

Tettonica quaternaria nell'Appennino centrale e caratterizzazione dell'attività di faglie nel Pleistocene superiore-Olocene

F. Galadini, P. Messina, A. Sposato

CNR - Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, Roma (e-mail: galad@irtr.rm.cnr.it)

1 Introduzione

Nell'ambito delle attività del GNDT, l'IRTR ha svolto ricerche finalizzate alla individuazione e caratterizzazione dell'attività di faglie nell'Appennino centrale. A tale scopo sono state portate a termine analisi geomorfologiche, stratigrafiche, geologico strutturali e paleosismologiche. Le indagini hanno consentito di quantificare l'attività delle faglie analizzate in termini di ratei di movimento, cinematica, tempi di ricorrenza per terremoti di elevata magnitudo, ecc.

La definizione di un quadro strutturale riferibile al regime tettonico in atto è altresì il risultato di anni di ricerche finalizzate alla ricostruzione dell'evoluzione geologica e tettonica quaternaria in varie aree dell'Appennino centrale. Queste ricerche hanno messo in luce la complessità della storia tettonica quaternaria dell'Appennino centrale, caratterizzata da un evidente cambiamento cinematico nel Pleistocene. E' probabilmente a causa di questa recente variazione del regime tettonico che alcune faglie ora non più attive presentano ancora le caratteristiche morfologiche tipiche di quelle attive, a fronte della minore "visibilità" di faglie attive da non più di alcune centinaia di migliaia di anni.

Di seguito vengono proposti i risultati delle ricerche svolte in aree significative dell'Appennino centrale e la sintesi a scala regionale dell'evoluzione tettonica quaternaria. Si tenga presente che gli studi eseguiti nella zona umbro-marchigiana interessata dalla sequenza sismica del 1997-98 sono stati oggetto di un apposito lavoro (Messina et al., in stampa) eseguito nell'ambito del progetto 6a.2 (responsabile L. Peruzza) a cui si rimanda per i dettagli.

2 Faglia dei Monti della Laga

Questa faglia normale (la cui attività recente è già stata ipotizzata nei lavori di Calamita e Pizzi, 1992 e Cello et al., 1997), lunga 30 km e con direzione NW-SE è stata responsabile della formazione di due depressioni intermontane, i bacini di Amatrice e Campotosto.

L'intero rilievo è costituito da rocce argilloso-arenacee della formazione della Laga ed il versante, nonostante la litologia non "conservativa" è caratterizzato dalla presenza di una scarpata di faglia lungo la quale è esposto (nel settore più meridionale) il contatto tra il substrato argilloso e depositi detritico-colluviali deformati.

Per quanto concerne l'attività quaternaria, le porzioni corrispondenti ai bacini di Amatrice e di Campotosto sembrano essere state caratterizzate da una differente storia tettonica. Per quanto riguarda il primo dei bacini menzionati, la sua evoluzione nel Pleistocene inferiore (testimoniata dalla deposizione di sedimenti lacustri ed alluvionali; Cacciuni et al., 1995) è da riferire all'attività della struttura bordiera

durante il Quaternario inferiore. I depositi pleistocenici più antichi sono dislocati e basculati (Cacciuni et al., 1995), mentre il top della successione del Pleistocene inferiore è interessato da una dislocazione verticale dovuta all'attività della faglia della Laga pari a soli 20-30 m. Ciò suggerisce che l'attività della faglia in questo settore sia terminata durante il Pleistocene, o sia caratterizzata da ratei di movimento estremamente ridotti.

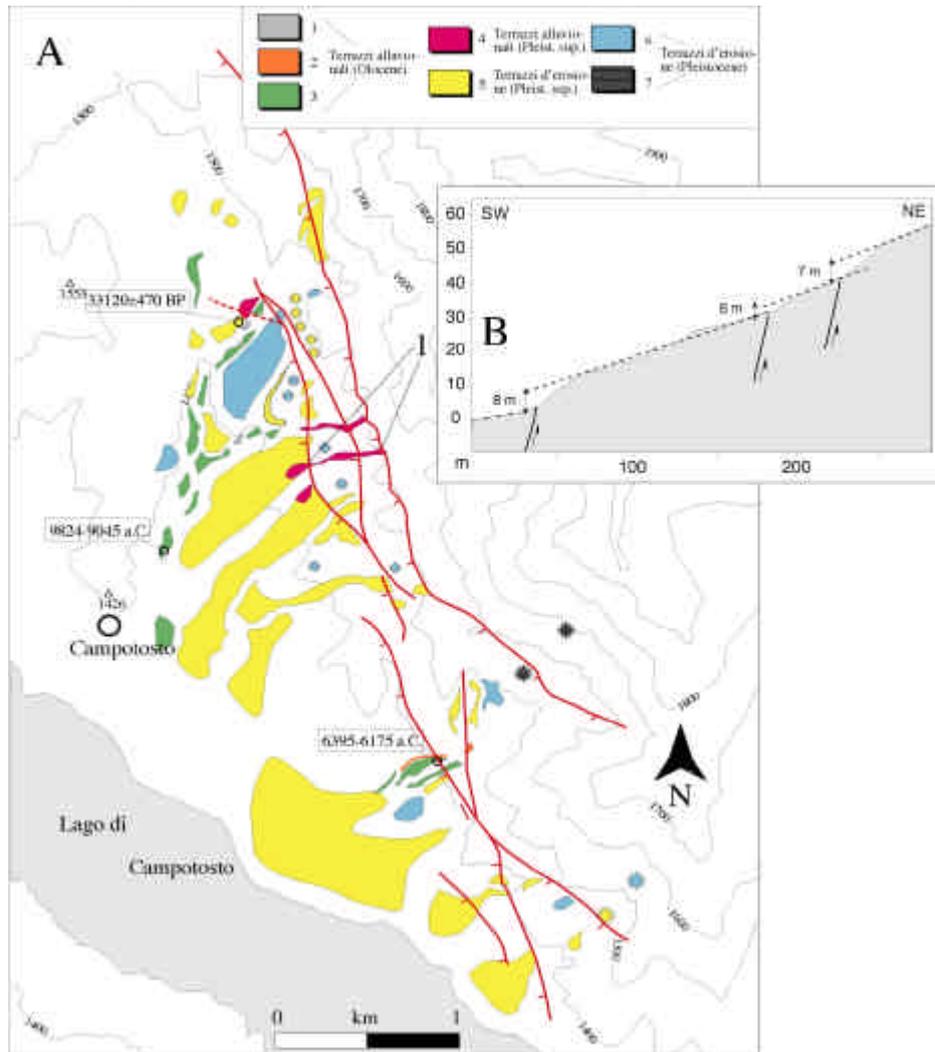


Fig. 1 - a) Schema geomorfologico dell'area di Campotosto; b) profilo topografico longitudinale al terrazzo dell'area evidenziata con il numero 1 nella figura a.

La porzione di Campotosto della faglia della Laga borda un bacino nel quale sono stati osservati depositi alluvionali non più antichi del Pleistocene superiore, sui quali sono sovrimposti estesi terrazzi di erosione (Fig. 1). La mancanza di depositi riferibili al Quaternario antico probabilmente indica che questa porzione del bacino si è formata ed evoluta in tempi successivi al bacino di Amatrice. Depositi e forme del Pleistocene superiore-Olocene che interessano le valli secondarie che attraversano la

faglia della Laga sono dislocati. La dislocazione è facilmente visibile su un terrazzo (Fig. 1b) la cui formazione è avvenuta dopo la deposizione di sedimenti lacustri datati a 33120 ± 470 BP (età radiocarbonio) e prima della deposizione di sedimenti alluvionali datati a 9824-9045 BC (età radiocarbonio calibrata). Questo terrazzo, dislocato da tre piani di taglio paralleli facenti parte della struttura in oggetto, presenta un rigetto verticale pari a 21 m.

A sud del bacino di Campotosto, lungo il fiume Vomano, non sono stati osservati depositi quaternari. Tuttavia, lembi di superfici relitte interessano la zona di *hangingwall* della faglia. Queste superfici sono pressoché assenti nella parte di *footwall*, sebbene la litologia a cavallo della faglia sia praticamente la stessa. Questa diversità è probabilmente il risultato della continua subsidenza relativa del settore ovest rispetto al settore est, in sollevamento relativo. Considerando che la formazione di terrazzi nella parte di *hangingwall* è occorsa anche in tempi recenti (probabilmente durante il Pleistocene superiore, considerando che il terrazzo più recente è posto pochi metri al di sopra dell'attuale fondovalle), i movimenti della faglia che hanno condizionato l'evoluzione geologica del settore della valle del Vomano devono essere considerati persistenti anche durante il tardoquaternario.

Dati sulle dislocazioni recenti, elaborati da Galadini e Galli (in stampa), permettono di valutare un rateo minimo di movimento verticale pari a 0.30-0.36 mm/a.

I dati disponibili, pertanto, evidenziano che sensibili dislocazioni di superficie interessano la faglia della Laga nel settore meridionale durante il Pleistocene superiore-Olocene e non nel settore corrispondente al bacino di Amatrice. Evidenze di attività nel periodo sopra indicato riguardano perciò una porzione di lunghezza pari a circa 20 km della faglia in oggetto.

3 Sistema di faglie dell'alta valle dell'Aterno

Il sistema è composto da quattro segmenti di faglia (M. Pettino, M. Marine, Capitignano e San Giovanni), disposti en-echelon, tre dei quali sono responsabili dell'evoluzione di altrettanti bacini (rispettivamente bacino di L'Aquila, di Pizzoli-Arischia e di Montereale; Fig. 2).

La porzione nord-occidentale della faglia di Capitignano (lunghezza di circa 8 km) mette a contatto il flysch argilloso-arenaceo miocenico con depositi di versante e colluvi non datati. Nonostante sia impostata su rocce argilloso-arenacee facilmente erodibili, la scarpata di faglia si presenta estremamente evidente, a testimonianza dell'attività recente di questa struttura. La porzione sud-orientale (lunghezza pari a circa 10 km) interessa il substrato carbonatico miocenico ma, al contrario della porzione nord-occidentale, non presenta evidenze di attività recente e non interessa, con dislocazioni, i depositi quaternari. Recenti studi sulle successioni di superfici relitte plio-quaternarie presenti estesamente nell'area confermano che a questa porzione della faglia di Capitignano non è riferibile significativa attività nel corso del Quaternario (Basili, 1999).



Fig. 2 - Schema strutturale relativo alle faglie quaternarie dell'alta valle dell'Aterno.

Le faglie più meridionali (M. Marine e M. Pettino) sono caratterizzate da evidenti scarpate di faglia su rocce carbonatiche. Il piano di faglia, quasi sempre esposto lungo la scarpata e sovente accompagnato da un'ampia fascia cataclastica, mette in contatto il substrato carbonatico con i depositi di versante stratificati. Le strie presenti sul piano di faglia mostrano movimenti verticali lungo la faglia del M. Pettino e movimenti leggermente obliqui sui piani di faglia del M. Marine. In alcuni casi i depositi di versante, datati 31.710 ± 760 e 23.330 ± 300 con il metodo del radiocarbonio, sono chiaramente dislocati, a conferma dell'attività almeno suprapleistocenica già indicata da Blumetti (1995).

La faglia di M. Marine è caratterizzata da un'evoluzione simile a quella di Capitignano. L'intera faglia è infatti lunga circa 14 km, ma solo la sua porzione sud-orientale (circa 9 km) presenta evidenze di movimenti recenti. Anche in questo caso l'analisi delle superfici relitte mostra che la porzione

nord-occidentale della faglia non presenta significative dislocazioni quaternarie, mentre la porzione sud-orientale, responsabile della formazione e dell'evoluzione del bacino di Arischia, è stata attiva anche in tempi storici (Blumetti, 1995).

L'attività recente della faglia di San Giovanni, ubicata tra le faglie di Capitignano e M. Marine, va riferita esclusivamente alla porzione più meridionale della struttura, lungo la quale breccie riferibili alla formazione delle Breccie di Bisegna (Pleistocene inferiore, parte alta; Bosi e Messina, 1991) sono state deformate e basculate. Verso nord-ovest la faglia non interessa né i depositi recenti del bacino di Montereale né un esteso paleo-paesaggio (presente a nord di Montereale) più antico della formazione del bacino stesso.

In base alla dislocazione dei depositi del Pleistocene superiore da parte della faglia di M. Marine, Galadini e Galli (in stampa) hanno calcolato un rateo minimo di movimento verticale pari a 0.25-0.43 mm/a. Per la faglia del M. Pettino la dislocazione di un terrazzo riferibile al Pleistocene superiore consente di ipotizzare un rateo di movimento verticale pari 0.47-0.86 mm/anno (Galadini e Galli, in stampa).

4 Allineamento di faglie Vallelonga-Valle del Salto

Il settore occidentale del bacino del Fucino e l'area a NW di questo sono interessati da quattro faglie allineate, con direzione NW-SE: le faglie della Vallelonga, di Trasacco, dei Monti della Duchessa e della valle del Salto. Tutte le strutture menzionate sono caratterizzate da attività quaternaria.

La faglia della Vallelonga è stata responsabile dell'evoluzione quaternaria della depressione da essa bordata, sostanzialmente un'ampia valle che drena verso la Piana del Fucino. In base a dati geofisici (Ente per la Valorizzazione del Fucino, 1957), la depressione è riempita da circa 150-200 metri di depositi continentali e la geometria del bacino può essere assimilata ad un semi-graben. La faglia è tuttavia sigillata da depositi alluvionali del Pleistocene superiore nel settore settentrionale (Giraudi, 1988). Inoltre, depositi di conoide alluvionale probabilmente riferibili al Pleistocene medio, alimentati dal versante sinistro della valle, mostrano una giacitura primaria senza alcuna evidenza di deformazione. Considerando che questi depositi sono stati osservati nella porzione più stretta della depressione, in prossimità dell'espressione superficiale della faglia, il ritrovamento degli stessi in giacitura primaria è un ulteriore indizio dell'assenza di attività tardoquaternaria lungo la faglia della Vallelonga.

A nord della Piana del Fucino, la faglia dei Monti della Duchessa è stata responsabile dell'evoluzione strutturale del bacino di Corvaro durante il Pleistocene inferiore (Bosi e Federici, 1993). Lembi di superfici relitte sono notevolmente diffusi nell'area interessata dalla faglia, sia nel *footwall* che nell'*hangingwall*. Tali superfici rappresentano porzioni di terrazzi di erosione che interessano sia il substrato marino (carbonatico e argilloso-arenaceo) che i depositi continentali plio-quaternari. Chiarini et al. (1997) hanno cartografato le superfici relitte nell'intero settore dei Monti della Duchessa ed hanno ipotizzato che la faglia in oggetto è stata responsabile della dislocazione di superfici riferibili al Pliocene-Pleistocene inferiore ma è sigillata da quelle del Pleistocene medio. In base a questi dati gli autori hanno concluso che l'attività della faglia è terminata all'inizio o prima del Pleistocene medio.

La faglia della valle del Salto ha condizionato l'evoluzione del bacino ad essa adiacente dal Pliocene; sedimenti continentali pliocenici e quaternari depositi all'interno del bacino sono chiaramente dislocati. Per quanto riguarda il tardoquaternario, evidenze di attività recente sono state osservate soltanto lungo una porzione di faglia lunga circa 4-5 km, in corrispondenza di una vistosa scarpata di faglia in roccia già segnalata da Bosi (1975) e Bosi et al. (1993). L'evidenza dell'attività recente è, tuttavia, riferibile agli effetti di movimenti gravitativi profondi di versante (Fig. 3), responsabili del basculamento di depositi di versante. Come risultato della deformazione gravitativa, brecce del Pleistocene inferiore e superiore mostrano pendenze verso la faglia fino a 45°. Per quanto riguarda le altre porzioni della struttura, la presenza di sporadiche scarpate di faglia riferibili a processi di morfoselezione e l'assenza di dislocazioni su depositi tardoquaternari consentono di considerare non attivo questo segmento di faglia.

I dati paleosismologici pubblicati da Galadini e Galli (1999) evidenziano invece un'attività persistente della faglia di Trasacco nel corso dell'Olocene; ad essa è

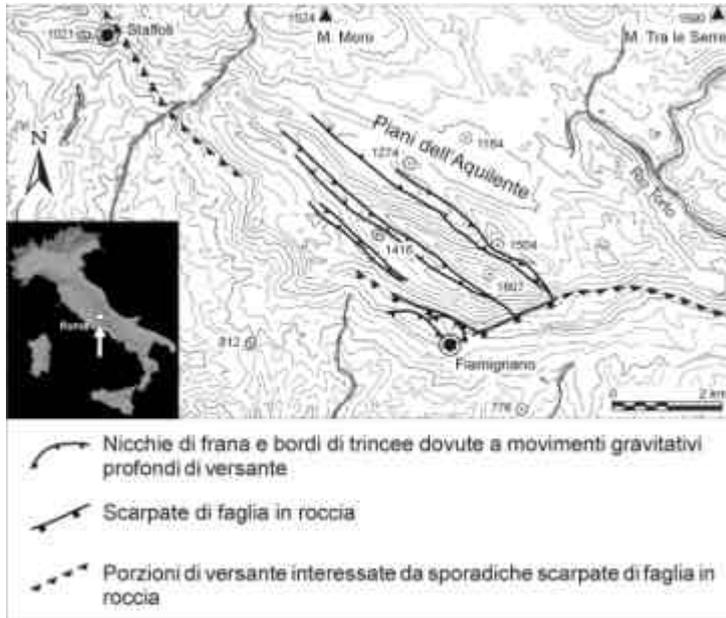


Fig. 3 - Schema geomorfologico della valle del Salto nell'area di Fiamignano.

riferibile fagliazione di superficie legata al terremoto del 1915 ($M_s=7.0$ in Camassi e Stucchi, 1997). In base ai dati paleosismologici, la faglia è responsabile della dislocazione della successione lacustre recente del bacino del Fucino, depositata tra la parte finale del Pleistocene superiore e il XIX secolo (prima del prosciugamento del lago) e di un canale di drenaggio di età romana.

I dati acquisiti sull'allineamento di faglie tra la Vallelonga e la Valle del Salto (lungo complessivamente

circa 85 km) evidenziano che soltanto una porzione minore di questo (faglia di Trasacco, lunga ca. 7 km) può essere considerata attiva nel Pleistocene superiore-Olocene. Il termine dell'attività delle altre strutture è probabilmente da riferire al Pleistocene medio, in base alle osservazioni di Chiarini et al. (1997) sui Monti della Duchessa e in base a dati sull'evoluzione quaternaria dell'area marsicana (vedi sotto). La persistenza dell'attività lungo la faglia di Trasacco è legata al ruolo di faglia secondaria che essa ricopre nell'architettura del bacino del Fucino (Galadini e Messina, 1994). Per questa faglia è stato stimato un rateo di movimento verticale pari a 0.27-0.29 mm/a, simile a quello delle strutture principali che hanno guidato l'evoluzione del bacino e che lo bordano verso est. Questo dato testimonia che la faglia di Trasacco contribuisce significativamente alla deformazione estensionale complessiva del bacino del Fucino.

5 Sistema di faglie dell'area di Colfiorito (in coll. con P. Galli, Servizio Sismico Nazionale)

I bacini di Colfiorito e Cesi - San Martino sono caratterizzati dalla presenza, sul bordo orientale, di due importanti strutture tettoniche (lunghe rispettivamente 8 e 7 chilometri) considerate attive e capaci di produrre rotture superficiali (Cello et al., 1997).

Durante la sequenza sismica che da Settembre 1997 ad Aprile 1998 ha colpito una vasta area dell'Appennino umbro-marchigiano, ricercatori di diverse istituzioni scientifiche hanno eseguito rilievi di campagna al fine di individuare eventuali rotture di superficie manifestatesi nella zona epicentrale ed in particolare lungo le faglie che bordano i suddetti bacini. Le rotture superficiali individuate sono state interpre-

tate da alcuni autori come il risultato di fenomeni gravitativi, da altri come fenomeni di origine tettonica (Basili et al., 1998; Cello et al., 1998; Cinti et al., 1999).

Gli studi geologici e geomorfologici portati recentemente a termine in queste aree hanno permesso di ricostruire l'evoluzione geologica e tettonica quaternaria e sono risultati determinanti per delineare il quadro sismotettonico in cui è inserita l'attuale sismicità (Messina et al., in stampa).

Sono state evidenziate due differenti successioni di superfici relitte che individuano chiaramente due settori separati tra loro dalle faglie poste al margine orientale dei bacini intermontani. Le differenti caratteristiche geomorfologiche dei due settori sono da imputare all'attività delle faglie bordiere dei bacini fino al Pleistocene inferiore – Pleistocene medio parte bassa.

Nel bacino di Cesi - San Martino i depositi attribuiti al Pleistocene inferiore (Ficcarelli e Mazza, 1990; Ficcarelli e Silvestrini, 1991; Ficcarelli et al., 1990 e 1997) sono deformati e basculati verso est a causa dell'attività della faglia che borda ad oriente il bacino stesso. I successivi depositi continentali, a partire da quelli riferibili al Pleistocene medio (424 K anni - metodo Ar/Ar; Ficcarelli et al., 1997), non mostrano invece deformazioni significative.

Nel bacino di Colfiorito i dati di sottosuolo evidenziano la presenza di due depressioni, la maggiore delle quali è spostata verso ovest di alcuni chilometri rispetto alla faglia principale. Ciò indica una geometria sensibilmente diversa e più complessa di quella che caratterizza i semi-graben tipici dell'Italia centrale, la cui evoluzione tettonica è da imputare all'attività di faglie bordiere generalmente immergenti verso sud-ovest. Lungo il bordo del bacino sono presenti due terrazzi (il più antico ha un'età di 24.150 ± 120 anni B.P. - datazione radiocarbonio) che si estendono alle stesse quote su un'area piuttosto ampia, e che sigillano la faglia che borda il bacino sul lato orientale. Questi dati consentono di escludere che successivamente a circa 24.000 anni ci siano state significative rotture superficiali connesse con l'attività tettonica.

Un punto fondamentale è rappresentato dall'origine della sella che separa il bacino di Colfiorito dalla valle del Chienti. Essa è stata in passato ritenuta l'evidenza più diretta dell'attività recente della faglia che borda il bacino verso est. Recenti scavi eseguiti per la realizzazione di opere idrauliche hanno invece evidenziato che la formazione della soglia orientale del bacino è in gran parte da riferire alla presenza di un imponente accumulo franoso.

I dati disponibili consentono di ipotizzare che lungo le faglie che bordano i bacini di Colfiorito e Cesi - San Martino si è verificata una diminuzione dell'attività tettonica a partire dal Pleistocene medio. Infatti, mentre sino al Pleistocene medio l'attività delle faglie ha direttamente coinvolto i depositi continentali con dislocazioni e fenomeni di basculamento, a partire dal Pleistocene medio e durante il Pleistocene superiore la deformazione tettonica si è manifestata solo attraverso deformazioni continue che hanno comportato il ribassamento delle porzioni più interne dei bacini. La deformazione sul lungo periodo è in accordo con le deformazioni osservate sia con livellazioni geodetiche (Basili e Meghraoui, 1999) che con analisi di interferometria radar (Stramondo et al., 1999) durante e dopo la sequenza sismica del 97/98,

le quali evidenziano il ribassamento di alcuni centimetri delle zone più depresse dei bacini.

Pertanto, i dati acquisiti fanno ipotizzare che l'evoluzione tettonica recente dell'area sia il risultato dell'effetto cumulato di eventi sismici simili a quelli del 97/98. Per quanto concerne aspetti di pericolosità sismica, gli studi geologici consentono di attribuire alle strutture indagate una magnitudo massima attesa non superiore a 6.

6 Cambiamento del regime tettonico nei settori marsicano e aquilano dell'Appennino abruzzese durante il Pleistocene

I dati acquisiti nel corso di ricerche pluriennali in questo settore dell'Appennino

centrale, hanno evidenziato un probabile cambiamento del regime tettonico durante il Pleistocene (Galadini, 1999).

I dati disponibili mettono in luce le nuove caratteristiche della cinematica del settore investigato dell'Appennino centrale a partire dal Pleistocene medio. Alcune faglie normali con direzione NW-SE (faglie della Valle di Liri e della Valle di Salto) non mostrano evidenze di significative dislocazioni in superficie dall'inizio del Pleistocene medio (Carrara et al., 1995; Chiarini et al., 1997). Contemporaneamente, faglie con direzione NW-SE e NNW-SSE risultano caratterizzate da movimenti da orizzontali sinistri a obliqui sinistri (Fig. 4).

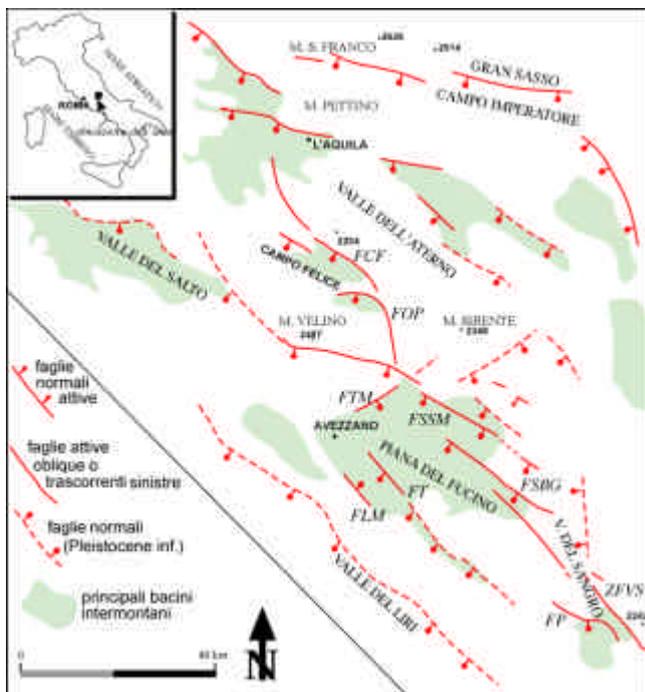
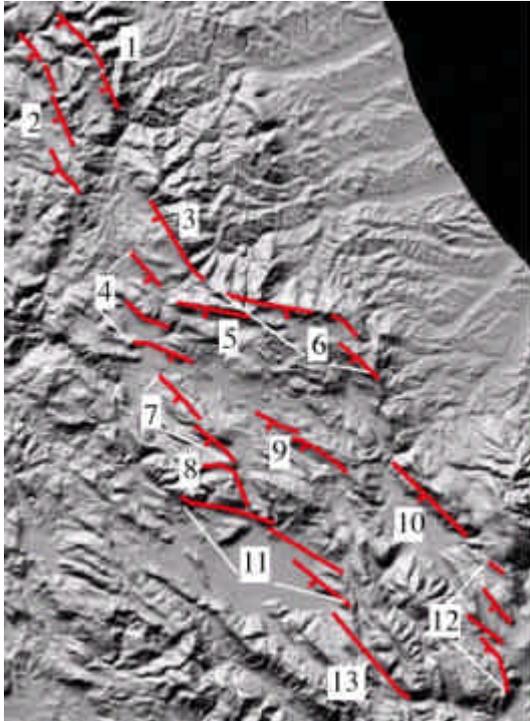


Fig. 4 - Faglie ad attività quaternaria nei settori marsicano ed aquilano dell'Appennino centrale.

La componente orizzontale del movimento decresce da S a N; le faglie dell'alta valle del Sangro mostrano infatti una cinematica trascorrente sinistra che interessa depositi riferibili alla parte alta del Pleistocene inferiore (Galadini e Messina, 1993) mentre la faglia di M. Marine (sistema dell'alta valle dell'Aterno) è caratterizzata da una minore componente obliqua sinistra (Galadini, 1999). Tra queste due strutture, la faglia di Ovindoli - Pezza presenta una cinematica obliqua sinistra con rapporto di circa 1 a 1 tra la componente orizzontale e quella verticale (Giraudi, 1995).

A partire dal Pleistocene medio, invece, le faglie con direzione da N125 ad E W sono state caratterizzate da una cinematica esclusivamente normale, testimoniata



(oltre che da indicatori cinematici sui piani di faglia) dai massimi valori di rigetto verticale in corrispondenza di bacini intermontani (Pescasseroli, Piano di Pezza, L'Aquila).

L'evoluzione strutturale delineata rappresenta uno degli ostacoli principali ad una rapida definizione del quadro strutturale relativo alla tettonica attiva in Appennino centrale. L'attività durante il Pliocene-Pleistocene inferiore di faglie non più attive generalmente impostate su substrato carbonatico è all'origine della persistenza di forme tipiche di contesti tettonici ad attività recente. Per contro, l'attuale regime tettonico, impostatosi da alcune centinaia di migliaia di anni, non ha ancora prodotto forme e lasciato segni geologici di immediata individuazione che consentano di differenziare le strutture attive da quelle inattive.

Fig. 5 - Faglie attive nel Pleistocene superiore-Olocene nell'Appennino centrale. Per la denominazione delle faglie ed i parametri caratterizzanti la loro attività si veda la tabella 1.

Dal punto di vista metodologico, i risultati ottenuti confermano che l'esclusivo ricorso ad osservazioni di tipo morfologico (ad esempio la presenza di evidenti scarpate di faglia in roccia) può

spesso risultare fuorviante nella definizione dell'attività recente delle faglie. A parere degli scriventi, infatti, solo l'integrazione di osservazioni stratigrafiche, geomorfologiche e strutturali finalizzate alla ricostruzione dell'evoluzione geologica e tettonica che comprenda un arco di tempo sufficientemente ampio (possibilmente l'intero Quaternario) consente di giungere a definire un attendibile schema strutturale relativo al regime tettonico in atto.

7 Faglie attive nell'Appennino centrale

La sintesi delle indagini geologiche, geomorfologiche e strutturali, integrate con i dati di analisi paleosismologiche effettuate dall'IRTR in collaborazione con il Servizio Sismico Nazionale (P. Galli) e disponibili in letteratura è stata elaborata da Galadini e Galli (in stampa). La Figura 5 e la Tabella 1, prese dal citato lavoro, sintetizzano le conoscenze sulle caratteristiche geometriche e cinematiche delle faglie attive dell'Appennino centrale.

FAGLIA	Lunghezza del sistema di faglia	Rateo di movimento verticale (mm/a)	Rateo di movimento verticale minimo (mm/a)	Rateo di movimento verticale massimo (mm/a)	Intervallo cronologico (età riportata-Presente)	Intervallo di ricorrenza di eventi di fagliazione (anni)	Intervallo temporale trascorso dall'ultimo evento di M=6.5-7.0 (anni)
<i>M. Vettore (1)</i>	18		0.25-0.3		12000 BP		=1,650
<i>Norcia (2)</i>	27		0.2		0.1 Ma		296 (al 1999)
<i>Laga (3)</i>	18	0.7-0.9 ¹	0.3-0.36 ²		¹ 20000-30000 BP ² 6395-6175 a.C.		>1,000
<i>Alta valle dell'Aterno (4)</i>	25	0.47-0.86	0.25-0.43		31710±760 BP 23330±300 BP		296 (al 1999)
<i>Assergi (5)</i>	21						>1,000?
<i>M. Cappucciata-M.S.Vito, Campo Imperatore (6)</i>	30	0.67-1			18000-13000 BP	2,500-7,000	>1,000
<i>Campo Felice-Colle Cerasitto (7)</i>	16	1.1 ¹		0.8-1.3 ²	¹ 18000 BP ² 0.25 Ma		650 (al 1999) se responsabile del terremoto del 1349
<i>Ovindoli-Pezza (8)</i>	12-20	0.8-1.2 ¹ 1.2-2.3 ²			¹ 7000 BP ² 7000-10000 BP	2,760-3,200	700-1130
<i>Media valle dell'Aterno (9)</i>	21	0.33-0.43			1.5 Ma		>1,000
<i>M. Morrone (10)</i>	20		0.5-0.66		0.9-1.0 Ma		1800? in base a dati archeosismologici
<i>Fucino (11)</i>	33	0.7-0.8 ¹	0.4-0.5 ² 0.37-0.43 ³		¹ 0.8-1 Ma ² 19100±650 BP ³ 0.4 Ma	1,400-2,600	84 (al 1999)
<i>Aremogna-Cinquemiglia (12)</i>	16		0.3-0.5		¹ 12000-6500 BP	1,000-4,000	2800-970
<i>Alta valle del Sangro (13)</i>	20		0.17-0.21		0.8-1 Ma		=1,000

Tab. 1 - Faglie attive nell'Appennino centrale e relativi parametri caratterizzanti l'attività. La geometria di superficie è desumibile dalla Figura 5.

Bibliografia

- Basili R., Bosi C., Bosi V., Galadini F., Galli P., Meghraoui M., Messina P., Moro M., Sposato A. (1998): The Colfiorito earthquake sequence of September-October 1997. Surface breaks and seismotectonic implications for the central Apennines (Italy). *J. Earth. Eng.*, **2**, 291-302.
- Basili R., Meghraoui M. (1999): Coseismic and postseismic displacements related with the 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence. European Geophysical Society, 24th General Assembly, The Hague, The Netherlands, 19-23 April 1999. Abstract Volume. *Geophys. Res. Abstract*, **1** (1), 95.
- Basili R. (1999): La componente verticale della tettonica plio-quadernaria nell'Appennino centrale. Tesi di dottorato, Univ. "La Sapienza" di Roma, 108 pp.
- Blumetti A. M. (1995): Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes. In: Serva L., Slemmons D. B. (eds.), Perspectives in paleoseismology, Ass. of Eng. Geologists, spec. Publ., **6**, 83-100.
- Bosi C. (1975): Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 827-859.
- Bosi C., Messina P. (1991): Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese. *Studi Geol. Cam.*, spec. vol. (1991/2), CROP 11, 257-263.
- Bosi C., Galadini F., Messina P. (1993): Neotectonic significance of bedrock fault scarps: case studies from the Lazio-Abruzzi Apennines (central Italy). *Z. Geomorph. Suppl.-Bd.*, **94**, 187-206.
- Bosi V., Federici V. (1993): La conca di Corvaro. In: "Guida all'escursione alle conche intermontane dell'Appennino laziale-abruzzese" (15-18 settembre 1993). *Il Quaternario*, **6**, 393-395.
- Cacciuni A., Centamore E., Di Stefano R., Dramis F. (1995): Evoluzione morfotettonica della conca di Amatrice. *Studi Geol. Cam.*, vol. spec. 1995/2, 95-100.
- Calamita, F., Pizzi A. (1992): Tettonica quadernaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati. *Studi Geol. Cam.*, spec. vol. 92/1, 17-25.
- Camassi R., Stucchi M. (1997): NT4.1 a parametric catalogue of damaging earthquakes in the Italian area, Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Milano, 66 pp.
- Carrara C., Dai Pra G., Giraudi C. (1995): Lineamenti di tettonica plio-quadernaria dell'area, in "Lazio Meridionale, Sintesi delle Ricerche Geologiche Multidisciplinari", ENEA Dipartimento Ambiente, Roma, pp. 151-155.
- 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.
- Cello G., Deiana G., Mangano P., Mazzoli S., Tondi E., Ferrelì L., Maschio L., Michetti A. M., Serva L., Vittori E. (1998): Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito (central Italy) earthquakes. *J. Earth. Eng.*, **2**, 303-324.
- Chiarini E., Messina P., Papasodaro F. (1997): Evoluzione geologica e tettonica plio-quadernaria dell'alta valle del F. Salto (Italia centrale). Primi risultati derivanti dall'analisi delle superfici relitte e dei depositi continentali. *Il Quaternario*, **10**, 625-630.
- Cinti F.R., Cucci L., Marra F., Montone P. (1999): The 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence: relationship between ground deformation and seismogenic structure, *Geophys. Res. Lett.* **26**(7), 895-898.

- Ente per la Valorizzazione del Fucino (1957): Studio geofisico nel comprensorio del Fucino. Craelius, Roma, 23 pp.
- Ficcarelli G., Abbazzi L., Albianelli A., Bertini A., Coltorti M., Magnatti 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. Quat. Sc.*, **12** (6), 507-518.
- Ficcarelli G., Magnatti M., Mazza P. (1990): Occurrence of *Microtus* (*Allophaiomys*) gr. *Pliocaenicus* in the Pleistocene lacustrine basin of Colfiorito (Umbro-Marchean Apennine, Central Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **29**(1), 89-90.
- Ficcarelli G., Mazza P. (1990): New fossil findings from the Colfiorito basin (Umbria-Marchean Apennine). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **29**(2), 245-247.
- Ficcarelli G., Silvestrini M. (1991): Biochronologic remarks on the Local Fauna of Colle Curti (Colfiorito basin, Umbrian-Marchean Apennine, Central Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **30**(2), 197-200.
- Galadini F. (1999): Pleistocene change in the central Apennine fault kinematics, a key to decipher active tectonics in central Italy. *Tectonics*, **18**, 877-894.
- Galadini F., Galli P. (in stampa): Active tectonics in the central Apennines (Italy) – input data for seismic hazard assessment. *Nat. Haz.*
- Galadini F., Galli P. (1999) - The Holocene paleoearthquakes on the 1915 Avezzano earthquake faults (central Italy): implications for active tectonics in central Apennines. *Tectonophysics*, **308**, 143-170.
- Galadini F., Messina P. (1994): Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surrounding areas (central Italy). *Giorn. Geol.* **56**, 73-99.
- Galadini F., Messina P. (1993): Stratigrafia dei depositi continentali, tettonica ed evoluzione geologica quaternaria dell'alta valle del fiume Sangro (Abruzzo meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **112**, 877-892.
- Giraudi C. (1995): Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (central Italy), *Quat. Int.*, **25**, 33-45.
- Giraudi C. (1988): Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni. *Il Quaternario*, **1**, 131-159.
- Messina P., Galadini F., Galli P., Sposato A. (in stampa): Evoluzione a lungo termine e caratteristiche della tettonica attiva nell'area umbro-marchigiana colpita dalla sequenza sismica del 1997/98 (Italia centrale). Monografia GNDT.
- Stramondo S., Tesauro M., Briole P., Sansosti E., Salvi S., Lanari R., Anzidei M., Baldi P., Fornaro G., Avallone A., Buongiorno M.F., Franceschetti G., Boschi E. (1999): The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes: modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **26** (7), 883-886.