

## 1.3 Il terremoto del 6 aprile e le conoscenze sulle faglie attive dell'Appennino centrale

F. Galadini<sup>1</sup>, D. Pantosti<sup>2</sup>, P. Boncio<sup>3</sup>, P. Galli<sup>4</sup>, P. Messina<sup>5</sup>, P. Montone<sup>2</sup>, A. Pizzi<sup>3</sup>, S. Salvi<sup>2</sup> ■

### 1.3.1 Introduzione

Il terremoto del 6 aprile 2009 ha interessato un settore di catena appenninica per il quale sono note più faglie attive potenzialmente in grado di generare terremoti con magnitudo fino a 7. Le faglie del settore in esame si presentano in superficie come segmenti di lunghezza variabile, ma non eccedente i 20 km circa. I segmenti di lunghezza minore spesso mostrano relazioni geometriche di tipo *en-echelon* nell'ambito di più lunghi sistemi di faglia (es. sistemi di faglia dell'alta valle dell'Aterno, di Campo Imperatore, del Fucino) e sono presumibilmente l'espressione – articolata in superficie – di piani di frattura individuali, continui in profondità. Questa frammentazione strutturale comporta la difficoltà di definire un quadro di segmentazione affidabile,

### 1.3.2 Inquadramento neotettonico

L'area in oggetto è caratterizzata da tettonica estensionale a partire dal Pliocene (es., CNR-PFG, 1987). Questo regime tettonico ha seguito la strutturazione compressiva della catena a pieghe e sovrascorrimenti di età mio-pliocenica durante la quale il fronte esterno della compressione è progressivamente migrato verso est e nord-est, in risposta a processi geodinamici e cinematici oggetto di diverse interpretazioni da parte degli autori (es. Lavecchia, 1988; Patacca et al., 1990). Il fronte compressivo attivo è posto a est dell'Appennino, nel Mare Adriatico o nelle zone costiere (es., CNR-PFG, 1983).

Il regime estensionale è contemporaneo al sollevamento regionale della catena (D'Agostino et al., 2001; Salustri Galli et al., 2002; Centamore e Nisio, 2003; Galadini et al., 2003a; Pizzi, 2003) ed è responsabile dell'attività di faglie normali e normali-oblique durante gran parte del Quaternario (es. CNR-PFG, 1987). Le principali faglie estensionali plio-quadernarie presentano direzione NW-SE e NNW-SSE, paral-

le agli assi fisiografici e strutturali della catena. Alcune faglie sono caratterizzate da direzione WNW-ESE, particolarmente nell'area del Gran Sasso d'Italia. I notevoli rigetti verticali e l'estensione legati all'attività delle faglie principali hanno condizionato la formazione e l'evoluzione geologica di depressioni intermontane come i bacini del Fucino e di Sulmona (es. Galadini e Messina, 1994; Cavinato e Micca-dei, 1995).

propedeutico alla parametrizzazione delle sorgenti sismogenetiche, in riferimento alla geometria e alla magnitudo ad esse associabili. Oggetto del presente articolo sono la complessità strutturale e i problemi inerenti il comportamento sismogenetico di un ampio settore appenninico centrato sulla zona colpita dal terremoto del 6 aprile. In esso, dopo un breve inquadramento neotettonico e una altrettanto breve trattazione metodologica, si procederà alla descrizione delle caratteristiche delle faglie attive che costituiscono l'espressione in superficie delle sorgenti sismogenetiche. Seguiranno alcuni paragrafi dedicati alla faglia/sorgente responsabile del recente terremoto e una discussione rivolta ai problemi legati alla definizione del comportamento sismogenetico dell'area indagata.

L'attività quadernaria delle faglie normali non ha avuto carattere stazionario. I dati stratigrafici suggeriscono una migrazione verso est del dominio estensionale (Galadini e Messina, 2004; Fubelli et al., in press). Come risultato di questa migrazione, alcune faglie normali poste nel settore occidentale dell'Appennino sono da considerarsi attualmente non attive (per quanto riguarda l'evidenza di dislocazione in superficie). Al contrario, attività persistente almeno dal Pleistocene inferiore alto può essere attribuita ad altre faglie poste nei settori più orientali della catena.

<sup>1</sup> INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano. [www.ingv.it](http://www.ingv.it)

<sup>2</sup> INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma. [www.ingv.it](http://www.ingv.it)

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università "G. D'Annunzio" di Chieti-Pescara, Chieti. [www.unich.it](http://www.unich.it)

<sup>4</sup> Dipartimento della Protezione Civile, Roma. [www.protezionecivile.it](http://www.protezionecivile.it)

<sup>5</sup> CNR, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Roma. [www.igag.cnr.it](http://www.igag.cnr.it)

### 1.3.3 Faglie attive e sorgenti sismogenetiche: precedenti studi a scala regionale

Le faglie che mostrano evidenze di attività nel Pleistocene superiore-Olocene sono considerate attive (es. Barchi et al., 2000; Galadini e Galli, 2000; Boncio et al., 2004a). Le faglie principali in genere immergono verso ovest o sudovest e la lunghezza dei singoli segmenti varia tra 5 e 21 km. I sistemi di faglia sono costituiti mediamente da 3-5 segmenti più corti, spesso con relazioni *en-echelon* tra loro. La lunghezza dei sistemi di faglia nell'area in oggetto non supera i 30 km (es. Assergi-Campo Imperatore).

Le faglie attive e i sistemi di faglia sono considerati espressione in superficie di sorgenti sismogenetiche potenzialmente responsabili di terremoti distruttivi. I lavori pubblicati riportano informa-

zioni su faglie/sorgenti potenzialmente responsabili di terremoti con soglia inferiore di magnitudo nell'intervallo 5.7-6.5 (es. 5.9 in Galadini et al., 1999; 6.5 in Galadini e Galli, 2000; 6.2 in Galadini et al., 2001; 5.7 in Boncio et al., 2004b e Pace et al., 2006).

Non tutta l'informazione disponibile nei lavori citati è inclusa nel *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS; Basili et al., 2008) in cui sono tracciate *i)* sorgenti sismogenetiche potenzialmente responsabili di terremoti con  $M \geq 5.5$  e la relativa espressione in superficie (con geometria semplificata) e *ii)* varie "seismogenic areas" di forma allungata con assi prevalentemente paralleli alla catena racchiudenti potenziali sorgenti individuali non note.

### 1.3.4 Faglie attive e sorgenti sismogenetiche: aspetti generali

La definizione dei segmenti e dei sistemi di faglia attivi segue approcci che tradizionalmente integrano geologia del Quaternario, geomorfologia e geologia strutturale (Galadini e Galli, 2000; Boncio et al., 2004a; Blumetti e Guerrieri, 2007). In base ai criteri adottati, la terminazione di un segmento di un sistema di faglia è evidenziata da elementi del paesaggio (di solito terrazzi fluviali con associati depositi o paleopaesaggi di natura erosiva) non interessati da deformazione o dislocazione, oppure dalla interruzione strutturale su discontinuità oblique pre-esistenti (barriere strutturali; Pizzi e Galadini, 2009). Le aree che presentano tali evidenze sono talvolta identificabili in prossimità delle terminazioni delle singole faglie. In questi casi, l'evidenza strutturale coincide approssimativamente con l'evidenza geomorfologica dell'attività quaternaria e recente (es. faglia del Monte Morrone: Miccadei et al., 2004; Pizzi e Pugliese, 2004; Gori et al., in stampa; per le faglie dell'area nursina si vedano Pizzi e Scisciani, 2000 e Pizzi et al., 2002). In altri casi, evidenza strutturale della faglia ed evidenza geomorfologica dell'attività recente possono non coincidere: in genere le evidenze di attività riguardano solo parte dell'intera faglia (es. Galadini e Messina, 2001, per la faglia della Laga; tuttavia, per una diversa interpretazione si vedano Boncio et al., 2004b e Blumetti e Guerrieri, 2007). È pertanto possibile che il regime tettonico in atto sfrutti porzioni di un elemento strutturale formatosi nell'ambito di un più antico regime tettonico. Ciò rende più complicata l'interpretazione strutturale ai fini della segmentazione.

L'evidenza dell'attività di una faglia consiste nella dislocazione verticale di depositi e relative forme del Pleistocene superiore-Olocene. Nel caso in cui depositi (e/o le forme associate) della stessa età siano rinvenuti al letto e al tetto della faglia, è possibile stimare il rigetto verticale. Definito il rigetto, avendo a disposizione età (in genere numerica) dei sedimenti coinvolti nella dislocazione, è possibile stimare il rateo di movimento di una faglia.

Le informazioni di superficie vengono integrate con dati di sottosuolo, nei casi non frequenti in cui questi siano disponibili da prospezioni di sismica a riflessione (si vedano, per i bacini di Sulmona e del Fucino, Cavinato e Miccadei, 1995 e Cavinato et al., 2002). L'interpretazione della sismica a riflessione consente di definire la geometria in profondità di una determinata faglia. I casi meglio studiati, come quelli citati dei bacini del Fucino e di Sulmona, forniscono anche chiavi interpretative per le faglie bordiere di altri bacini intrappenninici meno noti.

Le indagini paleosismologiche condotte lungo le faglie principali dell'Appennino centrale dalla fine degli anni ottanta hanno consentito di inquadrare cronologicamente singoli eventi di dislocazione, cioè di definire l'età di terremoti degli ultimi millenni (Giraudi, 1988 e 1989; Giraudi e Frezzotti, 1995; Michetti et al., 1996; Pantosti et al., 1996; Galadini et al., 1997 e 2003; Galadini e Galli, 1999 e 2003b; D'Addezio et al., 2001; Galli et al., 2002, 2005 e 2008; Moro et al., 2002; Salvi et al., 2003; Saroli et al., 2008). In base alla successione di eventi di dislocazione, in molti casi è stato possibile definire il tempo di ricorrenza per l'attivazione delle faglie. Nei casi analizzati nel

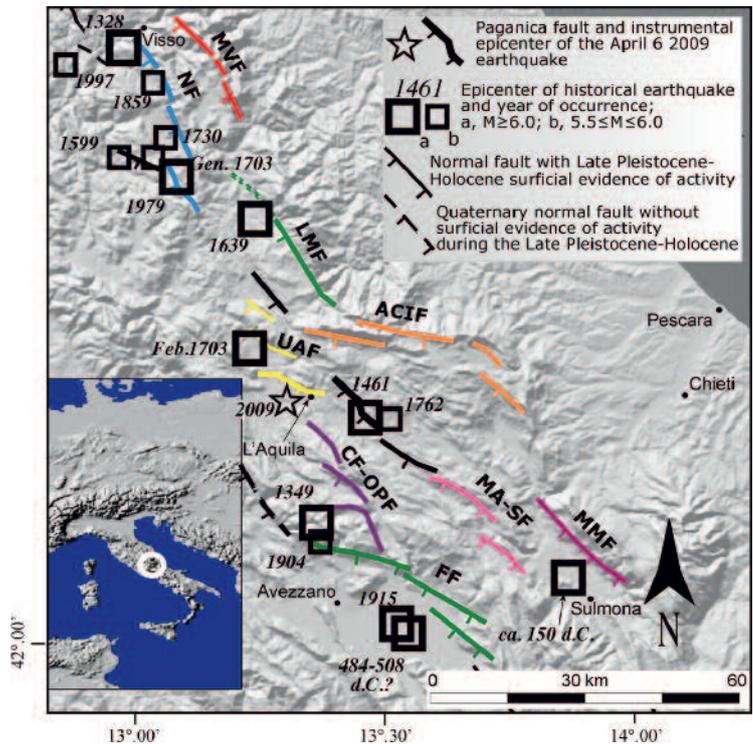
settore appenninico in oggetto, il tempo di ricorrenza è sempre risultato superiore al millennio. Riassumendo, le indagini geologiche e geomorfologiche e le analisi paleosismologiche hanno riguardato e riguardano in genere faglie attive che si ritiene siano le espressioni in superficie delle sorgenti sismogenetiche. Pertanto, le ricerche forniscono dati relativi alla geometria di queste ultime (in base alle caratteristiche di superficie e di sottosuolo), alla magnitudo massima associabile, al tempo intercorso dall'ultima

### 1.3.5 Faglie attive in Appennino centrale potenzialmente responsabili di terremoti con $M_w \geq 5.7$

#### 1.3.5.1 Appennino umbro

Nell'area discussa nel presente paragrafo (Umbria meridionale; Fig. 1), sono presenti due sistemi di faglia principali (Norcia e M. Vettore) attivi nel Pleistocene superiore-Olocene (Calamita et al., 1982 e 1995; Brozzetti e Lavecchia, 1994; Galadini e Galli, 2000; Boncio e Lavecchia, 2000; Pizzi et al., 2002). Il sistema di Norcia, che si sviluppa tra Preci e Cittareale, è caratterizzato da singole sezioni di faglia al bordo di bacini intermontani, in corrispondenza dei fianchi orientali delle depressioni. I versanti montuosi mostrano, in più punti, scarpate di faglia in roccia carbonatica (Fig. 2a; es. Brozzetti e Lavecchia, 1994; Calamita et al., 1994). L'evidenza di attività recente consiste nella dislocazione di depositi alluvionali e palustri del Pleistocene medio e superiore, in particolare nel bacino di Norcia (Calamita et al., 1982; Blumetti et al., 1990a; Blumetti, 1995; Blumetti e Guerrieri, 2007). Indagini palosismologiche hanno consentito di definire eventi di dislocazione che interessano depositi alluvionali e colluviali del Pleistocene superiore e dell'Olocene e colluvi olocenici (Galli et al., 2005). Tali indagini hanno consentito di attribuire il terremoto del 14 gennaio 1703 ( $M_w$  6.7, in Rovida e Gruppo di Lavoro CPTI, 2009, catalogo da cui provengono le  $M_w$  in seguito riportate) all'attivazione di questo sistema di faglia, già ipotizzato in altri lavori geomorfologici e sismotettonici (es. Blumetti, 1995; Galadini et al., 1999). Inoltre, a seguito del terremoto del 1979 furono individuate tracce di probabile fagliazione di superficie lungo la sezione meridionale del sistema di faglia (Blumetti et al., 1990b; Blumetti, 1995). Mediante il confronto tra distribuzione delle intensità di terremoti storici e geometria delle faglie attive, si è ipotizzato che le singole sezioni del sistema abbiano generato i terremoti con  $M$  tra 5.5

attivazione, al tempo di ricorrenza medio. L'elemento decisivo di questa filosofia è il porre in relazione la struttura sismogenetica in profondità con una espressione in superficie della stessa lungo faglie indagabili con metodi geologici. Sembra opportuno ricordare che questo tipo di approccio è alla base della definizione di dati di *input* per la stima della pericolosità sismica nella regione in esame, di cui si ha evidenza in vari lavori (Peruzza e Pace, 2002; Pace et al., 2006 e 2008; Akinci et al., 2009).



e 5.9 che hanno interessato l'area nurcina (1328, 1599, 1730, 1859, 1979; Galadini et al., 1999). Lavori geomorfologici e paleosismologici evidenziano l'attività pleistocenico superiore-olocenica della faglia del M. Vettore (Coltorti e Farabollini, 1995; Galadini e Galli, 2003). In questo caso, tuttavia, non è possibile individuare terremoti storici attribuibili alla sua attivazione. Sebbene la lunghezza e l'evidenza di attività recente facciano ritenere che questa faglia rappresenti l'espressione di una sorgente sismogenetica potenzialmente responsabile di terremoti con  $M > 6.5$ , la sua parametrizzazione non è inclusa nel database DISS.

#### 1.3.5.2 Appennino abruzzese

Si tratta probabilmente del settore del territorio nazionale meglio conosciuto per quanto riguarda gli aspetti sismotettonici. L'attuale conoscenza sulle faglie attive deriva da decenni di

Fig. 1  
Schema delle faglie attive. Uguali colori identificano segmenti che si ritiene possano appartenere ad uno stesso sistema di faglia. Per i segmenti tracciati in nero permangono dubbi sull'inclusione in un determinato sistema. Legenda: MVF, faglia del M. Vettore; NF, sistema di faglia di Norcia; LMF, faglia dei Monti della Laga; UAF, sistema di faglia dell'alta valle dell'Aterno; ACIF, sistema di faglia Assergi-Campo Imperatore; CF-OPF, sistema di faglia di Campo Felice-Ovindoli-Piano di Pezza; MA-SF, sistema di faglia della media valle dell'Aterno-Valle Subequana; FF, sistema di faglia del Fucino; MMF, faglia del Monte Morrone.

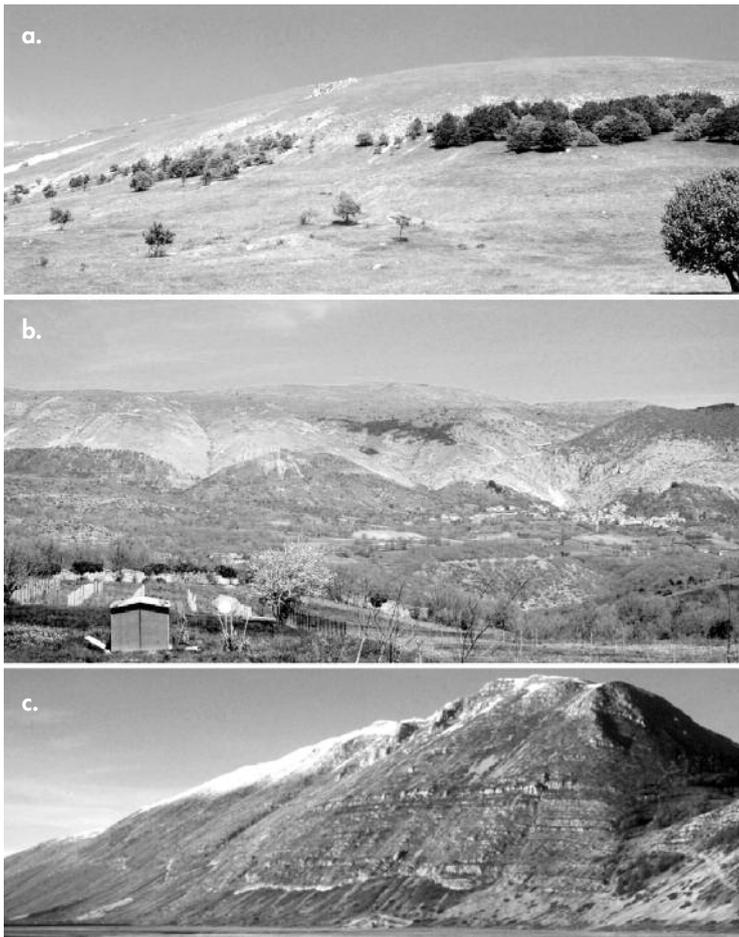


Fig. 2  
 A) Sistema di faglia di Norcia, nel settore più meridionale, in prossimità di Cittareale; B) Sistema di faglia della media valle dell'Aterno-Valle Subequana, nel settore settentrionale (panoramica da Tione); C) Sistema di faglia Campo Felice-Ovindoli-Piano di Pezza, dalla Piana di Campo Felice. Nei tre casi mostrati, l'espressione in superficie delle faglie è rappresentata da scarpate di faglia in roccia, forme tipiche dei versanti di faglia attiva dell'Appennino centrale.

lavori di geologia del Quaternario e di geomorfologia, iniziati con la pubblicazione di Bosi (1975). Da allora, numerosi studi hanno tentato di incrementare le conoscenze sulla geometria e sulla cinematica delle faglie ad attività pleistocenico superiore-olocenica (es. Giraudi, 1988 e 1995; Carraro e Giardino, 1992; Bosi et al., 1993; Blumetti et al., 1993; Blumetti, 1995; Salvi e Nardi, 1995; Vittori et al., 1995; Piccardi et al., 1999; Galadini e Galli, 2000; Barchi et al., 2000; Galadini e Messina, 2001; Boncio et al., 2004a; Roberts e Michetti, 2004; Blumetti e Guerrieri, 2007; Gori et al., in stampa). Inoltre, dalla fine degli anni ottanta sono state effettuate numerose indagini paleosismologiche (si vedano i lavori citati nel paragrafo 4 e la sintesi di Galli et al., 2008).

Le indagini di geologia del Quaternario, di geomorfologia e di paleosismologia consentono di definire il quadro delle faglie attive schematizzato nella Figura 1.

Alla scala regionale, la maggior parte delle faglie con evidenze di dislocazioni durante il Pleistocene superiore-Olocene sono riportate in dettaglio in Barchi et al. (2000), Galadini e Galli (2000), Pizzi et al. (2002) e Boncio et al. (2004a), con poche differenze per l'area rap-

presentata in Figura 1. Il quadro strutturale è sensibilmente diverso da quello proposto da Roberts e Michetti (2004) e Roberts et al. (2004). In riferimento allo schema della Figura 1, due faglie attive (Campo Imperatore e Media Valle dell'Aterno), con lunghezza superiore ai 20 km ed evidenti tracce di dislocazioni oloceniche, non sono state parametrizzate come sorgenti nel database DISS (Basili et al., 2008).

Il settore più occidentale dell'area indagata è caratterizzato dalla presenza di tre sistemi di faglia attivi, fra l'alta valle dell'Aterno a nord e la Piana del Fucino a sud. La lunghezza di ciascun sistema è superiore ai 20 km. Ciò significa che le relative sorgenti sismogenetiche potrebbero essere responsabili di terremoti con  $M \geq 6.5$  (Wells e Coppersmith, 1994).

A prescindere da complessità minori, nell'insieme le singole sezioni che compongono i sistemi hanno direzioni da NW-SE a NNW-SSE. Dati paleosismologici sono disponibili per il sistema di faglia dell'alta valle dell'Aterno (Moro et al., 2002), le faglie Campo Felice-Colle Cerasitto e Ovindoli-Pezza (Fig. 2b; forse sezioni di un singolo sistema di faglia; Pantosti et al., 1996; Salvi et al., 2003) e il sistema di faglia del Fucino (Michetti et al., 1996; Galadini e Galli, 1999). In tutti i casi menzionati, la paleosismologia ha definito intervalli di ricorrenza superiori ai mille anni (es. superiori ai 1.400 anni per il sistema di faglia del Fucino). Le indagini geologiche e paleosismologiche hanno permesso di stimare ratei di movimento solitamente inferiori a 1 mm/a, con l'eccezione delle faglie Campo Felice-Colle Cerasitto e Ovindoli-Pezza, caratterizzate da un rateo nell'ordine di 1 mm/a o poco più.

Al sistema di faglia dell'alta valle dell'Aterno è associato il terremoto del 2 febbraio 1703 (Mw 6.7), soprattutto in base alle indagini paleosismologiche condotte da Moro et al. (2002). Ancora dati paleosismologici hanno consentito di attribuire ad epoca medievale l'ultimo evento di dislocazione lungo la faglia Ovindoli-Pezza (Pantosti et al., 1996). Tuttavia, a questa faglia non sono associabili in maniera conclusiva terremoti storici riportati in catalogo, sebbene le età numeriche disponibili per l'attività siano compatibili con i terremoti del 1315 e del 1349 (D'Addezio et al., 1995). Al sistema di faglia del Fucino è associato il terremoto del 1915 (Mw 7.0), in base a informazioni storiche e dati paleosismologici (Serva et al., 1986; Michetti et al., 1996; Galadini e Galli, 1999).

Cinque faglie e sistemi di faglia sono stati identificati nel settore centro-orientale dell'area inda-

gata. Le varie sezioni dei sistemi hanno direzioni tra NNW-SSE e WNW-ESE. La lunghezza di ciascuna faglia o sistema di faglia è superiore ai 18 km (a parte la faglia di Paganica, si vedano i paragrafi successivi). Ciò significa che anche in questo caso la magnitudo massima dei terremoti attesi potrebbe essere superiore a 6.5.

Nella parte settentrionale di questo settore, dati paleosismologici sono disponibili per la faglia dei Monti della Laga (Galadini e Galli, 2003) e per il sistema di faglia di Campo Imperatore (che include le sezioni di Assergi, Campo Imperatore e Monte San Vito-Monte Cappucciata) (Giraudi e Frezzotti, 1995; Galadini et al., 2003). L'evidenza di attività nel tardo Pleistocene superiore per il settore settentrionale del sistema di faglia della media valle dell'Aterno (Fig. 2c) e per la faglia del Monte Morrone

deriva da indagini di geologia del Quaternario e di geomorfologia (Bertini e Bosi, 1993; Vittori et al., 1995; Ciccacci et al., 1999; Galadini e Galli, 2000; Gori et al., in stampa). Recenti indagini paleosismologiche lungo un segmento posto a sud del sistema di faglia della media valle dell'Aterno (faglia della Valle Subequana) hanno consentito di definirne l'attivazione durante l'Antichità (forse nel II secolo a.C.; Falucci et al., in prep.).

Alle faglie dei Monti della Laga, di Campo Imperatore e della media valle dell'Aterno non sembrerebbero associabili terremoti riportati in catalogo. Alla faglia del Monte Morrone sarebbe associabile il terremoto riportato nei cataloghi con la data convenzionale 101 d.C., in realtà avvenuto intorno al 150 d.C. (Galadini e Galli, 2001; Ceccaroni et al., 2009).

### 1.3.6 Il terremoto del 6 aprile 2009 e la faglia di Paganica

#### 6.1 La faglia di Paganica: evidenze geologiche, geomorfologiche e strutturali

Si ritiene che l'espressione in superficie della sorgente sismogenetica responsabile del terremoto del 6 aprile sia rappresentata dalla cosiddetta faglia di Paganica (si veda su questo punto, a esempio, Boncio et al., 2009), un elemento strutturale con cinematica normale, direzione tipicamente appenninica (NW-SE) e lunghezza pari a 11-18 chilometri. L'incertezza sulla dimensione dipende dal fatto che ad essa vengano o meno attribuite sezioni minori verso nord (M. Stabiata; Lavecchia et al., 2009; Boncio et al., sottomesso) o verso sud (a ridosso di San Demetrio ne' Vestini; Galli et al., in stampa). Come per altri casi appenninici, anche la faglia di Paganica limita verso est un bacino sedimentario che ospita sedimenti alluvionali e di versante a granulometria ghiaiosa a ridosso delle aree bordiere e sedimenti alluvionali e lacustri nelle zone più interne. Nel complesso, l'insieme formato dalle faglie di Paganica e di San Demetrio ne' Vestini sembra essere all'origine della depressione della media valle dell'Aterno, di cui in Bosi e Bertini (1970), Bagnaia et al. (1992) e Bertini e Bosi (1993). Questo bacino è il più meridionale dei tre che interessano il settore aquilano dell'Appennino. Gli altri due (Arischia-Barete e L'Aquila-Scoppito) presentano comunque caratteristiche strutturali simili al più meridionale, essendo anch'essi limitati da faglie che ne hanno condizionato l'evoluzione (Monte Marine e Pettino) (Messina et al., 2009).

Per quanto concerne la faglia oggetto di questo

paragrafo, nel lavoro di Bagnaia et al. (1992) si ipotizza che essa sia legata ad un'altra faglia normale presente a monte di San Demetrio ne' Vestini. Il lavoro citato presenta uno schema strutturale relativamente semplice (Fig. 3b), con una faglia normale lunga circa 14 km, in buona parte impostata su depositi quaternari. Lo schema strutturale relativo all'attività quaternaria definito in Bertini e Bosi (1993) è evidentemente più complesso. In esso, la terminazione settentrionale della faglia di San Demetrio, con direzione ca. E-W nella zona di Piè del Colle, suggerirebbe l'assenza di un legame evidente con la faglia di Paganica.

L'informazione sulle faglie quaternarie è riassunta nella carta geologica curata da Vezzani e Ghisetti (1998), in cui la faglia di Paganica è cartografata come un segmento lungo 9 km, indipendente dalla struttura di San Demetrio ne' Vestini (Fig. 3c). La stessa informazione è rintracciabile nel foglio 359 "L'Aquila" della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, stampato nel 2009.

Per quanto riguarda l'inclusione dell'informazione geologica disponibile negli studi sismotettonici a scala regionale, si può notare che la faglia di Paganica non è presente tra le faglie potenzialmente responsabili di terremoti con  $M \geq 6.5$  riportate in Galadini e Galli (2000). Non è nemmeno presente nell'inventario a scala nazionale curato da Galadini et al. (2001) – con faglie potenzialmente responsabili di terremoti con  $M \geq 6.2$  – che per l'Italia centrale includeva senza variazioni sostanziali quanto in Galadini e Galli (2000). È invece inserita nelle pubblicazioni di Pizzi et al. (2002) e Boncio et al.

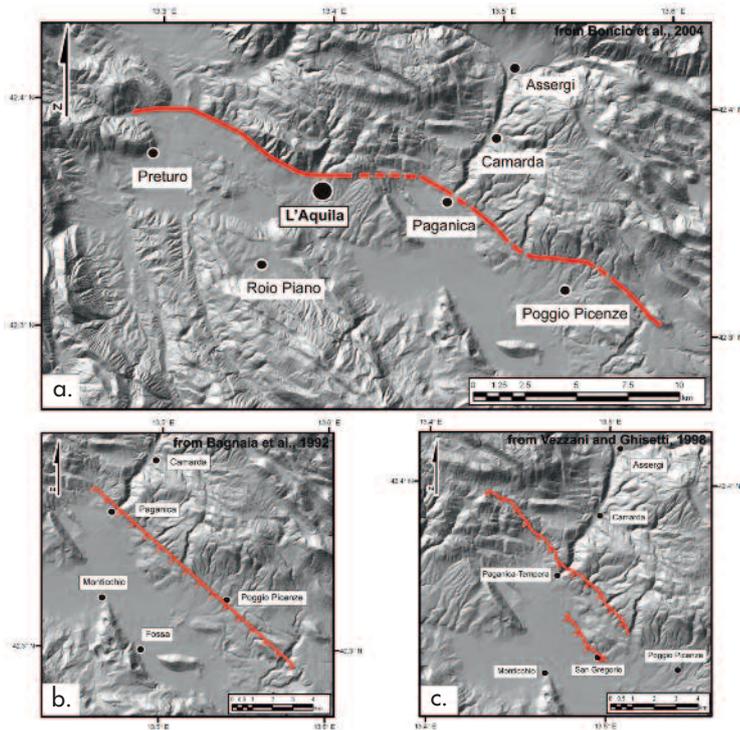


Fig. 3  
La faglia di Paganica nei precedenti lavori geologici:  
A) da Boncio et al., (2004); B) da Bagnola et al., (1992); C) da Vezzani e Ghisetti (1998).

(2004a). In particolare, questi autori legano la faglia di Paganica a quella del Monte Pettino a mezzo di un segmento ca. E-W (Fig. 3a). Nel caso di Boncio et al. (2004a), l'intersezione con il segmento E-W di collegamento al Monte Pettino viene interpretato come una possibile barriera alla propagazione di dislocazioni cosismiche lungo la faglia di Paganica, definendo così per quest'ultima un segmento lungo ca. 13 km, a comportamento sismogenetico indipendente dalle strutture adiacenti, probabilmente attivato dagli eventi del 1461 e del 1762 e con magnitudo massima stimata fra 6.1 e 6.4. Le faglie della zona di San Demetrio ne' Vestini vengono considerate come faglie sintetiche minori al tetto della struttura principale, che emergerebbe 2-3 km più a NE. La terminazione verso nord della faglia di Paganica, all'intersezione con il segmento E-W di Monte Pettino, è stata smentita dal terremoto del 6 aprile, la cui sorgente si sviluppa ulteriormente verso NW senza sostanziali variazioni di direzione (si veda oltre), mentre la terminazione verso SE all'altezza di San Demetrio ne' Vestini, in corrispondenza dello *step over* destro con la struttura della media valle dell'Aterno, è in buon accordo con i dati SAR e sismologici. Nell'area di L'Aquila, Roberts e Michetti (2004) e Papanikolaou et al. (2005) definiscono un segmento di faglia di più di 30 chilometri che non comprende, tuttavia, la faglia di Paganica. Per quanto concerne le sorgenti sismogenetiche, lo schema prodotto da Boncio et al. (2004a) viene utilizzato in lavori successivi dedicati alla stima

dell'hazard (Pace et al., 2006 e 2008). Akinci et al. (2009), considerando la mancanza di dati geologici conclusivi, ma ritenendo poco probabile l'assenza di una sorgente nella zona di Paganica-Poggio Picenze, la definiscono utilizzando il metodo di Gasperini et al. (1999), a partire dalla distribuzione delle intensità del terremoto del 1461 (oggi ritenuto da molti come l'equivalente del passato del terremoto del 6 aprile 2009). Una sorgente con emergenza nell'area di Paganica è assente nel database DISS (Basili et al., 2008), né ricade all'interno delle cosiddette "Seismogenic Areas" tracciate dai menzionati autori.

I rilevamenti di superficie effettuati subito dopo la scossa del 6 aprile hanno consentito di acquisire ulteriori informazioni sulla geometria e le caratteristiche dell'attività recente della faglia di Paganica, per un tratto che si sviluppa tra Colle Enzano e San Gregorio (Fig. 4 e 5). Lungo tale allineamento è talora esposto il piano di faglia – impostato nei calcari o nelle ghiaie quaternarie – con pendenza variabile tra i 55 e i 70 gradi (Fig. 5a). Nel complesso, la struttura rilevata è costituita da tre segmenti minori ciascuno lungo 3-4 km e in rapporto *en-echelon* destro tra loro: un segmento settentrionale (Colle Enzano), uno centrale (abitato di Paganica) e quello meridionale (San Gregorio).

Nei settori centrale e meridionale, la faglia pone in contatto depositi continentali attribuiti al Pliocene-Pleistocene medio con sedimenti prevalentemente di natura colluviale del Pleistocene superiore (Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 359, L'Aquila). Molti affioramenti analizzati negli ultimi mesi all'interno della zona di faglia evidenziano la dislocazione di depositi alluvionali e di versante attribuibili al Pleistocene medio-Olocene. L'attività più recente nella sezione centrale è desumibile dalla fagliazione di depositi colluviali e alluvionali lungo almeno tre piani di taglio esposti nelle pareti di una trincea perpendicolare alla struttura. La trincea, nella zona settentrionale dell'abitato di Paganica, si formò nella notte del 6 aprile a causa dell'erosione innescata da acqua in pressione per la rottura di un acquedotto. Nella parte superiore dello scavo, un piano di faglia pone delle brecce calcaree in contatto con ghiaie di origine alluvionale, livelli colluviali e pedogenetici che risultano essere dislocati di alcuni metri (Falcucci et al., in stampa; Boncio et al., sottomesso). Altri piani di taglio esposti nella trincea dislocano depositi alluvionali e di versante. La materia organica di unità colluviali e colluviali pedogenizzate interessate da dislocazione ha fornito età numeriche pari a 5718/5467-

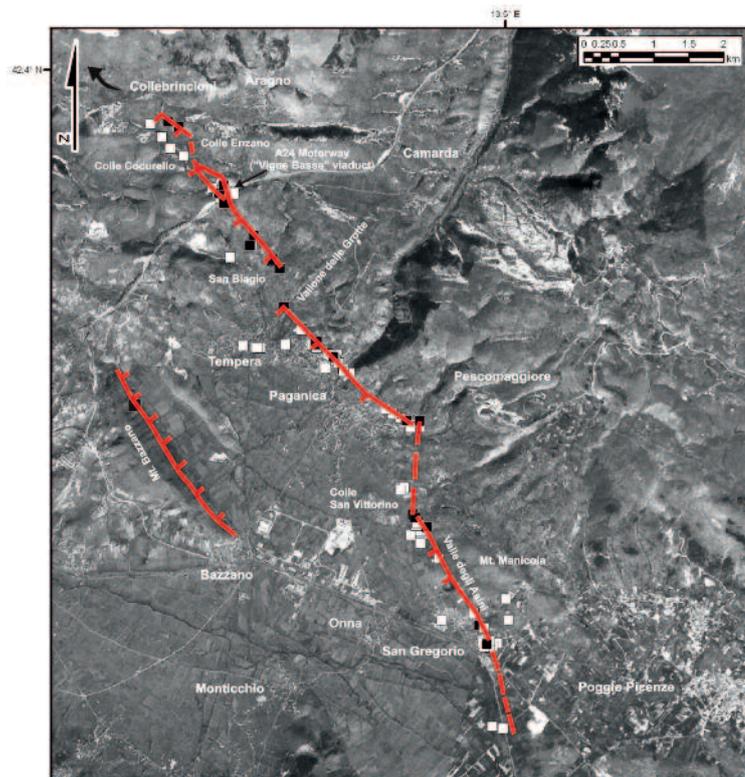
5403/5387 a.C. (età radiocarbonio calibrata a 2 sigma) e 34970±470 BP (età radiocarbonio non calibrata) (Falcucci et al., in stampa). Quest'ultima datazione è compatibile con l'età numerica (33.000±4.100 BP) ottenuta con il metodo U/Th su un campione di concrezione calcarea inclusa nel deposito organico (Falcucci et al., in stampa). Ulteriori trincee paleosismologiche (es. Messina et al., 2009 per il segmento dell'abitato di Paganica; dati inediti di A. Pizzi e G. Pomposo per il segmento di Colle Enzano) evidenziano nette dislocazioni sul piano della faglia, attribuibili agli ultimi millenni e ad epoca storica. Nel complesso, questi dati consentono di accertare l'attività della faglia almeno dal Pleistocene superiore-Olocene. La dislocazione verticale osservata lungo i piani di taglio chiarisce che, in un passato relativamente recente, la faglia di Paganica ha originato ripetutamente fagliazione di superficie con rigetti pluridecimetrici.

#### 6.2 Effetti geologici cosismici lungo la faglia di Paganica

La scossa del 6 aprile ha generato in superficie vari di set di fratture lungo la faglia di Paganica (es. Fig. 5b). Le fratture presentavano generalmente direzione NW-SE, erano allineate tra loro e parallele ai vari segmenti minori della faglia, nell'ambito di una fascia non più ampia di alcune decine di metri (Fig. 4; Gruppo di Lavoro Emergeo, 2009 e sottomesso; Falcucci et al., in stampa; Boncio et al., sottomesso). Esse presentavano altresì apertura dell'ordine di alcuni centimetri e lunghezze anche di alcune decine di metri (senza soluzione di continuità); ognuna di esse era in rapporto *en-echelon* (generalmente destro) con le adiacenti.

Le fratture osservate erano pressoché continue i) attraverso i campi e le aree urbane, con evidenti danni agli edifici attraversati, indipendentemente dalla tipologia edilizia; ii) lungo pendii e aree pianeggianti; iii) attraverso qualsiasi elemento del paesaggio, come colline, valli e superfici terrazzate e iv) attraverso terreni sia naturali che di riporto (Gruppo di Lavoro Emergeo, 2009 e sottomesso; Falcucci et al., in stampa; Boncio et al., sottomesso).

Inoltre, molte fratture lungo i segmenti centrale e settentrionale della faglia presentavano rigetti di entità variabile sia orizzontale che verticale. Nel settore centrale, l'entità della dislocazione è andata aumentando nei giorni successivi alla scossa del 6 aprile. Viceversa, alle fratture poste lungo il segmento meridionale non è associabile spostamento verticale ma solo una componente orizzontale (Gruppo di Lavoro Emergeo, 2009; Falcucci et al.,



in stampa; Boncio et al., sottomesso).

I lavori sopra citati interpretano come probabile fagliazione di superficie le varie fratture con rigetto osservate nel terreno in corrispondenza della sezione centrale della faglia di Paganica, cioè nell'area a ridosso dell'abitato. Come effetto di fagliazione di superficie dovrebbe altresì interpretarsi il ringiovanimento dei piani di faglia esposti sulla scarpata in roccia del settore più settentrionale. La fratturazione piuttosto continua in corrispondenza del segmento meridionale potrebbe rappresentare la deformazione dovuta al movimento di una faglia che non raggiunge la (ma è prossima alla) superficie. In pratica, il piano di campagna non dislocato sarebbe deformato continuamente. Di questa deformazione, l'apertura delle fratture sarebbe l'espressione secondaria.

Nel complesso, la lunghezza dei vari sistemi di frattura osservati è compatibile con la lunghezza delle "rotture di superficie" osservate per terremoti di M 6.3, in base a quanto definito in Wells and Coppersmith (1994).

#### 6.3 La faglia di Paganica: vincoli geometrici

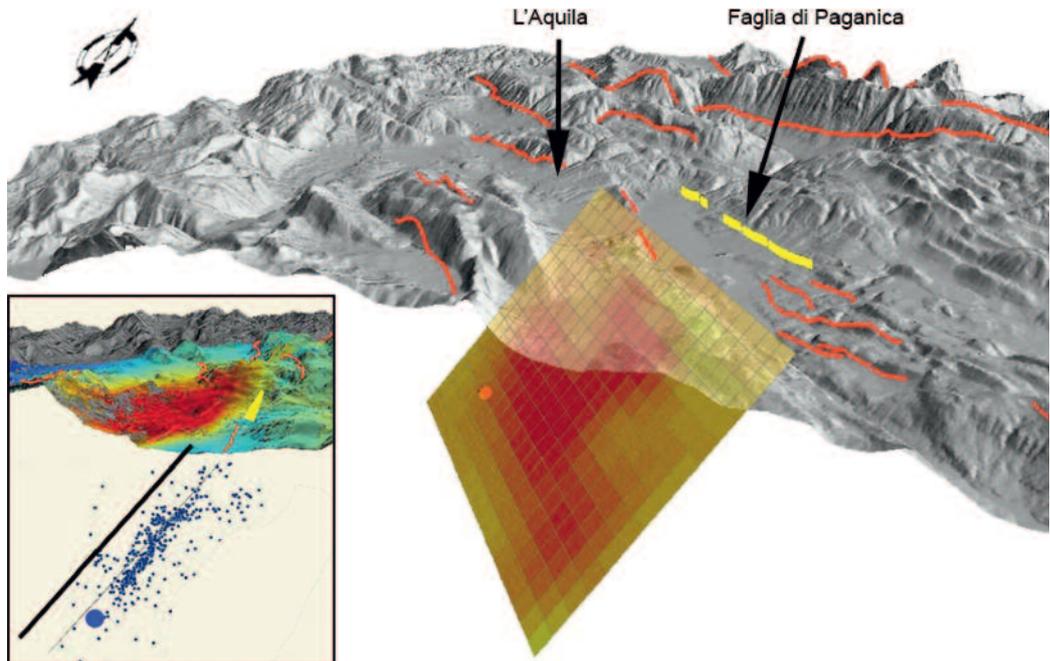
La geometria e la cinematica della faglia sorgente del terremoto di L'Aquila sono state determinate con precisione tramite l'inversione di dati di geodesia spaziale (SAR e GPS). Una settimana dopo l'evento erano già stati elaborati dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanolo-

Fig. 4  
Mappa di dettaglio della faglia di Paganica e della faglia di Bozzano (antitetica) (tratto rosso). I quadrati neri rappresentano i punti in cui la faglia di Paganica è esposta in superficie. I quadrati bianchi definiscono i punti in cui è stata osservata fagliazione di superficie/fratturazione del terreno. (Da Falcucci et al., in stampa, modif.).

Fig. 5  
 A) Scaricata di faglia in roccia lungo la faglia di Paganica, nel settore meridionale dell'abitato; B) Frattura cosismica con spostamento delle parti osservata lungo la faglia di Paganica il 7 aprile 2009, alla periferia settentrionale dell'abitato.



Fig. 6  
 La figura mostra il piano su cui è avvenuta la dislocazione sismica del 6 Aprile, come ricostruito tramite la modellazione dei dati DInSAR e GPS. I colori mostrano i valori dello scorrimento dei due lembi della faglia (slip). La scala di colore dal rosso al giallo indica valori tra 90 e 0 cm. Per la scala metrica si consideri che il piano di faglia ha dimensioni 20 x 14 km. Nel riquadro è mostrato il piano di dislocazione in una sezione perpendicolare alla faglia, in cui sono riportate anche le repliche del mainshock del 6 Aprile. È evidente l'ottima corrispondenza tra il piano di dislocazione modellato e la zona di maggiore densità delle repliche. In giallo sono schematizzate le fratture cosismiche osservate in superficie.



gia tre interferogrammi differenziali SAR (DInSAR) che mostravano chiaramente (si veda il riquadro in Fig. 6) il *pattern* di deformazione del suolo generato in superficie dalla dislocazione della faglia (INGV, 2009). I dati GPS provenienti da stazioni installate dall'INGV prima dell'evento e rimisurate nei giorni successivi confermavano i dati DInSAR, e permettevano di misurare i movimenti del suolo cosismici fino a oltre 60 km dall'epicentro (INGV, 2009). I dati geodetici mostrano che un'area di ~30 x 20 km intorno alla conca Aquilana è stata soggetta ad un abbassamento della superficie con un massimo spostamento verticale di circa -26 cm, localizzato tra l'Aquila e Fossa (riquadro in Figura 6). Un sollevamento, fino a ~10 cm, si è invece verificato a nord-est della faglia di Paganica. L'analisi delle frange interferometriche ad alta risoluzione (5 metri), ricavate dai dati del satellite Cosmo-SkyMed, mostra che l'area lungo la quale sono state osservate le fratture superficiali è interessata da una maggiore complessità, caratterizzata da interruzioni nelle frange e scomparsa di alcune di esse (salti di fase). Un altro elemento interessante che emerge dal dato

geodetico è la coincidenza tra l'area di massima deformazione cosismica e il bacino della media valle dell'Aterno (Fig. 6).

Ulteriori interferogrammi mostrano inoltre un incremento della deformazione del suolo nella parte più prossima alle fratture superficiali, avvenuto nei giorni immediatamente successivi al 6 Aprile.

Il gran numero di dati geodetici di ottima qualità ha permesso di elaborare dei modelli della dislocazione sismica, per ricostruirne la geometria e la cinematica (Atzori et al., 2009; Anzidei et al., 2009). In particolare i modelli basati sul dato DInSAR hanno permesso di calcolare anche le eterogeneità dello slip sul piano di dislocazione (Atzori et al., 2009). I risultati più importanti della modellazione sono i seguenti:

- il piano su cui è avvenuta la dislocazione è inclinato di circa 50° verso SW,
- la direzione del piano è 130-140°,
- il prolungamento del piano fino alla superficie ricade entro ±100 m dalla traccia delle fratture discusse nel paragrafo precedente,
- lo slip massimo (~90 cm) si concentra sotto la conca aquilana, a circa 7 km di profondità.

### 1.3.7 Comportamento sismogenetico: problemi aperti

I dati disponibili chiariscono che uno dei principali problemi riguardanti la comprensione della sismogenesi della regione indagata è rappresentato dalla segmentazione delle faglie. Questo aspetto è particolarmente evidente per quei sistemi che, pur rappresentando le espressioni in superficie di singole sorgenti sismogenetiche, sono costituiti da numerosi segmenti minori.

Come osservato in precedenza, segmenti di dimensioni ridotte (lunghi 5-7 km) sono parte di più lunghi sistemi di faglia e mostrano spesso relazioni di tipo *en-echelon*. Questa compatibilità strutturale è la ragione principale per ritenere che un determinato segmento sia parte di un sistema di faglia maggiore. L'informazione storica e i dati paleosismologici suggeriscono che i terremoti del 1703 (14 gennaio e 2 febbraio) e del 1915 furono causati da sorgenti sismogenetiche rappresentate in superficie da sistemi di faglia costituiti da più segmenti minori (Norcia, Alta Valle dell'Aterno e Fucino) (Galadini e Galli, 1999; Moro et al., 2002; Galli et al., 2005). Inoltre, la magnitudo attribuita almeno ai terremoti del 14 gennaio 1703 e del 1915 è compatibile con l'attivazione di sorgenti sismogenetiche con espressione superficiale simile a quella dell'intero sistema di faglia. Per questo motivo, altri sistemi di faglia cui non sono associabili terremoti storici (es. Campo Imperatore, Media Valle dell'Aterno) sono stati considerati come l'espressione in superficie di singole sorgenti sismogenetiche. Queste ipotesi sembrerebbero corroborate dai dati paleosismologici. Per esempio, nei menzionati casi di Campo Imperatore e della Media Valle dell'Aterno, l'evidenza delle dislocazioni oloceniche è compatibile con terremoti di magnitudo elevata, necessariamente risultanti da faglie più lunghe dei singoli segmenti minori (es. Galadini et al., 2003; Falcucci et al., in prep.).

In questo contesto, i casi del sistema di faglia di Norcia e della faglia di Paganica rendono più complessa la comprensione della relazione tra sorgenti e sistemi di faglia. Infatti, nel caso del sistema di Norcia, costituito da 4 segmenti minori, ciascun segmento potrebbe essere stato responsabile di terremoti al di sopra della soglia del danno con  $M \leq 5.9$  (1328, 1730, 1859 e 1979). E tuttavia, come precedentemente osservato, l'intero sistema di faglia dovrebbe essersi attivato per generare il grande terremoto del 14 gennaio 1703 (Galadini et al., 1999).

Per quanto riguarda la faglia di Paganica, i dati preliminari derivati dalle indagini geologiche e

paleosismologiche suggeriscono che essa si sia attivata in passato anche con dislocazioni in superficie di entità superiore a quelle osservate dopo il terremoto del 6 aprile (Galli et al., in stampa). Evidentemente, la sua attivazione potrebbe anche avvenire in connessione con eventi più energetici di quello recentemente occorso. Considerando del tutto logico che un evento di magnitudo più alta debba avvenire per l'attivazione di una sorgente di maggiori dimensioni, sembra lecito considerare la possibilità che la faglia di Paganica si sia attivata in passato insieme ad un altro o più segmenti adiacenti. Questi potrebbero far parte del più meridionale sistema di faglia della media valle dell'Aterno (nessun terremoto storico associabile) o del più settentrionale sistema dell'alta valle dell'Aterno (terremoto del 2 febbraio 1703). Tuttavia, nel primo caso, considerando l'intero sistema di faglia avremmo una lunghezza dell'espressione in superficie (faglia di Paganica e sistema della media valle dell'Aterno associando ad esso anche la faglia della Valle Subequana) decisamente superiore a quella delle altre faglie attive dell'Appennino abruzzese. Pertanto, nel caso in cui la faglia di Paganica risultasse legata agli altri segmenti minori citati, la segmentazione di quanto oggi definiamo sistema della media valle dell'Aterno andrebbe verosimilmente riconsiderata.

A parte gli aspetti specifici riguardanti la segmentazione del sistema di Norcia e dell'area colpita dal terremoto del 6 aprile 2009, il discusso comportamento sismogenetico genera un'ovvia domanda in riferimento agli altri sistemi di faglia dell'Appennino centrale. Ci si chiede se i singoli segmenti minori dei più lunghi sistemi siano potenzialmente responsabili di terremoti di magnitudo moderata come nel caso del sistema di Norcia e di quello (ancora non definito) che include la faglia di Paganica. Questa possibilità ha ovvie implicazioni per il comportamento sismogenetico dei sistemi di faglia del Fucino, di Campo Imperatore, dell'alta valle dell'Aterno e della media valle dell'Aterno. Comunque, in questi casi, considerando che nel complesso si tratta di più di dieci segmenti minori, la mancanza di terremoti storici di magnitudo moderata compatibile con la loro attivazione risulterebbe piuttosto sorprendente. Tale evidenza contrasta con la relativa abbondanza di terremoti probabilmente attribuibili ai segmenti minori del sistema di Norcia e alla faglia di Paganica.

Nel complesso, i dati disponibili suggeriscono che l'Appennino centrale sia interessato da un numero di sorgenti sismogenetiche potenzial-

mente responsabili di terremoti con  $M \geq 6.5$ . Alcune di queste sorgenti sono caratterizzate da geometrie in superficie piuttosto regolari, rappresentate da faglie a segmento singolo (soprattutto Monti della Laga e M. Morrone). L'espressione superficiale delle altre è, invece, piuttosto complessa e costituita da un numero di segmenti minori in rapporto reciproco di tipo *en-echelon*. Almeno nel caso del sistema di Norcia e del sistema che include la faglia di Paganica, i segmenti minori sarebbero anche responsabili di terremoti con  $M < 6.5$ . La ragione di questo comportamento sismogenetico certamente costituisce

motivo per le ricerche dei prossimi anni.

Infine, ancora in termini di comportamento sismogenetico la probabile associazione del terremoto del 1461 alla faglia di Paganica suggerisce quanto già derivato dall'esperienza della sequenza sismica dell'Umbria-Marche del 1997. In sostanza sembra ammissibile che faglie potenzialmente responsabili di terremoti con  $M < 6.5$  siano caratterizzate da tempi di ricorrenza valutabili in alcuni secoli. Invece, i terremoti di magnitudo maggiore sembrerebbero avere tempi di ricorrenza, sulle faglie dell'area indagata, decisamente più ampi di un millennio.

### Bibliografia

- Akinci A., Galadini F., Pantosti D., Petersen M.D., Malagnini L., Perkins D.M. (2009) - Effect of the time-dependence on probabilistic seismic hazard maps and deaggregation for the central Apennines, Italy. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 99, 2A, 585-610.
- Anzidei M., et al. (2009) - Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17307, doi:10.1029/2009GL039145.
- Atzori S., Hunstad I., Chini M., Salvi S., C. Tolomei, Bignami C., Stramondo S., Trasatti E., Antonioli A., Boschi E. (2009) - Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy), *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15305, doi:10.1029/2009GL039293.
- Bagnaia R., D'Epifanio A., Sylos Labini S. (1992) - Aquila and Subequan basins: an example of Quaternary evolution in central Apennines, Italy. *Quaternaria Nova* 11, 187-209.
- Barchi M., Galadini F., Lavecchia G., Messina P., Michetti A.M., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E., Vittori E. (a cura di) (2000) - Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia centrale. CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 62 pp.
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E. (2008) - The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics*, 453, 20-43.
- Bertini T., Bosi C. (1993) - La tettonica quaternaria della conca di Fossa (L'Aquila), *Il Quaternario* 6, 293-314.
- 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. (a cura di), Perspectives in paleoseismology. Ass. of Eng. Geol. spec. publ. 6, 83-100.
- Blumetti A.M., Coltorti M., Dramis F., Farabollini P. (1990a) - Due sezioni stratigrafiche nel Pleistocene medio della conca di Norcia; implicazioni geomorfologiche e neotettoniche. *Rend. Soc. Geol. It.*, 13, 17-26.
- Blumetti A.M., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G. (1990b) - La struttura di Monte Alvagnano-Castel Santa Maria nell'area nurcina: aspetti geomorfologici e sismicità storica. *Rend. Soc. Geol. It.*, 13, 71-76.
- Blumetti A.M., Dramis F., Michetti A.M. (1993) - Fault-generated mountain fronts in the central Apennines (central Italy) - geomorphological features and seismotectonic implications. *Earth Surf Processes Landforms*, 18:203-29.
- Blumetti A.M., Guerrieri L. (2007) - Fault-generated mountain fronts and the identification of fault segments: implications for seismic hazard assessment. *Boll. Soc. Geol. It.*, 126, 307-322.
- Boncio P., Lavecchia G. (2000) - A structural model for active extension in Central Italy, *J. Geodyn.* 29, 233-244.
- Boncio P., Lavecchia G., Pace B. (2004a) - Defining a model of 3D seismogenic sources for seismic hazard assessment applications: the case of central Apennines (Italy) - *Journal of Seismology* 8/3, 407-425.
- Boncio P., Lavecchia G., Milana G., Rozzi B. (2004b) - Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area, *Ann. Geophys.*, 47, 1723-1742.
- Boncio P., Brozzetti F., Lavecchia G., Pizzi A. (2009) - Il workshop di Chieti sul terremoto aquilano dell'aprile 2009. *Geoitalia*, 28, 36-37.
- Boncio P., Pizzi A., Brozzetti F., Pomposo G., Lavecchia G., Di Naccio D., Ferrarini F. (sottomesso) - Coseismic ground deformation measured shortly after the April 6th 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, Mw 6.3) - *Geophys. Res. Lett.*
- Bosi C. (1975) - Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale, *Boll. Soc. Geol. It.* 94, 827-859.
- Bosi C., Bertini T. (1970) - Geologia della media valle dell'Aterno. *Memorie della Società Geologica Italiana* 9, 719-777.
- 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.
- Brozzetti F., Lavecchia G. (1994) - Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia Seismic Zone (Central Italy) - *Annales Tectonicae* 8, 36-57.
- Calamita F., Coltorti M., Deiana G., Dramis F., Pambianchi G. (1982) - Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depression (Umbria-Marche Apennine) - *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 5, 263-276.
- 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. Cam.*, vol. spec. 1994/1, 211-225.
- Calamita F., Pizzi A., Romano A., Roscioni M., Scisciani V., Vecchioni G. (1995) - La tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbromarchigiana: una deformazione progressiva non coassiale. *Studi Geol. Cam.*, vol. spec. 1995/1, 203-223.
- Carraro F., Giardino M. (1992) - Geological evidence of recent fault evolution. Examples from Campo Imperatore (L'Aquila-central Apennines), *Il Quaternario* 5, 181-200.
- Cavinato G.P., Miccadei E. (1995) - Sintesi preliminare delle caratteristiche tettoniche e sedimentarie dei depositi quaternari della conca di Sulmona (L'Aquila) - *Il Quaternario* 8, 129-140.
- Cavinato G.P., Carusi C., Dall'Asta M., Miccadei E., Piacentini T. (2002) - Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino basin (central Italy) - *Sedimentary Geology* 148, 29-59.
- Ceccaroni E., Ameri G., Gomez A.A., Galdini F. (2009) - The 2nd century AD earthquake in central Italy: archaeoseismological data and seismotectonic implications. *Natural Hazards*, 50, 2, 335-359.
- Centamore E., Nisio S. (2003) - *The effects of uplift and tilting in the Central Apennine*. *Quaternary International* 101-102 (2003), 93-101.
- Ciccacci S., D'Alessandro L., Dramis F., Miccadei E. (1999) - Geomorphologic evolution and neotectonics of the Sulmona intramontane basin (Abruzzi Apennine, central Italy) - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 118 (Suppl.-Bd), 27-40.
- CNR-PFG (1983) - Structural Model of Italy and Gravity Map. *Quaderni de La Ricerca Scientifica*, 114.
- CNR-PFG (1987) - Neotectonic Map of Italy. *Quaderni de La Ricerca Scientifica*, 114.
- Coltorti M., Farabollini P. (1995) - Quaternary evolution of the Castelluccio di Norcia basin (Umbro-Marchean Apennines, central Italy), *Il Quaternario* 8, 149-166.
- D'Addezio G., Cinti F.R., Pantosti D. (1995) - A large unknown historical earthquake in the Abruzzi region (Central Italy) - combination of geological and historical data. *Annali di Geofisica*, 38, 491-501.
- D'Addezio G., Masana E., Pantosti D. (2001) - The Holocene paleoseismicity of the Aremogna-Cinque Miglia fault (central Italy) - *Seismol. J.* 5, 181-205.
- D'Agostino N., Jackson J.A., Dramis F., Funicello R., (2001) - Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy) - *Geophysical Journal International* 147, 475-497.
- Galadini F., Messina P. (1994) - Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surroundings areas (central Italy) - *Giornale di Geologia*, 56 (2), 73-99.
- Galadini F., Galli P. (1999) - The Holocene paleoearthquakes on the 1915 Avezzano earthquake faults (central Italy) - implications for active tectonic in the central Apennines. *Tectonophysics*, 308, 143-170.
- Galadini F., Galli P. (2000) - Active tectonics in the Central Apennines (Italy) - Input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 22, 225-270.
- Galadini F., Galli P. (2001) - Archaeoseismology in Italy: case studies and implications on long-term seismicity. *Journal of Earthquake Engineering*, 5, 35-68.
- Galadini F., Messina P. (2001) - Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the central Apennines (Italy) - *Geodinamica Acta*, 14, 321-344.
- Galadini F., Galli P. (2003) - Paleoseismology of silent faults in the central Apennines (Italy): the Mt. Vetore and Laga Mts. faults. *Annals of Geophysics*, 46, 815-836.
- Galadini F., Messina P. (2004) - Early-Middle Pleistocene eastward migration of the Abruzzi Apennine (central Italy) extensional domain. *Journal of Geodynamics*, 37, 57-81.
- Galadini F., Galli P., Giraudi C. (1997) - Geological investigations of Italian earthquakes: new paleoseismological data from the Fucino Plain (central Italy) - *Journal of Geodynamics*, 24 (1-4), 87-103.
- Galadini F., Galli P., Leschiutta I., Monachesi G., Stucchi M. (1999) - Active tectonics and seismicity in the area of the 1997 earthquake sequence in central Italy: a short review. *Journal of Seismology*, 3, 167-175.
- Galadini F., Meletti C., Vittori E. (2001) - Major active faults in Italy: available surficial data. *Netherlands Journal of Geosciences (Geologie en Mijnbouw)*, 80, 95-118.
- Galadini F., Messina P., Giaccio B., Sposato A. (2003) - Early uplift history of the Abruzzi Apennines (central Italy): available geomorphological constraints. *Quaternary International*, 101/102, 125-135.
- Galadini F., Galli P., Moro M. (2003) - Paleoseismology of silent faults in the central Apennines (Italy): the Campo Imperatore fault (Gran Sasso Range Fault System) - *Annals of Geophysics*, 46, 793-813.
- Galli P., Galadini F., Moro M., Giraudi C. (2002) - New paleoseismological data from the Gran Sasso d'Italia area (central Apennines) - *Geophys. Res. Lett.* 29. doi:10.1029/2001GL013292.
- Galli P., Galadini F., Calzoni F. (2005) - Surface faulting in Norcia (central Italy): a "paleoseismological perspective". *Tectonophysics* 403, 117-130.
- Galli P., Galadini F., Pantosti D. (2008) - Twenty years of paleoseismology in Italy. *Eart. Sci. Rev.*, DOI: 10.1016/j.earseirev.2008.01.001.
- Gasparini P., Bernardini F., Valensise G., Boschi E. (1999) - Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, 94-110.
- Giraudi C. (1988) - Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni, *Il Quaternario* 1, 131-159.
- Giraudi C. (1989) - Datazione di un evento sismico preistorico con metodi geologici e radiometrici: piani di Aremogna e delle Cinque Miglia, In: E. Guidoboni (ed.), *I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area mediterranea*, ING-SGA, Bologna, pp. 53-64.
- Giraudi, C. (1995) - Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (central Italy), *Quaternary Int.* 25, 33-45.
- Giraudi C., Frezzotti M. (1995) - Paleoseismicity in the Gran Sasso massif (Abruzzo, central Italy), *Quaternary Int.* 25, 81-93.
- Gruppo di Lavoro Emergeo (2009) - Rilievi geologici nell'area epicentrale della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 aprile 2009. *Quaderni di Geofisica*, 70, ISSN 1590-2595, <http://portale.ingv.it/produzione-scientifica/quaderni-di-geofisica/quaderni-di-geofisica-2009>.

- Gruppo di Lavoro Emergeo (sottomesso) - Geological coseismic effects of the 2009 L'Aquila seismic sequence (central Italy) - Terra Nova.
- INGV (2009) - La sequenza sismica dell'Aquilano, Aprile 2009, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma. [http://portale.ingv.it/primo-piano/archivio-primo-piano/notizie-2009/terremoto-6-aprile/copy\\_of\\_la-sequenza-sismica-dell-aquilano-aprile-2009/view](http://portale.ingv.it/primo-piano/archivio-primo-piano/notizie-2009/terremoto-6-aprile/copy_of_la-sequenza-sismica-dell-aquilano-aprile-2009/view)
- Lavecchia G. (1988) - The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis. *Tectonophysics*, 147, 263-296.
- Messina P., Galli P., Falcucci E., Galadini F., Giaccio B., Gori S., Peronace E., Sposato A. (2009) - Evoluzione geologica e tettonica quaternaria dell'area interessata dal terremoto aquilano del 2009. *Geotitalia*, 28, 24-29.
- Miccadei E., Paron P., Piacentini T. (2004) - The SW escarpment of Montagna del Morrone (Abruzzi, central Italy): geomorphology of a fault-generated mountain front. *Geogr. Fls. Dinam. Quat.*, 27, 55-87.
- Michetti A.M., Brunamonte F., Serva L., Vittori E. (1996) - Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarps (Abruzzo, Central Italy): geological evidence of large historical events, *J. Geophys. Res.* 101, 5921-5936.
- Moro M., Bosi V., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P., Sposato A. (2002) - Analisi paleosismologiche lungo la faglia del M. Marine (alta valle dell'Aterno): risultati preliminari. *Il Quaternario*, 15, 267-278.
- Pace B., Peruzza L., Lavecchia G., Boncio P. (2006) - Layered seismogenic source model and probabilistic seismic hazard analyses in central Italy. *Bull. Of the Seism. Soc. of Am.*, 96, 107-132.
- Pace B., Boncio P., Brozzetti F., Lavecchia G., Visini F. (2008) - From regional seismic hazard to "scenario earthquakes" for seismic microzoning: a new methodological tool for the Celano Project. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 28, 866-874.
- Pantosti D., D'Addezio G., Cinti F.R. (1996) - Paleoseismicity of the Ovindoli-Pezza fault, central Apennines, Italy: A history including a large, previously unrecorded earthquake in the Middle Ages (860-1300 A.D.), *J. Geophys. Res.* 101, 5937-5959.
- Papanikolaou I.D., Roberts G.P., Michetti A.M. (2005) - Fault scarps and deformation rates in Lazio-Abruzzo, central Italy: comparison between geological fault slip-rate and GPS data. *Tectonophysics* 408, 147-176.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990) - Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.* 45, 425-451.
- Peruzza L., Pace B. (2002) - Sensitivity analysis for seismic source characteristics to probabilistic seismic hazard assessment in central Apennines (Abruzzo area) - *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 43, 79-100.
- Piccardi L., Gaudamer Y., Tapponnier P., Boccaletti M. (1999) - Active oblique extension in the central Apennines (Italy): evidence from the Fucino region, *Geophys. J. Int.* 139, 499-530.
- Pizzi A. (2003) - Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of the central Apennine fold-and-thrust belt, Italy. *Quat. Int.*, 101-102, 229-237.
- Pizzi A., Scisciani V. (2000) - Methods for determining the Pleistocene-Holocene component of displacement on active faults reactivating pre-Quaternary structures: examples from the Central Apennines (Italy) - *J. of Geodynamics*, 29, 445-457.
- Pizzi A., Pugliese G. (2004) - InSAR-DEm analyses integrated with geologic field methods for the study of long-term seismogenic fault behaviour: applications in the axial zone of the central Apennines (Italy) - *Journ. of Seism.*, 8, 313-329.
- Pizzi A., Galadini F. (2009) - Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern central Apennines (Italy) - *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2009.03.018.
- Pizzi A., Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. (2002) - Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. spec. n. 1, 923-929.
- Roberts G.P., Michetti A.M. (2004) - Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology* 26, 339-376.
- Roberts G.P., Cowie P., Papanikolaou I., Michetti A.M. (2004) - Fault scaling relationships, deformation rates and seismic hazards: an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology* 26, 377-398.
- Rovida A., Gruppo di Lavoro CPTI (2009) - Catalogo parametrico dei terremoti italiani, versione parziale "CPTI08aq". <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI08/>
- Salustri Galli C., Torrini A., Doglioni C., Scrocca D. (2002) - Divide and highest mountains vs subduction in the Apennines. *Studi Geologici Camerti*, 1, 143-153.
- Salvi S., Nardi A. (1995) - *The Ovindoli fault: a segment of a longer, active fault-zone in central Abruzzi (Italy)*, In: Serva L., Slemmons D.B. (eds), *Perspectives in Paleoseismology*, *Bull. Assoc. Eng. Geol.* 6, 101-113.
- Salvi S., Cinti F.R., Colini L., D'Addezio G., Doumaz F., Pettinelli E. (2003) - Investigation of the active Celano-L'Aquila Fault System, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground penetrating radar and palaeoseismic trenching. *Geophys. J. Int.* 155, 805-818.
- Saroli M., Moro M., Borghesi H., Dell'Acqua D., Galadini F., Galli P. (2008) - Nuovi dati paleosismologici dal settore orientale del bacino del Fucino (Italia centrale) - *Il Quaternario*, 21, 383-394.
- Serva L., Blumetti A.M., Michetti A.M. (1986) - Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 Gennaio 1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture, *Mem. Soc. Geol. It.* 35, 893-907.
- Vezzani L., Ghisetti F. (1998) - Carta geologica dell'Abruzzo, Scala 1:100.000, S.El.Ca., Firenze.
- Vittori E., Cavinato G.P., Miccadei E. (1995) - Active faulting along the northeastern edge of the Sulmona basin, Central Apennines, Italy, In: L. Serva and D. B. Slemmons (eds), *Perspectives in Paleoseismology*, *Ass. of Eng. Geologists* 6, 83-100.
- Wells D.L., Coppersmith K.J. (1994) - New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. of Am.* 84, 974-1002.