



*Università degli Studi di Firenze*

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA**

CICLO XXV

COORDINATORE Prof. Lorenzo Rook

*Analisi e confronto di metodi di monitoraggio di  
aree soggette a dissesto idrogeologico*

Settore Scientifico Disciplinare Geo/05

**Dottorando**

Dott. Rosi Ascanio

**Tutore**

Prof. Catani Filippo

Anni 2010/2012

*vetta?*

*Quanto manca alla*

*Tu Sali e non pensarci!*

*F.W. Nietzsche*

# INDICE

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
|          | <b>RIASSUNTO</b> .....  | III       |
|          | <b>ABSTRACT</b> .....   | IV        |
| <b>1</b> | <b>INTRODUZIONE</b> .....   | <b>1</b>  |
| 1.1      | DESCRIZIONE DELLA RICERCA.....  | 1         |
| <b>2</b> | <b>INTERFEROMETRIA RADAR SATELLITARE</b> .....                              | <b>5</b>  |
| 2.1      | INTERFEROMETRIA A DIFFUSORI PERMANENTI (PSINSAR).....                       | 8         |
| 2.2      | FENOMENI MONITORABILI.....  | 12        |
| 2.2.1    | <i>Fenomeni franosi</i> .....   | 13        |
| 2.2.2    | <i>Subsidenze</i> .....   | 16        |
| 2.3      | VANTAGGI E LIMITI.....  | 17        |
| <b>3</b> | <b>CARATTERIZZAZIONE DEI FENOMENI DI DISSESTO TRAMITE PSINSAR</b> .....     | <b>19</b> |
| 3.1      | COMBINAZIONE GEOMETRICA DEI PS.....   | 20        |
| 3.1.1    | <i>Ricostruzione del vettore di deformazione</i> .....                      | 22        |
| <b>4</b> | <b>RICASOLI</b> .....   | <b>25</b> |
| 4.1      | INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO.....                                      | 25        |
| 4.1.1    | <i>Inquadramento geografico</i> .....                                       | 25        |
| 4.1.2    | <i>Inquadramento geologico e geomorfologico</i> .....                       | 26        |
| 4.2      | INQUADRAMENTO DELLA PROBLEMATICAZIONE.....                                  | 28        |
| 4.3      | ANALISI DEI DISSESTI.....   | 31        |
| 4.3.1    | <i>Caratterizzazione geotecnica</i> .....                                   | 31        |
| 4.3.1    | <i>Pozzi e piezometri</i> .....   | 37        |
| 4.3.2    | <i>Analisi inclinometriche</i> .....  | 38        |
| 4.3.3    | <i>Misure estensimetriche</i> .....   | 43        |
| 4.3.4    | <i>Analisi interferometrica (PS-INSAR)</i> .....                            | 43        |
| 4.4      | ANALISI INTEGRATA TRA MISURE STRUMENTALI E INTERFEROMETRIA SATELLITARE..... | 47        |
| 4.5      | MODELLAZIONE NUMERICA.....  | 50        |
| 4.6      | RICOSTRUZIONE DEI DISSESTI.....   | 55        |
| 4.7      | SINTESI DEI RISULTATI.....  | 56        |
| <b>5</b> | <b>MONTE AMIATA</b> .....   | <b>59</b> |
| 5.1      | INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....  | 59        |
| 5.2      | PROCESSI GRAVITATIVI PROFONDI ( <i>VOLCANIC SPREADING</i> ).....            | 62        |
| 5.3      | ANALISI INTERFEROMETRICA.....   | 64        |
| 5.3.1    | <i>Analisi dei fenomeni di subsidenza</i> .....                             | 65        |
| 5.3.2    | <i>Analisi dei fenomeni franosi</i> .....                                   | 71        |
| 5.4      | SINTESI DEI RISULTATI.....  | 74        |
| <b>6</b> | <b>BACINO DEL FIUME CORNIA</b> .....  | <b>77</b> |
| 6.1      | INTRODUZIONE.....   | 77        |
| 6.2      | INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....  | 77        |
| 6.3      | ANALISI INTERFEROMETRICA.....   | 80        |
| 6.3.1    | <i>Comprensorio geotermico</i> .....  | 83        |
| 6.3.2    | <i>Pianura di Piombino</i> .....  | 86        |
| 6.4      | SINTESI DEI RISULTATI.....  | 93        |

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| <b>7</b> | <b>MAPPATURA DELLE SUBSIDENZE A SCALA REGIONALE.....</b> | <b>95</b>  |
| 7.1      | ANALISI INTERFEROMETRICA .....                           | 95         |
| 7.2      | VALDARNO MEDIO .....                                     | 99         |
| 7.3      | VALDARNO INFERIORE .....                                 | 103        |
| 7.4      | SINTESI DEI RISULTATI .....                              | 104        |
| <b>8</b> | <b>CONCLUSIONI .....</b>                                 | <b>107</b> |
| <b>9</b> | <b>BIBLIOGRAFIA.....</b>                                 | <b>111</b> |

## RIASSUNTO

In questo lavoro è stata eseguita inizialmente la caratterizzazione e la mappatura di fenomeni di dissesto in tre aree della regione Toscana, per poi passare a una mappatura a scala regionale dei fenomeni di subsidenza.

Per raggiungere questo obiettivo sono stati impiegati primariamente i dati radar satellitari, elaborati tramite interferometria a riflettori permanenti (PSInSAR), messi a disposizione dal MATTM tramite il PST-A; questi dati sono stati integrati con rilievi, misure *in situ* e ricerche bibliografiche dei lavori esistenti per le aree prescelte. Le aree analizzate sono state l'abitato di Ricasoli, in provincia di Arezzo, l'area del monte Amiata e il bacino del fiume Cornia.

Il paese di Ricasoli è soggetto a importanti fenomeni di instabilità dovuti alle frane che si sviluppano sui versanti che circondano l'alto morfologico su cui sorge il paese, per questo negli anni sono state effettuate numerose opere di mitigazione e varie campagne di analisi mirate alla comprensione di tali fenomeni. I dati provenienti da questi studi sono stati integrati con i PS a disposizione e con dati pluviometrici. Dall'analisi è emerso come vi sia una corrispondenza tra i movimenti misurati con le varie tecniche e che le riattivazioni delle frane principali non abbiano un collegamento diretto con le precipitazioni, che, a loro volta, risultano essere il principale fattore innescante delle frane superficiali che coinvolgono le scarpate dell'alto morfologico in questione. Tramite una modellazione numerica è stata poi identificata la presenza di una relazione tra le frane che interessano i versanti alla base del paese e quelle sulle scarpate, in quanto la mobilitazione delle prime crea un detensionamento sui versanti stessi, portando ad una loro fratturazione e quindi favorendo la formazione di frane superficiali.

Nell'area del monte Amiata l'analisi ha portato al riconoscimento di una subsidenza che interessa il paese di Piancastagnaio e di alcune aree ad Est di questo, dove sono presenti alcune centrali geotermiche. Inoltre è stato aggiornato lo stato di attività dei fenomeni franosi nel comune di Seggiano, considerati stabilizzati, ma che risultano muoversi con velocità fino a 20 mm/anno. Infine per l'area amiatina è stata esclusa la presenza di deformazioni legate a fenomeni di espansione vulcanica.

Nel bacino del fiume Cornia sono state individuate due aree soggette a subsidenza, una nella sua porzione di monte, in corrispondenza dei maggiori campi geotermici regionali, e l'altra nella pianura di Piombino, a Sud-Est dell'abitato di Venturina. Nel comprensorio geotermico sono state rilevate velocità di subsidenza che raggiungono valori di 35 mm/anno nel comune di Sasso Pisano, mentre nei pressi di Venturina le velocità massime calcolate sono di circa 10 mm/anno, in diminuzione rispetto al passato, quando si registravano velocità di circa 14 mm/anno.

Partendo dall'esperienza acquisita dallo studio di queste aree, è stato deciso di procedere ad una mappatura a scala regionale dei fenomeni di subsidenza, che ha portato ad individuare varie aree in abbassamento nel territorio regionale, alcune delle quali già note e descritte in lavori precedenti. Nel Valdarno medio si è osservato un cambiamento nelle geometrie e nell'evoluzione di questi fenomeni; in particolare nella provincia di Prato si è osservato che l'abbassamento del terreno, registrato fino agli anni novanta, è oggi terminato ed è iniziata una fase di sollevamento generalizzato.

Nella pianura di Bientina è emerso che i maggiori gradienti di abbassamento sono concentrati ai suoi estremi, con deformazioni circa linear al centro, mentre nelle aree studiate in precedenza gli abbassamenti crescevano in modo costante verso un centro ben riconoscibile dove venivano raggiunti gli abbassamenti maggiori.

## ABSTRACT

In this work the analysis of 3 area affected by ground deformation phenomena has been developed. This analysis has been performed using the interferometric data provided by Extraordinary Plan of Environmental Remote Sensing (EPRS-E) of the Italian Ministry of Environment, Land and Sea.

In order to distinguish the deformations due to landslide and subsidence phenomena, data acquired by Envisat satellite have been combined to define direction of displacement for the analyzed areas. This operation allowed separating the areas where ground motion is mainly vertical (subsidence) and where it shows a considerable horizontal deformation (landslides).

The first study area is Ricasoli village that is affected by slope instability phenomena. Here the interferometric data have been compared with instrumental monitoring results and with rainfalls data. The analyses and the field surveys showed the presence of compound landslides in slope surrounding the village and of several fissure and shallow landslides affecting the escarpments of the morphological high where the village is located. A numerical modelling allowed defining the effects of the reactivation of the compound landslides, which results to be comparable with the morphological evidences detected during the field surveys. It is then possible to relate the presence of several cracks and shallow landslides with the slow downstream motion of the main landslides, that move slowly and continuously causing a tensional release on the slopes surrounding the village and inside the village itself. In the Mount Amiata area, permanent scatters analysis allowed to detect a subsidence phenomenon affecting the village of Piancastagnaio and the slopes in its eastern part, where some geothermal power stations are located; furthermore, in the western side of the Amiata, a landslide affecting Seggiano village, that was considered stabilized, has been analysed and classified as active, with a motion velocities close to 20 mm/y. In the Cornia river basin, two areas affected by subsidence have been detected and analysed. The first subsidence was located in the upper part of the basin, in correspondence of the main geothermal fields of Tuscany region. Here high deformation velocities have been observed, with a maximum in the Sasso Pisano area, where the deepest well has been drilled. The second subsidence has been identified in the SE end of the Venturina village, where velocities up to 10 mm/y have been estimated over the period 2003-2010. Comparison with data acquired from 1992 to 2001 showed that subsidence velocities decreased over times from 14 mm/y to 10 mm/y. The experience gained from these analyses allowed to try the first regional mapping of subsidence phenomena. In order to achieve this goal, PS have been combined to identify the areas affected by vertical deformations. This operation allowed identifying several subsidences, most of which were already described in previous works that have been compared with the results of this work. This comparison showed that the subsidence affecting the NW part of Florence was reduced over the time, going from a widespread phenomenon to several isolated phenomena characterized by low deformation velocities. In the area of Prato city, the well-known subsidence phenomena are ended and a new phase of ground uplift has begun from the XXI century. In the lower Valdarno several subsidence phenomena have been mapped; they are located mainly along the Arno river, close to the main industrial areas of the plain, such as the tannery district of S. Croce sull'Arno or the paper mills close to the town of Bientina, where the subsidence shows a different geometry compared to the other study areas. Whilst in the previous areas the deformations steadily increased from the outer part to the inner of the subsidence, in this area the lowering rates are higher close to the ends of the plain compared to its centre.

# 1 INTRODUZIONE

I fenomeni di dissesto idrogeologico sono tra i fattori di rischio principali che interessano l'Italia, causando ogni anno danni economici e sociali ingenti (Guzzetti, 2000; Canuti *et al.*, 2004). I danni causati da tali fenomeni sono aumentati nel corso degli anni principalmente per la cattiva gestione del territorio, che ha portato, oltre che ad un aumento degli eventi calamitosi, ad un'aumentata esposizione di cose e persone e ad una maggior vulnerabilità del territorio stesso. Questo ha portato alla necessità di sviluppare gli strumenti necessari a tutelare tutti gli elementi a rischio. La comunità scientifica svolge un ruolo primario in quest'attività, in quanto compie costantemente sforzi mirati a questo obiettivo, cercando di aumentare le conoscenze che si hanno di tali fenomeni individuando le aree maggiormente a rischio, attraverso la definizione di mappe tematiche, opere di mitigazione preventiva o definendo sistemi di previsione dei fenomeni franosi.

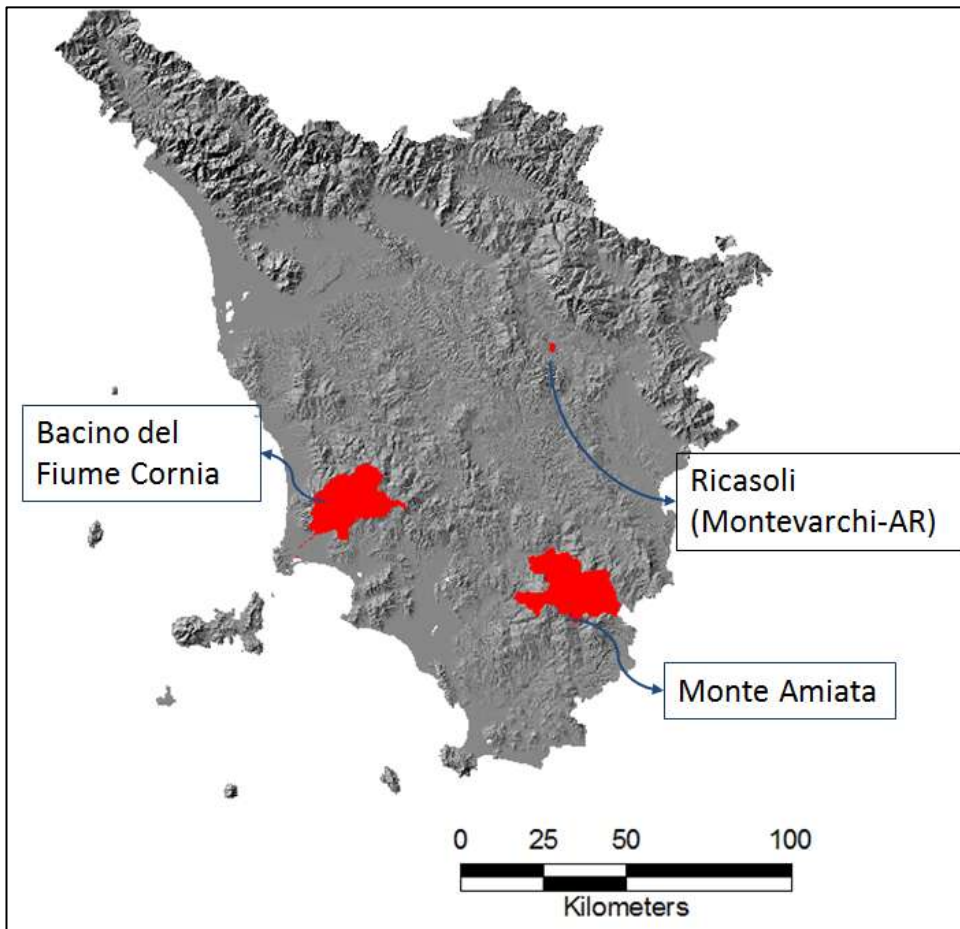
Mentre per questi ultimi esiste una forte percezione della loro pericolosità, che ha portato allo sviluppo di numerosi lavori per i quali esiste un'ingente bibliografia (Varnes & IAEG, 1984; Guzzetti *et al.*, 1999; Brenning, 2005; Malet & Maquaire, 2009; con riferimenti interni), i fenomeni di subsidenza sono generalmente rilegati ad un ruolo di secondo piano: questo può essere dovuto al minore impatto mediatico che hanno tali eventi, in quanto i danni da loro derivanti sono di solito minori, almeno per quanto riguarda l'aspetto sociale, e per il loro sviluppo, generalmente più lento e meno "catastrofico", escludendo ovviamente i fenomeni di sprofondamento rapido del terreno in area urbana (Buchignani *et al.*, 2004; D'Amato Avanzi *et al.*, 2004).

In questo quadro si inserisce questo lavoro di ricerca, sviluppato in collaborazione con la Regione Toscana nell'ambito del progetto DIANA (Dati Interferometrici per l'ANalisi Ambientale), mirato alla caratterizzazione e mappatura di fenomeni di dissesto tramite l'utilizzo di tecnologie tradizionali integrate con nuove metodologie quali l'interferometria radar da satellite.

## 1.1 Descrizione della ricerca

Per svolgere la ricerca sono stati selezionati, in accordo con la Regione Toscana, quattro siti di particolare interesse regionale caratterizzati da fenomeni di dissesto idrogeologico. Tra le aree selezionate, una è stata eliminata dopo una prima analisi dei dati, a causa delle scarse

informazioni a disposizione, ritenute insufficienti per uno studio esaustivo dei fenomeni presenti (Figura 1).



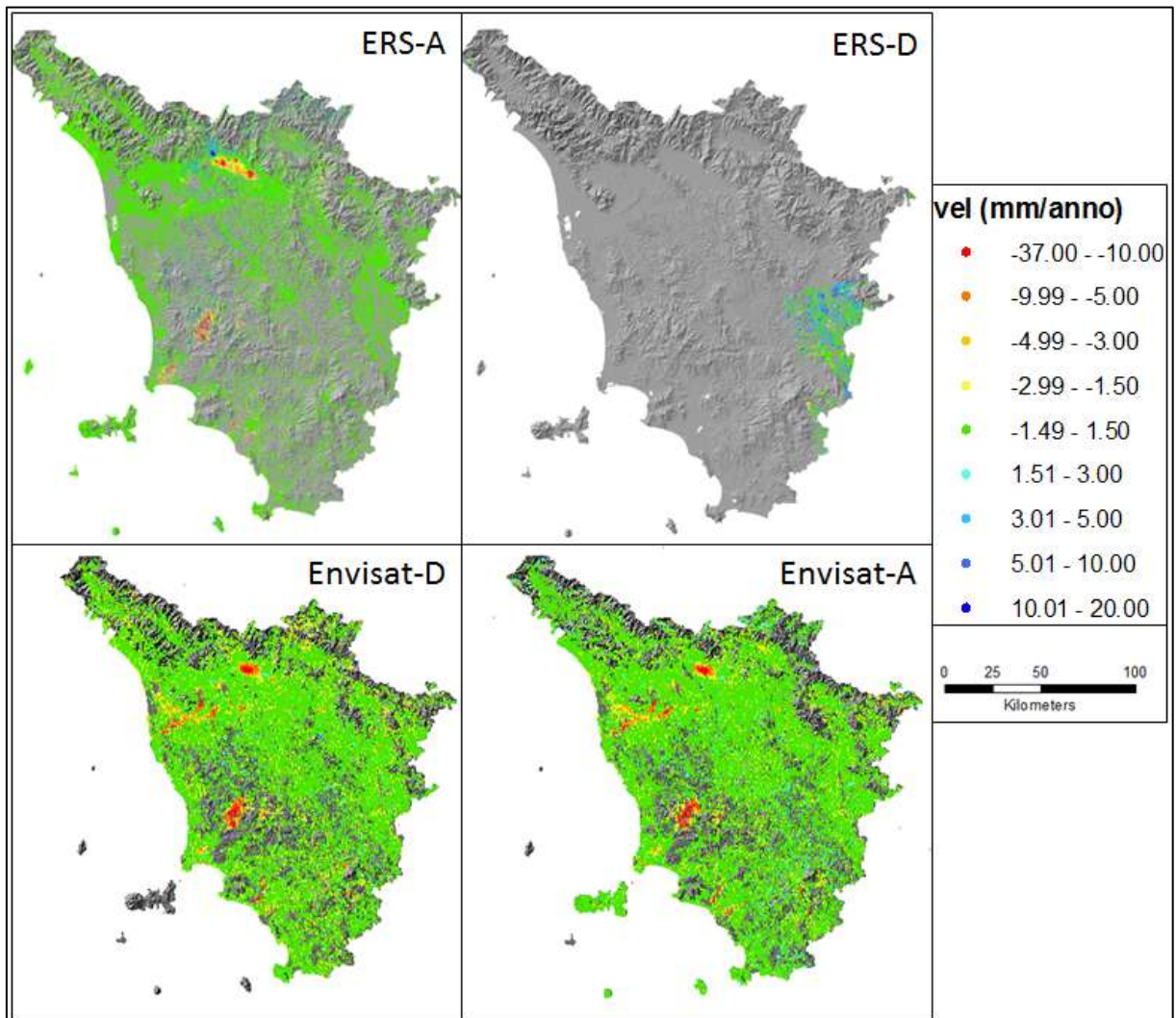
**Figura 1** Localizzazione delle aree di studio.

Per eseguire lo studio sono stati utilizzati i dati interferometrici messi a disposizione dal MATTM (Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare) tramite l’Accordo di Programma interministeriale definito Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale (PST-A e PST-A Lotto 2), introdotto dall’articolo 27 della legge 179/2002.

Tramite il PST-A sono stati raccolti dati radar satellitari per l’intero territorio nazionale, acquisiti dai satelliti ERS 1-2 ed Envisat dell’Agenzia Spaziale Europea. La scelta di tali satelliti ha permesso la costruzione di un archivio storico che copre un ampio intervallo temporale (1992-2001 per i satelliti ERS e 2003-2010 per il satellite Envisat) di immagini radar.

L’alto numero di immagini acquisite ha permesso la loro elaborazione tramite la tecnica multi interferogramma PSI (*Persistent Scatterers Interferometry*), ottenendo così importanti informazioni per l’individuazione e la mappatura di fenomeni di dissesto per l’intero territorio italiano.

Nel territorio regionale la copertura satellitare è completa per i dati acquisiti in orbita discendente dai satelliti ERS e in entrambe le orbite per il satellite Envisat, mentre è molto bassa per quanto riguarda le acquisizioni effettuate in orbita ascendente dai satelliti ERS (Figura 2).



**Figura 2 Copertura del territorio regionale con dati SAR satellitari.**

Per ognuno dei siti selezionati, i dati forniti dall'amministrazione regionale e ottenuti tramite il PST-A, sono stati integrati con quelli a disposizione del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze (DST-UNIFI) e con quelli ricavati da ricerche bibliografiche e rilievi di campagna.

Il primo sito ad essere stato analizzato è l'abitato di Ricasoli (AR), interessato da fenomeni di instabilità dei versanti, per il quale erano disponibili dati di indagine geognostiche pregresse. In quest'area i dati a disposizione sono stati integrati con nuovi rilievi di campagna, con dati

pluviometrici e dati interferometrici satellitari al fine di determinare nel modo migliore possibile l'evoluzione spazio-temporale dei fenomeni di dissesto presenti.

L'area del Monte Amiata, dove sono presenti diffusi fenomeni di instabilità dei versanti, è stata analizzata con l'obiettivo iniziale di verificare la presenza di evidenze dell'espansione vulcanica (*volcanic spreading*) ipotizzata da Delcroix *et al.* (2006). In quest'area non erano a disposizione dati provenienti da rilievi *in situ*, per cui lo studio è stato condotto basandosi principalmente sui dati interferometrici a disposizione.

Nel bacino del fiume Cornia si riscontrano problematiche dovute sia a fenomeni franosi, che interessano principalmente la porzione di monte del bacino idrografico, sia da fenomeni di subsidenza, già noti da tempo per l'area della pianura costiera (Bartolini *et al.*, 1989; Focardi *et al.*, 1992; Sbrilli, 1992). Questo sito è stato selezionato con lo scopo iniziale di eseguire un confronto tra i dati interferometrici satellitari con le livellazioni topografiche eseguite nella pianura costiera nei pressi dell'abitato di Venturina (Eurotec, 2005).

Le metodologie di lavoro sviluppate durante l'analisi delle aree selezionate sono state poi applicate a scala regionale per definire la prima mappa delle aree in subsidenza della regione Toscana.

Infatti, se ampiamente studiati sono vari fenomeni di subsidenza locali, quali il campo geotermico di Travale-Radicondoli (Di Filippo *et al.*, 2005), la piana di Firenze-Prato-Pistoia (Canuti *et al.*, 2005b), il Valdarno Inferiore (Brugioni *et al.*, 2007), non esiste ad oggi una mappa di sintesi che raggruppi tutte le principali aree affette da subsidenza presenti nel territorio regionale.

Questa mappa è stata definita basandosi inizialmente solo sull'utilizzo dell'interferometria radar satellitare, per poi essere migliorata inserendo nell'analisi dati ancillari quali il DTM (*Digital Terrain Model*) dell'intero territorio regionali, le CTR regionali e la cartografia geologica a disposizione del DST-UNIFI.

## 2 INTERFEROMETRIA RADAR SATELLITARE

La tecnica SAR (Kovaly, 1976; Curlander *et al.*, 1991; Rosen *et al.* 2000) è un sistema di acquisizioni di dati RADAR in grado di aggirare le limitazioni dovute al tradizionale utilizzo di una singola antenna sia per la trasmissione sia per la ricezione di un impulso elettromagnetico; l'idea alla base del SAR consiste nell'utilizzo di più antenne che permettono di trasmettere e acquisire in fasi successive, ricreando immagini con risoluzioni comparabili a quelle ottenute utilizzando antenne di grandi dimensioni.

L'interferometria differenziale o DInSAR (Goldstein *et al.*, 1988) è la tecnica convenzionale maggiormente utilizzata per l'analisi di dati SAR e si basa sull'analisi delle variazioni del valore di fase tra due distinte acquisizioni in modo tale da mettere in luce eventuali differenze riconducibili a fenomeni di deformazione, topografia o disturbi atmosferici (Massonnet e Feigl, 1998, Rosen *et al.*, 2000).

Il segnale radar di un singolo bersaglio è caratterizzato da due valori: ampiezza e fase.

L'ampiezza individua la parte di campo elettromagnetico incidente riflessa verso il sensore. Nelle immagini radar di ampiezza appaiono particolarmente luminose le strutture metalliche (tralicci, antenne, linee ferroviarie), mentre bacini d'acqua e strade sono solitamente poco luminosi: essi sono caratterizzati, infatti, da fenomeni di riflessione speculare in cui la quota di campo riflessa verso il satellite risulta molto contenuta. La fase racchiude invece l'informazione più importante ai fini delle applicazioni interferometriche: la distanza sensore-bersaglio. I termini che contribuiscono alla fase di una singola immagine SAR sono molteplici e possono essere riassunti nella seguente equazione:

$$\phi = \psi + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot r + \alpha + n$$

dove  $\psi$  è il termine di fase dovuto alla riflettività del bersaglio (dipendente dal materiale e dalla sua geometria),  $\alpha$  è un contributo di fase dovuto all'atmosfera,  $r$  è la distanza sensore-bersaglio (questo valore, moltiplicato per il fattore riportato nell'equazione, viene indicato con il termine di propagatore) e  $n$  è un inevitabile rumore proprio del sistema di acquisizione.

L'obiettivo della tecnica interferometrica è quello di isolare gli effettivi contributi di fase dovuti al movimento del bersaglio e non imputabili a disturbi, ovvero di stimare accuratamente la differenza di cammino ottico  $\Delta r$  dell'onda elettromagnetica trasmessa in due successive acquisizioni e retrodiffusa dal bersaglio a terra, in quanto la fase di una

singola immagine SAR non è di fatto determinabile, poiché risulta impossibile discriminare i diversi contributi. Se però sono disponibili almeno due acquisizioni relative alla stessa area, accuratamente registrate sulla stessa griglia di riferimento, è possibile utilizzare l'informazione contenuta in esse. In questo caso, infatti, si genera un interferogramma sottraendo la fase di un'immagine a quella dell'altra. Se non avvengono particolari cambiamenti nel periodo tra le due acquisizioni, i contributi dovuti alla riflettività si elidono e la fase dell'interferogramma dipende, con buona approssimazione, solo dalla distanza sensore-bersaglio e, quindi, da eventuali movimenti intercorsi tra le due acquisizioni (a parte i contributi spuri dovuti all'atmosfera e al rumore).

Diversi effetti riducono (o addirittura compromettono) la qualità dei risultati ottenuti con l'analisi DInSAR. In primo luogo i fenomeni di decorrelazione temporale, che sono causati dalla variabilità delle proprietà elettromagnetiche (riflettività) dei bersagli radar tra i diversi giorni di acquisizione del dato, indicati dal parametro *baseline* temporale: in questo caso l'ipotesi che il contributo  $\psi$  si elida generando l'interferogramma non è più verificata. Le zone coperte da vegetazione, facilmente influenzabili dal vento e di diverso aspetto in base alla stagione, sono spesso fonte di decorrelazione, mentre i centri urbani e le rocce esposte rimangono maggiormente stabili nel tempo (cambiamenti possono essere causati anche da altri eventi atmosferici quali pioggia o neve).

La qualità dell'interferogramma dipende anche dalla distanza tra le due orbite effettivamente percorse dal sensore durante l'acquisizione delle due immagini (detta *baseline* normale o geometrica). Si può dimostrare che maggiore è il valore assoluto della *baseline*, minore è la banda comune tra i due segnali e quindi minore è il rapporto segnale-rumore relativo all'interferogramma da esse generato. Questo disturbo è denominato decorrelazione geometrica.

L'interpretazione dei dati interferometrici può essere ulteriormente complicata dalla variazione delle condizioni atmosferiche durante le due acquisizioni che si possono tradurre in un ulteriore termine di fase ( $\alpha$ ), difficile da discriminare dal contributo relativo a eventuali fenomeni di movimento. Con l'interferometria SAR tradizionale si possono stimare movimenti con un'accuratezza da alcuni millimetri ad alcuni centimetri (Rosen *et al.*, 2000); inoltre, in genere non è possibile effettuare stime puntuali, ma solo analisi d'insieme per identificare fenomeni macroscopici in atto (estensione  $> 0.2 \text{ km}^2$ ).

Un'evoluzione dell'analisi interferometrica differenziale per lo studio delle deformazioni superficiali è costituita dalle tecniche interferometriche avanzate, le A-DInSAR (Advanced DInSAR), sviluppate a partire dagli anni '90. Queste tecniche permettono di superare alcuni dei limiti legati agli approcci più convenzionali dell'interferometria SAR, poiché consentono di contenere i fenomeni di decorrelazione temporale e geometrica e stimare i contributi di fase legati ai cambiamenti subiti dall'atmosfera tra le diverse acquisizioni.

Le tecniche A-DInSAR si basano su analisi di tipo multi-interferogramma o multi-immagine (Goldstein & Zebker, 1987), cioè utilizzano una lunga serie di immagini radar relative a una stessa area, dalle quali vengono identificati alcuni bersagli radar, che vengono utilizzati per la misura degli spostamenti.

A differenza della tecnica interferometrica differenziale, per la quale è necessario selezionare solo coppie di immagini caratterizzate da bassi valori di baseline spaziale (< 200-300 m) con la conseguente riduzione della frequenza di campionamento, l'utilizzo delle tecniche multi-interferogramma permette di selezionare quasi tutte le immagini SAR acquisite dal sensore prescelto sulla zona in esame. Infatti, per implementare un'analisi multi-interferogramma possono essere scelte anche immagini separate da baseline normale molto elevata (fino a 1200 m con immagini acquisite in banda C; Colesanti et al., 2003a), con conseguente aumento del campionamento temporale dei fenomeni.

Grazie alla disponibilità di grandi archivi di dati acquisiti dalle agenzie spaziali, tali tecniche permettono di ottenere migliori risultati di quelli ricavabili con analisi interferometriche convenzionali, sia per la qualità delle misure di deformazione ottenute (precisione millimetrica), sia per la capacità di seguire la loro evoluzione temporale. Infatti, mentre l'interferometria differenziale campiona il fenomeno di deformazione in esame tramite lo studio di due acquisizioni stimando soltanto la deformazione cumulata avvenuta tra le due acquisizioni o, in modo equivalente, la velocità di deformazione lineare registrata tra esse, l'analisi multi-interferogramma è capace di fornire la descrizione completa dell'evoluzione temporale delle deformazioni. Ovviamente, questa capacità è limitata dal numero e dalla distribuzione temporale delle acquisizioni disponibili.

Applicando tali tecniche si ottiene una serie di misure di deformazione su alcuni bersagli che rappresentano diffusori permanenti.

## 2.1 Interferometria a diffusori permanenti (PSInSAR)

Una particolare tecnica di interferometria SAR è la tecnica PSInSAR, sviluppata e brevettata presso il Politecnico di Milano e concessa in licenza esclusiva a TeleRilevamento Europa S.r.l. nel 2000 (Colesanti et al., 2003a; Ferretti et al., 1999, 2001). Si tratta di uno strumento estremamente efficace per il monitoraggio con accuratezza millimetrica di fenomeni di deformazione della superficie terrestre, basato sull'impiego di serie temporali d'immagini radar satellitari.

Questo approccio è basato sull'osservazione che un piccolo sottoinsieme di bersagli radar, costituito appunto dai diffusori permanenti (*Permanent Scatterers*), è praticamente immune agli effetti di decorrelazione. Essi mantengono la stessa "firma elettromagnetica" in tutte le immagini al variare della geometria di acquisizione e delle condizioni climatiche, preservano quindi l'informazione di fase nel tempo. I diffusori permanenti sono tipicamente parti di edifici, strutture metalliche, rocce esposte, comunque elementi già presenti al suolo, per i quali le caratteristiche elettromagnetiche non variano sensibilmente di acquisizione in acquisizione, mentre ciò non accade ad esempio per la vegetazione che muta di continuo.

La Figura 3 mostra una schematica rappresentazione della base teorica della tecnica interferometrica, di un *Permanent Scatterer* e dei disturbi presenti nelle acquisizioni SAR (variazione della componente di riflettività che dà luogo a decorrelazione temporale, variazioni della *baseline* normale che danno luogo a decorrelazione geometrica, disturbi atmosferici).

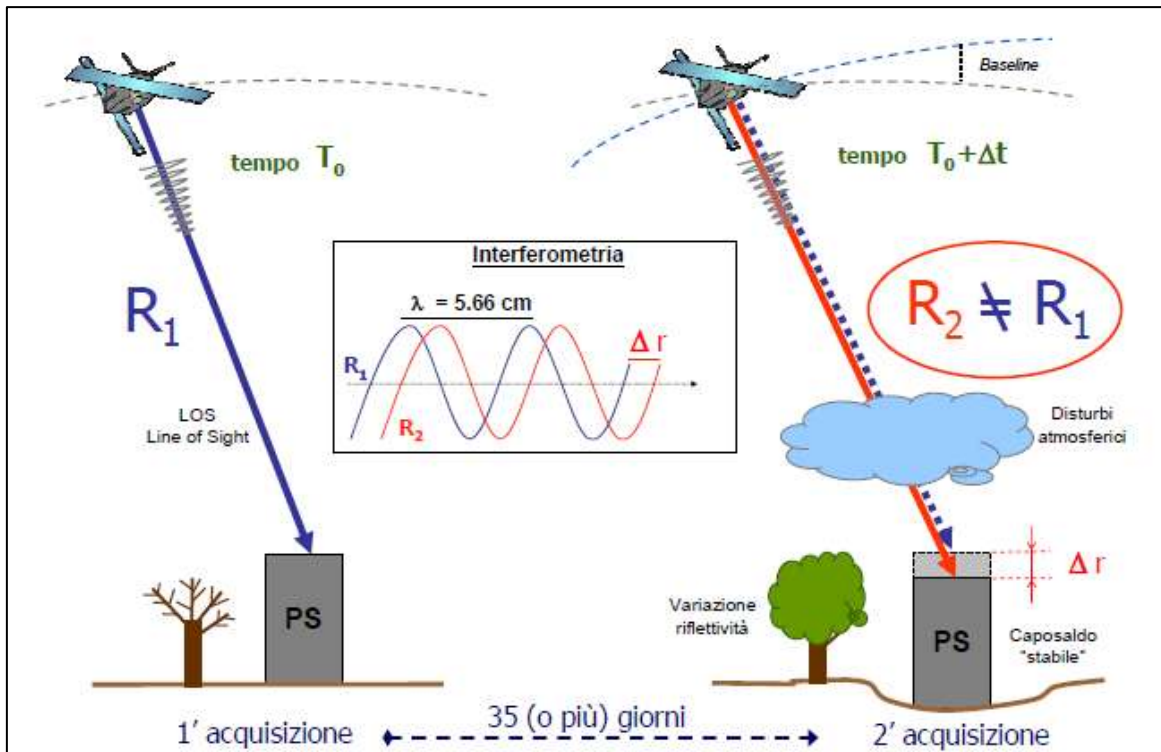


Figura 3 Rappresentazione schematica della base teorica della tecnica PSInSAR® (fonte: TRE, 2003).

L'elaborazione prende origine da uno studio statistico delle immagini, che porta alla selezione dell'insieme dei diffusori permanenti, sostanzialmente immuni dai fenomeni di decorrelazione. Questa proprietà dei diffusori consente di superare gran parte delle limitazioni legate all'analisi DInSAR convenzionale.

Utilizzando le serie storiche delle acquisizioni, è possibile stimare sia l'entità del disturbo dovuto all'atmosfera terrestre, sia le possibili deformazioni superficiali della zona in esame. Dopo aver rimosso il disturbo atmosferico dai dati si è in grado di stimare accuratamente i movimenti dei diffusori permanenti utilizzando il SAR come un vero e proprio strumento di misura delle deformazioni del terreno.

Un aspetto fondamentale è la capacità di stimare correttamente e compensare il disturbo atmosferico, svolgendo un'analisi dettagliata solo sul sottoinsieme di punti accuratamente selezionati secondo valutazioni statistiche. Stimato il contributo atmosferico è possibile individuare tutte le componenti che costituiscono la fase interferometrica, eliminare i termini spuri e isolare il termine che descrive la variazione di cammino ottico dell'onda elettromagnetica nelle varie acquisizioni, cioè descrivere i movimenti che ha subito il bersaglio nell'arco temporale tra il primo e l'ultimo dato disponibile.

Per eseguire stime accurate dei disturbi atmosferici è necessario che la densità spaziale di diffusori permanenti sia sufficientemente elevata (maggiore di 5-10 punti/km<sup>2</sup>), vincolo sempre verificato in aree urbane avvalendosi di dataset consistenti in almeno 25-30 immagini. In aree ad elevata urbanizzazione, la densità spaziale raggiunge valori molto alti: 100 – 400 punti/km<sup>2</sup>.

I diffusori permanenti vengono correttamente posizionati nella cella di risoluzione al suolo e in corrispondenza di ciascuno si effettua una misura di deformazione per ogni acquisizione disponibile, con accuratezza sino a 1-2 mm su ogni singola misura. Si è quindi in grado di ricostruire il trend medio di deformazione annua, con accuratezza compresa tra 0.1 e 1 mm/anno. L'accuratezza è funzione del numero di immagini e della qualità del diffusore stesso, cioè di quanto l'informazione di fase è immune ai fenomeni di disturbo.

I dati ottenuti da un'elaborazione interferometrica multi-immagine, consistono in un database di punti appartenenti all'area di interesse, in corrispondenza dei quali sono immagazzinati i valori di deformazione misurati nell'intervallo di tempo coperto dalle acquisizioni scelte per implementare l'analisi. Come già sottolineato, tali punti corrispondono a bersagli radar che preservano l'informazione spettrale nel tempo e si possono definire come diffusori permanenti (*Persistent Scatterers o Permanent Scatterers - PS*).

I parametri disponibili per ciascun bersaglio radar sono generalmente:

- la velocità media di deformazione registrata nel periodo coperto dalle acquisizioni;
- la posizione del bersaglio (coordinate geografiche e quota);
- la serie temporale di deformazione con la frequenza di misura pari a quella del tempo di rivisitazione del satellite impiegato;
- un parametro di qualità (generalmente è la deviazione *standard* associata alla stima della velocità media annua).

Per applicazioni a larga scala, generalmente vengono sfruttate le informazioni sulla velocità media di deformazione registrate sull'area di interesse, al contrario, per le applicazioni a scala locale è più indicata l'analisi approfondita delle serie storiche di deformazione dei bersagli radar presenti sull'area di interesse, in modo da mettere in luce, oltre ai *trend* deformativi medi registrati nel periodo di interesse anche eventuali accelerazioni o variazioni del tasso di deformazione.

Tutte le misure di deformazione sono rilevate lungo la congiungente sensore-bersaglio (LOS, *Line of Sight*), e sono di tipo relativo sia nello spazio sia nel tempo. Le deformazioni vengono calcolate rispetto alla posizione di un punto di riferimento a terra di coordinate note (*reference point*), supposto fermo o espressamente indicato da misure GPS o di livellazione ottica, e rispetto a un'immagine di riferimento scelta all'interno del *dataset* impiegato per l'analisi. Lo spostamento misurato a ogni lettura (acquisizione SAR) rappresenta quindi la differenza tra la quota del terreno in corrispondenza della lettura e quella al tempo dell'acquisizione di riferimento, che ha, per definizione, spostamento zero.

I fattori principali che influiscono sull'identificazione del bersaglio quale punto di misura PS sono:

- deformazioni prospettiche (in relazione all'orientamento della superficie rispetto alla linea di vista) e presenza di zone d'ombra;
- materiale di cui è costituito il bersaglio;
- uso del suolo (alte densità di PS si riscontrano in corrispondenza dei centri urbani mentre le aree vegetate o periodicamente innevate non presentano PS al loro interno);
- presenza di aree vegetate (la loro rapida variabilità provoca decorrelazione temporale);
- frequenza, polarizzazione e ampiezza del segnale (diversa sensibilità degli oggetti in relazione al loro materiale e alle loro dimensioni);
- cambiamenti nelle proprietà dielettriche del bersaglio (provocano decorrelazione temporale);
- presenza di copertura nevosa o ghiaccio (provoca decorrelazione temporale);
- movimento rapido del bersaglio (spostamenti più rapidi di 1 cm /35 giorni, per le immagini ERS o ENVISAT, provocano decorrelazione).

Lo studio a priori di queste caratteristiche nel territorio in esame, può fornire importanti indicazioni, già prima di implementare l'elaborazione PS, sulla predisposizione delle aree in studio nei confronti dell'analisi, tuttavia, non permette di stabilire con certezza il numero dei PS identificabili mediante l'analisi e la loro distribuzione areale.

L'uso di una bassa lunghezza d'onda, per esempio quella dei satelliti ERS dell'ESA, che utilizzano la banda C (5,66 cm), permette di effettuare misure di deformazione molto accurate lungo la linea di vista del satellite, che è in media inclinata di 23° rispetto alla verticale. Se il movimento reale non avviene lungo la LOS la velocità misurata è sottostimata rispetto a quella reale, specialmente nel caso in cui la componente orizzontale del

movimento è importante. Ad Esempio, uno spostamento di 1 mm lungo la LOS avvenuto tra due acquisizioni successive può essere misurato senza problemi. Tuttavia, nel caso di fenomeni di deformazione caratterizzati da evoluzione particolarmente rapida, si può presentare il problema dell'equivocazione di fase che può complicare l'interpretazione dei risultati. Infatti, se il bersaglio è soggetto a spostamento lungo la LOS che si avvicina a  $1/4$  della lunghezza d'onda, tra due acquisizioni successive, le misure possono essere ambigue (*aliased*) e la stima dello spostamento può non essere corretta. In generale, più lento è il movimento, più bassa è la probabilità che si abbiano errori. Come regola pratica, considerando la presenza dei rumori, dell'irregolarità delle acquisizioni e delle differenze di comportamento deformativo dei PS dal modello utilizzato, è possibile misurare senza problemi velocità in direzione LOS minori di 4 cm/anno (per sensori ERS ed ENVISAT dell'ESA). In caso contrario, se non sono disponibili informazioni a priori sul comportamento dei punti, lo spostamento sarà probabilmente sottostimato e la sua direzione (in avvicinamento o allontanamento dal satellite) potrebbe non essere corretta.

## 2.2 Fenomeni monitorabili

L'utilizzo dell'interferometria radar satellitare è un valido strumento per il controllo delle deformazioni superficiali del terreno e l'analisi dei fenomeni di dissesto idrogeologico, come dimostrato dai risultati ottenuti in molte loro applicazioni.

In particolare questa tecnica è ampiamente utilizzata per lo studio di fenomeni franosi (Farina *et al.*, 2003; Colesanti & Wasowski, 2004; Hilley *et al.*, 2004; Canuti *et al.*, 2005a; Meisina *et al.*, 2006, 2007; Farina *et al.*, 2006a, 2007; Pancioli & Farina, 2007; Pancioli *et al.*, 2008; Righini *et al.*, 2008, Casagli *et al.*, 2008, Cigna *et al.* 2012; Lu *et al.*, 2010, 2012), subsidenze (Massonet *et al.*, 1997; Jönsson *et al.*, 1998; Ferretti *et al.*, 2000a e 2000a; Canuti *et al.*, 2005b; Colesanti *et al.*, 2005; Stramondo *et al.*, 2008), movimenti tettonici (Colesanti *et al.*, 2003a; Massonet *et al.*, 1994; Musson *et al.*, 2004; Bürgmann *et al.*, 2006; Vilaro *et al.*, 2009), attività vulcanica (Massonet *et al.*, 1995; Salvi *et al.*, 2004) e per lo studio della dinamica dei ghiacciai (Goldstein *et al.*, 1993).

Per ciascuna delle tipologie di fenomeni elencati, non tutti i tipi di movimento sono misurabili; questo limite è funzione sia delle caratteristiche del fenomeno stesso sia del tipo di sensore e satellite utilizzato. Per quanto riguarda le caratteristiche del sensore e del satellite i limiti sono legati alla lunghezza d'onda utilizzata e al tempo di rivisitazione della

stessa scena, oltreché all'orbita seguita da parte del satellite stesso. Questi fattori influenzano direttamente i tipi di fenomeni monitorabili per quanto riguarda la loro velocità, in quanto movimenti rapidi potrebbero essere pericolosamente sottostimati, e la loro direzione di propagazione, poiché i movimenti paralleli all'orbita seguita dai satelliti non sono rilevabili.

Di seguito vengono riportati i limiti di funzionalità dei sistemi interferometrici per quanto riguarda frane e subsidenze, le tipologie di fenomeni analizzati in questa ricerca.

### 2.2.1 Fenomeni franosi

L'applicabilità dell'interferometria radar satellitare a questi fenomeni è funzione delle diverse tipologie di frane e ai loro meccanismi, alla velocità che li caratterizza, alla loro dimensione, all'uso del suolo e all'esposizione dei versanti.

Facendo riferimento alla classificazione di Cruden & Varnes (1996) e tenendo conto dei diversi materiali coinvolti per ogni tipologia di fenomeno è possibile sintetizzare l'applicabilità di questa tecnica come esposto nella tabella seguente (Tabella 1).

| Tipologia    | Materiale            | Monitoraggio Tecnica PSI |
|--------------|----------------------|--------------------------|
| Crollo       | Roccia/detrito/terra | NO                       |
| Ribaltamento | Roccia/detrito/terra | NO                       |
| Scivolamento | Roccia               | SI                       |
|              | Detrito/terra        | SI                       |
| Colata       | Roccia               | SI                       |
|              | Terra                | Parzialmente             |
|              | Detrito              | NO                       |
| Espansione   | Roccia/detrito/terra | Parzialmente             |

**Tabella 1 Applicabilità della tecnica PSI alle diverse tipologie di frane.**

I fenomeni di crollo e ribaltamento sono difficilmente osservabili mediante interferometria da satellite a causa della rapidità con cui si sviluppano.

Per il monitoraggio dei fenomeni di scivolamento, le tecniche interferometriche satellitari hanno dato ottimi risultati, sia per movimenti traslativi che rotazionali (Strozzi et al., 2005; Rizzo & Tesauro, 2000; Colesanti & Wasowski, 2004).

Per le colate, in funzione del materiale coinvolto, si possono ottenere risultati diversi. Le colate in roccia (*creep*), caratterizzate da movimenti generalmente molto lenti distribuiti in maniera continua all'interno della massa spostata, risultano monitorabili mediante interferometria SAR da satellite. Le colate in terra lo sono soltanto fino a quando il

contenuto d'acqua è limitato e i movimenti rimangono molto lenti (Squarzone et al., 2003). Le colate di detrito, a causa dell'estrema rapidità con cui si sviluppano, sono invece fuori dalle capacità di misura delle tecniche interferometriche.

I fenomeni di espansione laterale possono essere parzialmente controllati, infatti, può essere misurata solo la componente sub-verticale delle deformazioni indotte da questa tipologia di fenomeni, legata alla subsidenza dei livelli competenti ed indotta dall'estensione sub-orizzontale di livelli sottostanti a minor competenza (Meisina et al., 2007). Le espansioni di terreni a seguito di fenomeni di liquefazione non sono invece misurabili mediante interferometria da satellite a causa della loro rapidità.

Prendendo in considerazione le velocità dei fenomeni, l'interferometria radar satellitare è in grado di monitorare solamente movimenti classificati come estremamente lenti e molto lenti (IUGS/WGL, 1995; Cruden & Varnes, 1996) a causa dei tempi di rivisitazione dei satelliti (Tabella 2).

| <b>Classe</b>       | <b>Velocità</b>        | <b>Monitoraggio Tecnica PSI</b> |
|---------------------|------------------------|---------------------------------|
| Estremamente lento  | < 16 mm/anno           | SI                              |
| Molto lento         | 0,016 – 1,6 m/anno     | SI                              |
| Lento               | 1,6 m/anno - 13 m/mese | NO                              |
| Moderato            | 13 m/mese – 1,8 m/h    | NO                              |
| Rapido              | 1,8 m/h - 3 m/min.     | NO                              |
| Molto rapido        | 3 m/min. - 5 m/s       | NO                              |
| Estremamente rapido | > 5 m/s                | NO                              |

**Tabella 2 Applicabilità della tecnica PSI alle classi di velocità delle frane.**

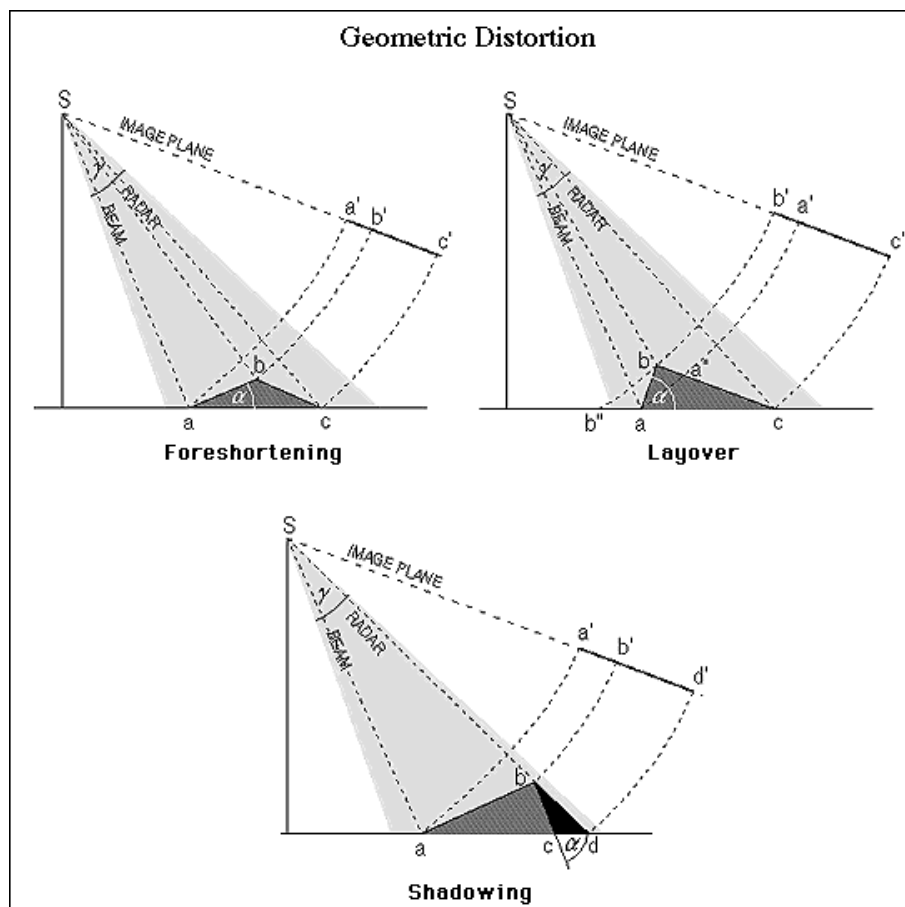
L'uso del suolo influenza l'applicabilità dell'interferometria in quanto i satelliti usano come riflettori dei bersagli già presenti a terra che devono essere "stabili" dal punto di vista elettromagnetico. Questa condizione è sempre verificata in aree urbanizzate, dove sia ha un'elevata densità di edifici e infrastrutture, ma viene meno in presenza di importanti corpi idrici. Nelle zone agricole l'applicabilità di questa tecnica è invece limitata alla presenza di edifici sparsi e manufatti che possano essere utilizzati come riflettori, mentre nelle aree boscate e adibite a pascoli la presenza di bersagli radar è limitata a rocce esposte e edifici sparsi, rendendo quasi inefficace l'analisi interferometrica (Tabella 3).

| Uso del suolo                              | Monitoraggio Tecnica PSI |
|--|--------------------------|
| Territori modellati artificialmente        | SI                       |
| Territori agricoli                         | SI                       |
| Territori boscati e ambienti semi-naturali | BASSA                    |
| Zone umide e corpi idrici                  | NO                       |

**Tabella 3 Applicabilità della tecnica PSI alle diverse classi di uso del suolo.**

Le dimensioni dei fenomeni influenza l'applicabilità dell'interferometria poiché da queste dipende il numero di riflettori individuabili al loro interno, in quanto fenomeni di grandi dimensioni avranno una maggior probabilità di avere al loro interno un numero sufficiente di punti da analizzare.

L'esposizione dei versanti è un altro importante fattore da tenere in considerazione, in quanto la topografia del territorio può portare a disturbi del segnale radar, creando zone di ombra (*shadowing*), distorsioni (*layover*) o sovrapposizione (*foreshortening*) del segnale (Figura 4).



**Figura 4 Effetti di distorsione dell'immagine radar dovuti alla topografia.**

### 2.2.2 Subsidenze

La subsidenza è un fenomeno legato al progressivo abbassamento del piano di campagna. Le cause che possono portare a questo fenomeno sono differenti e riconducibili a due tipi principali: naturali e antropiche. Tra le cause naturali possiamo citare fenomeni geotettonici quali faglie attive (i.e. Massironi *et al.*, 2009) e deformazioni riconducibili all'attività vulcanica o la compattazione dei sedimenti in coltri alluvionali recenti (Figura 5). Tra le cause antropiche possiamo citare la costruzione di nuovi edifici (i.e. Chen *et al.*, 2012) che porta alla compattazione dei sedimenti sui quali sono costruiti, l'attività di escavazione in miniere (Colesanti *et al.*, 2005) e soprattutto il pompaggio di fluidi e gas dal sottosuolo (Teatini *et al.*, 2011; Bell *et al.*, 2008).

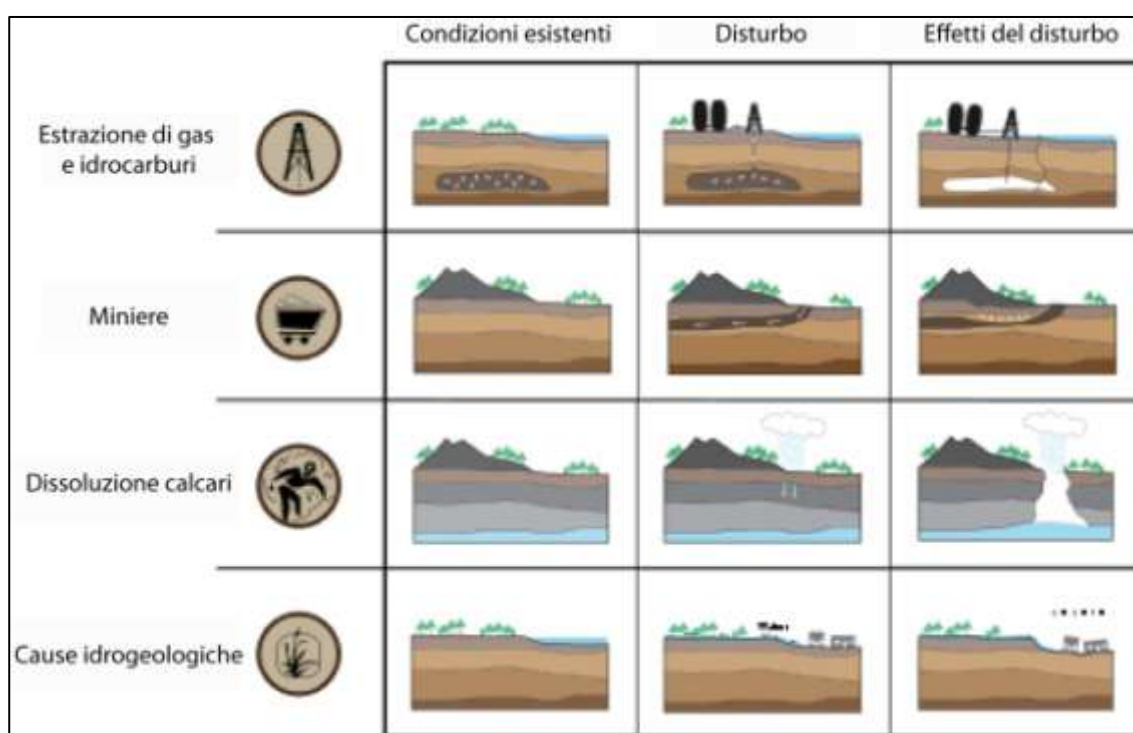


Figura 5 Differenti tipi di subsidenza (modificato da [en.wikipedia.org/wiki/File:Wiki\\_Image\\_Rev1.svg](https://en.wikipedia.org/wiki/File:Wiki_Image_Rev1.svg)).

Questi fenomeni si prestano molto bene ad essere studiati attraverso la tecnica interferometrica, sia scala regionale (Terranova *et al.*, 2009) che locale (Farina *et al.*, 2006b). Questo è dovuto principalmente alla loro velocità di evoluzione, generalmente molto bassa, e, almeno per quanto riguarda le subsidenze indotte da sovrasfruttamento della falda idrica, dal fatto che tendono a verificarsi in aree urbanizzate, dove l'alta densità di bersagli radar validi consente di avere un alto numero di punti misurabili con un'elevata accuratezza (Figura 6).

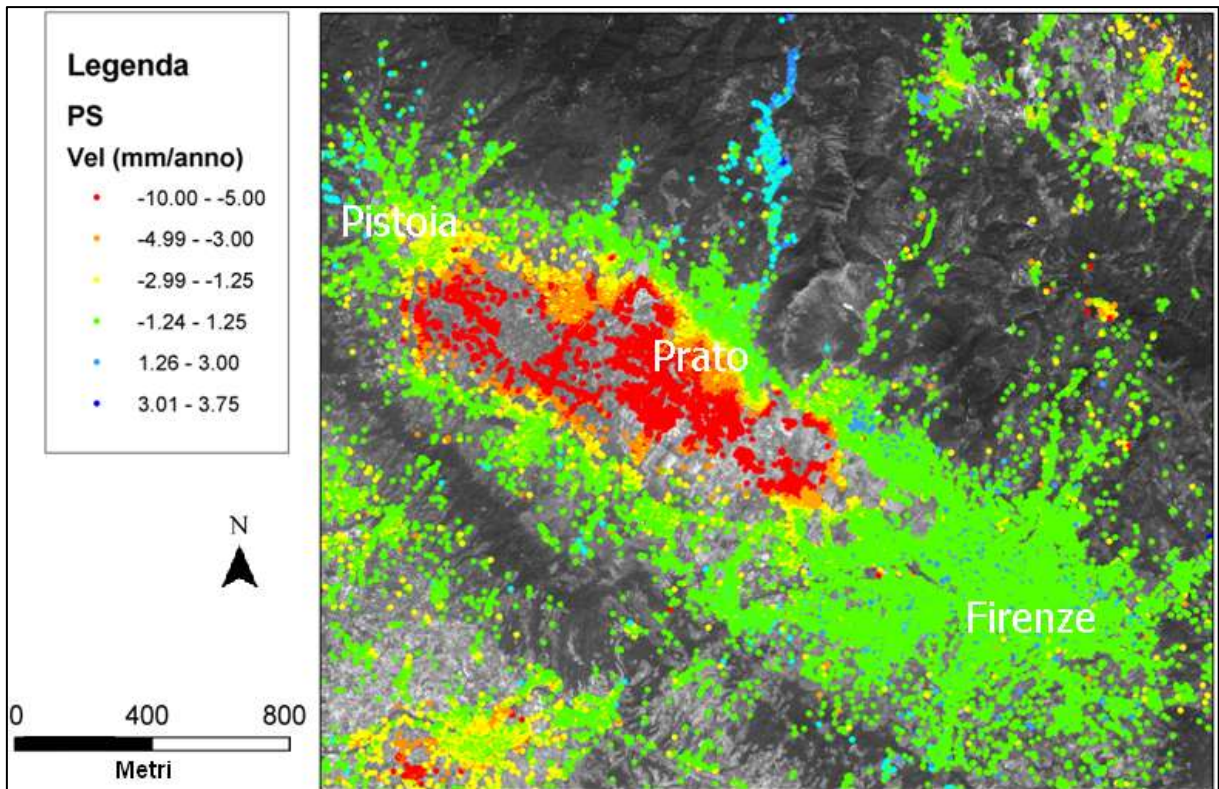


Figura 6 Subsidenza nell'area di Prato e Pistoia, misurate tramite tecnica PSInSAR eseguita su dati ERS1/2 relativi al periodo 1992-2002 (Canuti *et al.*, 2005b).

### 2.3 Vantaggi e limiti

L'utilizzo della tecnica PSInSAR presenta numerosi vantaggi rispetto alle tecniche interferometriche differenziali e ai sistemi di monitoraggio tradizionali di deformazione del terreno. In particolare, rispetto alle analisi DInSAR, permette di eseguire stime puntuali di deformazione e con una maggiore precisione, consentendo inoltre di stimare e rimuovere i contributi di fase dovuti a fenomeni atmosferici. Nei confronti delle tecniche tradizionali di monitoraggio (livellazioni topografiche, rilievi GPS), i vantaggi possono essere riassunti nei seguenti punti:

- presenza di un archivio storico (dal 1992), da cui la possibilità di eseguire indagini sull'evoluzione passata dei fenomeni in analisi;
- misure differenziali con precisione elevata sul *trend* di deformazione con velocità media PS fino a 0,1 mm/anno e sulla singola misura spostamento verticale PS fino a 1 mm e spostamento est-ovest fino a 1 cm;
- elevata densità spaziale di capisaldi radar, in area urbana fino a  $\sim 400$  PS/km<sup>2</sup>, già presenti sul territorio;

- abbattimento dei costi e dei tempi di indagine su larga scala per la zonazione del territorio;
- applicazioni sinergiche con altre tecniche di rilevamento;
- accuratezza verticale delle misure superiore rispetto alla tecnica GPS.

Ovviamente questa tecnica presenta anche dei limiti, legati principalmente all'orbita del satellite e alla geometria di acquisizione, che possono essere riassunti nei seguenti punti:

- monitoraggio in "tempo reale" impossibile a causa dei tempi di rivisitazione del satellite;
- misure di deformazione solamente lungo linea di vista del satellite;
- moti rapidi che non possono essere monitorati senza informazioni "a priori";
- assenza di misure in aree senza bersagli radar (necessità di installare capisaldi artificiali);
- difficile previsione della posizione dei PS su aree non urbane;
- necessità di un'elaborazione minima di 25-30 immagini radar;
- carico computazionale elevato.

### 3 CARATTERIZZAZIONE DEI FENOMENI DI DISSESTO TRAMITE PSINSAR

Per effettuare un corretto studio dei fenomeni di dissesto è utile, se non necessario, integrare le informazioni acquisite tramite interferometria con dati ancillari riferiti alle aree in esame.

Generalmente questi dati comprendono la cartografia di base (Carta Tecnica Regionale) e quella tematica (cartografia geologica, Carta inventario dei fenomeni franosi, ecc.) dell'area, più aggiornata possibile e ad una scala consona a quella di lavoro.

Per l'analisi di questi fenomeni a scala locale è utile considerare anche dati provenienti da precedenti campagne di monitoraggio, eseguite con tecniche tradizionali, quali le livellazioni topografiche e i rilievi GPS, oltreché acquisire eventuali indagini geognostiche esistenti, così da avere un quadro completo dell'assetto geologico dell'area.

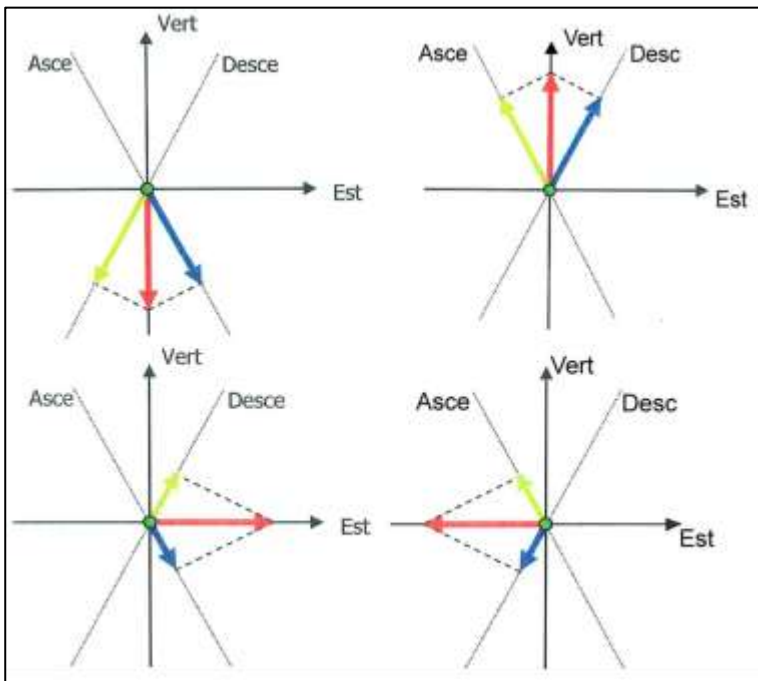
Tra i dati ancillari utili per una corretta interpretazione dei dati interferometrici, una particolare importanza è ricoperta dai DTM (*Digital Terrain Model*), che definiscono numericamente la morfologia superficiale del terreno mediante un insieme di punti quota spaziatamente orizzontalmente con intervallo regolare.

Questo strumento è alla base di numerose elaborazioni cartografiche molto utili nella caratterizzazione dei dissesti. Tra gli elaborati che è possibile ricavare da un DTM, quelli generalmente più utilizzati per una corretta interpretazione dei dati interferometrici sono le mappe delle pendenze, dell'esposizione e della curvatura dei versanti, che aiutano a identificare le aree dove il segnale interferometrico può essere attribuito univocamente a certe tipologie di fenomeni di dissesto. Inoltre conoscendo l'esposizione dei versanti è anche possibile capire se i dati a disposizione siano considerabili attendibili o se affetti ad errori dovuti alle geometrie del fenomeno e del sistema di acquisizione (es. le velocità di frane con direzione principale perpendicolare alla LOS del satellite tenderanno ad essere sottostimate).

L'utilizzo di un DTM è infine molto utile per la ricostruzione di modelli tridimensionali delle aree in esame, permettendo di avere una rappresentazione più veritiera dei fenomeni in atto.

### 3.1 Combinazione geometrica dei PS

In aree dove sono presenti dati PS elaborati per entrambe le orbite di acquisizione del satellite (ascendente e discendente) e con una densità sufficiente, è possibile eseguire la scomposizione del moto registrato dal satellite, combinando i dati registrati nelle 2 geometrie (Figura 7), ricostruendo così l'orientazione del vettore di spostamento sul piano orizzontale (E-W) e su quello verticale (Zenit e Nadir). La componente di deformazione N-S non può essere misurata poiché i sensori attualmente operativi seguono orbite circa polari.



**Figura 7** Esempio di moto reale puramente verticale (sopra) e orizzontale (sotto). In rosso è rappresentato lo spostamento reale, in blu e in verde le componenti di deformazione lette dalla geometria ascendente e discendente rispettivamente (MATTM, 2009).

Poiché questa elaborazione è tipo puntuale, sarebbe necessario che in entrambe le geometrie di acquisizione siano identificati e misurati gli stessi bersagli radar, ma questa ipotesi non è quasi mai verificata. Per eseguire la scomposizione del moto è quindi necessario eseguire un ricampionamento dei PS, eseguito utilizzando una maglia regolare, le cui dimensioni devono essere calibrate in funzione della densità del dato interferometrico e della scala a cui si esegue l'analisi.

Per ogni cella di questa maglia viene calcolata la media degli spostamenti di tutti i PS che ricadono al suo interno, ottenendo così un set di PS sintetici per ciascuna orbita su cui poter eseguire la scomposizione (Figura 8).

I valori di velocità (e spostamento) ottenuti tramite il ricampionamento possono poi essere combinati geometricamente per ottenere i corrispondenti valori in direzione verticale ( $V_V$ ) e orizzontale ( $V_E$ ) Est-Ovest, ipotizzando che le deformazioni in direzione Nord-Sud siano trascurabili.

I valori di  $V_V$  e di  $V_E$  si ottengono attraverso la risoluzione, cella per cella, del seguente sistema:

$$\begin{cases} V_a = V_V \cos \theta_a + V_E \sin \theta_a \\ V_d = V_V \cos \theta_d + V_E \sin \theta_d \end{cases}$$

Dove  $V_a$  e  $V_d$  rappresentano rispettivamente le velocità registrate in orbita ascendente e discendente, mentre  $\theta_a$  e  $\theta_d$  sono rispettivamente gli angoli di incidenza nelle due geometrie che, utilizzando nel PST dati acquisiti da satelliti che presentano i medesimi angoli, corrispondono a  $23^\circ$ .

Come descritto in precedenza (cfr. 1.1) i dati del PST offrono una scarsa copertura per i dati ERS in orbita ascendente per l'intero territorio regionale, per cui questa procedura è stata applicata solamente ai dati acquisiti dal satellite Envisat.

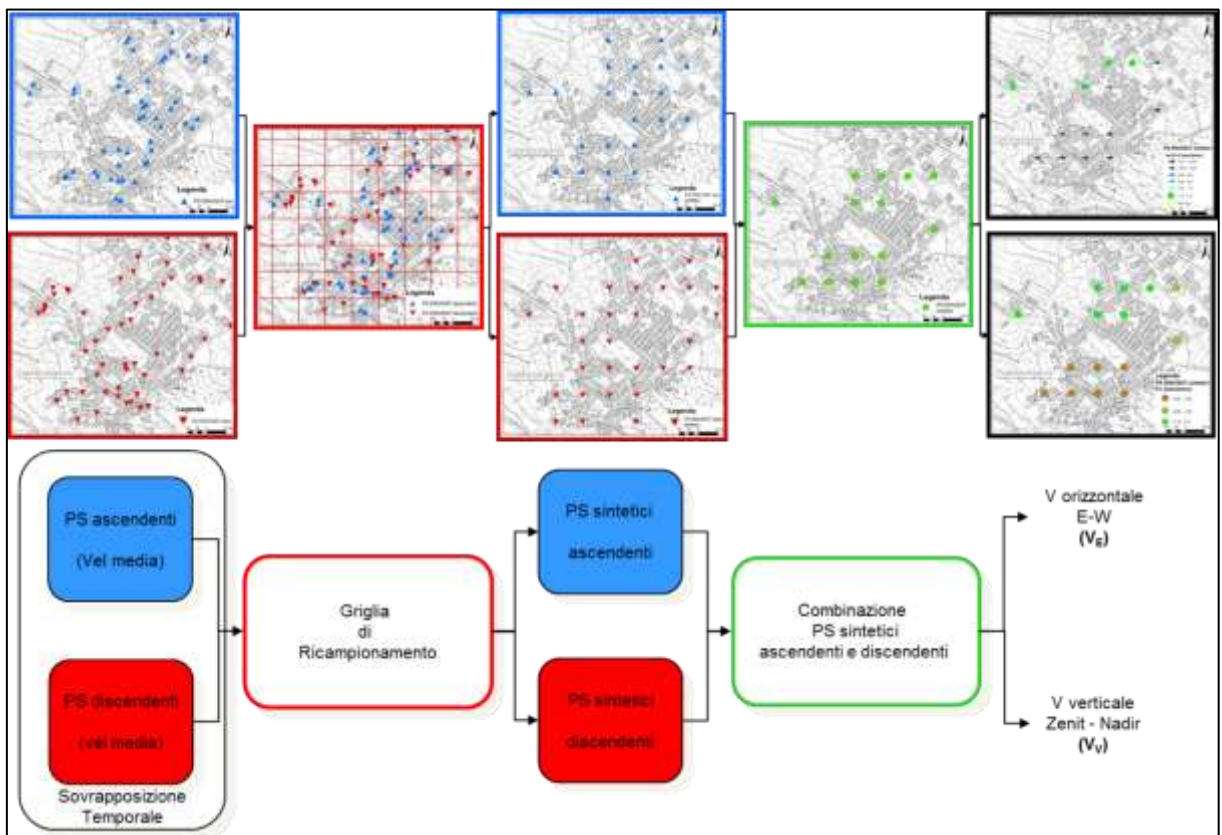


Figura 8 Schema per la scomposizione dei dati PS per ottenere la componente orizzontale e verticale del vettore spostamento.

### 3.1.1 Ricostruzione del vettore di deformazione

All'interno di questa ricerca la scomposizione del moto è stata utilizzata per i casi di studio de M. te Amiata e per il bacino del fiume Cornia per poter discriminare le aree soggette a fenomeni franosi da quelle affetta da subsidenze. Durante lo studio di questi siti è emerso però che questa procedura presenta il limite che il risultato finale è costituito da due mappe separate, limitando così la rapidità di comprensione del fenomeno in atto. Per oltrepassare questa limitazione è stato dunque deciso di riunire le informazioni derivanti dalla scomposizione del moto, ricostruendo il vettore risultante dalle due componenti  $V_V$  e  $V_E$ , così da avere per ogni singolo punto un valore di deformazione e la sua direzione nel piano verticale (Figura 9).

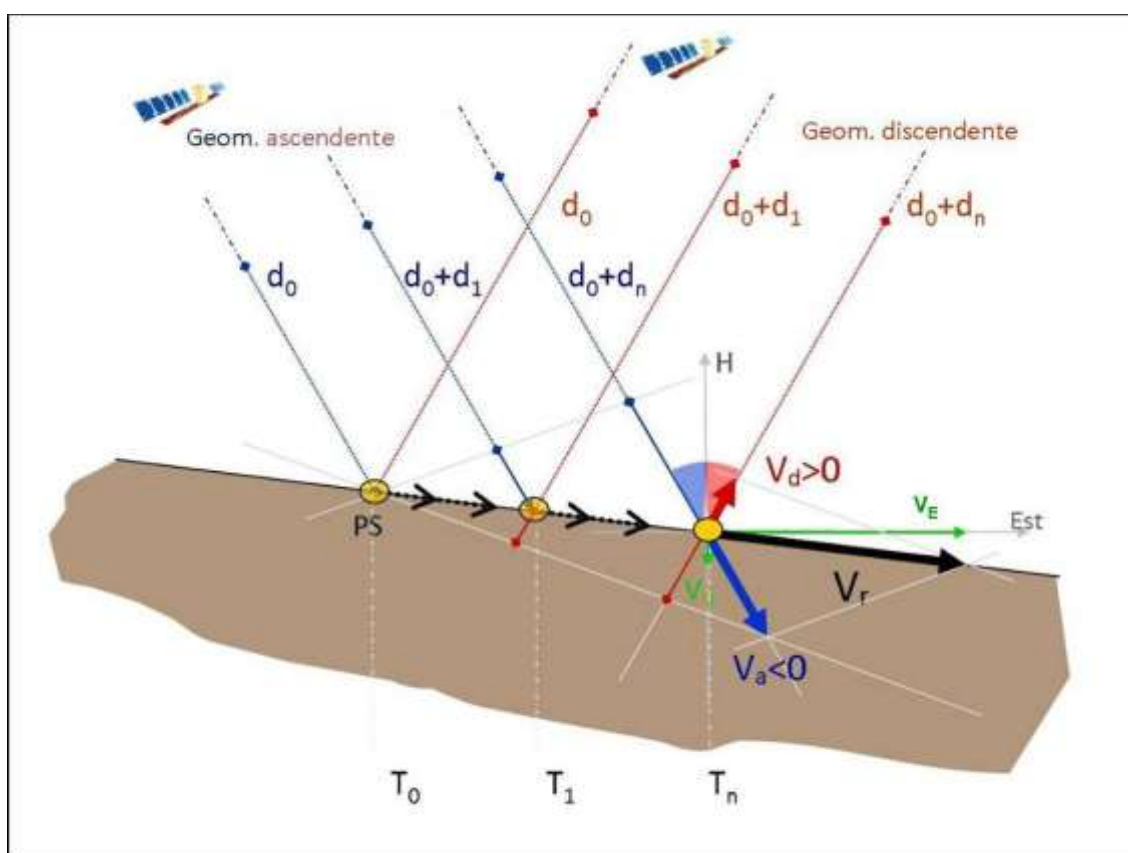


Figura 9 Schema geometrico per la ricostruzione del vettore spostamento ( $V_r$ ) ottenuto dalle componenti orizzontale ( $V_E$ ) e verticale ( $V_V$ ) delle misure rilevate in orbita ascendente ( $V_a$ ) e discendente ( $V_d$ ) (fonte: Tele-Rilevamento Europa).

I dati così ottenuti, se opportunamente classificati in base a direzione e modulo del vettore di spostamento, permettono di ottenere delle mappe in cui è possibile riconoscere rapidamente i fenomeni in atto (Lu *et al.*, 2010).

Rispetto al lavoro di Lu *et al.* (2010), che classifica direzione e modulo solo su base cromatica, in questo studio è stato deciso di utilizzare delle frecce, orientate secondo la

direzione di deformazione e classificate cromaticamente in base ai valori di spostamento (Figura 10). Questa scelta ha permesso di avere una più chiara visualizzazione dei fenomeni, rispetto alle sfumature di colore proposte da Lu *et al.* (2010).

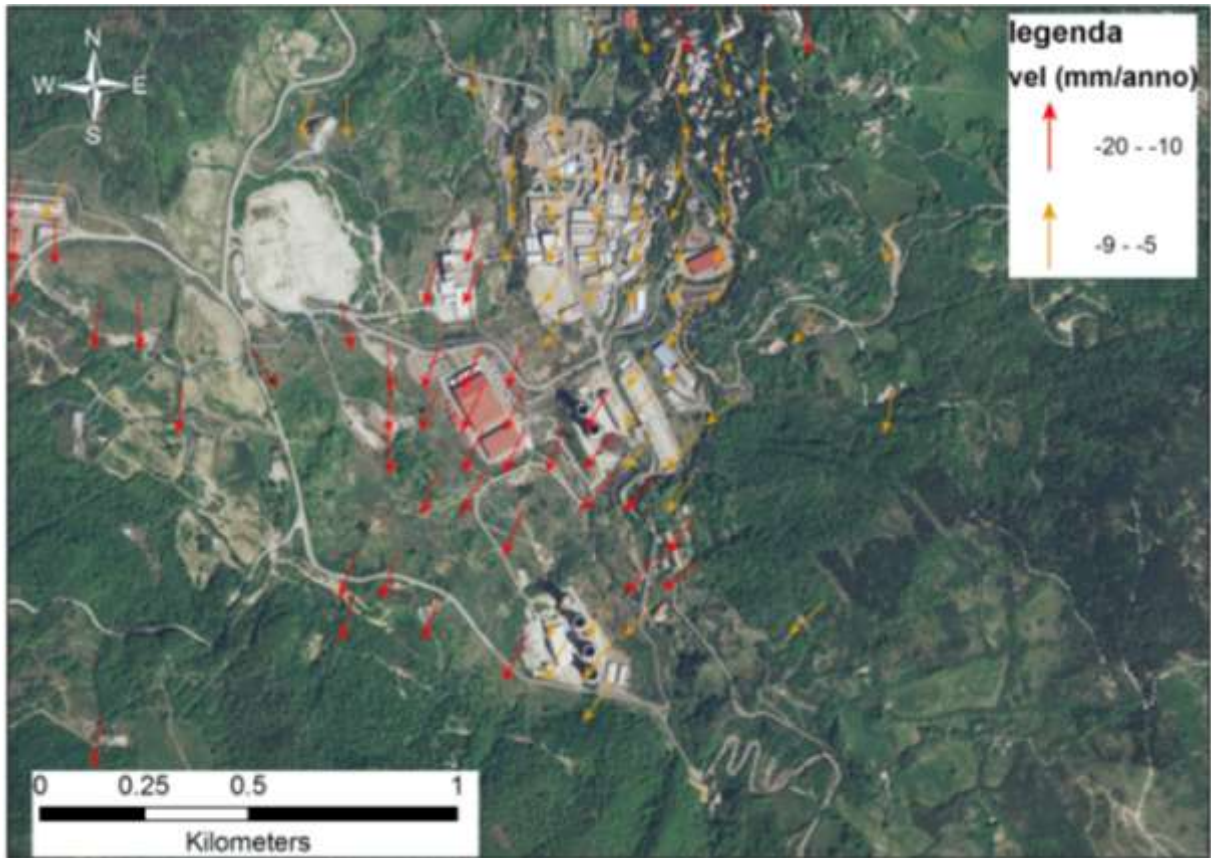


Figura 10 Esempio di applicazione della ricostruzione del vettore spostamento. L'orientazione delle frecce indica la direzione degli spostamenti nel piano verticale.



## 4 RICASOLI

L'abitato di Ricasoli è situato in Valdarno Superiore (Figura 11), un'area che per la sua storia evolutiva e le sue caratteristiche geomorfologiche è storicamente soggetta ad estesi processi d'instabilità dei versanti. In particolare in quest'area si ritrovano sedimenti di origine fluvio-lacustre con granulometrie che variano da ghiaie fino ad argille, generalmente distribuiti in strati alternati, con presenza di materiale organico e livelli di torba, principalmente in prossimità di terreni coesivi.

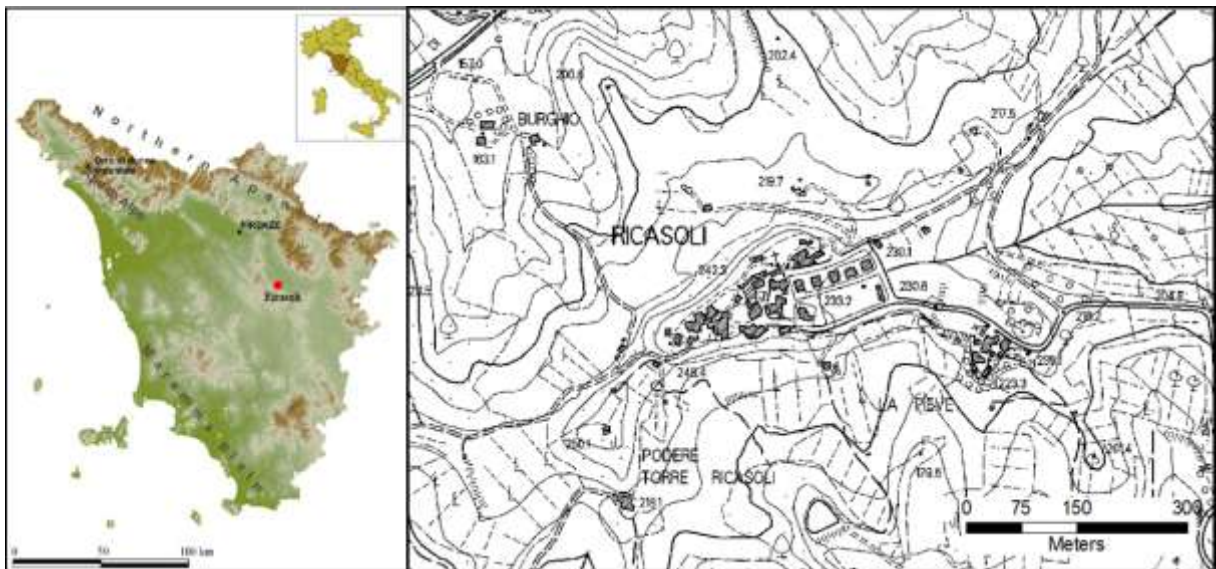


Figura 11 Localizzazione dell'abitato di Ricasoli (da Rosi *et al.*, 2012; modificato.)

Questa alternanza litologica si ripercuote anche nella distribuzione tipologica e spaziale delle frane, infatti tipicamente si distinguono fenomeni di crollo in presenza di litologie granulari mentre in presenza di terreni coesivi e torbe si instaurano generalmente fenomeni di scivolamento.

### 4.1 Inquadramento dell'area di studio

#### 4.1.1 Inquadramento geografico

L'abitato di Ricasoli (Montevarchi) è situato in Toscana, nel Valdarno Superiore sulla sinistra idrografica del fiume Arno, su di un alto morfologico ad una quota compresa tra 225 m s.l.m. e 249 m s.l.m., circondato principalmente da boschi cedui e aree agricole (Figura 12.)



Figura 12 Foto aerea dell'abitato di Ricasoli. Si riconoscono le deformazioni del terreno indotte dai fenomeni franosi nel versante settentrionale del paese.

#### 4.1.2 Inquadramento geologico e geomorfologico

L'area di studio è situata nel Valdarno Superiore, un bacino intermontano formatosi a partire dal Miocene durante la fase distensiva dell'evoluzione dell'Appennino Settentrionale. L'attuale assetto di questo bacino è il risultato di un processo tettono-sedimentario, sviluppatosi in tre fasi principali, tra il Pliocene Medio ed il Pleistocene Superiore, quando ha avuto termine la tettonica estensionale (Bossio *et al.* 1993; Martini e Sagri, 1993).

Mentre la prima delle fasi riguarda l'apertura vera e propria del bacino, avvenuta attraverso la formazione di un sistema di faglie dirette, in prossimità di Ricasoli affiorano sedimenti appartenenti alla seconda fase fluvio-lacustre e alla terza fase fluviale (Figura 13).

Seconda fase fluvio-lacustre:

**Limi di Terranova:** limi argillosi grigi, mal classati, prevalenti verso il basso, seguiti verso l'alto da sabbie medio-fini argillose. Sono riferibili ad un ambiente di sedimentazione lacustre. Lo spessore massimo affiorante è di 25-30 m (Pliocene inferiore);

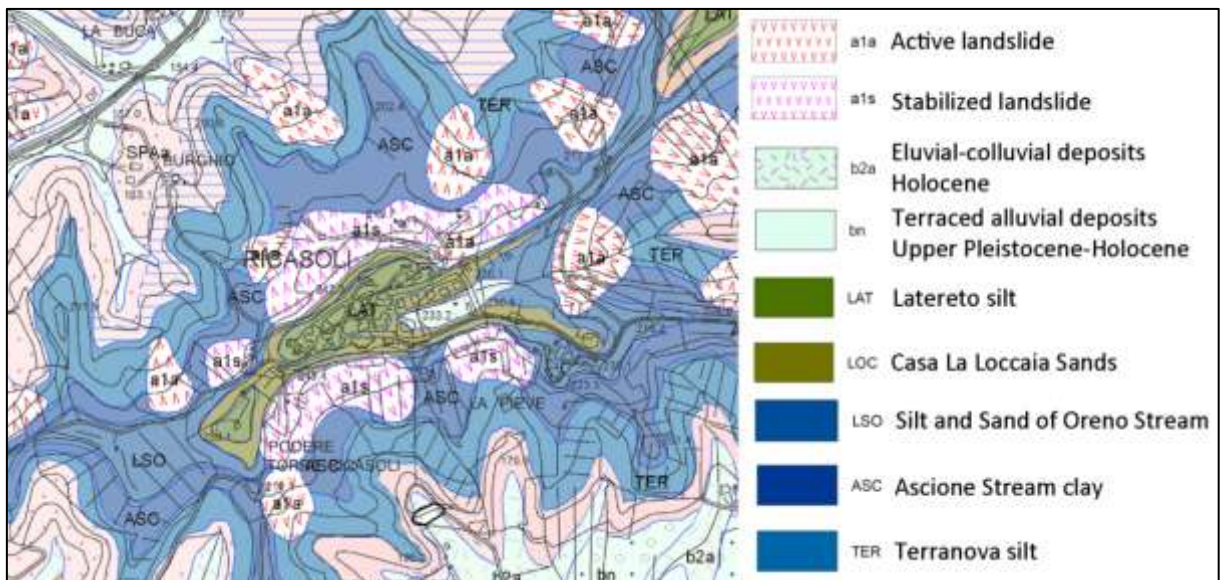
**Argille del torrente Ascione:** argille limoso-torbose di deposizione lacustre. Sono caratterizzate da banchi lentiformi di lignite con spessore massimo di qualche decimetro. Lo spessore della formazione è di circa di 15 m. (Pliocene superiore.)

**Limi e sabbie del torrente Oreno:** limi grigi, talora argillosi o sabbioso fini, con subordinate sabbie giallastre da fini a medie. All'interno sono presenti anche conglomerati con ciottoli derivanti da formazioni arenacee (Macigno Cervarola-Falterona) che sono riferibili ad episodi fluviali in un ambiente di sedimentazione lacustre, soggetto però a ricorrenti episodi di emersione, testimoniati dalla presenza di paleosuoli. Lo spessore raggiunge i 50 m (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore);

Terza fase fluviale:

**Sabbie di casa La Loccaia:** Sabbie e ghiaie con clasti prevalentemente arenacei con intercalazioni di limi sabbiosi bruno-rossastri spesso pedogenizzati (Pleistocene medio);

**Limi di Latereto:** limi massicci profondamente pedogenizzati che rappresentano, a differenza dei precedenti, sedimenti di piana inondabile (Pleistocene medio).



**Figura 13** Carta geologica dell'area di studio.

Dal punto di vista morfologico, l'abitato di Ricasoli è situato su un alto morfologico, costituito dalle unità litologiche delle Sabbie di casa La Loccaia e dei Limi di Latereto. Tale alto morfologico è bordato da ripide scarpate che portano i segni di un loro graduale arretramento.

Alla base di queste scarpate la morfologia presenta gradienti medio-bassi ed è caratterizzata in prevalenza da accentuate contropendenze e rotture di pendio. Tale variazione morfologica è accompagnata da un passaggio da litologie prevalentemente granulari a litologie prevalentemente coesive come i Limi e Sabbie del torrente Oreno, le Argille del Torrente Ascione i Limi di Terranova.

Questa situazione è evidente nel versante Nord del paese di Ricasoli, dove, alla base della scarpata che delimita il paese, sono state rilevati prati interessati da estese contropendenze, piccole scarpate attive e fenomeni di soliflusso diffuso.

## 4.2 Inquadramento della problematica

L'area in esame è situata in una zona storicamente soggetta a fenomeni gravitativi di vario tipo.

In particolare per l'abitato di Ricasoli si hanno notizie di fenomeni franosi presenti nel XVIII secolo, che hanno portato al crollo della chiesa locale.

In quest'area si riconoscono due tipologie di fenomeni franosi: frane di scivolamento composite (*compound slides*; Cruden & Varnes, 1996), che interessano i versanti alla base dell'alto morfologico su cui sorge il paese e frane superficiali che interessano le scarpate che circondano l'abitato. Tra le frane superficiali sono stati riconosciuti due tipi di movimenti: scivolamenti traslativi (*translational slides*) e crolli (*falls*), che interessano principalmente la scarpata settentrionale.

Recentemente un importante fenomeno si è verificato nel 2001, quando una frana con fronte di circa 15 metri ha coinvolto una delle strade perimetrali dell'abitato, portando al suo parziale crollo.

A seguito di questo evento sono stati condotti numerosi studi per determinare la natura e l'entità dei fenomeni presenti, identificando numerosi elementi caratteristici delle aree soggette a frane; in particolare sono state individuate numerose lesioni sugli edifici più prossimi ai limiti dell'alto morfologico su cui sorge il paese, come, ad esempio le evidenti fratture presenti sulle pareti della ex-scuola elementare (Figura 14).



**Figura 14** Lesione nel muro perimetrale dell'ex- scuola elementare, situata nel versante meridionale del paese.

Nel tentativo di arginare le frane e rallentare il progressivo arretramento dei versanti su cui sorge il paese, sono stati effettuati negli anni una serie di interventi che in alcuni casi si sono verificati infruttuosi, come la palificata realizzata a seguito del crollo della sede stradale del 2001 (Figura 15).



**Figura 15** arretramento della scarpata sotto il manto stradale nel versante settentrionale del paese.

Nel versante meridionale del paese gli edifici presentano le lesioni più importanti, a causa della loro maggior vicinanza al bordo delle scarpate che costeggiano il paese. Qui sono stati eseguiti interventi di sistemazione artigianali, creando piccoli terrazzi attraverso l'utilizzo di materiali poco idonei a scenari di questo genere; queste opere, oltre a non garantire un ridimensionamento della problematica, potrebbero portare nel tempo a effetti indesiderati difficilmente prevedibili a causa della natura stessa delle opere eseguite (Figura 16).



**Figura 16** opere di mitigazione nel versante meridionale.

In definitiva l'abitato di Ricasoli presenta una serie di problematiche legate ai fenomeni gravitativi in atto nella zona. Mentre le frane presenti sulle aree coltivate che circondano il paese non comportano grossi problemi, i crolli, e i conseguenti arretramenti di scarpata, che coinvolgono i versanti prospicienti gli edifici, hanno causato in passato e causano tutt'ora serie problematiche per la sicurezza degli abitanti. Questo è dimostrato dai crolli della strada del 2001 e di alcuni annessi agricoli in anni successivi, oltre che dalla presenza di numerose e importanti fratture negli edifici perimetrali dell'abitato (Figura 17).



Figura 17 fratture rilevate negli edifici perimetrali del paese.

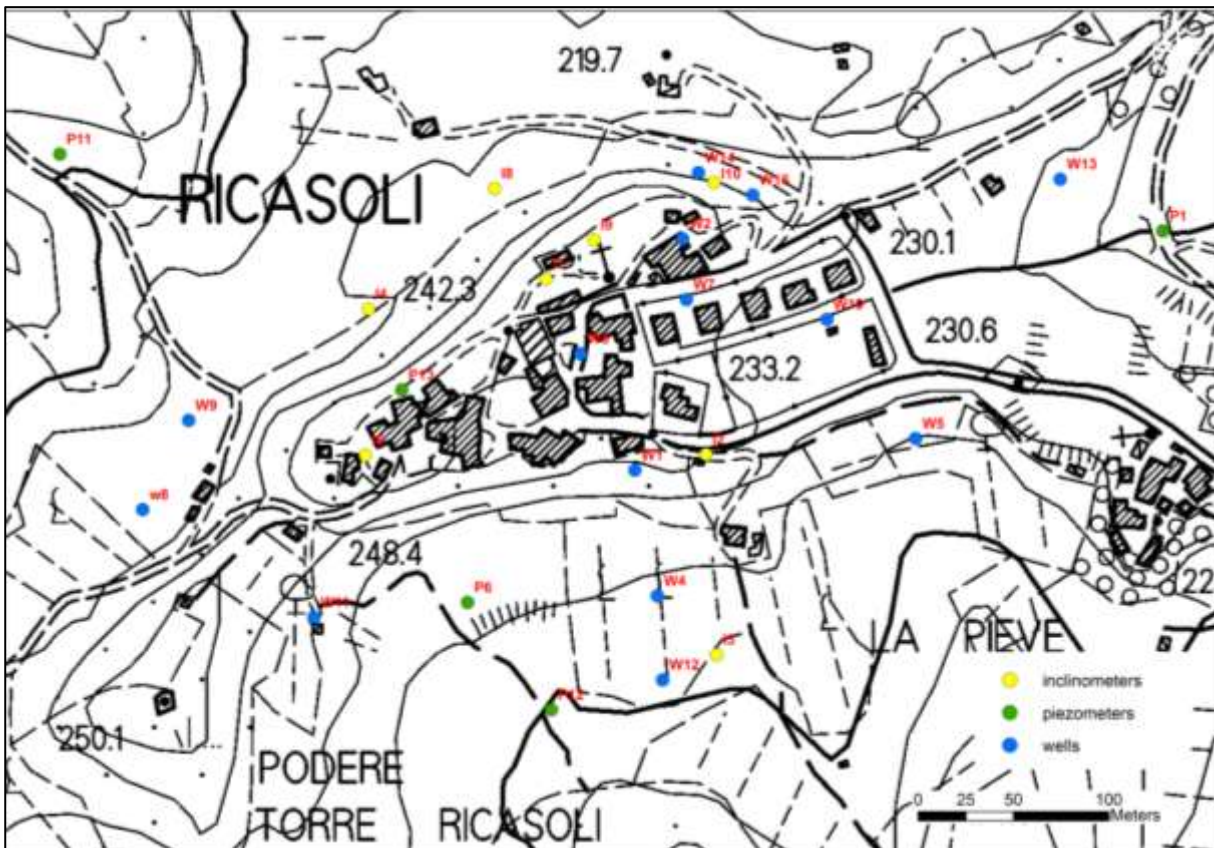
### 4.3 analisi dei dissesti

A seguito degli eventi franosi avvenuti nel 2001 nell'area di Ricasoli, sono stati eseguiti dal DST-UNIFI una serie di studi mirati ad analizzare e a definire la natura e l'evoluzione de dissesti in atto, così da avere una comprensione migliore dei fenomeni presenti e poter pianificare opere di mitigazione adeguate.

I dati raccolti durante queste indagini sono stati acquisiti per il presente lavoro e integrati con dati interferometrici e ulteriori indagini di campagna.

#### 4.3.1 Caratterizzazione geotecnica

Nel periodo Settembre – Ottobre 2004 sono stati eseguiti 12 sondaggi geognostici a carotaggio continuo localizzati uniformemente nel territorio; successivamente otto di questi sono stati equipaggiati con inclinometri e tre con piezometri (Figura 18).



**Figura 18 Ubicazione dei sondaggi geognostici. Sono evidenzia gli inclinometri, i piezometri e i pozzi utilizzati per lo studio dei fenomeni di dissesto.**

Tutti i sondaggi sono stati realizzati ad una profondità di 30 metri, tranne che il sondaggio S11, che ha raggiunto una profondità di 35 metri, e sono stati localizzati in aree ben precise definite tramite una serie di rilievi di campagna. In particolare i sondaggi S4, S8, S6, S10, S3 sono posizionati in prossimità di contropendenze alla base di scarpate, per cercare di individuare attraverso la ricostruzione stratigrafica il corpo della probabile frana. Il sondaggio S2 è localizzato vicino alla scuola elementare lesionata, S5 nel cortile di una casa con un elevato numero di fessure nelle opere murarie circostanti, S7 in prossimità della chiesa, sul ciglio della scarpata dove più volte si sono manifestati piccoli crolli, S9 si trova sempre sul bordo della stessa scarpata a Nord dove i processi di erosione hanno portato al parziale smantellamento di un piccolo edificato. Il sondaggio S1 si trova nei pressi di una zona soggetta a soliflusso dove si hanno variazioni continue e ben evidenti del paesaggio. L'ubicazione dei sondaggi S11 e S12 è stata decisa successivamente con il preciso scopo di andare ad individuare il passaggio fra la prima e la seconda fase fluviale, tra le Argille del Torrente Ascione e le Sabbie di Spedaletto.

Tramite questi sondaggi è stata ricostruita la stratigrafia dell'area e sono state determinate le profondità e i contatti tra le varie formazioni descritte in precedenza.

Dalla loro analisi sono stati trovati elementi presumibilmente associati ai fenomeni gravitativi in atto, come la presenza di lamine o di livelli destrutturati o inclinati, queste evidenze sono state rinvenute in vari sondaggi a profondità che variano da 10 metri nella porzione centro meridionale dell'area (S1, S3, S5, S6) a 20 metri nel versante a Nord dell'abitato (S4, S8).

Dai sondaggi effettuati sono stati raccolti 15 campioni, a profondità ritenute significative, sui quali sono state eseguite delle prove mirate alla caratterizzazione geotecnica dei terreni (Tabella 4).

| Sondaggio | Profondità sondaggio (m) | Campione 1 (m) | Campione 2 (m) |
|-----------|--------------------------|----------------|----------------|
| 1         | 30                       | 15             | 28             |
| 2         | 30                       | -              | -              |
| 3         | 21                       | 10             | 18             |
| 4         | 30                       | 8              | 24             |
| 5         | 30                       | 5              | 27             |
| 6         | 20                       | 15             |                |
| 7         | 30                       | 10             | 28             |
| 8         | 30                       | 20             | -              |
| 9         | 30                       | 25             | -              |
| 10        | 30                       | 10             | 25             |
| 11        | 35                       | -              | -              |
| 12        | 30                       | -              | -              |

**Tabella 4** Tabella riassuntiva relativa alla profondità dei campioni prelevati.

Dei 15 campioni raccolti, 11 sono stati ritenuti idonei per una caratterizzazione completa, sui quali si è proceduto inizialmente ad una classificazione granulometrica secondo le nomenclature AGI (1977) e USCS. I risultati di questa prova sono riportati in Figura 19 e in Tabella 5.

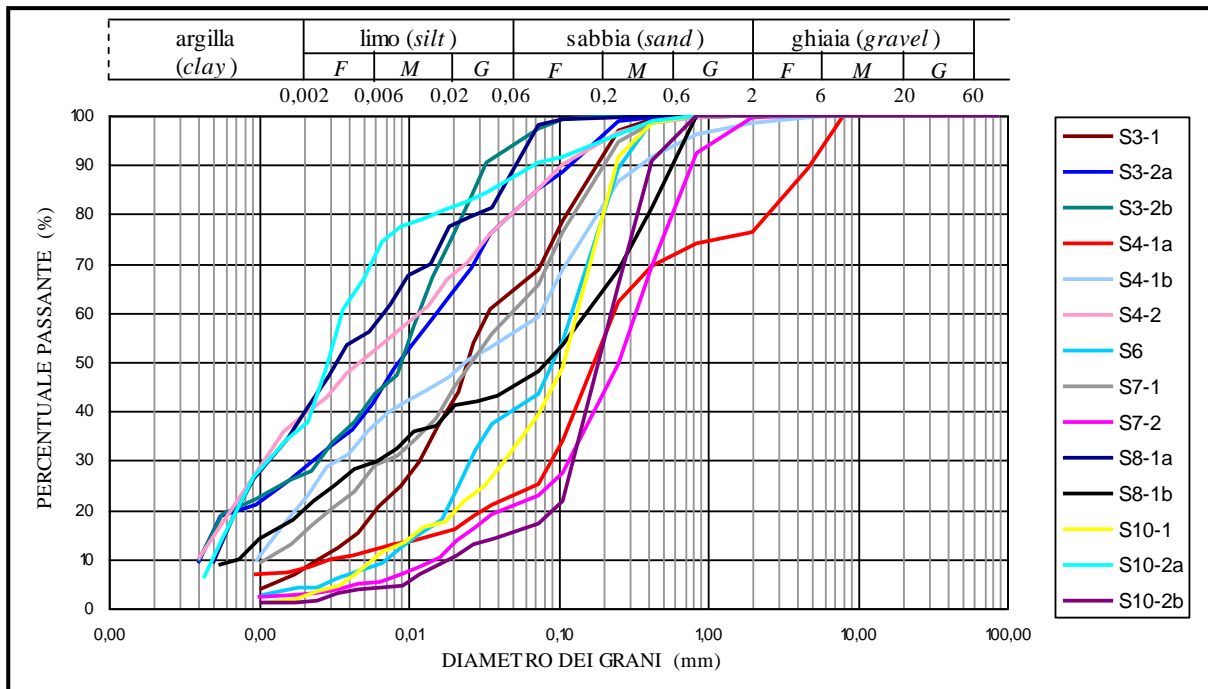


Figura 19 distribuzione granulometrica dei terreni analizzati.

| Sondaggio | Campione | Nomenclatura AGI (1997)                     | Classificazione USCS |
|-----------|----------|---|----------------------|
| 3         | 1        | Limo con sabbia debolmente argilloso        | ML                   |
| 3         | 2        | Limo con argilla debolmente sabbioso        | CL                   |
| 4         | 1a       | Sabbia ghiaiosa limosa debolmente argillosa | ML                   |
| 4         | 1b       | Sabbia con limo argillosa                   | ML                   |
| 4         | 2        | Limo con argilla sabbioso                   | ML                   |
| 5         | 1        | Sabbia con argilla limosa                   | ML                   |
| 6         | 1        | Sabbia con limo                             | SM                   |
| 7         | 1        | Limo con sabbia argilloso                   | ML                   |
| 7         | 2        | Sabbia limosa                               | SM                   |
| 8         | 1        | Sabbia con argilla debolmente sabbioso      | ML-OL                |
| 8         | 1*       | Sabbia con limo argillosa                   | SM                   |
| 10        | 1        | Sabbia con limo                             | SM-SC                |
| 10        | 2a       | Limo con argilla debolmente sabbioso        | CL                   |
| 10        | 2b       | Sabbia debolmente limosa                    | SM                   |

Tabella 5 Classificazione secondo la nomenclatura AGI (1977) e secondo il sistema USCS di tutti i campioni analizzati. (a) porzione sommitale del campione, (b) porzione basale del campione. Il campione 1\* non è stato sottoposto a trattamento con  $H_2O_2$ .

Dall'analisi delle curve granulometriche è possibile notare come i terreni siano in genere ben gradati, inoltre dall'analisi dei campioni S10-2a, S4-2, S8-1a, tutti prelevati a circa 20 metri di

profondità, è stata rilevata una percentuale di argilla maggiore rispetto agli altri campioni, con valori vicini al 40%.

Successivamente alla classificazione granulometrica, sono stati definiti i limiti di Attenberg per tutti i campioni a disposizione; da questa analisi sono stati ricavati valori del limite liquido ( $W_L$ ) compresi tra 23% e 35%, mentre il limite plastico presenta valori che variano dal 17% al 36% (Figura 20).

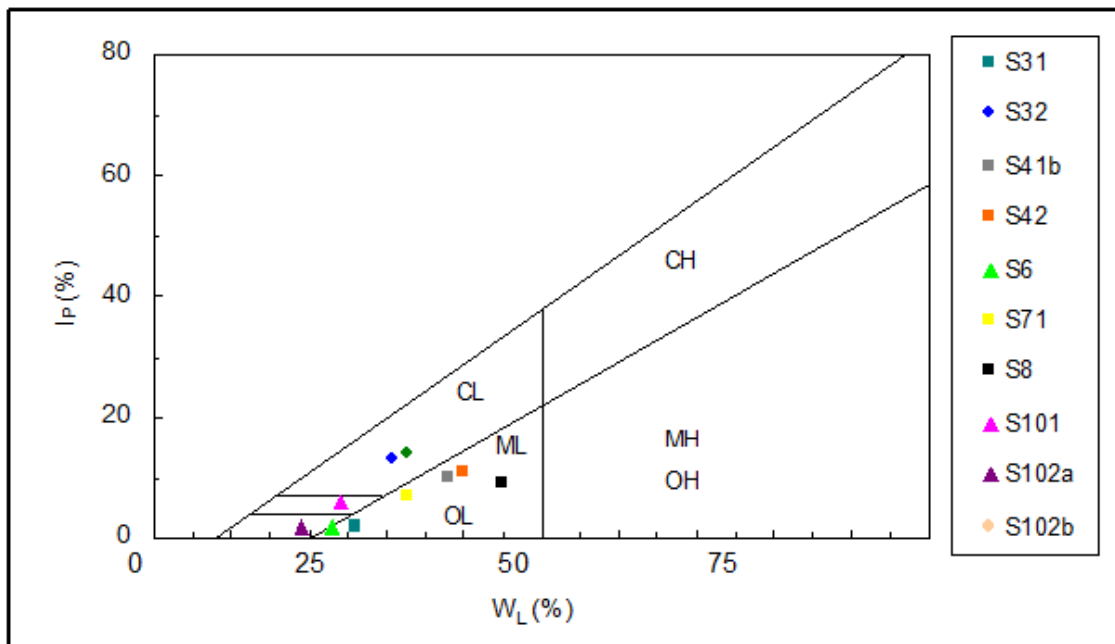


Figura 20 Carta di plasticità di Casagrande per i campioni analizzati.

Dopo la caratterizzazione dei campioni, sono state effettuate le prove di taglio diretto, dai quali è risultato che i valori di coesione e angolo di attrito minori si ritrovano nei sondaggi 8 e 10, in corrispondenza delle Argille del torrente Ascione. Tali valori sono giustificabili dalle scadenti proprietà geomeccaniche del materiale, ma in questo caso è possibile ipotizzare che essi siano influenzati da superfici di taglio preesistenti. Sul campione S8-1, dove si è misurato l'angolo d'attrito minimo, è inoltre stata eseguita una prova di taglio torsionale, mirata alla determinazione dei valori di resistenza residua del terreno, da cui è risultato  $\phi'_r = 9^\circ$  (Tabella 6).

|                                     |      |      |      |      |      |      |      |      |      |       |      |       |      |      |
|-------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|
| sondaggio                           | 3    | 3    | 4    | 4    | 4    | 5    | 6    | 7    | 7    | 8     | 8    | 10    | 10   | 10   |
| campione                            | 1    | 2    | 1a   | 1b   | 2    | 1    | 1    | 1    | 2    | 1     | 1*   | 1     | 2a   | 2b   |
| profondità (m)                      | 10   | 18   | 8    | 8    | 25   | 4    | 15   | 9    | 28   | 20    | 20   | 10    | 25   | 25   |
| ghiaia (%)                          | 0    | 0    | 23.6 | 1.6  | 0    | 0    | 0    | 0    | 0.3  | 0     | 0    | 0     | 0    | 0    |
| sabbia (%)                          | 34.3 | 5.2  | 52.6 | 41.6 | 18.5 | 51.8 | 58.9 | 38.2 | 78.2 | 8.3   | 54   | 65.4  | 84.2 | 11.6 |
| limo (%)                            | 57.9 | 67.7 | 15.8 | 35.1 | 42.5 | 22.5 | 36.9 | 46.6 | 18.7 | 52.2  | 26.3 | 32.3  | 14.4 | 51.4 |
| argilla (%)                         | 7.8  | 27.1 | 7.9  | 21.7 | 38.9 | 25.6 | 4.2  | 15.2 | 2.9  | 39.5  | 19.8 | 2.3   | 1.4  | 37.0 |
| w (%)                               | 18.2 | 17.8 |      | 22.9 | 20.0 | 17.5 | 16.6 | 17.9 | 14.8 | 35.7  |      | 22.1  | 36.1 | 36.1 |
| W <sub>L</sub> (%)                  | 26   | 31   |      | 38   | 49   | 34   | 23   | 33   |      | 45    |      | 24    | 19   | 33   |
| W <sub>P</sub> (%)                  | 24   | 18   |      | 29   | 29   | 28   | 21   | 26   |      | 36    |      | 18    | 17   | 19   |
| IP (%)                              | 2    | 13   |      | 10   | 11   | 6    | 2    | 7    |      | 9     |      | 6     | 2    | 14   |
| classificaz<br>ione<br>USCS         | ML   | CL   | ML   | ML   | ML   | ML   | SM   | ML   |      | ML-OL | SM   | SM-SC | SM   | CL   |
| $\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )       | 17.7 | 20.4 |      | 20.5 | 19.1 | 20.3 | 21.9 | 22.2 | 19.7 | 17.8  |      | 19.1  |      | 19.0 |
| $\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> )     | 15   | 17.3 |      | 16.7 | 15.9 | 17.3 | 18.8 | 18.8 | 17.1 | 13.1  |      | 15.6  |      | 14   |
| $\gamma_{sat}$ (kN/m <sup>3</sup> ) | 19.3 | 20.7 |      | 20.3 | 19.7 | 20.6 | 21.6 | 21.5 | 20.5 | 18.1  |      | 19.6  | 18.6 |      |
| G <sub>s</sub>                      | 2.7  | 2.7  |      | 2.7  | 2.67 | 2.67 | 2.7  | 2.6  | 2.6  | 2.7   |      | 2.7   |      | 2.7  |
| E                                   | 0.78 | 0.53 |      | 0.59 | 0.65 | 0.52 | 0.41 | 0.39 | 0.52 | 1.02  |      | 0.7   |      | 0.89 |
| n (%)                               | 43.7 | 34.5 |      | 36.9 | 39.5 | 34   | 28.8 | 28   | 34.4 | 50.4  |      | 41.1  |      | 47.2 |
| S (%)                               | 63.5 | 91.4 |      | 100  | 82.1 | 90.7 | 100  | 100  | 75.2 | 94.7  |      | 85.6  |      | 100  |
| c' (kPa)                            | 4    | 5    |      | 7    | 17   | 3    | 2    | 2    | 6    | 9     |      | 6     |      | 5    |
| $\phi'$ (°)                         | 21.8 | 22.6 |      | 20.6 | 24.0 | 29.7 | 32.7 | 23.4 | 32.7 | 14.6  |      | 27.1  |      | 18.8 |
| $\phi_r$ (°)                        |      |      |      |      |      |      |      |      |      | 9     |      |       |      |      |
| Formazione                          | Asc  | Ter  | Loc  | Loc  | Asc  | Lat  | Lso  | Loc  | Lso  | Asc   | Asc  | Loc   | Lso  | Asc  |

**Tabella 6** tabella di sintesi della caratterizzazione geotecnica effettuata sui campioni prelevati. Il campione 1\* non è stato sottoposto a trattamento con H2O2. La sigla (a) indica che il terreno analizzato si trova nella parte alta del campione, mentre la sigla (b) che il terreno si trova nella parte bassa.

Confrontando i risultati delle analisi stratigrafiche e geotecniche condotte sui materiali è stato possibile ipotizzare la presenza, per le aree che circondano il centro abitato, di una

superficie di scivolamento ad una profondità di circa 20 metri dal piano di campagna, in corrispondenza della formazione delle argille del torrente Ascione.

#### 4.3.2 Pozzi e piezometri

Durante i sondaggi effettuati nel 2004, oltre agli inclinometri e gli estensimetri, sono stati installati 4 piezometri nei sondaggi S1, S6, S11 e S12, con lo scopo di misurare il livello piezometrico della falda e le sue variazioni stagionali. La misurazione di questi, insieme a quelle effettuate presso i pozzi già presenti, hanno permesso di verificare la presenza di una circolazione idrica sotterranea molto complessa.

I livelli misurati fra pozzi (Tabella 7) e piezometri, anche molto vicini l'uno all'altro, infatti, possiedono valori molto diversi che non possono essere facilmente correlati fra loro; questo ha portato a pensare ad un elevato numero di falde idriche di ridotte dimensioni, fra cui alcune potrebbero essere sospese e confinate. La causa di questo sistema di falde è attribuibile alla natura fortemente eterogenea dei sedimenti fluvio-lacustri, nei quali spesso si trovano delle lenti più impermeabili di argille o torbe alternate a sabbie e ghiaie, ma anche ai numerosi corpi di frana che interessano i versanti e che possono aver portato a sostanziali modifiche dell'assetto idrogeologico dell'area.

| Pozzi | Nov 2004 (m) | Mar 2005 (m) | Mar 2010 (m) |
|-------|--------------|--------------|--------------|
| P1    | 4.22         | 3.7          | 1.76         |
| P2    | 26.3         | 25.3         | 23.7         |
| P3    | 1.5          | 1.7          | 0.91         |
| P4    | 1.25         | 1.05         | 0.82         |
| P5    | 21.6         | 20.1         | #            |
| P6    | 10.45        | 12           | 7.77         |
| P7    | #            | #            | 5            |
| P8    | #            | #            | 6.85         |
| P9    | #            | #            | 0            |
| P10   | #            | #            | 8.68         |
| P11   | #            | #            | 8.64         |
| P12   | #            | #            | 0.46         |
| P13   | #            | #            | 1.35         |
| P14   | #            | #            | 2.43         |
| S1    | 27.3         | 27.25        | #            |
| S6    | 8.82         | 8.56         | 10.16        |
| S11   | 27.25        | 29.66        | 29.34        |
| S12   | 27.85        | 26.99        | 27.78        |

Tabella 7 Tabelle con le misure delle quote dell'acqua nei pozzi e nei piezometri.

Come si può vedere dalle tabelle e dal diagramma (Figura 21) seguente l'escursione massima difficilmente supera i 2 metri, molto probabilmente questo è determinato dalla facilità di ricarica degli acquiferi, che anche successivamente al periodo estivo si riempiono velocemente con le prime piogge autunnali e non superano mai un certo livello a causa delle numerose emergenze che si creano nel terreno in prossimità dei contatti litologici e delle numerose lenti impermeabili di argille o torbe.

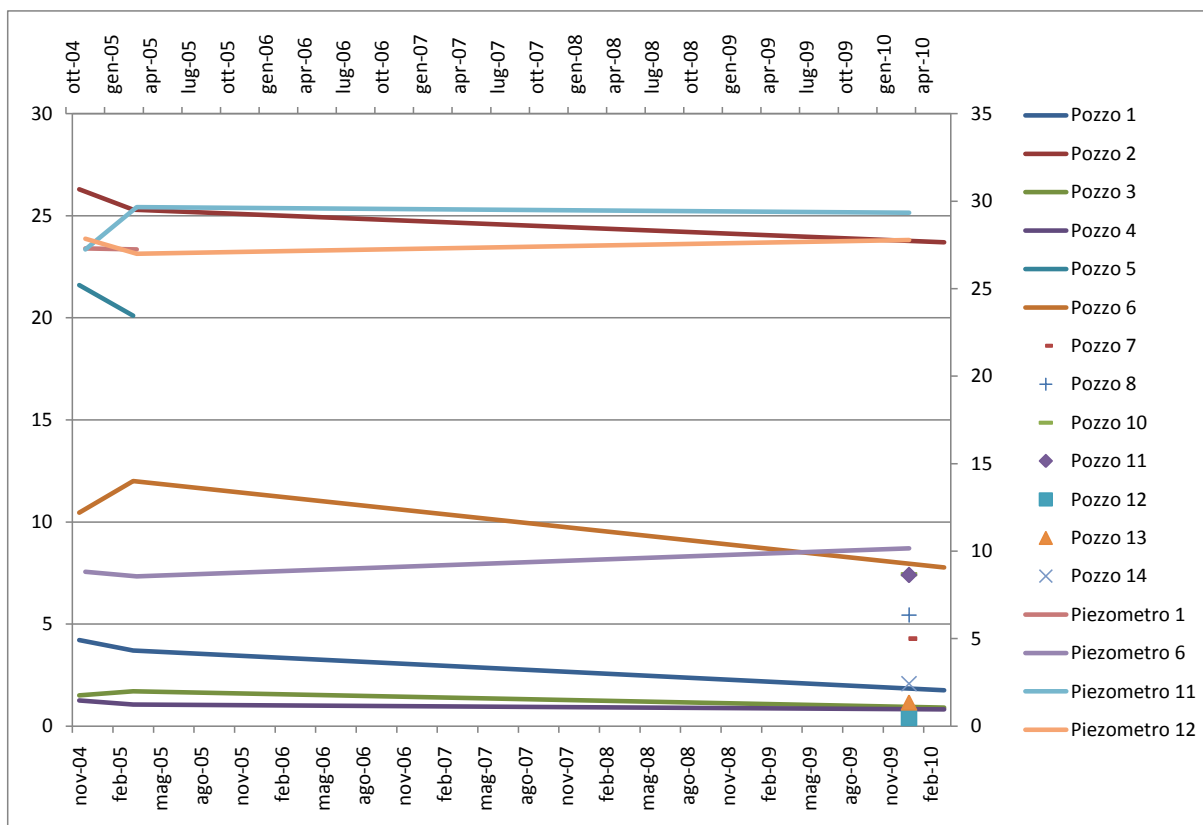


Figura 21 diagramma rappresentante le variazioni piezometriche.

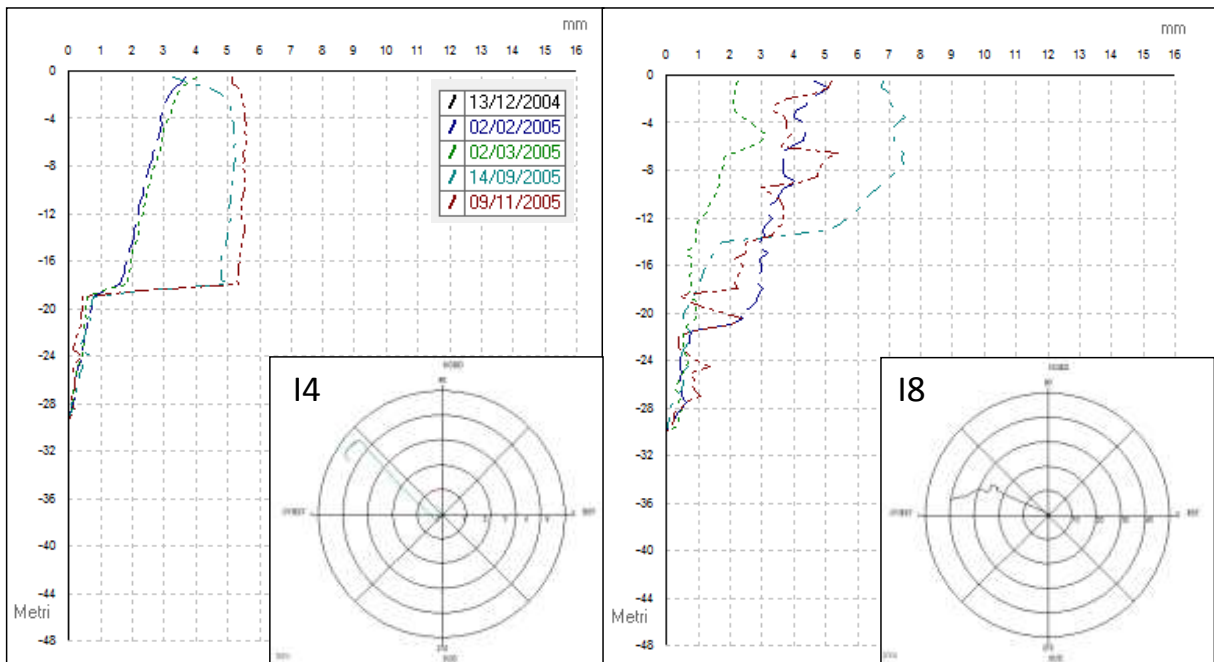
### 4.3.3 Analisi inclinometriche

Per monitorare l'evoluzione dei fenomeni nel tempo, 8 sondaggi sono stati equipaggiati con inclinometri, distribuendoli in prossimità delle scarpate nel centro abitato sia nelle valli a Nord del paese (Figura 18).

Le campagne di misura degli inclinometri si sono svolte in due fasi tra Ottobre 2004 e Settembre 2005, e tra Ottobre 2009 e Febbraio 2011.

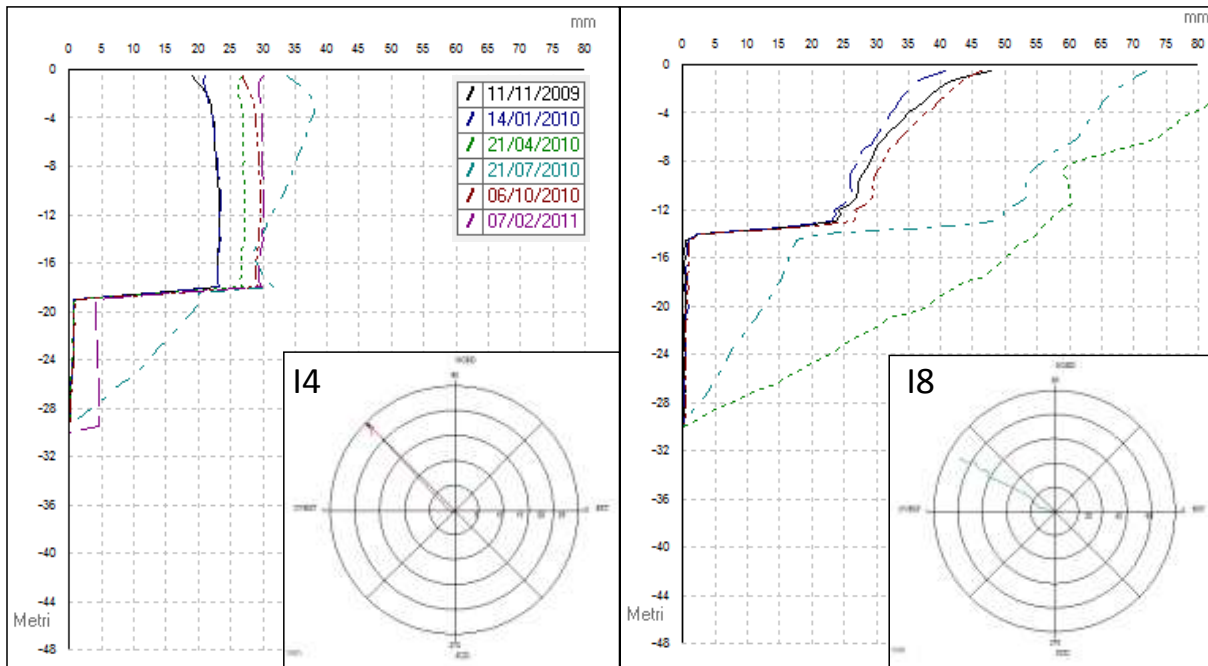
Durante la prima fase di misure gli spostamenti maggiori sono stati rilevati nei tubi inclinometri I4 e I8, ad una profondità compresa tra i 15 metri (I8) e i 18 metri (I4), con valori di circa di circa 7 mm in un anno. Dalla ricostruzione dei diagrammi polari, effettuata su

questi inclinometri, è anche possibile stimare con buona precisione la direzione di movimento della massa in frana, che risulta avere un'orientazione Nord-Orientale (Figura 22), coerentemente con l'orientazione generale del versante (Figura 22). È da evidenziare che nonostante le misure eseguite nell'inclinometro I8 siano affette da forti disturbi, la lettura eseguita nel settembre 2005 individua chiaramente la superficie di scorrimento.



**Figura 22** Diagrammi di spostamento cumulato e diagrammi polari delle deformazioni registrate nel versante settentrionale durante la prima fase di rilievi. Si riconoscono i forti spostamenti registrati tra 15 m e 18 m di profondità.

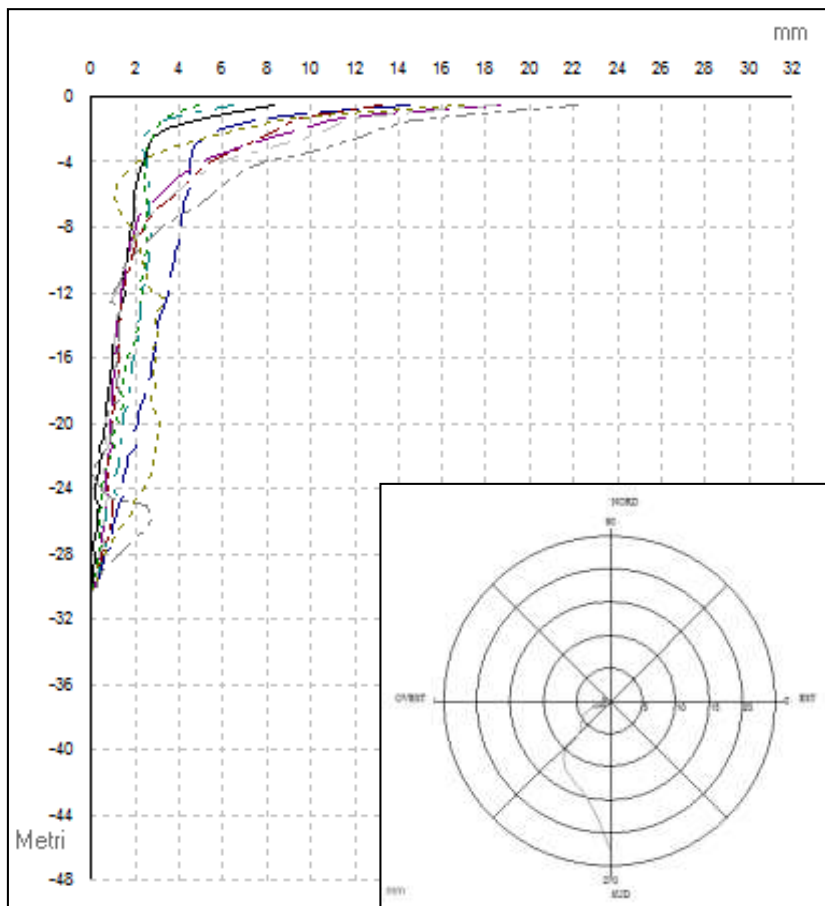
Analizzando i dati della seconda campagna di misure, si nota come i movimenti siano continuati nel tempo, in particolare nei sondaggi I4 e I8 sono stati misurati spostamenti di circa 30 mm e 50 mm rispettivamente, alle stesse profondità rilevate durante la campagna precedente (Figura 23).



**Figura 23** Diagrammi degli spostamenti cumulati misurati negli inclinometri I4 e I8 e loro diagrammi polari. Le letture del 21/07/2010 e del 21/04/2010 effettuate nel tubo I8, presentano andamenti anomali, pertanto non sono state considerate attendibili e non considerate nel presente studio.

Dalle misure registrate negli altri inclinometri sono state registrate deformazioni principalmente superficiali, ma senza la possibilità di individuare chiaramente eventuali superfici di scorrimento.

In generale gli spostamenti misurati con questi strumenti hanno un andamento concorde con l'orientazione dei versanti, tranne che quelli riguardanti l'inclinometro I5, che risulta muoversi in direzione SSE, nonostante sia localizzato al limite delle scarpate settentrionali dell'abitato (Figura 24).



**Figura 24 Diagramma polare dei movimenti registrati nel sondaggio I5.**

Confrontando le serie storiche delle misure a disposizione è stato notato un aumento dei tassi di spostamento nel primo trimestre del 2005, localizzato principalmente sulla porzione nord-occidentale dell’abitato, infatti questi spostamenti anomali sono stati registrati primariamente negli inclinometri I5 e I13, mentre in modo più lieve nell’inclinometro I9 (Figura 25).

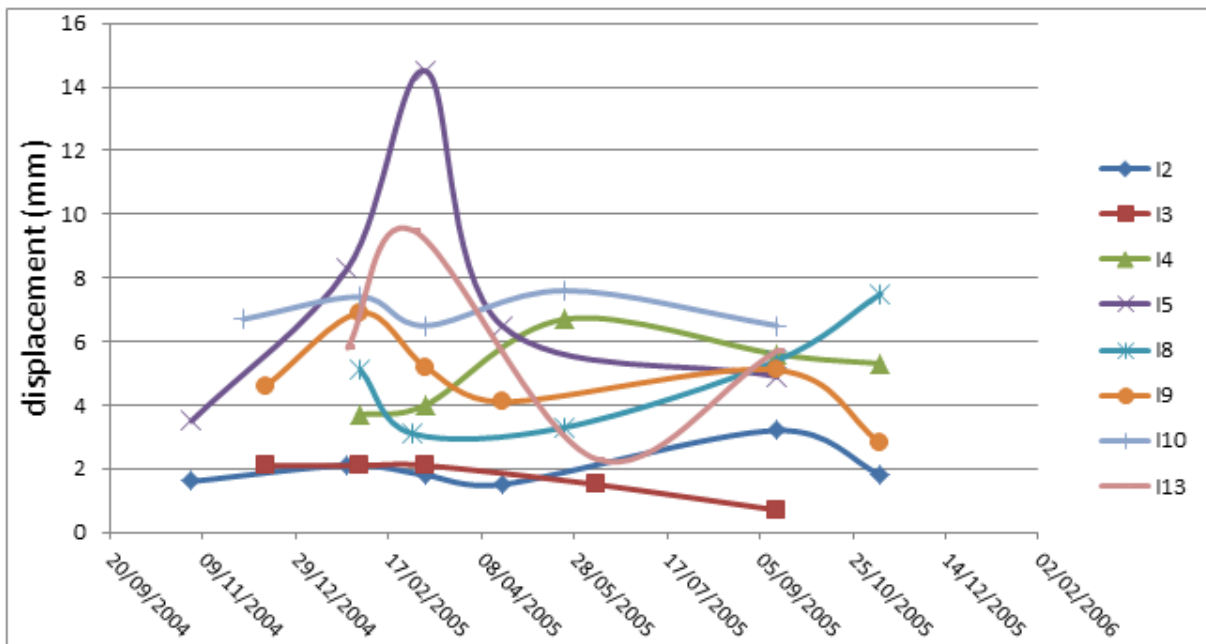


Figura 25 Diagramma degli spostamenti registrati da su tutti gli inclinometri a disposizione per il periodo 2004-2005.

Analizzando invece l'intera serie storica di spostamenti (2004 – 2010) si nota come gli spostamenti tra le due campagne di misura siano continuati, con valori di circa che variano dai 10 mm ai 40 mm tra la primavera del 2005 e l'autunno 2009 (Figura 28).

In questa analisi non sono stati presi in considerazioni i valori di spostamento misurati dall'inclinometro I10, considerati anomali, in quanto risultano maggiori di un ordine di grandezza rispetto ai massimi registrati presso gli altri strumenti (per il periodo 2009-2010).

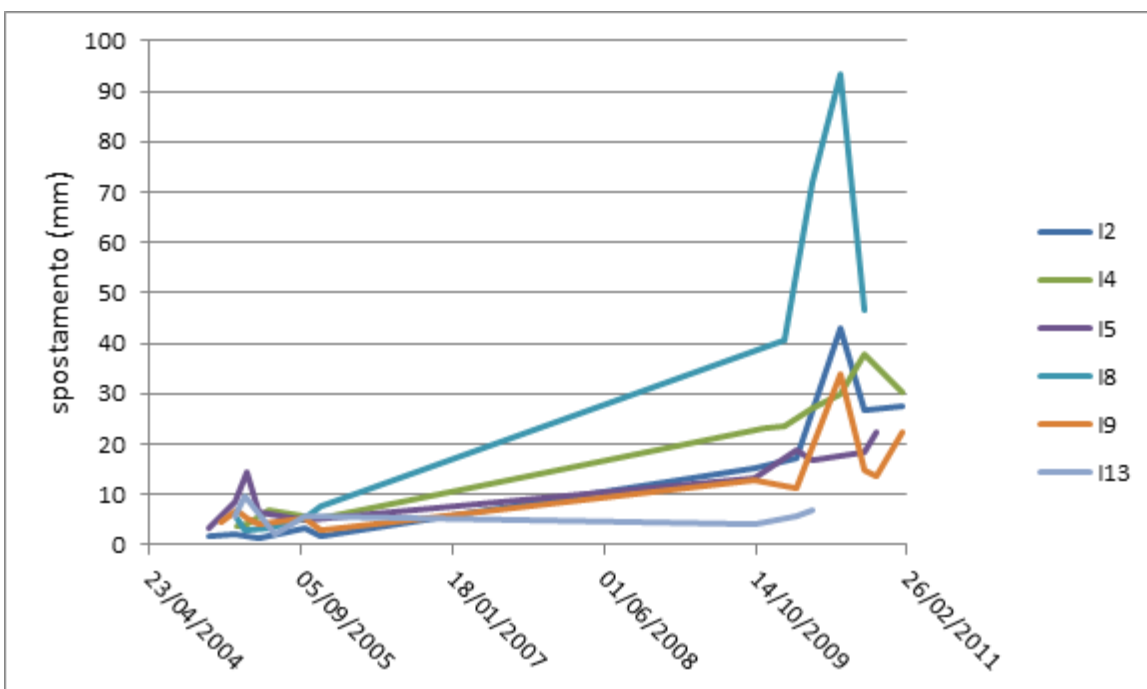


Figura 26 spostamenti misurati dagli inclinometri tra il 2004 e il 2010.

Osservando il grafico precedente si può inoltre notare una seconda fase di accelerazione dei movimenti avvenuta nell'estate del 2010, che ha interessato le aree dove sono presenti gli inclinometri I2, I8 e I9, quindi i due versanti (Nord e Sud) del paese.

#### 4.3.4 Misure estensimetriche

In quattro dei sondaggi sono stati accoppiati agli inclinometri (I2, I5, I9 e I10) degli estensimetri, per misurare i tassi di deformazione verticale del terreno.

Le misure effettuate con questi strumenti possono variare, oltre che per gli effetti dovuti a movimenti franosi, anche per la dinamica delle argille. Infatti le misure effettuate durante le due fasi di rilievi mostrano un andamento ciclico (Figura 27), con allungamenti del cavo estensimetrico in corrispondenza della stagione umida (ottobre - aprile) e un raccorciamento durante la stagione secca (maggio-settembre).

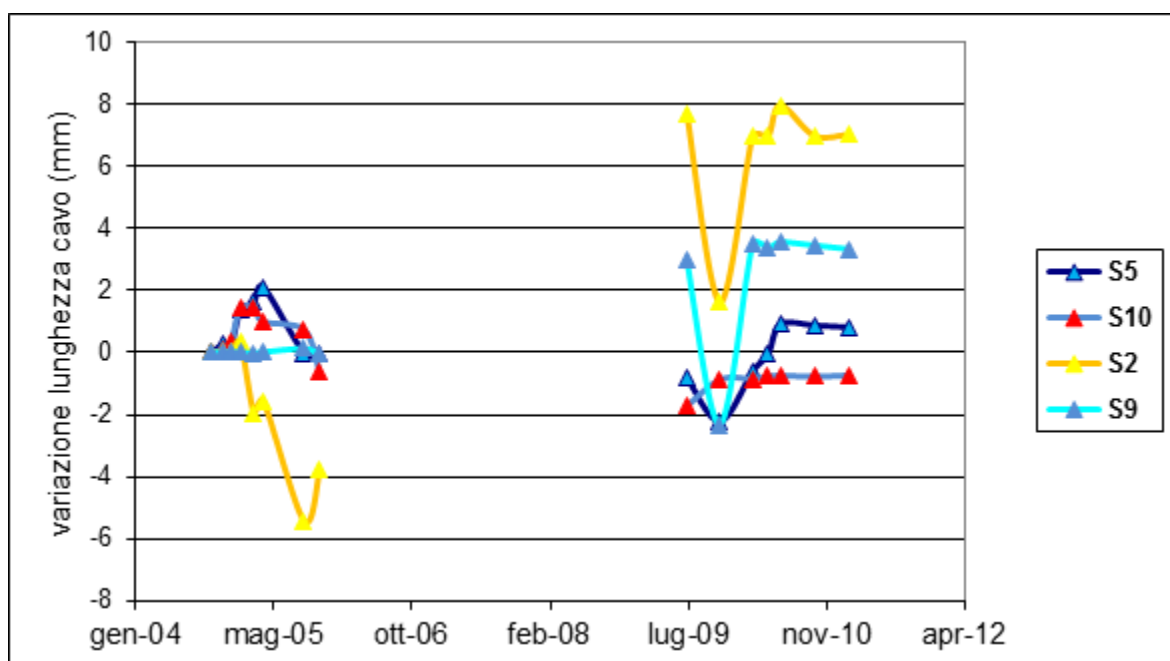


Figura 27 Diagramma delle misure estensimetriche eseguite nelle due campagne.

#### 4.3.5 Analisi interferometrica (PS-INSAR)

Per lo studio tramite tecnica PIS di questa area sono stati utilizzati dati provenienti dai satelliti ERS, in orbita discendente, acquisiti tra il 1992 e il 2001, e dal satellite Envisat, in entrambe le orbite, per il periodo 2003-2008.

A causa della scarsa urbanizzazione dell'area il numero di bersagli radar risulta essere esiguo, ciononostante sono state ottenute informazioni utili per la caratterizzazione dell'area.

I dati raccolti dai satelliti ERS (Figura 28) mostrano una sostanziale stabilità del centro abitato (valor compresi tra  $\pm 1.5$  mm/anno), mentre l'unico riflettore presente nel versante

setentrionale fa registrare velocità di deformazione di circa 5 mm/anno (Figura 29), con andamento in allontanamento dal satellite; è da sottolineare che le velocità registrate nel centro abitato, seppur entro il range di stabilità, tendono ad avvicinarsi al termine negativo, indicando così un generale e diffuso abbassamento di tutta la dorsale sabbiosa che compone la collina.

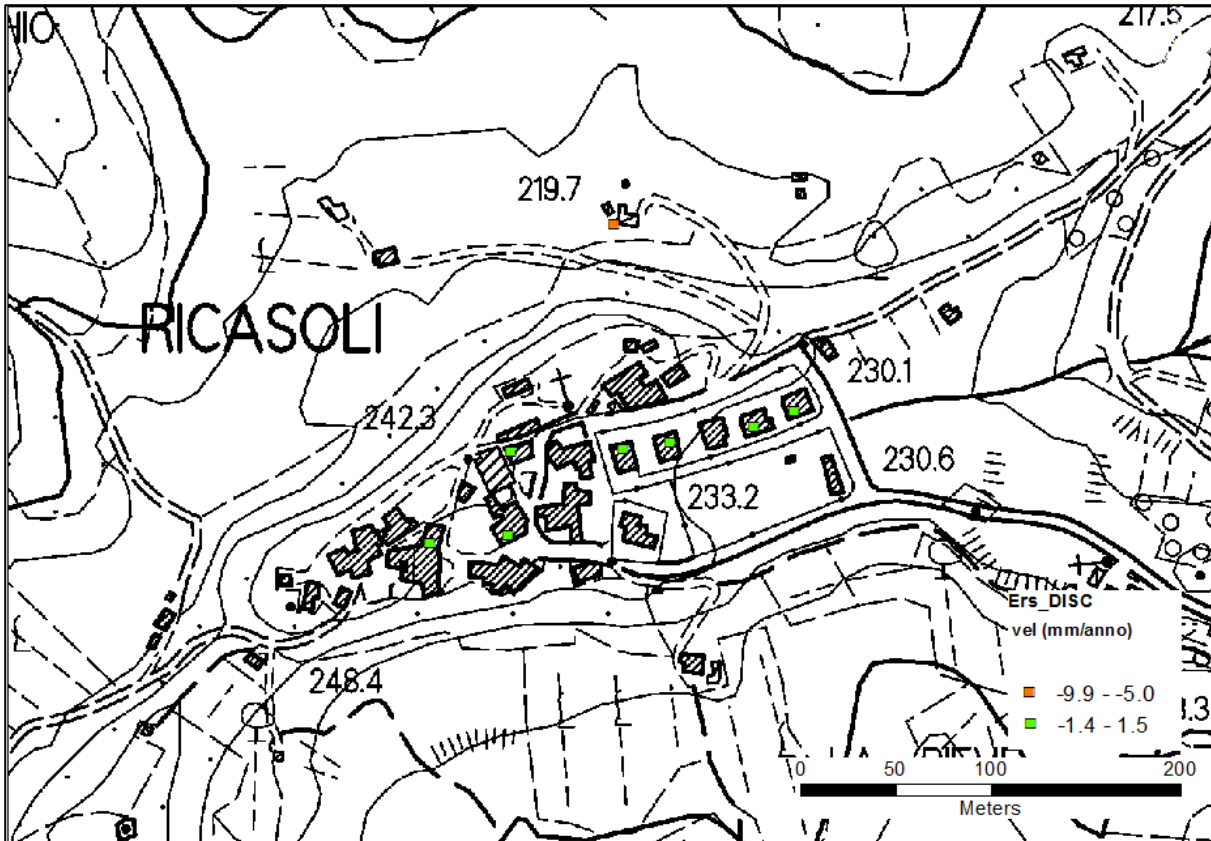


Figura 28 Dati PS\_INSAR acquisiti dai satelliti ERS per l'area di Ricasoli.

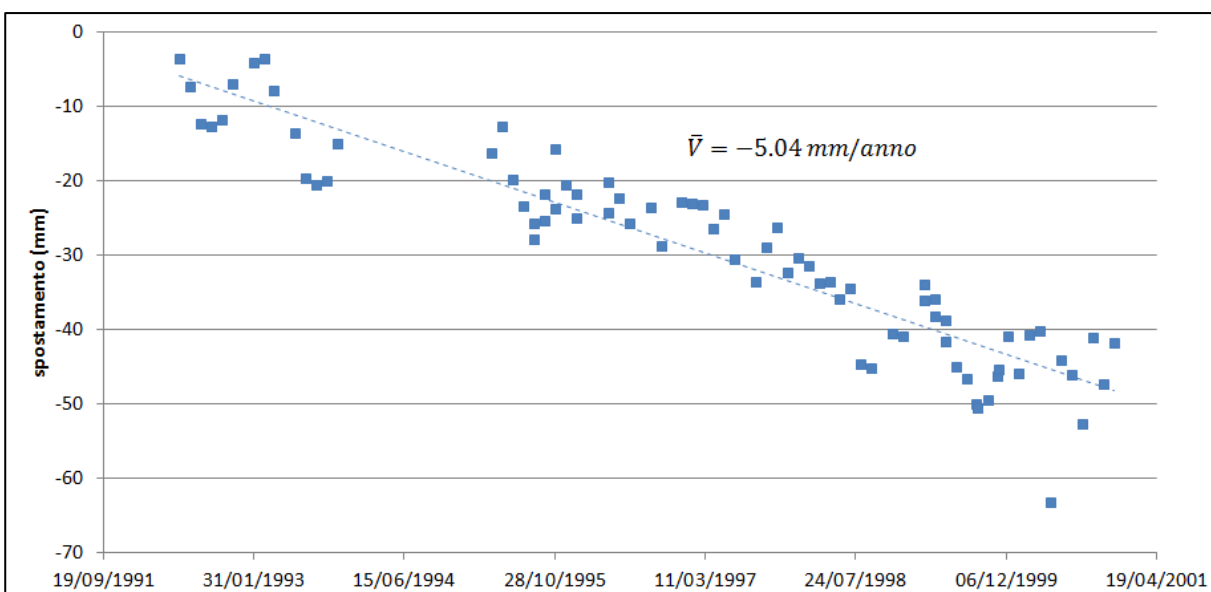


Figura 29 andamento delle deformazioni registrate nel versante settentrionale del paese.

I dati registrati dal satellite Envisat hanno confermato la stabilità registrata nel centro abitato con i satelliti ERS, mentre si possono osservare tassi di deformazione nell'ordine dei 3 – 4 mm/anno nei versanti che circondano il paese, con un picco di 7 mm/anno in quello settentrionale. Inoltre, confrontando questi risultati, con quelli derivanti dai satelliti ERS, è risultato che le aree soggette a movimenti siano le stesse per tutto il periodo considerato (Figura 30).



Figura 30 Dati PS\_INSAR acquisiti dal satellite Envisat per l'area di Ricasoli.

#### 4.4 analisi integrata tra misure strumentali e interferometria satellitare

Oltre alle elaborazioni dei dati provenienti dalle singole tecniche di misura, presentate nel paragrafo precedente, in questo progetto è stata sviluppata una analisi approfondita dei fenomeni in atto, attraverso il confronto dei dati provenienti dai vari sistemi di monitoraggio e la loro integrazione con dati pluviometrici.

Questa operazione è mirata ad una migliore comprensione dei fenomeni e ad una loro caratterizzazione spaziale ed di evoluzione temporale, limitatamente al periodo in cui sono i dati a disposizione si sovrappongono.

Il confronto è stato eseguito utilizzando i PS acquisiti dal satellite Envisat che registrano i maggiori movimenti, in particolare sono stati scelti 3 punti per i dati acquisiti in orbita discendente e 4 per l'orbita scendente.

Per poter fare il confronto con i dati pluviometrici è stato deciso di utilizzare le precipitazioni cumulate nei 30 giorni precedenti la data di acquisizione dei dati satellitari, in alternativa alle classiche cumulate mensili, che mal si adattano alle serie dei dati interferometrici, poiché i tempi di rivisitazione del satellite non corrispondono ai mesi del calendario in uso.

Questa soluzione ha permesso di fare un confronto diretto tra spostamenti e precipitazioni, dal quale si vede, come può essere lecito aspettarsi, che gli spostamenti maggiori del terreno si hanno in corrispondenza dei fenomeni piovosi più intensi (Figura 31).

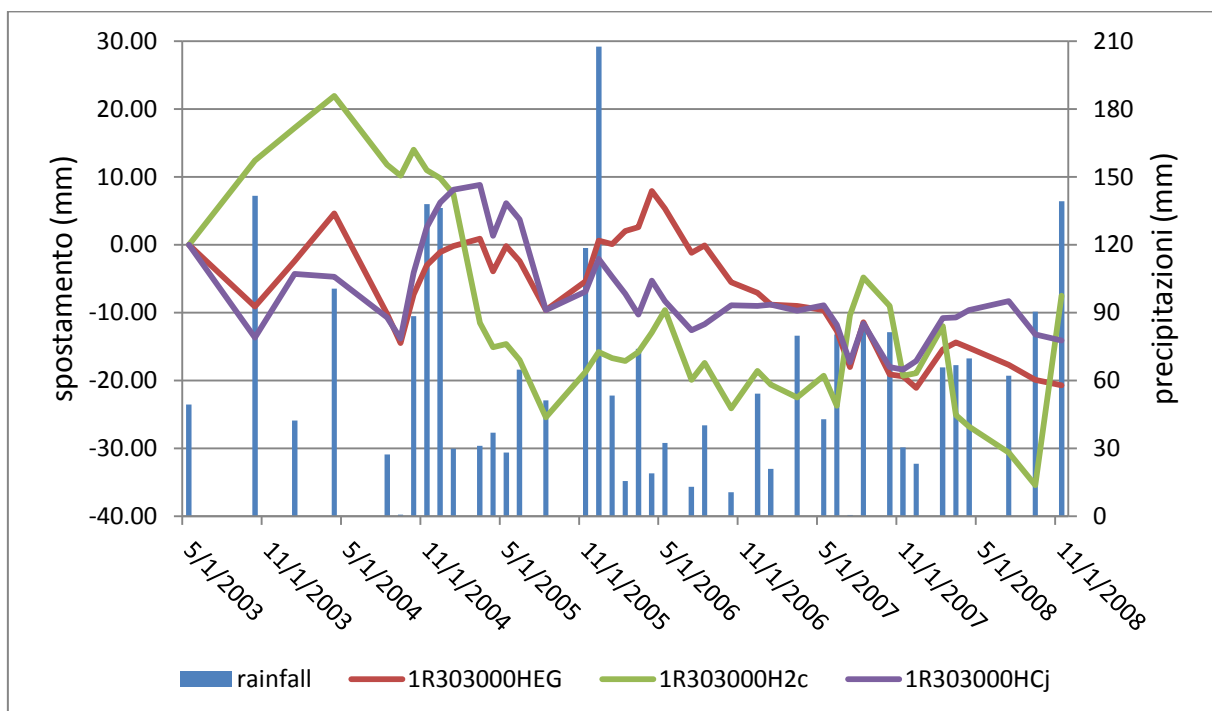
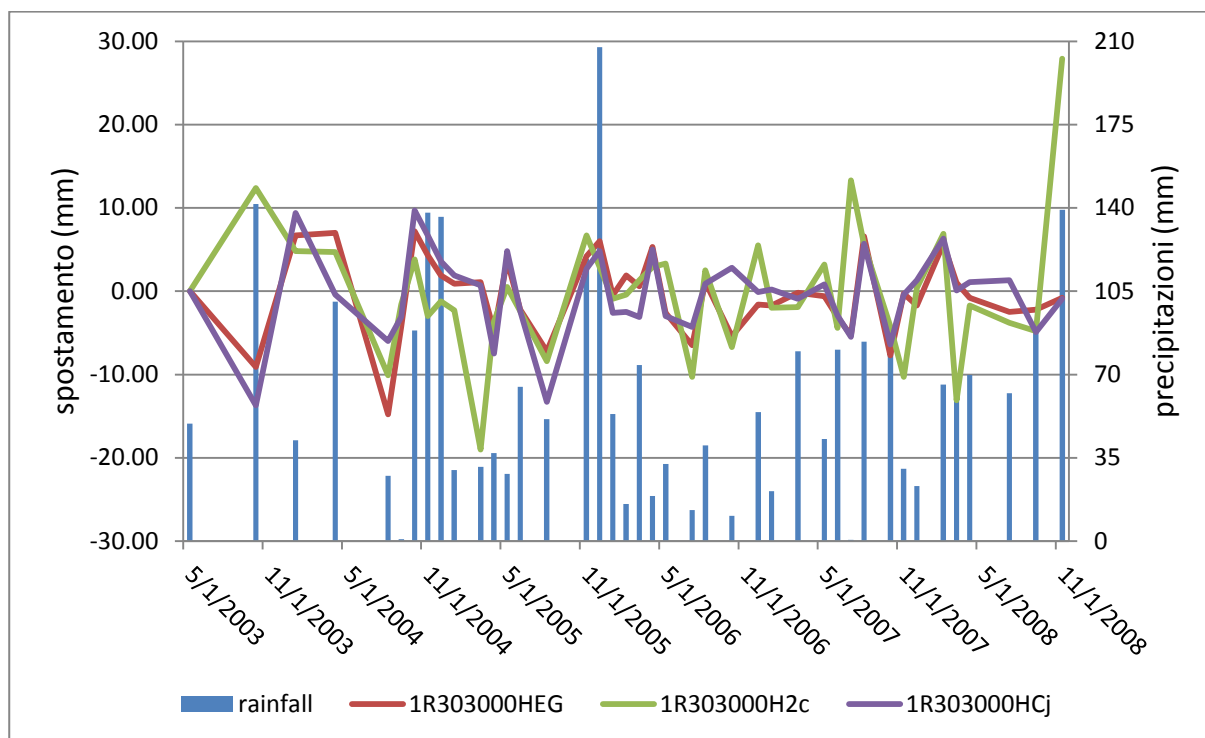


Figura 31 Confronto precipitazioni – spostamenti misurati tramite interferometria radar (ENVISAT, orbita discendente).

Un ulteriore sviluppo di questa elaborazione è consistito nella scomposizione degli spostamenti misurati da satellite, così da avere un valore di spostamento mensile relativo a quello precedente (Figura 32). Da questa elaborazione è possibile evidenziare maggiormente la stretta relazione tra i fenomeni piovosi principali e gli spostamenti maggiori del terreno.



**Figura 32 Confronto precipitazioni – spostamenti mensili relativi, misurati tramite interferometria radar (ENVISAT, orbita discendente).**

Le stesse operazioni sono state eseguite utilizzando i dati raccolti in orbita ascendente dallo stesso satellite, al fine di confrontare i risultati delle operazioni ottenuti nelle due orbite (Figura 33). In questo caso il collegamento precipitazioni – movimenti è ancora più evidente, però in entrambi i casi si nota come non sia possibile stimare quantitativamente il rapporto precipitazioni-deformazioni.

Mentre dall'analisi delle semplici serie storiche di spostamenti può apparire che ogni riflettore faccia registrare un movimento diverso dagli altri, la scomposizione dei movimenti, in entrambe le orbite di acquisizione, ha permesso di rilevare come gli spostamenti siano generalmente coerenti tra i vari riflettori; questa osservazione può far ipotizzare che vi sia una relazione tra i vari fenomeni presenti nell'abitato e nei versanti circostanti, almeno per quanto riguarda l'andamento dei movimenti.

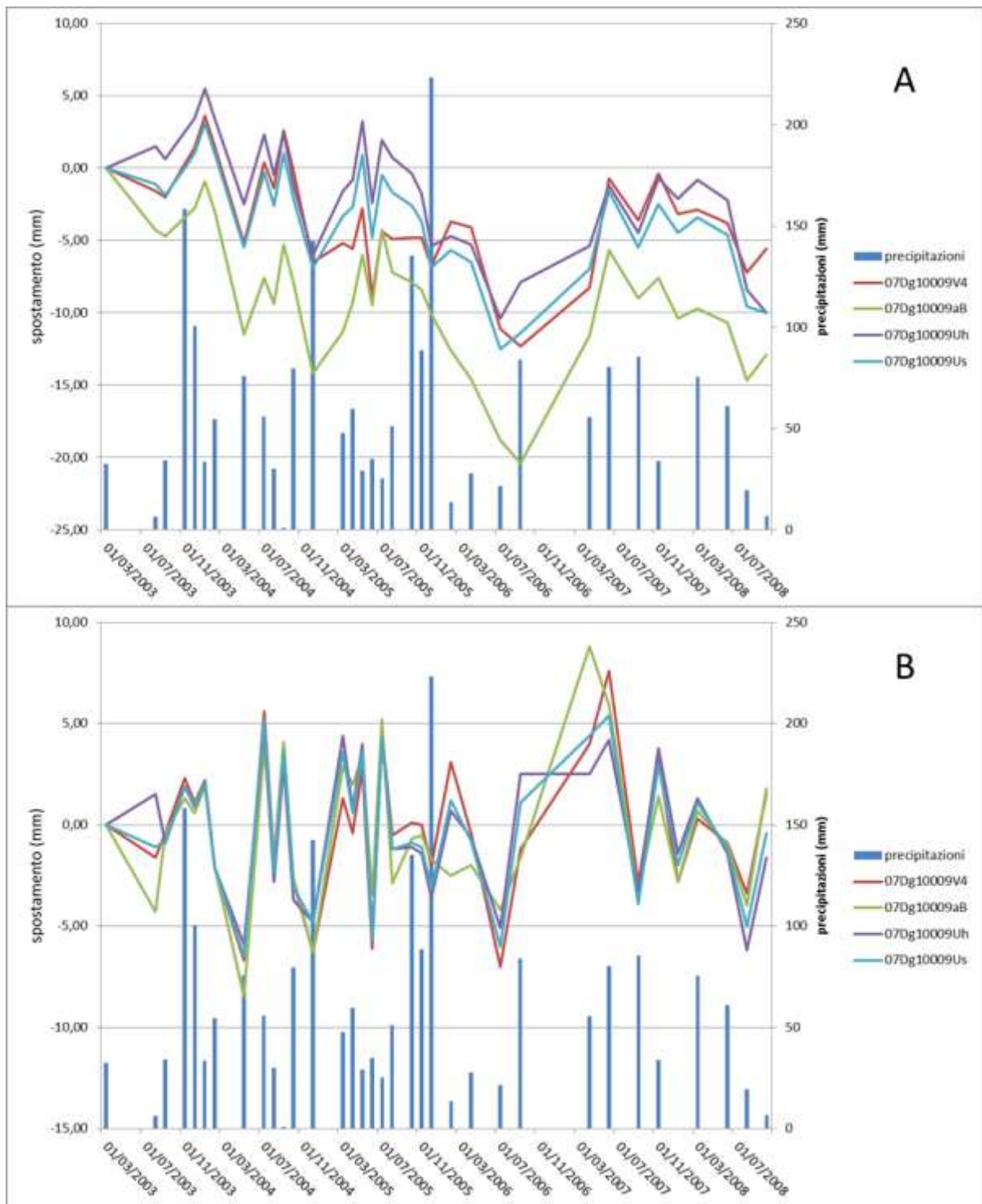


Figura 33 A: Confronto precipitazioni- spostamenti misurati tramite interferometria radar (ENVISAT, orbita ascendente). B: Confronto precipitazioni – spostamenti mensili relativi, misurati tramite interferometria radar (ENVISAT, orbita ascendente).

Successivamente a queste operazioni, si è passati al confronto con le misure inclinometriche, al fine di ricercare la presenza o meno di una relazione tra dati satellitari, inclinometrici e precipitazioni, come illustrato nel grafico seguente, che rappresenta un'analisi approfondita dell'accelerazione osservata nel primo trimestre del 2005 (Figura 34).

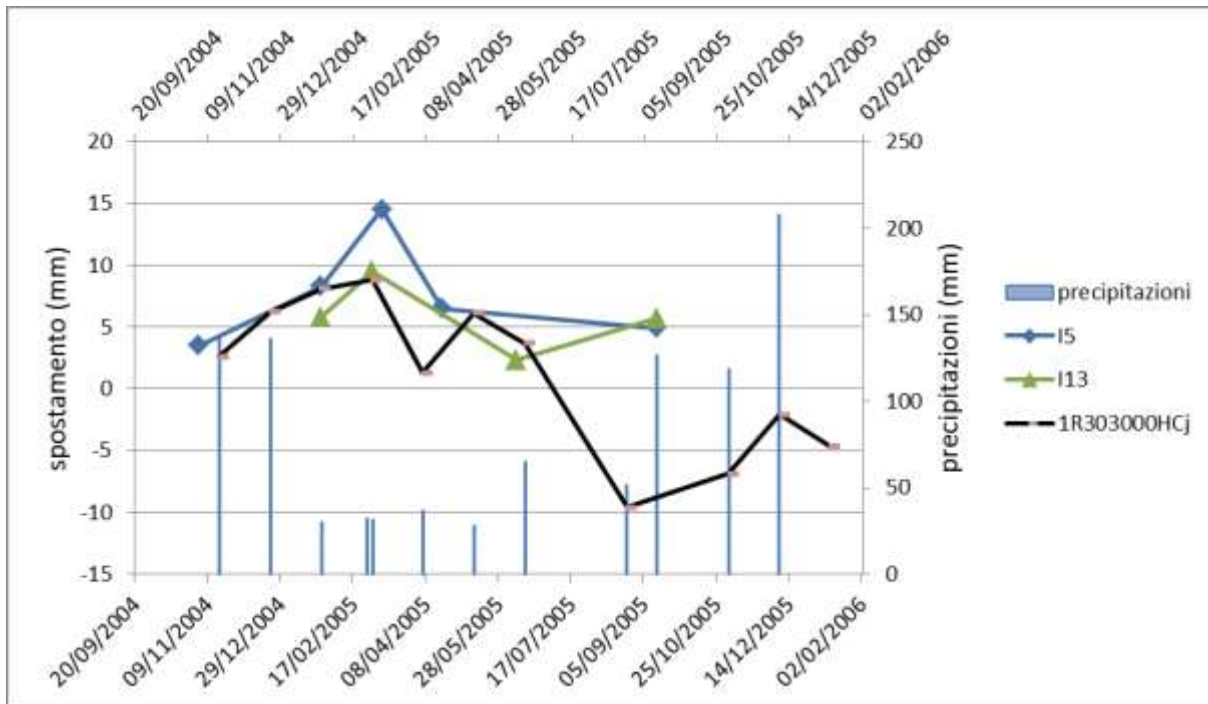


Figura 34 Analisi evento 2005 con varie tecniche di monitoraggio.

In questo grafico le misure inclinometriche nelle quali l'accelerazione era più evidente sono state integrate con i valori di spostamento rilevati sul PS a loro più prossimo e con i valori delle precipitazioni, cumulate ai 30 giorni precedenti all'acquisizioni delle immagini satellitari. Da questa elaborazione si nota come vi sia un sostanziale accordo nell'andamento degli spostamenti tra i 2 sistemi di misura, ma che questa accelerazione non può essere inputata a forti precipitazioni avvenute a ridosso dell'evento, infatti tra le piogge più intense e i movimenti maggiori sono intercorsi circa 3 mesi, periodo questo che difficilmente può portare ad un rapporto causa – effetto tra piogge e frana.

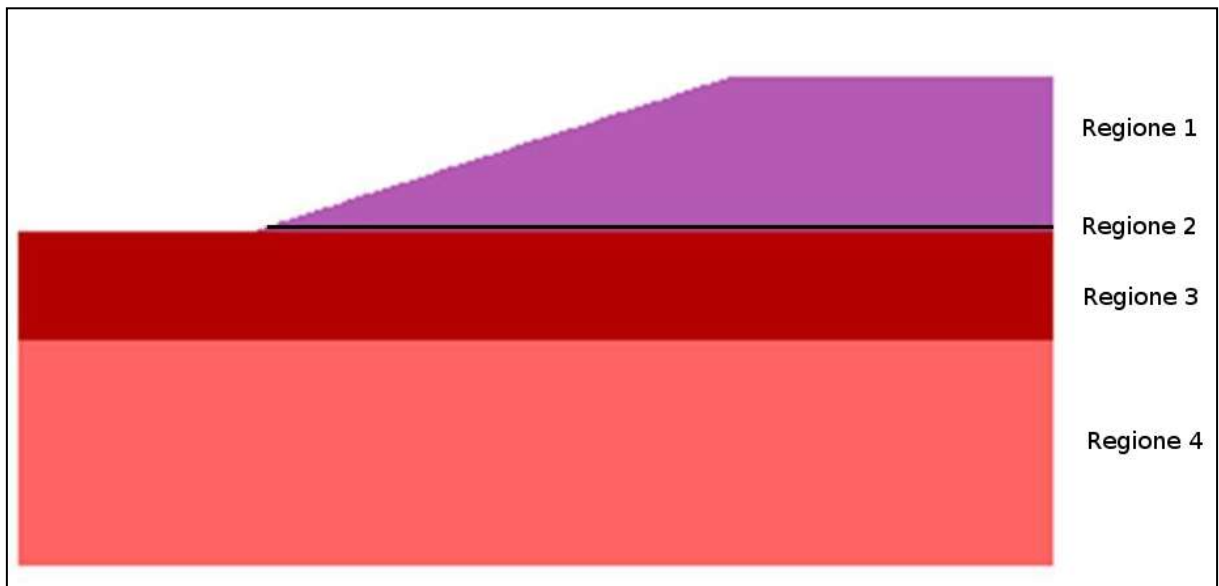
#### 4.5 Modellazione numerica

A seguito delle analisi effettuate e basandosi sulle informazioni acquisite sui fenomeni presenti, è stata effettuata una modellazione numerica dei dissesti presenti sul versante settentrionale del paese.

In particolare sono stati sviluppati due modelli, il primo dei quali rappresenta uno scivolamento di neoformazione, che è stato utilizzato come base per sviluppare il secondo, che a sua volta dovrebbe rappresentare gli effetti sulla scarpata settentrionale di una mobilitazione del corpo di frana e verificare così l'analogia con i fenomeni di dissesto riscontrati durante i rilievi di campagna.

Per la costruzione del modello si è proceduto alla definizione schematica di un versante simile a quelli che circondano l'abitato di Ricasoli, il quale è stato suddiviso in 4 regioni, corrispondenti alle litologie presenti nell'area, alle quali sono state assegnate le caratteristiche geomeccaniche definite tramite analisi di laboratorio.

La regione che forma la base del modello (Regione 4) è caratterizzata da un comportamento elastico, a quella centrale (Regione 3) è stato assegnato un modello di tipo Mohr-Coulomb, mentre le due regioni più alte (Regione 1 e 2) possiedono invece un comportamento elasto-plastico di tipo rammollente (strain softening). In particolare alla Regione 2 che simula il livello di torbe su cui si imposterebbe la superficie di scorrimento, sono stati assegnati valori di resistenza molto più bassi rispetto alle altre regioni (Figura 35).



**Figura 35 Sezione schematica del terreno suddivisa in 4 regioni.**

Dopo aver definito il modello di versante è stato possibile far girare il modello, dal quale è stato osservata l'iniziale formazione di una superficie di scivolamento in corrispondenza del livello torboso, che poi va a propagarsi verso l'interno del versante fino a raggiungere l'inizio della scarpata (Figura 36).

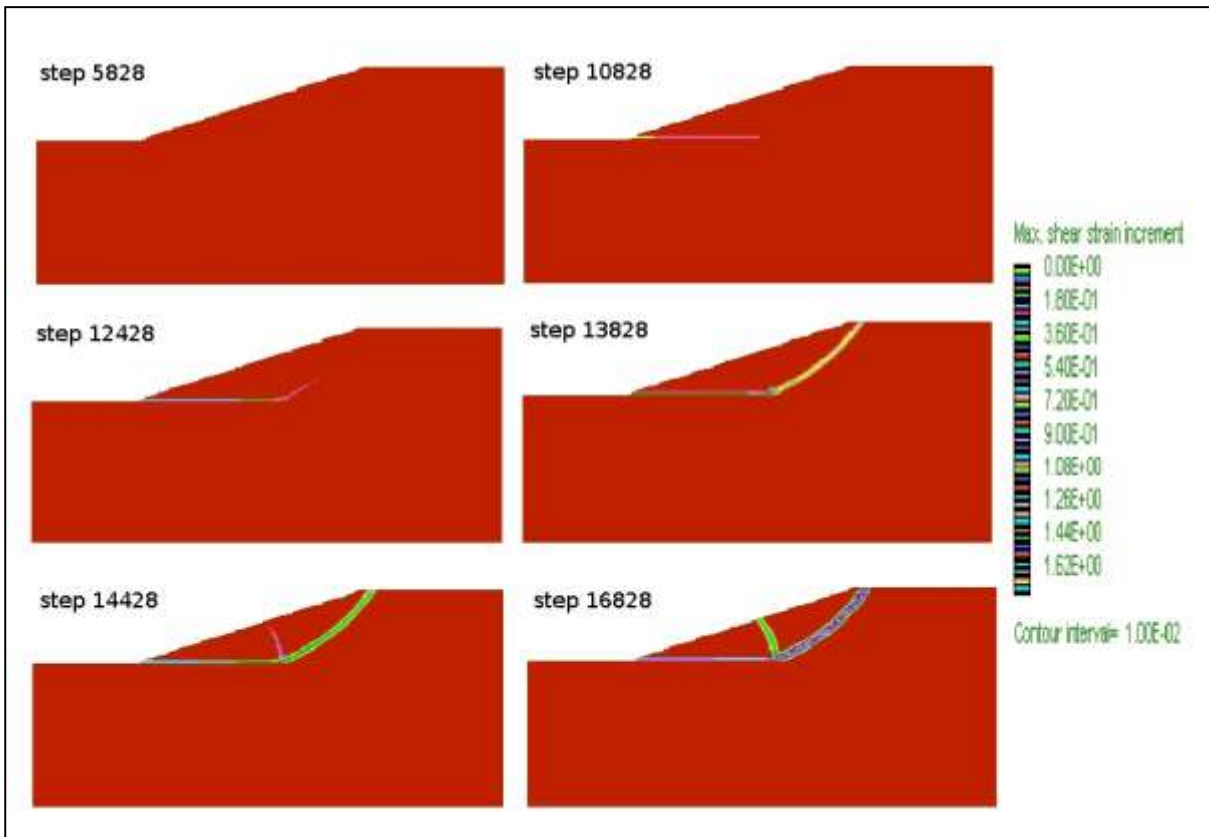
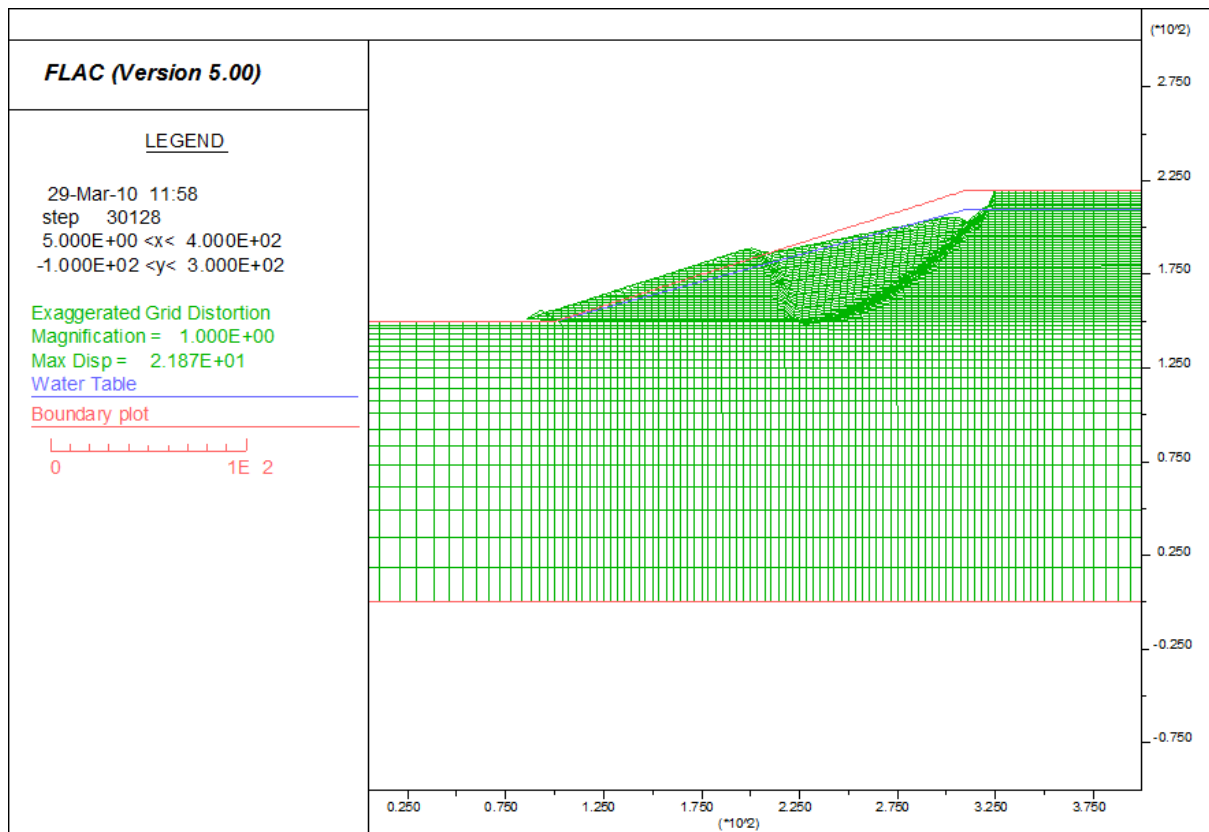


Figura 36 propagazione delle superfici di scivolamento lungo il versante.

Dall'immagine precedente si nota come dopo circa 16000 cicli di calcolo si siano formate due superfici di taglio, la prima delle quali si innesta in corrispondenza del livello più debole per poi curvare verso l'alto ad intersecare la superficie del piano di campagna in corrispondenza del margine della scarpata, mentre la seconda, che si origina all'incirca in corrispondenza del punto di curvatura della prima, presenta un andamento antitetico al pendio, dando motivazione alla presenza di controscarpate e avvallamenti (o *graben*) tipici delle aree soggette a frane di scivolamento composite (Figura 37).

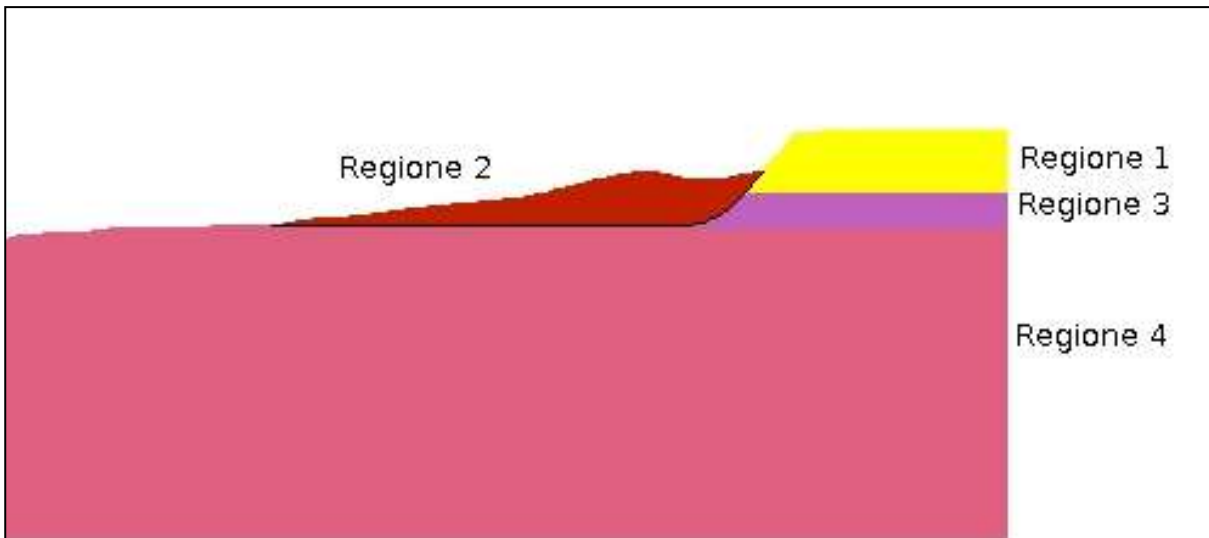


**Figura 37** Griglia deformata del modello su cui si riconoscono le caratteristiche morfologiche della frana.

Successivamente a questa modellizzazione, ne è stata eseguita una nuova partendo da un modello di versante già soggetto a fenomeni di dissesto, al fine di poter investigare gli effetti di una riattivazione del movimento.

Per fare questo il versante teorico creato in precedenza (Figura 35) è stato modificato inserendo una superficie di scivolamento prefissata, basata sui risultati della prima simulazione e impostata in corrispondenza del livello torboso (Figura 38).

Anche in questo caso alle quattro regioni che costituiscono il modello sono stati assegnati i parametri geotecnici reali, ricavati dalle analisi di laboratorio.



**Figura 38 Modello di partenza per la simulazione numerica della frana sul versante settentrionale.**

Con l'inizio della modellizzazione del movimento si è notato come i fenomeni di plasticizzazione si localizzino principalmente sul margine superiore della scarpata, in accordo con i rilievi eseguiti in campagna, durante i quali sono stati notati una serie frane superficiali caratterizzanti i bordi del centro abitato.

Proseguendo l'analisi numerica si verifica la formazione di un movimento franoso che va ad interessare proprio il margine della scarpata, che è stato analizzato tramite la ricostruzione vettoriale degli spostamenti (Figura 39).

Da questa ricostruzione è possibile osservare un movimento del corpo di frana principale inizialmente millimetrico ( $t_1 - t_2$ ), che successivamente, evolvendo, porta ad un rilascio tensionale a discapito del versante soprastante e alla formazione di piccole frane ( $t_3$ ), che possono poi evolvere in fenomeni di crollo o scivolamento di maggiore entità ( $t_4 - t_5$ ).

I risultati della modellazione numerica trovano accordo con le ipotesi fatte a seguito dei rilievi *in situ* e delle analisi geotecniche e dei dati di monitoraggio, portando a considerare plausibile il fatto che i movimenti in corrispondenza del bordo esterno della collina di Ricasoli, siano in parte da imputare a effetti di detensionamento legati a fenomeni più profondi che interessano i pendii sottostanti.

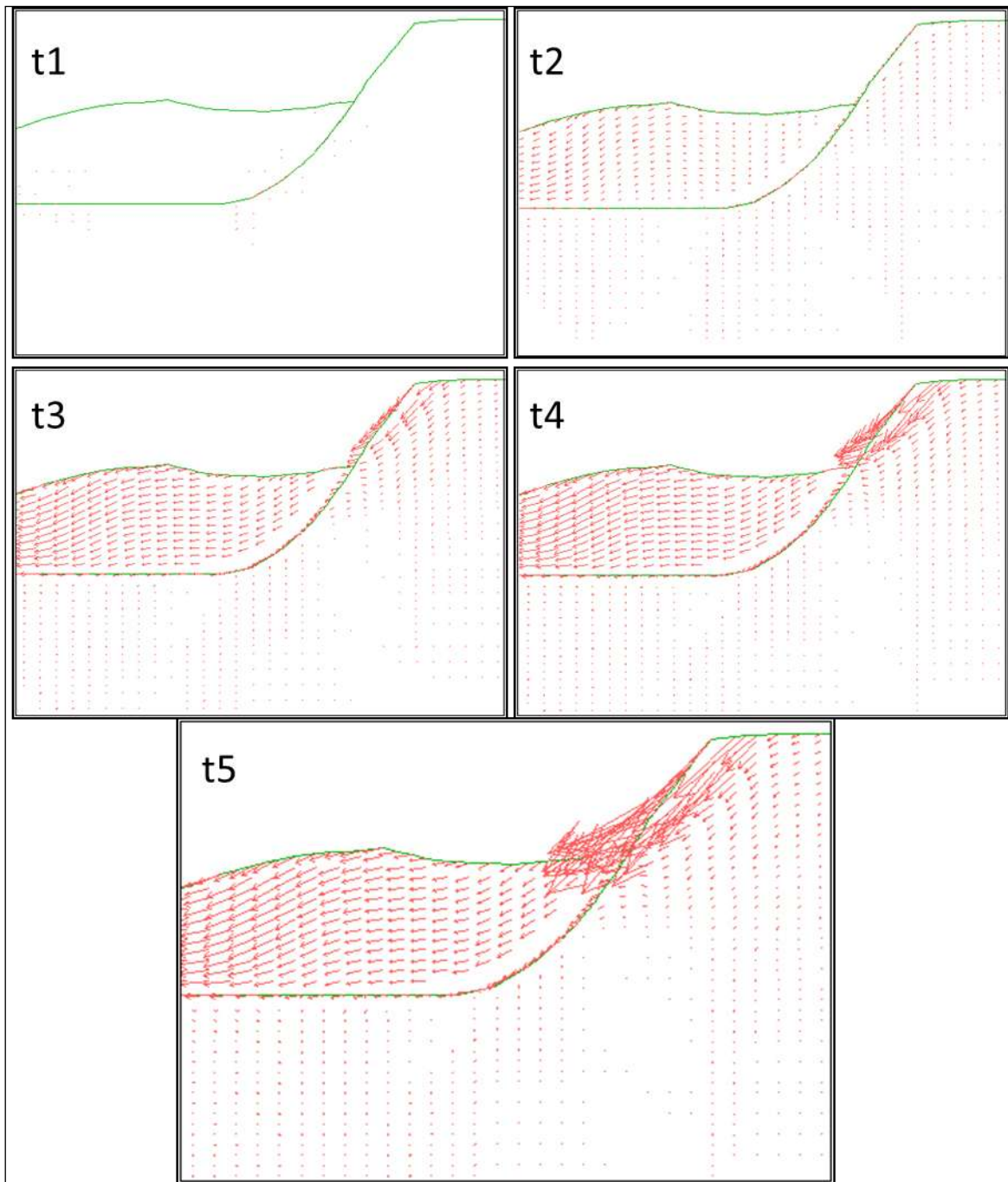
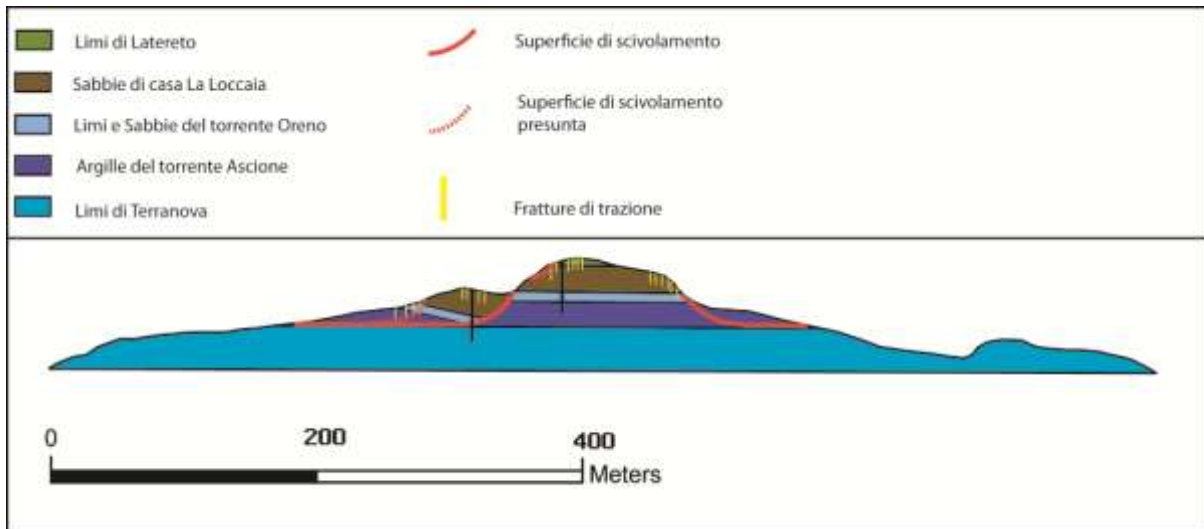


Figura 39 ricostruzione vettoriale ed evoluzione temporale dei dissesti presenti sul versante settentrionale di Ricasoli (la dimensione delle frecce indica l'intensità del movimento).

#### 4.6 Ricostruzione dei dissesti

Sulla base delle indagini precedenti è stata una sezione geologico-tecnica riassuntiva del quadro deformativo dell'area (Figura 40).



**Figura 40** Sezione geologico-tecnica (NNW – SSE) dell'area di studio.

Da questa sezione si può osservare come le frane profonde situate sui versanti settentrionale e meridionale del paese con il loro movimento influiscono sulle scarpate soprastanti.

Queste, a causa del rilascio tensionale susseguente ai movimenti franosi, tendono a fratturarsi e a dar vita a fenomeni di crollo, portando al loro conseguente e continuo arretramento.

Dai sopralluoghi effettuati nel corso degli anni è stato inoltre osservato come questi fenomeni si sviluppino soprattutto nei periodi dell'anno più piovosi, quando si ha un aumento deciso delle pressioni interstiziali all'interno dei sedimenti costituenti le scarpate.

#### 4.7 Sintesi dei risultati

Tramite le analisi effettuate nel corso degli anni è stato possibile giungere ad una buona comprensione dei fenomeni franosi che gravano sull'abitato di Ricasoli e sulle aree circostanti.

La presenza di tali fenomeni è riconducibile alla storia evolutiva e alle conseguenti caratteristiche geologiche dell'area, che risulta costituita prevalentemente da depositi alluvionali e marini, i quali sono notoriamente caratterizzati da scarsa qualità dal punto di vista geomeccanico, dovuta anche alla presenza di materiale organico nei sedimenti e di livelli torbosi.

Le prime fasi di monitoraggio dell'area, eseguite nel 2004, furono finalizzate alla localizzazione delle aree maggiormente colpite dai dissesti in atto, mentre successivamente

si è proceduto ad una serie di analisi finalizzate alla caratterizzazione dei fenomeni e della loro evoluzione.

Dalle misure inclinometriche e dall'analisi stratigrafica è stato possibile riconoscere la presenza di più superfici di scivolamento, che risultano localizzate a circa 10 metri di profondità nel versante meridionale e tra i 15 e i 20 metri nel versante settentrionale rilievi di campagna hanno portato al riconoscimento di numerose ed estese fratture negli edifici più prossimi ai margini delle scarpate, e, integrandole con le misure inclinometriche, è stato possibile formulare l'ipotesi che i movimenti a valle dell'abitato avessero effetti anche nelle scarpate che delimitano l'alto morfologico su cui sorge Ricasoli; tale ipotesi ha poi trovato conferma nei risultati della modellazione numerica.

Per poter meglio definire le aree soggette a dissesto e i tassi di eventuali movimenti, oltre alle tecniche classiche di monitoraggio, è stata utilizzata l'interferometria radar satellitare, che permette di monitorare vaste aree e di avere informazione sui movimenti anche per periodi in cui non erano presenti strumenti di misura sul terreno.

Dall'analisi dei dati relativi al periodo 1992-2000 è stato possibile notare uno stato di stabilità del centro abitato con velocità di deformazione medie di circa - 1.5 mm/anno; questo quadro è stato confermato anche dai dati acquisiti per il periodo 2003-2008, dove le velocità registrate si sono attestate su valori medi di -1 mm/anno.

I versanti che circondano Ricasoli presentano invece un aumento delle velocità di spostamento, in particolare nel versante settentrione si è passati da 5 a 7 mm/anno, mentre nel versante meridionale si registrano, a partire dal 2003, movimenti massimi di 3,5 mm/anno.

I dati di monitoraggio strumentale e quelli satellitari sono stati poi soggetti di un'analisi approfondita, confrontati tra loro e integrati dalle registrazioni pluviometriche della stazione di Montevarchi con l'intento di poter definire meglio l'evoluzione temporale dei fenomeni e verificare la relazione tra movimenti e piogge.

Dall'analisi delle serie storiche delle misure inclinometriche è emerso che i movimenti franosi hanno avuto due accelerazioni significative nel primo trimestre del 2005 e nell'estate 2010, la prima delle quali localizzata nella porzione occidentale dell'abitato, mentre la seconda a coinvolto longitudinalmente la parte mediana del paese. Inoltre è stato possibile evidenziare come nel periodo tra le due campagne di acquisizione vi siano stati movimenti

registrati su tutti i sondaggi compresi tra i 10 e i 20 mm, con un picco di circa 30 mm registrato nel versante settentrionale.

Il confronto con i dati satellitari ha confermato la presenza di un'accelerazione del movimento per il 2005, mentre la loro integrazione con le precipitazioni non ha evidenziato una relazione diretta tra fenomeni atmosferici e l'accelerazione registrata.

Il confronto tra i soli dati satellitari e le precipitazioni è stato eseguito per il periodo 2003-2008 e ha permesso di notare come i movimenti più significativi si hanno successivamente a periodi con elevate precipitazioni, mentre non è possibile affermare il contrario, infatti anche in periodi in cui sono state registrate piogge scarse, si sono avuti cospicui movimenti, seppur non prolungati nel tempo. Inoltre la scomposizione mensile degli spostamenti ha permesso di rilevare che i movimenti registrati sui vari riflettori hanno un andamento omogeneo tra loro, indice che i fenomeni in atto non sono totalmente indipendenti, ma legati tra loro.

Le informazioni ottenute dai vari sistemi di monitoraggio sono state poi utilizzate per ricostruire un modello evolutivo dei fenomeni che interessano il versante settentrionale, che è risultato essere quello affetto dalle criticità maggiori e con impatti più severi sull'abitato.

Le conoscenze acquisite con questi studi sono state utilizzate per una sviluppare sezione schematica dell'area, in cui sono evidenziate le superfici di scivolamento principali e le fratture presenti sulle scarpate che circondano il paese, da cui poi si sviluppano le frane superficiali causate dal rilascio tensionale innescato dalle frane presenti sui versanti settentrionale e meridionale di Ricasoli.

In conclusione l'area di Ricasoli risulta soggetta a fenomeni gravitativi classificabili come scivolamenti compositi, sui versanti a valle del paese, con le superfici di scivolamento localizzabili in corrispondenza di un livello torboso situato tra i 14 e i 20 metri di profondità. Le riattivazioni di tali scivolamenti hanno come effetto diretto un detensionamento delle scarpate sabbiose che costituiscono l'alto morfologico su cui sorge il paese, le quali, per questo motivo sono soggetti a fenomeni di fratturazione e conseguentemente a crolli.

Oltre questi fenomeni tali scarpate sono risultate affette anche da intensi fenomeni di erosione e da scivolamenti di materiale superficiale, che non sono da riferire a fenomeni di detensionamento, ma sono collegabili a eventi piovosi più intensi, come è emerso dai rilievi di campagna.

## 5 MONTE AMIATA

L'apparato montuoso del distretto amiatino è situato nella Toscana meridionale, a cavallo tra le provincie di Siena e Grosseto; la vetta più alta, il M. Te Amiata, si eleva per 1738 m s.l.m., mentre altre vette oltre i 1000 m s.l.m. sono presenti per lo più sul versante grossetano dell'apparato (es. Poggio Trauzzolo, 1.200 m, monte Labbro, 1.193 m.).

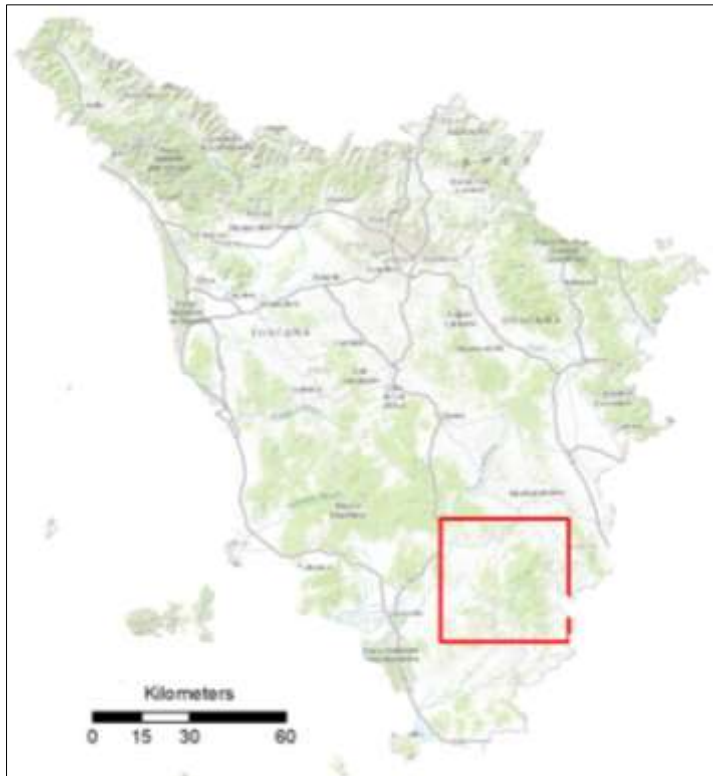


Figura 41 Localizzazione dell'area del M. te Amiata.

### 5.1 Inquadramento geologico

Il monte Amiata è uno stratovulcano, la cui formazione è riferibile alla IV fase del magmatismo Neogenico Quaternario del centro Italia, databile tra 1,3 – 0,1 Ma (Serri *et al.* 1991) e, secondo la classificazione proposta da Peccerillo *et al.* (1987), la sua composizione trachitica è riferibile a interazioni di magmi anatectici cristallini e basici subcristallini.

L'attività vulcanica amiatina è concentrata in due periodi ben delimitati compresi tra circa 300 e 200 ka (Ferrari *et al.* 1996).

Come riportato da Delcroix *et al.* (2006b), sul M. te Amiata sono riconoscibili 14 fasi effusive distinte, caratterizzate da altrettante colate, alcune delle quali sono tutt'oggi mappabili dai crateri fino alla base del cono vulcanico (Figura 42), anche se in parte fagliate e dislocate da fenomeni tettonici. Nella zona di vetta, sovrapposti alle lave, possono tuttavia essere

identificati alcuni coni che sono stati caratterizzati anche da attività piroclastica; mentre in rari casi sono evidenti duomi di lava.

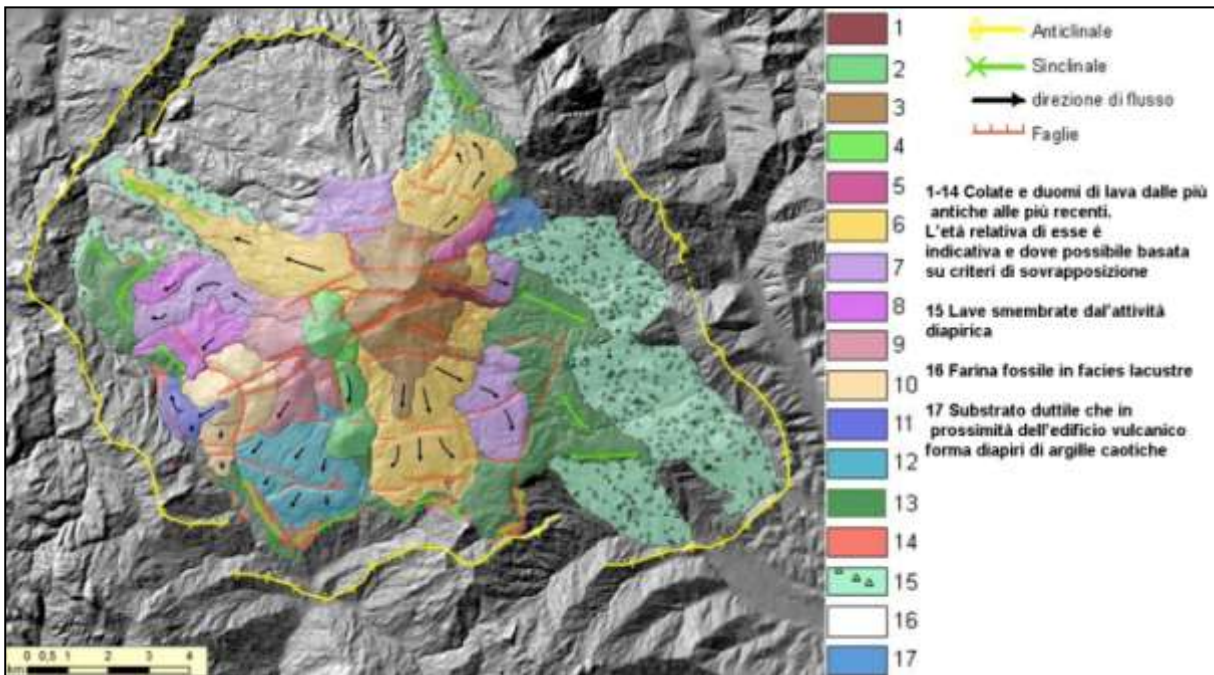


Figura 42 Colate di lava riconoscibili sul M. te Amiata (da Delcroix *et al.*, 2006).

Tale struttura si è formata sopra le preesistenti formazioni argillose del dominio Ligure e del Pliocene, a loro volta impilatesi sopra la Falda Toscana (Figura 43). Questa unità strutturale qui si presenta in serie ridotta, come testimoniato dalla mancanza, oltre che di varie altre formazioni, di quella del Macigno, che solitamente chiude la serie; in questo caso i depositi argillosi poggiano direttamente sul Calcere Cavernoso.

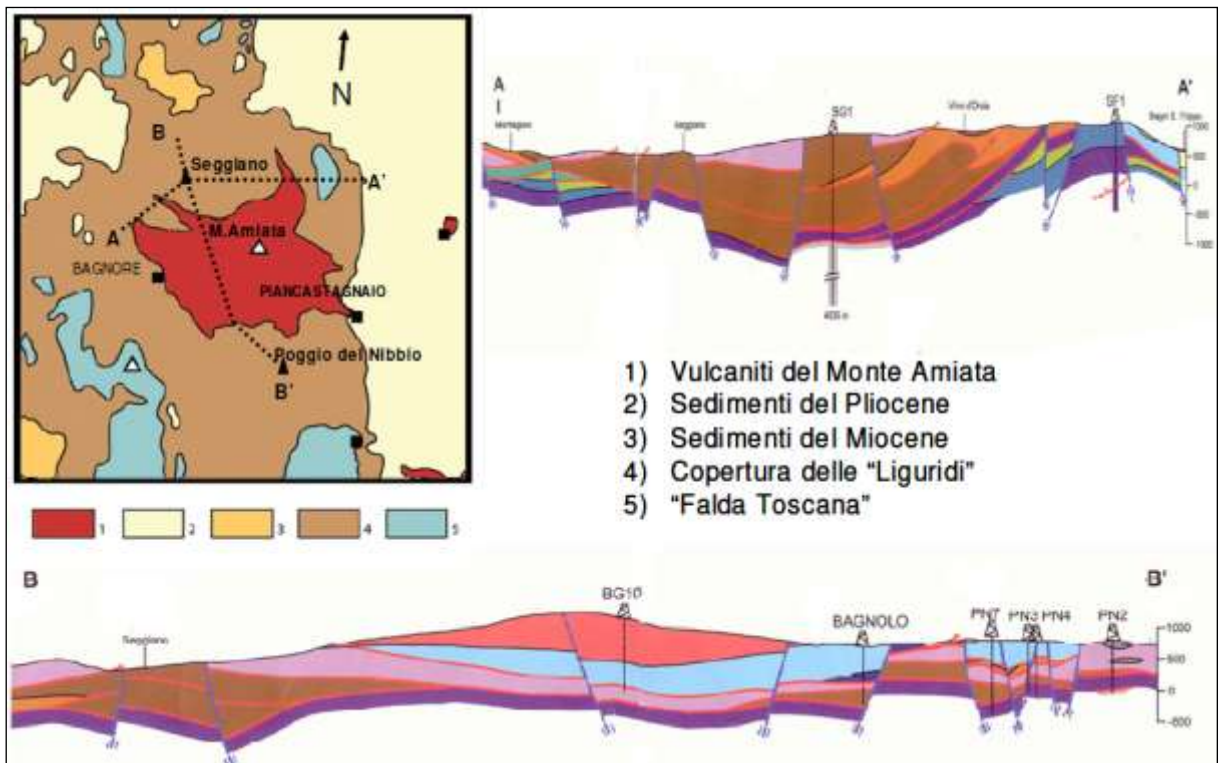


Figura 43 Schema geologico del Monte Amiata e sezioni geologiche interpretative (da Pandeli *et al.*, 2005).

L'intera struttura vulcanica risulta fagliata e dislocata, più che da fenomeni tettonici regionali, da fenomeni tettonici gravitativi locali come già indicato da Calamai *et al.* (1970), che in genere ribassano le strutture topograficamente superiori.

Questa successione di rocce magmatiche e formazioni sedimentarie ha portato alla formazione dell'acquifero più importante della Toscana meridionale, che si è generato dal contatto tra rocce ad alta permeabilità (secondaria) di origine vulcanica con formazioni praticamente impermeabili sottostanti, come dimostrato dal fatto che quasi la totalità delle sorgenti sia collocata al limite periferico dell'area vulcanica, dove affiora il contatto tra rocce magmatiche e substrato impermeabile (Figura 44).

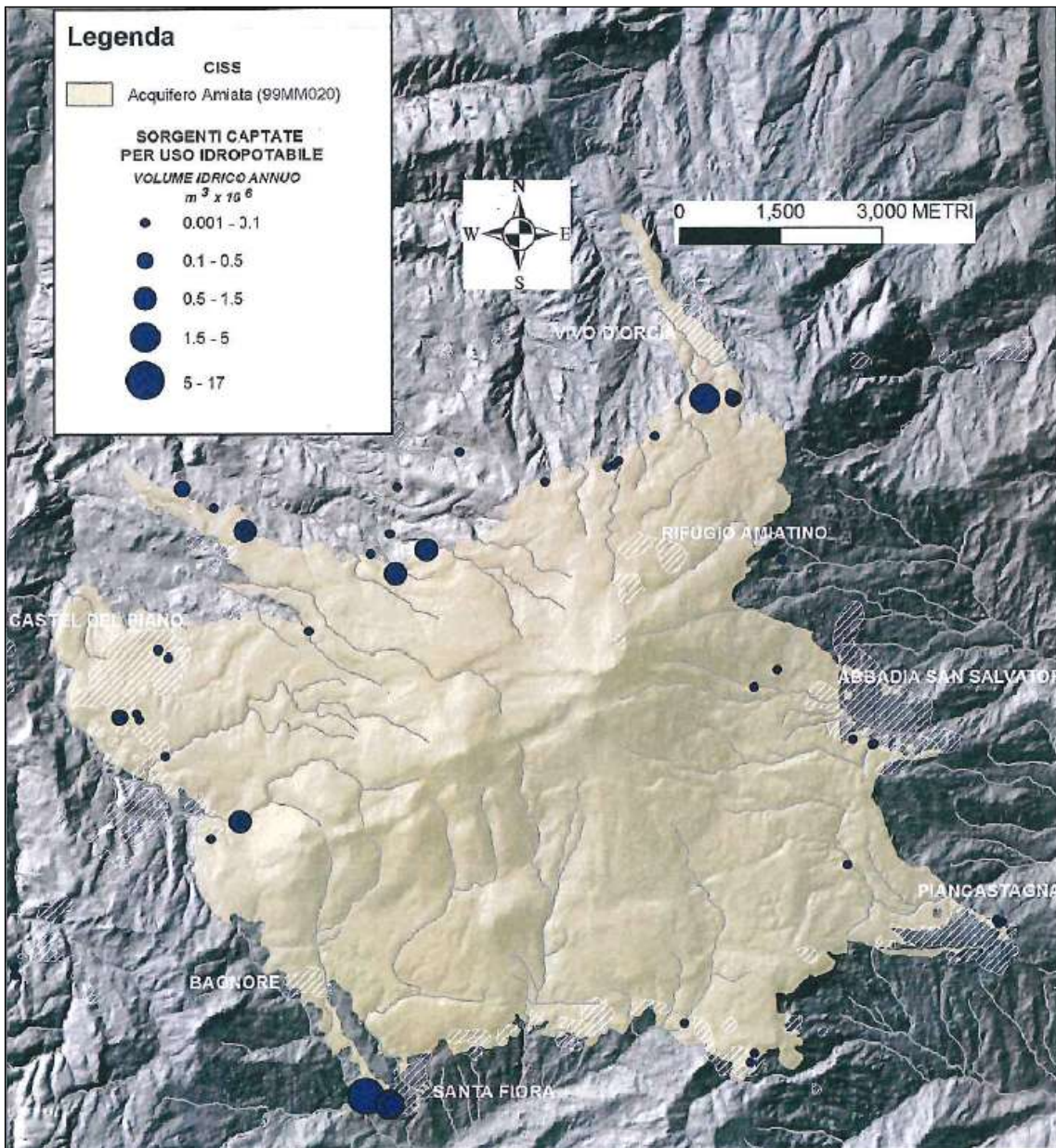


Figura 44 Sorgenti amiatine captate per uso idropotabile (da Feroni *et al.*, 2009).

## 5.2 Processi gravitativi profondi (*volcanic spreading*)

Sul M. te Amiata sono note già da tempo (Calamai *et al.* 1970) strutture di deformazione gravitativa profonda, che si esplicano con lo sviluppo di faglie, pieghe e strutture tettoniche quali horst e graben.

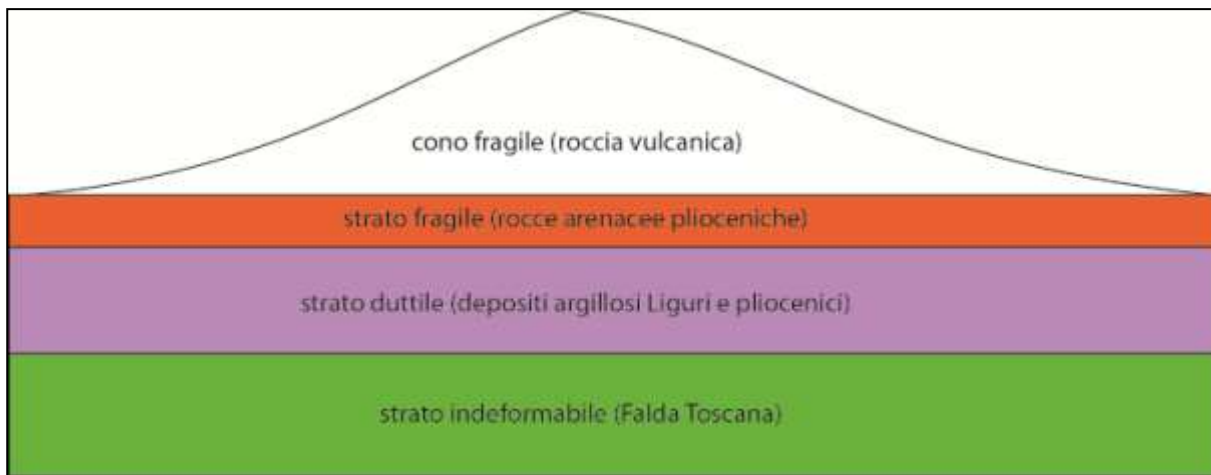
Una delle condizioni necessarie perché tali fenomeni avvengano è la presenza di un gradiente orizzontale di densità, una condizione generalmente sempre presente in aree vulcaniche con gradienti topografici significativi; tali gradienti generano forze dirette dalle zone a maggiore densità verso quelle con valori minori.

Altra condizione per lo sviluppo di tali fenomeni è che la viscosità delle rocce in gioco sia sufficientemente bassa da permettere una deformazione consistente prima che l'erosione abbia asportato il rilievo topografico, o quando altri processi abbiano ridotto il gradiente di densità. Allo stesso tempo, detta viscosità, deve essere sufficientemente alta da impedire uno smussamento troppo repentino del rilievo topografico o del gradiente orizzontale di densità. In questo caso, infatti, si cadrebbe nel campo più proprio delle frane e dei fenomeni di creep (Delcroix *et al.* 2006a).

I fenomeni di sfiancamento ed espansione vulcanica si verificano generalmente su edifici vulcanici messi in posto al di sopra di formazioni caratterizzate da litologie duttili quali argille e gessi, sulle quali l'edificio vulcanico può affondare. Questo movimento porta alla formazione di strutture tipiche, generatesi dalla combinazione del collasso dell'area sommitale con la compressione e sollevamento delle aree basali (Van Bemmelen, 1949; Merle e Borgia, 1996), che sono generalmente ben riconoscibili dalla morfologia dell'area. Tali strutture comprendono la formazione di *graben*, generatisi dall'intersezione di faglie normali collegate al cono vulcanico, e di *horst* nell'area sommitale e di pieghe nell'area basale, nel caso lo strato fragile interposto tra il vulcano e lo strato duttile sia abbastanza spesso, o di diapiri, nel caso tale strato sia insignificante (Van Wyk De Vries e Borgia, 1996). Un modello per esemplificare la formazione di fenomeni di espansione vulcanica può essere basato su una struttura tre strati (Borgia *et al.*, 2000; Borgia *et al.*, 2005) composta, dall'alto verso il basso, da:

- un cono fragile superiore costituito dal vulcano;
- uno strato fragile costituito da strati orizzontali, vulcanici o sedimentari;
- uno strato duttile, costituito da formazioni argillose, delimitato inferiormente da uno strato indeformabile.

Nel distretto amiatino lo strato fragile potrebbe essere di spessore modesto (formato da rocce arenacee del Pliocene marino) se non del tutto assente, mentre lo strato duttile è rappresentato dai depositi argillosi delle Liguridi e del Pliocene marino, che ha sua volta è limitato dalla Falda Toscana (Figura 45).



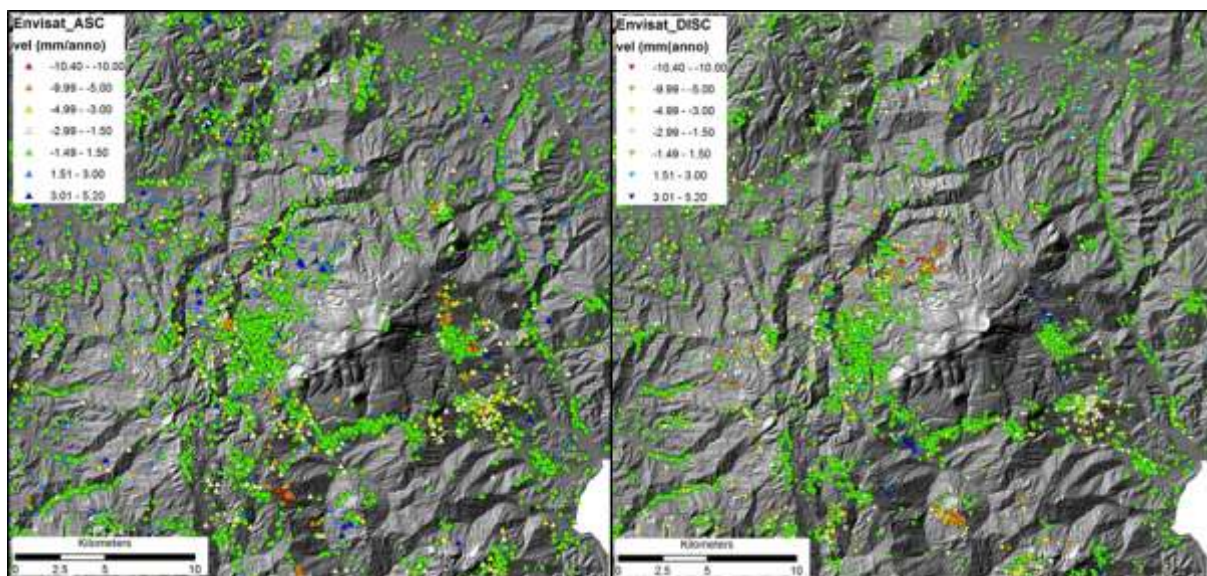
**Figura 45** Schema di un modello a 3 strati fragile-duttile (da Delcroix *et al.* 2006, modificato).

Ipotizzando un tale schema, Delcroix *et al.* (2006) hanno stimato, attraverso un'analisi dinamica delle deformazioni dello strato duttile, il tempo necessario perché i fenomeni di espansione vulcanica si esauriscano in circa  $2.5 \cdot 10^5$  anni. Tale periodo è dello stesso ordine di grandezza dell'età stimata del complesso vulcanico, per cui è possibile presupporre che tali fenomeni siano cessati o con attività estremamente ridotte.

### 5.3 Analisi interferometrica

L'area in esame risulta essere prevalentemente vegetata, quindi i riflettori utilizzabili per l'analisi interferometrica risultano scarsi per quanto riguarda l'area di pertinenza propria del vulcano, mentre essi sono abbondanti nelle aree urbanizzate, localizzate in genere nel perimetro dell'area vulcanica, dove sono state riconosciute strutture correlabili con fenomeni gravitativi vulcanici (Figura 46), come illustrato da Delcroix *et al.* (2006a, 2006b e riferimenti interni).

Come descritto da Borgia *et al.* (2006), i fenomeni propri della tettonica gravitativa hanno velocità di deformazione inferiori a 1 cm/anno, quindi ben si prestano ad essere analizzati e monitorati con tecniche interferometriche, sfruttando la loro capacità di registrare spostamenti con velocità estremamente ridotte, nell'ordine del mm/anno.



**Figura 46** Distribuzione spaziale dei PS nell'area di studio, si nota il cono vulcanico privo di riflettori.

Per la ricerca di evidenze correlabili con l'espansione vulcanica è stato necessario innanzitutto riconoscere le aree dove la presenza di deformazioni del suolo fosse riconducibili ad altre cause, come fenomeni gravitativi non vulcanici (frane) o subsidenze.

### **5.3.1** *Analisi dei fenomeni di subsidenza*

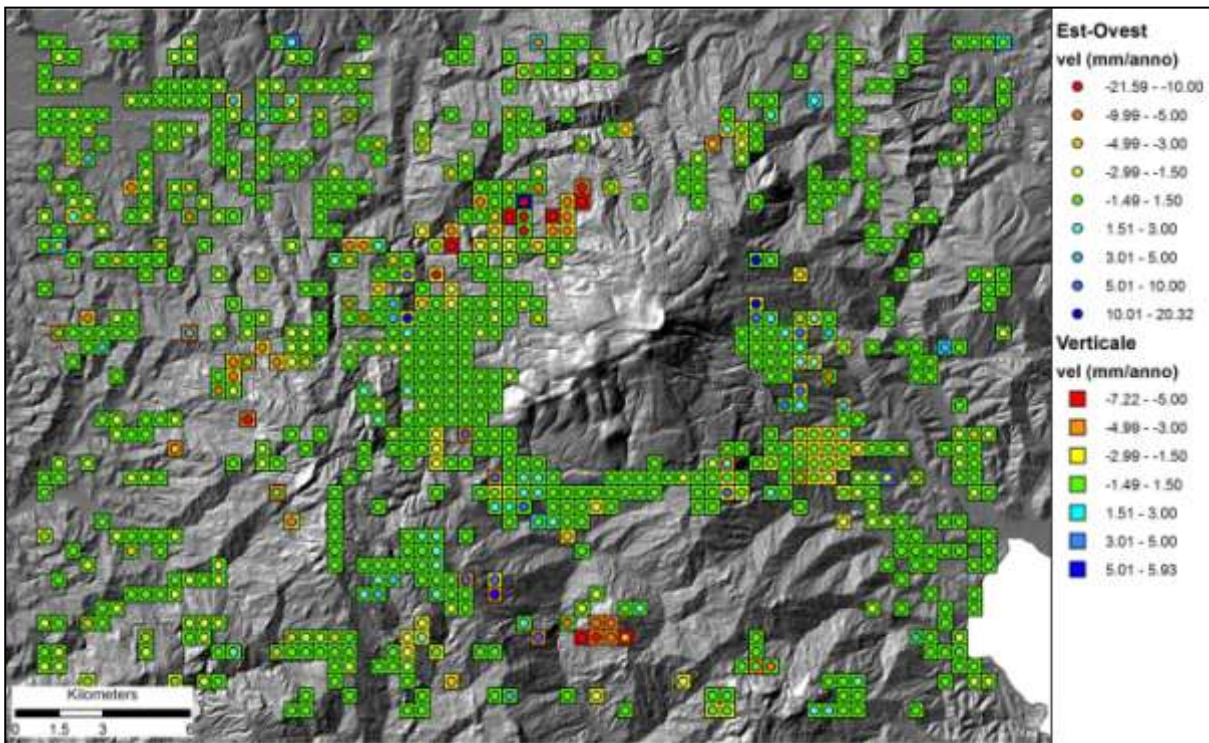
Come descritto in precedenza, dove i dati interferometrici sono presenti in entrambe le orbite e con una densità sufficiente, è possibile combinare i dati registrati nelle 2 geometrie di acquisizione, così da risalire alle componenti del vettore di spostamento e alla sua direzione nel piano ZNEW (Zenit-Nadir-Est-Ovest).

Tale procedura risulta molto efficace per discriminare le aree in subsidenza da quelle soggette a fenomeni franosi, specialmente per le aree caratterizzati da un'energia del rilievo non trascurabile, in quanto nelle aree di pianura la presenza di frane può essere esclusa a priori.

Seguendo la procedura descritta in precedenza (cfr. 3.1), è stato creato un reticolato regolare per ricampionare i PS a disposizione.

Nell'area del monte Amiata è stato deciso di applicare una procedura a doppio passaggio: inizialmente è stato un reticolato a maglia quadrata con lato di 500 m, così da avere una prima indicazione, seppur approssimativa, sulle direzioni principali di movimento dei bersagli, per poi passare ad una seconda fase in cui, sulle aree di maggior interesse, la procedura di scomposizione del moto è stata effettuata con un reticolato a maglia di 100 m di lato.

Con la prima parte della procedura si è ottenuta così una griglia in cui a ciascuna cella contenente dei PS è associato un valore di spostamento verticale e orizzontale, dai quali, opportunamente classificati, è possibile ottenere una mappa in cui sono facilmente riconoscibili le aree soggette a fenomeni di dissesto (Figura 47).



**Figura 47** Scomposizione del moto registrato dai satelliti nell'area del M. te Amiata (Nel piano Est-Ovest, velocità negative indicano spostamenti verso Ovest, positivi verso Est; nel piano Verticale velocità negative indicano abbassamenti del terreno e viceversa).

Questa procedura ha portato all'identificazione di due aree principale caratterizzate da importanti deformazioni del terreno: la prima localizzata nel versante nord-occidentale del monte, nel comune di Seggiano, presumibilmente dovuta a fenomeni franosi, mentre la seconda è un'area apparentemente in subsidenza localizzata nella porzione sud-orientale dell'Amiata, nel comune di Piancastagnaio (già riconosciuta in UNI-Siena, 2008), dove si registrano tassi di spostamento verticale di circa 2.5 mm/anno, con spostamenti in direzione Est-Ovest inferiori a 0.5 mm/anno.

I bassi valori di spostamento orizzontale, oltreché a fenomeni di subsidenza, potrebbero essere collegati all'orientazione del versante, in quanto la tecnica PSI ha scarsa sensibilità per i movimenti orientati Nord-Sud, ma tale ipotesi sembrerebbe facilmente confutabile dalla semplice visualizzazione del DTM dell'area, che mostra come l'orientazione generale del versante sia sudoccidentale.

Per un'analisi approfondita di tale fenomeno, la scomposizione del moto è stata eseguita nuovamente utilizzando una griglia della stessa geometria della precedente ma con lato di 100 m, così da poter meglio delimitare e caratterizzare tale fenomeno (Figura 49).

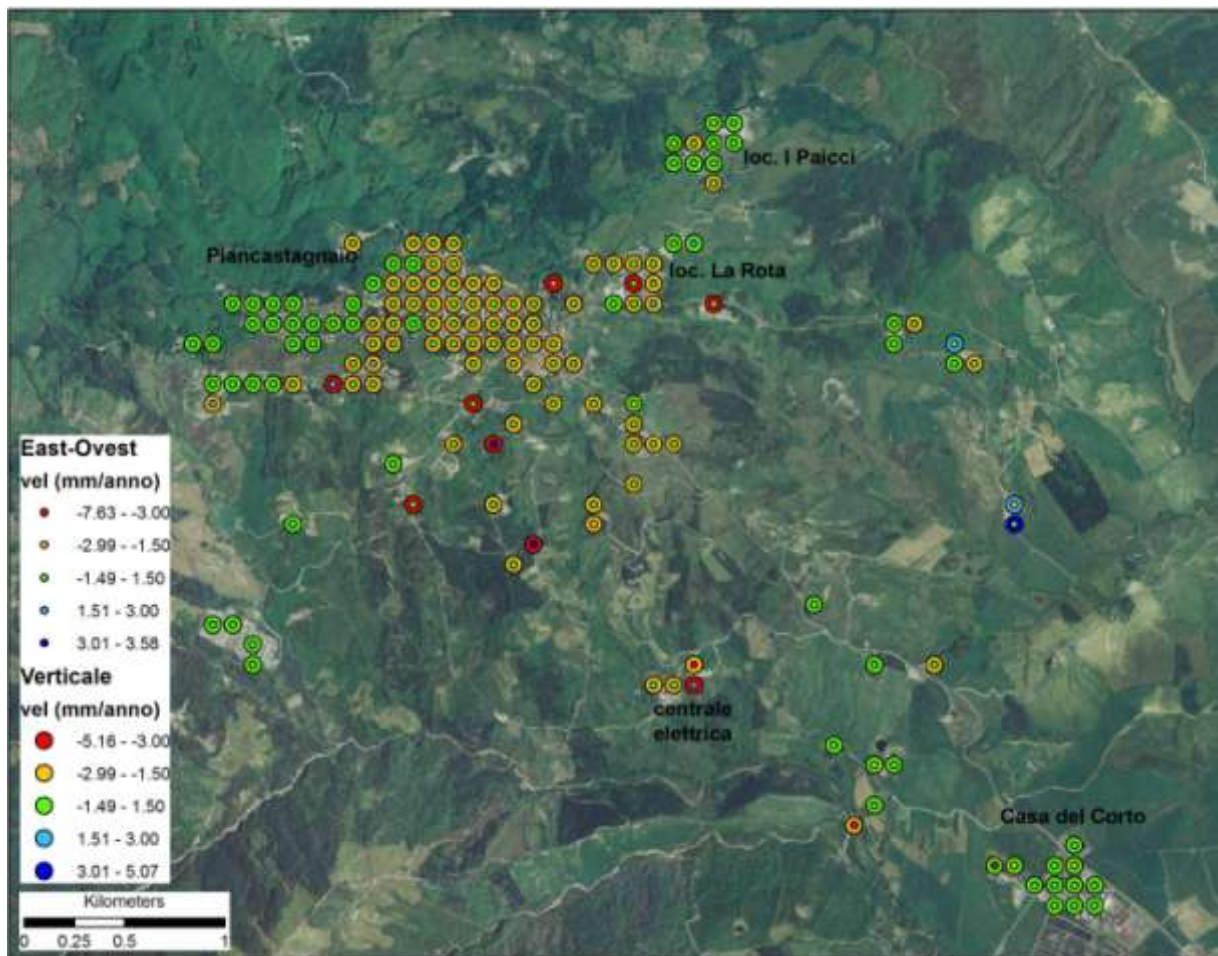


Figura 48 Scomposizione del moto registrato dai satelliti nell'area di Piancastagnaio. (Nel piano Est-Ovest, velocità negative indicano spostamenti verso Ovest, positivi verso Est; nel piano Verticale velocità negative indicano abbassamenti del terreno e viceversa).

Oltre ad una nuova scomposizione del vettore di spostamento, è stata eseguita un'analisi dettagliata delle orientazioni dei versanti, utilizzando come base un DTM con lato di 10 m, messo a disposizione dalla RT. La sovrapposizione dei dati interferometrici con la mappa dell'orientazione dei versanti conferma quanto già ipotizzato in precedenza, vale a dire che i bassi spostamenti sul piano E-W non sono correlati con l'orientamento dei versanti, escluso alcune celle dove i PS sintetici ricadono in versanti con orientamento preferenziale Nord-Sud, ma è da notare come essi siano in numero esiguo rispetto al totale (Figura 49).

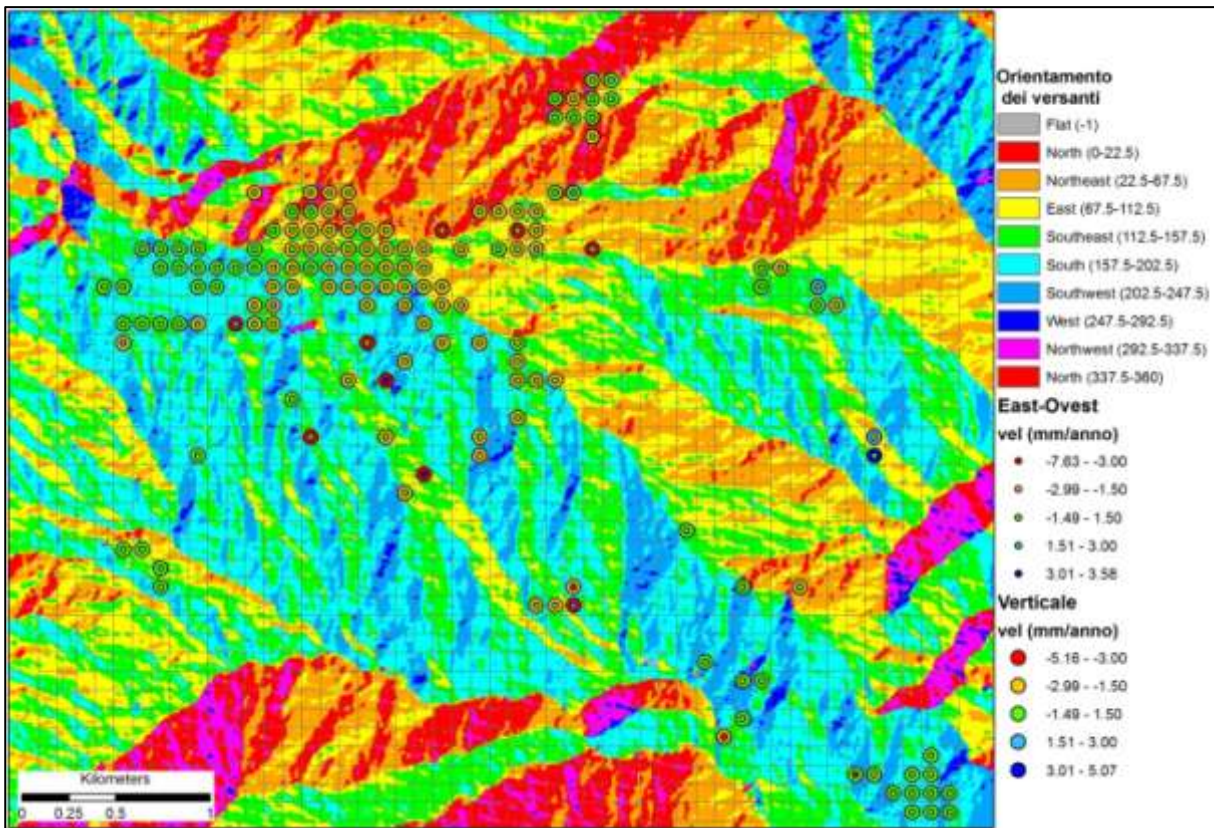


Figura 49 sovrapposizione tra carta dell'esposizione dei versanti e PS sintetici.

Esclusa l'influenza della topografia sui risultati ottenuti dall'analisi interferometrica, si è passati ad un'analisi più dettagliata delle aree soggette a subsidenza e dei tassi di spostamento registrati.

L'area interessata da tali fenomeni con maggior estensione risulta essere lo stesso abitato di Piancastagnaio, mentre altre zone con movimenti prevalentemente verticali sono localizzate nei pressi dell'abitato.

In particolare si riconoscono 3 zone, localizzate in località La Rota e I Paicci (NE del paese) e nei pressi di una centrale elettrica a Sud-Est del paese (identificata tramite le Carte Tecniche Regionali). I tassi di spostamento verticale medi calcolati per l'abitato di Piancastagnaio risultano essere di circa 2 mm/anno con una componente Est-Ovest media di 0.3 mm/anno, così come per l'area della centrale elettrica.

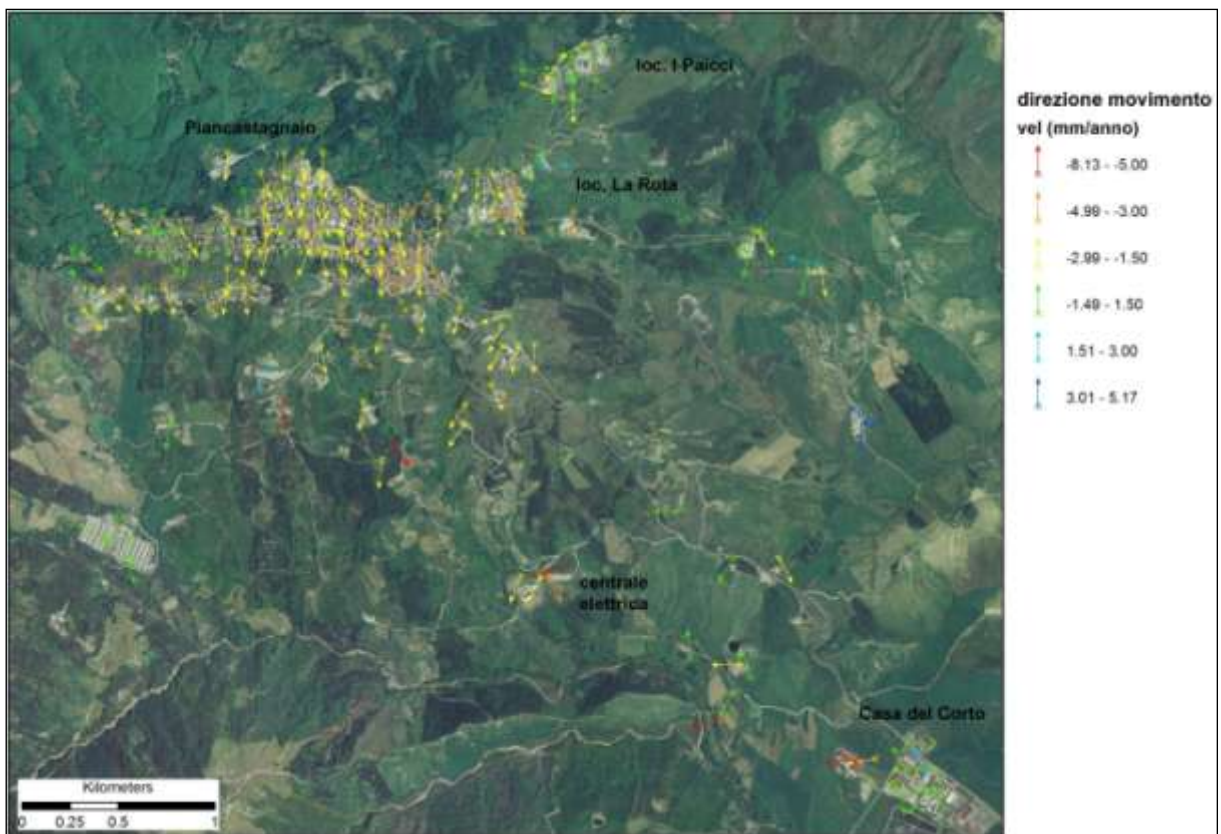
L'area di La Rota presenta tassi di spostamento orizzontale (Est-Ovest) simili a quelli registrati per le altre aree, mentre gli spostamenti verticali sono leggermente maggiori, con velocità medie di 2.7 mm/anno.

I movimenti registrati in località I Paicci risultano di più difficile interpretazione, in quanto la maggioranza dell'area risulta stabile e le poche celle, in cui si registrano movimenti a

componente verticale prevalente, risultano essere in versanti esposti verso Nord, per cui è difficile escludere la presenza di fenomeni franosi.

Anche l'area della centrale elettrica a sud del paese presenta delle difficoltà di interpretazione, in quanto sono presenti PS sintetici con direzioni di spostamento compatibili con fenomeni franosi.

Per poter meglio identificare i processi che coinvolgono queste aree, è stato deciso di ricostruire l'andamento degli spostamenti nel piano verticale (Figura 50), come descritto in precedenza (cfr. 3.1.1).

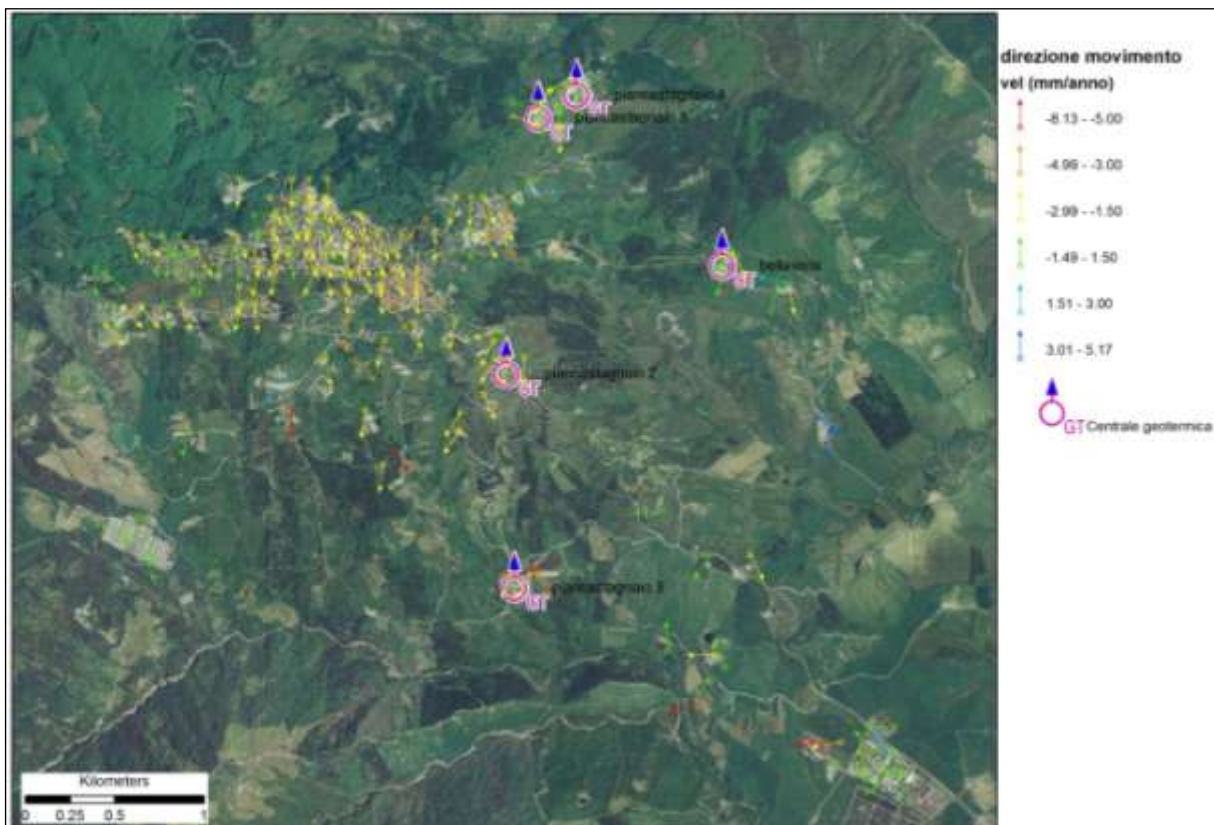


**Figura 50 ricostruzione delle direzioni di movimento dei bersagli per l'area di Piancastagnaio. L'orientamento delle frecce indica la direzione degli spostamenti nel piano zenitale.**

Attraverso questa procedura è possibile risalire alla direzione di movimento del PS sintetico (nel piano verticale), riducendo le incertezze dovute all'interpretazione delle due componenti di movimento.

In questo modo le due aree di dubbia identificazione risultano chiaramente interessate da movimenti prevalentemente verticali, anche se con velocità nettamente diverse; l'area de I Paicci presenta infatti velocità di abbassamento minime, di circa 1.5 mm/anno, con punte di 2 mm/anno, mentre nei pressi della centrale elettrica si registrano spostamenti direzionati verso il Nadir con velocità medie di circa 4 mm/anno e un picco di 8 mm/anno.

In località I Paicci, dove sono state registrate deformazioni del terreno, seppur minime, compatibili con fenomeni di subsidenza, sono localizzate due delle centrali geotermiche presenti nell'area (Piancastagnaio 4 e Piancastagnaio 5); anche in altre aree dove si sono registrati fenomeni simili sono presenti degli impianti per lo sfruttamento della geotermia (Piancastagnaio 2 e Piancastagnaio 3) mentre la centrale Bellavista fa registrare spostamenti minimi, per cui è difficile caratterizzare univocamente la zona come in subsidenza (Figura 51).



**Figura 51** Localizzazione degli impianti geotermici nel comune di Piancastagnaio, si nota che la maggior parte delle centrali è situata in aree soggette a subsidenza.

Data la mancanza di ulteriori informazioni non è possibile definire esattamente se le cause di tali fenomeni siano di natura antropica (es. sovrasfruttamento della falda) o naturale (es. compattazione dei depositi sedimentari), sia per il paese di Piancastagnaio sia per le aree limitrofe.

È comunque da tenere in considerazione il fatto che quattro impianti per lo sfruttamento dell'energia geotermica siano localizzati in aree affette da subsidenza, in particolare nella centrale Piancastagnaio 3, dove si raggiungono velocità di deformazione fino a 8 mm/anno; tali fenomeni potrebbero infatti portare a danneggiamenti delle strutture sia di superficie sia

profonde, dato che, non conoscendo l'origine delle subsidenze, non è possibile quantificare lo spessore di terreno coinvolto.

### 5.3.2 Analisi dei fenomeni franosi

L'area del monte Amiata risulta essere fortemente soggetta a fenomeni franosi come dimostra la carta derivata dall'inventario dei fenomeni franosi della regione Toscana (Figura 52).

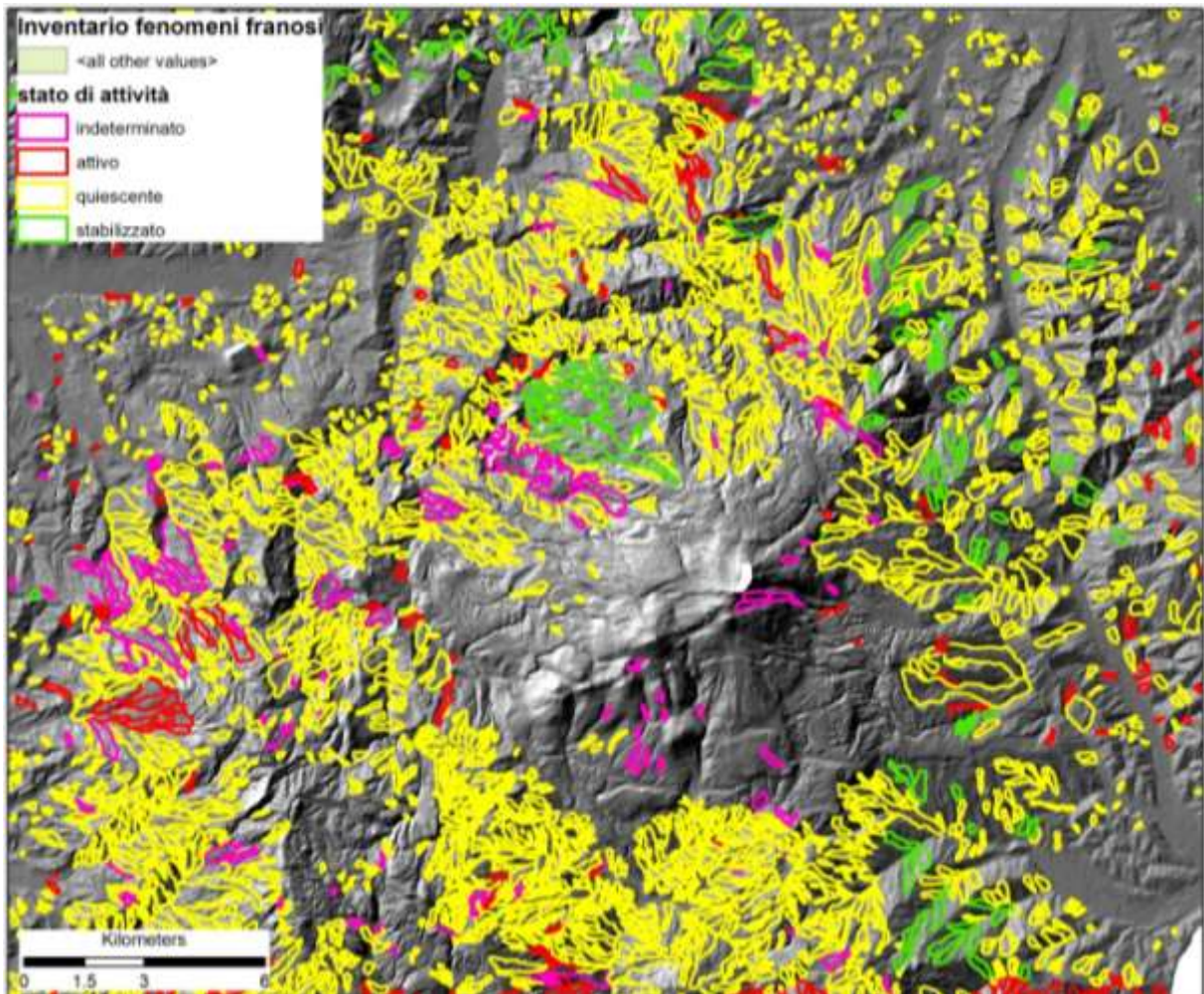
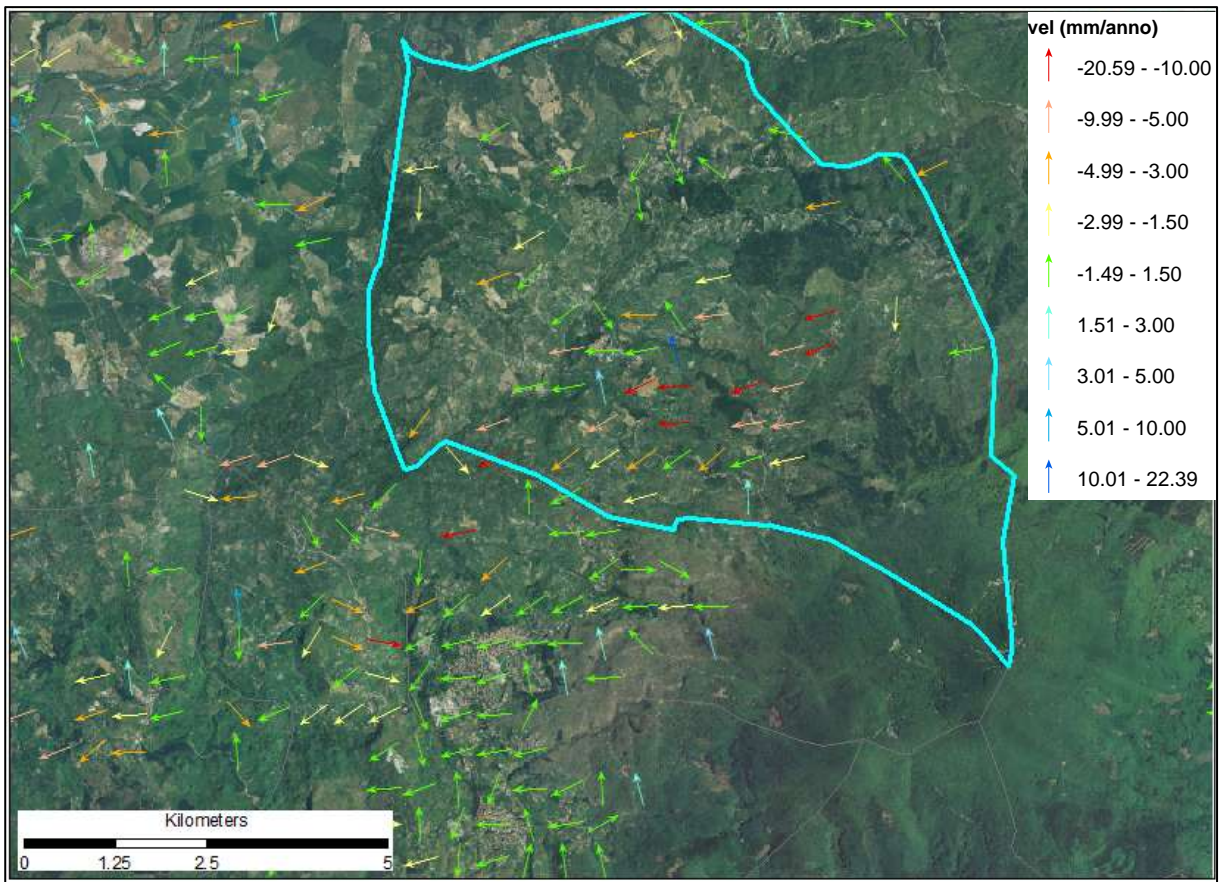


Figura 52 Distribuzione delle frane sul M. Te Amiata, classificate in base allo stato di attività (fonte Banca Dati Regionale).

Dall'analisi dei dati PS e dalla loro scomposizione è emersa un'area affetta da forti deformazioni, collegabili a processi franosi, nel comune di Seggiano (Figura 53). La ricostruzione dell'andamento delle deformazioni misurate dai PS ha permesso di evidenziare come queste abbiano circa lo stesso orientamento dei versanti, mentre dalla procedura di scomposizione è emerso che questi hanno una componente orizzontale preponderante, con valori di velocità EW fino a  $-17$  mm/anno e velocità ZN fino a  $-6$  mm/anno.



**Figura 53** Andamento delle deformazioni nel comune di Seggiano (evidenziato in azzurro). I PS sintetici sono stati calcolati con una griglia di lato di 500 m.

Come già fatto per il comune di Piancastagnaio, anche in questo caso sono state ripetute le procedure di calcolo delle componenti e ricostruzione della direzione del vettore di deformazione utilizzando una griglia con maglia di 100 m. Questa operazione ha permesso di confermare quanto già affermato circa le direzioni e le velocità di deformazione presenti nell'area, delimitando con più precisione l'area soggetta ai dissesti, che risulta essere il paese di Pescina (Figura 54).

La forte componente orizzontale delle deformazioni registrate, potrebbe essere dovuta alla mancata registrazione da parte dei sensori degli spostamenti diretti Nord-Sud. In questo caso però le direzioni di spostamento calcolate corrispondono abbastanza con l'orientamento del versante, inoltre l'area risulta già essere classificata come in frana (Figura 52), per cui è possibile attribuire le deformazioni registrate a processi gravitativi legati a fenomeni di dissesto, più che a fenomeni di espansione vulcanica. Va inoltre notato che le frane mappate in quest'area sono classificate come stabilizzate, ma dall'analisi satellitare è risultato che sono e in atto movimenti continui nel tempo (Figura 55) con velocità di

spostamento fino a 20 mm/anno, per cui è possibile riclassificare questa frana come attiva, perlomeno per quanto riguarda la porzione di monte.

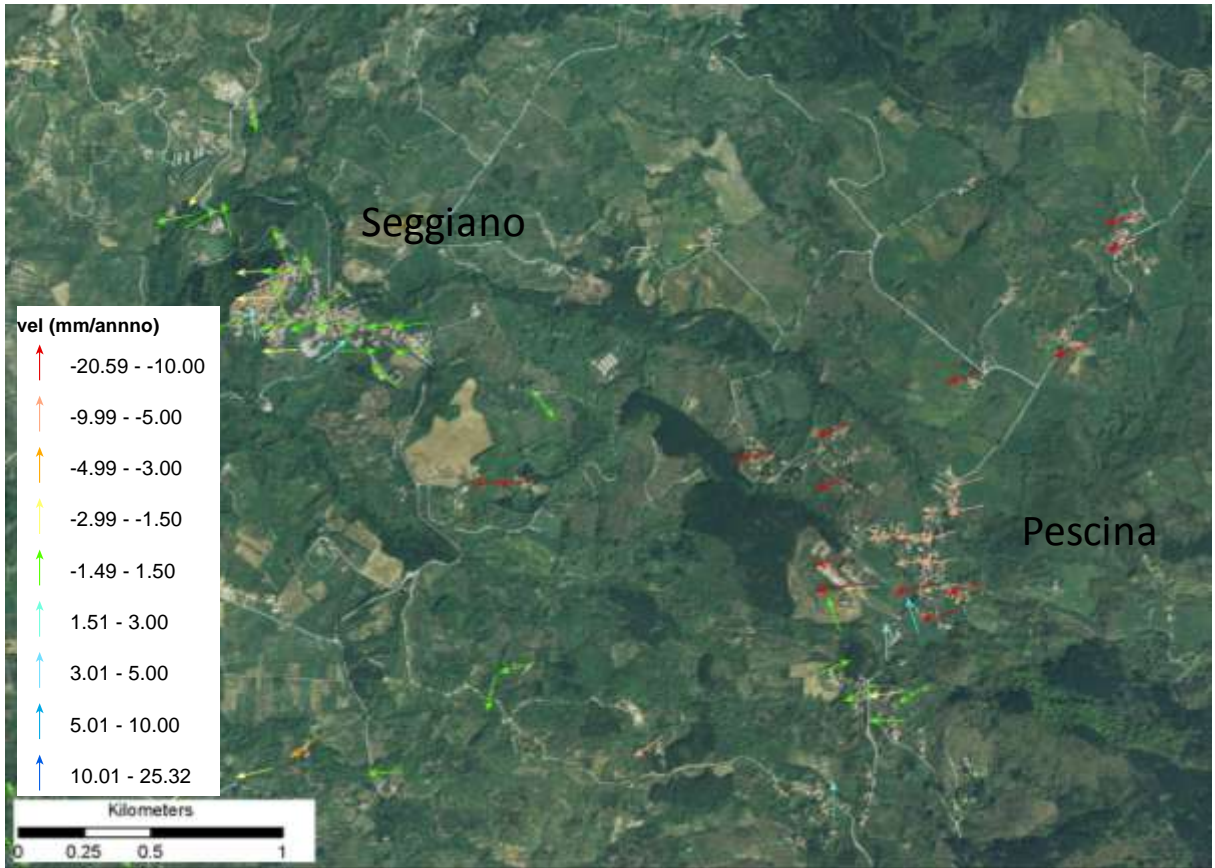


Figura 54 Andamento degli spostamenti registrati tramite la tecnica PSI nel comune di Seggiano. Si notano le forti deformazioni con vergenza occidentale che interessano l'abitato di Pescina.

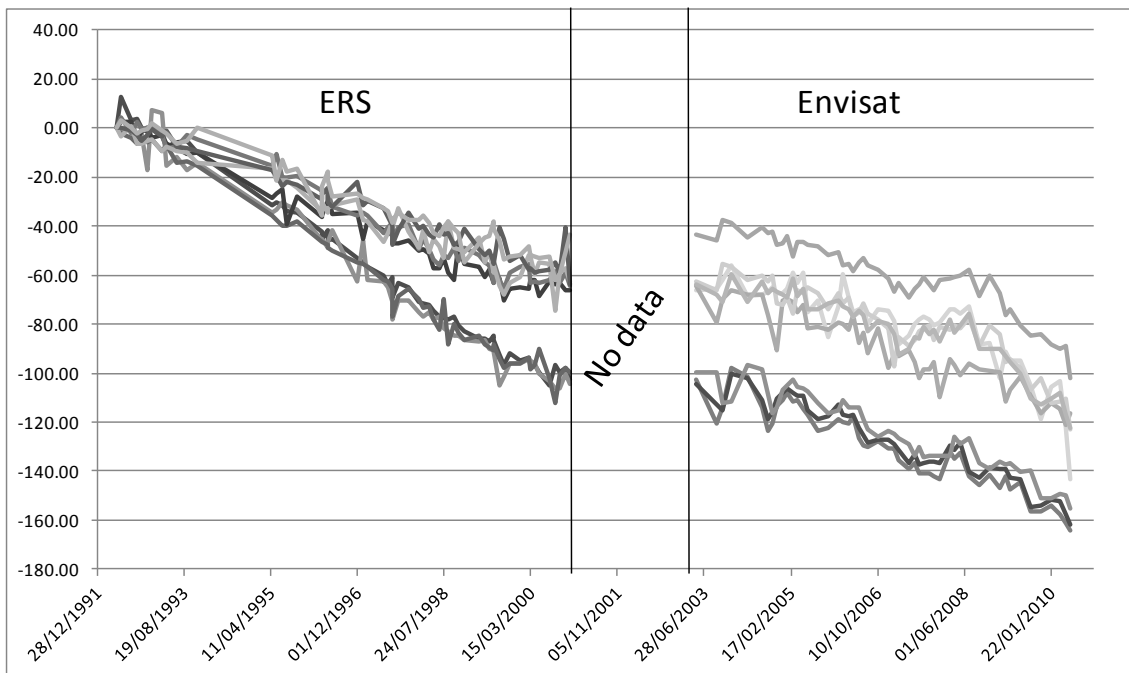


Figura 55 Serie storica delle deformazioni registrate in località Pescina. Per la costruzione del grafico sono stati utilizzati gli spostamenti misurati lungo la LOS, acquisiti da entrambi i satelliti in orbita discendente.

## 5.4 Sintesi dei risultati

L'analisi dei dati interferometrici nell'area del M. te Amiata è stata effettuata con lo scopo principale di verificare tramite la tecnica PSI la presenza di deformazioni riconducibili ai fenomeni di espansione vulcanica ipotizzati da Delcroix *et al.* (2006b). dall'analisi dei PS presenti nell'area sono effettivamente emersi fenomeni di deformazione sui versanti del monte, ma questi sono stati ricondotti a cause di dissesto idrogeologico, che ben poco hanno a che fare con l'espansione vulcanica, quali frane e subsidenze.

In particolare sono state individuate due aree maggiormente interessanti, la prima delle quali è il comune di Piancastagnaio, che risulta interessato da estesi fenomeni di subsidenza, mentre la seconda è localizzata in località Pescina, nel comune di Seggiano, dove sono presenti importanti fenomeni franosi. In questa zona sono stati infatti evidenziati spostamenti molto forti, con componente orizzontale principale, e direzionati principalmente verso ovest, tutti fattori questi che portano ad identificare le deformazioni come dovute a fenomeni franosi.

Relativamente all'area di Piancastagnaio, è emerso che l'intero centro abitato è soggetto ad abbassamenti del terreno, così come le aree limitrofe, dove sorgono alcune delle centrali geotermiche presenti nel M. te Amiata.

A causa della scarsità delle informazioni a disposizione non è stato possibile identificare chiaramente l'origine dei fenomeni di subsidenza, pertanto non è possibile escludere a priori un loro collegamento con l'espansione vulcanica.

Considerando le velocità di spostamento verticale registrate in quest'area, esse risultano compatibili con quelle di eventuali sprofondamenti del cono vulcanico, ma l'area risulta essere geologicamente esterna alle formazioni di pertinenza propriamente vulcanica, per cui è possibile ipotizzare che non vi siano relazioni tra la subsidenza riconosciuta e l'espansione vulcanica.

In conclusione dall'analisi interferometrica non si sono evidenziati spostamenti riconducibili univocamente a fenomeni gravitativi vulcanici, né nell'area sommitale né nelle aree basali dove sono state riconosciute da Delcroix *et al.* (2006b) strutture compressive (es. anticlinali). Sarebbe quindi possibile confermare l'ipotesi formulata da Delcroix *et al.* (2006a) che tali fenomeni si siano esauriti, o perlomeno abbiano raggiunto velocità tali ( $< 1$  mm/anno) da essere trascurabili.

Considerando lavori successivi a quelli di Delcroix (UNI-Siena, 2008; Bertini *et al.*, 2008), che mettono in discussione le interpretazioni degli elementi morfologici come relativi a fenomeni di espansione vulcanica, è possibile confermare le ipotesi fatte e classificare i movimenti registrati dai satelliti come dovuti a semplici fenomeni gravitativi non legati all'attività vulcanica.



## 6 BACINO DEL FIUME CORNIA

### 6.1 Introduzione

L'area della Val di Cornia è situata nella fascia costiera della Toscana centro-meridionale e comprende una porzione di territorio a cavallo tra le provincie di Pisa, Livorno e Grosseto (Figura 56). L'area pianeggiante alla chiusura del bacino dell'omonimo fiume è delimitata a Nord dai monti di Campiglia Marittima, a Nord-Est dalle colline di Suvereto, ad Est dai rilievi di Ritorte e Vignale, mentre ad Ovest è delimitata dal promontorio di Piombino ed a Sud dalla costa sabbiosa del Golfo di Follonica.

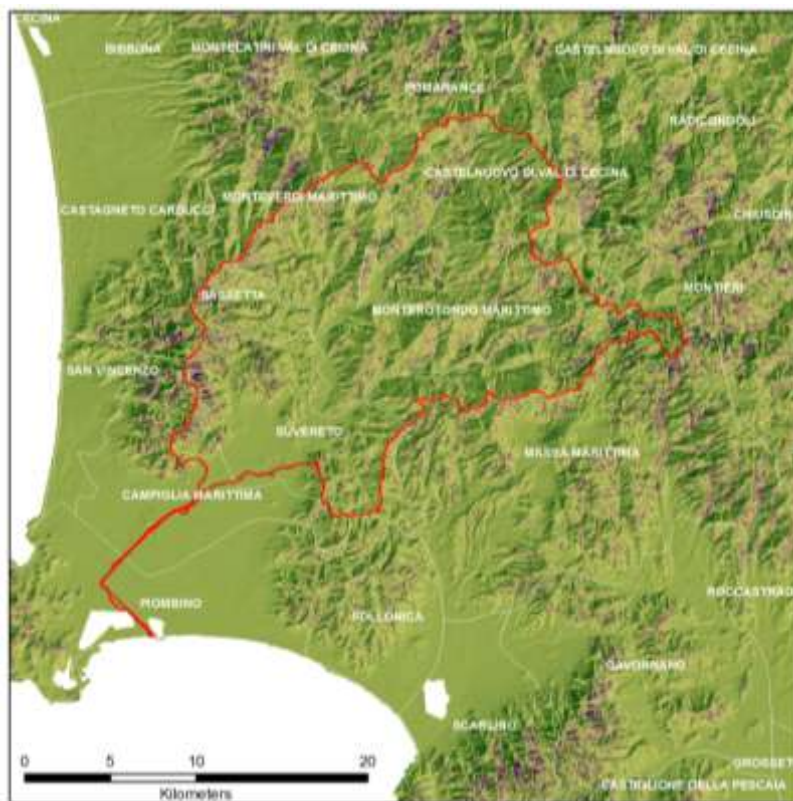


Figura 56 Localizzazione dell'area di studio; in rosso è evidenziato il bacino idrografico del fiume Cornia.

Lo studio in quest'area è stato motivato dalla presenza di fenomeni di subsidenza, già noti da tempo (Bartolini *et al.*, 1989; Focardi *et al.*, 1992; Sbrilli, 1992;), che interessano la pianura costiera della val di Cornia.

### 6.2 Inquadramento geologico

Dal punto di vista geologico l'area è caratterizzata da formazioni della successione Neogenico-Quaternaria della Toscana meridionale di età prevalentemente pleistocenica, che risultano geometricamente superiori ai depositi della Falda Toscana e delle Unità Liguri.

L'area di Larderello – Travale (area di monte del bacino) è costituita da 3 unità tettonostratigrafiche principali (Batini *et al.*, 2003):

- depositi neogenico-quadernari,
- Complesso Ligure;
- Falda Toscana.

I depositi neogenico-quadernari sono costituiti da sedimenti marini e continentali che riempiono le depressioni create dalla tettonica estensionale attiva in quest'area dal miocene medio-superiore. Il Complesso Ligure comprende le Unità Liguri s.s., formate da rocce crostali oceaniche seguite dalla loro copertura sedimentaria (ofioliti) e le unità Sub-Liguri, formate da unità argilloso-calcaree alla base e depositi torbiditici al tetto, che corrispondono ad un dominio paleogeografico intermedio tra le Liguridi e la Falda Toscana. Tutta la struttura del Complesso Ligure è trascorsa sopra la Falda Toscana tra l'Oligocene Superiore e il Miocene inferiore. La struttura della Falda Toscana è costituita da formazioni sedimentarie di età compresa tra il Triassico Superiore (Formazione di Burano, Calcere Cavernoso) e l'Oligocene superiore-Miocene Inferiore (F.ne del Macigno). L'intera struttura è poggiata sul Complesso Metamorfico Toscano, che in quest'area è costituito principalmente da 2 unità metamorfiche: l'unità di Monticiano-Roccastrada che è geometricamente superiore al complesso degli Gneiss (Bertini *et al.*, 1994).

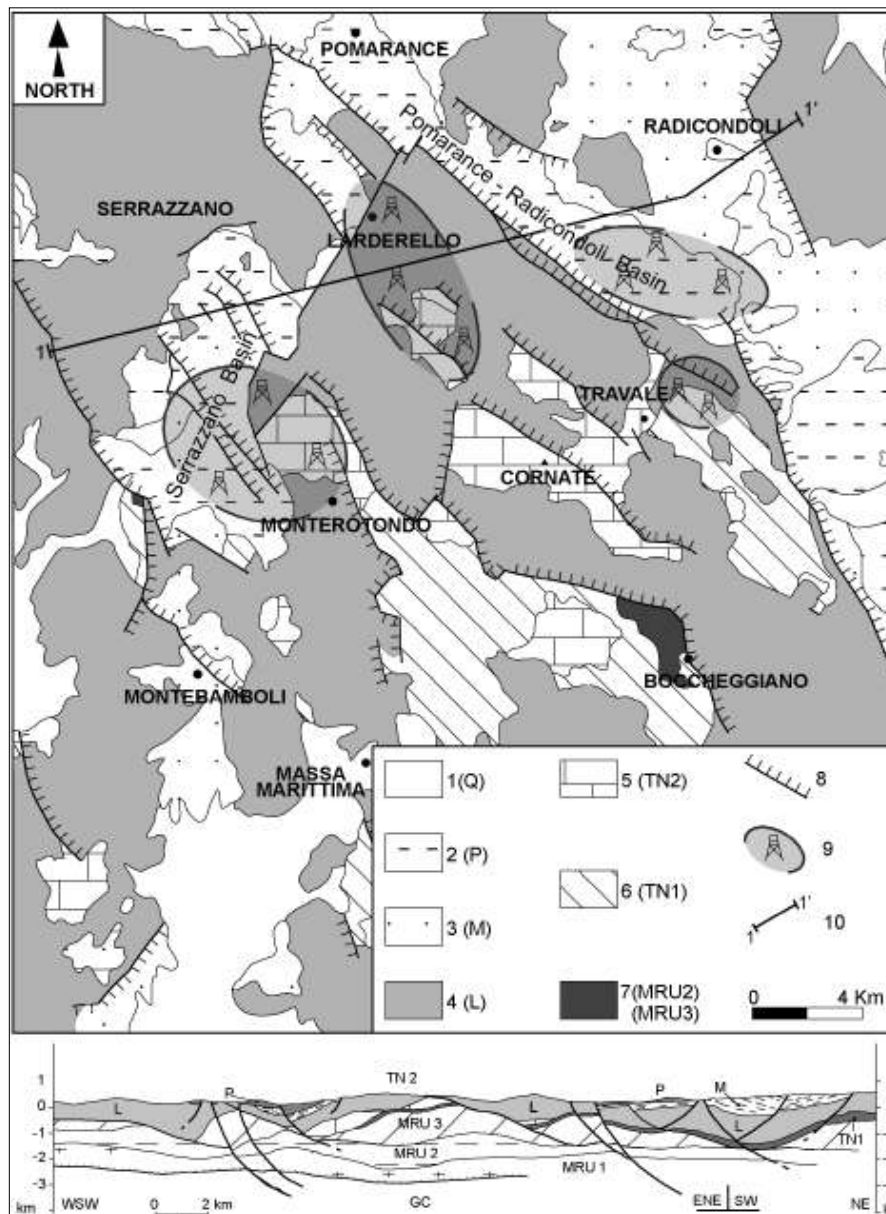


Figura 57 Carta geologica schematica dell'area di Larderello-Travale. 1- Sedimenti continentali Quaternari; 2 – sedimenti marini Pliocenici; 3- sedimenti continentali e marini Miocenici; 4- Unità liguri I.s. (Giurassico-Eocene); 5 Falda Toscana: sequenza sedimentaria (Triassico superiore-Miocene inferiore); 6 Falda Toscana: evaporiti basali del Triassico superiore (F. ne di Burano); 7- Unità Quarzítico-filladiche Paleozoiche (MRU<sub>2</sub>) e unità del Verrucano Triassiche (MRU<sub>3</sub>); 8- faglie dirette; 9- campi geotermici principali; 10- traccia di sezione. MRU<sub>1</sub>- Micascisti paleozoici; GC- Complesso degli Gneiss. (da Batini *et al.*, 2003).

Nell'area di pianura alla chiusura del bacino del Cornia, le unità strutturali sono obliterate da depositi quaternari costituiti principalmente da argille, limi e sabbie, mentre depositi ghiaiosi si ritrovano nelle aree più interne della valle del Cornia. la porzione più ampia della valle invece è costituita da depositi argillosi con presenza di rilevanti spessori di sedimenti fini e scarsamente compattati, mentre le colline circostanti sono costituite da formazioni calcaree e terrigene della Falda Toscana, a Nord e ad Ovest e dalle Unità Liguri a Est (Figura 58).

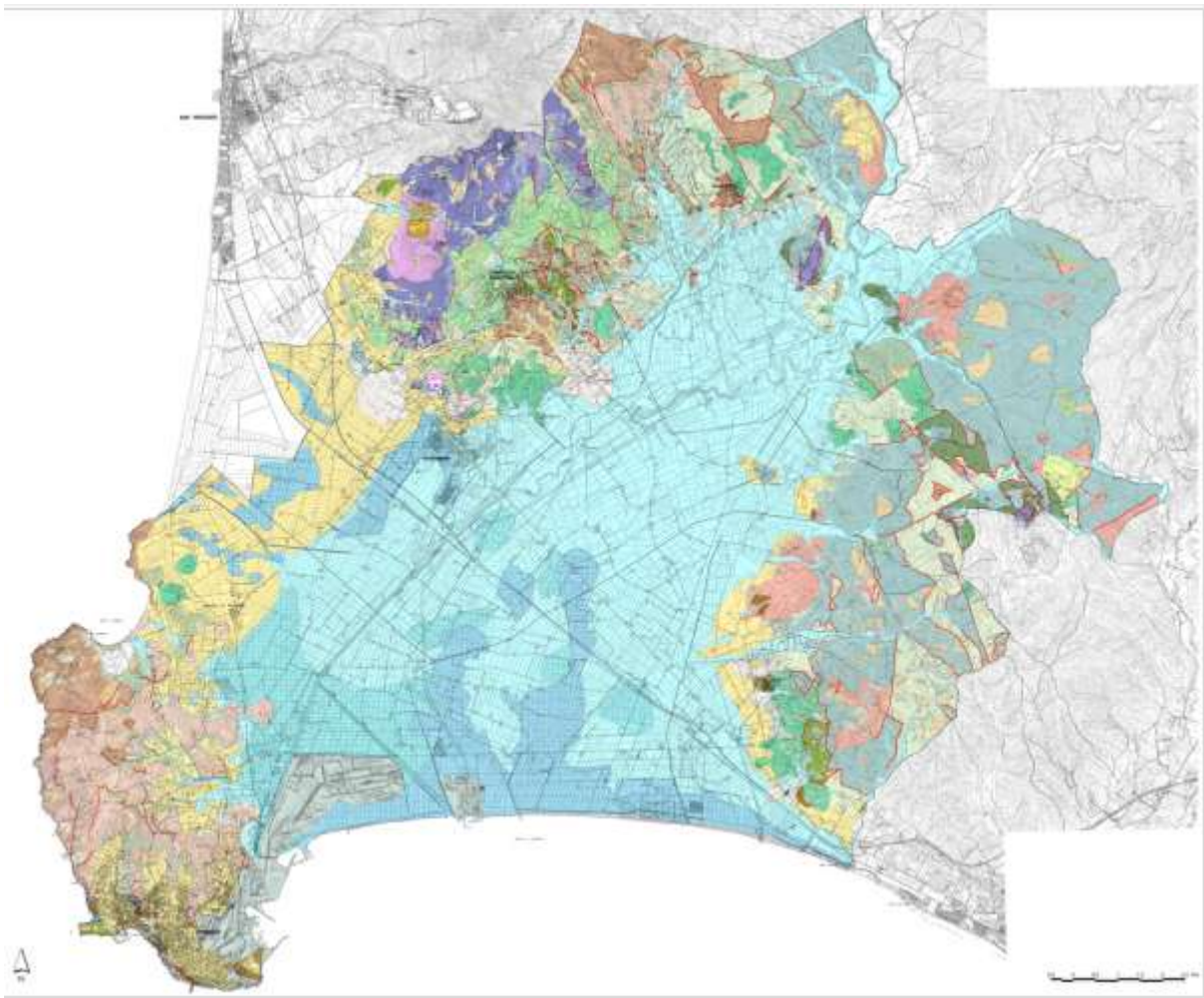


Figura 58 Carta geologica della pianura della Val di Cornia. Per la legenda si rimanda al seguente link: [http://www.comune.piombino.li.it/moduli/output\\_immagine.php?id=851](http://www.comune.piombino.li.it/moduli/output_immagine.php?id=851). (fonte: Piano Strutturale d'area della Val di Cornia).

### 6.3 Analisi interferometrica

L'area presenta una buona copertura spaziale di dati satellitari, specialmente per quanto riguarda la parte di pianura, mentre l'area centrale del bacino presenta una densità di PS minore, a causa della copertura vegetale che limita il numero di riflettori utilizzabili (Figura 59).

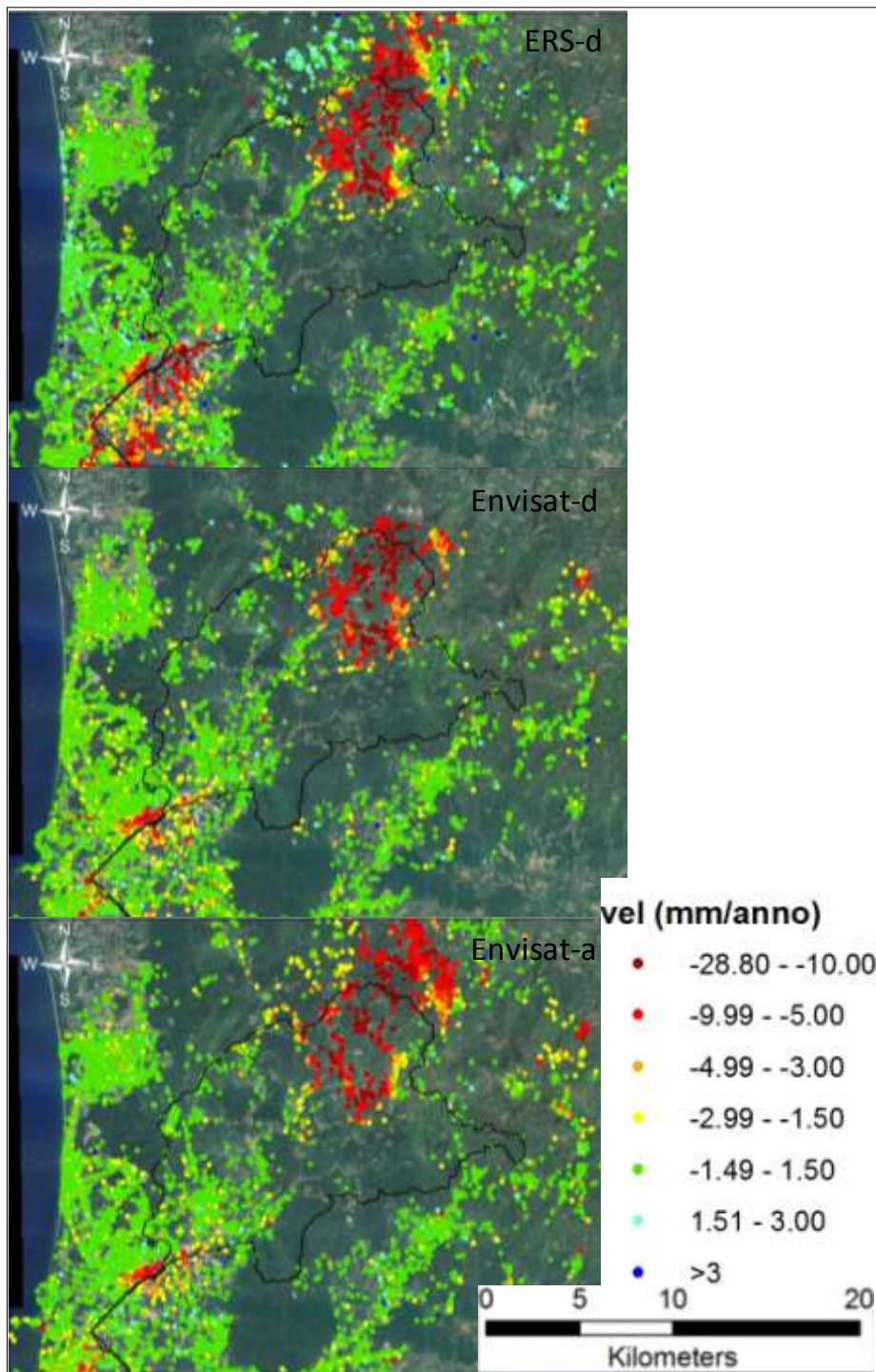


Figura 59 Velocità di spostamento registrate dai satelliti nell'area del bacino del fiume Cornia.

Dall'analisi delle immagini è possibile notare rapidamente la presenza di due zone distinte soggette a intensi fenomeni di deformazione del terreno, una localizzata nella porzione di monte del bacino, che interessa i comuni di Pomarance, Castelnuovo di Val di Cecina e Monterotondo Marittimo, mentre l'altra è individuabile nella pianura costiera, ai limiti idrografici del bacino, che interessa i comuni di Piombino e Campiglia Marittima.

Confrontando la distribuzione dei riflettori che indicano alte velocità di spostamento con l'inventario dei fenomeni franosi della Toscana (Figura 60) le deformazioni registrate nella zona iniziale del bacino potrebbero essere imputabili ai numerosi fenomeni franosi presenti, ma va tenuto in debita considerazione che l'area fa parte del comprensorio geotermico della Toscana, dove sono noti fenomeni di subsidenza (Geri *et al.*, 1982; De Filippo *et al.* 1985, 1995; Ciulli *et al.*, 2005).

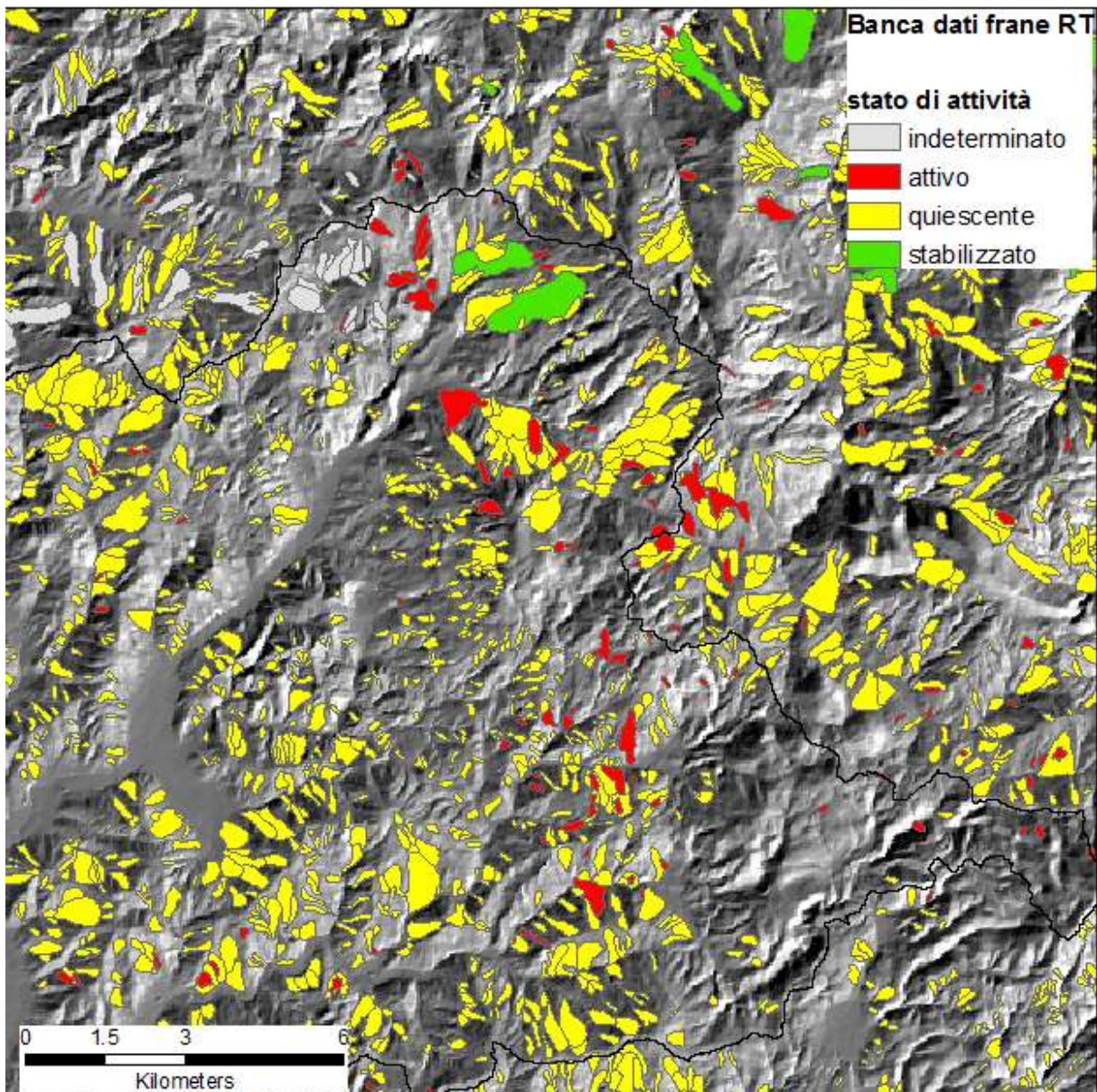


Figura 60 distribuzione dei fenomeni franosi nell'area di monte del bacino (Banca dati RT, agg. agosto 2011).

Per meglio caratterizzare questi fenomeni è stato necessario elaborare i dati satellitari in modo da ottenere le direzioni di spostamento (nel piano zenitale) dei riflettori; per fare questo è stata eseguita la scomposizione del moto registrato dai satelliti (MATTM, 2009), dove la presenza di dati acquisiti in entrambe le geometrie lo consente. In questo caso è

stato possibile eseguire l'analisi solamente su dati acquisiti dai satelliti Envisat, poiché nell'area sono assenti dati ERS acquisiti in orbita ascendente.

La scomposizione del vettore di spostamento è stata eseguita basandosi sulla procedura a doppio passaggio eseguita in precedenza, così da avere una prima indicazione generale degli andamenti delle deformazioni misurate tramite la tecnica PSI.

Questa operazione ha permesso di caratterizzare al meglio le deformazioni registrate nelle due aree, confermando che entrambe risultano affette da fenomeni di subsidenza, con velocità che superano i 25 mm/anno (Figura 61) nell'area porzione iniziale del bacino e raggiungono i 10 mm/anno nei pressi dell'abitato di Venturina.

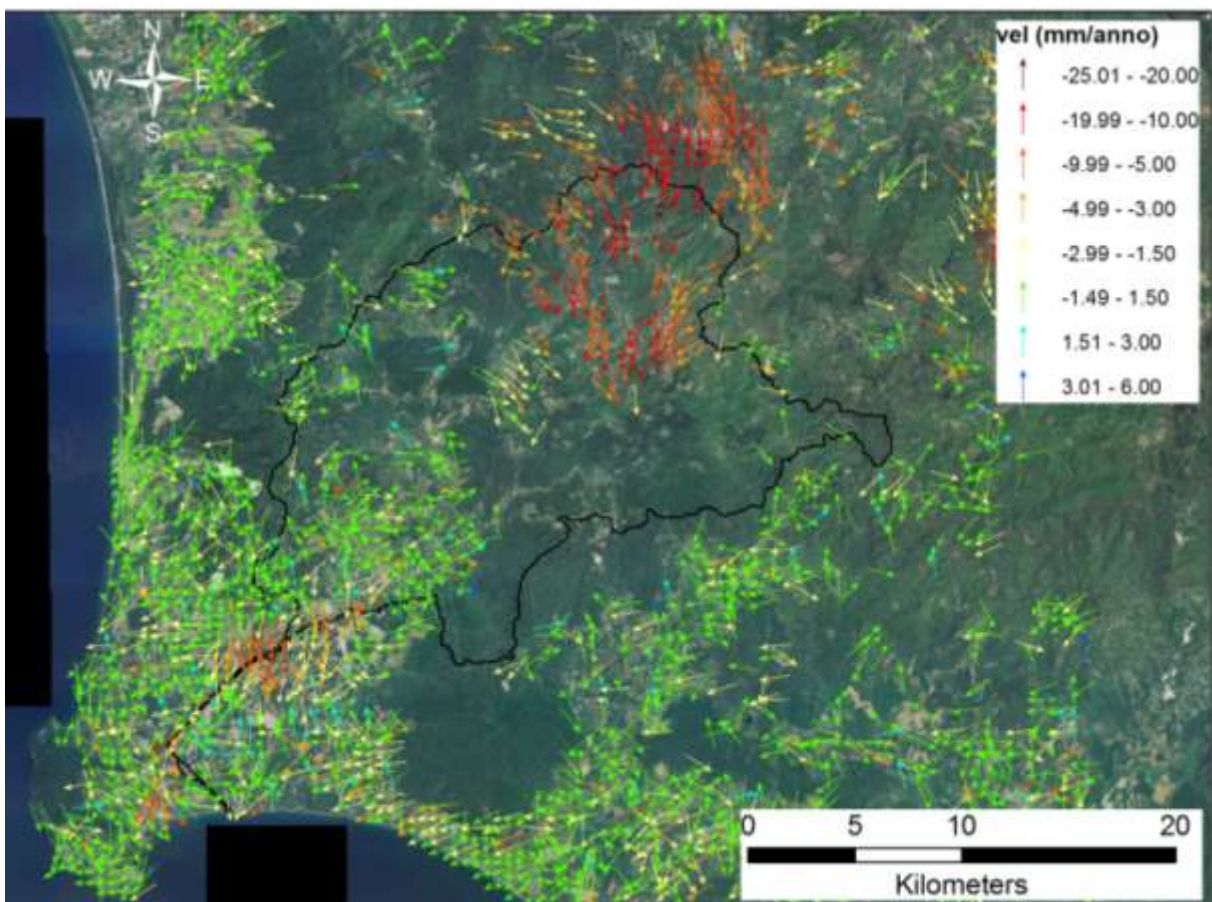
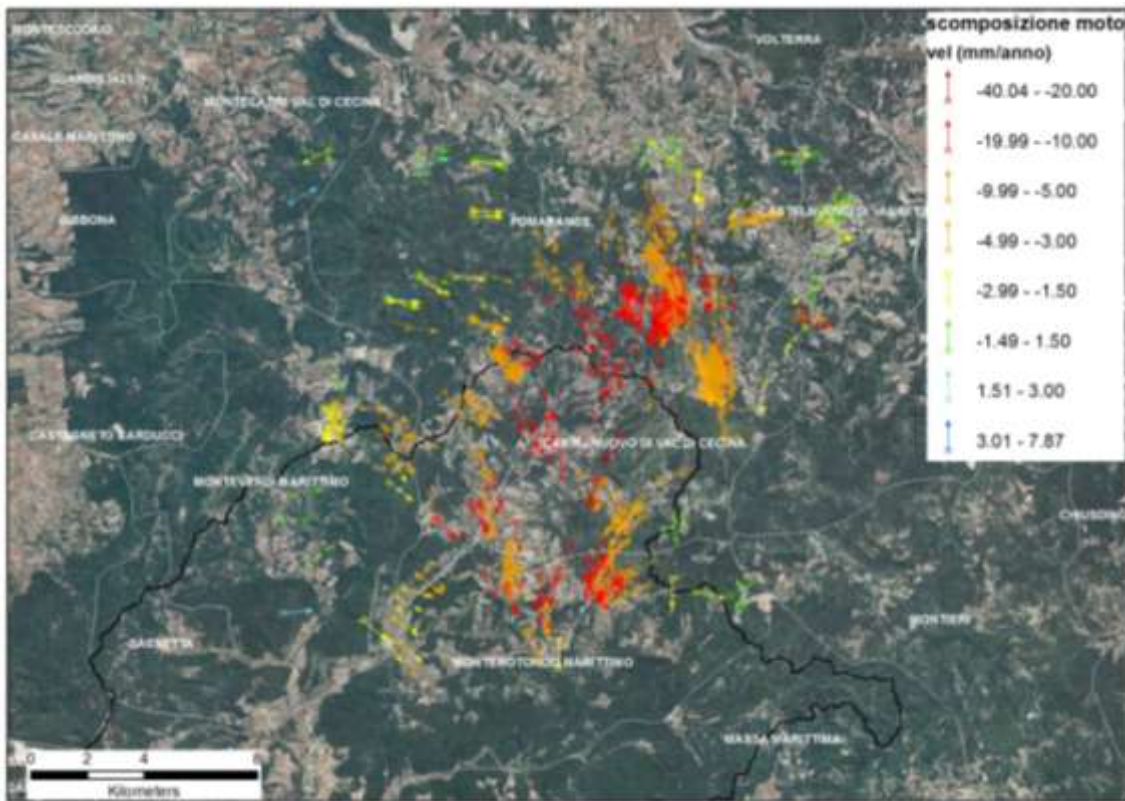


Figura 61 Andamento delle deformazioni per il bacino del fiume Cornia. Si riconoscono le due aree interessate da fenomeni di subsidenza all'inizio e alla chiusura del bacino, presso l'abitato di Venturina.

### 6.3.1 Comprensorio geotermico

Non tutti gli spostamenti registrati nell'area di monte del bacino del Cornia possono essere ascrivibili a fenomeni di subsidenza, in quanto questa zona è fortemente interessata da fenomeni franosi; questo comporta che gli spostamenti registrati dai satelliti siano il risultato di una combinazione dei due processi di dissesto presenti nell'area.

Per meglio caratterizzare i fenomeni presenti nell'area, è stata eseguita una nuova scomposizione del moto utilizzando una griglia con maglie di lato pari a 100 m. Successivamente alla scomposizione è stata calcolata la direzione di spostamento dei PS sintetici sul piano verticale per meglio definire e delimitare le aree caratterizzate da subsidenza, distinguendole da quelle dove i movimenti del terreno sono attribuibili ad altri fenomeni (Figura 62).



**Figura 62 Ricostruzione delle direzioni di movimento dei bersagli per l'area di monte del bacino del fiume Cornia.**

Nonostante le interferenze causate dalla presenza di frane, è possibile riconoscere la presenza di subsidenze nella zona centrale dell'area in esame, tra i comuni di Pomarance, Castelnuovo di Val di Cecina e Monterotondo Marittimo. L'attribuzione delle deformazioni a fenomeni di subsidenza piuttosto che a frane è stata possibile osservando sia le direzioni del vettore di moto, che risultano essere sub verticali, sia le sue componenti, dove la componente verticale è nettamente superiore a quella orizzontale. Analizzando la distribuzione delle velocità di spostamento registrate, risulta che esse si dispongono in serie concentriche con velocità crescenti dall'esterno verso l'interno con un centro immaginario in località La Leccia (comune di Sasso Pisano), dove le velocità calcolate raggiungono valori di 35 mm/anno; inoltre un'altra area soggetta ad importanti fenomeni di subsidenza è

individuabile nella porzione di territorio immediatamente a Nord del bacino del Cornia, nei pressi di Larderello (Figura 63), dove si hanno deformazioni con velocità medie di circa 10 mm/anno, e massime di 25 mm/anno.

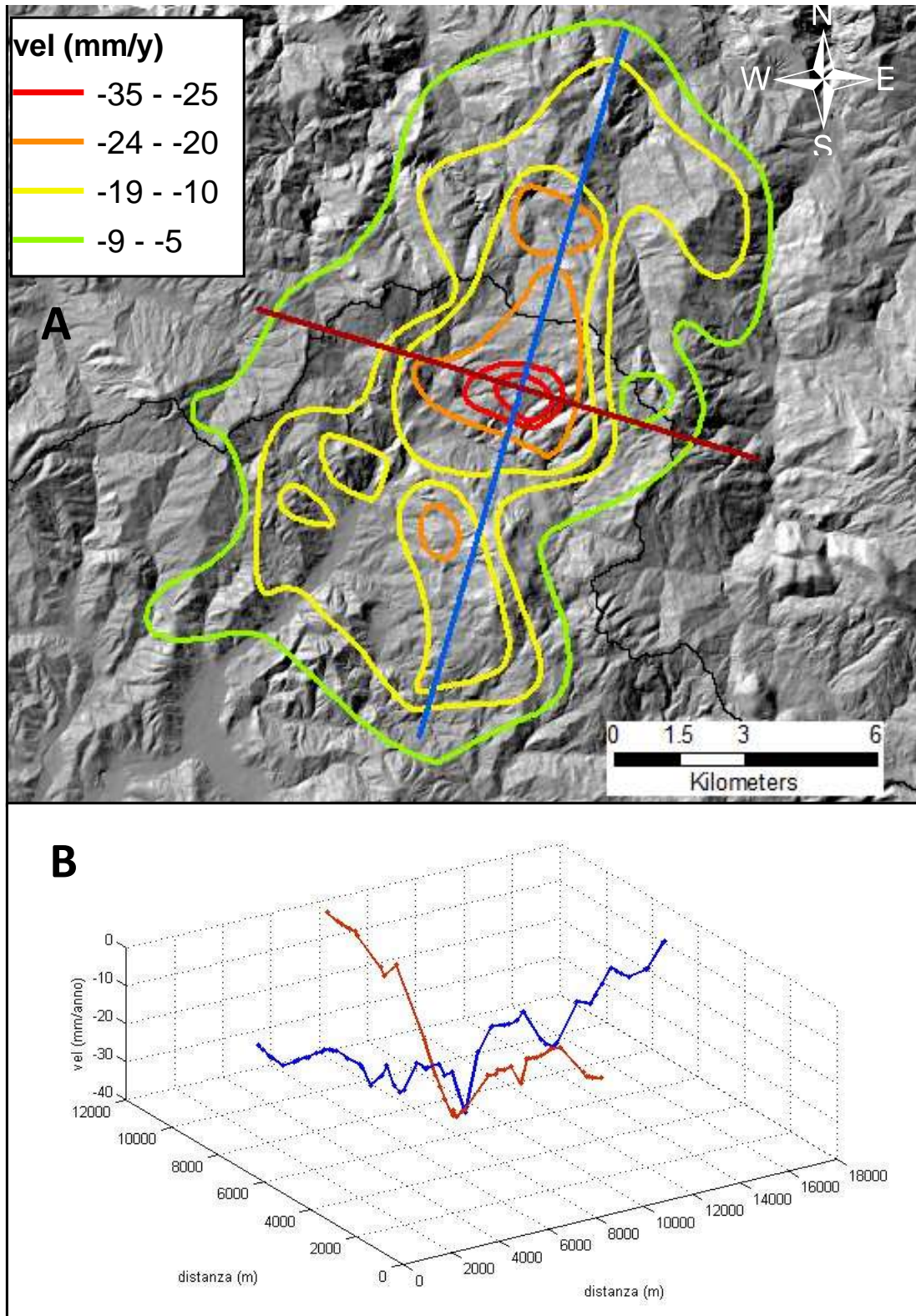


Figura 63 Andamento delle deformazioni per la zona di monte del bacino, si nota l'aumento delle velocità di deformazione con andamento concentrico (A). Sezioni NNE-SSO (blu) e WNW-ESE (rossi) delle velocità di deformazione (B).

### 6.3.2 Pianura di Piombino

Nella pianura di Piombino i fenomeni di subsidenza sono noti da tempo (Bartolini *et al.*, 1989; Focardi *et al.*, 1992; Sbrilli, 1992) e la causa principale di questi è stata rinvenuta nell'eccessivo sfruttamento della falda e il conseguente compattamento dei sedimenti che costituiscono l'acquifero (Focardi *et al.*, 1992). Il lavoro di Bartolini *et al.* (1989) stimava degli abbassamenti fino a 11 mm/anno (in località Ponte di Ferro) per il periodo 1951-1987, con un trend generale crescente in direzione NE-SO nella congiungente immaginaria tra Venturina e il golfo di Follonica (Figura 64).

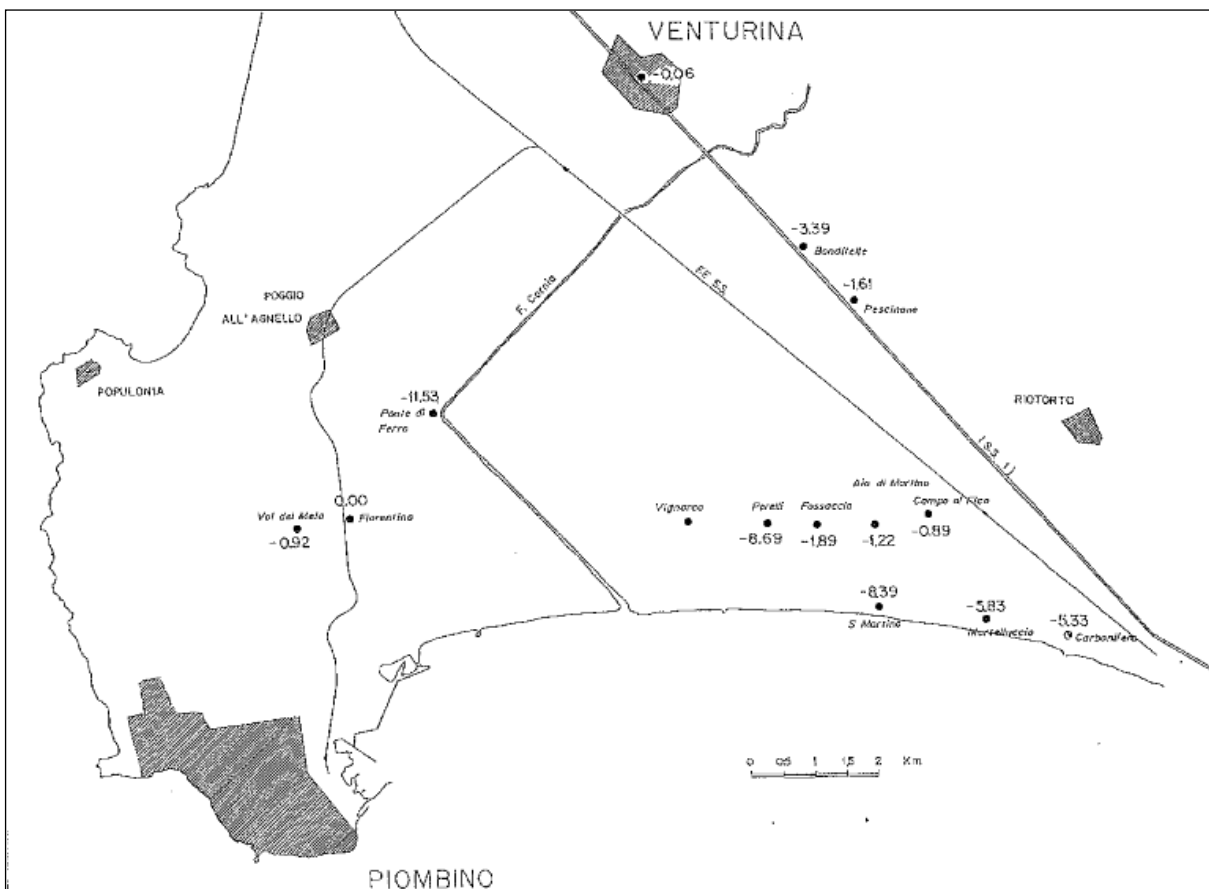
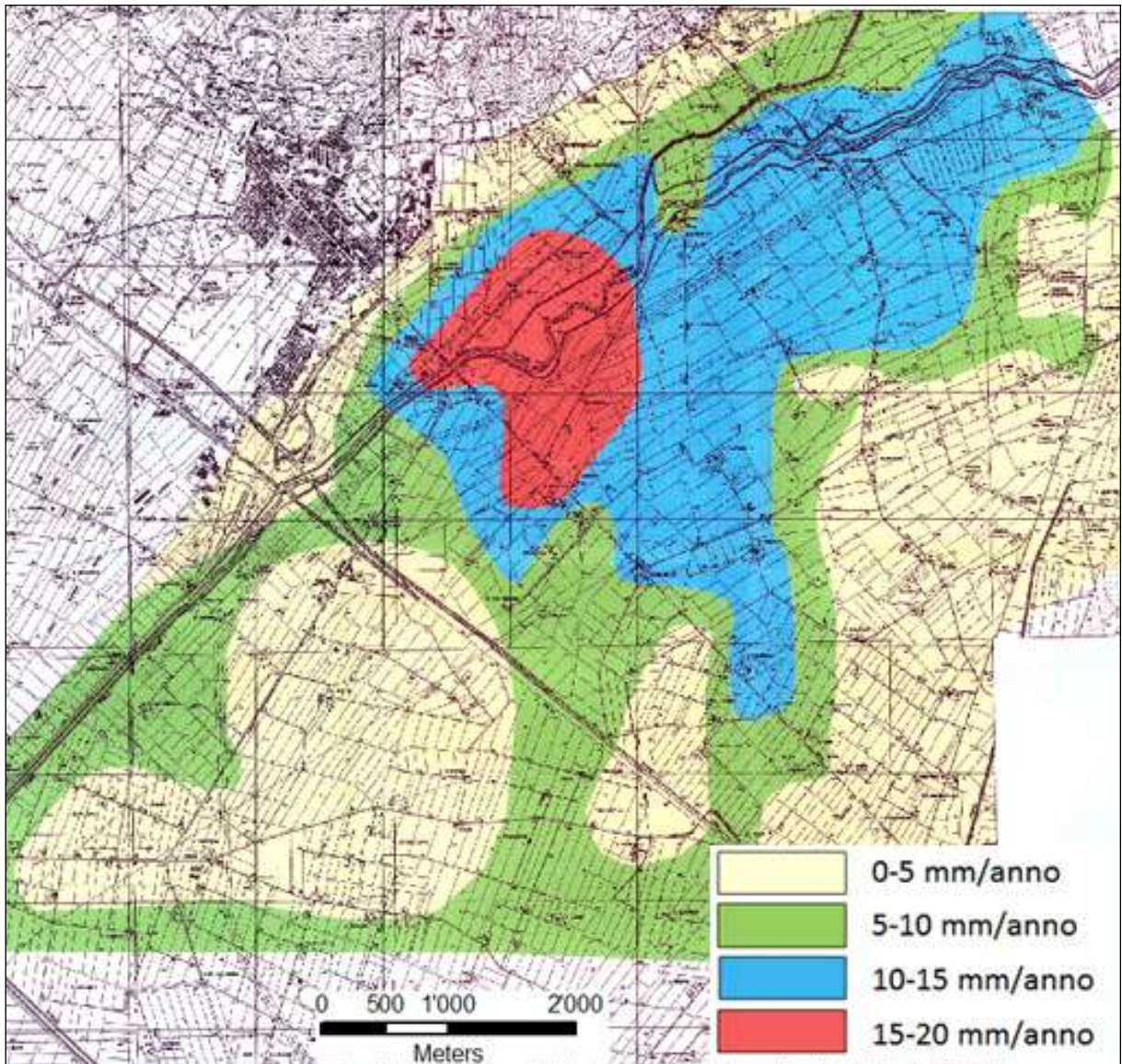


Figura 64 Tassi medi di variazioni altimetriche di alcuni punti della Val di Cornia nell'intervallo 1951-1987 espressi in mm/anno (da Bartolini *et al.*, 1989).

I lavori di Bartolini *et al.* (1989) e Focardi *et al.* (1992) individuano i massimi tassi di subsidenza nella parte centrale della pianura tra le località Vignaro e Salco, mentre dalle livellazioni geometriche eseguite da Eurotec (2005) risulta che l'area attualmente con un maggior tasso di subsidenza è localizzata immediatamente a SE del paese di Venturina, tra le località Campo all'Olmo e Bandita, con velocità superiori a 15 mm/anno (Figura 65). Va però sottolineato che le velocità calcolate da Eurotec sono riferite al periodo 2003-2005 e non tengono in considerazione misure precedenti, questo perché nel corso degli anni si sono

avuti spostamenti e cancellazione di molti dei punti di riferimento utilizzati in passato per le livellazioni.



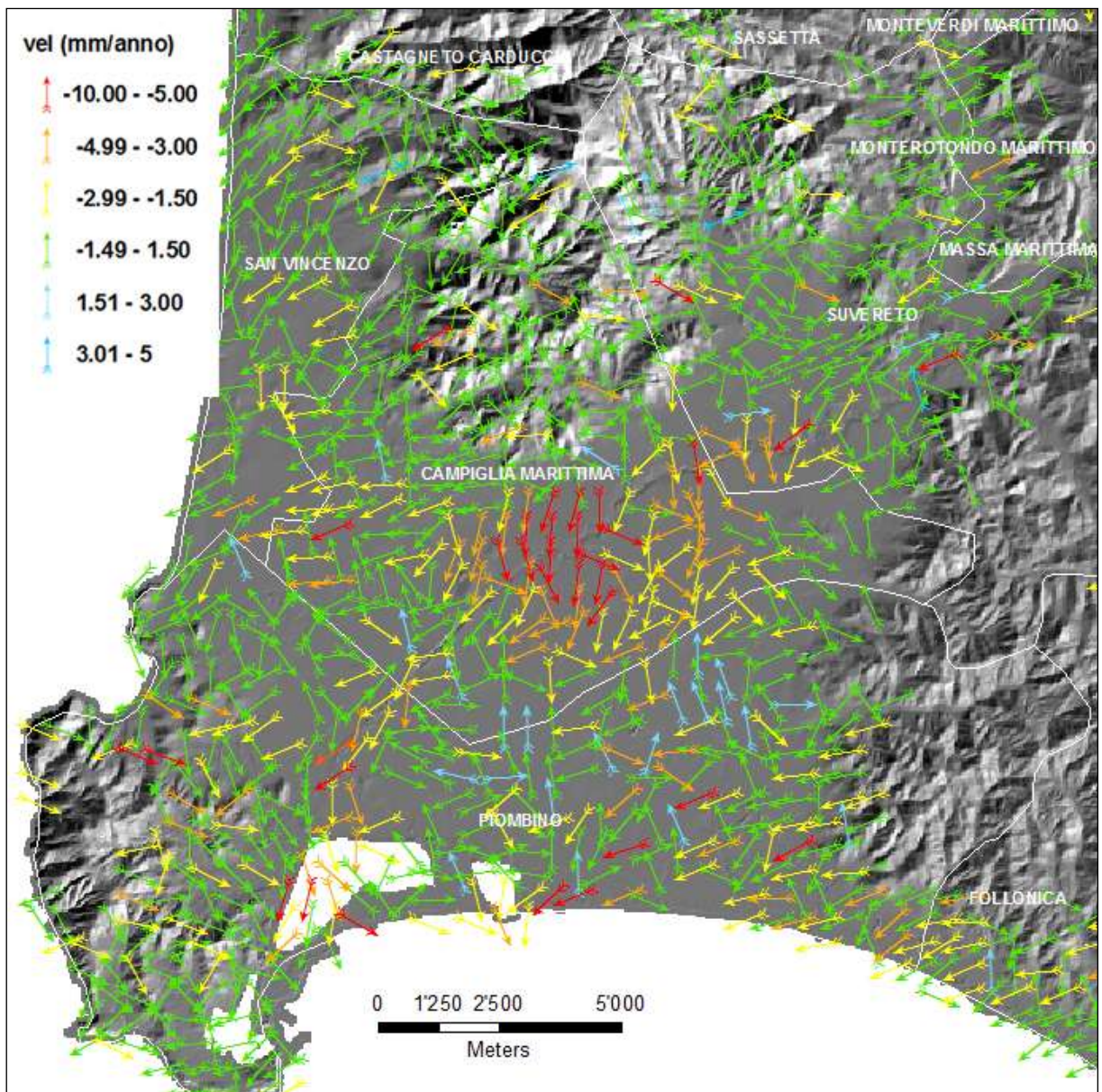
**Figura 65 Tassi di subsidenza calcolati per il periodo 2003-2005 (da Eurotec 2005, modificato).**

Dove i capisaldi utilizzati in passato erano ancora presenti, Eurotec ha eseguito nuove misure, permettendo di stimare tassi di subsidenza puntuali. A titolo esemplificativo, sul caposaldo localizzato alla scuola delle Banditelle è stato misurato uno spostamento dal 1950 al 2005 di 0.33 metri, corrispondente ad un tasso di subsidenza di 6.1 mm/anno (Tabella 8).

| Punti                     | IGM Villa La Puledraia | Ponte Roviccione | ponte Aurelia | ponte Aurelia nuovo | Ponte di Ferro | IGM scuola delle Banditelle | IGM Casa Pescinone | Viareggina 344 |
|---------------------------|------------------------|------------------|---------------|---------------------|----------------|-----------------------------|--------------------|----------------|
| quota 1950 (I) m s.l.m.   | 22.113                 | ***              | ***           | ***                 | ***            | 13.734                      | 12.578             | ***            |
| quota 1996 (II) m s.l.m.  | 22.113                 | 23.764           | 15.571        | ***                 | 8.589          | ***                         | ***                | 15.002         |
| quota 2003 (III) m s.l.m. | 22.113                 | 23.636           | 15.448        | 15.785              | 8.428          | 13.421                      | 12.387             | 15.006         |
| quota 2005 (IV) m s.l.m.  | ***                    | 23.609           | ***           | 15.752              | 8.408          | 13.401                      | 12.357             | ***            |
| $\Delta$ III-IV (m)       | ***                    | -0.027           | ***           | -0.033              | -0.02          | -0.02                       | -0.03              | ***            |
| vel. III-IV (mm/anno)     | ***                    | -13.5            | ***           | -16.5               | -10            | -10                         | -15                | ***            |
| $\Delta$ I-IV (m)         | ***                    | ***              | ***           | ***                 | ***            | -0.333                      | -0.221             | ***            |
| vel. I-IV (mm/anno)       | ***                    | ***              | ***           | ***                 | ***            | -6.1                        | -4.0               | ***            |

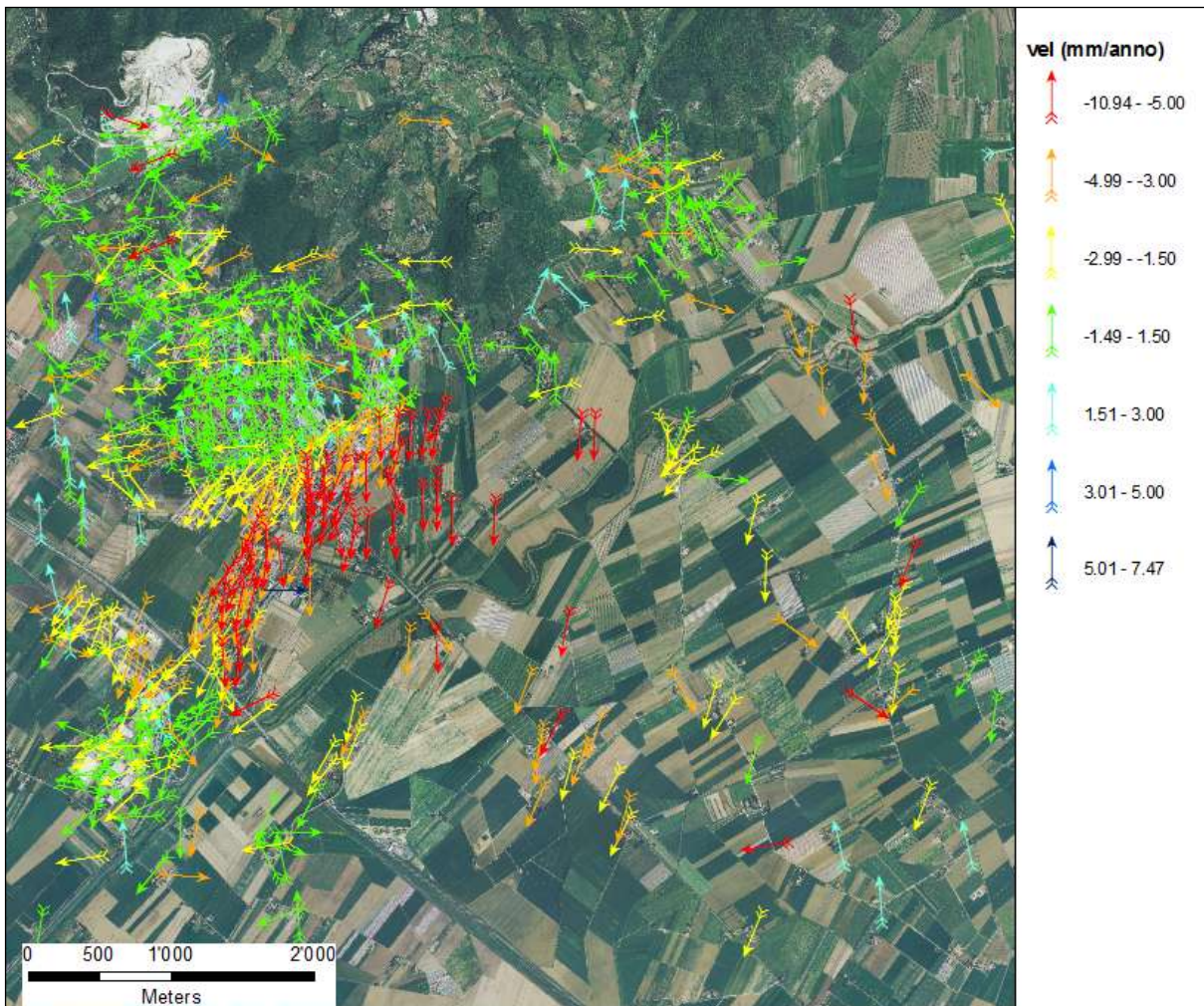
**Tabella 8 Livellazioni geometriche effettuate nella pianura di Piombino (da Eurotec, 2005).**

L'analisi interferometrica ha permesso di identificare una zona in subsidenza a SE di Venturina, confermando i risultati ottenuti da Eurotec (2005), anche se la geometria di tale fenomeno appare ad oggi leggermente variata. È stata riconosciuta anche un'ulteriore fascia soggetta a fenomeni di subsidenza (Figura 66), compresa tra le località Ponte di Ferro e Ponte d'Oro, che segue l'antico terminale del fiume Cornia, prima della sua canalizzazione e deviazione verso Tor del Sale, effettuata per bonificare la pianura. Il fenomeno registrato in questa porzione di territorio è verosimilmente ascrivibile alla compattazione dei sedimenti, costituenti la coltre alluvionale, susseguente alle opere di bonifica dell'area.



**Figura 66** Andamento delle deformazioni del terreno per la pianura di Piombino; si riconosce la zona in subsidenza nei pressi di Venturina. Le frecce indicano la direzione di moto nel piano zenitale.

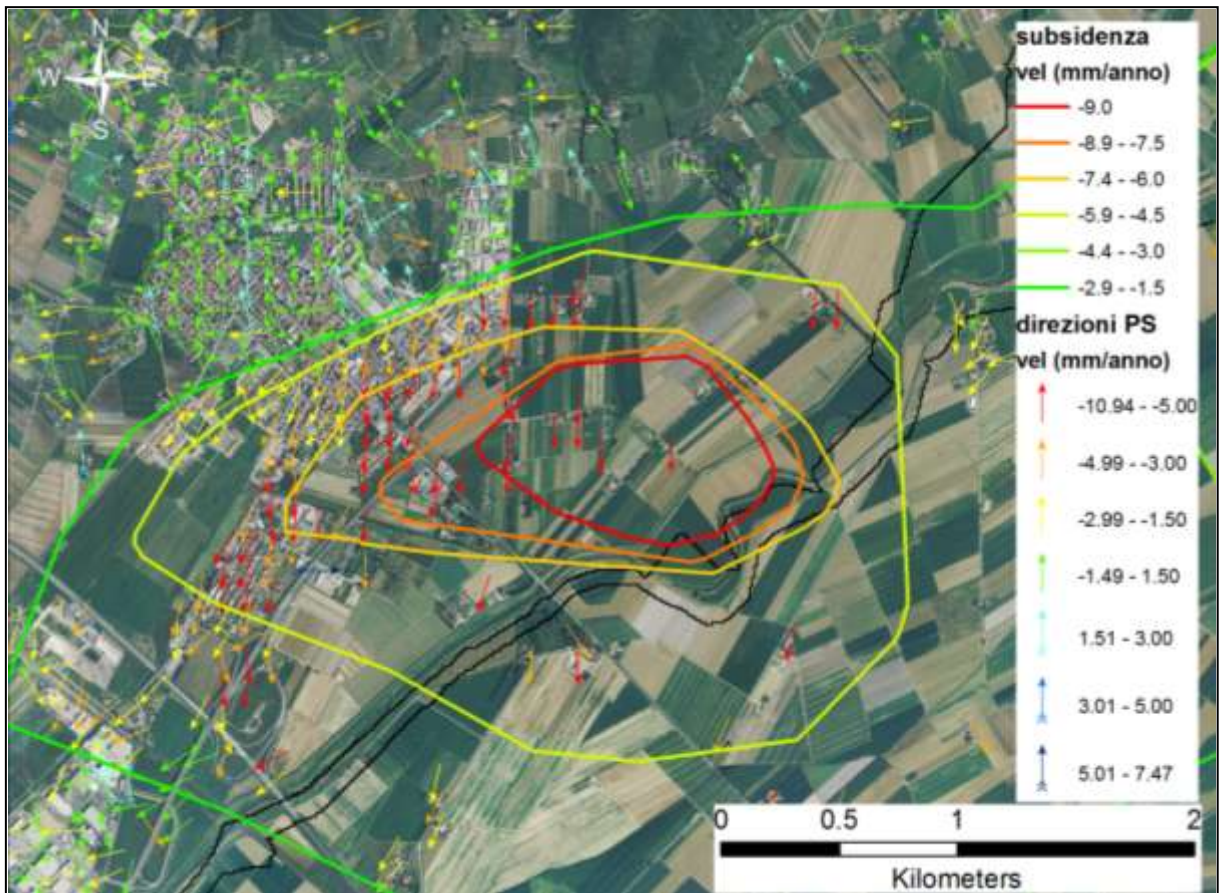
Per meglio caratterizzare l'abbassamento del terreno registrato nei pressi di Venturina, è stata eseguita un'analisi approfondita dei dati interferometrici per l'area in questione. Per fare questo è stata ripetuta la procedura di scomposizione del moto, utilizzando un grigliato a maglia quadrata con lato di 100 m, per aver una mappatura più dettagliata degli abbassamenti. È stato così possibile identificare una zona in subsidenza che si estende dal limite SE del paese in direzione del golfo di Follonica, in cui si possono riconoscere tre fasce concentriche con velocità di spostamento crescenti da circa 2 mm/anno fino a valori di circa 10 mm/anno (Figura 67).



**Figura 67** Andamento delle deformazioni del terreno nei pressi di Venturina. Le frecce indicazione la direzione di moto nel piano zenitale.

Questi valori risultano generalmente minori di quelli stimati nel lavoro di Eurotec (2005), questo è dovuto alla disponibilità di una serie storica di dati più lunga (2003-2010), che permette di avere una rappresentazione più veritiera dell'evoluzione dei fenomeni analizzati.

Dal punto di vista geometrico le fasce a diverso tasso di subsidenza individuate da Eurotec e quello riconosciute tramite l'interferometria radar satellitare hanno una certa corrispondenza, infatti, in entrambi i casi, l'area che fa registrare velocità maggiori è quella compresa tra le località Campo all'Olmo e Banditelle, seppur con valori diversi (Figura 68).



**Figura 68** Rappresentazione schematica dell'andamento della subsidenza nella pianura nei pressi di Venturina.

Un'ulteriore analisi è stata effettuata ricostruendo la serie storica degli abbassamenti per il periodo per cui sono a disposizione dati interferometrici. In questo caso la serie storica è stata costruita utilizzando le componenti verticali degli spostamenti registrati. La ricostruzione della componente verticale delle misure effettuate dal satellite ERS (Figura 69) è stata possibile, nonostante la presenza di dati acquisiti in una sola orbita, perché l'area in esame risulta essere pianeggiante, quindi è possibile escludere a priori l'influenza di significative componenti orizzontali sui valori di spostamento registrati.

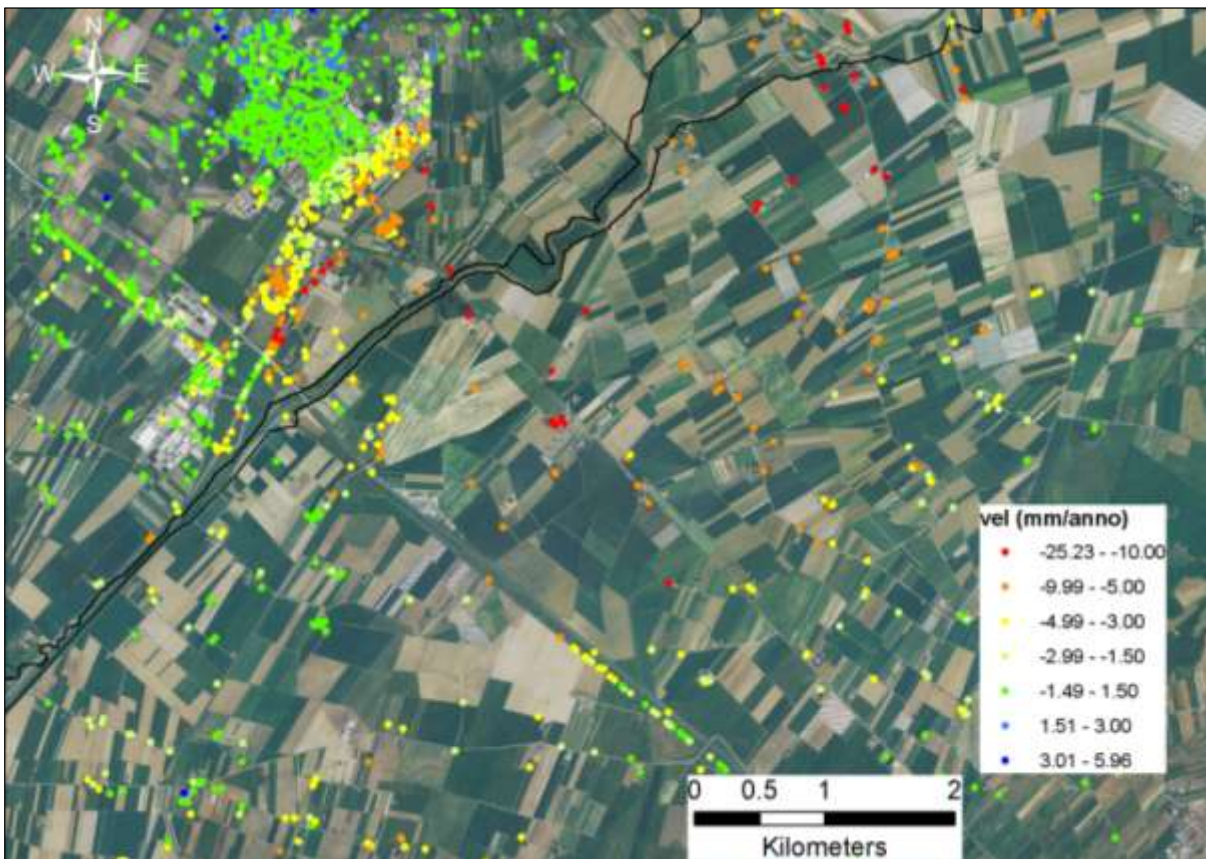


Figura 69 Velocità di abbassamento registrate dai satelliti ERS nei pressi di Venturina.

Il risultato di quest'operazione ha permesso di visualizzare come l'abbassamento negli anni abbia subito una lieve diminuzione, passando, per la zona con un maggior tasso di subsidenza, da valori di circa 14 mm/anno a circa 10 mm/anno (Figura 70).

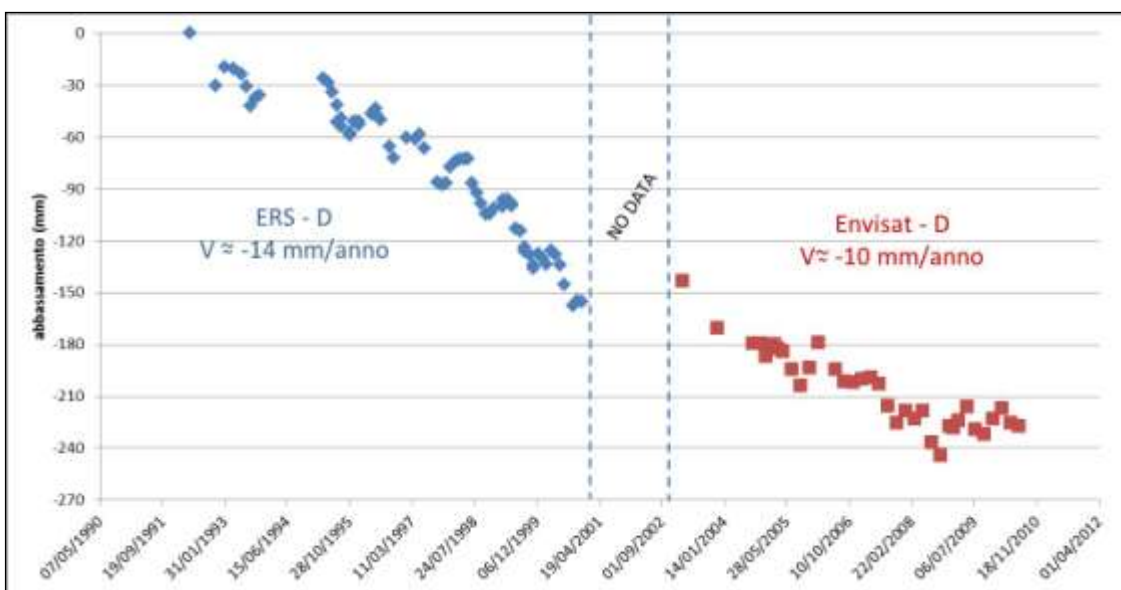


Figura 70 Serie storica degli abbassamenti registrati nella pianura presso Venturina.

#### 6.4 Sintesi dei risultati

L'analisi dei PS per il bacino del fiume Cornia ha permesso di meglio definire i noti fenomeni di subsidenza che interessano l'area di monte del bacino e la pianura alluvionale nei pressi di Venturina.

La causa di questi fenomeni è da ricercarsi rispettivamente nei campi geotermici presenti tra i comuni di Pomarance, Castelnuovo di Val di Cecina e Monterotondo Marittimo e nell'eccessivo sfruttamento della falda idrica come descritto da Focardi *et al.* (1992).

Nell'area dei campi geotermici, l'analisi interferometrica ha permesso di definire la geometria dei fenomeni, mettendo in luce che i maggiori tassi di abbassamento sono localizzati nei pressi di Sasso Pisano, dove è stato trivellato il pozzo più profondo dell'area (4093 m di profondità), con velocità che raggiungono valori di 35 mm/anno.

Nei pressi di Venturina i risultati dell'analisi sono comparabili con quelli ottenuti da lavori precedenti (Eurotec, 2005), individuando la zona maggiormente soggetta ad abbassamenti a SE del paese, tra le località Campo all'Olmo e Banditelle, dove si registrano velocità medie di circa 10 mm/anno. La topografia dell'area ha permesso di eseguire anche un'analisi delle deformazioni verticali per il periodo 1992-2001, anche se erano disponibili dati acquisiti in una sola orbita, mettendo in luce come negli anni le velocità di subsidenza siano diminuite, passando, per l'area con maggior tasso di abbassamento, da valori di circa 14 mm/anno a circa 10 mm/anno.



## 7 MAPPATURA DELLE SUBSIDENZE A SCALA REGIONALE

Nel territorio regionale toscano esistono varie aree soggette a fenomeni di subsidenza, già studiate da tempo, come il Valdarno medio (Colombo *et al.*, 2003, Raucoules *et al.*, 2003, Canuti *et al.*, 2005b, 2006), il bacino del Mugello (Lu *et al.*, 2012) , le pianure di Bientina (Canuti *et al.*, 2005b, 2006) e di Piombino (Bartolini *et al.*, 1989; Focardi *et al.*, 1992; Sbrilli, 1992), tuttavia ad oggi non esiste un archivio unico che raccolga tutte le aree interessate da tali fenomeni.

Partendo dalle esperienze acquisite durante le analisi illustrate nei capitoli precedenti, dove i dati interferometrici del PST-A sono stati confrontati con misure a terra e lavori progressi, verificando così la compatibilità tra i risultati ottenuti e di conseguenza la validità dei dati PS, è stato deciso di procedere ad una mappatura a scala regionale dei fenomeni di subsidenza.

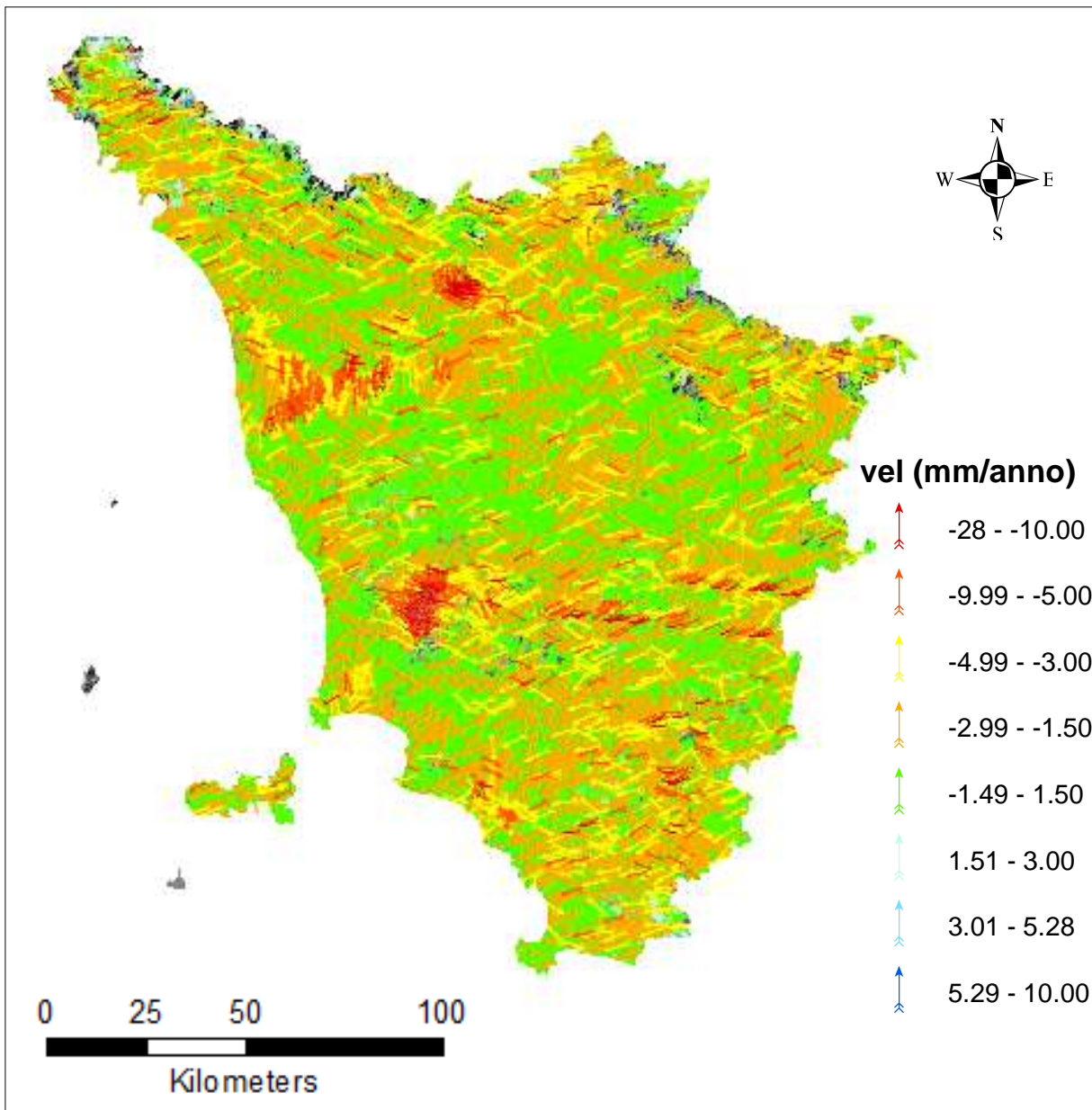
### 7.1 Analisi interferometrica

La prima operazione eseguita è stata la combinazione geometrica dei PS acquisiti dal satellite Envisat, per riconoscere le aree caratterizzate da deformazioni principalmente verticali, come descritto in precedenza (cfr. 3.1).

Data l'estensione dell'area, è stato necessario utilizzare una griglia con una maglia sensibilmente più grande di quanto fatto per le aree già descritte, impostando un lato lungo 1000 m.

Questa scelta ha permesso di ottenere un buon bilanciamento tra accuratezza dei risultati e carico computazionale necessario: l'utilizzo di un grigliato con maglie eccessivamente grandi avrebbe infatti portato a mediare PS troppo distanti tra loro, i cui movimenti sarebbero potuti essere ascritti a cause di diversa origine, mentre una griglia con maglie troppo piccole avrebbe portato a identificare numerosi fenomeni di deformazione locale, inducendo a possibili errori di interpretazione, oltreché ad allungare eccessivamente i tempi di calcolo necessari.

I PS sintetici così ottenuti sono stati poi classificati in base a velocità e direzione di movimento, come già fatto nei casi precedenti (Figura 71).



**Figura 71** Distribuzione delle deformazioni misurate tramite PS per la regione Toscana. Si riconoscono i forti abbassamenti del terreno che interessano il Valdarno inferiore, la pianura di Pisa e l'area geotermica a monte del bacino del fiume Cornia.

Dall'analisi dell'immagine precedente si nota come l'alto numero di PS presenti porti ad una rappresentazione confusa dei risultati, in cui difficilmente si distinguono le direzioni di deformazione, se non per alcune aree dove le subsidenze sono più estese ed accentuate, come il Valdarno inferiore, la pianura di Pistoia e l'area geotermica a monte del bacino del fiume Cornia.

Per ovviare a questo problema, i PS sintetici ottenuti tramite la combinazione geometrica, sono stati filtrati per escludere tutte le aree dove non sono presenti movimenti del terreno e dove quest'ultimi sono imputabili ad altre cause, così da avere a disposizione una

visualizzazione più chiara delle aree soggetta a movimenti prevalentemente verticali del terreno.

Questa operazione ha portato al riconoscimento di altre aree soggette a subsidenze, oltre a quelle già individuate in precedenza, come la porzione centrale del Mugello, la Maremma grossetana e la pianura di Piombino (Figura 72).

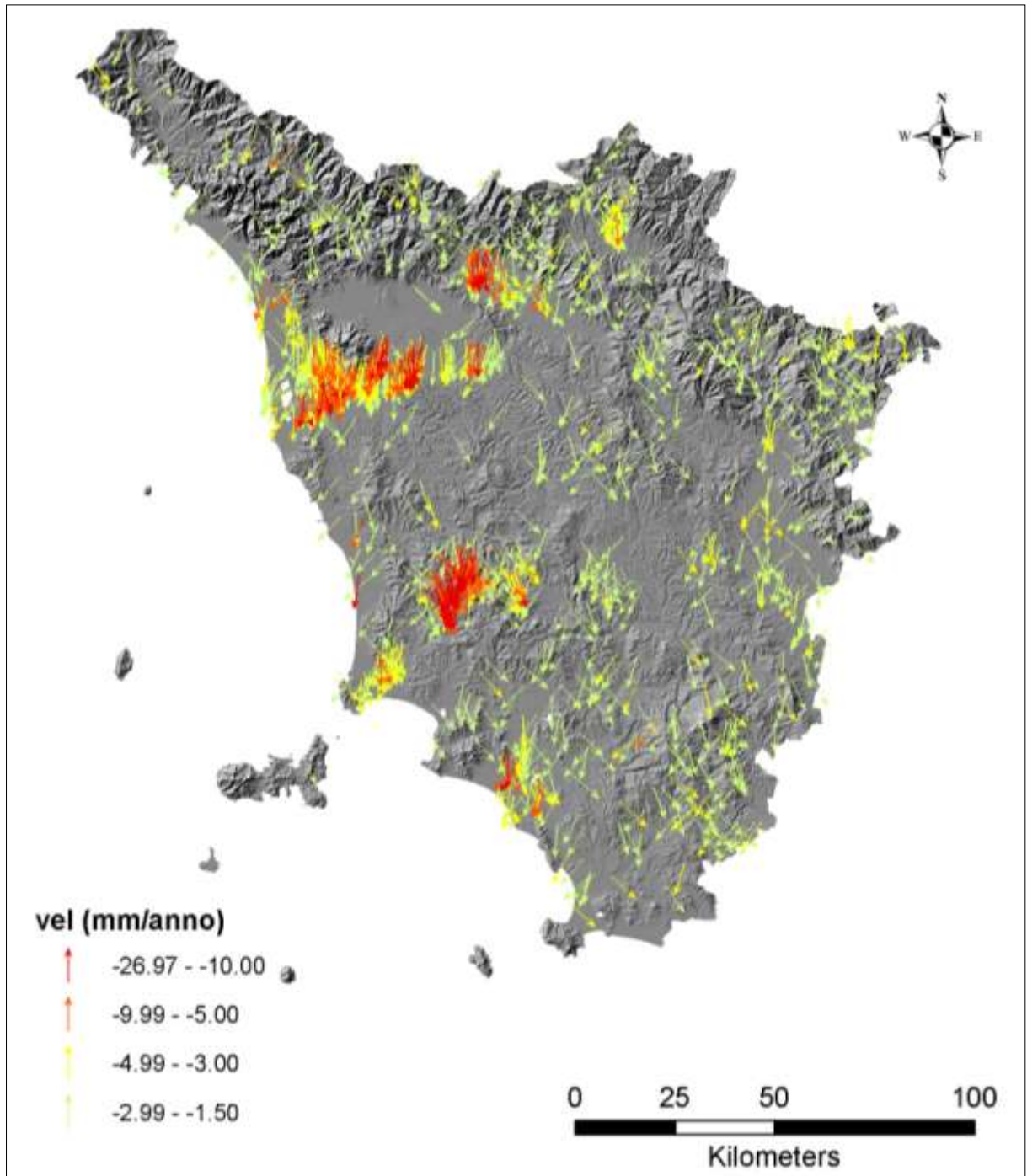


Figura 72 Distribuzione delle deformazioni misurate tramite PS per la regione Toscana. Sono state filtrate le aree considerate stabili e quelle dove i movimenti erano imputabili a cause diverse dalle subsidenze. Si riconoscono i forti movimenti verticali presenti nel Mugello, nella pianura di Piombino e nella Maremma grossetana.

Numerosi punti, disseminati per il territorio regionale, sembrano indicare la presenza di vari e isolati fenomeni di subsidenza, per cui è stato deciso, prima di passare alla definizione delle geometrie dei fenomeni individuati, di procedere ad un controllo manuale di tali dati, reintroducendo nell'analisi anche i valori filtrati in precedenza.

Questa operazione ha permesso di correggere alcune imprecisioni nei risultati e di conseguenza di procedere ad una più accurata perimetrazione delle principali subsidenze presenti in Toscana (Figura 73).

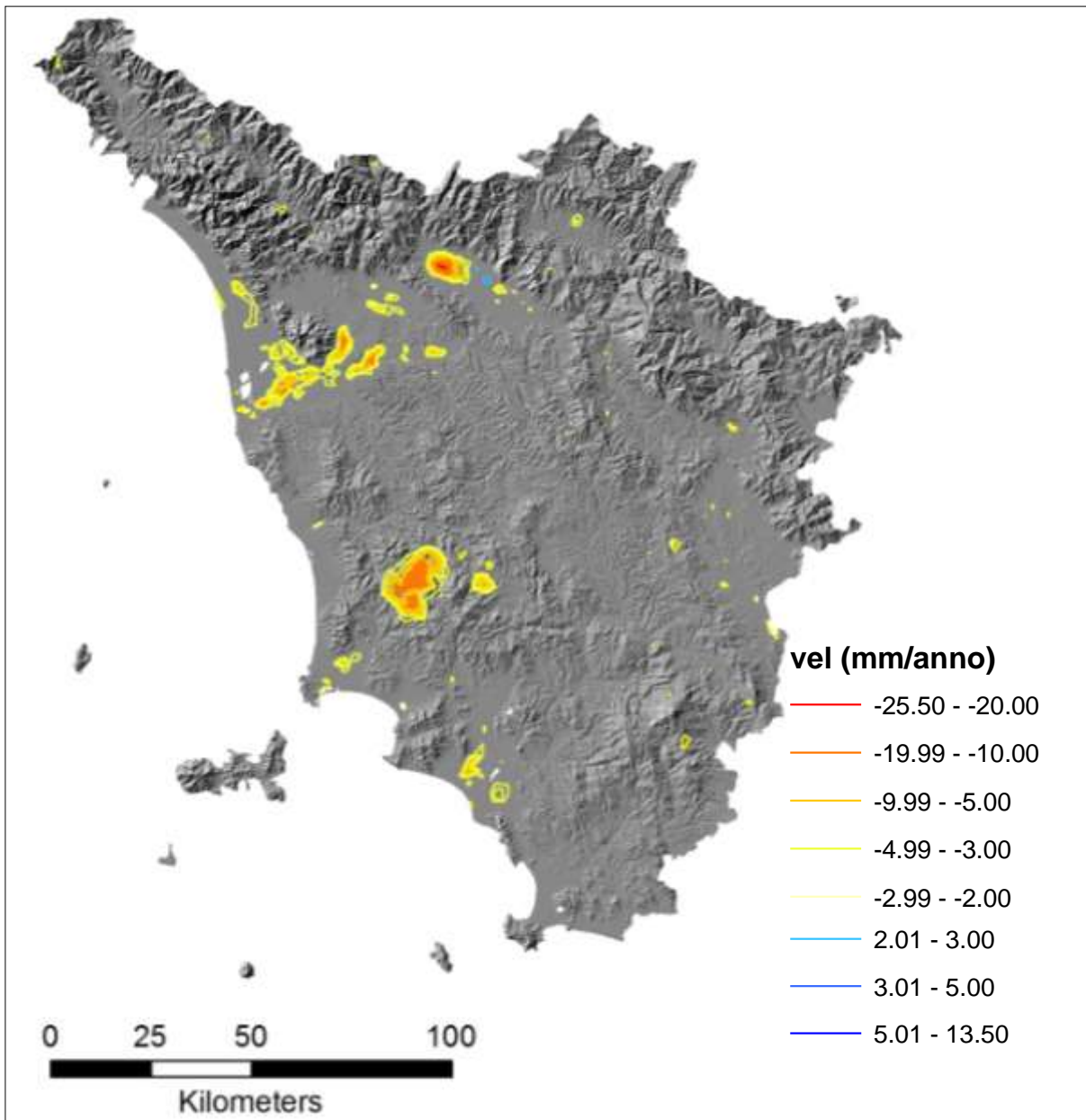


Figura 73 Mappa delle subsidenze della regione Toscana. Si nota l'unico *uplift* rilevante che interessa la città di Prato.

Oltre alle aree individuate dalla figura precedente, durante questa analisi sono stati riconosciuti una serie di fenomeni di subsidenza locali, le cui aree risultano essere troppo piccole per essere mappabili a questa scala.

Per questo motivo queste zone sono state organizzate in un database in cui ogni area è stata caratterizzata da un codice identificativo univoco, la sua estensione, la velocità media di abbassamento e le coordinate geografiche del centroide del poligono che ne delimita l'estensione.

|  | FID | Shape   | Id | AREA (km2) | lat    | long  | vel (mm/anno) |
|--|-----|---------|----|------------|--------|-------|---------------|
|  | 35  | Polygon | 35 | 0.924      | 485435 | 67047 | -5.2          |
|  | 72  | Polygon | 72 | 1.593      | 479410 | 71395 | -4.4          |
|  | 60  | Polygon | 60 | 0.817      | 482282 | 72910 | -4.1          |
|  | 36  | Polygon | 36 | 0.881      | 485669 | 67461 | -3.6          |
|  | 8   | Polygon | 8  | 2.57       | 479867 | 62560 | -3.2          |
|  | 77  | Polygon | 77 | 1.432      | 478022 | 73507 | -2.7          |
|  | 5   | Polygon | 5  | 0.502      | 483652 | 65476 | -2.6          |
|  | 66  | Polygon | 66 | 0.102      | 480348 | 72403 | -2.5          |
|  | 73  | Polygon | 73 | 0.213      | 479170 | 71508 | -2.2          |
|  | 39  | Polygon | 39 | 0.856      | 485235 | 67856 | -2.1          |

Figura 74 Stralcio della banca dati dei fenomeni di subsidenza locali.

Successivamente si è passati alla caratterizzazione di alcuni dei fenomeni più rilevanti emersi dalla mappatura delle subsidenze, in particolare sul Valdarno medio e inferiore.

## 7.2 Valdarno medio

Come descritto in precedenza, sono noti da tempo i fenomeni di subsidenza che interessano il Valdarno medio (Canuti *et al.*, 2005b, 2006; Raucoules *et al.*, 2003). Per meglio caratterizzarli sono state calcolate le velocità verticali di deformazione del terreno per il periodo 1992-2001 (Figura 75) e 2003-2010 (Figura 76), misurate tramite interferometria radar satellitare.

Per il periodo 1992-2001 erano a disposizione dati acquisiti dai satelliti ERS solamente in orbita discendente, ma è stato ugualmente possibile calcolare la componente verticale dei vettori di deformazione, grazie alla topografia dell'area e ai lavori degli autori sopracitati, che avevano già riconosciuto i movimenti del terreno come prevalentemente verticali; quindi è stato possibile considerare a priori insignificanti le eventuali componenti orizzontali dei movimenti. Queste assunzioni non sono state fatte per i dati acquisiti dal satellite Envisat, in quanto, essendo questi disponibili in entrambe le orbite, si è preferito combinarli

geometricamente così da verificare numericamente l'assenza di deformazioni orizzontali significative.

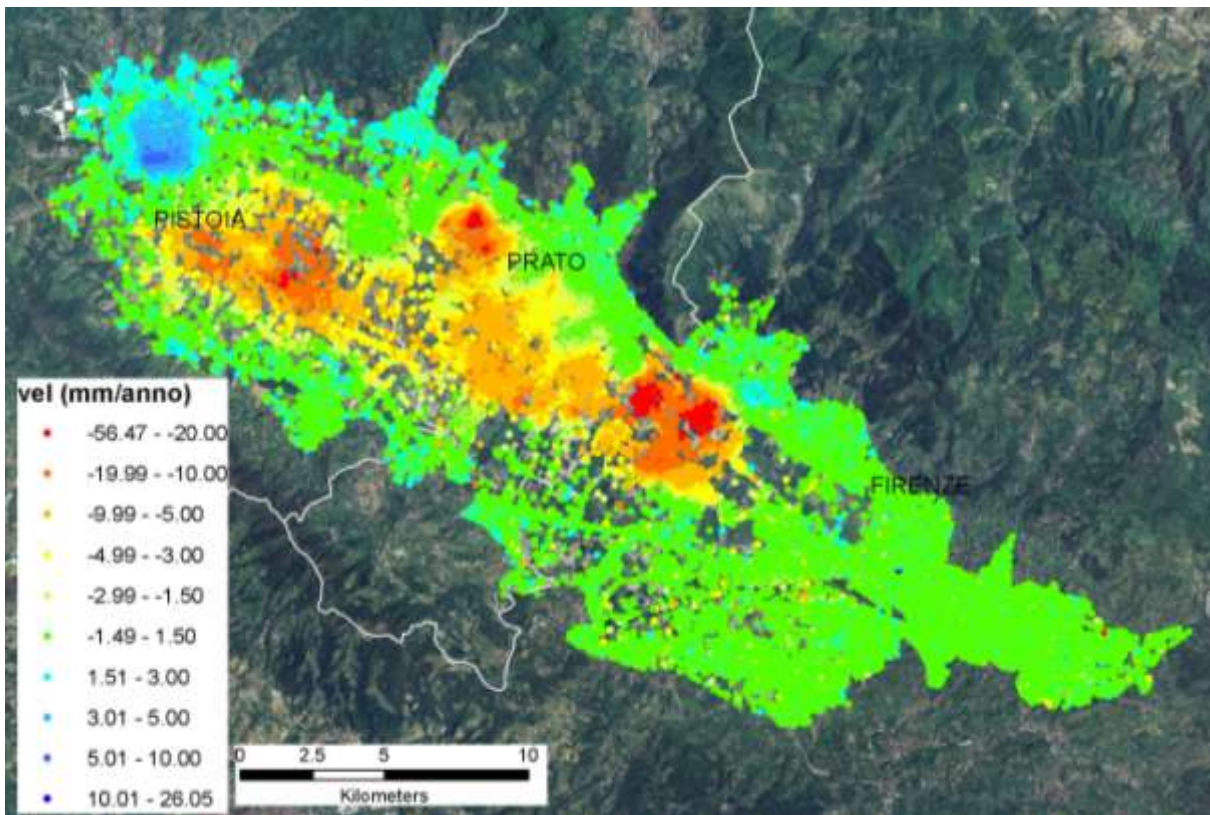


Figura 75 Distribuzione delle velocità di deformazione verticale del terreno nel Valdarno medio per il periodo 1992-2001. I valori di velocità sono stati ricavati dai dati acquisiti dai satelliti ERS 1/2 in orbita discendente.

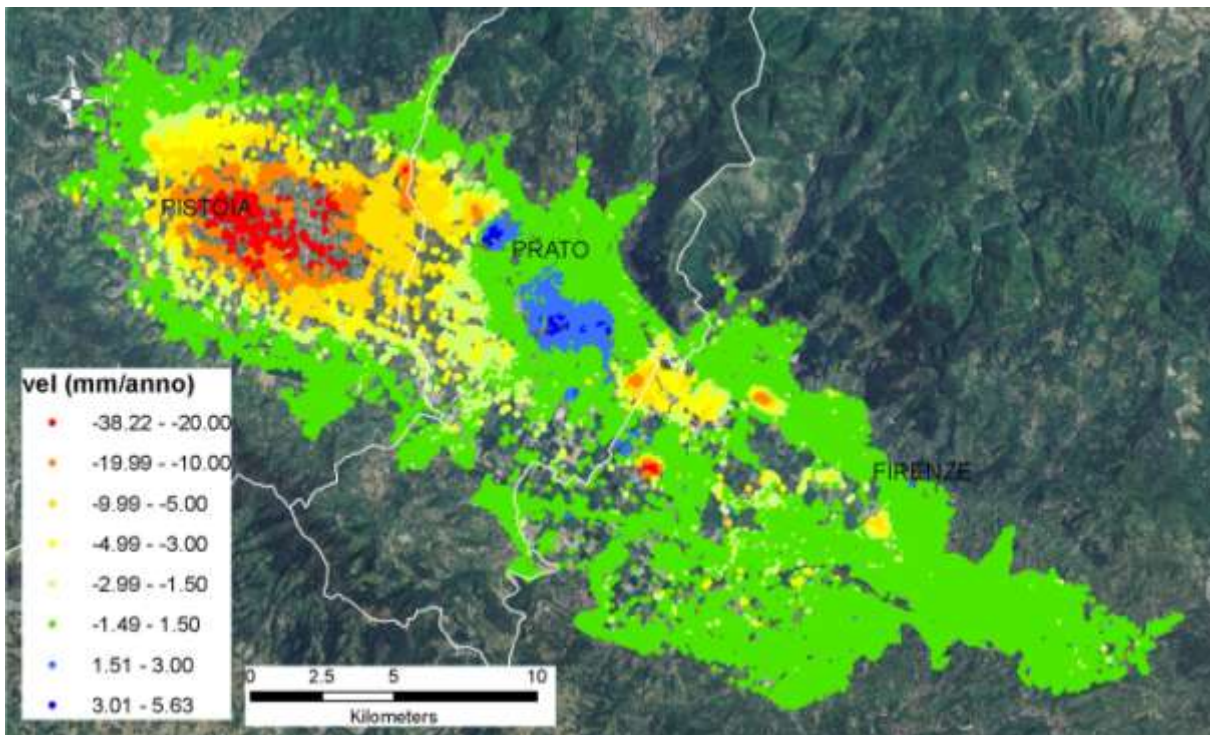
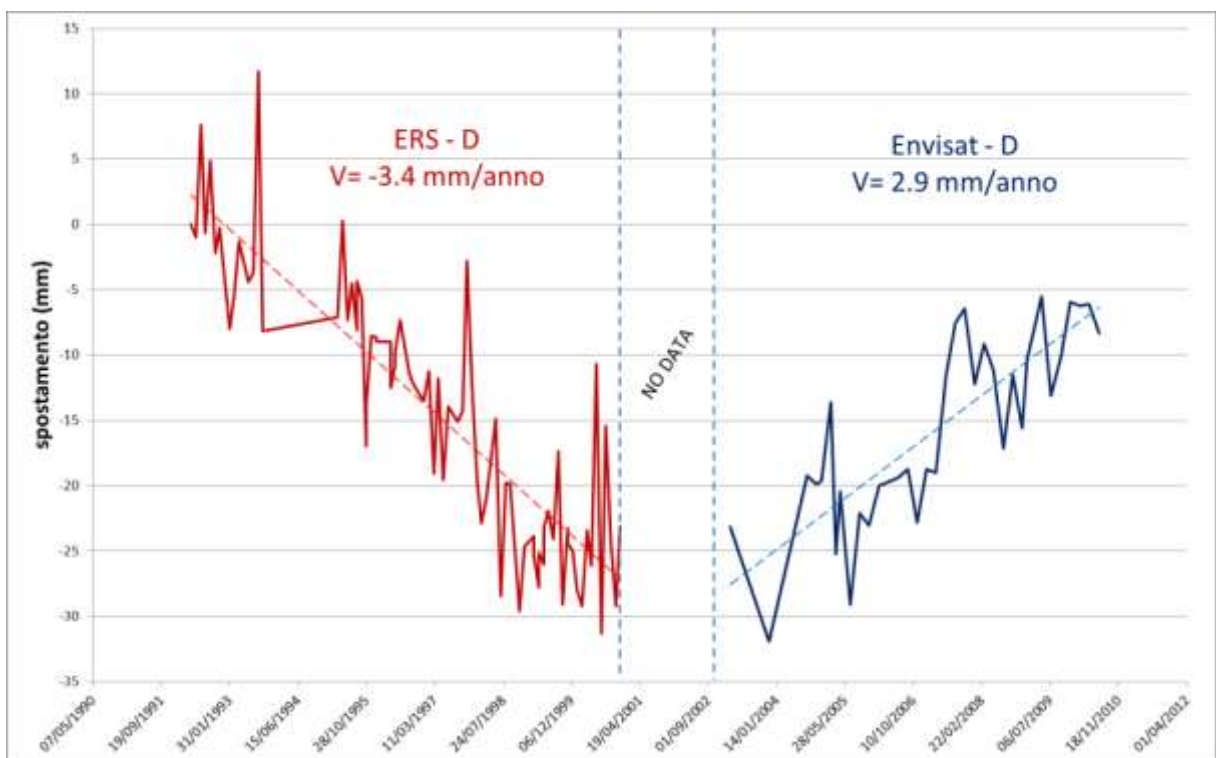


Figura 76 Distribuzione delle velocità di deformazione verticale del terreno nel Valdarno medio per il periodo 2003-2010. I valori di velocità sono stati ottenuti tramite combinazione geometrica dei dati acquisiti dal satellite Envisat.

Osservando le immagini precedenti (Figura 75 e Figura 76) si nota che nel tempo vi è stata una variazione delle geometrie delle deformazioni del terreno, infatti si è passati da una subsidenza generale che interessava tutta la parte centrale del bacino, ad una situazione in cui esistono vari fenomeni isolati e di dimensioni ridotte, facendo eccezione per la pianura a SE di Pistoia, che ancora oggi presenta estesi abbassamenti del terreno con velocità di picco superiori a 30 mm/anno.

È possibile notare anche come la subsidenza nell'area tra le provincie di Firenze e Prato sia diminuita sia in intensità, con velocità di abbassamento passate da circa 40 mm/anno a circa 10-20 mm/anno, sia dal punto di vista spaziale, con un'evidente frammentazione e riduzione delle aree interessate da questi fenomeni.

È da osservare inoltre che l'area della conoide del fiume Bisenzio, in provincia di Prato, non risulta essere più interessata da fenomeni di subsidenza, bensì da un sollevamento diffuso, con velocità medie di circa 3 mm/anno e massime di circa 5 mm/anno, per il periodo 2003-2010 (Figura 77).



**Figura 77 Andamento delle deformazioni del terreno in provincia di Prato. È evidente l'inversione di tendenza avvenuta tra il 2001 e 2003.**

Per l'intera pianura sono state costruite 3 sezioni, ortogonali tra loro e intersecanti i maggiori fenomeni presenti (Figura 78), che hanno permesso di evidenziare il forte abbassamento presente in provincia di Lucca e come questo abbia una geometria conica ben

definita, tipica delle subsidenze in pianure alluvionali. Da questa elaborazione risulta, inoltre, come tale subsidenza abbia velocità di abbassamento estremamente maggiori in rapporto ai fenomeni di deformazione presenti nell'intera area.

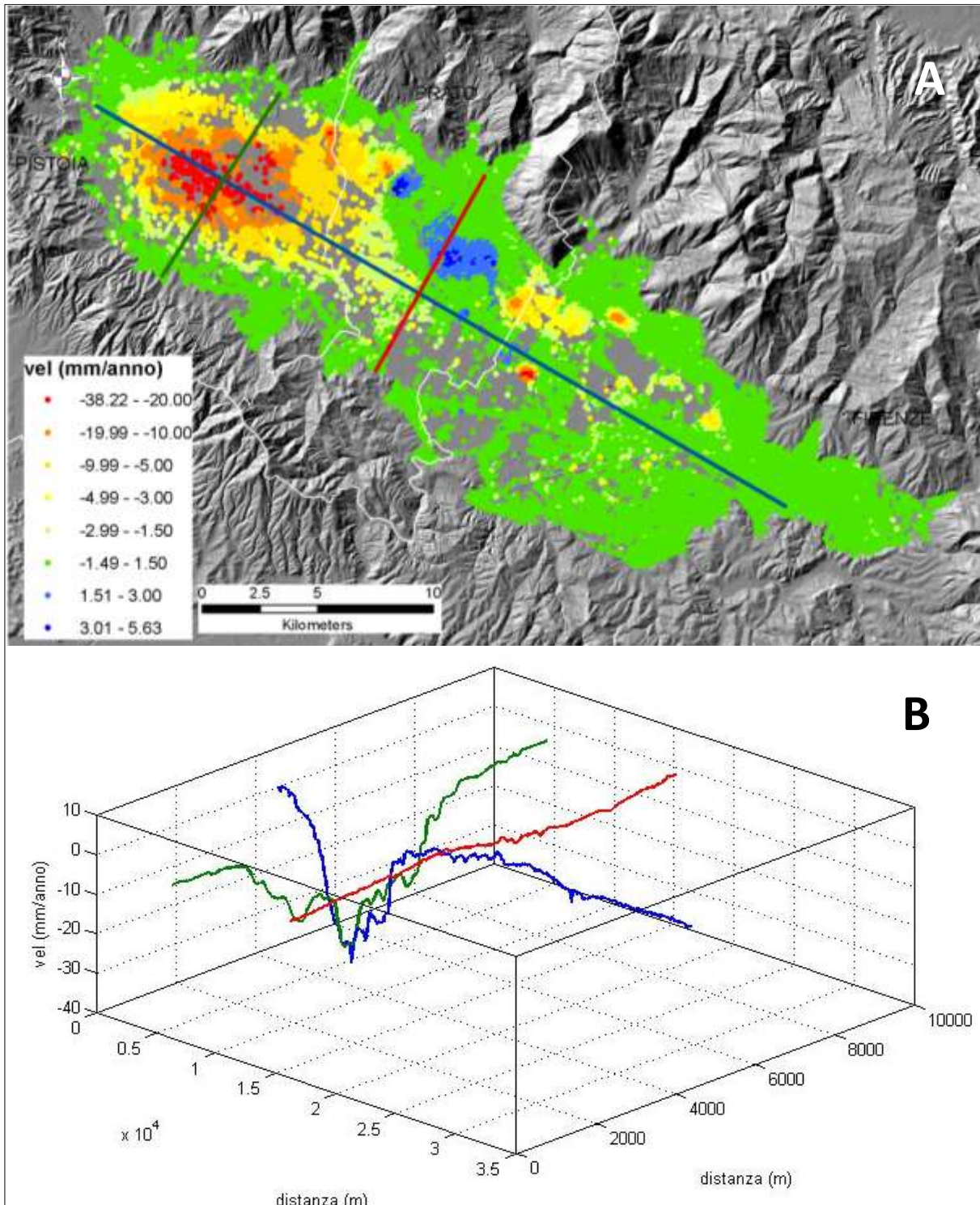


Figura 78 Sezioni delle velocità di subsidenza nel Valdarno medio. A: localizzazione delle sezioni. B: grafico delle distribuzioni delle velocità. Per il calcolo delle velocità sono stati utilizzati i dati acquisiti dal satellite Envisat.

### 7.3 Valdarno Inferiore

Il Valdarno inferiore presenta un quadro deformativo abbastanza complesso, infatti sono riconoscibili varie aree soggette a subsidenza, che interessano i comuni di Empoli, il comprensorio conciario tra Santa Croce sull'Arno e Pontedera, la pianura di Bientina e, nella parte terminale del bacino, i comuni di Cascina e di Collesalveti.

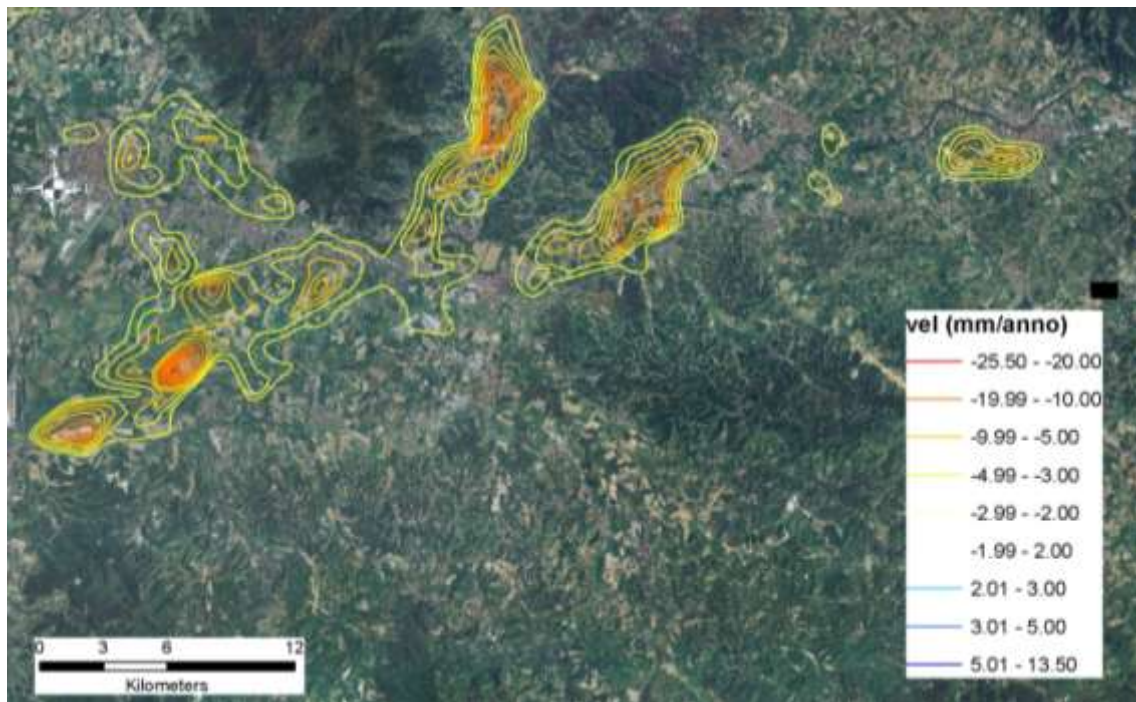


Figura 79 mappatura delle subsidenze nel Valdarno inferiore. Si nota la presenza dei vari fenomeni che interessano l'area.

Nella pianura di Bientina è stata eseguita una sezione tridimensionale delle deformazioni, per ricostruirne l'andamento nel tempo (Figura 80).

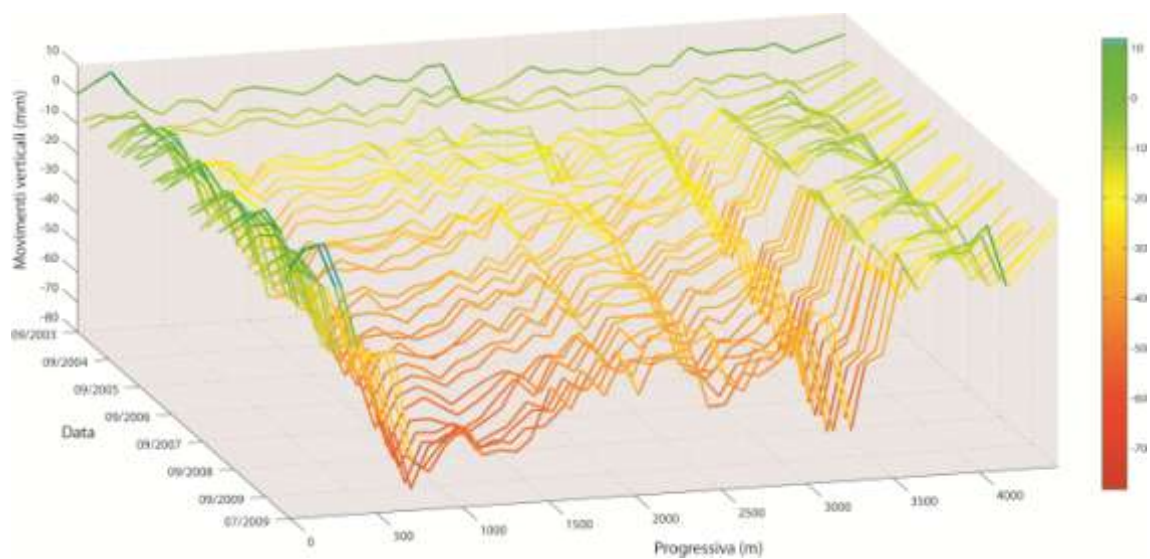


Figura 80 Sezione 3D dell'andamento della subsidenza nel tempo nei pressi di Bientina. Dati Envisat-d.

Questa operazione ha permesso di evidenziare come l'abbassamento del terreno sia andato aumentando nel tempo, indice questo che la causa di questo fenomeno sia ancora attiva.

È inoltre da notare come tutta l'area subisca questo abbassamento in maniera omogenea, infatti i maggiori gradienti di abbassamento si registrano ai due estremi della sezione, con deformazioni circa costanti nell'intervallo tra loro compreso.

Questo quadro deformativo risulta nettamente diverso da quelli osservati in precedenza nel comprensorio geotermico e in provincia di Pistoia, dove le subsidenze hanno una geometria circa conica, con deformazioni concentriche e crescenti fino ad un massimo di tipo puntuale.

## 7.4 Sintesi dei risultati

Partendo dalle esperienze acquisite durante le analisi delle tre aree test scelte per svolgere il lavoro, è stato possibile sviluppare una mappatura a scala regionale delle principali subsidenze che interessano la Toscana.

Questa operazione ha confermato la presenza delle aree già individuate da vari autori, che interessano principalmente le pianure alluvionali presenti lungo il suo corso dell'Arno, come il Valdarno medio e inferiore.

Se buona parte delle subsidenze individuate era già nota e descritta in lavori precedenti, nell'area della conoide di Prato è stato osservato un sollevamento diffuso del terreno, in controtendenza con quanto osservato negli anni passati.

Il confronto delle deformazioni verticali registrate dai satelliti ERS ed Envisat ha, infatti, permesso di mettere in luce come la subsidenza di quest'area sia terminata e si sia passati ad una fase di *uplift*, che procede con velocità medie di circa 3 mm/anno, per il periodo 2003-2010.

Similmente anche gli abbassamenti che interessavano la provincia di Firenze appaiono oggi nettamente diminuiti, passando da una subsidenza generale ad vari fenomeni distinti, con estensioni areali e velocità di abbassamento ridotte.

La riduzione, o addirittura l'inversione, di questi fenomeni può essere ricollegata alla crisi del settore manifatturiero, che ha interessato le industrie di Prato e dei comuni fiorentini confinanti, verificatasi all'inizio del XXI secolo, lo stesso periodo in cui le subsidenze sono diminuite in provincia di Firenze ed è iniziato il sollevamento del terreno nei pressi di Prato.

Nell'area della provincia di Pistoia risulta essere ancora oggi presente una forte e diffusa subsidenza, con velocità medie, per il periodo 2003-2010, superiori a quelle registrate in precedenza, passando da circa 20 mm/anno ad oltre 30 mm/anno.

Nel Valdarno inferiore sono stati riconosciuti numerose aree in subsidenza, che interessano vari comuni lungo il corso dell'Arno e dei suoi affluenti.

Tra le subsidenze presenti, quella di maggior interesse risulta essere quella nella pianura di Bientina, non tanto per la sua estensione o per le velocità di abbassamento, ma per le modalità in cui questo fenomeno è distribuito.

Nelle aree analizzate in precedenza, le subsidenze hanno una geometria circa conica, con velocità di abbassamento crescenti in modo concentrico e un massimo di tipo puntuale facilmente identificabile, mentre nei pressi di Bientina si registrano due forti gradienti di abbassamento ai limiti della pianura, con deformazioni costanti al suo interno.

Queste differenze potrebbero essere da ricercare nei fenomeni che hanno indotto le subsidenze, ma in tutti i casi esse sono dovute ad un eccessivo prelievo di fluidi dal sottosuolo, in particolare di acqua, sia che essa sia usata per fini industriali (es. cartiere a Bientina, concerie a Santa Croce sull'Arno) o per scopi energetici, come nel caso del comprensorio geotermico a monte del fiume Cornia.



## 8 CONCLUSIONI

Questo lavoro di tesi è stato focalizzato sull'applicazione di tecniche interferometriche per l'analisi di fenomeni di dissesto idrogeologico nel territorio della regione Toscana.

I dati interferometrici utilizzati sono stati integrati e confrontati con dati di monitoraggio *in situ*, dove disponibili, e con dati di letteratura, per meglio caratterizzare i fenomeni individuati e contemporaneamente verificare i risultati raggiunti, confrontandoli con le osservazioni fatte precedentemente da altri autori.

Nello specifico sono state analizzate tre aree, l'abitato di Ricasoli, l'area del monte Amiata e il bacino del fiume Cornia.

L'area di Ricasoli è stata selezionata per la presenza di diffusi fenomeni di instabilità dei versanti, monitorati negli anni con varie tecniche tradizionali, quali inclinometri ed estensimetri.

La disponibilità di questi dati ha permesso di eseguire un confronto con quelli rilevati da satellite e, successivamente, con le precipitazioni registrate nell'area.

Questo confronto ha permesso di verificare la presenza di un sostanziale accordo tra PS e misure inclinometriche, seppur registrando valori di deformazione diversi.

Questo può essere dovuto al fatto che, mentre i PS misurano gli spostamenti superficiali, gli inclinometri registrano le deformazioni profonde indotte dalle frane; essendo quest'ultime di tipo rotazionale, appare corretto che gli spostamenti superficiali risultino minori di quelli misurati lungo la superficie di scivolamento.

Il confronto delle misure con i dati pluviometrici ha permesso di verificare l'assenza di una diretta influenza delle piogge sul movimento delle frane principali, mentre dalle osservazioni di campagna è emerso che le frane superficiali si attivano principalmente a seguito di precipitazioni intense, ma non è stato possibile quantificare una soglia di innesco (Caine, 1980; Rosi *et al.*, 2012) in quanto non erano a disposizione informazioni sufficienti per un'analisi valida.

Le analisi eseguite hanno permesso di identificare i fenomeni presenti e, grazie ad una modellazione numerica, di stabilire la presenza di una relazione tra le grandi frane che interessano i versanti che circondano l'abitato con i fenomeni superficiali, che si sviluppano a seguito di precipitazioni intense, attivi sulle scarpate dell'alto morfologico su cui Ricasoli è costruita.

L'area del monte Amiata è stata analizzata con l'obiettivo iniziale di verificare, tramite interferometria satellitare, la presenza di fenomeni di espansione vulcanica.

Per questa verifica è stato inizialmente necessario discriminare tutte le deformazioni del terreno ascrivibili ad altre cause, quali le numerose frane presenti sui versanti dell'Amiata e le eventuali subsidenze individuate.

Dato che in quest'area erano disponibili dati Envisat registrati in entrambe le geometrie di acquisizione, questi sono stati combinati geometricamente per poter determinare le componenti Est-Ovest e Zenit-Nadir dei movimenti del terreno, così da riconoscere dove le aree con movimenti prevalentemente verticali o orizzontali.

Questa operazione è stata eseguita in due passaggi successivi, con dettagli crescente, così da avere un quadro iniziale dell'andamento generale delle deformazioni, per poi passare ad un'analisi più dettagliata dei fenomeni individuati.

Attraverso questa procedura i fenomeni franosi presenti nel comune di Seggiano, considerati stabilizzati, sono stati valutati essere attivi, con velocità di movimento fino a 2 cm/anno, mentre nel comune di Piancastagnaio sono stati individuati una serie di fenomeni di subsidenza, il più importante dei quali coinvolge il paese stesso di Piancastagnaio, con una serie di fenomeni isolati che interessano i territori ad Est del paese, nei pressi delle centrali geotermiche presenti.

Dato che quest'area risulta avere un'energia del rilievo non trascurabile e che la tecnica interferometrica non è in grado di rilevare movimenti del terreno in direzione ortogonale a quella di acquisizione, le velocità calcolate tramite la combinazione geometrica dei PS sono state confrontate con la carta dell'orientazione dei versanti; è stato così possibile escludere dall'interpretazione dei risultati alcuni punti ricadenti in versanti esposti in direzione NS, evitando possibili interpretazioni errate delle deformazioni riconosciute.

Successivamente, dopo aver classificato come dovuti a dissesti idrogeologici i fenomeni riconosciuti e tenendo conto delle nuove interpretazioni presenti in bibliografia delle forme strutturali osservabili sull'Amiata, è stato possibile escludere la presenza di fenomeni di espansione vulcanica che interessano l'area.

Nel bacino del fiume Cornia sono state individuate due aree soggette a subsidenza, una nella porzione di monte del bacino stesso, dove sono concentrati i maggiori campi geotermici regionali, e nella pianura di Piombino, a SE del paese di Venturina.

L'area dei campi geotermici presenta una marcata subsidenza, con velocità di abbassamento concentriche crescenti, che raggiungono il loro massimo, con valori fino a 35 mm/anno, nel comune di Sasso Pisano, dove è stato trivellato il pozzo più profondo dell'area.

Nei pressi di Venturina la combinazione geometrica dei PS ha permesso di confermare la presenza dei fenomeni di subsidenza a SE del paese già noti e studiati in precedenza.

In accordo con quanto proposto da Eurotec (2005), il massimo di abbassamento è stato individuato tra le località Banditelle e Campo all'Olmo, dove sono stati calcolati abbassamenti fino a circa 10 mm/anno.

Tali valori risultano leggermente inferiori a quelli stimati in precedenza, questo può essere imputabile alla diversa lunghezza degli intervalli temporali utilizzati per determinarli.

Nell'area di Venturina è stato possibile anche ricostruire le velocità verticali di deformazione del terreno per il periodo 1992-2001, mettendo in luce come gli abbassamenti siano diminuiti nel tempo, passando da circa 14 mm/anno a circa 10 mm/anno, per la zona di maggior subsidenza.

L'analisi interferometrica condotta su queste tre aree, oltre ad aver permesso la caratterizzazione spazio-temporale dei fenomeni individuati, ha costituito anche una verifica dell'attendibilità dei dati del PST-A, che hanno fornito risultati compatibili con quelli presentati in lavori precedenti per tutte le zone studiate e sono quindi risultati essere un ottimo strumento per eseguire analisi sia di dettaglio che a grande scala.

Questo ha permesso di tentare una mappatura a scala regionale dei fenomeni di subsidenza, in quanto ad oggi esistono vari lavori che analizzano singoli fenomeni di varie estensioni, ma manca una loro mappatura generale.

Il riconoscimento delle aree in abbassamento è stato fatto procedendo alla scomposizione degli spostamenti registrati dal satellite Envisat, così da identificare le aree con deformazioni prevalentemente verticali.

Questa procedura ha portato al riconoscimento di varie aree soggette a subsidenza, alcune delle quali già note e descritte in lavori precedenti, come il Mugello, l'area dei campi geotermici a monte del bacino del Cornia, il Valdarno medio e inferiore.

I risultati raggiunti in questo modo sono poi stati controllati manualmente, individuando una serie di aree in subsidenza di piccola estensione, che sono state organizzate in un *database*, in cui, a ciascuna di esse, sono state associate informazioni quali le loro estensioni e le velocità medie di abbassamento.

Confrontando i risultati di questa analisi con quelli ottenuti in lavori precedenti, sono apparse alcune differenze, soprattutto per il Valdarno medio.

Quest'area fino alla fine degli anni novanta risultava essere interessata da una diffusa subsidenza che si estendeva dalla provincia di Pistoia fino a quella di Firenze.

Le analisi condotte hanno mostrato come negli ultimi anni questa situazione sia cambiata, in particolare per la zona pratese, dove si è avuta un'inversione del trend deformativo, passando da abbassamenti superiori a 3 mm/anno a sollevamenti di circa 3 mm/anno.

Anche nella provincia di Firenze si è avuta una modifica del quadro deformativo, con una riduzione delle aree in subsidenza e delle loro velocità di abbassamento, infatti si è passati di un fenomeno che coinvolgeva tutta l'area al confine con la provincia di Prato ad una serie di aree isolate con tassi di abbassamento ridotti rispetto agli anni precedenti.

Diversamente nell'area di Pistoia è stato osservato un aumento delle velocità di abbassamento del terreno di circa 10 mm/anno, con un'estensione del fenomeno circa invariata.

Per quanto riguarda il Valdarno inferiore sono stati osservati vari fenomeni che interessano l'area, concentrati nelle zone dove le attività produttive utilizzano ingenti quantità di acqua, come le concerie tra S. Croce sull'Arno e Pontedera o le cartiere di Bientina.

In quest'ultima area è stata osservata una geometria del fenomeno diversa da quelle precedenti, dove si riconosceva una struttura conica degli abbassamenti, con i maggiori gradienti della subsidenza sono concentrati ai margini della pianura e con deformazioni circa costanti al centro.

In conclusione questo lavoro ha permesso di caratterizzare una serie di fenomeni di dissesto idrogeologico nel territorio regionale e, contemporaneamente, di verificare la validità dei dati del PST-A.

Attraverso le esperienze acquisite durante queste analisi, è stato poi possibile procedere alla prima mappatura a scala regionale dei fenomeni di subsidenza, che ha permesso di riunire le informazioni su questo fenomeno che interessa molteplici aree della Toscana.

## 9 BIBLIOGRAFIA

- Batini F., Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Pandeli E. (2003); *Geological features of Larderello-Travale and Mt.Amiata geothermal areas (southern Tuscany, Italy)*. Episodes, vol. 23, pp 239-244.
- Bartolini C., Palla B., Pranzini E. (1989); Studi di geomorfologia costiera: il ruolo della subsidenza dell'erosione litoranea della pianura del Fiume Cornia. Boll. Soc. Geol. It. 108, pp 635-647.
- Bell J.W., Amelung F., Ferretti A., Bianchi M., Novali F. (2008) - Permanent scatterer InSAR reveals seasonal and long-term aquifer-system response to groundwater pumping and artificial recharge. Water Resources Research, 44, doi:10.1029/2007WR006152.
- Bertini, G., Cameli, G.M., Costantini, A., Decandia, F.A., Dini, I., Elter, F.M., Lazzarotto, A., Liotta, D., Pandeli, E., Sandrelli, F. (1994); *Structural features of southern Tuscany along the Monti di Campiglia-Rapolano Terme cross-section*. Mem. Soc. Geol. It., vol. 48, pp 51-59.
- Bertini G., Pandeli E., Principe C., Manzella A. (2008); *Tettonica gravitativa nell'area del Monte Amiata: analisi e commenti*. Rapporto interno IGG-CNR n.10477.
- Borgia A., Delaney P.T., Denlinger R.P., (2000), *Spreading volcanoes, Annual Review of Earth Planetary Sciences*, v. 28, p. 539-70.
- Borgia A., Tizzani P., Solaro G., Manzo M., Casu F., Luongo G., Pepe A., Bernardino P., Fornaio F., Sansosti E., Riciardi, Fusi N., Di Donna G., Lanari R., 2005. *Volcanic spreading of Vesuvius, a new paradigm for interpreting its volcanic activity*. Geophysical Research Letters, v. 32, L03303, doi:10.1029/2004GL022155.
- Borgia A., Grieco G., Brondi F., Badali M., Merle O., Pasquarè G., Martelli L., di Nardo T., (2006) *Shale diapirism in the Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennine, Bologna, Italy*. Journal of Geophysical Research, vol. 111, 25 PP., doi:10.1029/2004JB003375.
- Bossio, A., Costantini, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F. (1993): *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano*. Memorie Società Geologica Italiana, 49, pp 17-98.
- Brenning A. (2005) - Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5, pp 853-862.
- Brugioni M., Menduni G., Montini G. (2007) - Analisi dei fenomeni di subsidenza nel bacino del fiume Arno tramite l'utilizzo della tecnica di interferometria satellitare PSInSAR. Pubb. AdB Arno, 4 pp. ([http://www.adbarno.it/rep/biblio/articolo\\_arpa.pdf](http://www.adbarno.it/rep/biblio/articolo_arpa.pdf))
- Buchignani V., Lombardi S., Rizzo S., Toro B. (2004) – *Il sinkhole di Camaiore*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole", Roma, 139-157
- Bürgmann R., Hilley G.E., Ferretti A. (2006) - Resolving Vertical Tectonics in the San Francisco Bay Area from Permanent Scatterer InSAR and GPS Analysis. Geology, 34, pp 221-224.

- Caine, N., (1980) - The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flows. *Geogr. Ann.* 62 (1– 2), 23–27.
- Calamai A., Cataldi R., Squarci P., Taffi L., (1970) - *Geology, Geophysics and Hydrogeology of the Monte Amiata Geothermal Fields*. *Geothermics*, v. 1, 150 pp
- Canuti P., Casagli N., Ermini L., Fanti R., Farina P. (2004) - *Landslide activity as a geoinicator in Italy: significance and new perspectives from remote sensing*. *Environmental Geology*, 45 (7), pp 907-919.
- Canuti P., Casagli N., Catani F., Farina P. (2005a) - *Landslide hazard mapping at a basin scale using remote-sensing data and neural networks*. 4th International Symposium on Landslide Risk Mitigation and Protection of Cultural and Natural Heritage. Kyoto (Japan), 15-16 January 2005. International Consortium on Landslides (ICL).
- Canuti P., Casagli N., Farina P., Ferretti A., Marks F., Menduni G. (2005b) - *Land subsidence in the Arno river basin studied through SAR interferometry*. Proc. of SISOLS 2005, Seventh International Symposium on Land Subsidence. Shanghai, China, 23-28 October 2005, 1, pp 407-416.
- Canuti P., Casagli N., Farina P., Ferretti A., Marks F., Menduni G (2006); *Analisi dei fenomeni di subsidenza nel bacino del fiume Arno mediante interferometria radar*. *Giornale di Geologia Applicata*, 4, pp 131-136.
- Casagli N., Colombo D., Ferretti A., Guerri L., Righini G. (2008) - *Case Study on Local Landslide Risk Management During Crisis by Means of Remote Sensing Data*. Proceedings of the First World Landslide Forum, Tokyo Japan.
- Chen F, Lin H., Zhang Y., Lu Z. (2012) – Ground subsidence geo-hazards induced by rapid urbanization: implications from InSAR observation and geological analysis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 12, 935-942.
- Cigna F., Bianchini S., Casagli N. (2012) - How to assess landslide activity and intensity with Persistent Scatterer Interferometry (PSI): the PSI-based matrix approach. *Landslides*, pp 1-17. DOI: 10.1007/s10346-012-0335-7.
- Ciulli B., Dini I., Palmieri F., Rossi A. (2005) - Interpreting Ground Deformation and Microgravity Changes in the Travale-Radicondoli Geothermal Field (Italy). Proceedings World Geothermal Congress, pp 1-7.
- Colesanti C., Ferretti A., Prati C., Rocca F. (2003a) - *Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique*. *Engineering Geology*, pp 3 –14.
- Colesanti C., Allievi J., Ferretti A. (2003b) - Monitorare fenomeni franosi a partire da dati radar satellitari elaborati con la tecnica dei diffusori permanenti. *MondoGIS*, Marzo/Aprile 2003, pp 26-30.

- Colesanti C. & Wasowski J. (2004) - *Satellite SAR interferometry for wide-area slope hazard detection and site-specific monitoring of slow landslides*. Proceedings ninth Intern. Symposium on Landslides, June 28-July 2, 2004, Rio de Janeiro, pp.795-802.
- Colesanti C., Le Mouelic S., Bennati M., Raucoules D., Carnec C., Ferretti A. (2005) - Detection of mining related ground instabilities using the Permanent Scatterers Technique – a case study in the east of France. *International Journal of Remote Sensing*, 26 (1), pp 201-207.
- Colombo D., Farina P., Moretti S., Nico G., Prati C. (2003); Land subsidence in the Firenze-Prato-Pistoia basin measured by means of spaceborne SAR interferometry. Proc. of IGARSS 2003, Toulouse, Francia.
- Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. Turner A.K. & Schuster R.L. (Editors), *Landslides: Investigation and Mitigation: Sp. Rep. 247*, Transportation Research Board, National research Council, National Academy Press, Washington, DC, pp 36-75.
- Curlander J. C., McDonough R. N. (1991) - *Synthetic Aperture Radar Systems and Signal Processing*. New York: Wiley-Interscience.
- D'Amato Avanzi G., Giannecchini R., Puccinelli A., Verani M. (2004 - Assetto geologico e pericolosità da sinkhole in aree urbane: il caso di Camaione (Toscana, Italia) e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel ruolo del territorio ", Roma, pp 331-346.
- Delcroix C., Brown K., Borgia A., Verzellino A., Grieco G., Moratti G. (2006a). *Inquadramento generale dei processi gravitativi profondi (volcanic spreading) sui vulcani*. <http://goo.gl/JV2vf>
- Delcroix C., Brown K., Borgia A., Verzellino A., Grieco G., Moratti G. (2006b). *Rilievo geostrutturale preliminare dell'apparato vulcanico del Monte Amiata*. <http://goo.gl/vz9Ku>
- Di Filippo M., Geri G., Marson I., Palmieri F., Perusini P., Rossi A., Toro B. (1985) - *Exploitation, Subsidence and Gravity Changes in the Travale-Radicondoli Geothermal Field*. Geothermal Resource Council., *Transaction*, Vol.9, p.1, 273-278.
- Di Filippo, M., Dini, I., Marson, I., Palmieri, F., Rossi, A., Toro, B. (1995) - *Subsidence and Gravity Changes Induced by Exploitation in the Travale-Radicondoli Geothermal Field (Tuscany-Italy)*, World Geothermal Congress, 1995, pp 1945-1949.
- Eurotec (2005)- Circondario della Val di Cornia, Controllo dei movimenti altimetrici (Inedito).
- Farina P., Colombo D., Fumagalli A., Gontier E., Moretti S. (2003) - Integration of Permanent Scatterers Analysis and High Resolution Optical Images within Landslide Risk Analysis. FRINGE 2003 – Frascati, pp 1-8.
- Farina P., Colombo D., Fumagalli A., Marks F., Moretti S. (2006a) - *Permanent Scatterers for landslide investigations: outcomes from the ESA-SLAM project*. *Engineering Geology*, v. 88, p.200-217.

- Farina P., Canuti P., Casagli N., Ferretti A., Marks F., Menduini G. (2006b) - *Survey and geological characterisation of land subsidence phenomena in the Lucca plain (Italy) using PSInSAR*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8:07930
- Farina P., Casagli N., Ferretti A. (2007) - *Radar-interpretation of InSAR measurements for landslide investigations in civil protection practices*. First North American Landslide Conference, June 3-8, 2007. Vail, Colorado.
- Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L., Manetti P. (1996). *Volcanological Evolution of the Monte Amiata Volcanic Center, Southern Tuscany, Central Italy: New Geological and Petrochemical data*. ACTA VULCANOLOGICA, vol. 8, pp. 41-56.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., (1999) - *Multibaseline InSAR DEM reconstruction: the wavelet approach*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 37 (2), pp 705– 715.
- Ferretti A., Prati C., Rocca F. (2000a) - *Measuring Subsidence with SAR Interferometry: Applications of the Permanent Scatterers Technique*. Proceedings of the Sixth International Symposium on Land Subsidence, Vol. II, SISOLS2000, 24-29 Settembre 2000, Ravenna, pp. pp 67-79.
- Ferretti A., Prati C., Rocca F. (2000b) - *Non-linear subsidence rate estimation using Permanent Scatterers in Differential SAR interferometry*. Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 38 (5), pp 2202-2212.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F. (2001) - *Permanent Scatterers in SAR interferometry*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 39 (1), pp 8 –20.
- Focardi P, Sbrilli L., Pizzi G. (1992) – *Fenomeni di subsidenza nella pianura del fiume Cornia, conseguenti all'emungimento di acque sotterranee*. Geologia Tecnica & Ambientale, 4, pp 15-28.
- Geri G, Marson I, Rossi A., Toro B. (1982) - *Gravity and elevation changes in the Travale geothermal field (Tuscany) Italy*. Geothermics, 11 (3), pp 153-161.
- Goldstein R. M., Zebker H. A. (1987) - *Interferometric radar measurement of ocean surface currents,* Nature, vol. 328, pp 707–709.
- Goldstein R.M., Engelhardt H., Kamb B., Frolich. R.M. (1993) - *Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antarctic ice stream*. Science, 262 (5139), pp 1525-1530.
- Guzzetti F., Carrara A., Cardinali M., Reichenbach P. (1999) - *Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy*. Geomorphology, 32 (1-4), pp 181-216.
- Guzzetti F. (2000) - *Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy*. Engineering Geology, 58, pp 89-107.

- Hilley G.E, Burgmann R., Ferretti A., Novali F., Rocca F. (2004) - *Dynamics of slow-moving landslides from Permanent Scatterers analysis*. Science, 304 (5679), pp 1952-1955.
- IUGS/WGL (1995) - A suggested method for describing the rate of movement of a landslide. IAEG Bull., 52, pp 75-78.
- Jönsson S., Adam N., Björnsson H. (1998) - *Effects of subglacial geothermal activity observed by satellite radar interferometry*. Geophysical Research Letters 1998,vol.25,n.7,pp 1059-1062.
- Kovaly J. (1976) - *Synthetic Aperture Radar*. Boston, MA: Artech House, 333 pp.
- Lu P., Casagli N., Catani F. (2010) - PSI-HSR: a new approach for representing Persistent Scatterer Interferometry (PSI) point targets using the hue and saturation scale, International Journal of Remote Sensing, 31:8, pp 2189-2196.
- Lu P., Casagli N., Catani F., Tofani V. (2012) - Persistent Scatterers Interferometry Hotspot and Cluster Analysis (PSI-HCA) for detection of extremely slow-moving landslides. International Journal of Remote Sensing, 33:2, pp 466-489.
- Malet J.P. & Maquaire O. (2009) – *Risk Assessment Methods of Landslides*. RAMSOIL Project Report 2.2, Deliverable 2.3.2.4., 29 pp (<http://goo.gl/0agt9>).
- Martini I.P., Sagri M (1993), Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. Earth Research Rev., 34, pp 197-233.
- Massironi M., Zampieri D., Bianchi M., Schiavo A., Franceschini A. (2009) - Use of PSInSAR™ data to infer active tectonics: Clues on the differential uplift across the Giudicarie belt (Central-Eastern Alps, Italy). Tectonophysics, 476, pp 297-303.
- Massonet D., Feigl K., Rossi M., Adragna F. (1994) - Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. Nature, 369, pp 227-230.
- Massonet D., Briole P., Arnaud A. (1995) - New insights on Mount Etna from 18 months of radar interferometric monitoring. Nature 375, pp 567-570.
- Massonet D., Holzer T., Vadon H. (1997) - Land Subsidence Caused by the East Mesa Geothermal Field, California, Observed Using SAR Interferometry. Geophysical Research Letters, vol. 24, n.8, pp 901–904.
- Massonnet D. & Feigl K.L. (1998) - Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Rev. Geophys., 36, pp 441-500.
- MATTM (2009). Linee guida per l'analisi di dati interferometrici satellitari in aree soggette a dissesti idrogeologici, PST-A Lotto 2. (<http://goo.gl/YtEWs>)

- Meisina C., Zucca F., Fossati D., Ceriani M, Allievi J. (2006) - Ground deformations monitoring by using the Permanent Scatterers Technique: the example of the Oltrepo Pavese (Lombardia, Italy), *Engineering Geology*, 88, pp 240-259.
- Meisina C., Zucca F., Conconi F., Verri F., Fossati D., Ceriani M., Allievi J. (2007) - *Use of Permanent Scatterers technique for large-scale mass movement investigation*. *Quaternary International* 171-172, pp 90-107
- Merle O., Borgia A., 1996. *Scaled experiments of volcanic spreading*. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 13805-13817.
- Musson R.M.W., Haynes M., Ferretti A. (2004) - *Space-based tectoning modelling in subduction areas using PSInSAR*. *Seismological Research Letters*, v. 75 (5), pp 598-606.
- Pancioli V., Farina P., (2007). *Analisi dei fenomeni franosi con dati InSAR satellitari: primi risultati del progetto ESA-Terrafirma*. *Giornale di Geologia Applicata 6-A*. pp 101-102.
- Pancioli V., Raetzo H., Campolmi T., Casagli N. (2008). *Terrafirma Landslide Services for Europe based on Space-borne InSAR Data*. *Proceedings of the First World Landslide Forum, Tokyo, Japan*, pp 81-84.
- Pandeli E., Puxeddu M., Gianelli G., Bertini G., Castellucci P., (1988); *Paleozoic sequences crossed by deep drillings in the Monte Amiata geothermal region (Italy)*. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v. 107, pp 593-606.
- Pandeli E, Bertini G, Castelluci P, Morelli M & Orti L (2005). *Geological map of the Montalcino-Amiata area (Southern Tuscany, Italy)*. *Boll Soc Geol It*, v. 3, pp 157 – 165.
- Raucoules D., Le Mouélic S., Carnec C., King C. (2003). *Urban subsidence in the city of Prato (Italy) monitored by satellite radar interferometry*, *Int. J. Remote Sensing*, v.24 (4), pp 891-897.
- Righini G., Del Ventisette C., Costantini M., Malvarosa F., Minati F. (2008) - *Space-borne SAR Analysis for Landslides Mapping in the Framework of the PREVIEW Project*. *Proceedings of the First World Landslide Forum, Tokyo Japan*.
- Rizzo V. & Tesauro M. (2000) – *SAR Interferometry and Field Data of Randazzo Landslide (Eastern Sicily, Italy)*. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, Volume 25, Issue 9.
- Rosen P.A., Hensley S., Joughin I.R., Li F.K., Madsen S.N., Rodriguez E., Goldstein R.M. (2000) - *Synthetic aperture radar interferometry*. *Proc. I.E.E.E.* 88 (3), pp 333-382.
- Rosi A. Segoni S., Catani F., Casagli N. (2012); *Statistical and environmental analyses for the definition of a regional rainfall threshold system for landslide triggering in Tuscany (Italy)*. *J. Geogr. Sci.*, Vol 22(4), pp 617-629.

- Salvi S., Atzori S., Tolomei C., Allievi J., Ferretti A., Rocca F., Prati C., Stramondo S., Feuillet N. (2004) - *Inflation rate of the Colli Albani volcanic complex retrieved by the permanent scatterers SAR interferometry technique*. Geophysical Research Letters, 31, pp 1-4.
- Sbrilli L. (2004); Fenomeni diffusi di sinkholes nella pianura del fiume Cornia soggetta a subsidenza. In: Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio : 1. Seminario. APAT Dipartimento Difesa del Suolo. – Roma, pp 639-649.
- Serri G., Innocenti F., Manetti P., Tornarini S., Ferrara G. (1991); Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area Tosco-laziale-Umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell' Appennino Settentrionale. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale (1991/1), pp 429-463.
- Squarzonzi C., Allemand P., Delacourt C. (2003) – Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR Interferometry. Engineering Geology 68, pp 53-66.
- Stramondo S., Bozzano F., Marra F., Wegmuller U., Cinti F.R., Moro M., Saroli M. (2008); *Subsidence induced by urbanisation in the city of Rome detected by advanced InSAR technique and geotechnical investigations*. Remote Sensing of Environment, Volume 112, pp 3160-3172.
- Strozzi T., Farina P., Corsini A., Ambrosi C., Thüring M., Zilger J., Wiesmann A., Wegmüller U., Werner C. (2005) – *Survey and monitoring of landslide displacements by means of L-band satellite SAR interferometry*. Landslides 2005 vol.2, n.3, pp 193-201.
- Teatini P., Castelletto N., Ferronato M., Gambolati G., Janna C., Cairo E., Marzorati D., Colombo D., Ferretti A., Bagliani A., Bottazzi F. (2011) - *Geomechanical response to seasonal gas storage in depleted reservoirs: A case study in the Po River basin, Italy*. J. Geoph. Res., 116, DOI:10.1029/2010JF001793.
- Terranova C., Iuliano S., Matano F., Nardò S., Piscitelli E. (2009) – Note tecniche descrittive delle elaborazioni eseguite dal Progetto TELLUS del PODIS PON ATAS 200-2006 sui dati da interferometria differenziale SAR (PSInSAR™) della Regione Campania – Relazione finale di progetto. Febbraio 2009.
- TRE – Tele-Rilevamento Europa S.r.l. (2003) - Analisi di deformazioni superficiali e di movimenti di caposalda mediante elaborazione di dati radar satellitari con la tecnica dei Permanent Scatterers. Maggio 2003. 29 pp.
- Università di Siena (2008). *Studio geostrutturale, idrogeologico e geochimico ambientale dell'area Amiatina*, 10 ottobre 2008, 380 pp. Rapporto interno per la Regione Toscana.
- Van Bemmelen R.W., 1949. *The Geology of Indonesia. General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagos* 1A. The Hague, The Netherlands: Government Printing Office, 732 pp.

Varnes D.J & International Association of Engineering Geology Commission on Landslides and Other Mass Movements (1984) - *Landslide hazard zonation: A review of principles and practice*. Natural Hazards, 3, Paris, France. UNESCO, 63 pp.

Van Wyk de Vries B., Merle O., 1998, *Extension induced by volcanic loading in regional strike-slip zones*. *Geology*, v. 26, n. 11, pp 983 – 986.

Vilardo G., Ventura G., Terranova C., Matano F., Nardò S. (2009) - Ground deformation due to tectonic, hydrothermal, gravity, hydrogeological, and anthropic processes in the Campania Region (Southern Italy) from Permanent Scatterers Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Remote Sensing of Environment*, 113 (1), pp 197-212.