

**SVILUPPO E CONFRONTO DI METODOLOGIE PER LA VALUTAZIONE  
DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA IN AREE SISMOGENETICHE:  
APPLICAZIONE ALL'APPENNINO CENTRALE E MERIDIONALE**

**RAPPORTO ANNUALE DELL'ATTIVITÀ  
- I° ANNO -  
(2000-2001)**

**ALLEGATI AL RAPPORTO PER IL 1° ANNO DI ATTIVITÀ'**

# ***ALLEGATO A***

**Stato delle conoscenze sulla sequenza sismica  
di Colfiorito 1997-98:  
Rapporto finale.**

**Settembre 2001**

## Introduzione

In questa nota si riassumono i dati desunti dalla lettura degli articoli pubblicati, tra il 1997 ed il 2000, relativi alla sequenza sismica di Colfiorito del 1997-98.

L'area umbro-marchigiana è sempre stata sede di significativi terremoti già documentati dal 99 a.C. fino ai nostri giorni, con un *gap* sismico rilevato nel 1600. In particolare si ricordano gli eventi che vanno dal 1279 (Camerino, I=X) al 1997 (Colfiorito,  $M_w=6.0$ ) che hanno colpito le aree di Norcia (1328, 1703, 1979,  $M_s=5.8$ ) e Gubbio-Perugia (1984,  $M_s=5.3$ ) causando danni ingenti alle strutture edili ed architettoniche e numerose vittime.

La più recente sequenza che ha interessato Colfiorito, zona ubicata ai confini tra la provincia di Perugia e Macerata (Fig. 1), è iniziata il 4 settembre 1997 con una scossa di magnitudo 4.4 ( $M_L$ ). Sono seguite un centinaio di repliche e tre scosse principali:

- 1) 26 Settembre 1997 – 00h33 di  $M_w=5.7$ ;
- 2) 26 Settembre 1997 – 09h40 di  $M_w=6.0$ ;
- 3) 14 Ottobre 1997 – 15h23 di  $M_w=5.6$ ;

che hanno coinvolto un'area di circa 40 Km di lunghezza e larga dai 5 ai 15 Km, allungata in senso NW-SE da Nocera Umbra a Sellano e Preci.



Fig. 1 - Ubicazione geografica della sequenza sismica di Colfiorito 1997-98.

Le scosse sismiche sono state registrate dalla rete locale, nazionale e mediterranea che ha fornito numerosi dati. Questi sono stati analizzati, confrontati ed elaborati per una migliore conoscenza dello sviluppo della sequenza sismica da numerosi ricercatori. A questi dati si sono affiancati quelli geologici di terreno, che hanno consentito di valutare la

posizione esatta delle faglie responsabili delle diverse scosse ed i dati geodetici (da terra e dallo spazio), che hanno permesso una migliore valutazione della deformazione del terreno della zona epicentrale. Sono stati raccolti e visionati circa 80 lavori relativi all'area di Colfiorito pubblicati tra il 1997 e il 2000. Di questi, 46 sono relativi ai dati di geologia e 34 sono di tipo sismologico-geodetico. Le informazioni, ricavate dall'analisi degli articoli visionati, sono stati inseriti in due tabelle riassuntive: una relativa ai dati sismologici e geodetici (Tab. 1) ed una riferibile ai dati geologici (Tab. 2). Nelle tabelle di riferimento sono stati inseriti solo i lavori di più ampio respiro e/o quelli di recente pubblicazione. Per una migliore comprensione e facilità di lettura, il lavoro di analisi è stato suddiviso in 3 aree tematiche (geologia, sismologia e geodesia) nelle quali è stato fatto un resoconto degli articoli visionati.

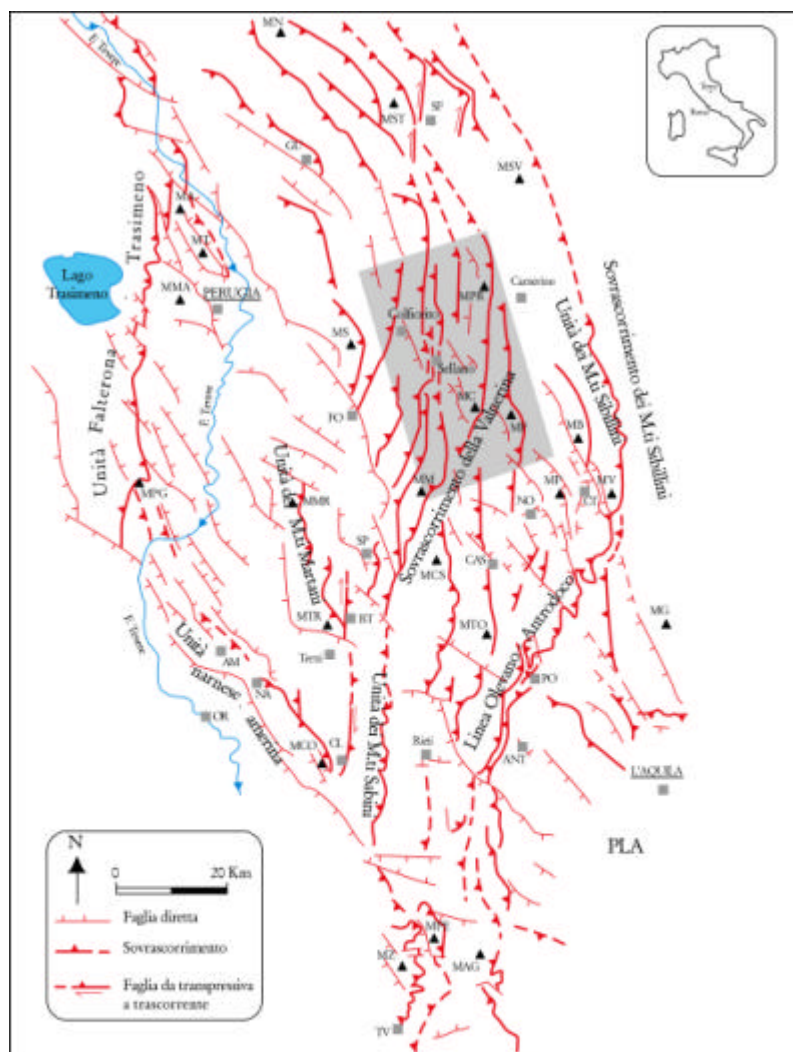


Fig. 2 - Schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino e dei settori di raccordo con il Dominio Toscano (Unità Falterona-Trasimeno) ad ovest e con quello laziale-abruzzese (Piattaforma laziale-abruzzese: PLA) ad est. Nel riquadro l'area studiata: AM: Amelia; ANT: Antrodoto; BT: Battiferro; CAS: Cascia; CO: Contigliano; CL: Cottanello; CT: Castelluccio; FO: Foligno; GU: Gubbio; MA: M.te Acuto; MAG: M.te Aguzzo; MB: M.te Bove; MG: M.te Cavallo; MCCO: M.te Cosco; MCS: M.te Coscerno; MF: M.te Fenna; MG: M.te Gozzano; MM: M.te Maggiore; MMA: M.te Malbe; MMR: M.te Martano; MN: M.te Nerone; MP: M.te Patino; MPE: M.te Pellicchia; MPG: M.te Peglia; MPR: M.te Primo; MS: M.te Subasio; MST: M.te della Strega; MSV: M.te San Vicino; MT: M.te Tezio; MTO: M.te Tolentino; MTR: M.te Torricella; MV: M.te Vettore; MZ: M.te Zappi; NA: Narni; NO: Norcia; OR: Orsi; PO: Posta; SFE: Sassoferato; SP: Spoleto; TV: Tivoli (da Calamita & Piccarini, 1995/1).

**Tabella 1**- Sintesi dei dati sismologici e geodetici relativi alla sequenza sismica del 1997/98 che ha coinvolto l'area di Colfiorito.

**Tabella 2** - Sintesi dei dati geologici relativi alla sequenza sismica del 1997/98 che ha coinvolto l'area di Colfiorito. Legenda: L: lunghezza dei segmenti di faglia; D: spostamento; O: apertura della frattura.

## 1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il settore di catena analizzato fa parte dell'Appennino umbro-marchigiano-abruzzese la cui costituzione è legata agli eventi post-collisionali del sistema montuoso Africa-vergente, derivante dalla convergenza tra il margine continentale europeo e il blocco Adria, responsabile dell'attuale assetto del Mediterraneo centrale.

L'area di enucleazione del terremoto di Colfiorito, avvenuto il 26 settembre 1997, è ubicata in Appennino umbro-marchigiano e corrisponde al settore centrale della catena stessa (Fig. 2).

L'Appennino umbro-marchigiano costituisce un segmento della catena neogenica a pieghe e sovrascorrimenti che coinvolgono in affioramento una copertura sedimentaria che evolve, al di sopra dei depositi continentali (Trias medio), da sequenze neritico-pelagiche di margine passivo (Trias sup.-Eocene p.p.) a depositi emipelagici (Eocene p.p.-Messiniano p.p.) e sequenze torbiditiche via via più giovani verso est (Langhiano-Pleistocene inf.). Queste ultime rappresentano la sedimentazione di avanfossa che registra la progressiva migrazione della deformazione compressiva neogenica.

Sono evidenti le strutture compressive nelle zone assiali della catena dove affiorano le unità mesozoiche-paleogeniche, mentre nelle aree interne sono mascherate dai più recenti elementi disgiuntivi e dagli associati bacini plio-quadernari (Fig. 3).

In particolare affiorano, in quest'area, i depositi calcarei e calcareo-marnosi meso-cenozoici, quelli di avanfossa miopliocenici ed infine le coperture quadernarie.

Questa successione è stata deformata da pieghe e sovrascorrimenti nel Neogene, mentre, lungo tutta la dorsale, durante il Quaternario si è imposta una tettonica a carattere distensivo e trascorrente che ha invertito o dislocato le precedenti strutture della catena con fasci caratterizzati da un *trend* NNW-SSE e NW-SE (faglie normali); NW-SE e N-S (transtensive sinistre) ed infine con direzione WNW-ESE (transtensive destre e subordinatamente normali). L'attività quadernaria è legata essenzialmente a queste strutture che sono anche responsabili della sismicità nell'area.

Queste faglie plio-quadernarie normali, transtensive e trascorrenti con andamento NNW-SSE sono parallele alla catena, immergono verso W e sono chiaramente osservabili sul terreno lungo il fronte dei calcari mesozoici. Queste, nei settori interni, bordano gli ampi bacini ad andamento NW-SE e NNW-SSE dell'Umbria occidentale, riempiti da depositi plio-quadernari, mentre nelle zone assiali sono orientate da NW-SE a NS e bordano piccole depressioni tettoniche riempite con depositi pleistocenici ed olocenici (Fig. 4).

L'assetto crostale profondo dell'Appennino umbro-marchigiano è caratterizzato da uno stile *thick-skinned* con scollamento della copertura, che è coinvolta in sovrascorrimenti con spaziatura minore rispetto a quella dei sovrascorrimenti che coinvolgono il basamento (CALAMITA *et alii*, 1996; BARCHI *et alii*, 1996).

Il *detachment* più profondo, relativo alle faglie di Colfiorito, è costituito da un piano di sovrascorrimento ubicato nel basamento e la struttura, con queste caratteristiche, è responsabile degli eventi sismici di magnitudo superiore a 5. Tutti gli Autori interpretano questa struttura come la rampa di un sovrascorrimento, invertita in regime distensivo, sulla quale si raccordano le faglie ad alto angolo.

Al di sotto della Dorsale appenninica è documentata un'attività sismica profonda fino a 80-90 Km (AMATO & SELVAGGI, 1991); pertanto, sulla stessa verticale, vengono distinte due zone sismogenetiche: una superiore distensivo/transtensiva ed una inferiore legata a sforzi compressivi (LAVECCHIA *et alii*, 1994; ALVAREZ *et alii*, 1995).

Alcuni Autori interpretano l'attività sismica nella dorsale appenninica fortemente dipendente da un contesto tettonico distensivo (ANDERSON & JACKSON, 1987; SCARPA, 1990; CALAMITA & PIZZI, 1994; LAVECCHIA *et alii*, 1994; FREPOLI &

CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DI COLFIORITO

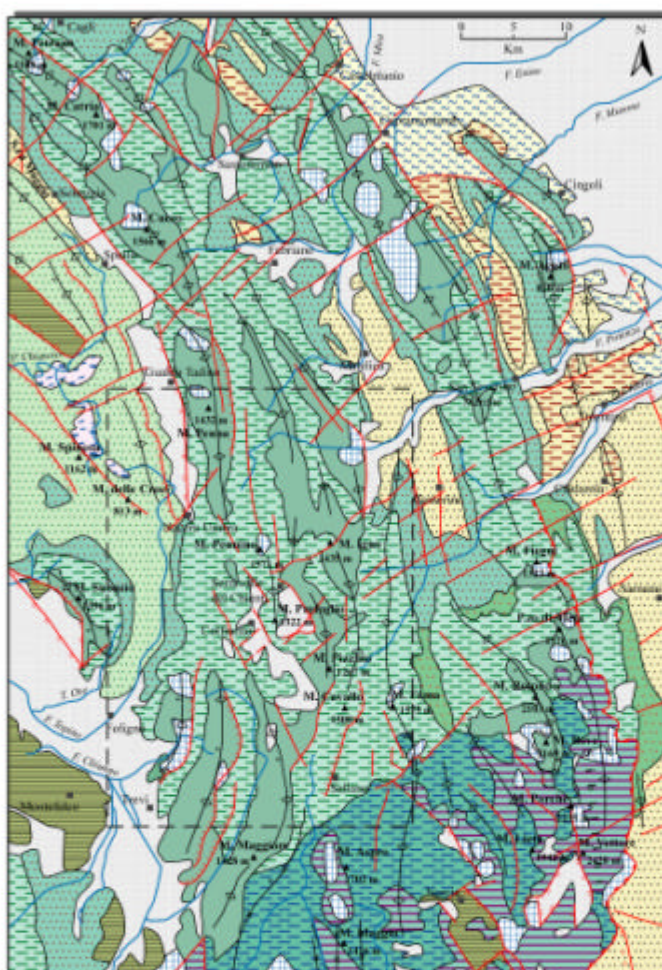


Fig. 3 - Carta geologica-strutturale del Bacino di Colfiorito (da Bgg G. *et alii*, 1992). In tratteggio è evidenziata l'area interessata dalla sequenza sismica del 26 Settembre 1997.

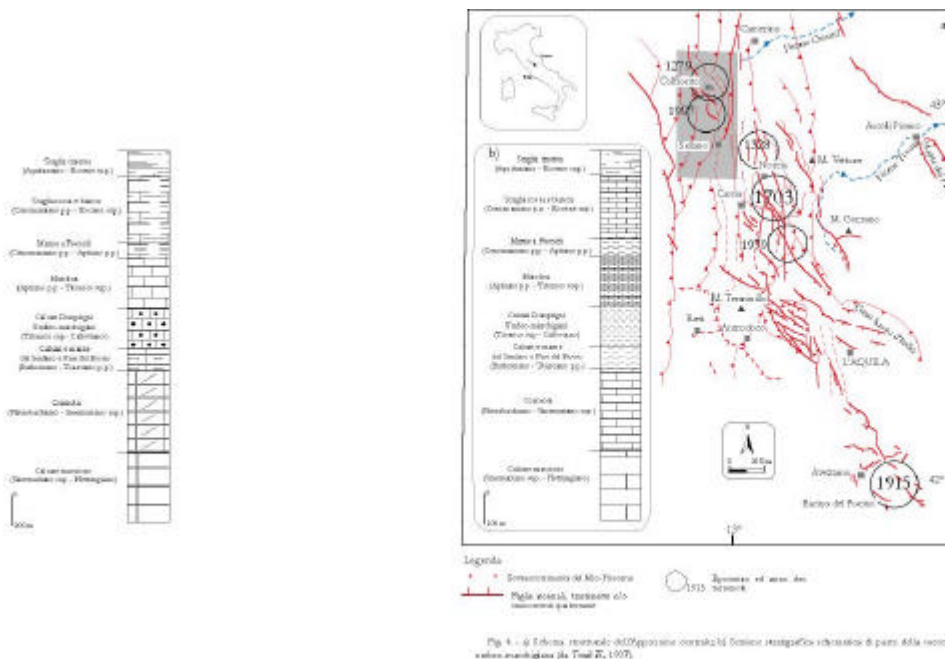
**Legenda**

- Depositi recenti.
- Sedimenti lacustri ed alluvionali, **Vibronicolesio**.
- Depositi terrigeni marini indifferenziati lungo il fronte adriatico della catena appenninica, **Vibronicolesio**.
- Depositi alluvionali, principalmente torbiditi e grato-flow "Marecchia di San Rocco" e "Fiume della Lega" p.p., **Messinico-Tortoniano sup.**
- Depositi terrigeni con calcari subordinati, evaporiti, diatomiti e calcari "Angelle e Calabociani", "Fiume Garsano Solfidato", "Tegoli" e "Calcare di Base", **Messinico-Tortoniano sup.**
- Unità Sicilide: complesso calcareo costituito da marne calcaree ed argille con livelli calcareo-marziali, **Enrico-Cretaceo sup.**

- Torbiditi arenacei "Marecchia Avenosa" Anzi, **Tortoniano-Messinico inf.**
- Marna emipelagica e calcari marziali "Schifo" Anzi, Ost. **Messinico sup.-medio**. Argille marziali "Marecchia di Percepoli", Anzi, e marne calcaree emipelagiche a grana grossa "Cervigno" e "Fior di Guadagnolo" Anzi, Di. **Messinico sup.-inf.**
- Marna calcarea, marne, argille marziali "Bianche", "Scoglio" e "Marecchia Fucoli" Anzi, Di. **Messinico inf.-Cretaceo inf.** con intercalazioni di calcari dolomitici di acque poco profonde (Di).
- Calcari e marne subordinati (Di), **Cretaceo inf. - Elio medio** e con intercalazioni di calcari dolomitici di acque poco profonde (Di).
- Calcari di acque poco profonde e dolomiti **Lias inf. - Trias sup.**

**Simboli tettonici**

- Faglia non dislocata
- Faglia normale
- Overthrust e faglia inversa
- Fessure principali post-Tortoniano
- Asse dell'antiformale (la freccia indica l'innalzamento dell'asse della piega; le frecce ortogonali indicano il dip del piano assiale)
- Asse della sinclinale (la freccia indica l'innalzamento dell'asse della piega; le frecce ortogonali indicano il dip del piano assiale)



AMATO, 1997; MONTONE *et alii*, 1997); mentre CELLO *et alii*, (1997) considerano la tettonica attiva in un quadro sismotettonico trascorrente, definito da faglie principali N-S sinistre.

Tale assetto così articolato si rispecchia nella distribuzione della sismicità che, per quanto complessa, risulta distribuita, per la maggior parte, lungo la catena appenninica secondo ben definite orientazioni e prevalentemente concentrata nella crosta terrestre, all'interno dei primi 40 Km di profondità.

L'attività sismica è fortemente legata alle faglie ed alle strutture "recenti", che si sono formate durante gli eventi post-miocenici e sono, quindi, definite "attive", ovvero capaci di generare un terremoto. I processi deformativi, che hanno dato origine a tali strutture, sono responsabili della sismicità passata ed attuale dell'area, esiste quindi la probabilità che le faglie continuino ad agire anche in futuro. Infatti, durante il sisma si attivano le faglie che hanno agito contemporaneamente nelle ultimi centinaia di migliaia di anni e che sono state responsabili dell'evoluzione morfostrutturale tardo-quadernaria dei bacini intramontani dell'Appennino.

Esistono in Appennino delle zone sismogenetiche caratterizzate da diversi gradi di sismicità e da magnitudo differenti (MULARGIA *et alii*, 1991):

- ❑ Zone a sismicità diffusa e di modesta entità, che non generano eventi di magnitudo elevata ( $M=4.5-5$ ; Appennino emiliano-romagnolo, costiera adriatica, Appennino umbro settentrionale e Colli Albani);
- ❑ Zone prive di sismicità minore, ma soggette ad eventi di magnitudo elevata ( $M=5.0-5.5$ ; Garfagnana, Tirreno centrale a nord di Ischia, basso Tirreno, Appennino meridionale, Calabria);
- ❑ Zone sismogenetiche legate ai terremoti più forti ( $M>5.5$ ; Friuli, Appennino umbro-romagnolo, Appennino umbro-abruzzese, Beneventano, Valle del Belice).



L'area della sequenza sismica del 1997-98 è ubicata nell'Umbria orientale, in particolar modo in corrispondenza del bacino quaternario intrappenninico di Colfiorito.

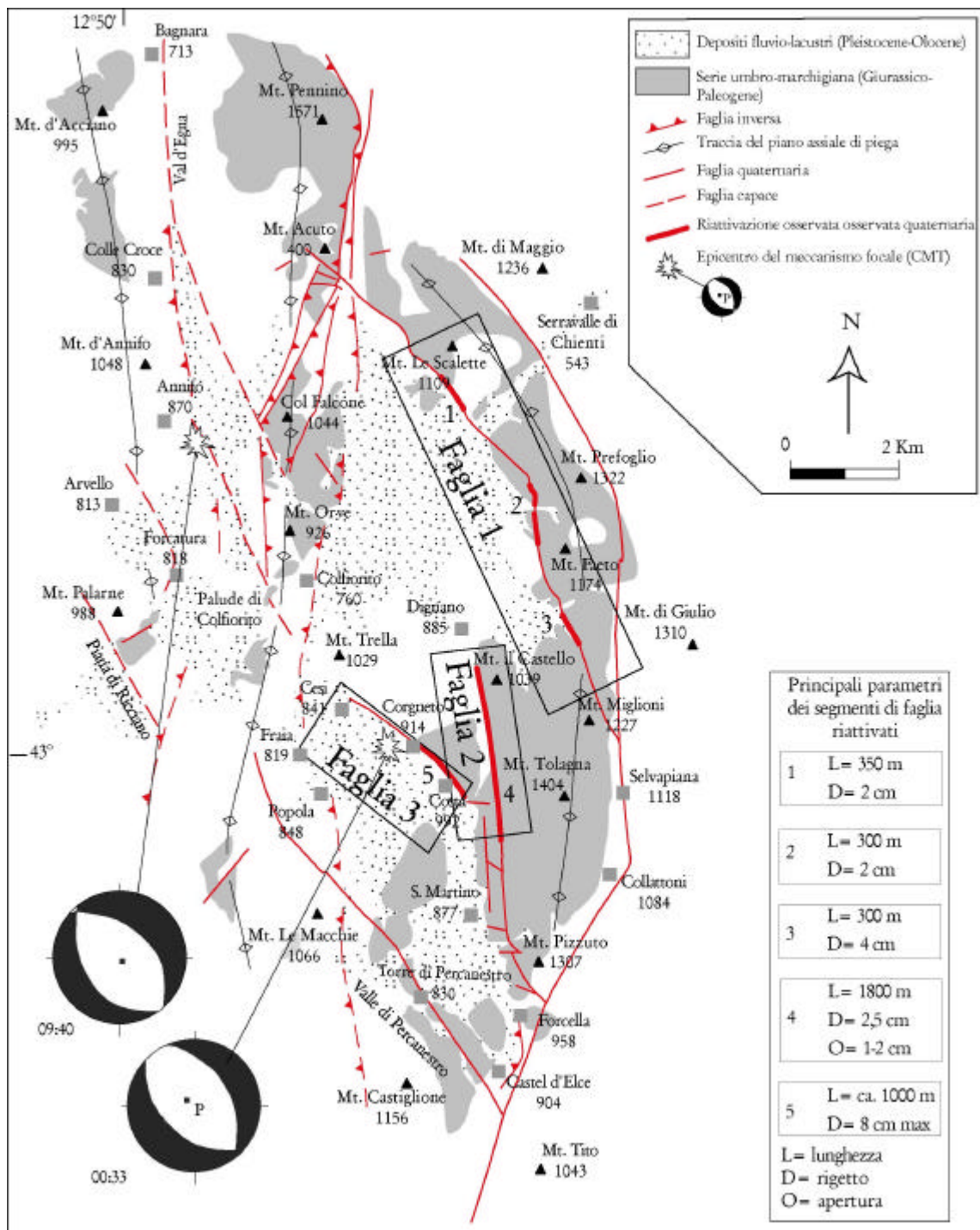


Fig. 5 - Assetto geologico-strutturale dell'area di Colfiorito. Sono evidenziate le strutture che hanno mostrato fenomeni di riattivazione durante gli eventi del 26 Settembre 1997 (da Tondi E., 1997)

I piani di Colfiorito sono ubicati tra la valle del F. Chienti (a NE) e quella del F. Topino (a SW) e sono articolati in una serie di depressioni: Colle Croce, Arvello, Annifo, Ricciano, Palude e Piano di Colfiorito, Popola, S. Martino, Borgo e Verchiano. Sono delle depressioni chiuse circondate da rilievi con altezza di poco superiori ai 1000 m, caratterizzate da formazioni calcaree disposte in pieghe asimmetriche rovesciate verso E, tagliate, sui versanti occidentali, da faglie dirette e colmate, successivamente, da depositi palustri pleistocenici (Fig. 5).

Nel dettaglio si riconosce l'esistenza di uno stile a *horst e graben* connesso ed attraversato da disturbi tettonici importanti quali: la Faglia del Chienti, caratterizzata da una leggera trascorrenza destra e la Faglia Percanestro; alle quali si associano discontinuità minori responsabili della disarticolazione dell'area (BALDANZA *et alii*, 1994).

In particolare due sistemi di faglie quaternarie bordano il bacino di Colfiorito con direzione NW-SE e NNW-SSE rispettivamente a NE ed a SW del bacino con immersione a ovest (CELLO *et alii*, 1997). Le faglie normali, che si sono attivate durante il Quaternario, sono lunghe circa 6-7 Km e sono responsabili della formazione del Piano di Colfiorito, del Bacino di Borgo, del Bacino di Cesi e quello di S. Martino. Tutto il sistema di faglie quaternarie è denominato "*The Colfiorito Fault System*". A questo sistema fanno parte le faglie di Serravalle e di Colfiorito, che si sono attivate durante la sequenza sismica del 1997-98, caratterizzate da una geometria ed una posizione coerente con i meccanismi focali e le posizioni ipocentrali nell'area dedotte dai dati sismologici.

La struttura sismogenetica (BONCIO & LAVECCHIA, 1999), che si è attivata durante la sequenza sismica di Colfiorito, coincide con la faglia bordiera di M. Prefoglio. Le scosse si sono enucleate in corrispondenza dell'intersezione tra questa faglia e la faglia Alto Tiberina (Fig. 6). Quest'ultima è a carattere distensivo a basso angolo e delimita ad W il *Graben* del Tevere, immerge verso E fino ad una profondità di 12-14 Km. Altre faglie coniugate antitetiche sono quelle di Gualdo Tadino e Gubbio. Le scosse principali e la sequenza di repliche si distribuiscono all'interno di una fascia che si estende per 35 Km con direzione NW-SE fra Nocera Umbra e Preci attraverso l'area di Annifo-Colfiorito-Costa.

I due episodi di rottura avvengono lungo un'unica struttura sismogenetica principale. Infatti, il *cluster* delle repliche si localizza lungo la prosecuzione, in profondità, della faglia di M. Prefoglio suggerendo che, durante la sequenza sismica, sia stata attivata la parte più profonda e meno inclinata di questa faglia normale. L'estensione longitudinale dell'intera struttura sismogenetica (15-20 Km) è confrontabile con l'allineamento M. Pennino-M. Prefoglio. Inoltre, la scossa si è enucleata nella parte più profonda della faglia, in corrispondenza del *detachment* basale, che rappresenta un'area di accumulo dello *stress* e quindi una zona di innesco preferenziale dei processi di rottura (BONCIO & LAVECCHIA, 1999).

Sulla base di queste considerazioni si può tentare una sintesi:

- Alla macroscala: la regione umbro-marchigiana è stata caratterizzata da una tettonica di tipo estensionale dal Pliocene al Quaternario che è stata responsabile sia della formazione di bacini intrappennini, colmati principalmente da depositi fluvio-lacustri, sia della dislocazione e disarticolazione di questi depositi e degli elementi morfologici di riferimento durante il Pleistocene superiore-Olocene. Recenti studi (BARCHI *et al.*, 1998) hanno proposto una nuova

interpretazione, in cui le strutture compressive umbro-marchigiane sono il risultato di una contemporanea attività di tre diversi livelli di scollamento, corrispondenti all'interfaccia tra le maggiori unità litostrutturali, definite come riflettori sismici, che hanno coinvolto anche il basamento.

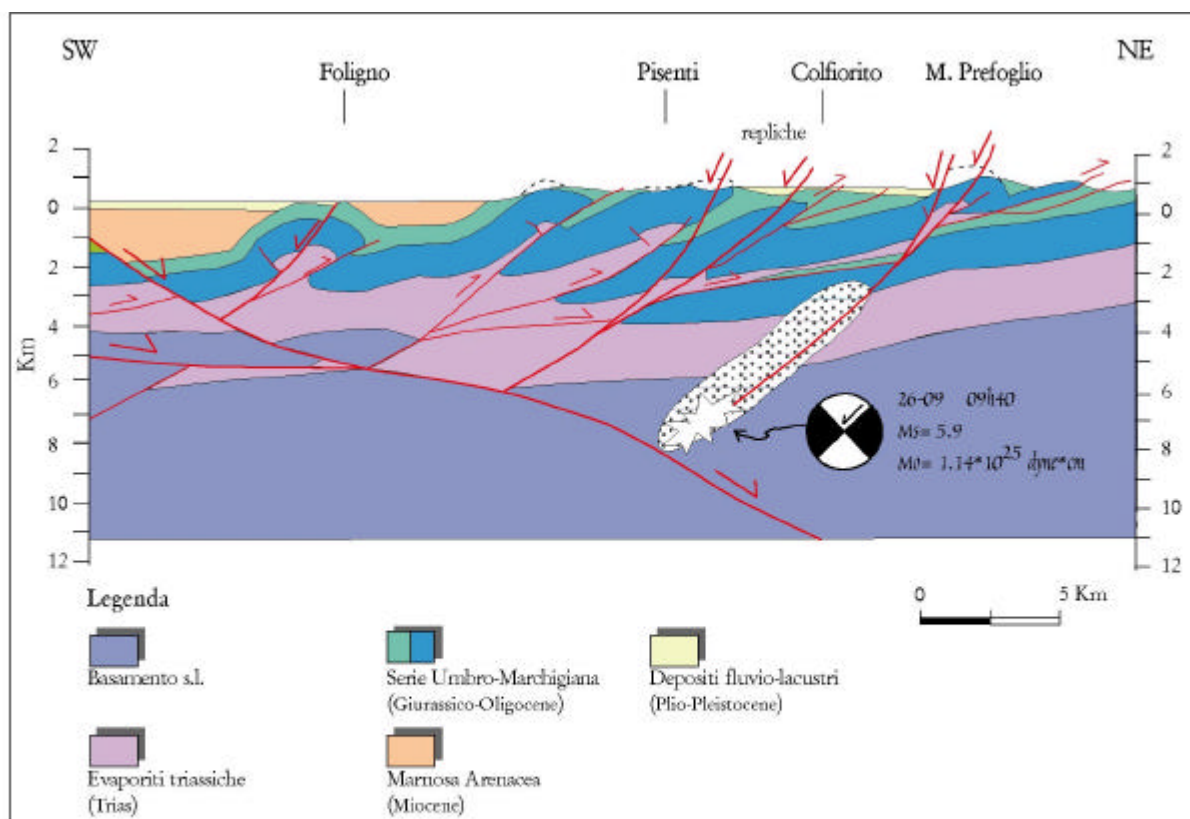


Fig. 6- Sezione geologica M. Prefoglio-Foligno. L'asterisco indica l'ipotizzata area di enucleazione del terremoto del 26 Settembre (09h40), con il puntinato è indicata la distribuzione in profondità delle repliche (da *Boncio & Lavecchia, 1999*).

- In dettaglio: l'area di Colfiorito è costituita da tre grandi anticlinali con andamento da NS a NNW-SSE (anticlinale di M. Acciano-M. d'Annifo; M. Pennino-M. Orve; M. Tolagna-M. Le Scalette) accavallate verso NE su altrettanti piani di sovrascorrimento ed interessate da depressioni tettoniche (originatesi a seguito dell'attivazione di faglie quaternarie) e riempite da depositi continentali fluvio-lacustri (Pleistocene inferiore-Olocene).

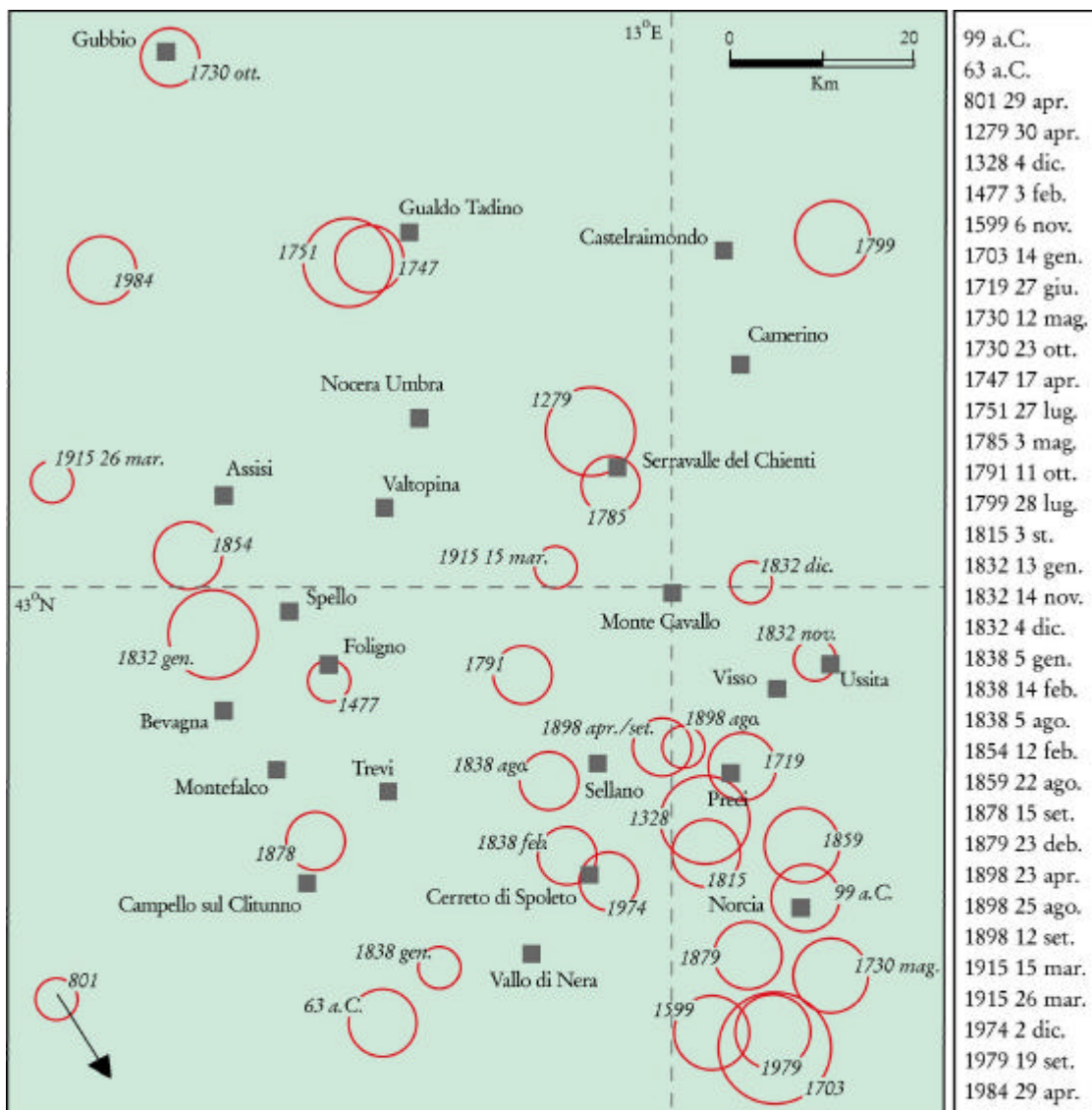
## Sismicità nell'area Umbro-Marchigiana

### 3.1 SISMICITÀ STORICA

Quest'area è stata colpita da importanti eventi sismici storici a Nord (1279, 1747, 1751) ed a Sud (1328, 1703, 1730) dell'area in studio (Tab.3). Negli ultimi due secoli sono stati registrati circa 1000 eventi a quasi 30 km di distanza dall'area di Colfiorito a NW (Gubbio-Perugia Ms= 5.3) e a Sud (1979 Norcia Ms=5.8, Fig. 7). Entrambi questi terremoti hanno un meccanismo di fagliazione normale coerente con l'assetto tettonico interno di questo settore (Fig. 8 e Tab. 4).

Anno	Area colpita	Intensità	Note
1279	Nocera Umbra	I=VIII-IX	
1328	App. umbro	I=X	
1352	Sansepolcro	I=VIII-IX	
1389	App. umbro	I=VIII-IX	
1458	Val Tiberina	I=VIII-IX	Scosse sismiche rilevate dal 26-30 Aprile.
1703	App. umbro	I=VIII-X	
1747	Nocera Umbra	I=VIII-IX	Le repliche furono avvertite per oltre un mese.
1751	App. umbro	I=X	Periodo sismico dal 1751 al 1752, esalazioni solfuree, scivolamenti e crolli.
1789	Val Tiberina	I=IX-X	Aumento di portata di alcune sorgenti solfuree.
1799	Camerino	I=IX	
1831	Val Topino	I=VII	La gravità dell'evento fu dovuta sia alla violenza delle scosse sia alla lunghezza del periodo sismico che cominciò il 27 Ottobre 1831 e culminò con il terremoto del 13 Gennaio 1832 con repliche fino a Marzo.
1832	Val Topino-Foligno	I=X	
1865	App. umbro	I=VII	Le scosse iniziarono il 21 Settembre e si protrassero fino ai primi di Ottobre.
1873	Camerino	I=VII	
1917	Val Tiberina	I=IX-X	Le scosse iniziarono il 26 Aprile e si protrassero fino al 6 Maggio.
1948	Val Tiberina	I=VII	Le scosse iniziarono il 13 Giugno e si protrassero fino al 21 dello stesso mese. Presso Sansepolcro si aprirono numerosi crepacci.
1979	Norcia	I=VIII-IX	Meccanismi focali di: <i>normal fault</i> , direzione NNW-SSE. Numerose repliche di cui alcune molto violente. Mw=5.8.
1984	Gubbio	I=VIII	Direzione ENE-WSW. Mw=5.6.

Tabella 3 - Sismicità storica



Magnitudo dei terremoti



Fig. 7 - Terremoti dell'Appennino umbro-marchigiano. Ogni terremoto è rappresentato mediante un simbolo circolare proporzionale alla magnitudo valutata dai dati di Intensità. La localizzazione e la stima della magnitudo sono parametri molto più incerti per i terremoti antichi che non per i terremoti avvenuti a partire dal XVIII secolo (da *Boschi et alii*, 1998)

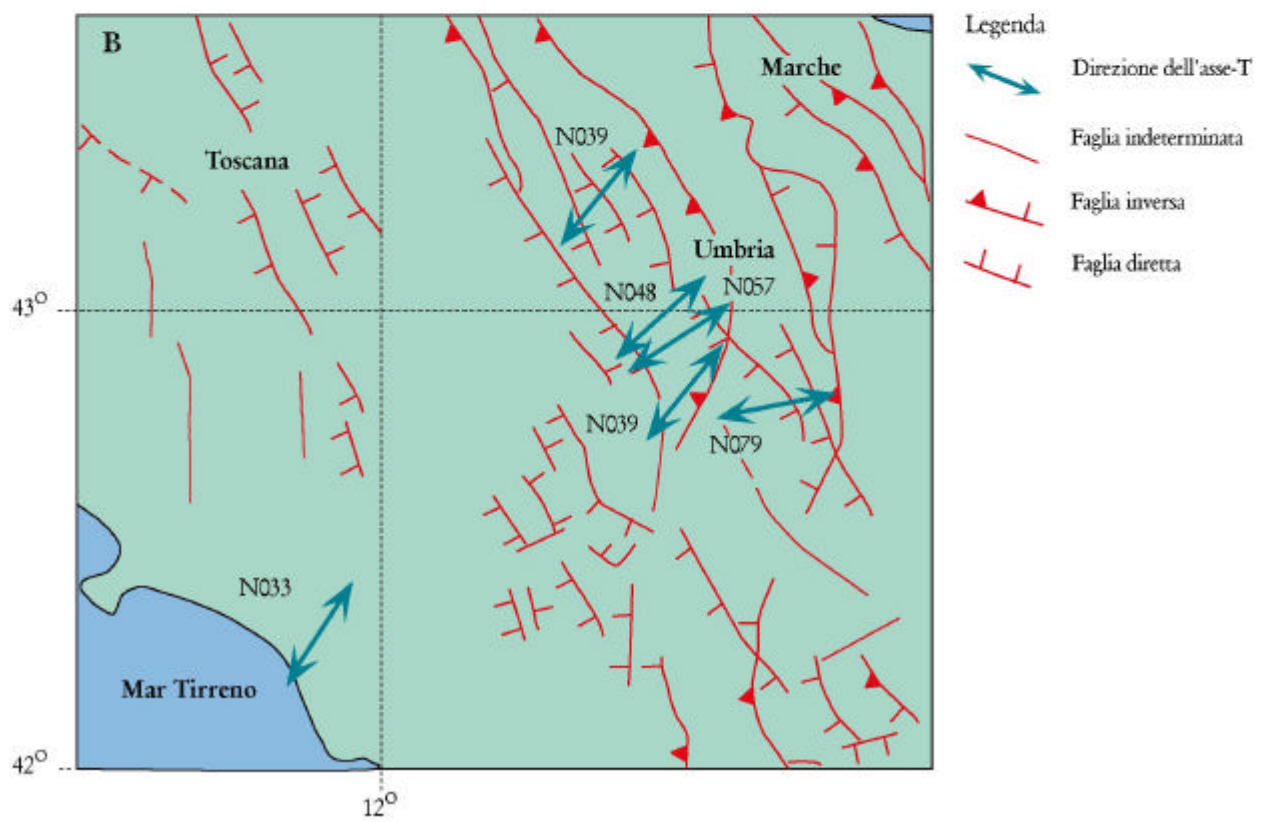
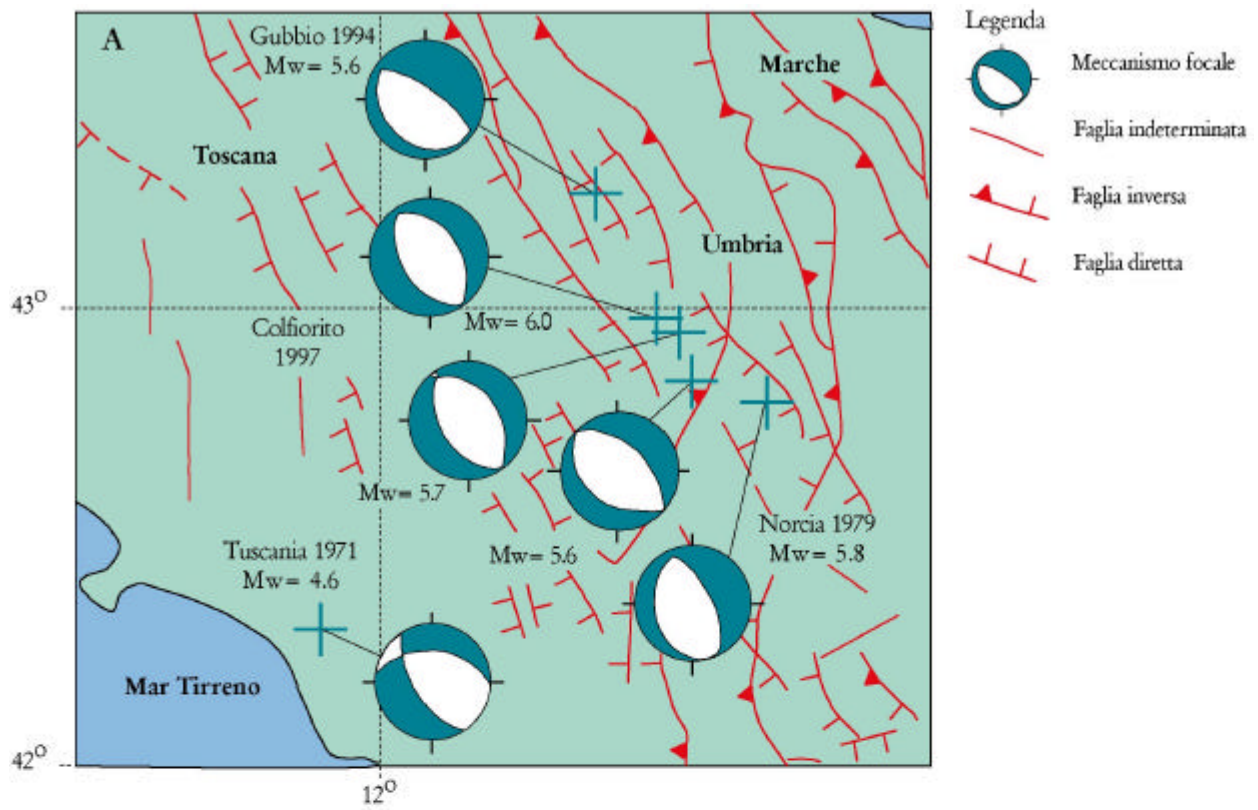


Fig. 8 - A: meccanismi focali dell'area umbro-marchigiana (Semplificata da Mariucci *et al.*, 1999). B: direzione dell'asse-T per i meccanismi focali.

Localita'	Coordinate geografiche		Profondita' (Km <sup>2</sup> )	Magnitudo (Mw)	Asse-T	Data
	Latitudine	Longitudine				
Tuscania	43°310	11°760	2	4,6	N33	06/02/71
Norcia	42°810	13°060	16	5,8	N79	19/09/79
Gubbio	43°270	12°570	14	5,6	N39	29/04/84
Colfiorito (1° evento)	43°020	12°890	10	5,7	N57	26/09/97
Colfiorito (2° evento)	43°030	12°850	10	6	N48	27/09/97
Colfiorito (3° evento)	42°930	12°920	10	5,6	N39	14/10/97

Tabella 4 – Sintesi dei valori relativi ai meccanismi focali, alla direzione degli assi-T ed ai valori di Magnitudo (Mw) relativi ai terremoti qui descritti.

Le regioni Umbria e Marche sono state sempre interessate da un'intensa e diffusa attività sismica. Infatti, uno dei più imponenti e catastrofici terremoti avvenuti in Umbria risale al gennaio-febbraio del 1703 in cui si manifestò con tre scosse principali: la prima il 14 gennaio, la seconda il 16 e la terza il 2 febbraio (Intensità=VIII-X). Nell'ottobre del 1702 furono avvertite delle scosse premonitrici. Le fonti che si riferiscono a questo grande terremoto sono abbondanti e soprattutto dettagliate. A seguito della prima grande scossa l'abitato di Norcia fu rasa al suolo completamente, gravissimi danni anche per il paese di Cascia e le aree limitrofe, in queste località il danno non fu inferiore al IX grado della MCS.

In generale, quindi, nell'area umbro-marchigiana la massima intensità sismica (BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994) registrata è del X grado della scala Mercalli che corrisponde ad una percentuale della distribuzione del 75%. La massima magnitudo registrata, espressa secondo la scala *Richter*, è circa 6.5. L'attività sismica si concentra, particolarmente, nella crosta terrestre, ad una profondità inferiore di 15 km; tra il 1983 e il 1990 si è visto che circa il 95% degli eventi hanno magnitudo > 3. I terremoti di quest'area sono ben definiti all'interno di strette fasce distinte da particolari caratteristiche geologiche e fisiografiche (Guide Geologiche Regionali – Appennino Umbro-Marchigiano).

- Nell'area umbro-marchigiana le zone più colpite sono la: Alta Val Tiberina (area tra San Sepolcro e Città di Castello) caratterizzata da una sismicità intensa (X grado) tra il 1000 e il 1500;
- Valle Umbra (area di Valfabbrica-Assisi-Spoleto) area leggermente meno sismica come frequenza ed intensità della precedente.
- Area di Terni-Narni e dei Monti Martani caratterizzata da eventi sismici frequenti ma di intensità più modesta (VIII grado).

I centri sismici più colpiti sono distribuiti tra Gubbio e Cagli, attraverso l'alta valle dell'Esino (area comprendente Gualdo Tadino, Nocera Umbra e Camerino) e raggiungono le zone della Val Nerina, di Norcia e di Cascia; in tempi storici queste ultime località sono state colpite da terremoti di intensità superiore al X grado.

Quest'area è espressione di un campo di sforzi tettonici ancora attivi, le cui caratteristiche sono desunte dai meccanismi focali di tipo distensivo con l'asse di massima estensione (asse-T) in direzione NE-SW mentre nelle aree immediatamente limitrofe (peri-adriatica) sono caratterizzate prevalentemente da meccanismi focali compressivi e trascorrenti, che evidenziano una direzione dell'asse di massima compressione SW-NE.

Il limite di separazione tra il dominio di estensione e quello compressivo non è di così facile localizzazione, ma può essere posto in prima approssimazione subito ad Est dell'allineamento di faglie dirette di età Pliocene sup.-Pleistocene con direzione NW-SE all'altezza di Gubbio e Norcia (MARIUCCI *et al.*, 1999). Si possono evidenziare tre zone omogenee dal punto di vista strutturale e sismologico:

- 1) La zona interna attualmente in distensione caratterizzata da un'alta sismicità che si sviluppa nei primi 10 km.
- 2) La zona intermedia pede-appenninica (Acervia-Sassoferrato-Offida-Ascoli Piceno) dove si sviluppano deformazioni a carattere compressivo, in un *range* di profondità tra i 15 ed i 25 km e distensivo più superficiale (<10 km).
- 3) La zona esterna peri-adriatica caratterizzata da deformazioni di tipo compressivo e trascorrente ma che riguarda zone più superficiali (<10 km).

Le aree più colpite negli ultimi anni sono: l'area eugubina (Umbria nord-occidentale) e quella nursina (Umbria sud-orientale, Tab. 3).

Gli eventi sismici che hanno coinvolto la zona di Gubbio, nel 1984, sono pari ad una Magnitudo  $M_w = 5.6$ , il tensore degli sforzi calcolato per le sequenze sismiche mostra una direzione di estensione ENE-WSW, coincidente con quella ricavata dal campo di sforzi geologici.

Per l'evento sismico di Norcia del 1979 ( $M_w = 5.8$ ), l'asse di massima estensione (asse-T) ha un andamento NE-SW (meccanismo focale distensivo), coassiale a quello desunto dalle faglie dirette pleistoceniche in affioramento e dai dati di *borehole breakout*.

Nella Tabella 4 (pag. 16) sono riportate in modo schematico tutte le informazioni relative ai meccanismi focali ed alle direzioni degli assi-T, ubicati nell'area di studio e riportati nella Fig. 8 con un dettaglio relativo all'evento sismico del 1997 che ha interessato il bacino di Colfiorito, del Settembre-Ottobre del 1997, di cui sono state riportate le magnitudo relative alle tre scosse di maggiore intensità.



### 3.2 IL TERREMOTO DI COLFIORITO

La sequenza di Colfiorito del 1997-98, che ha interessato la piana di Colfiorito e le zone limitrofe, si è distinta in tre scosse principali:

- 1) 26 Settembre 1997 – 00h33 di  $M_w = 5.7$ ;
- 2) 26 Settembre 1997 – 09h40 di  $M_w = 6.0$ ;
- 3) 14 Ottobre 1997 – 15h23 di  $M_w = 5.6$ ;

Sono stati analizzati i seguenti lavori di sismologia e geodesia relativi alla sequenza sismica di Colfiorito 1997-98:

- ❑ sismicità: (analisi e distribuzione degli *aftershocks*) AMATO *et alii* (1998), CATTANEO *et alii* (1998a, b), DESCHAMPS *et alii* (1999); BASILI & BARBA (1999) e RIPEPE *et alii* (2000).
- ❑ le proprietà e la cinematica della sorgente (tensore momento, pericolosità sismica, modelli sismici, sviluppo della rete sismica): EKSTRÖM *et alii* (1998); (*modeling of broad-band*) PINO *et alii* (1999), PINO & MAZZA (2000); (*strong motion data*) CAPUANO *et alii*, (2000); COCCO *et alii*, (2000); TONDI *et alii*, (2000).
- ❑ i risultati delle osservazioni geodetiche (SAR, GPS): ANZIDEI *et alii* (1998), DE MARTINI & VALENSISE (1999), HUNSTAD *et alii* (1999), STRAMONDO *et alii* (1999) e SALVI *et alii*, (2000).

Tutti questi lavori sono concordi nel ritenere che le tre grandi scosse sismiche sono legate ad un piano di faglia immergente verso SW a basso angolo (*range* tra  $35^\circ$ - $45^\circ$ ) riattivando, probabilmente, un antico piano di *thrust* in regime distensivo, implicando, probabilmente, la presenza di fluidi ad una pressione di poro confrontabile con quella litostatica (COCCO *et alii*, 2000).

Le soluzioni dei meccanismi focali dei terremoti umbro-marchigiani suggeriscono una tettonica estensionale della catena appenninica in accordo sia con i dati di terreno relativi alle faglie quaternarie sia con i dati di *borehole breakout* (AMATO *et alii*, 1995; MARIUCCI *et alii*, 1999).

#### 3.2.a Sismologia

Questa area è stata interessata da una serie di *foreshocks* iniziati il 3 Settembre 1997 con  $M_L = 4.4$  che è durata per circa una settimana. La prima scossa (26 Settembre 1997 alle 00h33) di  $M_w = 5.7$ , ha interessato i primi 7 km di crosta e si è propagata verso sud dell'epicentro causando numerosi danni alle strutture edili ed architettoniche. Sempre il 26 Settembre 1997 si è verificato un secondo *shock* alle 9:40 UTC, di  $M_w = 6.0$ , a 3 km a WNW del primo ed ha causato danni nella porzione nord dell'epicentro

I due terremoti hanno un *trend* NW-SE con meccanismo focale normale (EKSTRÖM *et alii*, 1998) e direttività opposte, il primo ha rotto verso sud e l'altro verso nord, rilevata e desunta sia dalla registrazione dello *strong motion* sia dall'analisi dei dati regionali a larga banda. A seguito dell'analisi di questi dati, AMATO *et alii* (1998) hanno interpretato le due scosse, che hanno coinvolto due aree opposte (la prima a sud, la seconda a nord), come la rottura di due segmenti

di faglia differenti ma adiacenti. Inoltre, hanno rilevato che la zona centrale tra i due eventi è stata sede, inizialmente, di una sequenza di *foreshocks* sviluppatasi agli inizi di Settembre. Nei venti giorni successivi alla scossa del 26 Settembre, si sono verificati 4 eventi di magnitudo comprese tra 5.2 e 5.6. Complessivamente sono stati registrati 2550 eventi dalla rete locale che hanno permesso di individuare tre aree a sismicità diffusa:

- 1) a SE del margine della struttura;
- 2) la regione a Nord di Sellano;
- 3) la zona compresa tra le scosse del 26 settembre, relativa ai *foreshocks* iniziate il 4 Settembre 1997.

Il 3, 7, 12 e 14 Ottobre si sono verificate 4 scosse con Mw compresa tra 5.2 e 5.6 con meccanismi simili tra loro. L'evento del 14 Ottobre 1997 ha un Mw di 5.6 ed è l'evento più energetico che si è avuto dopo le due scosse del 26 Settembre (MEGHRAOUI *et alii*, 1999). I primi due eventi sono localizzati presso l'epicentro del 26 Settembre 1997, mentre gli ultimi *shocks* sono a circa 15 km a SE.

In totale l'area coinvolta dalla sequenza sismica si allunga per 40 km e ha una larghezza variabile tra i 5 e di 15 Km (AMATO *et alii*, 1998).

MEGHRAOUI *et alii* (1999) asseriscono che la fagliazione co-sismica e la relativa attività tettonica, i valori del momento sismico delle tre scosse principali e le dimensioni della faglia associata, avallano l'esistenza di faglie attive individuali di piccole dimensioni, definite "*fault fragments*" che sono state le dirette responsabili dello sviluppo delle tre grandi scosse. Questa deduzione è stata supportata da osservazioni di campo che mostrano:

- 1) rotture di superficie associate a strutture estensionali complesse;
- 2) due grandi zone di deformazione co-sismica.

Nell'area a sud dell'epicentro del 14 Ottobre 1997 la superficie di rottura, ben visibile, ha una lunghezza complessiva di 5 km, ha 2 cm di *slip* verticale, ha 5 cm di apertura della frattura ed un movimento normale o con una leggera componente di trascorrenza sinistra. La zona a nord, colpita dagli eventi del 26 Settembre 1997 non mostra evidenti rotture co-sismiche in superficie. In quest'area (porzione settentrionale) le faglie normali, con un *trending* NNW-SSE e con un'immersione di 50°-60° a WSW, sono definite attive e sismogenetiche.

Gli studi, relativi all'individuazione della probabile faglia generatrice del terremoto, hanno rilevato che essa è superficiale (massima profondità 8 km) e quindi non ha interessato gli strati della crosta più profondi.

L'area è caratterizzata da strutture sismogenetiche con direzione NW-SE e la faglia ha agito entro un'area di 40 km di estensione (Fig. 9a). L'analisi accurata della distribuzione delle repliche, mostra che il piano di rottura della sequenza sismica del 1997 è orientato NW-SE ed immerge verso SW (Fig. 9b).

Questa faglia normale ha probabilmente riattivato un antico piano di *thrust* del Pliocene caratterizzato da tettonica compressiva (AMATO *et al.*, 1998, CINTI *et al.*, 1999). Le due regioni sono caratterizzate da una diffusa sismicità crostale, non solo storica ma anche molto recente (Gubbio-Perugia, 1984, Mw = 5.6 e Norcia, 1979, Mw = 5.8).

Gli eventi più importanti della sequenza sismica del 1997-98 (le due scosse del 26 Settembre e quella del 14 Ottobre) hanno coinvolto gli strati più superficiali della crosta (profondità focale di circa 9 Km).

Fanno eccezione due eventi, quello del 18 Settembre 1997 ore 22h50  $M_L=2.3$  con profondità 54 Km e quello del 26 Marzo 1998 ore 16h26  $M_L=5.6$ , con profondità di 47 Km. Tutti gli altri eventi, anche quelli di maggiore magnitudo, sono stati proiettati su un profilo (Fig. 9b), essi si concentrano su due allineamenti quasi paralleli ed entrambi immergono tutti verso SW a profondità di circa 5 Km.

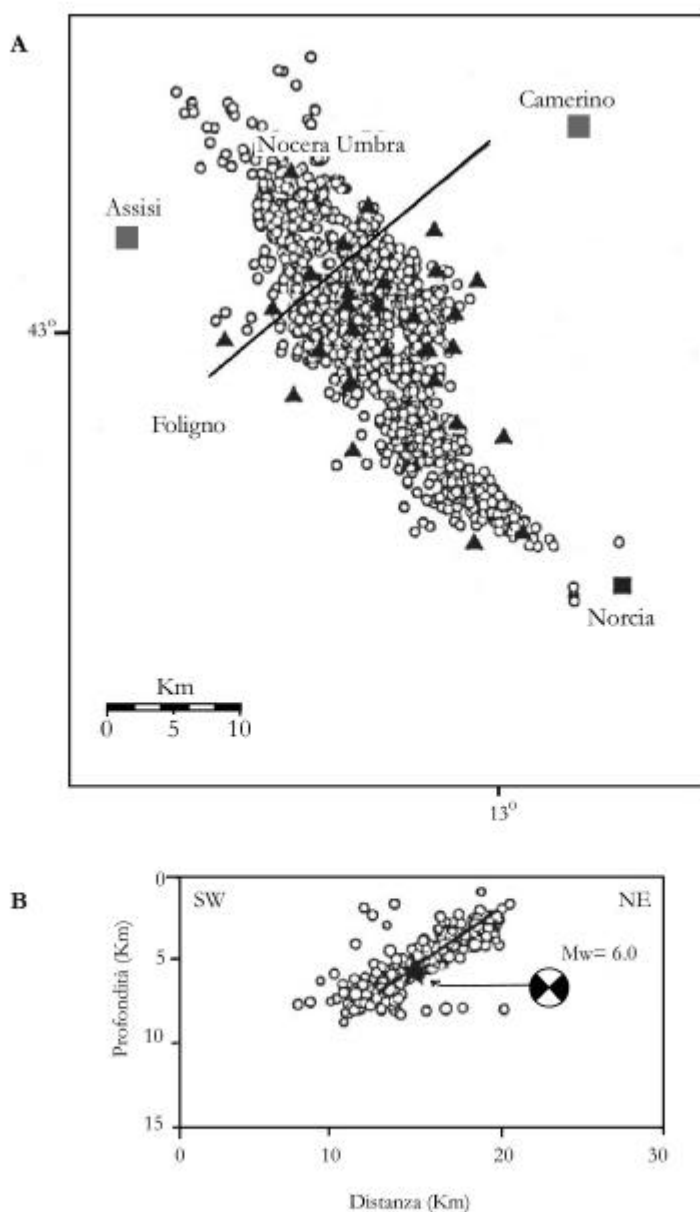


Fig. 9 - Distribuzione epicentrale (A) e sezione verticale orientata SW-NE (B) di 1.747 repliche localizzate dalla rete temporanea sismica (errore della localizzazione inferiore al Km). I terremoti entro i  $\pm 2$  Km dal profilo sono plottati nella sezione. Nella mappa è rappresentata la distribuzione della rete temporanea (triangoli neri) e di quella permanente (quadratini). Inoltre, la sezione di figura B permette di conoscere l'immersione della faglia, cosa che non si evince dai meccanismi focali (da Amato *et al.*, 1998).

Oltre agli eventi di maggiore magnitudo sono stati analizzati circa 26 eventi con  $M_L > 4.0$ , che mostrano una fagliazione normale con asse-T NNE-SSW e NE-SW ortogonale al *trend* appenninico. I meccanismi focali del 16 e 20 Ottobre mostrano una componente di *strike slip* destra mentre quello del 25 Ottobre (03h08) ha un meccanismo inverso. Una simile situazione è stata già riscontrata nel terremoto di Norcia del 1979, in cui si avevano due soluzioni: un primo gruppo caratterizzato da fagliazione normale ed un secondo da fagliazione da *thrust* e *strike slip*.

In sintesi, il *pattern* di deformazione desunto da questi risultati è caratterizzato da un trend NW-SE (faglie normali) ma anche da faglie di *strike-slip* con movimento verso N-S ed E-W e faglie inverse ENE-WSW.

Sono stati analizzati anche, gli eventi sismici di  $M_w > 5.5$  (EKSTRÖM *et alii*, 1998) usando i sismogrammi di lungo periodo (MedNet) e i dati addizionali (GSN). Gli Autori modificano l'algoritmo dell'Harvard *centroid-moment tensor* (CMT) per consentire l'inversione del tensore momento di lungo periodo, usando le onde *Rayleigh* e *Lowe* per terremoti piccoli con una distanza regionale di  $\Delta < 15^\circ$ . Gli Autori hanno anche determinato il momento tensore addizionale dei *foreshocks* e di 10 *aftershocks* con  $M_w = 4.2$ ; e ritengono che il terremoto, avvenuto il 26 Settembre, è responsabile da solo del 50% del momento totale rilasciato nella sequenza. I dati ottenuti per i due eventi del 26 Settembre sono molto simili a quelli ottenuti dall'analisi del CMT, che si basa su relazioni lineari che esistono tra il *wave-field* di lungo periodo ed i sei elementi indipendenti del momento tensore *standard* usando i dati di *long-period body wave* (telesismici).

I meccanismi focali dei terremoti analizzati indicano una direzione NW-SE di *normal faulting* con asse tensionale orientato tra  $N40^\circ E$  e  $N60^\circ E$ , perpendicolare allo *strike* degli Appennini; ad eccezione del terremoto del 16 Ottobre che ha un meccanismo di *strike-slip* corrispondente ad un movimento destro obliquo relativo ad una faglia orientata E-W e movimento obliquo sinistro per una faglia orientata NS.

Altri Autori (CATTANEO *et alii*, 2000) analizzano i dati della sequenza sismica iniziata il 3 Settembre (22h07) e caratterizzata da una  $M_L = 4.5$ . I dati utilizzati includono un periodo che va dal Maggio 1996 al 31 Giugno 1998, per un numero di circa 1300 eventi registrati dalle stazioni permanenti digitali con magnitudo  $> 2.6$ . L'area, riferita alla sequenza del periodo 18 Ottobre-3 Novembre 1997, è leggermente più ampia di quella riportata in letteratura (AMATO *et alii*, 1998). Infatti, il settore verso Nord (Gualdo Tadino), diventato attivo nel periodo Marzo-Aprile 1998, ha aumentato l'estensione dell'area sorgente a circa 50 Km. Gli Autori osservano che la distribuzione degli epicentri non è omogenea e presenta, al suo interno, dei *gaps*. Essi dividono l'area di sismicità in 8 finestre temporali:

- 1) *Background seismicity*: dal 1 Maggio 1996 al 2 Settembre 1997: sismicità diffusa con raggruppamento nel settore sud-occidentale (Massa Martana) a bassa magnitudo;
- 2) *Foreshocks activity*: dal 3 Settembre 1997 al 25 Settembre 1997: eventi di  $M_L = 4.5$  presso l'area di Colfiorito;
- 3) Scosse sismiche dal 26 Settembre al 3 Ottobre 1997: due eventi seguiti da un'importante sequenza di *aftershocks* che si concentra da NW a SE dell'area interessata;
- 4) Dal 3 al 6 Ottobre ( $M_L = 5.4$ ): l'area a SE del bacino diventa attiva (zona di Rasenna);
- 5) Dal 6 al 12 Ottobre: concentrazione degli eventi di  $M_L = 5.5$  verso SW;

- 6) Dal 12 Ottobre al 31 Dicembre si verificano due terremoti il 12 ed il 14 Ottobre con  $M=5.4$  e  $5.6$  rispettivamente. L'insieme degli *aftershocks* è ubicato a SE della zona che si è rotta in questo *shock*.
- 7) Dal 1 Gennaio al 31 Marzo 1998: evento del 26 Marzo delle 16h26 di  $M_L=5.6$ , questo evento ha la particolarità di essere spostato verso NE ed avere una profondità focale maggiore (47 Km).
- 8) Sismicità recente è diretta verso il settore nord presso Gualdo Tadino.

Inoltre, è stata ricavata la funzione del "momento velocità relativo" (PINO *et alii*, 1999) riferita ai tre *shocks* di Colfiorito ( $M_w=5.7$ ; 6.0; 5.6) utilizzando la funzione empirica di Green applicata alle stazioni MedNet dell'Aquila, di Trieste, di Villasimius per ottenere la direzione dei tre *shocks*. Si ricava una propagazione della rottura orizzontale verso SE per gli eventi del 26 Settembre e del 14 Ottobre, mentre presenta una direzione opposta (NW) per quello più grande ( $M_w=6.0$ ) relativo al secondo evento del 26 Settembre. Gli Autori ipotizzano che il cambio di *stress* prodotto dall'evento 1 ha favorito la genesi dell'evento 2, ed entrambi hanno prodotto l'evento 3.

Dalla distribuzione degli *aftershocks* e dal *pattern* di deformazione della superficie, il piano nodale immerge verso ovest e rappresenta il piano di faglia dei tre eventi. Gli Autori interpretano la differenza tra la direzione di *vr* e lo *strike* della faglia come indicatori della velocità di rottura.

Anche, DESCHAMPS *et alii* (1999) e COCCO *et alii* (2000) hanno rilevato un raggruppamento ed una migrazione della sismicità verso SE e NW dall'ipocentro dei due grandi eventi del 26 Settembre 1997, rilevata in base a 2000 eventi sismici, verificatesi tra il 28 Settembre ed il 3 Novembre, analizzati attraverso il *pattern* spazio-temporale della sismicità, le soluzioni dei piani di faglia CMT e la geometria della rottura degli eventi più grandi della sequenza. Questa migrazione degli eventi sismici, rilevata dall'inizio di Ottobre 1997, è diretta verso il bordo SE della struttura sismogenetica. Inoltre, rilevano che l'attività sismica diminuisce dopo il mese di Novembre 1997 ad eccezione dell'area di Verchiano, interessata da una microsismicità alta ma di magnitudo moderata. Inoltre, tutti gli eventi di magnitudo moderata ( $M_L>4.0$ ) mostrano soluzioni di piani di faglia simili. Gli Autori interpretano questa singolarità legata ad una regione di *stress* uniforme. La maggior parte degli eventi sismici hanno rotto a profondità ridotte e con un piano di faglia a basso angolo (*dip* compreso tra 30 e 45°).

DESCHAMPS *et alii*, (1999) confrontano le soluzioni di questi eventi, ricavate dal calcolo dei meccanismi focali, con quelli del CMT *inversion* di EKSTRÖM *et alii* (1998). Rilevano (tra Settembre ed Ottobre) il verificarsi di circa sei eventi di magnitudo  $M=5.0$  per venti giorni, caratterizzati da meccanismi focali identici e ritengono che non tutti i processi di rottura possono essere spiegati attraverso meccanismi di fratturazione elastica ma dovrebbero anche essere collegati al cambio, nel tempo, dello *stress* nella porzione superficiale della crosta. La densa rete sismica (ING, CNRS/UNSA, UNIVERSITÀ DI CAMERINO) ha permesso di fornire dati accurati sull'attività degli *aftershocks* in relazione alla localizzazione ed agli eventi principali. Gli Autori affermano che gli *aftershocks* sono dovuti alla rottura di molti segmenti di faglia avvenuti in tempi successivi. Gli eventi di *aftershocks* indicano componenti di *strike-slip* assenti nelle soluzioni proposte dagli studi di *broad-band records* dei CMT.

Anche RIPEPE *et alii* (2000) hanno studiato la sequenza di *foreshocks* riferita a circa 1500 eventi con  $2.1 < M_L < 3.3$ , ubicata nella porzione centrale relativa agli eventi sismici del 26 Settembre. Gli ipocentri mostrano un'immersione di  $30^\circ$  verso SW, un *trend* di  $N130^\circ$  e meccanismi di *dip-slip*, mentre per la sequenza di *foreshocks* relativa al 16 Ottobre mostra un meccanismo focale di *strike-slip* ed una magnitudo momento di  $M_w=4.33$ , questa sequenza è associata ad una struttura superficiale (1-4 Km) che taglia i piani focali dell'evento del 26 Settembre da SW a NE.

Gli Autori esaminano i dati registrati alle stazioni di Popola e Capodacqua che hanno permesso di calcolare il rapporto relativo ai *foreshock*  $V_p/V_s$  di  $1.84 \pm 0.03$  e quello per gli *aftershocks* che è di  $1.89 \pm 0.02$ . Il rapporto dei *foreshocks* non è costante anzi aumenta nel tempo in prossimità dell'evento del 26 Settembre, mentre dopo esso è costante su valori di 1,89.

Gli Autori, seguendo il modello di dilatazione, suggeriscono che il rapporto di  $V_p/V_s$ , così basso inizialmente, è dovuto:

- alla presenza di fluidi nella zona focale, infatti l'aumento della pressione nei pori è forse responsabile di:
  - incremento effettivo dello *stress* sul piano di faglia,
  - lunga attività di *foreshocks* prima dei due eventi del 26 Settembre.
- riduzione della frizione lungo il piano di faglia del terremoto del 26 Settembre rompendo la struttura attiva in due piccoli segmenti; l'attività dei *foreshocks* ha contribuito a mitigare il potenziale sismico della struttura attiva di Colfiorito.

Infine, il bacino di Colfiorito è caratterizzato da una sismicità moderata e da un momento sismico di:

$$\mathbf{LogMo} = 18,33 + 0,80 M_L$$

La bassa energia sismica rilevata dalla rete sembra essere un buon indicatore di *gap* sismico a medio-termine e permetterebbe di identificare segmenti di faglia attive quiescenti.

### 3.2.b Geodesia

Lo studio del campo di spostamento e delle deformazioni co-sismiche, indotte da un forte terremoto, fornisce un contributo alla comprensione del processo di rottura alla sorgente, di conoscere la geometria della faglia e la distribuzione dello *slip* sul piano di faglia, indipendentemente dal dato sismologico e geologico.

Infatti, la sequenza sismica di Colfiorito ha permesso per la prima volta di studiare gli effetti deformativi del terremoto a prescindere dai dati accelerometrici, velocimetrici e geologici per lo studio della meccanica della faglia.

Sono state eseguite delle campagne sia geodetiche, attraverso misure GPS (con rioccupazione dei vertici della rete geodetica IGM95), sia misure di livellazione e misure gravimetriche. La distanza media dei vertici è di  $10 \pm 1,5$  Km, la precisione media delle misure GPS delle coordinate dei singoli vertici è circa 3 cm (ANZIDEI *et alii*, 1998).

Le stime dello spostamento ottenute per ogni vertice della rete hanno permesso di calcolare il campo di deformazione per l'area di Colfiorito. I dati (STRAMONDO *et alii*, 1998) relativi all'interferogramma differenziale (ERS-SAR), mettono in evidenza la presenza di nove frange in corrispondenza del bordo del bacino di Colfiorito, al quale corrisponde uno spostamento della superficie co-sismica di 25 cm. I dati GPS mostrano uno spostamento massimo orizzontale di  $14 \pm 1,8$  cm ed uno verticale di  $24 \pm 3$  cm.

Dai dati geodetici si evince che per l'evento del 26 Settembre delle 00h33 la faglia ha una profondità di 6,5 km ed uno *slip* massimo di 47 cm, mentre per l'evento del 26 Settembre delle 09h40, la faglia ha una profondità di 7 km e uno *slip* di 72 cm, in accordo con i dati sismologici. Gli Autori analizzano i dati relativi allo spostamento crostale co-sismico, fornito dal DInSAR, ed individuano due minimi relativi ben evidenti posti nell'area di Annifo e di Colfiorito (zona di maggiore danno) attraverso la distribuzione del *pattern* delle frange concentriche. L'allungamento del *pattern* si accorda con lo *strike* del piano di faglia relativo alle tre scosse principali determinate dalle soluzioni CMT ( $N140^\circ-150^\circ$ ). Le frange hanno una lunghezza di 14 Km (NS) e di 10 Km (EW). Lo spostamento si incrementa verso la zona di Annifo con un valore massimo della superficie di spostamento di 252 mm (in corrispondenza della nona frangia). L'utilizzo dei dati GPS ha permesso di ottenere le coordinate in 3-D con una precisione di 14 mm e di 25 mm rispettivamente per le componenti orizzontale e verticale. Analizzando la distribuzione degli ipocentri dell'intera sequenza ed osservando l'opposta direzione della propagazione della rottura dei terremoti più forti, si è dedotto che le due faglie appartengono, probabilmente, alla stessa struttura tettonica.

Sono stati inoltre analizzati i dati forniti dalla rete geodetica GPS IGM95 (ANZIDEI *et alii*, 1998; HUNSTAD *et alii*, 1999) con lo scopo di determinare la deformazione del suolo di origine co-sismica. Sono stati confrontati i valori relativi ai dati del 1995 e quelli ottenuti nel 1997-98. Si è osservato uno spostamento planimetrico di 14 cm ed uno in direzione verticale di 24 cm nei vertici più vicini agli epicentri. Sono state rilevate significate differenze di coordinate per le stazioni di Pennino, Capannacce e Collecroce, dove quest'ultima ha registrato gli spostamenti massimi (38 cm)

Il modello di dislocazione, proposto dagli Autori, relativo alle due faglie, fitta bene con le soluzioni della CMT e con le osservazioni geofisiche e sismologiche. Gli Autori utilizzano i seguenti parametri:

- I evento (00h33): lunghezza 6 Km e ampiezza 7 Km con uno *slip* di 27 cm, si rompe verso SE. Il top della faglia è a 1,7 Km di profondità.
- II evento (09h40): lunghezza 12 Km e ampiezza 10 Km, lo *slip* non è uniforme (valore massimo è 65 cm), si rompe verso NW. Il top della faglia è a 0.6 Km di profondità.

## 2. DATI RELATIVI ALLA SEQUENZA SISMICA DI COLFIORITO 1997-98

### 4.1 LINEAMENTI GEOLOGICI (Fig. 10):

#### 4.1.a Evento del 26 Settembre 1997

Gli eventi del 26 Settembre 1997 delle 00h33 e delle 09h40 di magnitudo di 5.7 e 6.0 (secondo i dati CMT), hanno avuto epicentro rispettivamente presso le località di Costa-Cesi e di Annifo nell'area di Colfiorito (Fig. 5 a pag. 13).

Sono state eseguite delle indagini di terreno per rilevare fratture, discontinuità e/o fenomeni di scivolamento significativi, indotti dalla scossa sismica e soprattutto per capire se le fratture sono connesse a fenomeni di fagliazione superficiale (BASILI *et alii*, 1997) oppure siano legate a fenomeni di scivolamento dei depositi di versante, dovuti esclusivamente a fenomeni gravitativi, appoggiati su scarpate di faglia in roccia (GALLI *et alii*, 1997).

INDAGINI - *Area settentrionale*: (I e II evento):

- M. LE SCALETTE-M. FAENTO –

M. Le Scalette: lungo il versante di M. Le Scalette si osserva una scarpata di faglia N125°-135° a SW del versante con altezza variabile da un metro, sui crinali, a 6 m in corrispondenza delle incisioni vallive; le dislocazioni superficiali (2-4 cm) hanno movimenti obliqui sinistri in destra idrografica (*pitch* 30°) e movimenti obliqui destri in sinistra idrografica (*pitch* 97°-107°) rispetto alle incisioni vallive di Fonte Capiglia e di Fonte Marmiano. In sinistra idrografica del fosso di Fonte Marmiano la lunghezza di rottura su tutta la faglia esposta (150-200 m) è di circa 30-40 m, in prossimità dell'incisione fluviale e 10 m in corrispondenza del crinale.

In corrispondenza della scarpata al contatto con la roccia (Formazione della Maiolica) ed i detriti di versante è stata osservata una *free face* discontinua con altezza media di 4 cm, in cui non si osserva alcun tipo di movimento (TONDI, 1997). Poco più a nord sul versante è stata osservata una scarpata di faglia di 100-200 m che interessa il substrato ma in cui non si osserva alcun movimento.

Secondo CINTI *et alii* (1999) è stato osservato uno spostamento verticale di circa 4-5 cm e lunghezza circa 100 m nell'interfaccia tra i depositi colluviali e le rocce carbonatiche.



M. Faeto - affiora una scarpata di faglia al contatto tra il substrato (Formazione della Maiolica) ed i detriti di versante, di 2-3 m per una lunghezza di alcune decine di metri. Ha un'apertura di 23 cm e presenta una componente obliqua sinistra nella parte destra dell'incisione fluviale.

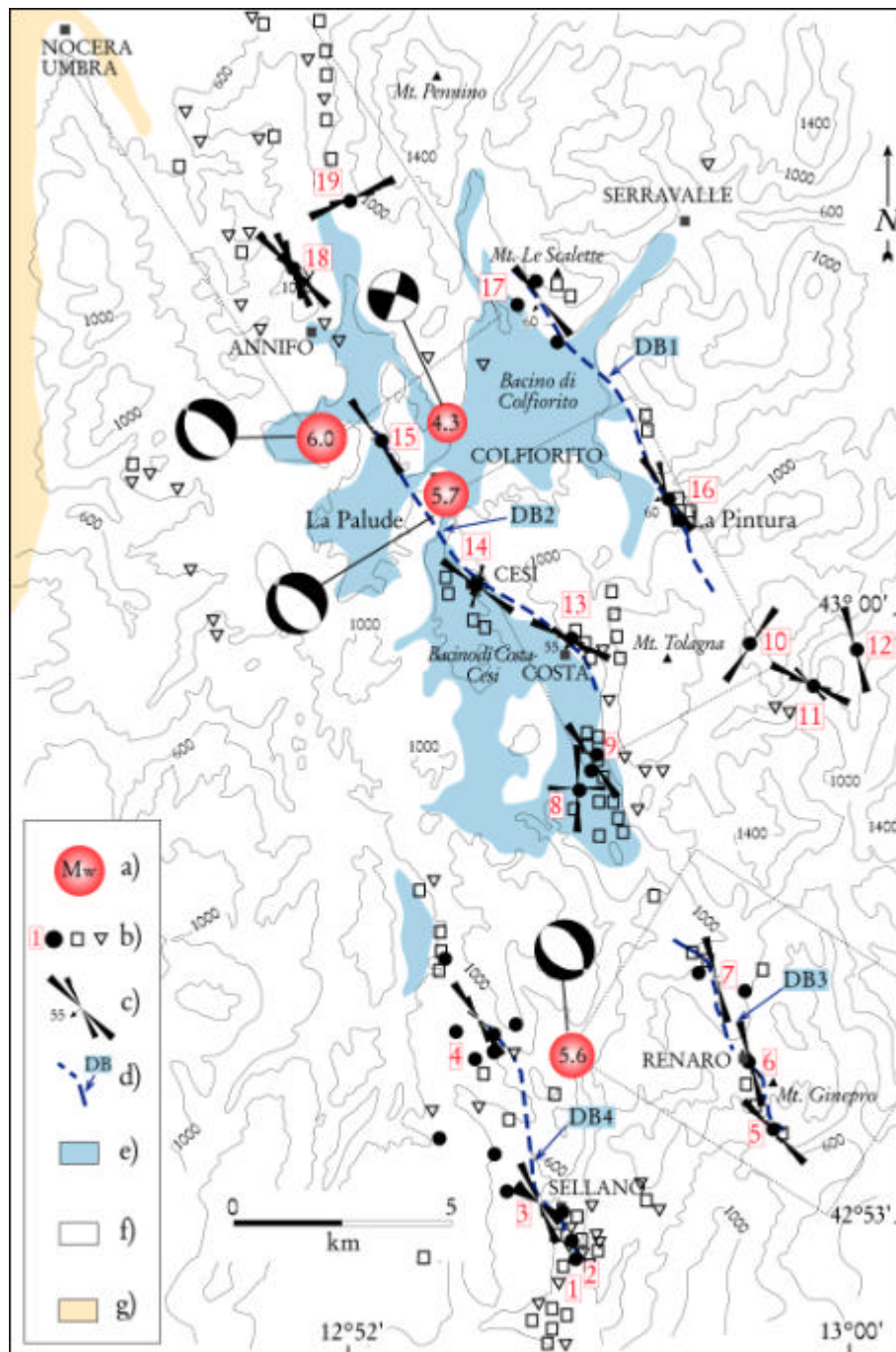


Fig. 10 - Rotture del terreno legate alla sequenza sismica 1997 dell'Umbria-Marche. La localizzazione e le soluzioni dei meccanismi focali CMT degli epicentri sono desunte dai lavori di Amato *et alii* (1998) e Elkstrom *et alii* (1998). I rettangoli tratteggiati rappresentano la proiezione delle faglie sismogenetiche, le dimensioni dell'area sono dedotte dal valore del momento sismico, dalla durata della rottura e dalla profondità ipocentrale, ipotesi confrontabile con i valori dei modelli di molti Autori (Capuano *et alii*, 2000; Hunstad *et alii*, 1999; Salvi *et alii*, 2000). Simboli: a) epicentro, b) siti delle misure. I cerchi pieni con il relativo numero di riferimento indicano il sito della rottura del terreno in base alle osservazioni di campo; i quadrati ed i triangoli vuoti rappresentano i siti di rottura di Basili *et alii* (1998) e Cello *et alii* (1998); c) diagramma azimuthale dei piani di frattura in cui si sono riportati anche la direzione del dip dei piani; d) zone di deformazione; e) depositi recenti e continentali; f) Unità Cenozoica umbro-marchigiana; g) Unità terrigena del Miocene (da Cinti *et alii*, 2000).

□ COSTA-M. TOLAGNA-LA PINTURA –

Faglia di Costa: ad E di Costa è visibile una scarpata di faglia nel *bedrock* con direzione variabile tra N130° ed immersione di 55°SW (tratto nord) e N110° con immersione di 60°SW (tratto sud), lunga circa 60 m ed alta 4 m su cui è possibile osservare uno spostamento della coltre detritica lungo il piano di faglia principale variabile da 2-3 cm fino ad un massimo di 21 cm. Non è stato osservato alcun movimento al contatto roccia su roccia.

Questo segmento di faglia, ad andamento NW-SE insieme alla prosecuzione meridionale (a Sud di M. Tolagna) della faglia orientata circa N-S, Fosso Lavaroni-S. Martino-Forcella, borda la depressione di S. Martino caratterizzato da massimi spessori affioranti (circa 120 m) dei depositi di riempimento del bacino tardo Pleistocene inferiore-Olocene. In località Costa la faglia mette a contatto la Formazione della Scaglia rossa con la Maiolica, con un rigetto stratigrafico di 150-200 m.

Nella porzione settentrionale della faglia di Costa non si osservano indizi di movimento. TONDI (1997) ha rilevato alla base della scarpata di faglia di Costa una *free face* di 7 cm di altezza, rinvenuta a contatto tra il *bedrock* ed i detriti di versante, per una lunghezza di 100 m. Verso NW, l'Autore ha inoltre osservato altre discontinuità beanti presso la zona di Corgneto, con una altezza della *free face* di 5-6 cm al contatto tra substrato e detriti di versante.

I movimenti co-sismici si rinvengono con relativa continuità lungo tutta la scarpata di faglia (da Costa a Corgneto) per circa un chilometro. Il movimento è tipo normale con leggera componente trascorrente.

Secondo CINTI *et alii* (1999) la direzione delle fratture è N120°-130°, con uno *slip* verso sud, in corrispondenza dei depositi colluviali con il *bedrocks* della faglia. Il movimento verticale del colluvium ha un'ampiezza di 5-20 cm ed una lunghezza di circa 100 m.

Faglia de La Pintura: in località La Pintura è stato osservato un sistema di fratture orientate N150° e N135°, talora a geometria *en échelon* destra di dubbio significato; la lunghezza delle singole fratture è tra 6 ed 10 m, presentano un rigetto di 2 cm ed una apertura massima di 3 cm. Dalla analisi di tutte le discontinuità osservate si è dedotto che il movimento mostra una componente trascorrente sinistra lungo i segmenti nord e sud, mentre è normale in corrispondenza dei tratti orientati N130°.

Secondo CINTI *et alii* (1999) le fessure hanno un'ampiezza di 1-2 cm, senza spostamento verticale; gli Autori hanno osservato un *set* di fratture estensionali orientate N150° arrangiate secondo uno step destro, per un'estensione di circa 500 m.

Faglia di Monte Tolagna: sul versante NW di Monte Tolagna e del M. Pizzuto si rilevano dei piani di faglia con direzione N180° ed inclinazione di 40°-60° verso W. La dislocazione è massima nella porzione centrale (all'altezza di Costa) dove sono a contatto la Formazione delle Marne a Fucoidi con la Formazione della Maiolica, per un rigetto stratigrafico di 70-100 m.

Questa scarpata di faglia ha una lunghezza complessiva di 1500 m, ed è caratterizzata da una componente normale del movimento con debole componente orizzontale destra. Anche, qui non è stato osservato nessun movimento in corrispondenza del contatto roccia-roccia.

Ad E e NE di M. Birbo, le fratture aperte sono distribuite lungo 170 m, sono confinate lungo un piano di faglia con direzione N160°-140° con movimento verticale da 3 a 5 cm; si osservano movimenti con componente sia destra che sinistra. A NW di M. Miglioni, sono state rilevate due rotture con direzione N135°-145°, con beanza di 2-4 cm, che mettono a contatto le formazioni mesozoiche con i depositi quaternari. Non si osserva rigetto verticale per tutta la lunghezza (1000 m.)

#### 4.1.b Evento del 14 Ottobre 1997

L'evento del 14 Ottobre 1997 delle 15h23 di magnitudo di 5.6 (secondo i dati CMT), ha avuto epicentro presso l'area di Sellano nel Bacino di Colfiorito. Questo *shock* si manifesta dopo una intensa attività di *aftershocks* registrata il 10 Ottobre a 10-15 Km a sud dell'area epicentrale, a 20 Km di distanza dall'area di Colfiorito. Il terzo *shock* si è enucleato presso Mevale, le fratture associate sono localizzate in corrispondenza della faglia attiva quaternaria di Mevale, dove sono stati rilevati dei *set* di rotture tra il paese di Rasenna e Mevale per una lunghezza complessiva di 5 km che interessano tutti i litotipi e tagliano verticalmente la morfologia preesistente (GALLI *et alii*, 1997; BASILI *et alii*, 1998).

Gli Autori sostengono che lo *slip* si assottiglia verso la superficie e che un prossimo forte terremoto sarà connesso all'attivazione di faglie, lunghe decine di chilometri, come quella che è presente nell'area di Nocera Umbra (30-40 Km).

Sono state eseguite delle indagini di terreno per rilevare fratture, discontinuità e/o fenomeni di scivolamento significativi, indotti dalla scossa sismica.

#### Area di Sellano:

Il terremoto del 14 Ottobre ha interessato la zona tra Mevale e Renaro, in cui sono stati fratturati i calcari Mesozoici ed i depositi alluvionali olocenici. A Renaro è stata osservata una serie di fratture parallele (10 cm di ampiezza) con uno spostamento verticale di 5 cm, una componente di *slip* obliqua sinistra, per una lunghezza di circa 700 m. Le rotture hanno un *trend* N140° che cambia, andando verso sud, divenendo N165°.

In località Cappuccini le fratture sono parallele (2-6 cm di ampiezza) hanno un *trend* N135°-155° per una lunghezza di circa 600 m.

La struttura di Rasenna (faglia di S. Angelo) ha un andamento delle fratture N135-150°, uno spostamento verticale di 10 cm, una lunghezza di 400 m, una geometria *en échelon* sinistra. Una serie di fratture ubicate a nord e a sud di Rasenna, potrebbero rappresentare la prosecuzione della frattura di S. Angelo, lunga complessivamente circa 3 Km.

Da quanto osservato risulta che la struttura di Renaro-Mevale ha una direzione prevalente di N145°, è caratterizzata da fratture beanti di lunghezza variabile tra 10 e 450 m per una lunghezza totale di 1700 m. È subverticale presso Rasenna e completamente verticale presso Renaro-Mevale; il rigetto ha un valore massimo di 20 cm.

L'analisi del settore meridionale ha portato a due ipotesi:

- 1) attivazione di strutture tettoniche secondarie rispetto alla faglia principale, sulla quale si è enucleata la frattura;
- 2) espressione superficiale "diretta" della faglia sismogenetica.

Per verificare l'ipotesi 2 è stata fatta una valutazione sulla compatibilità delle dimensioni della faglia con il momento sismico calcolato ( $M_0=4*10^{24}$  dyne\*cm). Le dimensioni possono essere calcolate a partire dalla posizione epicentrale del terremoto relativo al 14 Ottobre, dalla profondità ipocentrale (6-7 Km) e dalla sua espressione in superficie (lunghezza 5 Km).

Per il terremoto del 14 Ottobre, i parametri trovati sono: inclinazione di  $55^\circ$ ,  $L=4$  Km,  $A=$  circa  $35-40$  Km<sup>2</sup>,  $\mu=3*10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>,  $M_0= A*d*\mu$ ;  $d= 30$  cm ( $d= slip$  co-sismico) compatibili con un terremoto di  $M_s=5.5$ . I valori osservati in superficie (15-20 cm di beanza) sono compatibili con lo *slip* co-sismico.

#### **4.2 SINTESI DELLE CONOSCENZE SISMOLOGICHE E GEODETICHE:**

- ❑ I evento (26 Settembre 1997, 00h33,  $M_w=5.7$ ) connesso con la struttura tettonica che borda il bacino di Colfiorito;
- ❑ II evento (26 Settembre 1997, 09h40,  $M_w=6.0$ ) connesso con la struttura di M.te Pennino;
- ❑ III evento (14 Ottobre 1997, 15h23,  $M_w=5.6$ ) connesso con la struttura di Rasenna-Mevale.

##### 4.2.a Evento 26 Settembre 1997 - 00h33

Ha una  $M_w= 5.7$ ,  $M_s= 5.5$  e un  $M_0= 4*10^{24}$  dyne\*cm, ha una profondità ipocentrale tra i 6.5 ed i 7 Km, la direzione della faglia è  $N152^\circ$  (differisce STRAMONDO *et alii*, 1999  $\langle N144^\circ \rangle$ ; CAPUANO *et alii*, 2000  $\langle N148^\circ \rangle$ ), immerge di circa  $46^\circ$  verso W con un valore del *rake* di  $283^\circ$ , ha una lunghezza desunta di circa 6 Km mentre le dimensioni delle singole fratture sul terreno sono intorno ai 500-700 m. Il sistema è di tipo *normal fault* ed ha una direttività prevalente verso SE. Sono stati, inoltre, ricavati dei parametri relativi a: *slip* medio sulla faglia ( $\Delta u$ )= 0.36 m; velocità di rottura ( $v_r$ ) che varia da  $2*10^3$  m/s a  $3*10^3$  m/s (PINO & MAZZA, 2000; CAPUANO *et alii*, 2000, rispettivamente); *stress drop* ( $\Delta\sigma$ )= di 1.9 MPa; *slip* variabile tra 27 cm (HUNSTAD *et alii*, 1999) e 38 cm (CAPUANO *et alii*, 2000 e SALVI *et alii*, 2000); *azimuth* relativo allo *strike* della faglia ( $tetar$ )=  $152^\circ$ ; momento relativo ( $M_r$ )= 80; profondità del *top* della faglia ( $z_t$ ) variabile a seconda dell'Autore tra zero e 1.46 Km. Questo evento ha causato danni nelle aree a sud dell'epicentro (AMATO *et alii*, 1998). Attualmente gli Autori sono ancora discordi sull'interpretazione cinematica dell'evento sismico (BARCHI *et alii*, 2000).

##### 4.2.b Evento 26 Settembre 1997 - 09h40

Ha una  $M_w= 6.0$ , a 3 Km WNW di distanza dal primo evento,  $M_s= 5.9$  e un  $M_0= 12*10^{24}$  dyne\*cm ad eccezione del lavoro di SALVI *et alii* (2000) in cui il valore del  $M_0$  è di  $9,8*10^{24}$  dyne\*cm <dato geodetico>, ha una

profondità ipocentrale variabile tra 5.7 e 8 Km, la direzione della faglia è N144° (differisce CAPUANO *et alii*, 2000 <N152°>; SALVI *et alii*, 2000 <N138°> <dati geodetici>), ha un valore dell'immersione variabile tra 35° (AMATO *et alii*, 1998 <distribuzione della sequenza sismica>) e 42° verso W (CMT) con un valore del *rake* compreso tra 270°-285°. La distribuzione dello *slip* è eterogenea. Ha una lunghezza variabile tra 7 e 15 Km (dimensioni media della faglia L=12 Km) con lunghezza per le singole fratture intorno ai 100 m (CINTI *et alii*, 1999), spessore della faglia (W) 10 Km. Il sistema è di tipo *normal fault* con piccola componente *strike-slip* sinistra ed ha una direttività unilaterale verso NW con componente di *up-dip* (proiezione sulla superficie terrestre 304°). Sono stati, inoltre, ricavati parametri relativi a: *slip* medio sulla faglia ( $\Delta u$ )= 37 cm; velocità di rottura (*vr*) che varia da  $2.6 \cdot 10^3$  m/s a  $3 \cdot 10^3$  m/s (PINO & MAZZA, 2000; CAPUANO *et alii*, 2000, rispettivamente); *stress drop* ( $\Delta \sigma$ )= 1.5 MPa; *slip* variabile a seconda degli Autori; *azimuth* relativo allo *strike* della faglia (teta r)= 304°; momento relativo (*Mr*)= 175.

La profondità del top della faglia è compresa tra 0.86 e 3 Km (profondità media del top della faglia 0,5 Km), per alcuni Autori la faglia arriva in superficie (HUNSTAD *et alii*, 1999 e STRAMONDO *et alii*, 1999 <dati geodetici>).

Lo spessore dello strato sismogenetico è di circa 8 Km, le coordinate della *box*, relativa alla faglia, sono: 12.86-43.11 e 12.97-43.01 (BARCHI *et alii*, 2000). Ha un *trend* di *normal fault* con una direzione NW-SE. Gli *aftershocks* sono concentrati a Nord dell'epicentro. L'interpretazione cinematica è attualmente discorde fra i vari Autori (BARCHI *et alii*, 2000).

#### 4.2.c Evento 14 Ottobre 1997 - 15h23

Ha una *Mw*= 5.6, *Ms*= 5.5 e un *Mo*=  $3.4 \cdot 10^{24}$  dyne\*cm ad eccezione del lavoro di SALVI *et alii* (2000) in cui il valore del *Mo* è di  $6.2 \cdot 10^{24}$  dyne\*cm (dato geodetico), ha una profondità ipocentrale variabile tra 5.5 e 8 Km, la direzione della faglia secondo il CMT è N122° (differisce CAPUANO *et alii*, 2000 <N160°>; SALVI *et alii*, 2000 <N135°> <dati geodetici>), mentre dai dati geologici e dal tipo di segmento di faglia misurato, lo *strike* varia tra N130° e N165°. La faglia sismogenetica ha un valore dell'immersione tra i 38° W in base ai dati sismologici (CMT) e di 50° SW secondo alcuni dati geologici (BARCHI *et alii*, 2000), un valore del *rake* di 260°. Ha una lunghezza compresa stimata tra 7 e 15 Km con dimensioni delle singole fratture fino a 700 m (CINTI *et alii*, 1999) per una lunghezza complessiva di 5 Km. Il sistema è di tipo *normal fault* con piccola componente di *strike-slip* sinistra (BARCHI *et alii*, 2000) ed una direttività unilaterale verso SE.

Sono stati, inoltre, ricavati dei parametri relativi a: *slip* medio sulla faglia ( $\Delta u$ )= 0.33 m; velocità di rottura (*vr*) che varia da  $2.6 \cdot 10^3$  a  $3 \cdot 10^3$  m/s (PINO & MAZZA, 2000; CAPUANO *et alii*, 2000, rispettivamente); *stress drop* ( $\Delta \sigma$ )= di 1.4 MPa; uno *slip* variabile a seconda degli Autori; *azimuth* relativo allo *strike* della faglia (teta r)= 107°; momento relativo (*Mr*)= 55. La profondità del top della faglia è compresa tra 4 e 1.81 Km.

Lo spessore dello strato sismogenetico è di circa 6 Km, le coordinate della *box*, relativa alla faglia, sono: 12.93-43.98 e 13.09-42.86 (BARCHI *et alii*, 2000). L'interpretazione cinematica è attualmente discorde fra i vari Autori (BARCHI *et alii*, 2000).

### 3. CONCLUSIONI

L'area di Colfiorito, colpita dalla sequenza sismica del 1997-98, fa parte dell'Appennino umbro-marchigiano è caratterizzata da depositi fluvio-lacustri del Pleistocene e da lineamenti tettonici quaternari ancora attivi.

L'estensione e la forma di questo bacino sedimentario e di quelli limitrofi, sono legate alle dimensioni dei segmenti di faglia che mostrano l'esistenza di deformazioni attive permanenti. I caratteri geometrici e cinematici dei segmenti di faglia appartenenti al sistema di Colfiorito possono essere così schematizzati:

- 1) le faglie con direzione media N140°-160°, immergenti a WSW, sono caratterizzate da un movimento da diretto a transtensivo sinistro;
- 2) Le faglie ad andamento N-S, subverticali, mostrano movimenti prevalentemente trascorrenti sinistri e delimitano le strutture appenniniche (CINTI *et alii*, 2000);
- 3) Le faglie subverticali con direzione media N70°-90°, sono subordinate per frequenza e dislocamento e sono caratterizzate da un movimento prevalentemente normale e/o transensivo destro.

La sequenza sismica, iniziata il 3 Settembre 1997 con scosse di  $M_L = 4.4$ , ha avuto la sua massima espressione il 26 Settembre 1997 con il verificarsi di due scosse di  $M_w = 5.7$  e  $6.0$ . Vari *shocks* si sono protratti fino al 14 Ottobre in cui si verificato un altro evento importante di  $M_w = 5.6$ .

La sequenza sismica si è conclusa nel Maggio 1998, con un evento profondo verificatosi il 26 Marzo 1998 nel bacino di Gualdo Tadino, che può essere relazionato alla deflessione della crosta Adriatica sotto la catena Appenninica (40-60 Km). La deflessione della piastra Adriatica può essere considerata come la prima causa della sismicità e mobilità del sistema appenninico, seguendo il ritiro flessurale della crosta lungo l'asse NW-SE con un'estensione lungo una direzione NE-SW (GALLI & GALADINI, 1999).

I piani di faglia a basso angolo e la fagliazione normale dell'area può essere associata ad un'inversione dei preesistenti *thrust*, anche se l'andamento delle faglie sismogenetiche è planare. Vari modelli suggeriscono che una faglia normale può riattivare in profondità un *thrust-ramp* con un angolo critico di immersione  $\geq 32^\circ \pm 1^\circ$ .

Il particolare assetto tettonico dell'area, legato a strutture poste trasversalmente all'andamento generale, rappresenta una barriera geometrica alla propagazione della rottura durante il verificarsi di un terremoto.

Per quanto concerne l'interpretazione delle strutture tettoniche rilevate sul terreno (se di origine gravitativa o tettonica) si evince, allo stato attuale delle conoscenze, che è ancora di difficile soluzione. Nel lavoro di BARCHI *et alii* (2000), che rappresenta un rendiconto sintetico dei risultati ottenuti, relativo alle conoscenze disponibili su Colfiorito, la maggior parte degli Autori è concorde nel considerare la faglia sismogenetica come un piano di sovrascorrimento

invertito in regime distensivo. Mentre, sono discordi sull'interpretazione in chiave cinematica della sequenza sismica 1997-98.

Per una più rapida consultazione dei dati, sono stati riassunti in due tabelle di dettaglio: Tab. 1: relativa ai parametri della sorgente sismica, solamente degli eventi di magnitudo maggiore e Tab. 2: relativa ai dati geologici

Nella Tab. 1 "Dati sismologici e geodetici" sono riportati: la data degli eventi principali: (I evento: 26 Settembre 1997 00h33, II evento: 26 Settembre 1997 09h40 e III evento: 14 Ottobre 1997 15h23); il riferimento bibliografico ed il metodo utilizzato dai singoli Autori, importante poiché alcuni dati differiscono proprio a seconda del metodo impiegato; il momento sismico; la magnitudo; lo *strike* della faglia; il *dip*; la cinematica; la lunghezza della faglia o dei frammenti di faglia espressa in Km; la profondità ipocentrale (Km); l'estensione dell'area coinvolta; la direttività e le note nelle quali sono state inserite altre informazioni specifiche ma non presenti in tutti i lavori. Ad esempio la profondità del top della faglia, lo *stress drop*, la velocità di rottura, l'*azimuth* relativo allo *strike* della faglia, lo *slip* medio sulla faglia, il momento sismico relativo e le considerazioni personali degli Autori.

Nella Tab. 2, "Dati geologici", sono stati riportati: la data degli eventi principali (I evento: 26 Settembre 1997 00h33, II evento: 26 Settembre 1997 09h40 e III evento: 14 Ottobre 1997 15h23); il riferimento bibliografico; il momento sismico; la magnitudo reale e quella attesa; lo *strike* della faglia; il *dip*; lo *slip* sulla faglia; lo *slip rate* (mm/yr); la cinematica; la lunghezza della faglia o dei frammenti di faglia espressa in Km; l'asse-T; le coordinate delle probabili *box*; l'interpretazione in chiave sismogenetica dei diversi Autori e le note nelle quali sono state inserite altre informazioni specifiche ma non presenti in tutti i lavori e le considerazioni personali degli Autori.

#### 4. BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. (1990) – *Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria-Marche Apennines of Central Italy* – Geology volume **18**, pp. 407-410.
- ALVAREZ W., MINELLI G. & PIALLI G. (1995) – *Nuovi aspetti geologici e geodinamici del Sistema Alpi-Appennini-Tirreno settentrionale* – Convegno "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, **1**.
- AMATO A. & MONTONE P. (1997) - *Present-day stress field and active tectonics in southern peninsular Italy*. - Geophys. J. Int., volume **130**, pp. 519-534.
- AMATO A. & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e sub-croscali nell'Appennino settentrionale* – Studi Geologici Camerti, volume speciale 1991/1, pp. 75-82.
- AMATO A., AZZARA R., CHIARABBA C., CIMINI G.B., COCCO M., DI BONA M., MARGHERITI L., MAZZA S., MELE F., SELVAGGI G., BASILI A., BOSCHI E., COURBOULEX F., DESCHAMPS A., GAFFET S., BITTARELLI G., CHIARALUCE L., PICCININI D. & RIPEPE M. (1998) - *The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at the main shocks and aftershocks* - Geophysical Research Letter, vol. **25**, n. 15, pp. 2861-2864.

- AMATO A., MONTONE P. & CESARO M. (1995) - *State of stress in Southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data*. Geophysical Research Letters, volume **22**, N. 23, pp. 3119-3122.
- ANDERSON H.J. & JACKSON J.A. (1987) - *Active tectonics of the Adriatic region* - Geophysical J. R. Astron. Soc., volume **91**, N. 23, pages 937-983.
- ANZIDEI M., BALDI P., DEL MESE S., GALVANI A., HUNSTAD I., PESCI A., PIEROZZI M., SURACE L. & ZANUTTA A. (1998) - *Utilizzo della rete GPS IGM95 per lo studio delle deformazioni co-sismiche dei terremoti umbro-marchigiani del 26 settembre 1997* - Estratto dal "Bollettino di Geodesia e Scienze affini", Rivista dell'Istituto Geografico Militare, anno **LVII**, n. 3, pp. 325-335.
- BALDANZA A., BARTOLINI A.C., GREGORI L. & SAVI F. (1994) - *Da Foligno a Colfiorito, itinerario n. 8* - Guide Geologiche Regionali: 15 itinerari - Appennino Umbro-Marchigiano, vol. **7**, pp.183-182, a cura della Società Geologica d'Italia
- BARBA S. & BASILI R. (2000) - *Analysis of seismological and geological observations for moderate-size earthquakes: the Colfiorito fault system (Central Apennines, Italy)* - Geophysical J. Int., vol. **141**, pp. 241-252.
- BARCHI M.R., MINELLI G. & PIALLI G. (1996) - *Tettonica dell'Appennino settentrionale alla luce dei risultati del CROP 03* - Abstract Convegno: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03", Roma, novembre 1996, pp. 11-12.
- BARCHI M.R., DE FEYTER A., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B.M. (1998) - *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt* - Memorie della Società Geologica Italiana, volume **52**, pp. 557-578, 8 ff., 1 tab., 4 tavole.
- BARCHI M.R., GALADINI F., LAVECCHIA G., MESSINA P., MICETTI A.M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E. (2000) - *Sintesi sulle conoscenze delle faglie attive in Italia centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica* - CNR- Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti - Roma, pp. 62.
- BASILI R., BOSI V., GALDINI F., GALLI P., MEGHRAOUI M., MESSINA P., MORO M. & SPOSATO A. (1998) - *The Colfiorito earthquake sequence of September-October 1997: surface breaks and sismotectonic implications for the central apennines (Italy)* - Journal of Earthquake Engineering, vol. **2**, n. 2, pp. 291-302.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural Model of Italy 1:500,000* - C.N.R.-P.F.G., Quaderni della Ricerca Scientifica, vol. **114**, n. 3.
- BLUMETTI A.M. (1995) - *Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes* - Ass. of Eng. Geologists, spec. publ. n. 6, pp. 83-100.
- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (1999) - *I terremoti di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano) del Settembre-Ottobre 1997: contesto tettonico e prime considerazioni sismogenetiche* - Boll. Soc. Geol. It., vol. **118**, pp. 229-236.



- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2000) - *A geological model for the Colfiorito earthquakes (September-October 1997, Central Italy)* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 345-356.
- BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1994) - *Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia Seismic Zone (Central Italy)* - Annales Tectonicae, vol. **8**, pp. 36-57.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1994) - *Recent and active extensional tectonics in the southern Umbro-Marchean Apennines (Central Italy)* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **48**, pp. 541-548.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERANTONI P.P., PIZZI A., SCISCIANI V. & TURCO E. (1996-97) - *Relazioni tra le faglie quaternarie e la sismicità nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: l'area di Colfiorito* - Studi Geologici Camerti, vol. **XIV**, pp. 177-191.
- CAPUANO P., ZOLLO A., EMOLO A., MARCUCCI S. & MLANA G. (2000) - *Rupture mechanism and source parameters of Umbria-Marche mainshocks from strong motion data* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 463-478.
- CATTANEO M., AUGLIERA P., DE LUCA G., GORINI A., GOVONI A., MARCUCCI S., MICHELINI A., MONACHESI G., SPALLAROSSA D., TROJANI L. & XGUMUS (2000) - *The Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence: analysis of the data recorded by the local and temporary networks* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 401-414.
- CELLO G., MAZZOLI S., TONDI E. & TURCO E. (1997) - *Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy* - Tectonophysics, vol. **272**, pp. 43-68.
- CELLO G., DEIANA G., FERELLI L., MARCHEGIANI L., MASCHIO L., MAZZOLI S., MICHETTI A., SERVA L., TONDI E. & VITTORI T. (2000) - *Geological constraints for earthquake faulting studies in the Colfiorito area (Central Italy)* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 357-364.
- CELLO G., DEIANA G., MANGANO P., MAZZOLI S. & TONDI E. (1998) - *Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito (Central Italy) earthquakes* - Journal of Earthquake Engineering, vol. **2**, n. 2, pp. 303-324.
- CELLO G., MAZZOLI S. & TONDI E. (1998) - *The crustal fault structure responsible for the 1703 earthquake sequence of central Italy* - Journal of Geodynamics, vol. **26**, n. 2-4, pp. 443-460.
- CINTI F.R., CUCCI L., MARRA F. & MONTONE P. (1999) - *The 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence: relationship between ground deformation and seismogenic structure* -- Geophysical Research Letter, vol. **26**, n. 7, pp. 895-898.
- CINTI F.R., CUCCI L., MARRA F. & MONTONE P. (2000) - *The 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy) relation between the surface tectonic breaks and the area of deformation* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 333-343.
- COCCO M., NOSTRO C. & EKSTROM G. (2000) - *Static stress changes and fault interaction during the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 501-516.

- DE MARTINI P.M. & VALENSISE G. (1999) - *Pre-seismic slip on the 26 September 1997, Umbria-Marche earthquake fault? Unexpected clues from the analysis of 1951-1992 elevation changes* - Geophysical Research Letter, vol. **26**, n. 13, pp. 1953-1956.
- DESCHAMPS A., COURBOULEX F., GAFFET S., LOMAX A., VIRIEUX J., AMATO A., AZZARA R., CASTELLO B., CHIARABBA C., CIMINI G.B., COCCO M., DI BONA M., MARGHERITI L., MELE F., SELVAGGI G., BITTARELLI G., CHIARALUCE L., PICCININI D. & RIPEPE M. (2000) - *Spatio-temporal distribution of seismic activity during the Umbria-Marche crisis, 1997*- Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 501-516.
- EKSTRÖM G., MORELLI A., BOSCHI E. & DZIEWONSKI A.M. (1998) - *Moment tensor analysis of the central Italy earthquake sequence of September-october 1997* - Geophysical Research Letter, vol. **25**, n. 11, pp. 1971-1974.
- FREPOLI A. & AMATO A. (1997) - *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault plane solution* - Geophys. J. Int., vol. **129**, pp. 368-388.
- 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* - J. of Seismology, vol. **3**, pp. 167-175.
- GALLI P. & GALADINI F. (1999) - *Seismotectonic framework of the 1997-1998 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes* - *Seismological* - Research Letter, vol. **70**, n. 4, pp. 417-427.
- GALLI P., BOSI V., GALADINI F., MEGHRAOUI M., MESSINA P., BASILI R., MORO M. & SPOSATO A. (1997) - *Fratturazione superficiale connessa ai terremoti umbro-marchigiani del settembre-ottobre 1997* - *Il Quaternario*, vol. **10**, n. 2, pp. 255-262.
- GNDT (1997) - *Contributo all'interpretazione sismotettonica dei terremoti dell'area umbro-marchigiana*. Gruppo di Ricerca GNDT, dell'Università di Pisa.
- GNDT, & ANPA (1997) - *Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito (Central Italy) earthquakes* - GNDT, (Central Italy) earthquakes.
- GUIDE GEOLOGICHE REGIONALI (1994) - *Appennino umbro-marchigiano* - Società Geologica Italiana.
- HAESSLER H., GAULON R., RIVERA L., CONSOLE R., FROGNEUX M., GAPARINI G., MARTEL L., PATAU G., SICILIANO M. & CISTERNAS A. (1988) - *The Perugia (Italy) earthquake of 29, April 1984,: a microearthquake survey* - Bulletin of the seismological of America, vol. **78**, n. 6, pp. 1948-1964.
- HUNSTAND I., ANZIDEI M., COCCO M., BALDI P., GALVANI A. & PESCI A. (1999) - *Modelling coseismic displacement during the 1997 Umbria-Marche earthquake (Central Italy)* - Geophys. J. Int., vol. **139**, pp. 1-13.
- LAVECCHIA G., BROZZETTI F., BARCHI M., KELLER J. & MENICETTI M. (1994) - *Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from the analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields* - Soc. Geol. Am. Bull., vol. **106**, pp. 1107-1120.
- MARIUCCI M. T., AMATO A. & MONTONE P. (1999) - *Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines (Italy)*. Tectonics, volume **18**, n° 1, pp. 108-118.

- MEGHRAOUI M., BOSI V. & CAMELBEECK T. (1999) - *Fault fragment control in the 1997 Umbria-Marche, central Italy, earthquake sequence* - Geophysical Research Letter, vol. **26**, n. 8, pp. 1069-1072.
- MONTONE P., AMATO A., FREPOLI A., MARIUCCI M.T. & CESARO M (1997) - *Crustal stress regime in Italy*. Annali di Geofisica, volume **XL**, n. 3, pp. 741-757.
- MORELLI A., EKSTROM G. & OLIVIERI M. (2000) - *Source properties of the 1997-98 Central Italy earthquake sequence from inversion of long-period and broad-band seismograms* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 365-375.
- MULARGIA F., GASPERINI P. & TINTI S. (1991) - *Identificazione delle aree sismogenetiche e previsione dei terremoti nel territorio italiano* - Aree sismogenetiche e rischio sismico in Italia, vol. **II**, pp. 315-325, a cura di Boschi E. & Dragoni M.
- OLIVIERI M. & EKSTROM G. (1999) - *Rupture depths and source processes of the 1997-98 earthquake sequence in Central Italy* - Bulletin of the Seismological of America, vol. **89**, n. 1, pp. 305-310.
- PINO N.A. & MAZZA S. (2000) - *The Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes: relation between rupture directivity and sequence evolution for the  $M_w > 5$  shocks*. - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 1-13.
- PINO N.A., MAZZA S. & BOSCHI E. (1999) - *Rupture directivity of the major shocks in the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) sequence from regional broadband waveforms* - Geophysical Research Letter, vol. **26**, n. 14, pp. 2101-2104.
- RIPEPE M., PCCININI D. & CHIARALUCE L. (2000) - *Foreshock sequence of September 26th, 1997 Umbria-Marche earthquakes* - Journal of Seismology, vol. **00**, pp. 1-13.
- SALVI S., STRAMONDO S., COCCO M., TESAURO M., HUNSTAD I., ANZIDEI M., BRIOLE P., BALDI P., SANSOSTI E., FORNARO G., LANARI R., DOUMAZ F., PESCI A. & GALVANI A (2000) - *Modeling co-seismic displacements resulting from SAR interferometry and GPS measurements during the Umbria-Marche seismic sequence* - Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 479-499.
- SCARPA R. (1990) - *Analisi dei meccanismi focali: problematiche ed applicazioni ai terremoti italiani* - Atti C. Naz. G.N.D.T., Pisa, vol. **1**, pp. 135-156.
- SELVAGGI G., CASTELLO B. & AZZARA R. (1997) - *Spatial distribution of scalar seismic moment release in Italy (1983-1996): seismotectonic implications for the Apennines* - Annali di Geofisica, vol. **XL**, n. 6, pp. 1565-1578.
- STRAMONDO S., TESAURO M., BRIOLE P., SANSOSTI E., SALVI S., LANARI R., ANZIDEI M., BALDI P., FORNARO G., AVALLONE A., BUONGIORNO M.F. FRANCESCHETTI G. & BOSCHI E. (1999) - *The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes: modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS* - Geophysical Research Letter, vol. **26**, n. 7, pp. 883-886.
- TONDI E. (1997) - *L'analisi geologica finalizzata alla valutazione della pericolosità sismica: l'esempio del Bacino di Colfiorito, area epicentrale del terremoto del 26 settembre 1997* - Studi Geologici Camerti, vol. **XIV**, pp. 317-327.

- TONDI E. (2000) - *Geological analysis and seismic hazard in the Central Apennines (Italy)* - J. of Geodynamics, vol. **29**, pp. 517-533.
- TONDI E., CELLO G. & MAZZOLI S. (1997) - *Strutture sismogenetiche in Appennino centrale: potenziale sismico, analisi frattale e processi di crescita* - Il Quaternario, vol. **10**, n. 2, pp. 411-416.
- VITTORI E., DEIANA G., ESPOSITO E., FERRELI L., MARCHEGIANI L., MOSTROLORENZO G., MICHETTI A.M., PORFIDO S., SERVA L., SMONELLI A.L., & TONDI E. (2000) - *Ground effects and surface faulting in the September-October 1997 Umbria-Marche (Central Italy) seismic sequence* - J. of Geodynamics, vol. **29**, pp. 535-564.

# **ALLEGATO B**

## **CAMPO DI STRESS ATTIVO**

Task 1: Identificazione e caratterizzazione delle Sorgenti Sismiche.

(Resp. Scient: P. Montone, *URI, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – INGV – Roma*)

### **Campo di stress attivo da dati di pozzo A cura di M.T. Mariucci**

Nell'ambito di questo progetto sono stati revisionati tutti i dati in nostro possesso relativi alle perforazioni profonde ubicate entro le due aree in studio. Sono stati esaminati 13 pozzi dei quali 11 nell'area della Val d'Agri e 2 nella zona di Città di Castello. Una sintesi dei risultati dell'analisi di breakout effettuata nonché dei dati principali riguardanti i pozzi stessi è presentata nella tabella 1. In quest'ultima compaiono nell'ordine: nome del sondaggio, numero d'ordine, numero o sigla che identifica il pozzo nella pubblicazione nella quale è presentato, coordinate geografiche, comune e provincia, profondità totale raggiunta, angolo di deviazione del foro dalla verticale, intervallo di profondità analizzato, intervallo di profondità in cui sono stati riscontrati breakout, lunghezza totale delle zone di breakout, direzione dello stress orizzontale minimo (Shmin) e relativa deviazione standard, qualità assegnata al dato (secondo le indicazioni del World Stress Map Project: A=qualità migliore, E=dato scartato), lavori di riferimento (in grassetto quelli a cui si riferisce la sigla prima menzionata), note, intervallo di campionamento del dato di breakout.

I dati di breakout si riferiscono ad analisi condotte su dati del four-arm caliper secondo le usuali convenzioni adottate in questo campo che permettono di identificare zone di ellitticità del foro il cui asse maggiore è considerato parallelo alla direzione dello stress orizzontale minimo. Per maggiore completezza vengono riportati anche i dati relativi a perforazioni di qualità E, dalle quali non sono state ottenute informazioni attendibili sullo stress attivo, e di qualità D, di solito non inserite nelle mappe di stress.

E' stata effettuata un'attenta revisione dei dati riguardanti le sequenze stratigrafiche attraversate dalle perforazioni, al fine di poter correlare eventuali variazioni in profondità della direzione dell'Shmin all'assetto geologico-strutturale. Nelle figure 1 e 2 sono riportate in maniera sintetica le stratigrafie di tutti i pozzi.

#### **Zona "Citta' di Castello" (Fig.3)**

In quest'area sono presenti solo due perforazioni dalle quali risultano direzioni di Shmin differenti (N77+23 e N11+29, quest'ultimo di qualità peggiore), che complessivamente concordano con un'estensione in direzione antiappenninica. Questi due dati sono ovviamente pochi per fare qualsiasi ipotesi ma rappresentano le uniche informazioni di questo tipo in questa parte della catena appenninica. Esse raccordano la zona Toscana, dove è documentata un'estensione mediamente con la stessa direzione, e la costa adriatica, dove invece la situazione è più complessa e proprio all'incirca a queste latitudini si osserva un cambio netto nelle direzioni di stress orizzontale minimo da circa NE-SW a NW-SE. E' stata effettuata una stima del regime di stress dalla presenza dei breakout e i risultati per il pozzo n.2 indicano un regime di stress distensivo in accordo con le orientazioni di Shmin trovate. Il campo di stress che si ricava dall'analisi della sismicità dell'area e dalle strutture sismogenetiche note indica chiaramente che tutta l'area è sottoposta attualmente ad un regime estensionale con stress minimo a direzione circa NE-SW.

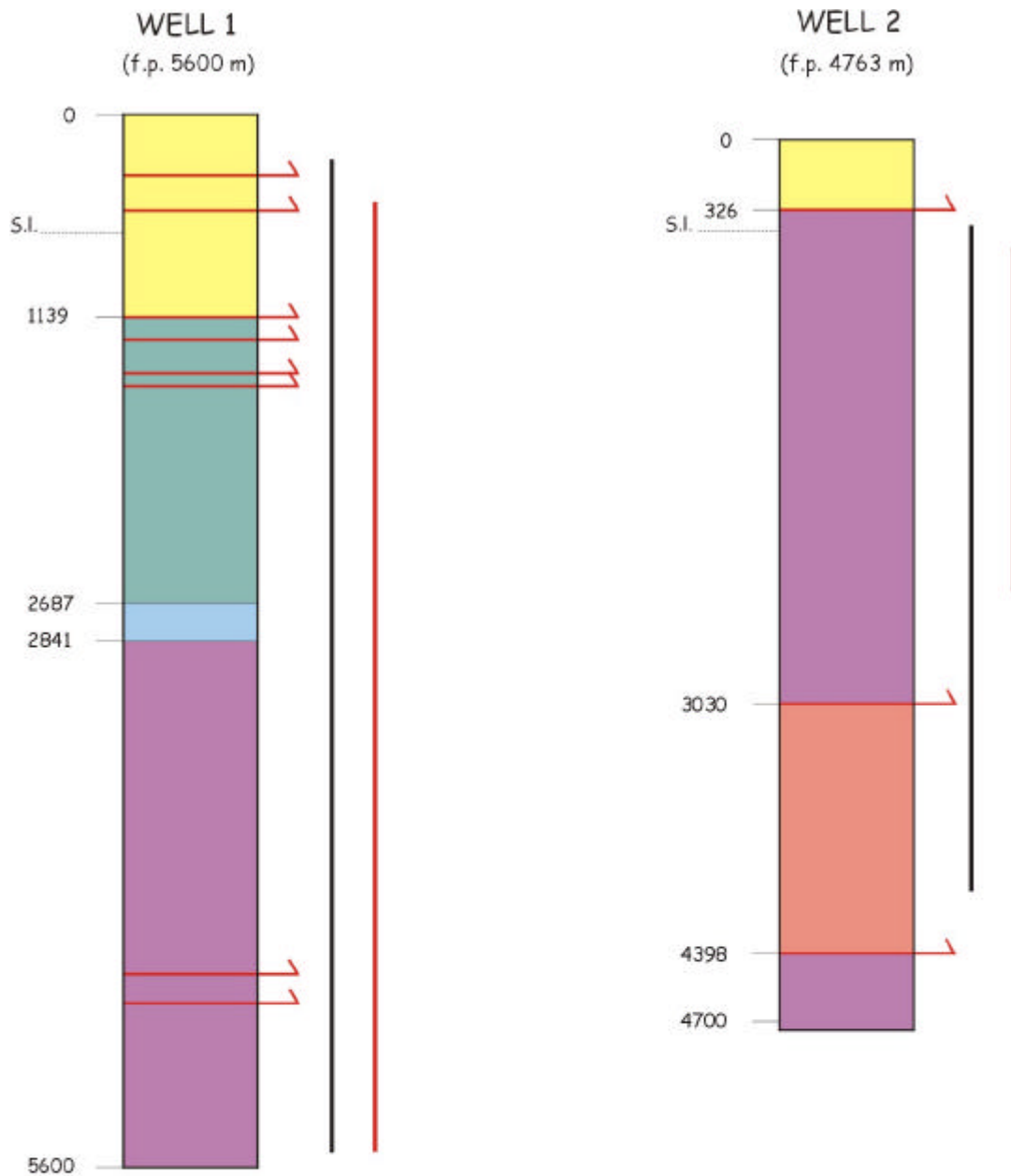


Fig.1 - Northern Apennines (Umbria region) borehole stratigraphy

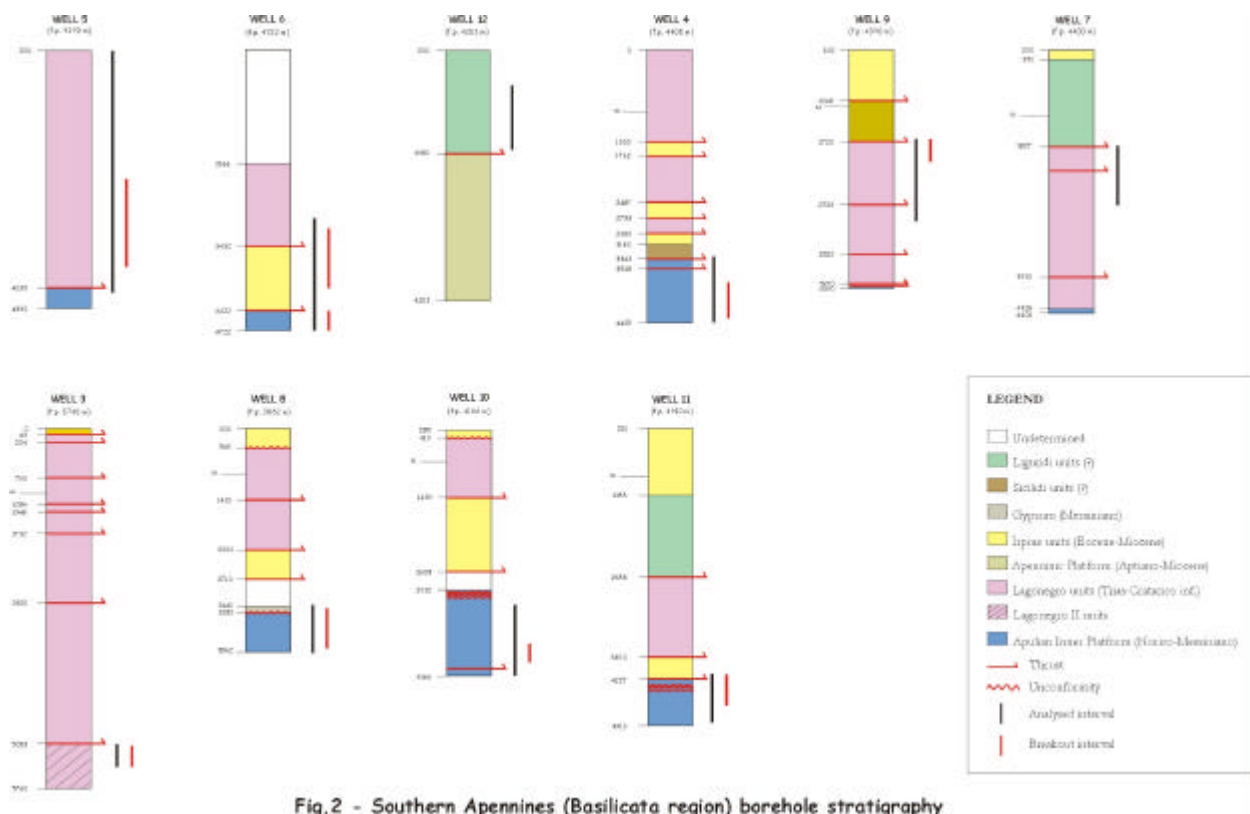


Fig.2 - Southern Apennines (Basilicata region) borehole stratigraphy

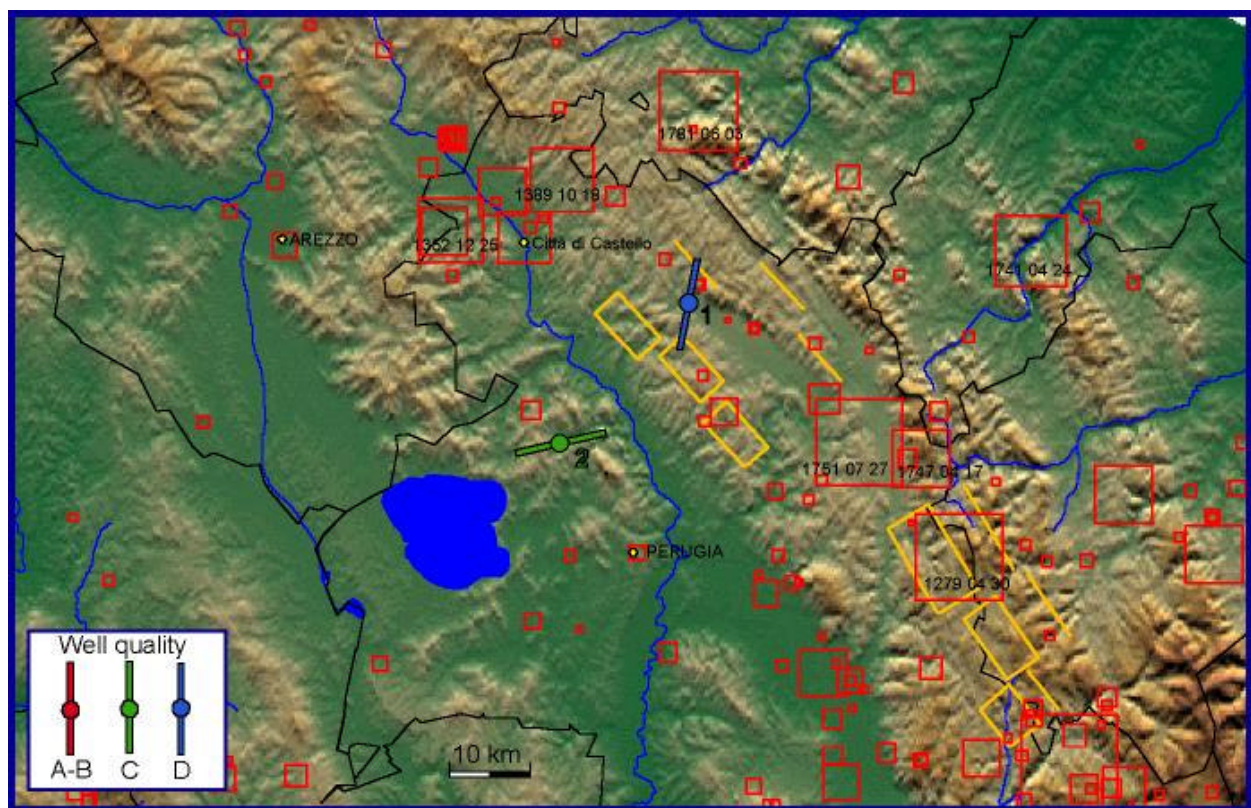


Fig. 3 - Shmin directions from borehole breakouts in Città di Castello area. Red boxes are historical earthquakes from CPTI catalogue; yellow boxes are seismicogenic sources from CAIFA2001.

### Zona "Val d'Agri" (Fig.4)

Solo 8 degli 11 pozzi presenti forniscono una direzione media di  $S_{hmin}$  attendibile; due sono stati scartati e di uno si hanno indicazioni suddivise per unità litologiche (dato utile per analisi di dettaglio). Nonostante la qualità differente tutti i dati sono coerenti fra loro e indicano un  $S_{hmin}$  medio in direzione circa NE-SW (da N13 a N59). Anche il fatto che i dati provengono da differenti profondità e unità strutturali non sembra influenzare il risultato. Tale direzione concorda con dati di altro tipo che caratterizzano l'area, da un punto di vista dello stress attivo: sottoposta ad una generalizzata estensione in direzione antiappenninica. Un regime di stress prevalente di tipo distensivo è stato ricavato per il pozzo n.4 dal confronto tra presenza dei breakout e resistenza della roccia, in accordo con le direzioni di  $S_{hmin}$  trovate. In tabella 1 vengono anche riportati i risultati di un tentativo di calcolo dei valori degli stress principali a partire da dati di test di leak off; sono valori puntuali affetti da errore che vanno considerati solo come indicazione. In due casi (pozzi n.4 e n.11) i valori calcolati, a profondità simili, indicano la presenza di uno stress distensivo, mentre nei pozzi n.8 e 10 (molto vicini tra loro) si avrebbe un regime trascorrente, almeno alle profondità indicate.

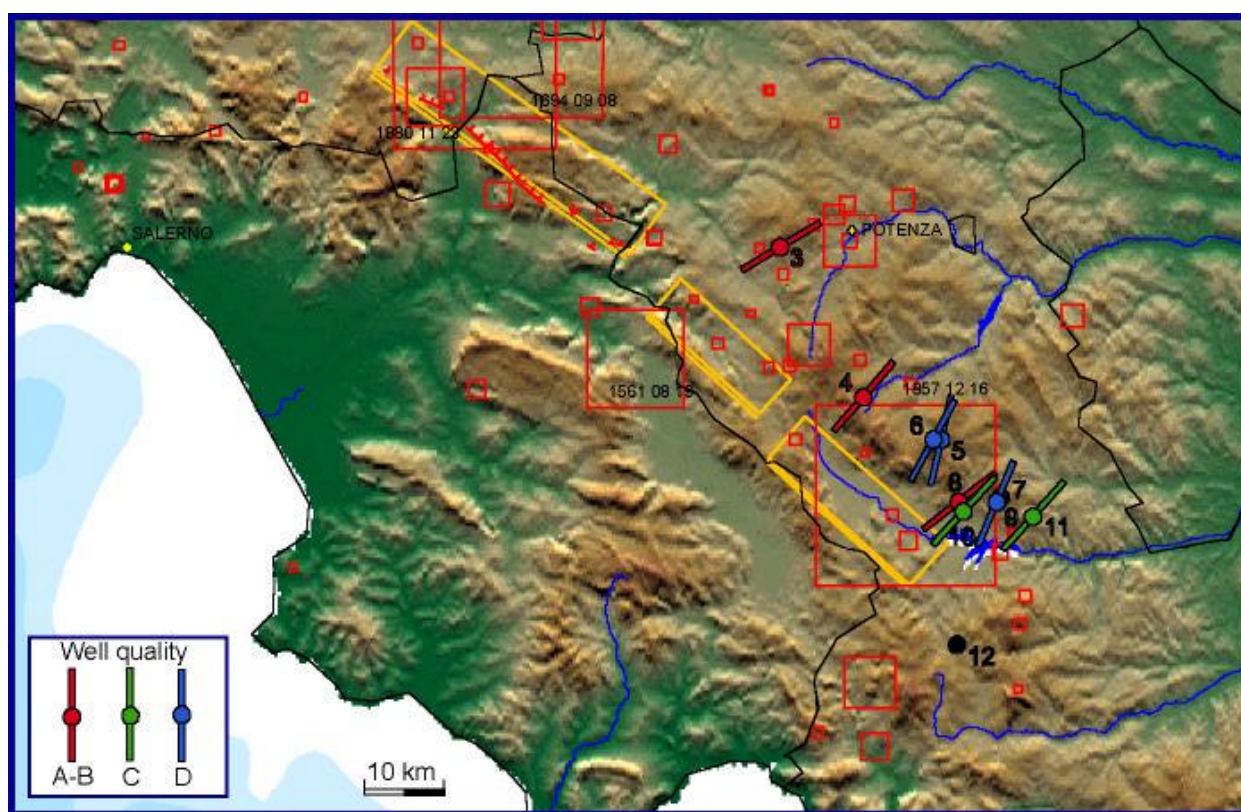


Fig. 4 -  $S_{hmin}$  directions from borehole breakouts in Val d'Agri area. Red boxes are historical earthquakes from CPTI catalogue; yellow boxes are seismic sources from CAIFA2001.



**Tab.1 - Summary of well data and borehole breakout analysis**

n.	Lat. N	Lon. E	Zone	Depth (m)	Anal. Int. (m)	Breakout int. (m)	length (m)	Shmin+-s.d.	Q	Leakoff tests			id.n	Ref.	
										depth (m)	Sv (Mpa)	SH (Mpa)			Sh (Mpa)
1	43,381	12,485	Pietralunga (PG)	5600	248-5559	500-5541	1431	11+-29	D	4763	126		3	1 - 2	
2	43,232	12,283	Perugia	4763	466-4062	618-2481 3446-3993	277	77+-23	C	4763	137		2	1 - 2	
3	40,633	15,701	Baragiano (PZ)	5760	5045-5390	5050-5377	73	59+-11	B					3	
4	40,459	15,802	Val d'Agri (PZ)	4405	3356-4390	3753-4367	253	41+-12	B	2763	70	62	47	Bs1	4 - 5
5	40,408	15,908	Calvello (PZ)	4390	200-4064	2307-3723	149	13+-33	D					Bs4	4 - 5
6	40,407	15,907	Calvello (PZ)	4722	3023-4722	3203-4161 4433-4602	17	29+-25	D					Bs3	4 - 5
7	40,341	15,994	Val d'Agri (PZ)	4400	1820-2726				E						6 - 7
8	40,335	15,933	Val d'Agri (PZ)	3862	3138-3862	3153-3776	121	52+-11	B	1387	35	54	35	Bs6	4 - 5
9	40,332	15,984	Val d'Agri (PZ)	4090	1700-2993	1702-2109	12	23+-17	D					Bs5	4 - 5
10	40,327	15,937	Val d'Agri (PZ)	4166	3163-4161	3670-3927	30	43+-22	C	1908	49	66	45	Bs7	4 - 5
11	40,315	16,031	Val d'Agri (PZ)	4910	4216-4882	4224-4638	155	42+-24	C	2752	70	40	36	Bs2	4 - 5
12	40,184	15,909	Moliterno (PZ)	4203	780-1965		81	321+-23	E						6 - 7

- 1 - MONTONE P., AMATO A., FREPOLI A., MARIUCCI M.T. & CESARO M. (1997)- Crustal stress regime in Italy. *Annali di Geofisica*, vol.XL, 3, June 1997, pp. 741-757.
- 2 - MARIUCCI M.T., AMATO A. & MONTONE P. (1999)- Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines (Italy). *Tectonics*, 18, 1, 108-118.
- 3 - MARIUCCI M.T. (1998)- Report on breakout analysis in M. Foi 1 well (Potenza, Southern Italy). Rapporto interno Enterprise Oil, pp. 91, Aprile 1998.
- 4 - AMATO A., MONTONE P. & CESARO M. (1995)- State of stress in Southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data. *Geophysical Research Letters*, 22, 23, 3119-3122.
- 5 - AMATO A. & MONTONE P. (1997)- Present-day stress field and active tectonics in southern peninsular Italy. *Geophysical Journal International*, 130, 519-534.
- 6 - AMATO A., MONTONE P. & CESARO M. (1994)- Analisi di breakout nelle perforazioni profonde dell'Appennino meridionale (dati digitali). Rapporto interno I.N.G.-AGIP/SMES, pp. 171, Novembre 1994.
- 7 - MONTONE P., AMATO A. & CESARO M. (1994)- Analisi di breakout nelle perforazioni dell'Appennino meridionale. Rapporto interno I.N.G.-AGIP/SMES, pp. 93, Marzo 1994.

## BIBLIOGRAFIA

- AMATO A., MONTONE P. & CESARO M. (1995)- State of stress in Southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data. *Geophysical Research Letters*, 22, 23, 3119-3122.
- AMATO A. & MONTONE P. (1997)- Present-day stress field and active tectonics in southern peninsular Italy. *Geophysical Journal International*, 130, 519-534.
- MONTONE P., AMATO A. & PONDRELLI S. (1999)- Active stress map of Italy. *J. Geophys. Res.*, 104, B11, 25595-25610, November 10.
- MARIUCCI M.T., AMATO A. & MONTONE P. (1999)- Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines (Italy). *Tectonics*, 18, 1, 108-118.
- MARIUCCI M.T., AMATO A., GAMBINI R., GIORGIONI M. & MONTONE P. (2001)- Along-depth stress rotations and active faults: an example in a 5-km deep well of Southern Italy. Submitted to *Tectonics*, January 2001.

MARIUCCI M.T. & MÜLLER B. (2001)- New results about stress regime estimate in Italy from borehole data.  
Submitted to Tectonophysics, July 2001.

Internal reports

CESARO M. (1993)- M.Alpi 4x (Val d'Agri) breakout analysis. Agip Internal Report, pp.15, March 1993.

MONTONE P., AMATO A. & CESARO M. (1994)- Analisi di breakout nelle perforazioni dell'Appennino meridionale.  
Rapporto interno I.N.G.-AGIP/SMES, pp. 93, Marzo 1994.

AMATO A., MONTONE P. & CESARO M. (1994)- Analisi di breakout nelle perforazioni profonde dell'Appennino meridionale (dati digitali). Rapporto interno I.N.G.-AGIP/SMES, pp. 171, Novembre 1994.

MONTONE P., AMATO A. (1996)- Analisi di breakout nelle perforazioni profonde dell'Appennino centro-settentrionale (lat.42-44N). Dati digitali. Rapporto interno I.N.G.-AGIP/SMES, pp., Giugno 1996.

MARIUCCI M.T., MONTONE P. & AMATO A. (1996)- Analisi di breakout nelle perforazioni profonde dell'Appennino centro-settentrionale. Rapporto interno I.N.G.-AGIP/SMES, pp. 332, Ottobre 1996.

MARIUCCI M.T. (1998)- Report on breakout analysis in M. Foi 1 well (Potenza, Southern Italy). Rapporto interno Enterprise Oil, pp. 91, Aprile 1998.

Furthermore:

PIERDOMINICI S. (1999)- Studio del campo di stress attivo in Umbria: analisi di breakout nei pozzi S.Donato 1 e M.Civitello 1. Tesina di laurea, Università La Sapienza, Roma, a.a. 1998-99.

# ALLEGATO C

## Informazioni per il Blind Test per l'area di Colfiorito interessata dall'evento del 26 settembre 1997

**Task 4:** Validazione di metodologie per il calcolo di sismogrammi sintetici.  
(Resp. Scient: Responsabile A. Zollo, Università di Napoli)

### Dati per le simulazioni ed il Blind Test per l'area di Colfiorito.

**Target Event: Evento principale del 26-09-1997 09:40 GMT.**

*Informazioni generali sull'evento:*

- Coordinate ipocentro (sorgente puntiforme):  $43^{\circ} 01.82'$  –  $12^{\circ} 51.51'$  – 6.0 km, si veda la mappa in FIG.1
- Momento sismico:  $1.2 \cdot 10^{25}$  dyne.cm,
- dislocazione media: 35 cm,
- Meccanismo focale: strike  $144^{\circ}$ , dip  $42^{\circ}$ , rake  $280^{\circ}$  → potremmo anche assumerlo normale puro.

*Modello di sorgente:*

- Dimensioni faglia: lunghezza  $L = 12$  km – spessore  $W = 10$  km.
- Profondità del bordo superiore della faglia,  $Z_{top} = 0.65$  km
- Posizione punto di nucleazione: all'ipocentro è localizzato nel margine SE della faglia.  
La posizione della nucleazione (ipocentro) sulla faglia è mostrata in Figura 2 (si veda anche il pallino nero in Figura 1).
- Direttività: Unilaterale verso NW con componente up-dip (direzione di propagazione proiettata sulla superficie terrestre =  $304^{\circ}$ ).
- Velocità media di rottura: 2.6 km/s.
- Andamento dei tempi di rottura: Radiale dall'ipocentro con velocità di rottura costante.

**\*\* ATTENZIONE \*\*** Questo valore medio della velocità di rottura può essere usato solo in un mezzo omogeneo. Nel caso di un mezzo stratificato, considerando la piccola profondità del bordo superiore della faglia, la velocità di rottura dovrebbe essere diminuita negli strati più superficiali per evitare velocità super-shear.

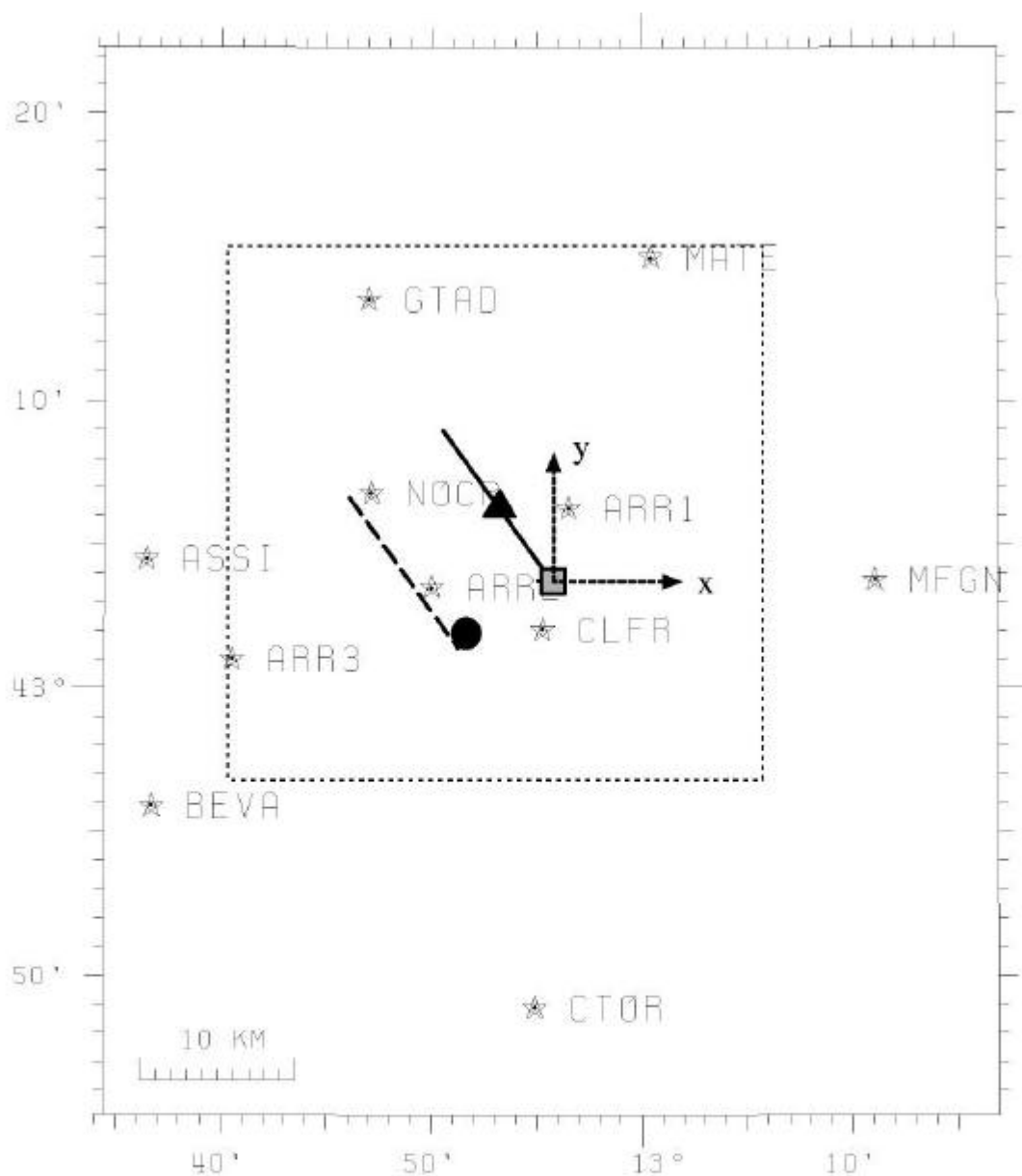


Fig.1. Mappa della zona epicentrale. Le stelle indicano gli 11 ricevitori sparsi. I due segmenti mostrano la traccia in superficie (linea piena) ed in profondita' (linea tratteggiata). Il punto nero mostra l'epicentro del terremoto. Il triangolo indica il punto di mezzo del segmento di faglia in superficie (centro della box che identifica la griglia di ricevitori). Il quadrato grigio rappresenta il centro della mappa e coincide con il margine meridionale della proiezione in superficie del bordo superiore della faglia (origine del sistema di coordinate).

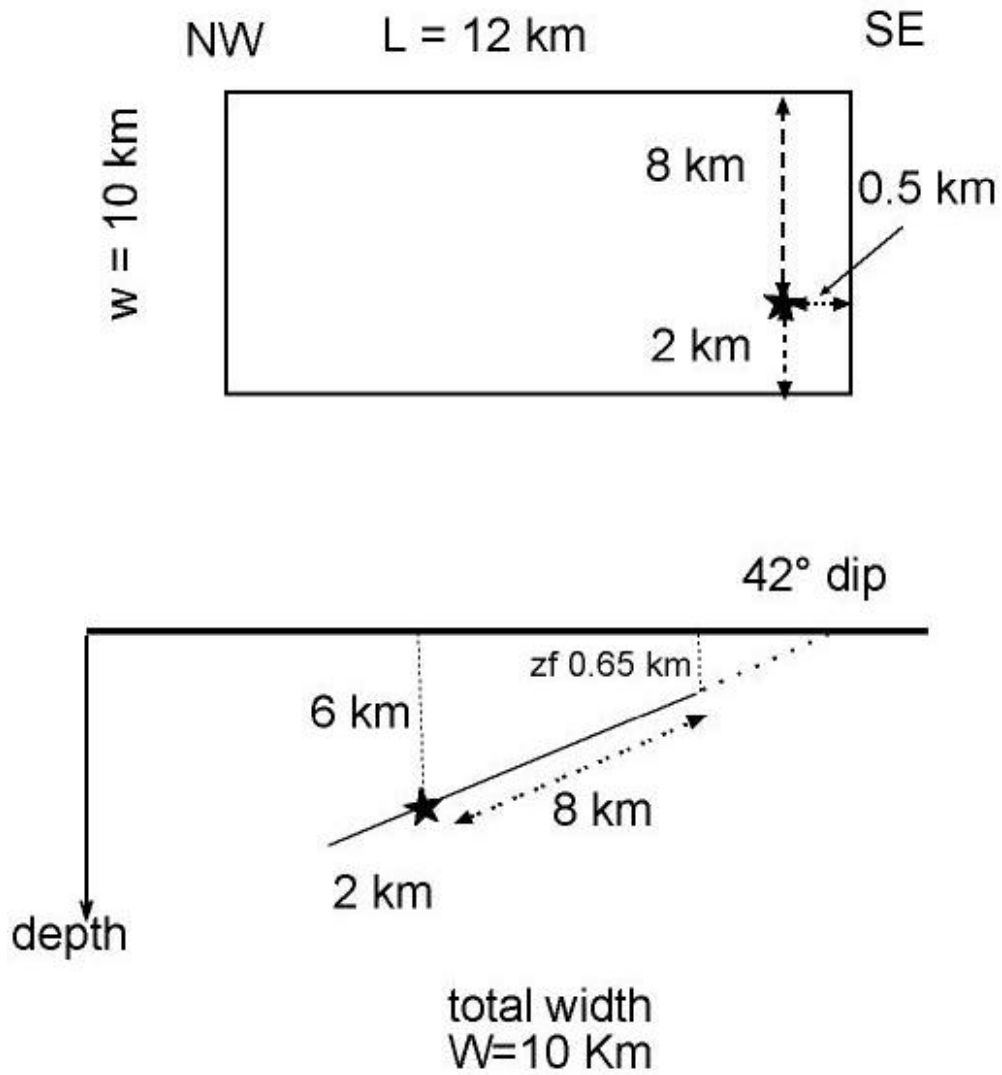


Figura 2.

*Modelli di velocità.*

- miglior semispazio:  $V_p = 6.0$  Km/s e rapporto  $V_p/V_s = 1.89$ ,  $V_s = 3.17$  km/s

Modello 1D:

Z	$V_p$	$V_p/V_s$	$V_s$	densità
0.0	4.25	1.9	2.24	2.39
1.0	5.5	1.9	2.89	2.65
3.0	5.75	1.9	3.03	2.65
5.0	6.0	1.9	3.16	2.80
7.0	6.25	1.9	3.30	2.80
15	6.5	1.9	3.42	2.80

\*\* attenzione nell'usare questo modello con la velocità di rottura media proposta  $\rightarrow$  risulterebbero velocità di rottura supeshear negli ultimi centinaia di metri di faglia

*Informazioni per le mappe:*

Mappa area in esame: il centro della mappa corrisponde alla proiezione in superficie del bordo

SE superiore del piano di faglia

coordinate centro mappa: 43° 03.72' (43.0620) - 12° 55.68' (12.9280)

coordinate estremi mappa

(42° 45' ; 12° 34') (42° 45' ; 13° 17')

(43° 22.25' ; 12° 34') (43° 22.25' ; 13° 17')

dimensioni mappa: 58 x 69 km.

scala risultante: 450000.

*Posizione dei Ricevitori:*

- ◆ 64 ricevitori su una maglia regolare (8x8) con spaziatura di 5 km (mappa di 35x35 km\*\*2)

La griglia è centrata nel punto di mezzo della proiezione della faglia in superficie di coordinate:

(43° 06.10' – 12° 53.12'). Gli estremi di questa box in cui definiamo la griglia sono:

(42° 56.75' ; 12° 40.25') (42° 56.75' ; 13° 06') (43° 15.33' ; 13° 06') (43° 15.33' ; 12° 40.25')

Le coordinate dei punti forniscono una griglia spaziata lungo x: -21, -16, -11, -6, -1, 4, 9, 14

lungo y: -12, -7, -2, 3, 8, 13, 18, 23,

- ◆ 11 siti identificati in ordine sparso, i primi 7 coincidenti con alcune stazioni accelerometriche:

sito	coordinate geogr.			Coordinate cartesiane	
	lat	lon	elev	Rx	Ry
clfr	43.03	12.92	0.00	-0.56	-3.15
nocr	43.11	12.79	0.00	-11.59	5.65
Assi	43.08	12.61	0.00	-26.07	1.45
beva	42.93	12.61	0.00	-25.77	-14.49
mfgn	43.06	13.18	0.00	20.85	0.09
mate	43.25	13.01	0.00	6.41	20.85
ctor	42.81	12.91	0.00	-1.06	-27.52
gtad	43.23	12.78	0.00	-11.74	18.12
arr1	43.10	12.94	0.00	1.11	4.69
arr2	43.06	12.83	0.00	-7.69	-0.41
arr3	43.02	12.68	0.00 -	20.56	-5.04

*Modello di attenuazione:*

$Q=130*f^{**}0.1$  (da Malagnini et al. 2000).

Eventualmente si può usare un valore di  $k = 0.004$  s e  $Q=100*f^{**}1.0$  (da Rovelli et al. 1988).

*Distribuzione di slip eterogenea:*

Il modello proposto è basato sull'inversione dei dati geodetici (Hunstad et al., 1999; Salvi et al.,2000).

	0.00	0.50	1.00	1.50	2.00	2.50	3.00	3.50	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00	8.50	9.00	9.50	10.00	10.50	11.00	11.50	12.00	
0.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
1.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
2.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
3.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
4.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
5.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
6.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
7.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
8.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
9.00	3.00	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	17.50	28.75	40.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00	28.75	17.50	3.00
10.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

(la parametrizzazione della sorgente proposta puo' essere troppo densa, nel qual caso modificala).

*Frequenza massima di calcolo:*

Quando possibile fino a 10 Hz, ma non meno di 6 Hz.

**O**

PGA, PGV (per tutti i ricevitori).

Serie temporali (per gli 11 ricevitori sparsi)

Spettri di Fourier (almeno per gli 11 ricevitori sparsi, ma sarebbe auspicabile per tutti)

Durate e intensita' di Arias (o Husid) (per gli 11 ricevitori sparsi)

Spettri di risposta in un secondo momento.

**Bibliografia**

HUNSTAND I., ANZIDEI M., COCCO M., BALDI P., GALVANI A. & PESCI A. (1999) - *Modelling coseismic displacement during the 1997 Umbria-Marche earthquake (Central Italy)* - Geophys. J. Int., vol. **139**, pp. 1-13.  
SALVI S., STRAMONDO S., COCCO M., TESAURO M., HUNSTAD I., ANZIDEI M., BRIOLE P., BALDI P., SANSOSTI E., FORNARO G., LANARI R., DOUMAZ F., PESCI A. & GALVANI A (2000) – *Modeling co-seismic displacements resulting from SAR interferometry and GPS measurements during the Umbria-Marche seismic sequence* – Journal of Seismology, vol. **4**, pp. 479-499.

# Test di calcolo della funzione di Green

## Obiettivo

Questo test è finalizzato al confronto dei sismogrammi che rappresentano la risposta impulsiva del mezzo di propagazione che si utilizzerà nelle simulazioni dei processi di frattura sulla faglia di Colfiorito.

Il paragone tra le registrazioni sintetiche ottenute con vari metodi ci permette di stabilire la consistenza delle stime del tempo di arrivo, ampiezza, polarizzazione e forme spettrali delle fasi principali ottenute mediante i diversi metodi.

## Metodi e descrizione del test

Le metodologie utilizzate sono state le seguenti (tra parentesi i ricercatori che hanno svolto il lavoro):

- Teoria asintotica del raggio (Antonio Emolo, UR Zollo, files ZOLL\_\*)
- Numeri d'onda discreti (Gaetano Festa, UR Zollo, files GAET\_\*)
- Wave-number integration method (Alessandro Vuan, UR Priolo, files PRIO\_\*)
- Modi normali (Angela Saraò, UR Suhadolc, files SARA\_\*)

Si è simulato un evento (sorgente puntiforme, doppia-coppia) con localizzazione uguale a quella del main shock della sequenza umbro-marchigiana.

In particolare le coordinate ipocentrali fornite sono

43°01.82' N

12°51.51' E

Z<sub>hypo</sub> 6 km

con i seguenti parametri di meccanismo:

strike 144°

dip 42°

slip -80°

Le stazioni utilizzate per il calcolo sono state

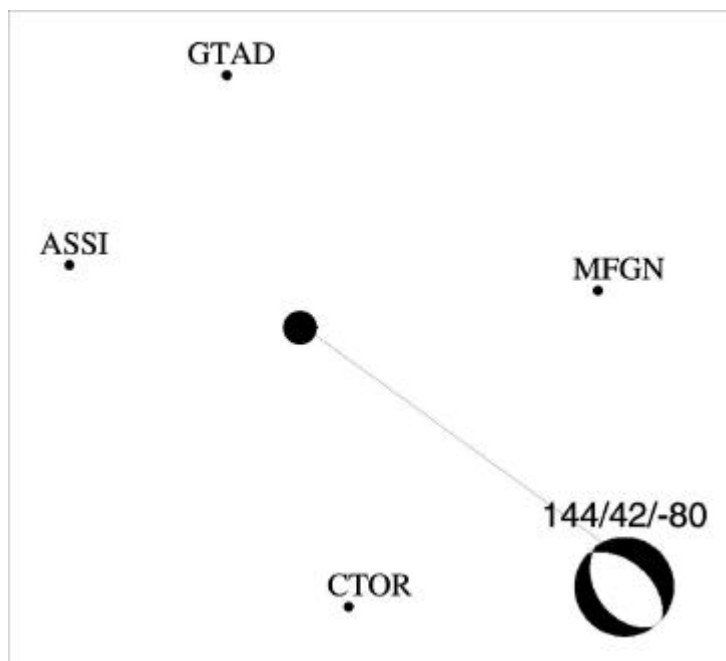
ASSI 43.08° 12.61°

MFGN 43.06° 13.18°

CTOR 43.25° 12.91°

GTAD 43.23° 12.78°





Il modello di velocità utilizzato presenta una geometria a strati piani e paralleli:

Z [km]	VP [Km/s]	VS [km/s]	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]
0.0	4.25	2.24	2.39
1.0	5.50	2.89	2.65
3.0	5.75	3.03	2.65
5.0	6.00	3.16	2.80
7.0	6.25	3.30	2.80
15.0	6.50	3.42	2.80

Per quanto riguarda l'attenuazione anelastica si e' assunto un modello nel quale il fattore di qualità fosse costante ed indipendente dalla frequenza. In particolare

QP=290

QS=130

Per il calcolo delle funzioni di Green si e' adottata una funzione di velocità di dislocazione avente la forma di una box-car di durata 0.05s e area 1cm. Il momento sismico e' stato definito per una sorgente quadrata di lato 100m. In tal caso il valore assunto e'  $3 \times 10^{19}$  dyne cm.

## **Risultati**

Sono stati collezionati i velocigrammi calcolati dai vari gruppi di ricerca. L'analisi effettuata ha riguardato la valutazione dei valori di PGV, una stima qualitativa delle durate dei segnali, il confronto con i tempi di arrivo teorici per alcune fasi sismiche, il calcolo degli

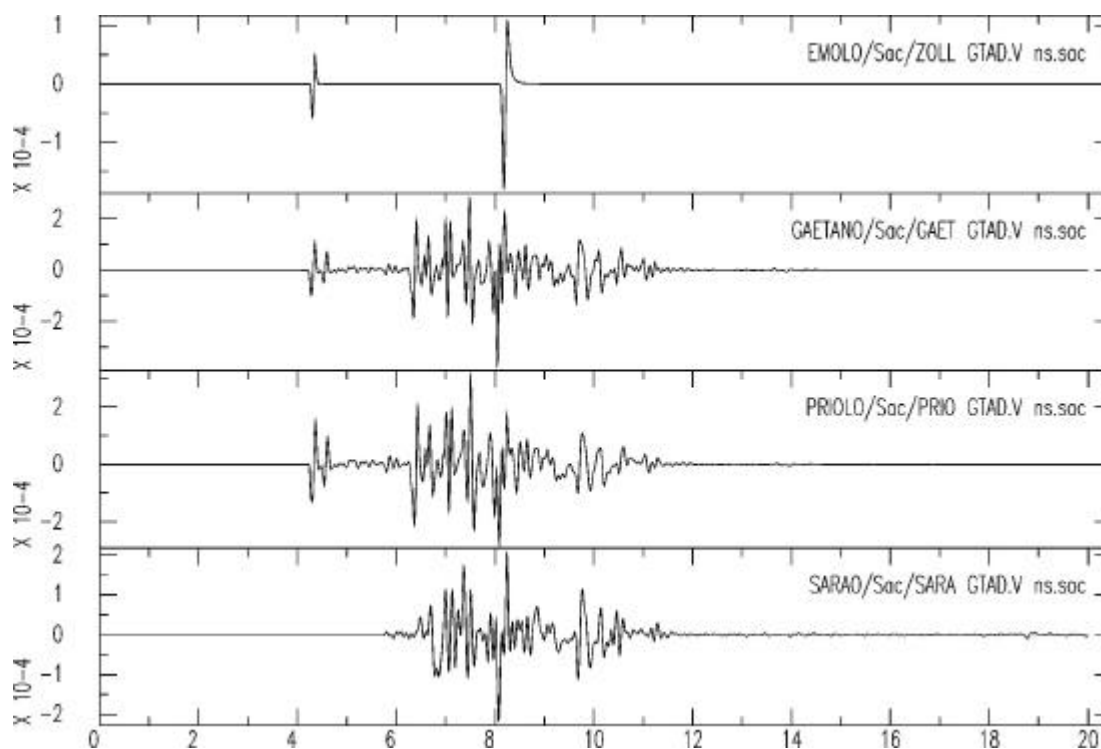
spettri di Fourier e l'analisi dei vettori di polarizzazione. I segnali sono stati filtrati passa-basso a 10 Hz con un filtro Butterworth a 2 poli.

### PGV

Si riportano i valori di PGV in  $10^{-4}$  cm/s per le diverse stazioni e per le diverse componenti.

	ZOLL			GAET			PRIO			SARA		
	du	ns	we	du	ns	we	du	ns	we	du	ns	we
ASSI	2.3	9.3	2.5	6.3	19	4.1	5.6	15	3.0	4.3	13	3.4
CTOR	0.84	0.90	5.2	4.8	3.1	14	4.9	2.7	11	4.9	1.3	9.0
GTAD	2.6	1.6	5.5	5.4	3.1	12	3.9	2.8	10	3.6	1.9	8.0
MFGN	1.5	4.3	1.4	7.7	15	3.1	4.8	11	3.8	4.3	9.9	1.4

Le ampiezze di picco sono consistenti entro un fattore 1.5-3. valori conservativi) sebbene GAET presenti sistematicamente ampiezze di picco superiori. Il picco e' generalmente associato all'arrivo della fase S diretta tranne in pochi casi isolati (ad esempio, MFGN, componente we).



### Durate

Le durate non sono state calcolate esattamente. E' in ogni caso possibile fare alcune considerazioni qualitative. Le durate associate a GAET e PRIO sembrano essere del tutto consistenti. Una durata efficace minore e' da associare a SARA per la quale la fase iniziale P

presenta ampiezze decisamente inferiori a quelle degli altri metodi. Nel caso analizzato (sorgente puntiforme), non ha senso parlare di durata nel caso del metodo asintotico (ZOLL).

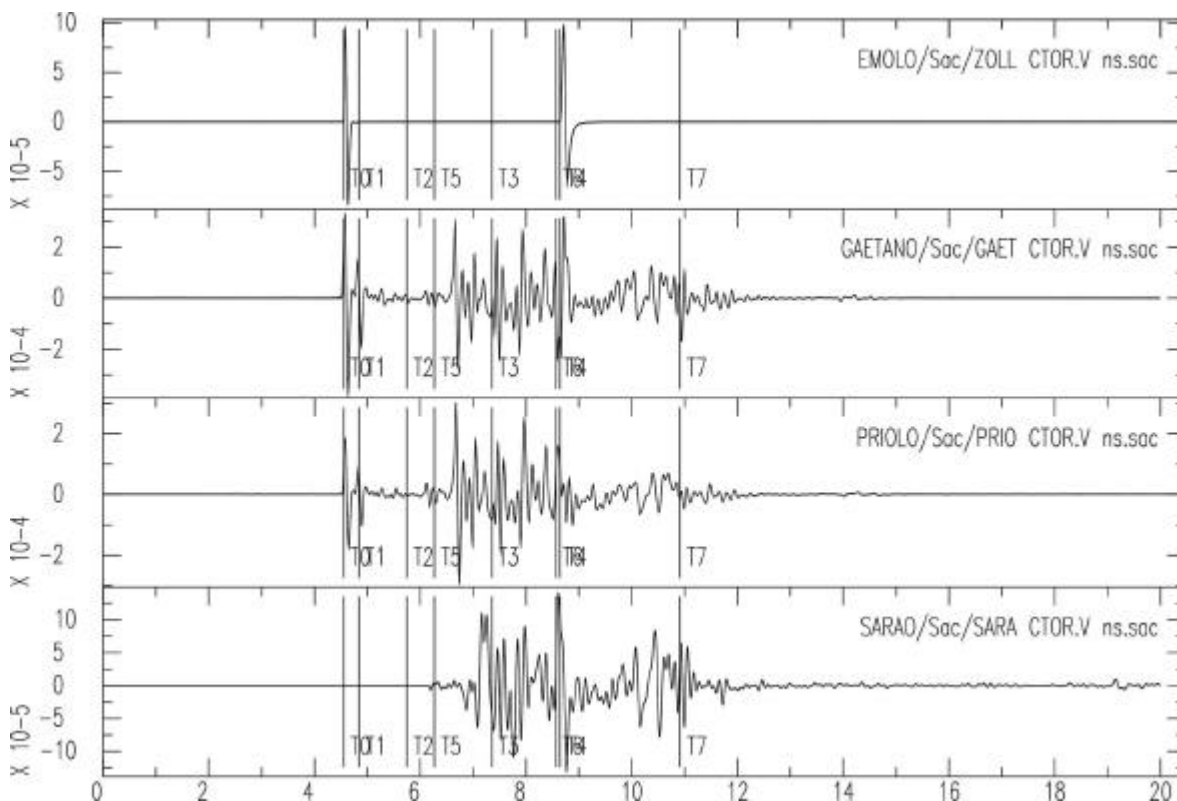
Timing

Nelle figure i diversi tempi indicati sono riferiti alle seguenti fasi:

- T0: onda P diretta
- T1: P\7/P
- T2: P\15/P
- T3: S\15/P
- T4: onda S diretta
- T5: P\7/S
- T6: P\15/S
- T7: S\15/S

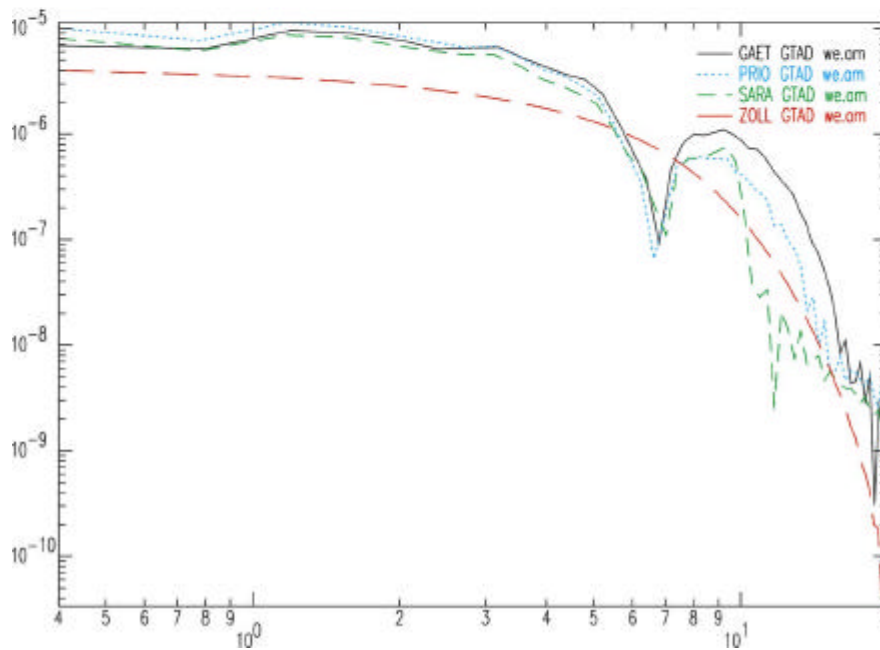
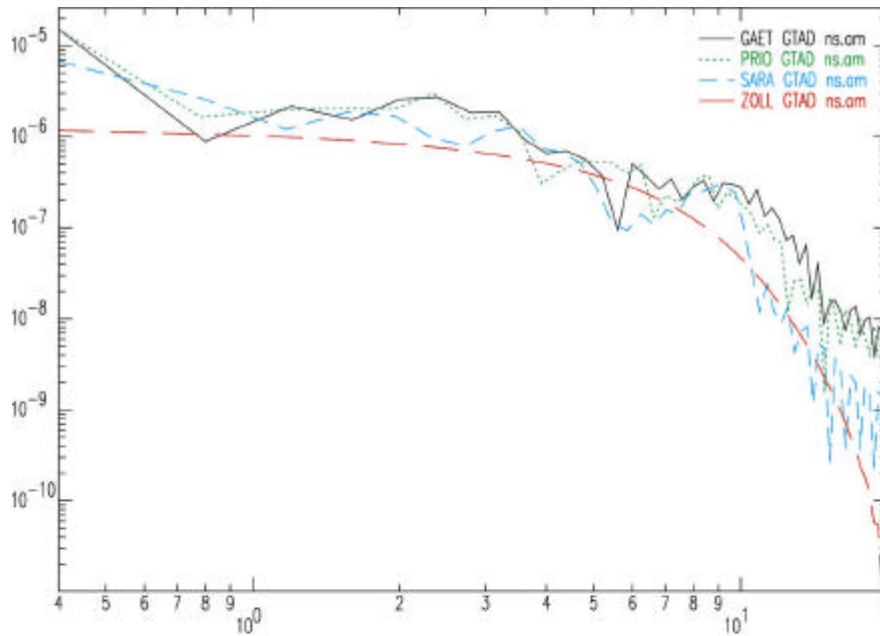
**I tempi teorici sono stati calcolati usando la teoria asintotica.**

In generale il timing delle fasi principali e' sufficientemente accurato ed i metodi campo completo risultano consistenti. La durata dei sismogrammi completi e' controllata dagli arrivi riflessi profondi. Nei casi esaminati (dist < 30 km, profondita' sorgente 6 km) non sono evidenti arrivi di onde superficiali di ampiezza rilevante.



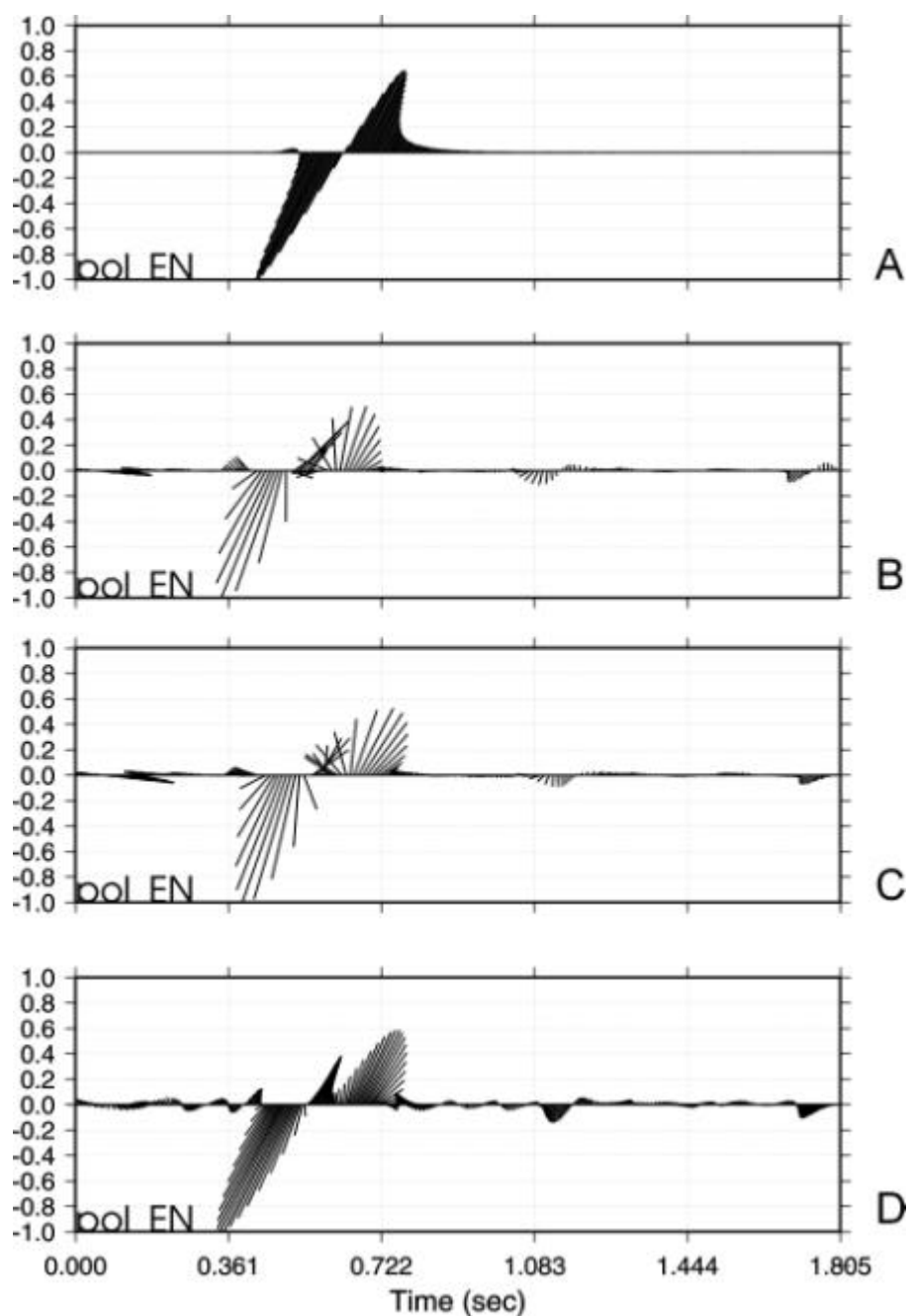
## Spettri

Gli spettri di spostamento della fase S diretta hanno forma simile (plateau e corner frequency). Gli spettri calcolati per i vari metodi sono consistenti entro un valore 1.5-3 nella banda utile (0.5-10 Hz). Gli spettri calcolati con il metodo asintotico sono sistematicamente più bassi degli altri. Il livello spettrale a bassa frequenza e' compatibile con il valore di  $M_0$  assegnato.



## Polarigrammi

La polarizzazione S rende conto della bontà dei metodi a riprodurre il pattern di radiazione della sorgente. Presa come riferimento la polarizzazione calcolata sui sismogrammi ottenuti col metodo asintotico, gli altri metodi riproducono con buona approssimazione la direzione del moto attesa. La maggiore variabilità nel tempo del vettore di polarizzazione e' imputabile all'arrivo concomitante di fasi secondarie.



A. ZOLL - B. GAET - C. PRIO - D. SARA

# Test Source Time Function

## Obiettivo

Questo test è finalizzato al confronto dei sismogrammi ottenuti utilizzando le Source Time Function solitamente adottate dalle diverse unità di ricerca. Il mezzo di propagazione è quello che si utilizzerà nelle simulazione dei processi di frattura sulla faglia di Colfiorito.

Il paragone tra le registrazioni sintetiche ottenute con vari metodi ci permette di stabilire la consistenza delle stime del tempo di arrivo, ampiezza, polarizzazione e forme spettrali delle fasi principali ottenute mediante i diversi metodi.

## Metodi e descrizione del test

Le metodologie utilizzate sono state le seguenti (tra parentesi i ricercatori che hanno svolto il lavoro):

- Teoria asintotica del raggio (Antonio Emolo, UR Zollo, files ZOLL\_\*)
- Numeri d'onda discreti (Gaetano Festa, UR Zollo, files GAET\_\*)
- Wave-number integration method - sorgente triangolare (Alessandro Vuan, UR Priolo, files PRIO\_\*.T\*)
- Wave-number integration method - sorgente Onhaka (Alessandro Vuan, UR Priolo, files PRIO\_\*.O\*)
- Modi normali - sorgente triangolare (Angela Saraò, UR Suhadolc, files SARA\_\*.I\*)
- Modi normali - sorgente Gusev (Angela Saraò, UR Suhadolc, files SARA\_\*.G\*)

Si è simulato un evento (sorgente puntiforme, doppia-coppia) con localizzazione uguale a quella del main shock della sequenza umbro-marchigiana.

In particolare le coordinate ipocentrali fornite sono:

43°01.82'N

12°51.51'E

$Z_{\text{hypo}}$  6km

con i seguenti parametri di meccanismo:

strike 144°

dip 42°

slip -80°

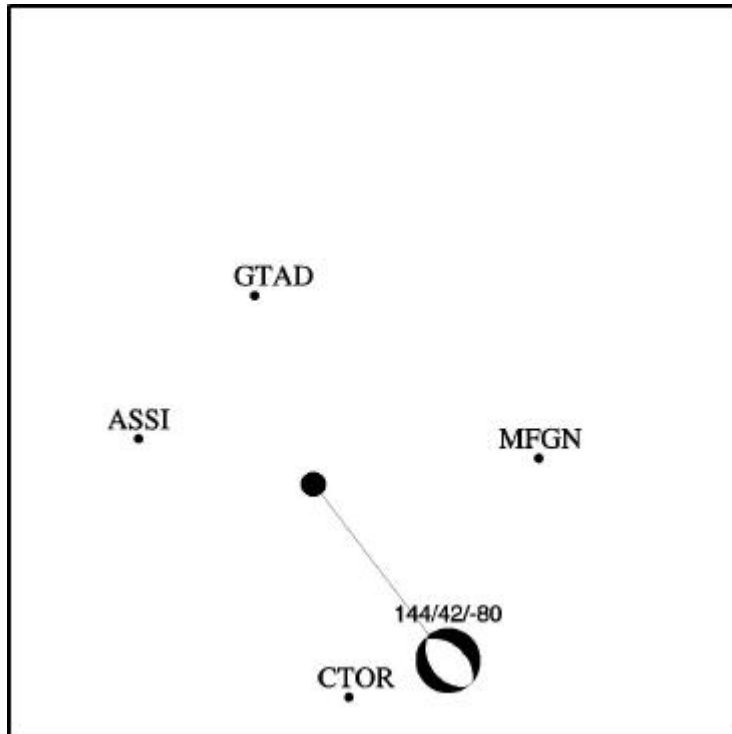
Le stazioni utilizzate per il calcolo sono state:

ASSI 43.08° 12.61°

MFGN 43.06° 13.18°

CTOR 43.25° 12.91°

GTAD 43.23° 12.78°



Il modello di velocità utilizzato presenta una geometria a strati piani e paralleli:

Z [km]	VP [Km/s]	VS [km/s]	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]
0.0	4.25	2.24	2.39
1.0	5.50	2.89	2.65
3.0	5.75	3.03	2.65
5.0	6.00	3.16	2.80
7.0	6.25	3.30	2.80
15.0	6.50	3.42	2.80

Per quanto riguarda l'attenuazione anelastica si è assunto un modello nel quale il fattore di qualità fosse costante ed indipendente dalla frequenza. In particolare

$$Q_p=290$$

$$Q_s=130$$

La durata della STF è assunta pari a 2.7s e area tale da rappresentare un momento sismico pari a  $10^{25}$  dyne cm.

## **Risultati**

Sono stati collezionati i velocigrammi calcolati dai vari gruppi di ricerca. L'analisi effettuata ha riguardato la valutazione dei valori di PGV, una stima qualitativa delle durate dei segnali, il confronto con i tempi di arrivo teorici per alcune fasi sismiche, il calcolo degli spettri di Fourier in velocità e accelerazione e l'analisi dei vettori di polarizzazione.

I segnali sono stati filtrati passa-basso a 10 Hz con un filtro Butterworth a 2 poli.

## PGV

Si riportano i valori di PGV in **cm/s** per le diverse stazioni e per le diverse componenti ottenuti con i diversi metodi di simulazione.

	ZOLL			GAET			PRIO_ONHAKA			PRIO_TRIAN		
	du	ns	we	du	ns	we	du	ns	we	du	ns	we
ASSI	1.8	7.2	2.0	3.1	6.2	2.5	3.1	13	4.7	2.2	4.2	1.7
CTOR	0.6	0.7	4.1	3.0	3.8	4.9	5.5	3.5	11	2.9	1.9	3.4
GTAD	2.0	1.3	4.4	3.0	2.1	4.5	3.1	3.8	11	2.3	1.6	3.3
MFGN	1.1	3.4	1.1	4.1	4.5	3.8	4.0	11	3.3	2.9	3.2	2.7

	SARA_TRIAN			SARA_GUSEV		
	du	ns	we	du	ns	we
ASSI	2.3	3.9	1.3	1.5	1.6	1.1
CTOR	2.9	1.8	3.2	1.6	0.9	2.9
GTAD	2.2	1.4	3.3	1.4	0.9	2.7
MFGN	3.0	3.1	2.5	1.4	2.8	1.2

Le ampiezze di picco sono consistenti entro un fattore 3 (valore conservativo) e sono in generale associate alle componenti orizzontali del mo to del suolo.

## PGA

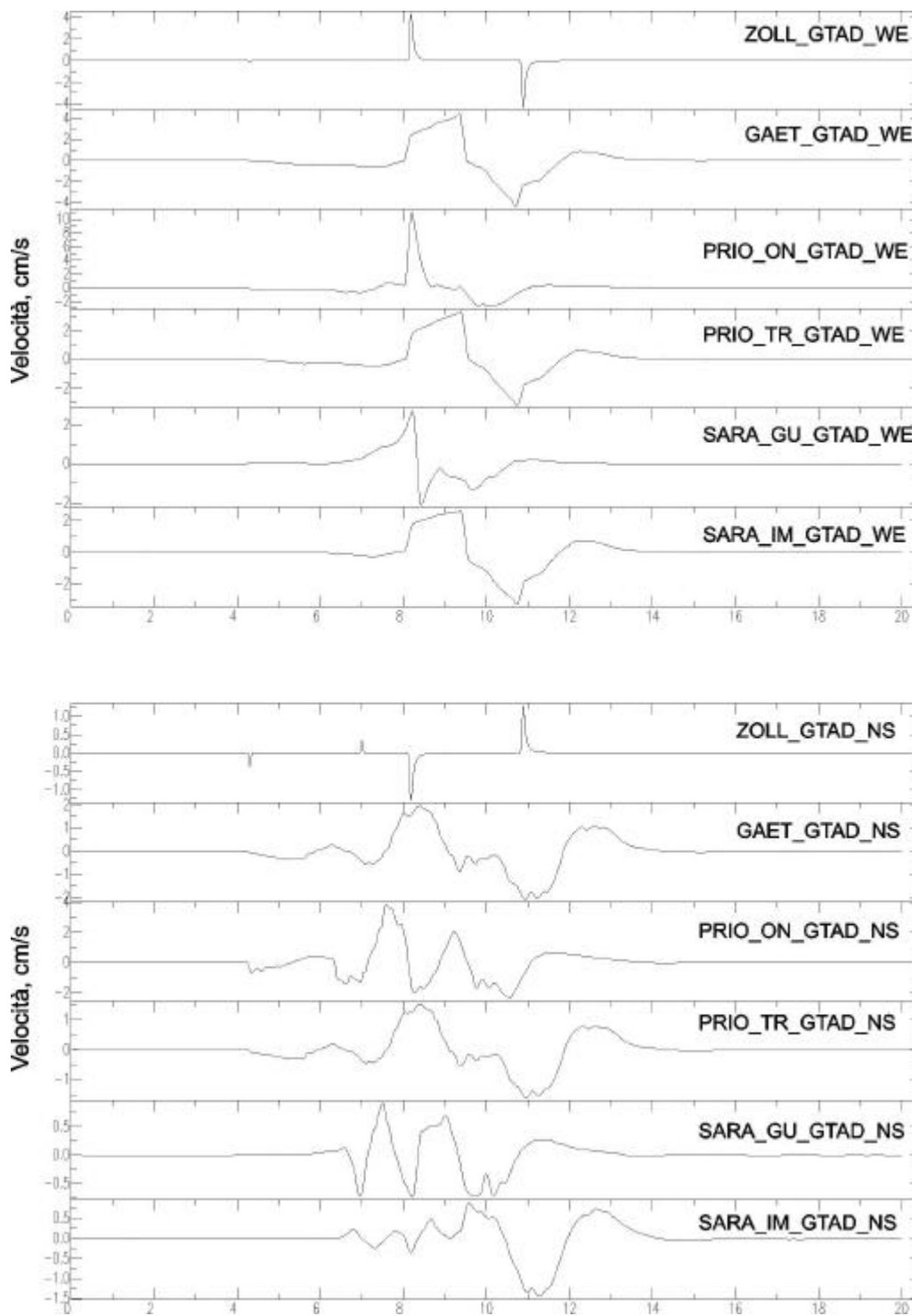
Si riportano i valori di PGV in **cm/s<sup>2</sup>** per le diverse stazioni e per le diverse componenti.

	ZOLL			GAET			PRIO_ONHAKA			PRIO_TRIAN		
	du	ns	we	du	ns	we	du	ns	we	du	ns	we
ASSI	42	168	38	12	50	9.2	35	127	36	7.4	30	6.9
CTOR	25	24	89	11	12	50	53	28	105	15	7.1	28
GTAD	45	28	96	11	8.3	40	25	29	88	7.0	6.4	25
MFGN	46	73	44	23	54	10	41	120	35	12	31	7.7

	SARA_TRIAN			SARA_GUSEV		
	du	ns	we	du	ns	we
ASSI	6.4	29	7.5	9.5	46	11
CTOR	13	4.8	25	20	7.8	42
GTAD	7.1	5.0	22	10	7.7	35
MFGN	10	28	4.7	13	46	6.1



Le ampiezze massime in assoluto sono associate a ZOLL e PRIO\_ONHAKA. Per questi due casi i valori di PGA risultano del tutto compatibili entro un fattore al più pari a 1.5. Nei casi rimanenti le ampiezze massime di accelerazione sono sistematicamente minori (per un fattore 2-3) rispetto a ZOLL e PRIO\_ONHAKA e sono peraltro tra loro compatibili entro un fattore di 1.5.



## **Durate**

Le durate non sono state calcolate esattamente. E' in ogni caso possibile fare alcune considerazioni qualitative. Nel caso analizzato (sorgente puntiforme), non ha senso parlare di durata nel caso del metodo asintotico (ZOLL) in quanto la durata che si ritrova è quella associata alla durata della funzione sorgente (2.7 s). Le durate associate a GAET e PRIO sembrano essere del tutto consistenti. Una durata efficace minore e' da associare a SARA per la quale la fase iniziale P sembra essere del tutto assente. Per GAET, PRIO\_TRIANGOLO e SARA\_IMPULSO la durata risulta determinata dalla sovrapposizione di fasi secondarie, sovrapposte alla sorgente, peraltro visibili sulle funzioni di Green determinate nel Blind\_Test\_1 (ad esempio, S\15/S, corrispondente a T7). Per PRIO\_ONHAKA e SARA\_GUSEV le durate sono minori rispetto agli altri casi forse per una non corretta durata della STF.

## **Timing**

Nelle figure i diversi tempi indicati sono riferiti alle seguenti fasi:

T0: onda P diretta  
T1: P\7/P  
T2: P\15/P  
T3: S\15/P  
T4: onda S diretta  
T5: P\7/S  
T6: P\15/S  
T7: S\15/S

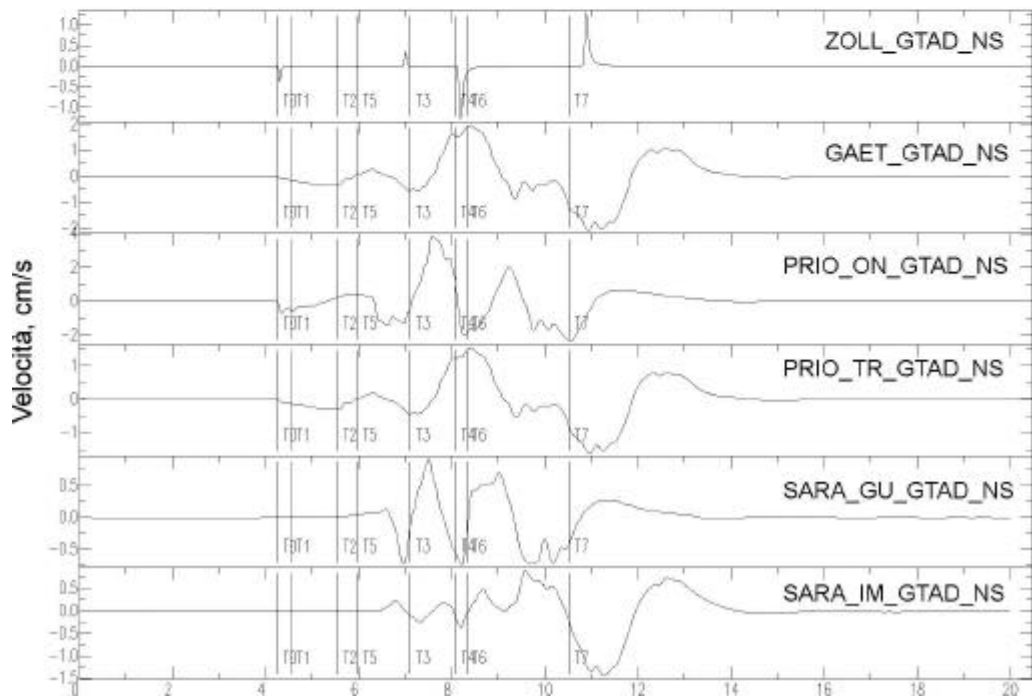
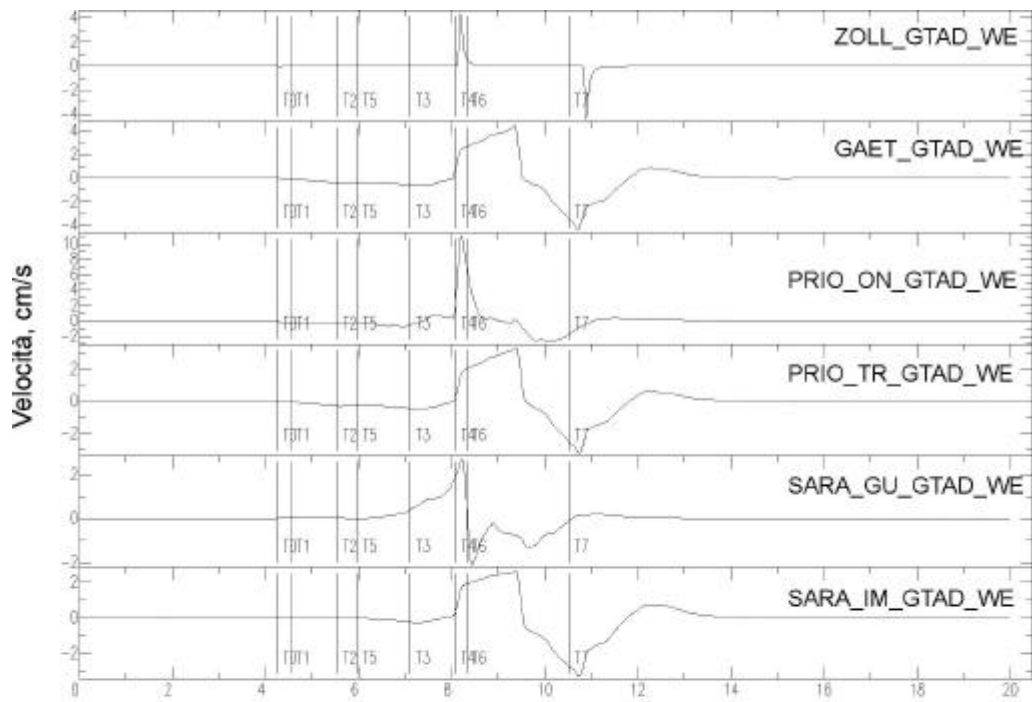
I tempi teorici sono stati calcolati usando la teoria asintotica.

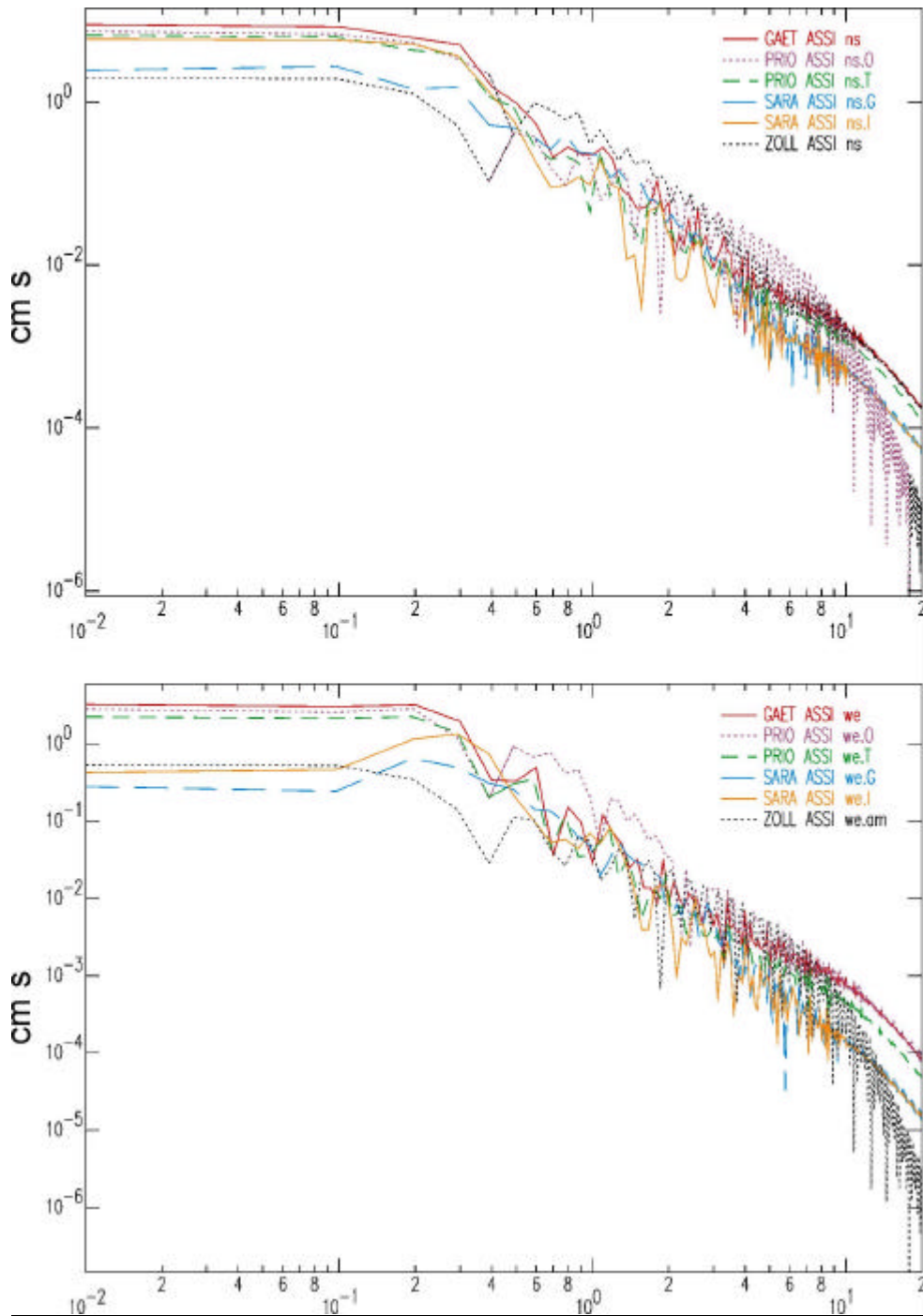
In generale il timing delle fasi principali e' sufficientemente accurato ed i metodi campo completo risultano consistenti. La durata dei sismogrammi completi e' controllata dagli arrivi riflessi profondi. Nei casi esaminati (dist < 30 km, profondita' sorgente 6 km) non sono evidenti arrivi di onde superficiali di ampiezza rilevante. Risultano abbastanza evidenti gli arrivi delle fasi S.

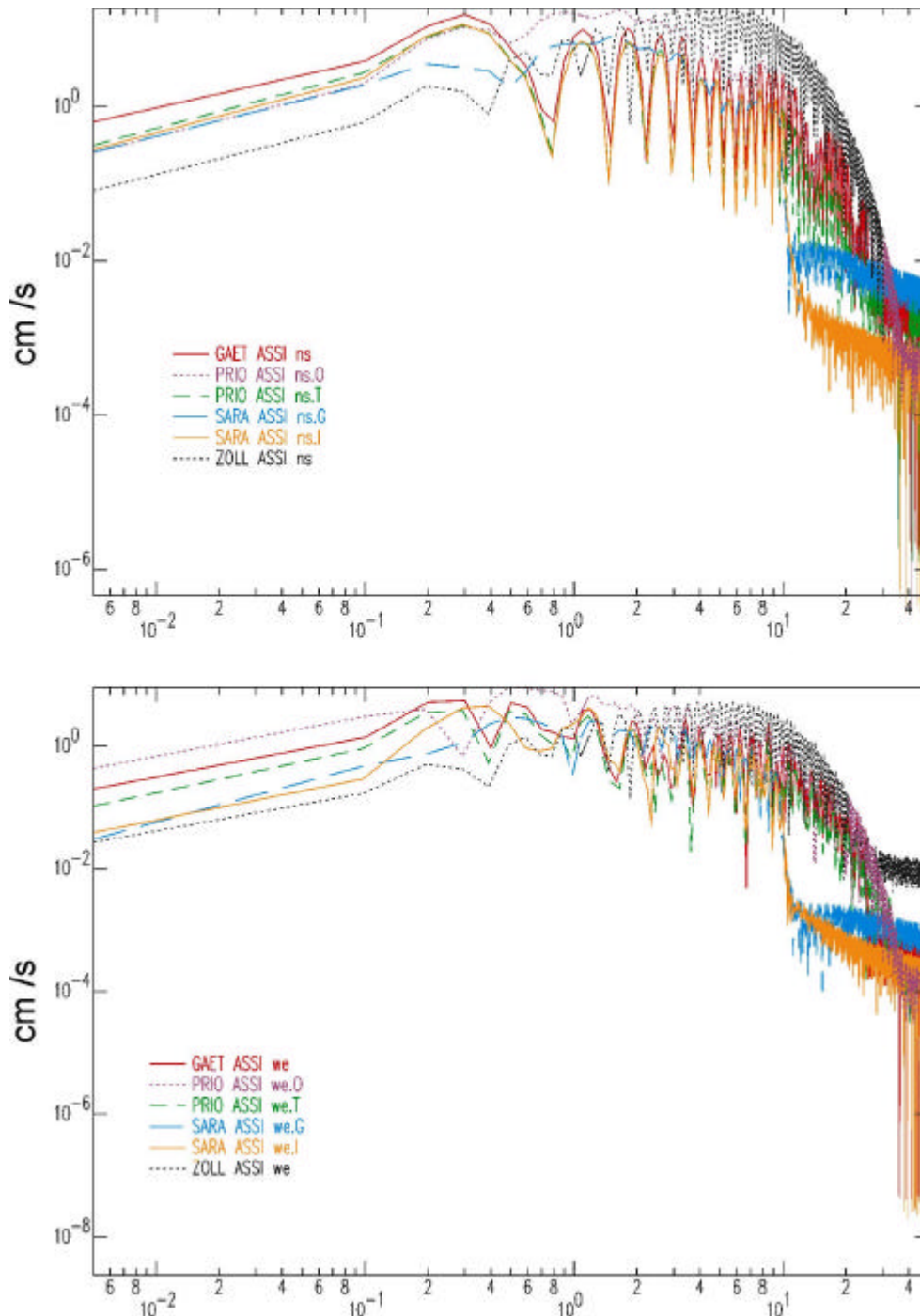
## **Spettri**

Gli spettri di spostamento della fase S diretta hanno forma simile (plateau e corner frequency). Gli spettri calcolati per i vari metodi sono consistenti entro un valore 1.5-3 nella banda utile (0.5-10 Hz). Gli spettri calcolati con il metodo asintotico sono sistematicamente più bassi degli altri. Il livello spettrale a bassa frequenza e' compatibile con il valore di  $M_0$  assegnato. Alcune considerazioni possono essere fatte per quanto riguarda gli spettri associati alle componenti del moto del suolo più energetiche rispetto a quelli associati alle componenti meno energetiche. Nel primo caso, i livelli a bassa frequenza sono compatibili al più entro un fattore 1.5. Nel secondo caso la discrepanza è pari a circa un ordine di grandezza. Questo fenomeno si giustifica a partire dalle serie temporali. La forma dei sismogrammi relativi alle componenti più energetiche è in pratica quella della funzione sorgente utilizzata che risulta essere dominante rispetto agli effetti di propagazione per il range di distanze in gioco. Tale forma risulta notevolmente modificata per le componenti meno energetiche dall'arrivo di fasi secondarie che influenzano sensibilmente la forma della STF. La corner frequency è compresa tra 0.3 e 0.4 Hz ed è del tutto compatibile con la durata della STF (2.7 s).

Considerazioni del tutto analoghe possono essere fatte per gli spettri di accelerazione.

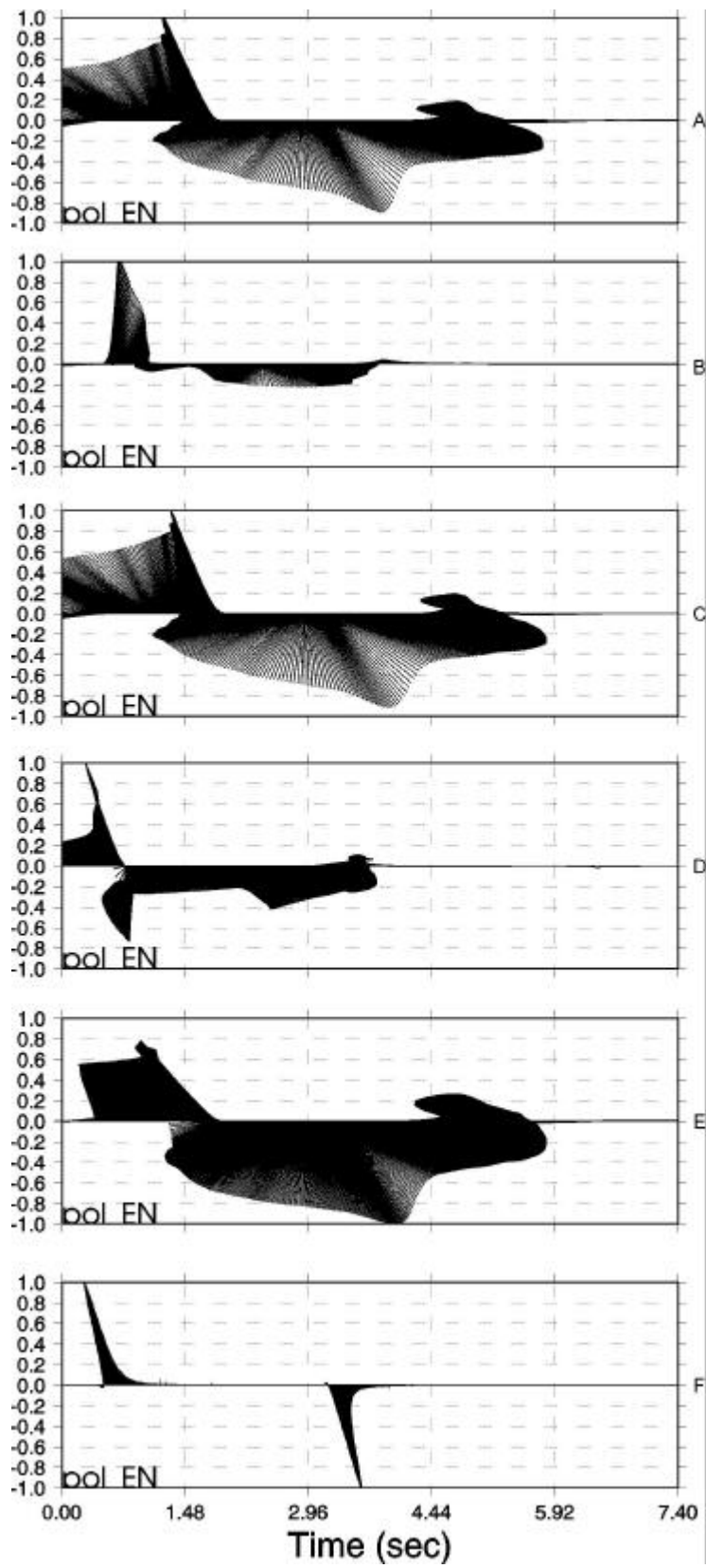






## Polarigrammi

La polarizzazione S rende conto della bontà dei metodi a riprodurre il pattern di radiazione della sorgente. Presa come riferimento la polarizzazione calcolata sui sismogrammi ottenuti col metodo asintotico, gli altri metodi presentano una maggiore variabilità nel tempo del vettore di polarizzazione imputabile all'arrivo concomitante di fasi secondarie. Vale, in pratica, lo stesso commento fatto a proposito degli spettri.



Polarigrammi per la stazione MFGN. A. GAET; B. PRIO\_O; C. PRIO\_T; D. SARA\_G; E. SARA\_I; F. ZOLL