei disposti in maniera disordinata (depositi di tempesta); a volte il conglomerato è organizzato in lenti sottili (M. Osteriaccia). I ciottoli sono formati in prevalenza da selce e da calcari provenienti dalla successione umbro-marchigiano-romagnola. L'ambiente deposizionale delle arenarie è deltizio (CAPUANO *et al.*, 1986), o di mare poco profondo con frequenti episodi di tempesta. Le arenarie sono state attribuite al Pliocene medio da CARLONI *et al.*, (1971) e da ARDANESE *et al.*, (1982) per la presenza di *Anomalinoides helicinus* (che si estingue alla fine

del Pliocene medio) e di *Buccella frigida* (che compare all'inizio del Pliocene medio). I campioni raccolti contengono associazioni a foraminiferi prevalentemente bentonici poco significativi che non permettono una precisa attribuzione biostratigrafica; oltre a forme di acque profonde (*Gyroidina soldanii, Marginulina costata, Planulina ariminensis, Siphonina reticulata, Uvigerina longistriata*) sono presenti faune di acque basse (*Ammonia beccarii, Florilus boueanum, Protelphidium decipiens*). Il plancton è rappresentato da *Globigerina* spp., *Globigerinoides* (tra cui *G. helicinus*, e *G. obliquus extremus*) e *Orbulina universa*.

Depositi continentali quaternari

Consistono di alluvioni nel fondovalle o sui fianchi dei vari corsi d'acqua e di detriti di falda. Non sono stati distinti i vari ordini di terrazzi. Una ripresa dell'attività erosiva si nota in alcune zone degli alvei dei fiumi Savio, Marecchia e del T. Uso, talvolta in corrispondenza a zone di alto strutturale.

Sono poi state distinte le frane recenti ed attualmente in movimento dai depositi di copertura dovuti a paleofrane. In alcuni casi è possibile notare una concentrazione di eventi franosi in corrispondenza di fronti di sovrascorrimento. Si tenga presente che nella rappresentazione cartografica è stata indicata solo una piccola parte delle frane presenti.

TETTONICA

Gli elementi strutturali presenti nell'area rilevata permettono di distinguere due zone con differenti caratteristiche: la prima, affiorante nelle valli del Savio e del Foglia, è rappresentata dal substrato della coltre della Val Marecchia, comprendente i depositi della successione umbro-marchigiano-romagnola, dallo Schlier alle Peliti grigio-azzurre del Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata* (Pliocene precoltre); la seconda dalla coltre alloctona e dai terreni pliocenici postcoltre. Entrambe le aree sono dominate da una tettonica di tipo compressivo (pieghe *en echelon* e sovrascorrimenti a vergenza appenninica), in particolare nella coltre della Val Marecchia è presente un sistema di sovrascorrimenti di forma arcuata a vergenza appenninica, delimitante, al suo interno dei depositi clastici, in alcuni casi molto potenti.

Tettonica del substrato

Il substrato della coltre è interessato da un sistema di pieghe *en echelon* a direzione appenninica: gli assi strutturali seguono una direzione N 115° nella valle del Savio, mentre in quella del Foglia hanno una direzione N 145°. Nella valle del Savio sono distinguibili procedendo da N verso S (fig. 11): l'anticlinale di Bivio di Montegelli (1), la sinclinale di M. Caibana (2), l'anticlinale di Mercato Saraceno (3), la sinclinale di Montecastello (4), l'anticlinale di Ca di Nardo (5) e la sinclinale di Sapigno (6). Nella valle del Foglia le pieghe principali sono da nord a sud (fig. 11): la sinclinale di Auditore (7), l'anticlinale di Castellina (8), la sinclinale di Sassocorvaro (9), l'anticlinale di Macerata Feltria (10) e la sinclinale di Pietrarubbia (11). Nella valle del Conca affiora soltanto l'anticlinale di Montescudo (12) che era probabilmente emersa per gran parte del Pliocene inferiore, esercitando una funzione di ostacolo al movimento della coltre durante il Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata*, come testimoniato dall'accavallarsi dei depositi epiliguri sul suo fianco meridionale.

Il piegamento del substrato della coltre diviene progressivamente più marcato procedendo verso SW, fino a coinvolgere nella sinclinale di Pietrarubbia (11) i terreni dallo Schlier al Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. Alle pieghe principali sono associate numerose pieghe minori, la cui frequenza aumenta in prossimità del contatto con la coltre e procedendo verso SW; alcune pieghe minori sono troncate da faglie dirette a direzione N 90-100° (fig. 11).

I fianchi delle pieghe appaiono spesso raddrizzati fino alla verticale e delimitati da faglie inverse e sovrascorrimenti con direzione parallela a quella degli assi strutturali; più raramente sono presenti faglie dirette parallele all'asse delle pieghe (a N di Paderno e nell'anticlinale di Montescudo). I sovrascorrimenti più marcati sono, nella valle del Savio, quelli del R. Nasseto e C. la Valle, mentre in quella del Foglia quelli di S. Maria Valcava, Certalto e Mondagano, che presentano rigetti anche maggiori, mettendo in alcuni casi (Ca Gennaro) a contatto il membro 4 della Formazione Marnoso-arenacea con i depositi del Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. In vari casi gli assi delle pieghe ed i piani di sovrascorrimento appaiono dislocati da faglie trascorrenti a direzione antiappenninica (N 30°-40°): le situazioni più evidenti sono quelle delle sinclinali di Sapigno (6) e Pietrarubbia (11)

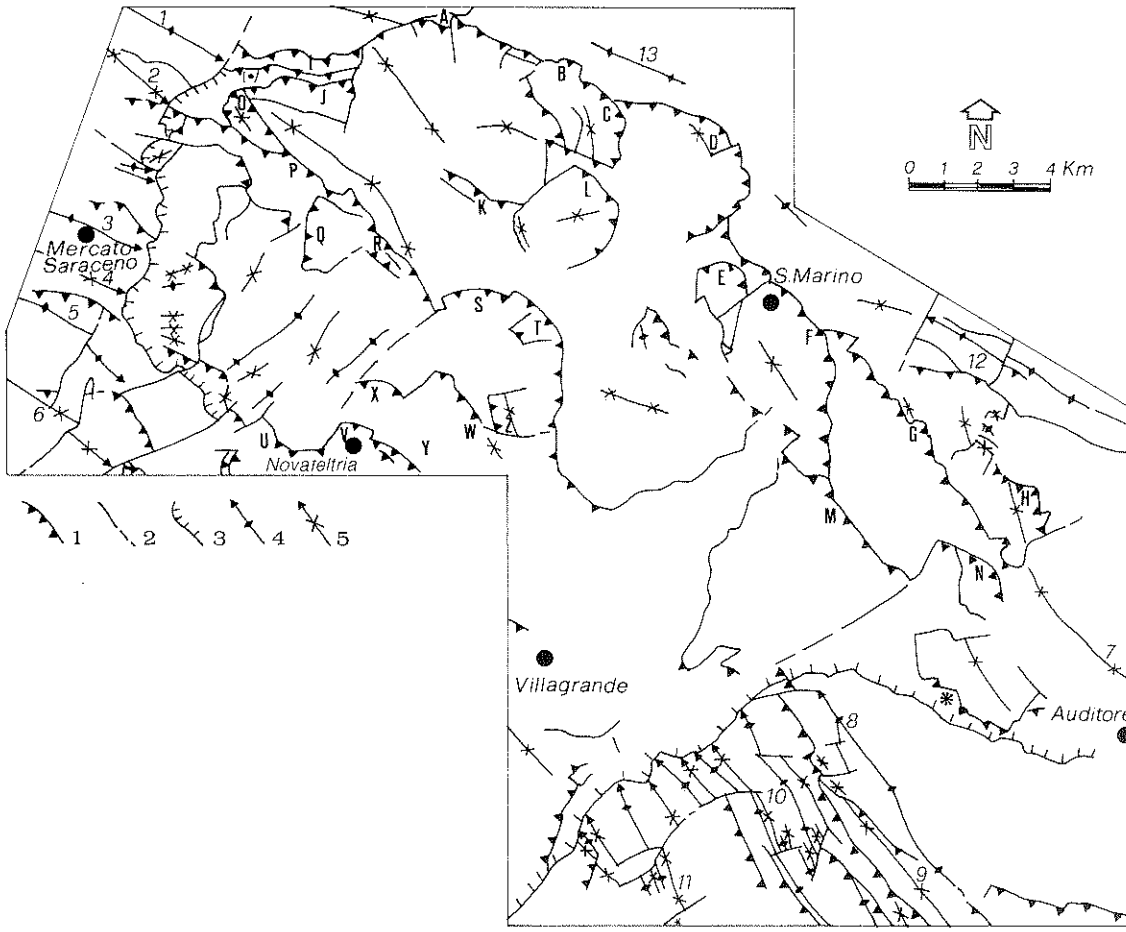


Fig. 11 - Schema dei principali elementi stutturali presenti nella Val Marecchia (modificato da CONTI, 1986): 1) faglie inverse e sovrascorrimenti; 2) faglie dirette e trascorrenti; 3) limite coltre Val Marecchia-successione umbro-marchigiano-romagnola; 4) assi di anticlinali; 5) assi di sinclinali. Le lettere (A-Z) e i simboli (•) (*) si riferiscono agli embrici della coltre della Val Marecchia, mentre i numeri (1-13) alle principali pieghe della successione umbro-marchigiano-romagnola.

e dell'anticlinale di Macerata Feltria (10) (fig. 11). Pieghe e sovrascorrimenti del substrato non sono seguibili attraverso la coltre della Val Marecchia; gli unici sovrascorrimenti che interessano sia i terreni del substrato che quelli della coltre sono quelli di M. Caibana (valle Savio) e C. Giorgino (valle Conca) e sono da ricondurre alla fase tettonica del Pliocene inferiore Zona a *Globorotalia puncticulata* (v. cap. evoluzione paleogeografica).

Una caratteristica importante del sistema a pieghe *en echelon* è rappresentata dall'immersione degli assi strutturali al di sotto del contatto con la coltre della Val Marecchia (fig. 11). In prossimità della coltre, in una fascia dell'estensione massima di circa 2 km, le direzioni di strato delle varie formazioni della successione umbro-marchigiano-romagnola, a partire dalla porzione tortoniana del membro 4 della Marnoso-arenacea fino ai depositi del Pliocene inferiore precoltre, Zona a *G. puncticulata*, seguono un andamento antiappenninico e descrivono un golfo che si estende per circa 25 km all'interno della catena (fig. 12). L'orientazione antiappenninica degli assi strutturali è comunque più evidente nella parte W (con una direzione N 15°) che non in quella E (con una direzione N 45°) della coltre, dove la fascia precedentemente descritta risulta fortemente assottigliata e ridotta (sinclinale di Pietrarubbia e anticlinale di Macerata Feltria).

Il sistema a pieghe *en echelon* e i sovrascor-

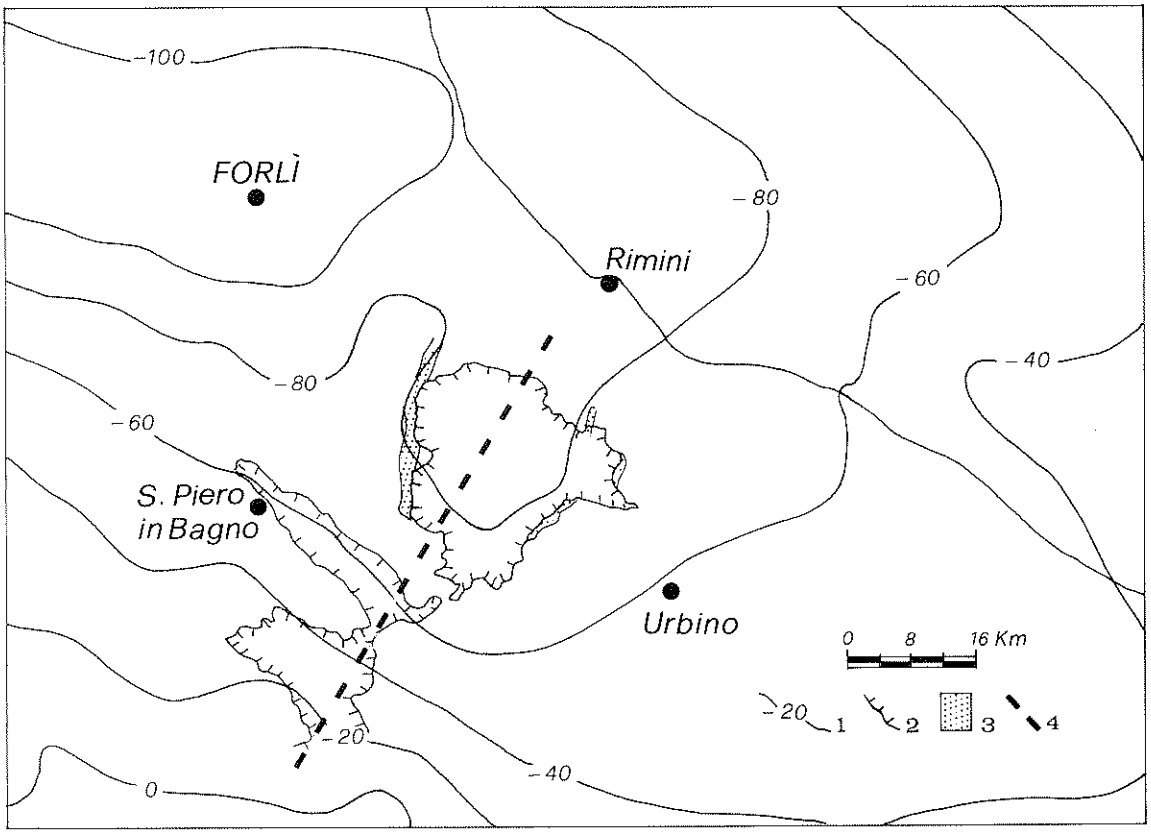


Fig. 12 - Schema illustrante la relazione fra depressione gravimetrica e coltre della Val Marecchia: 1) isoanomale di Bouguer (da OGNIBEN *et al.* 1975); 2) limite coltre Val Marecchia-successione umbro-marchigiano-romagnola; 3) area caratterizzata da elementi strutturali a direzione antiappenninica; 4) trascorrente Grosseto-Val Marecchia.

rimenti a direzione appenninica appaiono nettamente troncati dalla coltre della Val Marecchia. Gli stessi depositi del substrato su cui si muove la coltre risultano fortemente piallati a diversi livelli proporzionalmente all'entità delle deformazioni che lo interessano; queste si vanno attenuando da SW a NE e l'entità del piallamento varia nello stesso verso. In questo modo la coltre poggia via via su terreni sempre più giovani, dal membro 4 della Formazione Marnoso-arenacea alle Peliti grigio-azzurre del Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata*, ad eccezione delle zone comprese fra C. Bramiere e C. la Valle (ad W della coltre) e fra Ca Ghirlanda e Ca le Macchielle (ad E), dove l'assenza di depositi pliocenici evidenzia l'esistenza di alti strutturali antecedenti alla sua messa in posto.

Il contatto fra la coltre ed il substrato segue una direzione N 10°, nella valle del Savio, fra il R. Nasseto e S. Maria Riopetra, mentre in quella del Foglia, fra Pietrarubbia e S. Maria Valcava segue una direzione N 40°, trasversale agli assi del substrato; nella zona di Maiano il contatto è marcato da faglie trascorrenti a direzione antiappenninica mentre nella zona compresa fra il R. Nasseto e F.so Chiusa e fra S. Maria Valcava e Auditore il contatto è concordante. Nella zona di Maiano la faglia trascorrente destra di Perticara (estremo SW di fig. 11) disloca il contatto coltre-substrato con un rigetto di circa 3 km: nell'area a NW della faglia la coltre poggia sui terreni pliocenici Zona a *G. puncticulata*, mentre a SE la coltre poggia sui terreni tortoniani della «Formazione dei Ghioli di Letto»; una faglia trascorrente di più limitata entità è rilevabile più a NW in prossimità di F.so Chiusa.

Tettonica della coltre e dei depositi pliocenici postcoltre

La tettonica della coltre è caratterizzata da un sistema di embricazioni tettoniche e sovra-

scorrimenti delimitato da faglie inverse listriche vergenti a NE, coinvolgente i terreni epiliguri miocenici e quelli del Pliocene inferiore postcoltre (Zona a *G. puncticulata*). Morfologicamente gli embrici descrivono degli archi di varia grandezza (1,5-5 km), delimitati lateralmente da faglie trasversali (dirette o trascorrenti) o da altre embricazioni con accavallamenti lungo superfici in prevalenza ad alto angolo (oltre i 45°). Le forme arcuate sono da porre in relazione sia alla presenza di ostacoli nel substrato che si oppongono al movimento, sia alla diversa velocità di spostamento, influenzata dalla sommatoria degli attriti frontali, di fondo e laterali. Le maggiori inclinazioni dei piani di sovrascorrimento si riscontrano nelle parti frontali e centrali degli accavallamenti. Le faglie trascorrenti possono essere destre o sinistre con direzioni N 10°, N 40°, mentre quelle dirette hanno direzioni N 90°-100° e più raramente N 130°. Tipici esempi (fig. 11) sono gli archi di M. Cerreto (E), Montebello (L), S. Leo (W), Montefotogno (T) e Monte Licciano (M) separati rispettivamente da quelli di S. Marino (F), Ginestreto (K), C.se Monti (X), M. Ceti (S) e Ca Antoniaccio (N) da faglie trascorrenti sinistre e gli archi di Torriana (C) e Maioletto (Y) separati rispettivamente da quelli di S. Giovanni in Galilea (B) e Talamello (V) da faglie trascorrenti destre. Faglie dirette delimitanti i sistemi di embricazione sono presenti negli embrici di Strigara (J), C. Nova (A) e Valle Avellana (*) con direzione da N-S a N 25°-30°. Le strutture trasversali in esame possono corrispondere a svincoli meccanici tra differenti comparti o settori che hanno subito evoluzioni tettoniche disomogenee e che hanno risposto alle sollecitazioni dinamiche (distensioni sul retro e compressioni alla fronte) con deformazioni differenziate. Tali differenze si traducono in effetti trascorrenti lungo i sistemi trasversali ed in spostamenti orizzontali maggiori in corrispondenza dei fronti di embricazione. Sono poi presenti una serie di fratture e di faglie a piccolo rigetto non sempre cartografate, ortogonali alle direzioni di strato delle formazioni coinvolte negli accavallamenti, legate al fratturarsi dei blocchi durante il loro inarcamento a seguito dei sovrascorrimenti; tali fratture sono molto importanti per spiegare la concentrazione degli eventi franosi in corrispondenza dei fronti di accavallamento (v. le frane di S. Marino, Torriana, Montebello, Verucchio, M. Gregorio e Monte S. Severino).

I fronti di accavallamento, costituenti generalmente delle pronunciate strutture positive sempre caratterizzate da sottili coperture depositionali, delimitano al loro interno dei bacini a forte subsidenza, riempiti da sequenze sedimentarie [generalmente di età mio-pliocenica tranne che a Torriana (C) dove è presente la Formazione di Antognola di età oligocenica superiore] che nel loro insieme formano dei voluminosi cunei clastici sintettonici dello spessore variabile da poco più di un centinaio di metri fino ad oltre 750 m. Il loro massimo spessore è localizzato presso il fronte o al di sotto dell'embrice immediatamente retrostante, con graduale assottigliamento verso le strutture antistanti. Tali cunei clastici vengono ad essere coinvolti nel trasporto orogenico appenninico (da SW a NE) nel corso stesso della loro deposizione venendo ad essere dei *piggyback basins* secondo la definizione di Ori & Friend (1984). In realtà i fronti di accavallamento, corrispondenti alle varie fasi compressive, non sempre si susseguono in direzione SW-NE nello spazio e nel tempo secondo un semplice ordine di polarità orogenica: la zona di accumulo, relativa ad una certa fase deformativa, si può infatti distribuire non soltanto all'esterno ma anche all'interno del precedente fronte di compressione (Patacca & Scandone, 1986). Sembra questo il motivo per cui i cunei o prismi di accrezione sedimentaria più voluminosi (M. Pincio, Maioletto), associati agli accavallamenti più efficaci, sono presenti nella fascia più meridionale. In questo caso si verrebbero a formare dei bacini posti al di sopra di sistemi di *thrusts* stazionari e indietreggianti chiamati da Castellarin *et al.*, (1985) bacini fermi o rinculanti, corrispondenti agli *overstep basins* di Boyer & Elliott (1982). Nella pratica risulta difficile stabilire l'esatto ordine di formazione dei vari *thrusts* presenti nella coltre, in quanto tutti tagliano gli stessi depositi del Pliocene inferiore a *G. puncticulata* e d'altra parte, il fatto che talvolta questi depositi non affiorino in embrici situati nella parte più frontale della coltre [come in quelli di S. Marino (F), M. Cerreto (E) e Ca Antoniaccio (N)] potrebbe essere dovuto sia ad una propagazione di tipo *overstep* (formazione degli embrici frontali precedente a quella degli embrici più arretrati) sia ad una sottile copertura dei depositi pliocenici poi asportata dagli agenti erosivi.

La formazione di nuovi embrici alle spalle di quelli esistenti e quindi la formazione di *overstep basins* negli accavallementi padani del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore è stata messa in relazione da Castellarin *et al.*, (1985) e da Castellarin & Vai (1986) soprattutto con i movimenti verticali lungo il settore pedeappenninico, che hanno determinato il sollevamento del fron-

te esterno della catena ed il concomitante intenso approfondimento di quello sepolto al di sotto della pianura. Ne consegue che nella pianura i movimenti sono ostacolati dai crescenti confinamenti al di sotto di sempre più ingenti depositi sedimentari, richiamati dalla pronunciata subsidenza causata anche dall'impilamento dei sovrascorrimenti (RICCI LUCCHI 1984; BALLY *et al.*, 1985), mentre nel margine più esterno della catena il sollevamento porta alla conseguente perdita di confinamento geostatico e ad una maggiore possibilità di movimento. SARTORI (1987) e SARTORI *et al.*, (1987) ipotizzano invece una relazione fra il cambiamento di direzione nell'apertura del Tirreno e la propagazione padana di tipo *overstep*.

I cunei clastici possono essere delimitati da più associazioni di faglie quali: 1) coppie di faglie inverse listriche con la medesima vergenza (fig. 13A). Rientrano in questo tipo gli embrici di C. Passo dei Meloni (I), Ca di Marchese (•), C. Nova (A), Montegelli (P), S. Giovanni in Galilea (B), Verucchio (D), Ca Comune (H) (v. profili I, II, III, VI, X della carta geologica e fig. 11).

2) faglie inverse frontali e faglie dirette posteriori con direzione subparallela ai sistemi di embricazione; il piano della faglia retrostante è inclinato in direzione opposta a quella della faglia frontale (fig. 13B). Rientrano in questo tipo gli embrici di Montebello (L), M. Cerreto (E), S. Marino (F) e Ca Antoniaccio (N) (v. profili IV, V, VII, VIII della carta geologica e fig. 11).

3) faglie inverse frontali e faglie verticali posteriori con direzione subparallela ai fronti di embricazione (fig. 13C). Rientra in questo tipo l'embrice di Cast. di Montemaggio (v. profilo VII della carta geologica).

In numerosi casi la continuità dei cunei clastici viene interrotta da strutture di estrusione tettonica che sono determinate da tre tipi di associazioni di faglie:

1) coppie di faglie inverse a vergenza opposta (fig. 13D). Rientrano in questo tipo gli embrici di Montetiffi (Q), Montefotogno (T), Monte S. Severino (Z), Ca di Piuzzo (O), la Torre (R), Serra Masini (V) (fig. 11). Tali strutture sono note come *pop up* (ELLIOT, 1981) e sono delimitate da un *ramp* frontale e da una faglia inversa al retro (*back thrust*), detta anche antitetica (MANDL & CRANS, 1981).

Il problema principale connesso con queste strutture è quello della natura ed origine dell'inversione della vergenza; essa potrebbe essere legata a distinte attività dinamiche esplicantesi su fasce corrugate a sviluppo bloccato verso l'esterno, in rapporto alla resistenza offerta dall'area indeformata ed al conseguente arresto delle embricazioni (CASTELLARIN *et al.*, 1985). Secondo CALAMITA (1986) i *pop up* si localizzano spesso in corrispondenza di sottostanti *ramps;* DE FEYTER & MENICHETTI (1986) collegano tali strutture ad una iniziale diminuzione d'inclinazione del piano di sovrascorrimento ed affermano che generalmente s'impostano su precedenti discontinuità. Il fatto che i *back thrusts* siano localizzati in un'area arretrata rispetto all'attuale fronte della coltre della Val Marecchia, grosso modo a SW della linea Strigara-T. Mazzocco, fa

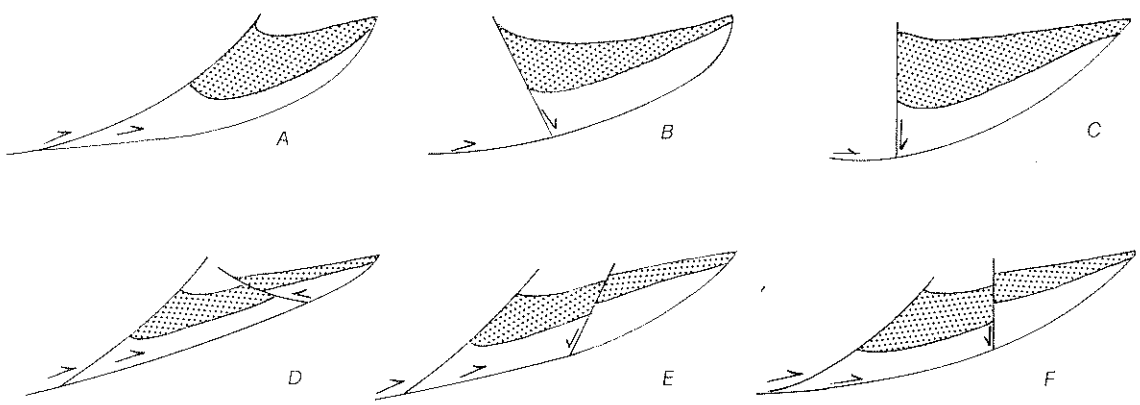


Fig. 13 - Principali associazioni di faglie presenti nella coltre della Val Marecchia: i primi tre casi facilitano l'accumulo di potenti successioni clastiche (*piggyback* e *overstep basins* indicati in punteggiato), mentre gli altri tre rappresentano strutture di estrusione tettonica. A) coppie di faglie inverse con la medesima vergenza; B) faglia inversa frontale e faglia diretta posteriore antitetica; C) faglia inversa frontale e faglia verticale posteriore; D) faglie inverse a vergenza opposta; E) faglia inversa frontale e faglia diretta posteriore sintetica; F) faglia inversa frontale e faglia verticale posteriore, ma con movimento opposto a quello del caso C.

propendere per una loro formazione tardiva rispetto agli embrici frontali, in zone a maggior svincolo (forse già in via di sollevamento) rispetto alle fasce corrugate a sviluppo bloccato verso l'esterno. È probabile quindi che i cunei clastici di M. Ceti (S), S. Leo (W), Montefotogno (T) siano degli *overstep basins* mentre quelli più frontali [Ginestreto (K) e S. Giovanni in Galilea (B)] dei *piggyback basins*.

2) faglie inverse frontali e faglie dirette posteriori con direzione parallela ai sistemi di embricazione, il piano della faglia retrostante è inclinato con la stessa direzione di quella frontale (fig. 13E). Rientrano in questo tipo gli embrici di Strigara (J), Ginestreto (K), Torriana (C) (v. profili I, V della carta geologica e fig. 11).

3) faglia inversa frontale e faglia diretta posteriore con direzione parallela ai sistemi di embricazione (fig. 13F), il movimento è però opposto a quello del caso C di fig. 13 (v. profilo III della carta geologica). Le strutture descritte negli ultimi tre casi rappresentano zone di svincolo meccanico durante le varie fasi compressive e prendono il nome di cunei o prismi di espulsione (CASTELLARIN *et al.*, 1985).

I cunei clastici affioranti nella coltre della Val Marecchia comprendono nel loro insieme depositi dall'Oligocene superiore (Formazione di Antognola) fino al Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata*. Non è comunque chiaro se la forma a cuneo sia dovuta ai soli depositi del Pliocene inferiore Zona a *Globorotalia puncticulata* o sia comune anche ai depositi epiliguri. Infatti anche se in alcuni casi, embrice di Ca Antoniaccio (N), è possibile individuare una geometria cuneiforme nelle Argille di Casa i Gessi, rimane problematica la ricostruzione delle geometrie delle formazioni situate al di sotto dei depositi pliocenici. Ad ogni modo la forma arcuata del limite dei vari affioramenti dei cunei clastici coincide con quella degli embrici che le delimitano; la direzione e inclinazione degli strati posti alla fronte dei cunei clastici, coincide con la direzione e inclinazione dei piani di taglio delle faglie inverse frontali, localizzate essenzialmente nelle argille varicolori (membro A) della Formazione di Sillano. Le inclinazioni tendono progressivamente a ridursi mano a mano che ci si sposta verso il centro dei bacini di sedimentazione delimitati dagli accavallamenti; tali bacini hanno in alcuni casi una giacitura sinclinalica o a «scodella» (Montebello, S. Marino, Ginestreto, Sogliano al Rubicone). Nella maggioranza dei casi ad ognuna delle faglie inverse frontali corrispondono diversi piani di taglio [ad es. embrici di Ca di Marchese (•) e di C. Passo dei Meloni (I)] che possono ripetersi più volte nell'arco di poche centinaia di metri. I piani di taglio sono caratterizzati macroscopicamente da superfici lucidate e microscopicamente da minute strie meccaniche e da strutture di trascinamento di piccoli granuli legati ai fenomeni di scorrimento che hanno interessato l'intera massa argillosa. La distanza fra i singoli piani varia dai 2-3 cm fino al millimetro, rimanendo però costante la forma di piani curvi intersecantisi e/o anastomizzantisi fra di loro, assomigliando così ai *braided shear* di HANCOCK (1985) o alle forme di flusso cataclastico di LAVECCHIA *et al.*, (1983). Questi piani, che hanno un'inclinazione variabile dai 45° ai 55°, sono di solito ben visibili sul terreno, in quanto le argille stirate e compattate vengono messe in evidenza rispetto a quelle circostanti dagli agenti atmosferici. Analoghe caratteristiche presentano i piani di taglio localizzati nelle Peliti grigio-azzurre del Pliocene inferiore postcoltre ed in alcuni casi, embrice di Ca di Marchese (•), tali peliti sono talmente tettonizzate da assumere un aspetto simile alle superfici lucidate delle «argille scagliose» (v. CASTELLARIN *et al.*, 1986, per una più completa descrizione dei caratteri strutturali mesoscopici).

All'interno dei cunei clastici sono riconoscibili sei sequenze deposizionali (figg. 6,14) strettamente influenzate dalla tettonica; la distribuzione degli spessori e delle facies è infatti legata alla vergenza delle embricazioni. Nella quinta sequenza, ad esempio, la sedimentazione evaporitica risulta condizionata dalla tettonica di embricazione: la deposizione del membro A (depositi di *sabkha*) delle "Evaporiti" risulta concentrata in una posizione più arretrata rispetto a quella del membro B (depositi intertidali) e precisamente all'interno dei bacini delimitati dagli embrici di M. Ceti (S), Montefotogno (T) e S. Leo (W). Tale situazione può rappresentare perciò una conferma che questi bacini siano degli *overstep basins* e che la deposizione gessosa si sia impiantata in aree più interne e più elevate, rispetto a quelle situate in una posizione più frontale (M. del Gesso), sede di depositi evaporitici leggermente più profondi. Si può ipotizzare quindi che la tettonica di embricazione non rappresenti soltanto le modalità di messa in posto della coltre nel Pliocene inferiore a *G. puncticulata* ma che sia stata attiva anche precedentemente e che abbia profondamente influenzato almeno la sedimentazione miocenica epiligure.

Nella coltre è presente anche un sistema di pieghe a direzione antiappenninica (N 35°), sep-

pure limitato al bacino di M. Pincio: sono riconoscibili le anticlinali di Ca del Sarto, M. Pincio, F.so di Fagnano e le sinclinali di Poggio Cossura, C. Ciuffa e Collina (fig. 11). Tali pieghe sono delimitate lateralmente da vari fronti di embricazione, rappresentando quindi zone di compressione legate ai movimenti degli embrici e sostituenti le più frequenti faglie trascorrenti a direzione antiappenninica.

Il sistema a pieghe *en echelon* a direzione appenninica è riscontrabile invece nei depositi pliocenici postcoltre affioranti a N della coltre [anticlinale di Gemmiano (13)] (fig. 11). Nella parte frontale della coltre della Val Marecchia il contatto fra di essa ed i depositi del Pliocene inferiore postcoltre (Zona a *G. puncticulata*) avviene tramite un sistema di sovrascorrimenti seguibile da Sogliano al Rubicone fino a Valle Avellana, mentre lateralmente ad essa, nella zona di Auditore, non si nota alcuna apparente discontinuità fra i terreni pliocenici precoltre e quelli postcoltre. Nella zona di Faetano e di S. Maria Riopetra il contatto fra i due tipi di terreni pliocenici e marcato da faglie trascorrenti a direzione antiappenninica (N 45°). Altre due faglie trasversali con la medesima direzione sono localizzate: la prima delimita il fianco occidentale degli embrici di C.se Monti (X) e M. Ceti (S), la seconda degli embrici di Ca Giorgino e Ca Antoniaccio (N). Tutti questi elementi starebbero quindi ad indicare una riattivazione delle strutture di sovrascorrimento durante il Pliocene medio, se l'attribuzione stratigrafica dei depositi della sinclinale di Auditore si rivelasse esatta. Nella sinclinale di Auditore (6) e M. Pulito anche i terreni del Pliocene medio risultano debolmente coinvolti nel piegamento; da notare che l'asse strutturale della sinclinale di Auditore è l'unico a non presentare una direzione d'immersione verso il contatto coltre-substrato, evidenziando che nel Pliocene medio il golfo a direzione antiappenninica (fig. 12), attivo dal Tortoniano, aveva praticamente cessato di esistere.

INTERPRETAZIONE CINEMATICA DEI DATI STRUTTURALI IN RELAZIONE ALLA MESSA IN POSTO DELLA COLTRE DELLA VAL MARECCHIA

Nell'area rilevata l'elemento tettonico più saliente è senz'altro rappresentato dal sovrascorrimento dei terreni liguri al di sopra della successione umbro-marchigiano-romagnola. Si è visto che i terreni immediatamente sottostanti e soprastanti alla coltre appartengono al Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata*. Questa situazione è verificabile dal F. Savio fino al Foglia, indicando che la coltre si è messa in posto come un corpo unitario ed in un lasso di tempo abbastanza breve. Sia la coltre che il suo substrato sono interessati da una tettonica compressiva caratterizzata da sovrascorrimenti a direzione appenninica e faglie trasversali dislocanti i vari fronti di accavallamento. La messa in posto della coltre va quindi strettamente e attivamente collegata alla tettonica che ha raccorciato in pieghe e scaglie il suo substrato, che è scollato a vari livelli (Boccaletti *et al.*, 1980; Coli, 1980; Castellarin *et al.*, 1985; Bally *et al.*, 1986), e va inquadrata nell'insieme di falde e sovrascorrimenti a vergenza adriatica, il cui impilamento ha portato alla formazione dell'Appennino settentrionale (Conti, 1986; Conti *et al.*, 1987). In questo modello i terreni epiliguri, trasportati sul dorso di sistemi di embricazioni tettoniche, si sarebbero depositati in bacini tipo *piggyback* e *overstep*. Un'ipotesi sostanzialmente simile è stata avanzata anche per la coltre del Sillaro da Castellarin *et al.*, (1985), Castellarin & Vai (1986), Pini (1987) e Castellarin & Pini (1987). Inoltre una messa in posto delle coltri liguri attivamente guidata dalla tettonica bene si accorda con i numerosi dati strutturali e geofisici che indicano il basamento appenninico inclinato verso l'asse della catena, e sempre meno coinvolto nelle deformazioni procedendo da W verso E (Kligfield, 1979; Vai & Cocozza, 1986; Ricci Lucchi, 1986b; Bally *et al.*, 1986; Vai, 1988) come si verifica in altre catene formatesi a seguito di processi di subduzione di tipo «A». In effetti, anche se alcuni autori (Reutter *et al.*, 1978, 1980; Roeder, 1980; Reutter, 1981; De Feyter *et al.*, 1986) ancora considerano la messa in posto delle coltri liguri come dovuta al loro scivolamento su di un basamento inclinato verso l'avanfossa adriatica, seguendo meccanismi cinematici teorizzati dal modello di *gravitational spreading* (Kehle, 1970; Elliott, 1976; Price, 1977; De Jager, 1979; Ten Haaf & Van Wamel, 1979; Guterman, 1980), si va sempre più affermando l'ipotesi che esse si siano impilate seguendo le stesse modalità dei prismi di accrezione legati alle zone di subduzione (Treves, 1984; Principi & Treves, 1984; Ricci Lucchi & Ori, 1985).

Nell'area della Val Marecchia una messa in posto della coltre alloctona attivamente guidata dalla tettonica è poi sostenuta dai seguenti fatti:

1) la tettonica compressiva non ha agito prima del movimento della coltre nel formare lo *slope* necessario all'ipotesi di scivolamento gra-

vitativo, ma durante il movimento stesso (fatto comprovato dal piegamento della successione umbro-marchigiano-romagnola e dalle sequenze deposizionali presenti nei bacini epiliguri). Non è quindi una coincidenza che la messa in posto della coltre nell'area della Val Marecchia avvenga nella fase di massimo corrugamento (Pliocene inferiore, Zona a *G. puncticulata*) e non sia successiva ad essa. Inoltre precedenti sovrascorrimenti della coltre (Tortoniano, Messiniano medio-superiore) avvengono sempre in corrispondenza d'intense fasi tettoniche e non ne sono la conseguenza. Infine, oltre al gradiente della fase tangenziale anche quello relativo al sollevamento isostatico poco si accorda all'ipotesi di scivolamento gravitativo.

2) un'analisi attenta ed approfondita dei terreni liguri dimostra che sono tutt'altro che caotici (BETTELLI & PANINI, 1984; BETTELLI *et al.*, 1987b); la loro supposta caoticità non è legata ad un effettivo scompaginamento dovuto ad una messa in posto gravitativa, ma ad una sovrapposizione delle varie fasi tettoniche che hanno deformato e scompaginato gli originari bacini di sedimentazione ed alla relativa difficoltà nel loro riconoscimento.

3) lo studio dei bacini sedimentari epiliguri indica una precisa influenza della tettonica sulla sedimentazione. I massimi spessori ed i depositi di facies più grossolana si concentrano sempre nelle parti più interne di questi bacini. La sedimentazione non è poi continua ma è caratterizzata da differenti sequenze deposizionali (almeno sei), separate da superfici d'erosione e lacune stratigrafiche. Il carico sedimentario facilita la subsidenza di questi bacini che risultano delimitati da faglie listriche inverse sempre inclinate verso l'asse della catena. Una messa in posto gravitativa dovrebbe portare allo smembramento ed alla caoticizzazione di tali bacini o a forti discordanze fra due cicli deposizionali successivi, fatto che nella Val Marecchia non è mai evidente. D'altra parte la deposizione all'interno dei bacini epiliguri favoriva un'inclinazione del pendio opposta a quella necessaria all'ipotesi di scivolamento gravitativo. Appare quindi molto più probabile che la deposizione epiligure sia stata condizionata profondamente dalla tettonica d'embricazione responsabile dei sovrascorrimenti dei terreni liguri sulle successioni «autoctone» sottostanti. Inoltre l'analisi dei cicli deposizionali epiliguri dimostra che essi non sono spiegabili ammettendo l'ipotesi gravitativa, in quanto dovremmo rilevare, prima della fase di sovrascorrimento della coltre, una progressiva diminuzione della loro batimetria, mentre in alcuni casi si registra il contrario (v. terza sequenza in fig. 14).

4) lo spessore della coltre aumenta notevolmente verso SW assottigliandosi invece progressivamente verso il margine pedeappenninico. Nei pozzi S'Antarcangelo e Corpolò presenta infatti uno spessore di 500-600 m (LIPPARINI, 1969) ben inferiore agli oltre 1500 m delle zone più interne (RICCI LUCCHI & ORI, 1985). Questi dati sono in forte disaccordo con l'ipotesi di scivolamento gravitativo che prevede un maggiore raccorciamento e maggiori spessori nelle zone esterne, mentre assottigliamento e denudamento caratterizzerebbero le zone interne. Tale fatto è confermato dall'evidenza sismica in alcune coltri alloctone come la falda di Metaponto (FINETTI & MORELLI, 1973), la coltre del Sillaro (CASTELLARIN *et al.*, 1985) e la falda di Gela (ARGNANI, 1987; ARGNANI *et al.*, 1987). Inoltre in tali coltri il contatto alloctono-substrato è sempre inclinato verso l'asse della catena in contrasto con l'ipotesi gravitativa, che richiede invece superfici inclinate verso l'esterno della catena (CASTELLARIN *et al.*, 1985).

5) la coltre della Val Marecchia è caratterizzata da un sistema di faglie inverse e di embricazioni tettoniche (piani di taglio delle argille varicolori della Formazione di Sillano) vergenti a NE e che si ritrovano (profili sismici della pianura padana, v. PIERI & GROPPI, 1981; PIERI, 1983) anche in vicinanza o sulla diretta prosecuzione del contatto frontale alloctono-substrato, lasciando intuire una loro possibile prosecuzione lungo tale margine frontale. In questo caso alcune delle superfici di accavallamento del substrato proseguirebbero, secondo andamenti da basso angolo fino ad orizzontali, alla base del fronte dell'alloctono, rendendone possibile l'avanzamento.

6) le faglie dirette presenti nell'area rilevata sembrano collegabili a zone di svincolo di cunei di espulsione e non a piani di scorrimento inclinati verso l'Adriatico, tali da poter spiegare un'ipotesi di scivolamento gravitativo.

In base a queste considerazioni si può pertanto ritenere che nell'area pedemontana dell'Appennino marchigiano-romagnolo l'avanzamento dei terreni liguri si sia realizzato a seguito di grandi accavallamenti connessi alla tettonica compressiva agente nella catena appenninica, in accordo con quanto espresso da CASTELLARIN *et al.*, (1985) per l'Appennino bolognese. È da notare tuttavia che processi gravitativi di notevole

	superficie erosiva	
Pliocene inferiore Zona a Sphaer.	Peliti grigio-azzurre (8)	VI
	superficie erosiva	
Messiniano sup. p. p.	Formazione di Casa Monte Sabatino (9-10)	V
	superficie erosiva	
Messiniano medio | Tortoniano sup.	Evaporiti (11-12) Argille di Casa i Gessi (13) Formazione di Acquaviva (14)	IV
	superficie erosiva	
Tortoniano inf. | Langhiano	Argille di Montebello (15) Formazione del Monte Fumaiolo (16) Formazione di San Marino (17-18)	III
	superficie erosiva	
Aquitaniano | Oligocene sup.	Formazione di Campaolo (19-21) Formazione di Antognola (22)	II
	superficie erosiva ?	
Oligocene inf-medio	Formazione di Monte Senario (23-24)	I
	discordanza basale	

Fig. 14 - Sequenze deposizionali presenti nei terreni epiliguri della coltre della Val Marecchia (i numeri fanno riferimento alla legenda della carta geologica allegata).

entità (*slumps, debris flows,* frane) possono sempre staccarsi dalla fronte di tali sovrascorrimenti favoriti dall'inclinazione del pendio e dalla spinta tettonica. Per quanto riguarda l'area rilevata vengono considerati dovuti a scivolamenti gravitativi i depositi caotici tortoniani (48) affioranti fra Mercato Saraceno e Sapigno e a S di Pietrarubbia e quelli del Pliocene inferiore (33,6) affioranti ad E del R. Avellana, a Monte Giardino e a N di S. Maria Riopetra.

Alla tettonica compressiva responsabile della costituzione dei principali elementi strutturali dell'area della Val Marecchia va strettamente collegata la tettonica trascorrente. L'insieme dei dati strutturali raccolti nell'area rilevata e cioè: pieghe *en echelon* a direzione N 100°-145°, faglie inverse e sovrascorrimenti paralleli all'asse delle pieghe, faglie trascorrenti a direzione N 10°, N 40° e dirette a direzione N 90°-100°, N 130° (queste ultime a volte sostituite da pieghe *en echelon* a direzione N 45°), bene si accorda con l'esistenza di una faglia trascorrente a direzione antiappenninica e ubicata nell'area della Val Marecchia (fig. 12), già ipotizzata da vari autori (SACCO, 1935; SIGNORINI, 1935, 1946a, 1946b; GHELARDONI, 1965; MOODY, 1966; CENTAMORE *et al.*, 1972; LAVECCHIA & PIALLI, 1980; FAZZINI & GELMINI, 1982; BOCCALETTI *et al.*, 1977a, 1983; RICCI LUCCHI & ORI, 1985; CASTELLARIN *et al.*, 1985) e la cui genesi viene posta in relazione alla rotazione antioraria della penisola italiana a partire dal Serravalliano-Tortoniano (SCANDONE, 1980; BOCCALETTI & DAINELLI, 1982; FAZZINI & GELMINI, 1982; BOCCALETTI *et al.*, 1983; LAVECCHIA *et al.*, 1984). Ai dati strutturali precedentemente elencati bene si accordano i dati geofisici: dati sismologici evidenziano un'attività sismica bassa nella parte centrale ed orientale ed invece elevata nella parte occidentale della Val Marecchia (MALARODA & RAIMONDI, 1957; GASPARINI & PRATURLON, 1981). L'area studiata è poi caratterizzata da bassi valori del flusso di calore (BOCCALETTI *et al.*, 1977b; MONGELLI *et al.*, 1985) e da una marcata depressione gravimetrica a direzione antiappenninica con un minimo di circa 80 milligal, localizzabile fra il F. Marecchia e Sogliano al Rubicone (MORELLI 1955a, 1955b; LAVECCHIA & PIALLI, 1981b; GASPARINI & PRATURLON, 1981; CAS-

SINIS, 1983), che, come già detto ha influenzato, seppure con modalità differenti fra la parte occidentale e quella orientale della coltre, la deposizione della successione umbro-marchigiano-romagnola a partire dal membro 4 della Formazione Marnoso-arenacea (Tortoniano). La zona compresa fra il F. Savio ed il Marecchia è pure sede di una profonda depressione magnetica (CASSANO *et al.*, 1986) che viene posta in relazione all'esistenza di una tettonica trascorrente da MORELLI (1982). Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile affermare se la trascorrente della Val Marecchia possa interessare anche il basamento come ipotizzato da LAVECCHIA *et al.*, (1980), LAVECCHIA (1981), LAVECCHIA & PIALLI (1980, 1981a), (BOCCALETTI *et al.*, (1977a, 1983, 1985).

Per concludere l'interpretazione cinematica che sembra meglio spiegare gli elementi strutturali presenti nell'area rilevata, è quella che interpreta la messa in posto della coltre della Val Marecchia come controllata da un complesso sistema di embricazioni e scaglie tettoniche, che si trasportano sul dorso dei bacini a sedimentazione fortemente influenzata dalla tettonica (depositi epiliguri). La trascorrente Grosseto-Val Marecchia sembra poi giocare un ruolo importante nel condizionare la sedimentazione della successione umbro-marchigiano-romagnola a partire almeno dal Tortoniano e nel guidare la messa in posto della coltre alloctona nell'area della Val Marecchia.

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

All'interno della sedimentazione epiligure della Val Marecchia, considerando anche i depositi del Pliocene inferiore depostisi sulla coltre prima della sua definitiva messa in posto (fig. 6), è possibile riconoscere sei differenti sequenze deposizionali. Il limite fra una sequenza e quella successiva è marcato da superfici di erosione e da lacune stratigrafiche (fig. 14), ma non da evidenti discordanze angolari; la ripresa della sedimentazione è spesso caratterizzata da facies grossolane (conglomerati trasgressivi), a cui fa seguito una fase di graduale approfondimento. Come si è già visto tale successione di eventi contrasta con l'ipotesi di scivolamento gravitativo ed è meglio interpretabile come dovuta alla deposizione, all'interno di bacini (*piggyback* e *overstep basins*) trasportati sul dorso di sistemi di embricazioni tettoniche.

La prima sequenza comincia probabilmente con la Formazione di Monte Senario e corrisponde a quella delle Arenarie di Ranzano di BETTELLI *et al.*, (1987a) e di RICCI LUCCHI (1987), mentre la seconda, costituita dalle formazioni di Antognola e di Campaolo, corrisponde alla sequenza di BETTELLI *et al.*, (1987a) e di RICCI LUCCHI (1987); nell'area rilevata non sono sufficientemente chiari i rapporti reciproci fra queste due sequenze deposizionali. La sedimentazione, nell'Oligocene, è essenzialmente torbiditica, con depositi tipici di un ambiente di conoide interna (prima sequenza), e di scarpata (seconda sequenza); talvolta, si nota la presenza di depositi carbonatici ed arenacei di piattaforma esterna (secondo e terzo membro della Formazione di Campaolo). Alla fine dell'Aquitaniano si arresta la sedimentazione epiligure in relazione allo scorrimento della coltre alloctona al di sopra del bacino di sedimentazione del Cervarola, fino ad arrivare in corrispondenza dell'attuale crinale appenninico (RICCI LUCCHI & ORI, 1985).

Dopo questa fase, a partire dal Langhiano, si assiste ad un cambiamento nella sedimentazione epiligure: da un ambiente di bacino si passa infatti ad uno di piattaforma carbonatica (terza sequenza) con una netta variazione batimetrica. La terza sequenza, che comprende le formazioni di San Marino, del Monte Fumaiolo e le Argille di Montebello e corrisponde a quella di Bismantova di BETTELLI *et al.*, (1987a) e di RICCI LUCCHI (1987), è trasgressiva (membro A della Formazione di San Marino) sia sulle liguridi che sul ciclo epiligure precedente. Al progressivo approfondimento del Langhiano fa seguito (Serravalliano inferiore) una tendenza regressiva con la deposizione della Formazione del Monte Fumaiolo, tipica di un ambiente intertidale o di barra sottomarina poco profonda; in aree più distali continua invece la sedimentazione pelitica (membro B della Formazione di San Marino). La presenza nell'ambiente carbonatico di glauconite e noduli fosfatici (RICCI LUCCHI, 1975) conferma il rallentamento della velocità di sedimentazione e la stasi della subsidenza. L'aumento della profondità riprende nel Serravalliano superiore con la deposizione delle Argille di Montebello.

Nella successione umbro-marchigiano-romagnola la sedimentazione è caratterizzata dai depositi della Formazione Marnoso-arenacea (membri 1, 2, 3), con torbiditi di piana sottomarina di provenienza «alpina» (RICCI LUCCHI, 1987), che si depongono nell'avanfossa antistante al sistema di accrezione (TREVES, 1984). A

queste torbide se ne intercalano altre di composizione carbonatico-silicoclastica di provenienza appenninica, contenenti una fauna bentonica rimaneggiata costituita da molluschi, briozoi, alghe coralline, bivalvi, frammenti di echinodermi, macroforaminiferi e clasti derivanti dall'erosione di rocce tipiche delle formazioni di San Marino e del Monte Fumaiolo (RICCI LUCCHI, 1975, 1981). Secondo tale autore la coltre della Val Marecchia doveva perciò trovarsi, nel Miocene inferiore, poco a SW del bacino di sedimentazione della Marnoso-arenacea, con uno spostamento, durante l'Oligocene-Miocene inferiore, valutabile in circa 75 Km, ed una velocità media di circa 5 metri/1000 anni.

Durante il Tortoniano si ha un'intensa fase tettonica che determina l'interruzione della sedimentazione epiligure (fine terza sequenza) e lo scorrimento della coltre al di sopra del bacino interno della Marnoso-arenacea fino in prossimità di San Piero in Bagno (fig. 12). La vicinanza della coltre al bacino marchigiano-romagnolo è indicata dalla presenza di lenti di materiale ligure, intercalate nella «Formazione dei Ghioli di Letto» (quarto membro, v. fig. 2), interpretabili come frane sottomarine staccatesi alla fronte dei sovrascorrimenti e non come fasi della messa in posto della coltre, nella zona della Val Marecchia, come era stato indicato da RUGGIERI (1958), CREMONINI (1982) e VENERI (1986); già SIGNORINI (1940) aveva notato la loro lenticolarità nei pozzi scavati nella miniera di Perticara. La fase tettonica del Tortoniano porta alla formazione, nella successione umbro-marchigiano-romagnola, di un sistema di pieghe *en echelon* a direzione appenninica (fig. 11) che determina il confinamento della deposizione torbiditica del membro 4 della Formazione Marnoso-arenacea in strette depressioni e le forti variazioni di spessore della «Formazione dei Ghioli di Letto»: si passa dai 400 m delle zone di bacino (sinclinale di Sapigno) ai pochi metri delle aree di alto strutturale (anticlinali di Castellina e Macerata Feltria). L'instabilità tettonica è anche testimoniata dalle frequenti frane sottomarine (*slumps*, depositi di colata, blocchi di calcari a Lucine) che caratterizzano l'ambiente di sedimentazione della «Formazione dei Ghioli di Letto». Una ricostruzione paleogeografica differente viene ipotizzata da SAVELLI & WEZEL (1978), MARABINI & VAI (1985) e VAI (1987, 1988), secondo i quali il Tortoniano sarebbe caratterizzato, nell'area marchigiana, da un ambiente distensivo costituito da blocchi separati da faglie dirette, interpretate da VAI (1987), come legate al «*peripheral bulge*» del sistema fronte deformativo-avanfossa. La migrazione verso est del sistema fronte deformativo-avanfossa (VAI, 1987, PATACCA & SCANDONE, 1987, SARTORI, 1987) porta allo smembramento della catena appenninica in fasce separate da faglie trasversali che ne condizionano profondamente l'evoluzione (BOCCALETTI & DAINELLI, 1982; FAZZINI & GELMINI, 1982; BOCCALETTI *et al.*, 1983). Una di queste faglie trascorrenti può essere ricercata nella depressione trasversale alla catena appenninica che s'instaura nella Val Marecchia a partire almeno dal Tortoniano (fig. 12). Il bacino di sedimentazione del membro 4 della Marnoso-arenacea, ed in misura più marcata quello della «Formazione dei Ghioli di Letto» vengono infatti ad assumere una direzione antiappenninica in una stretta fascia, attualmente affiorante ad ovest della coltre alloctona. Una prova di ciò è riscontrabile nella geometria degli affioramenti delle frane sottomarine, che s'intercalano nella «Formazione dei Ghioli di Letto» (terzo e quarto membro), e che, nella valle del Savio, sono perpendicolari alle direttrici tettoniche della catena, mentre, nella valle del Foglia, sono ad esse parallele. È possibile quindi individuare, in corrispondenza della Val Marecchia, un golfo insinuantesi per almeno 25-30 km trasversalmente alle direttrici tettoniche appenniniche (fig. 12).

La quarta sequenza deposizionale, che comprende le formazioni di Acquaviva, le Argille di Casa i Gessi e le «Evaporiti», corrisponde alla sequenza del Termina di BETTELLI *et al.*, (1987a) e di RICCI LUCCHI (1987). La sedimentazione epiligure riprende infatti nel Tortoniano superiore con i depositi conglomeratici della Formazione di Acquaviva, che sono trasgressivi sia sulle formazioni liguri sia, più frequentemente, si dispongono negli stessi bacini di sedimentazione della terza sequenza. Nell'area studiata non si nota mai un'evidente discordanza fra queste due sequenze deposizionali, fatto che sta probabilmente ad indicare che la ripresa della sedimentazione fosse collegata alla riattivazione dei precedenti sistemi di embricazione. Nel Messiniano inferiore, nella successione «autoctona», la sedimentazione passa da un ambiente di conoidi coalescenti progradanti a prevalente alimentazione sub-alpina ad uno caratterizzato da torbiditi di scarpata ed associate emipelagiti. Il sistema progradazionale viene bloccato dal sistema di pieghe *en echelon* ed infine si assiste alla chiusura dei bacini minori più interni, accompagnata da *mud drapes* (RICCI LUCCHI, 1975) e dalla deposizione di peliti euxiniche (primo

membro della «Formazione dei Ghioli di Letto») in ambienti a circolazione ristretta.

Nel Messiniano medio si viene per la prima volta a realizzare, sia nella coltre che nella successione «autoctona», un'uniformità di bacini, con la deposizione della Formazione Gessoso-solfifera e delle «Evaporiti» (fig. 3). Il livello marino subisce un sensibile abbassamento con facies intertidali o addirittura di *sabkha* sopratidale, che si rinvengono in aree a precedente sedimentazione neritico-batiale. I depositi evaporitici mostrano però caratteristiche sostanzialmente differenti a seconda delle aree di sedimentazione (CONTI *et al.*, 1987). Quelli della successione «autoctona», a SE della coltre, si presentano spesso lentiformi con uno spessore esiguo, variando da pochi centimetri a qualche metro, con gli spessori maggiori nella sinclinale di Pietrarubbia. I depositi evaporitici della successione «autoctona» ad W della coltre, affioranti nella sinclinale di Sapigno, sono molto più potenti di spessore (80-100 m) ed indicano nella maggioranza dei casi (pur non escludendo fenomeni di risedimentazione, VAI comunicazione personale) un ambiente di deposizione leggermente meno profondo (*sabkha*, laguna intertidale) di quello più francamente marino evidenziato dai depositi affioranti a SE della coltre. I depositi evaporitici semialloctoni (membro B), potenti fino a 100 m ed indicativi di un ambiente di laguna intertidale, risultano generalmente simili sia a quelli romagnoli di Sapigno che a quelli della Vena del Gesso (MARABINI & VAI, 1985), mentre presentano spiccate differenze rispetto ai depositi evaporitici affioranti nella successione «autoctona» a SE della coltre. Nelle zone più interne della coltre, fra Maioletto, Secchiano e Legnanone, e precisamente all'interno degli embrici di S. Leo (W), Montefotogno (T) e M. Ceti (S) (fig. 11), sono presenti dei gessi semialloctoni (membro A) che indicano un ambiente di *sabkha* e che sono stati interpretati come sedimentatisi all'interno di *overstep basins* in una posizione interna più elevata rispetto a quella del gesso selenitico (membro B). La distribuzione areale dei depositi evaporitici fa ritenere che nel Messiniano medio continuasse ad esistere il bacino disposto trasversalmente alle direttrici tettoniche della catena, sviluppatosi a partire dal Tortoniano. La sedimentazione semialloctona si arresta alla fine del Messiniano medio in corrispondenza di una rilevante fase di corrugamento, che coinvolge nel piegamento la Formazione Gessoso-solfifera, riprende i lineamenti strutturali abbozzati in precedenza e porta al sovrascorrimento della coltre sul bacino esterno della Marnoso-arenacea, fino ad occupare una posizione prospicente a quella della sinclinale di Pietrarubbia. Una prova del sottoscorrimento del bacino esterno della Marnoso-arenacea e del suo coinvolgimento nel sistema di embricazioni va ricercata nelle scaglie tettoniche affioranti fra Novafeltria e Maiano, in cui vengono strizzate la «Formazione dei Ghioli di Letto» e la Gessoso-solfifera.

Nel Messiniano superiore il sistema a pieghe *en echelon* a direzione appenninica è ormai completamente formato ed influenza profondamente la sedimentazione: in alcune di queste depressioni (sinclinale di Auditore) si depone la Formazione di S. Donato con torbiditi arenaceo-marnose in seguito a *ponding* entro bacini ristretti longitudinalmente (SAVELLI & WEZEL, 1978). La direzione di provenienza delle correnti è da SW (appenninica): vengono così a mancare gli apporti di tipo alpino, che avevano caratterizzato la sedimentazione della Marnoso-arenacea; episodi di attività vulcanica esplosiva sono indicati dagli orizzonti cineritici presenti nella Formazione di S. Donato. Nelle aree di alto strutturale si deposita invece la sola Formazione a Colombacci, indicativa di un ambiente di acque salmastre o dulcicole, con fasi di precipitazione biochimica di carbonati (MOLENAAR & DE FEYTER, 1985). Nelle sinclinali di Sapigno (6) e Pietrarubbia (11) (fig. 11), la Formazione a Colombacci, che è costituita quasi esclusivamente da conglomerati ed arenarie (Membro D, v. fig. 4), provenienti dall'erosione di formazioni della coltre, indica un ambiente deposizionale di tipo alluvionale (DE FEYTER & MOLENAAR, 1984). Il fatto che l'estensione areale di questi depositi si allarghi vistosamente in corrispondenza dell'attuale posizione della coltre e che l'embriciatura dei clasti indichi direzioni di corrente, non solo orientate perpendicolarmente alla catena ma anche parallelamente verso la coltre, è un'ulteriore prova dell'esistenza della depressione trasversale alla catena appenninica anche durante il Messiniano superiore (CONTI, 1986) (fig. 12). Nel Messiniano superiore si sedimenta sulla coltre la quinta sequenza deposizionale caratterizzata dalla Formazione di Casa Monte Sabatino, che seppure limitata ad un piccolo affioramento presente a Valle di Teva, è di notevole importanza. Infatti i depositi conglomeratici della Formazione di Casa Monte Sabatino sono correlabili sia per facies che per età a quelli del membro D della Formazione a Colombacci e permettono di ricostruire la posizione della coltre durante il

Messiniano superiore. La sua fronte doveva quindi trovarsi in corrispondenza della sinclinale di Pietrarubbia, favorendo la deposizione di potenti sequenze alluvionali.

Nella successione marchigiano-romagnola il passaggio fra la Formazione a Colombacci ed i depositi pliocenici è contrassegnato soltanto da una brusca variazione ambientale: da condizioni di «lago-mare» a salinità variabile si passa ad un ambiente francamente marino, con un'ingressione isocrona in tutta la regione, databile al Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. In questo periodo di tempo si ripete la stessa situazione strutturale e paleogeografica del Messiniano medio-superiore; la linea di costa s'inflette verso SW all'interno della depressione, incuneandosi inoltre lungo la zona assiale della sinclinale di Pietrarubbia. Sono infatti presenti (M. S. Maria) dei depositi del Pliocene inferiore Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. correlabili a quelli della sesta sequenza deposizionale epiligure affioranti a Casa Monte Sabatino, testimoniando che la coltre era situata, all'inizio del Pliocene inferiore, in prossimità della sinclinale di Pietrarubbia.

Durante il Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata*, la depressione trasversale alle direttrici appenniniche raggiunge il suo massimo approfondimento con la deposizione della Formazione delle Arenarie di San Giovanni. Successivamente un'intensa fase tettonica porta la coltre della Val Marecchia a sovrascorrere i depositi del Pliocene inferiore ed al definitivo assetto degli elementi strutturali presenti nell'area rilevata. La coltre si muove con scaglie embriciate separate da faglie listriche inverse che si raccordano in basso lungo una o più superfici di scorrimento e che si originano a seguito di una compressione a tergo coinvolgente il substrato, deformato in pieghe vergenti e scaglie sovrascorse a NE (v. fig. 20 di Conti *et al.*, 1987). La messa in posto della coltre è quindi abbastanza rapida ed è probabilmente favorita da una componente trascorrente trasversale. Per quanto riguarda il substrato su cui si sposta la coltre, si può notare che esso è stato piallato a diversi livelli, proporzionalmente all'entità delle deformazioni, che vanno attenuandosi da SW verso NE; l'entità del piallamento varia nello stesso senso, cosicché la coltre poggia su terreni sempre più giovani, dalla Marnoso-arenacea alle Peliti grigio-azzurre del Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata*. Lo spostamento della coltre è valutabile in 5-6 centimetri/anno (Conti *et al.*, 1987) in accordo con la velocità di raccorciamento indicata da Bally *et al.*, (1986) e con la velocità di *thrusts* proposta da Gretener (1981), ma risulta più elevata delle valutazioni fatte per gli spostamenti precedenti (Ricci Lucchi, 1975, 1981), che erano d'altronde basate sulla migrazione dei depocentri (v. anche Vai, 1987, 1988).

La depressione in cui si mette in posto la coltre, era probabilmente più infossata nella zona occidentale, condizionando la deposizione del Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata* con due aree a differente sviluppo, posizionate una, ad W dell'allineamento Verrucchio-S. Leo, in cui i depositi del Pliocene inferiore si estendono fin quasi a Novafeltria e l'altra ad E, dove sono presenti solo nelle porzioni più distali della coltre. Nella prima area sono presenti intercalazioni arenacee e conglomeratiche (M. Pincio, Maioletto, Montetiffi, Uffogliano, Sogliano al Rubicone) che localmente (M. Pincio) sono molto potenti (500 m) e che sono indicative di un ambiente di sedimentazione intertidale o di delta-conoide in acque molto basse (Ricci Lucchi *et al.*, 1982; Capuano *et al.*, 1986) (fig. 10). La loro deposizione avviene in *piggyback* ed *overstep basins* delimitati da fronti di accavallamento vergenti a NE; la morfologia di tali depositi è simile a dei cunei clastici con gli spessori massimi in corrispondenza dell'embrice retrostante; gli apparati di delta-conoide risultano infatti localizzati alla fronte di precedenti accavallamenti, che fungevano da aree di scarico del materiale alluvionale nell'antistante bacino, caratterizzato da subsidenza e da forte accumulo sedimentario (Conti *et al.*, 1987). Una situazione analoga è probabile che si sia verificata sulla coltre anche durante il Tortoniano con la deposizione dei conglomerati ed arenarie della Formazione di Acquaviva. Nella parte orientale della coltre (Gaiano, Valle Avellana, Auditore) le arenarie del Pliocene inferiore Zona a *G. puncticulata* sono invece risedimentate, e mostrano la tendenza a diventare più frequenti verso l'alto. La sedimentazione sulla coltre si arresta alla fine del Pliocene inferiore quasi dappertutto ad eccezione della sinclinale di Auditore. Nel Pliocene medio in questa zona continua la deposizione in un ambiente di delta-conoide con apporti sud-occidentali (Capuano *et al.*, 1986). Non è chiaro comunque se fra i depositi del Pliocene inferiore e quelli del Pliocene medio esista una lacuna stratigrafica corrispondente ad un periodo di generale emersione susseguente alla fase tettonica della Zona a *G. puncticulata* (fig. 10). Inoltre, il fatto che la coltre della Val Marecchia si spinga verso Rimini per un'altra decina di chilometri

(dati pozzi Agip) rispetto al sovrascorrimento frontale di S. Giovanni in Galilea-S. Marino-M. Croce e che i depositi a *G. puncticulata* postcoltre siano tagliati da strutture trasversali (S. Maria Riopetra e a N di Faetano), fa propendere per una riattivazione delle strutture di embricazione durante il Pliocene medio, se l'attribuzione stratigrafica dei terreni della sinclinale di Auditore è esatta.

CONCLUSIONI

Vengono riconosciute all'interno della sedimentazione epiligure sei sequenze deposizionali separate da cinque fasi tettoniche (fig. 14). Se si esclude la prima, (fase 1 = Oligocene medio-superiore?) scarsamente documentata nell'area della Val Marecchia, le fasi tettoniche avvengono: 2) - nell'Aquitaniano-Langhiano, al passaggio fra la sedimentazione torbiditica della seconda sequenza e quella di piattaforma della terza; 3) - nel Tortoniano medio; 4) - alla fine del Messiniano medio; 5) - nel Messiniano superiore. La terza e la quarta fase interessano anche la successione umbro-marchigiano-romagnola portando alla formazione di un sistema a pieghe *en echelon* e sovrascorrimenti che influenza profondamente la sedimentazione. Durante le varie fasi tettoniche la coltre si muoveva a scaglie embriciate separate da faglie listriche inverse e veniva a sovrascorrere i terreni dell'antistante avanfossa. La sedimentazione epiligure, a partire almeno dal Miocene, veniva a concentrarsi all'interno di cunei sedimentari collegati al sistema di embricazioni tettoniche ed era quindi profondamente condizionata dalla tettonica, subendo delle interruzioni in corrispondenza delle fasi più intense dei sovrascorrimenti; durante le quali si poteva anche verificare l'emersione di parti più o meno estese della coltre, come è testimoniato dalla massiccia presenza di litotipi appartenenti alle formazioni alloctone e semialloctone in quelle della successione umbro-marchigiano-romagnola.

L'impilarsi dei fronti di sovrascorrimento favoriva i movimenti nella zona antistante e poteva anche portare alla formazione di processi gravitativi (frane, *slumps, debris flows*), frequenti nel Tortoniano («Formazione dei Ghioli di Letto») e nel Pliocene inferiore. La coltre è perciò paragonabile ad un complesso sistema di fronti di accavallamento ed embricazioni tettoniche trasportanti sul dorso bacini (depositi epiliguri) a marcata subsidenza e a deposizione fortemente controllata dalla tettonica (*piggyback* e *overstep basins*).

La formazione degli accavallamenti è legata allo scorrimento della microplacca adriatica, sede della sedimentazione «autoctona», al di sotto di quella europea ed al progressivo spostamento verso est del sistema fronte deformativo-avanfossa (Vai, 1987; Patacca & Scandone, 1987; Sartori, 1987). Tale situazione geodinamica disarticola l'arco appenninico venutosi a formare in vari settori, delimitati da faglie trascorrenti a direzione trasversale (Fazzini & Gelmini, 1982). Una di queste (linea Grosseto-Val Marecchia) è probabilmente responsabile della formazione del golfo, profondo almeno 25-30 Km, trasversale alla catena appenninica (fig. 12) e influenzante la sedimentazione della successione umbro-marchigiano-romagnola a partire dal Tortoniano fino al Pliocene inferiore Zona a *Globorotalia puncticulata*. È in questo periodo di tempo che si verifica un'importante fase tettonica che porta alla messa in posto della coltre nell'area della Val Marecchia ed al definitivo assetto degli elementi strutturali. Alla fine del Pliocene inferiore si assiste allo spostamento del sistema di embricazioni tettoniche verso il margine adriatico e all'arresto della sedimentazione in quasi tutta l'area ad eccezione della sinclinale di Auditore.

Ringraziamenti:

Esprimo un particolare e sentito ringraziamento al Prof. Rodolfo Gelmini per la revisione critica del testo e per avermi costantemente seguito e consigliato durante la stesura della carta geologica e del manoscritto. Un ringraziamento va poi al Prof. Gianfranco Gasperi per l'aiuto datomi nella stesura della legenda della carta geologica e ai Proff. Paolo Fazzini, Giuseppe Bettelli e al Dr. Filippo Panini per i loro utili consigli. Un prezioso aiuto nella compilazione della parte grafica mi è stato dato da Giancarlo Leonardi e Marco Coltellacci.

Manoscritto consegnato il 2 marzo 1989
Testo accettato per la stampa il 10 aprile 1989
Ultime bozze restituite l' 8 ottobre 1989

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (ed.) «*Development of the Northern Apennines geosyncline*». Sediment. Geol., **4**, 251-340.

ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24** (2), 115-126.

AIELLO E. (1975) - *Le arenarie dell'Aveto, di Petrignacola e di Monte Senario (Appennino settentrionale). Osservazioni sedimentologiche e petrografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **44** (4), 797-825.

AMADESI E. (1962) - *I terreni caotici delle medie vallate del Torrente Conca e del Fiume Foglia*. Giorn. Geol., ser. 2, **30**, 234-249.

ANGELI A. & VEGGIANI A. (1964) - *Note su un rilevamento geologico tra Sarsina e Mercato Saraceno*. Quad. Studi Romagnoli, **1**, 5-14.

ARDANESE L.R., CESTARI G., MARTELLI G. & PICHEZZI R.M. (1982) - *Indagini sulla stabilità dei versanti nel bacino pliocenico di Montecalvo in Foglia (Marche settentrionali). Parte prima: studi geologici*. Geol. Appl. Idrogeol., **17** (1), 161-183.

ARGNANI A. (1987) - *The Gela nappe: evidence of accretionary melange in the Maghrebian foredeep of Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.

ARGNANI A., CORNINI S., TORELLI L. & ZITELLINI N. (1987) - *Neogene-Quaternary tectonic evolution of the foredeep system offshore southern Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310

BALLY A.W., CATALANO R. & OLDOW J.S. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Ed., Bologna, 1-276.

BELLAGAMBA M. (1978) - *Gli «strati a Congerie» di Capanne di Bronzo (Pesaro) del Messiniano terminale e deduzioni paleoambientali*. Ateneo Parmense Acta Nat., **14**, 207-222.

BETTELLI G. & BONAZZI U. (1979) - *La geologia del territorio di Guiglia e Zocca (Appennino modenese)*. Memorie Sci. geol., **33**, 1-24.

BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987a) - *Le Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. In: *La Geologia del versante padano dell'Appennino settentrionale, Modena*. Guida alla Escursione, 72-94.

BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1987b) - *Le Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. In: *La Geologia del versante padano dell'Appennino settentrionale, Modena*. Guida alla Escursione, 36-71.

BETTELLI G., FAZZINI P. & GELMINI R. (1980) - *Evoluzione strutturale della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 137-141.

BETTELLI G. & PANINI F. (1984) - *Il Melange sedimentario della Val Tiepido (Appennino modenese): composizione litologica, distribuzione areale e posizione stratigrafica*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena **115**, 77-90.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennine: an example of thrusts and wrenching tectonics in a model of ensialic neogenic-quaternary deformation*. Boll. Soc. Geol. It., **102** (4), 581-592.

BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.

BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**, 7-38.

BOCCALETTI M., COLI M. & NAPOLEONE G. (1977a) - *Nuovi allineamenti strutturali da immagini Landsat e rapporti con l'attività sismica negli Appennini*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 679-694.

BOCCALETTI M. & DAINELLI P. (1982) - *Il sistema regmatico neogenico quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24** (2), 465-482.

BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Polarità strutturale delle Alpi e dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (4), 371-378.

BOCCALETTI M., FAZZUOLI M., LODDO M. & MONGELLI F. (1977b) - *Heat-flow measurements on the northern Apennine arc*. Tectonophysics, **41**, 101-112.

BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11** (2), 201-216.

BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - *Plate tectonics in the Mediterranean region*. In: C. SQUYRES (ed.) «*Geology of Italy* 1». Petrol. Expl. Soc. Libya, 1-23.

BONARELLI G. (1929) - *Interpretazione strutturale della regione feltresca*. Boll. Soc. Geol. It., **48**, 314-316.

BORSETTI A.M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale*. Giorn. Geol., ser. 2, **40** (1), 21-72.

BORTOLOTTI V. (1962) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2), 225-314.

BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4), 155-190.

BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust Systems*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **66** (9), 1196-1230.

CALAMITA F. (1986) - *I back-thrusts ed il loro ruolo nell'Appennino umbro-marchigiano settentrionale*. In: Prestampe Atti 73° Congr. S.G.I., Roma, 217-219.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. In: E. CENTAMORE & G. DEIANA (eds.) «*La Geologia delle Marche*». Studi Geologici Camerti, vol. spec., 35-55.

CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1986) - *Ricostruzio-*

ne dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali). Mem. Soc. Geol. It., **35**, 163-170.

CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli 109-110-117. Pesaro-Senigallia-Iesi.* Serv. Geol. Ital., 1-62.

CASATI P., BERTOZZI P., CITA B.M., 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**, 173-195.

CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPELLI V. (1986) - *Pianura Padana interpretazione integrata di dati geofisici e geologici.* Centro stampa Agip. 1-27.

CASSINIS R. (1983) - *Seismicity and crustal structure in the italian region: a preliminary zoning.* Boll. Geofis. teor. appl., **25**, 3-30.

CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano.* Giorn. Geol., ser. 3, **47** (1-2), 47-75.

CASTELLARIN A., PINI G.A., CRESTANA G. & RABBI E. (1986) - *Caratteri strutturali mesoscopici delle argille scagliose dell'Appennino bolognese.* Memorie Sci. geol., **38**, 459-477.

CASTELLARIN A. & PINI A. (1987) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese).* Mem. Soc. Geol. It., **39**, in stampa.

CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po plain Apenninic arcs.* In: F.C. WEZEL (ed.) *«The origin of Arcs»*, 253-280. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1972) - *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni possibili con le regioni adiacenti.* Boll. Serv. Geol. It., **93**, 155-188.

COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978a) - *Palaeonvironmental 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., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978b) - *Evoluzione paleoambientale della formazione a Colombacci in Romagna.* Rend. Soc. Geol. It., **1**, 37-40.

COLI M. (1980) - *The role of salt-tectonics in the sedimentary and tectonic evolution of the Umbria-Marche region. Northern Apennines.* Rend. Soc. Geol. It., **3**, 11-12.

COLI M. & FAZZUOLI M. (1983) - *Assetto strutturale della Formazione di Monte Morello nei dintorni di Firenze.* Mem. Soc. Geol. It., **26** (2), 543-551.

CONTI S. (1986) - *Studio geologico della geotraversa Grosseto-Val Marecchia tra le valli del Savio e del Foglia (Appennino romagnolo-marchigiano).* Tesi di Dottorato, Bologna e Modena. Bibl. Naz. Roma e Firenze, 1-150.

CONTI S., FREGNI P. & GELMINI R. (1987) - *L'età della messa in posto della coltre della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali.* Mem. Soc. Geol. It., **39**, in stampa.

CREMONINI G. (1982) - *Il substrato autoctono e alloctono nell'Appennino romagnolo.* In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.) *«Guida alla geologia del margine appenninico-padano»*. Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna, 9-11.

CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna.* Giorn. Geol., ser. 2, **42** (1), 61-82.

CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982) - *Note illustrative alla Carta Geologica 1:25.000 dell'Emilia-Romagna (tavv. Cusercoli e Borello).* Pitagora Ed., Bologna, 1-25.

CREMONINI G. & MARABINI S. (1982) - *La Formazione a Colombacci nell'Appennino romagnolo.* In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.) *«Guida alla geologia del margine appenninico-padano»*. Guida Geol. Reg. S.G.I., 167-169.

DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines, Italy.* Boll. Soc. Geol. It., **105** (1-2), 65-85.

DE FEYTER A.J. & MENICHETTI M. (1986) - *Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy).* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 357-370.

DE FEYTER A.J. & MOLENAAR N. (1984) - *Messinian fanglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia basin, Italy.* J. Sedim. Petrol., **54** (3), 746-758.

DE GASPERI G.B. (1922) - *La carta geologica della Repubblica di San Marino.* In: G.B. DE GASPERI (ed.) *«Scritti vari di Geografia e Geologia»*. Ed. Firenze, 67-89.

DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the «Sillaro Line».* Geol. Ultraiectina, **19**, 7-97.

DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene.* Giorn. Geol., ser. 3, **48** (1-2), 197-221.

DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Lessico delle formazioni del bacino padano orientale.* In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.) *«Guida alla geologia del margine appenninico-padano»*. Guida Geol. Reg. S.G.I., 205-236.

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 the Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian.* Boll. Soc. Pal. It., **14** (2), 177-196.

ELLIOTT D. (1976) - *The motion of thrust sheets.* J. geophys. Res., **81** (5), 949-963.

ELLIOTT D. (1981) - *The strength of rocks in thrust sheets.* Eos., **62**, 397.

FARABEGOLI E. (1983) - *Note illustrative alla Carta Geologica 1:25.000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (tavv. Cesena e Sogliano al Rubicone).* Ed. Patron, Bologna, 1-39.

FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'Avanfossa Padano-appenninica (Appennino Pesarese).* Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **104**, 193-238.

FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nel-*

l'Appennino Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., **24** (2), 299-309.

FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - *Geophysical exploration of the Mediterranean Sea*. Boll. Geofis. teor. appl., **15**, 263-341.

GASPARINI C. & PRATURLON A. (1981) - *Modelli sismotettonici e geologia classica a confronto nell'Italia centrale*. Rend. Soc. Geol. It., **4** (5), 557-562.

GASPERI G.F., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines in the Po Valley side*. Giorn. Geol., ser. 3, **48** (1-2), 187-195.

GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3), 276-290.

GRETENER P.E. (1981) - *Pore pressure, discontinuities, isostasy and overthrusts*. In: K.R. MCKLAY & N.J. PRICE (eds.) *«Thrusts and nappe tectonics»*. Geol. Soc. London, Spec, Publs, **9**, 33-39.

GUERRERA F., TONELLI G.L., VENERI F. & DOMENICONI G. (1986) - *Caratteri lito-sedimentologici e mineralogico-petrografici di vulcanoclastiti mioceniche presenti nella Successione umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **105** (34), 307-325.

GUTERMAN V.G. (1980) - *Model studies of gravitational gliding tectonics*. Tectonophysics, **65**, 111-126.

HANCOCK P.L. (1985) - *Brittle microtectonics: principles and practice*. J. Struct. Geol., **7** (3-4), 437-457.

KEHLE R.O. (1970) - *Analysis of gravity sliding and orogenic translation*. Bull. Geol. Soc. Am., **81**, 1641-1664.

KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. J. Sci., **279**, 676-691.

KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy*. Geol Ultraiectina, **30**, 1-155.

LAVECCHIA G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. 3 - Lo stile deformativo*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (2), 271-278.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1983) - *Strutture plicative minori dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **102** (1), 95-112.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva e ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103** (3), 467-476.

LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1980) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. 2) La copertura*. Studi Geologici Camerti, **6**, 23-30.

LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1981a) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano: 1- il basamento*. Geol. Rom., **20**, 183-195.

LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1981b) - *Modello geodinamico dell'Area Umbro-Marchigiana e suo significato sismogenetico*. Annali Geofis., **34**, 135-147.

LAVECCHIA G., PIALLI G., DE MARTIN M., LECHI G.M. & RAMPOLDI R. (1980) - *Lineazioni da satellite e tettonica da wrenching nel settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **99** (3), 245-253.

LIPPARINI T. (1951) - *Studio stratigrafico e tettonico della zona di Sogliano al Rubicone (Fogli di Forlì e Mercato Saraceno)*. Boll. Serv. Geol. It., **71**, 7-13.

LIPPARINI T. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala di 1:100.000. Foglio 100, Forlì, Foglio 101, Rimini*. Serv. Geol. Ital., 1-74.

MALARODA P. & RAIMONDI G. (1957) - *Linee di dislocazione e sismicità in Italia*. Boll. Geod., **16** (3), 273-290.

MANDL G. & CRANS W. (1981) - *Gravitational gliding in deltas*. In: K.R. MCKLAY & N.J. PRICE (eds.) *«Thrusts and Nappe tectonics»*. Geol. Soc. London, Spec. Publs, **9**, 41-54.

MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (1), 21-42.

MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1), 95-382.

MERLA G. (1957) - *Saggio di Geologia dell'Appennino settentrionale con una carta geologica 1:1.000.000*. In: Atti Conv. I Giacimenti Gassiferi Eur. Oc., Milano, 2, 629-659.

MICHELI P. (1967) - *La serie di Monte Senario nei dintorni di Pergine Valdarno*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 489-502.

MIGLIORINI C. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**, 29-142.

MOLENAAR N. & DE FEYTER A.J. (1985) - *Carbonate associated with alluvial fans: An example from the Messinian Colombacci Formation of the Pietrarubbia Basin, northern Marche, Italy*. Sediment. Geol., **42**, 1-23.

MONGELLI F., LODDO M., TRAMACERE A., ZITO G., PERUSINI P., SQUARCI P. & TAFFI L. (1985) - *Contributo alla mappa del flusso geotermico in Italia: misure sulla fascia Pre-Appennina marchigiana*. In: Atti 1° Convegno Geof. Terra Solida, Roma, 427-445.

MOODY J.D. (1966) - *Crustal shear patterns and orogenesis*. Tectonophysics, **3** (6), 479-522.

MORELLI C. (1955a) - *Gravità e tettonica nelle Marche e negli Abruzzi settentrionali*. Pubbl. Ist. Naz. Geofis. n° 311, 1-41.

MORELLI C. (1955b) - *Rilievo gravimetrico nel mare Adriatico 1954*. Ricerca Scient. Anno **25** (10), 2845-2872.

MORELLI C. (1982) - *Le conoscenze geofisiche dell'Italia e dei mari antistanti*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 521-530.

MORONI M.A. (1955) - *La macrofauna Saheliana del Messiniano inferiore della Repubblica di S. Marino*. Giorn. Geol., ser. 2, **25**, 81-162.

MORONI M.A. (1956) - *Le malacofaune del Miocene medio di Montebello (Appennino Riminese)*. Giorn. Geol., ser. 2, **26**, 141-165.

MORONI M.A. (1965) - *Malacofaune del «Calcare a Lucine» di S. Sofia, Forlì*. Paleontogr. ital, **60**, 69-87.

MUTTI E., PAREA G.C., RICCI LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & IACCARINO S. (1975) - *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines*. In: Excursion Guidebook, Field Trip A-11. 9° Int. Congr. Sedim., Nice, 1-120.

OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (eds) (1975) - *Structural model of Italy*. Quad. Ric. Scient. C.N.R., Roma. 1-502.

ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basin for-*

med and carried piggyback on active thrust sheets. Geology , **12**, 475-478.

PAREA G.C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-oligoceniche dell'Appennino centro-settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., **84** (1), 1-36.

PAREA G.C. (1968) - *The possibility of reconstruction of pre-tectonic current trend in allochthonous turbidite formations.* In:˜23° Int. Geol. Congr. 3, 225-234.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1986) - *Struttura geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo; ipotesi sismotettoniche.* Atti Sem. Prog. Cart. Geol., Bologna 1985, Regione Emilia-Romagna, 102-118.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Structural evolution of the outer margin of the Apennines and related foredeep system.* In: BORIANI *et al.*, (eds.) *«The lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research.* Pre-print vol., Mid-term Conf. INC-ILP, Roma 1987, Acc. Naz. Lincei, 139-142.

PIERI M. (1983) - *Three seismic profiles through the Po Plain.* In: A.W. BALLY (ed.) *«Seismic expression of structural styles - A picture and work Atlas».* Am. Ass. Petrol. Geol., Geol. Stud., 3, 15.

PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy).* C.N.R. Prog. Fin. Geod. Pubbl., n° 414, 1-13.

PINI A. (1987) - *Studio geologico e analisi strutturale delle «Argille Scagliose» del Pedeappennino bolognese.* Tesi di Dottorato, Bologna e Modena. Bibl. Naz. Roma e Firenze, 1-208.

PRICE N.J. (1977) - *Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults.* Jl. Geol. Soc. Lond., **133**, 311-327.

PRINCIPI P. (1925a) - *I terreni terziari dell'alta valle della Marecchia.* Boll. Soc. Geol. It., **44**, 77-90.

PRINCIPI P. (1925b) - *Osservazioni sulla geologia dell'alta e media Valle del Savio.* Rc. Accad. naz. Lincei, ser. 6, **2**, 1-15.

PRINCIPI P. (1936) - *Relazione al rilevamenteo geologico del quadrante al 50.000 «Mercato Saraceno» del foglio 108 della Carta d'Italia.* Boll. R. Uff. Geol. It., **61**, 2-14.

PRINCIPI P. (1938) - *Relazione al rilevamento geologico del quadrante al 50.000 «S. Agata Feltria» appartenente al Foglio 108 della Carta d'Italia.* Boll. R. Uff. Geol. It., **63**, 9-23.

PRINCIPI P. (1939) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli di Città di Castello e Mercato Saraceno.* R. Uff. Geol. It., 1-42.

PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini.* Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.

RABBI E. & RICCI LUCCHI F. (1968) - *Stratigrafia e sedimentologia del Messiniano forlivese (dintorni di Predappio).* Giorn. Geol., ser. 2, **34**, 593-638.

REUTTER K.J. (1981) - *A trench-forearc model for the Northern Apennines.* In: F.C. WEZEL (ed.) *«Sedimentary basins of Mediterranean margins».* Tecnoprint, Bologna, 435-443.

REUTTER K.J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Litospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines.* Tectonophysics, **64**, T1-T9.

REUTTER K.J., GUNTHER K. & GROSCURTH J. (1978) - *An approach to the Geodynamics of the Corsica-Northern Apennines Double Orogene.* In: H. CLOSS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (eds.) *«Alps, Apennines, Hellenides».* Stuttgart, 299-311.

RICCI LUCCHI F. (1964) - *Ricerche sedimentologiche sui lembi alloctoni della Val Marecchia (Miocene inferiore e medio).* Giorn. Geol., ser. 2, **32**, 546-652.

RICCI LUCCHI F. (1967a) - *Formazione Marnoso-arenacea romagnola.* In: R. SELLI (ed.) *«Guida alle Escursioni».* 4° Congr. Comm. Medit. Neog. Strat., 111-120.

RICCI LUCCHI F. (1967b) - *Formazione di S. Marino.* In: R. SELLI (ed.) *«Guida alle Escursioni».* 4° Congr. Comm. Medit. Neog. Strat., 122-126.

RICCI LUCCHI F. (1969) - *Recherches stratonomiques sur le flysh Miocene de la Romagne (Formation «Marnoso-arenacea»).* Giorn. Geol., ser, 2, **35** (4), 163-198.

RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines.* In: C. SOUYRES (ed.) *«Geology of Italy».* Petrol. Expl. Soc. Lybia, 2, 129-236.

RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-arenacea turbidites. Romagna and Umbria Apennines.* In: F. RICCI LUCCHI (ed.) *«Excursion Guidebook with contribution on sedimentology of some Italian basins».* I.A.S. 2nd Eur. Reg. Meeting, Bologna, 231-303.

RICCI LUCCHI F. (1984) - *Flysh, molassa, cunei clastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi dei bacini orogenici dell'Appennino Settentrionale.* In: 100 anni di geologia italiana. *Vol. Giub. I centenario S.G.I.*, 279-295.

RICCI LUCCHI F. (1986a) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines.* Spec. Publs int. Ass. Sediment, **8**, 105-139.

RICCI LUCCHI F. (1986ba) - *The Foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline.* Giorn. Geol., ser, 3, **48** (1-2), 165-185.

RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt.* Sediment. Geol., **50**, 119-134.

RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G.F., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico.* In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.) *«Guida alla geologia del margine appenninico-padano».* Guida Geol. Reg. S.G.I., 17-46.

RICCI LUCCHI F. & D'ONOFRIO S. (1967) - *Trasporti gravitativi sinsedimentari nel Tortoniano dell'Appennino romagnolo (valle del Savio).* Giorn. Geol. ser. 2, **34**, 29-72.

RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland.* In: P.H. ALLEN, P. HOMEWOOD & G. WILLIAMS (eds.) *«Excursion Guidebook».* Foreland Basins Symp. Fribourg, 137-176.

RICCI LUCCHI F. & VEGGIANI A. (1967) - *I calcari a Lucina della Formazione Marnoso-arenacea romagnola. Nota preliminare.* Giorn. Geol. ser. 2, **34**, 159-172.

ROEDER D. (1980) - *Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system - a synthesis.* Eclogae Geol. Helv., **73** (2), 353-377.

RUGGIERI G. (1954a) - *Il lembo parautoctono di Montebello (Val Marecchia).* Boll. Serv. Geol. It., **75**, 617-631.

RUGGIERI G. (1954b) - *Risultati delle campagne di rilevamento 1953.* Boll. Serv. Geol. It., **75**, 792-794.

RUGGIERI G. (1955) - *Contributo alla conoscenza della geologia di S. Marino.* Giorn. Geol, ser. 2, **25**, 49-80.

RUGGIERI G. (1956) - *L'arrivo delle argille scagliose sul margine padano dell'Appennino.* Boll. Soc. Geol. It., **75** (1), 41-48.

RUGGIERI G. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Appennino Romagnolo).* Atti Acc. Sc. Lett. e Arti Palermo, **17** (1), 7-169.

RUGGIERI G. (1967) - *Due ostracofaune del Miocene alloctono della Val Marecchia (Appennino Settentrionale).* Riv. Ital. Paleont., **73** (1), 351-384.

RUGGIERI G. (1970) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Foglio 108 Mercato Saraceno.* Serv. Geol. It., 1-56.

RUGGIERI G. & DAVOLI F. (1984) - *Malacofauna di Casa Nova Calisese (Sogliano, Forlì).* Palaeontogr. ital., **73**, 41-86.

SACCO F. (1899) - *L'Appennino Settentrionale parte IV. L'Appennino della Romagna.* Boll. Soc. Geol. It., **18**, 354-420.

SACCO F. (1904) - *L'Appennino settentrionale e centrale. Studio geologico sintetico.* Ed. Gerbone, Torino, 1-168.

SACCO F. (1935) - *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino.* Rend. Accad. naz. Lincei, ser. 6, **22**, 371-375, 551-553.

SACCO F. (1937a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli di Imola, Faenza, Forlì e Rimini costituenti l'Appennino della Romagna.* R. Uff. Geol. It., 1-52.

SACCO F. (1937b) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli Pesaro e Senigallia.* R. Uff. Geol. Ital.

SAGRI M. (1973) - *Sedimentazione torbiditica nell'Appennino settentrionale: velocità di accumulo, litologia, morfologia del fondo.* Boll. Soc. Geol. It., **92** (2), 233-272.

SARTORI F. (1987) - *Drilling of O.D.P. leg 107 in the Tyrrhenian Sea: tentative basin evolution compared to deformation in the surrounding chains.* In: BORIANI *et al.*, (eds.) *«The lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research.* Pre-print vol., mid-term Conf. INC-ILP, Roma 1987, Acc. Naz. Lincei, 125-138.

SARTORI R., MASCLE G. & AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1987) - *A review of circum-Tyrrhenian regional geology.* In: K. KASTENS *et al.*, (eds.) *«Proceedings Initial Reprints (Part A)»*, O.D.P. **107**, 37-63.

SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano del Pesarese.* Boll. Soc. Geol. It., **97** (1-2), 165-188.

SCANDONE P. (1980) - *The origin of the Tyrrenian sea and Calabrian Arc.* Boll. Soc. Geol. It., **98** (1), 27-34.

SELLI R. (1951) - *I caratteri geologici della Regione Marchigiana.* Giorn. Geol., ser. 2, **21**, 99-125.

SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro.* Giorn. Geol., ser. 2, **24**, 1-268.

SESTINI G. (ed.) (1970a) - *Development of the Northern Apennines geosyncline.* Sediment. Geol., **4**, 203-642.

SESTINI G. (1970b) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage.* In: G. SESTINI (ed.) *«Development of the Northern Apennines Geosyncline»*. Sediment. Geol., **4**, 445-479.

SIGNORINI R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino Settentrionale.* Rend. Accad. naz. Lincei, ser. 6, **21** (1), 42-45.

SIGNORINI R. (1940) - *Sulla tettonica dell'Appennino Romagnolo.* Rend. Accad. Ital., ser. 7, **1** (8), 370-383.

SIGNORINI R. (1942) - *Struttura dell'Appennino fra la Val Tiberina e l'Urbinate.* Giorn. Geol., ser. 2, **15**, 17-29.

SIGNORINI R. (1946a) - *Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino Centrale e Settentrionale.* Rend. Accad. naz. Lincei, ser. 8, **1** (1), 99-106.

SIGNORINI R. (1946b) - *Il lembo di ricoprimento del Monte Fumaiolo nell'Appennino Romagnolo.* Rend. Accad. naz. Lincei, ser. 8, **1** (7-8), 853-859.

SIGNORINI R. (1956) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose.* Boll. Soc. Geol. It., **75** (3), 69-93.

TEN HAAF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the Alta Romagna.* In: W.J.M. VAN DER LINDEN (ed.) *«Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony»*. Geol. Mijnbouw, **58** (2), 145-152.

TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines.* Ofioliti, **9** (3), 577-618.

VAI G.B. (1981) - *Messinian gypsum of Vena del Gesso Basin, Bologna-Romagna Apennines.* In: F. RICCI LUCCHI (ed.) *«Excursion Guidebook with contribution on sedimentology of some Italian basins»*. I.A.S. 2nd Eur. Reg. Meeting, Bologna, 205-227.

VAI G.B. (1987) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanfossa cerchine periferico: il caso dell'Appennino Settentrionale.* Mem. Soc. Geol. It. **38**, 95-105.

VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology: the Lamone Valley.* In C. DE GIULI & G.B. VAI (eds.), *«Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines, Field Trip Guidebook»*. Int. Workshop Faenza, 7-37.

VAI G.B. & COCOZZA T. (1986) - *Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in italy.* Bull. Soc. Geol. Fr. (8), **2** (1), 95-114.

VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1977) - *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines.* Sedimentology, **24**, 211-244.

VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *The Vena del Gesso in Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts.* Mem. Soc. Geol. It., **16**, 217-249.

VALLONI R. & ZUFFA G. (1984) - *Provenance changes for*

arenaceous formations of the northern Apennines, Italy. Bull. Geol. Soc. Am., **95**, 1035-1039.

VENERI F. (1986) - *La colata gravitativa della Val Marecchia*. In: E. CENTAMORE & G. DEIANA (eds.) «*La Geologia delle Marche*». Studi Geologici Camerti, vol. spec., 83-87.

VENZO G. (1954) - *Il Miocene a facies marchigiana dell'Urbinate occidentale*. Atti Soc. Tosc. Sci. nat., **61**, 1-24.

STEFANO CONTI

CARTA GEOLOGICA DELL'AREA COMPRESA TRA I FIUMI SAVIO E FOGLIA (APPENNINO ROMAGNOLO-MARCHIGIANO)

ISTITUTO DI GEOLOGIA - UNIVERSITÀ DI MODENA

Scala 1:50 000

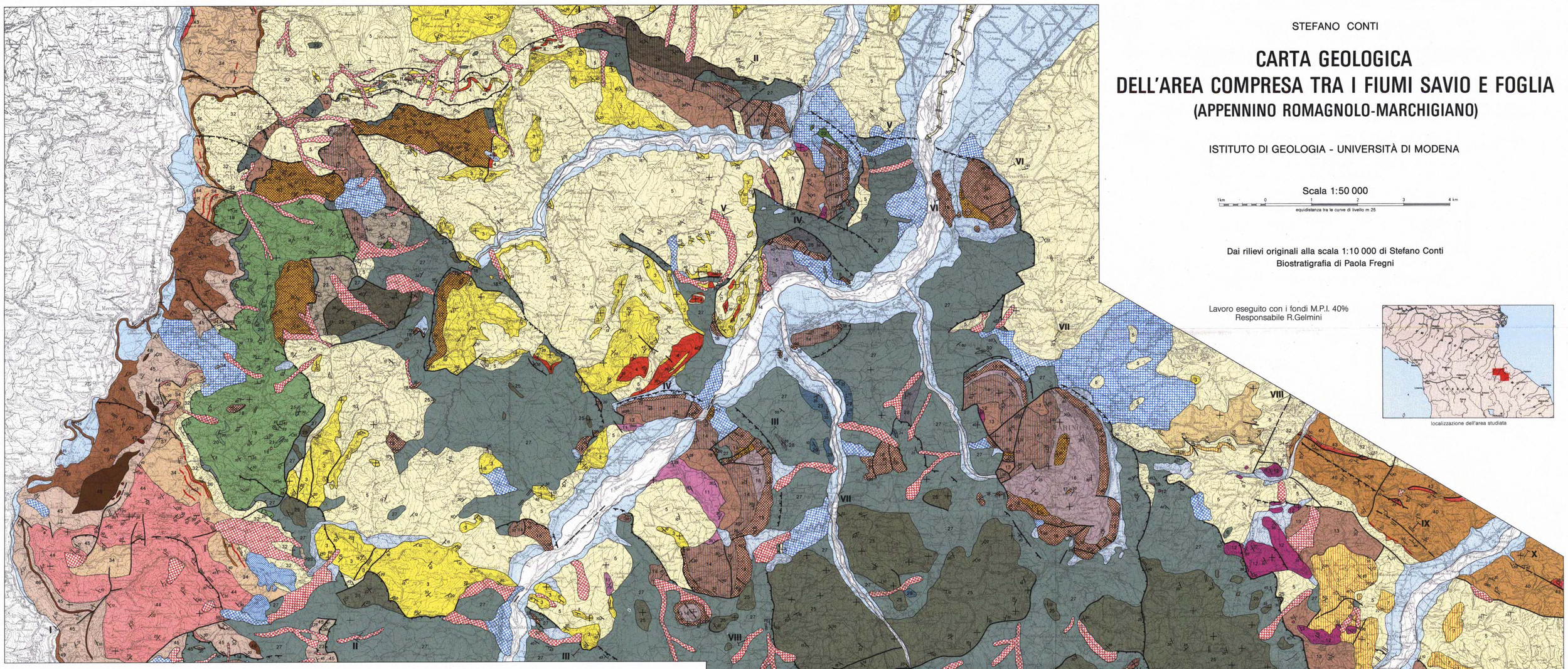
1 km 0 1 2 3 4 km

equidistanza tra le curve di livello m 25

Dai rilievi originali alla scala 1:10 000 di Stefano Conti
Biostratigrafia di Paola Fregni

Lavoro eseguito con i fondi M.P.I. 40%
Responsabile R.Gelmini

localizzazione dell'area studiata



DEPOSITI CONTINENTALI

QUATERNARIO

Detriti di falda.

Depositi alluvionali terrazzati.

SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

PLIOCENE

(1) Arenarie gialle a laminazione piano-parallela con sottili intercalazioni pelitiche (*depositi di piattaforma interna*), tritume conchigliare misto a frammenti calcarei disposti in maniera disordinata (*depositi di tempesta*)e (**2**) lenti conglomeratiche di modesto spessore (5-70 cm) costituite da ciottoli di prevalente provenienza umbro-marchigiana (*depositi di delta-conoide*).
PLIOCENE MEDIO ?

(3) Arenarie grigio-giallastre con laminazione a lisca di pesce (*depositi intertidali - piattaforma interna*) con (**4**) lenti conglomeratiche costituite da ciottoli calcarei di prevalente provenienza "ligure" in grossi banchi, localmente molto potenti (alcune decine di metri), più frequenti verso l'alto (*depositi di delta-conoide*).
(zona a G.puncticulata) PLIOCENE INFERIORE

(5) Peliti grigio-azzurre, ricche di microfossili, con sporadiche intercalazioni di arenarie giallastre (*depositi di scarpata*) e (**6**) di brecce poligeniche a dominante pelitica con litotipi appartenenti alla coltre della Val Marecchia (*depositi di colata sottomarina*), lateralmente e verso l'alto passano sia alle arenarie con laminazione a lisca di pesce (**3**), sia a (**7**) lenti di arenarie giallastre risedimentate in banchi (*depositi di scarpata*).
(zona a G.puncticulata) PLIOCENE INFERIORE

PLIOCENE

Arenarie di San Giovanni - (**31**) Arenarie risedimentate giallastre con sottili intercalazioni pelitiche grige (*depositi di scarpata - conoide sottomarina interna*).
(zona a G.puncticulata) PLIOCENE INFERIORE

(32) Peliti grigio-azzurre, ricche di microfossili, con rare intercalazioni di arenarie grigio-giallastre (*depositi di scarpata*) e (**33**) di brecce poligeniche a dominante pelitica con litotipi appartenenti alla coltre della Val Marecchia (*depositi di colata sottomarina*), lateralmente e verso l'alto passano alle Arenarie di San Giovanni (**31**).
(zona a Sphaeroidinellopsis spp., G.margaritae, G.puncticulata) PLIOCENE INFERIORE

MIOCENE

Formazione a Colombacci (*MESSINIANO SUPERIORE*):
Membro A - (**34**) Argille marnose brune o grige con intercalazioni siltose e arenacee e livelli pelitici varicolori fittamente laminati con ostracodi ipoalini (*Cyprideis spp., Leptocythere sp., Loxochonca djafarrowi* Schneider) (*depositi di lago-mare*).
Membro B - (**35**) Calcari marnosi biancastri (colombacci) di precipitazione biochimica con sottili intercalazioni di argille e arenarie, costituenti orizzonti presenti a diverse altezze nella formazione; nella parte alta del membro B sono talvolta associati a marne argillose grigio-scure ricche di Congerie e ogoni di Characee (*depositi di lago-mare*).
Membro C - (**36**) Arenarie grigio-giallastre a laminazione piano-parallela, con sottili lenti nastriformi conglomeratiche costituite da ciottoli di provenienza "ligure" (*depositi di delta-conoide, piattaforma interna*).
Membro D - (**37**) Conglomerati poligenici a matrice arenacea con ciottoli spesso impronfati di provenienza prevalentemente "ligure" alternati ad arenarie giallastre poco cementate (*depositi di delta-conoide*).
Membro E - (**38**) Calcari microcristallini selciferi grigio-scuri o neri, a volte brecciati.
Membro F - (**39**) Conglomerati a ciottoli prevalentemente arenacei a cemento gessoso (*depositi di delta-conoide*) situati alla base della formazione e costituenti delle lenti all'interno del Membro A.
Membro G - (**40**) Arenarie risedimentate, poco cementate, in banchi con sottili intercalazioni di peliti sabbiose (*depositi di scarpata*).

Formazione di S.Donato - (**41**) Arenarie giallastre risedimentate a grana fine alternate a marne siltose grigio-cenere ricche di muscovite; sono presenti a vari livelli (**42**) lenti di arenarie grossolane risedimentate in strati spessi (*omogeniti - depositi di scarpata*).
MESSINIANO SUPERIORE

Formazione Gessoso-solfifera (*MESSINIANO MEDIO*):
Membro A - (**43**) Tripoli e marne tripolacee a volte arenacee con intercalazioni di peliti bituminose e di calcare dolomitico laminato o brecciato, talora solfifero (*depositi di piattaforma*).
Membro B - (**44**) Gesso balatino con intercalazioni di peliti bituminose e di calcare dolomitico solfifero (*depositi lagunari - piattaforma interna*); a volte sono presenti gesso nodulare (*depositi di sabkha*) e gessarenili ed arenarie gessifere laminate (risedimentate?) (*depositi di piattaforma esterna*) e gesso enterolitico.

Formazione dei Ghioli di Letto - (**45**) Argille marnose grigio-giallastre, talvolta bituminose, alternate ad arenarie grigio-giallastre risedimentate; nella parte alta (**46**) arenarie giallastre grossolane in banchi risedimentati, ricche di ciottoli di piccole dimensioni di provenienza "ligure" (*depositi di scarpata - conoide sottomarina*); nella parte bassa (**47**) blocchi di Calcari a Lucine (depositi di piattaforma del Serravalliano) e (**48**) frane sottomarine in blocco di peliti varicolori della Formazione di Sillano (**27**).
(zona a Globorotalia conomiozea, zona a Globigerinoides obliquus extremus)
MESSINIANO INFERIORE - TORTONIANO p.p.

Formazione Marnoso-arenacea (*MESSINIANO INFERIORE - LANGHIANO*):
Membro 4 - (**49**) Arenarie grossolane risedimentate, debolmente cementate, gialle o brune in grossi banchi con sottili intercalazioni di argille marnose grige (*depositi di conoide sottomarina interna*); verso l'alto sono parzialmente eteropiche della Formazione dei Ghioli di Letto (**45**).
(zona a Globorotalia conomiozea, zona a Globigerinoides obliquus extremus, zona a Globorotalia acostaensis) MESSINIANO INFERIORE-TORTONIANO
Membri 1, 2, 3 - (**50**) Alternanza di arenarie risedimentate grigio-chiare in strati di vario spessore e di marne grigio-brune talvolta argillose (*depositi di conoide esterna - piana sottomarina*); passano lateralmente e verso l'alto al membro 4.
TORTONIANO p.p. - LANGHIANO

Schlier - (**51**) Argille marnose e marne grigio-chiare con sottili intercalazioni di marne calcaree, calcari marnosi bianco-grigiastri (*depositi di scarpata*); passano lateralmente e verso l'alto alla Formazione Marnoso-arenacea.
MESSINIANO INFERIORE - LANGHIANO

COLTRE DELLA VAL MARECCHIA

EPILIGURIDE

PLIOCENE

(8) Peliti grigio-azzurre ricche di microfossili (*depositi di scarpata*).
(zona a Sphaeroidinellopsis spp.) PLIOCENE INFERIORE

Formazione di Casa Monte Sabatino - (**9**) Conglomerati in grossi banchi con ciottoli di grandi dimensioni di provenienza prevalentemente "ligure" (*depositi di delta-conoide*); verso l'alto e lateralmente passanti a (**10**)arenarie gialle con laminazione incrociata a basso angolo (*depositi di piattaforma interna*) e tritume conchigliare misto a frammenti calcarei disposti in maniera disordinata (*depositi di tempesta*).
MESSINIANO SUPERIORE.

MIOCENE

Evaporiti (*MESSINIANO MEDIO*):

Membro A - (**11**) Gesso biancastro microcristallino nodulare in banchi con sottili intercalazioni di peliti scure (*depositi di sabkha*).

Membro B - (**12**) Gesso selenitico macrocristallino incolore o grigio-giallastro in grossi banchi con sottili intercalazioni argillose o sabbiose di colore scuro (*depositi lagunari*).

Argille di Casa i Gessi - (**13**) Argille siltose grigio-scure, macrofossilifere, con rare intercalazioni di arenarie giallastre e marne calcaree grige (*depositi di piattaforma*).
MESSINIANO INFERIORE

Formazione di Acquaviva - (**14**) Conglomerati con ciottoli calcarei di provenienza "ligure" passanti lateralmente e verso l'alto ad arenarie gialle poco cementate a laminazione incrociata (*depositi di delta-conoide, piattaforma interna*); verso l'alto e lateralmente passano alle Argille di Casa I Gessi (**13**).
MESSINIANO INFERIORE - TORTONIANO SUPERIORE

Argille di Montebello - (**15**) Argille siltose plumbee o bluastre, ricche di malacofaune, con sottili intercalazioni di calcari biancastri (*depositi di piattaforma esterna*).
TORTONIANO p.p. - SERRAVALLIANO p.p.

Formazione del Monte Fumaiolo - (**16**) Biocalcareniti arenacee grigio-verdastre alternate ad arenarie glauconitiche giallo-verdastre (*depositi di piattaforma interna*).
SERRAVALLIANO INFERIORE

Formazione di San Marino (*SERRAVALLIANO INFERIORE - LANGHIANO*):
Membro B - (**17**) Marne arenacee grigio-biancastre alternate a marne nocciola (*depositi di piattaforma esterna*), verso l'alto e lateralmente passano alla Formazione del Monte Fumaiolo (**16**).
(zona a Orbulina universa) SERRAVALLIANO INFERIORE
Membro A - (**18**) Biocalciruditi grigio-verdastre con livelli ciottolosi alla base di provenienza "ligure" sfumanti verso l'alto a calcari organogeni biancastri ricchi di briozoi e a biocalcareniti (*depositi di piattaforma interna*); passano verso l'alto e lateralmente al Membro B.
SERRAVALLIANO INFERIORE - LANGHIANO

OLIGOCENE

Formazione di Campaolo - (**19**) Arenarie giallo-chiare molto micacee, risedimentate, alternate a marne argillose nocciola (*depositi di scarpata*); verso l'alto (**20**) lenti di calcari arenacei e marne calcaree grigiastre e (**21**) lenti di arenarie poco cementate grigio-giallastre in banchi (*depositi di piattaforma esterna*).
AQUITANIANO - OLIGOCENE SUPERIORE

Formazione di Antognola - (**22**) Marne grigio-bluastre, grigio-verdastre in strati sottili (*depositi di scarpata*).
(zona a Globorotalia opima) OLIGOCENE SUPERIORE

Arenarie di Monte Senario - (**23**) Arenarie risedimentate grigio-biancastre molto micacee, da grossolane a molto grossolane (microconglomerato) con sottili intercalazioni argillose verde-bluastre e più rare intercalazioni di calciluiti grige; alla base (**24**) sono presenti brecciole a Nummuliti (*depositi di conoide sottomarina*).
OLIGOCENE MEDIO-INFERIORE

LIGURIDE

EOCENE

Formazione di Monte Morello (*EOCENE MEDIO-INFERIORE*):
Membro A - (**25**) Alternanze risedimentate di calcari marnosi grigio-biancastri, calcareniti brune e marne, marne argillose grigio-nerastre, grigio-brune (*depositi di piana sottomarina*).
Membro B - (**26**) Calcari marnosi rosati, risedimentati, alternati a marne argillose brune e a argilliti nere (*depositi di piana sottomarina*).

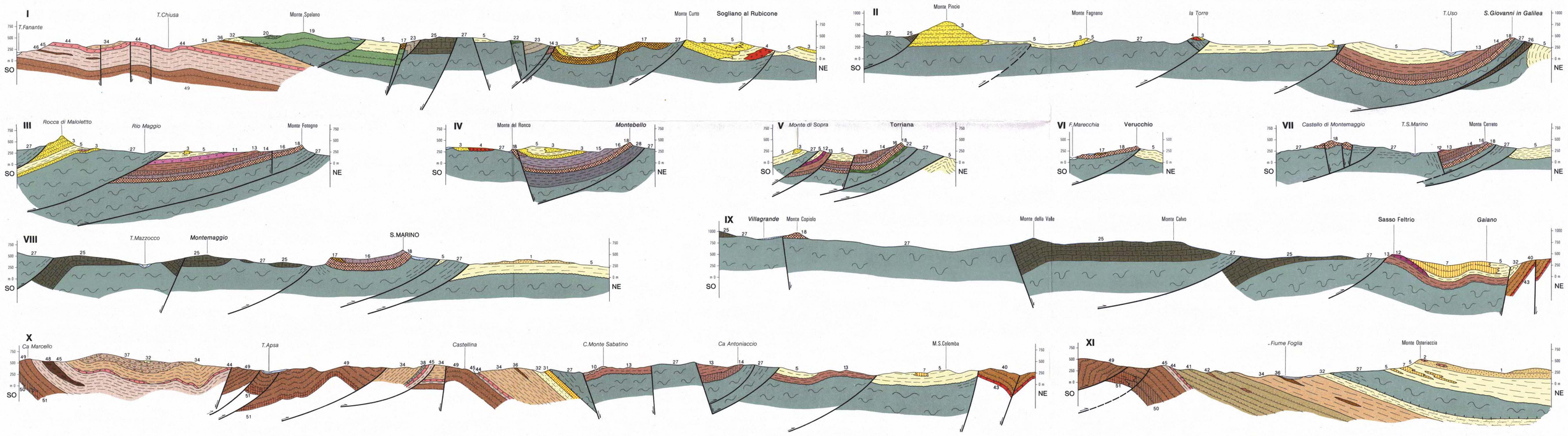
CRETACEO-EOCENE

Formazione di Sillano (*EOCENE INFERIORE - APTIANO*):
Membro A - (**27**) Argille e argilliti varicolori intensamente fogliettate e tettonizzate con sporadiche intercalazioni di calciluitti argillose (*depositi di piana sottomarina*); tale membro costituisce la base della Formazione di Monte Morello (**25**).
EOCENE INFERIORE - CRETACEO SUPERIORE
Membro B - (**28**) Calcari marnosi biancastri a grana fine, a volte selciferi, alternati a marne nere (*depositi di piana sottomarina*).
APTIANO - CENOMANIANO
Membro C - (**29**) Arenarie calcaree e calcareniti grossolane, tipo Pietraforte, risedimentate, alternate ad argille siltose brune (*depositi di conoide sottomarina*).
CRETACEO SUPERIORE
Membro D - (**30**) Calcari marnosi grigi e verde-oliva e calciluitti alternati a marne grigio-marroncine (*depositi di conoide sottomarina*).
MAASTRICHTIANO

SEGNI CONVENZIONALI

- Direzione e pendenza degli strati
- Strati verticali o subverticali
- Strati orizzontali
- Strati rovesciati
- Contatto tra la Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola e la Coltre della Val Marecchia
- Faglie inverse e sovrascorrimenti
- Faglie dirette e trascorrenti
- Frane recenti
- Paleofrane
- Discariche di miniere
- Traccia di Sezione

Dai tipi dell'Istituto Geografico Militare (autorizzazione n. 2570 in data 7 - 4 - 1987) Controllato ai sensi della Legge 2-2-1960 n.68. Nulla osta alla diffusione n. 30 in data 12 - 1 - 1988



Scala delle sezioni 1:50 000

Cartografia: S.E.L.C.A. Via R. Giuliani 153 - Firenze - 1988