

**RELAZIONI TRA LE FAGLIE QUATERNARIE E LA SISMICITA'  
NELLA DORSALE APPENNINICA UMBRO-MARCHIGIANA: L'AREA DI COLFIORITO(\*\*\*\*)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 177
ABSTRACT	" 177
INTRODUZIONE	" 177
AREA DI COLFIORITO	" 181
MODELLO SISMOTETTONICO	" 185
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 186
BIBLIOGRAFIA	" 190

RIASSUNTO

L'analisi integrata condotta nell'area della sequenza sismica di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano), verificata nell'autunno 1997, tra i dati geologico-strutturali e geomorfologici di terreno e quelli derivati dalla interpretazione delle immagini aeree e da satellite, ha consentito di confermare per le faglie quaternarie un contesto tettonico distensivo. Questo è caratterizzato da un asse principale massimo della deformazione finita orientato circa NE-SW, per il quale è possibile evidenziare incrementi deformativi ad orientazione principale NNE-SSW e ENE-WSW.

Sulla base della geologia di superficie e dell'assetto crostale ricostruito tramite l'interpretazione del profilo sismico CROP 03 è stata eseguita una sezione geologica attraverso la dorsale appenninica in corrispondenza dell'area di Colfiorito. Nella sezione è stata riportata la struttura sismogenetica (faglia normale a basso angolo con immersione a SW, localizzata tra 5-10 km) emersa attraverso i dati sismologici relativi alla sequenza sismica dell'autunno 1997, che interpretiamo come un preesistente piano di sovrascorrimento invertito in regime distensivo, sul quale si raccordano le faglie normali ad alto angolo.

Nel quadro sismotettonico ricostruito, la deformazione distensiva/transtensiva del settore fragile della crosta si realizza nei primi 5 km attraverso faglie ad alto angolo che spesso riutilizzano strutture preesistenti (faglie normali giurassiche, cretache e mioceniche), mentre tra i 5-12 km comporta la riattivazione o l'inversione di discontinuità a basso angolo (faglia est immergente Altotiberina e piani di sovrascorrimento).

La distribuzione regionale di sovrascorrimenti crostali con la loro geometria ha un controllo prioritario sulla zonazione sismotettonica rispetto al *pattern* delle faglie affioranti che rappresentano la fagliazione superficiale. La proiezione in superficie dell'area di rottura della struttura sismogenetica, attivata durante una sequenza sismica, consente, pertanto, di individuare i volumi crostali (*box*) dove si distribuisce la defor-

mazione realizzata dalle faglie normali ad alto angolo.

In tale modello, inoltre, l'intensità della attività sismica relativa ad una *box* è in stretto rapporto con il tasso di scorrimento delle faglie di superficie (valutabile anche attraverso la stima del dislocamento della superficie di planazione sommitale) e, più indirettamente, con la loro lunghezza, poiché queste costituiscono generalmente la riattivazione di strutture normali pre-esistenti e quindi possono avere continuità tra due *box* distinte.

ABSTRACT

Combined analysis between structural, geomorphological data and remote sensing interpretation confirm an extensional Quaternary tectonic regime in the Colfiorito area (Umbria-Marche Central Apennines). It is characterised by a maximum principal axis of finite strain oriented about NE-SW, which is the result of a progressive deformation process realised by the superposition of incremental extension also oriented NNE-SSW.

Surface geological data, crustal tectonic setting (reconstructed using CROP 03 seismic reflection profile) and seismological data relative to Autumn 1997 Colfiorito sequence constrain the proposed seismotectonic model. We interpreted the seismogenetic SW-dipping low angle normal fault as an inverted thrust ramp located in the basement between 5-10 km.

Surface projection of this seismogenetic structure define a crustal box where the high angle normal faults realised the uppermost crust deformation. Regional pattern of pre-existing basement thrust planes control the seismotectonic zoning. This zoning is not directly related to the high angle normal fault system which can be continuous through different crustal boxes, because they represent the re-activation of pre-existing normal faults. Moreover, Quaternary slip-rates relative to high angle normal faults in the Central Apennines are closely related to seismic hazard within each crustal box.

**PAROLE CHIAVE:** Faglie Attive, Sismicità, Modello Sismotettonico, Appennino umbro-marchigiano.

**KEY WORDS:** Active Faults, Seismicity, Seismotectonic Model, Umbria-Marche Apennines.

INTRODUZIONE

Nella dorsale appenninica umbro-marchigiano-abruzzese (UMA) i sovrascorrimenti e le pieghe associate di età neogenica descrivono *trend* arcuati e marcatamente discordanti tra i diversi *thrust-sheet*. Faglie con attività quaternaria, da normali a transtensive, con direzione media NNW-SSE dislocano, invertono e riutilizzano le precedenti strutture (Figg. 1-2).

(\*)Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Chieti.

(\*\*)Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena.

(\*\*\*)Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino.

(\*\*\*\*)Lavoro eseguito con i contributi M.U.R.S.T. 60%, 40% e C.N.R.-G.N.D.T. Responsabile F. Calamita.

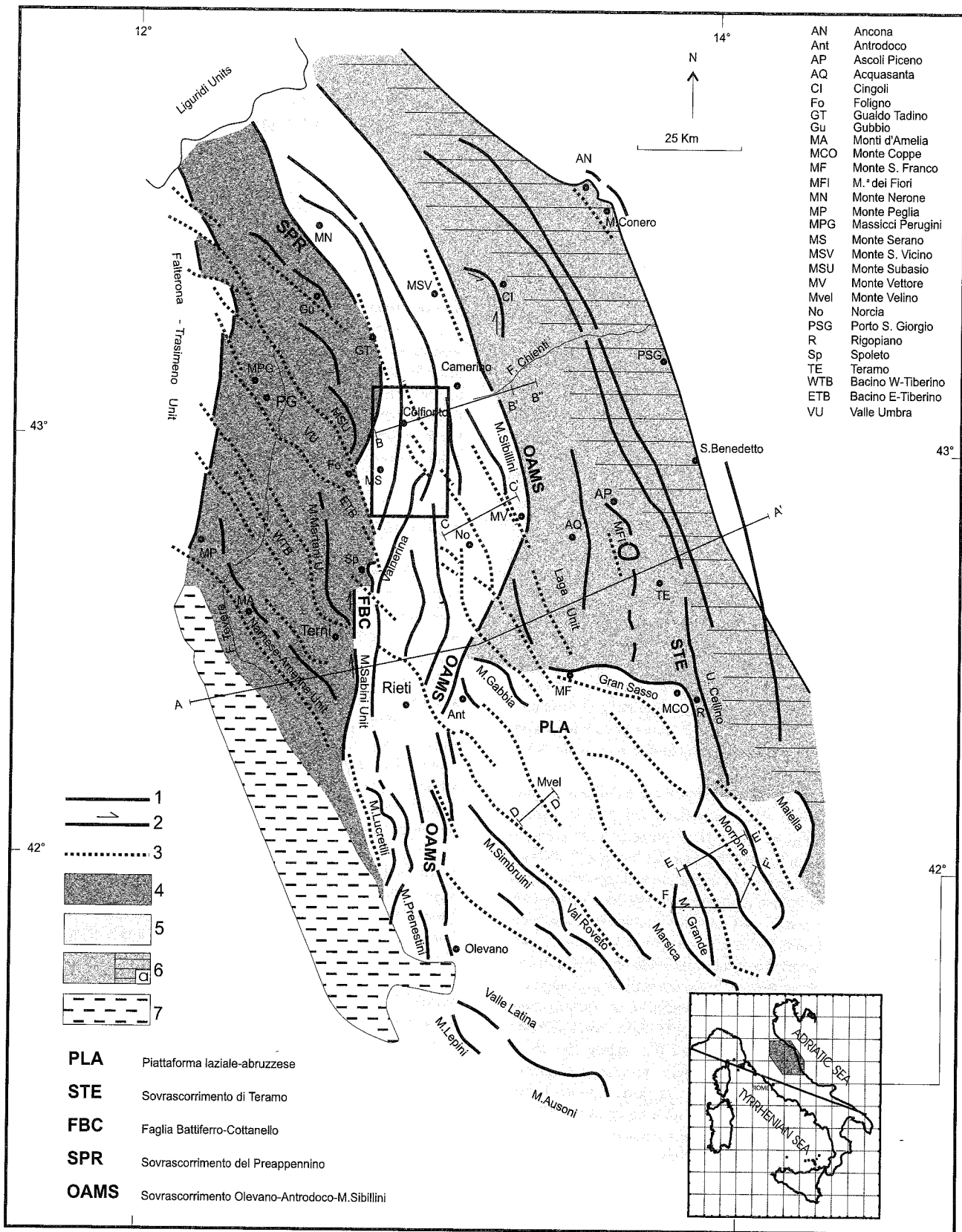


Fig. 1 - Principali elementi strutturali dell'Appennino centrale esterno (umbro-marchigiano-abruzzese) ad oriente dell'unità toscana Falterona-Trasimeno (da CALAMITA & DEIANA, 1996, modificato). 1) Sovrascorrimento; 2) Faglia da trascorrente a transpressiva; 3) Faglia normale-transversale; 4) Preappennino umbro e Umbria occidentale; 5) Dorsale appenninica umbro-marchigiano-abruzzese; 6) Pedappennino marchigiano-abruzzese ("a": Fascia Periadriatica caratterizzata dalla presenza di depositi del Pliocene medio-Pleistocene inferiore discordanti sugli elementi della catena); 7) Vulcaniti quaternarie. A-A': Traccia della sezione di Fig.2; B-B'/F-F': Tracce delle sezioni di Fig. 14.

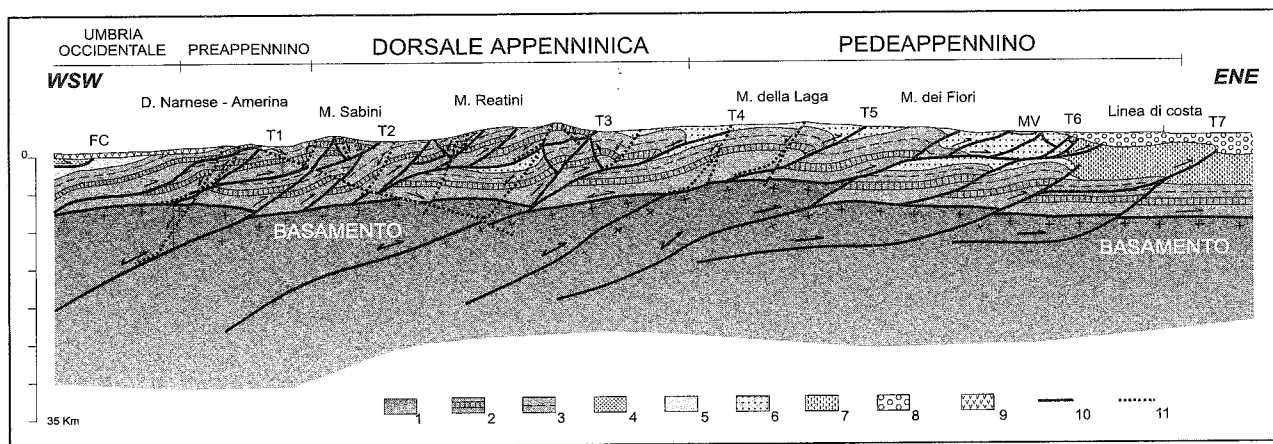


Fig. 2 - Sezione geologica schematica dal fronte del Cervarola (FC) alla costa adriatica (da CALAMITA *et alii*, 1996, modificata). 1= Anidriti di Burano e nelle zone interne, Verrucano (Trias medio-sup.); 2= Calcare massiccio e Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (Trias sup-Lias inf.); 3= Successione pelagica ed emipelagica umbro-marchigiana (Lias medio-Miocene sup.); 4= Unità Falterona-Trasimeno (Eocene inf.-Miocene inf.); 5= Marnoso-arenacea (Burdigaliano *p.p.*-Tortoniano inf.); 6= Torbiditi silicoclastiche messiniane; 7= Depositi torbiditici del Pliocene inf. (MV=Marne del Vomano); 8= Successione del Pliocene medio-Quaternario; 9= Liguridi(?), depositi marini e continentali del Pliocene *p.p.*-Quaternario, vulcaniti quaternarie; 10= Sovrascorrimenti (la doppia freccia ne indica l'inversione durante la tettonica quaternaria); 11= Faglie normali-transtensive. T1= Thrust dell'unità narnese-amerina; T2= Thrust dell'unità dei M. ti Sabini; T3= Thrust Olevano-Antrodoco-M. ti Sibillini; T4= Thrust dell'unità Gran Sasso; T5 e T6= Thrust dell'unità della Laga; T7= Thrust delle strutture costiere.

Queste faglie costituiscono sistemi o "fasci" aventi uno sviluppo longitudinale di 15-40 km, che separano blocchi ribassati a SW con rigetto massimo di circa 2000 m, sui quali si sviluppano locali depressioni a sedimentazione continentale (CALAMITA *et alii*, 1992; 1994; COLTORTI, 1994; CALAMITA *et alii*, 1997a).

I diversi sistemi hanno una differente distribuzione tra un *thrust-sheet* e l'altro dislocando la superficie di planazione (*sensu* COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a-b); le singole faglie, la cui principale attività è post-0.7 Ma, si seguono con continuità per 2-10 km (Fig. 3). Alcune delle faglie che dislocano la superficie di planazione si raccordano sui piani di sovrascorrimento più pellicolari che pertanto sono stati invertiti durante l'evento distensivo; esse, inoltre, riutilizzano spesso faglie normali *pre-thrusting*, trasportate passivamente dai piani di accavallamento, come suggerito dallo scarto tra il rigetto geologico e quello geomorfologico e da evidenze strutturali (CALAMITA *et alii*, 1992; 1994; CALAMITA & PIZZI, 1994; CALAMITA *et alii*, 1996a; TAVARNELLI, 1996). CALAMITA & PIZZI (1994) descrivono anche faglie che si seguono con continuità attraverso diversi *thrust-sheet*, caratterizzate da evidenze morfostrutturali (scarpate di faglia con altezza di 3-5 m) che ne indicano un'attività anche olocenica. Tali diverse tipologie di faglie possono essere presenti in uno stesso fascio.

L'analisi strutturale condotta lungo le scarpate di faglia (CALAMITA *et alii*, 1992; 1994; 1996a; 1997a) ha evidenziato per queste strutture una direzione principale NW-SE, alla quale sono subordinate le direzioni N-S e E-W connesse al controllo esercitato dalle discontinuità preesistenti.

L'analisi cinematica ha permesso di ricostruire:

- un carattere da normale a transtensivo per le faglie a direzione N 140-160°;
- una cinematica transtensiva sinistra, transtensiva destra e normale *dip-slip* lungo le strutture ad andamento N 100-130°;
- una evidente componente trascorrente sinistra che

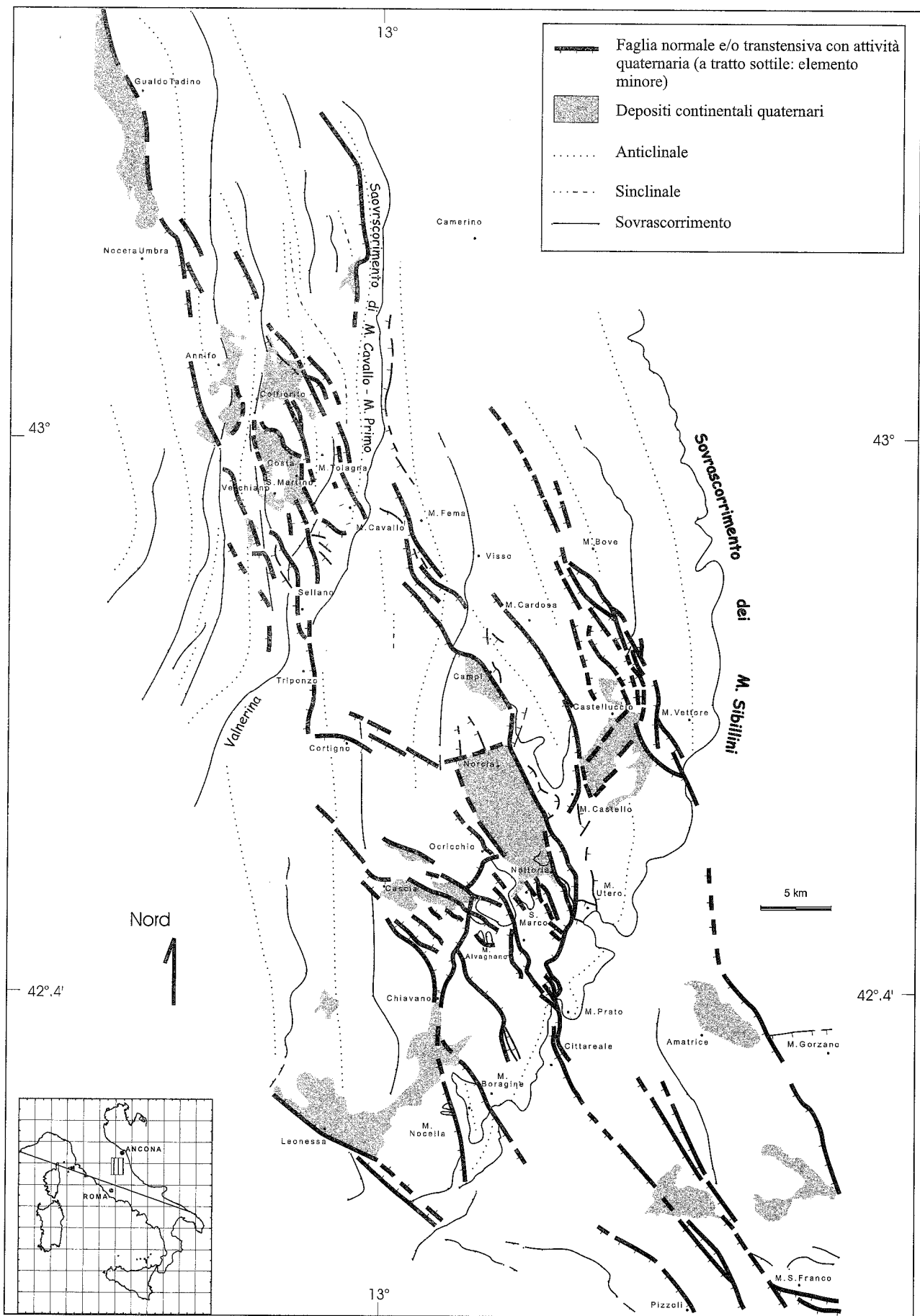
generalmente si sovrappone ad un movimento transtensivo sinistro per le faglie ad andamento meridiano ed infine, lungo le faglie ad andamento N 40-60° (es. faglia dei Tre Monti, in Abruzzo), un carattere normale *dip-slip* e transtensivo destro.

I risultati ottenuti indicano pertanto una notevole complessità strutturale ricondotta dai suddetti Autori a due principali cinematiche, caratterizzanti altrettante direzioni di estensione, orientate NNE-SSW e ENE-WSW, alle quali è nettamente subordinata la direzione di estensione NW-SE, particolarmente evidente nell'area abruzzese, dove risulta essere generalmente la più vecchia. La distribuzione areale delle prime due e soprattutto la cronologia relativa osservata nei diversi siti di misurazione non permettono di distinguere una univoca successione di eventi deformativi a scala regionale. Considerando tutti i dati nel loro insieme ed elaborandoli sito per sito, il risultato che si ottiene è un ellissoide della deformazione finita relativa al Quaternario che definisce una estensione pura con asse principale massimo in direzione NE-SW (CALAMITA *et alii*, 1997a).

Separando i dati e trattandoli con la metodologia di analisi strutturale proposta da CAPUTO & PAVIDLES (1993 *cum bib.*) e con il metodo d'inversione di ANGELIER (1990 *cum bib.*) si ottiene per le due direzioni di estensione altrettanti campi di stress distensivi con il  $\sigma_3$  orientato rispettivamente NNE-SSW e ENE-WSW.

In generale, inoltre, si osserva che la direzione di estensione NNE-SSW nella maggior parte dei casi è quella più recente (BECCACINI *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1992; 1996a; GIRAUDI, 1994).

Relativamente alla tettonica quaternaria, CALAMITA & PIZZI (1994) hanno formulato un modello estensionale che prevede il coinvolgimento di settori via via più profondi fino ad interessare almeno tutto lo spessore fragile della crosta, attraverso lo sviluppo di faglie ad alto angolo immergenti a SW che si raccordano a faglie di *detachment* progressivamente più profonde rappresentate dai piani di sovrascorrimento invertiti.



CALAMITA *et alii* (1997b) hanno ricostruito, sulla base dello studio geologico-strutturale e geomorfologico, le principali tappe dell'evoluzione plio-quadernaria nell'Appennino umbro-marchigiano lungo una sezione estesa dalla Dorsale narnese-amerina alla costa adriatica. Tali Autori, inoltre, hanno evidenziato l'importanza della "superficie di planazione", modellatasi nel Pliocene inferiore sommitale (circa 4 Ma), che permette di distinguere le strutture tettoniche precedenti ("rasate") da quelle plio-quadernarie. Essa, infatti, è deformata e dislocata dalla locale riattivazione di alcuni *thrust* durante il Pliocene medio-superiore (COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a-b) ed è inoltre chiaramente dislocata dalle faglie a carattere distensivo ad alto angolo la cui principale attività inizia dalla fine del Pleistocene inferiore.

Attraverso l'analisi del profilo sismico CROP 03, BARCHI *et alii* (1996) hanno evidenziato un'importante faglia normale a basso angolo est-immersa (Faglia Altotiberina) che prosegue al di sotto della dorsale appenninica fino ad una profondità di 12-13 Km. A tale struttura viene associato il *semigraben* della Val Tiberina ed i bacini più esterni di Gubbio e di Gualdo Tadino, costituendo l'orizzonte di scollamento delle faglie normali affioranti anche nelle aree più esterne; BONCIO *et alii* (1996), inoltre, considerano detta struttura attiva e sismogenetica.

L'attività sismica nella dorsale appenninica è generalmente interpretata in un contesto tettonico distensivo (ANDERSON & JACKSON, 1987; SCARPA, 1990; CALAMITA & PIZZI, 1994; LAVECCHIA *et alii*, 1994; FREPOLI & AMATO, 1997; MONTONE *et alii*, 1997). CELLO *et alii* (1997) considerano, invece, la tettonica attiva in un quadro sismotettonico trascorrente, definito da faglie principali N-S sinistre.

L'attività sismica nell'*off-shore* adriatico è caratterizzata da meccanismi focali inversi e trascorrenti (RIGUZZI *et alii*, 1989 *cum bib.*) ed è messa in relazione all'attività dei sovrascorrimenti che, tuttavia, è estremamente ridotta a partire dal Pleistocene inferiore-medio (ORI *et alii*, 1986; 1991; ARGNANI & GAMBERI, 1996). Ciò è confermato anche da CINQUE *et alii* (1993), che evidenziano, per il settore appenninico compreso tra il Vulture ed il Golfo di Taranto, la chiusura da parte dei depositi clastici siciliani del contatto tettonico tra i *thrust-sheet* appenninici ed i depositi plio-pleistocenici apuli.

In questo lavoro è stata effettuata un'analisi integrata tra i dati geologici e geomorfologici (sia di terreno che desunti dalla fotointerpretazione di immagini remote), e quelli sismologici relativi alla sequenza sismica di Colfiorito dell'autunno 1997 (AMATO *et alii*, 1998), allo scopo di ricostruire le relazioni tra il fagliamento quadernario di superficie e le strutture sismogenetiche nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana.

## AREA DI COLFIORITO

### Caratteri geologico-strutturali

Nel settore dell'Appennino umbro-marchigiano (compreso tra Nocera Umbra e Sellano) dove si è verificata la recente sequenza sismica i sovrascorrimenti e le pieghe associate hanno andamento arcuato, con direzione

meridiana nel tratto centrale, progressivamente tendente a quella appenninica (NW-SE) verso nord e con deflessione alla direzione NNE-SSW verso sud. Il sovrascorrimento di M. Cavallo costituisce il motivo frontale regionale di tale settore e continua verso SW nel sovrascorrimento della Valnerina, ad andamento NNE-SSW e con carattere transpressivo destro (Figg. 3 e 4).

Faglie quadernarie si sviluppano in direzione NNW-SSE con distribuzione *en échelon* per una distanza di 25-30 km; le singole faglie hanno una continuità massima di 10 km ed un rigetto che non supera i 400-500 m, e sono generalmente confinate verso SSE dalla traccia del piano di sovrascorrimento di M. Cavallo. Infatti, non c'è una evidente continuità con le più esterne faglie di M. Female quali, verso sud, proseguono fino a Norcia (Fascio di Norcia -M. Fema in CALAMITA & PIZZI, 1994).

Le faglie più evidenti dell'area di Colfiorito sono quelle di San Martino-Costa, di M. Tolagna, di M. Le Scalette, di M. Cavallo e di Sellano-Verchiano. Tali strutture hanno un *trend* principale NNW-SSE e solo localmente assumono direzione N-S ed E-W (PIZZI, 1992).

Le prime tre hanno una distribuzione *en échelon* destrale, involupata dalle rampe oblique dei sovrascorrimenti ad andamento NNE-SSW, che pertanto hanno assunto, durante la tettonica quadernaria, il significato di faglie di trasferimento transtensive sinistre. Esse, inoltre, costituiscono le faglie bordiere delle depressioni colmate dai depositi del Pleistocene inferiore-Olocene (CALAMITA *et alii*, 1992;1994), e sono caratterizzate da scarpate di faglia sia sul substrato che su depositi quadernari cementati (M. Tolagna) che ne evidenziano una attività anche olocenica; alla base delle scarpate si osservano depositi del Pleistocene medio/finale - Olocene.

In occasione della sequenza sismica dell'autunno 1997 si sono sviluppate, in corrispondenza delle scarpate di faglia preesistenti, alcune *free-face* aventi altezza di 6-8 cm (Fig. 5), connesse sia al movimento della faglia stessa (quale zona dove viene a discretizzarsi in superficie la deformazione cosismica) e sia alla compattazione differenziale per scuotimento cosismico. Inoltre, durante tali eventi sismici si sono sviluppate, nei depositi quadernari delle depressioni tettoniche, fratture di tensione con direzione N 100°-120°, lungo le quali sono stati misurati valori anomali di radon (zona di Colle Curti - Costa: P. MONTONE, comunicazione personale), e *megajoint* con andamento NNW-SSE nel substrato tra M. Cavallo e Sellano (Fig. 6).

L'analisi strutturale condotta lungo le scarpate di faglia ha permesso di evidenziare, per le strutture ad attività anche olocenica un carattere principalmente normale sia per le faglie a direzione NW-SE e sia per quelle orientate ESE-WNW. Quest'ultime mostrano anche una cinematica transtensiva destra, mentre le faglie a direzione circa meridiana mostrano una evidente componente obliqua sinistra (Fig. 4). Tali dati, in parte già descritti da PIZZI (1992), sono in accordo con quelli relativi alle aree più meridionali (BECCACINI *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1992; 1996a; 1997a; CALAMITA & PIZZI, 1992) e confermano un campo deformativo distensivo con l'asse principale massimo della deformazione finita orientato circa NE-SW, caratterizzato da incrementi orientati anche NNE-SSW.

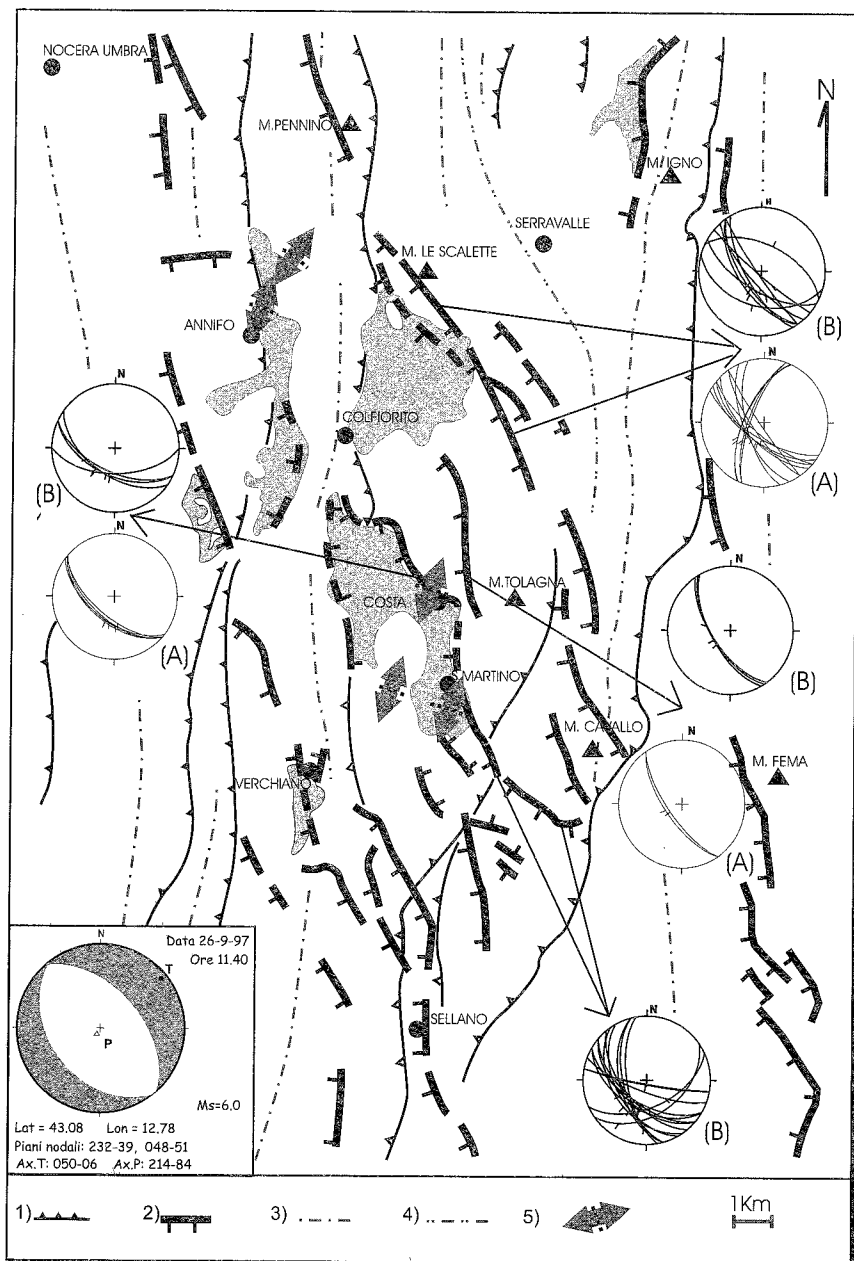


Fig. 4 - Schema strutturale dell'area di Colfiorito. 1 - sovrascorrimenti; 2 - faglie da normali a transverse con attività quaternaria; 3 - anticlinali; 4 - sinclinali; 5 - principali fratture di tensione sviluppatesi durante la sequenza sismica dell'autunno 1997; negli stereogrammi (A) sono proiettati i dati raccolti lungo le *free face* sviluppatesi in occasione di tale sequenza. L'analisi strutturale condotta lungo le scarpate di faglia è riportata negli stereogrammi (B). Nel riquadro è riportato il meccanismo focale CMT dell'evento delle ore 11:40 del 26/9/97 (da EKSTROM *et alii*, 1997).

### Caratteri geomorfologici

Colfiorito si trova sullo spartiacque appenninico e separa un'area drenante verso l'Adriatico (bacino del Chienti), da una a drenaggio Tirrenico (bacino del Tevere). Una serie di depressioni tettonico-carsiche (piani di Annifo, palude di Colfiorito, Piano di Ricciano, Piano di Arvello) ubicate ad ovest di Colfiorito, costituiscono un settore di transizione tra i due versanti (Fig. 7).

I rilievi, che raramente superano i m 1400, presentano la sommità tipicamente spianata trattandosi di una delle aree appenniniche dove la superficie di planazione pliocenica (COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; FICCARELLI *et alii*, 1997; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a;b) è meglio osservabile. Questo elemento, si presentava nettamente

spianato, come dimostrano ad esempio gli estesi tratti preservati tra M. Le Scalette e M. Faeto o tra M. Tolagna e M. Cipolletta, e costituisce una delle chiavi di lettura dell'evoluzione plio-quadernaria del paesaggio.

Nell'area in esame sono presenti quattro dorsali principali (M. Piancali-M. Faeto-M. Prefoglio-M. Tolagna-M. Cavallo ad est, M. Pennino-M. Orve-M. Trella-M. Birbo al centro est, M. d'Annifo-M. Palarne-M. Cupigliolo-M. le Macchie al centro ovest e M. di Lello-M. Burano-M. Le Piane-M. Catino ad ovest: Fig. 7), delimitate da lineamenti morfologici. Questi separano tratti contigui della superficie di planazione e sono caratterizzati da versanti a faccette triangolari e trapezoidali al cui interno si individuano scarpate di faglia ben conservate e solo debolmente attaccate dai processi erosivi lineari. Detti elementi mostrano un movimento principale *dip-slip* (caratterizzato da un valore massimo di circa 500 m), desunto dalla dislocazione della superficie di planazione e dalle anomalie del reticolo di drenaggio, e generalmente coincidono con le faglie normali a direzione NNW-SSE evidenziate dall'analisi geologico-strutturale (Fig. 4); anche per i lineamenti trasversali l'analisi geomorfologica evidenzia un movimento principale *dip-slip* e consente di ipotizzarne una corrispondenza con faglie caratterizzate da un rigetto generalmente inferiore a 100 m.

I depositi più antichi costituiscono una sequenza di oltre 100 metri di spessore che affiora nell'area di Cesi e soprattutto a Colle Curti, dove genera un terrazzo a circa 900 m di quota. La sequenza è la stessa in entrambe le aree a testimoniare come in passato appartenessero al medesimo bacino idrografico, e solo successivamente parte di questo sistema di drenaggio è stato catturato dai processi di erosione regressiva verso il Tirreno. La parte basale e sommitale della sequenza è data da depositi fluviali mentre quella intermedia da depositi lacustri (FICCARELLI *et alii*, 1997; COLTORTI *et alii*, 1998). Il *subchron* Jaramillo (ca.1.1 Ma) è stato riscontrato nella parte basale dei depositi lacustri. La sedimentazione lacustre è perdurata per oltre 400 Ka dato che più in alto nella serie è presente sia un intervallo negativo (Matuyama) che, per un breve spessore, positivo (parte iniziale del Bruhnes). Ciò è anche dimostrato da livelli vulcanici datati 424 Ka riscontrati all'interno della sequenza grossolana superiore. Il Pleistocene medio fina-





Fig. 5 - *Free face* con altezza di 6/8 cm lungo la scarpata di faglia Costa-S. Martino nei pressi di Costa, relativa alla sequenza sismica di Colfiorito (autunno 1997).



Fig. 6 - a) Fratture di tensione ad andamento N100-120° nei depositi quaternari di Col Pasquale (zona Colle Curti - Costa) relative alla sequenza sismica di Colfiorito (autunno 1997); b) *megajoint* nei pressi di Sellano, relativo allo stesso evento.

le è rappresentato da depositi di versante cementati affioranti sporadicamente.

L'attività delle faglie ha interagito con le dinamiche fluviali e l'area di Colfiorito è ciò che rimane di un antico reticolo di drenaggio interessato da una intensa attività tettonica manifestatasi nell'ambito del generale sollevamento che ha interessato l'Italia peninsulare dal Pliocene. In particolare, i depositi lacustri di Cesi-Colle Curti indicano il momento in cui inizia l'attività della faglia estensionale che delimita il blocco orientale, cioè intorno ad 1,1 Ma. Le paleovalli, ad andamento trasversale (SW-NE) che drenavano verso l'Adriatico (Valle S. Benedetto, Valcaldara, Valle di S. Angelo, ecc.), oggi riconoscibili sotto forma di ampie selle, sono state troncate dall'attività della faglia bordiera di Colfiorito (Fig. 8). Il drenaggio è stato convogliato lungo questa faglia verso la Val di Chienti, dando origine ad un esteso bacino lacustre registrato dalla presenza dei suddetti depositi. Tale valle grazie al maggior apporto idrico, in un'area fortemente tettonizzata, ha potuto continuare ad approfondire il proprio corso come dimostra il tipico profilo a V che presenta in corrispondenza del Castello di Serravalle. Ad ogni modo la presenza di un brusco gradino che separa Colfiorito dalla Val di Chienti, responsabile della residuale palude drenata artificialmente solo in epoca medioevale, testimonia l'intensa attività tettonica della faglia bordiera sino in epoca storica.

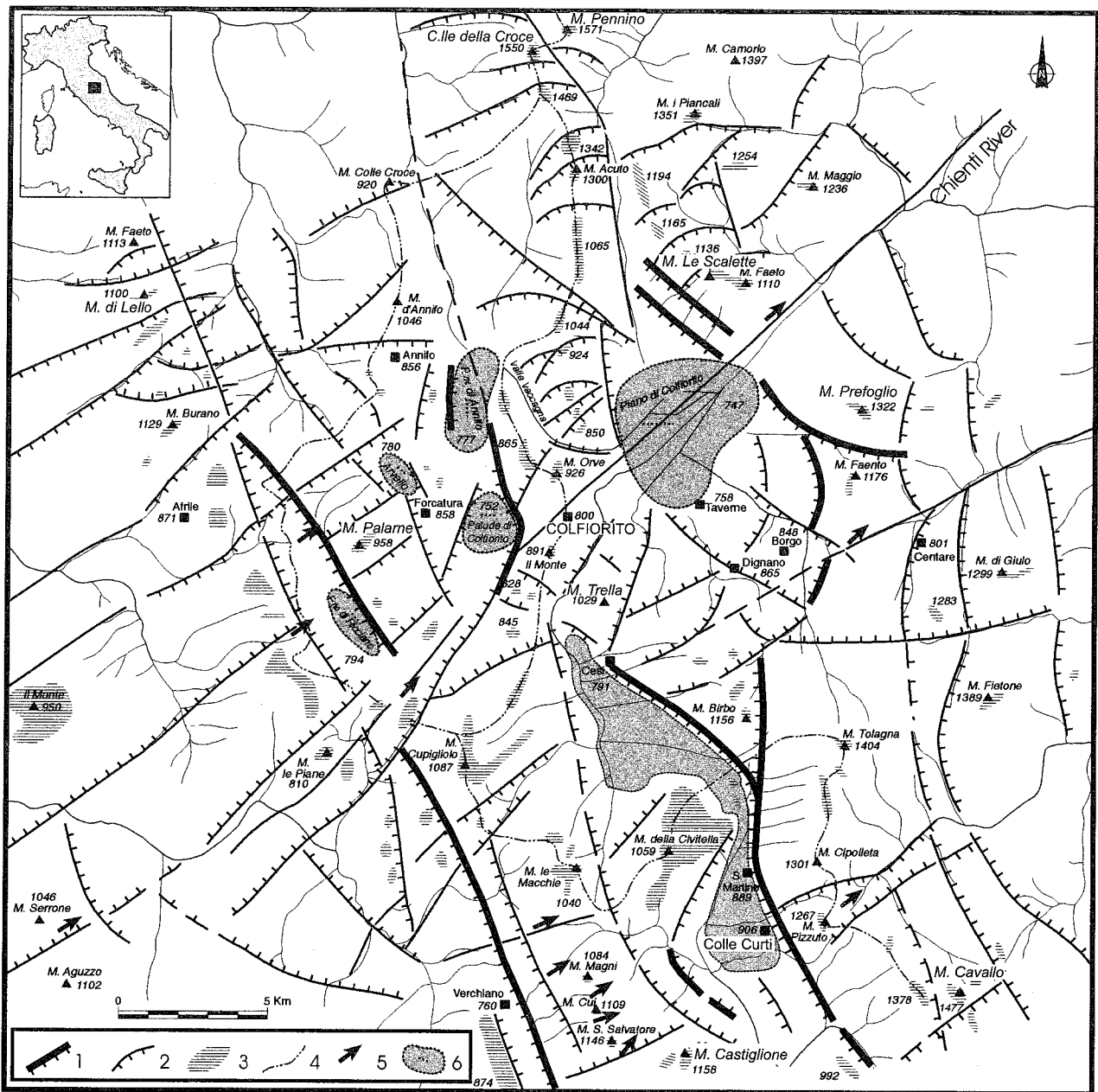


Fig. 7 - Schema dei principali elementi morfostrutturali dell'area di Colfiorito. 1) lineamenti corrispondenti alle principali faglie normali; 2) lineamenti morfologici (i trattini indicano il blocco ribassato, evidenziato dalla dislocazione della superficie di planazione); 3) superficie di planazione pliocenica; 4) spartiacque; 5) direzione dei paleodrenaggi; 6) depressioni tettono-carsiche.

#### Lineamenti da immagini remote

Sono stati identificati e cartografati attraverso l'analisi di immagini da satellite i lineamenti strutturali sia alla scala regionale dell'Appennino centrale esterno (Fig. 9) e sia a quella di dettaglio nell'area di Colfiorito (Fig. 10). Al fine di distinguere le strutture quaternarie da quelle più antiche sono stati presi in considerazione solo i lineamenti che controllano l'assetto morfologico, con particolare attenzione a quelli che bordano le depressioni intrappenniniche.

I lineamenti strutturali regionali identificati (Fig. 9) sono raggruppabili nei seguenti sistemi:

- il sistema appenninico, a direzione media circa N 130°, è il più evidente;
- i sistemi N-S, E-W ed anti-appenninico (N 40°) sono subordinati al primo.

I lineamenti ad andamento appenninico general-

mente coincidono con le faglie normali (Figg. 3 e 4), mentre quelli trasversali sono in accordo con i lineamenti evidenziati dall'analisi geomorfologica relativamente all'area di Colfiorito. In generale, inoltre, per quelli ad andamento NE-SW ed E-W l'analisi strutturale ha evidenziato anche un carattere normale *dip-slip* (CALAMITA *et alii*, 1997a).

Attraverso l'analisi morfotettonica, utilizzando le geometrie dei bacini ed il *pattern* delle faglie bordiere e sulla base dei caratteri cinematici delle faglie stesse emersi dall'analisi strutturale si è cercato di definire la deformazione finita plio-quaternaria. Da questa analisi si è ottenuta una deformazione finita di tipo estensionale, caratterizzata da un doppia estensione in direzione anti-appenninica ed appenninica (Fig. 10). Nel diagramma di Flinn questo tipo di deformazione ricade nel campo del *flattening strain* con  $0 < K < 1$  ed è rappresentata da un



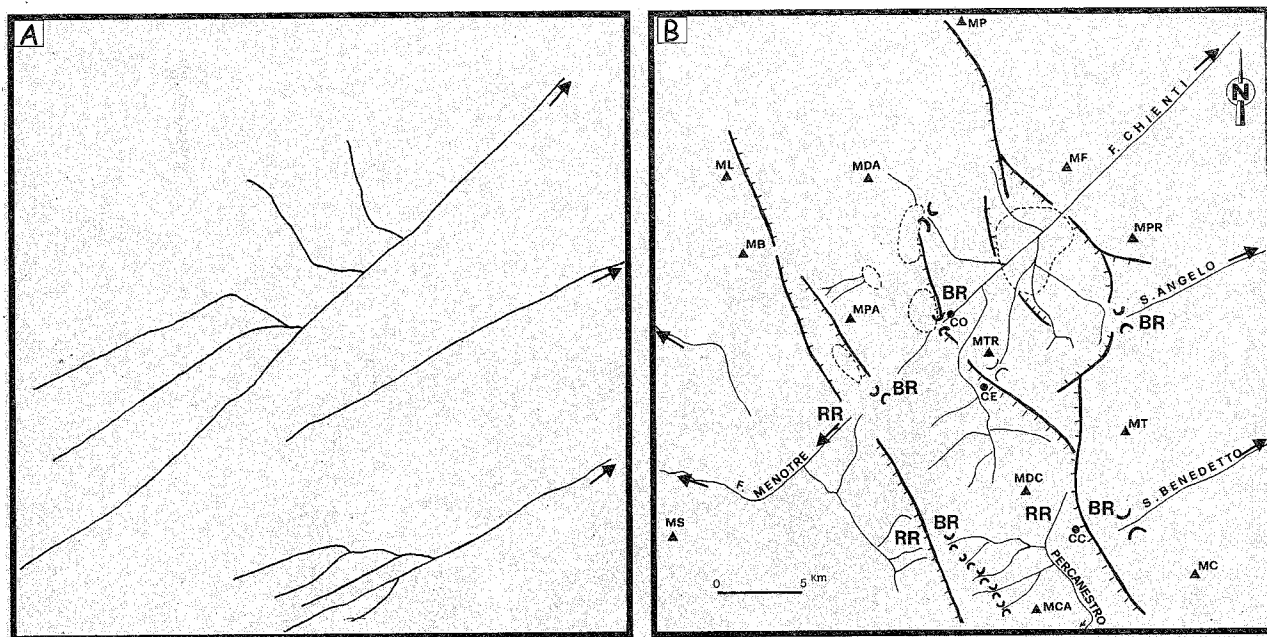


Fig. 8 - Schema dell'evoluzione del drenaggio nell'area di Colfiorito. A) Pliocene superiore-Pleistocene inferiore iniziale: il reticolo di drenaggio era costituito da corsi d'acqua che dall'area umbra scorrevano verso l'Adriatico. B) Pleistocene inferiore finale (ca. 1.1 Ma): l'attività delle faglie normali blocca lo scorrimento dei corsi d'acqua verso l'Adriatico. Le selle sugli spartiacque attuali indicano corsi troncati (BR) che invertono la direzione di drenaggio (RR). Solo il tratto montano del F. Chienti continua a tagliare la dorsale più esterna descritta nel testo. In alcune delle depressioni tettoniche il carsismo conduce alla formazione di piani chiusi.

ellissoide oblatto la cui direzione di estensione principale è anti-appenninica (NE-SW).

La suddetta deformazione finita è pertanto compatibile con il quadro deformativo emerso dall'analisi strutturale, la quale inoltre ha consentito di ricostruirne l'evoluzione progressiva.

Nella figura 10 sono riportati i lineamenti riconosciuti nell'area di Colfiorito (Landsat TM 5). Si evidenzia una buona corrispondenza con le faglie ad andamento appenninico (NW-SE) rappresentate nella figura 4. Sono ben evidenti inoltre lineamenti anti-appenninici, N-S ed E-W, analogamente a quanto riconosciuto a scala regionale (Fig. 9).

## MODELLO SISMOTETTONICO

L'assetto crostale dell'Appennino umbro-marchigiano è caratterizzato da un stile *thick-skinned* con netto scollamento della copertura, che risulta coinvolta in sovrascorrimenti con spaziatura minore rispetto a quella dei sovrascorrimenti che coinvolgono il basamento (Fig. 2), come si rileva dalla interpretazione del profilo sismico CROP 03 (BARCHI *et alii*, 1996; CALAMITA *et alii*, 1996). Sulla base di tale assetto è stata estrapolata in profondità la geologia di superficie lungo la sezione di Fig. 11.

In questa sezione è stata attribuita una maggiore entità di traslazione ai sovrascorrimenti di M. Nerone-M. Serano, di M. Cavallo-M. Primo e dei M. Sibillini, poiché hanno una continuità a scala regionale. Le faglie normali e/o transtensive sono state ricollegate a differenti livelli di *detachment*, rappresentati dai piani di sovrascorrimento invertiti, in accordo con il modello estensionale proposto da CALAMITA & PIZZI (1994). Il *detachment*

più profondo, relativo alle faglie di Colfiorito, è verosimilmente costituito da un piano di sovrascorrimento ubicato nel basamento e ipotizzato sulla base dei dati sismologici relativi alla recente sequenza sismica: questi dati evidenziano una faglia normale sismogenetica con pendenza di 30/40° e immersione a SW, una lunghezza di 10 km ed una larghezza di 5 km tra i 6 e i 10 km di profondità (EKSTROM *et alii*, 1997), responsabile degli eventi sismici di magnitudo superiore a 5.

Interpretiamo tale struttura come la rampa di un sovrascorrimento, invertita in regime distensivo, sulla quale si raccordano le faglie ad alto angolo.

In tale contesto sismotettonico la deformazione del settore fragile della crosta è, pertanto, realizzata nei primi 5 km da faglie ad alto angolo che spesso riutilizzano strutture preesistenti (faglie normali giurassiche, cretache e mioceniche), mentre tra i 5-12 km si verifica principalmente l'inversione o la riattivazione di discontinuità a basso angolo (rampe dei piani di sovrascorrimento e faglie normali più vecchie come la Faglia Altotiberina).

La distribuzione regionale dei sovrascorrimenti crostali con la loro geometria arcuata ha un controllo prioritario sulla zonizzazione sismotettonica rispetto alle faglie affioranti che rappresentano la fagliazione superficiale. La proiezione in superficie dell'area di rottura della struttura sismogenetica, attivata durante un sequenza sismica, consente, pertanto, di individuare i volumi crostali (*box*) dove si distribuisce la deformazione, in regime distensivo, realizzata dalle faglie ad alto angolo, responsabili anche della fagliazione superficiale (Fig. 12).

In tale modello, inoltre, l'intensità dell'attività sismica è in stretto rapporto con il tasso di scorrimento delle faglie di superficie relative ad un *box* e, in modo più

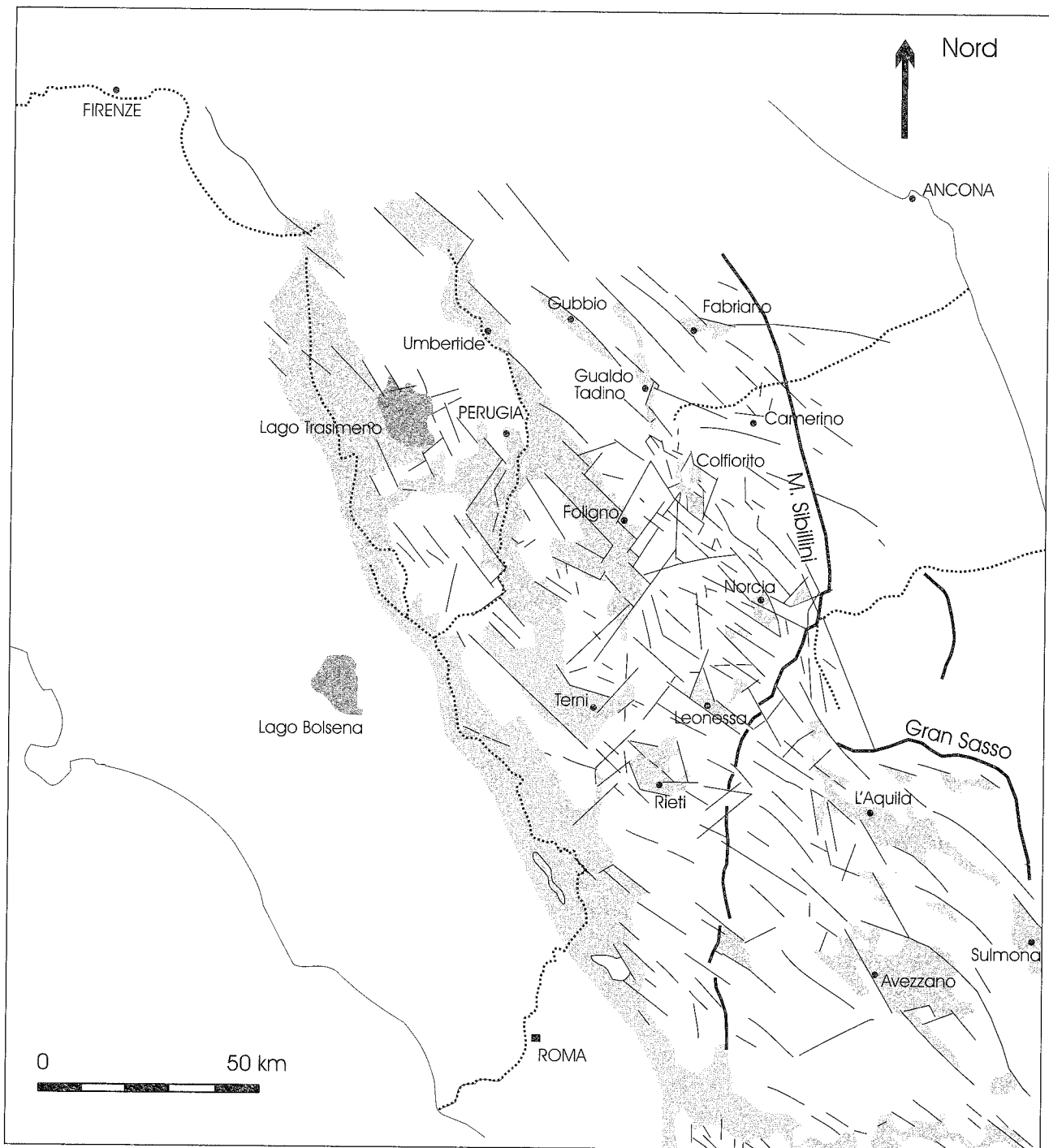


Fig. 9 - Lineamenti da satellite (immagine Landsat TM 5) nell'Appennino centrale. Sono indicati inoltre i bacini plio-quaternari (puntinato) e i sovrascorrimenti dei M. Sibillini e del Gran Sasso.

indiretto, con la loro lunghezza. Ciò poiché queste costituiscono generalmente la riattivazione di strutture normali pre-esistenti e quindi possono essere in continuità tra due differenti *box* (Fig.13).

#### DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Nella catena appenninica umbro-marchigiana, sulla base della revisione dei dati della sismica a rifrazione (PONZIANI *et alii*, 1994) e dell'interpretazione del profilo sismico CROP 03 (BARCHI *et alii*, 1996), sono state rico-

nosciute strutture, da crostali a litosferiche, rappresentate da piani di sovrascorrimento (i cui settori frontali sono localizzati in superficie nell'*off-shore* adriatico e si approfondiscono via via verso ovest fino a coinvolgere la Moho al di sotto della Val Tiberina) e da faglie normali est-immergenti, delle quali la più orientale è quella Altotiberina. Al di sotto della Dorsale appenninica è documentata un'attività sismica profonda fino a 80-90 Km (AMATO & SELVAGGI, 1991), pertanto, in questo settore, sono presenti sulla stessa verticale due distinte zone sismogenetiche: una superiore distensivo/transensiva ed una inferiore legata a sforzi compressivi (LAVECCHIA *et*

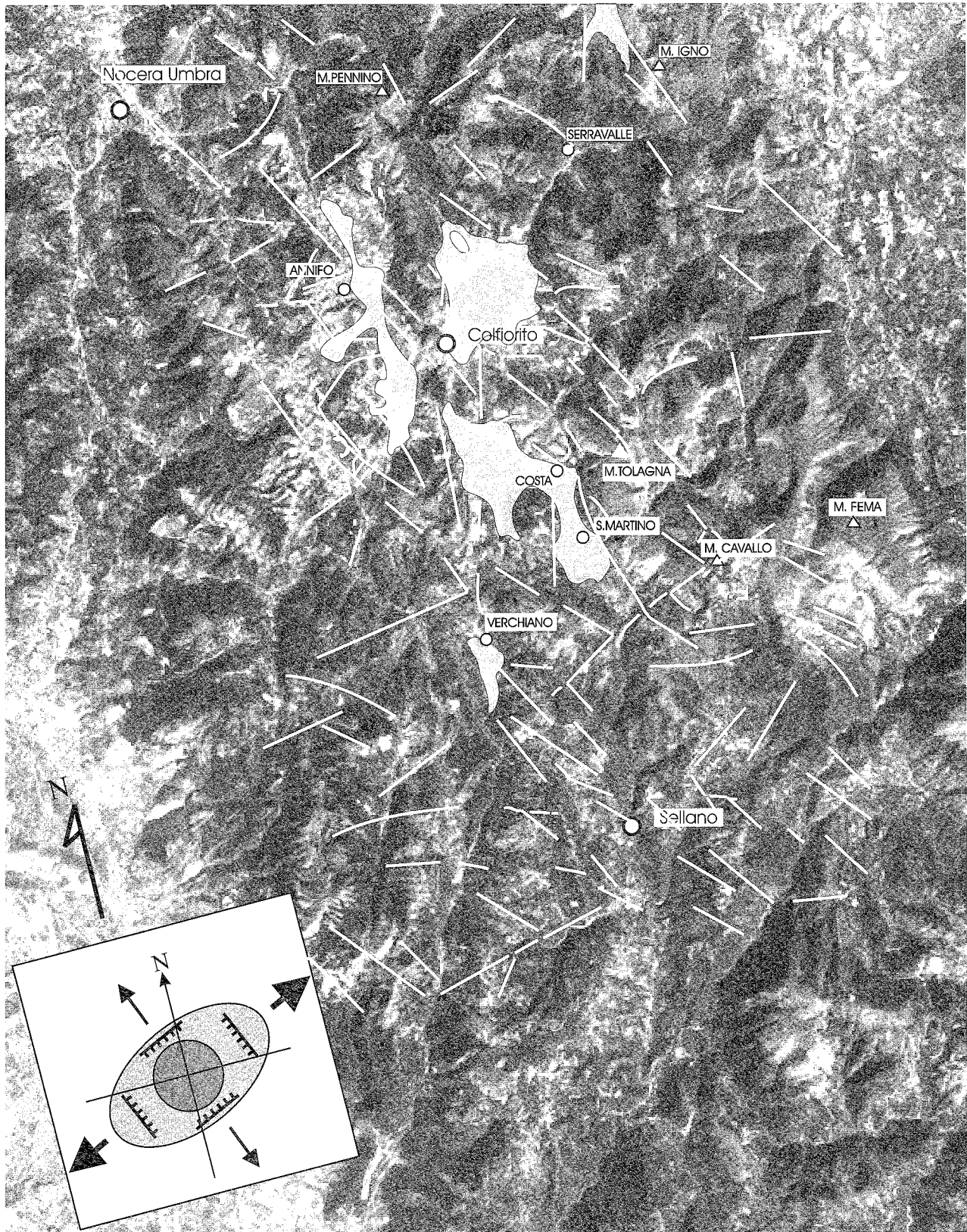


Fig. 10 - Lineamenti da satellite (immagine Landsat TM 5) dell'area relativa alla sequenza sismica di Colfiorito (autunno 1997). Con il puntinato sono indicati i bacini pleistocenici. In basso a sinistra è riportata la sezione orizzontale dell'ellissoide oblato relativo alla deformazione finita quaternaria nell'Appennino centrale, desunta attraverso l'analisi strutturale e morfotettonica (geometria dei bacini).

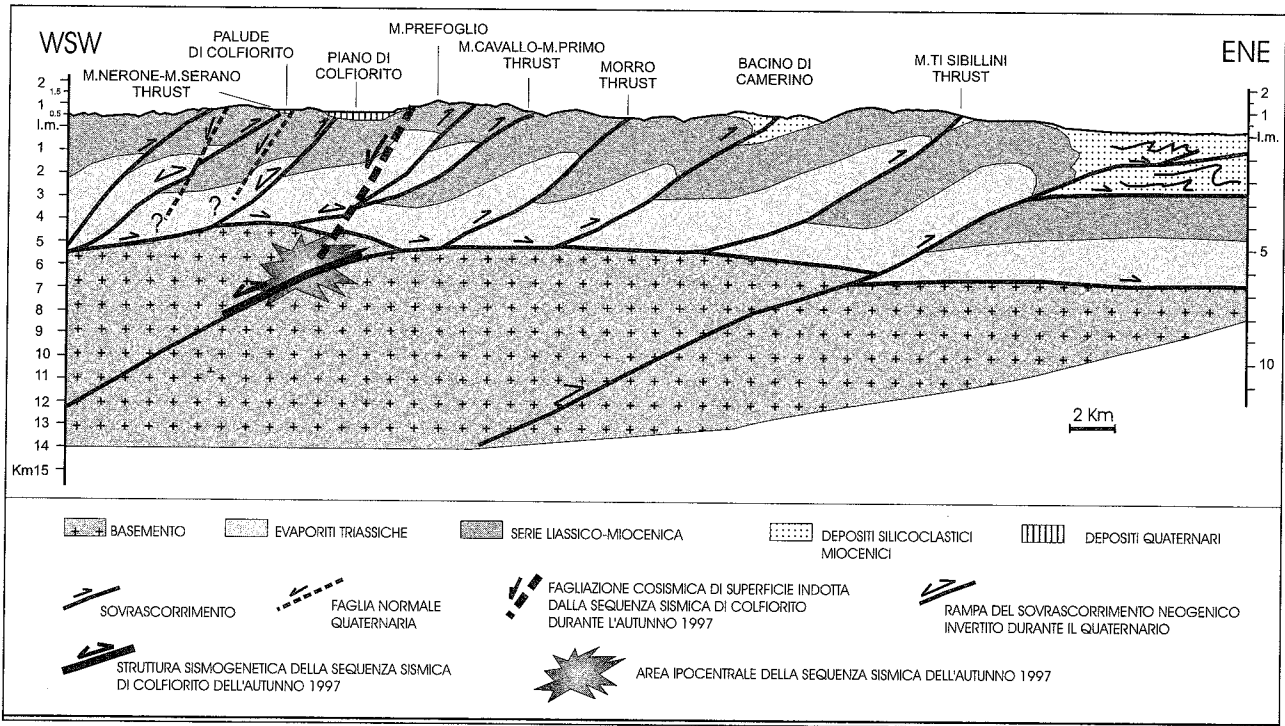


Fig. 11 - Sezione geologica attraverso l'area di Colfiorito con schematizzazione della struttura simogenetica, responsabile della sequenza sismica dell'autunno 1997, e della fagliazione cosismica di superficie. La traccia è riportata in Fig. 1.

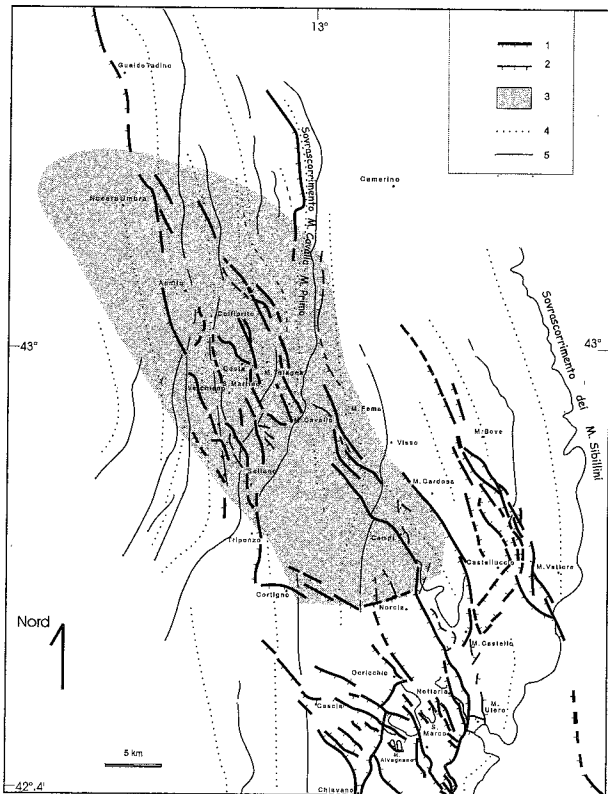


Fig. 12 - Proiezione in superficie della *box* crostale (area puntinata: 3) ubicata al di sopra della struttura simogenetica distensiva a basso angolo (rampa del piano di sovrascorrimento invertita) e definita dalla distribuzione degli ipocentri relativi alla sequenza sismica dell'autunno 1997 (M. RIPEPE, comunicazione personale). Nella *box* ricadono le faglie normali-transensive ad alto angolo responsabili anche della fagliazione di superficie. 1-2) Faglie normali e/o transensive con attività quaternaria (1: principali); 4) Pieghie; 5) Sovrascorrimenti.

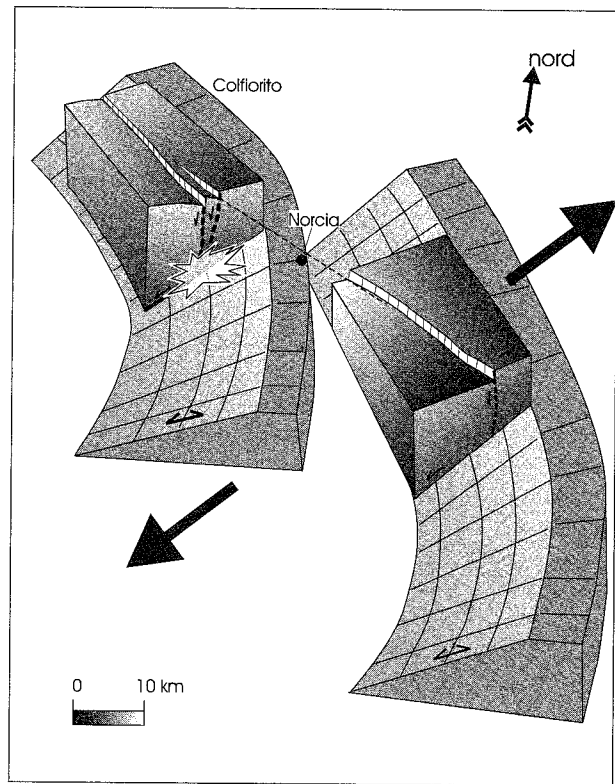


Fig. 13 - Schematizzazione di due distinte *box* crostali distensive, definite dalla proiezione in superficie di due pre-esistenti rampe di sovrascorrimento invertite durante la tettonica quaternaria ed interconnesse da faglie normali ad alto angolo, generalmente pre-esistenti. Lungo quest'ultime si discretizza la deformazione distensiva quaternaria, caratterizzata da un tasso di *slip* strettamente connesso al grado di sismicità di ogni singola *box*.



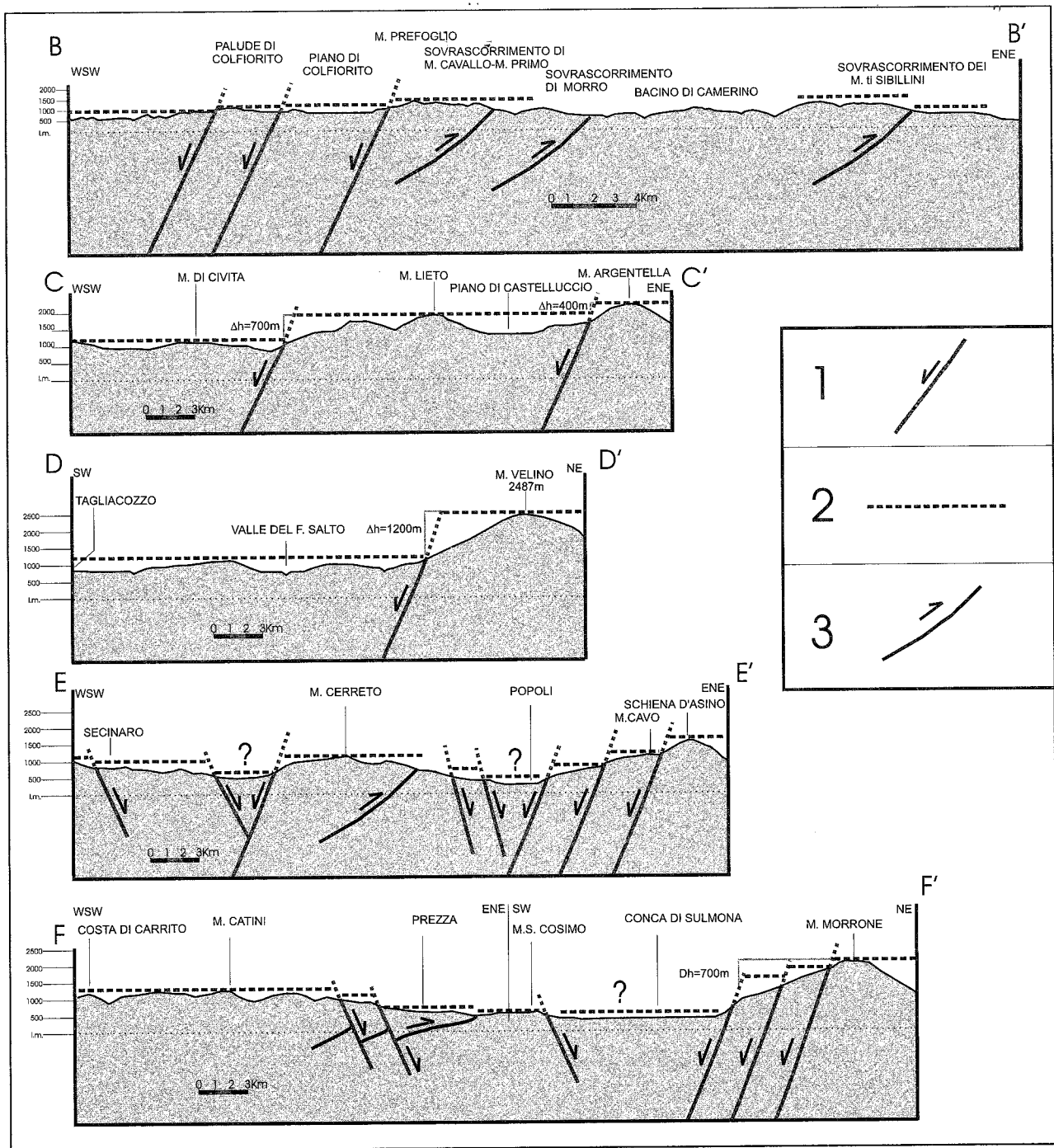


Fig. 14 - Profili topografici attraverso la dorsale appenninica umbro-marchigiano-abruzzese (le tracce sono riportate in Fig. 1). 1, principali faglie normali; 2, superficie di planazione (*sensu* COLTORTI & PIERUCCINI, 1997 a,b); 3, principali sovrascorrimenti. Le faglie normali quaternarie dislocano la superficie di planazione. Il rigetto aumenta progressivamente da nord a sud della catena appenninica, in accordo con l'aumento del grado della sismicità. La quota della superficie di spianamento in corrispondenza delle depressioni è stata ipotizzata sulla base dei lembi preservati nelle aree circostanti. La dislocazione di tale superficie da parte di alcuni piani di sovrascorrimento ne documenta la loro riattivazione durante il Pliocene medio-superiore.

alii, 1994; ALVAREZ *et alii*, 1995).

Sulla base del suddetto assetto crostale-litosferico e dei dati di superficie geologico-strutturali e geomorfologici, CALAMITA *et alii* (1997b) hanno ricostruito la seguente evoluzione plio-quadernaria, distinta in due fasi principali.

La prima, attiva fino al Pleistocene inferiore, è caratterizzata dalla migrazione del sistema catena-avanzofossa-avampaese (durante la quale il "fronte" della catena raggiunge l'*off-shore* adriatico) e dal contemporaneo sviluppo, nella zona interna, della faglia normale a basso

angolo Altotiberina, associata verosimilmente a un temporaneo disequilibrio del prisma orogenico.

Dal Pleistocene inferiore (post 1.1 Ma) inizia un nuovo regime tettonico che genera lo sviluppo delle faglie normali ad alto angolo coinvolgenti almeno tutto il settore fragile della crosta.

L'analisi integrata condotta nell'area della sequenza sismica di Colfiorito (autunno 1997) tra i dati geologico-strutturali di terreno e quelli derivati dalla interpretazione delle immagini da satellite ha consentito di confermare per le faglie quaternarie un contesto tettonico distensivo-



vo (Fig. 4-10). Questo è caratterizzato da un asse principale massimo della deformazione finita orientato circa NE-SW, per il quale è possibile evidenziare incrementi deformativi ad orientazione principale NNE-SSW e (E)NE-(W)SW.

Sulla base dei suddetti dati e dell'assetto crostale ricostruito attraverso l'interpretazione del profilo sismico CROP 03 è stata eseguita una sezione geologica attraverso la dorsale appenninica in corrispondenza dell'area di Colfiorito (Fig. 11) dove la struttura sismogenetica (faglia normale a basso angolo SW-immersa), emersa dall'interpretazione dei dati relativi alla sequenza sismica dell'autunno 1997 (EKSTROM *et alii*, 1997), è interpretata come la rampa di un piano di sovrascorrimento, invertita in regime distensivo, sulla quale si raccordano le faglie ad alto angolo.

In tale contesto sismotettonico la deformazione del settore fragile della crosta è pertanto realizzata nei primi 5 km da faglie ad alto angolo che spesso riutilizzano strutture preesistenti, mentre tra i 5-10 km si verifica principalmente la riattivazione o l'inversione di discontinuità a basso angolo (faglia est-immersa Altotiberina e rampe dei sovrascorrimenti).

La distribuzione regionale di queste ultime strutture (con la loro geometria arcuata) ha un controllo prioritario sulla zonazione sismotettonica rispetto alle faglie affioranti che rappresentano la fagliazione superficiale.

La proiezione in superficie dell'area di rottura della struttura sismogenetica, attivata durante una sequenza sismica, consente, pertanto, di individuare i volumi crostali (*box*) dove si distribuisce la deformazione, in regime distensivo, realizzata dalle faglie ad alto angolo responsabili anche della fagliazione superficiale (Fig. 12).

In tale modello, inoltre, l'intensità della attività sismica stessa è in stretto rapporto con il tasso di scorrimento delle faglie di superficie relative ad una *box* e in modo più indiretto con la loro lunghezza, poiché, costituendo generalmente la riattivazione di strutture normali pre-esistenti, possono essere in continuità tra due differenti *box* (Fig. 13).

Ipotizzando che l'attivazione delle faglie normali sia all'incirca sincrona in tutto questo settore della catena e sia iniziata a 1,1 Ma (come documentato nell'area di Colfiorito), il calcolo del tasso di scorrimento relativo alla loro attività può essere effettuato valutando i rigetti che interessano la superficie di planazione sommitale. Relativamente all'area di Colfiorito si ottengono valori compresi tra 0,4-0,5 mm/a, mentre per quelle di Norcia, del Morrone (Abruzzo) e del M. Velino (Abruzzo) si ottiene rispettivamente 0,7-0,9, 1 e 1,2 mm/a (Fig. 14) a conferma dell'aumento, verso SE, del grado di sismicità, da magnitudo 6 a 7 (EKSTROM *et alii*, 1997; WESTAWAY, 1992).

L'incremento della deformazione verso SE è associabile alla rotazione antioraria del blocco Apulo attorno ad un polo ubicato in Italia settentrionale, proposta da ANDERSON & JACKSON (1987) per spiegare il contesto deformativo con compressione N-S nelle Alpi orientali, compressione con direzione NE-SW nelle Dinaridi meridionali ed una parallela estensione lungo l'Appennino.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W., MINELLI G. & PIALLI G. (1995) - *Nuovi aspetti geologici e geodinamici del Sistema Alpi-Appennini-Tirreno settentrionale*. Convegno "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10/2/1995, Riassunti, 1.
- AMATO A., AZZARA R., BASILI A., CHIARABBA C., CIMINI G.B., COCCO M., DI BONA M., MARGHERITI L., MAZZA S., MELE F., SELVAGGI G., COURBOULEX F., DESCHAMPS A., GAFFET S., BITTARELLI G., CHIARALUCE L., PICCININI D. & RIPEPE M. (1998) - *Main shocks and aftershocks of the 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence*. Abstract and oral communication, E.G.S., XXIII General Assembly. Nice, France 20-24 April 1998.
- AMATO A. & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e subcrostali nell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1991/1, CROP 03, 75-82.
- ANDERSON H. J. & JACKSON J.A. (1987) - *Active tectonics of the Adriatic region*. Geophys. J. R. Astron. Soc., **91**, 937-983.
- ANGELIER J. (1990) - *Principal stress orientations from faults: an additional constraint*. Geophysical Journal International, **103**, 363-376.
- ARGNANI A. & GAMBERI F. (1996) - *Stili strutturali al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1995/1.
- BARCHI M., MINELLI G. & PIALLI G. (1996) - *Tettonica dell'Appennino settentrionale alla luce dei risultati del CROP 03*. Abstract Convegno: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03". Roma, novembre 1996, 11-12.
- BECCACINI A., CAVINATO G.P. & VITTORI E. (1991) - *Contributo alle conoscenze macro e mesostrutturali dei rilievi settentrionali del Bacino del Fucino*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., **2**, 11-19.
- BONCIO P., PONZIANI F., BROZZETTI F., BARCHI M., LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1996) - *Analisi sismotettonica dell'area compresa tra la Valle del Tevere ed il fronte della catena appenninica*. Abstract Convegno: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03". Roma, novembre 1996, 18-19.
- CALAMITA F., CAPUTO R., PIZZI A. & SCISCIANI V. (1997a) - *Caratterizzazione cinematica ed evoluzione deformativa delle faglie quaternarie con attività olocenica: esempi dall'Appennino centrale*. Il Quaternario **10**, 615-620.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & MAZZOLI S. (1996) - *Sequenze deformative e strutturazione dell'Appennino umbro-marchigiano: analogie e differenze tra aree interne ed esterne*. Abstract Convegno: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03". Roma, novembre 1996, 23.
- CALAMITA F., COLTORTI M., FARABOLLINI P. & PIZZI A. (1994) - *Le faglie normali quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. Crop **18**, 211-225.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & PIZZI A. (1997b) - *Plio-Quaternary structural evolution and morphogenesis in the Umbro-Marchean Apennines from the Tyrrhenian side to the Adriatic coast*. Abstract in 'Annual Meeting: Tectonic Studies Group', University of Durham, 17th-19th December 1997.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1996) - *Correlazioni tra gli eventi deformativi neogenico-quaternari del settore tosco-umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti Volume Speciale 1995/1, 137-152.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1992) - *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geol. Camerti, V.S., 1992/1, 17-25.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1994) - *Recent and active extensional tectonics in the southern Umbro-Marchean Apennines (Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 541-548.
- CALAMITA F., PIZZI A., ROMANO A., ROSCIONI M., SCISCIANI V. & VECCHIONI G. (1996a) - *La tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: una deformazione progressiva non coassiale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1995/1, 203-223.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992) - *I fasci di faglie recenti ed attive di M.Vettore-M.Bove e di M.Castello-M.Cardosa (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992/1, 81-95.
- CAPUTO R. & PAVLIDES (1993) - *Late Cenozoic geodynamic evolution of Thessaly and surroundings (Central-Northern Greece)*. Tectonophysics, **223**, 339-362.
- CELLO G., MAZZOLI S., TONDI E. & TURCO E. (1997) - *Active tectonics*

- in the Central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. *Tectonophysics*, **272**, 43-68.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and lithospheric structures*. *Annali di Geofisica*, **36** (2), 249-260.
- COLTORTI M. (1994) - *The Pleistocene basin of Gubbio (Central Italy): geomorphology, genesis and evolution*. In: Malone C. & Stoddart S. "Territory, time and state: the archaeological development of the Gubbio basin", Cambridge Univ.Press, 17-25.
- COLTORTI M., ALBIANELLI A., BERTINI A., FICCARELLI G., LAURENZI M.A., NAPOLEONE G. & TORRE D. (1998) - *The Colle Curti mammals site in the Colfiorito area (Umbro-Marchean Apennines, Italy)*. *Geomorphology, stratigraphy, paleomagnetism and palinology*. *Quat. International*, **47-48**, 107-116.
- COLTORTI M. & FARABOLLINI P. (1995) - *Quaternary evolution of the "Castelluccio di Norcia" basin (Umbro-Marchean Apennines, Central Italy)*. *Il Quaternario*, **8**(1), 149-166
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997a) - *The southern east Tiber Basin (Spoleto, Central Italy): geology and stratigraphy of the Plio-Pleistocene sediments*. *Il Quaternario* **10** (2), 159-180.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997b) - *Middle-Upper Pliocene 'Compression' and Middle Pleistocene 'Extension' in the east Tiber Basin: from 'synform' to 'extensional' basins in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines (Central Italy)*. *Il Quaternario* **10** (2), 521-528.
- EKSTROM G., MORELLI A., DZIEWONSKI A. M. and BOSCHI E. (1997) - *Analisi dei tensori momento sismico*. In: Studi preliminari sulla sequenza sismica dell'Appennino Umbro-Marchigiano del settembre-ottobre 1997, a cura di E. Boschi e M. Cocco. Pubblicazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica, n. 593, 15-19.
- FICCARELLI G., ABBAZZI L., ALBIANELLI A., BERTINI A., COLTORTI M., MAGNATI M., MAZZA P., MEZZABOTTA C., NAPOLEONE G., ROOK L., RUSTIONI M., & TORRE D. (1997) - *Cesi, an early Middle Pleistocene site in the Colfiorito basin (Umbro-Marchean Apennine), Central Italy*. *Journ.of Quat.Science*, **12** (6), 507-518.
- FREPOLI A. & AMATO A. (1997) - *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault plane solution*. *Geophys. J. Int.*, **129**, 368-388.
- GIRAUDI C. (1994) - *Elementi di geologia del Quaternario della piana di Campo Imperatore (Gran Sasso d'Italia)*. *Atti Ticinesi di Scienze della Terra, Serie Speciale* **2**, 137-143.
- LAVECCHIA G., BARCHI M., BROZZETTI F. & MENICETTI M. (1994) - *Sismicità e tettonica nell'area umbro-marchigiana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, 483-500.
- MONTONE P., AMATO A., FREPOLI A., MARIUCCI M. T. & CESARO M. (1997) - *Crustal stress regime in Italy*. *Annali di Geofisica*, **XL**, **3**, 741-757.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic foredeep (central Adriatic Sea, Italy)*. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**, 183-198.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conference, Adriatic foredeep fieldtrip Guidebook, 26/30 Maggio 1991, Firenze, 85 pp.
- PIZZI A. (1992) - *Faglie recenti ed attive e origine delle depressioni tettoniche. Esempi dall'Appennino umbro-marchigiano*. Tesi di dottorato. Università degli Studi della Calabria, 172 pp.
- PONZIANI F., DE FRANCO R., MINELLI G., BIELLA G., FEDERICO C. & PIALLI G. (1994) - *Caratteristiche della crosta nell'Appennino settentrionale in base alla revisione dei dati dei profili N-C-S e B-C-A della campagna DSS 1978*. *Studi Geol.Camerti, Vol. Spec.,1994/1, CROP* **18**, 151-162.
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A. & GASPARINI C. (1989) - *Study of the seismic sequence of Porto S. Giorgio (Marche)*. 3 July 1987. *Il nuovo Cimento*, **12C**, **4**, 453-466.
- SCARPA R. (1990) - *Analisi dei meccanismi focali: problematiche ed applicazioni ai terremoti italiani*. *Atti C.Naz.G.N.D.T., Pisa*, **25-27/7/90**, **1**, 135-156.
- TAVARNELLI E. (1996) - *La struttura di M. Coscerno-Rivodutri (Appennino umbro-marchigiano): un sovrascorrimento riutilizzato come faglia diretta?* *Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale* **1995/1**, 611-615.
- WESTAWAY R. (1992) - *Seismic Moment summation for historical earthquakes in Italy: tectonic implications*. *J. Geophys. Res.*, **97**, 15437-15464.