S. BIGI(**), G. CANTALAMESSA(*), E. CENTAMORE(**), P. DIDASKALOU(*)
F. DRAMIS(***), P. FARABOLLINI(*), B. GENTILI(*), C. INVERNIZZI(*)
A. MICARELLI(*), S. NISIO(**), G. PAMBIANCHI(*) & M. POTETTI(*)

LA FASCIA PERIADRIATICA MARCHIGIANO-ABRUZZESE DAL PLIOCENE MEDIO AI TEMPI ATTUALI: EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E GEOMORFOLOGICA(****)

INDICE

RIASSUNTO pag. 37
ABSTRACT " 38
INTRODUZIONE " 38
LA SUCCESSIONE MARINA DEL BACINO PERIADRIATICO " 40
EVOLUZIONE DEL BACINO PERIADRIATICO DALLA FINE DEL PLIOCENE INFERIORE AL PLEISTOCENE SUPERIORE " 42
Fine del Pliocene inferiore-parte medio-alta del Pliocene medio " 42
Parte medio-alta del Pliocene medio-fine del Pliocene superiore " 42
Fine del Pliocene superiore-Emiliano " 42
Siciliano " 44
EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELL'AREA DOPO L'EMERSIONE " 46
Settore anconetano e maceratese " 46
Settore fermano " 47
Settore teramano " 47
Settore chietino " 47
DISCUSSIONE " 47
BIBLIOGRAFIA " 48

RIASSUNTO

La fascia collinare compresa tra il M.te Conero a nord e la bassa valle del F. Sangro a sud, è modellata su depositi marini plio-pleistocenici, disposti nell'insieme secondo una struttura monoclinalica con blanda immersione verso est. Una notevole attività tettonica sinsedimentaria ha condizionato l'assetto morfologico del bacino ed i suoi ambienti deposizionali cosicché la successione marina, pur mantenendo una sua unitarietà complessiva, mostra numerose differenziazioni sia in senso verticale che orizzontale, con discontinuità di sedimentazione e discordanze geometriche anche di notevole entità.

In questo ambito si sono prodotte dorsali sottomarine, parallele all'attuale linea di costa e collegate all'attività dei *thrusts* appenninici piú esterni, oltre ad alcuni importanti sistemi di dislocazioni trasversali, impostati in corrispondenza di elementi tettonici già presenti nel basamento prepliocenico.

Queste ultime dislocazioni, il cui comportamento cinematico ha subito variazioni nel tempo (funzionando sia come faglie normali o transtensive, sia come faglie trascorrenti o transpressive) hanno differenziato il bacino in cinque settori principali, contraddistinti da diversa evoluzione tettonico-sedimentaria: *settore anconetano, settore maceratese, settore fermano, settore teramano, settore chietino.*

Nel *settore anconetano* (quello piú rialzato) si avevano in generale minori tassi di sedimentazione con lacune sedimentarie assai estese nel tempo e marcate discordanze angolari tra i vari termini della successione, depositatasi in un generale ambiente di piattaforma. In questo settore si realizzava anche l'emersione di una porzione di dorsale sottomarina rappresentata dall'attuale rilievo del M.te Conero.

Il *settore fermano* (quello piú depresso) era caratterizzato invece da una successione piú continua e di maggiore spessore, di ambiente generalmente batiale, in cui si intercalavano a varie altezze stratigrafiche, torbiditi piú o meno grossolane. Sul suo bordo piú esterno, la "dorsale" di Porto San Giorgio si sollevava fino a raggiungere un ambiente neritico, contraddistinto dalla presenza di depositi conchigliari con Coralli.

I *settori maceratese, teramano* e *chietino*, posti a livelli intermedi rispetto ai due precedenti, erano caratterizzati da un generale ambiente di piattaforma nel quale si intercalavano tempestiti e depositi grossolani, talora rimaneggiati dal moto ondoso.

Deformazioni tettoniche sinsedimentarie sono testimoniate nella porzione meridionale del *settore teramano*, dove la dorsale di Montesilvano-Spoltore risulta coinvolta in un blando piegamento, e nel *settore chietino*, in corrispondenza del quale i depositi sabbioso-conglomeratici di "chiusura" giacciono in discordanza angolare sui vari termini della successione mediopliocenica-infrapleistocenica, basculata verso est e successivamente erosa. Nel *settore chietino* si realizzava inoltre la messa in posto della colata gravitativa dell'Aventino-Sangro, avvenuta in piú momenti dal Pliocene inferiore al Pliocene superiore.

Nel corso dell'approfondimento del bacino sedimentario periadriatico, l'area appenninica piú interna era emersa ed andava progressivamente sollevandosi, come è testimoniato dalla sequenza di superfici di erosione riconoscibili sul versante appenninico orientale e dalla presenza di discordanze angolari all'interno dei depositi plio-pleistocenici piú occidentali.

A partire dalla fine del Pleistocene inferiore tutta la fascia periadriatica marchigiano-abruzzese emergeva definitivamente per effetto di un fenomeno di sollevamento generalizzato che ha interessato l'Italia centrale con valori massimi fino a oltre 1000-1500 metri lungo l'asse orografico dell'attuale catena appenninica. In conseguenza di tale fenomeno i depositi marini plio-pleistocenici della fascia periadriatica assumevano il loro caratteristico assetto monoclinalico con immersione generale verso est mentre, in superficie, si impostava e approfondiva l'attuale sistema vallivo, all'interno del quale l'alternarsi delle fasi climatiche fredde e temperate dava origine a piú ordini di superfici di erosione e di terrazzi alluvionali.

Oltre ad aumentare progressivamente dall'Adriatico verso l'interno della catena, l'ampiezza del sollevamento ha assunto valori differenziati anche in senso longitudinale dando origine a "dorsali" e "depressioni" trasversali separate da gradinate di faglie normali di modesto rigetto, in buona parte riattivanti i preesistenti fasci di dislocazioni che delimitavano i settori a diversa evoluzione all'interno del bacino di sedimentazione plio-pleistocenico. In alcuni casi si è avuta concordanza tra l'evoluzione precedente e quella successiva all'emersione, in altri si è avuta una netta inversione di tendenza dei movimenti verticali: cosí il *settore anconetano* ha continuato a sollevarsi rispetto all'adiacente *settore mace-*

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.
(**)Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.
(***)Dipartimento di Geologia - III Università di Roma.

(****)Lavoro eseguito con i fondi M.U.R.S.T. 40 e 60% (responsabile E. CENTAMORE) e C.N.R. (responsabile A. MICARELLI).

ratese mentre quello *fermano*, precedentemente piú depresso, ha subito un sollevamento piú intenso dando origine ad una importante "dorsale" trasversale.

Le deformazioni tettoniche compressive, responsabili della formazione delle dorsali sottomarine parallele alla costa nel corso della sedimentazione nel bacino, hanno proseguito, almeno per le aree piú settentrionali, la loro evoluzione anche dopo l'emersione dell'area, fino ai tempi attuali, come è testimoniato dai meccanismi ipocentrali dei terremoti che vi si sono manifestati.

La formazione di faglie listriche e di fenomeni gravitativi anche di imponenti dimensioni, localizzate sui fianchi orientali di alcune delle dorsali costiere piú evolute (Porto San Giorgio, Montesilvano-Spoltore), possono essere poste in relazione con gli effetti di questa attività tettonica. Tali fenomeni si erano probabilmente prodotti anche durante il Pliocene superiore, al fronte dei *thrusts* piú interni, dove le superfici listriche cosí formate venivano poi ricoperte in *onlap* da depositi sempre piú recenti.

ABSTRACT

The hilly belt located between Mt Conero to the North and the low valley of the Sangro river to the South, is modelled over Plio-Pleistocene marine deposits. The latter, as a whole, are disposed according to an eastward dipping gentle monocline. Remarkable sinsedimentary tectonics conditioned the morphologic structure of the basin and its depositional settings, as well as the marine sequence. Netwithstanding its overall unitariness it shows various differentiations, both vertically and horizontally, with sedimentary and angular unconformities of considerable extent.

In this framework submarine ridges are produced parallel to the present coast-line and linked to the reactivation of the outermost Apenninic thrusts. Also some main systems of transversal dislocations were produced in corrispondence of preexisting tectonic elements cutting the pre-Pliocene basament.

The latter whose kinematic behaviour has undergone changes with time acting as normal or transtensive faults, or transcurrent or transpressive ones, have divided the basin into five main sectors marked by different tectonic and sedimentary evolution: the Ancona, Macerata, Fermo, Teramo and Chienti ones.

The Ancona sector (the highest one) was generally characterized by minor rates of sedimentation and shows sedimentary gaps progressively much wider in the time and showy angular unconformities among several terms of the succession, deposited into a general shelf environment. In this sector, the lifting of a part of the submarine ridge, represented by the present relief of Mt Conero, also happened.

The Fermo sector (the deepest one), on the contrary, is marked by a more continuous and tickher succession, typical of a bathyal environment, where more or less coarse turbidities were inserted at various stratigraphic levels (during the normal sedimentation). The Porto San Giorgio "ridge" uplifted so much along its outer edge that it reached a neritic environment, characterized by shell deposits and corals.

The Macerata, Teramo and Chieti sectors, at intermediated levels with respect to the previous ones, were characterized by a widespread shelf environment, where storm deposits and coarse ones, at times rearranged by wave-motion, are intercalated. Sinsedimentary tectonic dislocations have been found in the southern part of the Teramo sector, where the Mt Silvano-Spoltore ridge results to be involved in a mild folding, and in the Chieti sector, in correspondence of which sandy-conglomeratic "closure" deposits cover with angular unconformity several formations of the Middle Pliocene-Infra Pleistocene succession which has been tilted eastward and then eroded. In the Chieti sector the Aventino-Sangro gravity flow also took place during more times of Early Pliocene-Late Pliocene.

During the deepening of the periadriatic sedimentary basin, the innermost Apenninic area was already emerged and was uplifting little by little. This is testified both by the sequence of erosional surfaces recognizable on the eastern Apenninic side, and by the presence of angular unconformities into the westernmost Plio-Pleistocene deposits.

From the final part of the Early Pleistocene, the whole periadriatic Marche-Abruzzi belt definitively emerged as a result of the general uplift which affected central Italy with maximum desplacements up to more then 1000-1500 meters along the orographic axis of the present Apenninic chain. As a conseguence of such phenomenon, Plio-Pleistocene marine deposits of the periadriatic belt acquired their tipical monoclinal attitude with a general eastward dipping. In the meanwhile, at the surface present valley system set and deepen, inside which alternation of cold and temperate climatic phases originated several orders of erosional surfaces and alluvial terraces.

The extent of the uplift, besides progressively increasing moving from the Adriatic sea towards the inner area of the chain, also acquired different values in lengthwise strike, producing transversal "ridges" and "depressions" separated by steps produced by normal faults having a small throw. The latter, for the most part reactivated the pre-existent dislocations delimitating the sectors, which underwent different evolution inside the Plio-Pleistocene sedimentary basin. Sometimes, there was accordance between the previous evolution and the one successive to the emersion; other times, there was a clear reversal trend of upright motions. Therefore, the Ancona sector kept on uplifting with respect to the Macerata sector, whereas the Fermo sector (previously deeper) underwent an intenser uplift giving rise to an important transversal "ridge".

Compressional tectonic deformations, answerable for building of marine ridges parallel to the coast during basinal sedimentation, prosecuted their evolution also after the emersion of the area, up to present, as it is testified by focal mechanisms of the earthquakes which stroke the area.

Development of listric faults and large gravitional phenomena located along the eastern sides of some better developed coastal ridges (the Porto San Giorgio, Montesilvano-Spoltore), can be related to the effects of this tectonic activity. Such phenomena were probably produced also during Late Pliocene along the front of innermost thrusts, where listric surfaces formed in this way were successively covered by onlapping by progressively more recent deposits.

PAROLE CHIAVE: Bacini sedimentari, Pliocene-Quaternario, Geomorfologia, Italia centrale.

KEY WORDS: Sedimentary basins, Pliocene-Quaternary, Geomorphology, Central Italy.

INTRODUZIONE

Il presente lavoro costituisce una sintesi delle ricerche che gli scriventi hanno condotto da oltre un ventennio nella fascia periadriatica marchigiano-abruzzese, compresa tra la dorsale anconetana, a nord, e la bassa valle del F. Sangro, a sud (Fig. 1).

Nell'area affiorano i termini di una successione marina (delimitata a letto e a tetto da depositi neritici e di transizione, trasgressivi nel primo caso e di "chiusura" nel secondo) disposti secondo un assetto monoclinalico con blanda immersione ad est. Tale successione si è deposta in un bacino subsidente, evolutosi dalla fine del Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore nella parte piú esterna dell'edificio a *thrust* centro-appenninico (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; CENTAMORE & MICARELLI, 1991; ORI *et alii*, 1991), mentre la zona appenninica piú interna subiva un generale fenomeno di sollevamento emergendo progressivamente da ovest ad est (DRAMIS, 1992).

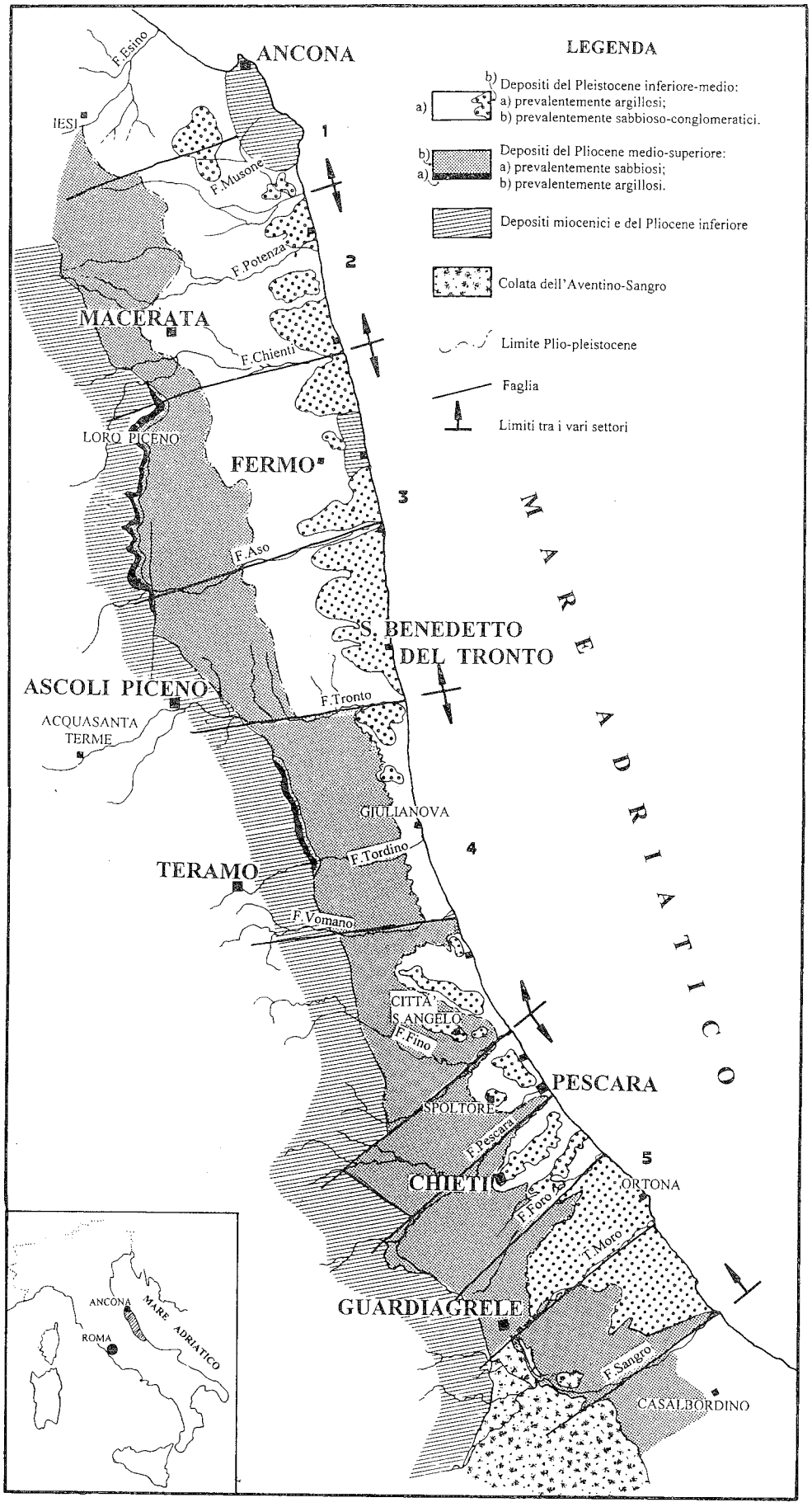

Fig. 1 - Carta geologico-schematica del bacino periadriatico. Area compresa tra la dorsale anconetana ed il F. Sangro. 1. *Settore anconetano*; 2. *settore maceratese*; 3. *settore fermano*; 4. *settore teramano*; 5. *settore chietino*.

Nell'intervallo di tempo considerato, si sono manifestati nel bacino periadriatico una intensa subsidenza e momenti di deformazione compressiva con direzioni di raccorciamento SW-NE, i quali hanno coinvolto e riattivato le strutture dell'edificio a *thrust* messe in posto nel Pliocene inferiore (parte alta della Zona a *Globorotalia puncticulata*). Si sono formate in tal modo alcune dorsali longitudinali, separate da depressioni bordate da faglie sinsedimentarie e dislocate da faglie trasversali o oblique. A causa dell'evoluzione di tali strutture, il bacino ha assunto un assetto morfostrutturale differenziato e variabile nel tempo che ha notevolmente condizionato le caratteristiche degli ambienti sedimentari.

A partire dalla fine del Pleistocene inferiore l'area del bacino ha subito un generale fenomeno di sollevamento (AMBROSETTI *et alii*, 1982; DUFAURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1992) con ampiezza crescente verso l'asse dell'Appennino, che ha portato all'emersione della fascia periadriatica marchigiano-abruzzese, alla formazione della dorsale appenninica ed al basculamento dei sedimenti plio-pleistocenici i cui depositi di tetto, riferibili al Siciliano-Crotoniano (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; COLTORTI *et alii*, 1991) sono stati portati a quote superiori a 500 metri.

LA SUCCESSIONE MARINA DEL BACINO PERIADRIATICO

La successione sedimentaria marina postorogena del bacino periadriatico marchigiano-abruzzese presenta numerose differenziazioni tanto in senso orizzontale che verticale.

Al suo interno sono state riconosciute alcune sequenze deposizionali (P_2, Q_m, Qm_1, Q_c in CANTALAMESSA *et alii*, 1986 e CENTAMORE & MICARELLI, 1991; MP_1, MP_2, UP, Q in ORI *et alii*, 1991) limitate nelle parti piú marginali e interne del bacino da discordanze angolari, che permettono di evidenziare le principali fasi deformative, e da lacune sedimentarie, mentre nei depocentri e nelle aree piú distali si osservano concordanze correlative, continuità di sedimentazione e spessori piú elevati.

I vari stadi evolutivi sono definiti da sequenze deposizionali e/o da gruppi di sequenze, la cui formazione è stata strettamente controllata dal particolare assetto morfostrutturale del bacino, acquisito nei successivi intervalli temporali.

Nel modellamento del bacino hanno cosí assunto notevole importanza l'articolata strutturazione delle dorsali longitudinali, tra cui spicca la "dorsale" o "struttura costiera" piú esterna (PERCONIG, 1955; CANTALAMESSA *et alii*, 1986; CENTAMORE & MICARELLI, 1991; ORI *et alii*, 1991; CASNEDI & SERAFINI, 1994) e l'attività di faglie trasversali ed oblique, generalmente impostate su discontinuità tettoniche piú antiche, il cui comportamento cinematico ha subito variazioni nel tempo, funzionando le stesse ora come faglie trascorrenti e transpressive, ora come faglie normali e transtensive.

Per effetto di questi ultimi elementi tettonici il bacino, pur mantenedo una sua unitarietà d'insieme, si è articolato in cinque settori principali, svincolati tra loro e caratterizzati da una propria evoluzione tettonico-sedimentaria. Da nord a sud questi sono: il *settore anconetano*, il *settore maceratese*, il *settore fermano*, il *settore teramano* e il *settore chietino*, quest'ultimo in gran parte corrispondente al cosiddetto "bacino di Pescara" *Auct.* (Fig. 2).

Un altro fattore di notevole importanza per il condizionamento dell'assetto morfostrutturale del bacino è costituito da un generale basculamento verso est, che si è prodotto con modalità e intensità differenti da zona a zona nei diversi intervalli temporali.

Alla strutturazione delle "dorsali costiere" vanno riferiti l'emersione del M.te Conero (dorsale di Ancona) e della dorsale di Agugliano-Polverigi, il sollevamento della dorsale di Porto S. Giorgio e il blando piegamento dei depositi neritici di tetto a Montesilvano.

Ad essa è anche legata la formazione di faglie normali listriche e di fenomeni gravitativi, anche di imponenti dimensioni, sui fianchi orientali delle pieghe frontali dei *thrusts*. In alcuni tratti della costa l'evoluzione delle strutture compressive longitudinali e delle faglie listriche, cui sono associati fenomeni gravitativi di grandi dimensioni, mostra di essere proseguita fino ai tempi presenti (DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; DRAMIS *et alii*, 1995).

Un fenomeno concomitante è stato quello della riattivazione di sovrascorrimenti piú interni, come è avvenuto per il fronte della Maiella, dove le formazioni carbonatiche meso-cenozoiche si sono accavallate sui depositi del Pliocene superiore. Questi ultimi fenomeni costituiscono un motivo ricorrente nell'evoluzione dei bacini neogenici marchigiano-abruzzesi; analoghe situazioni si individuano infatti anche sui fronti orientali di diverse strutture presenti nei bacini piú interni e piú antichi (estremo bordo nord-orientale della dorsale marchigiana; versante orientale della dorsale di Cingoli, ecc.).

Anche la discordanza che si osserva sul bordo occidentale del bacino periadriatico tra i depositi piú antichi e quelli della successione marina del bacino stesso (interpretata da parecchi Autori come effetto del diacronismo della trasgressione postorogenica, che ringiovanirebbe progressivamente verso sud; CRESCENTI, 1971) può essere riferita ad un motivo tettonico analogo a quello sopra indicato e manifestatosi durante il Pliocene medio.

Un particolare aspetto della strutturazione delle "dorsali" longitudinali nel bacino in esame riguarda le superfici di sovrascorrimento: mentre i *thrusts* dell'edificio strutturale del Pliocene inferiore hanno lo scollamento basale nelle evaporiti triassiche, in corrispondenza delle "dorsali" in esame si osservano superfici di scollamento nelle evaporiti messiniane e nei depositi del Pliocene inferiore (ORI *et alii*, 1991; CASNEDI & SERAFINI, 1994; BIGI *et alii*, presente volume).

Questi fenomeni, unitamente alla formazione delle faglie listriche normali sul fronte esterno di alcune dorsali, potrebbero essere attribuiti piú all'azione della gravità, per effetto del generale e progressivo basculamento verso est del blocco periadriatico, legato a movimenti verticali, estremamente differenziati tra la catena appenninica e l'area adriatica, piuttosto che ad un ulteriore spostamento verso est della tettogenesi appenninica, che aveva già coinvolto e strutturato gran parte dell'area in esame nel Pliocene inferiore.

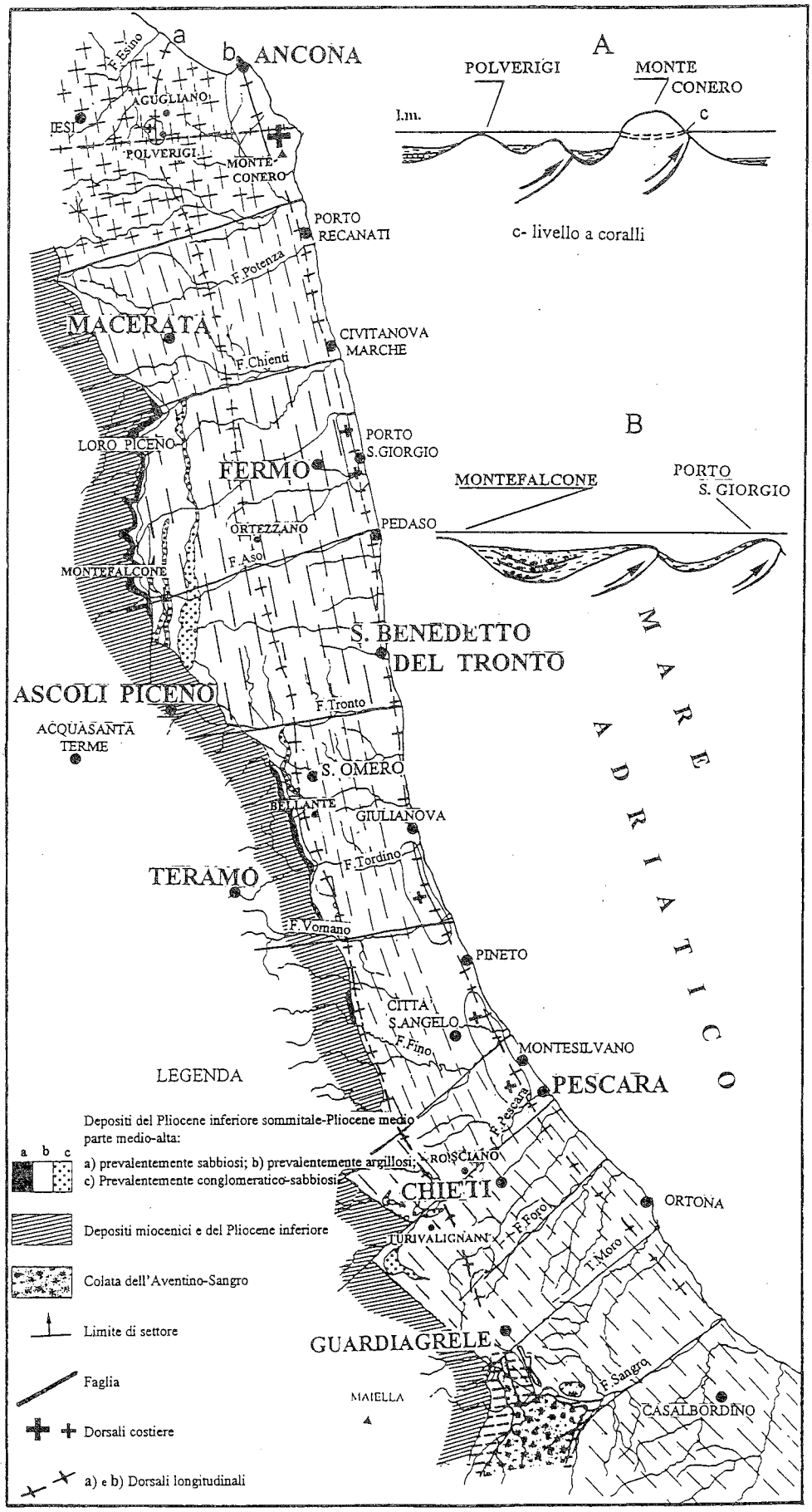

Fig. 2 - Situazione paleogeografica relativa alla fine del Pliocene inferiore-parte medio-alta del Pliocene medio. A) Profilo trasversale relativo al *settore anconetano*; **B)** profilo trasversale relativo al *settore fermano*.

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEL BACINO PERIADRIATICO DALLA FINE DEL PLIOCENE INFERIORE AL PLEISTOCENE INFERIORE

Fine del Pliocene inferiore - parte medio-alta del Pliocene medio

Subito dopo la principale fase tettogenetica realizzatasi alla fine del Pliocene inferiore, l'evoluzione morfologica del bacino periadriatico marchigiano-abruzzese, in rapida subsidenza, era caratterizzata dalla formazione di due dorsali longitudinali, una piú interna (dorsale di Agugliano-Ortezzano-Bellante) ed una lungo la costa, in conseguenza della riattivazione di preesistenti strutture compressive (Ori *et alii*, 1991). Lo stesso veniva inoltre suddiviso nei cinque settori sopra indicati per effetto dell'attività di dislocazioni trasversali ed oblique (Fig. 2).

In questa fase della sua evoluzione, corrispondente in parte allo stage 3 di Ori *et alii* (1991), caratterizzato dalla formazione di *closed piggy-back basins*, il bacino presentava una morfologia articolata, con settori piú depressi ed altri piú rialzati, mentre la dorsale piú interna costituiva uno sbarramento per i depositi clastici di provenienza occidentale.

I sistemi deposizionali risultavano confinati in depressioni assai limitate, mentre i flussi gravitativi, dopo essere stati immessi nel bacino, attraverso canali strutturali trasversali, venivano smistati lungo l'asse della depressione principale, compresa tra la dorsale dei Sibillini e quella di Aguliano-Ortezzano-Bellante, disponendosi con giaciture *onlap* sulle parti piú rialzate del bacino (Cantalamessa *et alii*, 1986).

In questo quadro il *settore anconetano*, corrispondente al prolungamento piú esterno di una delle principali "selle" trasversali, che dal Tortoniano in poi avevano condizionato l'evoluzione sedimentaria dei bacini neogenico-pleistocenici (Centamore *et alii*, 1980 e 1991; Cantalamessa *et alii*, 1990), risultava fra tutti il piú rialzato; nello stesso momento, nelle sua porzione piú esterna si verificava l'emersione della dorsale del M.te Conero. All'interno di questo settore, tra la fine del Pliocene inferiore e la parte medio-alta del Pliocene medio, si depositava una successione sedimentaria condensata, prevalentemente argillosa.

Nello stesso intervallo di tempo, il *settore fermano* costituiva invece la parte piú depressa del bacino. Subito dopo la trasgressione, caratterizzata da depositi sabbioso-conglomeratici di ambiente neritico-litorale della fine del Pliocene inferiore (Cantalamessa *et alii*, 1986 e 1993; Centamore & Micarelli, 1991), si depositava, in un ambiente progressivamente piú profondo fino a batiale, una potente successione argillosa (attribuita alla sequenza P_2 p.p., *ibidem*). Questa successione non mostra in superficie discordanze e lacune sedimentarie e presenta intercalati, a varie altezze stratigrafiche, depositi clastici grossolani torbiditici, organizzati in corpi a geometria variabile (*ibidem*). La deposizione dei sedimenti clastici potrebbe essere messa in relazione con un'abbondante produzione di detrito collegata a momenti di intensa attività tettonica nella retrostante catena appenninica in evoluzione, probabilmente anche in concomitanza con periodi di *low stand* del livello marino.

Nella parte piú esterna del settore in esame si stava delineando la dorsale di Porto S. Giorgio, caratterizzata al suo fronte da una sedimentazione argillosa estremamente condensata e lacunosa.

Gli altri settori risultavano collocati a livelli intermedi rispetto a quelli dei settori citati in precedenza. In corrispondenza di questi si instaurava in generale un ambiente di piattaforma, relativamente poco profondo e a prevalente sedimentazione argillosa, in cui si intercalavano depositi sabbiosi o argilloso-sabbiosi riferibili a tempestiti e depositi conglomeratici, a luoghi di ambiente deltizio e talora rimaneggiati dal moto ondoso.

Nella porzione piú meridionale del *settore chietino*, in una zona relativamente piú ribassata, si realizzava una prima fase della messa in posto della colata gravitativa dell'Aventino-Sangro, proseguita poi, in piú momenti, fino al Pliocene superiore.

Parte medio-alta del Pliocene medio-fine del Pliocene superiore

Tra la porzione medio-alta del Pliocene medio e la fine del Pliocene superiore si assiste ad un'altra fase dell'evoluzione del bacino, contraddistinta da un ulteriore mutamento della sua fisiografia (Fig. 3).

Per effetto del progredire del basculamento, la parte piú interna del bacino periadriatico veniva sollevata e dislocata; è probabilmente riferibile agli effetti di questi movimenti la già citata formazione delle faglie listriche normali sul bordo occidentale del bacino stesso.

Il *settore anconetano* veniva ad emergere quasi completamente mentre, nel *settore teramano*, a causa della strutturazione della dorsale di Bellante, si verificavano vistosi fenomeni erosivi (nella parte alta della locale sequenza P_2) seguiti dalla sedimentazione di depositi di spiaggia (S. Omero) passanti verso est a depositi sabbiosi di piattaforma, rimaneggiati dal moto ondoso (Ori *et alii*, 1991).

Nel *settore fermano*, che rimaneva sempre piú ribassato rispetto agli altri, si produceva un relativo colmamento della depressione piú interna. Al suo interno si manifestavano ancora movimenti compressivi, evidenziati dall'ulteriore evoluzione della dorsale di Porto S. Giorgio, in corrispondenza della quale si producevano fenomeni di erosione.

Altri fenomeni compressivi erano attivi nel *settore chietino* dove il fronte orientale della Maiella si accavallava sugli antistanti depositi del Pliocene medio e l'ulteriore strutturazione della dorsale costiera produceva uno spostamento verso ovest (*backward shifting*) del depocentro della depressione esterna, come risulta dall'analisi di profili sismici effettuati nell'area (Casnedi, 1991; Ori *et alii*, 1991; Casnedi & Serafini, 1994).

Fine del Pliocene superiore-Emiliano

Nello stadio evolutivo successivo, individuatosi tra la fine del Pliocene superiore e l'Emiliano, durante la deposizione della sequenza Q_m, il *settore anconetano* subiva un parziale annegamento, associato ad una sedimentazione argillosa in un generale ambiente di piattaforma. Al suo interno si intercalavano corpi sabbiosi, costituiti per lo piú da depositi di tempesta o da materiali di riempimento di canali distributori deltizi, organizzati in cicli trasgressivo-regressivi (Colalongo *et alii*, 1979; Cantalamessa *et alii*, 1986 e 1993; Nanni *et alii*, 1986; Centamore & Micarelli, 1991). In cor-

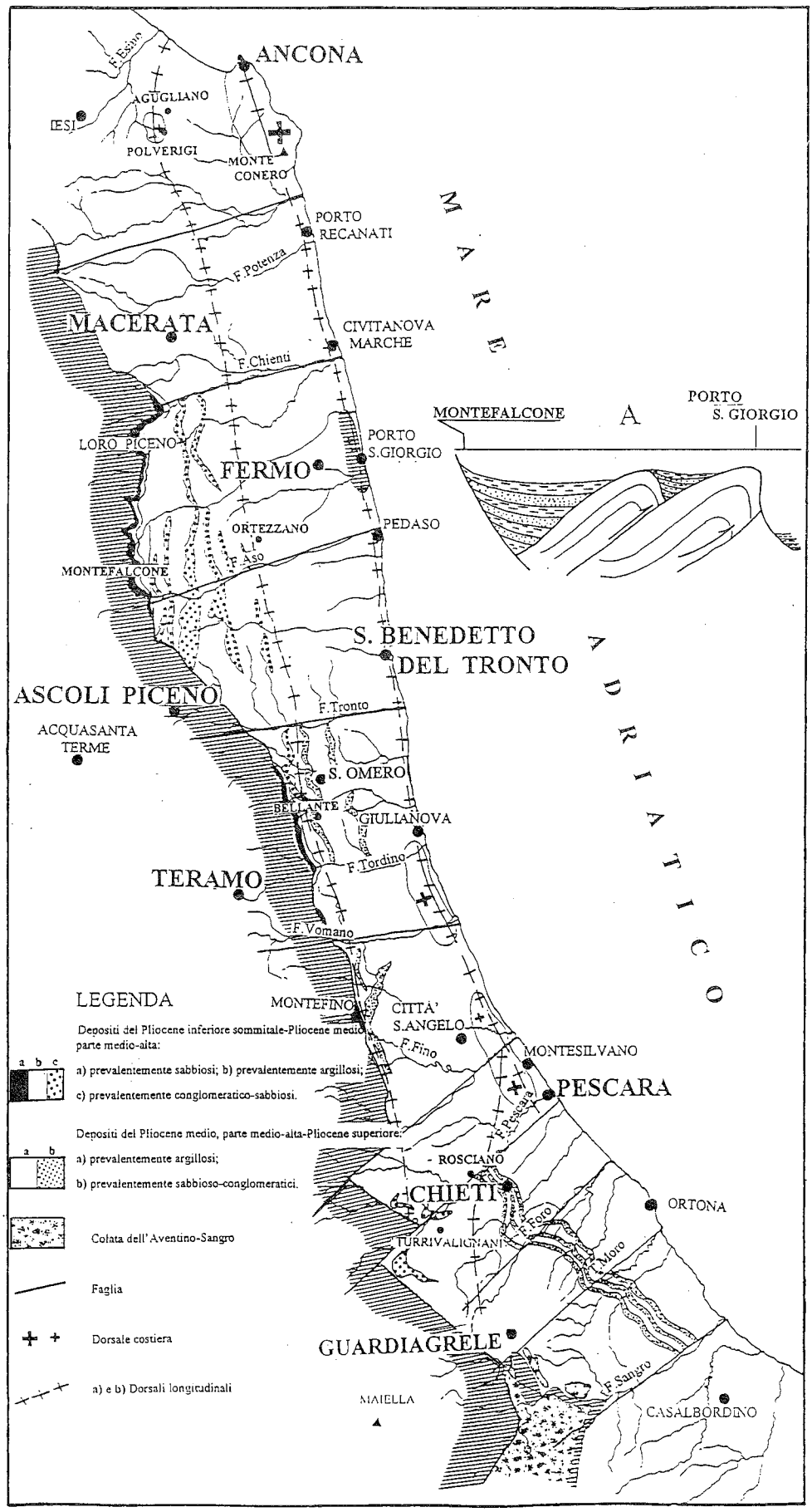

Fig. 3 - Situazione paleogeografica relativa alla fine del Pliocene superiore. A) Profilo trasversale tra Montefalcone e Porto S. Giorgio.

rispondenza delle dorsali di Agugliano-Polverigi e di Falconara, che rimanevano piú elevate, si osservano successioni condensate e lacunose con giacitura *onlap*.

Nel *settore fermano* la sequenza Q_m inizia nella parte sommitale del Pliocene, subito dopo una fase regressiva, marcata dalla deposizione dei corpi grossolani di Offida e Montalto delle Marche, non si sono prodotte importanti discontinuità (tra la sequenza P_2 e la sequenza Q_m). Una netta differenza si nota però nella distribuzione dei depositi clastici grossolani i quali, dopo la loro immissione nel bacino, non venivano piú deviati in senso assiale (CANTALAMESSA *et alii*, 1986 e 1993; CENTAMORE & MICARELLI, 1991). La dorsale costiera di Porto S. Giorgio (nella parte piú esterna del settore in esame), svincolata per effetto di faglie trasversali trascorrenti, veniva ulteriormente corrugata e sollevata fino a raggiungere ambienti neritici. Tale fenomeno favoriva la sedimentazione, di facies carbonatiche a Coralli, Lamellibranchi e Gasteropodi, sulla parte piú elevata della dorsale stessa e in un ambiente neritico di mare aperto e agitato (CANTALAMESSA *et alii*, 1990 e 1993; CENTAMORE & MICARELLI, 1991).

Negli altri settori non si verificavano variazioni notevoli rispetto alla situazione precedente. Sia nel *settore maceratese* che in quello *teramano* si deponevano, in ambienti asfittici e riparati, argille euxiniche a Pesci; nel secondo si depositavano inoltre, immediatamente a ridosso della dorsale costiera, sedimenti gessiferi di ambiente evaporitico.

Siciliano

Nel Siciliano si registra una nuova importante fase evolutiva, legata agli effetti finali del basculamento regionale, che nel suo progressivo spostamento verso est, raggiungeva anche la parte piú esterna del bacino, dove si depositava la sequenza Q_{m1}, caratterizzata alla base da una marcata discordanza e da una fase erosiva a carattere regionale (Fig. 4).

Nel *settore anconetano* si verificava un ciclo sedimentario trasgressivo e discordante sulla locale sequenza Q_m, chiuso a letto e a tetto da depositi grossolani, costituito da sedimenti di ambiente variabile da quello di piattaforma (con tempestiti) a quello di spiaggia sommersa (con sabbie ciottolose di *shoreface*) e a quello di battigia, oltre che da depositi di riempimento di canali deltizi.

La sequenza Q_{m1} del *settore fermano* presenta caratteri diversi da zona a zona. Nell'area compresa tra S. Benedetto del Tronto e Ripatransone, che costituiva probabilmente la parte piú profonda del settore, la parte basale della sequenza Q_{m1} era costituita da depositi sabbiosi di ambiente variabile (da piattaforma a spiaggia sommersa e infine a battigia), che presentavano una relativa concordanza e continuità con i sottostanti depositi argillosi neritici della parte alta della locale sequenza Q_m.

Nell'area compresa tra Montefiore sull'Aso, Monterubbiano, Pedaso e Torre di Palme, la successione ha avuto inizio con un orizzonte ghiaioso sovrapposto ad una superficie erosiva che incideva sia i già citati depositi basali della sequenza Q_{m1}, sia quelli della sequenza piú antica. Tale orizzonte, organizzato internamente in strati *bottomset*, *foreset* e *topset*, con tipica giacitura *offlap*, è caratteristico di una spiaggia legata a sistemi di delta conoide in progradazione verso mare (RAINONE *et alii*, 1981; CANTALAMESSA *et alii*, 1986 e 1993; MASSARI *et alii*, 1986; CENTAMORE & MICARELLI, 1991; ORI *et alii*, 1991).

Questa diversa situazione da zona a zona può essere riferita agli effetti differenziati del basculamento, che si risentono solo piú tardi nelle aree piú profonde e distali.

Superiormente all'orizzonte ghiaioso, la sequenza prosegue con lenti di argille verdi a Gasteropodi con associati crostoni travertinosi anch'essi a Gasteropodi (indicativi della presenza di stagni costieri) e con sabbie e sabbie ciottolose a stratificazione incrociata a basso angolo, caratteristiche di ambienti di spiaggia sommersa.

Nell'area di Porto S. Giorgio affiora un limitato lembo di argille siciliane di ambiente epibatiale (CANTALAMESSA *et alii*, 1990; 1993; 1995; CENTAMORE & MICARELLI, 1991). La deposizione di tali argille in un ambiente piú profondo di quello dei depositi circostanti sembra indicare l'attività di faglie normali sul bordo della locale dorsale costiera.

Nel *settore chietino*, la sequenza Q_{m1} si depositava in netta discordanza sulla sottostante sequenza P_2-Q_m, basculata verso est di 25°-30° ed erosa. La successione siciliana costituisce qui, nel suo insieme, un corpo tabulare formato da sabbie piú o meno cementate in cui si intercalano a diverse altezze stratigrafiche corpi ghiaiosi organizzati. Le sabbie presentano strutture sedimentarie tipiche di ambienti variabili da spiaggia sommersa a battigia. I corpi ghiaiosi, a prevalente geometria lenticolare, poggiano sulle sottostanti sabbie con contatto erosivo e sono organizzati in *bottomset*, *foreset* e *topset* con giacitura *offlap*, indicativi dell'avanzata di corpi progradazionali verso il mare in ambiente litorale fluvio-deltizio. Vicino alla costa (nella parte alta della successione), si intercalavano all'interno dei corpi ghiaiosi, argille a Gasteropodi e *Cardium*, tipiche di un ambiente di stagno costiero.

La deposizione dei depositi ghiaiosi è probabilmente riferibile a fasi di *low stand* del livello marino. Essi presentano marcate geometrie lenticolari e tendono ad assottigliarsi verso NW e verso SE, dove sono sostituiti da sabbie. Le porzioni piú profonde e piú spesse dei corpi in questione sono allineate secondo una direttrice circa NE-SW, dal fronte della Maiella (tra Bocca di Valle e Pretoro) al tratto di costa compreso tra Torre Mucchia e Ortona. Ciò sarebbe indicativo di un sistema idrografico del tipo *braided* che collegava il fronte della Maiella alla costa entro una depressione ad andamento NE-SW, condizionato dallo sviluppo di una fase tettonica distensiva.

Anche nella parte piú esterna del *settore teramano*, tra Atri, Mutignano e la costa, si osserva una situazione analoga a quella sopra descritta. Ma in questo caso la discordanza angolare tra la sequenza siciliana e quella sottostante è molto minore, probabilmente a causa di un basculamento piú blando.

Durante le fasi terminali della sedimentazione marina infrapleistocenica, la porzione piú interna del bacino veniva interessata da fenomeni di sollevamento che ne determinavano la progressiva emersione. Appena esposta agli agenti atmosferici l'area veniva interessata da processi di erosione che, per effetto delle condizioni climatiche relativamente aride (SUC, 1984) oltre che per i tassi di sollevamento presumibilmente lenti, si sviluppavano soprattutto in senso areale, dando origine ad una superficie di erosione dolcemente inclinata ed estesa tra la zona rilevata piú interna e la costa

Fig. 4 - Situazione paleogeografica relativa al Siciliano. A) Profilo trasversale relativo al *settore chietino*.

("superficie villafranchiana" di DEMANGEOT, 1965), che si approfondiva lentamente, troncando non solo i termini delle successioni terrigene affioranti, ma le formazioni calcaree delle strutture appenniniche piú esterne (DRAMIS, 1992). La superficie risulta talora ricoperta, nella fascia pedemontana, da depositi grossolani di conoide alluvionale che passano verso costa a depositi di ambiente fluvio-deltizio e di piana costiera. All'interno di questi ultimi depositi si rinvengono argille d'ambiente salmastro, tipiche di laghi e stagni costieri e livelli travertinosi e concrezioni (sequenza Q_c), probabilmente collegati a formazione di paludi per momentanei innalzamenti del livello marino.

I resti della superficie suddetta sono riconoscibili sugli interfluvi di tutta l'area collinare marchigiano-abruzzese; essi risultano fortemente disarticolati da dislocazioni tettoniche (faglie normali a direzione appenninica, faglie normali trasversali, faglie inverse e faglie normali a geometria listrica lungo la costa) per lo piú di entità modesta (DRAMIS *et alii*, 1991 e 1992; FARABOLLINI, 1995).

EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELL'AREA DOPO L'EMERSIONE

A partire dalla fine del Pleistocene inferiore l'intero bacino periadriatico ha subito gli effetti di un rapido fenomeno di sollevamento generalizzato che ha causato l'estinzione definitiva del bacino di sedimentazione marina e la sua completa emersione, producendo altresí l'attuale assetto monoclinalico (con immersione a est) dei termini della successione P_2-Q_{m1}.

Il suddetto sollevamento si inquadra in un piú vasto fenomeno regionale che ha coinvolto, sia pure in misura diversa, gran parte della Penisola, sovrapponendosi al piú lento motivo di sollevamento già in atto lungo la dorsale appenninica e nella parte piú occidentale del bacino (DEMANGEOT, 1965; AMBROSETTI *et alii*, 1982; DUFAURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1992).

Per quanto riguarda piú in particolare i tempi dell'emersione e i tassi di sollevamento, si possono effettuare le considerazioni seguenti:

— i depositi di "chiusura" siciliani, emersi e piú o meno sollevati sul livello del mare attuale, sono ricoperti in piú parti da sedimenti costieri di ambiente salmastro attribuiti alla parte bassa del Pleistocene medio (Crotoniano, CANTALAMESSA *et alii*, 1986 e 1993);

— l'assetto monoclinale dei suddetti depositi appare piuttosto regolare e continuo lungo direttrici trasversali alla catena appenninica (a parte minori dislocazioni locali, specialmente in corrispondenza delle dorsali costiere, tuttora interessate da tettonica compressiva) indicando cosí come il fenomeno di sollevamento differenziale abbia interessato i depositi in modo piuttosto unitario e continuo (DUFAURE *et alii*, 1989);

— l'entità dei sollevamenti mostra di essere invece alquanto differenziata in senso longitudinale, interessando in misura diversa i cinque settori precedentemente descritti con formazione di vere e proprie morfostrutture relativamente piú sollevate e depresse caratterizzate da diverse posizioni altimetriche e spessori dei depositi di tetto, da variazioni di quota di superfici di erosione, da diversi spessori e dislivelli dei depositi alluvionali terrazzati, da anomalie del reticolo idrografico (andamenti centripeti dei canali fluviali verso le aree piú depresse comprese tra le "dorsali" trasversali), da alternanze di falesie e spiagge lungo la linea di costa, delimitate da gradinate di faglie trasversali (DRAMIS *et alii*, 1991 e 1992; FARABOLLINI, 1995); in alcuni casi, si è avuto concordanza tra l'evoluzione precedente e quella successiva all'emersione mentre in altri è evidente una netta inversione di tendenza dei movimenti verticali;

— anche in assenza di depositi marini di riferimento, considerazioni geomorfologiche effettuate su superfici di erosione (DUFAURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1992) fanno ritenere che il sollevamento si sia esteso fino all'asse della dorsale appenninica.

In base alle posizioni altimetriche raggiunte dai depositi costieri crotoniani e dai depositi siciliani a questi associati, si possono stimare, sia pure in modo grossolano, tassi di sollevamento compresi tra 0.3 e 0.5 mm/anno lungo la costa che salgono progressivamente verso l'interno e in corrispondenza delle "dorsali" trasversali, fino a valori massimi di 0.8 mm/anno (a Ripatransone) ad una distanza di circa 10 km dalla costa e di oltre 1.0 mm/anno (a Guardiagrele) a circa 20 km. I valori e i tassi di sollevamento sono stati certamente maggiori ancora piú all'interno, dove i depositi plio-pleistocenici, nonostante siano stati fortemente troncati dall'erosione nel corso dei primi fenomeni di lento sollevamento che hanno coinvolto questa parte del bacino (come suggerito dalla loro inclinazione verso est maggiore di quella dei sedimenti di "chiusura"), raggiungono quote alquanto piú elevate.

Il fenomeno di rapido sollevamento ha prodotto un generalizzato approfondimento dei sistemi idrografici, con produzione di valli piú o meno strette nelle zone piú interne dell'area e piú ampie in quelle piú esterne. All'interno di queste il susseguirsi delle fasi climatiche fredde pleistoceniche, nel corso delle quali si producevano ingenti quantità di detriti sui versanti denudati della copertura vegetale (COLTORTI & DRAMIS, 1987; COLTORTI ET ALII, 1991) ha dato origine a tre ordini principali di terrazzi alluvionali riferibili, i primi due, al Pleistocene medio (DUFAURE *et alii*, 1989; COLTORTI *et alii*, 1991), ed il terzo al Pleistocene superiore.

L'andamento del reticolo idrografico risulta fortemente condizionato dai differenti valori che il sollevamento presentava sia in senso trasversale all'asse appenninico sia in senso meridiano e dalla presenza di sistemi di fratture e di faglie alla cui attività sono riferibili i numerosi fenomeni di cattura e deviazione di corsi d'acqua prodottisi sia nelle aree piú interne dove si formavano delle limitate depressioni tettoniche (Camporotondo di Fiastrone, Pian di Pieca, Marino del Tronto, Campli, Fara Filiorum Petri, ecc) sia nelle aree piú orientali, in prossimità di alti strutturali ancora in evoluzione (BISCI *et alii*, 1988 e 1990; DRAMIS *et alii*, 1992; FARABOLLINI, 1995).

L'attività delle dislocazioni, i cui rigetti verticali nell'intervallo cronologico non superano i 100 m, è anche testimoniata dalla sismicità dell'area e dai meccanismi ipocentrali di terremoti recenti (GASPARINI *et alii*, 1985; RIGUZZI *et alii*, 1989).

Settore anconetano e maceratese

I sedimenti di "chiusura" del ciclo plio-pleistocenico sono posti a 300 m nei pressi di Offagna (a circa 14 km dal mare), a 265 m a Osimo, a 199 m a Castelfidardo, a 127 m a Loreto, nei pressi della costa. Procedendo da nord verso sud invece e mantenendosi in

prossimità della costa, tali depositi, oltre ad essere dislocati da sistemi di faglie ad andamento appenninico e antiappenninico, degradano verso sud con quote che si aggirano sui 210 metri.

Alla sommità dei rilievi collinari sono riconoscibili piccoli lembi della superficie "villafranchiana" a quote che da ovest verso est si abbassano progressivamente passando da 470 m a San Severino Marche, a 315 m a Macerata, a 250 m a Montelupone, nei pressi del mare Adriatico. Piú a nord, lungo lo spartiacque tra il Musone e l'Esino, lembi di superfici di erosione sono presenti a Santa Maria Nuova (249 m) e, in prossimità della costa, a Camerano (231 m) (Dramis *et alii*, 1991; Dramis *et alii*, 1992).

I depositi alluvionali terrazzati del I ordine raggiungono le quote piú elevate a ridosso della struttura carbonatica di Cingoli, poco a ovest di Treia (360 m) e a Santa Maria in Paterno (412 m) mentre procedendo verso est e verso sud, si abbassano fino a raggiungere quote di circa 200 m nei pressi della costa (230 m a Morrovalle; 300 m a Trebbio di Pollenza; 315 m a Macerata; 210 m a Montecassiano) (Farabollini, 1995). I depositi degli ordini superiori, ben rappresentati solo in sinistra idrografica delle principali valli, presentano quote che generalmente variano, dal limite occidentale dell'area verso valle, tra 250 m e 140 m per i depositi del Pleistocene medio finale e tra 180 m e 70 m per quelli del Pleistocene superiore.

Settore fermano

Procedendo piú a sud, la superficie "villafranchiana" risulta ben riconoscibile per la sua continuità tra il fiume Tesino ed il fiume Tronto, dove passa da quote che sulla costa si aggirano sui 380 m (Colle Guardia, 382 m) a circa 500 m, ai piedi del Monte dell'Ascensione. Essa risulta fortemente dissecata da sistemi di faglie ad andamento prevalentemente a direzione N-S e NNW-SSE e antiappenninica (Dramis *et alii*, 1991; Farabollini, 1995).

I depositi marini di "chiusura", in questo settore, raggiungono le altitudini maggiori: a partire da Montecosaro-Sant'Elpidio a Mare (252-251 m) si passa a Fermo (319 m), Montefiore dell'Aso (412 m) per arrivare a Ripatransone (508 m) e ridiscendere in corrispondenza di Acquaviva Picena (349 m).

Anche i depositi terrazzati del I° ordine affioranti in sinistra del F. Tronto risultano dislocati da faglie trasversali con rigetti a luoghi superiori a 50 m (Coltorti *et alii*, 1991; Farabollini, 1995).

Settore teramano

In questo settore la superficie "villafranchiana" risale fino ai piedi della Montagna dei Fiori con lembi che raggiungono quote di circa 560 m (Pianacci di Campli); altri lembi risultano ribassati, fino ad una quota di circa 380 m, da una faglia a direzione NW-SE. Nei pressi di Sant'Egidio alla Vibrata, la stessa si aggira sui 290 m per poi abbassarsi bruscamente, per effetto di una faglia a direzione antiappenninica con un rigetto geomorfologico di circa 60 m.

All'interno di questo settore, i depositi di "chiusura" del ciclo plio-pleistocenico presentano spessori e estensioni minori. Gli esigui lembi sono preservati solo in limitati affioramenti a pochi metri sul livello del mare, dove risultano ribassati per effetto di una faglia diretta; gli stessi depositi raggiungono però 303 m a Colonnella, 161 m a Colle San Martino, 266 m a Tortoreto Alta (Farabollini, 1995).

Settore chietino

Spianate di erosione alla sommità dei rilievi riferibili alla superficie "villafranchiana" sono presenti in piccoli lembi presenti ai piedi della dorsale della Maiella (Riparossa, dintorni di Pretoro, Montepiano, tutti intorno a i 600-650 m; Colle Barone presso Guardiagrele, 560 m; Pretoro, 480 m) e, piú limitatamente, verso est, a Fara Filiorum Petri (407 m).

In questo settore sono inoltre ben rappresentati i depositi di "chiusura" del ciclo plio-pleistocenico. Tali depositi sono presenti in piccoli lembi isolati sugli spartiacque nell'area immediatamente a sud del fiume Pescara (Chieti, 315 m, Pian di Mare nei pressi di Bucchianico, 327 m), mentre la loro estensione aumenta progressivamente procedendo verso l'interno, fino ad arrivare a ridosso della Maiella (Fara Filiorum Petri, 432 m; Guardiagrele, 598 m; Orsogna, 435 m; Castelfrentano, 399 m; Lanciano, 303 m) (Farabollini, 1995).

Notevolmente sollevati risultano infine i terreni della colata gravitativa dell'Aventino-Sangro che si trovano attualmente fino a quote superiori a 1000 m.

DISCUSSIONE

Analizzando i dati sopra esposti si possono trarre alcuni elementi utili per tracciare sinteticamente la storia del bacino periadriatico marchigiano-abruzzese dalla sua prima impostazione, avvenuta a partire dalla parte alta del Pliocene inferiore fino all'emersione e, successivamente, fino ai tempi attuali.

In questo quadro assumono notevole importanza alcuni elementi comuni che mettono in evidenza la sostanziale unitarietà di questo elemento morfotettonico, nonostante le numerose differenziazioni locali che ne hanno contraddistinto l'evoluzione.

Si tratta in particolare: a) dell'assetto monoclinalico con immersione verso est della successione del bacino (abbastanza evidente nei cosidetti "depositi di chiusura") connesso con un sollevamento regionale, notevolmente sviluppato a partire dalla fine del Pleistocene inferiore, cui è dovuta l'emersione dell'area; b) di sollevamenti differenziali e basculamenti verso nord-est, già attivi nel corso dell'evoluzione sedimentaria del bacino, dei quali il sollevamento generalizzato piú recente sembra il naturale proseguimento; c) della presenza di dorsali intrabacinali ad andamento longitudinale, localizzate al fronte di alcuni principali *thrusts* messi in posto durante la fase compressiva del Pliocene inferiore.

Il primo modellamento della morfologia del bacino in esame è perciò in gran parte ereditato, essendo lo stesso impostato sull'edificio a *thrust* del Pliocene inferiore. Successivamente la paleogeografia del bacino ed i suoi ambienti deposizionali sono stati strettamente controllati da un'intensa e vivace tettonica sinsedimentaria, che si è realizzata nel tempo con diverse caratteristiche cinematiche.

In questo quadro evolutivo assumono una notevole importanza, oltre alle già citate dorsali, alcune importanti dislocazioni trasversali od oblique, già attive

in precedenza con caratteri cinematici variabili nel tempo, che hanno disarticolato il bacino nei cinque settori sopradescritti, caratterizzati ognuno da una propria evoluzione in relazione a movimenti verticali assai differenziati. Per questo motivo si sono delineate aree piú ribassate, di ambiente fino a batiale in cui si depositavano torbiditi, ed aree piú rialzate, di ambiente da epineritico a infraneritico.

La fascia periadriatica, localizzata in posizione intermedia tra la dorsale appenninica in continuo sollevamento e l'Adriatico subsidente, ha risentito degli effetti periferici del sollevamento regionale che ha coinvolto la dorsale appenninica.

A questo motivo è dovuto il generale basculamento, che si è manifestato con intensità diverse da settore a settore, dalle zone piú interne a quelle piú esterne, e che ha favorito l'assetto monoclinalico verso est della successione affiorante. L'andamento del reticolo idrografico risulta anch'esso condizionato dal sollevamento differenziale recente e dall'azione dei sistemi di fratture e faglie: si evidenziano variazioni altimetriche tra i depositi alluvionali terrazzati, congruenti con quelli delle superfici di erosione piú antiche; andamenti centripeti dei canali fluviali verso le aree piú depresse; catture e brusche diversioni.

Anche i momenti di deformazione compressiva cui è legata l'ulteriore strutturazione delle dorsali longitudinali (già formatesi durante la fase compressiva del Pliocene inferiore), evidenziati dagli scollamenti prodottisi nella parte superiore della successione neogenica, su superfici di neoformazione che vanno listricandosi su quelle dei thrust piú antichi, potrebbero essere verosimilmente legati all'evoluzione del basculamento e ad un riaggiustamento per gravità della porzione superiore della copertura.

BIBLIOGRAFIA

AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. In: CNR-Progetto Finalizzato "Geodinamica" - contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, p. 2, 219-223.

BIGI S., CALAMITA F. & PALTRINIERI W. (1996) - *Modi e tempi della strutturazione della catena appenninica abruzzese dal Gran Sasso alla costa adriatica*. (Presente volume).

BIGI S., CENTAMORE E., DRAMIS F. & SALVUCCI R. (1995) - *Sistemi distensivi in due aree dell'Appennino Centrale*. Il Quaternario, **8**(1), 71-82.

BISCI C., CALAMITA F. & DRAMIS F. (1988) - *Analisi computerizzata dell'orientazione di tratti di reticolo idrografico e implicazioni neotettoniche: un esempio nell'area umbro-marchigiana*. Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, suppl. 1, 189-196.

BISCI C., CALAMITA F. & DRAMIS F. (1990) - *Tectonically controlled drainage networks in the Umbria-Marche area (Central Italy)*. Proceedings. IMITGGA, Irkutsk, 2-5 september 1987, - Nayka Publ., 64-73.

CANTALAMESSA G , CASNEDI R. CENTAMORE E, CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F., con la collaborazione di AGIP, CRISTALLINI C., DI LORITO R. (1986) - *Il Plio-Pleistocene marchigiano-abruzzese*. Guida alle escursioni del 7-10 ottobre, 73° Congresso della Società Geologica Italiana, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino, 43 pp.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. In: E. Centamore & G. Deiana (a cura di) - "La Geologia delle Marche", Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 61-81.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI E., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI M., PONTONI F., POTETTI M. (1990) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio (Marche meridionali)*. Geologica Romana, **26** (1987), 359-369.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., MICARELLI A., POTETTI M. with contribution of DIDASKALOU P., PENNESI T., & PICCINI M. (1993) - *Neogene-Quaternary evolution of the Marchean-Abruzzi periadriatic basin in the stretch between the Musone and the Pescara river*. In: G. Cantalamessa & F. Dramis (eds.) - Field Trip Guide Book of the International Symposium on Dynamics of Fluvial-Coastal System and Environmental Changes, S. Benedetto del Tronto, Italy, June 21-24 June 1993, 81 pp.

CANTALAMESSA G., DIDASKALOU P., MICARELLI A., PENNESI T., PICCINI M. & POTETTI M. (1995) - *Il Siciliano nel Bacino periadriatico marchigiano-abruzzese*. Riass. Conv. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino". Camerino, 9-10/2/1995.

CASNEDI R. (1991) - *L'avanfossa fra i fiumi Vomano e Pescara nel Pliocene inferiore: rapporti fra sedimentazione e tettonica*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/2, 375-379.

CASNEDI R. & SERAFINI G. (1994) - *Interpretazione geologica della sezione sismica nella Valle del Vomano (Abruzzo)*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, ser. spec., **2**, 45-49.

CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa Marchigiano-Abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/2, 125-131.

CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche, Regione Marche-Giunta Regionale, Assessorato Urbanistica-Ambiente, S.EL.CA, Firenze, 5-58.

CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F., & PIERUCCINI U. (1980) - *La tettonica recente nell'arco appenninico umbro-marchigiano*. C.N.R.-Progetto Finalizzato "Geodinamica" - Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, 273-281.

COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene anconetano*. Geologica Romana, **18**, 71-92.

COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **14**(1), 87-100.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1987) - *The significance of stratified slope waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., **71**, 59-70.

CRESCENTI U. (1971) - *Osservazione sul Pliocene degli abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 3-21.

DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Mémoires et Documents, CNRS, Paris, 403 pp.

DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1992/1, 9-15.

DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1995) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: O. Slaymaker (ed.) - "Steepland Geomorphology", J. Wiley, 199-217.

DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1992) - *La depressione morfostrutturale di Macerata*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1992/1, 123-126.

DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI E. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. CROP 11, 287-293.

DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides, and tectonics*. In: N. OYAGY, M. SORRISO-VALVO & B. VOIGHT (eds.) - "Deep-seated landslides and large-scale rock avalanches", Engineering Geology **38** (3-4), 231-243.

DUFAURE J.J., BOSSUYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères géomorfologiques de néotectonique verticale dans l'Apennin central adriatique*. Bulletin AFEQ, **3**, 151-160.

FARABOLLINI P. (1995) - *Evoluzione geomorfologica quaternaria della fascia periadriatica tra Ancona e Vasto*. Tesi di dottorato inedita, Univ. Perugia.

GASPARINI C., JANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the italian peninsula*. Tectonophysics, **117**, 59-78.

MASSARI F., PAREA G.C., RAINONE M.L., VEDOVATO L. & VIVALDA P. (1986) - *Elementi di sedimentologia delle paleospiagge pleistoceniche delle Marche*. In: T. Nanni (ed.) - "Atti della Riunione del Gruppo di Sedimentologia del CNR sul Pleistocene marchigiano", Ancona 5-7 giugno 1986, Dipartimento di Scienze dei Materiali e della Terra, Università degli Studi di Ancona, 81-103.

NANNI T., PENNACCHIONI E. & RAINONE M.L. (1986) - *Il bacino quaternario marchigiano*. In: T. Nanni (ed.) - "Atti della Riunione del Gruppo di Sedimentologia del CNR sul Pleistocene marchigiano", Ancona 5-7 giugno 1986, Dipartimento di Scienze dei Materiali e della Terra, Università degli Studi di Ancona, 13-43.

Ori G.G., Serafini. G., Visentin C., Ricci Lucchi F., Casnedi R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriadic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. Third Conference of the European Association of Petroleum Geology, May 1991, Adriatic Foredeep Field Trip Guidebook,. 85 pp.

PERCONIG E. (1955) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche nella regione marchigiana (Foglio Fermo)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **77** (2/3), 199-267.

RAINONE M., NANNI T., ORI G. & RICCI LUCCHI F. (1981) - *A prograding gravel beach in Pleistocene fan delta deposits south of Ancona, Italy*. Second European Meeting of the International Association of Sedimentology, Bologna.

RIGUZZI F., TERTULLIANI A., & GASPARINI C. (1989) - *Study of the seismic sequence of Porto S. Giorgio*. Marche 9 - 3 july 1987. Il Nuovo Cimento della Società Italiana di Fisica, **12**(4).

SUC J.P. (1984) - *Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe*. Nature, **307**, 429-432.