

STILI DEFORMATIVI ED EVOLUZIONE TETTONICA DELLA SUCCESSIONE NEOGENICA ROMAGNOLA(+)

RIASSUNTO

I nuovi rilevamenti condotti in Romagna orientale, la sintesi dei dati cartografici e l'esecuzione di sezioni geologiche di dettaglio concatenate permettono alcune considerazioni evolutive sulla tettonica dell'Appennino romagnolo. Ad una grande regolarità del cuneo clastico della Marnoso-Arenacea (MA) nel Langhiano - Serravalliano inferiore fanno seguito lo sviluppo dell'alto di Verghereto e la migrazione verso NE dell'asse depocentrale, dal Serravalliano superiore in poi. Nel Tortonianiano l'avanzata sinsedimentaria della coltre ligure (unitaria almeno fino alla congiungente Sassoleone-S. Agata Feltria) "chiude" il cuneo MA ricoprendolo soprattutto in *flat*. Con la fase intra-messiniana, lo scollamento ed il raccorciamento pellicolare di parte del cuneo creano la "struttura romagnola" (*broken thrust - propagation folds* regolari, in sequenza), con deformazione parziale e "spinta" in *ramp* della soprastante coltre ligure. I rapporti tra tettonica e sedimentazione che caratterizzano la stessa fase presso l'attuale margine appenninico denunciano uno sviluppo successivo e più profondo dell'edificio a falde, con l'emersione di vaste aree, l'evoluzione a fronte obliquo della Linea di Forlì (sistema LF-LF') e l'incipiente bipartizione della coltre ligure nei rami del Sillaro e del Marecchia. La fase pliocenica inferiore, che sviluppa in faglia gli alti marginali, approfondisce ed articola maggiormente il *pattern* dei bacini sintettonici impostato con la fase precedente, accentuando anche il ruolo di svincolo su LF-LF'. La fase pliocenica media completa lo sviluppo dei bacini sintettonici marginali, realizza il probabile avanscorrimiento "fuori-sequenza" delle unità più esterne della MA scolata e sancisce la definitiva indipendenza dei due rami della coltre ligure. Col Pleistocene inferiore, la riattivazione fuori-sequenza delle *ramps* sepolte inverte la subsidenza sul margine E-romagnolo, mentre il sollevamento della catena causa una profonda dissezione della coltre ligure, che continua fino all'Attuale: di fronte all'entità complessiva del sollevamento plio-quadernario, il "collasso" estensionale della catena romagnola interna, anche se molto marcato a SE del sistema S. Sofia - Casteldelci, non risulta sufficiente a creare un bacino deposizionale.

ABSTRACT

The original part of this paper concerns some detailed geological cross-sections, linked each other along a transverse

(*) Dip. Scienze Geologiche - Università di Bologna

(**) Dip. Topografia, Geodesia e Geofis. Min. - Univ. Bologna

(+) Lavoro svolto con il contributo finanziario del MURST 60% (Resp. G.B. Vai) e 60% (Resp. A. Castellarin) e nel quadro della Convenzione ENEL DCO - Dipart. Scienze Geologiche, Univ. Bologna per la redazione della Carta Geologica 1:200.000 ad indirizzo strutturale della Regione Emilia Romagna.

running throughout the SE Apennines of Romagna.

Main subjects for our interpretation of the inner Romagna setting are:

a) Syn-sedimentary tectonics and shifting of the Marnoso-Arenacea (hereinafter, MA) clastic wedge depocenter occurred in late Serravallian and Tortonian times, while apparently none of the mapped thrust-fronts was developing (except Cervarola-Castel Guerrino and the Ligurid nappe).

b) The "struttura romagnola" deformational style, which has been post-sedimentarily accomplished by thrust propagation folding, over a decollement near the base of MA. It largely displaces the 1st phase, synsedimentary, boundary of the Ligurid nappe and is probably late Messinian in age.

c) Some deeper compressional developments in the inner realms of Romagna: refolding of the regular pattern of the "struttura romagnola" occurs, possibly involving also the limy Meso-Cenozoic multi-layer, so as the Padan margin and Umbria-Marche structures use to. The oblique-ramping Forlì-Line and the left-stepping Marecchia segment, that we infer as deeply detached tear faults for the padan margin and Marche thrusts, seem to be linked to shallower out-of-sequence deformation too (at the "Parautochton" front, in Umbria and Romagna as well).

d) The original extent of the Ligurid nappe on mid-inner Romagna: in our opinion, before the end of late Messinian there is no reason to split the nappe in two parts, because at that time there was no marked structural culmination between Sillaro and Marecchia.

e) Extensional tectonics, by which the Apenninic ridge is still collapsing occurred far NE of the main divide: we have detected an about 3 km W-downthrowing normal fault set, running from S. Sofia to Casteldelci and on; it causes the old M. Castellaccio thrust front to be refolded in a roll-over anticline, which suggests deep thrust inversion.

Along the Padan margin in Romagna, the most important stratigraphical keys to the tectonic evolution are:

1) Major angular unconformities within the upper Messinian Colombacci Fm. s.l. (throughout the study area), at the base of the lower Pliocene Borello sandstones and within the upper Pliocene clays (inside E-Romagna).

2) Major hiatuses observed on top of the external NE to NNE - verging thrusts occur during late Messinian, late early Pliocene, late Pliocene and early-mid Pleistocene.

3) Discrete syntectonic clastic wedges of late Messinian, late early Pliocene, late Pliocene and early Pleistocene occur in front of and between active thrust fronts. A peculiar, triangle shaped strongly subsiding area, controlled by dextral oblique activity between the diverging Forlì and Bidente Lines, was filled during late early Pliocene to late Pliocene.

4) Thick marine early Pleistocene sequences, W of the Forlì Line are related to an out-of-sequence reactivation of buried frontal ramps at the Romagna Apennine margin.

5) Lacking early to middle Pleistocene marine to littoral deposits suggest persistent uplift on the Cesena high, E of the Forlì Line.

PAROLE CHIAVE: Appennino romagnolo, Evoluzione tettonica, Stili deformativi, Età di deformazione

KEY WORDS: Romagna Apennine, Tectonic evolution, Deformational style, Deformation timing.

PREMESSA

Il nostro lavoro si occupa da un lato dello stile e della cronologia relativa degli eventi deformativi, dall'altro dei vincoli stratigrafici con cui si può datare l'evoluzione tettonica dell'area romagnola. Il primo approccio si adatta allo studio delle unità tettoniche di catena, fortemente denudate a causa dell'intensità del sollevamento recente; il secondo si applica meglio alle successioni marginali, dove sono preservati i sedimenti, messiniani superiori e successivi, dello stadio di "molassa" dell'orogenesi appenninica (RICCI LUCCHI, 1986).

La Fig. 1 mostra i risultati in pianta della revisione macrostrutturale da noi effettuata, sulla base di un quadro litostratigrafico aggiornato e di un supporto biostratigrafico integrativo. I dati del rilevamento originale della Romagna orientale collinare e montana sono stati sintetizzati e fusi con altri dati di dettaglio, tratti da tesi di dottorato (CAPOZZI 1987, PINI 1987, LANDUZZI 1988, NEGRI 1988) e tesi di laurea inedite (AMOROSI 1986, BENINI 1986, PIATTI 1987, RUSI 1987, GENTILINI 1988, TOMASSETTI 1988, ADALINI 1989, PATRIGNANI 1989, VIAGGI 1989, ZANOLI 1989, BRUNETTI 1990, FRANCA 1990, FRATTINI 1990, MINGOLINI 1990, LABBRI 1991, BERTI, BUFFA, CUZZANI, PESCI, VILLA, in prep.), svolte presso l'Università di Bologna.

Rimandando al rapporto conclusivo di questo progetto l'interpretazione profonda di due traverse in scala 1:100.000 (Romagna W, Romagna E), nel presente articolo riportiamo tutte le sezioni di dettaglio della traversa orientale (Fig. 6, 7, 8), più alcuni esempi aggiuntivi di stile deformativo (Fig. 5).

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area romagnola (Fig. 3) funge da raccordo strutturale tra il "dominio" umbro - marchigiano (LAVECCHIA, *et al.* 1989 e bbl. rel.) e l'area padana sepolta (PIERI & GROPPI 1981, CASTELLARIN *et al.* 1986, PATACCA & SCANDONE 1989): vi si osserva, in base allo stile deformativo, la separazione principale tra unità interne, umbro-romagnole ("struttura romagnola" di SIGNORINI 1940) ed unità esterne, marchigiano-romagnole (LAVECCHIA 1981, 1985, LAVECCHIA & PIALLI 1980, 1981): richiamando fra virgolette la nomenclatura introdotta da TEN HAAF & VAN WAMEL (1979), d'ora in poi definiremo "parautoctona" la parte del cuneo clastico della Marnoso-Arenacea (MA) scollata e significativamente avanscorsa rispetto alla successione

sottostante; chiameremo invece "autoctona" quella ancora solidale col *multilayer* carbonatico meso-cenozoico.

Nell'area umbra, secondo DE FEYTER *et al.* (1986) e CORSI *et al.* (1991), il fronte più esterno della MA "parautoctona" si è sviluppato fuori-sequenza, ossia dopo un piegamento almeno parziale dell'"autoctono".

Prima dello scollamento presso la propria stessa base, l'evoluzione sintettonica del cuneo MA (RICCI LUCCHI 1986, 1987 e bbl. rel.) è stata determinata dall'attivazione burdigaliana (umbra) a langhiana (romagnola) nonché dallo sviluppo, con picchi nel Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore, del fronte Trsimeno - Cervarola - Castel Guerrino (BORTOLOTTI 1966, DALLAN NARDI & NARDI 1974, GUENTHER & REUTTER 1986, BOCCALETTI *et al.* 1987, 1990, BALLY *et al.* 1988, BETTELLI *et al.* 1989a e bibl. rel.). A partire dalla fase terminale di messa in posto di tale fronte, e forse anche in seguito ad alcune sue riattivazioni (CASTELLARIN & PINI, 1989; SANI, 1990), il cuneo MA è stato "chiuso" dall'avanzata tempo-trasgressiva della coltre ligure (BRUNI, 1973), la cui traiettoria a dolci *ramps* ed estesi *flats* mostra peculiari effetti sin-sedimentari con la MA tortoniana e messiniana (DE JAGER, 1979). Per questa fase di avanzata e per quelle successive (GASPERI, GELATI & PAPANI 1986, PINI 1987 e succ., CAPUANO, TONELLI & VENERI 1988, BETTELLI *et al.* 1989b, CONTI 1989) è stato modellizzato un meccanismo di *compression plus sliding* (v. CASTELLARIN *et al.* 1986, RICCI LUCCHI & ORI 1985), che anche noi adotteremo nella sintesi conclusiva.

Attualmente, la Romagna centrale interna tra Sillaro e Marecchia è una complessa "culminazione" strutturale sovra-imposta ai fronti compressivi (Fig. 4), e la MA ci appare attraverso una "semi-finestra tettonica" nella coltre ligure (SIGNORINI 1940, VAI 1988, v. anche TEN HAAF 1986). Nel bacino del Lamone, gli ultimi residui della copertura ligure centrale, sopravvissuti al denudamento erosivo fino al Pleistocene superiore (VAI 1984, MARABINI, LENAZ & VAI 1987), sono stati completamente smantellati dal massiccio "ringiovanimento" olocenico (ACHILLI *et al.* 1990).

PARTE I.

STRUTTURA E STILE DELLA ROMAGNA APPENNINICA

CHIAVE STRATIGRAFICA DELLA MA

La Fig. 2 è lo schema dei rapporti stratigrafici utilizzato per l'esecuzione delle sezioni geologiche delle Fig. 5, 6, 7: le colonne (ubicabili in Fig. 4) ci mostrano le più evidenti variazioni di litofacies e spessori nel cuneo MA ed i seguenti *markers* litostratigrafici, utilizzati per la suddivisione verticale del medesimo:

a) megatorbiditi "ibride": "Contessine" I e II (CNA - Langhiano: ACHILLI *et al.* 1990, LANDUZZI in stampa) e "Contessa" (CSA - Serravalliano basale: def.

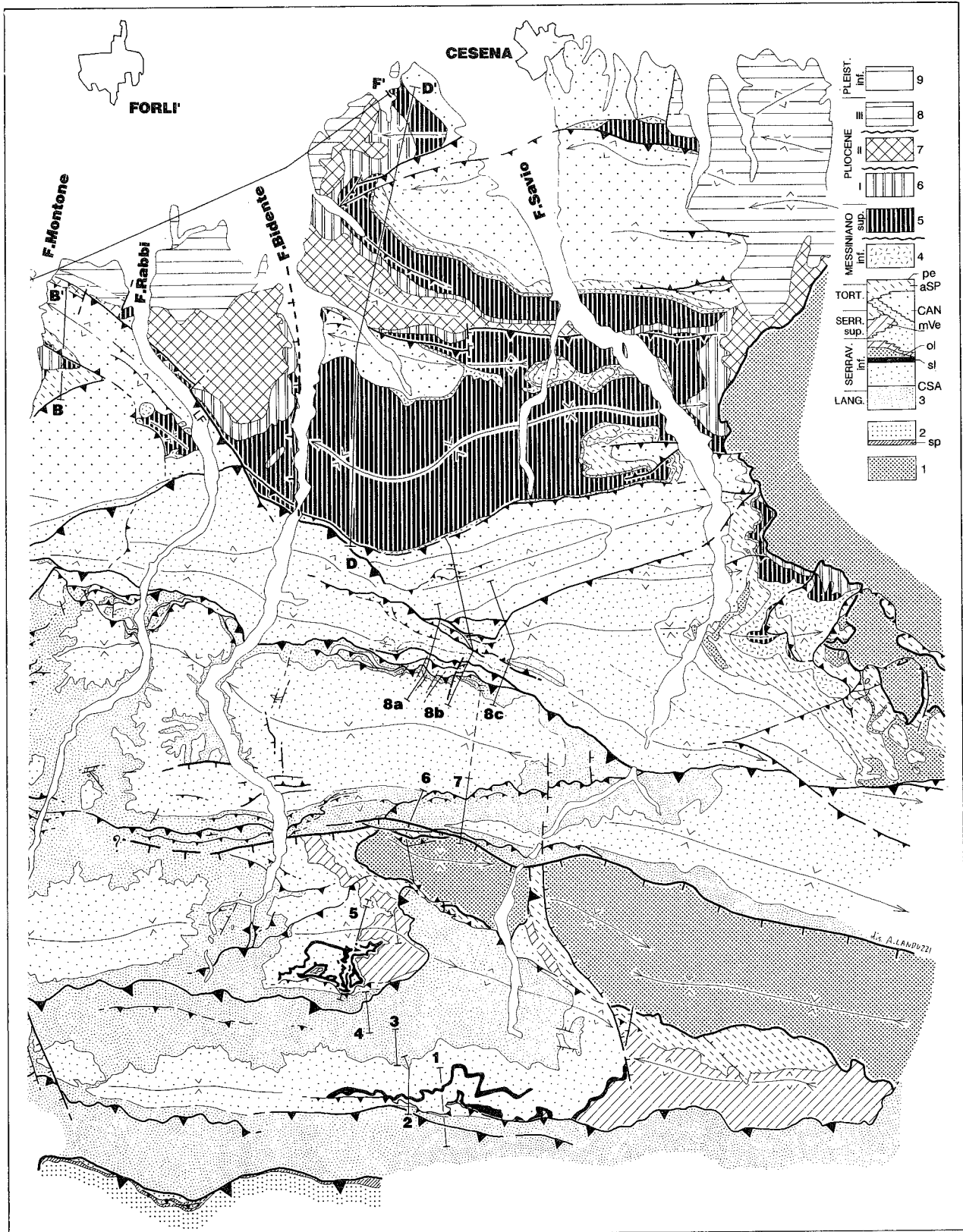


Fig. 1 - Carta geologica della Romagna (rilev. originale e fonti bibl.).

1) Coltre delle "Argille scagliose" (base a tratto spesso); 2) Arenarie del M.te Cervarola e Scaglia Toscana (sp); 3) F.ne Marnoso-Arenacea: facies di piana sottomarina e conoide esterna suddivise in pre- e post- "Contessa" (CSA); facies marnose (mVe); facies argillose (aSP) e peliti pre-evaporitiche (pe); *megastumps* intraformazionali (sl) ed olistostromi a contenuto ligure o subligure (ol); facies arenacee di conoide interna (CAN); 4) F.ne Gessoso-solfifera; 5) F.ne a Colombacci; 6) argille del Pliocene inferiore (parte bassa); 7) Arenarie di Borello, "spungone" e argille del Pliocene inferiore (parte alta); 8) arenarie e argille del Pliocene medio-sup.; 9) argille e sabbie del Pleistocene.

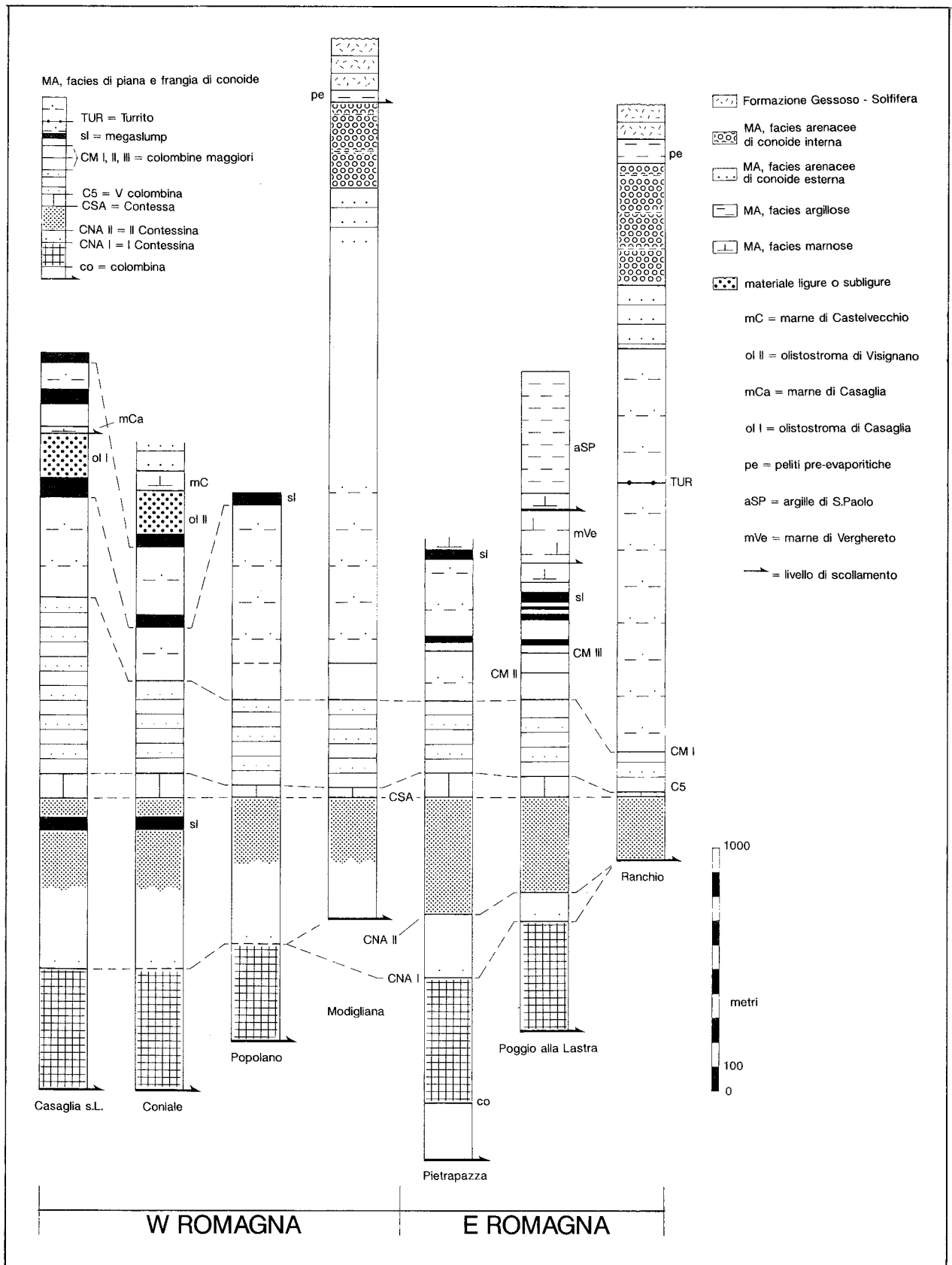


Fig. 2 - Colonne stratigrafiche e correlazione dei *markers* litostratigrafici nella F.ne Marnoso-Arenacea. La simbologia utilizzata vale anche per le figure 6, 7.

RENZI 1964, 1967, RICCI LUCCHI & PIALLI 1973);

b) torbiditi calcarenitiche: "Colombine" di spessore metrico (CM I, II, III - Serravalliano inferiore; v. correlazioni più dettagliate dell'immediato pre- e post-CSA in RICCI LUCCHI & VALMORI 1980);

c) megatorbidite arenacea detta "Turrito" (TUR) (GREPPI 1973, GANDOLFI, PAGANELLI & ZUFFA 1983), riconoscibile per la provenienza "anomala" da SE: e' stata segnalata finora solo nella Romagna orientale (vedi colonna Ranchio, Fig. 2).

d) *mega-slumps* - olistostromi (sl-ol: def. in RICCI LUCCHI, 1975); visualmente correlabili per km o decine di km (v. LANDUZZI in stampa), marcano una fase d'instabilità a scala bacinale nel Serravalliano inferiore alto: hanno provenienza prevalente da SW, con episodi da E - NE nella Romagna orientale interna (presso l'alto di Verghereto, v. oltre).

ASSETTO STRUTTURALE IN PIANTA

L'andamento dei fronti compressivi nell'area studiata (abbreviazioni come in Fig. 3) risente dell'interferenza fra tre orientamenti principali: NW-SE ("struttura romagnola" tipica, "pieghe romagnole" sepolte, strutture marchigiane settentrionali), WNW-ESE (margine appenninico NW romagnolo, terminazioni NW della "struttura romagnola", terminazioni NW di archi marchigiani esterni ed adriatici sepolti) e NNW-SSE (svincoli laterali presso le estremità SE di archi padani sepolti, strutture umbre interne e marchigiane centro-meridionali). Le maggiori difficoltà incontrate nell'e-

secuzione della traversa Romagna E derivano proprio dalla sua ubicazione nell'area dove questa interferenza e' massima.

Nessuno dei fronti riportati manifesta in affioramento l'evidenza di uno scollamento al di sotto della base MA; i terreni più antichi fra quelli presenti nei lembi sovrascorsi sono langhiani, e sono situati ad una profondità (indicativa) di 800 m stratigrafici sotto al marker CNA I (Fig. 6, sez.1, P.so dei Lupatti).

La sola deformazione sopra il livello di scollamento presso la base MA non è tuttavia in grado di rendere completamente ragione della distribuzione in affioramento delle unità stratigrafiche cartografate nella Fig.1 (a,b), che mostrano zone di sollevamento (relativo) a scala maggiore di quella coperta dall'influenza dei singoli fronti. Le aree di culminazione evidenziate dal denudamento erosivo delle unità stratigrafiche più antiche vengono inoltre sottolineate dalla regolarità dei *plunge* assiali riscontrabile su gruppi di unità tettoniche adiacenti della "struttura romagnola" pellicolare.

UNITÀ TETTONICHE E FRONTI DELLA MA AVANSCORSA

UNITÀ "ULTRA-ROMAGNOLE"

M. Nero (MN): la separazione stratigrafica sulla parte romagnola del fronte di quest'unità si riduce da SE a NW, fino alla sua terminazione quasi completa a W di Casaglia sul Lamone. Presso l'alto Marecchia

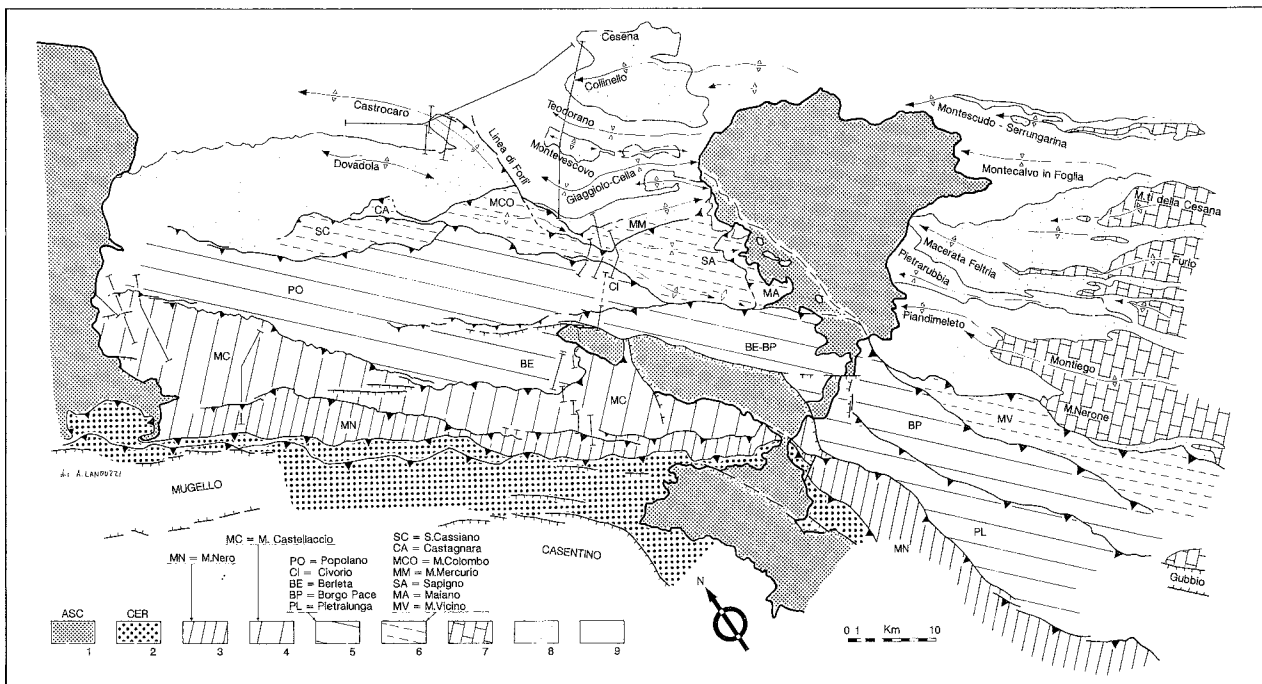


Fig. 3 - Rapporti strutturali tra Romagna, Umbria e Marche (dati originali più inquadramento da RICCI LUCCHI, 1975; BOCCALETTI & COLI, 1982; DE FEYTER in CORSI *et al.*, 1991).

1) Coltre ligure ("Argille scagliose"); 2) unità tettoniche Cervarola - Castel Guerrino; 3, 4) unità tettoniche "ultra-romagnole" della MA; 5) unità tettoniche interne della MA "parautoctona"; 6) unità tettoniche marginali della MA "parautoctona" 7) *multi-layer* carbonatico umbro-marchigiano; 8) MA "autoctona" e F.ne Gessoso-solfifera; 9) unità stratigrafiche post-evaporitiche.

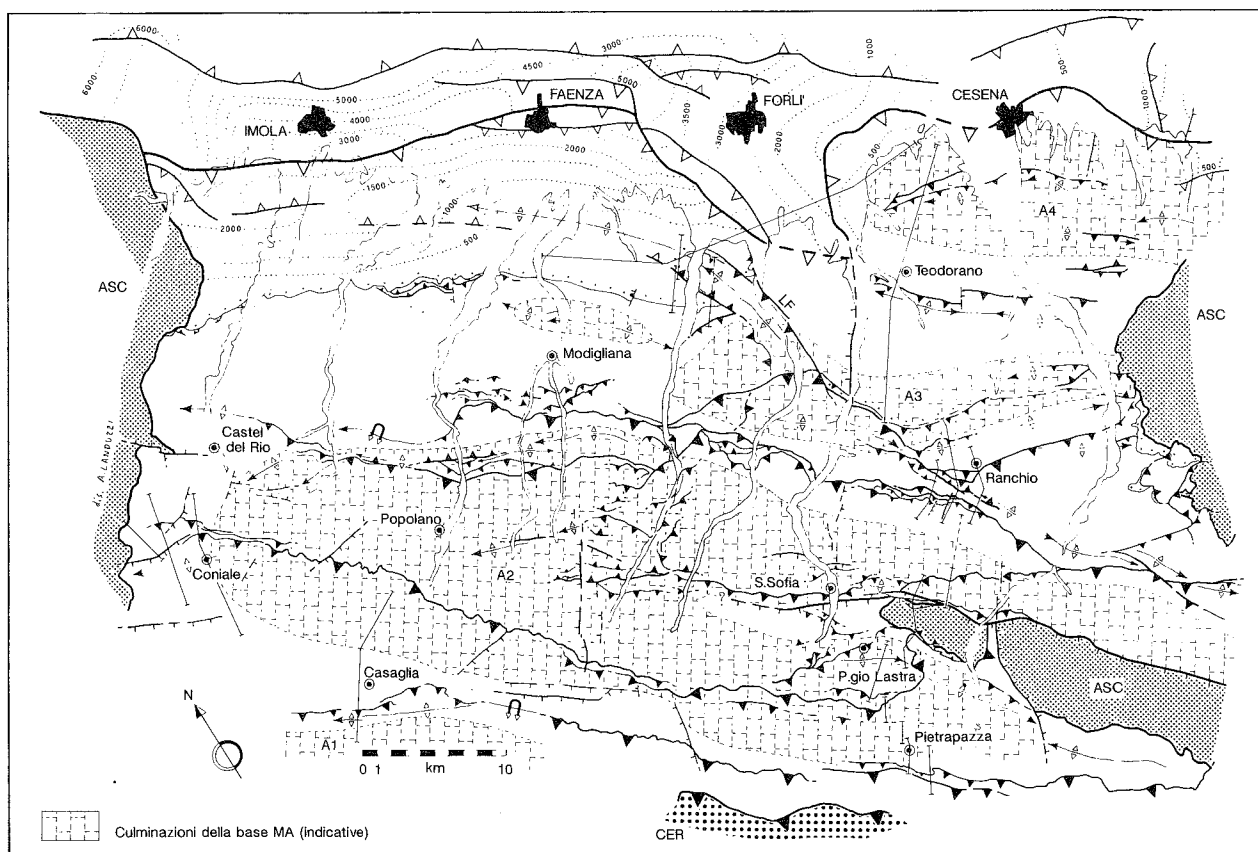


Fig. 4 - Rapporti tra struttura superficiale e sepolta in Romagna. ASC = coltre delle "Argille scagliose"; CER = unità Cervarola - Castel Guerrino; A1, A2, A3, A4 = andamento ipotizzato delle culminazioni della base MA; linea continua con punti = discontinuità intramessiniana, localmente con discordanza angolare; linee a punti isobate con profondità in metri della "base" del Pliocene (CNR, in stampa); linee con triangoli vuoti = sovrascorrimenti sepolti (CNR, in stampa); linee con triangoli pieni = sovrascorrimenti affioranti.

il fronte subisce una marcata deflessione ed è possibile che risenta anche di una forte sovrimpronta estensionale connessa alle faglie dell'alta V. Tiberina.

La parte toско-romagnola dell'unità MN appare stratigraficamente correlata (per la presenza degli stessi markers) alla più esterna unità MC, soprattutto verso NW (tra Elsa e Senio) dove entrambe raggiungono il Serravalliano inferiore alto; la culminazione di MN sull'alto Bidente è invece segnata dall'affioramento della sola MA langhiana, con forti spessori ed alto rapporto A/P (cfr. BENINI *et al.* 1990, FARABEGOLI *et al.* 1990).

Oltre la depressione del Marecchia la parte toscombra di MN, erosa ancor più profondamente, si mostra in facies di conoide con apporti terrigeni e calcarei da SW (RICCI LUCCHI & PIALLI 1973, RICCI LUCCHI 1975); più internamente, a W dei Massicci Perugini, una grande estensione di MA è sepolta sotto alla falda del Cervarola - Trasimeno (BALLY *et al.* 1988, MENICCHETTI & PIALLI 1988).

M. Castellaccio (MC): il relativo fronte, che (come MN) si chiude gradualmente verso NW, termina presso Castelvechio (Fig. 5, sez. R, FR, FPC). Nel tratto romagnolo orientale, MC viene ripiegato e troncato dalle faglie del sistema estensionale S. Sofia - Casteldelci, il quale più a E segna una brusca deflessione (da NW - SE a circa N - S: si noti in Fig. 3 la corri-

spondenza di orientamenti con il bordo NE del Casentino).

Dalla culminazione tra gli alti Montone e Rabbi (dove quasi tutto il Serravalliano post-CSA è stato eroso), l'unità MC degrada con *plunge* lieve e regolare verso NW, mentre si deprime assai più rapidamente verso SE.

Tra gli alti Bidente e Savio compaiono così le facies marnose di Verghereto (Serravalliano sup.), con associazioni da bordo bacino a base scarpata e scarpata (RICCI LUCCHI 1975, 1986, 1987, TEN HAAF & VAN WAMEL 1979); alla sommità di questa successione VAN WAMEL & ZWART (1990) hanno separato l'unità stratigrafica di S. Paolo (*top* Serravalliano - Tortonaio, secondo le nostre datazioni), più argillosa e pressoché priva di areniti. Tra Badia Tedalda ed il P.so di Viamaggio (sul bordo SE della depressione che accoglie la coltre ligure del Marecchia (Fig. 3) si trovano ancora marne di Verghereto, in posizione strutturalmente omologa a quelle dell'area tipo (cfr. la diversa attribuzione di TEN HAAF & VAN WAMEL 1979; v. anche SANI, 1990).

Procedendo ancora verso l'Umbria l'unità MC si chiude e facies simili (Serravalliano inf. secondo MENICCHETTI & PIALLI 1988) ricompaiono solo a SW di Gubbio, nell'unità di M.te Portole - M.te Salaiole.

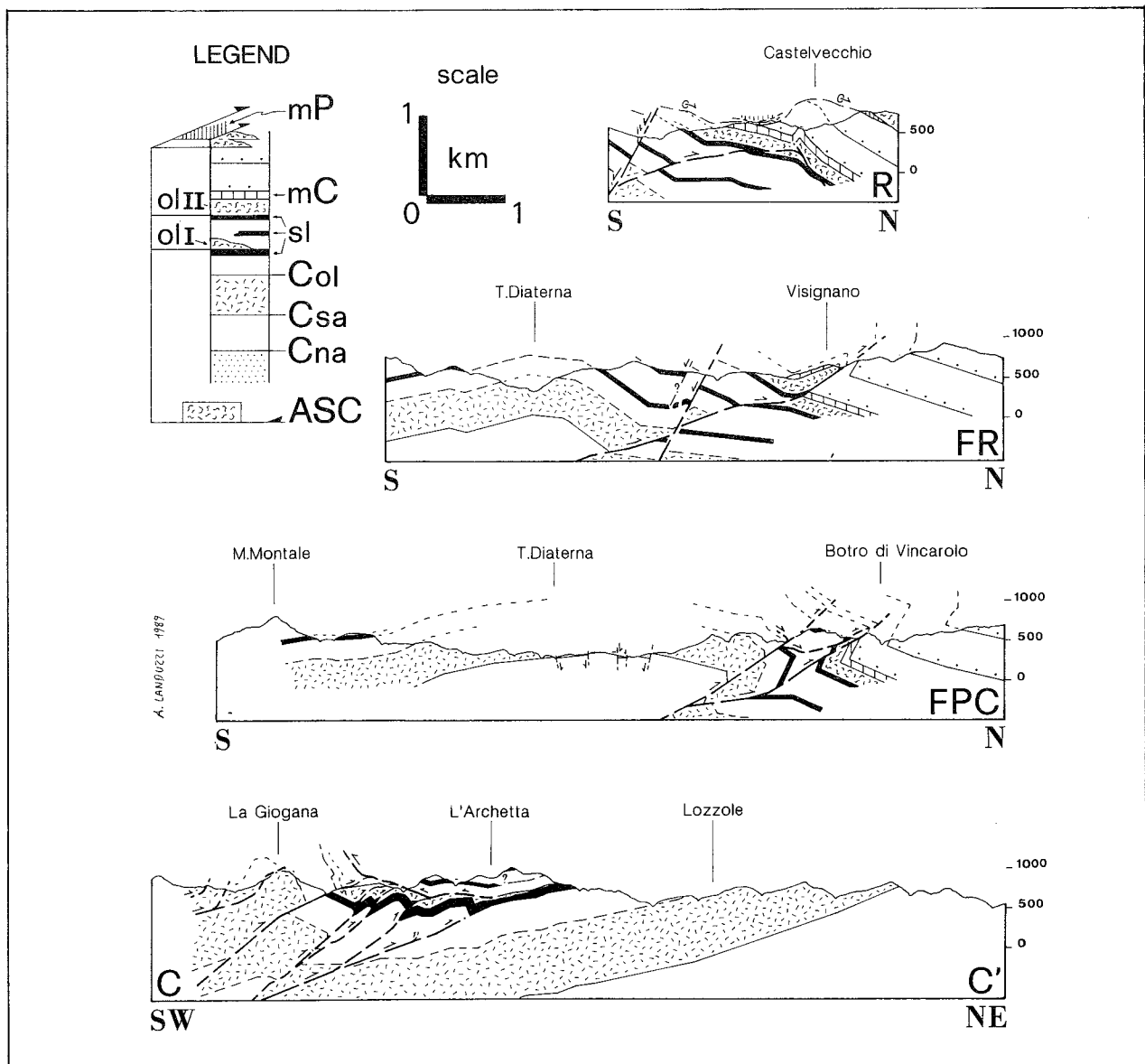


Fig. 5 - Sezioni geologiche della Romagna occidentale interna (LANDUZZI, 1988, in stampa). Col = CM I; mP = marne di Piancaldoli.

UNITÀ INTERNE DELLA MA "PARAUTOCTONA"

La Fig. 3 suggerisce una disposizione *en-echelon* destra dei fronti Pietralunga (PL), Borgo Pace - Berleta (BP-BE) e Civorio - Popolano (CI-PO), che viene confermata (Fig. 1) dalla chiusura progressiva verso WNW di ognuno di essi. La terminazione del fronte più interno (PL) si confonde però con il ramo NW-SE del sistema estensionale S. Sofia - Casteldelci, il quale vi si sovrappone per gran parte della propria lunghezza: è un primo indizio di analogia tra la situazione romagnola orientale e quella eugubina, in termini di "inversione" strutturale di sovrascorrimenti (v. anche sezioni). In ogni caso, sia in termini di facies che di *markers* litostratigrafici, l'unità BE - BP rappresenta la connessione più evidente tra "parautoctono" umbro e romagnolo (cfr. RICCI LUCCHI 1975, CORSI *et al.*

1991).

Nel loro complesso, le unità interne della MA "parautoctona" segnano una vasta culminazione tra l'alto Marzeno e i medi Montone e Rabbi; Procedendo verso SSE, una parte di quest'area sollevata (marcata dagli affioramenti del pre-CSA langhiano, con ambo i *markers* CNA) si estende fino alla confluenza tra Bidente di Corniolo e Bidente di Ridracoli; un secondo ramo si sviluppa verso ESE, da S. Sofia fin quasi al limite della Fig. 1, marcando il letto della *master-fault* estensionale; nel tetto, l'unità BE si abbassa rapidamente verso SE, mostrando l'intera successione MA fino alle facies di Verghereto (spessore 370 m) e di S. Paolo (spessore min. 500 m).

Dei contatti fra le facies superiori della MA risalta soprattutto la componente verticale, con solo una modesta variazione negli spessori del post-CSA (Fig. 2: cfr. colonne Poggio alla Lastra e Pietrapazza).

UNITÀ MARGINALI DELLA MA "PARAUTOCTONA"

Abbiamo scelto di includere le unità di Maiano - Sapigno - M. Mercurio (MA - SA - MM, Fig. 3), M. Colombo (MCO), Castagnara (CA) e San Cassiano (SC) nella MA "parautoctona" anziché in quella "autoctona" (cfr. VAN WAMEL & ZWART 1989), perchè esse risultano scollate a bassa profondità e traslate verso NE di alcuni chilometri (v. Figg. 6, 7); inoltre esse condividono con tutte le unità precedenti la graduale terminazione dei fronti verso WNW. La forma in pianta marcatamente triangolare di queste unità nasce dall'interferenza tra fronti orientati NW - SE, WNW - ESE e NNW - SSE: del terzo sistema fanno parte la linea di Forlì (LF) e la sua ipotetica vicariante LF' (sotto la parte W della coltre del Marecchia). Allacciando le unità in questione al più interno "parautoctono" umbro, il sistema LF-LF' rivela una prima componente, pelli-colare, del proprio ruolo di svincolo obliquo destro.

Nelle unità marginali romagnole, ed analogamente in quella umbra di M.te Vicino (MV in Fig. 3), ad un forte *wedging* del Langhiano - Serravalliano inf., con chiusura dei *markers* CNA (Fig. 2, colonna Ranchio: cfr. l' *Umbro-Marchean Rise* di DE FEYTER *et al.*, 1986) fanno riscontro un aumento quasi complementare degli spessori della MA più recente ed una netta prevalenza in affioramento delle successioni post-CSA (il pre-CSA affiora tra Senio e Marzeno, nel Montone e tra Borello e Savio: Fig. 1). Questo significa un avanzamento del depocentro alto-serravalliano e tortoniano su aree situate precedentemente presso il bordo esterno del bacino (v. anche VAI 1989): l'unico *record* stratigrafico completo di tale situazione si è conservato nella parte orientale, assai depressa, dell'unità Sapigno (SA, Fig. 3), in cui è visibile la transizione laterale tra le argille di S. Paolo ed i corpi arenacei compositi della conoide tortoniana di Ranchio. Questo passaggio, poco evidente nella Fig. 1 (le facies di S. Paolo non sono state distinte dalle peliti messiniane pre-evaporitiche), risulta più chiaro nel quadro dei rapporti stratigrafici di RICCI LUCCHI (1975, Figg. 34 e 35; 1986), che mostra anche la correlazione con la situazione della MA "autoctona" W-romagnola. La ricostruzione di RICCI LUCCHI (1975) afferma inoltre l'esistenza della Linea di Forlì, giustificandone l'azione sinsedimentaria proprio in rapporto con la creazione e l'alimentazione, da NNW, del depocentro di Ranchio: questo ruolo primitivo della linea, forse verticale, coinvolgeva ragionevolmente il *multi-layer* carbonatico (v. anche CASTELLARIN *et al.* 1986, VAI 1989).

A SE della depressione del Marecchia, i recenti dati cartografici di DE FEYTER *et al.* (1986) e CORSI *et al.* (1991) confermano uno spostamento dell'asse subsidente tortoniano affine a quello della Romagna orientale. Le facies di conoide esterna del "bacino minore" di M.te Vicino, alimentato da SW (MENICETTI & PIALLI 1988 e bbl. relativa) passano infatti lateralmente verso W e verticalmente a facies tipo S. Paolo, mentre le "marne di Campo", equivalenti del S. Paolo

nella MA "autoctona", passano verso NE (sinclinale di Pietrarubbia, Fig. 3) ai corpi arenacei compositi di Urbani, prosecuzione distale di quelli di Ranchio.

STRUTTURE DEL MARGINE APPENNINICO

Nella monoclinale del margine appenninico NW-romagnolo, la successione MA "autoctona" affiora molto estesamente, anche se con netta prevalenza delle unità alto-serravalliane, tortoniane e messiniane inferiori (Fig. 1); ad E della Linea di Forlì (LF), la MA sommitale compare invece solo al nucleo degli alti strutturali. Questa separazione è creata dal sistema obliquo LF - LF' (v. oltre), che influenza anche l'andamento delle strutture romagnole orientali e la loro correlazione con quelle marchigiane. La nostra interpretazione, che come vedremo è vincolata dai rapporti tra tettonica e sedimentazione a partire dal Messiniano sup. (v. anche DE FEYTER & MOOLENAAR 1984, CORSI *et al.* 1991), fa corrispondere la sinclinale Giaggiolo - Cella a quella di Pietrarubbia, l'alto di Montevescovo a quello di Macerata Feltria, la sinclinale di Teodorano a quella di Montecalvo in Foglia e gli alti di Cesena - Collinello a quelli di Montescudo - Serrungarina (Figg. 3, 4). Riguardo ai rapporti tra le strutture romagnole affioranti e le strutture padane sepolte, la sez. 11 - Marzeno di PIERI & GROPPI (1981), re-interpretata da CASSANO *et al.* (1986) conferma il ruolo non scollato della successione neogenica del margine W romagnolo, la cui deformazione riflette quella del *multi-layer* carbonatico sottostante (in sovrascorrimento frontale sulla MA sepolta). Inoltre, le isobate della "base Pliocene", dedotte dai dati di sottosuolo del *Structural Model of Italy* (CNR, in stampa) e riportate nella Fig. 4, sottolineano la separazione tra l'alto cesenate ed il margine imolese - faentino: a conferma di quanto si vede in superficie, se ne deduce una seconda componente, profonda, del ruolo di svincolo transpressivo destro giocato dal sistema LF-LF'.

La Fig. 4, basandosi sulle evidenze superficiali di culminazione e sui primi risultati delle due traverse in corso di bilanciamento, delinea qualitativamente la prosecuzione romagnola dell'andamento del *multi-layer* carbonatico che caratterizza le strutture umbromarchigiane. Secondo questi dati, a livello della base MA si può scomporre la "culminazione romagnola" (v. inquadramento) in due alti principali: A2, che termina presso la Linea del Sillaro, e A4, che termina presso la Linea di Forlì. A2 e A4 sono separati da un alto minore, A3, che essendo vicariante destro tra quello a N di Modigliana e quello di Piandimeleto (Fig. 3) rivelerebbe ancora una volta il significato in parte profondo di LF-LF'. Un altro alto minore, A1, sottolinea il fronte dell'unità Cervarola-Castelguerrino. Più in dettaglio, la continuità dell'alto A2 risente sia di dislocazioni trasversali (probabile *tear* sinistro lungo il medio Montone) che, soprattutto, dei sistemi estensionali (alto Montone e S. Sofia - Casteldelci).

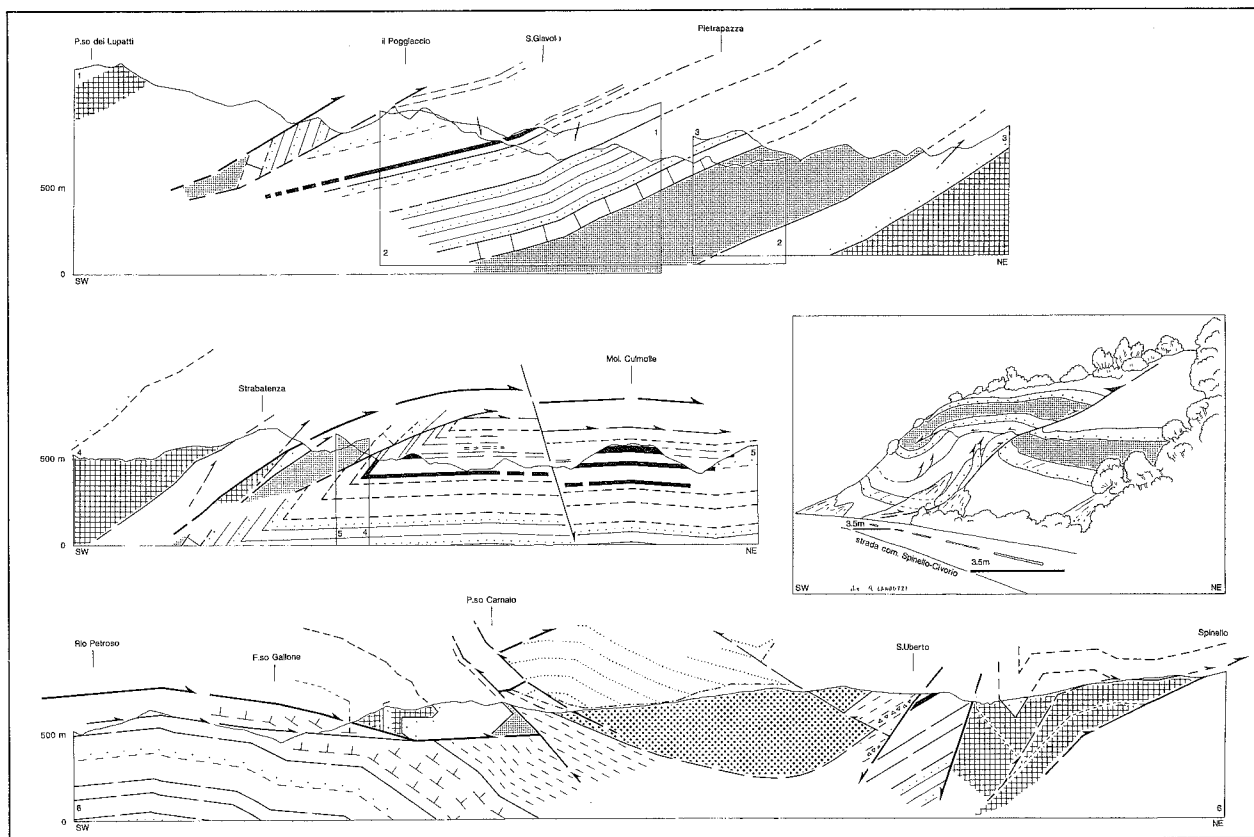


Fig. 6 - Sezioni geologiche della Romagna orientale interna (ril. orig. 1:10.000).

ASSETTO STRUTTURALE IN SEZIONE

STILE DEFORMATIVO DEI FRONTI

Nelle sezioni geologiche della "struttura romagnola" tipica i fronti si sviluppano lungo traiettorie a *ramps* e *flats*, mostrando le seguenti analogie con il modello cinematico di *fault - propagation folding* (SUPPE 1985):

- 1) i sovrascorrimenti sono associati a pieghe angolari ed asimmetriche, con un fianco fortemente inclinato o rovesciato;
- 2) il piegamento avviene a spessore costante o, al limite, con lieve attenuazione del fianco inverso;
- 3) nelle zone di terminazione, la traslazione sui singoli sovrascorrimenti viene gradualmente assorbita dalle relative pieghe (v. esempi a meso-scala negli schizzi delle Figg. 6 e 7; per la macro-scala v. Fig. 5, sezz. FR e FPC);
- 4) per traslazioni limitate, gli sviluppi successivi di un sovrascorrimento dislocano ad "alto angolo" la piega relativa, tendendo a conservarne intatta, nel letto, la cerniera sinclinalica (SUPPE & MEDVEDEFF 1990, esempio *e* della Fig.11, pp. 420-1); la rottura può avvenire addirittura alla sommità o nel fianco posteriore dell'anticlinale (Fig. 7: sez. 7, presso Spinello; sez. 8b, presso M.te della Faggia e M.te Mercurio);
- 5) per traslazioni maggiori il sovrascorrimento, do-

po aver attraversato un tratto più o meno lungo del fianco anteriore della piega, trova un livello incompetente su cui ritornare in *flat* (SUPPE & MEDVEDEFF 1990: esempi *a, b, f* della Fig. 11; cfr. VAN WAMEL & ZWART 1990): in questi casi vi sono complicazioni da *fault - bend folding* e talora anche retroscorrimenti (v. zona "a triangolo" nella Fig. 5, sez. C-C').

Per avere un'idea dello sviluppo complessivo del fronte MC, da Castelvechio a Strabatenza, paragoniamo la *fault - propagation fold* quasi intatta della sezione FPC (Fig. 5) con la sua prosecuzione dislocata "a basso angolo" nelle sezioni 1 - 6 (Fig. 6): la parte frontale della piega, rotta in corrispondenza del fianco inverso, è stata trasportata su un lungo *flat* nelle marne di Verghereto, con una traslazione minima in sezione di ben 6.6 km (nella misura, fatta lungo - faglia in base al *marker* CNA I, e' compreso il trascinarsi dell' *horse* rovescio di Strabatenza).

Una simile dislocazione, in assenza di marcate discordanze al passaggio tra la MA sommitale e la coltre ligure, comporta un esteso accavallamento dell'unità MC sulla stessa coltre e le arenarie esotiche di Poggio Carnaio (Fig. 6, sez. 6).

Secondo noi, la base della coltre è stata deformata anche in corrispondenza della terminazione del fronte MC a Castelvechio (Fig. 5, sez. R: v. LANDUZZI, in stampa; cfr. DE JAGER 1979).

Nelle sezioni parallele 8 a, b, c (Fig. 7) il fronte CI (Cigno - M.te della Faggia - Civorio) e' marcato

da pieghe e rotture multiple, parti di una struttura antiforme complessa con l'intero fianco inverso sradicato. Il più esterno fronte MM (M.te Mercurio, sez. 8b) è simile ma meno sviluppato: lo caratterizza una vasta anticlinale fortemente rovesciata, con raddoppi (per retroscorrimento?) nel fianco inverso. Poco più a NE, presso Pieve di Rivoschio, la MA si accavalla moderatamente sulla F.ne Gessoso-solfifera, dislocando la discordanza angolare tra quest'ultima verticalizzata e la F.ne a Colombacci (Fig. 8, v. oltre).

STRUTTURE COMPRESSIVE SOVRAIMPOSTE

Nella Fig. 6 (sez. 6) i rapporti apparentemente anomali tra MA langhiana, argille di S. Paolo e coltre ligure (arenarie di Poggio Carnaio) si spiegano con l'indentazione di retroscorrimenti sul fronte MC, che ne risulta dislocato (molto diversa l'interpretazione di VAN WAMEL & ZWART 1990).

Nella Fig. 7 (sez. 8 a, b, c) viene intercettato a vari livelli il taglio obliquo ed in parte *down-section* della Linea di Forlì, per la quale si può ipotizzare uno sviluppo "fuori-sequenza". Infatti al M.te di Rullato (sez. 8c), LF ha dislocato un *fore-limb back-thrust* nato, nei pressi del livello di scollamento basale della MA, per l'attivazione di una *ramp* nel *multilayer* carbonatico (v. es. DE FEYTER & MENICETTI 1988). Il retroscorrimento è stato dislocato, assieme al nucleo dell'antistante e coeva siclinale di Sapigno, quando lungo la Linea di Forlì le unità di Sapigno e M.te Colombo (SA e MCO in Fig. 3) si sono sovrapposte all'unità di M.te Mercurio (MM in Fig. 3). Cercheremo di chiarire meglio questi rapporti con l'interpretazione complessiva della traversa Romagna E.

STRUTTURE ESTENSIONALI

ACHILLI *et al.* (1990) e LANDUZZI (in stampa) hanno rilevato l'ampio sviluppo ed il carattere neo-tettonico "tirrenico" (v. anche ELTER *et al.* 1975, LAVECCHIA MINELLI & PIALLI 1984, 1989, SARTORI *et al.* 1987, BOCCALETTI *et al.* 1987, 1990, MORETTI & RODOLFI 1988, MORETTI in stampa) delle dislocazioni estensionali a NE dello spartiacque tosco-romagnolo.

Presso S. Uberto (Fig. 6, sez. 6) un imponente fascio di queste faglie dirette (sistema S. Sofia - Castel delci) pone in contatto le argille di S. Paolo (Tortoniano) con la MA basale (Langhiano pre-CNA I): se non introduciamo (per i motivi esposti precedentemente) brusche variazioni degli spessori MA nel tratto Poggio alla Lastra - S. Uberto, la componente in sezione del rigetto complessivo lungo-faglia risulta di circa 3.000 metri.

Possiamo inoltre considerare la "sinclinale" di S. Sofia - S. Piero in Bagno - Verghereto come il risultato della sovraimposizione di un *roll-over* estensionale alla precedente situazione compressiva. A N di Rio Pe-

troso, infatti (sez. 4, 5, 6, Fig. 6) il fronte MC è stato ripiegato in un'anticlinale, il cui asse ha lunghezza e *plunge* in perfetto accordo con l'incremento longitudinale verso SE del rigetto sulle faglie dirette. Nei dintorni di Spinello, inoltre, (sez. 6 e 7, Fig. 6) rimangono la parte terminale del fronte PL ed il fronte BE-BP (Fig. 3), entrambi troncati in profondità dal sistema estensionale.

Ricordando il quadro regionale delle unità tettoniche (Fig. 3) e l'andamento delle culminazioni strutturali (Fig. 4) ci sembra ragionevole ipotizzare in questa zona la "inversione" estensionale di un sovrascorrimento profondo, coinvolgente anche il *multi-layer* carbonatico meso-cenozoico. Nella traversa Romagna E stiamo infatti ottenendo una struttura analoga per geometria, dimensioni ed entità di movimento al *semi-graben* di Gubbio (v. profili in BALLY *et al.* 1988). Tuttavia nella situazione romagnola attuale non esiste un bacino con riempimento continentale plio-quadernario: nel corso completo del proprio sviluppo il sistema estensionale non ha dunque saputo "tenere il passo" con il sollevamento della dorsale appenninica.

PARTE II

TETTONICA E SEDIMENTAZIONE PRESSO IL MARGINE APPENNINICO

L'evoluzione post-tortoniana documentata nell'"autoctono" del basso Appennino forlivese-faentino è caratterizzata da eventi tettonici compressivi che hanno generato alti strutturali e bacini subsidenti. La storia dei primi, orientati circa NW-SE e prodotti da sovrascorrimenti frontali a vergenza NE, è deducibile dagli effetti sinsedimentari registrati nei bacini fra essi interposti.

Nei paragrafi che seguono, per lo studio delle successioni sedimentarie, si farà riferimento agli schemi biostratigrafici di COLALONGO & SARTONI (1979) e RIO, RAFFI & VILLA (1990).

FASE TETTONICA INTRAMESSINIANA

Questa fase tettonica è la causa prima delle variazioni di spessori e *facies* della F.ne a Colombacci (Messiniano sup. post-evaporitico), nel vasto e forse unitario bacino Giaggiolo - Cella - Teodorano - Pietrarubbia (Fig. 3; RABBI & RICCI LUCCHI 1968, RICCI LUCCHI 1975, CASATI *et al.* 1978, CREMONINI & FARABEGOLI 1978, RICCI LUCCHI *et al.* 1982, DE FEYTER & MOLENAAR 1984, CASTELLARIN *et al.* 1986). Sul fianco esterno del bacino l'assottigliamento della F.ne a Colombacci sotto il Pliocene inf. basso (concordante) fa ipotizzare un embrione dell'alto di Cesena. Il margine interno del bacino, molto attivo, è marcato dall'enucleazione dell'alto di Piandimeleto - M.te

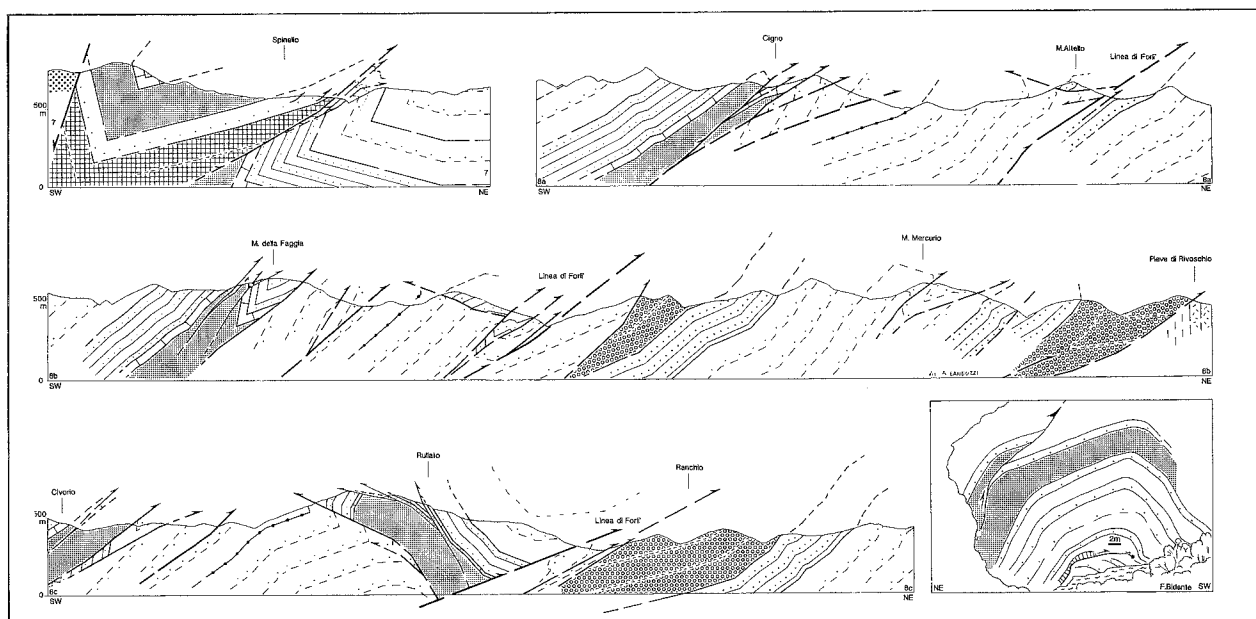


Fig. 7 - Sezioni geologiche della Romagna orientale centrale (ril. orig. 1:10.000).

Mercurio, che si raccorda al margine W-romagnolo tramite il sistema LF-LF'. La tendenza all'emersione delle aree retrostanti fa sì che almeno dal Sillaro al Borello (Figg. 4 e 8) vi siano chiare evidenze locali di una o due discordanze angolari tra la parte superiore della F.ne a Colombacci e la parte inferiore della stessa o le unità precedenti (LANDUZZI 1984, MARABINI & VAI 1985, LANDUZZI & CASTELLARI 1988, VAI 1988, CAPOZZI 1989). Questa è la prima vera sutura dell'attività tettonica compressiva direttamente riscontrabile in Romagna. Tuttavia, mentre a WNW di LF (Fig. 1) l'intero margine appenninico è in condizioni di alto strutturale, a ESE di LF la situazione è più differenziata, ed esiste una sutura certa solo per le deformazioni pellicolari della MA e della F.ne Gessoso-solfifera (Pieve di Rivoschio, Fig. 8, sez. D-D'). Più internamente, sappiamo che i fronti della "struttura romagnola" (Fig.1) sono ovunque post-sedimentari rispetto alle successioni che attraversano. Visti anche i rapporti con l'avanzata delle argille scagliose (ASC) si può ipoteticamente attribuire la prima generazione di questi fronti alla fase intramessiniana.

I FASE TETTONICA PLIOCENICA

Dall'insieme dei dati raccolti, tale fase si sviluppa nel Pliocene inferiore (zona a *G. puncticulata*).

Nelle aree bacinali che si individuano in questo periodo di tempo si osservano le più pronunciate variazioni litologiche (passaggio dalle Argille Azzurre alle Arenarie di Borello, ai calcari organogeni dello "spungone" sia risedimentati che in posto (v. CAPOZZI 1989 e bbl. relativa).

Le deformazioni compressive di questa fase, ben documentate in tutta l'area indagata, producono l'enucleazione di nuovi alti strutturali e il loro accavalla-

mento (con vergenza NE) sui sedimenti del Messiniano - Pliocene inferiore basso, nell'area precedentemente occupata da un unico bacino.

- A W della valle del Bidente si solleva l'alto strutturale Castrocaro-Predappio, delimitato da faglie inverse che dislocano il Messiniano - Pliocene inferiore basso dell'antistante bacino del Bidente - Rabbi. È durante questa fase, quindi, che si separano i due subbacini situati rispettivamente a W ed a E di Castrocaro (Fig. 8, sez. A-A', B-B').

- Nell'area ad E del Bidente la fase tettonica della zona a *G. puncticulata* determina l'enucleazione dell'alto strutturale di Montevescovo (Fig. 8, sez. D-D'). A SE della culminazione di quest'anticlinale asimmetrica, tra Bidente e Voltre, il coinvolgimento in piega dei depositi del Messiniano- Pliocene inferiore parte bassa si riduce.

È di questa fase anche la strutturazione del più esterno alto di Collinello, in quanto tra Montevescovo e quest'ultimo si individua la sinclinale sinsedimentaria di Teodorano, un bacino profondo e asimmetrico (con depocentro spostato verso l'alto più interno) in cui si deposita il cuneo clastico pliocenico inferiore delle Arenarie di Borello (fig. 8, sez.D-D').

Il bacino di Lizzano rappresenta, infine, un'area meno subsidente al margine N dell'alto di Collinello.

Le deformazioni attribuite alla prima fase tettonica pliocenica sono però più complesse di quanto è finora apparso, perché la loro interpretazione deve essere messa in relazione anche con l'attività di alcune linee trasversali (v. oltre).

II FASE TETTONICA PLIOCENICA

Anche questa fase compressiva è evidenziata da deformazioni, discordanze, lacune stratigrafiche e bru-

sche variazioni di litofacies e/o di spessori. Dai dati biostratigrafici risulta che essa si è sviluppata nel Pliocene medio, zona a *G. gr. crassaformis*.

- Nell'area W del Bidente viene attribuito a tale fase il ringiovanimento dell'alto di Castrocaro - Predappio: esso si solleva a W del Montone, fino al Sarmoggia, nell'area precedentemente occupata dal bacino; ciò comporta una lacuna tra il tetto dello "spungone" (zona a *G. bononiensis*) e le argille grigio-azzurre sovrastanti, che appartengono alla parte alta della zona a *G. gr. crassaformis*.

Sempre nel Pliocene medio, a S di Castrocaro (nel *back-limb* della stessa struttura antiforale) si forma anche un retroscorrimento, sui sedimenti della parte alta della zona a *G. puncticulata* (Fig. 8); probabilmente questi movimenti accompagnano un'importante fase di basculamento verso NE della monoclinale marginale W romagnola.

Contemporaneamente, a NE, la zona di accavallamento principale si estende fino a coinvolgere le arenarie torbiditiche di Borello nel bacino di Meldola (compreso tra Rabbi e Bidente: sezz. A-A' e B-B'), nella cui zona depocentrale la sedimentazione si presenta continua: sopra le argille della zona a *G. bononiensis*, nell'intervallo di tempo individuato dalla zona a *G. aemiliana*, si deposita infatti una sequenza torbiditica, interpretata come avanzata e ritiro di lobi di conoide (CREMONINI 1983).

- A E del Bidente la fase tettonica del Pliocene medio è documentata nella sinclinale di Teodorano, con l'accavallamento dei depositi della MA e della F.ne a Colombacci sulle Arenarie di Borello, lungo un fronte che si fa più marcato verso SE. Nell'area a N di Bertinoro (parte W della struttura cesenate) si osserva un'estesa lacuna stratigrafica che coinvolge buona parte del Pliocene medio.

Le deformazioni (pieghe o accavallamenti) riconducibili all'evento pliocenico medio risultano suturate, sia a E che a W del Bidente, da argille della zona a *G. crassaformis* parte alta.

Queste ultime hanno circa gli stessi spessori in tutta l'area studiata, sia al di sopra dei precedenti alti strutturali che all'interno dei bacini (CAPOZZI 1989): continuano fino alla zona a *G. inflata* del Pliocene superiore (CAPOZZI & NEGRI in stampa).

EVOLUZIONE DEFORMATIVA PLEISTOCENICA INFERIORE

Una fase tettonica del Pleistocene inferiore è stata ipotizzata, per questo tratto di margine appenninico, sulla base della ricostruzione di geometrie e spessori dei depositi del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore dedotta dallo studio di sezioni stratigrafiche. Queste sono state eseguite lungo la parte più esterna del margine in affioramento, fino a raggiungere i depositi del ciclo quaternario continentale (Qc di RICCI LUCCHI *et al.* 1982) e le alluvioni oloceniche.

A W del Montone i sedimenti argilloso-sabbiosi

del Pleistocene inferiore marino (zona a *G. cariacensis* e MNN 19b) raggiungono spessori di varie centinaia di metri. Tra il Montone e il Rabbi si aggirano sui 150-200 metri. Essi sono in apparente continuità con i terreni che stratigraficamente appartengono alle zone a *G. crassaformis* e *G. inflata* (MNN 18 e MNN 19a). Tra il Rabbi e il Bidente, nel bacino triangolare delimitato da LF e dalla Linea del Bidente, la sedimentazione appare continua per tutto il Pliocene. Una progressiva riduzione della profondità di sedimentazione è registrata dalle microfaune a partire dalla parte alta del Pliocene medio. Il Pleistocene inferiore è rappresentato solo da pochi metri di argilla cui si sovrappongono depositi alluvionali (CAPOZZI & NEGRI in stampa).

A E del Bidente, a N di Bertinoro, sollevamento ed emersione sono stati documentati già al termine del Pliocene inferiore (BARBIERI & CAPOZZI 1985, CAPOZZI 1989). Qui, mentre la trasgressione datata alla zona a *G. crassaformis* si sviluppa fino al Pliocene superiore con poche decine di metri di argille, il Pleistocene non è presente in affioramento.

Tutte le unità descritte sono state inoltre piegate in una monoclinale immergente verso la pianura.

Per meglio comprendere come sia registrata sul margine una così grande variabilità negli spessori dei sedimenti del Pleistocene inferiore è necessario osservare anche l'andamento delle strutture sepolte della Pianura Padana (Fig. 4). Nella sezione 11 (Marzeno) di PIERI & GROPPI (1981), presa in esame anche da PATACCA & SCANDONE (1985) e CASTELLARIN *et al.* (1986), tra i pozzi Cotignola 1 e Bagnacavallo 1 è stato individuato un alto strutturale che ha subito forti dislocazioni durante l'intervallo pliocenico medio-superiore e piegamenti sino alla parte bassa del Pleistocene, forse in concomitanza con la deformazione compressiva che, nel Pleistocene inferiore, è evidente in posizione più esterna (N di Longastrino).

Alla riattivazione in compressione, nel Pleistocene inferiore, delle strutture più prossime al margine affiorante potrebbe essere riferita l'impostazione di nuovi bacini. Questi presentano anche forti tassi di subsidenza, come accade nella depressione antistante il margine W (in corrispondenza dell'ultima fase di basculamento della monoclinale romagnola). Alle compressioni di questa età viene attribuita inoltre la chiusura e l'emersione delle aree che precedentemente avevano accolto i maggiori accumuli di sedimenti (area a E del Rabbi, Fig. 9).

RUOLO DELLE LINEE TRASVERSALI

Le linee trasversali presso il margine appenninico romagnolo orientale, riportate nelle Figg. 4 e 9, presentano (tanto in affioramento quanto nel sottosuolo) componenti di movimento sia verticali che orizzontali.

Menzioniamo innanzitutto il fascio di strutture del basso Rabbi, che appartiene al sistema vicariante LF-LF', anche se l'impostazione di tutto il sistema (da

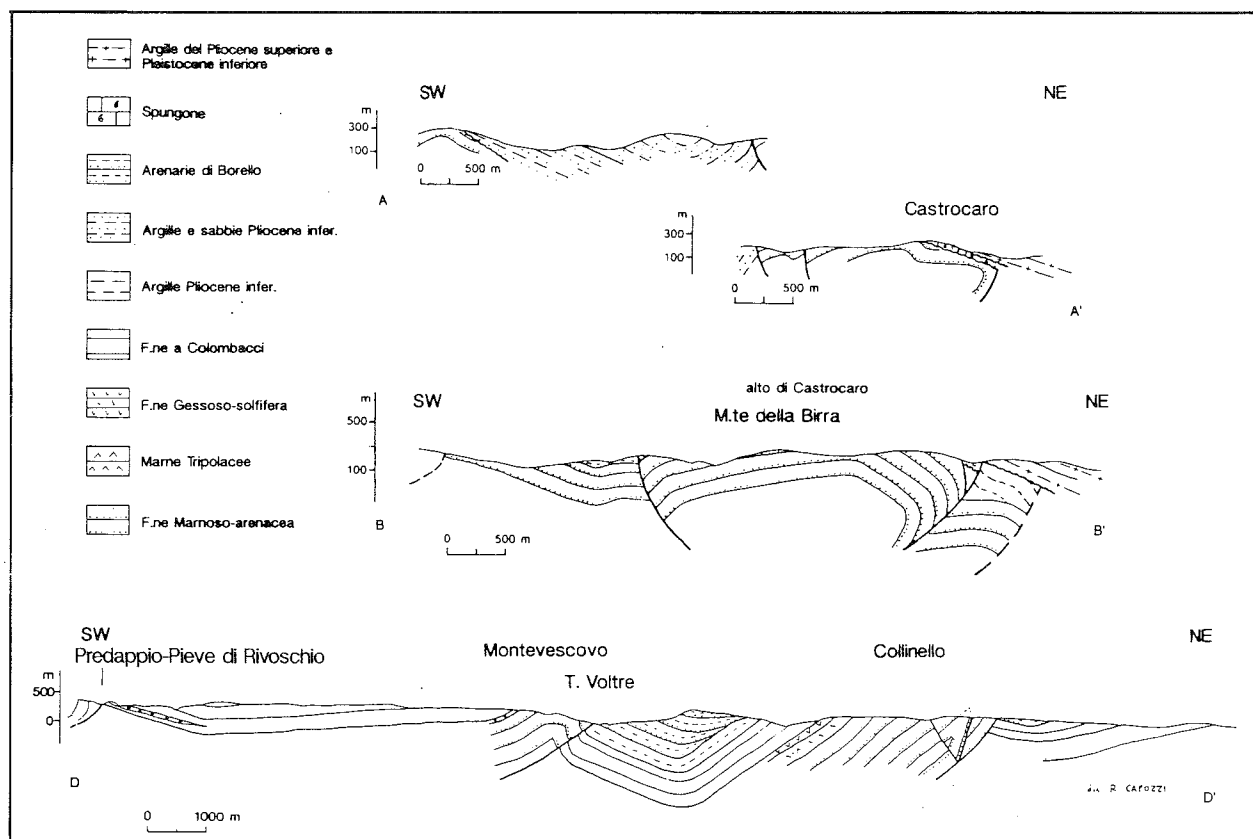


Fig. 8 - Sezioni geologiche del margine appenninico romagnolo centro-orientale (ril. orig. 1:10.000, CAPOZZI, 1987).

N-S a NNW-SSE) appare ereditata dalla storia pre-compressiva della parte esterna del cuneo MA e del *multi-layer* carbonatico sottostante (v. unità tettoniche), l'attuale fascio del basso Rabbi è nato soprattutto dall'attività intramessiniana (prev. plicativa), pliocenica inferiore e pliocenica media (prev. disgiuntiva). Durante tali fasi, l'attivazione in transpressione destra di questo fronte ha infatti svincolato la traslazione verso N-NE dell'alto di Castrocaro - Predappio, in accavallamento obliquo sull'adiacente bacino di Meldola (Fig. 4).

Sull'altra importante linea trasversale, che segue il basso Bidente e limita lo stesso bacino verso E, la componente di trascorrenza non è di immediata individuazione: CREMONINI (1983) e RICCI LUCCHI *et al.* (1982) non vi hanno riscontrato prove di movimento orizzontale; invece, secondo CASTELLARIN *et al.* (1986), a una marcata trascorrenza sinistra (neogenica) di questa linea si associa un'attività prevalentemente verticale nel Messiniano superiore e nel Pliocene superiore -Pleistocene. Alcuni dati microtettonici, rilevati su faglie vicine e parallele al Bidente (FESCE 1989), sembrano indicarne la trascorrenza destra nel Pliocene.

I nuovi dati stratigrafici in nostro possesso (Fig. 1 a,b) evidenziano innanzitutto l'importante ruolo verticale della Linea del Bidente, almeno durante la fase tettonica del Pliocene medio: infatti, a N della terminazione dell'alto di Montevescovo, essa separa una zona occidentale ribassata che accoglie le arenarie di Lardiano (parte bassa del Pliocene medio), da una zona

orientale in sollevamento, apparentemente priva di depositi della stessa età (CAPOZZI 1989).

Una componente trascorrente destra della Linea del Bidente sarebbe giustificata da considerazioni macro-tettoniche sul trascinamento orario degli assi strutturali nel Pliocene (sinclinali Giaggiolo - Cella e Teodorano, alto di Collinello - M. Casale, Fig. 3), e soprattutto dalla necessità di mantenere attivo il limite E del bacino triangolare di Meldola, subsidente per tutto il Pliocene. Ciò è possibile (alla luce di modelli cinematici come quello di READING 1980) in una zona di divergenza fra due linee trascorrenti, a patto che il loro senso di trascorrenza sia uguale: quindi la Linea del Bidente deve presentare una componente di moto destra come quella del Rabbi, da cui diverge in corrispondenza dell'apice S del bacino. Nel Pleistocene inferiore, la pronunciata riattivazione delle rampe sepolte prossime al margine cesenate interferisce con lo sviluppo della linea del Bidente: essa infatti cambia il proprio movimento da transtensivo destro in transpressivo sinistro, determinando la definitiva inversione e chiusura del bacino triangolare descritto (Fig. 9).

SINTESI CONCLUSIVA DELL'EVOLUZIONE TETTONICA

Nel Langhiano - Serravalliano inferiore la parte romagnola del cuneo clastico della MA si sviluppa

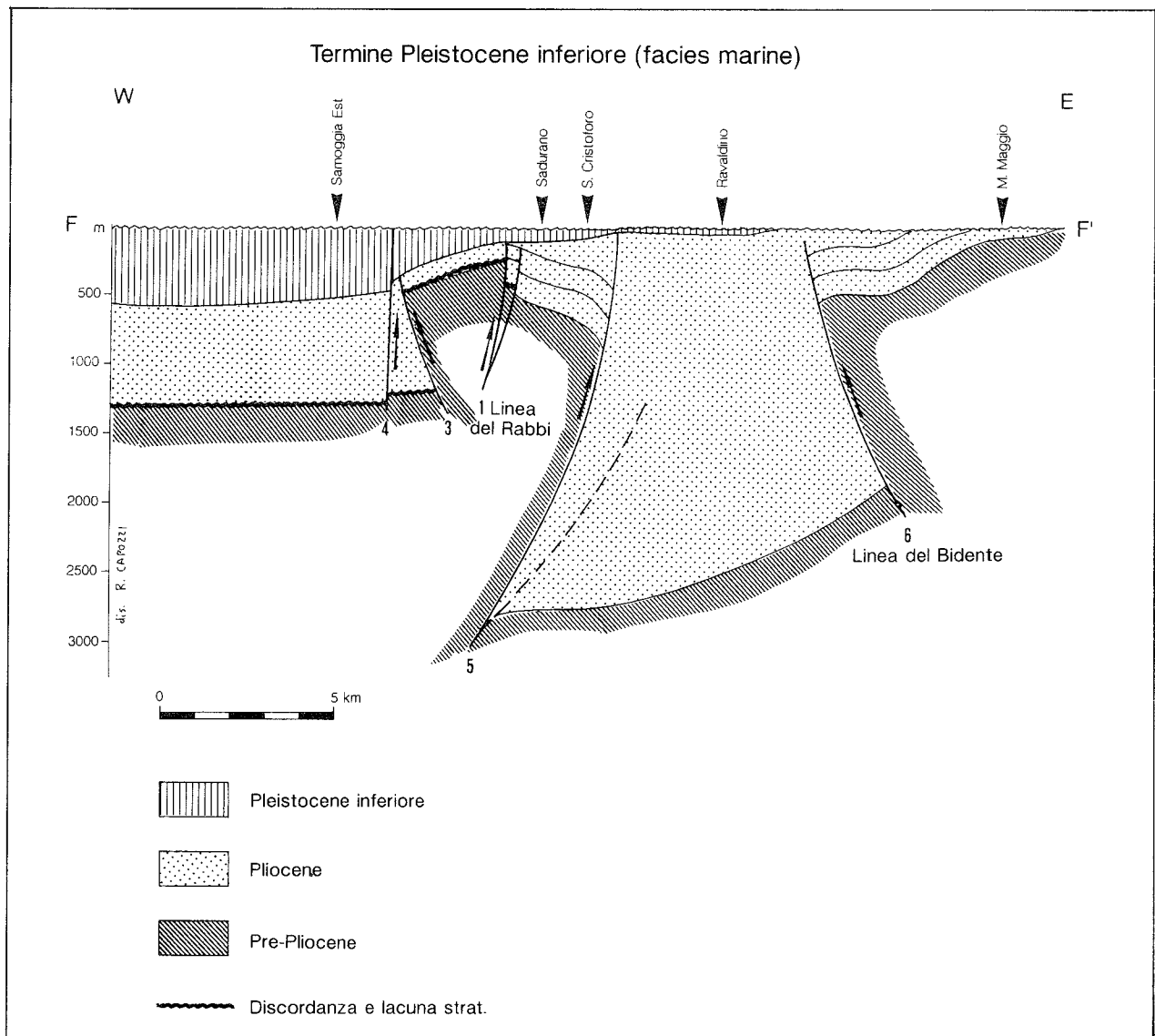


Fig. 9 - Sezione longitudinale profonda, interpretativa, del margine appenninico romagnolo centro-orientale. Ricostruzione al termine del Pleistocene inferiore.

con regolarità, assottigliandosi particolarmente in corrispondenza delle attuali unità marginali "parautoctone". Al passaggio tra Serravalliano inferiore e superiore, nell'area precedentemente occupata dalla piana di bacino e ad una certa distanza dal margine interno del cuneo MA, nasceva (preannunciato da una "crisi" di *slumping*) l'alto di Verghereto. Il *record* stratigrafico che ne rimane oggi, ristretto alla "depressione" dell'alto Marecchia e circondato da unità più antiche, non permette di risalire alla geometria originaria dell'alto e non porta evidenze dirette di tettonica disgiuntiva sinsedimentaria. Se si tratta (come ritengono alcuni Autori olandesi) di deformazione compressiva embrionale nel *multi-layer* carbonatico, è così che inizia la migrazione del depocentro che nel Tortoniano porta alla chiusura progressiva del cuneo MA, con le facies di S. Paolo - Piancaldoli. Su queste ultime e sulle peliti messiniane inferiori (DE JAGER 1979, CONTI 1989) si compie l'avanzata sinsedimentaria della coltre ligure che, spinta a tergo dal fronte Cervarola - Castelguer-

rino ricopre l'intero bacino romagnolo fino alla congiungente Sassoleone - S. Agata Feltria (v. inquadramento).

Con la fase intramessiniana si mobilita un livello di scollamento presso la base della MA, da cui si sviluppano (con stile di *broken thrust-propagation folds*) i fronti tipici della "struttura romagnola": la copertura, ruotando in senso antiorario, si scolla e si raccorcia in sequenza normale, enucleando tutte le unità interne del "parautoctono". La soprastante coltre ligure ne viene deformata e spinta in *ramp*, tendendo così ad emergere (PINI 1987 e succ., CONTI 1989, CORSI *et al.* 1991). I primi movimenti su di un livello di scollamento più profondo (evaporiti triassiche ?) raccorciano il *multi-layer* carbonatico, inarcano lievemente la "struttura romagnola" interna (v. asse A2 in Fig. 4) ed inviano una *ramp* alla base delle unità marginali del "parautoctono", che si scollano e vengono traslate. L'enucleazione (in piega ?) della struttura marginale occidentale e degli alti orientali di M.te Mercurio (MM) e Collinello

procede separatamente, per via della Linea di Forlì (una discontinuità pre-esistente riattivata in modo obliquo).

All'emersione delle aree di catena, registrata da discordanze angolari (soprattutto sul margine W: MARABINI & VAI 1985) fa riscontro nel bacino Giaggiolo - Cella - Teodorano - Pietrarubbia (Fig. 3) la sedimentazione sintettonica della F.ne a Colombacci.

Con la fase pliocenica inferiore si completa la strutturazione dell'area padana sepolta, mentre sul margine si sviluppano in faglia le strutture enucleate con la fase precedente; l'alto di Montevescovo e la Linea del Bidente suddividono il grande bacino romagnolo marchigiano (v. sopra) in unità minori, che accolgono la sedimentazione sintettonica in modo molto differenziato. Il sistema transpressivo destro LF-LF' si estende ulteriormente, così che parte della sua attività sembra legarsi alle riattivazioni fuori-sequenza del "parautoctono" umbro (v. CORSI *et al.* 1991). La coltre ligure si suddivide in due rami che avanzano separatamente (CASTELLARIN & PINI 1989, CAPUANO, VENERI & TONELLI 1988, CONTI 1989).

Con la fase pliocenica media, alla riattivazione fuori-sequenza di alcuni fronti padani sepolti (CASTELLARIN *et al.* 1986) aggiungiamo quella delle unità marginali del "parautoctono" romagnolo, legata (come per il caso umbro, v. sopra) ad un ruolo aggiuntivo, pellicolare, del sistema LF-LF'. Lo stesso sistema inoltre continua a deformare moderatamente la coltre del Marecchia, ormai sostanzialmente ferma (AA cit.). Una lacuna della parte bassa del Pliocene medio lungo il margine occidentale (Fig. 1) marca la crescita della "culminazione" centro-romagnola, iniziata con le fasi precedenti.

Con la fase pleistocenica inferiore si ha una ripresa dei movimenti tettonici compressivi e, anche supponendo invariata l'orientazione degli assi principali di sforzo, muta la cinematica delle principali faglie. La distribuzione areale degli spessori delle successioni sedimentarie e la posizione degli alti strutturali indicano una inversione della subsidenza, con forti tassi nei bacini antistanti le *ramps* frontali del margine romagnolo orientale sepolto. Alcuni dati, relativi alle vicine strutture della Pianura Padana, mostrano che la tettonica compressiva dell'avanfossa sepolta può essere più antica dell'ultima fase osservata lungo il margine. Ciò significa ancora una volta riattivazione fuori-sequenza (o *over-step*, CASTELLARIN *et al.*, 1986). La stessa fase produce un forte *tilting* del margine W-romagnolo, che accompagna il sollevamento dell'area montana retrostante. Presso l'arco del Sillaro si completa l'avanzata della coltre ligure (CASTELLARIN & PINI 1989).

Il sollevamento dell'alto cesenate e della catena continuano soprattutto nel Pleistocene medio superiore e nell'Olocene, forse per ragioni isostatiche (SABADINI, SPADA & BOSCHI 1989). La tettonica estensionale (sistema S. Sofia - Casteldelci; faglie degli alti Montone e Rabbi) inverte profondamente le più interne fra le strutture compressive precedenti. Le dislocazioni verticali, per quanto di grande entità (km), non sono

però tali da contrastare il sollevamento e creare bacini.

BIBLIOGRAFIA

ACHILLI V., ARCA S., BALDI P., CHIGGIO R., LANDUZZI A. MARABINI S., MULARGIA F., TINTI S. & VAI G.B. (1990) - *Studio sismotettonico dell'Appennino forlivese: il progetto GEOSIS*. Bollettino di geodesia e Scienze aff. IGM **49**, 320-361

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflections profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

BARBIERI R. & CAPOZZI R. (1985) - *Evoluzione pliocenica comparata della sinclinale di Teodorano e della monoclinale di Bracciano, margine dell'Appennino romagnolo (FO)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**, 81-85.

BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1990) - *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S. Sofia dell'Appennino forlivese*. Secondo Seminario di cartografia geologica, Bologna 21-23 febbraio 1990. Riassunti, 19.

BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989a) - *Macigno, Arenarie di M. Modino e Arenarie di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Atti del Convegno: LA GEOLOGIA DEL VERSANTE PADANO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE Modena, 25-28 Maggio 1987, Mem. Soc. Geol. It., **39**, 1-18.

BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989b) - *Schema introduttivo alle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Atti del Convegno: LA GEOLOGIA DEL VERSANTE PADANO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE, Modena, 25-28 Maggio 1987, Mem. Soc. Geol. It., **39**, 91-125.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1987) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giom. Geol. (3), **48**/1-2, 227-233.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Palaeo **3**, **77**, 3-14.

BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) (Eds.) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR P.F. Geod. S.P., **5**, Pubbl. 429.

BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. I - La linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 529-540.

BRUNI S. (1973) - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino Bolognese tra le valli dell'Idice e del Santerno*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 157-185.

CAPOZZI R. (1987) - *Evoluzione del margine appenninico in Romagna (tra le valli del Marzeno e del Savio): rapporti tra tettonica e sedimentazione dal Messiniano superiore al Pleistocene*. Tesi di Dottorato, Univ. Bologna, Bibl. Naz. Roma e Firenze. 175 pp.

- CAPOZZI R. (1989) - *Individuazione di due fasi tettoniche plioceniche in un settore del margine appenninico romagnolo e correlazione con strutture sepolte dell'adiacente pianura*. Atti del Convegno: LA GEOLOGIA DEL VERSANTE PADANO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE, Modena, 25-28 Maggio 1987, Mem. Soc. Geol. It., **39**, 359-374.
- CAPOZZI R. & NEGRI A. (in stampa) - *Tettonica e sedimentazione nel basso Appennino forlivese tra il Messiniano superiore ed il Pleistocene inferiore*. Atti del Convegno GNDT, Vol.1, Pisa, Giugno 1990.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1988) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali) durante il Pliocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It. **35**, 163- 170.
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1978) - *Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the Periadriatic trough. A pilot study*. Mem. Soc. Geol. It. **16**, 173-195.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP Spa, 73.mo Congresso Soc. Geol. It., Roma, 1986.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1986) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **47**, 47-75.
- CASTELLARIN A. & PINI G.A., with a contribution by A.M. BORSETTI & E. RABBI (1989) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**.
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene ed il basso Pleistocene in Italia*. Pubbl. 251, P.F. Geodinamica, CNR, 10 pp.
- CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino marchigiano - romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 453-489.
- CORSI M., DE FEYTER A.J., MENICETTI M., PIALI G. (1991) *Elementi strutturali del Montefeltro (Marche settentrionali) - Guida all'escursione - G.I.G.S., aprile 1991, 45 p.*
- CREMONINI G. (1983) - *Note illustrative alla carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo (Tavv. 100 III NO, Predappio e 100 III NE, Bertinoro)*. 38 p., Pitagora. Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1978) - *Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino romagnolo (Italia)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**, 7-8
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianense Sc. "G. Capellini", **42**, 1-212.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro Line"*. Geol. Ultraiec., **19**, 97 pp.
- DE FEYTER A.J. & MENICETTI 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*. Journ. of Sedim. Petr. **54** (3), 747-758
- DE FEYTER A.J., KOOPMAN N., MOOLENAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro - Marchean Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **105**, 65-85.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. ed Appl., **17**, 65.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1990) - *Geologia dell'Appennino romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Secondo Seminario di cartografia geologica, Bologna 21-23 febbraio 1990. Riassunti, 11.
- FESCE A.M. (1989) - *Deformazioni compressive neogeniche nei conglomerati messiniani del bacino sinclinalico Giaggiolo-Cella (Forlì)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 345-358.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso- Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. Journ. Sed. Petr. **53**, 2, 493-507.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines on the Po Valley side*. Giorn. Geol., (3), **48**/1-2, 187-195.
- GREPPI V. (1973) - *La distribuzione degli apporti clastici secondari nella Marnoso - Arenacea tra il Marecchia e il Bidente (Appennino romagnolo)*. Tesi di laurea inedita, Univ. Bologna.
- GUENTHER K. & REUTTER K.J. (1986) - *Il significato delle strutture dell'unità di M. Modino - M. Cervarola tra il Passo delle Radici ed il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giorn. Geol., (3), **47**/1-2, 15-34.
- LANDUZZI A. (1984) - *Rilevamento geologico e studio stratigrafico-strutturale della Vena del Gesso tra il F. Santerno ed il T. Sellustra*. Tesi di laurea inedita, Univ. Bologna, 155 pp.
- LANDUZZI A. (1988) - *Assetto strutturale e geomorfologia nella Marnoso-Arenacea dell'alto Appennino romagnolo: un approccio alla neotettonica*. Tesi di Dottorato, Univ. Bologna, Bibl. Naz. Roma e Firenze. 150 pp.
- LANDUZZI A. (in stampa) - *Structural setting and landforms in the Marnoso-Arenacea of the Alta Romagna Apennines (Italy): an approach to neo-tectonics*. Boll. Soc. Geol. It.
- LANDUZZI A. & CASTELLARI M. (1988) - *A new vertebrate site from late Messinian karst holes, Santerno valley, W Romagna*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.), FOSSIL VERTEBRATES IN THE LAMONE VALLEY, ROMAGNA APENNINES F.T. Guidebook. International Workshop: CONTINENTAL FAUNAS AT THE MIOCENE PLEISTOCENE BOUNDARY, Faenza, March 28-31, 1988. 70-76.

- LAVECCHIA G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. 3) Lo stile deformativo*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 271-278.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 161-194.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismo-genesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake - Pesaro transect (Central Italy)*. In: BORIANI *et al.* (Eds.), THE LITHOSPHERE IN ITALY: ADVANCES IN EARTH SCIENCE RESEARCH. Acc. Naz. Lincei, Roma 1989, 177-194.
- LAVECCHIA G. & PIALLI G.P. (1980) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. 2) La copertura*. Studi. Geol. Camerti, **6**, 23-30.
- LAVECCHIA G. & PIALLI G.P. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. 1) Il basamento*. Geol. Rom., **20**, 183-195.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macro-tettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 21-42.
- MARABINI S., LENAZ R. & VAI G.B. (1987) - *Pleistocene superiore ed Olocene del margine pedeappenninico romagnolo: rapporto preliminare*. Rend. Soc. Geol. It., **10**, 55- 58.
- MENICCHETTI M. & PIALLI G. (1986) - *Geologia strutturale del Preappennino Umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano - M. Cucco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 371-388.
- MORETTI A. (in stampa) - *Evoluzione tettonica della Toscana settentrionale tra il Pliocene e l'Olocene*.
- MORETTI A. & RODOLFI G. (1988) - *The Mugello Valley*. In: PROC. OF THE JOINT MEETING ON GEOMORPHOLOGICAL HAZARDS, Firenze - Modena - Padova. May 28 - June 4, 1988. I.G.U., 47-53.
- NEGRI A. (1988) - *Biostratigrafia del Miocene inferiore - medio italiano e mediterraneo*. Tesi di Dottorato, Univ. Modena, Bibl. Naz. Roma e Firenze. 370 pp.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1985) - *Struttura geologica dell'Appennino Emiliano Romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. Atti Sem. Prog. Cart. Geol., Bologna 1985, Regione Emilia-Romagna, 102-118.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post - Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab.* In: BORIANI *et al.* (Eds.), THE LITHOSPHERE IN ITALY: ADVANCES IN EARTH SCIENCE RESEARCH. Acc. Naz. Lincei, Roma 1989, 157-176.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 414, 23 pp.
- PINI G.A. (1987) - *Studio geologico e analisi strutturale delle "Argille scagliose" del pedeappennino bolognese*. Tesi di Dottorato, Univ. Bologna, Bibl. Naz. Roma e Firenze. 247 pp.
- P.F. GEODINAMICA, CNR (in stampa) - *Structural Model of Italy. Sheet n. 1, scala 1: 500.000*, SELCA. Firenze.
- RABBI E. & RICCI LUCCHI F. (1968) - *Stratigrafia e sedimentologia del Messiniano forlivese (dintorni di Predappio)*. Giorn. Geol. (2) **34**, 595-640.
- READING H.G. (1980) - *Characteristics and recognition of strike-slip fault systems*. In: P.F. BALLANCE & H.G. READING (Eds.), SEDIMENTATION IN OBLIQUE-SLIP MOBILE ZONES. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., **4**, 7-26.
- RENZI G. (1964) - *Un probabile livello guida nella Formazione Marnoso-Arenacea romagnola nei dintorni di Marradi e Palazuolo*. Studi romagnoli, **1**, 15-20.
- RENZI G. (1967) - *Sui livelli franati e i Calcari a Lucina nella Formazione marnoso-Arenacea delle alte valli del Lamone e del Senio*. Studi Romagnoli **17**, 155-162.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: C. SQUYRES (Ed.), GEOLOGY OF ITALY - 2. PESL, Castelfranco Veneto - Tripoli (1977), 129- 236.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allocthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sedim. Geol., **50**, 119-134.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di): GUIDA ALLA GEOLOGIA DEL MARGINE APPENNINICO- PADANO. Guida Geol. Reg. S.G.I., 17-46. Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G.P. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-Arenacea: I Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-NordEst di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It. **92**, 669-712.
- RICCI LUCCHI F. & VALMORI E. (1980) - *Basin-wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis*. Sedimentology, **27** 241-270.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland: examples from Emilia Romagna region, Northern Apennines*. In: P. ALLEN *et al.* (Eds.), FORELAND BASINS excursion guidebook. Fribourg, 137-176.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In : KASTENS K.A., MASCLE J. *et al.*, PROC. O.D.P. SCI. RESULTS **107**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 513-536.
- SABADINI R., SPADA G. & BOSCHI E. (1987) - *Modelling of crustal density anomalies and vertical motions in the central*

- Italian region*. In: BORIANI *et al.* (Eds.), THE LITHOSPHERE IN ITALY: ADVANCES IN EARTH SCIENCES RESEARCH. Acc. Naz. Lincei, Roma 1987, 45-63.
- SANI F. (1990) - *I thrusts appenninici esterni nel settore Firenze - Bocca Trabaria. Evoluzione deformativa ed implicazioni strutturali*. Studi Geologici Camerti, volume speciale (1990), 87-97.
- SARTORI R., MASCLE G. & AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1987) - *A review of circum - Tyrrhenian regional geology*. In: K. KASTENS, J. MASCLE, C. AUROUX *et al.*, PROC. INIT. REPTS. O.D.P. (Part A), **107**, 37-63.
- SIGNORINI R. (1940) - *Sulla tettonica dell'Appennino romagnolo*. Atti R. Accademia d'Italia, Classe Sc. Fis. Mat. e Nat., **7**, 1, 370-383.
- SUPPE J. (1985) - *Principles of structural geology*. Prentice Hall, N.Y.
- SUPPE J. & MEDVEDEFF D.A. (1990) - *Geometry and kinematics of fault-propagation folding*. Eclogae geol. Helv. **83/3**, 409-454.
- TEN HAAF E. (1986) - *A structural review of the Bolognese Apennines (with two field trip itineraries)*. Giorn. Geol., (3), 47/1-2, 35-45.
- TEN HAAF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the Alta Romagna*. Geol. en Mijnbouw, **58**, 145- 152.
- VAI G.B. (1984) - *Quando arrivano sul Castellaccio gli ultimi elefanti*. In: *Pagine di vita e storia imolesi*. C.A.R.S. Imola, **2**, 195-219.
- VAI G.B. (1988) - *The Lamone Valley: a field trip guide to the Romagna Apennines*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.), FOSSIL VERTEBRATES IN THE LAMONE VALLEY, ROMAGNA APENNINES, F.T. Guidebook. International Workshop: CONTINENTAL FAUNAS AT THE MIO-PLIOCENE BOUNDARY, Faenza, March 28-31, 1988.
- VAI G.B. (1989) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo - avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 95- 105.
- VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) - *The structural geology and basin development of the Romagnan - Umbrian zone (Upper Savio and Upper Bidente Valleys, N Italy)*. Geologie en Mijnbouw, **69**, 53-68.