

# Geoitalia

ISSN 1724-4285

N° 28 – Settembre 2009



*Panoramica sulla nicchia di distacco e sulla frana del Vajont*



● Il terremoto dell'Aquila, 6 Aprile 2009

● A proposito del Quaternario

● Le Dolomiti sono patrimonio dell'Umanità



# Caratterizzazione strutturale dei principali sistemi di faglie dell'Abruzzo Aquilano

LIVIO VEZZANI<sup>1</sup>, FRANCESCA GHISSETTI<sup>2,3</sup> & ANDREA FESTA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Torino

<sup>2</sup> TerraGeoLogica, Christchurch, New Zealand;

<sup>3</sup> Department of Geological Sciences, University of Canterbury, New Zealand

Il settore dell'Abruzzo aquilano circostante l'area epicentrale del terremoto del 6 Aprile 2009 è caratterizzato da un fitto reticolo di faglie (con sviluppo dalla scala metrica alla scala chilometrica) che segmentano rigidi blocchi di prevalenti successioni carbonatiche meso-cenozoiche, sollevandoli rispetto a successioni terrigene continentali plio-quadernarie. La Figura 1 è uno stralcio della carta geologica a scala 1:100.000 (Vezzani & Ghisetti, 1998) che sintetizza localizzazione, geometria ed estensione delle principali faglie di questo settore.

L'intera area situata ad Est dello spartiacque appenninico è caratterizzata da importanti componenti di collasso estensionale e corrisponde ad un dominio supracrostante (denominato CADA "Central Apennines Downfaulted Area" da Ghisetti & Vezzani, 1999), dove i meccanismi estensionali attivi sulla crosta raccorciata, ispessita e fortemente sollevata della catena Appenninica hanno dato origine ad una serie di discontinui bacini continentali, collocati in posizione topografica elevata con quote variabili dai 1500-1800 m di Campo Imperatore ai 500-600 m dell'Aterno e del Fucino, fino ai 300-400 m di Sulmona (Figura 2). Si tratta di processi estensionali iniziati dopo il Pliocene inferiore con propagazione di faglie pelliolari che hanno accomodato le componenti di avanzamento differenziale rotazionale associate ai fronti compressivi con geometria arcuata, di cui il Gran Sasso costituisce la struttura tipo nell'Appennino centrale. La geometria che ne risulta è quella di faglie normali fortemente condizionate e controllate dalla pre-esistente struttura della catena compressiva (Figure 1 e 2), seppure le faglie abbiano continuato a propagarsi nel corso del Pliocene superiore - Pleistocene e, in alcuni casi, nell'Olocene, con conseguente crescita (sia in dimensioni laterali che verticali) delle superfici di faglia, attraverso ripetuti episodi di riattivazione durante il progressivo sollevamento della catena.

## Geometria delle strutture estensionali nell'Abruzzo aquilano

I principali sistemi di faglie dell'Abruzzo aquilano (Vezzani & Ghisetti, 1998), sia in termini di estensione chilometrica che di rigetto cumulativo, hanno dominante orientazione da NW-SE a WNW-ESE, con prevalente dispersione direzionale tra N120-150° (Fig. 1). Questi sistemi possiedono orientazioni o sub-parallele o sub-perpendicolari ai principali fronti di accavallamento tettonico, con una ripartizione dei rigetti secondo componenti in prevalenza normali e, solo localmente, trascorrenti. Le faglie di questo sistema che possiedono le maggiori componenti di rigetto estensionale (Figure 3 e 4) mostrano - in affioramento - inclinazioni variabili dai 40° agli 80°, decorrono sub-parallele ai piani di sovrascorrimento a basso angolo (35°-50°) e li tagliano con direzione antitettonica a quella del trasporto tettonico. Si tratta delle faglie che, nel corso di ripetute attivazioni con meccanismi normali durante il Pliocene superiore-Pleistocene, hanno controllato la localizzazione, il successivo

sviluppo e l'evoluzione di ampi bacini subsidenti colmati da depositi continentali, quali quelli dell'Aterno, di Campo Imperatore, del Fucino e di Sulmona (Figure 1, 2 e 3).

Un secondo sistema di faglie normali con prevalente direzione ENE-WSW (con dispersione angolare da N50° a N80°) decorre con orientazione sub-perpendicolare ai principali fronti di sovrascorrimento, e comprende faglie in genere poco sviluppate e/o discontinue. Unica rilevante eccezione è il fascio di faglie a direzione N50-80° del sistema Avezzano-Bussi (Figure 2 e 3) che costituisce un elemento tettonico di primo ordine che separa con componenti trascorrenti destre e normali due domini caratterizzati da entità di raccorciamento e da meccanismi deformativi differenziati.

Per una discussione relativa a frequenza percentuale della lunghezza chilometrica cumulativa delle faglie dei settori aquilani ed ai dati mesostrutturali riportati nella Carta Geologica dell'Abruzzo (Vezzani & Ghisetti, 1998) si rimanda a Ghisetti & Vezzani (1996-97).

In affioramento la maggior parte dei piani di faglia di tutti i sistemi cartografati è caratterizzata da marcate scarpate morfologiche (Figura 5), da specchi di faglia ben conservati (Figure 5A e 5B), e da fasce di *gouges* e cataclasiti che raggiungono spessori del centinaio di metri. Tra Vado di Corno e Valle dell'Inferno (faglie n. 61 e 62 in Figure 3 e 5B) una fascia cataclastica di rilevante spessore è stata attraversata - con effetti disastrosi - durante lo scavo del traforo auto-





stradale del Gran Sasso (CO.GE.FAR., 1979), dove la zona di faglia subverticale è stata intersecata ad una profondità di ~ 900 metri.

In base allo sviluppo regionale ed alla interconnessione geometrica delle faglie, e in considerazione dell'entità dei rigetti cumulativi e dell'età degli orizzonti dislocati (vedi Figura 4 e Ghisetti & Vezzani, 1996-97) è possibile riunire i singoli segmenti di faglie in quattro principali sistemi (per la relativa numerazione vedi Figura 4), tutti caratterizzati da dominanti componenti di movimento normale durante il Pliocene ed il Pleistocene (Figura 3).

A) Sistema M. Orsello (n. 44) - M. Cefalone (n. 45) - Piano di Pezza (n. 43) - S. Potito (n. 42) - Celano (n. 14) - Pescara (n. 15 e 16) - Montagna Grande (n.7, 8, 9, 10 e 11) a direzione NW-SE.

B) Sistema Pizzoli (n. 58, v. Figure 5A e 5G) - Scoppito- Preturo (n. 49, v. Figura 5H) - S. Marco (n. 50, v. Figura 5G) - L'Aquila (n. 51, v. Figura 5E) - Paganica (n. 52, v. Figura 5C e n. 53, v. Figura 5D) - Navelli (n. 55, 56 e 57) - Sulmona (n. 21) - Pizzalto (n. 23) - Pettorano sul Gizio (n. 24) - Rocca Pia (n. 25) - Aremogna (n. 25a) - Rivisondoli (n. 25b) - Cinquemiglia (n. 26) a direzione da WNW-ESE a NW-SE a NNW-SSE.

C) Sistema M. San Franco (n. 59, v. Figura 5A) - Valle Fredda (n. 63, v. Figura 5B) - Castel del Monte (n. 65) - Capo di Serre (n. 67) - Capo d'Acqua (n. 66) - M. Morrone (n. 22) a direzione da WNW-ESE a NW-SE. Di quest'ultimo sistema fanno parte anche le faglie delle Tre Selle (n. 61) e di Campo Imperatore (n. 62, v. Figura

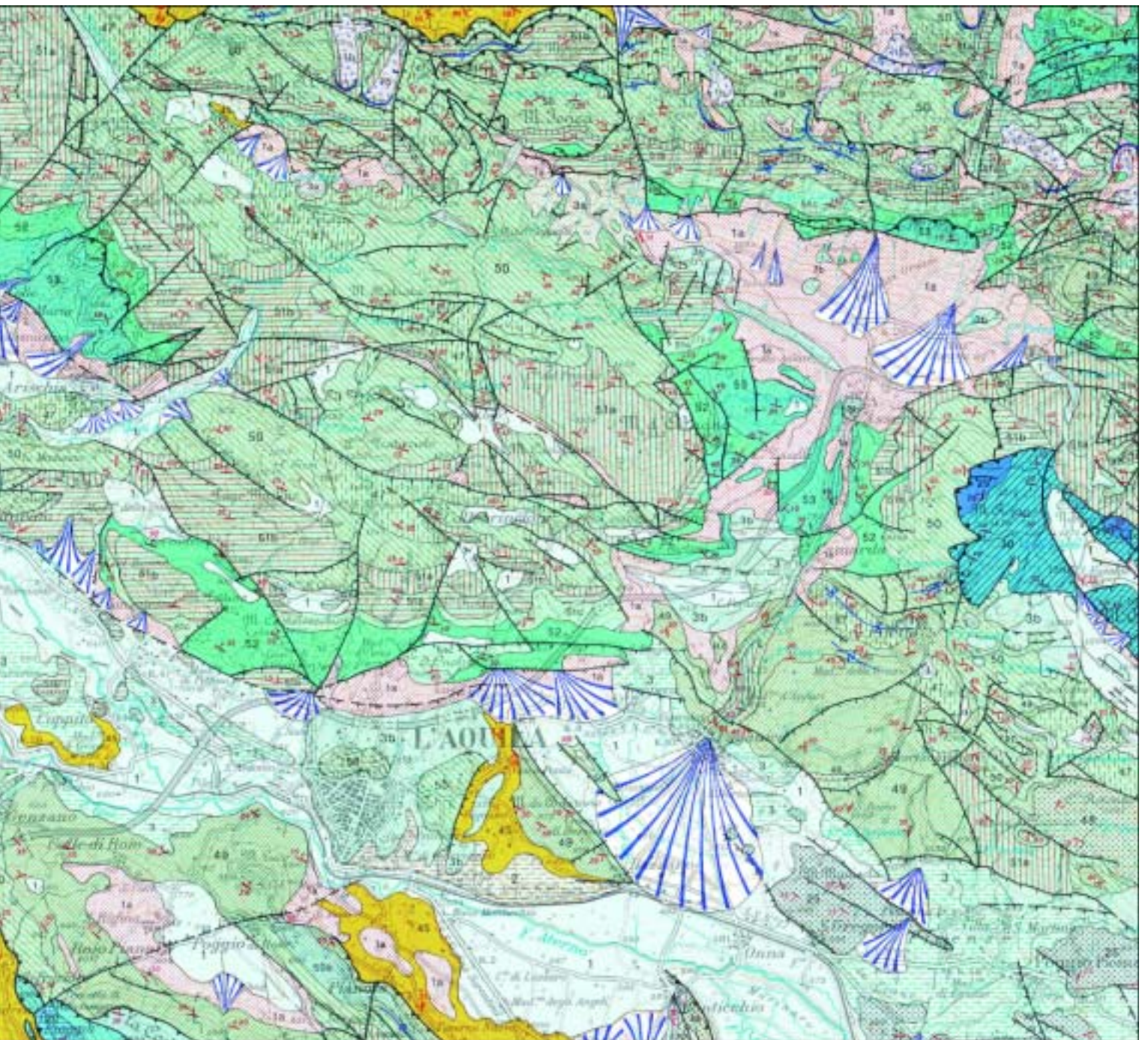


Figura 1 - Carta geologica dell'Abruzzo in scala 1:100.000. Lo stralcio riprodotto da Vezzani & Ghisetti (1998) è centrato sull'area epicentrale dell'evento sismico del 6 Aprile 2009.



ra 5B) che abbassano verso Sud le unità geometricamente più elevate dell'edificio del Gran Sasso, con rigetti fino a 2-3 km nel settore del Corno Grande, in diminuzione graduale sia verso Est che verso Ovest.

D) Sistema Avezzano (n. 30) - Celano (n. 32) - Capo Pescara (n. 35) - Bussi (n. 36) a direzione ENE-WSW.

La localizzazione di questi principali sistemi di faglie normali è concentrata sul retro delle fasce di deformazione contrazionale di età Messiniano-Pliocene inferiore-medio, con generale sub-parallelismo (in termini di orientazione) relativamente alle principali strutture contrazionali (sovrascorimenti e pieghe). Tuttavia, a causa della diversa inclinazione, le faglie normali ad alto angolo tagliano le precedenti strutture compressive.

Frequentemente le faglie normali attraversano, dislocandolo, il fianco diritto di ampie anticlinali asimmetriche, Est-vergenti. In alcuni casi le faglie normali riattivano porzioni di pre-esistenti superfici di sovrascorimento e talora convergono con queste su comuni superfici di scollamento a profondità tra 4 e 6 km. In altri casi invece (e.g. faglie dell'Aterno e del Fucino) le faglie normali dislocano con rigetti fino a 1-2 km pre-esistenti superfici di sovrascorimento, e probabilmente si estendono fino a profondità di 10-15 km.

I piani di faglia attualmente esposti in affioramento sono stati esumati da profondità di 1-2 km, valori consistenti con sollevamenti regionali Pleistocenici aventi *slip rates* di 1-2 mm/anno tarati sulle faglie normali (Ghisetti et al., 2001).

#### Caratteri mesostrutturali delle zone di faglia

I principali sistemi di faglia sono caratterizzati da una peculiare associazione di 6 distinte zone di deformazione mesostrutturale (Figura 6, cf. Ghisetti et al., 2001).

La zona 1 (generalmente con spessori dalla decina al centinaio di metri) comprende il dominio di roccia madre blandamente deformata a letto del piano di faglia, attraversata da sparse e discontinue fratture sub-parallele alla faglia principale. Tali fratture non obliterano l'originaria stratificazione e/o le precedenti strutture compressive.

La zona 2 comprende una fascia (dell'ordine di alcuni metri di spessore) di cataclasi tagliate da un fitto sistema di piani fragili paralleli alla faglia. La densità di fratturazione aumenta verso il piano principale, ma le fratture hanno sovente una geometria anastomizzata e talora circondano blocchi di roccia madre blandamente deformati. In tale zona l'originaria stratificazione è in genere obliterata.

La zona 3 (con spessori metrici) si colloca in prossimità della

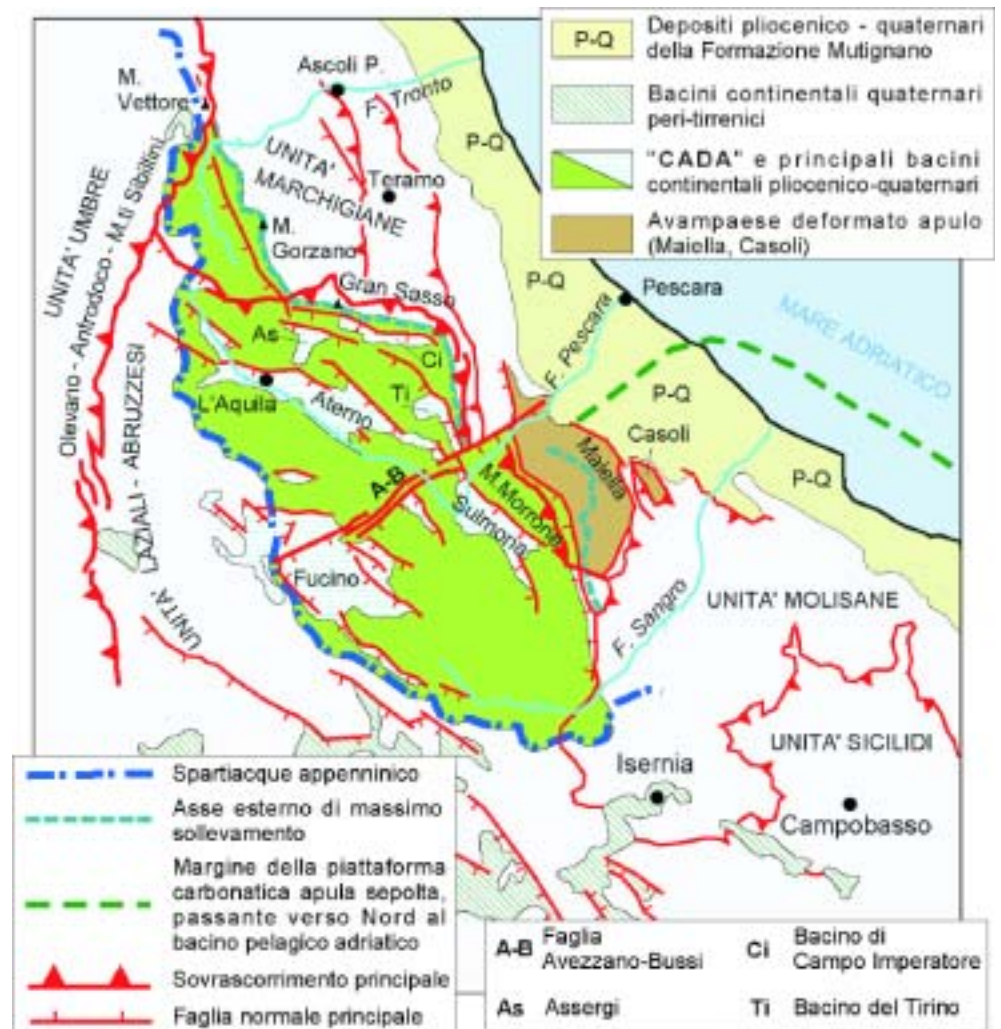


Figura 2 - Assetto strutturale del CADA (Central Apennines Downfaulted Area) nel quadro delle strutture regionali dell'Appennino centrale.

faglia principale ed è costituita da cataclasi biancastre cementate, con clasti di roccia madre minutamente frammentati a dimensioni del cm-mm.

Adiacente a queste cataclasi è presente un orizzonte cementato (zona 4), spesso di colore rosato (con spessori dal cm al m), con grana fine e rari (se non assenti) clasti derivati dalla roccia madre. Questo orizzonte marca la zona di scivolamento principale, caratterizzata da una netta superficie planare striata, che delimita il blocco di letto rispetto al blocco di tetto della faglia.

A tetto delle cataclasi rosate è presente una fascia di cataclasi biancastre e breccie (zona 5) con clasti eterometrici, sia spigolosi che arrotondati, inglobati in un cemento carbonatico di neo-precipitazione. La dimensione dei clasti in genere aumenta con la distanza dalla zona di scivolamento principale. Sistemi di piani di scivolamento secondari sono distribuiti all'interno di questa zona.

Infine, a tetto delle zone di faglia è spesso riconoscibile (zona 6) una fascia di sedimenti continentali Quaternari, con clasti grossolani inglobati in un cemento di color ruggine.

Questo insieme di strutture mesoscopiche identifica una fascia di deformazione localizzata durante ripetuti cicli di riattivazione ed esumazione della zona di faglia in concomitanza con circolazione di

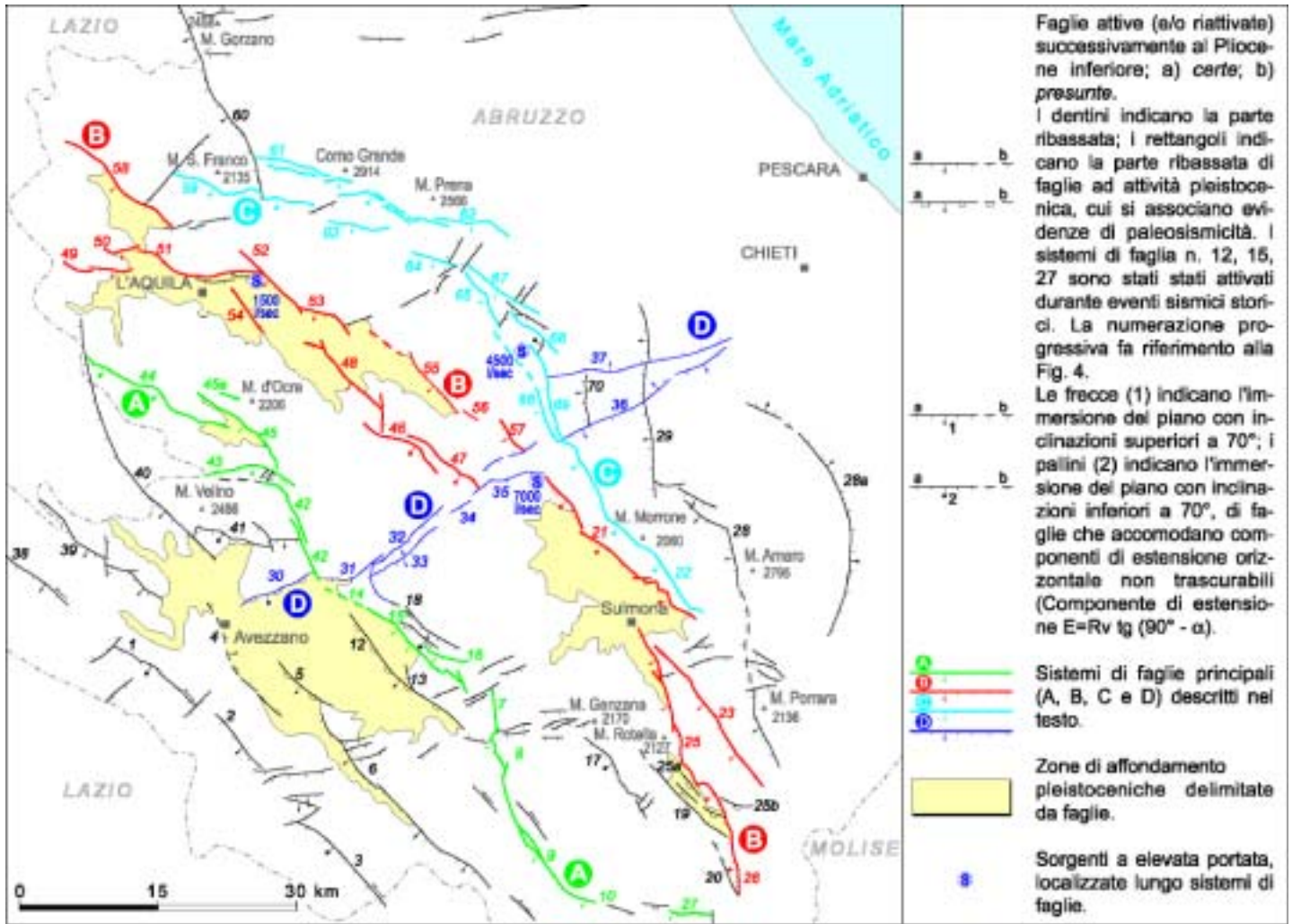


Figura 3 - Distribuzione dei principali sistemi di faglie normali dell'Abruzzo, con attività plio-pleistocenica e riattivazione successiva al Pliocene inferiore. Le faglie sono denominate e contrassegnate da un numero progressivo utilizzato per la parametrizzazione di Fig. 4.

fluidi lungo i piani di fratturazione. La caratterizzazione isotopica dei fluidi (Ghisetti et al., 2001) suggerisce che la precipitazione dei cementi carbonatici sia connessa alla infiltrazione di acque meteoriche durante movimenti episodici (probabilmente sismici) delle faglie, con apertura di fratture estensionali sub-verticali che impartiscono una elevata e transiente permeabilità differenziale alla zona di faglia. Condizioni di elevata permeabilità alle acque meteoriche richiedono un regime idrostatico della pressione dei fluidi, e possono essere ciclicamente mantenute in episodi discontinui intervallati agli episodi di cementazione e sigillo delle rocce di faglia. Queste condizioni appaiono ben documentate per i sistemi di faglie di Campo Imperatore, Castel del Monte, Sulmona, Venere-Pescina e Rivisondoli, ovvero per faglie per cui esistono indipendenti evidenze di attivazione sismica.

#### Faglie attive e sismicità

La struttura della catena appenninica è dominata da fasce di deformazione subparallele orientate NW-SE, dove l'evoluzione dal Miocene superiore al Pleistocene è tracciata dalla progressiva migrazione dall'interno verso l'esterno (con velocità di ~ 4 cm/anno) del fronte della distensione al seguito e sul retro della precedente migrazione verso ENE del fronte compressivo. Questa cine-

matica controlla, tra l'altro, il diverso spessore litosferico ed il cambiamento di orientazione del campo di stress procedendo dai domini interni a quelli esterni, con significativa ripercussione sullo stile sismico (Ghisetti & Vezzani, 2002).

Le principali faglie normali attive su intervalli geologici > 3 Ma possiedono rigetti massimi dell'ordine di 2 - 3 km e *slip-rates* dell'ordine di 0,6 - 1 mm/anno (Figura 4), seppure l'età di attivazione ringiovanisca procedendo da Ovest verso Est. Questa osservazione suggerisce che il passaggio del fronte estensionale causi la crescita (e/o la riattivazione) di faglie in una fascia deformativa localizzata, e che - su tempi geologici - faglie di precedente attivazione situate in domini con crosta assottigliata, infiltrazione di fluidi magmatici ed elevato flusso di calore vengano progressivamente abbandonate.

In particolare, se si considera l'Appennino centro-meridionale tra le Marche e la Calabria (Figura 7), il settore crostale interessato da faglie normali che hanno rilasciato energia sismica in tempi storici appare decorrere in corrispondenza di una fascia deformativa posizionata al limite tra le zone occidentali della catena, contrassegnate da significativa attività tettonica distensiva, e quelle orientali in forte sollevamento e caratterizzate da prevalenti strutture compressive. È ipotizzabile che siano proprio le forti componenti di sol-

	n.	Faglia	direzione (°)	lunghezza (km)	rigetto (m)	inclinaz. (°)	slip rate (mm/anno)
A SUD DEL SISTEMA AVEZZANO - BUSSI	1	Val Roveto 1	125	11,3	1500	60	?
	2	Val Roveto 2	140	7,6	2500	80	?
	3	Balsorano	130	12,7	3000	60	?
	4	Luco dei Marsi	330	14,0	?	80	?
	5	Trasacco	130	7,5	?	80	?
	6	Villavallelonga	130	36,4	2500	70	?
	7	Montagna Grande 1	175	6,0	2000	80	?
	8	Montagna Grande 2	160	4,0	2000	70	?
	9	Montagna Grande 3	150	18,0	2000	80	?
	10	Montagna Grande 4	105	0,8	?	85	?
	11	Montagna Grande 5	105	1,1	?	85	?
	12	S. Benedetto dei M.	140	16,9	?	45 - 70	?
	13	Venere	150	4,0	?	80	?
	14	Celano	130	19,4	?	75	0,4
	15	Pescina 1	125	4,9	?	70	?
	16	Pescina 2	105	4,9	?	75	?
	17	Serra Sparvera	140	10,0	1500	45	?
	18	Aielli	120	15,2	?	80	?
	19	M. Paradiso	310	10,8	?	80	?
	20	Schiapparo	330	5,5	?	85	?
	21	Sulmona	135	22,6	2000	50 - 80	0,1
	22	Morrone	150	22,7	1000	80	?
	23	Pizzalto	150	18,0	?	80	?
	24	Pettorano sul G.	165	9,7	?	80	?
	25	Rocca Pia	175	6,0	?	80	?
	25a	Aremogna 1	130	2,0	?	80	?
	25a	Aremogna 2	110	2,0	?	80	?
	25a	Aremogna 3	130	2,0	?	80	0,6
	25b	Rivisondoli	110	2,7	?	80	0,2
26	Cinquemiglia	165	12,4	?	70 - 80	?	
27	Barrea	95	6,2	?	85	?	
28	Maiella Ovest	160	29,0	2000	80	?	
28a	Maiella Est	300-20	23,0	1000	80 - 90	?	
29	Bolognano	180	16,9	?	80	?	
SISTEMA AVEZZANO - BUSSI	30	Avezzano	60	3,5	1000	60	?
	31	Serra di Celano	65	4,4	1000	60	?
	32	Celano	80	12,1	1000	80	?
	33	M.S. Pietro	50	8,8	?	70	?
	34	La Fornace	55	1,6	?	85	?
	35	Capo Pescara	75	6,8	?	80	?
	36	Bussi	68-248	18,3	?	85	?
37	Alanno	265	18,7	?	85	?	
A NORD DEL SISTEMA AVEZZANO - BUSSI	38	Colli di Montebove	130	8,4	1500	85	?
	39	M. Faito	120	18,0	2000	80	?
	40	Cartore - Duchessa	145	29,5	1000	80	?
	41	M. Velino	105	14,1	2000	40 - 80	0,2
	42	S. Polito	165	14,1	1000	70 - 80	?
	43	Piano di Pezza	90	9,7	?	40	0,6
	44	M. Orsello	115	16,4	1500	60	?
	45	M. Cefalone	125	10,3	1700	70	?
	45	M. d'Ocre	110	1,0	?	80	1,1
	46	Fontecchio	130	9,3	?	60	?
	47	Roccapreturo	120	8,7	?	60	?
	48	S. Demetrio dei V.	135	11,0	1000	80	?
	49	Scoppito (Fig.5H)	90	7,1	1000	80	?
	50	S. Marco (Fig.5G)	80	4,1	1000	85	?
	51	L'Aquila (Fig.5E)	90	12,7	1000	60 - 80	?
	52	Paganica 1 (Fig.5C)	135	7,8	1000	70	?
	53	Paganica 2 (Fig.5D)	110	6,2	?	70	?
	54	Bazzano (Fig.5F)	320	3,5	?	80	?
	55	Navelli 1	140	10,5	?	80	?
	56	Navelli 2	140	1,4	?	80	?
	57	Navelli 3	150	4,0	?	80	?
	58	Pizzoli (Figg.5A, 5G)	130	14,9	1000	70	?
	59	M. S. Franco (Fig.5A)	95	14,7	1000	60	?
	60	Campotosto	145	22,5	?	70 - 80	?
61	Tre Selle	100	11,5	?	70	?	
62	C. Imperatore (Fig.5B)	95	20,6	1000	45 - 80	?	
63	Valle Fredda (Fig.5B)	90	6,0	?	60	?	
64	M. Bolza	105	3,7	?	80	?	
65	Castel del Monte	150	7,3	2000	75	?	
66	Capo d'Acqua	155	13,4	1000	70 - 80	?	
67	Capo di Serre	125	9,0	1000	80	?	
68	Villa S. Lucia	120	8,6	1000	70 - 80	?	
69	M. Picca	165	12,3	1000	70-80	?	
70	La Queglia	180	2,5	?	85	?	

levamento che seguono gli eventi di raccorciamento nella zona di catena a innescare la progressiva assimilazione del dominio compressivo nelle zone di collasso estensionale. Ciò suggerisce un basso valore dello stress differenziale ( $s_1 - s_3$ ) durante gli eventi compressivi, con facile inversione da un regime compressivo ( $s_3$  verticale) ad un regime estensionale ( $s_1$  verticale) non appena il sollevamento determina un modesto aumento nella componente verticale del campo di stress. È inoltre ipotizzabile che la diminuzione di stress medio conseguente all'instaurarsi di un regime estensionale ed i minori livelli di massima pressione dei fluidi sostenibili (Sibson, 1995) siano accompagnati dall'estesa formazione di reticoli di faglie e fratture, con elevata permeabilità che favorisce la circolazione dei fluidi e cambiamenti episodici nella pressione dei fluidi durante cicli di rottura (Sibson & Scott, 1998). Questo assetto sembra ben evidenziato dalla struttura mesoscopica delle rocce di faglia associate alle principali strutture (Figura 6).

Relativamente all'Abruzzo aquilano la deformazione ed il movimento verticale associati a tale discontinuità crostale possono essere proiettati in superficie (Figura 3) lungo le faglie del Sistema B (Pizzoli-L'Aquila-Paganica-Navelli-Sulmona) compreso tra l'allineamento delle faglie del Fucino a WSW (Sistema A) e quelli più esterni del Gran Sasso-Morrone ad ENE (Sistema C).

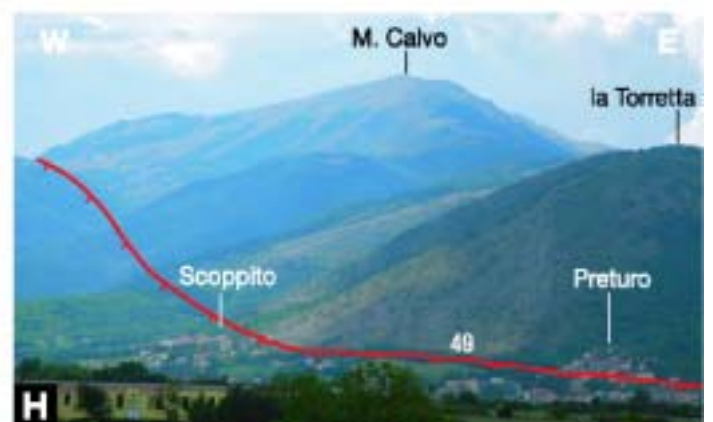
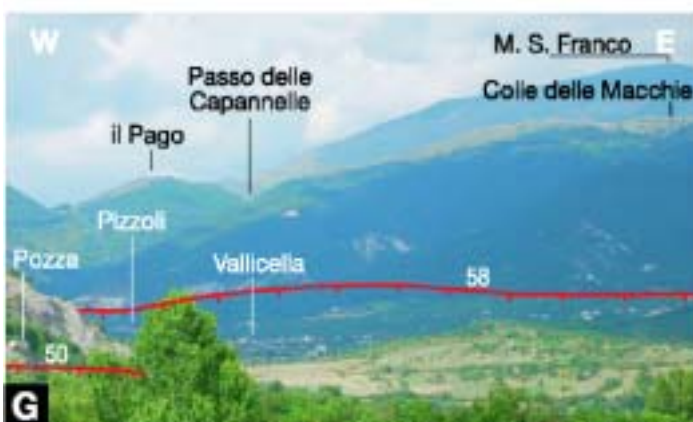
In tutto il settore aquilano elevate componenti di estensione durante il Pleistocene e l'Olocene sono ben documentate dal controllo esercitato dalle faglie normali sullo sviluppo ed evoluzione delle fosse tettoniche di Assergi e di Campo Imperatore (Figure 5A e 5B), Aterno (Figure 5C, 5D, 5E, 5F, 5G e 5H), Sulmona e Fucino, e dal taglio degli apici di estesi sistemi di conoidi alluvionali che terminano bruscamente contro le scarpate morfologiche controllate dai principali sistemi di faglie. Un esempio significativo è stato documentato da Giraudi (1988) per la Valle del Venacquaro,

Figura 4 - Tabulato delle faglie normali di Figura 3 con definizione dei seguenti parametri: Direzione (regola mano destra), Lunghezza, Rigetto Rv, Inclinazione, Slip rate.

#### NELLA PAGINA SUCCESSIVA

Figura 5 - Principali sistemi di faglie estensionali che hanno controllato la localizzazione e l'evoluzione dei bacini continentali plio-pleistocenici di Campo Imperatore (quote tra 1500 e 1800 m) e dell'Aterno (quote tra 500 e 600 m). Figura 5A: Sistema di M. San Franco - Fonte Cerreto (Assergi) (n. 59) e Sistema Pizzoli - Arischia - Collebrincioni - Filetto (n. 58); Figura 5B: Faglia di Campo Imperatore- Vado di Corno (n. 62) e Faglia di Valle Fredda (63); Sistema di faglie di Paganica - Barisciano - Navelli bordanti la sponda sinistra dell'Aterno: Figura 5C: Faglia da Paganica a Petogna (Paganica 1, n. 52); Figura 5D: Faglia tra Petogna, Villa e S. Martino (Paganica 2, n. 53,); Figura 5E: Margine Nord del bacino dell'Aterno delimitato dalla Faglia dell'Aquila (n. 51). Verso Sud il bacino dell'Aterno è bordato dai sistemi di sovrascorrimento dei M. d'Ocre; Figura 5F: Faglia antitetica di Bazzano (n. 54); Figura 5G: Faglia di Pizzoli - Arischia (n. 58) e Faglia di San Marco (n. 50);; Figura 5H: Faglia di Scoppito - Preturo (n. 49).





dove sono presenti scarpate di faglia a direzione E-W alte da 2 a 4 m, associate al sistema di faglie delle tre Selle, che disloca depositi morenici del Pleistocene superiore-tardoglaciale.

Seppure le faglie principali siano caratterizzate da un netto controllo morfologico, da prominenti scarpate e da cospicue associazioni strutturali indicative di ripetuta riattivazione (Figura 5), in molti casi è impossibile documentare puntualmente l'età di più recente riattivazione, e/o l'entità di *slip-rate* pleistocenico, data la mancanza di orizzonti databili. A ciò va aggiunta la cattiva definizione della geometria dei piani di faglia in profondità, a causa della mancanza di adeguati dati di sottosuolo e della scarsa (o ambigua) definizione delle zone di rottura sismica. La geometria di superficie di sistemi esumati da profondità di 1-2 km ed i dati del traforo del Gran Sasso indicano che le porzioni sommitali dei piani di faglia hanno inclinazioni elevate, dell'ordine dei 60-80°. Tuttavia, ciò non esclude che i piani curvino in geometrie listriche a maggiori profondità (e/o si connettano a pre-esistenti superfici di sovrascorrimento a basso angolo), con importante accomodamento differenziale dell'estensione crostale nelle zone di nucleazione sismica.

Ricerche paleosismologiche e dati di sismicità storica dimostrano che molte delle principali faglie della regione (Aterno, Gran Sasso, Piano di Pezza, Venere-Pescina, Rivisondoli, Figura 3) sono state sismicamente attive nei periodi più recenti della loro storia geologica, con terremoti fino a M7 (per esempio terremoto di Avezzano del 13 Gennaio 1915). Evidenze di attivazione paleosismica nell'intervallo da 15.000 anni al Presente sono state riportate per tre dei quattro principali sistemi di faglie normali precedentemente elencati (Figura 3 e 4): Sistema A per la faglia di Piano di Pezza-Ovindoli

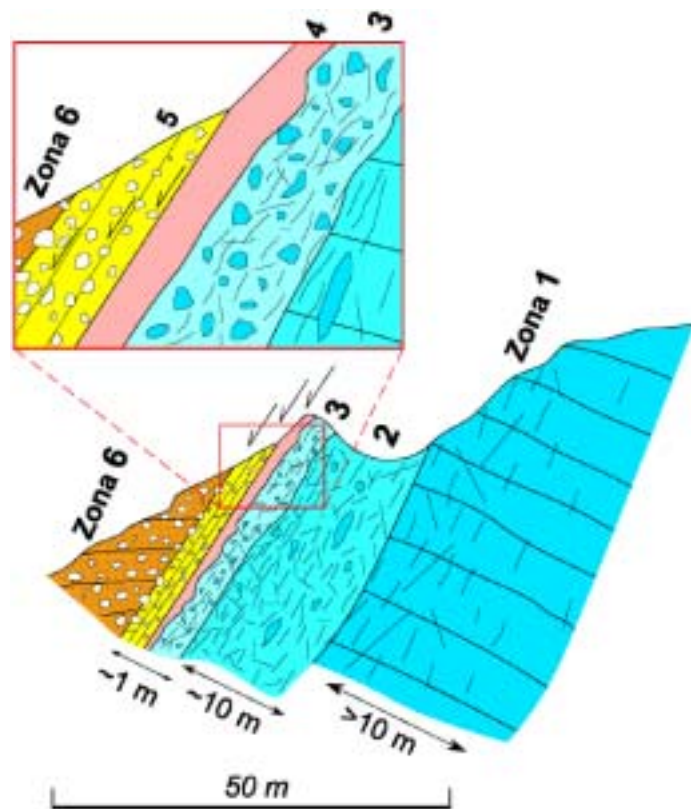


Figura 6 - Zonazione delle rocce di faglia associate ad alcune delle principali faglie normali dell'area (ridisegnata da Ghisetti et al., 2001).

(n. 43) (Pantosti et al., 1996) e per la faglia di Venere (n. 13) nel Fucino (Giraudi, 1995; Michetti et al., 1996); Sistema B per la faglia di Rivisondoli (n. 25b) (Calderoni et al., 1990), e per la faglia delle Cinque Miglia (n. 26) (Giraudi, 1995); Sistema C per le faglie delle Tre Selle (n. 61) nella catena del Gran Sasso, nelle zone di Solagne, del Venacquaro e della Val Maone (Giraudi & Frezzotti, 1995).

Gli eventi di più elevata magnitudo richiedono una lunghezza di rottura (e/o riattivazione) dell'ordine dei 50 km (Wells & Copper-smith, 1994). Nessuna delle singole faglie pertinenti ai diversi sistemi (Figure 1 e 4) possiede uno sviluppo di tale entità; pertanto è ipotizzabile che la rottura cosismica venga canalizzata lungo fasce strutturali cartografate come discontinue in affioramento, ma interconnesse alla profondità di nucleazione della scossa sismica (in genere tra 5 e 15 km di profondità).

In questo contesto l'attività paleosismica e sismica è associabile non tanto a singole faglie quanto a fasce di deformazione interconnesse in una crosta molto fratturata e scollata a diversi livelli strutturali, dove le più elevate componenti di sollevamento differenziale sono localizzate lungo una fascia interposta tra i settori più interni già ampiamente assottigliati e distesi della zona peritirrenica e quelli più esterni, inspessiti ed ancora soggetti a compressione della zona periadriatica, poco o nulla raggiunti dalla distensione.

La localizzazione dei principali eventi di fagliamento normale sismico in un cuneo crostale delimitato da crosta assottigliata e fortemente permeabile a Ovest, e da crosta ispessita e poco permeabile ad Est, suggerisce che la localizzazione, stile e profondità degli eventi sismici siano anche controllati dai regimi di permeabilità e pressione dei fluidi nelle zone di faglia relativamente ai domini crostali circostanti.

I terremoti di più elevata magnitudo ( $5 < M < 7$ ) possono essere innescati da condizioni infracrostali di sovrappressione dei fluidi, che permettono la creazione di nuove faglie favorevolmente orientate, o la riattivazione di sistemi pre-esistenti, anche se non perfettamente orientati (Sibson, 1995). La rottura cosismica delle principali faglie condiziona la formazione di zone a transiente elevata permeabilità, con redistribuzione di fluidi (per esempio fluidi meteorici) lungo fasce di canalizzazione preferenziale.

Questa interpretazione implica che durante la progressiva migrazione verso Est del fronte estensionale le faglie dei domini interni assottigliati vengano a trovarsi in domini crostali con elevata permeabilità e flusso di calore, e – se pur riattivate – non possano produrre sismi di elevata magnitudo. Al contrario, faglie di neoformazione che tagliano domini di crosta ispessita con elevate sovrappressioni dei fluidi possono generare eventi sismici di elevata magnitudo in settori che subiscono gli stadi precoci di estensione successivi al sollevamento contrazionale.

#### Considerazioni conclusive

Lo sciame sismico culminato con la principale scossa di terremoto del 6 Aprile 2009 nell'Abruzzo aquilano (M15.8; Mw6.2) è per molti versi tipico ed esemplificativo dello stile sismico in questa regione centro-Appenninica (EMERGEO Working Group, 2009). Sebbene la distruzione e la perdita di vite umane siano state tremendamente onerose, il terremoto è da considerarsi al passaggio dalla classe di magnitudo moderata a forte (cf. <http://earthquake.usgs.gov>). Purtroppo i dati sismici indicano che le faglie attive della regione hanno generato nel recente passato e sono in grado di generare in futuro terremoti molto più energetici (fino a M7).

L'attuale stato di conoscenze sull'evoluzione tettonica dell'Appennino in relazione ai processi geodinamici a grande scala sugge-



risce che la fascia di più intensa sismicità presente ed attuale si collochi in corrispondenza dei settori topograficamente più elevati della catena Appenninica, con rottura di faglie normali a penetrazione crostale di 10-15 km.

In superficie le principali faglie attive (vedi per esempio Figure 3 e 7) sono distribuite in un complesso reticolo di segmenti di faglia, con importanti variazioni in termini di orientazione, inclinazione,

entità dei rigetti e spessore delle associate fasce cataclastiche. Anche se queste geometrie possono essere descritte dalle carte geologiche di superficie e dalle relative estrapolazioni fino a 2-5 km di profondità, siamo tuttavia ben lontani dalla comprensione ed identificazione delle geometrie di rottura alle profondità di nucleazione ipocentrale degli eventi sismici (10-15 km). La propagazione della rottura in superficie può pertanto attivare – durante successivi eventi –

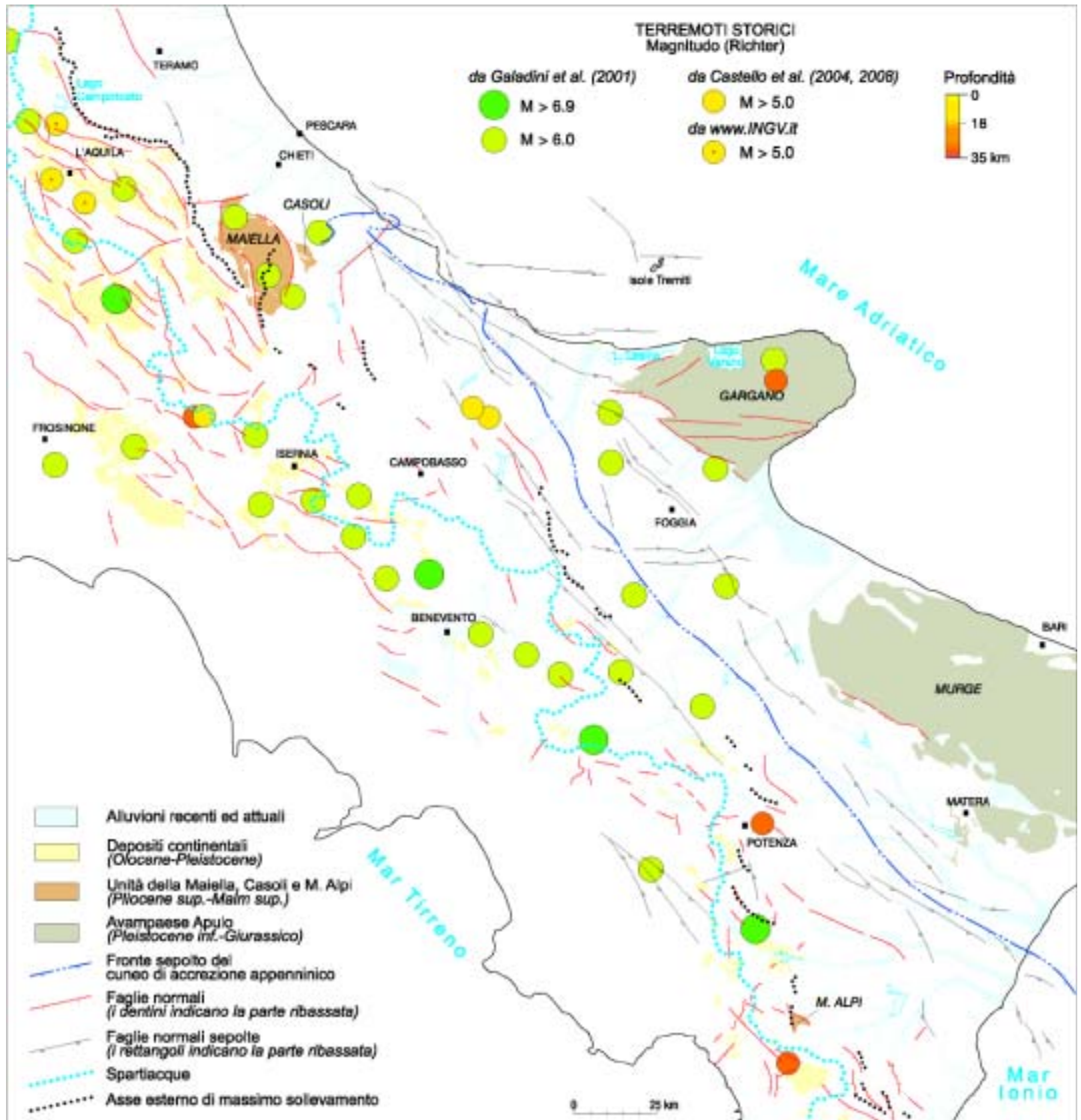


Figura 7 - Distribuzione dei più forti terremoti storici (M>5), sovrapposta ai principali sistemi di faglie normali nell'Appennino centro-meridionale.

diverse superfici di faglia non necessariamente contigue e disperse in un ampio ventaglio direzionale. Questa situazione è ben evidenziata dalle faglie con documentata attività paleosismica (Figura 3), distribuite in una vasta estensione areale e su un ampio ventaglio direzionale.

Questo assetto deformativo indica che, seppure alcuni segmenti di faglia appaiano ripetutamente riattivati nel corso delle fasi estensionali Pleistoceniche ed Oloceniche, non è tuttavia possibile defi-

nire una dominante struttura di preferenziale attivazione sismica. Questo contesto deve essere adeguatamente compreso ed affrontato in fase di pianificazione territoriale e per la corretta definizione del rischio sismico.

*I riferimenti bibliografici sono riportati nell'Appendice, a pagina 65*

doi: 10.1474/Geoitalia-28-03

## Faglie attive e terremoti: tempo di cambiare strategie

GIANLUCA VALENSISE

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma

È successo di nuovo. Dopo tanti terremoti che, in questi ultimi decenni, in un modo o nell'altro avevano sorpreso i geologi, o quantomeno frustrato le loro aspettative di aver capito finalmente come si "leggono" le faglie attive nel *maremagnum* della complessa geologia italiana, la forte scossa dell'Aquilano del 6 aprile ha nuovamente sfidato le conoscenze acquisite e gli approcci correnti. Sono stati decenni difficili, durante i quali ogni terremoto ha smentito - o quantomeno forzato a correggere - le idee consolidate fino a quel momento in ampia parte della comunità dei geologi dei terremoti. Decenni che hanno visto anche gli ultimissimi sostenitori del carattere analitico-descrittivo della Geologia prendere atto del fatto che lo studio della tettonica attiva ha soprattutto un carattere largamente sperimentale, con tutti i vantaggi e gli svantaggi che ne conseguono. Tra i primi il principale è sicuramente quello che i terremoti rappresentano un "esperimento" che illustra in pochi istanti processi altrimenti inaccessibili; nello spazio, per le profondità a cui hanno luogo, e nel tempo, per l'estrema lentezza dei processi tettonici rispetto alla durata della vita umana. Tra gli svantaggi domina il carattere "casuale" dell'esperimento: non siamo noi a decidere quando e dove l'esperimento ha luogo, né quali saranno i termini della sperimentazione. Possiamo solo osservare attentamente quello che succede, avendo a portata di mano un bagaglio di strumenti concettuali che ci consentano di capire bene ciò che vediamo per poi utilizzarlo in chiave predittiva, obiettivo ultimo della Geologia del Terremoto.

### *Faglie e terremoti: l'avvio della ricerca*

Il dibattito su faglie attive e sismogenesi è approdato in Italia tra la fine degli anni '60 e la metà degli anni '70, forse anche come effetto dell'interesse della comunità internazionale per le ricerche dedicate al *siting* delle centrali nucleari. In quegli anni veniva ultimata la compilazione del Modello Strutturale d'Italia, della Carta Tettonica d'Italia, della Carta Neotettonica dell'Italia meridionale, tutte sotto l'egida del Progetto Finalizzato Geodinamica. Si cominciava a gettare un primo ponte tra l'evidenza geologica di superficie, quella accessibile a ogni geologo di terreno, e il verificarsi di grandi terremoti, così come avveniva con successo nelle aree a più elevata sismicità del mondo occidentale. Purtroppo sul clima di generale ottimismo riguardo alla capacità del geologo di terreno di identificare i principali elementi della tettonica attiva e di anticipare l'esistenza di faglie sismogenetiche stavano per piovere le prime delusioni. Uno studio sul terremoto del Belice del 15 gennaio 1968 ( $M_w$  6.1), forse il primo della storia sismica italiana per il quale sia stato svolto un ri-

lievo geologico *ad hoc*<sup>1</sup>, concluse che quell'evento non aveva né creato nuove faglie, né rimobilizzato faglie esistenti. Successivi studi misero in evidenza possibili modeste riattivazioni ed effetti secondari. A seguito dei terremoti del Friuli del 6 maggio ( $M_w$  6.4) e 15 settembre 1976 ( $M_w$  5.9), Bosi e coautori riportarono tentativamente alcuni indizi di fagliazione superficiale<sup>2</sup>. Successivi approfondimenti mostrarono però che le rotture osservate, che peraltro cadevano all'interno del blocco di tetto della faglia sismogenetica e non in prossimità della sua proiezione in superficie, potevano essere spiegate semplicemente come fenomeni di carattere gravitativo. Negli stessi anni Bosi aveva pubblicato anche un'ampia sintesi sul riconoscimento di faglie attive nell'Appennino centrale<sup>3</sup>, senza avere però la pretesa di associarle a terremoti passato o futuri.

### *Il terremoto dell'Irpinia del 1980*

Il catastrofico terremoto del 23 novembre 1980 ( $M_w$  6.9) interruppe bruscamente questa fase pionieristica e segnò la nascita di una fase nuova, anche se densa di sorprese e contraddizioni. Il mondo geologico italiano non si avvide subito della novità, e si dovette – un po' ingloriosamente – aspettare che Westaway e Jackson pubblicassero su *Nature* un convincente resoconto dell'accaduto<sup>4</sup>. Successivi studi di dettaglio<sup>5</sup> mostrarono che il terremoto era stato generato da una grande faglia diretta che non coincideva con alcuna delle faglie normali ben riconosciute sul terreno e mappate in precedenza. Questa faglia mostrava una sorprendente ma chiara tendenza a "rove sciare" la topografia, sollevando le valli e ribassando le dorsali, suggerendo così di essere un elemento tettonico giovane, espressione di una tettonica "nuova". La cosa venne messa in relazione con il *geodynamic change* datato a circa 700 ka e di cui si è ampiamente discusso nella letteratura degli anni '90.

Ci si potrebbe chiedere perché quest'analisi integrata delle conoscenze sulla faglia profonda e dei suoi rapporti con tutti gli effetti osservati in superficie, che divenne rapidamente patrimonio accettato e condiviso, abbia impiegato quasi un decennio per arrivare a maturazione. La spiegazione è forse nel fatto che in quegli anni i modelli geodinamici a scala regionale tendevano a prevalere sulle evidenze di terreno, anche per la diffusa convinzione che la propagazione in superficie della deformazione profonda legata ai terremoti fosse preclusa dall'esistenza e dalla "plasticità" delle coltri di ricoprimento tanto diffuse nella nostra penisola, e particolarmente in Appennino meridionale. Ad esempio, la pendenza verso NE del piano di faglia principale, messa subito in evidenza dai sismologi, venne contestata a lungo sulla base del fatto che l'Appennino meridio-



# Caratterizzazione strutturale dei principali sistemi di faglie dell'Abruzzo Aquilano

LIVIO VEZZANI<sup>1</sup>, FRANCESCA GHISSETTI<sup>2,3</sup> & ANDREA FESTA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Torino

<sup>2</sup> TerraGeoLogica, Christchurch, New Zealand;

<sup>3</sup> Department of Geological Sciences, University of Canterbury, New Zealand

## Riferimenti bibliografici

- Calderoni G., Lorenzoni P., Ortolani F., Pagliuca S. & Serva L. (1990), *Palaeoseismologic evidence at Rivisondoli, central Apennines, Italy*. Rend. Soc. Geol. It., 41, 109-120.
- Castello B., Moro M., Chiarabba C., Di Bona M., Doumaz F., Selvaggi G., & Amato A., (2004), *Seismicity Map of Italy 1981/2002*. <http://www.cnt.ingv.it>.
- Castello B., Moschillo R., Pignone M., Vinci S., Doumaz F., Nostro C. & Selvaggi G. (2008), *Seismicity Map of Italy 2000/200*. <http://csi.rm.ingv.it>.
- CO.GE.FAR. (1979), *Gran Sasso, il traforo autostradale*. 267 pp., Roma.
- EMERGEIO Working Group (2009), *Rilievi geologici dell'area epicentrale della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 Aprile 2009*. Quaderni di Geofisica, 70, 54 pp.
- Galadini, F., Meletti, C., and Vittori, E. (2001), *Major active faults in Italy: available surficial data*. Netherlands Journal of Geosciences, 80 (3-4), 273-296.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1990), *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della catena del Gran Sasso (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, Volume speciale (1990), 37-50.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1996-97), *Geometrie deformative ed evoluzione cinematica dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, XIV (1996-97), 127-154.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1999), *Depth and modes of Pliocene-Pleistocene crustal extension of the Apennines (Italy)*. Terra Nova, 11, 67-72.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (2002), *Normal faulting, transcrustal permeability and seismogenesis in the Apennines (Italy)*. Tectonophysics, 348, 155-168.
- Ghisetti F., Kirschner D.L., Vezzani L. & Agosta F. (2001) – *Stable isotope evidence for contrasting paleofluid circulation in thrust faults and normal faults of the central Apennines, Italy*. J. Geophys. Res., 106, 8811-8825.
- Giraudi C. (1988), *Segnalazione di scarpate di faglia post-glaciali nel massiccio del Gran Sasso (Abruzzo): implicazioni tettoniche, rapporti con la tettonica recente e morfologia, paleosismicità*. Soc. Geol. It., 74° Congresso Nazionale, Atti, B, 251-258.
- 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), *Palaeoseismicity in the Gran Sasso massif (Abruzzo, central Italy)*. Quaternary Int., 25, 81-93.
- 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.
- Pantosti D., D'Addezio G. & Cinti F.R. (1996), *Paleoseismicity of the Oivindoli-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.
- Sibson R.H. (1995), *Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action*. Geol. Soc. London Sp. Publ., 88, 3-19.
- Sibson R.H. & Scott J. (1998), *Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia and Otago, New Zealand*. Ore Geol. Rev., 13, 293-306.
- Vezzani L. & Ghisetti F. (1998), *Carta geologica dell'Abruzzo (scala 1:100.000)*. S.EL.CA. Firenze.
- Wells D. L. & Coppersmith K. J. (1994), *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 974-1002.