

La crisi sismica in Emilia del Maggio - Giugno 2012 e la tettonica attiva in Appennino settentrionale

Vincenzo Picotti

Geologo, Università degli Studi di Bologna

INTRODUZIONE

Gli eventi sismici che si sono susseguiti nel territorio Emiliano-Romagnolo a partire dal 20 Maggio 2012, per quanto inaspettati, non sono stati di magnitudo maggiore di quella indicata dalle mappe di pericolosità. Come ogni volta, la natura ci ha offerto una possibilità di verificare la nostra preparazione ad affrontare eventi, che non sono calamità naturali, perché anticipati nei loro effetti dalla comunità scientifica. Al limite, dovremmo chiamarli "calamità artificiali". Dal punto di vista geologico, la crisi sismica è stata l'occasione di verificare lo stato delle nostre conoscenze, insieme all'adeguatezza delle applicazioni delle stesse ai fini di prevenzione strutturale. Due sono i livelli di conoscenze geologiche che richiedono una particolare attenzione e verifica a seguito degli eventi: la tettonica attiva della regione, finalizzata al miglioramento delle mappe di pericolosità e la conoscenza dettagliata delle caratteristiche stratigrafiche-geotecniche del primo sottosuolo, finalizzata alla realizzazione della microzonazione.

Mentre il secondo è parte del lavoro di questi mesi dei geologi professionisti, che dovranno utilizzare tutti i mezzi a loro disposizione per mettere a punto mappe di amplificazione dell'accelerazione sismica, in questa breve nota mi concentrerò sul primo aspetto, cioè sulle conoscenze che abbiamo acquisito in seguito a questi eventi sismici, anche in seguito ai lavori prontamente realizzati da un numero notevole di colleghi che hanno operato in modo efficace nei primissimi giorni successivi alla prima scossa principale. Ricordo che i risultati di questi lavori preliminari sono stati pubblicati in un tempestivo volume speciale di *Annals of Geophysics* (*Annals of Geophysics*, 55, 4, 2012; doi: 10.4401), che invito i lettori a consultare.

I PRINCIPALI MODELLI A CONFRONTO

Numerosi sono i lavori che hanno trattato la tettoni-

ca della parte frontale dell'Appennino settentrionale, specialmente dopo che le cosiddette pieghe sepolte, evidenziate a partire dagli anni '40 del secolo scorso, sono state descritte come un prisma deformato da pieghe e sovrascorrimenti da Pieri e Groppi nel 1981.

I modelli cinematici differiscono in alcuni aspetti di fondo, che cercherò di sintetizzare di seguito:

- sostanziale continuità cinematica tra il Messiniano superiore e il Pleistocene-Olocene, con scollamento basale del prisma deformato alla base dei sedimenti che immerge verso la catena con angoli variabili. All'interno di questo modello, accettato da una grande parte degli autori (e.g. Boccaletti *et al.*, 1985; Castellarin *et al.*, 1985; Doglioni, 1993; Scrocca *et al.*, 2007), le varianti riguardano la possibilità di attivazione di una struttura fuori sequenza al fronte del rilievo appenninico, per spiegarne il rilievo. Questa struttura è stata nominata *Pedeappennine Thrust Front* da Boccaletti *et al.*, 1985, ed è considerata da diversi autori come una faglia inversa che taglia i depositi Pleistocenico-Olocenici al fronte montano (e.g. Boccaletti *et al.*, 2010).
- Cambiamento delle geometrie del prisma deformato, avvenuto intorno a 1 Milione di anni fa, con progressiva disattivazione dello scollamento attivo in tempi Messiniano - Pleistocene inferiore, e attivazione di uno o più piani di scollamento più profondi. Questo cambio di geometrie provoca un ispessimento del prisma deformato, fenomeno osservato in molti margini attivi e spesso descritto come passaggio da accrezione frontale (*frontal accretion*) a erosione della subduzione (*subduction erosion*). Una prima proposta di questo tipo proviene da Lavecchia *et al.*, 2003, i quali interpretano la distribuzione dei sismi ipotizzando la presenza di un sovrascorrimento a scala litosferica, che affiora in superficie nel già citato lineamento pedeappenninico (PTF). Picotti e Pazzaglia nel 2008, propongono che la struttura profonda, espressione crostale del piano di subduzione, si sviluppi in cor-

rispondenza del fronte appenninico, ove costituisce una rampa che assorbe la maggior parte del raccorciamento dovuto alla subduzione. Caratteristica di questa rampa, riconosciuta attraverso lo studio dei depositi alluvionali della Valle del Reno presso Bologna, è di essere cieca per la terminazione della faglia a profondità di 15-17 km. Inoltre, il modello cinematico restituisce un valore di raccorciamento associato a questa struttura di circa 2.3 mm/anno.

Uno dei problemi principali affrontati dai ricercatori negli anni passati riguarda la valutazione dell'attività delle strutture sepolte in Pianura Padana. Infatti, il primo modello cinematico qui presentato prevede che l'attività tettonica si concentri sul fronte dei sovrascorrimenti attualmente sepolto (nel nostro caso il cosiddetto arco di Ferrara), mentre nel secondo modello cinematico la deformazione avviene nella maggior parte al fronte montano, localizzato 20-50 km più a sud. Dunque, la localizzazione e quantificazione dell'attività delle pieghe e sovrascorrimenti nel cuneo deformato è di fondamentale importanza per ricostruire la storia di deformazione e le modalità con cui si ripartisce nella crosta superiore il raccorciamento legato alla subduzione.

ATTIVITÀ DELLE STRUTTURE TETTONICHE SEPOLTE

In letteratura sono presenti alcuni lavori che hanno messo in evidenza la possibile attività di faglie sepolte tra il fronte del rilievo appenninico e la Pianura Padana. Mentre negli anni '70 e '80 l'attenzione si concentrava sulle faglie di superficie, per es. la famosa struttura di Correggio e altre (Pellegrini e Vezzani, 1978, Bartolini *et al.*, 1982), dagli anni '90 la comunità scientifica si è focalizzata più sulle strutture sepolte, la cui attività è più difficile da riconoscere in superficie. Nel 2003 esce una raccolta delle anomalie del drenaggio principale in Pianura Padana, ad opera di un gruppo di lavoro dell'INGV di Roma (Burrato *et al.*, 2003).

Questo lavoro, che è servito come base per il riconoscimento della pericolosità sismica di molte delle strutture, presenti nel catalogo DISS, ne ha individuato l'attività basandosi sulle anomalie del drenaggio. Tra le altre strutture, anche quella di Mirandola viene suggerita dall'analisi dell'andamento del Secchia e del Panaro. Questo lavoro, tuttavia è stato oggetto di critiche per i suoi aspetti di analisi geomorfologica, poiché non ha preso in considerazione tutti gli interventi antropici che si sono susseguiti dalla colonizzazione romana della

Pianura, e che sono particolarmente impattanti sia sulle brusche diversioni dei corsi d'acqua, che sul loro comportamento di incisione. Difficile dunque per la comunità scientifica accettare *in toto* i risultati di questo catalogo, che attribuiva tanto peso all'andamento in pianta dei fiumi principali e alla localizzazione dell'incisione. Successivi lavori hanno affrontato il problema con un approccio più stratigrafico.

Questo è il caso di Scrocca *et al.* (2007), i quali analizzano la struttura di Mirandola e ne ricostruiscono il movimento verticale del culmine dell'anticlinale, relativamente al ventre della sinclinale adiacente. Poiché il dibattito verteva sull'importanza del processo di compattazione nel definire i tassi di movimento verticale, gli autori correggono per la compattazione gli spessori dei sedimenti diversi intervalli di tempo analizzati. I risultati mostrano una progressiva diminuzione di attività di sollevamento della piega nell'ultimo Milione di anni, da 0.5 mm/anno ai 0.16 degli ultimi 0.12 Ma (Scrocca *et al.*, 2007).

Nel 2008 Picotti e Pazzaglia presentano i tassi di sollevamento della struttura che sottende il fronte montano dell'Appennino. I risultati mostrano una tendenza opposta alla struttura di Mirandola, con un sollevamento del culmine dell'anticlinale in crescita nell'ultimo Milione di anni, con un aumento da 0.2 a oltre 1.5 mm/anno. Negli ultimi anni, la tecnologia GPS ha permesso di ricostruire con sempre maggiore precisione il campo di velocità della superficie geodetica, con il risultato di poter quantificare gli spostamenti lungo le strutture. In un primo lavoro, Serpelloni *et al.* (2005) hanno dimostrato che tutto il settore padano dell'Appennino è in raccorciamento di circa 0.8 mm/anno in direzione nord-est. Recentemente Bennett *et al.* (2012) pubblicano una sintesi di anni di esperimenti con una fitta rete di antenne permanenti e temporanee. I risultati, più raffinati rispetto ai precedenti lavori mostrano un campo di velocità compressivo, con il massimo gradiente di velocità orizzontale di circa 2.9 mm che si realizza tra il crinale ed il fronte pedeappenninico. Nella Pianura Padana le velocità in raccorciamento sono nell'ordine dei decimi di mm. Nel lavoro di Cuffaro *et al.* (2010), invece, il campo di velocità in Pianura Padana, anche se costruito con un numero di misure molto inferiore, mostrava un gradiente importante nell'area della struttura di Mirandola.

In sintesi, i dati geologici e geodetici convergono a definire che il raccorciamento nell'Appennino settentrionale avviene in una fascia ristretta di 40-60 km, con velocità di oltre 2 mm/anno al di sotto della catena, e di pochi decimi di mm/anno in Pianura Padana.

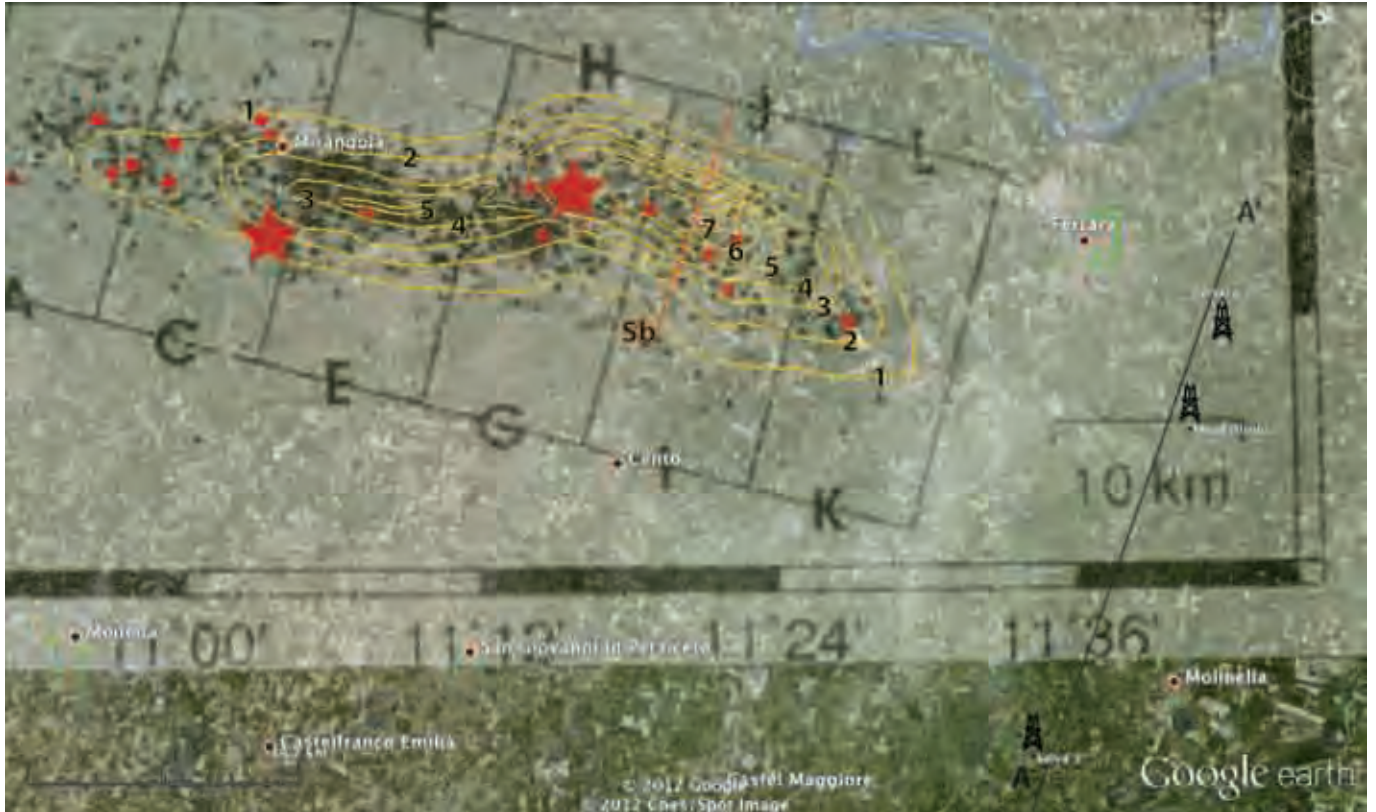


Figura 1 – Rappresentazione in pianta degli epicentri dei sismi localizzati da Marzorati et al. (2012). In rosso le scosse principali (stella per le scosse > M5.5). GH è il settore i cui sismi sono riportati sulla sezione di Fig. 2. Sb è il profilo di variazione geodetica (tratto da Pizzi e Scisciani, 2012) riportato sopra la sezione di Fig. 2. I numeri delle isocinetiche sono frange dell'interferometria, ognuna corrispondente a 3 cm di sollevamento. In nero è riportata la traccia della sezione e di pozzi di taratura della sezione.

GLI ASPETTI CINEMATICI DEI TERREMOTI

E' ormai noto che i meccanismi focali dei sismi di Maggio_Giugno 2012 sono di tipo compressivo, con assi di massima compressione orientati circa N-S (Pondrelli et al., 2012). La rilocalizzazione dei sismi di *aftershock* (Marzorati et al., 2012) ha permesso di visualizzare i segmenti di faglia che si sono attivati con gli eventi sismici. Da questa analisi (Fig. 1) emerge che i sismi sono distribuiti intorno a due piani distinti: quello associato all'evento del 20 Maggio, il più orientale, immerge di circa 45° verso SSW, mentre quello del 29 Maggio è subverticale e immerge di oltre 80° verso SSW. Si tratta di piani di circa 25 km di ampiezza in pianta, mentre in profondità la distribuzione dei sismi varia dai 5 ai 15 km per il piano orientale, dai 5 ai 20 km per il più occidentale e subverticale.

In Fig. 2, alla sezione geologica presentata da Picotti e Pazzaglia (2008) sono sovrapposti i sismi di *aftershock*, tratti da uno dei profili di Marzorati et al. (2012) che tagliano il piano più prossimo alla traccia della sezione. Nella versione originale, questa sezione metteva in evidenza come attiva una faglia inclinata di circa 50° verso SSW, presente nel basamento con terminazione intorno ai 15 km di profondità. Questa struttura era considerata

dagli autori la più attiva del sistema in compressione e responsabile del sollevamento del fronte appenninico. Nella nuova versione di Fig. 2, si ipotizza che questa struttura sia cinematicamente connessa verso nordest con la struttura responsabile dei sismi di Maggio 2012. Questa ipotesi propone la presenza di un livello di scollamento che rispecchia come geometria quello presente alla base della serie sedimentaria, ma più profondo nel basamento e che prosegue verso la catena inflettendosi a sudovest e raggiungendo i 40 km di profondità all'altezza dello spartiacque della catena. In questo quadro, si può interpretare come faglia inversa collegata allo scollamento principale anche la struttura responsabile del sisma di Monghidoro del 2003 (Mw 5.3, Piccinini et al., 2006), che viene localizzata in Fig. 2.

Il collegamento cinematico delle strutture che hanno dato i sismi con il livello di scollamento profondo è abbastanza plausibile per la struttura più occidentale, in cui i sismi arrivano fino ai 20 km di profondità, e sono distribuiti in verticale, tagliando quindi ad alto angolo il piano di scollamento superiore attivo in precedenza. Invece, per la struttura più orientale l'interpretazione è più problematica: la scossa principale (stella rossa in Fig. 2) si va a posizionare in prossimità dello scollamento superiore, e

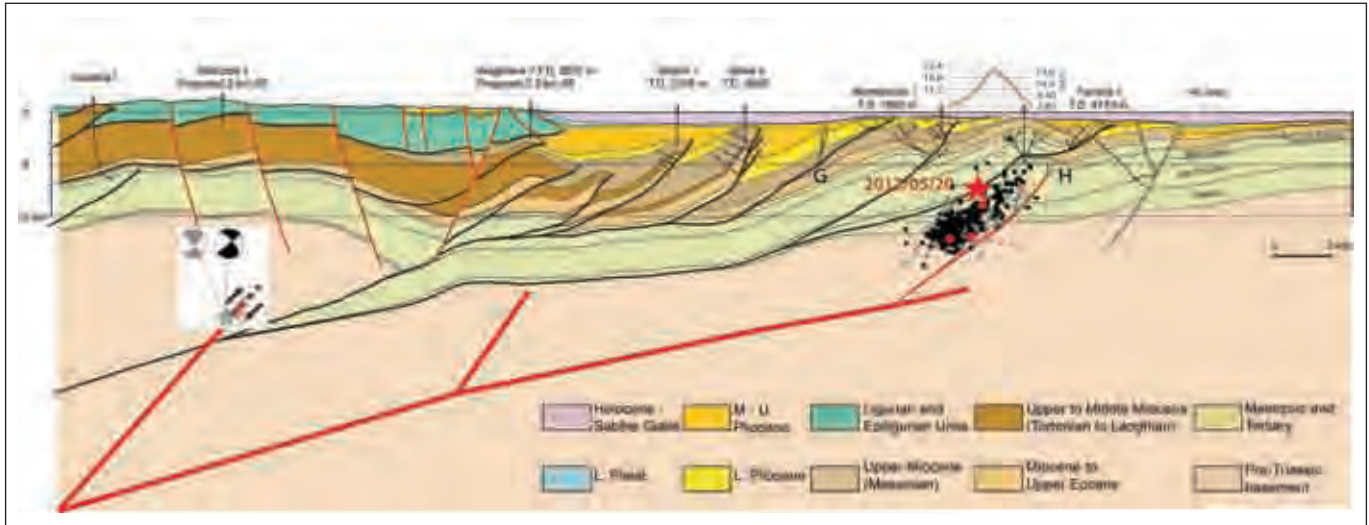


Figura 2 – Sezione geologica della parte in compressione dell'Appennino settentrionale (modificata da Picotti e Pazzaglia, 2008). Le faglie in rosso sono quelle considerate attive. Sono riportati i terremoti localizzati nel settore GH da Marzorati et al. (2012), ed i movimenti verticali positivi, tratti da dati interferometrici (sezione Sb di Pizzi e Scisciani, 2012).

tuttavia il corteggio di sismi minori si sviluppa quasi tutto al di sotto di essa, pur mantenendo una immersione compatibile con quella dello scollamento superiore. Bisogna tener presente che la scossa principale non è stata localizzata con la stessa precisione di quelle di *aftershock*. Dunque è possibile che sia stata attivata una faglia inversa che taglia il basamento, già ipotizzata nel profilo originale di Picotti e Pazzaglia (2008) e segnata in rosso in Fig. 2. Infine, la culminazione della piega co-sismica (Fig. 2), ricostruita da Pizzi e Scisciani (2012) nella parte orientale della struttura sismica a partire dai dati interferometrici, non coincide né come posizione del piano assiale, né come lunghezza d'onda con la piega visibile in sismica e associata al sovrascorrimento che segue lo scollamento superiore.

Dunque, anche se alcuni dati lasciano spazio ad interpretare come attivo lo scollamento superiore, la maggior parte dei dati cinematici è meglio inquadrata, a mio avviso, dalla ipotesi di una struttura profonda, presentata in Fig. 2.

DISCUSSIONE

Nel loro insieme i dati presentati possono essere inquadrati nel tempo per permettere una discussione più generale.

La struttura anticlinale che si è sviluppata a seguito dei movimenti co-sismici dei principali terremoti si è sollevata al culmine di circa 16 – 20 cm. Se confrontata con il tasso di sollevamento medio degli ultimi 125 ky di Scrocca et al. (2007) (0.16 mm/anno), si può ipotizzare che il tempo di ritorno per un evento di questa magnitudo sia di 1000

anni circa, assumendo per semplicità che la struttura anticlinale co-sismica sia la stessa di quella analizzata da Scrocca et al. (2007). Questo tasso di deformazione verticale è simile anche per i movimenti orizzontali, poiché i piani di movimento responsabili di queste pieghe sono circa inclinati 45°. Il raccorciamento medio su questa struttura frontale sarebbe quindi di circa 0.16 mm/anno. Dunque sarebbe verificata la stabilità geologica del campo di velocità ricostruito grazie ai dati recenti di Bennett et al. (2012), cioè che il raccorciamento nella parte frontale del prisma deformato appenninico è dell'ordine di pochi decimi di mm/anno.

Una conseguenza di questo fatto è che la struttura che sta accumulando più deformazione è quella che sta al di sotto del margine pedeappenninico. Essa, infatti, è capace di accumulare tra 2.3 e 2.9 mm/anno di raccorciamento, a seconda delle ricostruzioni, rispettivamente geologica e geodetica. Anche i tassi di sollevamento della struttura pedeappenninica sono analoghi. Noi non sappiamo quanto di questa deformazione si traduca in *creep* asismico e quanto vada ad accumularsi nella componente sismogenetica della struttura, tuttavia è chiaro che il potenziale sismico della struttura pedeappenninica è più elevato, fino ad un ordine di grandezza in più, e potrebbe generare terremoti forti >M 6.

CONCLUSIONI

Gli eventi sismici di Maggio – Giugno 2012 permettono di aggiornare le conoscenze sulla tettonica attiva dei settori frontali dell'Appennino settentrionale. Le strutture tetto-

niche che si sono attivate con il sisma, illuminate con la rilocalizzazione dei sismi di *aftershock*, possono essere inserite nel quadro strutturale noto per la regione, anche se con alcuni problemi. Secondo lo scrivente, la migliore interpretazione in profondità è che le strutture attivate siano rampe connesse cinematicamente con una superficie di scollamento profonda, localizzata nel basamento. Questa struttura sarebbe la prosecuzione verso nord-est della struttura già delineata in un precedente lavoro. Dal punto di vista cinematico, possiamo dire che le strutture attivate hanno assorbito la quantità di raccorciamento che può essersi accumulata in circa 1000 anni, venendo a delineare un possibile tempo di ritorno medio per questo tipo di eventi.

Questi eventi sismici hanno quindi confermato le ricostruzioni geologiche e geodetiche, che localizzano la maggior parte della deformazione legata alla subduzione appenninica in profondità al di sotto dell'area di catena. La struttura più pericolosa dal punto di vista sismogenetico rimane quella al di sotto del fronte appenninico, fortunatamente a profondità di oltre 15 km.

BIBLIOGRAFIA

- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZOTTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. AND FRANCAVILLA F. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale*. Note illustrative. Boll. Soc. Geol. It. 101, 523-549.
- BENNETT R. A., E. SERPELLONI, S. HREINSDÓTTIR, M. T. BRANDON, G. BUBLE, T. BASIC, G. CASALE, A. CAVALIERE, M. ANZIDEI, M. MARJONOVIC, G. MINELLI, G. MOLLI, AND A. MONTANARI, 2012. *Syn-convergent extension observed using the RETREAT GPS network, northern Apennines, Italy*, Journal of Geophysical Research, VOL. 117, B04408, doi:10.1029/2011JB008744
- BOCCALETTI, M., M. COLI, C. EVA, G. FERRARI, G. GIGLIA, A. LAZZAROTTO, A. MERLANTI, F. NICOLICH, R. PAPANI, AND G. POSTPISCHL (1985), *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*, Tectonophysics, 117, 7-38.
- BOCCALETTI M., G. CORTI AND L. MARTELLI, 2010 *Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy)*. Int. J Earth Sci. (Geol Rundsch.) DOI 10.1007/s00531-010-0545-y
- BURRATO, P., F. CIUCCI, AND G. VALENSISE (2003). *An inventory of river anomalies in the Po Plain, northern Italy: Evidence for blind thrust faulting*. Ann. Geophys., 46, 865-882.
- CASTELLARIN, A., C. EVA, C. GIGLIA, AND G. B. VAI (1985), *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*, G. Geol., 47, 47-76.
- CUFFARO M., RIGUZZI F., SCROCCA D., ANTONIOLI F., CARMINATI E., LIVANI M., AND DOGLIONI C., 2010, *On the geodynamics of the northern Adriatic plate Rend. Fis. Acc. Lincei* 21 (Suppl 1):S253-S279 DOI 10.1007/s12210-010-0098-9
- DOGLIONI C (1993) *Some remarks on the origin of foredeeps*. Tectonophysics 228(1-2): 1-20.
- LAVECCHIA, G., P. BONCIO, AND N. CREATI (2003A), *A lithospheric-scale seismogenic thrust in central Italy*, J. Geodyn., 36, 79-94.
- MARZORATI S, CARANNANTE S, CATTANEO M, D'ALEMA E., FRAPPICINI M, LADINA C, MONACHESI G., AND SPALLAROSSA D., 2012. *Automated control procedures and first results from the temporary seismic monitoring of the 2012 Emilia sequence Annals of Geophysics*, 55, 4, 2012; doi: 10.4401/ag-6116.
- PELLEGRINI M. AND VEZZANI L., 1978. *Faglie attive in superficie nella Pianura Padana presso Correggio (Reggio Emilia) e Massa Finalese (Modena)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 1:141-149.
- PICCININI, D., C CHIARABBA AND P. AUGLIERA 2006, *Compression along the Northern Apennines? Evidence from the Mw 5.3 Monghidoro earthquake.*, Terra Nova, 18, 89 - 94.
- PICOTTI V. AND F. J. PAZZAGLIA (2008), *A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy)*, J. Geophys. Res., 113, B08412, doi:10.1029/2007JB005307
- PIERI, M., AND G. GROPPI (1981), *Subsurface geological structure of the Po Plain*, Publications 414, P.F. Geodinamica, CNR, 23 pp., CNR, Rome.
- PIZZI A. AND V. SCISCIANI, 2012, *The May 2012 Emilia (Italy) earthquakes: preliminary interpretations on the seismogenic source and the origin of the coseismic ground effects*. Annals of Geophysics, 55, 4, 2012; doi: 10.4401/ag-6171.
- PONDRELLI S., SALIMBENI S., PERFETTI P., AND DANECEK P., 2012. *Quick regional centroid moment tensor solutions for the Emilia 2012 (northern Italy) seismic sequence Annals of Geophysics*, 55, 4, 2012; doi: 10.4401/ag-6146.
- SCROCCA, D., E. CARMINATI, C. DOGLIONI, AND D. MARCANTONI (2007), *Slab retreat and active shortening along the Central-Northern Apennines, in Thrust Belts and Foreland Basins, From Fold Kinematics to Hydrocarbon System*, edited by O. Lacombe and F. Roure, pp. 471 - 487, Springer Verlag, Berlin.
- SERPELLONI, E., M. ANZIDEI, P. BALDI, G. CASULA, AND A. GALVINI (2005), *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks*, Geophys. J. Int., 161, 861-880.