

# **Livellazione di alta precisione, DInSAR ed effetti geologici nell'area Emiliana interessata dal terremoto del maggio 2012**

Bignami C., Stramondo S.) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italia

Bondesan A.) Consorzio di Bonifica Pianura di Ferrara, Ferrara, Italia

Caputo R, Mantovani A.) Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Ferrara, Italia

Pellegrinelli A., Russo P.) Dipartimento di Ingegneria, Università di Ferrara, Italia

**Estratto**

## Introduzione

Nel Maggio del 2012, due terremoti di intensità moderata ( $M_L = 5.9$  e  $5.8$  o  $M_w = 6.1$  e  $5.9$ ; *e.g.* Pondrelli *et al.*, 2012), associati ad una importante sequenza di scosse di assestamento (*e.g.* Saraò and Peruzza, 2012; Scognamiglio *et al.*, 2012), hanno colpito la parte orientale della pianura del Fiume Po, in Italia. Gli elementi morfologici responsabili sono individuabili in due segmenti del sistema di resistenza ad area del substrato Ferrarese, che rappresenta la maggiore porzione frontale della cintura sommersa di avanfossa degli Appennini Settentrionali (Figura 1). In particolare, le due strutture maggiori che si sono riattivate hanno una geometria sinistrorsa largamente sovrascorrente. Entrambe le strutture sismogeniche sono associate ad una faglia *blind* (faglia nascosta), principalmente *dip-slip* inversa (in scivolo inclinato, *e.g.* Scognamiglio *et al.*, 2012; Pondrelli *et al.*, 2012), mentre il segmento sommitale dei piani di scorrimento si stima raggiungano una profondità minima di 3-4 km (Bignami *et al.*, 2012). Come conseguenza delle geometria e della cinematica della faglia, il volume di roccia al di sopra del picco di rottura cosismica è stato caratterizzato da un tipico processo di piegatura “*fault-propagation*” (propagazione di faglia) che ha causato la curvatura della superficie topografica e il conseguente sollevamento della più ampia area epicentrale (Bignami *et al.*, 2012; Salvi *et al.*, 2012).

Nonostante l'alto tasso di sedimentazione che caratterizza la Pianura del Po, il ripetersi di simili terremoti morfogenetici areali (Caputo, 2005) durante il Pleistocene e l'Olocene ha causato effetti cumulativi nella successione stratigrafica contemporanea, ma anche nell'odierna morfologia della regione. Anche se tali variazioni stratigrafiche laterali sono evidenti nella geologia più profonda (Pieri and Groppi, 1981; Boccaletti *et al.*, 2004), esse sono geologicamente sottili nella piatta topografia della pianura alluvionale e potrebbero essere evidenziati solamente tramite un'accurata ispezione della rete idrografica, la quale peraltro mette in luce la presenza di svariate anomalie di drenaggio (*e.g.* Burrato *et al.*, 2003; 2012). Infatti, le suddette anomalie idrografiche sono considerate caratteristiche chiave per documentare la recente attività tettonica delle faglie sottostanti (Basili *et al.*, 2008; DISS WG, 2010) il cui massimo valore sismico strumentale registrato è generalmente scarso probabilmente a causa dei lunghi intervalli di ricorrenza su queste strutture. Questi eventi areali di sollevamento cosismico sono essenziali per comprendere meglio la tettonica sismica di un'area più vasta, quindi per una migliore valutazione della pericolosità sismica della regione, nella presente ricerca si analizzano nel dettaglio le informazioni geodetiche a disposizione in merito al terremoto

dell'Emilia del Maggio 2012 e si confrontano i risultati di due diverse tecniche, ovvero un livellamento terrestre di alta precisione ed un interferometria satellitare (DInSAR technique). Verranno prima brevemente richiamati i principi dei due approcci, discussi due indipendenti risultati ottenuti, quindi verranno comparati con l'obiettivo di evidenziarne i pro ed i contro e la complementarità dei due metodi.

### **Evoluzione idrografica e morfologica della pianura occidentale di Ferrara.**

La morfologia di oggi della pianura occidentale di Ferrara è il risultato diretto della combinazione tra un alto tasso di sedimentazione, l'attività tettonica e diverse compattazioni, così come le ultime variazioni climatiche del Pleistocene-Olocene. Questi fenomeni naturali in base hanno causato diversi movimenti verticali che hanno governato la recente evoluzione idrografica e la largamente variabile distribuzione sedimentaria, sia laterali che verticali. Come conseguenza, la pianura alluvionale è attualmente attraversata da pochi corsi d'acqua principali e secondari, ma è caratterizzata da svariati paleo alvei abbandonati e da diffusi depositi alluvionali. Tutti questi corpi sedimentari rappresentano in genere distinte caratteristiche morfologiche le quali si innalzano altimetricamente rispetto al restante territorio piatto. La loro evidenza topografica (fino a qualche metro) è comunemente proporzionale all'importanza del canale e alla sua età. Tuttavia, durante gli ultimi due millenni, anche le attività antropogeniche hanno giocato un ruolo importante nell'evoluzione del territorio. Come prima approssimazione, il settore occidentale della pianura di Ferrara consiste in un ENE che affonda gradualmente nella superficie topografica in un raggio che va dai 20 m s.l.m. nell'area di Cento ed i 4 m ad est di Ferrara. La pendenza media è circa dello 0.5%, ma dove compaiono locali "anomalie" topografiche dovute alla presenza di argini o roture (entrambi o attivi o abbandonati) la pendenza locale può raggiungere addirittura il 5%. Circa 2500 anni fa, il ramo inferiore del fiume Po scorreva dove sono situate le odierne Ficarolo, Bondeno, Ferrara e Cona, formando il cosiddetto *Po di Ferrara* (*a* in Figura 2).

Nello stesso periodo, che era caratterizzato da un clima prevalentemente temperato, il Fiume Reno scorreva dove ora si trovano San Pietro e Poggio Renatico (*b* in Figura 2). Tra il VI-VIII secolo d.C. il clima fu particolarmente umido e le precipitazioni nella regione abbondanti (il cosiddetto "*deluge*", o diluvio, a cui si riferisce Paolo Diacono); questo fatto causò un'instabilità idrografica durante la quale il Po di Ferrara si divise in nel *Volano* e nel *Primaro* (rispettivamente, *c* e *d* nella Figura 2) e in questa biforcazione fu stabilito il

primo insediamento della città di Ferrara. Nello stesso periodo (VI-VIII secolo), il Fiume Reno si spostò verso Ovest lungo un nuovo corso che attraversa l'area dell'abitato di Galliera (*e* in Figura 2), mentre dopo il XI secolo, si spostò ancora più ad Ovest, scorrendo accanto a Pieve di Cento. Il ritorno di condizioni climatiche temperate tra il IX ed il XI secolo favorì l'espansione dell'agricoltura nella pianura, ma durante il XI secolo il settore orientale della pianura del Po soffrì della più forte modifica morfologica idrografica storicamente documentata associata a numerose inondazioni disastrose presso Ficarolo, che indussero la formazione di un nuovo ramo principale del Fiume Po (*Po Grande*) a nord di Ferrara (*f* in Figura 2), che è tutt'ora attivo. Questa importante riorganizzazione del territorio fu causata dalla riattivazione della “*Casaglia blind thrust*” la quale è il segmento frontale più importante dell'Arco Ferrarese, e la crescita dell'anticlinale legato alla propagazione della faglia. Durante i secoli seguenti, la portata dei rami meridionali del Fiume Po è progressivamente calata con un conseguente calo della capacità di trasporto dei sedimenti.

Di conseguenza i canali del fiume vennero riempiti nel tempo causando sempre più frequenti inondazioni e lo sviluppo di un'area paludosa nella parte meridionale del territorio Ferrarese. Mentre il Fiume Panaro continuava a rifornire il Po di Ferrara presso Bondeno (*g* nella Figura 2), a sud il Fiume Reno iniziò a dividersi in vari canali, i maggiori dei quali erano quelli di Corpo Reno, Renazzo, Alberone e Bevilacqua (*h, i, l e m* in Figura 2, rispettivamente), distribuendo acqua e sedimenti nel territorio estesi a nord di Cento (Bondesan *et al.*, 1992). A seguito delle disastrose inondazioni del 1451 e del 1457 (Frizzi, 1848), il Fiume Reno venne artificialmente incanalato tra Cento e Pieve (*n* in Figura 2) e iniziò presto a propagarsi rapidamente per svariati chilometri in soli pochi anni. Quindi, il corso fu più o meno artificialmente esteso verso Sant'Agostino e Vigarano Mainarda (*o* in Figura 29), dove fu lasciato libero di inondare l'area a sud-ovest di Ferrara e da qui inizio a riempire queste depressioni naturali.

Questo schema idrografico è rimasto per ca. 300 anni e la stabilità geografica ha permesso nuovi insediamenti quali San Carlo e Mirabello. Nel 1526, questo ramo del Fiume Reno fu connesso al Po di Ferrara attraverso lo scavo di un canale NE di Vigarano (*p* in Figura 2) e questo intervento si dimostrò catastrofico per il territorio di Ferrara, a causa della rapida ostruzione del canale del Po ad opera dei sedimenti, che causò 40 inondazioni in soli 16 anni e la diffusione di aree paludose nell'area attorno alla città (Bottoni, 1873). Poche decine di anni dopo il Po di Ferrara non fu più in grado di drenare l'acqua dell'affluente Panaro e alla fine del XVI secolo la direzione del flusso lungo questo ramo del fiume principale venne scambiata (*i.e.* da

Bondeno a Ficarolo; Figura 2).

Nel secolo seguente (XVII), la connessione del Fiume Reno con il Po di Ferrara fu tagliata e il primo è stato deviato nei pressi di Vigarano in direzione sud-est ( $q$  in Figura 2) nel tentativo di indurre nuovamente una bonifica delle terre comprese tra Ferrara e Poggio Renatico grazie all'apporto di sedimenti fluviali (Roversi, 1989). A quel tempo, il Po di Ferrara aveva completamente perso la sua dipendenza idraulica dall'odierno Po Grande ed il peggioramento delle condizioni climatiche (*i.e.* aumento di precipitazioni, portata e trasporto dei sedimenti) costrinse ad un'elevazione artificiale degli argini per molti fiumi che attraversavano l'area e ad una riorganizzazione idrografica. Per esempio, al fine di drenare l'area paludosa tra Ferrara, Poggio Renatico e Malalbergo, tra il 1724 ed il 1742 fu scavato il *Cavo Benedettino* ( $r$  in Figura 2) sfruttando parzialmente i canali del vecchio fiume. Mentre, al fine di impedire ulteriori inondazioni disastrose vicino a Sant'Agostino (Franceschini, 1983), il Fiume Reno fu definitivamente deviato verso sud-est tra il 1771 ed il 1775 con lo scavo di una connessione diretta con il Cavo Benedettino ( $s$  in Figura 2).

A causa delle differenze altimetriche, l'ingresso del Po di Primaro ( $d$  in Figura 2) nel Cavo Benedettino nei pressi di Traghetto fu chiuso e questo causò la definitiva morte dell'ex canale.

Nel frattempo, il Fiume Panaro tra Finale Emilia e Bondeno stava scorrendo in due rami, uno naturale ed uno parzialmente artificiale (rispettivamente,  $g$  e  $t$  in Figura 2), dei quali il primo fu definitivamente abbandonato alla fine del XIX secolo.

## **Tecnica DInSAR**

La tecnica "Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar (DInSAR)" si basa sull'utilizzo delle componenti di fase di due immagini SAR della medesima area. Ogni immagine SAR è composta da una parte reale e da una immaginaria, o, equivalentemente, si può dire che ogni pixel in un'immagine SAR ha una componente ampiezza ed una componente fase. L'ultima è legata alla distanza tra il satellite e l'obiettivo, la quale è composta da un gran numero di lunghezze d'onda intere e la componente di fase frazionaria misurata. Il risultato dell'applicazione del DInSAR è il cosiddetto "interferogramma", che è la differenza da pixel a pixel tra le componenti di fase tra due immagini SAR della stessa area.

La fase interferometrica  $\Phi_{int}$  può essere schematicamente divisa in sei termini, il componente di "terra

piatta”  $\Phi_f$ , la fase topografica  $\Phi_{\text{topo}}$ , La fase di dislocazione  $\Phi_{\text{disp}}$ , la fase atmosferica  $\Phi_{\text{atm}}$ , e l’errore di fase  $\Phi_{\text{err}}$  (Stramondo, 2008).

Il primo termine ha a che vedere con la geometria di acquisizione del SAR e può essere facilmente rimosso grazie ad una precisa conoscenza della posizione orbitale e della traiettoria. La fase topografica è legata alla normale alla “*normal baseline*”, che è la proiezione della distanza tra le due posizioni del satellite che osserva la stessa area in due momenti diversi sulla direzione ortogonale alla LOS (*Line Of Sight*, o Linea di Vista) e dell’orbita (Stramondo, 2008). Infine, la variazione di fase può essere dovuta ad uno spostamento della superficie del terreno che causa cambiamenti nella distanza del sensore che rileva la distanza da terra ( $\Phi_{\text{disp}}$ ). Per ottenere le misure di questo spostamento, la “terra piatta” e i termini topografici devono essere rimossi (l’ultimo elemento sarà rimosso utilizzando un Modello di Elevazione Digitale determinato in maniera indipendente). DInSAR è la tecnica applicata per generare tali interferogrammi topograficamente corretti. La tecnica DInSAR misura la proiezione dei vettori di spostamento lungo la LOS del satellite. Questo significa che DInSAR misura il risultato della proiezione delle componenti Nord, Est e Up della dislocazione della superficie tridimensionale della LOS. L’interferogramma è calcolato come modulo “*2  $\pi$  phase difference*” (differenza di fase  $2 \pi$ ), per via della natura dei numeri complessi.

Per ottenere una mappa di dislocazione LOS, il risultato della DInSAR dovrebbe essere spostato dall’interferenza di segnale, avvolta e discontinua, alla differenza di fase non avvolta e continua (Stramondo, 2008). La fase non avvolta è spesso un passo critico nella stima dello spostamento del terreno, e se un interferogramma è caratterizzato da un forte rumore, da una perdita di continuità del segnale (*decorrelation*) potrebbe indurre errori nei valori di spostamento (errori di “*unwrapping*” o di avvolgimento). Tali errori possono qualche volta essere mitigati usando osservazioni indipendenti quali GPS, dati di livellazione, o altri interferogrammi da differenti orbite o satelliti.

Per studiare le deformazioni della superficie causate dagli eventi del 20 e del 29 Maggio, abbiamo applicato la tecnica DInSAR a due coppie di immagini SAR. La prima coppia di immagini è stata acquisita dal satellite Canadese RADARSAT-1, con la sua SAR a “C-band”, in orbita discendente. La prima immagine del RADARSAT-1 è del 12 Maggio 2012, pochi giorni prima della scossa principale, e la seconda invece è del 5 Giugno, quindi l’intervallo di tempo coperto dal dataset comprende le due scosse principali e diverse scosse di assestamento, tra cui cinque eventi con Mw superiore a 5. La coppia di immagini acquisita dal

RADARSAT-1 ha una baseline perpendicolare di 309 m ed una differenza temporale di 24 giorni.

La componente di fase topografica è stata rimossa utilizzando il DEM ottenuto dallo “Shuttle Radar Topographic Mission” (SRTM) (Farr *et al.*, 2007).

In aggiunta, allo scopo di aumentare il rapporto segnale-rumore per consentire un filtraggio più accurato della fase, è stato utilizzato il filtro Goldstein (Goldstein e Werner, 1998).

La deformazione di mappa risultante (Figura 3a) mostra una regione chiaramente sollevata che raggiunge un massimo di innalzamento di circa 20 cm nella LOS del sensore, che in questo caso corrisponde a  $34^\circ$  di angolo di visualizzazione rispetto al Nadir. Due settori connessi e parzialmente sovrapposti riguardanti l'area studiata, mostrano un marcato spostamento che è un chiaro effetto (principalmente) dell'attività cosmica delle due faglie responsabili associate agli eventi principali del 20 Maggio (settore orientale  $M_w = 5.9$ ) e del 29 Maggio (settore occidentale,  $M_w = 5.8$ ). Una subsidenza relativamente piccola (attorno ai 10 cm) è stata rilevata nell'area meridionale nei pressi del settore occidentale.

Una seconda coppia di immagini SAR è stata ricavata dalla “X-band SAR” della missione italiana “COSMO-SkyMed”. Le due immagini sono rispettivamente datate 19 e 23 Maggio 2012, con uno spazio temporale di soli 4 giorni e con una *baseline* perpendicolare di 366 m. È importante notare come quest'ultima coppia di immagini comprenda solo la prima delle due scosse principali. Anche per i dati di COSMO-SkyMed la componente di fase interferometrica riferita alla topografia è stata rimossa usando il SRTM DEM, nonché applicando il filtro di Goldstein.

La figura 3b mostra la mappa degli spostamenti ottenuta attraverso il processo DInSAR dalle immagini del COSMO-SkyMed. Si può osservare nell'interferogramma del RADARSAT-1, un'area sottoposta a sollevamento con uno spostamento massimo di 13 cm. I minori spostamenti in questa zona rispetto a quelli del RADARSAT-1 sono dovuti al fatto che i dati di COSMO-SkyMed coprono solo il settore orientale dell'area epicentrale del 20 Maggio, e non riportano invece il settore caratterizzato da valori maggiori. Tenendo tuttavia presente il diverso arco temporale preso in esame nel secondo interferogramma, il maggiore spostamento di superficie ottenuto con il RADARSAT-1 potrebbe essere in parte dovuto ad un prolungato effetto di deformazione post-sismico.

## Livellazione terrestre di alta precisione

Il territorio della provincia di Ferrara (Nord Italia) è caratterizzato da un'elevazione media del terreno molto bassa e, su vaste aree, si trova ad avere quote anche al di sotto del livello del mare. Come citato precedentemente, per secoli le attività umane in quest'area sono state preservate attraverso la realizzazione di numerose e continue opere di drenaggio. Anche oggi, la perfetta conoscenza della topografia dell'area è un'informazione fondamentale per una migliore gestione dello scolo delle acque nelle vaste aree territoriali.

Questo lavoro è basato sulla materializzazione di una rete di punti di quota nota, misurati con alta precisione su tutto il territorio monitorato. In questo contesto, la creazione di una rete di tali punti e le loro ripetute misurazioni rappresenta la principale "mission" del "Consorzio di Bonifica Pianura di Ferrara" (in seguito: "Consorzio") che dedica a queste attività un settore specifico: il Settore Sistema Informativo Geografico.

Per queste ragioni, tra il 2005 e il 2012, è stata realizzata una rete di primo ordine di livellazione geometrica che copre anche l'intera area di interesse. La rete fornisce un dato verticale locale di alta precisione e si compone di circa 1.200 km linee di livellazione attraverso tutto il settore occidentale della Provincia di Ferrara, con una lunghezza media di sezioni di livellamento di circa 1 km. Per il rilevamento della rete sono stati rispettati gli standard internazionali "di alta precisione" per la livellazione geometrica.

In particolare, si è stabilita una discrepanza massima consentita di  $\pm 2,5 \sqrt{\ell}$  mm nella livellazione di andata e ritorno (dove  $\ell$  è la lunghezza del segmento di livellazione espressa in km) e un valore massimo consentito per la chiusura dell'anello di  $\pm 2,5 \text{ mm } \sqrt{L}$  (dove  $L$  è la lunghezza dell'anello espressa in km).

Dai primi risultati di interferometria differenziale (Bignami et al, 2012; Salvi et al, 2012), a seguito dei due principali terremoti in Emilia del 2012, è stato rilevato un ampio e significativo sollevamento del terreno con valori massimi di movimento verticale che, in alcune aree, hanno superato i 200 mm e una progressiva diminuzione sotto soglia di rilevamento a diversi chilometri di distanza (Figura 3).

Il settore orientale della zona interessata da fenomeni di sollevamento è attraversato dalla rete di livellamento del Consorzio di Bonifica e, ai fini di questa ricerca, nei mesi successivi agli eventi sismici (Settembre 2012 - Marzo 2013), è stata realizzata una specifica campagna di rilevamento ad alta precisione lungo linee selezionate per una lunghezza totale di circa 80 km (Figura 4).

La rete di livellamento è stata misurata utilizzando due livelli digitali Topcon DL101C con stadie INVAR (deviazione standard di 0,4 millimetri / km su livellazione in andata e ritorno). La compensazione del-



le misurazioni viene eseguita con il classico metodo dei minimi quadrati. L'errore standard risultante della differenza delle altezze rettificate è di  $\pm 1,14$  mm / km , mentre la deviazione standard delle altezze misurate è inferiore a 5 mm. Gli standard di riferimento (triangolo rosso in figura 4) appartengono alla Rete Italiana di Livellamento di Primo Ordine e sono stati di recente (2005) rilevati topograficamente dall' IGM (Istituto Geografico Militare). Di conseguenza , tutte le altezze sono riferite al dato verticale nazionale.

Considerando che il caposaldo di riferimento nazionale presente a Ferrara, che è stato ricalcolato con precisione nel 2005 (figura 4), è ad una distanza dall'epicentro del sisma di circa 25 km e nessuna deformazione cosismica permanente è stata mai registrata per gli eventi di magnitudo analoghi su queste distanze, è stata assunta tale quota come riferimento verticale. D'altra parte, anche la geodesia satellitare conferma la mancanza di una deformazione verticale rilevabile nel sito Ferrara .

L'assunzione di un punto di riferimento come caposaldo "stabile" è ulteriormente limitato dal fatto che l'altezza di tutti i capisaldi secondari della linea di livellamento più vicini al caposaldo di riferimento (Ferrara) sono rimasti pressoché invariati in rapporto alle misurazioni pre e post- terremoti (Figura 5). In questo studio , le altezze dei capisaldi sono stati messi a confronto per ottenere i movimenti verticali del terreno, verificatisi durante l'intervallo di tempo compreso tra le due campagne effettuate prima e dopo la sequenza sismica.

L'analisi dei movimenti verticali, documentati dal livellamento ad alta precisione, rivela la presenza di entrambi i fenomeni di sollevamento e subsidenza dei punti di riferimento. Le diverse linee di livellamento che sono state ri-misurate dopo la sequenza sismica, possono essere raggruppate in tre insiemi principali sulla base del loro diverso orientamento e posizione, nonché di un diverso comportamento in termini di movimenti verticali registrati. Ad esempio, le tre linee di livellamento più vicine a Ferrara (più lontane quindi dall' epicentro), con un orientamento medio EW (Figura 5) nella pratica mostrano una notevole stabilità nel tempo. Solo la parte occidentale della linea D-E, che è relativamente vicino alla zona epicentrale, suggerisce un lieve ma sistematico sollevamento di 1-2 cm.

Poche eccezioni apprezzabili a questa morfologia quasi pianeggiante si verificano nei pressi di Mirabello, dove si registra una marcata subsidenza (fino a circa 10 cm). Il comportamento di questi caposaldi sarà discusso più avanti .

Una seconda serie di linee di livellamento è rappresentata in figura 6 e corrisponde a tre linee di livellazione più vicine alla zona epicentrale, con orientamento medio ESE - ONO, grosso modo parallelo al piano di faglia sismogenetico associato all'evento morfogenetico areale del 20 Maggio. Anche in questo caso, ciò che osserviamo è ancora un comportamento uniforme delle singole linee di livellamento, sebbene con variazioni da Nord a Sud.

Infatti, la linea a Nord (C-B in figura 6) documenta l'assenza di movimenti verticali, quella meridionale (G-H in figura 6) mostra un leggero abbassamento di ca. 2 cm per tutta la sua lunghezza, mentre quella intermedia (F-D in figura 6) indica chiaramente un sollevamento generale compreso tra 3 e 6 cm (figura 6).

Questo quadro generale caratterizzato da stabilità verticale in direzione ESE -ONO e variazioni laterali in direzione NNE- SSW è reso ancora più chiaro dalla linea di livellazione G-F-C (Figura 7) in cui sono stati osservati i valori massimi di sollevamento. Il movimento verticale di tali capisaldi varia gradualmente lungo quest'ultima linea, con una lieve subsidenza nel settore meridionale (circa 2 cm), la tendenza si inverte gradualmente nel settore centrale con un movimento verticale positivo (sollevamento) che aumenta progressivamente fino al valore massimo, raggiunto a circa 5 km a Nord di Finale Emilia.

Più a Nord, lo spostamento dei capisaldi diminuisce specularmente raggiungendo i centimetri di sollevamento a Bondeno (Figura 7). Se si proiettano i valori ottenuti lungo una linea retta NNE- SSW, è possibile stimare una lunghezza d'onda della piega, che deforma la topografia di circa 10 km.

### **Liquefazione e subsidenza locale**

Gli eventi del Maggio 2012 in Emilia sono stati caratterizzati da fenomeni di liquefazione, anche molto intensi, (ad es Papathanassiou *et al.*, 2012; Caputo e Papathanassiou, 2012) che hanno probabilmente mobilitato volumi sedimentari superficiali, ma localmente cospicui.

Di conseguenza, deformazioni del suolo sono state indotte a livelli differenti coinvolgendo aree da pochi metri ad alcune centinaia di metri di dimensioni, provocando sia movimenti orizzontali fino a parecchi centimetri (spargimento laterale), sia movimenti verticali, positivi e negativi. Questi ultimi sono stati generalmente molto più frequenti, superando localmente qualche decina di centimetri.

Tali effetti, e quindi le loro conseguenze sulla superficie terrestre, sono avvenuti con uno schema complesso, influenzando quindi sia le tecniche terrestri che quelle satellitari, anche se in modi diversi.

Per quanto riguarda il livellamento ad alta precisione, questo effetto è particolarmente evidente lungo la linea di livellamento H-D-B (Figura 7). Infatti, essa corre parallela alla linea di G-F-C descritta in precedenza mostrando sia analogie che marcate differenze. Ad esempio, somiglianze si osservano nei settori meridionali e centrali, dove tutti i punti di riferimento da sud a nord sono caratterizzati da un valore di subsidenza abbastanza costante (circa 2 cm), che cambia progressivamente, traducendosi in movimenti verticali positivi (fino a 3 cm di sollevamento nei pressi di Sant'Agostino).

Tuttavia, in contrasto con la linea G-F-C, invece che proseguire con un sollevamento regolare verso nord, da questo punto in poi i punti di riferimento mostrano spostamenti verticali altamente variabili, con prevalenza di valori negativi (ossia subsidenza), fino a -11,4 cm in alcuni punti tra San Carlo e Mirabello (Figura 7). Per spiegare i) queste discrepanze rispetto al profilo relativamente vicino e parallelo, ii) i valori localmente elevati di subsidenza osservata e iii) la breve lunghezza d'onda delle variazioni verticali, sono state analizzate diverse possibili cause.

In primo luogo, si deve tenere in considerazione che lo spostamento dei capisaldi potrebbero includere gli effetti di eventuali movimenti verticali a lungo termine avvenuti nel tempo trascorso tra le due campagne (2005-2012).

Tuttavia, i dati disponibili (REFS) suggeriscono che la subsidenza 'regionale' verificatasi nella bassa pianura padana in quel periodo, e registrata anche al caposaldo di riferimento di Ferrara, dovrebbe essere minore di 1-2 cm, e soprattutto non sono stati finora documentati gradienti di spostamento verticale significativi all'interno dell'area investigata. Si è in grado pertanto di escludere un effetto a lungo termine, come il fenomeno che ha causato la locale, ma forte, subsidenza dei capisaldi.

In secondo luogo, è stato analizzato nel dettaglio l'assetto geologico dei siti in cui sono stati installati i capisaldi "anomali". Infatti, le indagini post-evento immediatamente successive al terremoto del 20 Maggio, hanno largamente documentato diffusi fenomeni di liquefazione in questo settore della pianura (Figura 2; Es Papathanassiou *et al*, 2012; Caputo e Papathanassiou, 2012).

I dati che forniscono informazioni riguardanti il sottosuolo superficiale vicino ad ogni caposaldo, derivano da carotaggi, prove penetrometriche e pozzi d'acqua. Anche se è stata condotta un'analisi simile per tutti i capisaldi controversi, verranno nel seguito mostrati e discussi solo alcuni esempi significativi che permettono di comprendere il comportamento 'anomalo' di cui sopra osservato lungo la linea di livellamento. Per

esempio, il caposaldo 78020 (stella gialla in figura 8a), situato all'ingresso del cimitero di Mirabello, ha subito un cedimento di 11,4 cm (Figura 7).

L'area cimiteriale si trova lungo un paleo-ramo del fiume Reno (*o* in figura 2), in particolare alla base del pendio sud-orientale dell'argine sinistro (Figura 8). La stratigrafia superficiale osservata in alcuni carotaggi effettuati nei dintorni del caposaldo (stelle nere in figura 8a) consiste in un'alternanza di sabbia limosa e limo sabbioso saturo nei primi 5-6 m sovrastante un corpo denso di sabbia a grana media. Queste condizioni sono tipicamente favorevoli alla liquefazione in caso di scuotimento sismico.

È un dato di fatto che, durante l'evento del 20 Maggio, la zona circostante al cimitero abbia risentito di diversi effetti al suolo associati con (e indotti da) diffusi fenomeni di liquefazione. In particolare, a pochi metri dal caposaldo 78020, diverse deformazioni del suolo si sono generate con gli eventi cosismici (quadrati rossi nelle figure 8a e Figura 8d), documentando chiaramente una locale perdita di resistenza al taglio del sottosuolo, che ha certamente reagito in modo differenziale in rapporto ai carichi verticali.

A questo riguardo, è da notare che il caposaldo è cementato accanto al pesante pilastro d'ingresso della recinzione del cimitero, che molto probabilmente ha subito un certo assestamento, spostando così anche il caposaldo. Inoltre, grandi quantità di sabbia liquefatta sono state espulse nelle zone circostanti (puntini blu in figura 8a); ciò ha causato una ulteriore subsidenza dovuta al conseguente compattamento e alla riduzione volumetrica dello strato sabbioso sottostante (s). Oltre agli effetti "locali", tutto il versante sud-orientale dell'argine ha subito un fenomeno di grande spostamento laterale (figure 8a, b); la superficie di scorrimento ha probabilmente sfruttato preesistenti strati sabbiosi in leggera pendenza, la cui presenza all'interno dell'argine è ben documentata qualche chilometro più a sud nella fossa paleosismologica (Caputo *et al.*, 2012).

Di conseguenza, lo spostamento laterale ha indotto un movimento verticale (Figura 8c), che ha sicuramente contribuito al cedimento del caposaldo 78020 (-11,4 cm). Fenomeni simili sono stati documentati da Pizzi e Scisciani (2012).

Un secondo esempio è rappresentato dal caposaldo 78060, che si trova alla base di un alto lampione al centro della rotatoria all'ingresso nord dell'abitato di San Carlo (figura 9b). I carotaggi e le prove penetrometriche condotte a poche decine di metri dal caposaldo mostrano chiaramente la presenza di sabbie fini limose sature, situate tra 4 e 6 m di profondità. Basandosi sui CPTs, è inoltre possibile calcolare l'Indice di Liquefazione

Potenziale LPI (Iwasaki, 1978), con l'approccio proposto dalla Idriss e Boulanger (2008), ottenendo un valore di 10,5 che corrisponde ad un alto rischio di liquefazione (Sonmez, 2003).

Inoltre, fuoriuscite di sabbia nelle aree limitrofe sono state diffusamente osservate nel sondaggio condotto immediatamente dopo l'evento (Figura 9c, Caputo e Papathanassiou, 2012). Tenendo conto che l'opera consiste di circa 1 mc di calcestruzzo e, aggiungendovi il peso del palo di metallo a questo carico puntuale, ci si può aspettare un certo assestamento permanente indotto dalla liquefazione cosismica, il fatto potrebbe ragionevolmente spiegare i 2,8 cm di subsidenza misurati in questo caposaldo (Figura 7).

Sempre a San Carlo, il punto di riferimento 78080 situato sulla pista ciclabile della strada provinciale (Figura 9a), ha risentito di 4,4 cm di subsidenza (Figura 7). Anche qui, la CPTs effettuata vicino al caposaldo documenta chiaramente la presenza di uno strato di limo sabbioso saturo tra i 4,5 a 5,5 m di profondità e un valore LPI moderato. E' interessante notare che, a poche decine di metri di distanza dal punto di riferimento, un pozzo per l'attingimento d'acqua ha manifestato un innalzamento di 8 cm, uscendo così dal suo contenitore (figura 9e); considerando che la barra di metallo è radicata a 30 m profondità, è ritenuto più probabile che il terreno circostante si sia abbassato in modo permanente come conseguenza dell'importante disidratazione ed espulsione di sabbia osservata nei dintorni.

Un ultimo interessante caso riguarda il caposaldo 78090, che ha subito un abbassamento di 5,3 cm (Figura 7). Analogamente al caso di Mirabello precedentemente discusso (Figura 8), il caposaldo è materializzato all'ingresso di un'area cimiteriale situata lungo lo stesso paleoalveo del fiume Reno (*o* in figura 2), anche se in questo caso si trova alla base dell'argine destro (figura 9a).

Qui si sono verificati, in concomitanza dell'evento del 20 Maggio, uno spostamento laterale e diffusi fenomeni di espulsione di sabbia (rispettivamente frecce bianche e puntini blu in figura 9a), mentre i risultati geotecnici e gli scavi paleo-sismologici (Caputo *et al.*, 2012) confermano la presenza di uno spesso strato di sabbia fine medio-saturo tra i 4 a 8-8.5 m di profondità. Ciò ha indotto di conseguenza movimenti sia orizzontali che verticali (figure 9d e 7), giustificando così il cedimento misurato e permettendo di classificarlo come un effetto locale.

## Osservazioni conclusive

Al fine di sfruttare al meglio tutte le informazioni disponibili sul movimento del suolo, si confrontano ora i risultati di i) il livellamento terrestre ad alta precisione, ii) l'analisi DInSAR, iii) la distribuzione degli eventi di liquefazione del 2012; iv) la mappa geomorfologiche della zona e v) il modello strutturale della regione che fornisce informazioni sulla profondità dello strato roccioso del sottosuolo.

Gli interferogrammi definiscono chiaramente un ampio settore della piana alluvionale caratterizzato da una geometria ellittica affetta da un marcato sollevamento.

Ciò si verifica in corrispondenza della cresta di una faglia di propagazione associata alla sorgente sismogenetica dell'evento in Emilia il 20 Maggio. L'analisi satellitare mostra anche due grandi aree interessate da una lieve subsidenza a nord e a sud della anticlinale (Figura 3) in perfetto accordo con i modelli di deformazione elastica (e. g. Okada, 1985).

Calcolando il movimento verticale dai valori LOS, il massimo sollevamento osservato è ca. 18 cm vicino a Casumaro, mentre l'entità della subsidenza è ovunque minore di 3 cm. Anche se la coppia di immagini RADARSAT-1 abbraccia un arco di tempo che comprende entrambi i terremoti più significativi, l'area sollevata dall'evento del 20 Maggio è chiaramente riconoscibile e misura circa 27 km di lunghezza e quasi 10 km di larghezza (ESE-WNW e NNE-SSW, rispettivamente). Questa deformazione di superficie è stata anche descritta e modellata da Pezzo et al. (2013).

Dal momento che il CosmoSkyNet cattura solo il primo dei terremoti, mentre i RADARSAT-1 entrambi gli eventi, abbiamo anche tentato di analizzare i possibili effetti accumulati durante la deformazione post-sismica della prima scossa principale. Tenendo conto della diversa qualità delle immagini e delle caratteristiche dei due satelliti, il confronto non evidenzia la presenza di effetti post-sismici, o comunque le variazioni LOS indotte erano inferiori alla risoluzione dei due metodi.

Come detto in precedenza, uno dei principali obiettivi di questo studio è rappresentato dal confronto dei risultati del livellamento terrestre ad alta precisione con quelli ottenuti dalla tecnica satellitare. A questo riguardo, è possibile osservare la perfetta concordanza nelle figure 5, 6 e particolarmente 7a, dove i patterns dei movimenti verticali ottenuti dalle due tecniche sono pressoché identici.

Si nota inoltre che localmente le due tecniche sono quasi complementari. Ad esempio , lungo il profilo G-F- C ( Figura 7a ) tra Finale Emilia e Bondeno, manca l'informazione satellitare dato che i risultati non mostrano coerenza.

Al contrario, lungo il profilo H-D-B ( figura 7b ), a nord di Sant'Agostino, i diversi punti di riferimento del livellamento terrestre risentono degli effetti cosismici locali mostrando valori di subsidenza anomali che non riflettono, su larga scala, la deformazione generale della superficie . In questo caso i dati del satellite colmano pienamente la mancanza d'informazioni.

Un secondo importante obiettivo di questo lavoro è il confronto dei risultati ottenuti con l'ambiente tettonico della regione, corrispondente alla parte centro-occidentale dell'Arco di Ferrara, che rappresenta il settore frontale e sepolto dell'Appennino settentrionale (Avanfossa appenninica). Le aree sollevate documentate in questo documento riflettono chiaramente la riattivazione di spinte cieche che contribuiscono a vincolarne la loro geometria e cinematica. D'altra parte, gli effetti cumulativi quaternari sono sottolineati dalle importanti variazioni laterali in spessore dei depositi coevi (e.g. Martelli e Molinari, 2008), mentre l'attività più recente è suggerita dalle diverse anomalie idrografiche osservate nell'area epicentrale (e.g. Burrato et al., 2012) come la divergenza dei due paleoalvei vicino Finale Emilia (G e L in figura 2), il progressivo riempimento e abbandono del ramo del fiume Reno da Sant'Agostino a Mirabello (o in figura 2) e suoi percorsi più antichi (B e E in figura 2), così come la recente avulsione (s in figura 2), anche se forzata a livello antropico.

- Confronto con spostamenti verticali cosismici basato sulla modellizzazione Okada (sia con DInSAR che con profili topografici).
- Lezioni apprese relative alla topologia delle linee di livellamento ad alta precisione e la posizione dei punti di riferimento ; pro e contro della sfruttamento delle morfologie dei paleo alvei

## Referenze

- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M. and Boschi E. (2008): The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophys.*, **453**(1-4), 20-43 doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014
- Bignami C., Burrato P., Cannelli V., Chini M., Falcucci E., Ferretti A., Gori S., Kyriakopoulos C., Melini D., Moro M., Novali F., Saroli M., Stramondo S., Valensise G. and Vannoli P. (2012): Coseismic deformation pattern of the Emilia 2012 seismic sequence imaged by Radarsat-1 interferometry. *Annals of Geophys.*, **55**(4), 788-795, doi: 10.4401/ag-6157.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Tanini C. and Vannucci G. (2004): *Seismotectonic Map of the Emilia-Romagna Region, 1:250000*. Regione Emilia-Romagna – CNR.
- Bondesan M., Ferri R., Graziani S. (1992): Aspetti geomorfologici e problemi paleogeografici della zona fra Bondeno, Finale Emilia e Mirabello nel quadro degli antichi domini idrografici del Secchia, del Panaro e del Reno. In: Gelichi S. (Ed.): *Un mito e un territorio: Ansalaregina e l'Alto Ferrarese nel Medioevo*, Ed. All'insegna del Giglio, Firenze, pp. 13-44.
- Bottoni A. (1873): *Appunti storici sulle rotte del basso Po dai tempi romani a tutto il 1839*. Tip. Sociale, Ferrara.
- Burrato P., Ciucci F. and Valensise G. (2003): An inventory of river anomalies in the Po Plain, northern Italy: evidence for active blind thrust faulting. *Annals of Geophys.*, **46**(5), 865-882.
- Burrato P., Vannoli P., Fracassi U., Basili R. and Valensise G. (2012): Is blind faulting truly invisible? Tectonic-controlled drainage evolution in the epicentral area of the May 2012, Emilia-Romagna earthquake sequence (northern Italy). *Annals of Geophys.*, **55**(4), 525-531, doi: 10.4401/ag-6182.
- Caputo R. (2005): Ground effects of large morphogenic earthquakes. *J. Geodyn.*, **40**(2-3), 113-118.
- Caputo R. and Papathanasiou G. (2012): Ground failure and liquefaction phenomena triggered by the 20 May, 2012 Emilia-Romagna (Northern Italy) earthquake: case study of Sant'Agostino - San Carlo - Mirabello zone. *Nat. Haz. Earth System Sciences*, **12**(11), 3177-3180, doi:10.5194/nhess-12-3177-2012.
- Caputo R., Iordanidou K., Minarelli L., Papathanassiou G., Poli M.E., Rapti-Caputo D., Sboras S., Stefani M. and Zanferrari A. (2012): Geological evidence of pre-2012 seismic events, Emilia-Romagna, Italy. *Ann. Geophysics*, **55**(4), 743-749, doi: 10.4401/ag-6148.



C.N.R. (1992): *Structural Model of Italy*. Prog. Fin. Geodinamica, sottoprogramma. Modello strutturale tridimensionale.

DISS Working Group (2010). *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved; doi:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1

Franceschini A. (1983): Una storia di acque. In *Vigarano, Storia/Attualità*. Ferrara.

Frizzi A. (1848): *Memorie per la storia di Ferrara*.

Idriss I.M. and Boulanger R.W. (2008): Soil liquefaction during earthquakes, *Earthquake Engineering Research Institute MNO-12*.

Iwasaki T., Tatsuoka F., Tokia K.-i. and Yasuda S. (1978): A practical method for assessing soil liquefaction potential based on case studies at various sites in Japan. 2nd Int. Conf. on Microzonation, San Francisco, *Proceedings*, 885-896.

Martelli L. and Molinari F.C. (2008): Studio geologico finalizzato alla ricerca di potenziali serbatoi geotermici nel sottosuolo del comune di Mirandola. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Bologna.

M.U.R.S.T. (1997): *Carta Geomorfologica della Pianura Padana alla scala 1:250.000*. coord. Castiglioni G.B., S.EL.CA., Firenze.

Okada Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.

Papathanassiou G., Caputo R. and Rapti-Caputo D. (2012): Liquefaction phenomena along the palaeo-Reno River caused by the May 20, 2012 Emilia (Northern Italy) earthquake. *Ann. Geophysics*, **55**(4), 735-742, doi: 10.4401/ag-6147.

Pezzo G., Merryman Boncori J.P., Tolomei C., Salvi S., Atzori S., Antonioli A., Trasatti E., Novali F., Serpelloni E., Candela L. and Giuliani R. (2013): Coseismic deformation and source modeling of the May 2012 Emilia (Northern Italy) earthquakes. *Seismol. Res. Lett.*, **84**(4), 645-655, doi: 10.1785/0220120171.

- Pieri M. and Groppi G. (1981): *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto finalizzato Geodinamica, sottoprogetto Modello Strutturale, pubbl. N° 414, Roma, 13 pp.
- Pizzi A. and Scisciani V. (2012): The May 2012 Emilia (Italy) earthquakes: preliminary interpretations on the seismogenic source and the origin of the coseismic ground effects. *Annals of Geophys.*, **55**(4), 751-757, 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 Geophys.*, **55**(4), 615-621, doi: 10.4401/ag-6146.
- Roversi R. (1989): Assetto idraulico del territorio ferrarese. in *Terre e acqua*, Corbo ed.
- Salvi S., Tolomei C., Merryman Boncori J.P., Pezzo G., Atzori S., Antonioli A., Trasatti E., Giuliani R., Zoffoli S. and Coletta A. (2012): Activation of the SIGRIS monitoring system for ground deformation mapping during the Emilia 2012 seismic sequence, using COSMO-SkyMed InSAR data. *Annals of Geophys.*, **55**(4), 796-802, doi: 10.4401/ag-6181.
- Saraò A. and Peruzza L. (2012): Fault-plane solutions from moment-tensor inversion and preliminary Coulomb stress analysis for the Emilia Plain. *Annals of Geophys.*, **55**(4), 647-654, doi: 10.4401/ag-6134.
- Scognamiglio L., Margheriti L., Mele F.M., Tinti E., Bono A., De Gori P., Lauciani V., Lucente F.P., Mandiello A.G., Marocci C., Mazza S., Pintore S. and Quintiliani M. (2012): The 2012 Pianura Padana Emiliana seismic sequence: locations, moment tensors and magnitudes. *Annals of Geophys.*, **55**(4), 549-556, doi: 10.4401/ag-6159.
- Sonmez, H. (2003): Modification of the liquefaction potential index and liquefaction susceptibility mapping for a liquefaction-prone area (Inegol, Turkey). *Environmental Geology* **44**(7), 862-871.
- Veggiani A. (1972): Il ramo del Po di Adria nella tarda età del bronzo. *Padusa*, 3-4, pp. 123-136.

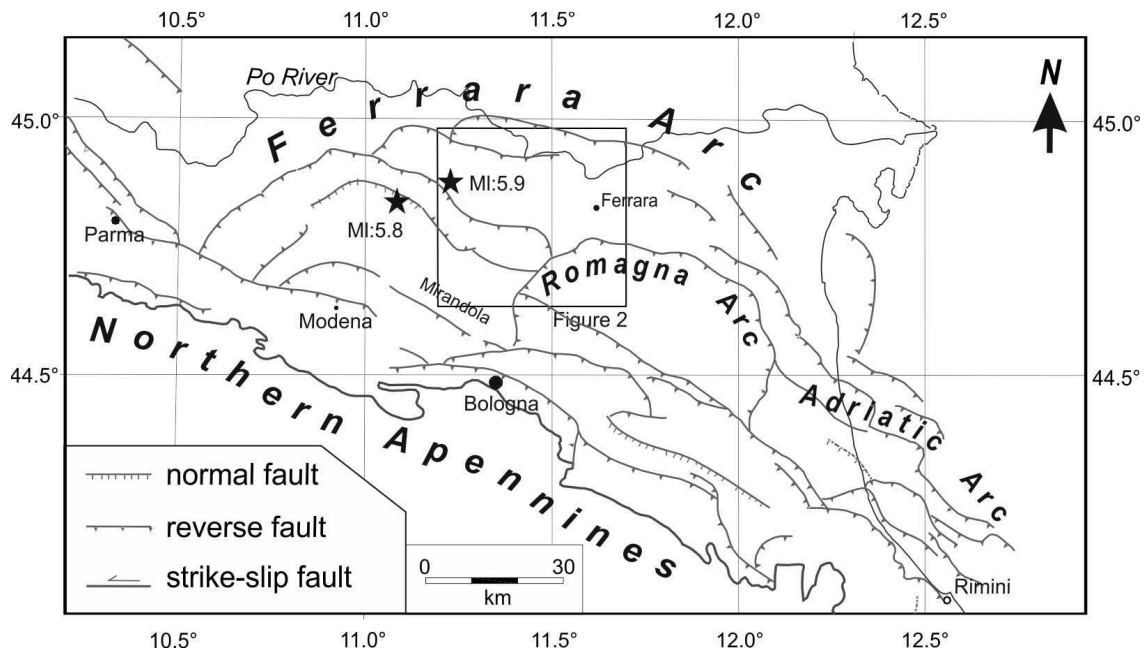


Figura 1: Inquadramento tettonico del nord Italia, che mostra l'avanfossa appenninica (la cintura di faglia sepolta degli Appennini settentrionali sottostante la Pianura Padana) e le maggiori strutture tettoniche. Le stelle indicano gli epicentri dei due terremoti principali della sequenza sismica di Maggio-Giugno 2012 ( 20 Maggio= Magnitudo 5.9 e 29 Maggio,= Magnitudo 5.8). Il riquadro indica la localizzazione territoriale della Figura 2.

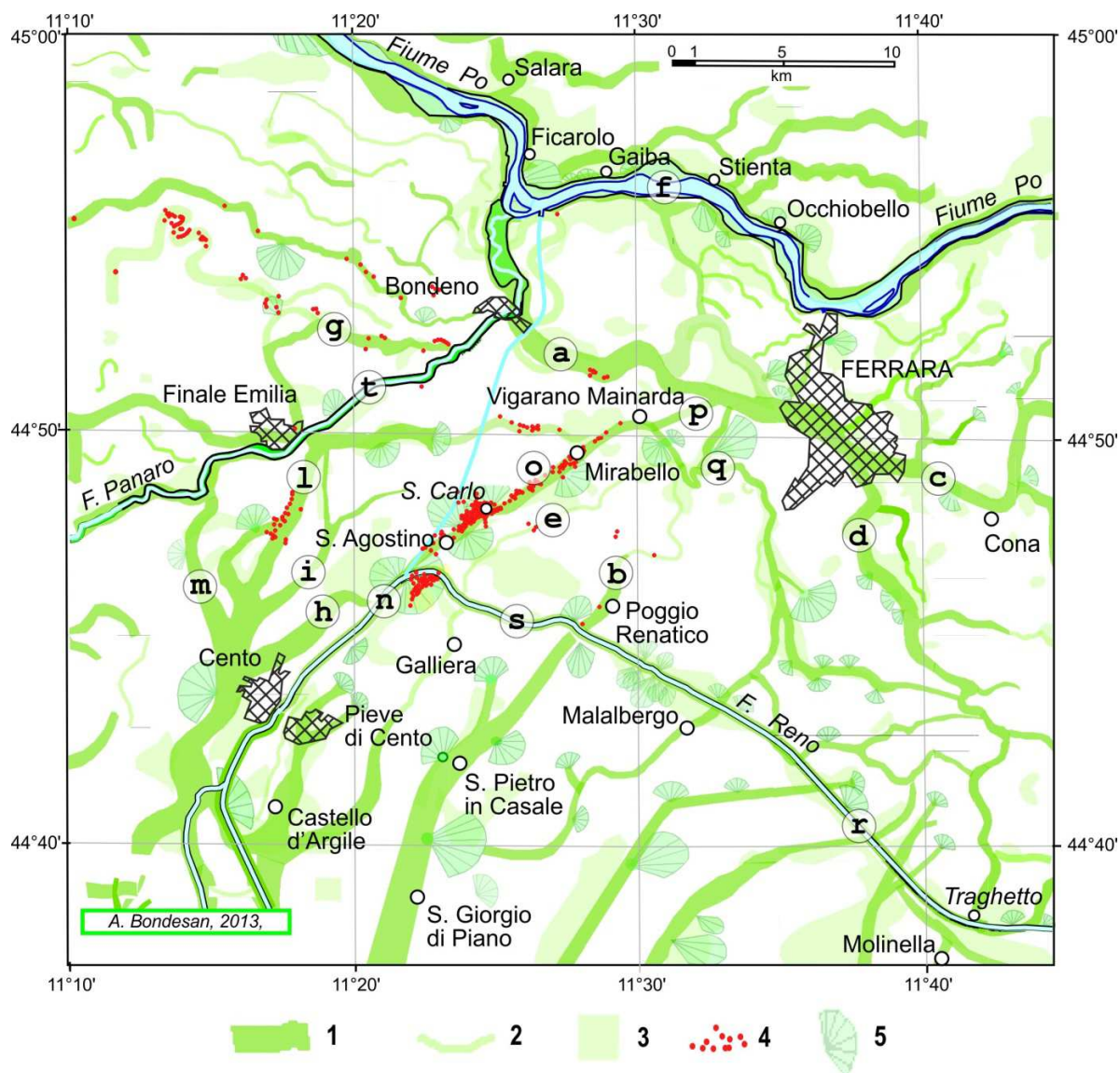
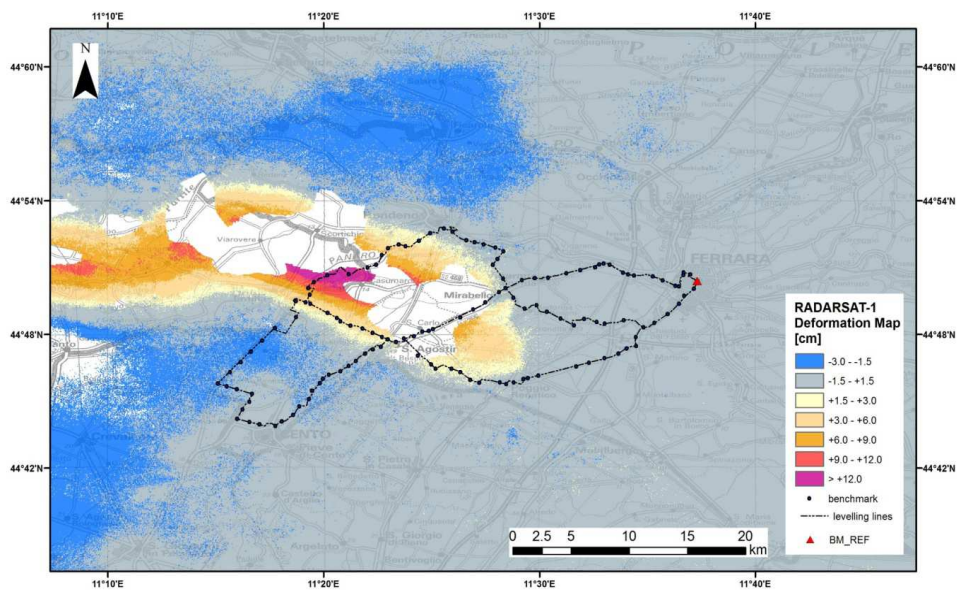
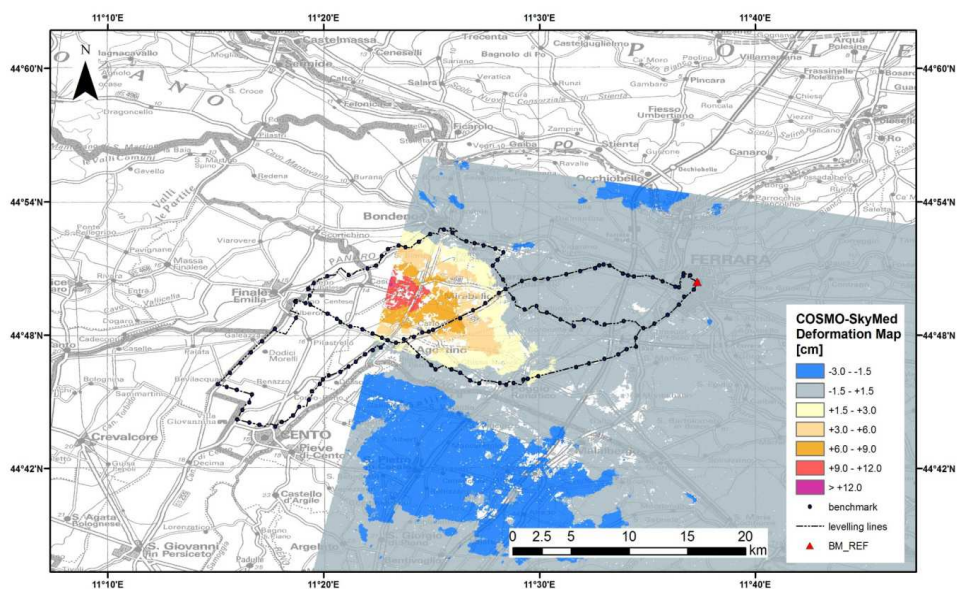


Figura 2: Mappa morfologica della vasta area epicentrale, che mostra il complesso sistema di drenaggio idrografico sviluppato nel corso della storia in sovrapposizione con l'attività tettonica, cambiamenti climatici e management antropogenico. Si veda figura 1 per la localizzazione. Le lettere indicano rami distinti del Po, Reno e Panaro a cui si fa riferimento nel testo. Legenda: 1) argini e paleoargini associati con un rilievo morfologico. 2) paleo-corsi radicati nella pianura alluvionale. 3) aree alluvionali caratterizzate da depositi sabbiosi; 4) prove in superficie di fenomeni di liquefazione causati dagli eventi del 20 Maggio 2012. 5) principali rotture e relativi depositi a ventaglio.



⊗



⊗

Figura 3: a) risultati DinSAR applicati ai dati del satellite canadese RADARSAT-1 ( C-Band SAR in orbita discendente). Le coppie di immagini analizzate sono datate rispettivamente 12 Maggio e 5 Giugno 2012, e documentano perciò la deformazione associata a entrambe le scosse maggiori (20 e 29 Maggio.) Si notino i chiari e distinti (sebbene parzialmente coincidenti) effetti dei due principali terremoti morfogenici. b) risultati DinSAR applicati ai dati del satellite europeo COSMO-SkyMed-1 ( X-band SAR in orbita ascendente/discendente). Le coppie di immagini analizzate sono datate rispettivamente 19 e 23 Maggio 2012, quindi documentano solamente la deformazione associata alla prima scossa principale (20 Maggio). Si notano inoltre le linee di livellamento ad alta precisione descritte in questo documento.



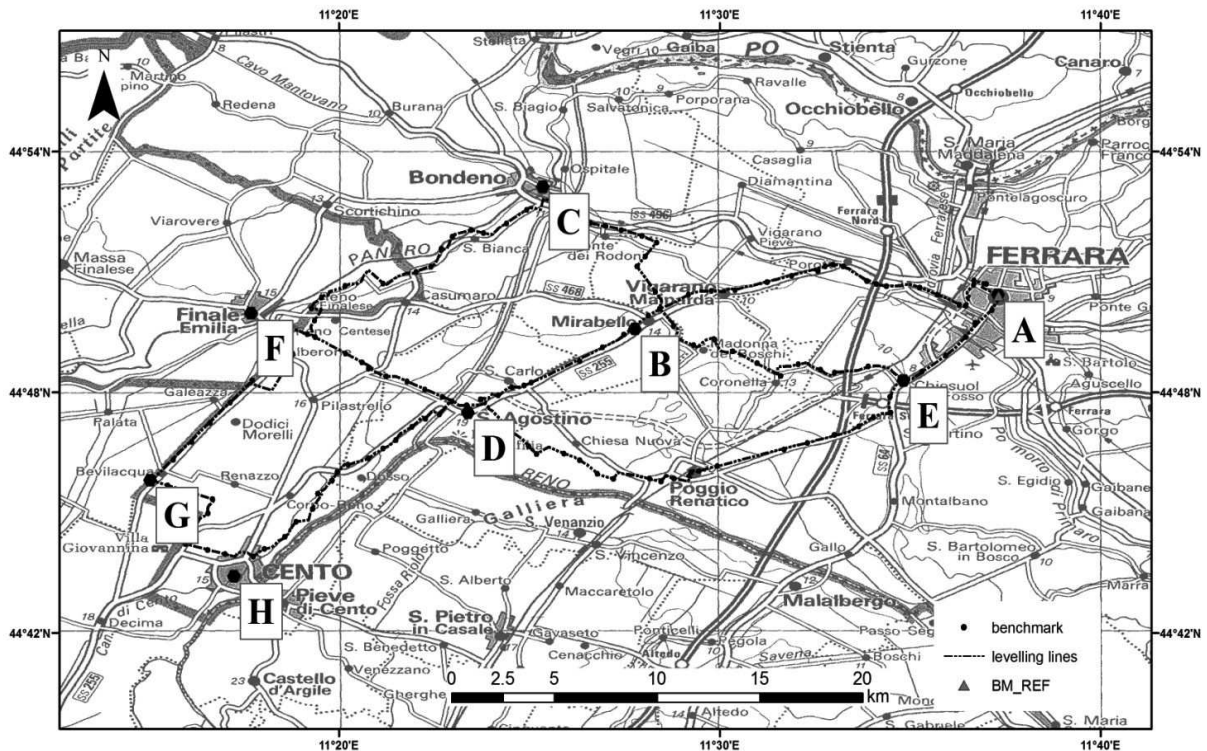


Figura 4. La rete di livellamento di primo ordine appartenente al Consorzio di Bonifica Pianura di Ferrara, Provincia di Ferrara, che è stata ri-misurata a seguito della sequenza sismica del 2012. I punti più piccoli rappresentano i capisaldi del Consorzio, mentre quelli più grandi rappresentano i capisaldi di riferimento appartenenti alla Rete Italiana di Livellamento di Primo Ordine, recentemente ricalcolata (2005) dall'IGM (Istituto Geografico Militare).

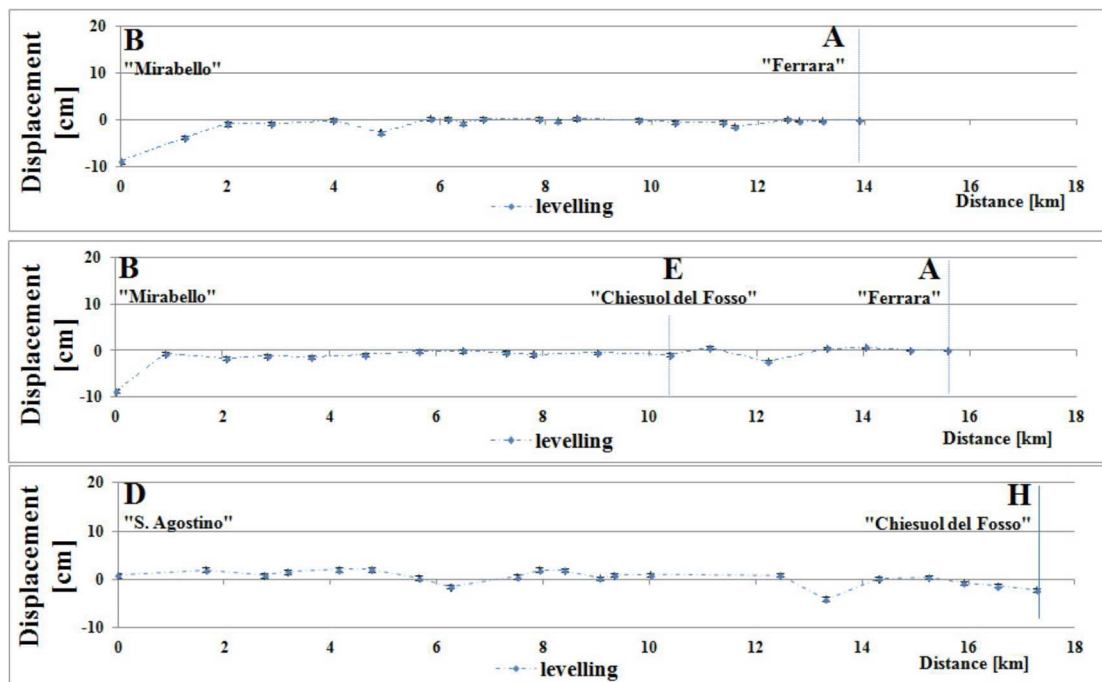


Figura 5. Movimenti verticali misurati lungo le tre linee di livellamento più vicine a Ferrara (cioè più lontane dall'epicentro), con un direzione principalmente E-W e che mostrano una notevole stabilità. Si veda figura 4 per i percorsi delle tre linee. La barra che rappresenta l'errore ad ogni caposaldo calcolato sulla base delle deviazioni standard in differenza di altezza (da pre- a post terremoto) è più piccola della dimensione del simbolo.

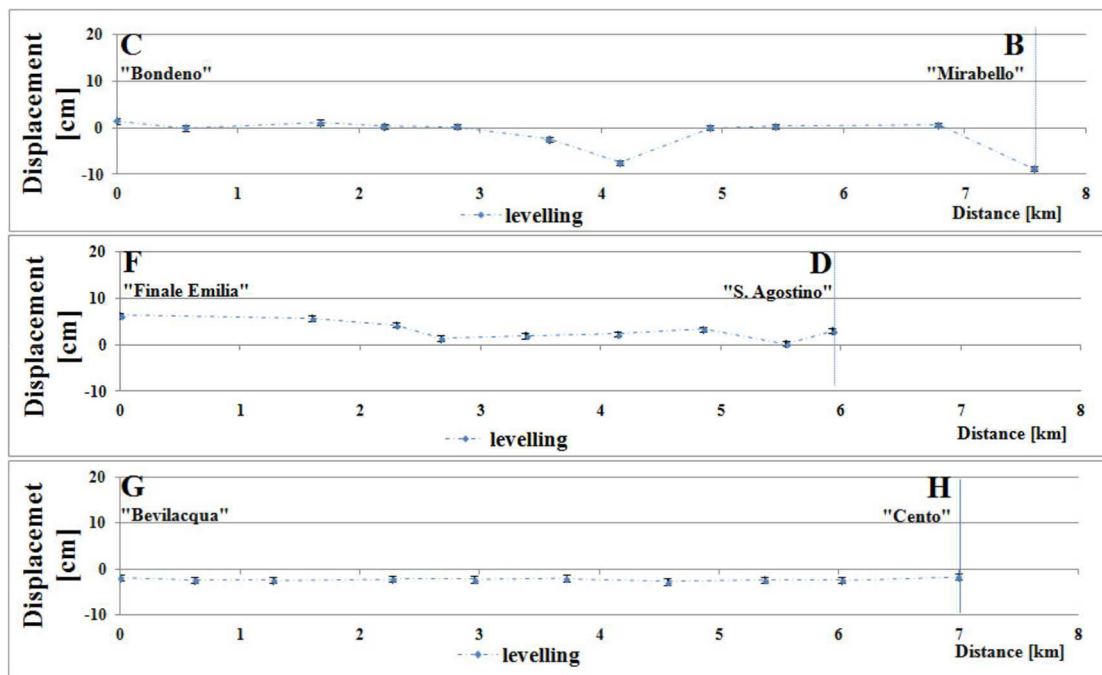


Figura 6. Movimenti verticali misurati lungo le tre linee di livellamento più vicine all'epicentro con direzione ESE-WNW e che mostrano un comportamento uniforme della singola linea di livellamento, sebbene variabile da nord a sud. Si veda la figura 4 per i percorsi delle tre linee. La barra di errore ad ogni caposaldo calcolata sulla base delle deviazioni standard in differenza di altezza (da pre- a post terremoto) è più piccola della dimensione del simbolo.



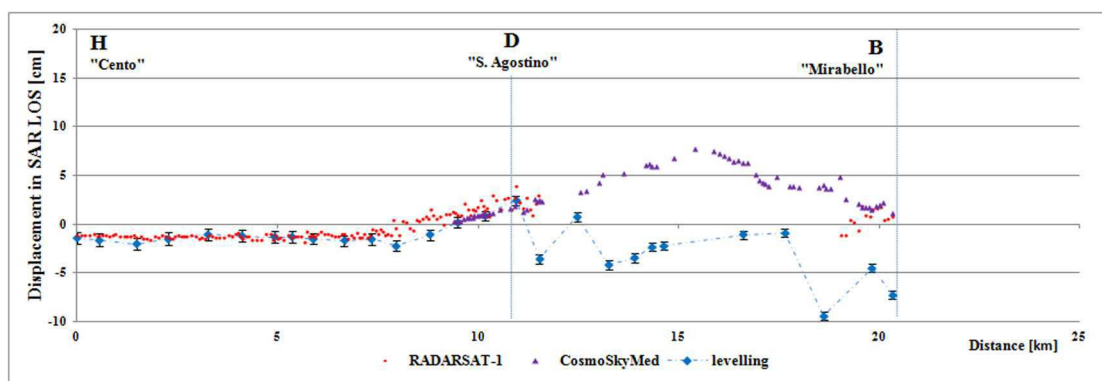
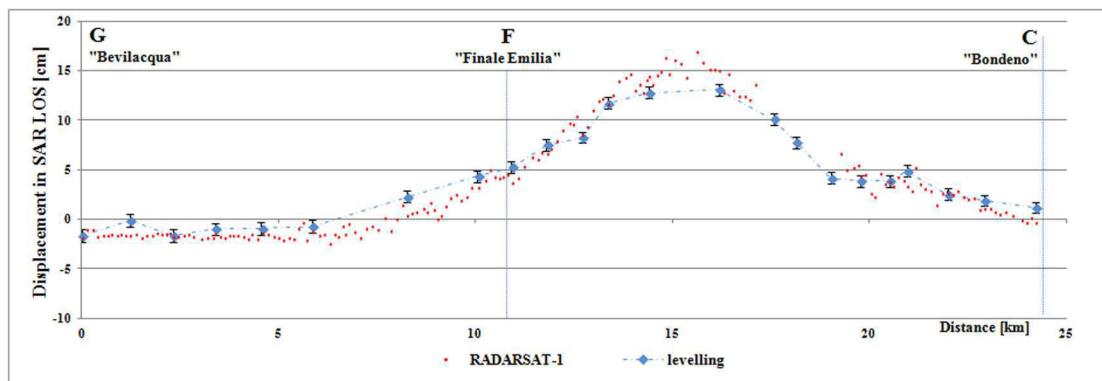


Figura 7. Movimenti verticali misurati lungo le due linee di livellamento, che corrono perpendicolarmente al piano di faglia del 20 Maggio. I punti più piccoli e i triangoli rappresentano lo spostamento misurato lungo i percorsi delle linee di livellamento, come risulta rispettivamente dall'analisi delle immagini Radarsat-1 e Cosmo SkyMed. Il profilo G-F-C riproduce perfettamente i risultati dei satelliti, mentre il profilo H-D-B mostra alcune marcate differenze, con capisaldi in forte subsidenza. Si veda figura 4 per i percorsi delle linee. La barra di errore ad ogni caposaldo calcolata sulla base delle deviazioni standard in differenza di altezza (da pre- a post terremoto) è più piccola della dimensione del simbolo.

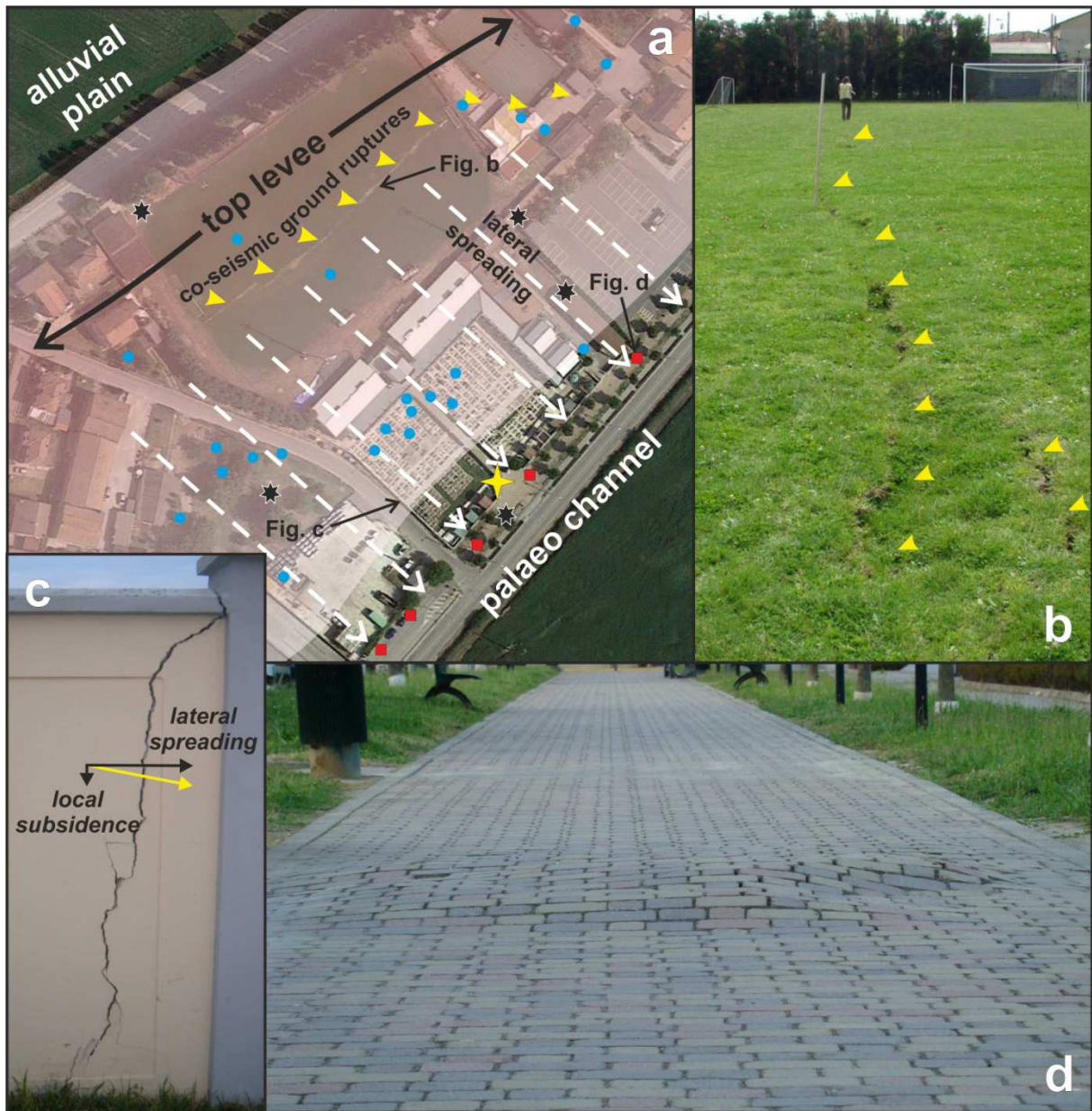


Figura 8. a) Immagine Google Earth dell'area del cimitero di Mirabello, che mostra la distribuzione degli effetti co-sismici secondari, come punti di espulsione di sabbia (punti in blu), siti con deformazione del terreno (quadrati in rosso), carotaggi (stelle in nero), rotture del terreno (freccie gialle) e direzioni di scorrimento dovuto a spostamento laterale (freccie bianche). La stella gialla indica la posizione del caposaldo 78020, caratterizzato da 11,4 cm di subsidenza. b) rotture del terreno osservate in cima all'argine abbandonato (si veda (a) per la localizzazione). c) effetti dello spostamento laterale sul muro laterale del cimitero (si veda (a) per la localizzazione) d) esempi di deformazione del suolo associati a fenomeni di liquefazione superficiale ( si veda (a) per la localizzazione).



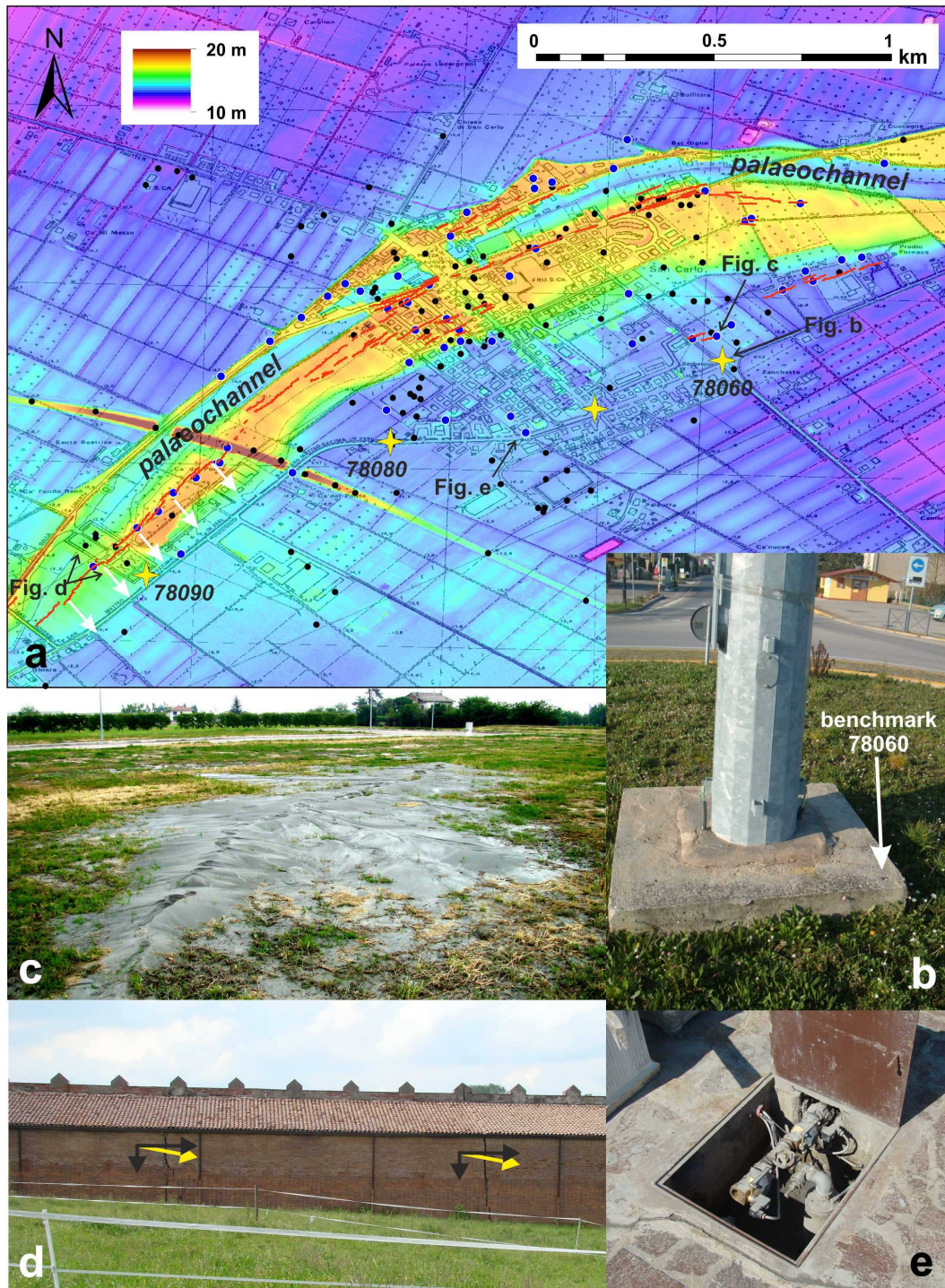


Figura 9. a) modello digitale dell'altimetria dell'area di San Carlo che mostra chiaramente i due argini dell'antico corso del Reno. Le linee rosse rappresentano le principali rotture del suolo osservate dopo la scossa del 20 Maggio (Caputo e Papathanassiou, 2012), generalmente associate a fenomeni di spostamento laterale (freccie bianche). I punti blu sono siti in cui è avvenuta fuoriuscita di sabbia, mentre i punti neri sono test di penetrazione che hanno fornito informazioni riguardo al substrato superficiale. Le stelle gialle sono capisaldi della linea di livellamento ad alta precisione. b) base del lampione situato al centro della rotonda

all'entrata nord dell'abitato di San Carlo, dove è avvenuta una cospicua liquefazione c) (si veda (a) per la localizzazione. d) muro meridionale del cimitero di Sant'Agostino, costruito sul pendio del paleoargine e interessata da spostamento laterale, che ha così contribuito alla subsidenza del caposaldo 78090 e) esempio di pozzo artesiano situato vicini al caposaldo 78080, che è stato apparentemente sollevato di circa 8 cm rispetto alla superficie, uscendo perciò dal suo alloggiamento. Si veda il testo per ulteriori approfondimenti.