



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

SEDE AMMINISTRATIVA: UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

CICLO XXVI

L'UTILIZZO DELL'INTERFEROMETRIA RADAR SATELLITARE NELLA CARATTERIZZAZIONE DEI FENOMENI FRANOSI A DIFFERENTI SCALE D'INDAGINE

Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. Massimiliano Zattin

Supervisore: Dott. Mario Floris

Dottoranda: Anna De Agostini

INDICE

RIASSUNTO - ABSTRACT	I
1. INTRODUZIONE	1
2. METODOLOGIE	5
2.1 IL TELERILEVAMENTO	7
<i>Breve storia del telerilevamento</i>	7
2.1.1 <i>Sensori e piattaforme per il telerilevamento</i>	9
2.1.2 <i>Telerilevamento da terra</i>	10
<i>Laser Scanning</i>	10
<i>Fotogrammetria Terrestre</i>	11
<i>Interferometria Terrestre</i>	14
2.1.3 <i>Telerilevamento da aereo</i>	15
<i>Immagini ottiche aeree ed ortofoto</i>	16
<i>LIDAR</i>	16
2.1.4 <i>Telerilevamento da satellite</i>	18
<i>I satelliti</i>	20
2.2 IL TELERILEVAMENTO RADAR	24
<i>Geometria di acquisizione del RADAR</i>	27
<i>Distorsioni geometriche</i>	31
<i>Distorsioni radiometriche</i>	34
<i>Polarizzazione dell'onda elettromagnetica</i>	35

2.3 IL TELERILEVAMENTO CON RADAR AD APERTURA SINTETICA (SAR)	37
2.4 L'INTERFEROMETRIA SATELLITARE SAR	41
<i>Geometria di acquisizione del SAR</i>	43
<i>Cos'è la fase interferometrica</i>	45
<i>I fattori che influenzano la qualità della fase interferometrica</i>	46
2.4.1 <i>Fasi per la preparazione delle immagini SAR</i>	48
2.4.2 <i>Fasi del processo interferometrico</i>	51
2.5 L'INTERFEROMETRIA DIFFERENZIALE	58
2.5.1 <i>Persistent Scatterers (PS)</i>	59
2.5.2 <i>Small Baseline Subset (SBAS)</i>	61
2.6. APPLICAZIONE DELLE TECNICHE DINSAR ALLO STUDIO DEI MOVIMENTI FRANOSI	65
2.7 IL RILEVAMENTO CLASSICO (DATI E INDAGINI DI TERRENO PER LO STUDIO DEI FENOMENI FRANOSI)	71
3. SCALA REGIONALE - VAL D'AGNO	73
3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE	74
3.2 MAPPE DI LAYOVER E SHADOW	78
3.3 FATTORI MORFOLOGICI LIMITANTI	81
3.4 INVENTARIO DEI FENOMENI FRANOSI (IFFI)	84
4. SCALA DEL VERSANTE - ROVEGLIANA	85
4.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE	87

4.2 ANALISI DINSAR.....	91
<i>Parametri tecnici del processamento interferometrico.....</i>	<i>91</i>
<i>Risultati.....</i>	<i>93</i>
4.3 CARATTERIZZAZIONE SPAZIALE DEI FENOMENI FRANOSI.....	96
4.4 CARATTERIZZAZIONE TEMPORALE DEI FENOMENI FRANOSI.....	99
5. SCALA LOCALE - PREZZO.....	112
5.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE.....	114
5.2 I DATI DI TERRENO.....	125
5.3 I DATI LIDAR.....	128
5.4 I DATI DINSAR.....	130
<i>Parametri tecnici del processamento interferometrico.....</i>	<i>131</i>
<i>Risultati.....</i>	<i>133</i>
6. CONCLUSIONI.....	141
BIBLIOGRAFIA.....	147

RIASSUNTO

Nel presente lavoro sono riportati i risultati sulle potenzialità di applicazione e sull'interpretazione dei dati interferometrici, ottenuti attraverso le tecniche avanzate DInSAR (*Differential Synthetic Aperture RADAR Interferometry*), ai fini dell'analisi della franosità a diverse scale d'indagine. Le immagini SAR dei satelliti ERS 1, ERS 2 ed ENVISAT, sono state processate tramite le tecniche *Persistent Scatterers* (PS) e *Small Baseline Subset* (SBAS) utilizzando il software SARscape®.

Alla scala del bacino è stato eseguito uno studio di fattibilità per individuare i fattori che limitano la possibilità di ottenere informazioni dal trattamento interferometrico dei dati SAR. L'area analizzata è la Val d'Agno, una valle situata nella parte nord-occidentale della provincia di Vicenza, caratterizzata da pendenze medie comprese tra 20° e 30° e da versanti principalmente orientati verso i quadranti orientali. Le aree affette da distorsioni geometriche (*layover* e *shadow*) sono state combinate con i fattori morfometrici (pendenza ed esposizione) e con le carte di uso del suolo, per capire quali fattori limitano l'applicazione delle tecniche interferometriche. I risultati mostrano che le aree del bacino in cui non è possibile ottenere informazioni sono molto limitate e l'acquisizione di dati SAR è ostacolata principalmente da elevati valori di pendenza. Confrontando le frane presenti nel catalogo IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi d'Italia), con le aree in *layover*, si ottengono risultati favorevoli all'utilizzo delle tecniche DInSAR nell'area della Val d'Agno.

Alla scala del versante sono stati analizzati i risultati ottenuti dall'analisi PS ed SBAS delle immagini sia ascendenti che discendenti dei satelliti ERS e d ENVISAT al fine di valutare l'evoluzione temporale e lo stato di attività dei fenomeni franosi nell'area di Roveglia, situata nella parte nord-orientale della Val d'Agno. Le tecniche interferometriche hanno individuato molti target in movimento, anche se l'area è molto boscata e ciò ha permesso di indentificare nuovi fenomeni franosi, oltre a quelli presenti nel catalogo IFFI.

Le informazioni derivanti dai dati interferometrici, congiuntamente all'analisi geologica-geomorfologica e alla fotointerpretazione delle immagini aeree ottiche, hanno agevolato la delimitazione delle instabilità. Le serie degli spostamenti derivanti dai processamenti PS ed SBAS dello *stack* di immagini SAR ha reso possibile la definizione dei tempi di ritorno di alcune frane. Soprattutto i dati SBAS sono stati utili a questo scopo poiché presentano una minore oscillazione dei valori di spostamento rispetto ai dati PS e quindi permettono l'individuazione di periodi di stasi e di accelerazione del movimento franoso.

Alla scala locale, l'area studio di Prezzo (valle delle Giudicarie, Trento), si è dimostrata ideale per l'integrazione delle metodiche DInSAR con i dati LIDAR, la fotointerpretazione ed i rilievi geologici. La frana di Prezzo è un movimento traslazionale studiato dal Servizio Geologico della Provincia di Trento fin dal 1999 con GPS e mire ottiche. Si sono potuti confrontare i dati di spostamento PS con i dati del monitoraggio terrestre scoprendo una quasi perfetta correlazione tra le velocità dei due metodi e validando così i dati interferometrici. La frana di Prezzo è soggetta a fenomeni di *layover* in modalità discendente, perciò i dati di velocità calcolati con l'analisi PS si riferiscono a spostamenti lungo la LOS ascendente. La corrispondenza dei valori è dovuta al fatto che il movimento di frana è quasi parallelo alla direzione della LOS e perciò quasi tutto il movimento reale è misurato dall'analisi interferometrica. Questo a sottolineare che la buona riuscita di un'analisi interferometrica differenziale dipende da molti fattori tra cui la relazione tra movimento, angolo di vista del satellite e direzione LOS. Inoltre, gli scatteratori individuati dall'analisi PS, identificano molto bene l'area instabile caratterizzata da velocità comprese tra 20 e 5 mm/anno, da quella stabile (dato sempre confermato dalla rete GPS e da quella ottica).

Nella comprensione della dinamica delle aree instabili la frequente mancanza di dati relativi all'evoluzione temporale ed anche spaziale degli spostamenti rappresenta un limite per la loro caratterizzazione. L'analisi interferometrica delle immagini RADAR satellitari offre il grande vantaggio di fornire vent'anni (dal 1992 ad oggi) di dati relativi agli spostamenti delle aree instabili. I limiti imposti dalla stessa tecnica (decorrelazioni temporali e spaziali, misure lungo LOS), dalla

morfologia del territorio (*aspect e slope*) e dalla tipologia di movimento (velocità), ostacolano la sua applicazione, che deve essere valutata di volta in volta, in funzione dei limiti sopra brevemente elencati. Per questo motivo, il dato interferometrico satellitare non sostituisce le altre metodologie di telerilevamento o le indagini in sito, ma opportunamente integrato ad esse, aumenta le potenzialità e le possibilità di una corretta analisi dei processi d'instabilità dei versanti.

ABSTRACT

Slope processes are a many-sided issue, related to many interconnected factors, which need different approaches to be fully understood. Different investigation methods need different observation scales depending on their limits and data availability. Classical field tools (such as GPS stations, piezometers and inclinometers) and geological surveys represent an effective approach to landslide investigations also allowing a sub-surface knowledge; but data collection starts only from the beginning of survey. Air-borne and space-borne remote sensing techniques allow both, small and large scale analysis. Air-borne data are available from the 50's but their acquisitions are discontinuous in time; space-borne SAR (Synthetic Aperture RADAR) data are available from 1992 (ERS-1 mission) until now, providing twenty years of information about land and object displacements but their application in landslide analysis need an in depth study.

This research aimed to investigate the potential for satellite A-DInSAR (Advanced Differential Interferometric Synthetic Aperture RADAR) techniques in landslide identification and characterization, in addition to airborne or terrestrial investigations and geological field surveys. I worked mainly on applicability and interpretation of A-DInSAR techniques at different scale: regional scale (Agnone Valley), large slope scale (Roveglia), and single slope scale (Prezzo landslides).

The satellite remote sensing techniques called A-DInSAR includes Small Baseline Subset (SBAS) (Berardino et al., 2002) and Persistent Scatterers (PSInSAR) (Ferretti et al., 2001) algorithms. The main advantages of these techniques are: i) availability of 20-years of data and possibility of reconstruct displacements dataset; ii) application on small and large observation scale. The main limits of advanced DInSAR techniques are temporal decorrelation and geometrical distortions. Temporal decorrelation is due to changes of electro-magnetic response of objects with time caused by atmospheric phenomena or anthropic changes or vegetation growth. Satellite look angle of 23.3° (for used ERS and ENVISAT images) and right side-looking acquisitions mode, are the responsible for geometric distortions

effects: layover and shadow. These effects, together with aspect and inclination of slopes, need to be taken into account before starting an investigation of mountainous area, because slope instability processes could be located in area affected by layover or shadow effects. Another issue to consider in landslide analysis with A-DInSAR techniques is the measurement of displacement along the radar-target line of sight that provides a 1D displacement velocity. The 3D velocity problem (W-E, N-S, vertical directions) can be solved using both, ascending and descending images.

Airborne remote sensing methods, LIDAR (LIght Detection and Ranging) and optical images photo-interpretation permit to trace the outline of slope instabilities, to classify their characteristics (state of activity, frequency, etc.) and to identify geological and tectonic settings of landslide prone areas. But, their discontinuous acquisitions lead to low precision in displacement measurements.

Terrestrial remote sensing techniques (laser scanning, Ground-Based-InSAR, photogrammetry, GPS station) permit large scale investigations, seeking out details of the instability phenomena; they represent a useful complement to conventional field mapping and rock mass discontinuity characterization. These methods are a useful approach because allow i) investigating vertical rock face, which is not detected by satellite InSAR or airborne techniques and ii) the construction of detailed 3D model and 3D displacement data of the phenomena. In contrast they need long and hard-working data collection.

In the end, geological-geomorphological and geotechnical field surveys allow to verify and complete the data collected using techniques described before, sometime discovering new important details such as geological settings predisposing to landslide.

Regional scale analysis illustrates a feasibility study on the limits of A -DInSAR applicability in landslide phenomena analysis. Layover and shadow maps (LS map) of Agno basin were combined with morphological characteristics (slope and aspect) and land use data. The Agno Valley is located in the NW sector of Vicenza Province. The valley is characterized by gentle relief (only NW part present high relief over 1500 m and slope over 40°), the mean altitude is 600-700 m. The main

morphometric features are easterly aspect and slope values between 10° and 30°. Rotational/translational slides and slow flows are the common landslide types.

The two LS maps, one for ascending and one for descending acquisition mode were created. These maps show the areas affected by geometric distortions, which are devoid of RADAR information and are unusable for instability processes investigations (17.8% of total Agno Valley area for descending track and 11% for ascending one). Combining ascending and descending LS maps, only 1.3% of Agno Valley is simultaneously affected by LS distortions; therefore these areas cannot be investigated through interferometric techniques (using ERS-1/2 and ENVISAT images with incidence angle of 23.3°). Focusing on relationship between aspect/slope factors and visible area, it has been analysed slope and aspect index (normalized invisible areas divided by normalized visible areas for each class) for both ascending and descending acquisition mode. When the index is greater than one, the number of invisible pixels is greater than the visible ones. The results show that slope values greater than 30° are the main morphometric limit for the application of InSAR techniques, whereas the aspect class that hindered the use of InSAR methods on instability characterisation is the East one for descending orbit and West ones for descending track.

Comparing land use data and LS maps, the results show that 44% of visible area fall into woody area, the 11% is part of urban zone and 22% fall within grass land class. Therefore a big percentage of visible pixels fall into “problematic” land use classes for interferometric processing: woody and grass land areas have low density of PS and SBAS data, due to the sparse presence of scatters. Regarding Italian Landslide Inventory, the 18.2% of mapped landslides are hit by layover effect in descending track, whereas the 10.2% is “not visible” in ascending images and only 1.4% of known instable phenomena is totally “invisible” to both descending and ascending track. These results show a good inclinations of Agno Valley to be investigated by interferometric way.

For the large slope analysis, time-series displacement datasets derived from SBAS and PS interferometric processing of ERS and ENVISAT images (ground pixel resolution of 25x25m) were analysed to evaluate the real contribute of these two

innovative techniques and to determine the state of activity of landslide phenomena affecting Rovegliana area (North sector of Agno Valley). Several time-consuming interferometric processing were conducted to find out the best interferometric-procedure parameters to process mountainous and vegetated areas such as the test areas. Rovegliana slope is mainly affected by rotational, translational and shallow movements that involve mainly the quaternary deposits and fractured rocks and no displacement data are available. Due to quite large extension of total area affected by landslides (4 Km²), and to high density of vegetation, field detection methods (eg. GPS, laser scanning) and the aerial ones, are expensive and time-consuming.

PS and SBAS data, obtained from interferometric processing, were very helpful in this morphologic context. In fact, the presence of scattering houses on the entire slope, facilitated the unwrapping step of interferometric processing, although the presence of vegetated areas. PS data allowed the identification of new landslides, not previously recognized in the Landslide National Inventory. PS data also helped following geological-geomorphological investigations and historical aerial optical images analysis finalised to the delimitation of these new instabilities. Moreover, satellite DInSAR data helped to defined the state of activity and, in some cases, the return time of landslides.

The large slope scale case of Rovegliana demonstrated that interferometric techniques can help in the identification and characterisation of the landslide processes in those areas where: i) vegetation is strongly present, ii) the extension of instable area is too large for classical methods (GPS or laser scan) iii) a displacement dataset is absent or deficient, and iv) geologic or morphologic evidence are lacking.

At the single slope analysis, Prezzo landslides (Giudicarie Valley, Trento) were analysed via PS and SBAS techniques, LIDAR data and field surveys. The interferometric processing were computed using ERS and ENVISAT ascending images because the LS map of descending images highlights layover effect on Prezzo area. Thus, the capability of interferometric techniques to gain 3D displacement data is null. But the ascending LOS is quasi-parallel to landslide movement, so the assumption that LOS velocity data detect the real displacement

can be done and it was supported by the final results. Moreover, ERS ascending dataset has many corrupted and unprocessable images, and available images (19) were not sufficient to compute PS processing. Both, PS (2004-2010) and SBAS (1995-2010) data distributions, show a clear identification of the unstable area on Prezzo village, where the houses represent good scatterers, but outside the village, where trees and grass land prevail, data density is very low.

In the case of Prezzo landslide GPS and interferometric data were compared to demonstrate the good capability of PS and SBAS to detect the displacement velocity and to identify different displacement zones. The high resolution of LIDAR data improved the geological, geomorphological and structural field surveys allowing a complete analysis of the landslide process.

The parallel use of different remote sensing methods supported by field data, demonstrate that A-DInSAR data can improve a reliable identification and delimitation of landslide areas and the history of its displacements. Satellite remote sensing techniques allowed to overcome the usual drawbacks of conventional field detection and classical monitoring methods (e.g. GPS, laser scanning, optical photo, LIDAR), especially when used over small and medium areas (up to 5-6 km²). Furthermore, the twenty years of interferometric data allow the definition of long displacements dataset permitting to evaluate temporal evolution of instabilities, also when a monitor system is lacking or incomplete. But in some cases, for example high velocity phenomena or steep slope location, terrestrial remote sensing detection is needed to outpace the intrinsic limits of satellite InSAR and airborne techniques. Therefore a simultaneous use of satellite, airborne, terrestrial and field data can lead to a complete landslide identification and characterizations reducing the costs and the spending-time of the analysis.

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

La stessa definizione di fenomeno franoso (“movimento di roccia, detrito e/o terra lungo un versante, sotto l’influenza della gravità”; Varnes, 1958; Cruden, 1991, Crozier, 1999) pone l’accento sul processo (franso) piuttosto che all’oggetto in se (la frana). Questo fa capire come sia necessario conoscere a fondo le caratteristiche spaziali (cioè gli aspetti geologici *s.l.*) e le caratteristiche dell’evoluzione temporale, del processo franoso, per poterlo descrivere in modo preciso riguardo a stato e stile di attività, velocità, direzione e frequenza di movimento.

Il presente lavoro di ricerca ha l’obiettivo di studiare la dinamica dei versanti (spaziale e temporale) a diverse scale d’indagine, attraverso l’approfondimento delle potenzialità e dei limiti delle tecniche satellitari di Interferometria Differenziale con RADAR ad Apertura Sintetica (DInSAR). Le metodologie interferometriche sono state integrate con altre tecniche di telerilevamento (terrestre ed aereo) e alle classiche indagini di campagna (geologiche, geomorfologiche e strutturali) per conseguire una completa caratterizzazione dei movimenti franosi e per completare, verificare e validare il dato interferometrico satellitare.

L’Italia è particolarmente vulnerabile dal punto di vista idrogeologico a causa delle sue caratteristiche litologie e strutturali e le frane sono diffuse su tutto il territorio nazionale. Il rapporto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia) pubblicato nel 2007, ha censito circa 482.300 frane che equivalgono al 6,8% del territorio nazionale. Il 70,5% dei comuni italiani è affetto da movimenti franosi ed il 2% della popolazione è a rischio frana. Il costo complessivo dei danni dovuto al rischio idrogeologico dal 1944 al 2012 è pari a 61,5 miliardi di euro (il costo tiene conto delle spese per l’emergenza e il pronto soccorso, per la ricostruzione post evento delle opere infrastrutturali e del patrimonio edilizio danneggiato o distrutto,

nonché dei contributi finalizzati alla ripresa delle attività economiche interrotte)(Rapporto ANCE/CRESME, 2012). La redazione di carte della pericolosità rappresenta l'elemento conoscitivo iniziale e forse più importante, per la pianificazione territoriale, in quanto contiene informazioni sullo stato di dissesto di un'area e sulla vocazione di un territorio al dissesto, imponendo su di essa vincoli e limitazioni d'uso (Giuntini, 2005).

Per questi motivi, è importante mettere appunto tecniche efficaci per la caratterizzazione spaziale e temporale delle aree instabili presenti in un determinato territorio. Questo può essere fatto tramite la ricerca di notizie storiche, tramite i classici rilevamenti di campagna, analizzando i dati delle campagne di monitoraggio svolte nell'area od attraverso l'interpretazione delle foto ottiche aeree e satellitari disponibili, le prime dai primi anni '50 e le seconde dagli anni '90.

Ognuna di queste metodologie presenta però delle problematiche dovute, ad esempio, all'incertezza delle notizie giornalistiche o delle interviste, all'impossibilità di quantificare una precisa velocità di movimento tramite le foto aeree o all'obliterazione della vegetazione, o alla frequente assenza di dati di monitoraggio degli spostamenti perché le campagne di monitoraggio richiedono denaro e tempo.

Il limite dell'aggiornamento cartografico è stato superato nel tempo con l'avvento e la rapida evoluzione, dei Sistemi Informativi Territoriali (S.I.T.) o meglio conosciuti come Geographical Information Systems (G.I.S.), che hanno permesso il superamento delle difficoltà dovute all'aggiornamento della cartografia per la definizione spaziale degli eventi.

La problematica dell'acquisizione di dati sull'evoluzione dei movimenti franosi può essere potenzialmente risolta e/o ridotta con l'utilizzo delle tecniche di DInSAR che, sfruttando il periodico passaggio dei satelliti sopra la medesima area, individuano spostamenti della superficie terrestre anche dell'ordine dei mm/anno. Quindi è possibile, in via teorica, ricavare una serie temporale delle velocità di spostamento degli oggetti individuati tramite analisi interferometrica delle immagini satellitari acquisite con RADAR ad apertura sintetica (InSAR). Tali immagini sono disponibili dal 1992 con il lancio del satellite ERS 1 (*Earth Resources Satellite*) da parte dell'agenzia spaziale europea, ESA (*European Space Agency*).

Successivamente il satellite gemello ERS 2, lanciato 1995 ed il satellite ENVISAT (*ENVironmental SATellite*), lanciato nel 2001, hanno permesso di continuare e migliorare l'acquisizione di immagini SAR.

Punto focale di questa tesi sarà la comprensione del contributo delle tecniche di interferometria satellitare differenziale, non solo per la ricerca di informazioni spaziali, ma anche per lo studio dell'evoluzione temporali dei fenomeni franosi. Per fare ciò è necessario mettere in relazione i limiti intrinseci di tali tecniche con le caratteristiche morfologiche del territorio analizzato e con la tipologia di frana indagata.

Per analizzare il contributo dell'interferometria satellitare a diverse scale di indagine sono stati scelti tre casi studio. Un primo caso studio ha visto l'approfondimento dell'applicabilità delle tecniche interferometriche a scala regionale mettendo in relazione i limiti imposti dall'acquisizione delle immagini satellitari con la morfologia del territorio. Un secondo caso ha esaminato il contributo dei risultati DInSAR ai fini dell'identificazione e caratterizzazione di movimenti franosi alla scala del versante e, infine, nel terzo caso studio è stato valutato il contributo delle tecniche interferometriche nella caratterizzazione di un singolo fenomeno franoso (scala locale). Negli ultimi due casi studio, inoltre, sono stati applicati altri metodi di telerilevamento e le classiche indagini di campagna, in funzione dei dati disponibili o acquisibili entro certi limiti temporali ed economici ai fini di una completa caratterizzazione dei fenomeni franosi.

Le immagini aeree ottiche, disponibili temporalmente dagli anni '50 e ad un basso costo, hanno fornito informazioni sull'evoluzione dei dissesti, delineando con precisione gli areali in movimento. Il loro limite principale consiste nel non poter estrarre dati accurati circa gli spostamenti avvenuti, poiché le acquisizioni non sono costanti nel tempo. Dove disponibili, i dati aerei LIDAR, grazie al loro alto grado di risoluzione spaziale, hanno consentito l'individuazione degli elementi di controllo principali dei movimenti franosi: la geologia dell'area (es. formazioni argillose o pareti calcaree), la geomorfologia (es. depositi quaternari, lineamenti morfologici, non visibili in campagna) ed i lineamenti tettonici, che spesso costituiscono la causa predisponente per la presenza di un movimento franoso. Sfruttando il potenziale

delle immagini satellitari RADAR (ERS1, ERS2 ed ENVISAT) e delle tecniche interferometriche, si è potuto ricostruire l'evoluzione temporale degli spostamenti, che ha consentito di definire lo stato di attività, la velocità e a volte la frequenza di movimento sia del corpo franoso che degli oggetti coinvolti. I dati interferometrici hanno permesso inoltre, la definizione di zone a diverso carattere evolutivo. L'analisi a scala locale ha rivelato in dettaglio le concrete potenzialità dei dati d'interferometria differenziale satellitare.

Tutte le tecniche di telerilevamento sopra menzionate, non mancano però di alcuni limiti di acquisizione, perciò le informazioni da esse ricavate, richiedono il controllo e l'integrazione da terra. Bisogna cioè non omettere l'utilizzo delle classiche tecniche di rilevamento per poter conoscere il dato raccolto alla maggiore scala possibile: campagne geologiche, geomorfologiche, geomeccaniche ed indagini topografiche GPS o con stazioni totali, aiutano a verificare, correggere e calibrare i dati ottenuti dall'interferometria.

CAPITOLO 2

METODOLOGIA

Le cause che favoriscono, condizionano e determinano la franosità sono molteplici, spesso interconnesse fra loro e, in genere, di complessa parametrizzazione. Per ottenere dati relativi allo spostamento dei corpi franosi e degli oggetti coinvolti, vengono spesso usati strumenti di monitoraggio classici come inclinometri, estensimetri, stazioni GPS (*Global Positioning System*) e stazioni totali. Queste tecniche hanno lo svantaggio di fornire una serie documentata degli spostamenti solo dal momento in cui inizia la campagna di monitoraggio. La loro installazione richiede notevoli investimenti, ma la tecnologia è affidabile e collaudata.

Di fondamentale importanza per la comprensione della dinamica dei versanti è l'utilizzo di dati storici e cioè lo studio multi-temporale del fenomeno. Tale tipologia di analisi in passato era svolta grazie alla grande disponibilità di foto ottiche aeree e di foto ottiche satellitari. Per avere dati di spostamento ancora più accurati oggi ci si può avvalere delle moderne tecniche di telerilevamento satellitare, come l'*interferometria* con RADAR ad apertura sintetica (InSAR), che rappresenta uno strumento in grado di sopperire al deficit d'informazione temporale poiché utilizza l'ampio e continuo archivio di immagini RADAR satellitari, le cui prime immagini appartengono al satellite ERS 1 lanciato nel 1992. I vantaggi offerti dal telerilevamento RADAR satellitare riguardano: i) la possibilità di acquisizione notturna delle immagini, ii) la realizzazione di uno studio temporale del dissesto con dati molto accurati degli spostamenti (accuratezza dell'ordine dei millimetri), iii) il non utilizzo di strumentazione fragile (stazioni GPS, inclinometri, stazioni totali), iv) la possibilità di svolgere studi sia a piccola che grande scala, v) la maggiore economicità complessiva rispetto ai metodi di monitoraggio convenzionali.

In questa tesi di dottorato si è dato maggior rilievo alla comprensione dell'applicabilità e alla validazione delle moderne tecniche di interferometria satellitare differenziale, come *Persistent Scatterers* e *Small Baseline Subset*, al fine della caratterizzazione dei movimenti franosi. Nelle aree in cui la sola interferometria non raggiungeva tale obiettivo, si è provveduto ad integrare lo studio con altri metodi di telerilevamento (aereo e terrestre) e/o con le indagini ed i dati di campagna . Di seguito verrà illustrato il principio di funzionamento delle suddette tecniche.

2.1 IL TELERILEVAMENTO

Con il termine telerilevamento (in inglese *remote sensing*) s'identificano tutte quelle tecniche che permettono di studiare degli oggetti (siano essi edifici o fenomeni ambientali) mantenendosi ad una certa distanza da loro, sfruttando l'interazione tra l'onda elettromagnetica inviata da un sensore e la superficie terrestre (Campbell, 2002; Jensen, 2007).

Breve storia del Telerilevamento

Il telerilevamento nasce con l'invenzione della macchina fotografica analogica. La prima ripresa aerea fu eseguita nel 1858 dal fotografo Gaspar Felix Tournachon, utilizzando un pallone aerostatico con una camera fotografica, ed effettuando le prime riprese della periferia di Parigi. Durante la seconda guerra mondiale la fotografia aerea fu utilizzata nelle ricognizioni del territorio per le operazioni di bombardamento. I satelliti iniziarono il loro sviluppo durante gli anni della guerra fredda tra Stati Uniti d'America ed Unione Sovietica con il lancio nell'ottobre del 1957 del satellite russo Sputnik-1 e nel gennaio del 1958 di quello americano Explorer 1. L'osservazione della Terra per scopi non militari iniziò nel 1960 con il lancio del satellite TIROS (*Television InfraRed Observation Satellite*) utilizzato dall'Ufficio meteorologico statunitense per le previsioni meteorologiche giornaliere. Nel 1965 l'equipaggio della navicella Gemini-IV effettuò i primi scatti dallo spazio della superficie terrestre con l'uso di pellicole a colori naturali. Nel 1964 i sistemi RADAR usati fin dagli anni '30 per scopi militari furono resi pubblici e utilizzabili per scopi civili. Ma fu negli anni '70 che il telerilevamento satellitare iniziò ad espandersi: il lancio del satellite Landsat-1 nel 1972, da parte della NASA, segnò l'inizio dell'epoca spaziale per l'osservazione della Terra e lo studio del territorio, mentre il SEASAT lanciato nel 1978 dalla NASA, è il primo satellite con RADAR ad Apertura Sintetica (SAR) (v. par. 2.3). Attualmente i satelliti impiegati per l'osservazione ed il monitoraggio della Terra sono di proprietà sia di agenzie spaziali, come ESA (*European Space Agency*) ed ASI (Agenzia Spaziale Italiana)(es.

ERS ed ENVISAT, COSMO-SkyMed), che commerciali (es. QuickBird e IKONOS di proprietà dell'americana DigitalGlobe)

In Italia verso la fine degli anni '60, il Consiglio Nazionale delle Ricerche e le Università maturano i primi interessi verso la disciplina del Telerilevamento; la prima cattedra fu istituita al Politecnico di Milano nel 1987 (Politi, 2010). La costellazione di satelliti COSMO-SkyMed, lanciata tra il 2007 ed il 2010, rappresenta il maggior investimento italiano nei sistemi spaziali per l'osservazione della Terra e la sua costruzione è stata commissionata e finanziata dall'ASI (Agenzia Spaziale Italiana) e dal Ministero della Difesa sia per scopi civili che militari (COSMO-SkyMed *System Description*, 2007).

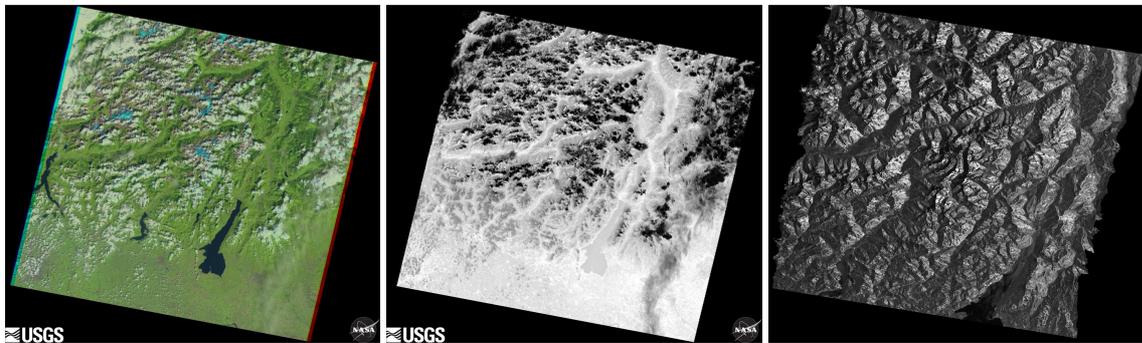


Figura 2.1 - (a) Immagine LandSat 7-ETM nel campo del visibile (b) Immagine LandSat 7-ETM nel campo dell'infrarosso (si notino i laghi di Garda, d'Iseo e di Como); (c) Immagine SAR geocodificata dell'area lombardo-trentina-svizzera (frame discendente n°437 ENVISAT)

2.1.1 SENSORI E PIATTAFORME PER IL TELERILEVAMENTO

I sensori per il telerilevamento possono essere attivi, se lo strumento emette l'onda elettromagnetica e ne riceve la frazione retrodiffusa dall'oggetto osservato, o passivi se lo strumento non emette l'onda elettromagnetica, ma solamente riceve l'energia elettromagnetica diffusa naturalmente dal mezzo osservato (Stramondo *et al.*, 2006). I RADAR (*R*Adio *D*etection *A*nd *R*anging ovvero rilevazione e valutazione della distanza tramite onde radio) sono i sensori attivi più comunemente usati e l'onda elettromagnetica impiegata può avere diverse lunghezze d'onda (λ) che spaziano dal campo delle microonde a quello delle onde radio, con λ comprese tra 1 mm ed il metro (0,3-30 GHz)(*International Telecommunications Union*).

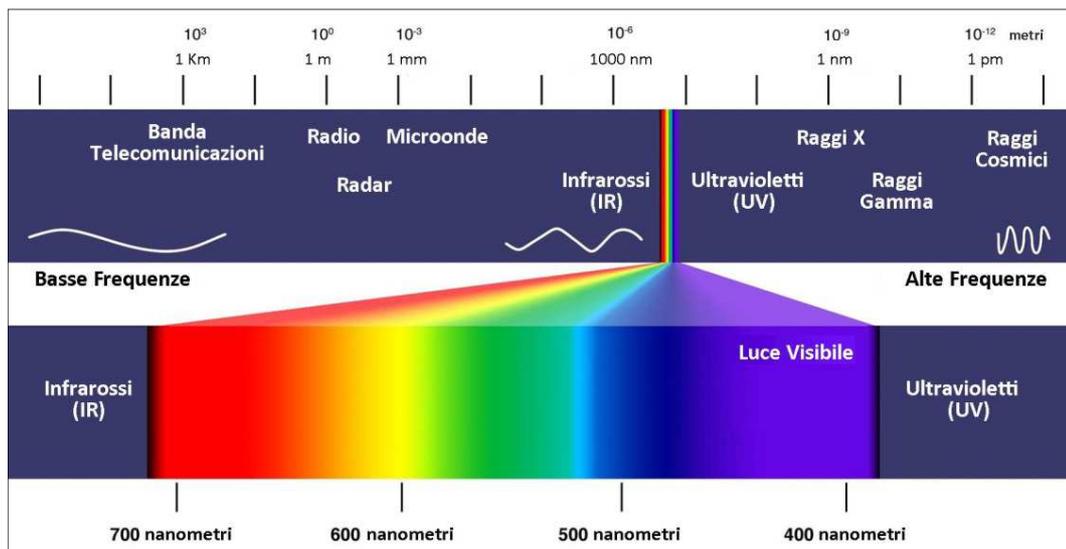


Figura 2.2 – Spettro delle onde elettromagnetiche.

Le caratteristiche del sistema di telerilevamento variano in relazione al tipo di sensore ed alla piattaforma su cui tale sensore è installato. Nel caso di telerilevamento satellitare l'onda elettromagnetica è inviata a terra da un sensore posto su di un satellite che orbita ad una quota di circa 800 km di altezza; nel telerilevamento aereo la distanza sensore-bersaglio è in genere di alcuni chilometri, ed il sensore è posto su un aereo, o su un elicottero, o su un drone, mentre nel caso di telerilevamento da terra la distanza è compresa tra un paio di chilometri e alcune decine di metri (Jensen, 2005).

Da ricordare che nessun sensore è legato al tipo di piattaforma: un laser scanner può essere usato da piattaforma terrestre od aerea, così pure la fotocamera usata in fotogrammetria può essere usata sia dall'operatore a terra che essere installata su di un drone, opportunamente stabilizzato. Anche il sistema LIDAR prevede applicazioni sia da terra che da aereo. Infine i sistemi SAR esistono sia in configurazione terrestre (*Ground-Based InSAR*) che satellitare. In genere, la risoluzione finale è diversa a seconda della distanza tra piattaforma su cui è installato il sensore e bersaglio. Di seguito sono descritte le sopra citate metodologie di telerilevamento.

2.1.2 TELERILEVAMENTO DA TERRA

Le piattaforme terrestri assicurano un rilevamento continuo di una porzione limitata di territorio perciò sono adatte per indagini a grande scala e con alto grado di dettaglio. Per analizzare il contributo del telerilevamento da terra allo studio dei movimenti di versante, sono stati esaminati il Laser Scanner Terrestre e la fotogrammetria terrestre.

Il Laser Scanning Terrestre (TLS - *Terrestrial Laser Scanner*) e la Fotogrammetria Digitale Terrestre (TDP - *Terrestrial Digital Photogrammetry*) rappresentano un innovativo approccio metodologico per lo studio di pareti rocciose instabili (e non solo) perché, forniscono un dato omogeneo e dettagliato, permettendo una valutazione precisa dell'instabilità dell'ammasso roccioso. Recenti studi hanno dimostrato la capacità di questi strumenti di fornire un'adeguata quantificazione dei parametri di discontinuità (Sturzenegger e Stead, 2009; Galgaro, 2011; Pistellato, 2011; Sturzenegger, 2010) e di monitorare fenomeni franosi (Teza *et al.*, 2007). Un altro vantaggio offerto da TLS e TDP è la possibilità di acquisire, in tutta sicurezza, informazioni di luoghi ad alto rischio (es. aree soggette a crolli di roccia) e non facilmente accessibili (es. pareti rocciose verticali), in quanto non è richiesto il posizionamento di alcun sensore o riflettore sulla superficie da indagare.

Laser Scanning Terrestre

I *laser scanners* operano utilizzando in modo attivo un raggio laser per la misura delle distanze, sia con il metodo a impulsi (misura del tempo di volo dell'onda), sia con il metodo delle fasi (misura dello sfasamento tra l'onda emessa e l'onda di ritorno). Uno specchio rotante devia il raggio laser lungo determinate direzioni dello spazio: la conoscenza dell'orientamento spaziale della direzione del raggio laser e la conoscenza della distanza misurata lungo tale direzione consentono il calcolo delle coordinate spaziali del punto.

Il TLS in pratica emette un fascio laser infrarosso, e ne rileva il riflesso sul bersaglio misurandone la distanza sulla base del tempo di volo. Ripetendo l'operazione per molte di volte, si ottiene una nuvola di punti, dove ciascun punto è caratterizzato dalle tre coordinate spaziali x,y,z e da un valore di intensità che

esprime la percentuale di energia riflessa, la quale è funzione dell'umidità e delle caratteristiche fisiche dell'oggetto colpito dal raggio. Attraverso le nuvole di punti è possibile creare modelli superficiali del terreno ed effettuare un'analisi strutturale degli ammassi rocciosi tramite un processo che nella maggior parte dei casi è completamente automatizzato. I modelli laser scanners possono essere resi molto realistici se accoppiati con fotografie digitali dell'oggetto rilevato.

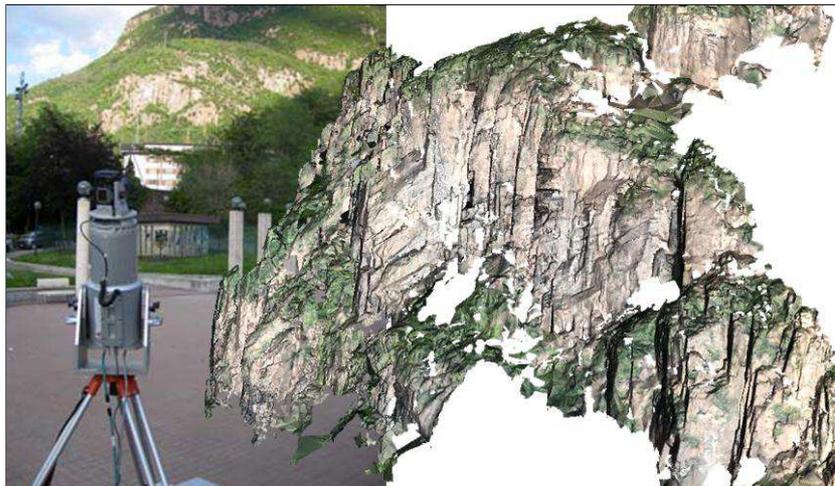


Figura 2.3 - Laser Scanner terrestre e suo modello 3D (www.nhazca.it).

Fotogrammetria Terrestre

La fotogrammetria utilizza la semplice macchina fotografica digitale per ottenere dettagliati modelli 3D di un oggetto: bisogna conoscere le coordinate spaziali di alcuni punti omologhi riconosciuti nelle fotografie ed i parametri di orientazione esterna ed interna della fotocamera. La tecnica si basa sul concetto di parallasse (stereoscopia), cioè sull'apparente spostamento della posizione di un oggetto rispetto a posizionamenti successivi della fotocamera. Nella figura 2.4 il parallasse stereoscopico del punto oggetto A è dato dalla differenza tra le componenti x dei punti immagine a_1 e a_2 . La posizione del punto oggetto A è quindi misurata usando la relazione tra le sue posizioni relative nelle due immagini e i centri di prospettiva della fotocamera. In altre parole, se gli elementi dell'orientazione esterna di due fotocamere con centri di prospettiva O_1 e O_2 sono noti, le coordinate (X_A, Y_A, Z_A) del punto oggetto A possono essere stimate dalle misure delle coordinate sull'immagine (x_1, z_1) e (x_2, z_2) dei suoi punti omologhi a_1 e

a2. La determinazione della posizione nello spazio di un punto, è chiamato *intersezione*.

Per calcolare l'orientazione esterna della fotocamera (processo di *restituzione*) si usano le coordinate di un certo numero di punti riconosciuti nelle immagini. I sei elementi di orientazione esterna di una fotocamera sono le posizioni X, Y e Z dei centri di prospettiva e gli angoli ω , ϕ e κ (fig. 2.4). La restituzione si ottiene utilizzando le coordinate di almeno 7 punti oggetto individuati nella fase di intersezione; un numero maggiore di punti fornisce una certa ridondanza e la capacità di percepire i punti errati. Successivamente, con un algoritmo conosciuto come *bundle adjustment* (o metodo delle stelle proiettive), che utilizza il criterio dei minimi quadrati, si cerca di ottenere la miglior stima dei sei parametri dell'orientazione esterna. Con il processo di restituzione si determina anche la scala del sistema di riferimento.

Un'assunzione cruciale, in entrambi i processi di intersezione e di restituzione, è il principio di *collinearità*, il quale stabilisce che un punto oggetto, il centro di prospettiva e un punto immagine sul piano focale della fotocamera, sono allineati lungo una retta. Per rispettare questo principio, bisogna conoscere l'orientazione interna della fotocamera, poiché, se non viene applicata la correzione della distorsione e degli altri parametri interni, la collinearità non sarà rispettata. I tre principali elementi dell'orientazione interna sono la lunghezza focale e le coordinate x_0 e y_0 del punto principale. Altri parametri includono la distorsione radiale ($K_1, K_2, K_3, \dots, K_n$) e tangenziale (P_1, P_2) della lente. L'orientazione interna è determinata durante un processo chiamato *calibrazione*.

I recenti sviluppi nelle prestazioni dei computer e l'aumento nell'uso delle fotocamere digitali hanno stimolato degli avanzamenti nei software fotogrammetrici permettendo, con un limitato intervento dell'operatore, una veloce costruzione dei modelli 3D e una successiva automatica stima delle caratteristiche geometriche dell'oggetto indagato. Di conseguenza, la fotogrammetria digitale terrestre è diventata disponibile anche ai non esperti e sta trovando diffuse applicazioni nell'ingegneria geotecnica. La risoluzione finale del modello 3D dipende dalla qualità dell'ottica della fotocamera.

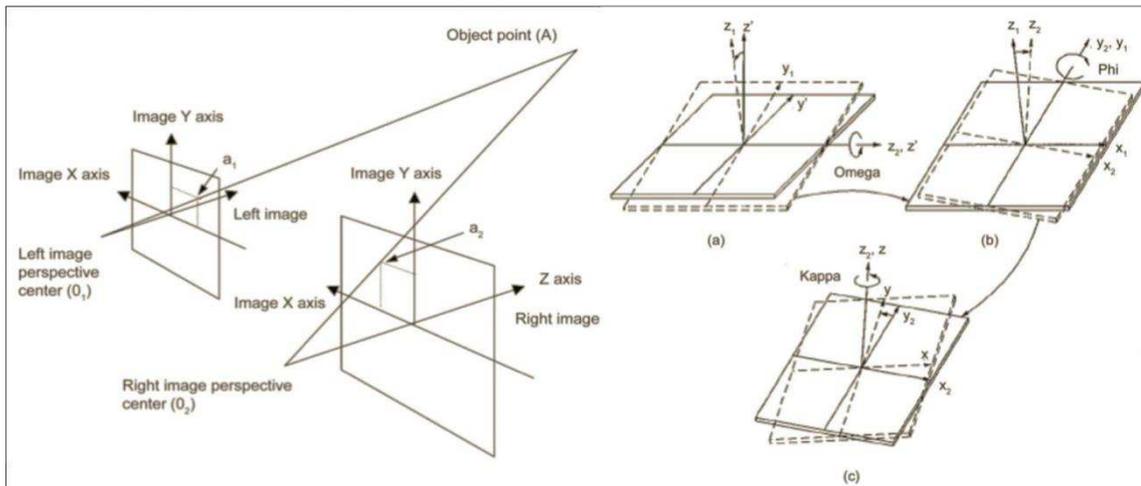


Figura 2.4 - Sinistra: geometria per la determinazione di un punto oggetto A. Le immagini sono posizionate di fronte al centro di prospettiva della fotocamera. Destra: angoli omega, ω (a), phi, ϕ (b) e kappa, κ (c) per la determinazione dell'orientazione esterna di una fotocamera.

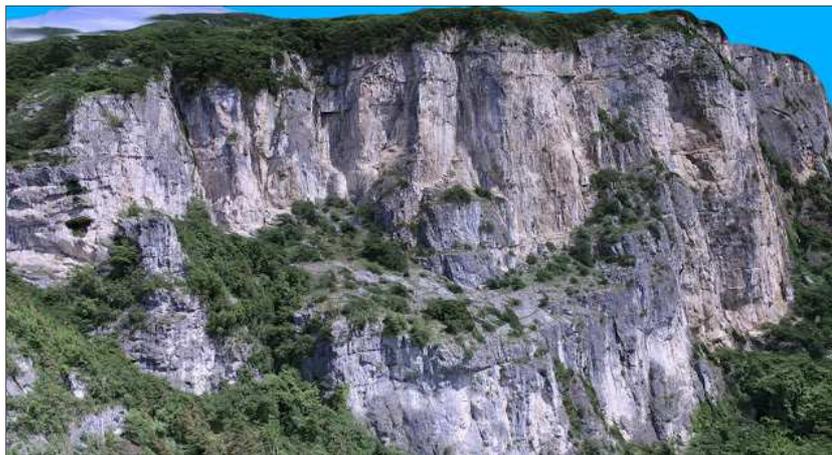


Figura 2.5 - Modello 3D ricavato da analisi fotogrammetrica (www.chartagena.com).

Grazie a periodiche acquisizioni dell'oggetto entrambe le sopradescritte tecniche permettono di studiare l'evoluzione degli spostamenti, ma richiedono accurati sistemi di riferimento per avere accurate misure della velocità di spostamento.

Interferometria Terrestre

Anche il GB-InSAR (*Ground Based Interferometric Aperture RADAR*) è un valido strumento per il telerilevamento dei movimenti di versante (Pieraccini *et al.*, 2003; Tarchi *et al.*, 2003; Brunetti e Mazzanti, 2011), delle deformazioni strutturali degli edifici (Pieraccini *et al.*, 2000) e delle dighe (Tarchi *et al.*, 1999). Il principio di funzionamento del GBInSAR è lo stesso dell'interferometria satellitare (v. par. 2.4), ma in questo caso l'apertura sintetica è ottenuta muovendo un'antenna lungo un binario. I grandi vantaggi di questa tecnica sono costituiti dall'elevata frequenza di acquisizione (alcuni minuti) e dalla possibilità di ottenere dettagliate serie temporali degli spostamenti, che possono essere confrontate con i fattori che controllano l'evoluzione del versante (attività antropiche, dati pluviometrici, ecc.). Gli svantaggi principali sono rappresentati dal limitato areale di osservazione e dalla distanza sensore bersaglio di qualche chilometro. L'interferometria terrestre è quindi indicata nei casi di studio di singole frane (o versanti di limitata estensione).

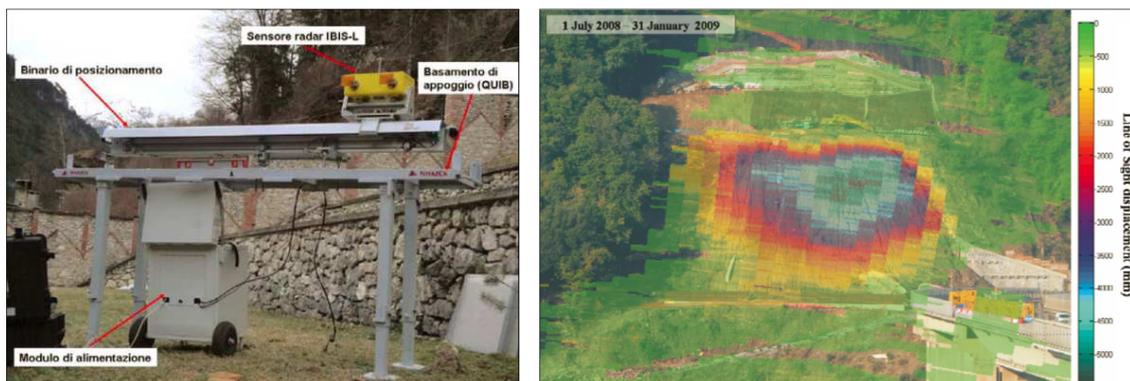


Figura 2.6 - Postazione di acquisizione GB-InSAR e individuazione dell'area soggetta a movimento (www.nhazca.it).

VANTAGGI del telerilevamento terrestre per lo studio delle instabilità di versante:

- tempo di rivisitazione deciso dall'operatore, quindi le acquisizioni possono essere molto ravvicinate nel tempo;
- monitoraggio real time;
- facilità di acquisizione del dato (anche in remoto);
- operazioni di *post processing* del dato automatiche o semiautomatiche.
- possibilità di creare un modello 3D del terreno molto dettagliato;

- alta precisione ed accuratezza dei valori di spostamento se le misurazioni sono ravvicinate nel tempo (ciò può dipendere anche del *budget* economico disponibile)

SVANTAGGI del telerilevamento terrestre per lo studio delle instabilità di versante:

- limitato areale d'indagine;
- limitata distanza sensore-bersaglio;
- programmazione ed attuazione di periodiche campagne d'indagine per avere un *dataset* completo e costante nel tempo.

I costi variano a seconda della strumentazione usata. Una macchina fotografica ad alta risoluzione ha certamente dei costi accessibili, una campagna di acquisizione periodica e prolungata con TLS e GB-InSAR, può divenire costosa (alcune migliaia di euro), anche se sicuramente molto meno costosa di un rilevamento aereo.

2.1.3 TELERILEVAMENTO DA AEREO

Il principale supporto per il telerilevamento aereo è l'aeroplano, di solito opportunamente modificato per agevolare l'uso dello strumento. L'altezza e l'orientazione dell'aeroplano influenzano le caratteristiche geometriche dei dati telerilevati. L'altezza di acquisizione dipende dal tipo di sensore utilizzato, l'orientazione dell'aeroplano è influenzata dalle condizioni di vento e causa problemi relativi alla distorsione delle immagini dovuta alla variazione dell'angolo di acquisizione. La manutenzione ed il funzionamento di questo tipo di apparecchiature è molto costoso; proprio per questo le flotte di aerei per telerilevamento sono costituite e mantenute prevalentemente da organismi nazionali e da pochissime imprese private (Trianni, 2006). Ecco perché i rilievi aerei ottici e LIDAR del territorio, non sono continui sia spazialmente che temporalmente.

In questo lavoro di ricerca sono stati utilizzati dati LIDAR, ortofoto aeree ed immagini aeree ottiche.

Immagini ottiche aeree ed ortofoto

Le immagini aeree ottiche sono state acquisite per la prima volta nel 1950 dall'Istituto Geografico Militare (IGM). L'ultimo volo risale al 2011. Nel tempo la risoluzione delle immagini è aumentata, ma la loro discontinua acquisizione ne limita l'uso per il calcolo degli spostamenti dei fenomeni di instabilità. Tali immagini consentono la delimitazione degli areali in frana, la caratterizzazione geomorfologica e tettonica a piccola e media scala dell'area di studio, e nei casi in cui sia disponibile un ampio *dataset* temporale, si può determinare lo stato di attività dei fenomeni franosi. La consultazione diretta dei fotogrammi è possibile negli uffici cartografici regionali, solitamente in forma gratuita, mentre la riproduzione è a pagamento, comunque con costi accessibili.

Le ortofoto sono fotografie ottiche aeree ortorettificate, e georeferenziate, cioè geometricamente e topograficamente corrette ed attribuite ad un sistema di riferimento, cosicché la scala di rappresentazione della fotografia sia uniforme e gli oggetti si collochino nella loro posizione planimetrica reale. In questo modo l'ortofoto può essere considerata equivalente ad una mappa e può essere usata per misurare distanze reali o come base cartografica per la sovrapposizione di altri tematismi. La costruzione di un'ortofoto avviene in quattro passaggi: interpolazione tra DTM e foto aerea, per la determinazione della quota del pixel della foto, raddrizzamento della foto mediante equazioni di collinearità (v. fotogrammetria), trasformazione e ricampionamento del pixel della foto nel sistema di coordinate e nella dimensione del pixel del DTM. La precisione dell'ortofoto dipende molto dalla qualità del DTM, oltre che dalla foto di partenza.

LIDAR

È l'acronimo di *Light Detection And Ranging*, sensore aviotrasportato che usa un raggio laser infrarosso per rilevare la posizione del terreno o degli oggetti. In pratica viene emesso un impulso luminoso che si propaga nello spazio e ed aumenta il suo diametro, man mano che si avvicina alla superficie. Quando il raggio Laser incontra un ostacolo (foglie, fili sospesi, cornicioni), questo viene riflesso in tempi

differenti. I segnali di ritorno sono quindi più di uno e quindi nasce la possibilità o l'esigenza di misurarne uno specifico o una serie.

Esistono distanziometri laser che misurano solo il primo impulso riflesso (la parte più alta degli ostacoli, es. le foglie degli alberi), in altri casi viene misurato l'ultimo impulso retrodiffuso (il terreno alla base degli ostacoli presenti), mentre altri tipi di distanziometri misurano più di un impulso. In quest'ultimo caso, solitamente, sono misurati quattro impulsi riflessi (es. ritorno delle foglie, dei rami, del tronco di un albero e quello del terreno). L'ultimo impulso è importante per la generazione di modelli digitali del terreno (DTM) e per la creazione di mappe topografiche. Nel campo delle scienze geologiche i modelli DTM derivanti da acquisizioni LIDAR sono molto utilizzati per individuare caratteri geologici, geomorfologici, strutturali spesso occultati dalla vegetazione e non visibili nelle classiche attività di terreno.

Da ricordare che la tecnica LIDAR può essere applicata anche da piattaforme terrestri, per applicazioni di estensione più limitata fornendo precisioni centimetriche. Più complessa risulta però l'elaborazione dei dati, ma il prodotto finale rimane comunque paragonabile a quelli ottenuti da mezzi aerei.

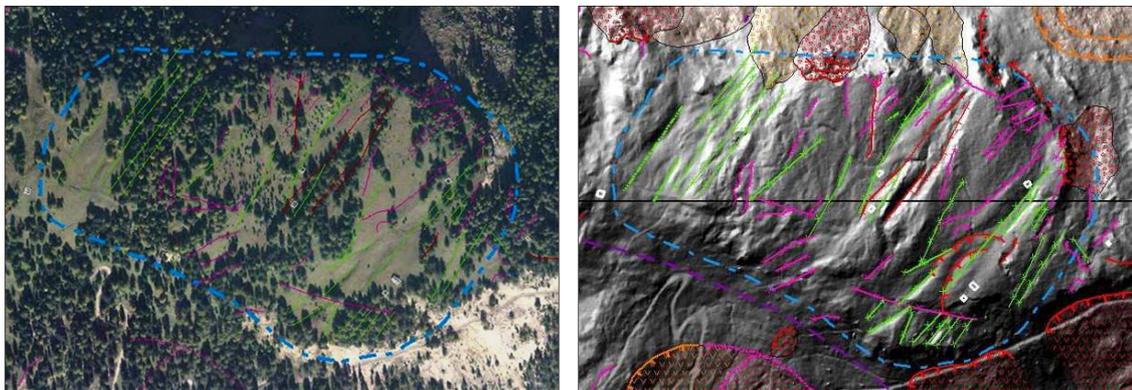


Figura 2.7 - Confronto dei dettagli morfologici di un'area in frana individuati tramite ortofoto (sinistra) e dal DTM ricavato da dati LIDAR (destra).

VANTAGGI del telerilevamento aereo per lo studio delle instabilità di versante:

- alta risoluzione sia delle ortofoto che dei dati LIDAR;
- l'assenza della vegetazione nei DTM LIDAR permette dettagliate analisi geomorfologiche e strutturali;
- costi nulli o ampiamente accessibili per le foto aeree e per le ortofoto;

- precisa identificazione degli areali in frana e stima dello stato di attività (in dipendenza dal *dataset* disponibile).

SVANTAGGI del telerilevamento aereo per lo studio delle instabilità di versante:

- costi elevati per un volo aereo LIDAR;
- lunghi tempi di rivisitazione (anni);
- acquisizioni di immagini ottiche e LIDAR di grandi aree svolte da enti governativi e con lunghi tempi di rivisitazione;
- acquisizioni aeree LIDAR di piccole aree svolte anche da privati, ma impossibilità da parte di quest'ultimi di acquisizioni periodiche a causa dei costi elevati;
- bassa precisione e accuratezza degli spostamenti.

2.1.4 TELERILEVAMENTO DA SATELLITE

Le piattaforme spaziali sono costituite da satelliti artificiali o da shuttle, che orbitano intorno alla Terra ad una distanza compresa tra i 200 km ed i 36.000 km a seconda del tipo di orbita che percorrono (polare, quasi-polare o equatoriale). Le capacità di monitoraggio di un sensore sono difatti determinate in larga parte dai parametri dell'orbita del satellite (es. altezza ed inclinazione), la quale è a sua volta scelta in funzione del dato che si vuole ottenere e delle caratteristiche del sensore. Un monitoraggio continuo, necessario nelle applicazioni meteorologiche e per lo studio dei movimenti di versante, un rilevamento globale di copertura del suolo o la formazione d'immagini per lo studio di aree urbane, necessitano di tipi di orbita diversi (Trianni, 2006).

I satelliti utilizzati per il telerilevamento seguono orbite equatoriali, ovvero geosincrone, ed orbite polari o quasi-polari ovvero eliosincrone (Triglia 2010). Un satellite geosincrono (o geostazionario) ha un'orbita quasi circolare, è posizionato sul piano equatoriale e viaggia con la stessa velocità angolare della Terra, percorrendo la sua orbita in 24 ore. Essi sono posti ad un'altezza di circa 36000 km ed hanno perciò una bassa risoluzione spaziale. Un esempio è il satellite Meteosat dell'ESA usato per scopi meteorologici. Un satellite polare o quasi-polare ha

un'orbita ellittica e un'inclinazione di circa 90° rispetto all'equatore (nel primo caso passa esattamente sopra i poli, nel secondo caso ne è leggermente discostato). Si trovano ad un'altezza compresa tra i 600 e gli 800 km dalla superficie terrestre ed essendo posti a da una quota minore rispetto ai satelliti geostazionari, devono possedere una maggiore velocità per non essere attratti dalla gravità terrestre. Solitamente l'orbita di questi satelliti è detta anche eliosincrona poiché è scelta in modo che il satellite passi sullo stesso luogo alla stessa ora del giorno permettendo quindi di mantenere costanti le condizioni d'illuminazione della superficie terrestre.

Inoltre i satelliti polari hanno due tipologie di orbita a seconda che acquisiscano i dati percorrendo l'orbita da N verso S (orbita discendente), o da S verso N (orbita ascendente).

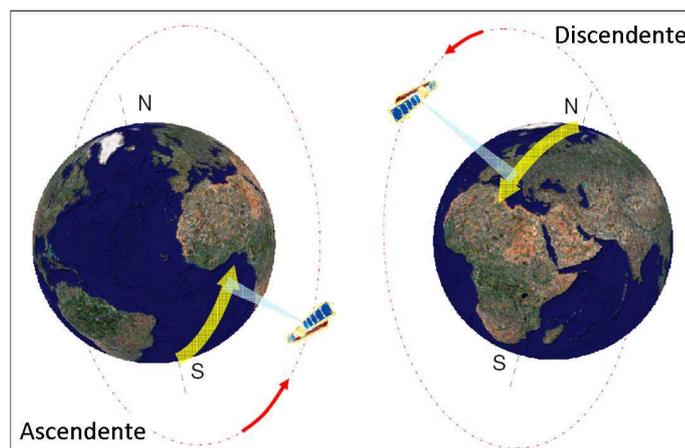


Figura 2.8 - Orbita ascendente a sinistra ed orbita discendente a destra.

VANTAGGI del telerilevamento satellitare per lo studio delle instabilità di versante:

- tempo di rivisitazione: il telerilevamento satellitare ha il vantaggio di acquisire dati su vaste aree e di permette un'osservazione regolare nel tempo, grazie al tempo di rivisitazione dei satelliti (es. 35 giorni per ERS ed ENVISAT o 4 giorni per la costellazione COSMO-SkyMed);
- dettagliato studio temporale e spaziale degli spostamenti grazie all'ampio *dataset* di immagini;
- definizione dello stato di attività dei fenomeni franosi.

SVANTAGGI del telerilevamento satellitare per lo studio delle instabilità di versante:

- presenza di distorsioni geometriche dell'immagine (v.par. 2.1.1);
- studio degli spostamenti lungo LOS (direzione sensore-bersaglio);
- copertura nuvolosa (in caso di sensori ottici);
- presenza di aree vegetate (ottico e alcune bande delle microonde).

I costi: le immagini satellitari sono distribuite da agenzie preposte a costi ragionevoli. Le immagini ERS ed ENVISAT utilizzate in questo progetto di ricerca, sono state fornite gratuitamente dall'ESA in seguito alla presentazione di un progetto a fini di ricerca (Category-1 use).

I Satelliti

I satelliti utilizzati per il telerilevamento ottico e RADAR sono molteplici. Di seguito verranno perciò elencate le caratteristiche dei satelliti utilizzati in questo studio interferometrico, ovvero ERS -1, ERS - 2, ENVISAT.

ERS - 1 ed ERS - 2 (European Remote Sensing)

Il satellite ERS 1 è stato lanciato nel luglio del 1991 ed è rimasto in orbita fino al 10 marzo 2001. Il satellite ERS 2 è stato lanciato il 21 aprile del 1995 ed il suo processo di de-orbitazione è iniziato nel luglio del 2011. Nel 2001 vari malfunzionamenti dei giroscopi di quest'ultimo satellite, hanno limitato l'uso delle sue immagini per l'interferometria.

Quando furono lanciati i due satelliti ERS rappresentavano la tecnologia per l'osservazione della Terra più sofisticata ed avanzata sviluppata in Europa. I due satelliti sono stati disegnati come due gemelli identici per poter proseguire la missione di osservazione della Terra, con la sola differenza che l'ERS-2 montava anche uno strumento per monitorare i livelli di ozono nell'atmosfera (www.esa.int).

Entrambi questi satelliti operano in banda C con una lunghezza d'onda di 5.6 cm ed una frequenza di 5,3 GHz. La polarizzazione è di tipo VV (verticale) e l'angolo di incidenza è di 23,3° (*mid-swath*). Percorrono un'orbita polare, eliosincrona con un'inclinazione di 98,5°, ad un'altezza compresa tra i 782 ed i 785 km dalla

superficie terrestre. Impiegano 100 minuti per percorrere l'intera orbita e quindi compiono 14 orbite in un giorno ed il tempo di rivisitazione sullo stesso luogo è pari a 35 giorni. La risoluzione lungo la direzione di *slant range* è circa 7,5 m, lungo la direzione di *azimuth* è di 5 m; la risoluzione al suolo è all'incirca di 25 metri.

Nel periodo di tempo in cui sono "convissuti", i due satelliti hanno avuto orbite sincronizzate in modo da dare immagini della stessa area a terra a distanza di un giorno (missione "tandem"), generando così una grande quantità di dati interferometrici SAR per le analisi nel campo delle geoscienze (www.eoportal.org).



Figura 2.9 - Il satellite ERS-2.

ENVISAT (ENVIRONMENTAL SATellite)

Il satellite è stato lanciato dall'ESA nel marzo del 2002 e rappresenta il più grande il veicolo spaziale per l'osservazione della Terra mai costruito. La sua principale funzione è stata quella di fornire continue osservazioni e misure sullo stato degli oceani, dei ghiacciai, dell'atmosfera e delle terre emerse. Esso è stato costruito e per dare continuità ai dati raccolti dalle due precedenti missioni ERS. A tal fine il satellite è stato equipaggiato di 10 sofisticati sensori sia ottici che RADAR, tra i quali va menzionato l'*Advanced Synthetic Aperture RADAR (ASAR)* per l'acquisizione delle immagini interferometriche. Tale sensore infatti "eredita", dal sensore SAR presente sul satellite ERS-2, i parametri in termini di risoluzione al suolo, *range* di angoli di incidenza, polarizzazione e modalità di acquisizione delle immagini. I miglioramenti riguardano la possibilità di variare l'elevazione del raggio RADAR e la possibilità di scelta di differenti *swath* con larghezza compresa tra 100 e 400 km.

L'orbita del satellite è di tipo polare ed è posta ad una quota di 768 km. Opera anch'esso in banda C con una lunghezza d'onda di 5.6 cm ed una frequenza di 5,3 Ghz. Le polarizzazioni possibili sono sia orizzontale (HH), che verticale (VV), che combinata (HV, VH) e l'angolo di incidenza è variabile, compreso tra 15° e 45° (l'angolo di 23,3° corrisponde al subswath 2). La fine della missione è stata dichiarata nel maggio del 2012 (www.esa.int).



Figura 2.10 - Il satellite ENVISAT.

COSMO-SkyMed

(COstellation of small Satellites for Mediterranean basin Observation)

COSMO-SkyMed è la prima costellazione di satelliti per l'osservazione della terra sia per scopi civili che militari. Rappresenta il più grande investimento italiano mai effettuato per lo sviluppo di sistemi spaziali ed è stato concepito, finanziato e realizzato dall'Agenzia Spaziale Italiana (ASI) e dal Ministero della Difesa. ASI in cooperazione con il Ministero della Difesa gestisce il contratto di realizzazione assegnato ad un team di industrie italiane che hanno il compito di sviluppare il sistema (Coletta *et al.*, 2008).

La costellazione conta 4 satelliti con sensore SAR, posti sullo stesso piano orbitale (sfasati di 90°) ad una quota di circa 620 km di altezza e con un'inclinazione di 97,8°. Il primo lancio è stato effettuato il 7 giugno 2007, l'ultimo nel novembre 2010. La configurazione finale prevede altri due satelliti francesi con sensori ottici. L'antenna SAR è un radar in banda X (lunghezza d'onda 3 cm; frequenza 9.6 GHz), operante in differenti risoluzioni (da 1 a 100 m a seconda della modalità di acquisizione delle immagini) e con multi-polarizzazione. La modalità di

acquisizione nominale è quella *right-looking*, ma è possibile anche la *left-looking*, che può essere effettuata attraverso una manovra di assetto. Gli angoli di incidenza variano tra 25° e 50°. Il tempo di rivisitazione varia da 16 giorni (per un solo satellite) a 4 giorni (costellazione completa) (ASI, 2007).

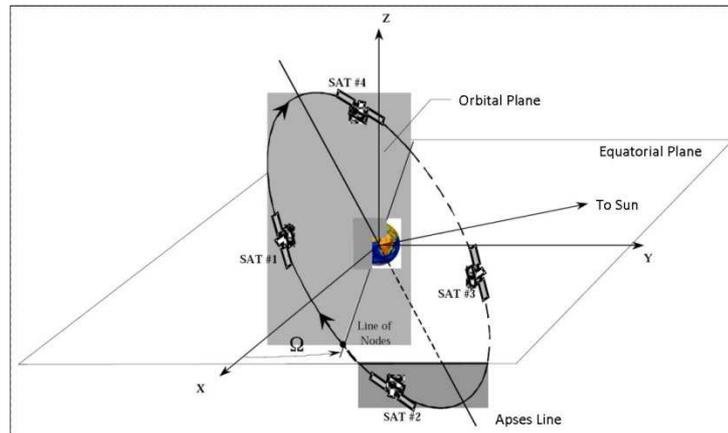


Figura 2.11 - Costellazione COSMO-SkyMed in configurazione nominale (Coletta et al., 2008).

	Durata/ Lancio	Banda (λ)	Tempo di rivisitazione (giorni)	Angolo di incidenza (°)	Polarizzazione banda
ERS 1	1991-2001	C (5.6 cm)	35	20-26	VV
ERS 2	1995-2011	C (5.6 cm)	35	20-26	VV
ENVISAT	2002-2012	C (5.6 cm)	35	15-45	HH,VV,HV,VH
ALOS	2006-2011	L (23.6 cm)	46	8-60	HH,VV,HV,VH
J-ERS 1	1993-1998	L (23,6 cm)	44	32-38	HH
TERRASAR X	2007	X (3.1 cm)	11	20-55	HH
RADARSAT 1	1995	C (5.6 cm)	24	20-49	HH
RADARSAT 2	2007	C (5.6 cm)	24	20-49	HH,VV,HV,VH
COSMO-SkyMed	2007	X (3.1 cm)	da 16 a 4	25-50	HH,VV,HV,VH

Tabella 1 - Caratteristiche dei principali satelliti utilizzati per analisi interferometriche con RADAR ad Apertura Sintetica.

2.2 IL TELERILEVAMENTO RADAR

Attualmente le immagini RADAR trovano larga applicazione nei vari campi delle scienze ambientali: dallo studio dell'atmosfera alla glaciologia, dalla geologia alla prevenzione del rischio, dalla cartografia alla lotta all'abusivismo edilizio, poiché presentano alcuni vantaggi non trascurabili rispetto alle altre tecniche di indagine. Tali vantaggi sono:

- l'acquisizione di dati in qualsiasi momento, anche di notte, poiché le microonde possono penetrare le nuvole e non sono influenzate dalle condizioni meteorologiche (es. nebbia e pioggia);
- la possibilità di osservare grandi aree della superficie terrestre (con piattaforme aeree o satellitari) ed in tempi brevi;
- la disponibilità di misure frequenti e regolari nel tempo con i sensori satellitari, e di misure pressoché continue con sensori posti a terra;
- l'assenza di perturbazione (o perturbazione del tutto trascurabile) dell'oggetto osservato.

Il telerilevamento RADAR presenta anche alcuni svantaggi:

- i dati rilevati devono essere validati da una campagna di terreno;
- le condizioni di acquisizione influenzano la qualità del dato (rilievo, pendenza e giacitura superfici, ombre).

I costi sono variabili, possono perciò rappresentare sia uno svantaggio che un vantaggio a seconda della tecnica usata e dell'ampiezza dell'area indagata.

Un dispositivo RADAR è costituito da un trasmettitore, un ricevitore, un'antenna ed un registratore. Il trasmettitore genera una serie di impulsi di durata t , aventi una certa frequenza e larghezza di banda. Il tempo tra un impulso e l'altro è detto *Pulse Repetition Frequency* (PRF). Il ricevitore, filtra ed amplifica il segnale retrodiffuso al fine di registrarlo. Il registratore immagazzina il segnale ricevuto. L'antenna infine serve per irradiare e/o ricevere l'energia. Si parla di radar monostatico se è presente una sola antenna che si comporta sia da trasmettitore, sia da ricevitore, si parla di radar bi-statico quando esistono due diverse antenne per la trasmissione e la ricezione (Skolnik, 1962).

La capacità di un RADAR di individuare un bersaglio (oggetto osservato) è determinata dall'equazione radar, che definisce la potenza del segnale ricevuto dall'antenna:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma$$

dove P_r è la potenza media ricevuta per pixel, P_t è la potenza trasmessa dall'antenna, G è il guadagno dell'antenna, R è la distanza tra antenna e target, λ è la lunghezza d'onda del fascio radar incidente e σ è il coefficiente di *backscattering*, cioè la riflettività per unità di superficie della scena. Quest'ultimo, e quindi l'energia retrodiffusa, dipende da molti parametri che includono sia le caratteristiche costruttive dei sistemi radar (frequenza, polarizzazione, geometria di acquisizione) che le caratteristiche dell'oggetto rilevato (rugosità, contenuto di umidità e proprietà elettriche dell'oggetto)(Hanssen, 2001).

La rugosità del terreno e gli oggetti presenti sulla superficie originano diversi tipi di diffusione del segnale: diffusa, speculare o angolare. Una superficie viene considerata liscia se le dimensioni dell'oggetto sono inferiori rispetto alla lunghezza d'onda del RADAR; essa causa una riflessione speculare dell'energia incidente, così solo un piccolo quantitativo di energia ritorna al radar e in quell'area l'immagine risulta nera, per quella determinata lunghezza d'onda. Una superficie rugosa invece ri-diffonde in tutte le direzioni e una parte significativa dell'energia ritorna al sensore, l'immagine appare quindi più luminosa. L'effetto di riflessione angolare è causato invece dall'energia riflessa su superfici perpendicolari rispetto ad altre, che causano un aumento della superficie ri-diffusa dovuta ad uno o più "rimbalzi" della riflessione ed è un effetto tipico di aree urbane.

La frequenza del segnale consente una maggiore o minore penetrazione della radiazione nella vegetazione e nel terreno (fig. 2.12).

La presenza di umidità è connessa alle proprietà elettriche di un oggetto o mezzo. L'acqua ha una costante dielettrica molto elevata (80) e la sua presenza nel terreno comporta un aumento della costante dielettrica del suolo, precludendo la

rifrazione dell'onda e favorendone l'assorbimento. Generalmente la riflettività aumenta all'aumentare del contenuto di umidità.

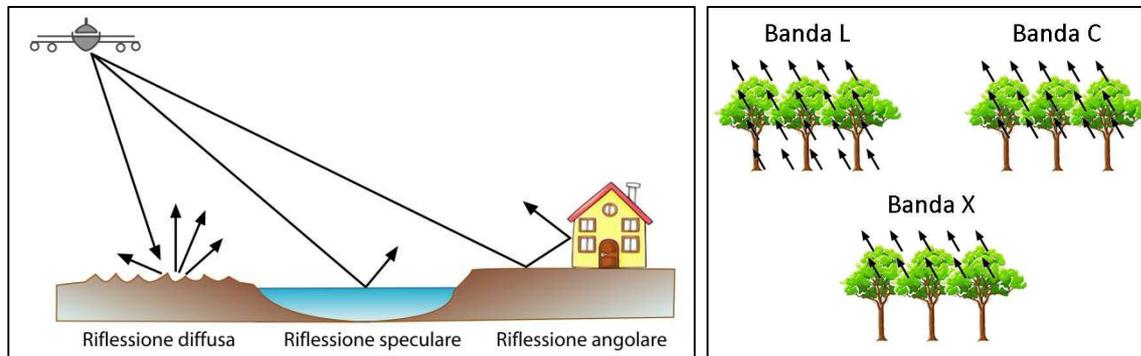


Figura 2.12 - Tipologie di risposta del segnale in dipendenza della rugosità del terreno, della presenza di edifici o di specchi d'acqua (sinistra) e della frequenza (destra).

I sensori RADAR operano su diverse bande. Ogni banda fornisce informazioni su differenti caratteristiche degli oggetti. Nella regione dello spettro elettromagnetico con frequenze comprese tra 1 e 10 GHz (aventi quindi λ tra 30 cm ed 1 cm) la trasmissività è vicina al 100% e quindi le onde non sono influenzate dalle condizioni atmosferiche, che invece costituiscono un fattore limitante del telerilevamento ottico. Ad esempio i satelliti ERS 1 e ERS 2 utilizzano la Banda C, il satellite COSMO-SkyMed opera in banda X.

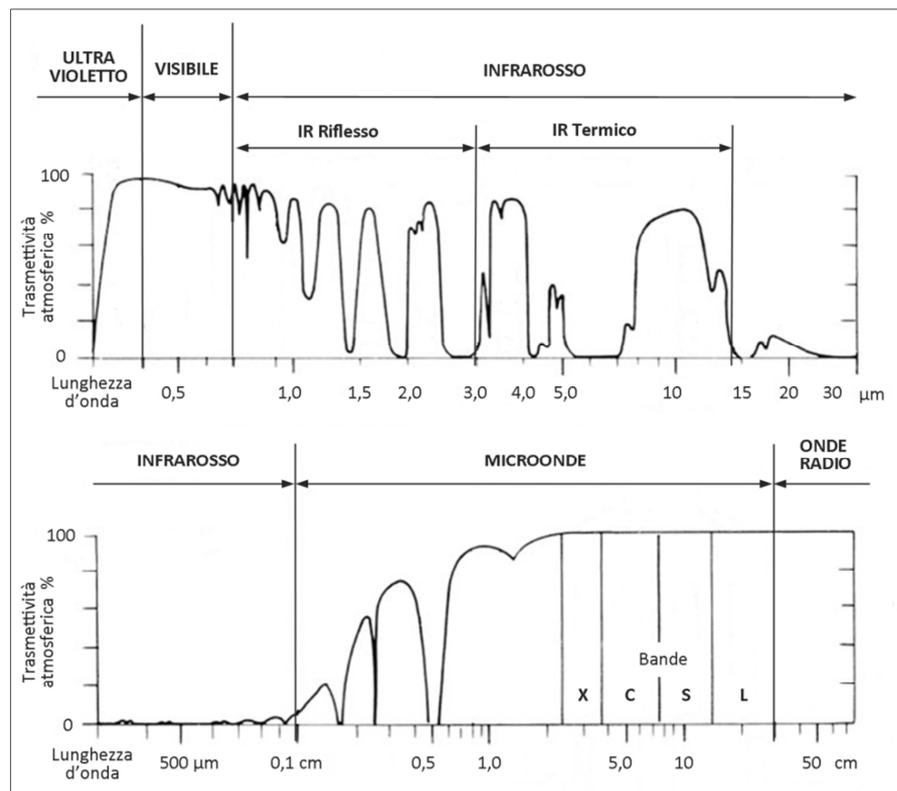


Figura 2.13 - Grafico della trasmissione percentuale attraverso atmosfera terrestre per la porzione dello spettro elettromagnetico che va dall'ultravioletto alle microonde (da Sabins, 1996, modificato).

Band	P	L	S	C	X	K
f (GHz)	1	2	4	8	12	
λ (cm)	30	15	7,5	3,8	2,5	

Tabella 2- Nomenclatura standard delle bande RADAR (IEEE, 1984).

Geometria di acquisizione del RADAR

La piattaforma su cui il sensore è montato si muove lungo l'orbita. Il fascio di microonde illumina un'area sulla superficie terrestre, detta strisciata, o *swath*, con una certa obliquità rispetto al *nadir*. La direzione lungo la traccia è chiamata *azimuth*, o *along-track*, la direzione perpendicolare è detta distanza *range*, o *across track*. La distanza tra l'antenna e l'oggetto è detta distanza in portata o *slant range*, la vera distanza orizzontale lungo il terreno corrispondente ad ogni punto di misura è detta distanza a terra o *ground range* (fig. 2.14). La porzione dell'immagine più vicina alla traccia del *nadir* della piattaforma che porta il sensore è detta distanza

corta o *near range*. La parte dell'immagine più lontana dal *nadir* è chiamata distanza lunga o *far range*.

L'angolo di incidenza del sistema, detto anche di *off-nadir*, è definito come l'angolo tra la direzione di propagazione dell'onda incidente e la verticale (θ). È importante distinguere tra l'angolo di incidenza del sensore e l'angolo di incidenza locale, che cambia a seconda dell'inclinazione del terreno. Questo ultimo angolo è definito come l'angolo tra il fascio del radar e la normale locale alla superficie (θ_l).

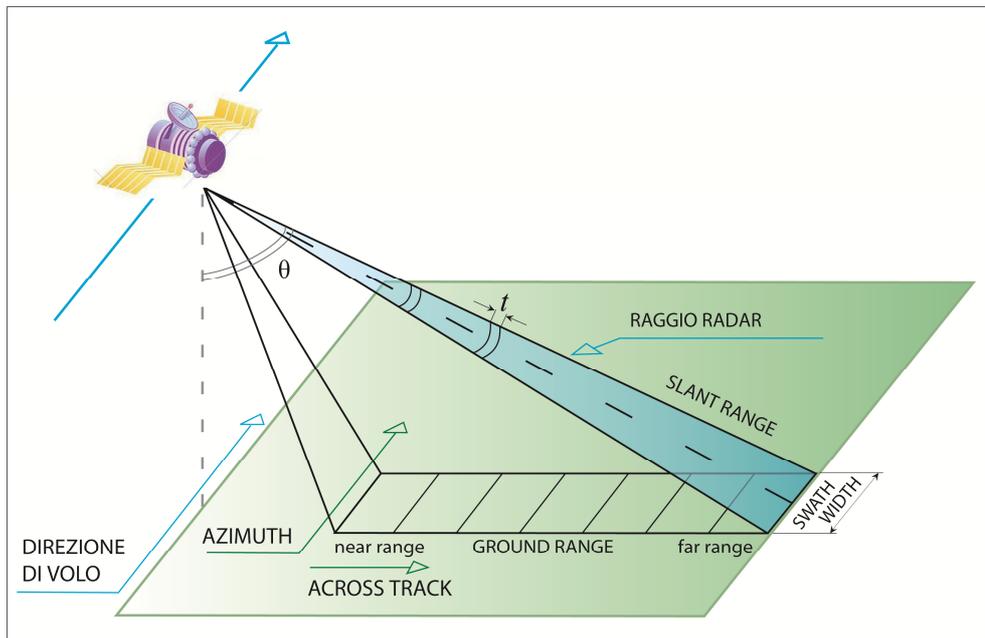


Figura 2.14 - Geometria di acquisizione del sistema RADAR satellitare.

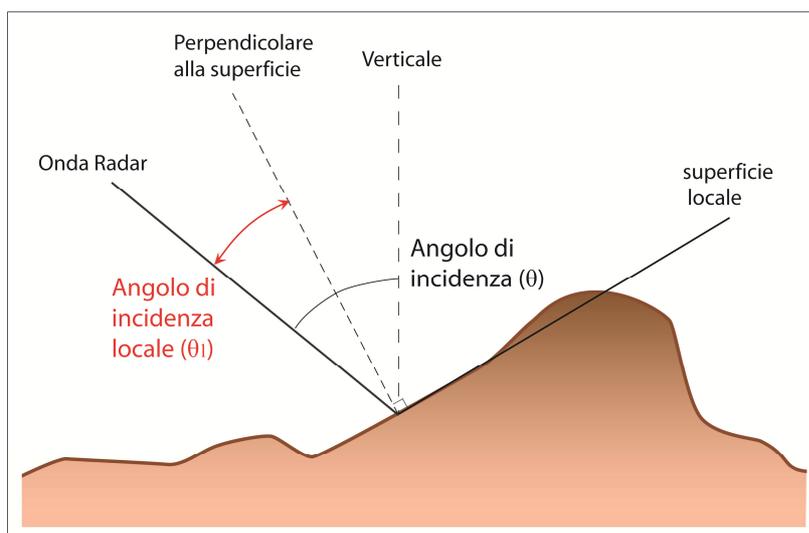


Figura 2.15 - Angolo di incidenza e angolo di incidenza locale.

Per interpretare i dati radar è necessario tenere conto della geometria di acquisizione: essa può essere di tipo *side-looking*, ossia ad osservazione laterale della scena, o di tipo *nadir-looking*, ossia con osservazione nadirale. Questa differenza esiste perché gli strumenti ottici sono in grado di distinguere tra bersagli sulla base della loro distanza angolare dal nadir del sensore. Invece un RADAR può distinguere i ritorni provenienti da vari bersagli solo sulla base del tempo di ritorno del segnale. Un radar ad acquisizione nadirale non sarebbe in grado di distinguere tra due bersagli posti ad ugual distanza dal sensore in quanto un singolo fronte d'onda incidente illumina entrambi i punti nello stesso istante, e di conseguenza i ritorni retrodiffusi da entrambi i punti arrivano all'antenna ricevente simultaneamente. Questo causa un'ambiguità destra/sinistra per tutti i punti simmetrici rispetto al nadir. Se invece l'illuminazione del radar viene limitata ad un lato della piattaforma, il fronte d'onda illumina gli stessi due punti ad istanti diversi. Di conseguenza i loro ritorni retrodiffusi arrivano al sensore in istanti di tempo differenti e sono quindi distinguibili l'uno dall'altro (fig. 2.16).

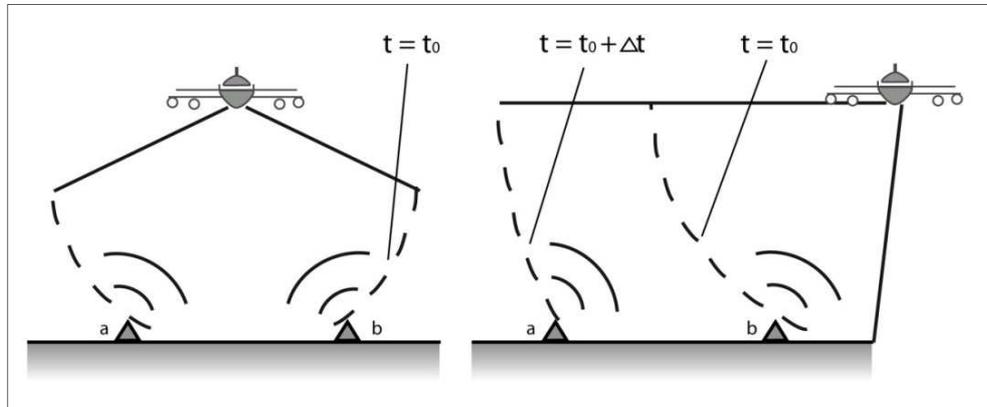


Figura 2.16 - Acquisizione di tipo nadirale a sinistra e di tipo side-looking a destra.

La risoluzione spaziale ottenibile dipende dalle dimensioni dell'antenna in rapporto alla lunghezza d'onda utilizzata, l'aumento della risoluzione spaziale comporta l'aumento di lunghezza dell'antenna. Con il termine risoluzione spaziale si intende la minima distanza che separa due punti che il sensore vede distinti. Possiamo distinguere tra risoluzione spaziale in distanza (o *range*) e risoluzione spaziale in *azimuth*.

La risoluzione spaziale lungo la direzione del fascio radar (*slant range*), r_{ss} , è definita come:

$$r_{ss} = \frac{c t}{2}$$

con c , velocità della luce, uguale a $3 \cdot 10^8$ cm/s (nel vuoto) e t durata dell'impulso trasmesso.

La sua proiezione a terra (*ground range*), r_{sg} diventa:

$$r_{sg} = \frac{c t}{2 \cdot \sin \theta}$$

con θ , angolo di incidenza del fascio radar in distanza (circa 23° nei satelliti ERS).

Nella direzione azimutale due punti possono essere distinti quando non sono all'interno del fascio radar nello stesso istante. La risoluzione spaziale azimutale, r_{sa} , è:

$$r_{sa} = \beta \cdot R_0 \quad \text{con} \quad \beta = \frac{\lambda}{L}$$

con L la lunghezza dell'antenna radar in *azimuth*, β l'apertura del fascio radar ed R_0 la distanza satellite-superficie.

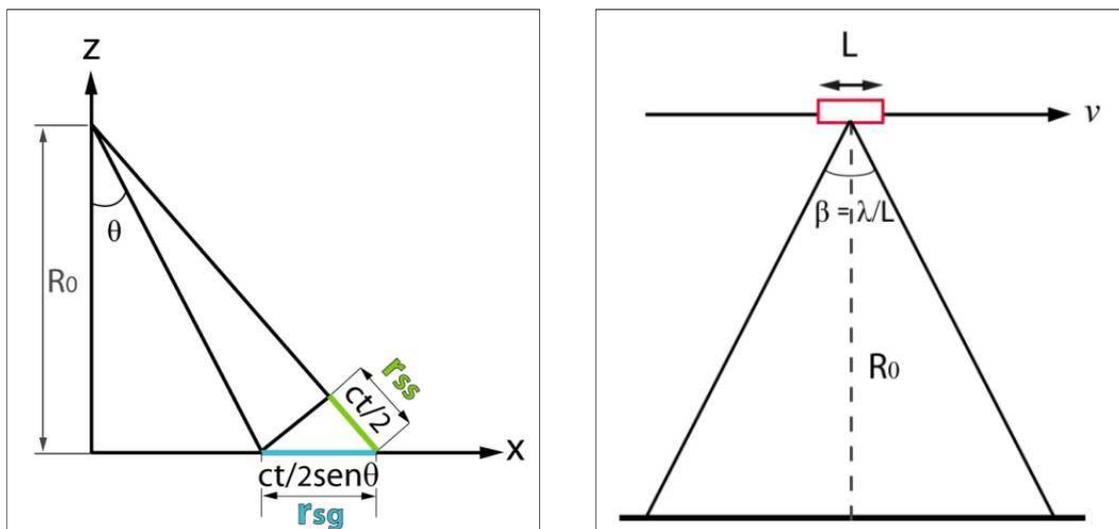


Figura 2.17 - Risoluzione in distanza (*range resolution*)(sinistra) e risoluzione in azimuth (destra) per un sistema RAR.

Quindi la risoluzione azimutale è direttamente proporzionale alla quota e inversamente proporzionale alla lunghezza dell'antenna. Di conseguenza, più lunga è l'antenna, più stretto è il fascio (più piccolo è β) e più alta è la risoluzione spaziale in *azimuth*. Ma per ottenere risoluzioni accettabili (dell'ordine dei metri) bisognerebbe avere un'antenna lunga un chilometro (Prati, 2008). Perciò i Radar ad Apertura Reale (RAR, Real Aperture Radar), la cui risoluzione in *azimuth* è legata all'ampiezza del fascio azimutale dell'antenna, non possono essere montati su di una piattaforma satellitare. Per migliorare la risoluzione in azimutale e per renderla indipendente dalla quota della piattaforma, si introduce il concetto di apertura sintetica dell'antenna radar (v. par. 2.3).

La risoluzione radiometrica è invece la minima variazione di segnale percepibile dal radar. È un parametro importante per definire la qualità della scena radar ricostruita dall'insieme dei segnali retrodiffusi al ricevitore (Stramondo *et al.*, 2006).

Distorsioni geometriche

Il radar misura le distanze in *slant range* e di conseguenza le aree in pendenza vengono compresse. Difatti, la modalità di acquisizione, non perpendicolare al suolo, ma secondo un angolo di vista θ , crea delle deformazioni prospettiche a causa della topografia del terreno.

Foreshortening (distorsione prospettica)

A seconda dell'angolo che si viene a creare tra la pendenza del terreno ed il fascio radar, la pendenza reale sarà accorciata in modo più o meno accentuato. La distorsione è massima quando la pendenza del terreno tende ad essere perpendicolare alla congiungente sensore-bersaglio. Le aree accorciate risultano molto luminose nelle immagini radar perché il segnale di ritorno di più punti è compresso in poche celle producendo pixel molto luminosi (aventi cioè alti Digital Number). In pratica un rilievo risulta compresso nel versante che guarda il radar e allungato nella direzione opposta (fig. 2.18).

Layover (scavalcamento)

Se il fascio del radar raggiunge la cima della montagna, prima della sua base, in geometria *slant range*, il ritorno proveniente dalla cima è posto prima del ritorno proveniente dalla base della montagna; di conseguenza la cima della montagna sembra essersi mossa nella direzione del radar al punto da avere scavalcato la sua stessa base. Si ha in pratica, un'inversione della geometria reale. L'effetto di *layover* si verifica quando il terreno ha una pendenza maggiore rispetto all'angolo di incidenza del RADAR ed è un caso estremo di *foreshortening*, per cui anche in questo caso le zone affette da scavalcamento appaiono molto luminose.

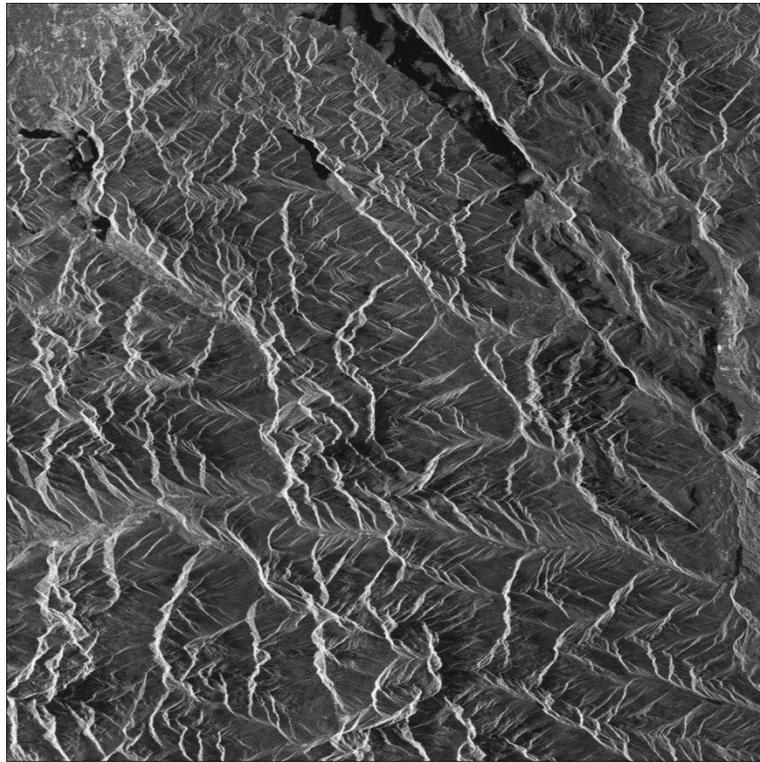


Figura 2.18 - Le aree bianche, molto luminose mettono in luce la presenza di effetti di foreshortening (immagine ENVISAT track ascendente 444). Si noti la parte settentrionale del Lago di Garda, nella zona superiore-centrale dell'immagine.

Shadow (ombra)

Se l'angolo d'incidenza è troppo largo, il fascio radar non riesce ad illuminare i versanti delle montagne che guardano in direzione opposta al sensore. Quindi, non c'è energia che possa essere retrodiffusa verso il sensore e queste regioni rimangono nere nell'immagine.

L'effetto di *foreshortening* può essere corretto durante la calibrazione geometrica e radiometrica delle immagini SAR grazie l'utilizzo di un modello digitale di elevazione del terreno (DEM, Digital Elevation Model). Le aree in cui sono presenti gli effetti di *layover* e *shadow* possono essere individuate, ma non corrette. Nelle aree di *shadow* non c'è dato, nelle aree in *layover* l'energia retrodiffusa da vari bersagli è compressa in pochi pixel ed esiste quindi una forte distorsione dell'immagine che impedisce la corretta interpretazione del segnale e ogni analisi quantitativa.

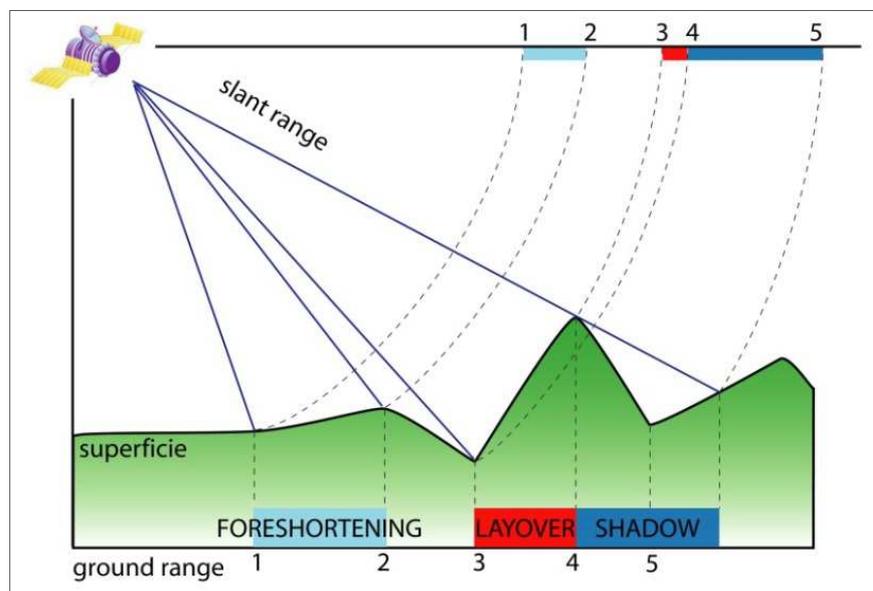


Figura2.19 - Distorsioni geometriche delle immagini RADAR.

Poiché la presenza di queste distorsioni rappresenta uno dei maggiori fattori limitanti dell'applicazione della tecnica interferometrica per lo studio del territorio, conoscere le aree soggette a tali fenomeni è determinante per valutare la fattibilità dello studio. Per conoscere le aree soggette a distorsioni geometriche, si può procedere in due modi. Se si è in possesso di un'immagine SAR dell'area, si crea una mappa di *layover and shadow*, che identifica le aree colpite da tali effetti; in assenza dell'immagine SAR, e conoscendo i parametri morfologici del territorio ed i parametri satellitari, si realizza una mappa di visibilità dell'area (Plank *et al.*, 2012; Cascini *et al.*, 2009; Peduto, 2008).

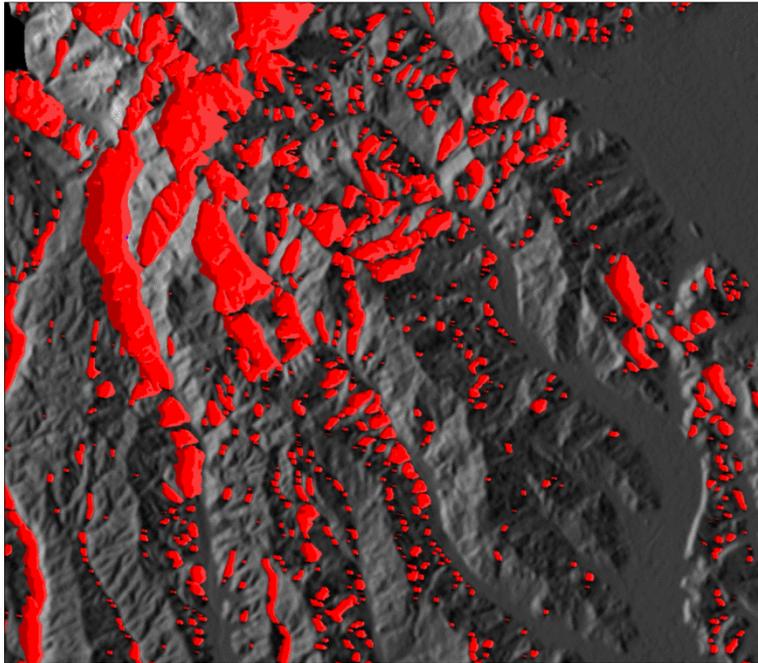


Figura 2.20 - Mappa di Layover e shadow, della zona occidentale della provincia di Vicenza (immagine ERS 2, track discendente n°165). Le aree rosse rappresentano i versanti soggetti a layover. In alto a destra si riconosce una parte l'alta pianura vicentina.

Distorsioni radiometriche

Lo *speckle* è l'effetto dovuto alla casuale interferenza tra vari ritorni radar dei singoli retrodiffusori presenti all'interno di ogni cella di risoluzione. Queste interferenze producono spot chiari e scuri casualmente distribuiti nell'immagine che producono una *texture* tipo sale e pepe, appunto con distribuzione casuale (fig. 2.21). Lo *speckle* è essenzialmente una forma di rumore che degrada la qualità dell'immagine e ne può rendere difficile l'interpretazione visiva e digitale. Lo *speckle* si può ridurre, a spese della risoluzione spaziale, mediando i valori dei pixel adiacenti nell'immagine (esempio di filtraggio spaziale) o utilizzando un'antenna il cui fascio radar possa essere suddiviso in "sotto fasci", ognuno dei quali fornisce una vista (*look*) indipendente dalle altre (*multi-looking*)(v. paragrafo 2.4.1).

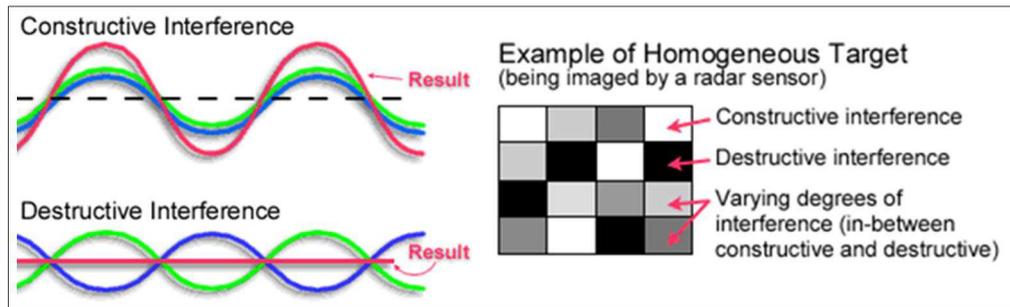


Figura 2.21 - Effetto sale e pepe dovuto all'interferenza tra i vari segnali di ritorno(modificata da Canadian Centre of Remote Sensing).

Polarizzazione dell'onda elettromagnetica.

Una proprietà importante delle onde elettromagnetiche è la polarizzazione, che rappresenta la direzione lungo la quale oscilla il campo elettrico durante la propagazione dell'onda. La polarizzazione si dice orizzontale (H) se la vibrazione dell'onda insiste su un piano perpendicolare al piano di incidenza, verticale (V) se la vibrazione avviene nel piano di incidenza (fig. 2.22). Possono quindi esistere quattro combinazioni:

- HH: trasmissione orizzontale e ricezione orizzontale;
- VV: trasmissione verticale e ricezione verticale;
- HV: trasmissione orizzontale e ricezione verticale;
- VH: trasmissione verticale e ricezione orizzontale.

In particolare, le polarizzazioni HH e VV, quelle cioè che si ottengono quando le polarizzazioni in trasmissione e in ricezione sono uguali, sono dette co-polarizzazioni, mentre le polarizzazioni HV e VH, ossia quelle in cui le polarizzazioni in trasmissione e in ricezione sono ortogonali l'una all'altra, sono dette polarizzazioni incrociate. I più semplici sistemi SAR spesso operano con una sola polarizzazione a causa dei costi elevati di implementazione. I sistemi SAR utilizzati per scopi di ricerca invece tendono ad avere polarizzazioni multiple, e in alcuni casi dispongono di tutte le polarizzazioni possibili (nel qual caso sono detti "quad-pol"). La polarizzazione HH dà il segnale di ritorno più forte ed è la più usata.

A seconda della polarizzazione dell'onda radar trasmessa e ricevuta, la radiazione interagirà in modo diverso con il bersaglio (sarà retrodiffusa in modo diverso) e le immagini RADAR che ne risulteranno saranno diverse (Richards,

2009). Perciò, usando immagini RADAR acquisite con differenti polarizzazioni, si possono avere informazioni differenti e complementari sul *target* indagato. Questa tecnica è usata, per esempio, per la classificazione dei campi agricoli.

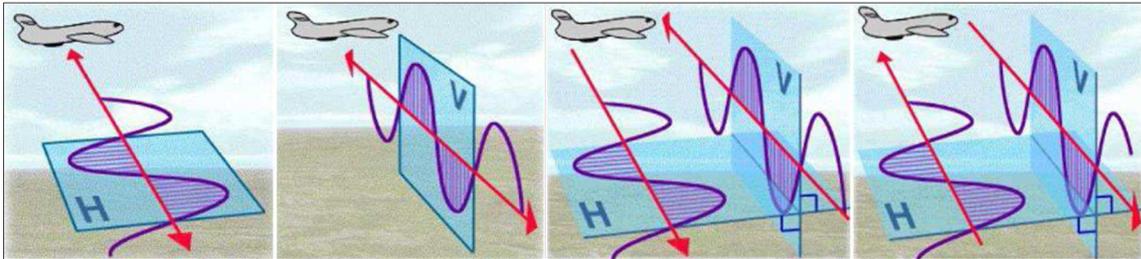


Figura 2.22 - Polarizzazione dell'onda elettromagnetica: H, orizzontale, V, verticale (da SARscape guidebook, 2008).

2.3 IL TELERILEVAMENTO CON RADAR AD APERTURA SINTETICA (SAR)

Come visto precedentemente (par. 2.2), per aumentare la risoluzione spaziale in *azimuth*, è necessario aumentare la lunghezza dell'antenna RADAR, ma esistono limiti fisici alla lunghezza dell'antenna impiegabile su di una piattaforma aerea o satellitare. Se per aumentare la risoluzione spaziale, si accorciasse la lunghezza d'onda del sensore, si avrebbe una limitata capacità di penetrazione delle nuvole e si perderebbe uno dei grandi vantaggi del RADAR. Per ovviare a tale problema si è sviluppato il concetto di antenna ad apertura sintetica o SAR (*Synthetic Aperture RADAR*).

Con l'acronimo SAR (*Synthetic Aperture Radar*) si indica un sensore attivo su piattaforma in movimento che sfrutta il suo moto per aumentare la lunghezza dell'antenna e definire così un'antenna sintetica. Si consideri un satellite in moto orbitale a velocità v , con un'antenna reale di lunghezza L , lungo la direzione azimutale. In un istante t_0 il fascio radar inizia ad illuminare il punto P (fig. 2.23). Nella sua orbita il trasmettitore invia una serie di impulsi, con una propria frequenza, che da t_0 e fino ad un istante t_1 , colpiscono P. L'antenna reale L occupa quindi una serie di $2N+1$ posizioni equispaziate, per ciascuna delle quali invierà un impulso verso il bersaglio. L'antenna L definisce quindi un *array* sintetico di lunghezza L_s lungo la direzione dell'*azimuth* o, equivalentemente, una singola antenna sintetica di lunghezza L (Stramondo *et al.*, 2006). Nell'intervallo temporale $T = t_1 - t_0$ il satellite percorre una distanza:

$$L_s = v \cdot T = R_0 \cdot \frac{\lambda}{L}$$

con $\lambda/L = \beta_s$, apertura del fascio RADAR ad apertura sintetica.

La risoluzione azimutale è:

$$r_{az} = R_0 \frac{\lambda}{2L_s}$$

da cui, sostituendo L_s , si ottiene:

$$r_{az} = \frac{\lambda}{2 \frac{\lambda}{L} R_0} R_0 = \frac{L}{2}$$

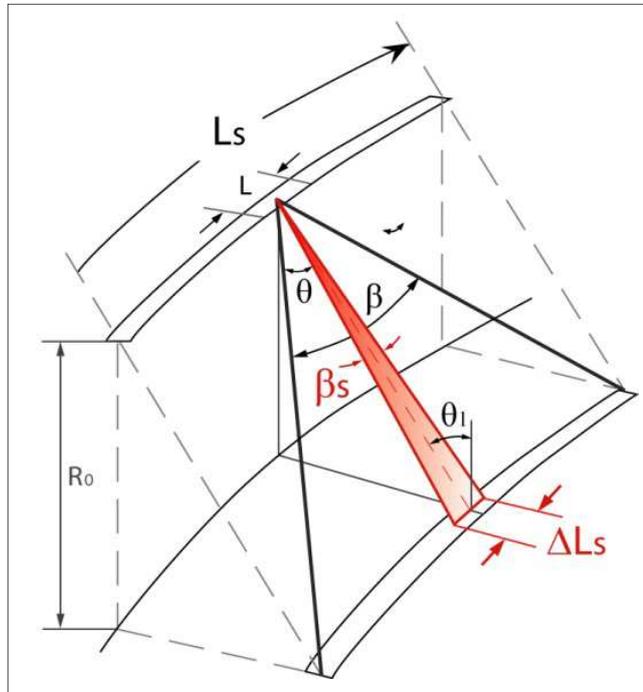


Figura 2.23 - Geometria di acquisizione del SAR in azimuth (da Stramondo et al., 2006, modificata).

Ne risulta che la risoluzione spaziale in *azimuth*, di un radar in moto su una traiettoria supposta rettilinea, è direttamente proporzionale alla lunghezza dell'antenna per un fattore 0.5, cioè la risoluzione azimuthale è la metà della lunghezza dell'antenna reale. Essa è inoltre indipendente dalla quota di volo del radar, R_0 . La spiegazione è nel fatto che ad una diminuzione di L corrisponde un aumento del numero di elementi dell'array sintetico ovvero, un aumento della dimensione dell'antenna sintetica (Stramondo et al., 2006).

La precedente descrizione del significato di Radar ad Apertura Sintetica può essere sviluppata in maniera alternativa tramite un approccio frequenziale, introducendo il concetto di frequenza Doppler, come intuì nel 1954 il matematico americano Wiley, permettendo il successivo sviluppo dei sistemi SAR. A causa del movimento del satellite, l'effetto Doppler crea delle distorsioni della frequenza lungo *azimuth*: i segnali retrodiffusi da bersagli in avvicinamento al satellite hanno

frequenze più alte rispetto ai segnali di ritorno riflessi da bersagli in allontanamento dal satellite. In pratica Wiley osservò che due bersagli puntuali, con angoli di vista leggermente diversi rispetto alla traiettoria di volo del radar, hanno diverse velocità relative rispetto al satellite. Questo significa che i segnali retrodiffusi dai due bersagli avranno frequenze diverse in accordo con il principio Doppler. Quindi, se il radar osserva un oggetto in movimento, il segnale retrodiffuso ricevuto avrà una frequenza relativa diversa da quella del segnale trasmesso (Hanssen, 2001).

Analizzando matematicamente queste affermazioni si arriva a definire il *range* di variazione della frequenza Doppler (tra $-\frac{v}{L}$ e $\frac{v}{L}$) o Banda Doppler, B_d :

$$\frac{2v^2}{\lambda r_0} \cdot \frac{\lambda r_0}{Lv} = \frac{2v}{L} = B_d$$

dove v è la velocità con cui si muove il radar, r_0 è la distanza minima tra radar e bersaglio ed L è la lunghezza dell'antenna.

Quindi, essendo la frequenza Doppler, un segnale linearmente modulato in frequenza di banda B_d , esso equivale ad un segnale *chirp* lungo la direzione azimutale (cioè si ottiene un *chirp* nel dominio della frequenza Doppler che si genera spontaneamente dal moto relativo del sensore rispetto alla superficie che si sta osservando). Di conseguenza la risoluzione in *azimuth* può essere espressa tramite la banda Doppler:

$$r_{az} = \frac{v}{B_d} = \frac{L}{2}$$

Con un approccio doppler in *azimuth* si ottiene il medesimo risultato mostrato in precedenza, cioè che la risoluzione azimutale è metà della lunghezza d'onda e che tale risoluzione è limitata essenzialmente dalla Banda Doppler del sistema (SARscape Guide Book, 2008).

Risolto il problema di aumentare la risoluzione in *azimuth*, mantenendo entro certi limiti fisici le dimensioni dell'antenna, rimane da migliorare la risoluzione lungo *range*. Come si evince dalla formula della risoluzione lungo *range* di un RADAR ad Apertura Reale (pag. 31), più corta è la durata dell'impulso, t , migliore è

la risoluzione in *range*. Per ottenere una risoluzione in *range*, dell'ordine di qualche metro, occorre utilizzare un impulso avente una durata dell'ordine di 10^{-7} - 10^{-8} sec, ma l'energia necessaria a trasmettere un tale segnale sarebbe però molto alta, rendendone difficile l'utilizzo e peggiorando il rapporto segnale/rumore e la risoluzione radiometrica. L'alternativa è trasmettere un segnale con un'alta larghezza di banda e linearmente modulato in frequenza (il cosiddetto *chirp*) (Hanssen, 2001; Lauknes, 2004; Stramondo, 2006). In seguito alla maggiore durata del segnale *chirp*, i ritorni si sovrappongono, ma presentando frequenze differenti, è possibile separarli e riattribuirli al loro *ground target* originale, grazie ad operazioni di filtraggio *post processing*. La risoluzione in range, r_{rg} con sensore SAR sarà quindi:

$$r_{rg} = \frac{c}{2 \cdot B}$$

con c , velocità della luce e B , banda del segnale.

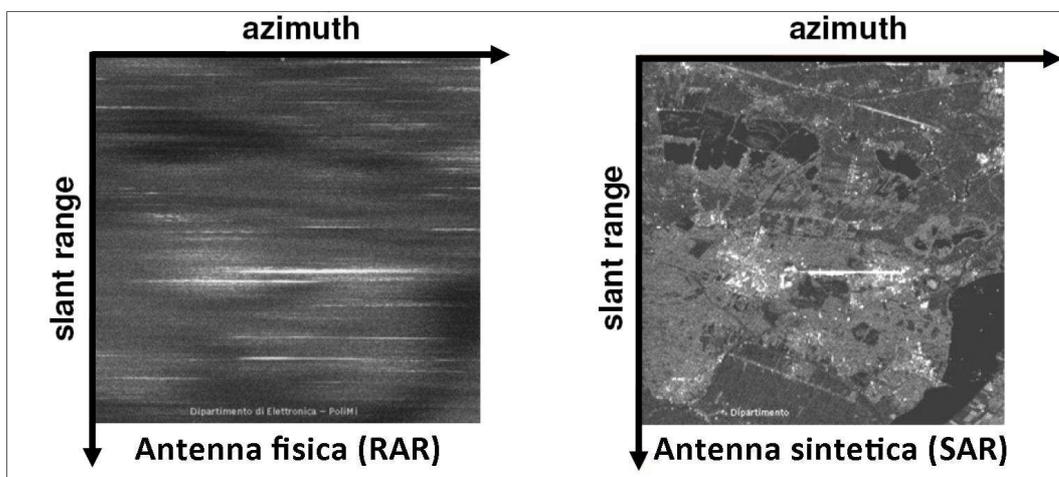


Figura 2.24 - Differenza di risoluzione tra un'immagine acquisita con un RAR (sinistra) e con un SAR (destra) (da Prati, 2008, modificata).

Infine è importante ricordare che, per poter effettuare il *processing* delle immagini SAR e l'analisi interferometrica, è necessario usare un RADAR coerente, dove la fase del segnale trasmesso è "conservata" e usata come riferimento per confrontare il segnale di ritorno (Hanssen, 2001).

2.4 L'INTERFEROMETRIA SATELLITARE SAR (INSAR)

Per *interferometria SAR* si intende lo studio della differenza di fase e di ampiezza del segnale retrodiffuso, presente tra due immagini SAR che osservino la stessa scena da angoli di vista diversi (Gabriel *et al.*, 1989; Massonnet e Feigl, 1998; Ferretti *et al.*, 2007)(fig. 2.25). La mappa delle differenze di fase presenti tra due immagini SAR è detta *interferogramma* (fig. 2.26).

Lo studio dei terremoti rappresenta un esempio chiarificatore della tecnica interferometrica. Prendendo un'immagine acquisita dopo l'evento (*slave*) e confrontandola con una acquisita prima dell'evento (*master*) è possibile evidenziare gli spostamenti del terreno. Quest'ultimo, in seguito al terremoto, si sarà spostato e risulterà relativamente più lontano o vicino al satellite e perciò il segnale dovrà percorrere rispettivamente più o meno strada per colpire lo stesso bersaglio che prima si trovava in un'altra posizione e quindi la fase del segnale di ritorno sarà diversa nelle due immagini poste a confronto.

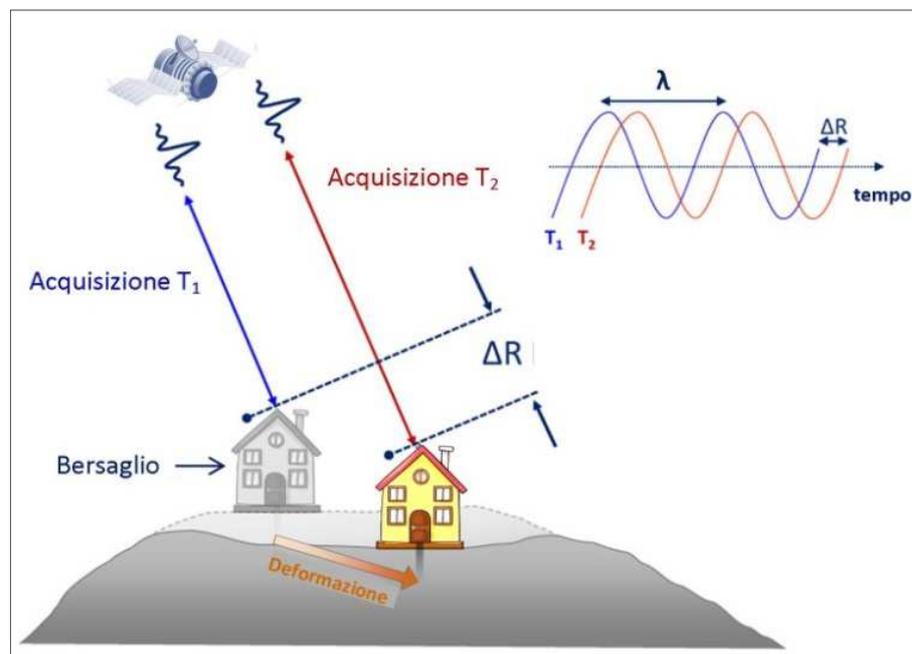


Figura 2.25 - Interferometria del segnale (Telerilevamento Europa, modificata).

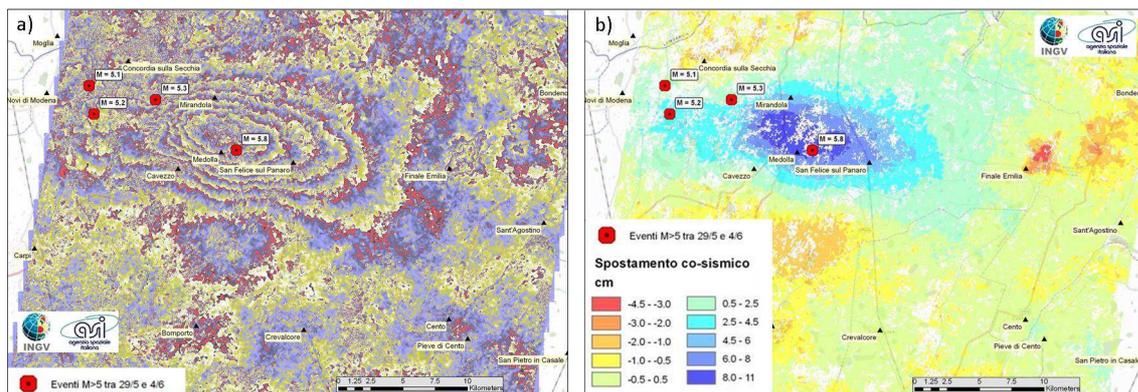


Figura 2.26 - Interferogrammi del terremoto che ha colpito l'Emilia Romagna nel maggio del 2012. (a) variazione di fase ottenuta con il confronto delle immagini pre e post evento (ogni cerchio rappresenta uno spostamento del terreno avvenuto in seguito al sisma). (b) I cerchi concentrici dell'interferogramma sono stati "tradotti" in una mappa di spostamento (in blu le aree che si sono sollevate ed in rosso quelle abbassate) (www.ingvterremoti.wordpress.com).

Un'altra diretta applicazione del principio della variazione di fase è lo studio dei movimenti di versante. L'interferometria è un valido supporto sia per studiare fenomeni improvvisi (es. in seguito ad eccezionali eventi piovosi), sia per monitorare nel tempo le instabilità, grazie al tempo di rivisitazione dei satelliti. Nel primo caso si analizza la differenza di ampiezza tra le immagini, nel secondo caso la differenza di fase.

Sebbene il principio base della tecnica interferometrica risalga ai primi anni '70 (Graham, 1974, Richman, 1971), le sue prime applicazioni risalgono agli anni '80. Esse riguardarono lo studio topografico della superficie terrestre (Zebker e Goldstein, 1986; Li e Goldstein, 1987; Gabriel e Goldstein, 1988; Gabriel *et al.*, 1989; Prati *et al.*, 1989), poiché la differenza di fase può essere semplicemente dovuta alla variazione di quota della superficie sottostante il satellite e quindi un approccio interferometrico porta alla produzione di modelli di elevazione del terreno (DEM, *Digital Elevation Model*). Altre importanti applicazioni riguardarono il monitoraggio delle correnti oceaniche (Goldstein e Zebker, 1987; Goldstein *et al.*, 1988), lo studio dei movimenti del terreno in seguito a processi tettonici (Massonet *et al.*, 1993, 1995; Zebker *et al.*, 1994), il monitoraggio dei ghiacciai (Goldstein *et al.*, 1993; Joughin *et al.*, 1996), il monitoraggio dei processi gravitativi (Strozzi *et al.*, 2000; Rott e Nagler, 2006; Hilley *et al.*, 2004), e lo studio della subsidenza (Hanssen e Usai, 1997; Ferretti *et al.*, 1999; Fruneau *et al.*, 1999).

Di seguito l'attenzione maggiore sarà posta sia sulla descrizione degli aspetti basilari dell'analisi di immagini SAR, che sugli aspetti geometrici di acquisizione di tali immagini. La trattazione matematica del segnale SAR è priorità di altre discipline; per il campo delle geoscienze è importante conoscere la catena del *processing* interferometrico, per interpretare il significato del risultato e collegarlo allo studio delle problematiche geologiche ed ambientali.

Geometria di acquisizione del SAR

La modalità di acquisizione delle immagini SAR a scopi interferometrici può essere di due tipi: *single pass* o *dual pass*. Nel primo caso le acquisizioni avvengono contemporaneamente (es. due antenne, montate sulla stessa piattaforma, che guardano simultaneamente la stessa area), con una minima variazione della geometria di acquisizione, nel secondo caso le due immagini sono acquisite in istanti di tempo diversi, cioè da un singolo satellite che osserva la stessa area in due passaggi separati; in questo caso la distanza tra le due orbite di acquisizione varia tra alcuni metri e svariate centinaia di metri.

Si prenda in considerazione la modalità *dual pass*. Durante il primo passaggio del satellite (1) l'antenna SAR vede un'area del terreno con un angolo di vista α_1 ; nel secondo passaggio (2), l'antenna illumina la stessa area, ma con un angolo di vista leggermente diverso, α_2 . La differente angolazione di acquisizione, $\Delta\alpha$, può essere espressa anche in termini di distanza tra le posizioni 1 e 2 del satellite durante le due acquisizioni (fig. 2.27). Si definisce *baseline*, B , la distanza fisica tra le due antenne, cioè la distanza tra i due satelliti al momento del rilievo, nel piano perpendicolare alla direzione d'orbita. La *baseline* normale (o perpendicolare), B_n , è la distanza tra la posizione del satellite durante l'acquisizione della prima immagine e la *Line of Sight* (LOS) del satellite durante la seconda acquisizione (fig. 2.27). La *baseline* temporale rappresenta l'intervallo, in giorni, tra le due acquisizioni.

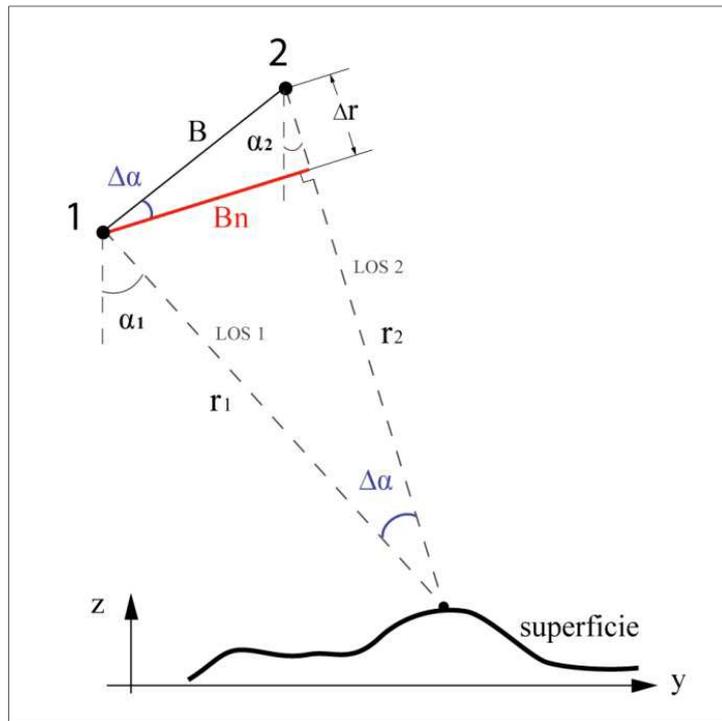


Figura 2.27 - Geometria di acquisizione SAR.

La differenza di fase interferometrica, $\Delta\varphi$, che si viene a creare tra le due osservazioni, dipende dalla differenza di percorso, Δr ($= 2r$, poiché bisogna tenere conto del percorso di andata e ritorno dell'onda) ed è proporzionale al rapporto tra un ciclo intero di fase in radianti (uguale a 2π) e la lunghezza d'onda λ :

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi \cdot \Delta r}{\lambda} = \frac{4\pi \cdot r}{\lambda}$$

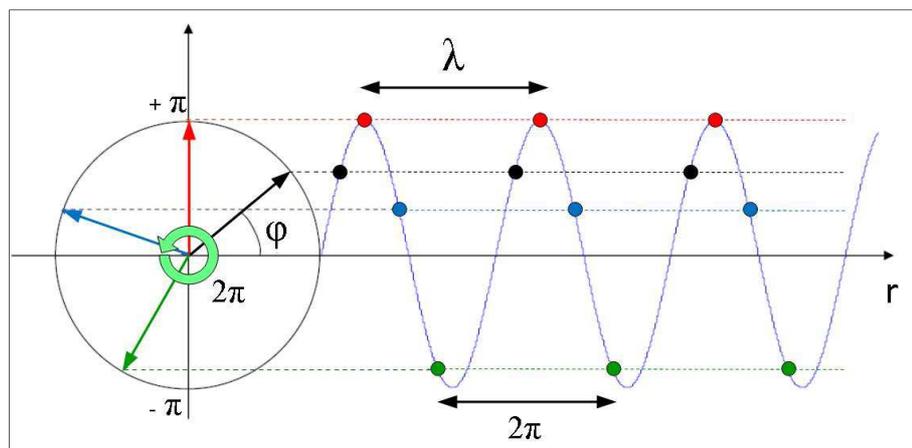


Figura 2.28 - Natura sinusoidale dell'onda elettromagnetica e principali parametri geometrici che la caratterizzano.

A causa della natura periodica del segnale sinusoidale, differenze di percorso sensore-bersaglio (valori di Δr) che differiscono tra loro di un multiplo intero della lunghezza d'onda, introducono la stessa differenza di fase (Ferretti et al., 2007). Ad esempio, nel caso dei satelliti ERS ($\lambda = 5,6$ cm), valori di Δr , uguali a 5,6 cm (1λ), 11,2 cm (2λ) o 16,8 cm (3λ), introducono una variazione di fase rispettivamente uguale a 2π , 4π , 6π , cioè introducono sempre una differenza di percorso uguale ad un ciclo intero della fase e perciò queste variazioni non sono distinguibili tra loro. In altre parole, la fase del segnale SAR è la misura della frazione di Δr , che è più piccola della lunghezza d'onda del segnale trasmesso (Ferretti et al., 2007).

Se consideriamo una differenza di fase uguale ad un ciclo di 2π , dalla formula precedente si ottiene che:

$$r = \frac{\Delta\varphi \cdot \lambda}{4\pi} = \frac{2\pi \cdot \lambda}{4\pi} = \frac{\lambda}{2}$$

quindi una frangia interferometrica corrisponde ad una variazione di deformazione di mezza lunghezza d'onda (Casu *et al*, 2011).

La differenza di fase è misurata lungo la LOS dell'immagine SAR di riferimento (*master*), cioè lungo la congiungente sensore-bersaglio (in pratica la direzione di *slant range*). In caso di studio di fenomeni franosi, questo comporta che il sistema SAR sarà in grado di misurare solo la proiezione lungo la LOS, della deformazione reale (Colesanti e Wasowski, 2006).

Cos'è la fase interferometrica

Come accennato in precedenza, la fase interferometrica (φ_{int}) è la differenza di fase tra due immagini SAR acquisite da angoli di vista leggermente differenti ed è dovuta alla somma di diversi contributi:

$$\varphi_{int} = \varphi_{geom} + \varphi_{topo} + \varphi_{displ} + \varphi_{atm} + \varphi_{err}$$

dove è φ_{geom} è la parte della fase legata al differente angolo di vista tra le due immagini, cioè alla differente geometria di acquisizione (quindi dipende dalla *baseline*), φ_{topo} è la parte della fase che contiene l'informazione topografica cioè la

relazione tra fase e quota, φ_{displ} è il contributo dovuto all'eventuale movimento intercorso tra le due acquisizioni, φ_{atm} è il contributo dovuto alla variazione del percorso dell'onda elettromagnetica indotto da variazioni di composizione, umidità, temperatura e pressione dell'aria, infine, φ_{err} è il contributo dovuto alle distorsioni radiometriche od ad errori di srotolamento della fase o di determinazione delle orbite (v. pagina 55-56).

Per estrarre dall'interferogramma l'informazione inerente ad una determinata componente è necessario isolarla dalle altre, le quali devono essere sottratte alla fase. Ad esempio per conoscere lo spostamento di un oggetto bisogna sottrarre dalla fase interferometrica totale il contributo dovuto alle decorrelazioni radiometriche, quello dovuto alla topografia, all'atmosfera, ed infine il contributo dovuto alla differente geometria di acquisizione.

I fattori che influenzano la qualità della fase interferometrica

La fase è influenzata da fattori legati alla tecnica interferometrica e da fattori di origine strumentale. Tra i primi rientrano la decorrelazione geometrica, la decorrelazione temporale, gli errori presenti nel DEM utilizzato per cancellare il contributo della fase topografica, la conoscenza imprecisa dei dati orbitali. Tra i secondi troviamo il rumore termico strumentale, le instabilità della frequenza del RADAR e le variazioni della PRF (Stramondo *et al.*, 2006).

La decorrelazione geometrica è dovuta alle variazioni angolari con cui una stessa scena viene ripresa nelle due immagini SAR che compongono la coppia interferometrica. All'aumentare della baseline aumenta la decorrelazione spaziale, poiché aumenta la differenza della geometria di acquisizione e quindi varia la risposta elettromagnetica della scena SAR osservata. Si avrà quindi, una perdita d'informazione dovuta alle distorsioni geometriche che portano ad una riduzione della correlazione spaziale. Si definisce dunque la *baseline* critica, cioè il valore massimo di *baseline* utile, per poter avere una fase interferometrica significativa:

$$B_c = \frac{\lambda \cdot r}{2r_g \cdot \cos^2 \theta}$$

La baseline critica, B_c dipende da quasi tutti i parametri che intervengono nella geometria di acquisizione del SAR. Essa è direttamente proporzionale alla lunghezza d'onda (λ) e alla distanza sensore-bersaglio in *slant range* (r), mentre è inversamente proporzionale alla risoluzione in *ground range* (r_g) e all'angolo di vista (θ). Per ottimizzare le prestazioni del sistema è necessario che la *baseline* sia abbastanza grande da dare sufficiente sensitività della fase alla quota, ma abbastanza piccola da non introdurre troppa decorrelazione geometrica (Stramondo *et al.*, 2006).

La decorrelazione temporale è dovuta al modificarsi nel tempo della risposta elettromagnetica della superficie a causa, ad esempio, di fenomeni atmosferici (nelle due diverse acquisizioni si possono produrre cambiamenti dell'indice di rifrazione atmosferico dovuti a condizioni differenti di umidità, temperatura e pressione), di modifiche operate dall'uomo o dagli eventi naturali (coltivazioni, frane, ecc) o semplicemente dalla crescita della vegetazione (alle lunghezze d'onda alle quali si opera, l'interazione del segnale radar con le cime di alberi produce una rilevante perdita di coerenza). La coerenza esprime la variazione delle proprietà di retrodiffusione della superficie osservata, tra i due passaggi del satellite. Da essa dipende la qualità dell'informazione contenuta nell'interferogramma. La coerenza varia da 0 a 1: se ci riferiamo ad un oggetto, la sua coerenza sarà zero se ha completamente variato le sue caratteristiche elettromagnetiche e quindi la risposta in termini di retrodiffusione, tra il primo e secondo passaggio del satellite, sarà uguale a uno se tale risposta è rimasta invariata. Ad esempio gli alberi variano la loro risposta elettromagnetica e quindi la coerenza, nel corso delle stagioni, mentre una casa od una roccia (a meno che non coperti da neve) non variano le loro proprietà di retrodiffusione (o le variazioni sono minime). Come vedremo in seguito tale proprietà è utilizzata nella tecnica dei *Persistent Scatterers* (v. paragrafo 2.5.1.)

Tra i fattori che influenzano la qualità della fase interferometrica, c'è anche l'imprecisa conoscenza dei dati orbitali. L'impatto della non perfetta conoscenza dei parametri orbitali, ed in particolare della componente verticale della baseline, ha un notevole rilievo sulla qualità dell'interferogramma (v. pagina 56).

2.4.1 FASI PER LA PREPARAZIONE DELLE IMMAGINI SAR

Focalizzazione (*Focusing*)

Nell'immagine SAR grezza (*raw SAR data*), l'energia retrodiffusa da un bersaglio è dispersa sia in direzione *range* che in *azimuth*. Lo scopo della focalizzazione è di raccogliere l'energia dispersa nel pixel associato al diffusore d'origine e migliorare la risoluzione in *azimuth* e *range*

In direzione di *I*, il segnale deve essere compresso, cioè essere riferito al suo bersaglio originale tramite operazioni di convoluzione (*matched filters*), effettuate nel dominio delle frequenze, attraverso la trasformata di Fourier (Fast Fourier Transform, FFT). Anche durante la compressione in *azimuth* viene applicata la trasformazione FFT, ma intervallata da un passaggio denominato *Range Cell Migration Correction*, che considera come influisce, sulla diffusione del segnale, la posizione del pixel a terra in direzione *range* (*Range Cell Migration*: nell'intervallo di acquisizione dell'immagine, il satellite percorre la propria orbita in un certo tempo, durante il quale un punto a terra cambia la sua posizione a causa della rotazione terrestre e esce dalla cella di risoluzione). Entrambi questi passaggi non sono risolvibili se non si esegue preventivamente una stima del centroide di Doppler, e non si associa quindi, uno spettro di frequenza ad un determinato pixel a terra. Dalla teoria dell'effetto Doppler (non trattata in questa sede) si evince che un target, durante il periodo di illuminazione del sensore, produce un'eco di frequenza linearmente variabile (v. pag. 40). Successivamente è necessario stimare il valore di frequenza in ogni punto, soprattutto il valore di frequenza corrispondente al minimo raggio di *slant range* (v. formula a pagina 40). In questo punto il target avrà un valore di frequenza massimo rispetto agli altri target con la stessa coordinata di *slant range* compresi nel fascio di punti illuminati dal segnale; sarà quindi possibile determinarlo e risalire, tramite il suo spettro di frequenza, al valore preciso della sua coordinata. La frequenza di picco appena citata è la frequenza del centroide di Doppler (*Doppler Centroid Frequency*) che si richiede nel procedimento di focalizzazione.

Le immagini focalizzate hanno un'estensione *.slc* (*Single Look Complex*).

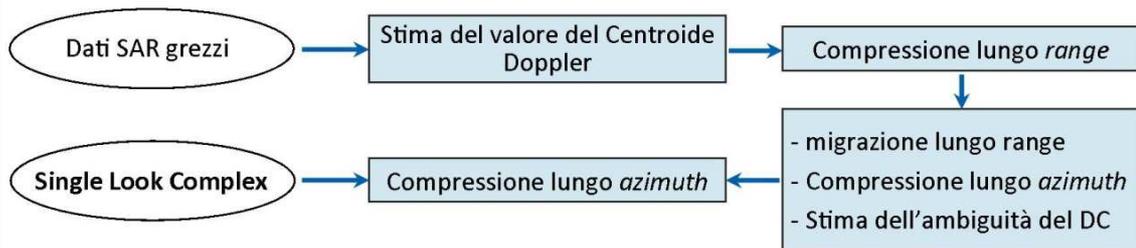


Figura 2.29 - Step principali del focusing (da SARscape guidebook, 2008, modificato).

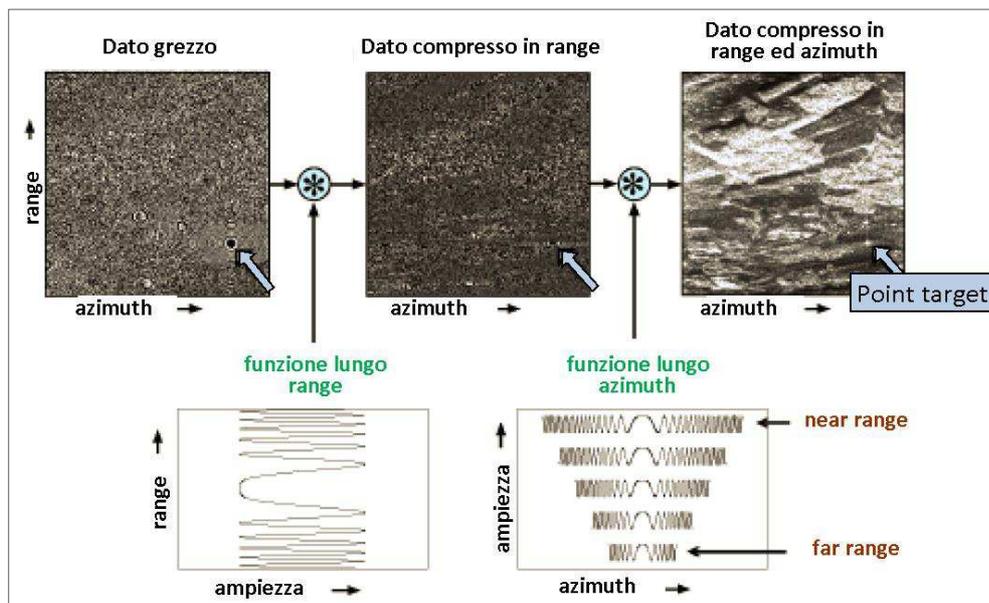


Figura 2.30 - Trasformazione del dato grezzo durante il passaggio di focusing.

Multilooking:

Nelle immagini focalizzate le risoluzioni spaziali in *slante range* ed *azimuth* sono diverse. L'obiettivo del *multi-looking* è riportare l'immagine ad una geometria confrontabile con la realtà a terra, cioè creare una risoluzione in *ground range* con un pixel quadrato. Per fare questo vengono ricampionati i dati riguardanti tanti pixel in direzione di *azimuth* quanti ne sono necessari per pareggiare la dimensione di *ground range*. Nel caso ERS 1 ed ERS 2 la risoluzione lungo *azimuth* è di 3,99 m, quella lungo *slante range* è 7,90 m. Essendo l'angolo di incidenza di 23°, si ottiene una *ground resolution* di 20,21 m (v. formula a pagina 31). La risoluzione in *azimuth*, deve essere quindi moltiplicata per 5, per poter avere un pixel quadrato di circa 20 x 20 m. In altre parole, per creare un pixel quadrato, bisogna prendere

cinque pixel in *azimuth* per ogni pixel in *ground range*. Il rapporto di *multilooking* è quindi 1:5 nel caso di ERS ed ENVISAT.

Le immagini “multilokkate” hanno un’estensione .pwr (power).

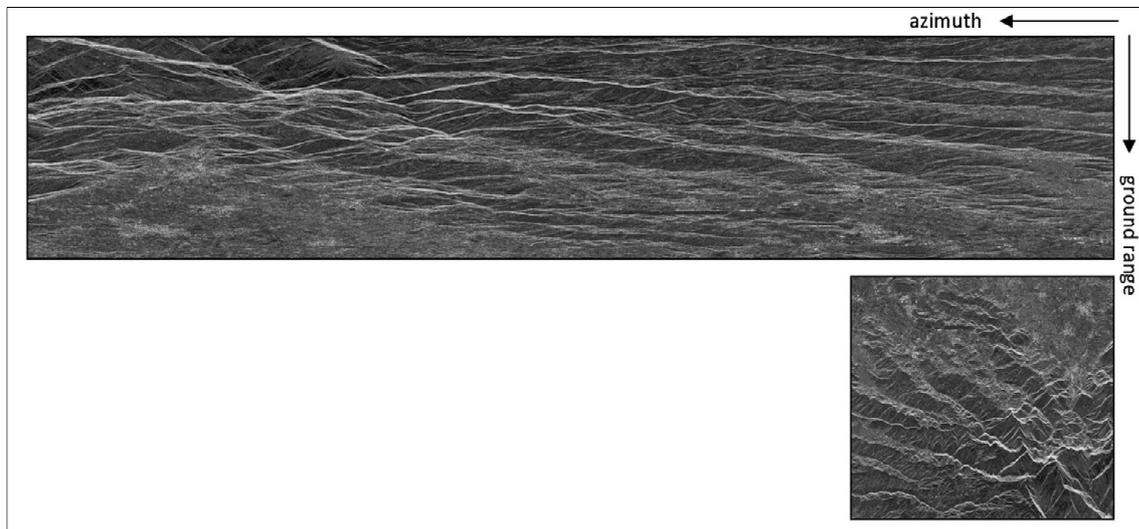


Figura 2.31 - Immagine del satellite ERS-1 in modalità *single look*, a sinistra e *multi look*, a destra. Rapporto range-azimuth 1:5. Parte nord-occidentale della provincia di Vicenza.

Filtraggio dello *speckle*:

L’elaborazione di *multilook* comporta un primo filtraggio dello *speckle* poiché alla diminuzione della risoluzione spaziale effettuata con il *multilooking* è associato un miglioramento della risoluzione radiometrica dell’immagine.

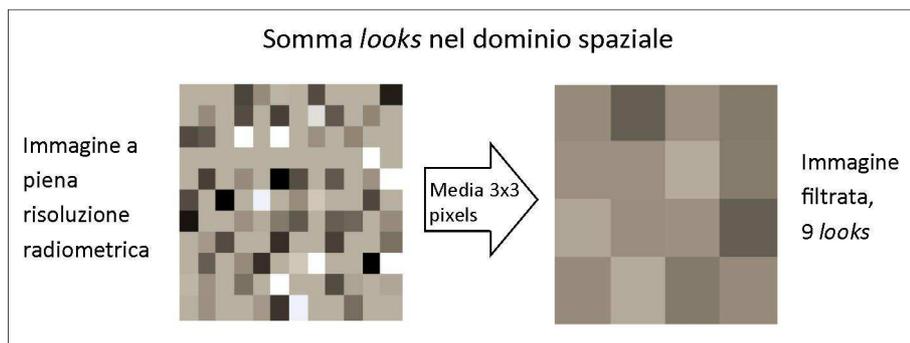


Figura 2.32 - Riduzione dell’effetto di *speckle* e conseguente diminuzione della risoluzione radiometrica in seguito al *multilooking* dell’immagine.

Un altro modo per ridurre lo *speckle* è quello di applicare dei filtri spaziali all’immagine. Esistono vari tipi di filtri (filtro di Lee, di Frost, Gamma, ecc.) ognuno dei quali si adatta alle variazioni locali dell’immagine per appianare i valori di

intensità o riflettività, in modo da ridurre lo *speckle*, ed intensificare le linee e i bordi per salvaguardare la chiarezza dell'immagine (Trianni, 2006).

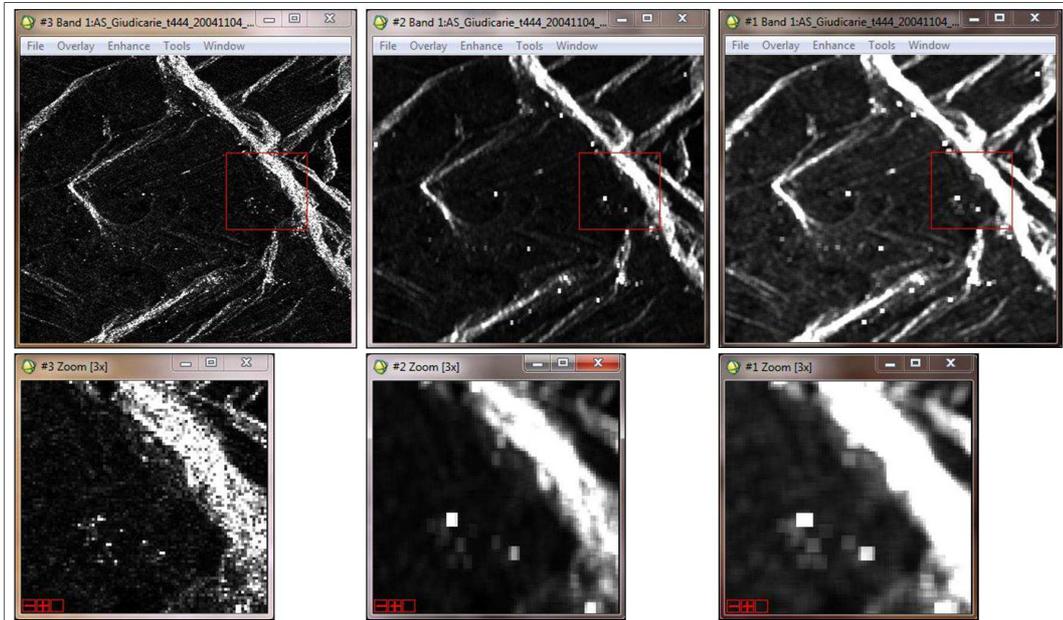


Figura 2.33 - Riduzione dell'effetto di *speckle*: immagine originale (sinistra), multilook 3 (centro), multilook 5 (destra). Si noti la marcata degradazione della risoluzione spaziale nel caso di destra.

2.4.2 FASI DEL PROCESSO INTERFEROMETRICO

Coregistrazione

Le due scene SAR per essere confrontabili devono essere nella stessa geometria in *slant range* ed è quindi necessario prima co-registrarle. Questa procedura permette di ottenere una precisa sovrapposizione delle immagini di una stessa area correggendo rotazioni, traslazioni e differenze di scala. Errate coregistrazioni causano perdite di coerenza. Per effettuare la coregistrazione, s'individua come riferimento una delle due scene, detta *master*, ed ad essa vi si riferisce (sovrappone) l'altra, detta *slave*. Se vi sono più di due immagini, come nel caso dell'interferometria differenziale (v. paragrafo 2.5) si individua una *supermaster* a cui riferire tutte le *slaves*.

Un oggetto si dice coerente se mantiene inalterate nel tempo le sue caratteristiche di riflessione e quindi la sua risposta elettromagnetica. La coerenza di fase è infatti definita come la costanza della fase nel tempo e/o nello spazio. Solo

in presenza di una buona coerenza tra le immagini, si possono osservare le frange interferometriche. Un'area coerente permette la generazione di interferogrammi di buona qualità; inoltre solo con buona coerenza si possono effettuare misure interferometriche attendibili. La coerenza di un interferogramma è una caratteristica misurabile, ed è un parametro compreso tra 0 ed 1, valori estremi che individuano, rispettivamente, un interferogramma del tutto privo di coerenza, ed un interferogramma totalmente coerente. Per quanto riguarda gli oggetti o le aree, i bacini d'acqua e le zone densamente vegetate hanno bassa coerenza, mentre le rocce esposte, i terreni aridi, gli edifici e le infrastrutture antropiche mostrano alta coerenza.

Creazione interferogramma

A questo punto si può generare un interferogramma tra due immagini SAR o una serie di interferogrammi tra più immagini SAR. Tali interferogrammi sono creati dal prodotto complesso tra i valori dei singoli pixel. Il risultato di questo *step* è la differenza di fase tra la *master* e la/le *slave/s*. La fase interferometrica però porta con se tutti i contributi della geometria di acquisizione, della topografia, atmosfera ed eventuali spostamenti del terreno che vengono rimossi con i successivi passaggi.

Spianamento (*Flattening*)

È la fase in cui avviene la rimozione del DEM, cioè si rimuove il contributo della topografia alla fase interferometrica, utilizzando delle altezze note: si ottiene così un interferogramma spianato (.dint) dove la larghezza delle frange presenti è funzione dei residui altimetrici e degli eventuali spostamenti presenti. I residui altimetrici dipendono dalla qualità del DEM utilizzato, che deve essere comunque riferito all'ellissoide.

Filtraggio (*Filtering*) e calcolo della coerenza

Il filtraggio dell'interferogramma spianato permette di generare un interferogramma con minore rumore. Nel *processing* delle immagini utilizzate per questo lavoro di ricerca, è stato utilizzato il filtro di Goldstein perchè è il più adatto per le aree a bassa coerenza. Infatti, il parametro "alpha" (α), che caratterizza la forza del filtro, è scelto, sulla base della coerenza della scena: con valori bassi di coerenza è necessario utilizzare alti valori di α così più forte sarà l'azione del filtro,

cioè le aree incoerenti saranno maggiormente filtrate rispetto alle aree coerenti. Questo implica una minimizzazione della perdita del segnale e una forte riduzione del rumore. Quindi il filtro Goldstein, migliora la visibilità delle frange e riduce il rumore introdotto dalla decorrelazione temporale e spaziale.

Questo tipo di filtro, permette di generare le mappe di coerenza prima o dopo il filtraggio. Le mappe di coerenza forniscono una misura della qualità della fase interferometrica, poiché mostrano i cambiamenti della risposta elettromagnetica di un oggetto nel tempo (cioè la variazione delle proprietà di retrodiffusione dell'oggetto). Dato che filtri di tipo Goldstein, vengono utilizzati su immagini molto "rumorose", con forte presenza di *speckle*, solitamente è meglio produrre le mappe di coerenza dopo il filtraggio.

Altre tipologie di filtri utilizzabili sono gli *adaptive windows* e i *boxcar*. I primi adattano le dimensioni della finestra di filtraggio alla frequenza e all'omogeneità della zona, dividendo le aree ad alta variabilità e bassa coerenza (mari, boschi), da quelle ad alta coerenza (città, deserti, ghiacciai), i secondi sono in pratica dei filtri passa basso che eliminano il rumore ed utilizzano finestre di piccole dimensioni per preservare anche le piccole strutture interferometriche.

Alla fine di questo processo si ottiene l'interferogramma spianato filtrato (.fint)(fig. 2.34) e la mappa di coerenza stimata (.cc)(fig. 2.35),

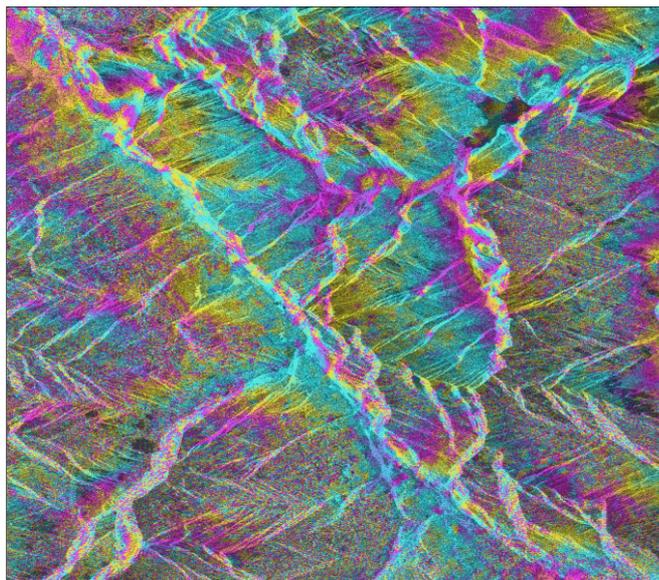


Figura 2.34 - Interferogramma filtrato relativo al frame ascendente ENVISAT utilizzato per l'area studio di Prezzo (cap.5).

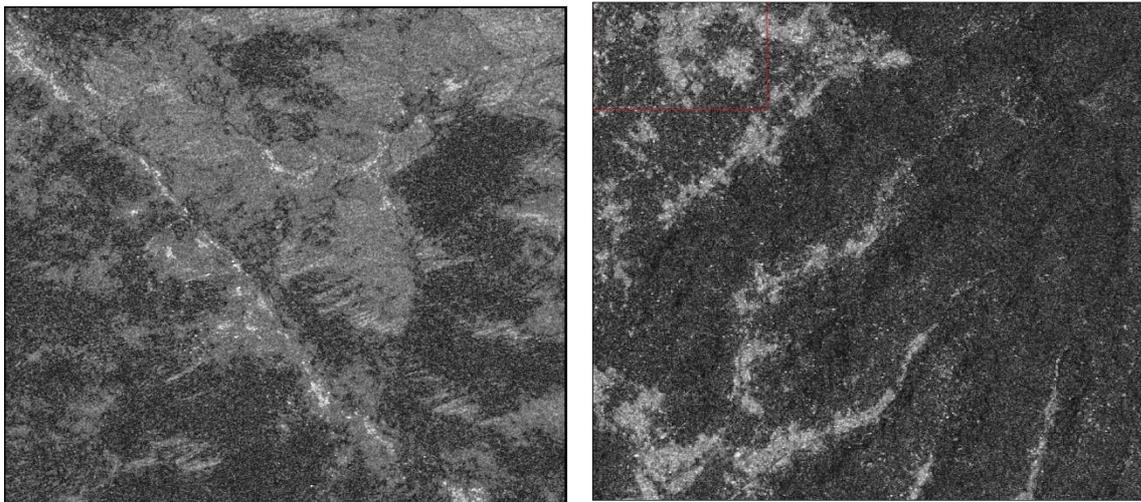


Figura 2.35 - Mappa di coerenza dopo il filtraggio; il bianco è uguale a coerenza 1, il nero a coerenza 0; tutti i valori intermedi sono rappresentati dalla scala dei grigi. A sinistra frame ascendente ENVISAT relativo all'area della Valle delle Giudicarie (cap. 5); a destra frame ascendente ERS relativo alla provincia di Vicenza nord-occidentale (cap. 3 e 4).

Srotolamento della fase (*Phase Unwrapping*)

Ogni ciclo di colore dell'interferogramma (dal blu al rosso nella figura...) corrisponde ad un ciclo intero di 2π della fase (variazione tra $-\pi$ e $+\pi$), cioè ad una variazione di quota o di spostamento di un bersaglio che causa un ciclo intero di 2π della fase (v. fig. 2.28), ovvero la differenza in Line Of Sight corrispondente ad un ciclo di 2π (altezza d'ambiguità). Lo *step* di srotolamento della fase risolve l'ambiguità di fase restituendo un valore univoco e assoluto di fase ed esplicitando il coefficiente moltiplicativo di 2π ; in questo modo si conferisce alla fase interferometrica un significato metrico. L'altezza d'ambiguità è determinata dalla *baseline*: maggiore è la *baseline* perpendicolare tra le immagini, minore è l'altezza di ambiguità e più accurate saranno le misure di altezza, poiché maggiore sarà la capacità della tecnica InSAR di ricostruire variazioni minori di quota.

Molti algoritmi sono stati sviluppati per srotolare la fase (*minimum cost flow*, *region growing*, *minimum least square*, ecc.), ma il miglior processamento si ottiene con la combinazione di più algoritmi. La premessa teorica di partenza di molti algoritmi di *phase unwrapping* è che i pixels adiacenti presentino una differenza di fase non srotolata compresa tra $-\pi$ e $+\pi$.

Gli interferogrammi svrappati hanno estensione .upha (unwrapped phase)

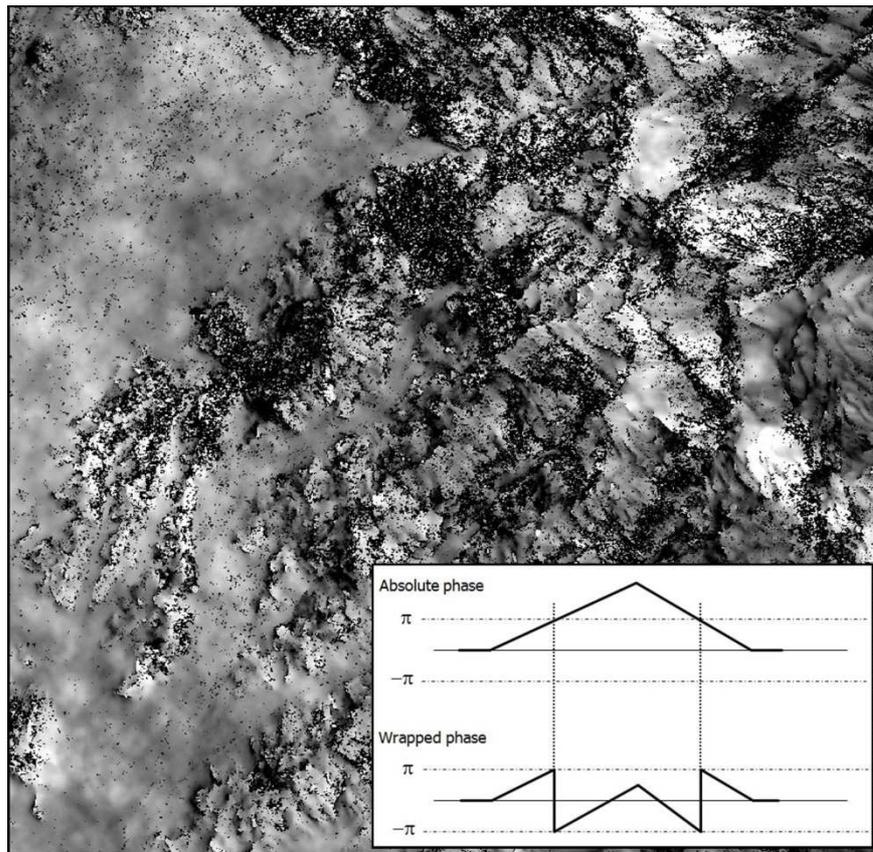


Figura 2.36 - Interferogramma svrappato di un'immagine ERS discendente (zona centro-settentrionale della provincia di Vicenza). Nel riquadro in basso a destra, differenza tra la fase arrotolata (in basso) e la fase srotolata (in alto).

Correzioni orbitali (Orbital refinement)

Una volta che la fase è stata srotolata può essere convertita nel dato di altezza o in spostamento. Prima di fare quest'operazione però è necessario operare un perfezionamento dei parametri orbitali a disposizione, soprattutto se si deve generare una mappa di spostamento. Infatti la precisione raggiunta dalle orbite DEOS per i satelliti ERS-1 ed ERS-2 è 15 cm nelle direzioni *along* ed *across-track* (Scharroo & Visser, 1998); per il satellite ENVISAT invece, le orbite aggiornate con sistema DORIS hanno una precisione tra 1 e 2 cm in *along* ed *across-track*.

É necessario quindi affinare ulteriormente la geometria di acquisizione tramite l'individuazione dei *Ground Control Points* (GCPs). Essi devono essere scelti in zone che siano facilmente rintracciabili sulla scena (ponti, incroci, centri abitati), in modo da creare una corrispondenza tra le coordinate SAR e quelle geografiche, e da lì risalire alle imprecisioni orbitali. Tali punti devono essere almeno sette, ma

tale numero è funzione del tipo di area indagata. Ad esempio, per le immagini dell'area nord occidentale della provincia di Vicenza, area montuosa e vegetata è stato necessario stabilire alcune decine di GCPs. Questi punti devono trovarsi possibilmente in aree ad alta coerenza e nel tempo non devono essere soggetti a spostamenti, devono essere posti al di fuori dell'area studio e devono essere distribuiti su tutta l'immagine analizzata ed infine devono essere posizionati su aree sempre visibili, cioè visibili su ogni immagine SAR (questo nel caso di interferometria differenziale dove le immagini processate sono più di 20).

Conversione fase-altezza/spostamento (*Phase to height/diplacement conversion*)

Ora la differenza di fase tra la master e la slave è dovuta al solo contributo della topografia e/o dello spostamento. Perciò è possibile determinare il valore di Δr (differenza tra i vettori di *slant-range*) e tradurre questa informazione in un dato di interesse topografico o in una velocità di spostamento.

Georeferenziazione (*Geocoding*)

E' la conversione delle coordinate *slant range* delle immagini SAR, in coordinate riferite ad un sistema di riferimento cartografico (es. WGS 84)

Nel caso del calcolo dei vettori di spostamento (*Phase to displacement conversion*) è importante sottolineare che il vettore velocità può essere proiettato su un piano definito in base alle necessità dell'utente: il software infatti permette di determinare la componente dello spostamento lungo la verticale (*vertical displacement*), ad esempio per applicazioni di subsidenza; oppure tramite il comando *slope displacement*, evidenziare lo spostamento lungo la direzione di pendenza del sistema (calcolata a partire dal DEM di riferimento), o ancora su qualunque asse di inclinazione (esempio direttrici tettoniche) ed *azimuth* impostati dall'utente.

Si tenga sempre presente che il SAR è in grado di misurare solo la componente in *slant range* (Colesanti e Wasowsky, 2006) dello spostamento, il quale può essere ulteriormente scomposta rispetto ad una direzione qualsiasi, ma rimanendo comunque soltanto espressione di quanto osservato in *slant range*. Per risolvere tale limite, è necessario utilizzare le immagini delle *tracks* ascendente e discendente: in questo modo una *track* misurerà una certa componente del movimento reale, l'altra *track* un'altra componente e sommandole dal punto di vista vettoriale si potrà ricostruire il vettore spostamento nella sua completezza.

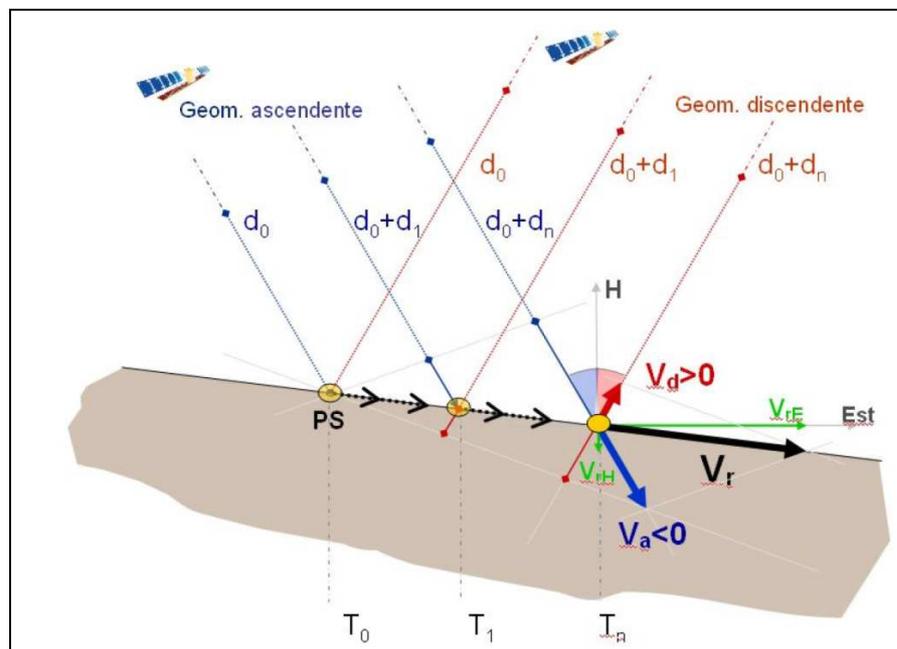


Figura 2.37 - Combinazione dei vettori velocità delle tracks ascendente (V_a) e discendente (V_d), per ottenere il vettore velocità reale, V_r (da T.R.E., 2008).

Per il processing interferometrico si è utilizzato un software commerciale, SARscape® (sviluppato da SARmap SA, Purasca, Svizzera), integrato in ENVI, come modulo aggiuntivo

2.5 L'INTERFEROMETRIA DIFFERENZIALE

Riprendendo in considerazione i contributi che formano la fase interferometrica totale, fino ad ora non è stato preso in considerazione, il contributo dovuto all'atmosfera, che quindi ancora influenza il calcolo del contributo dovuto alla topografia e/o del contributo dovuto allo spostamento (quest'ultimo deve essere isolato se si devono studiare i fenomeni franosi). Il contributo di fase legato ai cambiamenti atmosferici tra le diverse acquisizioni, viene rimosso, o per lo meno ridotto, grazie all'utilizzo delle tecniche di interferometria differenziale (*Differential Interferometric Synthetic Aperture RADAR, DInSAR*) che utilizzano una serie multi-temporale (*stack*) di immagini per interpolare l'atmosfera e per consentirne la successiva rimozione dagli interferogrammi differenziali. Queste tecniche utilizzano anche dei filtri spaziali e temporali per contenere i fenomeni di decorrelazione temporale e geometrica.

Il concetto di combinare insieme le informazioni interferometriche provenienti da un grande numero di immagini SAR (che quindi ricoprono un ampio intervallo temporale), permette inoltre la descrizione dell'evoluzione temporale delle deformazioni (con precisione millimetrica) e non la sola stima della differenza di spostamento tra due acquisizioni, come avviene per l'interferometria classica. Ovviamente, questa capacità è limitata dal numero e dalla distribuzione temporale delle acquisizioni disponibili. L'interferometria differenziale fornisce misure puntuali e quantitative a differenza dell'interferometria classica che da misure areali e qualitative (MATTM PST-A, 2009)

L'analisi interferometrica differenziale multi-temporale è stata sviluppata alla fine degli anni '90 dal Politecnico di Milano (Ferretti *et al.*, 2000, Ferretti *et al.*, 2001, Berardino *et al.*, 2002, Usai, 2003, Lanari *et al.*, 2004). Le tecniche avanzate di interferometria differenziale, che saranno trattate in questo paragrafo, sono in grado di misurare movimenti del terreno lenti ed estremamente lenti, dell'ordine dei millimetri all'anno. Con le tecniche DInSAR si può misurare la subsidenza di un'area (Canuti *et al.* 2005; Teatini *et al.*, 2005; Bitelli *et al.* 2008), la deformazione delle strutture antropiche (SARscape guidebook, 2008; T.R.E. Manuale d'uso

PSInSAR, 2008; Schunert & Soergel, 2012), il movimento di un'area in frana (Delacourt *et al.* 2003; Colesanti and Wasowsky 2006; Ferretti *et al.* 2006; Rott and Nagler 2006; Strozzi *et al.* 2010; Cascini *et al.* 2012; Herrera *et al.* 2013) sia a scala regionale che a scala locale (Notti *et al.*, 2009; Notti 2010).

L'obiettivo di questo lavoro di ricerca è di investigare le potenzialità ed i limiti delle tecniche avanzate di interferometria differenziale per conoscere le capacità di tali metodologie ai fini della caratterizzazione spazialmente e temporalmente delle aree affette da fenomeni d'instabilità e di comprendere il loro contributo a diverse scale d'indagine. Le due tecniche interferometriche più valide a questo proposito sono quelle note come *Persistent Scatterers* (PS), che sfrutta la presenza sul territorio di oggetti particolarmente riflettenti come edifici o rocce esposte e la tecnica *Small BAseline Subset* (SBAS) che sfrutta immagini acquisite in un breve intervallo temporale e in orbite molto vicine. Vediamole nel dettaglio.

2.5.1 PERSISTENT SCATTERERS (PS)

L'immagine SAR porta con sé informazioni sulla fase e sull'ampiezza dell'onda. L'ampiezza fornisce informazioni sulla riflettività del bersaglio, mentre la fase, come abbiamo visto, contiene informazioni sulla distanza sensore-bersaglio. Queste due tipologie di informazione sono fondamentali per la tecnica dei *Persistent Scatterers* (PS): l'ampiezza permette l'individuazione dei PS, la fase consente di stimare lo spostamento dei PS.

I *Persistent Scatterers* (diffusori permanenti) sono bersagli che mantengono inalterata la firma elettromagnetica (cioè le loro caratteristiche di riflessione) in tutte le immagini, al variare della geometria di acquisizione e delle condizioni climatiche; preservano quindi l'informazione di ampiezza dell'onda nel tempo. I diffusori permanenti sono comunemente parti di edifici, strutture metalliche, rocce esposte, mentre la vegetazione che muta di continuo le sue caratteristiche elettromagnetiche, non costituisce un forte diffusore.

La tecnica dei PS è molto semplice poiché va ad individuare questi diffusori permanenti all'interno delle immagini SAR. La fase interferometrica in

corrispondenza dei PS non è influenzata da fenomeni di decorrelazione temporale e spaziale. I PS vengono identificati tramite un'analisi statistica dei valori di ampiezza e della fase presenti nello *stack* multi-temporale di immagini, cioè nella serie di immagini SAR acquisite in momenti diversi e con differenti angoli di vista. Maggiore è il numero di immagini prese in considerazione, più accurata sarà l'indagine statistica (Prati *et al.*, 2010).

Il contributo della fase dovuto allo spostamento, può essere separato (e quindi stimato) dai contributi provenienti dall'atmosfera e dalla topografia, in corrispondenza dei PS, in virtù dei differenti comportamenti spaziali e temporali di questi termini (Prati *et al.*, 2010). Gli artefatti dovuti all'atmosfera presentano una forte correlazione spaziale all'interno di una singola immagine SAR, ma mostrano una forte decorrelazione temporale se si considerano più immagini. In altre parole il contributo dovuto all'atmosfera può essere considerato costante all'interno di una singola immagine, ma essendo le condizioni atmosferiche un parametro variabile nel tempo, quando si considera uno *stack* di immagini avremo la presenza di una forte decorrelazione atmosferica temporale e quindi le immagini non sono confrontabili tra loro. Invece per quanto riguarda il contributo alla fase dovuto agli spostamenti dei bersagli, questo è fortemente correlato temporalmente, ma può presentare differenti gradi di correlazione spaziale a seconda del fenomeno analizzato (la subsidenza ad esempio generalmente coinvolge grandi aree, i fenomeni franosi invece possono essere molto localizzati). Il contributo topografico infine mostra un comportamento lineare in funzione del valore della baseline perpendicolare.

Come risultato finale dell'applicazione della tecnica PS, si ottengono:

- una mappa dei PS identificati nelle immagini e le loro coordinate spaziali;
- la velocità media di spostamento di ogni singolo PS lungo LOS (mm/anno);
- i dati di spostamento di ogni PS nell'arco di tempo analizzato (archivio temporale degli spostamenti);
- la stima della correzione delle altezze per ogni PS.

I vantaggi della tecnica PS riguardano la stima e rimozione del disturbo atmosferico, l'altissima risoluzione dei risultati e la stima delle velocità con precisioni di mm/anno su lunghi periodi. I limiti della sua applicabilità sono rappresentati dalla disponibilità di almeno 20 acquisizioni SAR, dall'assunzione di un trend lineare dello spostamento e dalla presenza di aree vegetate.

2.5.2 SMALL BASELINE SUBSET (SBAS)

Questo approccio differenziale permette di produrre sequenze temporali di deformazione attraverso l'utilizzo di interferogrammi a piccola baseline sia spaziale sia temporale. Rispetto alla tecnica dei PS, l'SBAS è meno sensibile al numero di immagini di input, poiché ricerca la coerenza distribuita spazialmente e non quella puntuale. Ovviamente maggiore è il numero d'immagini in input, migliori saranno i risultati, perché il contributo atmosferico sarà meglio stimato e rimosso.

Errori di svrappaggio (come la presenza di salti di fase) possono essere corretti grazie al passaggio di *Phase Editing* (Editazione) implementato nella catena del processamento SBAS. Un salto di fase tra pixels adiacenti è una variazione del valore della fase di un numero maggiore o minore di 2π , ma se si assume che pixels adiacenti abbiano comportamento simile, tali salti di fase non dovrebbero essere presenti. Infatti, lo *step* di *Phase Editing* permette di eliminare dall'insieme degli interferogrammi svrappati, quelli che presentano appunto salti di fase (o che presentano molte aree senza dati (*no data*))(fig. 2.38) (perché ad esempio ci sono troppe aree vegetate a bassa coerenza temporalmente).

Ovviamente, più lento è lo spostamento che coinvolge l'area studio, minore sarà la probabilità di avere errori di *phase unwrapping*. Come regola generale, le velocità di deformazione in LOS dovrebbero essere <4 cm/anno (per i sensori ESA-ERS) per assicurare una bassissima probabilità di errore (MATTM PST-A, 2009). Anche l'assenza di acquisizioni per lunghi periodi di tempo o il numero ridotto di osservazioni disponibili possono indurre ambiguità di fase nello studio del fenomeno da monitorare.

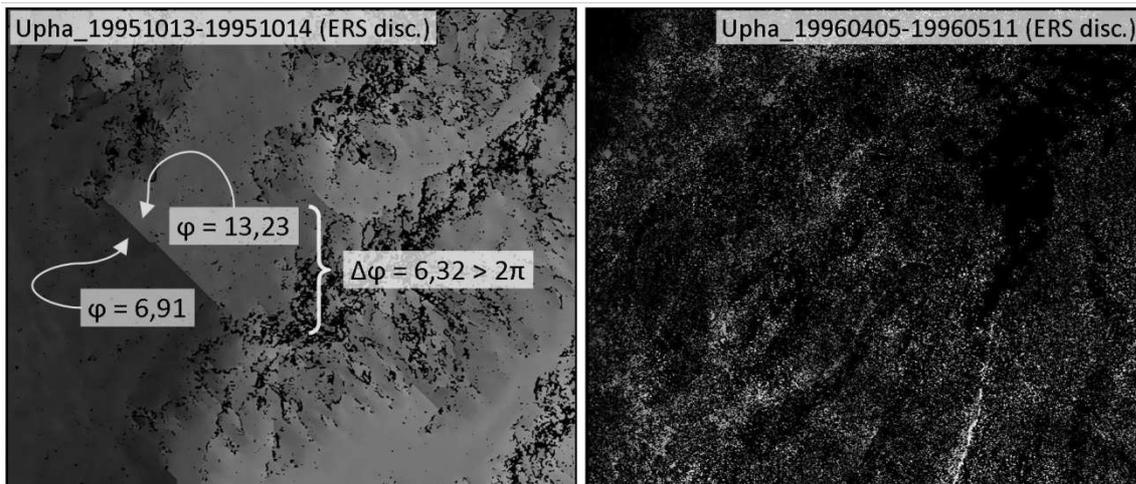


Figura 2.38 - Esempio di un salto di fase (sinistra) e della presenza di molti pixels privi di valore (pixels neri)(destra) all'interno di un interferogramma.

I vantaggi offerti dall'SBAS riguardano l'alta coerenza e densità spaziale (caratteristiche intrinseche degli interferogrammi a piccola baseline) e la riduzione degli errori grazie alla ridondanza dell'informazione (più interferogrammi per ogni immagine). Gli svantaggi sono rappresentati dalla risoluzione di un problema lineare sovradeterminato e a rango non pieno e dal fatto che sono richieste grandi capacità computazionali (Casu, 2011)

I passaggi svolti nell'approccio Small Baseline Subset sono mostrati in figura 2.40. Le immagini in input vengono prima collegate tra loro in base ai parametri di baseline spaziale e temporale introdotte dall'operatore (*connection graphs*)(fig.2.39). Questi parametri sono scelti in modo da creare un grafico più omogeneo possibile e che colleghi tra loro il maggior numero di immagini. In seguito le immagini vengono introdotte nella catena interferometrica vera e propria (coregistrazione, creazione interferogrammi, spianamento, filtraggio) fino ad avere gli interferogrammi svrappati (*phase unwrapping*). A questo punto, si possono eliminare gli interferogrammi svrappati con salti di fase o con isole di fase che comporterebbero errati risultati finali e si procede con l'operazione di *Refinement and Reflattening*, dove si correggono i parametri orbitali (*Refinement*, tramite GCPs) e si procede con il ri-spianamento degli interferogrammi

Gli interferogrammi ri-spiananti vengono inseriti nello *step* di prima inversione in cui avviene una prima stima delle velocità, una prima correzione delle

altezze (calcolo altezza residua). Tali valori sono utilizzati per ri-spianare gli interferogrammi, ripetere il passaggio di *Phase Unwrapping* e ricreare così degli interferogrammi svrappati migliori da inserire nello *step* successivo.

Prima di proseguire nella catena interferometrica, si opera, una seconda editazione per eliminare gli eventuali salti di fase ancora presenti e inizia così l'ultimo passaggio (seconda inversione) in cui il contributo dell'atmosfera viene stimato e rimosso ed è così possibile il calcolo delle velocità di spostamento. Ovviamente i risultati sono in geometria *slant range* e devono essere geocodificati.

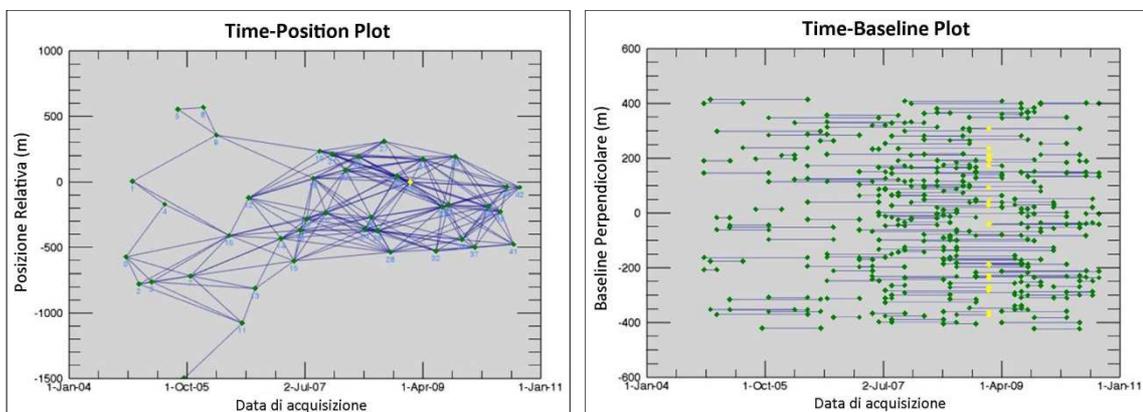


Figura 2.39 - Grafici delle connessioni: il grafico a sinistra mostra la distanza delle varie immagini dalla supermaster (punto giallo)(asse y) e le date di acquisizione delle immagini in input; il grafico a destra riporta lungo l'asse y i valori di baseline normale e lungo l'asse x le date di acquisizione delle immagini in input.

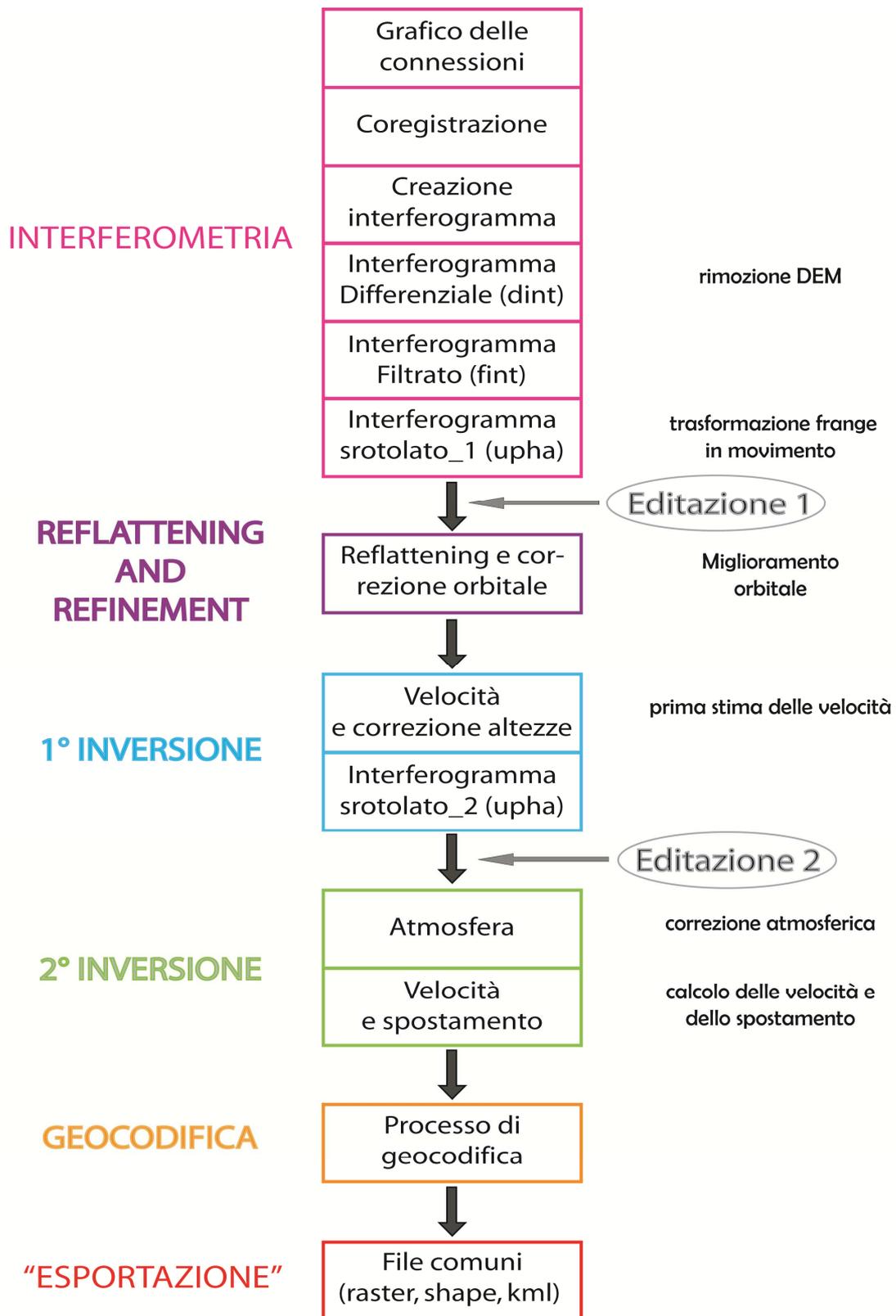


Figura 2.40 - Catena di lavoro del processo SBAS.

2.6. APPLICAZIONE DELLE TECNICHE DINSAR ALLO STUDIO DEI MOVIMENTI FRANOSI

Investigare i movimenti di frana usando l'interferometria differenziale presenta alcune limitazioni legate soprattutto ai limiti della tecnica stessa: distorsioni geometriche, decorrelazioni temporali e aree con bassa coerenza sono caratteristiche tipiche delle immagini SAR delle aree montuose e collinari che vengono usate per lo studio dei fenomeni d'instabilità. Quindi per valutare il grado di successo di un'analisi DInSAR, avente lo scopo di indagare le instabilità di versante, è necessario tenere presente alcuni fattori che possono essere fonte di errori e/o di sbagliate interpretazioni (ESA DUP SLAM2 Report, 2002)

La *decorrelazione geometrica*: molti oggetti con caratteristiche di riflessione stabili nel tempo, modificano la propria risposta elettromagnetica se osservati da direzioni troppo diverse. Questo comporta che solo coppie d'immagini SAR con baseline minore di alcune centinaia di metri possono essere utilizzate efficacemente per misure DInSAR.

La *decorrelazione temporale*, rappresenta spesso il principale fattore limitante se si analizzano aree densamente vegetate.

Gli *artefatti atmosferici*, influenzano la correlazione temporale perché aggiungono alla fase interferometrica totale, un contributo che spesso è difficile da stimare e rimuovere per isolare il contributo dello spostamento (Zebker *et al.*, 1997; Hanssen, 2001). Inoltre, soprattutto nelle aree montane, l'alta variabilità spaziale dell'atmosfera può influenzare la correlazione spaziale.

La *velocità di spostamento misurabile*. Una frangia interferometrica corrisponde ad un ciclo intero della fase cioè ad una distanza in *slant range* uguale a mezza lunghezza d'onda (v. formula a pagina 46). Di conseguenza, spostamenti uguali o maggiori a metà lunghezza d'onda non permettono di risolvere l'ambiguità di fase (per i satelliti ERS ed ENVISAT, operanti in banda C, una frangia corrisponde a 2,8 cm). Ne consegue che, nel caso di fenomeni di deformazioni con evoluzione particolarmente rapida, eventuali "salti" di diversi centimetri possano essere "equivocati" ovvero si verifica l'impossibilità di contare il numero intero di

lunghezza d'onda (ambiguità di fase). Nel caso limite in cui il bersaglio si muovesse esattamente di mezza lunghezza d'onda fra due passaggi successivi del satellite (2.8 cm nel caso di ERS, ENVISAT o RADARSAT), non risulterebbe possibile rilevare alcuna variazione di fase rispetto al caso di bersaglio fermo. Pertanto, tenuto conto che il segnale percorre per due volte lo stesso cammino (dal sensore al bersaglio e viceversa), la distanza massima misurabile, lungo LOS, tra due successive acquisizioni è pari a $\lambda/4$ (1.4 cm nel caso di ERS ed ENVISAT)(MATTMPST-A, 2009). La velocità di deformazione massima misurabile tramite interferometria satellitare, implementata con sensori che hanno tempi di rivisitazione dell'ordine del mese, senza incorrere in problemi di ambiguità delle misure, è di circa 5-6 cm/anno (www.pcn.minambiente.it). Mentre si possono considerare stabili i bersagli con velocità lungo LOS pari a ± 2 mm/anno (T.R.E., 2008).

La *tipologia di frana* indagabile in relazione alla lunghezza d'onda. In conseguenza alle motivazioni sopra descritte non risultano monitorabili i fenomeni ad evoluzione rapida o caratterizzati da accelerazioni repentine, ed anche le frane classificate come lente (velocità 1,6m/anno, Cruden e Varnes, 1994), non sono analizzabili con l'interferometria differenziale. I fenomeni di crollo e ribaltamento sono difficilmente osservabili mediante interferometria da satellite a causa della rapidità con cui si sviluppano, ma si possono comunque studiare tutti quei movimenti precursori di distacco del materiale ed al collasso finale. Per il monitoraggio dei fenomeni di scivolamento, le tecniche interferometriche satellitari hanno dato ottimi risultati, sia per movimenti traslativi che rotazionali (www.pcn.minambiente.it).

La *morfologia* dell'area indagata in relazione all'angolo di vista del satellite: la presenza di versanti acclivi e la stessa orientazione dei versanti causa la presenza degli effetti di distorsione geometrica (*foreshorteng, layover e shadow*), che rendono inapplicabile la tecnica interferometrica per l'identificazione ed il monitoraggio delle instabilità di versante. (v. paragrafo 2.2). Anche per questo motivo fenomeni di crollo, che insistono su pareti verticali, non sono analizzabili con le tecniche SAR. Inoltre se si utilizzano immagini in geometria ascendente non si possono studiare fenomeni franosi presenti sui versanti orientati verso ovest e, viceversa, utilizzando

immagini discendenti non si possono analizzare le frane insistenti su versanti esposti verso i quadranti orientali (Colesanti e Wasowski, 2006, tabella 2). I versanti esposti verso nord o sud, risultano visibili in entrambe le geometrie.

Esposizione versante	Orbita ascendente	Orbita discendente	Note
verso EST	shadow se $\alpha > 67^\circ$	foreshortening se $\alpha < 23^\circ$ layover se $\alpha > 23^\circ$	Solo i dati ascendenti possono essere utilizzati per estrarre informazioni interferometriche Versanti con pendenze maggiori di 67° , non sono visibili dati di spostamento 1D lungo LOS
verso OVEST	foreshortening se $\alpha < 23^\circ$ layover se $\alpha > 23^\circ$	shadow se $\alpha > 67^\circ$	Solo i dati discendenti possono essere utilizzati per estrarre informazioni interferometriche Versanti con pendenze maggiori di 67° , non sono visibili dati di spostamento 1D lungo LOS
verso NORD o SUD	-	-	Entrambe le track possono essere utilizzate per estrarre informazioni interferometriche Possibilità di analisi bidimensionale dello spostamento Bassa sensibilità del sistema ai movimenti lungo la direzione N-S

Tabella 2 - Limiti di visibilità per i satelliti ERS ed ENVISAT con angolo di inclinazione pari a 23° ; α , inclinazione versante (modificata da Colesanti e Wasowski, 2006).

In figura 2.41 sono riportati graficamente questi limiti e si può notare come sia di fondamentale importanza un'attenta scelta della geometria di acquisizione in relazione all'ubicazione del movimento franoso.

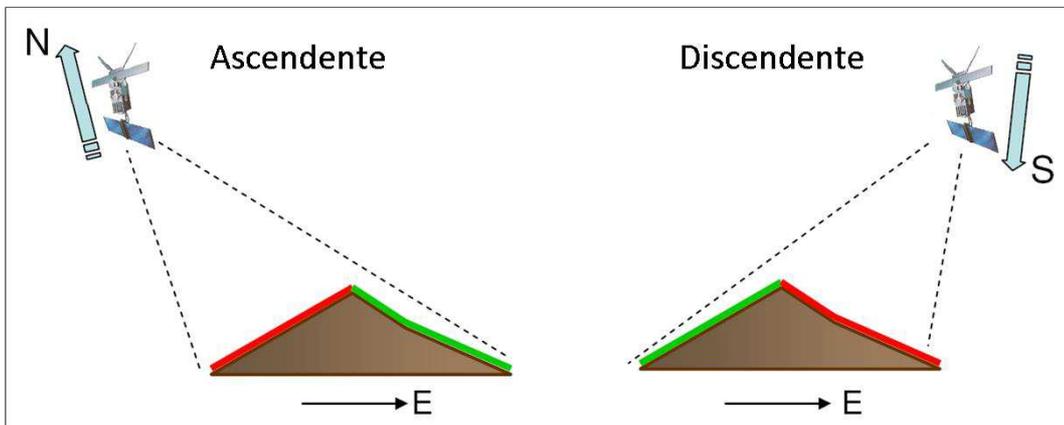


Figura 2.41 - Versanti monitorabili con le due geometrie di acquisizione (T.R.E., 2008, modificata).

La misura degli spostamenti lungo LOS. Un altro limite è posto dalla proiezione della deformazione reale, lungo la direzione della linea di vista, LOS, che congiunge il bersaglio a terra con il sensore (Colesanti e Wasowski, 2006; Notti 2010; Cigna et al. 2012). Questo implica che la sola componente dello spostamento totale che viene rilevata è quella lungo LOS. Quest'ultima presenta orientazione spaziale diversa per

le orbite ascendenti e discendenti, perciò il metodo rileva se il bersaglio a terra si è avvicinato o allontanato dal satellite. Tale configurazione geometrica presenta numerose implicazioni in fase di interpretazione di dati quando ci si riferisce ad areali collinari o montuose, poiché, a seconda dell'orientazione dei versanti e della LOS, potranno essere rilevati valori vicini allo spostamento totale o solo una minima frazione degli stessi (fig. 2.42). Il valore di velocità rilevato sarà tanto più vicino a quello reale quanto più il bersaglio si sposta lungo la direzione coincidente con la LOS. Il caso limite è rappresentato da un moto ortogonale alla linea di vista del satellite: un sistema interferometrico non è in grado di misurare movimenti perpendicolari alla linea di vista (o paralleli all'orbita del satellite), poiché la loro proiezione sulla LOS equivale ad uno spostamento nullo, ovvero non cambia la distanza satellite-bersaglio (Massonnet e Feigl, 1998; Colesanti e Wasowski, 2006).

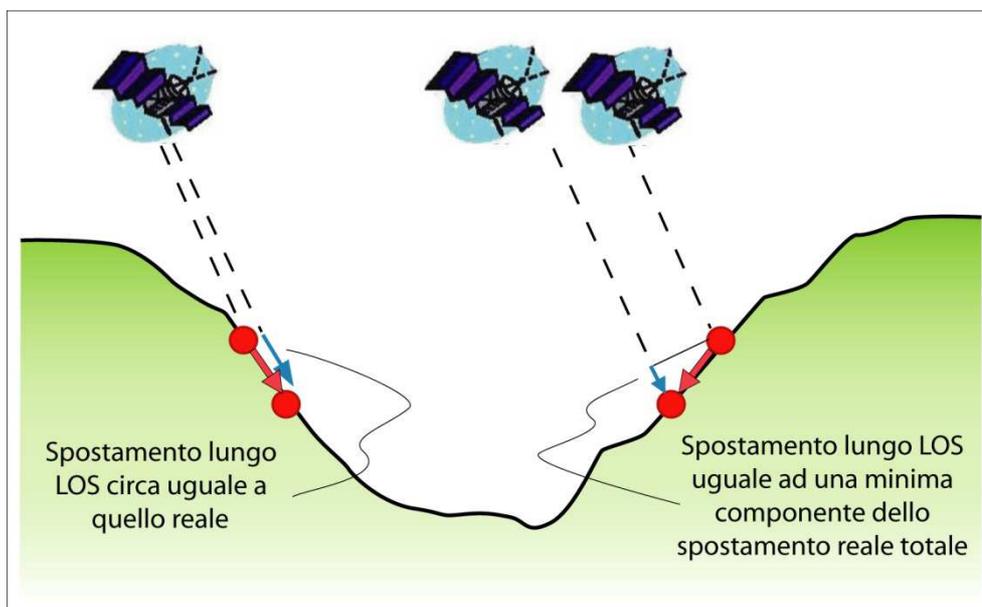


Figura 2.42 - Rappresentazione schematica delle componenti misurate nel caso di due spostamenti di uguale entità su versanti opposti (T.R.E., 2008, modificata).

La proiezione del moto lungo LOS influenza molto l'applicazione delle tecniche interferometriche per lo studio dei fenomeni franosi perché il movimento totale di una frana è definito lungo le tre dimensioni spaziali e ha una componente N-S, una componente W-E e una componente verticale. Tale limitazione può essere "aggirata" utilizzando le immagini ascendenti e discendenti dell'area di studio, come spiegato a pagina 59. Molti autori continuano ad utilizzare gli spostamenti lungo

LOS per descrivere il comportamento delle aree instabili (Refice *et al.*, 2005; Strozzi *et al.*, 2005; Morelli *et al.*, 2011; Calò *et al.*, 2012), ma altri (Meisina *et al.*, 2008; Cascini *et al.*, 2010; Di Martire *et al.* 2011; Bovenga *et al.* 2012; Cigna *et al.* 2012; Herrera *et al.* 2013) evidenziano che gli spostamenti ottenuti con le tecniche DInSAR sono correttamente interpretati ed applicabili per lo studio delle frane, solo quando le tre componenti dello spostamento sono analizzate.

L'interpretazione delle *deformazioni* osservate sugli *edifici*, dal momento che molti PS corrispondono a fabbricati o infrastrutture. Occorre tenere presente che tra le velocità reali del fenomeno franoso e le velocità rilevate sui manufatti, si interpongono numerosi elementi che possono amplificare o sottostimare i valori registrati, come le caratteristiche strutturali dell'edificio (in particolare, le caratteristiche delle fondazioni), i fattori geotecnici legati al comportamento dei terreni di fondazione, i fenomeni di ritiro-rigonfiamento della copertura argillosa ed il richiamo di terreno da parte dei fenomeni franosi attivi.

Non bisogna dimenticare l'enorme vantaggio offerto dalle tecniche DInSAR per lo studio delle instabilità di versante, costituito dalla creazione di *un archivio degli spostamenti*, che nel caso di utilizzo d'immagini dei satelliti ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT ricopre un intervallo temporale di vent'anni (dal 1992 al 2012). La disponibilità di un simile archivio di dati fornisce un'importante ed essenziale informazione soprattutto per le aree in cui i dati di monitoraggio non sono presenti o quando si devono studiare aree troppo estese che non possono essere indagate con il telerilevamento terrestre con il costoso sistema aereo LIDAR. Grazie a questo grande archivio di dati di spostamento è possibile stimare lo stato di attività e i tempi di ritorno, delle frane ad alta frequenza di occorrenza, cioè con brevi tempi di ritorno che hanno un'elevata pericolosità (Fell, 1994)

Le tecniche interferometriche sono molto utili anche nei casi in cui è si rende necessaria una rapida mappatura del territorio in conseguenza al verificarsi di terremoti o grandi calamità naturali (intense precipitazioni) che causano molti eventi franosi e diffusi sul territorio (ESA DUP SLAM2 Report, 2002).

Le tecniche avanzate di interferometria differenziale, PS and SBAS forniscono altri vantaggi soprattutto per quanto riguarda l'identificazione degli areali in frana.

Questo aspetto sarà trattato nel dettaglio nei capitoli 3, 4 e 5, dove sarà messo in luce il contributo delle metodologie DInSAR nello studio delle instabilità di versante a diverse scale d'indagine.

2.7 IL RILEVAMENTO CLASSICO (DATI E INDAGINI DI TERRENO PER LO STUDIO DEI FENOMENI FRANOSI)

Da sempre le campagne geologiche, geomorfologiche e strutturali forniscono la base per la comprensione della dinamica dei fenomeni franosi. Esse permettono di individuare i fattori predisponenti alla franosità e di conoscere il dato raccolto alla maggiore scala possibile per verificare, correggere e calibrare i dati ottenuti con l'utilizzo di altre tecniche. Soprattutto a scala del versante e a scala locale, la conoscenza del substrato geologico, dell'assetto tettonico e dei lineamenti geomorfologici dell'area rappresenta un primo passo per l'individuazione di areali in frana. La caratterizzazione di un fenomeno franoso è senza dubbio completa se si conosce la profondità della superficie di scivolamento: sondaggi e tubi inclinometrici possono senz'altro fornire questo dato. Inoltre i dati inclinometrici provvedono a registrare lo spostamento, ma l'informazione è puntuale e dipende fortemente dalla frequenza di acquisizione del dato.

Come detto in precedenza, di fondamentale importanza per la comprensione della dinamica dei versanti è l'utilizzo di dati storici e cioè lo studio multi-temporale del fenomeno. Per quanto riguarda le metodologie di terreno, con l'avanzare della tecnologia, sono entrate a fare parte del monitoraggio delle aree in frana le tecniche geomatiche, come le stazioni totali automatizzate e i GPS. Esse prevedono il rilievo, a intervalli di tempo prefissati, di una serie discreta e limitata di punti, considerati utili alla descrizione del fenomeno dinamico. Queste soluzioni vengono installate solitamente in presenza di fenomeni già attivi, su porzioni di territorio circoscritte. Portano dunque con sé, lo svantaggio di poter fornire una serie documentata degli spostamenti solo dal momento in cui inizia la campagna di monitoraggio. Inoltre il loro impianto richiede notevoli investimenti ma la tecnologia è affidabile e collaudata.

In questo lavoro di ricerca, le indagini geologiche, geomorfologiche, strutturali, le informazioni fornite dai sondaggi ed i dati di spostamento provenienti da GPS sono stati integrati con le metodologie di telerilevamento e soprattutto con i

dati forniti dall'interferometria differenziale ai fini di caratterizzare i fenomeni franosi presi in esame e di valutare il contributo dell'interferometria differenziale satellitare alle diverse scale d'indagine.

CAPITOLO 3

SCALA REGIONALE

VAL D'AGNO

Gli studi delle instabilità di versante a scala regionale sono spesso di difficile attuazione. Se si analizzano brevemente le tecniche di telerilevamento trattate nel capitolo 2 si nota che: le tecniche terrestri di telerilevamento e rilevamento richiedono un grande dispendio di energie e risorse e non sono adatte per lo studio di grandi aree; il telerilevamento aereo, al di fuori delle foto ottiche aeree, è una metodologia valida per la delimitazione degli areali e per la caratterizzazione delle frane a bassa frequenza, ma i costi sono ancora elevati; l'uso del telerilevamento satellitare ottico è ostacolato dalla presenza delle nuvole, mentre i sensori satellitari RADAR e la tecnica interferometrica di analisi delle immagini, sembrano in prima analisi rappresentare la soluzione ottimale perché permettono di indagare grandi areali e di creare serie storiche degli spostamenti. Ma quest'ultima metodologia, come visto, presenta vari limiti, innanzitutto di visibilità. Con il caso studio a scala regionale della Val d'Agno è stato svolto uno studio di fattibilità che mette a confronto le caratteristiche di acquisizione dei sensori satellitari SAR, con i fattori morfologici del territorio per comprendere le potenzialità della tecnica interferometrica ai fini di una successiva caratterizzazione dei movimenti franosi.

Utilizzando le immagini ERS ed ENVISAT, aventi risoluzione al suolo di 25 m, a questa scala, non è possibile caratterizzare spazialmente e temporalmente, i dissesti, in maniera precisa poiché le correzioni orbitali e la rimozione dell'atmosfera vengono meglio eseguite su aree più piccole. Sarebbe perciò necessario suddividere il frame in varie parti da processare separatamente, per sopporre la variazione dell'atmosfera locale costante, e quindi non si parlerebbe più di analisi a scala regionale.

3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE

La Val d'Agno (o Valle dell'Agno) è una valle delle Prealpi vicentine situata nella parte nord-occidentale della Provincia di Vicenza. Ha un andamento prevalente NO-SE, in accordo con uno dei principali lineamenti tettonici dell'area, la Linea Schio-Vicenza, che passa poco più a nord dell'area oggetto di studio. Questa faglia, a cinematica trascorrente sinistra, delimita ad est i Colli Euganei (Padova) ed i Colli Berici (Vicenza) e termina a ridosso della propaggine occidentale della Linea della Valsugana (Trento). L'assetto strutturale dell'area studio è controllato anche dalla presenza del sovrascorrimento Bassano-Marana, il quale costituisce il tratto occidentale della flessura pedemontana delle Prealpi Venete e porta alla stessa quota formazioni triassiche, giurassiche, cretacee e terziarie (Barbieri et al., 1980). Il sovrascorrimento Bassano-Marana, che attraversa trasversalmente la valle tra Recoaro Terme e Valdagno, ha portato a giorno, nell'area più settentrionale della Val d'Agno, il Basamento Cristallino Sudalpino il quale è ricoperto in discordanza dalla potente serie sedimentaria permo-oligocenica (Barbieri et al., 1980)(fig. 3.1).

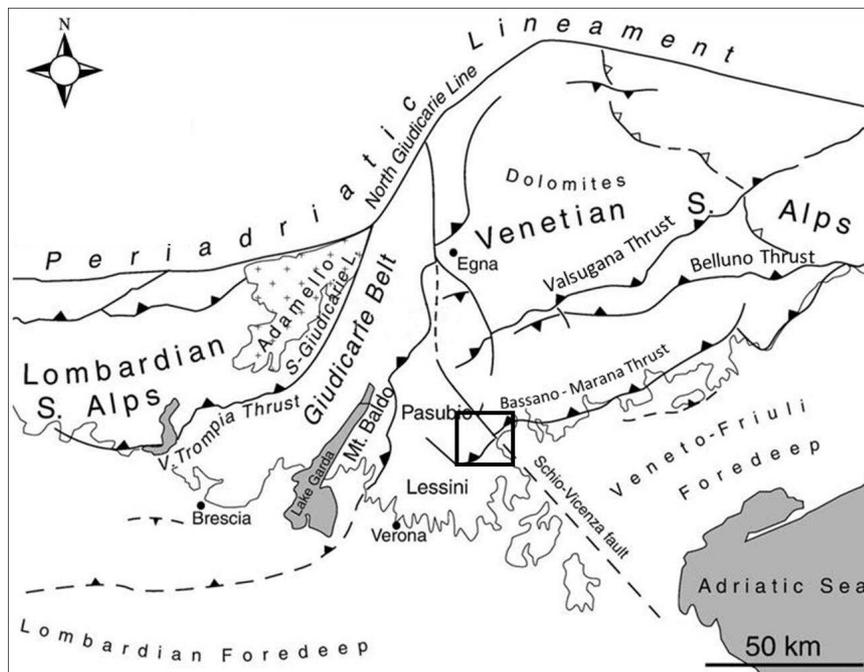


Figura 3.1 - Inquadramento tettonico regionale dell'area studio (da Massironi et al., 2009, modificata).
Il riquadro indica l'ubicazione dell'area studio.

Queste due importanti strutture tettoniche hanno comportato la dislocazione della successione sedimentaria locale e causato la forte fratturazione degli ammassi rocciosi con conseguente riduzione delle proprietà tecniche dei materiali.

Le formazioni mesozoiche sono caratterizzate da potenti spessori di calcari e dolomie, intervallati da livelli in cui prevale la frazione terrigena, mentre le formazioni terziarie vedono prevalere la componente terrigena, in conseguenza dell'orogenesi alpina. I prodotti eruttivi di due cicli magmatici attraversano e si intercalano, alla successione sedimentaria: troviamo i prodotti acidi e basici del ciclo Ladinico (rioliti, riodaciti, latiti, latandesiti) ed i basalti, i tufi e le ialoclastiti della fase Paleogenica. Questi prodotti vulcanici tendono ad alterarsi molto rapidamente, generando coltri argillose a volte molto spesse (anche maggiori di 5 m, come nel caso della frana Fantoni, Recoaro Terme). Gli orizzonti vulcanici argillificati, insieme all'alto grado di fratturazione degli ammassi rocciosi, costituiscono, soprattutto nell'area sud-occidentale della Valle dell'Agno, la principale causa della presenza di fenomeni franosi (fig. 3.2). Numerose sorgenti minerali ed oligominerali sono presenti sia al contatto tra le filladi del Basamento e le arenarie alla base della successione sedimentaria, sia al contatto tra i corpi vulcanici e le formazioni sedimentarie.

I depositi quaternari sono costituiti, sia da falde detritiche alla base delle pareti calcaree e dolomitiche più ripide, sia da depositi colluviali ed eluviali, che presentano una certa omogeneità granulometrica e spesso anche litologica, sia da depositi alluvionali, maggiormente presenti nella porzione centro meridionale dell'area studio. Si ritrovano depositi fluvio-glaciali e morene nella parte più settentrionale della Valle dell'Agno, i quali, vista la loro omogeneità litologica (si ritrovano soprattutto ciottoli di Dolomia Principale), possono essere ricondotti all'attività di ghiacciai locali di età tardo-würmiana. Non mancano i depositi di frana, che spesso si trovano, come accennato prima, al di sopra delle vulcaniti alterate o al di sopra delle formazioni rocciose a prevalente componente argillosa (Barbieri et al., 1980).

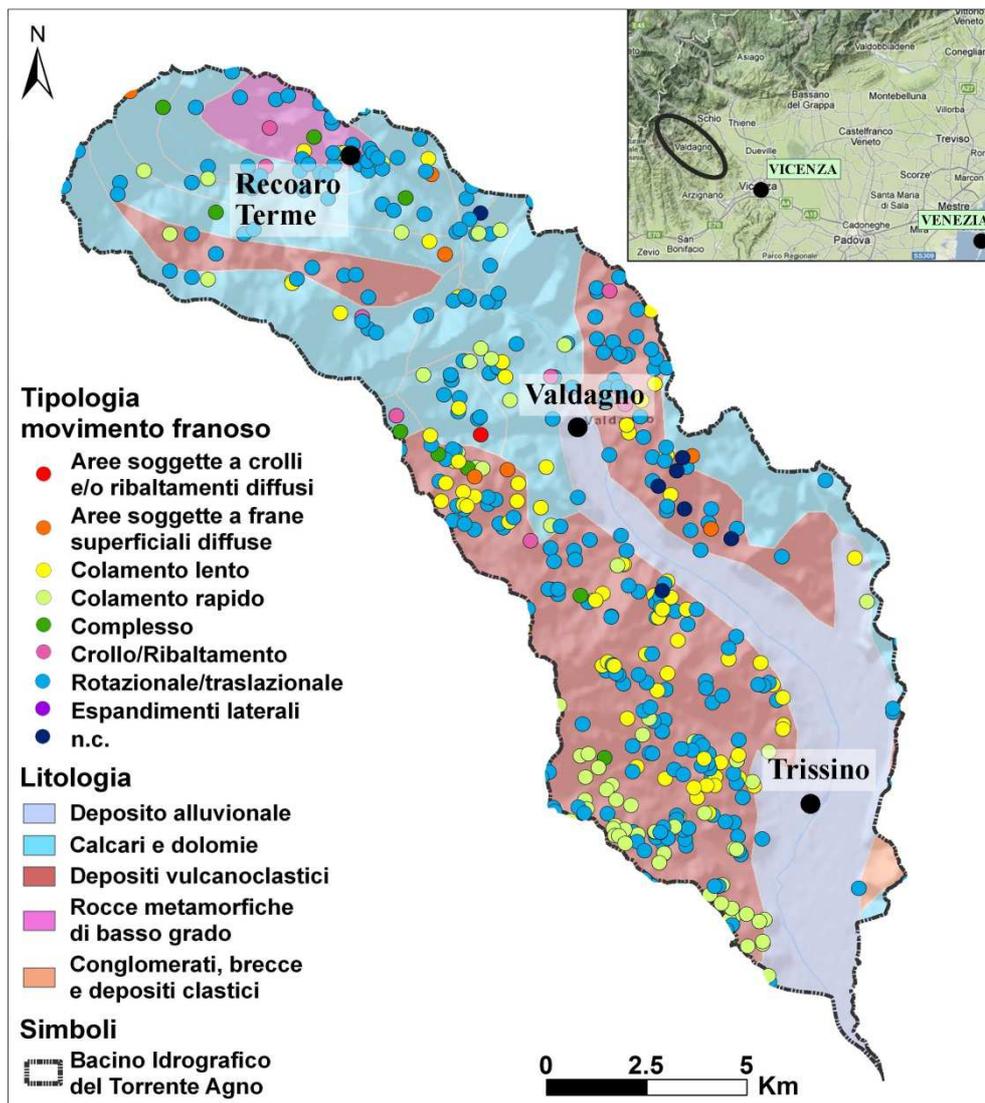


Figura 3.2 - Geologia sintetica della Val d'Agno e frane IFFI.

Lo sviluppo morfologico della valle del torrente Agno è strettamente legato alla geologia dei terreni sottostanti. Infatti nel suo alto corso la valle è caratterizzata da versanti ripidi (con pendenze superiori ai 50°), poiché prevalgono rocce calcaree e dolomitiche; proseguendo verso sud, la valle si allarga e i versanti divengono meno acclivi (valori compresi tra 10° e 30°) (fig. 3.3), proprio in corrispondenza della maggior presenza dei sedimenti vulcanici terziari. Da notare che versanti acclivi sono presenti anche in corrispondenza del sovrascorrimento Bassano-Marana. Per quanto riguarda l'esposizione, il 50% versanti è orientato verso i quadranti orientali (NE, E e SE), il 25% verso S e SO, ed il rimanente il 25% dei versanti è esposto verso O, NO e N (fig. 3.3).

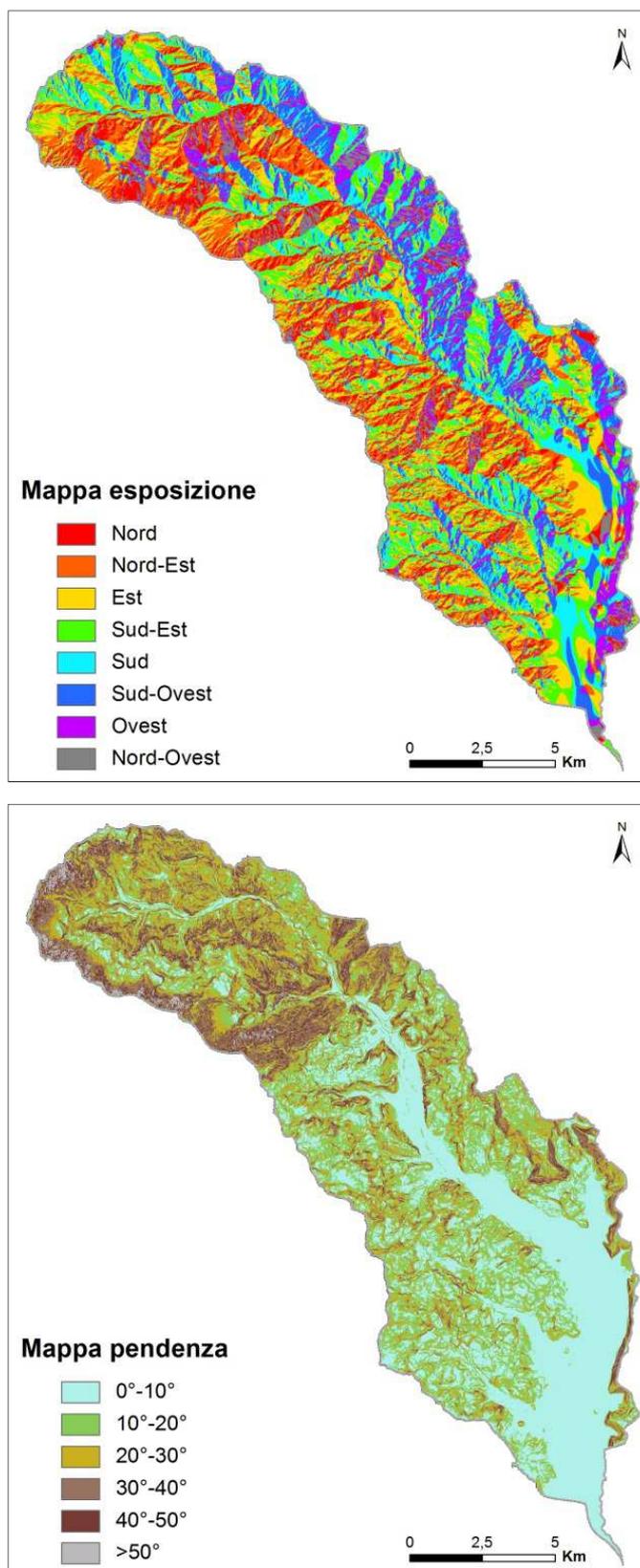


Figura 3.3 - Carte di esposizione dei versanti rispetto ai punti cardinale e pendenza dei versanti rispetto all'orizzontale.

3.2 MAPPE DI LAYOVER E SHADOW

Il primo passo per studiare l'applicabilità delle tecniche interferometriche ai fini della caratterizzazione dei movimenti franosi è la creazione delle mappe di *layover* e *shadow* (*LS map*) per la *track* ascendente e per quella discendente. Questa mappa individua le aree soggette a fenomeni di distorsione geometrica, mettendo in relazione l'angolo di vista del satellite (per le immagini utilizzate pari a 23°) con la morfologia del terreno. In letteratura esistono alcuni casi in cui le aree sottoposte a tali effetti, vengono individuate a priori, senza l'ausilio di un'immagine satellitare, mettendo in relazione la morfologia del territorio con l'angolo di incidenza del sensore (Cascini et al., 2010), ottenendo buoni risultati. Per verificare e validare i risultati ottenuti, è comunque necessaria la mappa di *layover* e *shadow*. Questa procedura è di indubbio valore qualora le immagini satellitari abbiano un costo elevato e si debba valutare a priori se il loro acquisto è vantaggioso o meno.

In questo lavoro di ricerca sono state utilizzate le immagini dei satelliti ERS 1, ERS 2 ed ENVISAT, fornite gratuitamente dall'Agenzia Spaziale Europea, in seguito alla presentazione di un progetto a fini di ricerca.

Le due mappe di *layover* e *shadow* (fig. 3.4) mostrano l'assenza di effetti di *layover* sul versante destro della Val d'Agno, se questo viene analizzato con immagini ascendenti, mentre i versanti ubicati in sinistra idrografica presentano diffuse distorsioni geometriche. Al contrario per le immagini discendenti è ben visibile il versante sinistro della valle, mentre il versante destro presenta vaste aree affette da *layover*. Questo dipende, come vedremo in dettaglio nel prossimo paragrafo, dalla relazione tra morfologia del territorio e angolo di vista del sensore. Da notare che nell'area studio non sono presenti effetti di *shadow*, quindi tutti i versanti sono visibili ai satelliti utilizzati.

Combinando le due *LS map*, si ottengono le aree soggette a distorsioni geometriche sia nelle immagini ascendenti che in quelle discendenti. Esse rappresentano quelle aree che non potranno mai essere studiate con l'ausilio dell'interferometria satellitare. In Val d'Agno queste aree sono solamente l'1,3% (utilizzando immagini acquisite con angolo di vista di 23°).

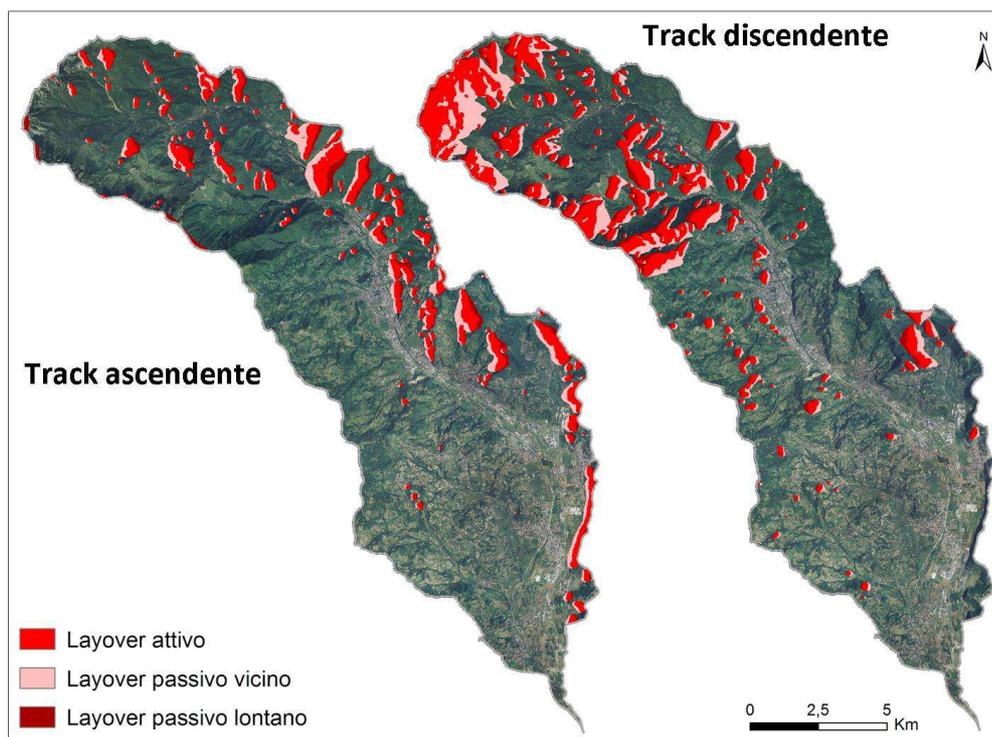


Figura 3.4 - Mappa di layover e shadow per la track ascendente (sinistra) e discendente (destra); nell'area non sono presenti effetti di shadow.

Se si “sommano” le aree affette da *layover* in entrambe le mappe, si ottiene l'insieme delle aree i cui movimenti sono indagabili solo con le immagini di una track e perciò sarà possibile solo lo studio degli spostamenti lungo LOS. Queste aree rappresentano il 30% della Valle dell'Agno. Il rimanente 70% non è soggetto a nessuna distorsione geometrica, in entrambe le modalità di acquisizione ed è quindi possibile studiarlo tramite InSAR e calcolare i vettori reali dello spostamento, combinando le informazioni sul movimento ricavate processando le immagini ascendenti e quelle discendenti.

Se invece si considera il potenziale vantaggio offerto dall'interferometria, ai fini di una rapida individuazione di aree in movimento nello studio a scala regionale, è necessario riprendere in considerazione il 98,6% delle aree non affette da *layover*, ottenute dall'intersezione delle *LS map*. Questo perché, per individuare un oggetto in movimento basta che esso sia visto da una sola delle due modalità di acquisizione. Quindi bisogna ora tener conto, dei fattori che ostacolano l'utilizzo delle tecniche DInSAR, come la presenza di aree densamente vegetate. Per questo le *LS map* sono state messe in relazione alla carta dell'uso del suolo (fig. 3.5).

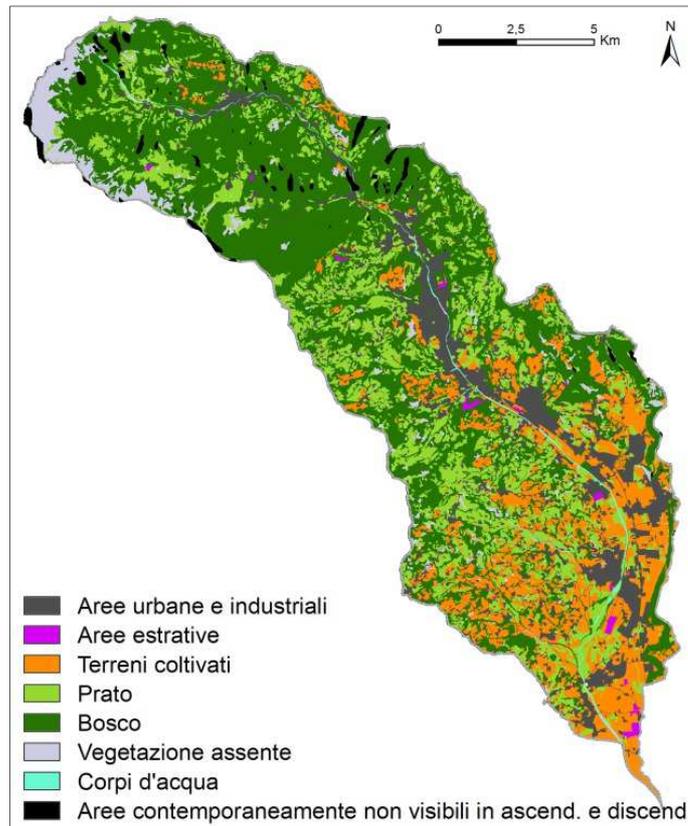


Figura 3.5 - Carta dell'uso del suolo in Val d'Agno.

Si ottiene che, del 98,7% di aree non affette da *layover*, sia nelle immagini ascendenti, sia in quelle discendenti:

- il 44% ricade in aree boscate, quindi in aree dove la coerenza temporale e spaziale è bassa;
- il 22% è occupato da aree prative, dove ci sono rari PS, come casolari isolati, tralicci dell'alta tensione, ecc.), ma dove l'SBAS potrebbe ricavare validi risultati poiché analizza la coerenza distribuita spazialmente;
- il 15% è costituito da aree coltivate che cambiano stagionalmente la loro riflettività;
- il 13% è rappresentato da aree urbane ed industriali dove i metodi PS ed SBAS funzionano molto bene, ma solitamente in queste aree non sono presenti movimenti franosi;
- il 4,5% occupa aree dove la vegetazione è assente, ma tali aree equivalgono a pareti ripide, dove invece solitamente sono presenti fenomeni di crollo a cinematica veloce.

3.3 FATTORI MORFOLOGICI LIMITANTI

Avendo creato le mappe di *layover* e *shadow* ed avendo analizzato le caratteristiche morfologiche del territorio, è ora possibile individuare quali siano i fattori morfologici che maggiormente limitano l'utilizzo delle tecniche DInSAR per lo studio dei movimenti franosi presenti nella Valle dell'Agno. Per fare questo sono stati creati gli indici di *slope* (pendenza) ed *aspect* (esposizione) per ogni classe di valori e per le due *track*, ascendente e discendente. Questi indici sono il rapporto tra il numero di pixel invisibili normalizzato ed il numero di pixel visibili normalizzato per ogni classe di *aspect* e *slope*. Quando tale rapporto è maggiore di 1 significa che il numero di pixel visibili è minore di quello dei pixel invisibili. Quindi il rapporto maggiore determinerà il fattore morfologico che ostacola la "visibilità" di una certa area, da parte del satellite (da ricordare che i valori sono sempre riferiti ad immagini acquisite dai satelliti ERS ed ENVISAT con un angolo di 23°)(v. tabella).

$$Slope\ Index = \frac{\text{pixels invisibili (0°-10°)}}{\text{totale pixels invisibili (0°-10°)}} : \frac{\text{pixels visibili (0°-10°)}}{\text{totale pixels visibili (0°-10°)}}$$

$$Aspect\ Index = \frac{\text{pixels invisibili (NE)}}{\text{totale pixels invisibili (NE)}} : \frac{\text{pixels visibili (NE)}}{\text{totale pixels visibili (NE)}}$$

Come si vede dalla tabella 3 e nella figura 3.6, i versanti rivolti verso est sono il fattore morfologico che maggiormente limita l'utilizzo di immagini discendenti per lo studio della Val d'Agno, mentre i versanti rivolti verso i quadranti occidentali ostacolano l'utilizzo delle immagini ascendenti. Infatti, nella *LS map* ascendente della Val d'Agno (fig. 3.4), i versanti che risultano essere in *layover* sono proprio quelli rivolti verso ovest, mentre nella *LS map* discendente il *layover* si verifica sui versanti rivolti verso i quadranti orientali. Per quanto riguarda lo *slope index*, il rapporto maggiore si ottiene per i versanti molto acclivi (con pendenza maggiore di 50°), che quindi andranno a rappresentare il fattore morfologico limitante per l'analisi del territorio con immagini discendenti. Per le immagini ascendenti

risultano essere i versanti con pendenza compresa tra 40° e 50° l'aspetto morfologico limitante (come appare nelle mappe in fig. 3.4).

ASPECT	Index_DISC	Index_ASC	SLOPE (°)	Index_DISC	Index_ASC
N	0,21	0,28	0-10	0,12	0,30
NE	1,54	0,19	10-20	0,55	0,74
E	1,99	0,17	20-30	1,51	1,43
SE	1,70	0,30	30-40	3,09	2,24
S	0,75	0,73	40-50	4,35	2,60
SW	0,32	3,40	>50	10,04	1,54
W	0,13	6,88			
NW	0,31	2,14			

Tabella 3 - Valori degli indici di aspect e slope per la track ascendente e discendente.

Questi risultati sono in accordo con quanto evidenziato da Colesanti e Wasowski (2006) e spiegato nel paragrafo 2.6 a riguardo del ruolo di *aspect* e *slope* nel limitare l'applicabilità delle tecniche DInSAR per lo studio dei movimenti franosi.

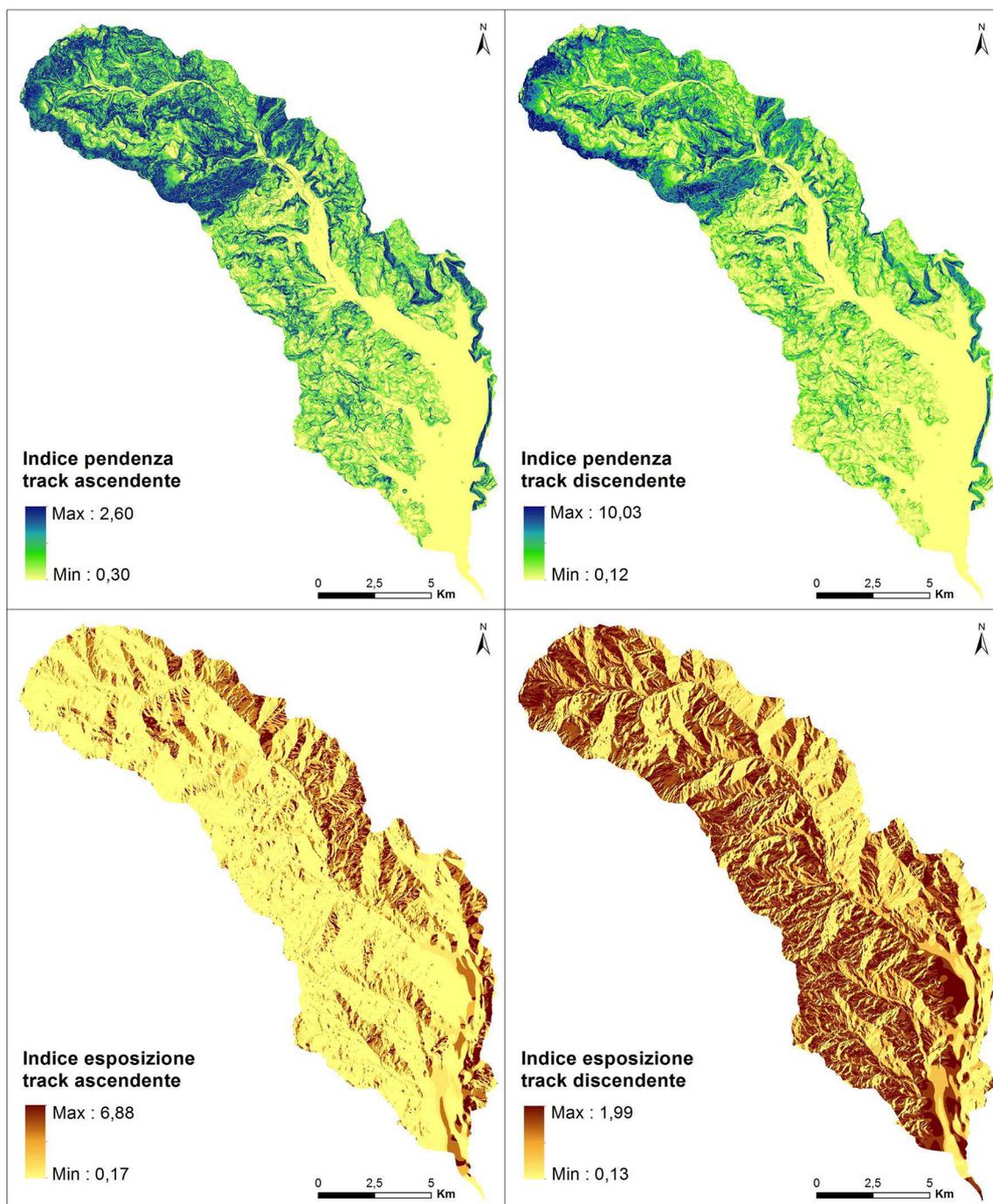


Figura 3.6 - Rappresentazione grafica degli indici di pendenza ed esposizione della Val d'Agno per le track ascendenti e discendenti.

3.4 INVENTARIO DEI FENOMENI FRANOSI (IFFI)

La disponibilità dell'Inventario dei Fenomeni Franosi d'Italia (IFFI), che delimita arealmente le frane presenti sul territorio permette di realizzare una mappa che mette in risalto quali frane possono essere studiate con l'interferometria satellitare. Infatti intersecando le *LS maps* con gli areali in frana IFFI si individuano le frane che ricadono in aree affette da distorsioni geometriche. Come si vede in figura 3.7, alcune frane non sono "visibili" nelle immagini ascendenti (19%) altre non sono "visibili" nelle immagini discendenti (10%), mentre solamente l'1,4% è simultaneamente affetto da distorsioni geometriche in entrambe le *track* e quindi non analizzabile via InSAR. Da quest'analisi si evince che un'alta percentuale di frane già catalogate sia potenzialmente monitorabile con le tecniche interferometriche.

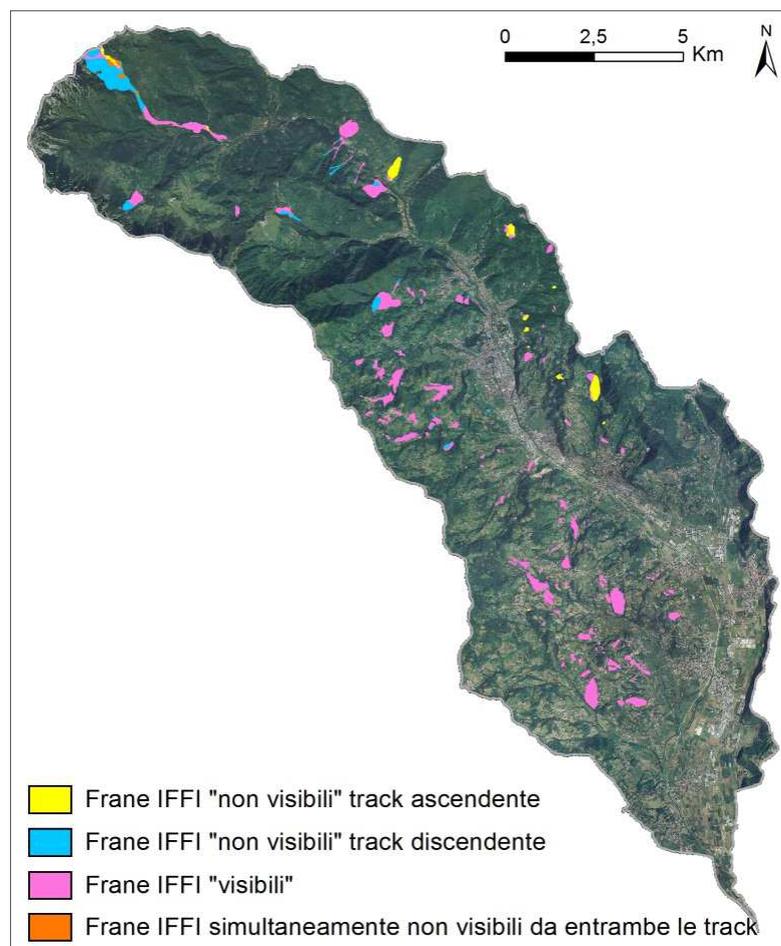


Figura 3.7 - Frane IFFI soggette a fenomeni di layover o shadow in Val d'Agno.

CAPITOLO 4

SCALA DEL VERSANTE

ROVEGLIANA

Dopo aver analizzato le potenzialità dell'interferometria su un ampio areale, è necessario capire le sue applicazioni pratiche, passando alla scala del versante. L'area analizzata, denominata Rovegliana, è interessata da un dissesto idrogeologico diffuso, che comporta lesioni agli edifici pubblici, privati ed alle infrastrutture viarie. Il catalogo IFFI vede la presenza di tre frane areali e di una decina di fenomeni puntuali.

Non essendo presenti dati LIDAR dell'area, l'interferometria differenziale ha fornito un valido aiuto per l'identificazione delle aree instabili. Le indagini geologiche, geomorfologiche e strutturali sono state rese difficili dalla folta vegetazione e dalla cattiva manutenzione del sottobosco ma, integrate con lo studio stereoscopico delle foto aeree, hanno permesso la delimitazione dei dissesti, individuati con l'interferometria e la loro classificazione dal punto di vista della tipologia. Per quanto riguarda la classificazione temporale dei dissesti, si è utilizzato l'archivio degli spostamenti creato con le analisi DInSAR delle immagini ERS ed ENVISAT (1995-2010) e di conseguenza si è potuto definire lo stato di attività delle aree instabili analizzando qualitativamente i risultati e, per alcuni dissesti, si è definito un probabile tempo di ritorno, esaminando quantitativamente i dati PS ed SBAS.

Ovviamente per questo studio, sono stati esclusi i metodi di telerilevamento terrestre poiché l'area è troppo vasta e non sarebbe possibile monitorarla con strumenti da terra, se non con costi elevati.

Rovegliana si trova nella parte nord orientale della Val d'Agno. Il versante oggetto di studio ricopre un'area di circa 4 km². La presenza di zone boscate è

considerevole, ma i centri abitati, seppur piccoli, sono sparsi su tutto il versante (fattore favorevole per l'analisi PS).



Figura 4.1 - Lesioni presenti su un muro di contenimento ai lati della strada e sugli edifici.

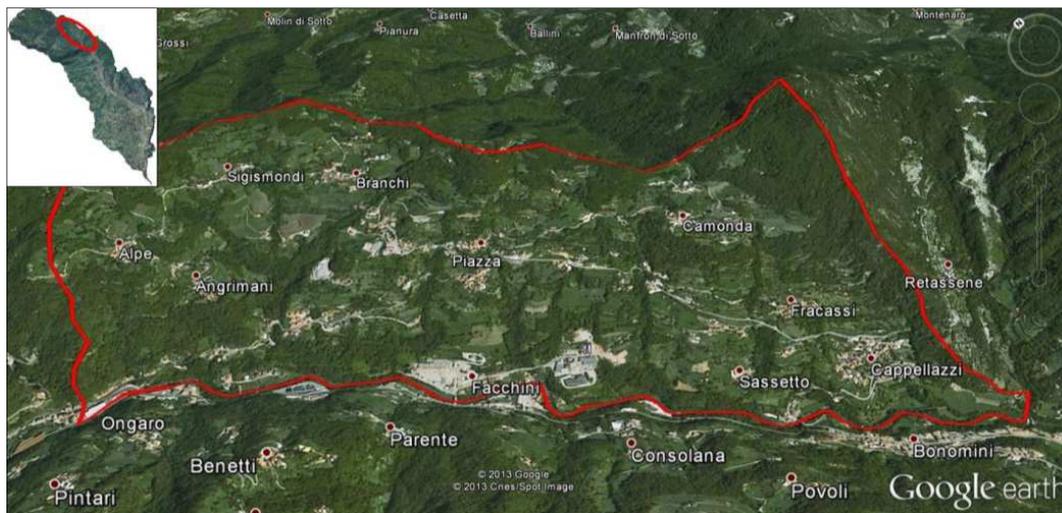


Figura 4.2 - Immagine ottica satellitare dell'area studio di Rovegliana (da Google Earth, 2012).

4.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE

L'assetto strutturale del versante è controllato dalla presenza, poco più a nord dell'area studio, della Linea Schio Vicenza e poco più a sud, del Sovrascorrimento Bassano-Marana (denominato in quest'area Linea Marana-Piovene), i quali hanno comportato la dislocazione della successione sedimentaria locale e una forte fratturazione degli ammassi rocciosi. Il substrato roccioso è composto dalle filladi pre-permiane del basamento cristallino Sudalpino (FIL) e dalla successione sedimentaria permo-triassica. Quest'ultima è composta da un'alternanza di formazioni prevalentemente terrigene (Arenarie di Val Gardena), fortemente calcaree e dolomitiche (Calcere di Recoaro Dolomia del Serla Inferiore, Calcere del Monte Spitz) e da formazioni con caratteristiche intermedie, le quali vedono la presenza sia, di potenti banchi calcarei, calcareo-marnosi e dolomitici, sia di spessi livelli siltitici, pelitici, marnosi ed arenacei (Formazione di Bellerophon (BEL), Formazione di Werfen, Formazione a Gracilis). Intercalati alla successione sedimentaria, troviamo vari livelli di vulcaniti ladiniche, che in quest'area sono riconducibili soprattutto, a latiti, latiandesiti e riodaciti (fig. 4.3). Le unità geologiche presentano spesso una giacitura a franapoggio, che, unita alla fratturazione degli ammassi rocciosi e alla presenza di livelli argillosi, rappresenta il maggiore fattore predisponente alla franosità dell'area.

Il deposito di falda detritica (detrito di versante in fig. 4.3) è rappresentato da materiale clastico con elementi spigolosi di natura prevalentemente carbonatica e con scarsa matrice limoso-sabbiosa. Si trova soprattutto alla base delle pareti calcaree ubicate alle quote più elevate dell'area in esame. Il deposito di versante

Il deposito eluviale è costituito da clasti eterometrici, da spigolosi a sub-spigolosi, con abbondante matrice limoso-argillosa. Il deposito colluviale è costituito prevalentemente da matrice limoso-argillosa con rari clasti eterometrici di natura carbonatica e siltoso-arenacea; si rinviene nelle aree sub-pianeggianti ed alla base dei versanti (fig. 4.4). Sono presenti anche depositi di paleofrana (es. area sud orientale, Contrada Cappellazzi) rappresentati da clasti eterometrici di natura

carbonatica e siltoso-arenacea in matrice limoso-argillosa (Morbin, 2009)(questi ultimi tre depositi, per esigenze di scala, nella figura 4.3, sono stati raggruppati sotto il nome di depositi di versante, DEP). Il deposito alluvionale di fondo valle è costituito prevalentemente da ghiaie e sabbie con ciottoli e talora, grossi massi.

L'analisi geomorfologica ha evidenziato la presenza di solchi ad erosione concentrata, aree con deformazioni superficiali lente e diverse scarpate di frana.

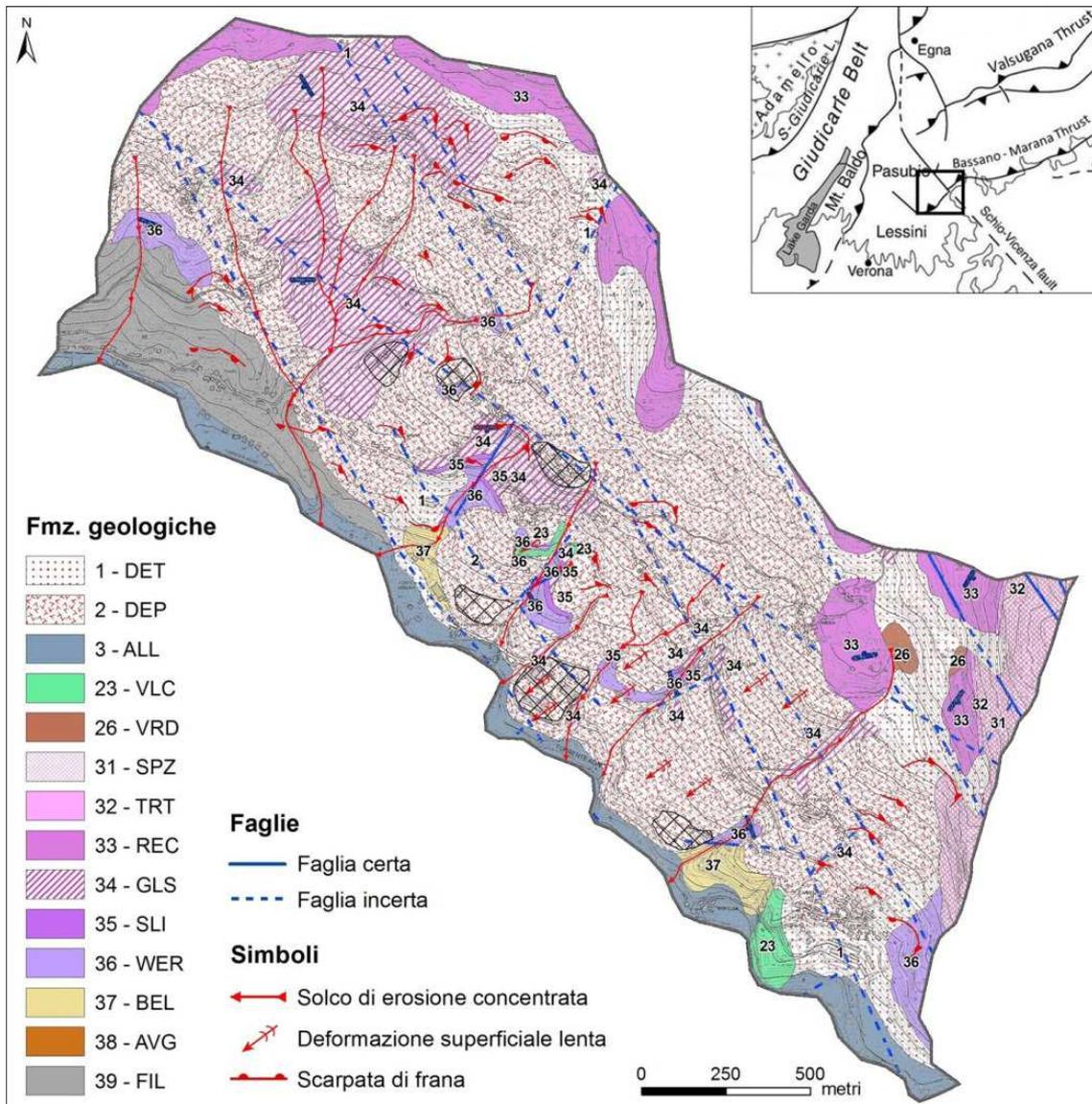


Figura 4.3- Carta geologica dell'area studio di Rovegliana. Filladi del basamento cristallino Sudalpino (FIL), Arenarie di Val Gardena (AVG), Formazione di Bellerophon (BEL), Formazione di Werfen (WER), Dolomia del Serla Inferiore (SLI), Formazione a Gracilis (GLS), Calcare di Recoaro (REC), Conglomerato del Tretto (TRT), Calcare del Monte Spitz (SPZ), di vulcaniti ladiniche (VLC, VRD); depositi alluvionali (ALL), depositi di versante (DEP) detrito di versante (DET)(da Barbieri et al., 1980, modificata).



Figura 4.4 - A sinistra, formazione a Gracilis nei pressi della contrada Camonda (si noti l'intensa fratturazione); a destra, deposito colluviale/eluviale nei pressi di contrada Piazza.

La banca dati IFFI vede la presenza di tre movimenti, il cui areale è stato delimitato, e di altri dieci fenomeni franosi puntuali, dei quali cioè è stata determinata la tipologia di movimento, ma non è stato delimitato l'areale coinvolto (fig. 4.5). Nella figura 4.5 sono segnalati anche gli edifici e le strade che presentano lesioni: si noti come molti di questi siano ubicati al di fuori delle frane areali o lontano da punti IFFI. Da ricordare che quest'ultimo dato è aggiornato al novembre 2010, quando l'intera provincia di Vicenza è stata interessata da un evento piovoso di eccezionale portata che ha comportato un considerevole aggravamento dei dissesti in tutto il versante oggetto di studio. (proprio nella zona di Recoaro Terme si è registrato il picco massimo di 500 mm di pioggia in poco meno di tre giorni). L'ultima immagine ENVISAT analizzata interferometricamente è datata settembre 2010 e perciò non sono stati registrati i cospicui movimenti verificatisi nel novembre 2010.

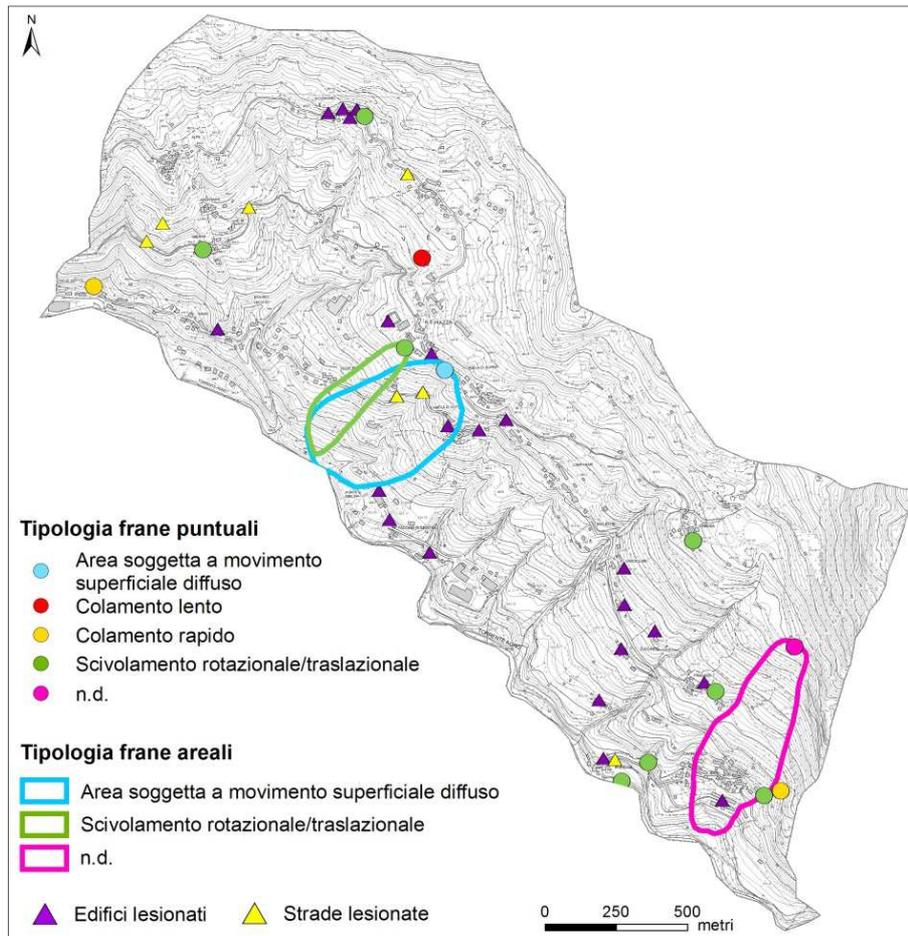


Figura 4.5 - Frane catalogate nell'Inventario dei Fenomeni Franosi d'Italia (IFFI, 2007) ed ubicazione degli edifici ed infrastrutture viarie che presentano lesioni (fonte: Difesa Suolo, Prov. Vicenza).

4.2 ANALISI DINSAR

Le analisi interferometriche PS ed SBAS sono state condotte utilizzando le immagini dei satelliti ERS 1, ERS 2 ed ENVISAT, acquisite in modalità Image Mode e con angolo di acquisizione di $23,3^\circ$. Più precisamente sono state elaborate interferometricamente: 63 immagini discendenti e 25 ascendenti ERS 1-2 (maggio 1995 - dicembre 2000), 29 immagini discendenti e 32 ascendenti ENVISAT (gennaio 2003 - agosto 2010).

Per individuare le aree con distorsioni geometriche, si è creata, con il software SARscape®, la mappa di *layover e shadow* sia per le immagini ascendenti che per quelle discendenti. L'area è praticamente priva di effetti di *layover*, se vista dall'orbita discendente, mentre la LS *map* ascendente mostra come quasi tutta la parte orientale dell'area studio, sia soggetta a distorsioni geometriche (figura 4.6).

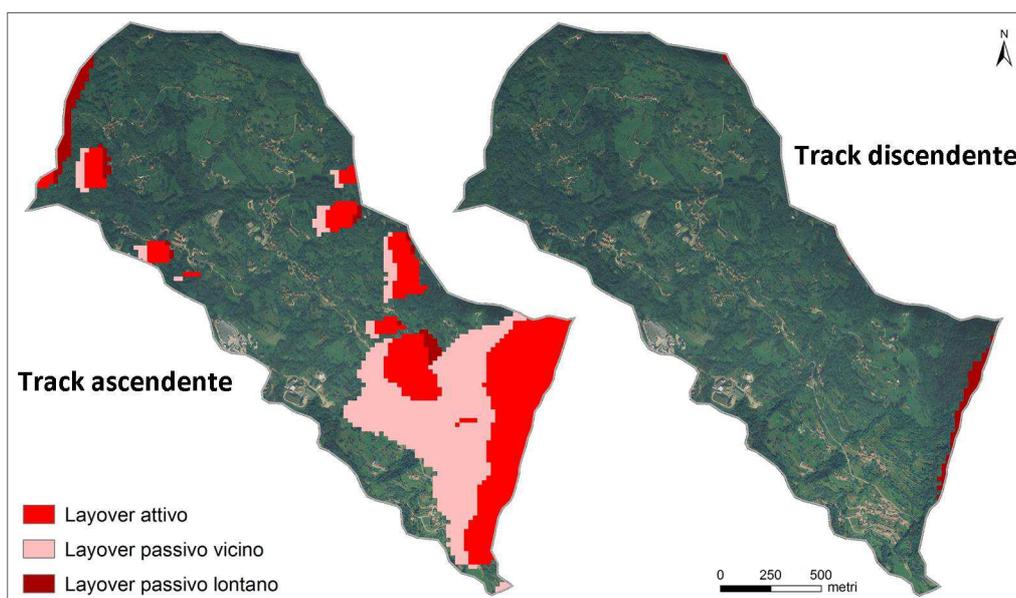


Figura 4.6 - Mappa di layover e shadow. Si noti l'assenza di effetti di shadow.

Parametri tecnici del processamento interferometrico

Coerenza

Molto importante è conoscere la soglia di coerenza utilizzata nei processi PS ed SBAS per capire la densità spaziale dei risultati ottenuti. Per l'analisi PS si è usata una coerenza di 0,65, per l'SBAS di 0,35. Tali valori sono stati scelti in base ai

valori di coerenza presenti nell'area studio: poiché in generale, la coerenza dell'area è bassa, se si utilizza, soprattutto per l'analisi PS, una soglia di coerenza troppo bassa, c'è il rischio di individuare scatteratori troppo deboli, i cui valori di spostamento non sono affidabili.

Distribuzione temporale

Le immagini ERS 1 del 1992 e del 1993, non sono state inserite nel processamento perché mancavano tutte le acquisizioni del 1994. Ciò creava un ampio buco temporale, che avrebbe interferito con le analisi DInSAR ed il calcolo degli spostamenti. Questo per sottolineare che, anche se il *dataset* di immagini a disposizione nei catalogi delle agenzie spaziali, è molto ampio, non è detto che si possa utilizzare interamente (v. anche caso studio di Prezzo). Quindi, in alcuni casi, un'area che sembrava avere una buona distribuzione temporale, può rivelarsi non adatta ad un'analisi DInSAR.

Baseline

Il valore massimo di baseline temporale scelto per l'analisi SBAS ERS è pari a 365 giorni, per l'SBAS ENVISAT è di 600 giorni, mentre per la baseline spaziale (o baseline perpendicolare) è stato utilizzato un valore minimo pari al 45% della baseline critica (il 100% rappresenta il limite inferiore, lo 0% il limite superiore) per entrambi i *datasets* di immagini. Ciò significa che per collegare tra loro due immagini (cioè creare un interferogramma), queste devono essere state acquisite in un intervallo di tempo inferiore ad un anno e devono avere una baseline perpendicolare che non sia maggiore del 45% della massima baseline critica, individuata nello *stack* di immagini utilizzate. Esempio: se la massima baseline critica, individuata è 500 m, una coppia di immagini può creare un interferogramma se possiede una baseline perpendicolare inferiore a 225 m.

Filtraggio

Per il processamento SBAS è stato usato il filtro di Goldstein perché l'area ha una generale bassa coerenza (v. paragrafo 2.4.2).

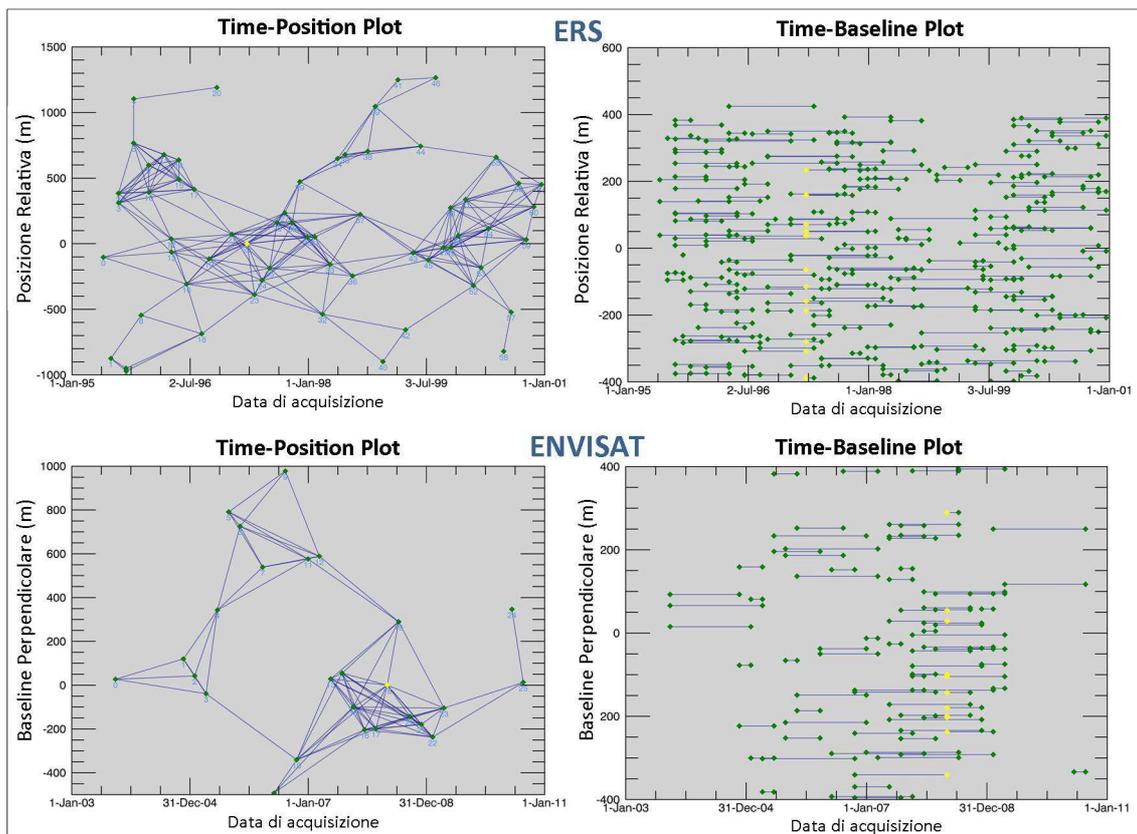


Figura 4.7 - Grafico delle connessioni delle immagini ERS ed ENVISAT discendenti.

Risultati

Le figure 4.8 e 4.9 evidenziano come il processamento DInSAR delle immagini discendenti, abbia prodotto migliori risultati rispetto a quello delle immagini discendenti sia per ERS che per ENVISAT. Nel caso delle immagini ascendenti ERS, il cattivo risultato probabilmente può dipendere:

- dalla presenza degli effetti di *layover* nelle immagini ascendenti.
- dal numero di immagini utilizzate (25), comunque superiore al numero minimo richiesto dal software (20), nel caso dei PS;
- dagli elevati valori di Doppler delle immagini ERS 2, come conseguenza della rottura dei giroscopi, soprattutto nel caso dei PS;
- dalla non corretta stima e rimozione del contributo atmosferico, soprattutto nel caso dei PS;

Nel caso delle immagini ENVISAT i pochi PS, o punti SBAS, ascendenti, sono da inputare principalmente alle estese distorsioni geometriche.

L'analisi DInSAR ai fini della caratterizzazione dei movimenti franosi dell'area di Rovegliana ha permesso:

- l'identificazione di nuovi movimenti, non presenti nel catalogo IFFI (figura 3.17), individuando gli oggetti in movimento;
- la definizione dello stato di attività dei movimenti franosi presenti sul versante, grazie alla creazione dell'archivio temporale degli spostamenti dal 1995 al 2010.

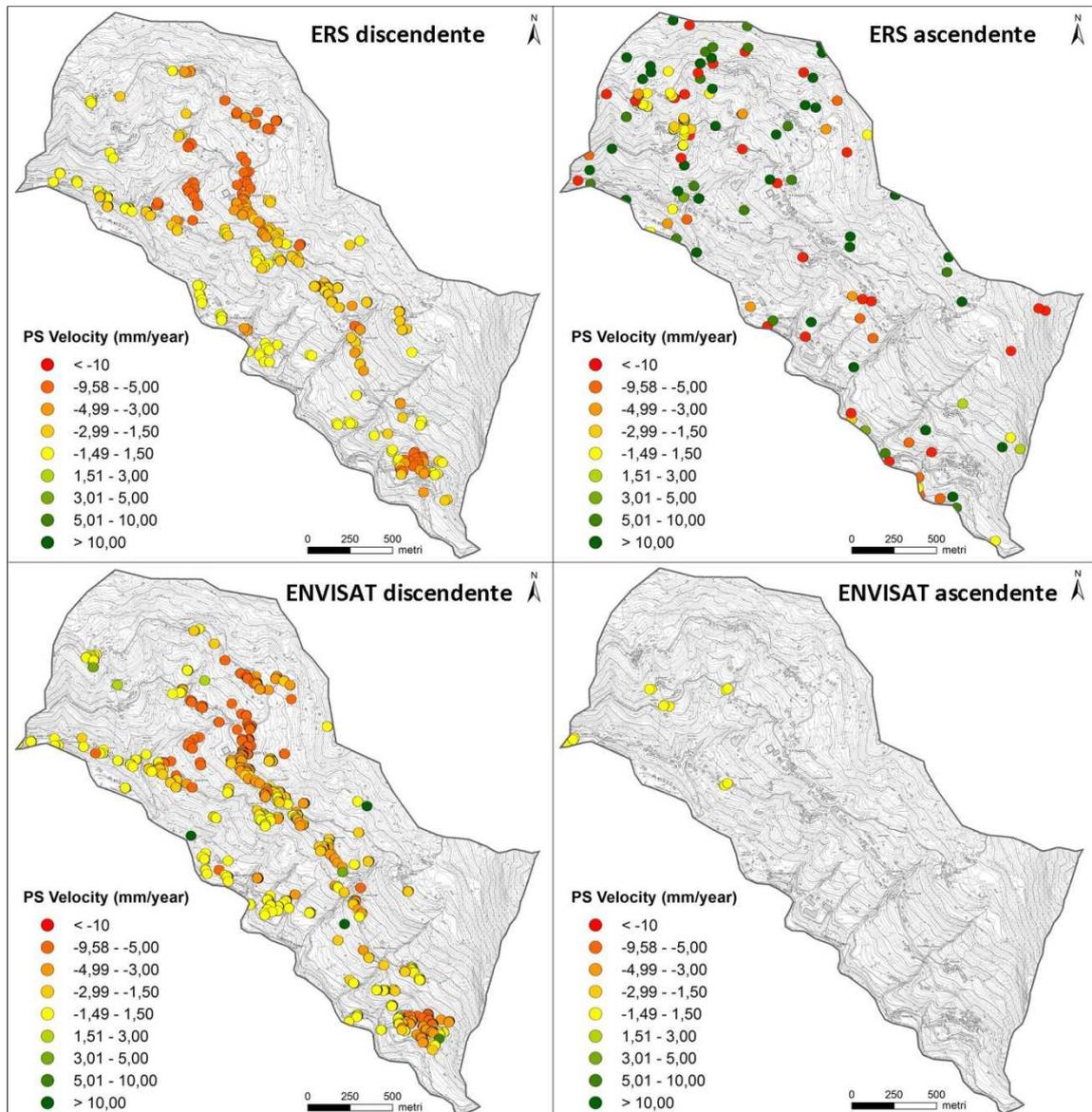


Figura 4.8 - Risultati interferometrici con il metodo dei Persistent Scatterers per le immagini discendenti ed ascendenti dei satelliti ERS1-ERS2 ed ENVISAT.

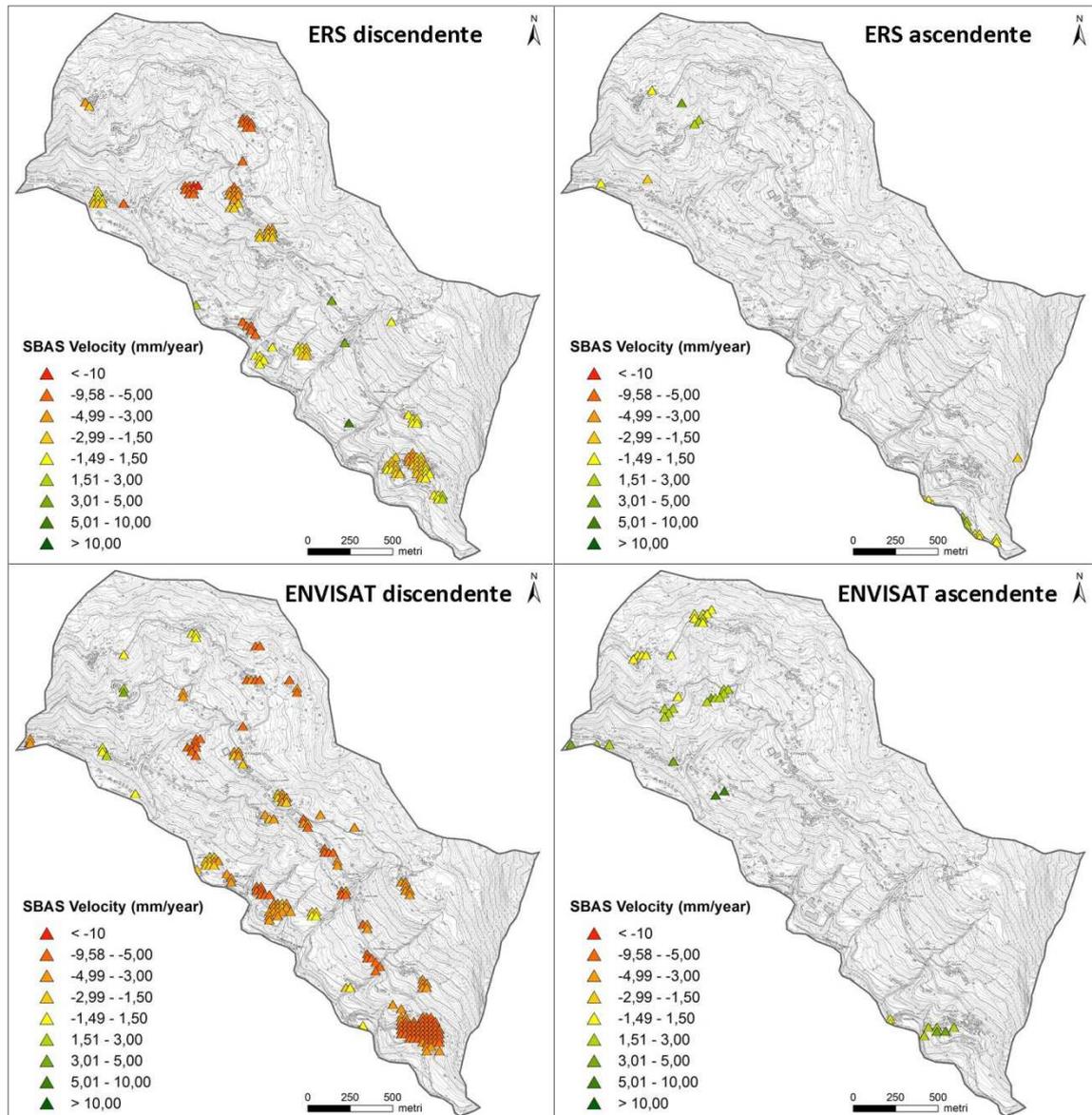


Figura 4.9 - Risultati interferometrici con il metodo SBAS per le immagini discendenti ed ascendenti dei satelliti ERS1-ERS2 ed ENVISAT.

4.3 CARATTERIZZAZIONE SPAZIALE DEI FENOMENI FRANOSI

Nella figura 4.10 si nota come l'analisi PS e l'analisi SBAS, ben evidenziano la presenza di oggetti in movimento al di fuori delle instabilità già presenti nella banca dati IFFI. Nella parte settentrionale del versante oggetto di studio, sia i dati ERS che quelli ENVISAT, mostrano un continuo movimento delle aree di contrada Piazza (frana n. 2, fig. 4.14) e contrada Branchi (frana n. 4, fig. 4.15) dal 1995 al 2010. L'instabilità ai confini meridionali dell'area studio, Contrada Cappellazzi, conferma la validità dell'analisi PS ed SBAS poiché in quella zona sono presenti dati di spostamento ottenuti con un rilievo topografico (v. caratterizzazione temporale), che confermano il movimento.

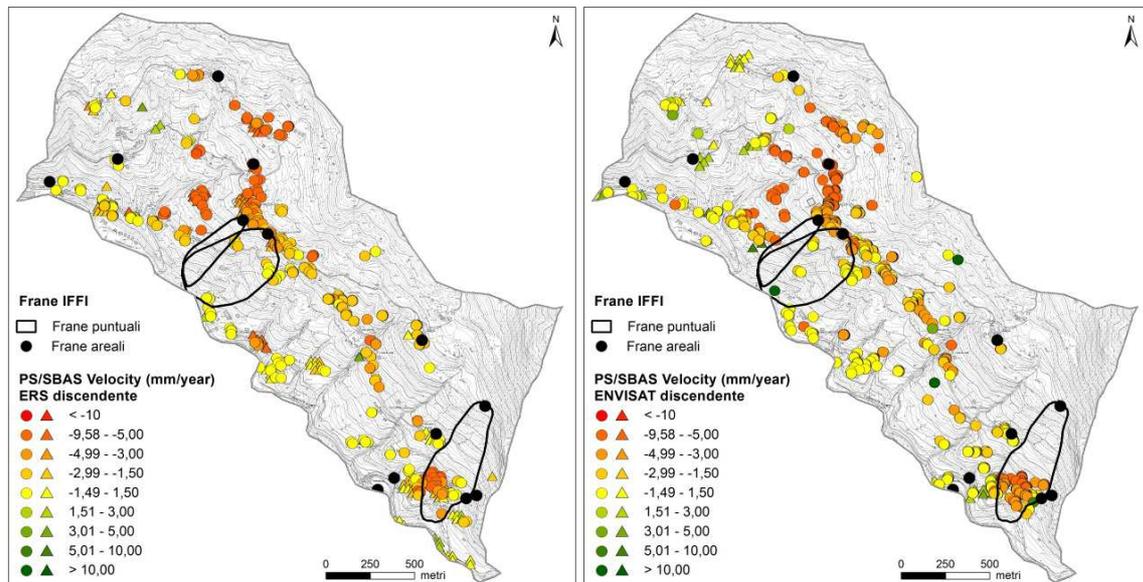


Figura 4.10 - Confronto tra le frane presenti nel catalogo IFFI ed i punti PS/SBAS discendenti derivanti dall'analisi delle immagini ERS (sinistra) ed ENVISAT (destra). Si noti le aree in movimento nell'area centro settentrionale, individuate dai PS e non presenti nel catalogo IFFI.

Le analisi interferometriche differenziali hanno permesso di individuare le aree soggette a movimento poiché identificano gli oggetti che hanno subito degli spostamenti nel corso del periodo osservato (1995-2010). Per delimitare con precisione gli areali in frana è necessario integrare questi dati con altre metodologie. I dati interferometrici e le informazioni dell'archivio IFFI integrati con i rilevamenti in sito e con l'interpretazione delle forme desunte dall'analisi delle

foto aeree, hanno consentito di delimitare e caratterizzare dal punto di vista della tipologia dello spostamento, nuove aree instabili e di perfezionare i limiti delle frane areali IFFI. Da ricordare che i dati interferometrici descrivono gli spostamenti subiti dall'area fino al settembre 2010, mentre le osservazioni di campagna rivelano i segni lasciati dall'alluvione del novembre 2010 (aggravamento di lesioni ad edifici e strade, presenza di nuove scarpate, fessure ed accumuli di frana).

Nell'area di studio sono state riconosciute:

- frane traslazionali: nell'area tali movimenti sono condizionati dalle scarse caratteristiche di resistenza e dalle condizioni giaciture (a franapoggio meno inclinato del pendio) della Formazione a Gracilis.
- frane rotazionali: di piccole dimensioni, sono caratterizzate da una scarpata sommitale. Il materiale coinvolto appartiene sia alla Formazione a Gracilis, che al deposito di versante.
- aree soggette a frane superficiali diffuse: dal punto di vista morfologico sono presenti numerose scarpate e cambi di pendenza ma non si riesce a delimitare con accuratezza i singoli fenomeni di instabilità. I PS ed i punti SBAS evidenziano oggetti in movimento,
- aree interessate da deformazioni superficiali lente: sono evidenziate dalla presenza di danni, ad edifici ed infrastrutture viarie, che non hanno portato a rottura poichè si tratta di un moto lento e costante nel tempo che inoltre non porta allo sviluppo delle forme morfologiche tipiche delle frane (scarpate, fessure nel terreno, ecc.). L'analisi DInSAR rileva *target* in movimento.

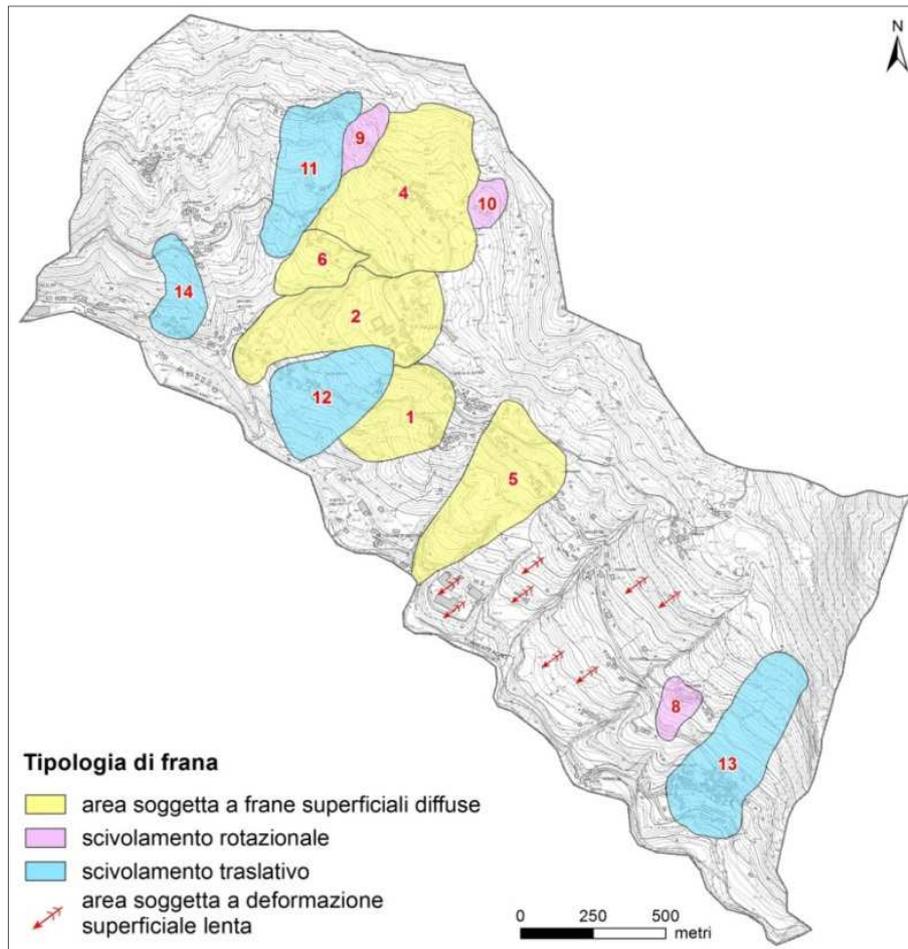


Figura 4.11 - Delimitazione dei fenomeni franosi individuati nell'area di Rovegliana e loro classificazione in base alla tipologia di movimento.

4.4 CARATTERIZZAZIONE TEMPORALE DEI FENOMENI FRANOSI

Per caratterizzare una frana è necessario definire il suo stato di attività e quindi conoscerne l'evoluzione nel tempo. Nell'area studio non sono presenti dati relativi agli spostamenti, tranne che alla base della frana n.13, dove sono disponibili dati di monitoraggio dal 2006 al 2009. Le informazioni sugli spostamenti, fornite dalle due analisi DInSAR sono state molto utili poiché hanno permesso la definizione qualitativa (stato di attività) e quantitativa (tempi di ritorno) del movimento relativo a alle instabilità individuate con la stesse tecniche DInSAR, con lo studio delle foto ottiche aeree e le indagini di campagna. Di seguito sono riportati alcuni esempi delle serie di spostamento di alcuni PS e punti SBAS, discendenti. Si è cercato di scegliere come esempio, *targets* con una serie storica completa e cioè *targets* visibili sia dai satelliti ERS 1-2, che dal satellite ENVISAT ed individuati sia dal metodo PS che SBAS.

La frana n. 2 insiste sulla contrada Piazza e mostra spostamenti continui dal 1995 al 2010, quindi è definita come frana attiva. Nei grafici di figura 4.14 è riportata la serie completa degli spostamenti per tre punti PS ERS discendenti ed i corrispettivi punti PS ENVISAT discendenti. Nel caso del PS 122, è stata riportata anche la serie temporale dei movimenti ottenuti con la tecnica SBAS. Nel caso dei PS 77 e 141, nelle vicinanze, non sono presenti punti SBAS (né ERS, né ENVISAT), che possano essere riferiti ai due PS scelti. Evidente è la diversa velocità di movimento dei tre punti analizzati, anche se la differenza è di soli alcuni millimetri l'anno (velocità ERS 1-2: PS 122 = -9,13 mm/anno; PS 77 = -6,38 mm/anno; PS 141 = -2,51 mm/anno - velocità ENVISAT: PS 122 = -6,63 mm/anno; PS 77 = -6,18 mm/anno; PS 141 = -3,24 mm/anno). Si noti come gli spostamenti individuati tramite l'analisi PS e l'analisi SBAS siano simili (velocità ERS: PS = -9, 13 mm/anno; SBAS = -9,73 mm/anno - velocità ENVISAT: PS = -6,63 mm/anno; SBAS = -6,24 mm/anno).

Le figure 4.15 e 4.16 mostrano due nuove frane individuate tramite PS ed SBAS e delimitate con foto aeree ed indagini di campagna. I grafici della frana n.4 descrivono spostamenti temporali di *targets* a maggior e minor tasso di movimento, (velocità ERS: PS 10 = -6,50 mm/anno; PS 17 = -5,85 mm/anno; PS 24 = -5,05

mm/anno - velocità ENVISAT: PS 10 = -4,89 mm/anno; PS 17 = -5,45 mm/anno; PS 24 = -3,66 mm/anno). I *targets* 10 e 17 non hanno punti SBAS vicini (sia ERS che ENVISAT), con cui confrontare l'andamento temporale. Anche in questo caso, la frana è stata definita attiva, poiché nel corso del quasi venti anni analizzati presenta spostamenti continui. Per descrivere il dissesto n. 6 è stato scelto un PS della zona "occidentale" (PS ERS 48) e uno della zona "orientale" (PS ENVISAT 85). I PS ERS discendenti sono presenti nella parte occidentale, mentre nelle immagini ENVISAT sono visibili target sia nella zona ovest, sia nella zona est del corpo franoso. I pochi punti SBAS presenti nell'area occidentale, hanno permesso di confrontare le due analisi DInSAR per il satellite ENVISAT.

Per entrambi i dissesti, sopra descritti (frana n. 4 e frana n. 6), i dati PS ed SBAS non presentano andamenti simili, con differenza più marcata per la frana n.6 (frana n. 4: PS ERS 24 = -5,05 mm/anno; SBAS ERS 24 = -8,2 mm/anno; frana n. 6: PS ENVISAT 48 = -9,17 mm/anno; SBAS ENVISAT 48 = -1,64 mm/anno). Questo può essere dovuto alla non perfetta corrispondenza tra punto PS e punto SBAS, i quali probabilmente, non rappresentano lo stesso *target*.

Il dissesto n. 1, classificato come area soggetta a movimenti superficiali lenti, è già presente nella banca dati IFFI ma, grazie all'integrazione dei dati interferometrici satellitari, è stato possibile ridefinire il limite superiore e quello inferiore. Nella figura 4.17, infatti, i grafici mostrano che gli edifici alla base della frana (PS 392, ERS1-2) hanno subito movimenti del tutto trascurabili (-0,83 mm/anno), almeno fino al dicembre del 2000, e quindi non sono stati inseriti all'interno del perimetro del dissesto; superiormente, la presenza di *targets* con velocità medie annue comprese tra -1,5 e -10 mm/anno dal 1995 al 2010, ha permesso lo spostamento del limite a quote maggiori. Lateralmente, il PS 327, non mostra spostamenti consistenti (velocità ERS = -0,67 mm/anno - velocità ENVISAT = -1,18 mm/anno) nell'arco del periodo analizzato con metodi DInSAR (che termina nel settembre del 2010), ma è stato incluso nel perimetro del dissesto perché, con l'alluvione del novembre 2010, gli edifici hanno subito danni considerevoli (figura 4.12).



Figura 4.12 - Abitazione ed infrastruttura stradale lesionate a Caneva di Sotto, nell'area della frana n.1, in seguito all'evento alluvionale del novembre 2010 che ha colpito la Provincia di Vicenza.

Il grafico mostra anche lo spostamento nel tempo di due punti alla sommità del dissesto: il *target* 189 è presente nell'analisi PS ERS ed ENVISAT, ma non è stato riconosciuto nel processamento SBAS; il *target* 274 è individuato sia nelle immagini ERS ed ENVISAT come *Persistent Scatterer*, mentre è presente come punto SBAS, solo nelle immagini ERS. Quest'ultimo punto mette ancora una volta in luce come le velocità PS ed SBAS siano confrontabili (PS ERS 274 = -3,42 mm/anno; SBAS ERS 274 = -2,63 mm/anno).

La figura 4.18 mostra l'esteso areale coinvolto in una deformazione superficiale lenta, dove sono presenti edifici lesionati e strade dissestate che hanno subito notevoli peggioramenti in seguito all'alluvione del novembre 2010. I dati interferometrici evidenziano *targets* in movimento (soprattutto nel periodo 2003-2010), ma non è stato possibile delimitare il dissesto poiché sul terreno non sono presenti le forme morfologiche tipiche delle frane (scarpate, fessure nel terreno, ecc.). I grafici mostrano gli spostamenti temporali di punti PS ERS ed ENVISAT nelle tre contrade di Camonda, Vascellari e Zuccante. La velocità media annua è per Camonda: PS 394, velocità ERS = -1,67 mm/anno, velocità ENVISAT = -2,33 mm/anno; per Vascellari: PS 418, velocità ERS = -2,70 mm/anno, velocità ENVISAT = -3,21 mm/anno; per Zuccante: PS 494, velocità ERS = -1,24 mm/anno, velocità ENVISAT = -3,34 mm/anno. L'unico punto SBAS (ENVISAT) presente è riferito al *target* 394 di Camonda, con una velocità media annua pari a -3,80 mm/anno. Se si analizzano i *targets* nella parte sinistra della figura 4.18 si nota come, soprattutto

per le immagini ENVISAT, i metodi PS ed SBAS, abbiano condotto a risultati diversi in termini di velocità annue.



Figura 4.13 - Danni verificatesi in seguito all'evento alluvionale del novembre 2010 nelle contrade dell'area soggetta a deformazione lenta rappresentata in figura 4.18. A destra, fratture sui muri di alcune abitazioni, a sinistra, danni alle strutture viarie ed al centro una piccola frana superficiale.

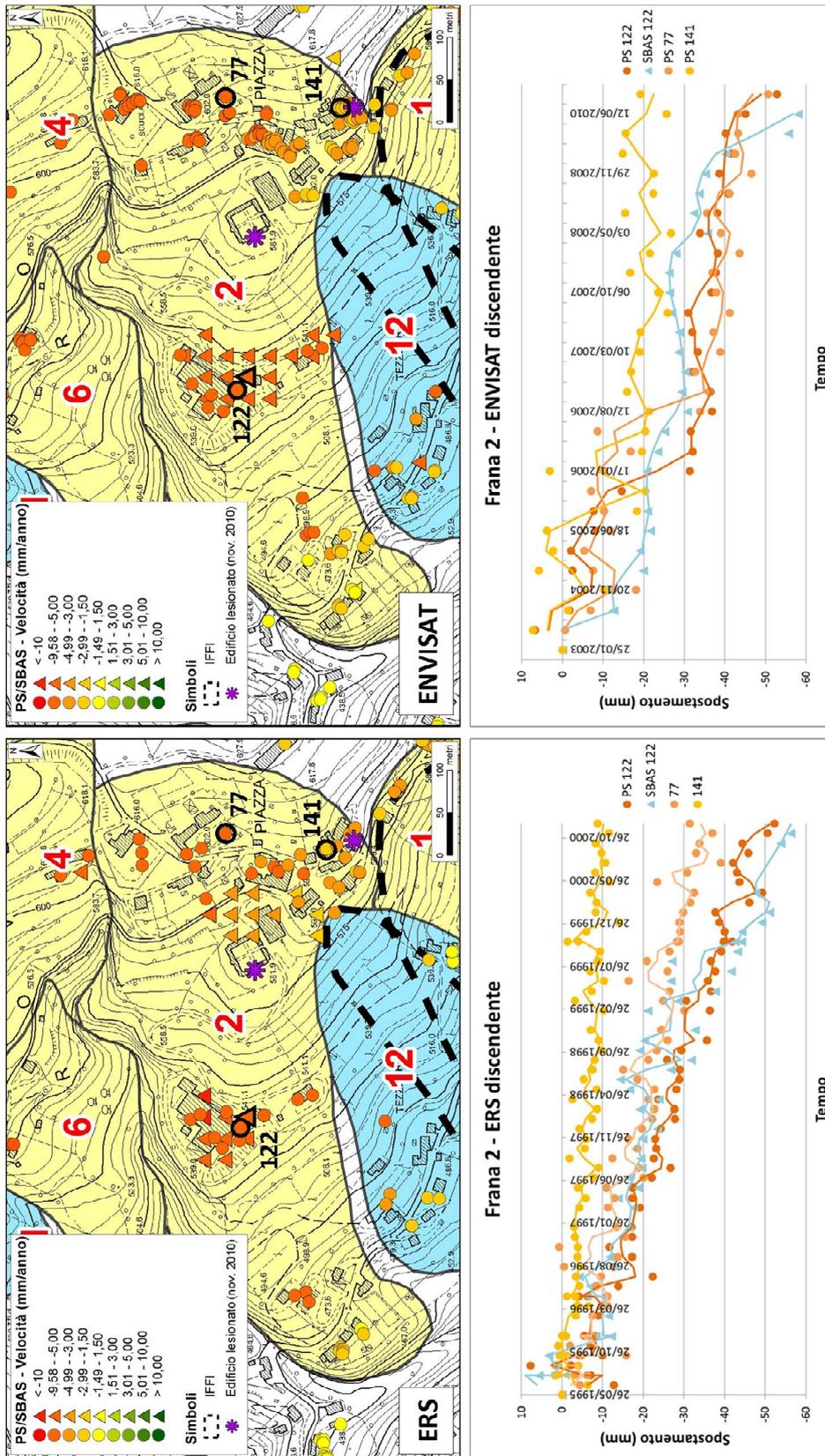


Figura 4.14 - Frana n. 2. Andamento dei punti PS ed SBAS ERS ed ENVISAT discendenti dal 1995 al 2010. Vedi testo per spiegazioni.

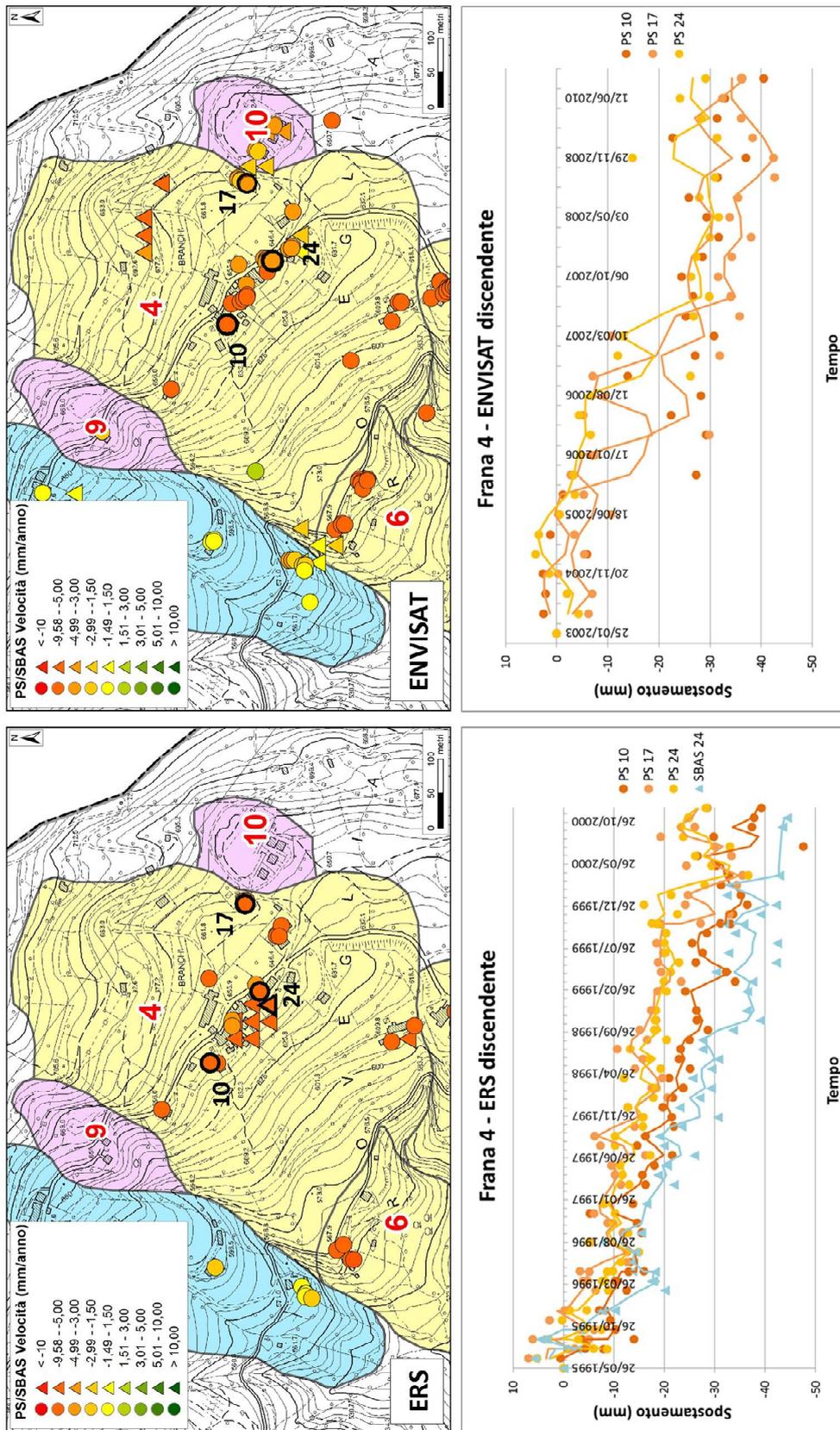


Figura 4.15 - Frana n. 4. Andamento dei punti PS ed SBAS ERS ed ENVISAT discendenti dal 1995 al 2010. Vedi testo per spiegazioni.

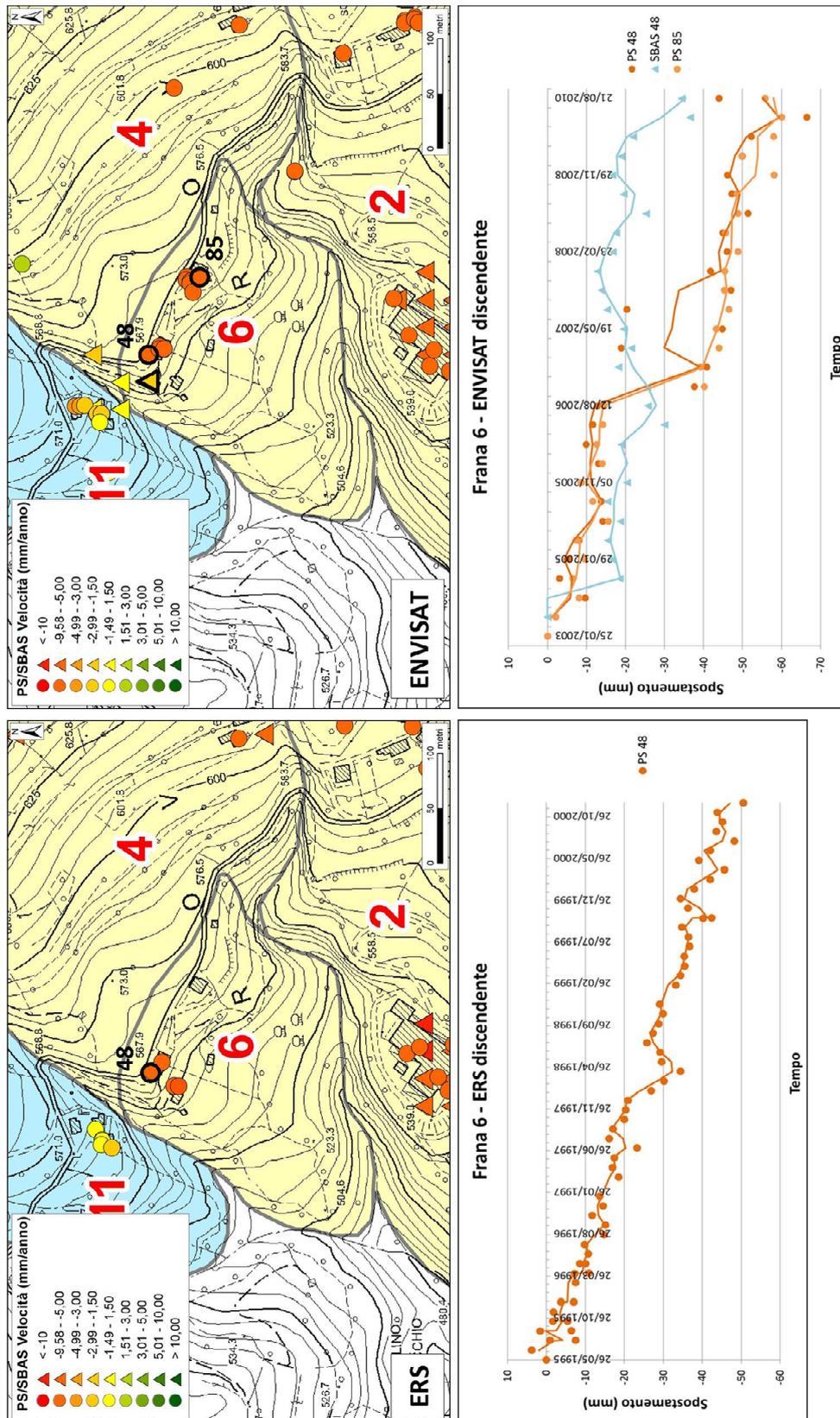


Figura 4.16 - Frana n. 6. Andamento dei punti PS ed SBAS ERS ed ENVISAT discendenti dal 1995 al 2010. Vedi testo per spiegazioni.

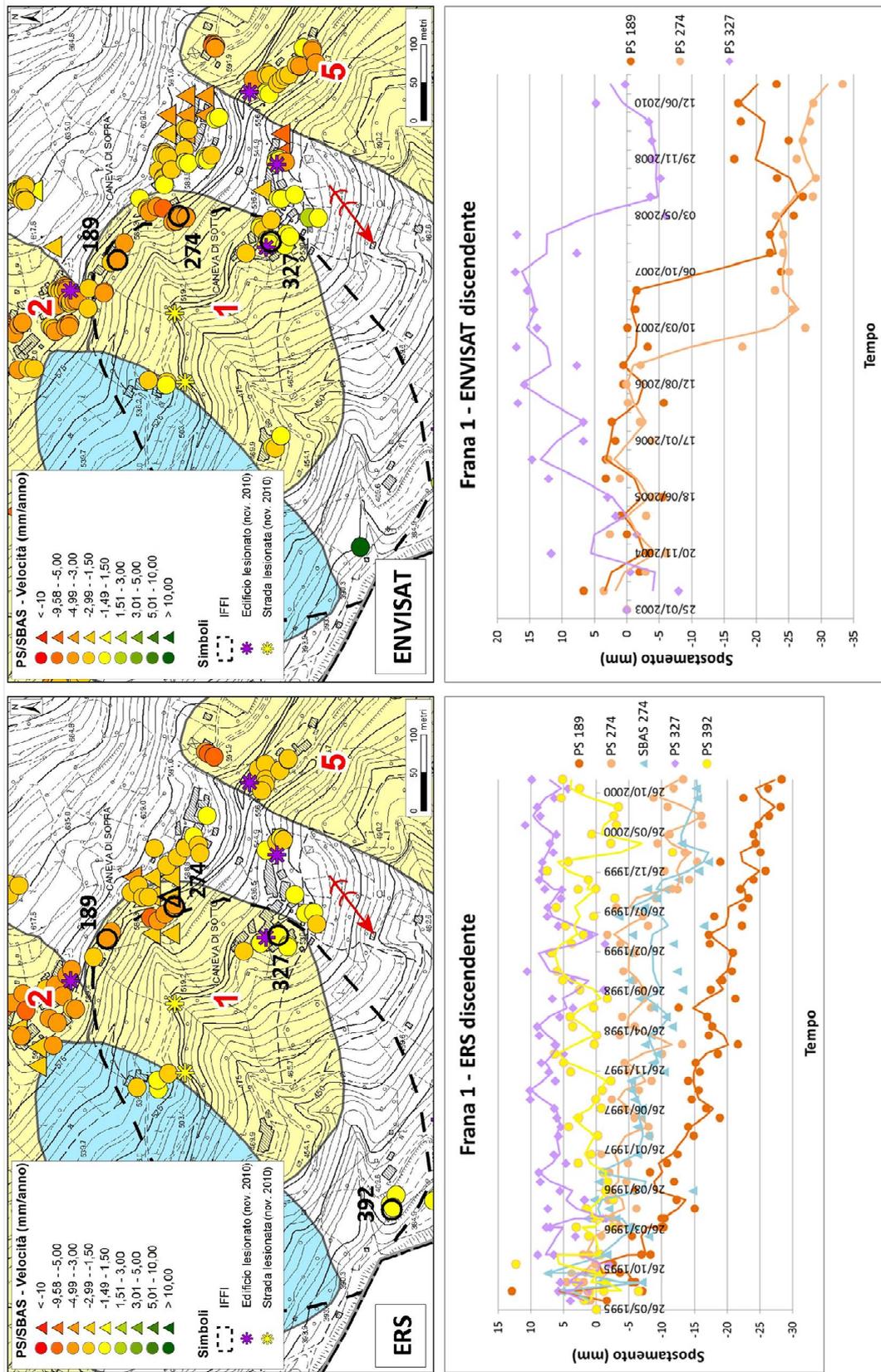


Figura 4.17 - Frana n. 1. Andamento dei punti PS ed SBAS ERS ed ENVISAT discendenti dal 1995 al 2010. Vedi testo per spiegazioni.

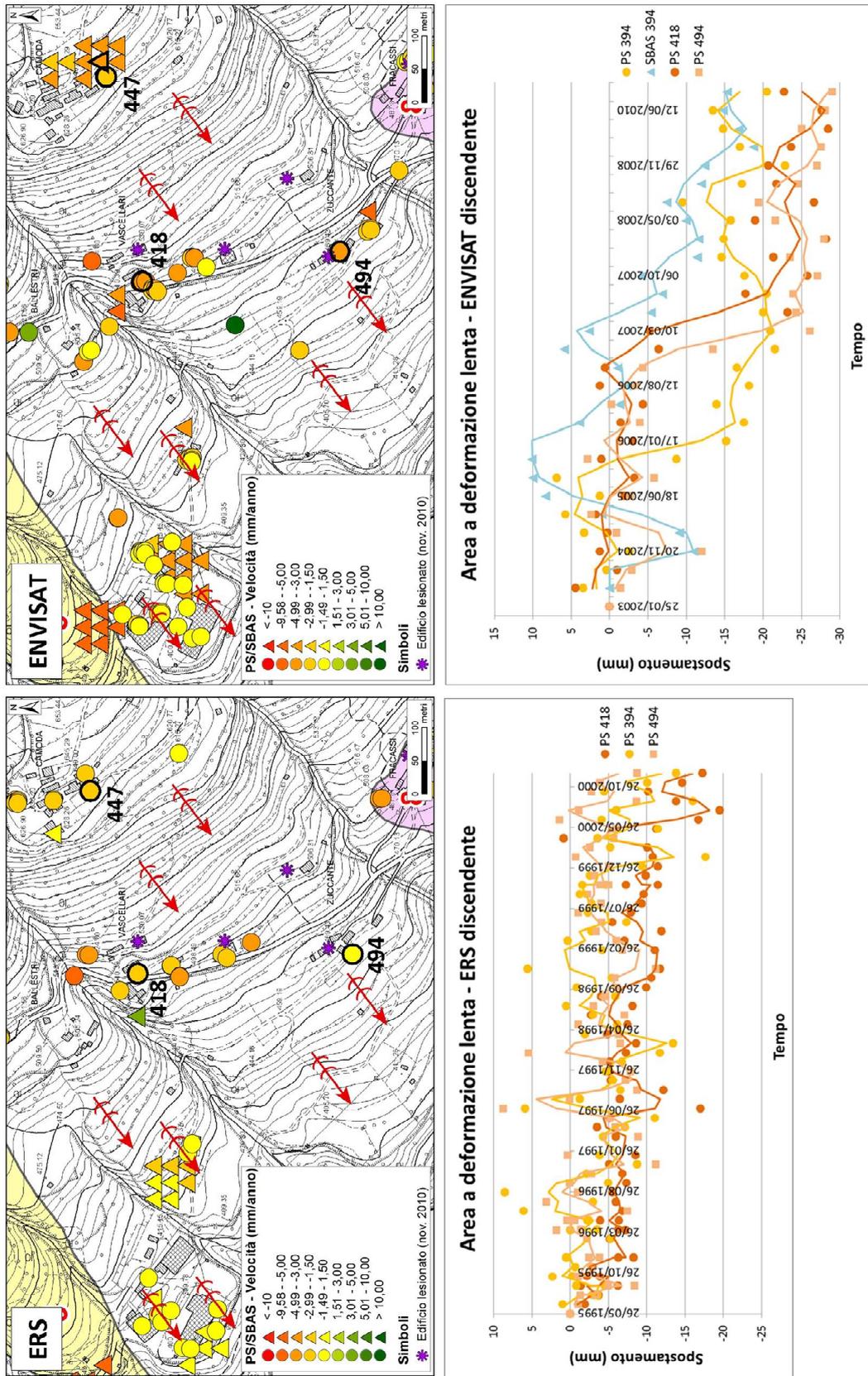


Figura 4.18 - Area soggetta a deformazione lenta. Andamento dei punti PS ed SBAS ERS ed ENVISAT discendenti dal 1995 al 2010. Vedi testo per spiegazioni.

Tutti grafici mettono in luce come l'oscillazione delle singole misure influisca sull'utilizzo dei dati PS ed SBAS. Infatti, quando si usano questi dati, più che soffermarsi sul valore/intensità di spostamento del singolo PS, è bene analizzare la tendenza del movimento nel suo insieme. Le analisi PS ed SBAS individuano molto bene le aree in movimento, poiché riescono a quantificare anche spostamenti dell'ordine dei millimetri all'anno. Ne consegue che aree a differente tasso di velocità annuo, vengono identificate quasi alla perfezione, se ovviamente sono presenti dei bersagli (nel caso dei PS) o la coerenza spaziale è medio-alta (nel caso dei punti SBAS). Ma la componente della velocità proiettata lungo LOS è sempre proporzionale alla velocità reale. I grafici di figura 4.19 sono stati confrontati con i dati del monitoraggio topografico e mettono in luce come, il modulo della velocità di un singolo PS, non corrisponda alla realtà, e come i *targets* a differente tasso di spostamento siano ben discriminati. Questo dipende dalla relazione tra LOS e direzione del movimento reale. Nel caso della frana n. 13, solo una piccola componente della velocità reale viene proiettata lungo LOS, dal momento che il movimento di frana è verso SO e la LOS discendente ha direzione all'incirca ONO. Di qui nasce la necessità di disporre dei dati di entrambe le *track*, per sommare le componenti discendenti ed ascendenti della velocità reale ed avvicinarsi così a valori veritieri, senza scordate che la componente N-S del movimento non viene praticamente misurata (v. paragrafo 2.4). Il grafico SBAS della figura 4.19 mostra anche la minore oscillazione dei valori di spostamento rispetto ai dati PS, poiché il contributo atmosferico alla fase totale, viene meglio rimosso dall'algoritmo usato in questo processo.

Il dissesto n.13 rappresenta l'unica frana, del versante di Rovegliana, monitorata tramite 20 capisaldi topografici e tre inclinometri, dall'ottobre 2006 al maggio 2009 (Morbin, 2009). Quest'area vede la presenza di un deposito di paleofrana, il cui attuale movimento è indotto dalla sommatoria di cause predisponenti e cause scatenanti. Tra le prime rientra la presenza del deposito di paleofrana e la circolazione idrica superficiale (presenza di numerose sorgenti e fontane), tra le seconde, la modifica della topografia del versante (lavori di sbancamento ai piedi della paleofrana), per la costruzione tra il 1990 ed il 1995 di

sei complessi residenziali, a valle di contrada Cappellazzi ed il sottodimensionamento delle opere per la regimazione delle acque superficiali (Morbin, 2009). I sondaggi effettuati rivelano una profondità del substrato compresa tra gli 8-12 m, costituito da calcare molto fratturato. Dato che il periodo di monitoraggio si estende dal 2006 al 2009, sono stati scelti i dati PS ed SBAS delle immagini ENVISAT (2003-2010), per confrontare i valori degli spostamenti interferometrici con quelli ottenuti dagli strumenti di campagna.

Sono stati presi come esempio, i punti PS ed SBAS che più si avvicinano alla posizione di alcuni capisaldi topografici. Dalla figura 4.19 si vede come la tecnica PS sia in grado di evidenziare il rapporto tra le aree con diversi tassi di movimento. Non riesce però a fornire l'esatta intensità dello spostamento (il modulo della velocità) a causa dei limiti geometrici imposti dai sensori SAR (movimenti lungo LOS). Ad esempio il PS 712, rappresenta un target con velocità annua trascurabile (0,67 mm/anno), come evidenzia anche il monitoraggio terrestre (D11). Così pure, i PS con velocità prossime allo zero, individuati al limite sinistro del dissesto, sono confermati dal caposaldo D7. La zona della contrada posta a quote maggiori (PS 632) è caratterizzata da valori di PS ed SBAS medio-alti e vede la presenza del caposaldo topografico con velocità maggiore (D05). Il PS 653, con velocità annua media (-3,89 mm/anno) è corrisposto dal caposaldo D19. Invece, la velocità relativamente bassa misurata nel punto 675, non corrisponde ai dati del caposaldo D03 che mostra spostamenti modesti, come invece descritto dal PS 692 e dal caposaldo D18.

Ovviamente questo confronto presenta numerosi limiti, in *primis*, il diverso intervallo temporale di monitoraggio, ma mette senza dubbio in evidenza la capacità delle tecniche interferometriche, ed in questo caso soprattutto della tecnica PS, di individuare target/aree a minor e maggior tasso di spostamento. Se si vuole conoscere il valore reale della velocità con cui si muovono gli oggetti, è necessario indagare l'area con altre tecniche di monitoraggio. Grazie all'aiuto dell'interferometria satellitare, è possibile evitare il posizionamento degli strumenti in aree già identificate prive di movimento.

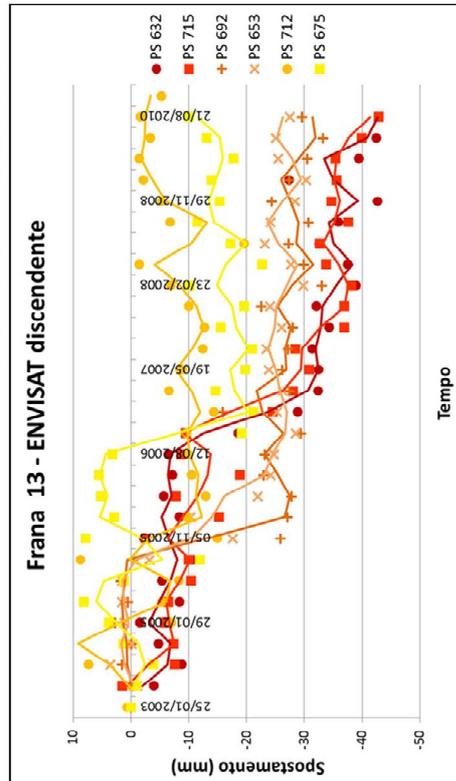
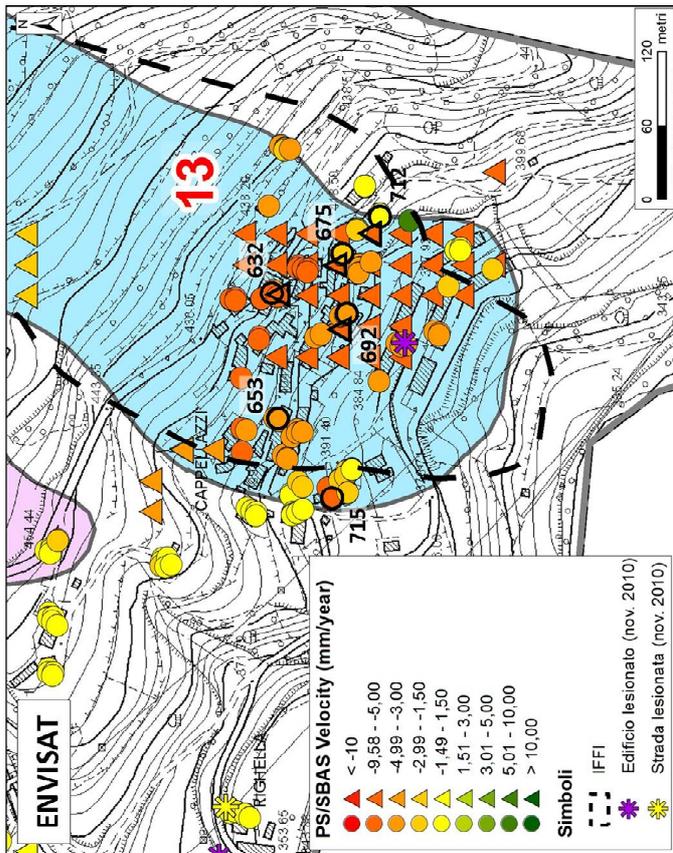
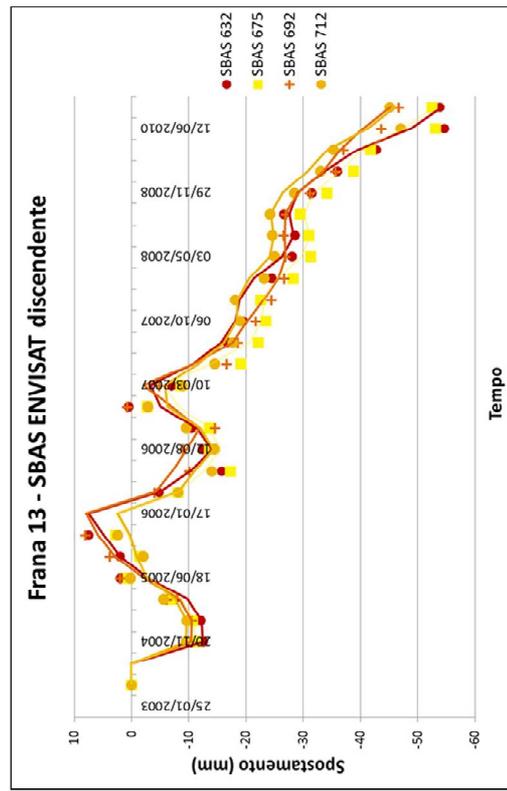
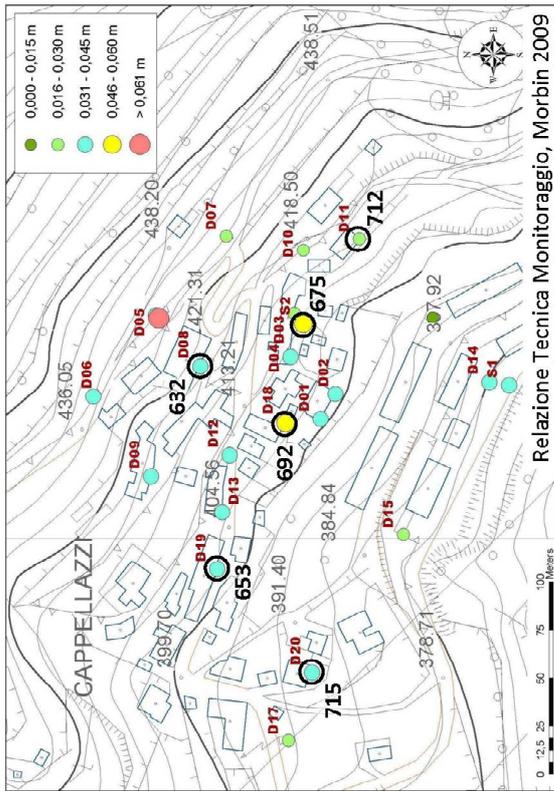


Figura 4.19 - Frana n. 13. Andamento dei punti PS ed SBAS ENVISAT discendenti dal 2003 al 2010; velocità relative al monitoraggio topografico eseguito nell'area (in alto a destra).

Per quanto riguarda la stima del tempo di ritorno dei fenomeni franosi sopra descritti, è necessario analizzare la qualità della serie degli spostamenti ottenuta. Se l'oscillazione dei singoli valori PS o SBAS di una serie, è troppo elevata, non è possibile definire un tempo di ritorno poiché la velocità assume valori troppo diversi in ogni singola immagine rispetto alla successiva od alla precedente (es PS ERS 394 e 494 della figura 4.18). In questo caso il movimento è descritto dalla media lineare o da una media mobile dei dati (nei casi indicati quindi risulta uno spostamento complessivo prossimo allo zero). Se le oscillazioni sono contenute, i dati cioè non assumono valori molto diversi rispetto al precedente o al successivo è possibile tentare di individuare il tempo di ritorno di quel movimento franoso.

I valori SBAS si prestano meglio a quest'analisi poiché, come si vede dai grafici, spesso presentano minori oscillazioni dei valori di velocità.

Analizzando il punto SBAS 122 della figura 4.14 (frana n. 2), si possono individuare quattro spostamenti più marcati: nella primavera-estate del 1996, nell'autunno del 1999, nell'estate 2006 e nel periodo primavera-estate 2008. Si può quindi attribuire a questo movimento franoso un tempo di ritorno approssimativo di 5 anni, perché i circa venti anni di misure interferometriche vengono divisi per il numero di spostamenti consistenti individuati nei grafici.

La frana numero 4 di figura 4.15, presenta spostamenti di entità maggiore all'inizio del 1996, a cavallo tra 1996 e 1997, in primavera del 1998 ed in autunno dello stesso anno; passando al periodo ENVISAT, c'è un probabile forte spostamento a cavallo tra 2006 e 2007. Un possibile tempo di ritorno per questa frana è stato stimato in un periodo inferiore ai 5 anni.

Osservando il grafico delle serie SBAS in figura 4.19 (frana n. 13) si notano due evidenti spostamenti (autunno 2007, giugno 2010), i quali sono stati rilevati anche dagli inclinometri ubicati nell'area. Un probabile spostamento si è verificato anche a metà del 2006 (analizzando i dati PS) a questa frana è stato assegnato un tempo di ritorno di due-tre anni. Valore ritenuto veritiero date le continue segnalazioni di lesioni alle strutture abitative e viarie lamentate dagli abitanti dell'area.

CAPITOLO 5

SCALA LOCALE

PREZZO

Conoscere le informazioni con il maggiore grado di dettaglio possibile è senz'altro utile ai fini di un'esaustiva caratterizzazione di un movimento franoso. Di seguito sono illustrate le potenzialità dei dati DInSAR ai fini di una approfondita descrizione spaziale e temporale del movimento traslativo di Prezzo. I risultati dell'analisi PS e SBAS sono stati confrontati ed integrati con le velocità derivanti dal monitoraggio GPS. Il caso di Valstagna, invece, mette in luce i limiti del telerilevamento satellitare e aereo ed evidenzia le potenzialità della fotogrammetria terrestre nei casi in cui l'accessibilità al sito d'indagine sia difficile e pericolosa.

L'abitato di Prezzo è ubicato sulle pendici orientali del monte Melino, in Val Giudicarie (Trentino sud-occidentale)(fig. 5.1). Il dissesto studiato coinvolge l'abitato stesso e si estende da una quota compresa tra i 980 m ed i 510 m. Presenta una scarpata principale alla sommità con associate trincee e fratture e due scarpate minori sui fianchi destro e sinistro. Il fenomeno consiste in un'antica frana post glaciale riattivata che coinvolge depositi siltosi con blocchi di dolomia e calcare. L'area instabile ha una larghezza di 380 m e una lunghezza di 1150 m con una pendenza media di 20°. La superficie di scivolamento, individuata tramite tubi inclinometrici, è compresa tra mediamente tra i 40 e gli 80 metri di profondità, con uno spessore massimo al centro dell'area instabile. Il volume totale coinvolto è di circa 18-20 milioni di metri cubi (Servizio Geologico Provincia di Trento). Molti edifici dell'abitato di Prezzo e la strada provinciale che lo attraversa, presentano deformazioni, lesioni e fratture, mentre la rete idrica comunale presenta rotture e conseguenti perdite.

L'area è monitorata dal Servizio Geologico della Provincia di Trento e vede la presenza di stazioni GPS, stazioni topografiche ottiche, piezometri ed inclinometri. Inoltre durante questo lavoro di ricerca, sono state condotte indagini di campagna per meglio definire la geologia, la tettonica e le caratteristiche geomorfologiche dell'area. Ad integrazioni e supporto di tali dati sono stati utilizzati dati LIDAR forniti dal Provincia di Trento, con i quali si è creato un dettagliato DTM avente una cella di risoluzione di 0,5x0,5 m. L'interferometria satellitare, tramite processamento PS ed SBAS, ha portato ad un'ottima definizione spaziale dell'area stabile e di quella instabile, soprattutto nella zona dell'abitato. I dati di velocità LOS sono stati confrontati con i dati di spostamento GPS.

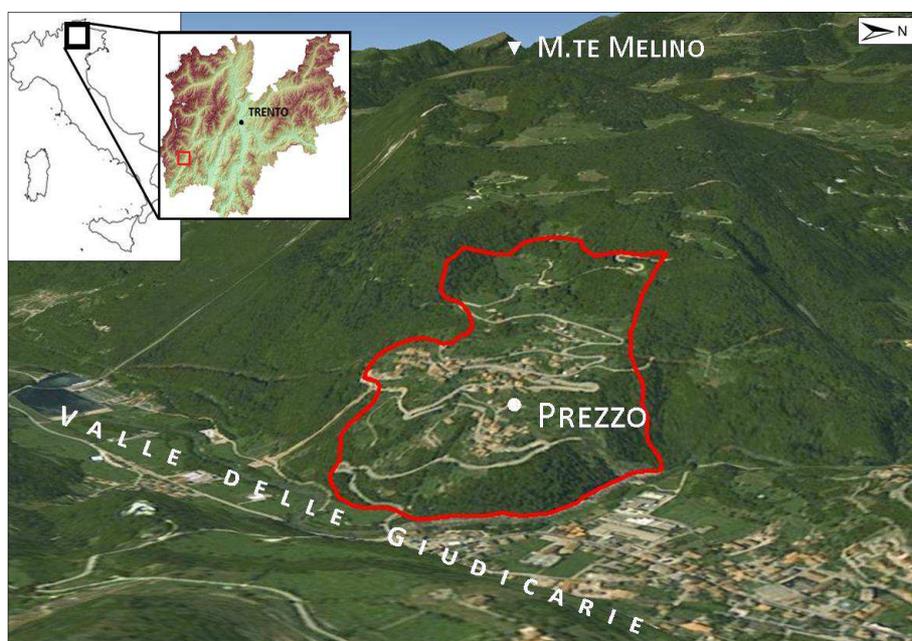


Figura 5.1 - Ubicazione della frana di Prezzo.

5.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE

L'area studio si sviluppa nel dominio strutturale Sudalpino, lungo la transizione tra calcari di acque profonde, siltiti e marne, appartenenti al Bacino Lombardo e calcari e dolomie della Piattaforma di Trento (Trevisan, 1939, Castellarin, 1972). Il passaggio tra questi due domini paleogeografici mesozoici è segnato dalla presenza di un importante lineamento tettonico regionale: la Linea delle Giudicarie (localmente chiamata Linea delle Giudicarie Sud). Essa deriva dall'inversione Paleogenica del dominio estensionale Giurassico, collegato con il *rifting* continentale del margine della placca Adriatica (Castellarin, 1972; Winterer and Bosellini, 1981; Bertotti *et al.*, 1993). Durante la formazione della catena alpina, la fascia delle Giudicarie, ha assunto una cinematica traspressiva sinistra (Doglioni e Bosellini, 1987; Castellarin, 1992; Zampieri 1995). La sua direzione NNE-SSO, si pone obliquamente al sistema Sudalpino e ha comportato la formazione di un complesso sistema strutturale. Le faglie associate alla linea delle Giudicarie sono caratterizzate da piani verticali e sub-verticali, immergenti verso ONO con cinematica trascorrente sinistra e da faglie inverse con inclinazione più moderata, immergenti verso N e NNE (Doglioni e Bosellini, 1987; Prosser, 1998; Viola *et al.*, 2001; Massironi *et al.*, 2009)(fig. 5.2). La linea delle Giudicarie e le faglie ad essa associate, hanno creato una fascia di debolezza strutturale e la formazione di un'ampia area soggetta ad una forte fratturazione degli ammassi rocciosi la quale, a sua volta, influenza sensibilmente l'evoluzione dei versanti. Infatti, nel Trentino occidentale sono presenti numerose Deformazioni Gravitative Profonde (DGPV), che in alcuni casi sono evolute in catastrofici eventi di frana (Marocche di Dro, Marocche di Tovel) (Fuganti, 1969; Perna, 1974; Bassetti, 1997).

Il fenomeno franoso che interessa l'abitato di Prezzo è situato ad ovest della Linea delle Giudicarie Sud, localizzata sul fondovalle ai piedi del movimento, il quale è stato probabilmente determinato dalla presenza di due faglie coniugate alla Linea delle Giudicarie Sud, aventi direzione NNO-SSE e dalla presenza di un asse sinclinalica che taglia in due l'area instabile (fig. 5.5). La faglia con andamento NNO-

SSE che di trova più ad occidente, svincola superiormente il movimento franoso, mentre la sinclinale da un lato, causa una forte fratturazione degli ammassi rocciosi, dall'altro crea una morfologia concava atta a raccogliere le acque d'infiltrazione.

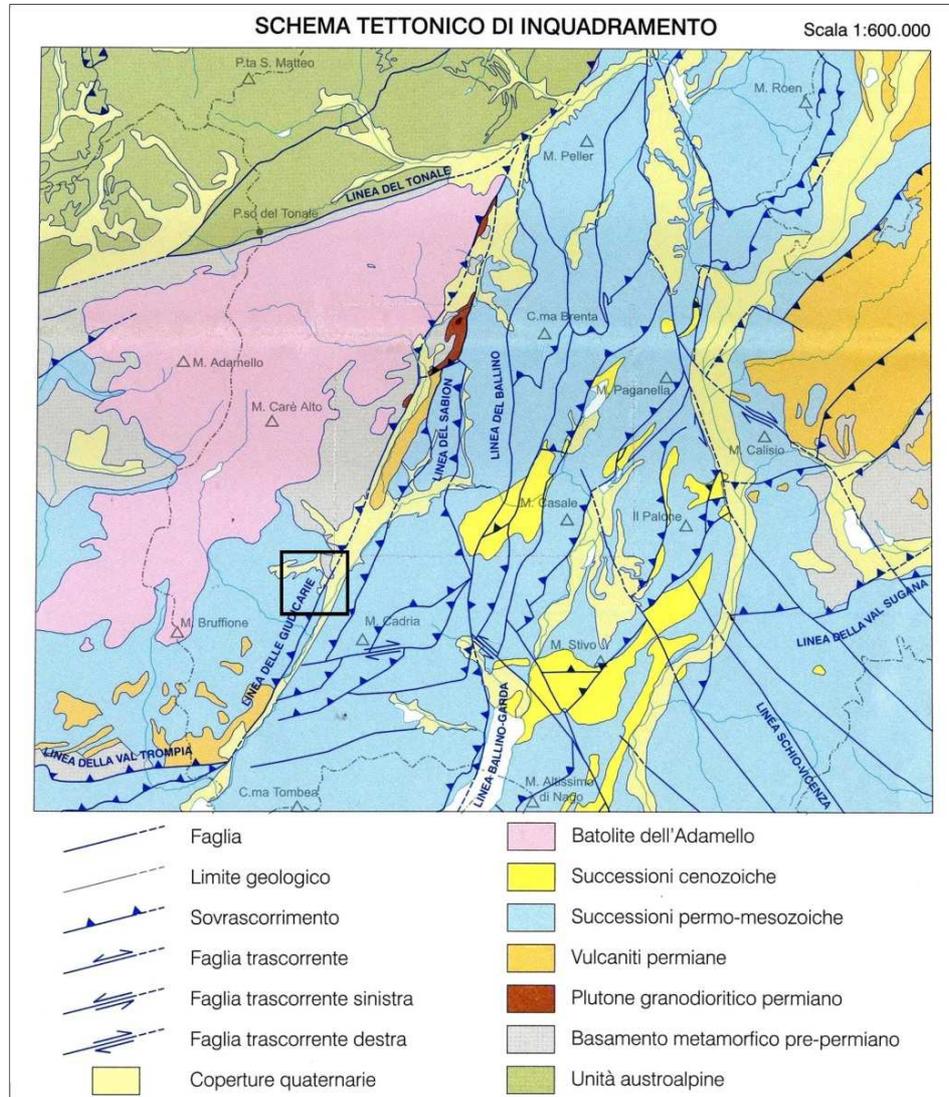


Figura 5.2 - Assetto strutturale regionale dell'area Trentino-Veneta-Lombarda (da Carta geologica d'Italia, Foglio 059, Bagolino). Il riquadro nero indica l'area studio di Prezzo.

La successione sedimentaria presente sul versante interessato dal movimento gravitativo appartiene al Triassico del Bacino Lombardo. In particolare, affiorano quattro formazioni geologiche: il Calcare di Angolo, il Calcare di Prezzo, la Formazione di Buchenstein e la Formazione di Wengen (fig. 5.5).

CALCARE DI ANGOLO (ANG). Affiora sul versante meridionale e su quello settentrionale del Monte Melino. L'unità è rappresentata da calcari grigio scuro in banchi sub-orizzontali decimetri, con intercalazioni di livelli argilloso-marnosi, che diventano più frequenti verso l'alto. Nel settore giudicariense, la successione evolve in calcari più poveri in argilla e più amalgamati (Gaetani *et al.*, 1969; Epting *et al.*, 1976)(fig. 5.3). Il limite inferiore con la Carniola di Bovegno, è di tipo transizionale, mentre il limite superiore, con il Calcare di Prezzo, è netto. Il Calcare di Angolo rappresenta un articolato ambiente deposizionale a sedimentazione prevalentemente carbonatica di baia subtidale (Bargossi *et al.*, 2012).

CALCARE DI PREZZO (PRZ). La località tipo di quest'unità è ubicata all'interno della zona d'interesse (Bittner, 1881; Assereto e Casati, 1965). Il Calcare di Prezzo è costituito alla base da calcari marnosi, sottilmente stratificati con vari livelli di marne argillose; nella parte superiore, invece, si riscontrano alternanze di calcari marnosi e marne e argilliti nere (fig. 5.3). Il limite superiore, con la Formazione di Buchenstein, è piuttosto netto e segnalato dalla comparsa di liste di selce e livelli di tufiti dello spessore di 20 cm. Lo spessore complessivo dell'unità è variabile. Va da un minimo di 20 m ad un massimo di 100 m (Brack *et al.*, 2005). La deposizione è avvenuta in fondali con scarsa ossigenazione ed in assenza di correnti di fondo significative.



Figura 5.3 - Affioramento di Calcare di Angolo (sinistra) e di Calcare di Prezzo (destra) nell'area studio.

FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC). Affiora nei dintorni del paese di Prezzo, ed in maniera più sporadica, sul versante destro della Val Giudicarie. È costituita localmente da calcari micritici nodulari di colore grigio scuro, con selce in noduli a costituire strati dello spessore variabile da 20 cm fino a 1 m (Bargossi *et al.*, 2012), con i giunti di stratificazione contrassegnati dalla presenza di materiali argillitici (fig. 5.4). Il carattere peculiare di questa successione è la presenza di vulcanoclastiti e tufiti note come “pietra verde”, raggruppate in due orizzonti principali. Il limite con il Calcare di Prezzo è marcato dalla presenza di circa 2 metri di calcari scuri con sparsi clasti di vulcaniti e con sottili interstrati tufitici. Superiormente, la comparsa di arenarie indica il passaggio alla Formazione di Wengen. Dove quest’ultima non è presente la Formazione di Buchenstein è direttamente ricoperta da brecce di pendio del Calcare di Esino. Lo spessore complessivo è di 40–70 m. L’unità contiene, nella parte inferiore, il limite Anisico-Ladinico (Brack *et al.*, 2005). La deposizione dell’unità è avvenuta in bacini profondi, con sedimentazione rallentata e concentrazione di silice biogenica.

FORMAZIONE DI WENGEN (WEN). Gli affioramenti principali si rinvennero presso l’abitato di Prezzo. L’unità è rappresentata da peliti, siltiti ed arenarie fini di colore grigio scuro o marrone scuro, in strati mal definiti, scheggiosi e fissili (fig. 5.4). Nella parte inferiore tendono a prevalere siltiti e peliti, mentre verso l’alto prevalgono i termini pelitici e marnosi. Il limite superiore, con il Calcare di Esino, è graduale, marcato dalla comparsa di brecce calcaree che tendono gradualmente a prevalere sulle facies terrigene. Lo spessore dell’unità è molto variabile, probabilmente a causa dell’eteropia con il Calcare di Esino. Gli spessori massimi segnalati sono di circa 300 metri (Boni e Cassinis, 1973) e localmente l’unità può essere assente. I sedimenti terrigeni della Formazione di Wengen si sono depositi in solchi intra-piattaforma sviluppatisi lateralmente a piattaforme carbonatiche (Calcare di Esino) che in più punti mostrano una tendenza progradante.



Figura 5.4 - Affioramento della Formazione di Buchenstein (sinistra) e della Formazione di Wengen (destra) nell'area studio.

Per quanto riguarda i depositi quaternari, nell'area del M.te Melino, si rilevano estesi depositi glaciali, legati alla transfluenza del ghiacciaio della vicina Val Daone (ubicata poco più a nord dell'area interessata dal fenomeno franoso), durante il *Last Glacial Maximum* (LGM), periodo nel quale il ghiacciaio sfiorava i 1400 m s.l.m. isolando come *nunatak* la cima del M.te Melino (1422 m s.l.m.). Questi depositi sono costituiti da un *diamicton* massivo a supporto di clasti con matrice sabbioso-siltosa color rosso-bruno. I litotipi appartengono quasi esclusivamente al Verrucano Lombardo, mentre i clasti tonalitici, provenienti dal Batolite dell'Adamello, sono quasi assenti nelle morene più alte ed iniziano ad essere evidenti al di sotto dei 1250 m s.l.m. Per quanto riguarda i depositi alluvionali e torrentizi, quelli di maggiore estensione ed importanza, si trovano nel fondovalle principale della Val Giudicarie. Si tratta di sedimenti spesso terrazzati, costituiti da ghiaie da medie e grossolane con blocchi metrici, ghiaie sabbiose, e rare lenti di sabbie grossolanamente stratificate.

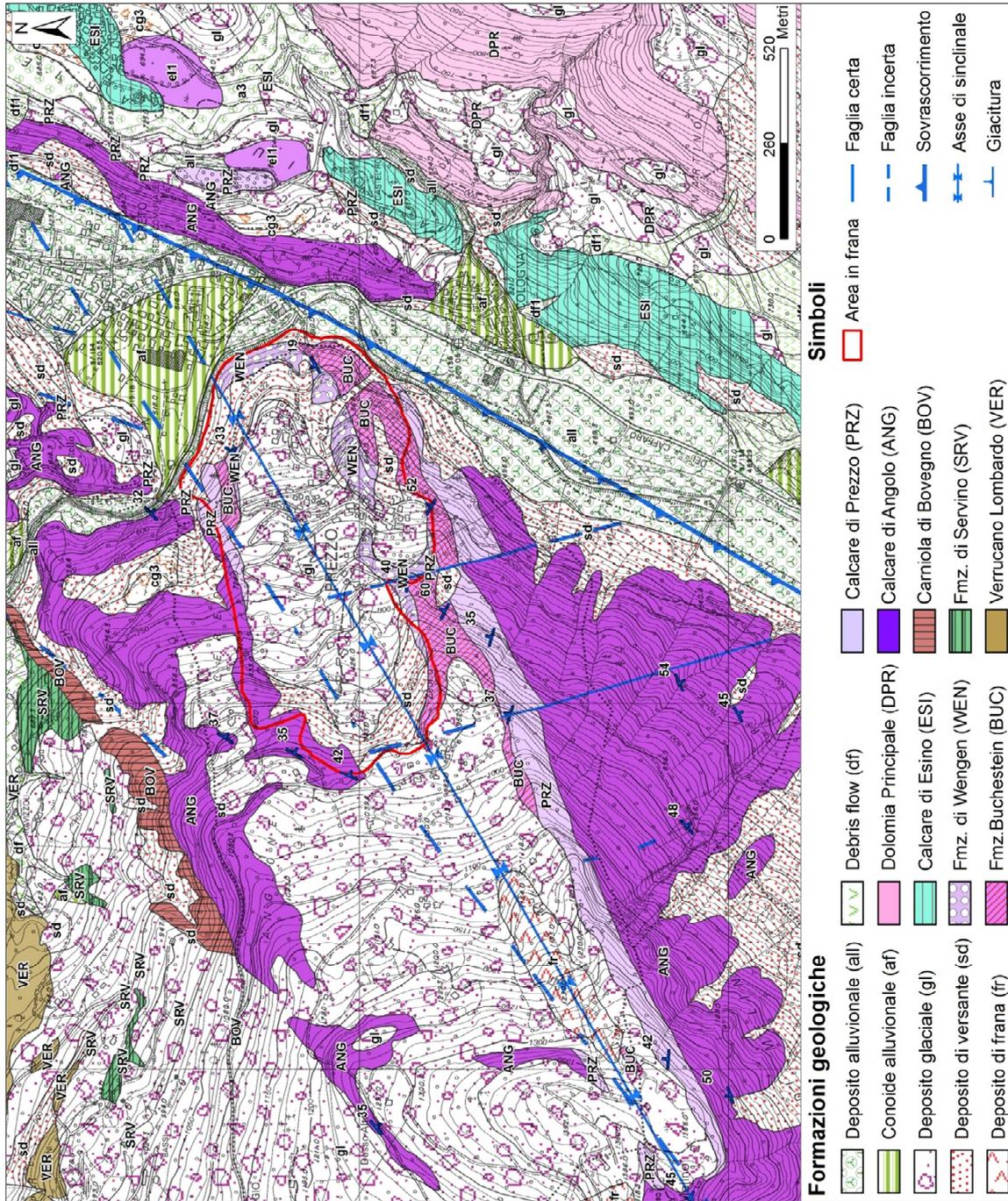


Figura 5.5 - Carta geologica dell'area studio di Prezzo (da Bargossi et al., 2012, modificata).

Il versante coinvolto nel movimento franoso ha orientazione prevalente verso Est, mentre la pendenza media è di circa 20° (da notare i terrazzamenti presenti nella parte centrale dell'abitato di Prezzo, che causano forti variazioni locali di pendenza)(fig. 5.6).

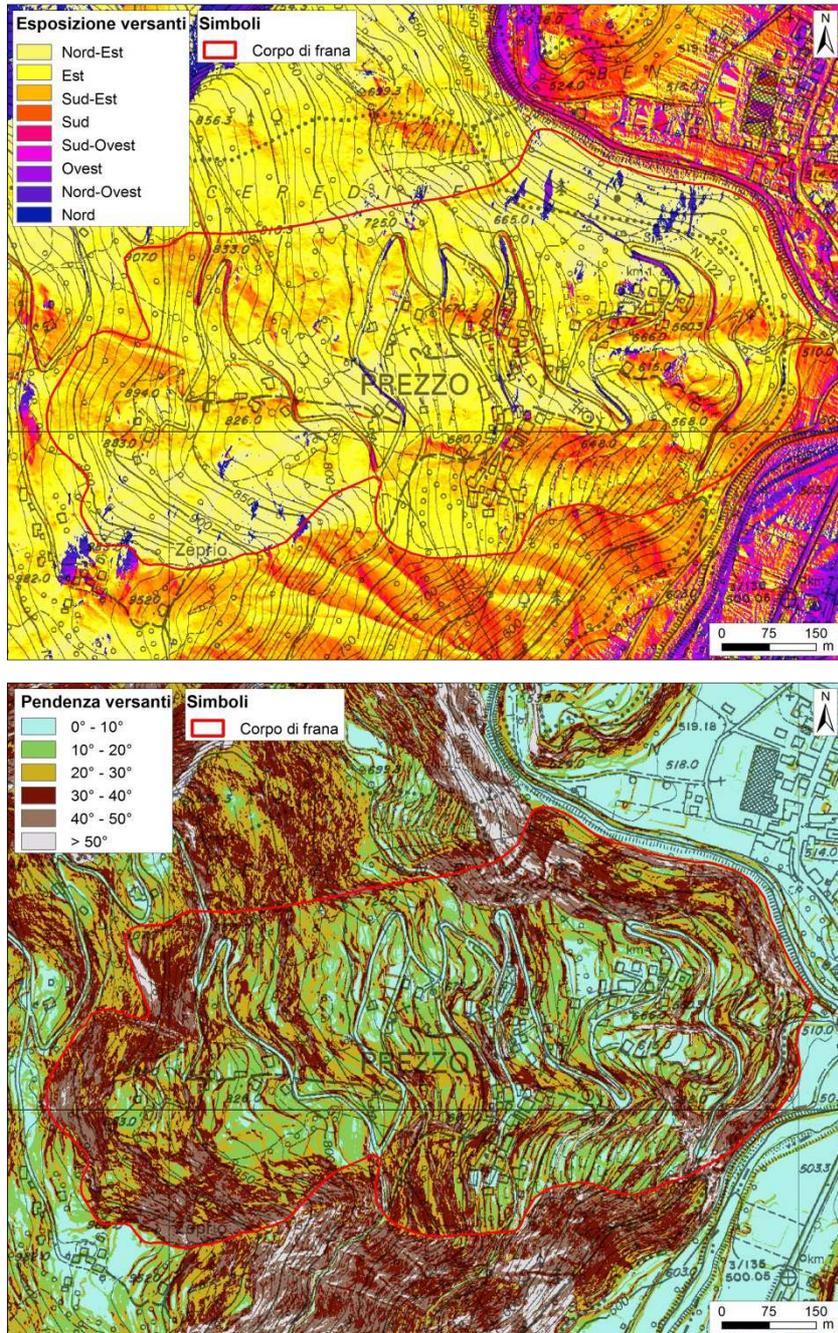


Figura 5.6 - Carte di esposizioni (in alto) e di pendenza (in basso) del versante coinvolto nel dissesto.

L'area interessata dalla frana è caratterizzata dall'assenza di idrografia superficiale. Questo fatto indica che le acque meteoriche o da fusione del manto nevoso, s'infiltrano in profondità andando ad alimentare una falda che si trova ad una quota compresa tra gli 80 ed i 105 m di profondità (fig. 5.7). L'unica eccezione è rappresentata dal piezometro n°120, situato a circa 30 m sopra il livello del fiume Chiese, che riporta la presenza della falda ad una profondità compresa tra i 29 ed i 31 m, livello compatibile con quello del corso d'acqua sottostante.

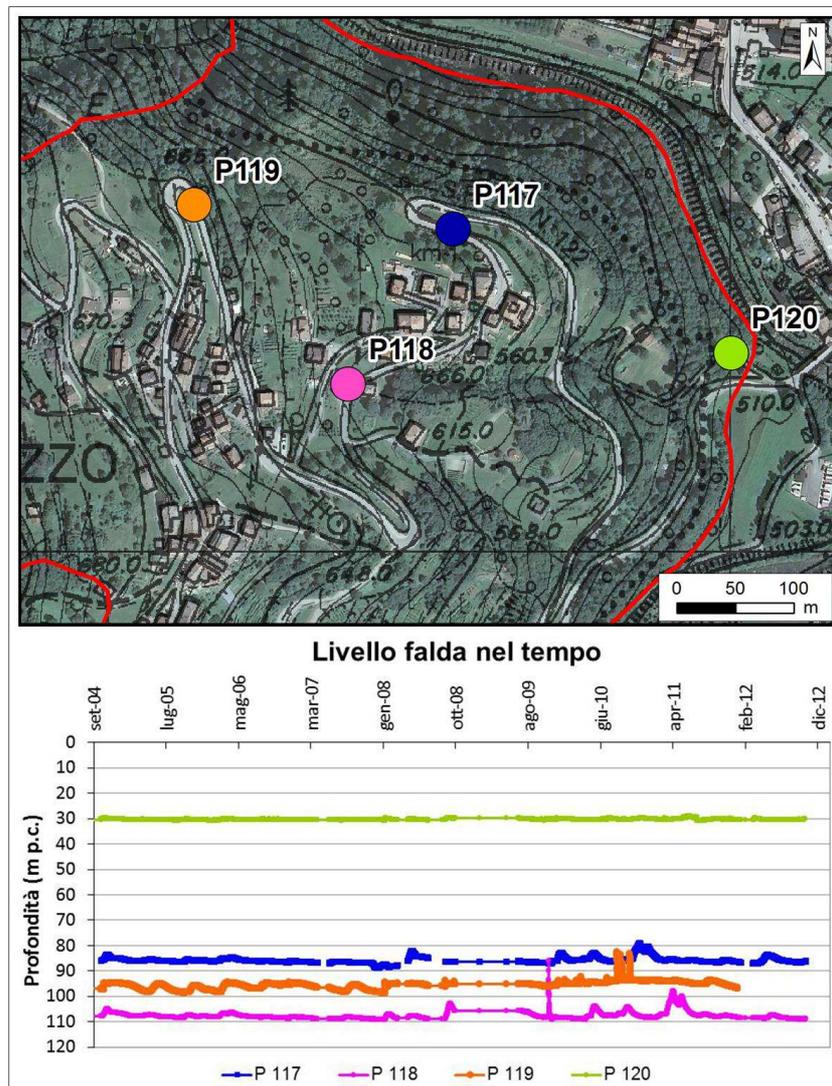


Figura 5.7 - Andamento del livello di falda nei 4 piezometri installati nell'area di Prezzo (Serv. Geol. Prov. di Trento).

Nell'ambito del monitoraggio del dissesto, il Servizio Geologico della Provincia di Trento, ha anche eseguito numerosi sondaggi distribuiti lungo tutto il corpo di frana (fig. 5.8). Nella tabella n. 4 sono riportate le principali informazioni fornite dai sondaggi. I risultati riscontrati nel sondaggio n° 3956 riportano la presenza di una falda libera a pochi metri di profondità, ma questo dato potrebbe riferirsi ad una piccola falda sospesa all'interno dei depositi glaciali attraversati dalla perforazione.

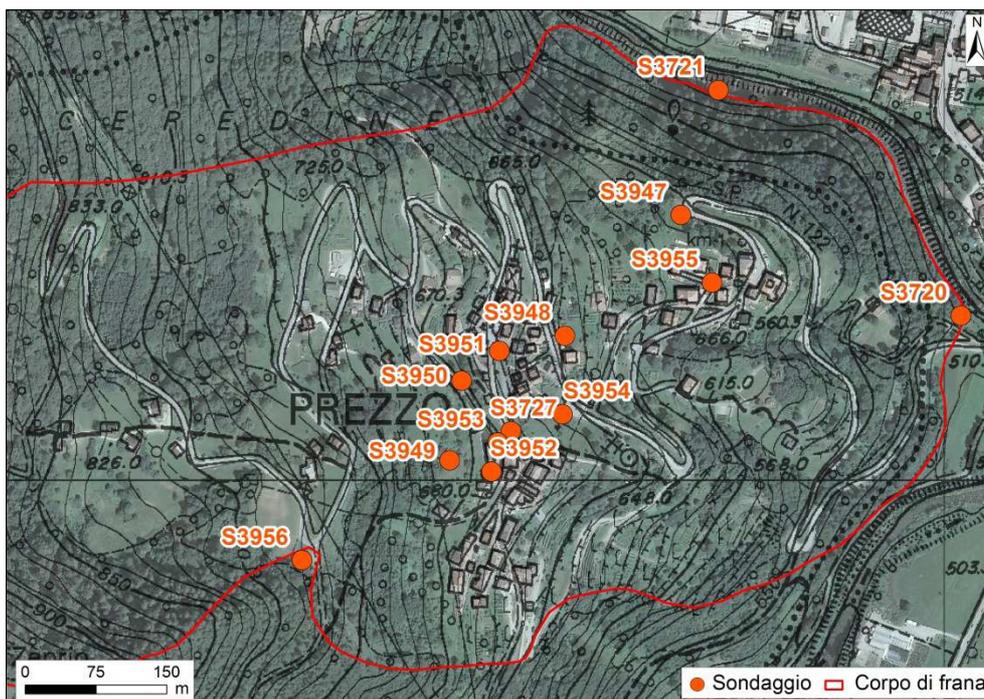


Figura 5.8 - Ubicazione dei sondaggi eseguiti dal Serv. Geol. Prov. di Trento.

-Sondaggio	Profondità raggiunta	Profondità substrato	Profondità falda	Sondaggio	Profondità raggiunta	Profondità substrato	Profondità falda
3727	11	4,7	-	3951	10	-	-
3720	65	53,3	-	3952	18	17,1	-
3721	52	16,0	-	3953	18	17	-
3947	100	-	-	3954	13,6	11,8	-
3948	120	83,2	-	3955	17	14,3	-
3949	19,5	18,2	-	3956	30	-	4,5
3950	15	-	-				

Tabella 4 - Principali informazioni fornite dai sondaggi (Serv. Geol. Prov. di Trento).

Per identificare la superficie di scivolamento del corpo di frana sono stati analizzati i dati inclinometrici. Tale superficie si colloca ad una profondità variabile compresa tra gli 80 ed i 50 metri, nelle aree centrali, dove passa l'asse sinclinale (I151-S3947-P117; I161-S3948), fino ad un minimo di 27 metri ai piedi del versante (I188 - S3720 - P120)(fig. 5.9 e 5.10). In particolare, come emerso dai sondaggi e dai piezometri, la frana interessa soprattutto la Formazione di Wengen, costituita prevalentemente da peliti ed argilliti, posta al nucleo della sinclinale. Infine, confrontando i dati dei sondaggi e quelli dei piezometri, si può vedere come la falda sia posizionata poco al di sotto della superficie di scorrimento del dissesto.

Gli interventi di prevenzione del rischio sono mirati a ridurre la presenza di acqua nel corpo di frana: sono state realizzate una rete di drenaggi e canalizzazioni superficiali ed una rete di drenaggi sub-orizzontali alla base del versante per una lunghezza complessiva di 2700 m. Inoltre il Servizio Geologico ha realizzato una scogliera arginale di massi cementati per prevenire l'erosione al piede del versante ad opera del fiume di fondo valle. Gli interventi ipotetici a medio e lungo termine includono la realizzazione di una galleria drenante profonda, alla base del versante, con dreni a raggiera nella parte inferiore del corpo di frana.

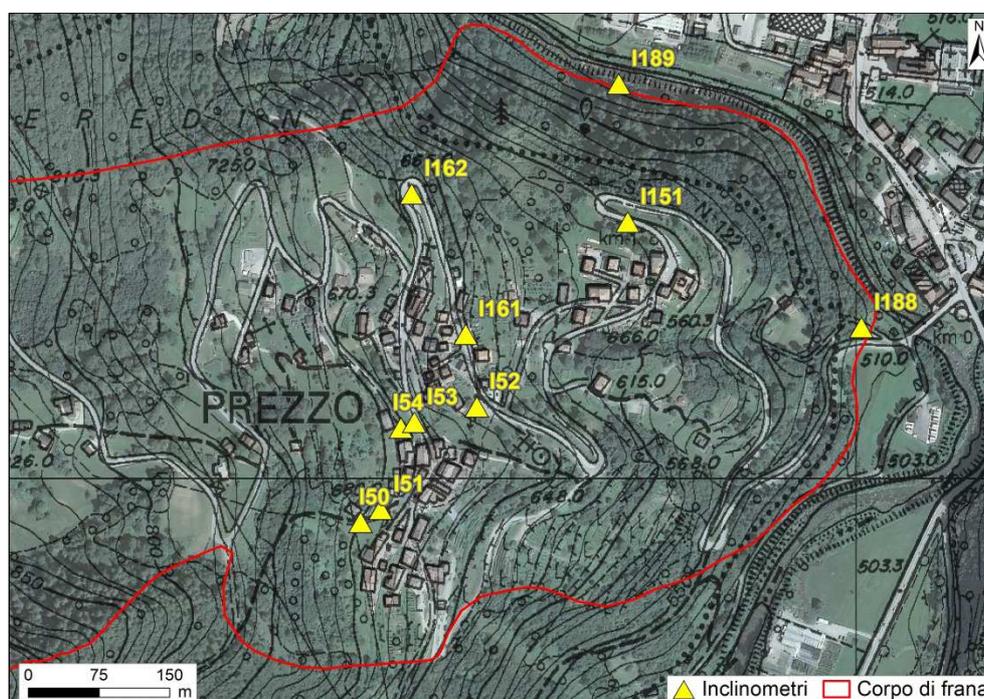


Figura 5.9 - Ubicazione degli inclinometri (Serv. Geol. Prov. di Trento).

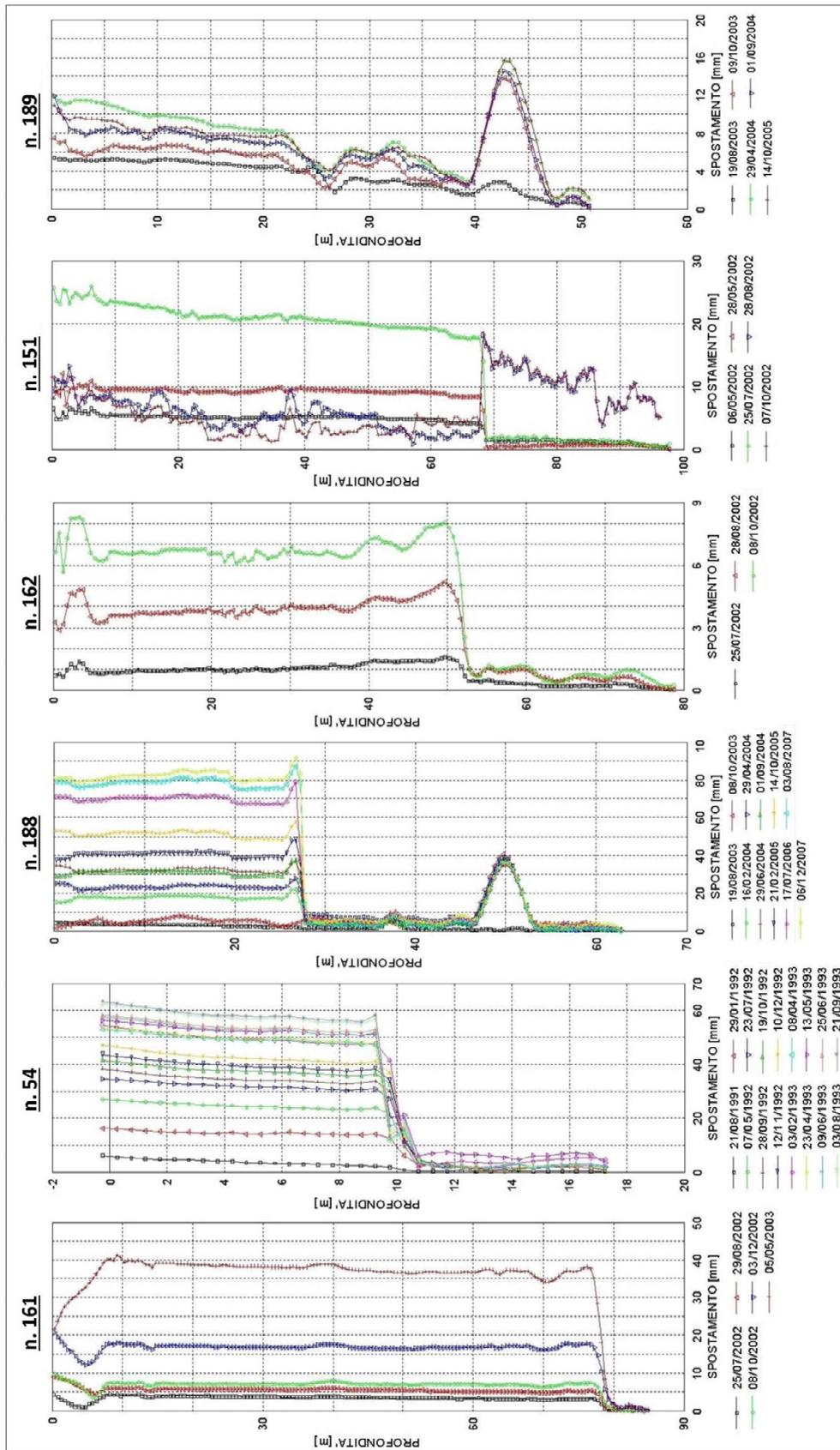


Figura 5.10 - Informazioni relative ad alcuni inclinometri (Serv. Geol. Prov. di Trento).

5.2 I DATI DI TERRENO

Per monitorare l'evoluzione temporale del dissesto, il Servizio Geologico della Provincia di Trento ha installato dal luglio 1999 una rete GPS e dal luglio 2002 una rete di stazioni ottiche totali (fig. 5.11).

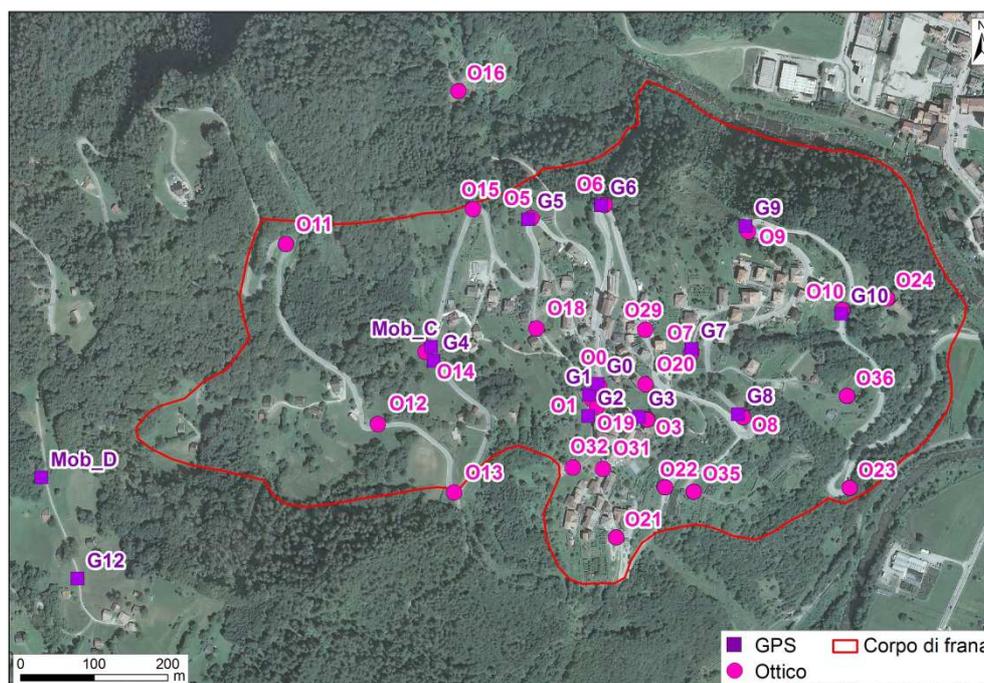


Figura 5.11 - Ubicazione stazioni ottiche e GPS (Serv. Geol. Prov. di Trento).

Le misure GPS sono fornite da una rete di dodici capisaldi di tipo statico, e vengono riferite a tre capisaldi ritenuti fermi esterni all'area in frana. I punti Mob_C e Mob_D sono due GPS che forniscono misure in continuo installati nel 2005. La figura 5.12 mostra il grafico degli spostamenti totali dei GPS dal 1999 al 2012: si nota un discreto rallentamento delle deformazioni a partire dal 2005, le quali sembrano però rimanere costanti nel tempo dopo tale data. Il GPS 12, a monte dell'abitato, aggiunto nel 2005, non mostra fino ad oggi deformazioni certe poiché i valori misurati sono inferiori ai valori delle incertezze che si hanno con il metodo di misura utilizzato. In seguito all'assenza di movimento in Mob_D, per oltre tre anni, il GPS è stato disinstallato nel settembre 2008. Le velocità di deformazione misurate sono, tra luglio 1999 e agosto 2005 pari a 5 cm/anno, mentre tra agosto 2005 e agosto 2012 il valore si dimezza (2,5 cm/anno)(Relazione Serv. Geol. Trento).

Le misure ottiche sono state effettuate da una postazione ubicata sul versante opposto, mediante l'uso di stazione totale Leica (TS30). Sono state utili per definire il limite meridionale del movimento principale rappresentato dalla costola rocciosa su cui si trova il nucleo storico di Prezzo poiché le mire 03, 08 e 036 (allineate lungo tale limite) mostrano spostamenti quasi nulli, le mire 022, 023, 035 hanno rilevato movimenti prossimi allo zero e le postazioni 031 e 032 evidenziano nel tempo movimenti di entità molto minore e di direzione diversa da quella riscontrata nei punti centrali all'abitato odierno (fig. 5.13). I GPS, G2, G3, G8 hanno fornito misure al disotto di 0,5 cm/anno.

I risultati ottenuti con i sistemi ottici tradizionali e con la rete GPS indicano velocità di deformazione molto simili di circa 25 mm/anno all'interno dell'abitato, nel periodo di misura comune, cioè dal 2005 al 2012 (Relazione Serv. Geol. Trento, 2012).

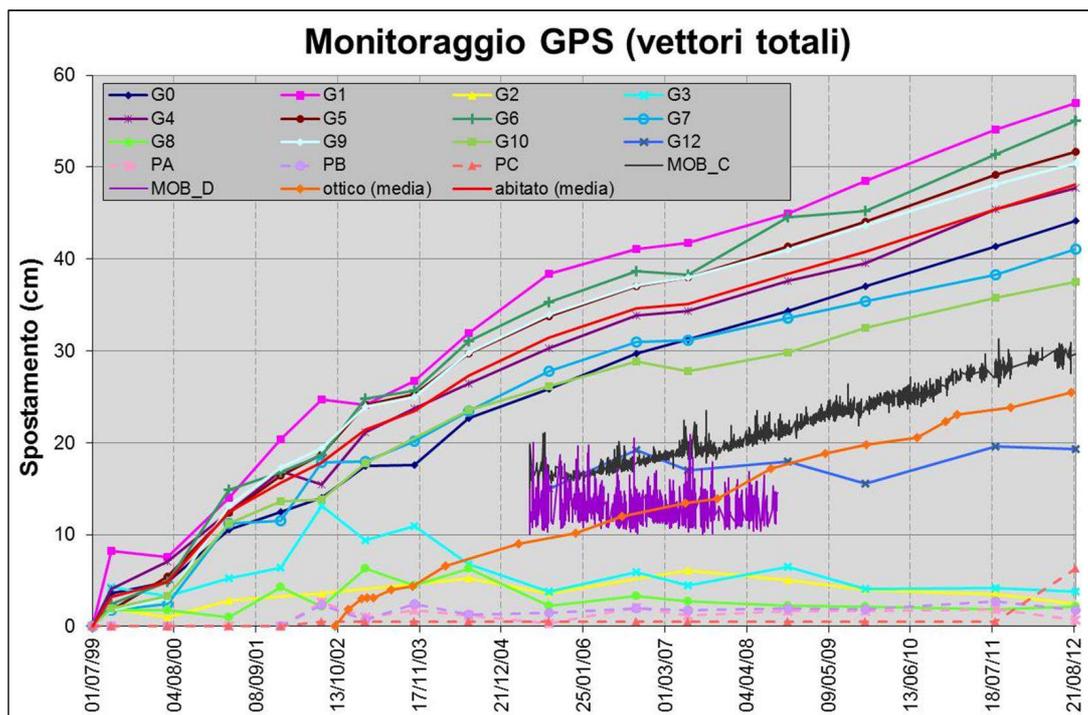


Figura 5.12 - Grafico degli spostamenti degli undici GPS installati nell'abitato di Prezzo. La linea rossa indica la media dei dati GPS all'interno dell'abitato di Prezzo; la linea arancione indica la media degli spostamenti ottenuti con il sistema ottico (Serv. Geol. Trento, modificata).

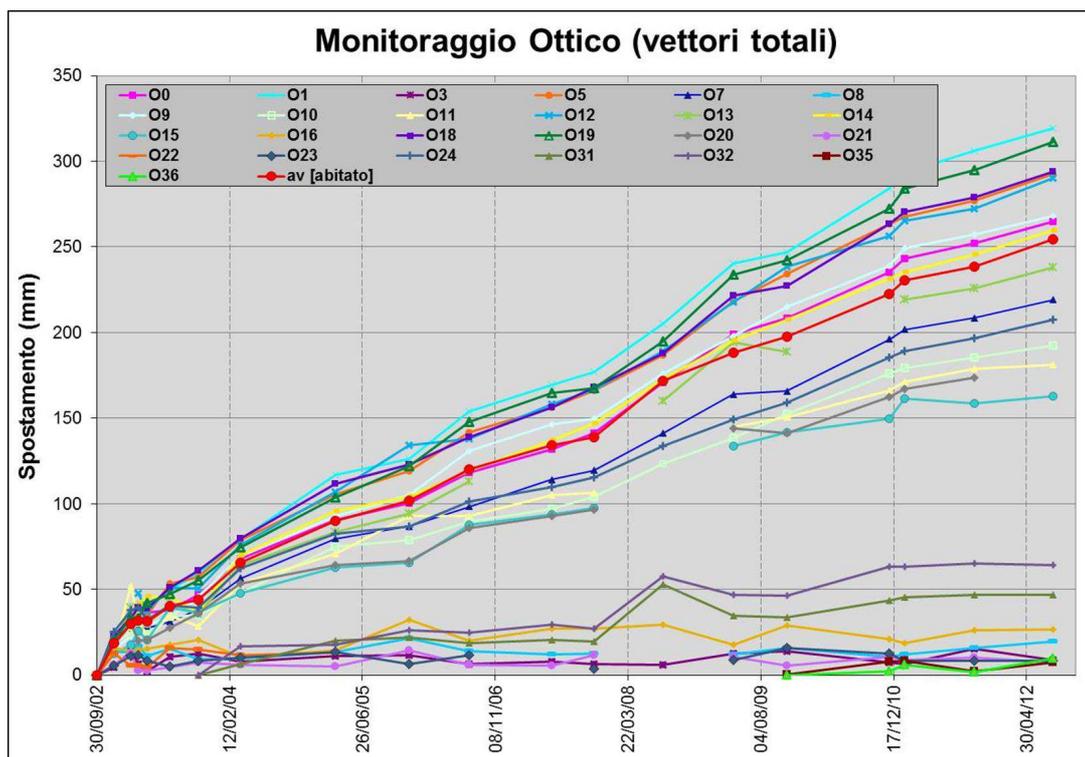


Figura 5.13 - Grafico degli spostamenti delle mire ottiche installate nell'abitato di Prezzo. La linea rossa indica la media degli spostamenti ottenuti con il sistema ottico (Serv. Geol. Trento, modificata).

5.3 I DATI LIDAR

I dati LIDAR forniti dalla Provincia di Trento, hanno consentito la creazione del DTM 1x1 metro (*Digital Terrain Model*) dell'area e del relativo modello *hillshade* (fig. 5.14). i valori di elevazione contenuti nei DTM hanno permesso di creare una visuale 3D dell'area che, affinando la definizione delle forme presenti, contribuisce ad una miglior interpretazione geomorfologica (fig. 5.15). entrambi i modelli, 2D e 3D sono stati di fondamentale importanza per l'individuazione delle strutture morfologiche, soprattutto nelle aree coperte da una folta vegetazione, quindi di difficile interpretazione attraverso la semplice analisi delle ortofoto.

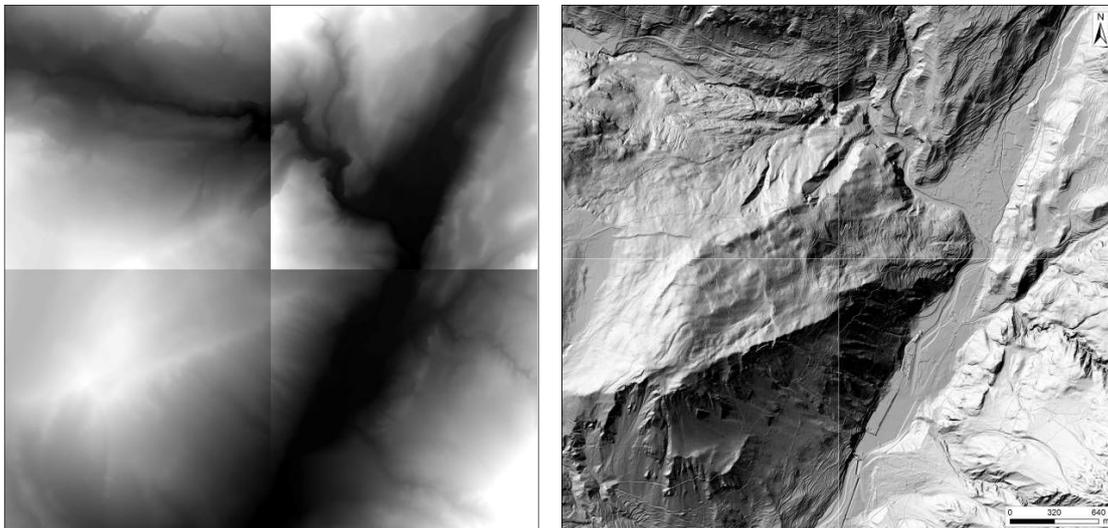


Figura 5.14 - Confronto tra DTM (sinistra) e hillshade (destra) relativo all'area del Monte Melino, si nota come il corpo di frana occupi una porzione della valle.

Nella figura 5.15, che mostra il modello tridimensionale del Monte Melino, si riconoscono la scarpata principale, le scarpate secondarie laterali e le morfostrutture che interessano la parte più alta del versante. Da notare che le morfostrutture principali corrispondono alle faglie con orientazione NO-SE. E' riconoscibile anche la sporgenza rocciosa che separa l'area attiva (linea rosso chiaro), da quella stabile (linea gialla). Ben visibile è l'accumulo di frana e si noti come esso occupi più della metà della larghezza del fondovalle principale.

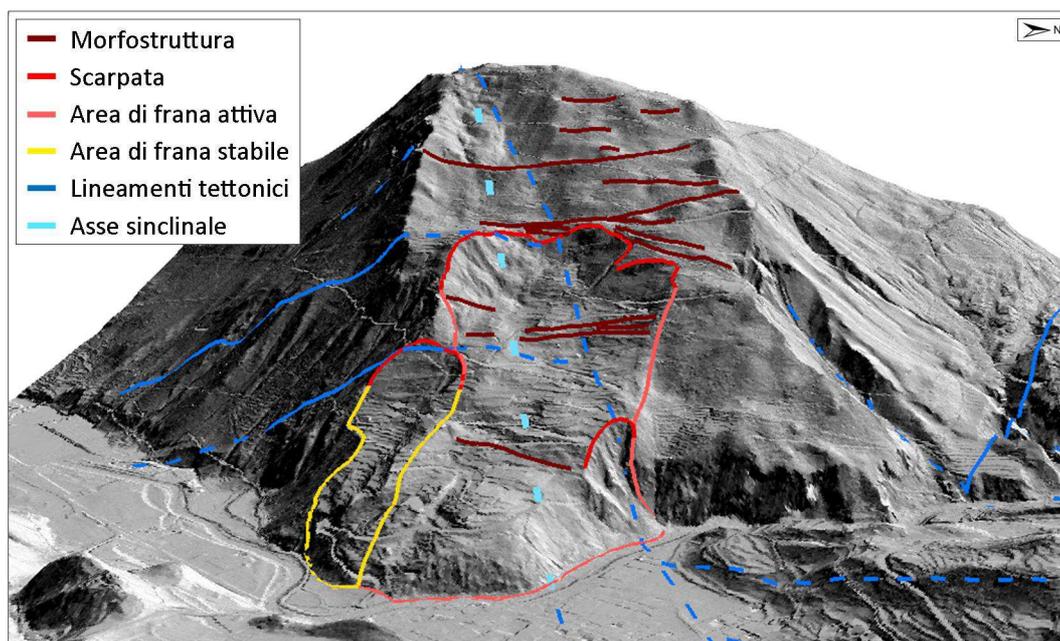


Figura 5.15 - Vista 3D dell'area studio e del corpo di frana.

5.5 I DATI DInSAR

Per analizzare con le tecniche DInSAR l'area di Prezzo, sono state utilizzate le immagini dei satelliti ERS 1, ERS 2 ed ENVISAT acquisite in modalità Image Mode e con angolo di acquisizione di $23,3^\circ$. A disposizione vi erano, per la *track* discendente, 167 immagini ERS1-2 e 36 immagini ENVISAT, per la *track* ascendente 58 immagini ERS1-2 e 43 immagini ENVISAT che ricoprivano totalmente un intervallo temporale dal 1995 al 2010.

Prima di iniziare il processamento interferometrico si sono create, con il software SARscape®, le due mappe di *layover e shadow* per conoscere le aree soggette a distorsioni geometriche. Le immagini discendenti sono risultate inutilizzabili poiché praticamente tutta l'area studio è soggetta a *layover* (fig. 5.16).

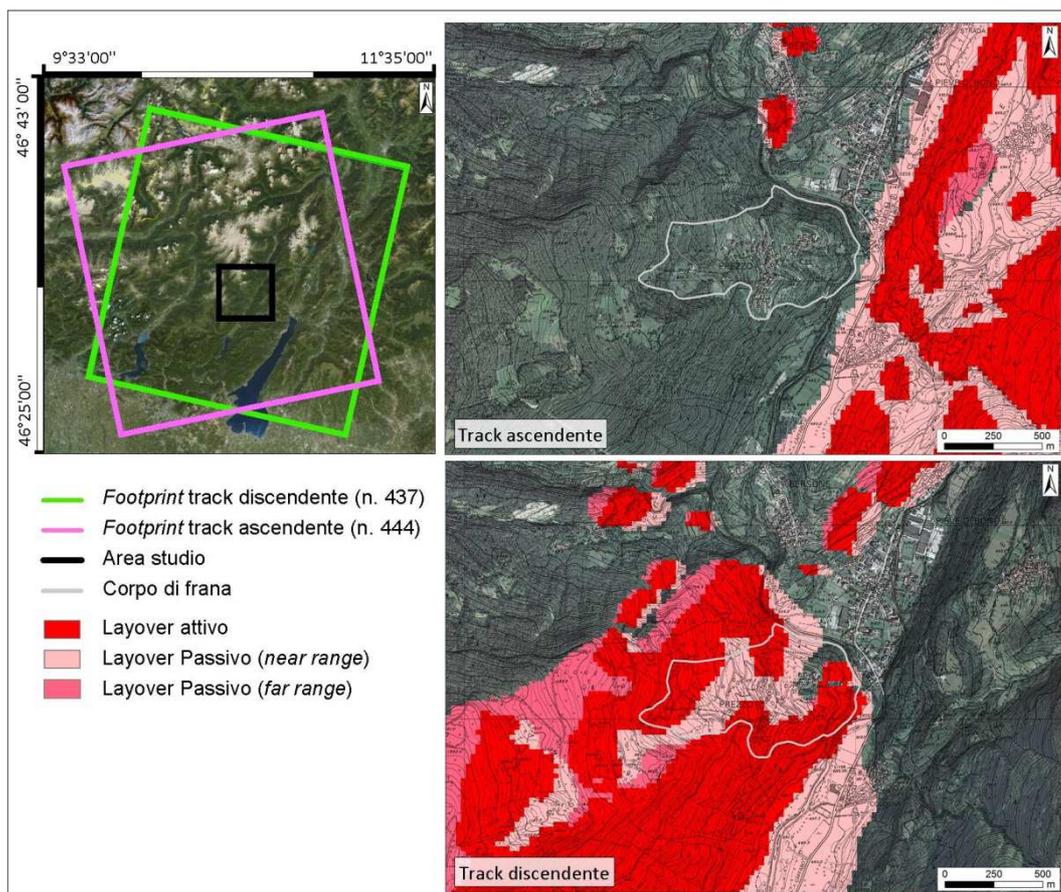


Figura 5.16 - Traccia dei frame ascendente e discendente delle immagini satellitari utilizzate (sinistra) e mappa di layover e shadow dell'area di Prezzo per la track ascendente e discendente (destra).

Parametri tecnici del processamento interferometrico

L'area analizzata interferometricamente è di circa 9 km² e comprende due aree di fondovalle mediamente urbanizzate (circa il 20% sul totale) mentre il resto è area montana fortemente vegetata. La scelta di un ritaglio più piccolo avrebbe comportato l'eliminazione delle aree urbane e problemi nella scelta dei *Ground Control Points* nella fase di *Orbital Refinement* (v. paragrafo 2.4.2) del metodo SBAS e problemi di calcolo dell'atmosfera sia nell'analisi PS che SBAS.

Distribuzione temporale

Molte immagini ascendenti ERS sono state eliminate a causa sia di problemi al valore di Doppler Centroid sia in seguito alla comunicazione da parte di ESA, che alcune immagini erano "unprocessable". La conseguente creazione di buchi temporali troppo grandi, tra una immagine e la successiva, ha portato allo scarto anche di immagini prive di errori. In definitiva sono state immesse nei processamenti DInSAR:

- 19 immagini ERS 1-2, *track* n. 444 ascendente (mag. 1995 - lug. 2000), processate solamente con tecnica SBAS, poiché il numero di immagini è troppo esiguo per l'applicazione del metodo dei *Persistent Scatterers*;
- 43 immagini ENVISAT, *track* n. 444 ascendente (nov. 2004 - set. 2010), analizzate sia tramite PS che SBAS.

	TRACK	FRAME	N°SCENE ACQUISITE	N°SCENE PROCESSATE	PS	SBAS
ERS 1-2 ASCENDENTE	444	916	58	19	X	✓
ERS 1-2 DISCENDENTE	437	2677	167	106	X	X
ENVISAT ASCENDENTE	444	917	43	43	✓	✓
ENVISAT DISCENDENTE	437	2678	36	36	X	X

Tabella 5 - Informazioni sulle immagini satellitari processate per l'area studio di Prezzo.

Baseline

Il valore massimo di baseline temporale scelto per l'analisi SBAS è pari a 700 giorni (necessità di collegare temporalmente le poche immagini utilizzate), mentre per la baseline spaziale (o baseline perpendicolare) è stato utilizzato un valore minimo pari al 45% della baseline critica (fig. 5.17).

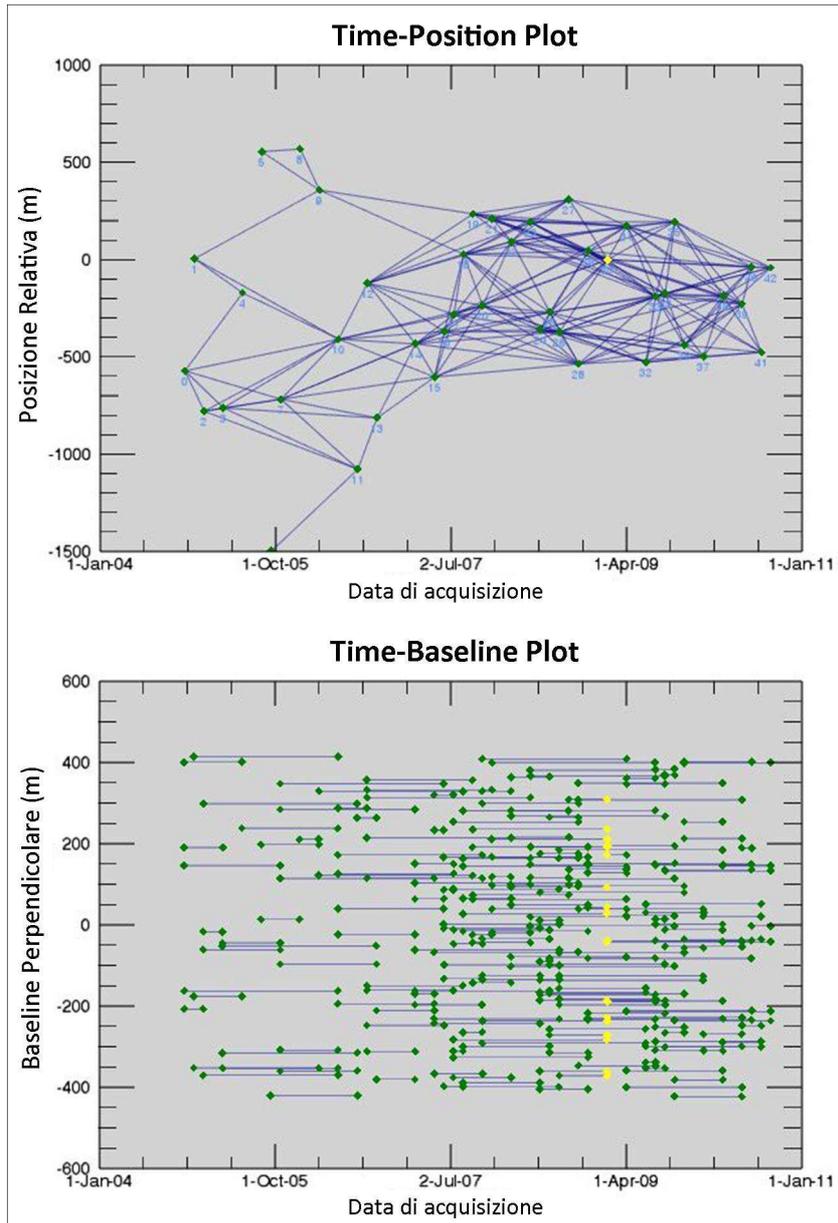


Figura 5.17 - Grafico delle connessioni delle immagini ENVIAT ascendenti nel processamento SBAS.

Coerenza

La soglia di coerenza per i risultati PS è pari a 0,6, per l'SBAS è di 0,3. Tali valori sono stati scelti in base ai valori di coerenza presenti nell'area studio: poiché in generale, la coerenza dell'area è bassa, se si utilizza, soprattutto per l'analisi PS, una soglia di coerenza troppo bassa, c'è il rischio di individuare scatteratori troppo deboli, i cui valori di spostamento non sono affidabili.

Filtraggio

Per il processamento SBAS è stato usato il filtro di Goldstein perchè l'area è abbastanza rumorosa (v. paragrafo 2.4.2).

Risultati

All'interno dell'area in frana (circa 0,6 km²), l'analisi PS ENVISAT ha individuato 191 scatteratori (coerenza > 0,6), mentre i punti SBAS ERS sono 44, e quelli ENVISAT 109. Al di fuori del perimetro della frana, le due tecniche DInSAR non hanno individuato alcun risultato, ad eccezione di alcune abitazioni nella parte alta del versante e dell'abitato posto sul fondovalle, visibile nell'angolo in alto a destra della figure riportate di seguito.

La figura 5.18 mostra come i dati di velocità degli scatteratori riconosciuti nelle immagini ENVISAT, individuino l'area instabile e quella stabile, che definisce il limite meridionale del movimento, come descritto dai dati di monitoraggio terrestre (paragrafo 5.2).

Si possono trarre le stesse conclusioni per i risultati dell'analisi SBAS ENVISAT, anche se i valori di velocità sono diversi da quelli individuati dalla tecnica PS (fig. 5.20). L'SBAS ERS, infine, ha individuato pochi punti, e solo nell'area a più basso tasso di spostamento (fig. 5.19), probabilmente perché all'interno dello *stack* di immagini utilizzato, costituito da sole 19 acquisizioni, ci sono ampi buchi temporali, ad esempio si passa dall'agosto 1997, all'agosto 1998, al settembre 1999.

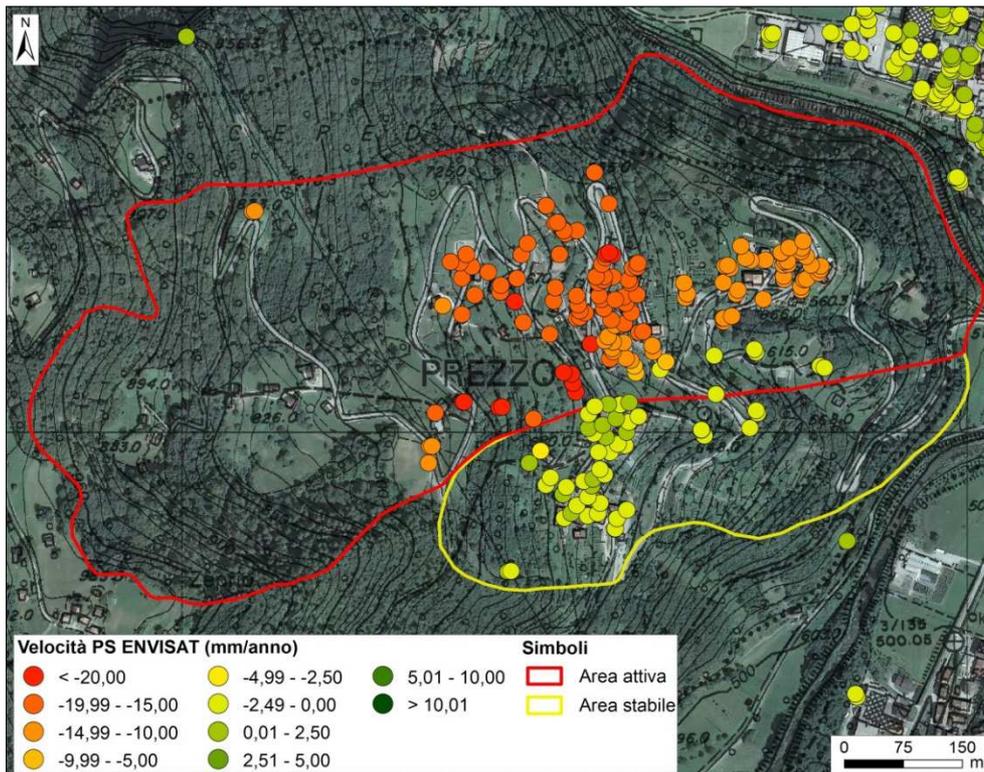


Figura 5.18 - Risultati dell'analisi PS ENVISAT sull'area di Prezzo.

I dati di spostamento GPS descrivono un rallentamento del movimento nel periodo 2005-2012, rispetto al periodo 1999-2005. L'analisi SBAS potrebbe aver individuato questa decelerazione nell'area meridionale attualmente stabile, anche se il periodo con spostamenti più rilevanti individuato dai GPS (dal 1999 al 2005) è descritto da soli due anni di immagini ERS (che ricoprono il periodo 1995-2000)(fig. 5.19). Il rallentamento del movimenti registrato dalla rete GPS nel periodo 2005-2012, è descritto da tutto il *dataset* ENVISAT (2003-2010)(fig. 5.20). Se si confrontano le figure 5.19 e 5.20, si nota come i pochi punti SBAS ERS presenti nell'area stabile descrivano un rallentamento del movimento: nel periodo ERS le velocità medie sono comprese tra -2,5 e -5 mm/anno, mentre nel periodo ENVISAT, le velocità medie annuali, misurate dalla tecnica SBAS, sono inferiori (tra 0 e -2,5 mm/anno).

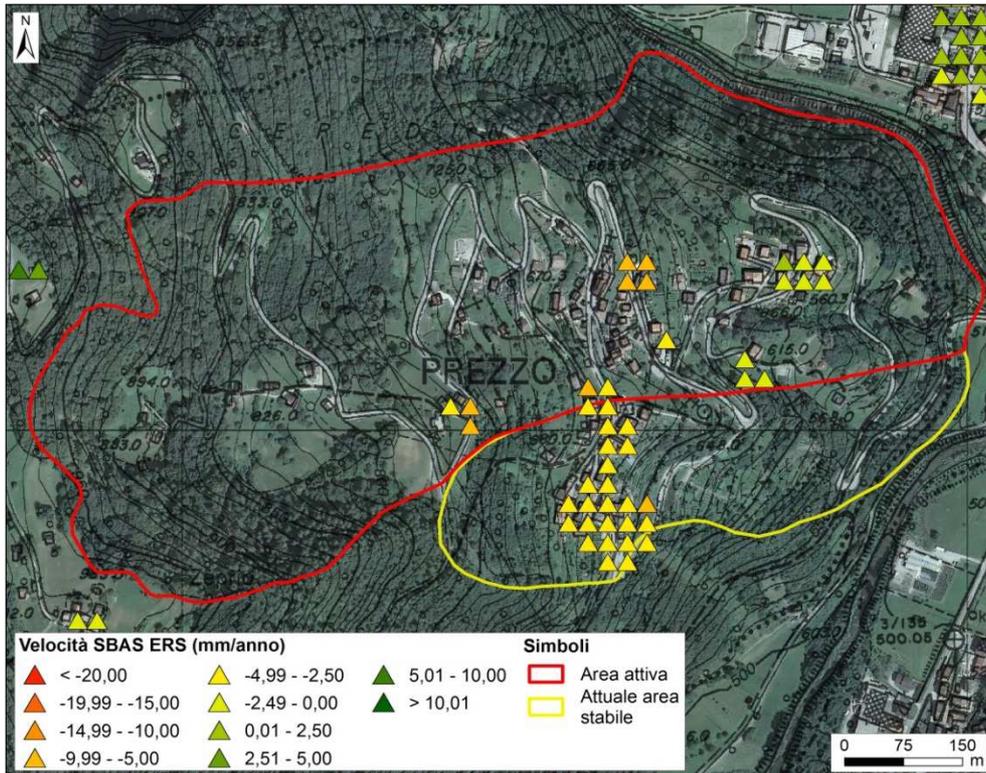


Figura 5.19 - Risultati dell'analisi SBAS ERS sull'area di Prezzo.

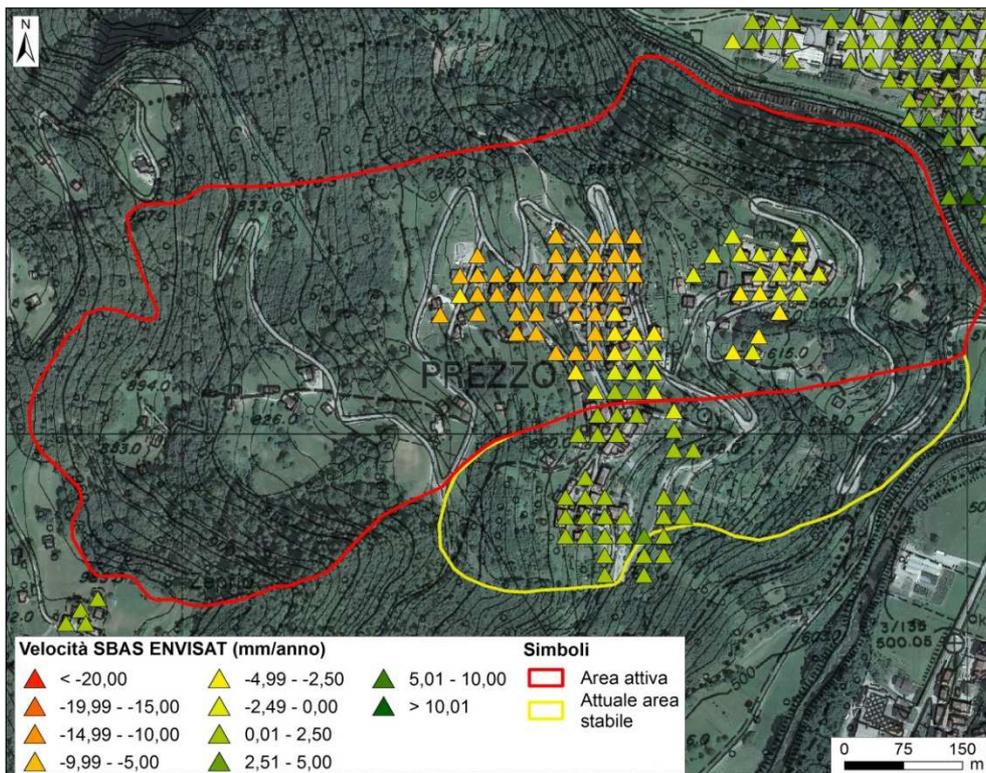


Figura 5.20 - Risultati dell'analisi SBAS ENVISAT sull'area di Prezzo.

Nelle figure 5.21, 5.22, 5.23 sono presentate varie aree all'interno del movimento franoso, in cui sono presenti dati di velocità derivanti da PS, GPS e da mire ottiche, ai fini di confrontare l'entità dello spostamento e di validare il dato interferometrico. Prima di procedere alla descrizione dei grafici è bene evidenziare che il movimento di frana ha direzione in buona approssimazione parallela alla direzione della LOS ascendente, quindi è stata fatta l'assunzione che buona parte del movimento dell'area sia rilevato dal satellite. La LOS ascendente ha una direzione all'incirca di 80° dal nord, la direzione del movimento franoso (*aspect* medio del versante) è compresa tra 65° e 80° .

Tutte e tre le figure mostrano come sostanzialmente ci sia una buona corrispondenza tra dati PS e i dati dei monitoraggi di terra. I dati PS sono stati lasciati volontariamente negativi, per evitare un'eccessiva sovrapposizione dei valori nei grafici e permetterne una più comprensibile lettura. Quindi più il grafico è simmetrico, rispetto all'asse orizzontale, più i dati satellitari e quelli di terreno, sono simili.

Nei grafici in figura 5.21 sono riportati dati PS, GPS e ottici al limite tra area stabile ed area in movimento per evidenziare come la tecnica PS, sia in grado di discriminare punti adiacenti con forti differenze di velocità (PS 290 = $-21,2$ mm/anno, PS 287 = $-0,5$ mm/anno). Le misure fornite dalla tecnica satellitare e da quelle terrestri, hanno una buona corrispondenza (O1 = $34,1$ mm/anno e O0 = $26,9$ mm/anno; G2 = $0,33$ mm/anno)(la mira ottica, O19, ha velocità di spostamento elevate simili alle mire O1 e O0).

L'area attualmente stabile che delimita il lato meridionale del dissesto è rappresentata in figura 5.22. I dati di spostamento delle mire ottiche O3, O8, O21, dei GPS G3 e G8 e dei vicini PS, sono sostanzialmente simmetrici e quindi i valori di velocità PS ben rappresentano quest'area (O3 = $1,5$ mm/anno, PS 276 = $-0,9$ mm/anno; O8 = $1,3$ mm/anno, PS 268 = $-1,6$ mm/anno; O21 = $0,85$ mm/anno, PS 236 = $-0,6$ mm/anno). Invece la mira O31, presenta spostamenti di minima entità, ma in una direzione (115°) non prossima alla direzione della LOS (80°): è questa la spiegazione per cui le velocità dei punti PS vicini sono differenti da quelle misurate nel punto ottico.

L'area centrale dell'abitato di Prezzo presenta velocità modeste comprese principalmente tra -10 e -20 mm/anno (fig. 5.23). Anche in questo caso le velocità rilevate dalle stazioni ottiche sono del tutto confrontabili con le velocità rilevate con l'interferometria satellitare (O18 = 26,0 mm/anno, PS 387 = -23,7 mm/anno, PS 354 = -20,1 mm/anno; O29 = 19 mm/anno, PS 347 = -16,2 mm/anno, PS 359 = -18,9 mm/anno). Se prendiamo in considerazione l'area della Chiesa e del cimitero (sotto l'angolo destro della legenda in fig. 5.23), si nota la presenza di punti PS con elevato tasso di velocità. In questa zona il Servizio Geologico della Provincia di Trento ha installato quattro mire ottiche solo a partire dall'ottobre 2011 (non rappresentate in figura 5.11) e quindi a tutt'oggi il monitoraggio terrestre non è in grado una serie significativa degli spostamenti. Poiché i dati PS dell'area di Prezzo sono stati pienamente validati dai dati terrestri, si può affermare che l'area della Chiesa è soggetta ad un forte movimento almeno sin dal 2003.

Lo stesso si può dire per gli edifici della zona dell'abitato posta a quote inferiori, compresa tra i punti ottici e GPS numero 7, 9 e 10: non sono presenti dati di monitoraggio terrestre, ma vista la buona corrispondenza delle velocità per le altre aree del dissesto, permette di definire per quest'area, un tasso di spostamento annuo indicativo compreso tra i 10 ed i 15 mm/anno.

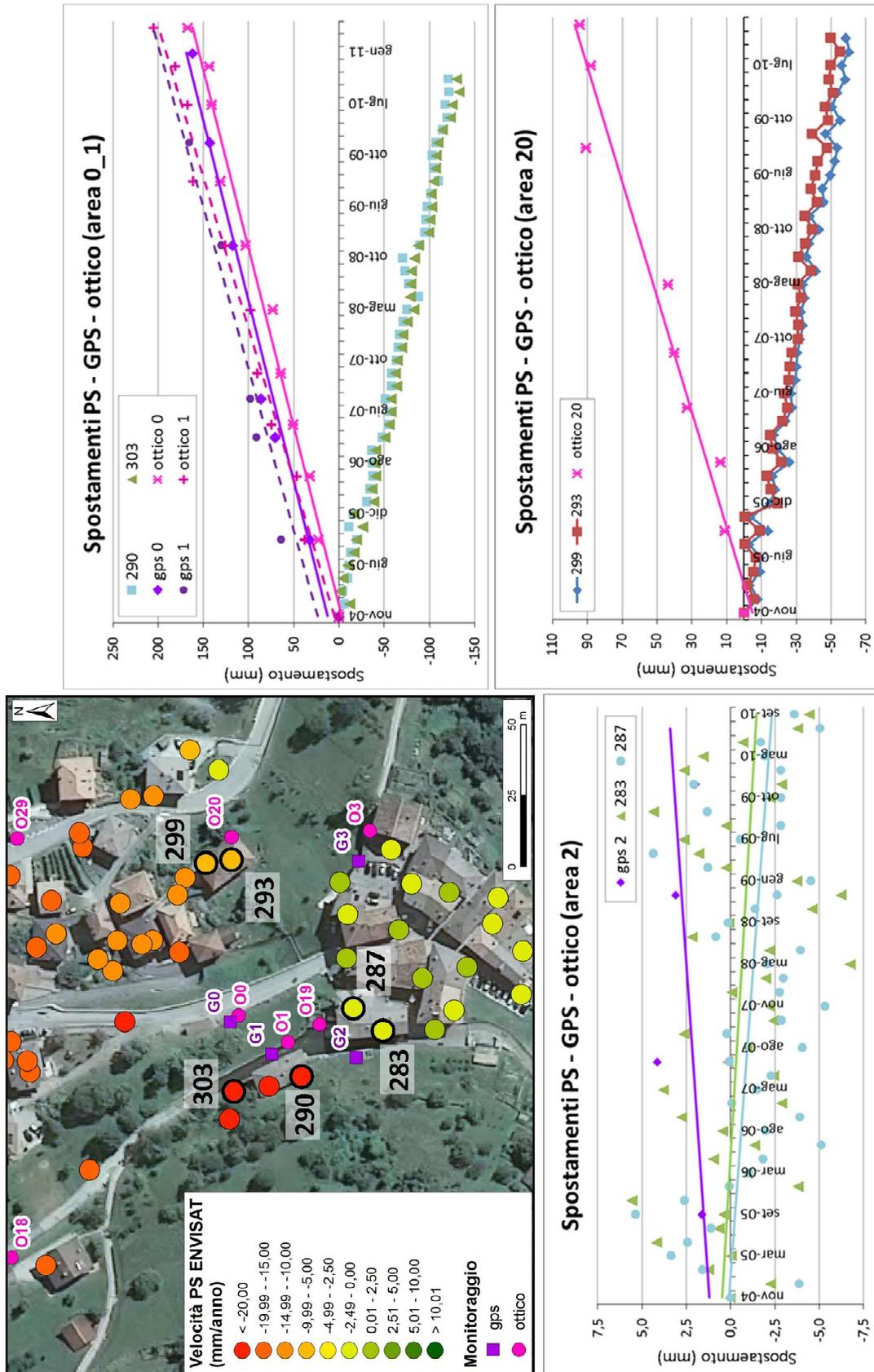


Figura 5.21 - Andamento di alcuni PS ENVISAT ascendenti dal 2004 al 2010. Vedi testo per spiegazioni.

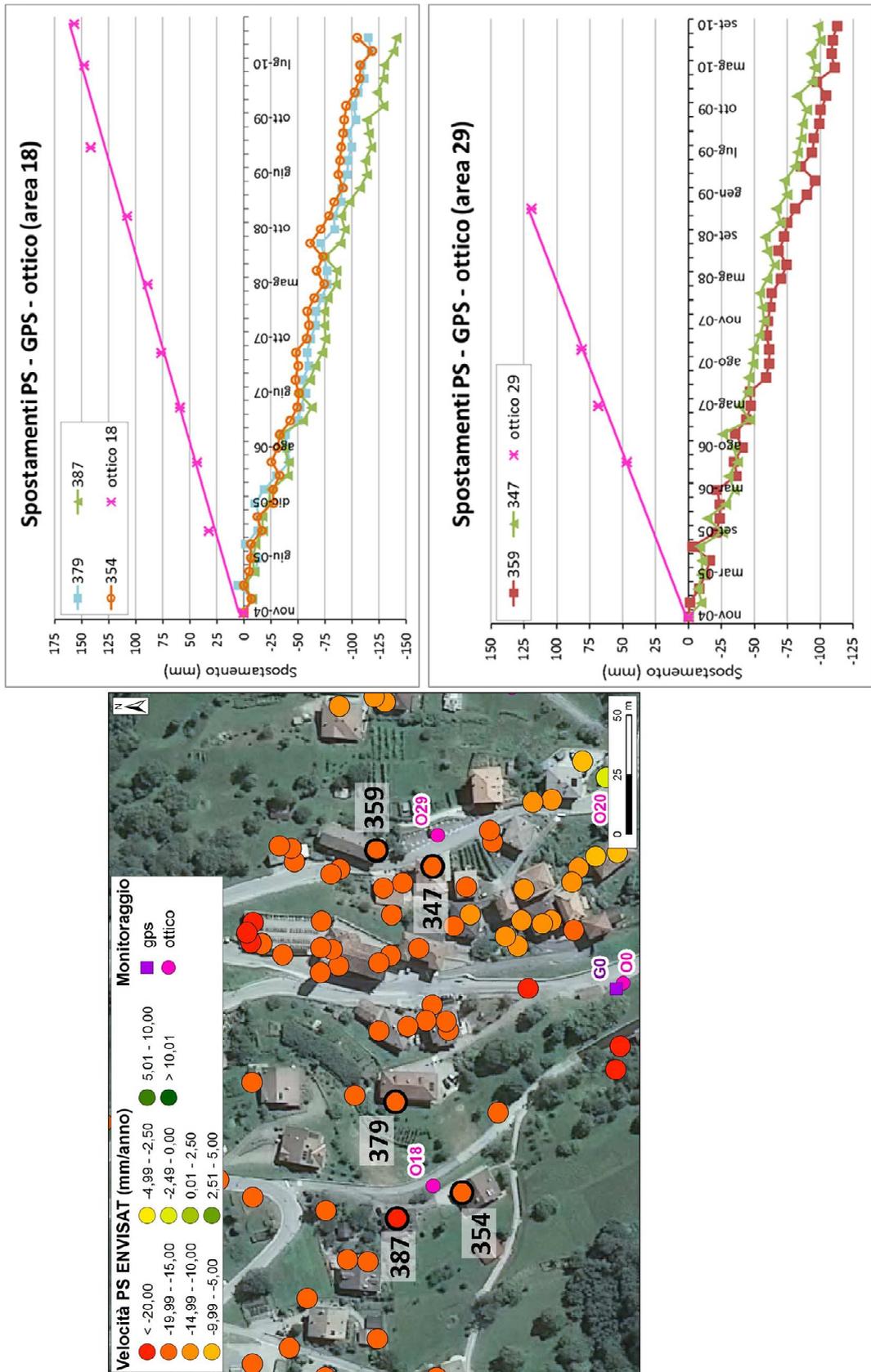


Figura 5.23 - Andamento di alcuni PS ENVISAT ascendenti dal 2004 al 2010. Vedi testo per spiegazioni.

CAPITOLO 6

CONCLUSIONI

Nello studio delle aree instabili la mancanza di dati relativi all'evoluzione temporale ed anche spaziale degli spostamenti, rappresenta un limite per la loro caratterizzazione. L'interferometria satellitare in alcuni casi riesce a sopperire a tale limite perché oltre ad identificare aree ed oggetti in movimento, permette di creare un archivio temporale degli spostamenti a partire dal 1992 (prime immagini ERS 1). L'applicabilità e quindi il contributo dell'interferometria allo studio dei movimenti franosi, varia in funzione della scala d'indagine (scala regionale o locale), delle immagini satellitari utilizzate (banda C, X od L) e delle caratteristiche morfologiche ed ambientali dell'area indagata (vegetazione, pendenza ed orientazione versanti, ecc.).

Lo studio di fattibilità a scala regionale della Val d'Agno ha mostrato le limitazioni dettate dalla morfologia del territorio all'applicazione delle tecniche interferometriche. Mettendo in relazione le mappe di *layover* e *shadow* sia con la morfologia dei versanti sia con le frane IFFI già presenti sul territorio, si è potuto delineare un quadro generale della "propensione" di questo territorio ad essere investigato con tecniche differenziali InSAR ai fini dello studio delle instabilità di versante. Lo studio mette in luce come i limiti intrinseci della tecnica interferometrica ostacolino in minima parte l'applicabilità di tali tecniche allo studio delle instabilità di versante. Esso evidenzia inoltre, quali aree e frane possano essere analizzate sia con immagini ascendenti che discendenti per poter ricavate dalle velocità LOS, i vettori reali del movimento lungo le tre dimensioni spaziali.

La visione d'insieme offerta dallo studio a scala regionale ha permesso la scelta del caso studio alla scala del versante per analizzare il contributo dei metodi DInSAR alla caratterizzazione spaziale e temporale dei fenomeni franosi. Il caso

studio di Roveglia mostra che i soli dati interferometrici hanno consentito l'individuazione di nuovi fenomeni franosi, oltre a quelli perimetrati dal progetto IFFI, e hanno agevolato le successive campagne geologiche-geomorfologiche per la delimitazione degli areali coinvolti.

A questa scala la caratterizzazione temporale dei dissesti è ancora cosa difficile e va valutata caso per caso, in funzione della qualità delle immagini satellitari e dei risultati interferometrici ottenuti. Per quanto riguarda la definizione dello stato di attività, si può affermare che i dati interferometrici individuano con certezza le aree in movimento dal punto di vista qualitativo. Ciò che rimane problematico è la definizione quantitativa del movimento e quindi la definizione dei tempi di ritorno, almeno per i fenomeni ad alta frequenza, cioè con brevi tempi di ritorno (poiché l'intervallo coperto dalle immagini satellitari è di venti anni). Il caso studio di Roveglia ha evidenziato la forte oscillazione dei risultati DInSAR rispetto al valore medio. Essa rappresenta il principale ostacolo per la definizione dei tempi di ritorno. In alcuni casi però, la bassa deviazione standard dei valori di velocità, soprattutto dei dati SBAS, rende possibile il raggiungimento di tale obiettivo e l'individuazione di periodi di stasi e di periodi di accelerazione dei movimenti studiati.

Alla scala locale le due tecniche DInSAR svelano le loro vere potenzialità in merito alla capacità di restituire corretti valori degli spostamenti (analisi quantitativa). Il caso studio di Prezzo ha messo in luce la capacità delle analisi interferometriche di individuare aree a diverso carattere evolutivo (stabili ed instabili) anche in aree di estensione limitata e circondate da vegetazione. L'esame quantitativo dei risultati DInSAR mostra come l'entità degli spostamenti misurata dai PS ENVISAT coincida quasi perfettamente con i dati del monitoraggio GPS ed ottico. Inoltre, la frana di Prezzo evidenzia che, nei casi in cui la direzione di esposizione del versante sia simile alla direzione della LOS, anche i soli dati di velocità LOS 1D (da sole immagini ascendenti o discendenti), riescono a permettere una esatta caratterizzazione spaziale e temporale. La verifica e la validazione dei dati interferometrici è stata resa possibile solo grazie al confronto con i dati di monitoraggio terrestre che a tutt'oggi rappresentano i dati più affidabili ed accurati.

In conclusione i limiti dell'interferometria satellitare evidenziati in questo lavoro, ai fini della caratterizzazione spaziale e temporale dei fenomeni franosi, riguardano: i) la presenza di distorsioni geometriche, che può causare l'impossibilità del calcolo della velocità 2D combinando i dati ascendenti e discendenti ii) la presenza di aree vegetate, che causa decorrelazioni, iii) la possibilità di studiare solo deformazioni lente, a causa dell'ambiguità di misura, iv) il ridimensionamento delle aspettative iniziali in merito alla creazione di un archivio temporale degli spostamenti, a causa delle possibile discontinuità delle immagini satellitari.

I principali vantaggi possono essere riassunti: i) in una grande capacità di individuare gli oggetti e le aree in movimento, che comporta la definizione di nuovi areali in frana o la ridefinizione della forma delle instabilità già presenti ii) grande capacità di individuazione di aree e bersagli a diverso carattere evolutivo (ricordando che la presenza su uno stesso versante di settori con diversa orientazione rispetto alle orbite satellitari può portare a rilevare componenti tra loro diverse degli spostamenti reali lungo la LOS e pertanto una erronea definizione di settori a comportamento cinematico differente), iii) creazione di un archivio continuo di dati di spostamento con la possibilità di indagare anche fenomeni del passato, iv) possibilità di utilizzo proficuo anche di soli dati LOS 1D, v) integrazione sinergica con altre tecniche di telerilevamento e rilevamento per ottenere una esaustiva caratterizzazione spaziale e temporale dei fenomeni.

Da ricordare che, nonostante la loro semplice definizione (movimento di roccia, detrito o terra su di un versante), gli eventi franosi sono processi geologici/geomorfolologici complessi e perciò difficili da caratterizzare. Per questo motivo, il dato interferometrico satellitare non sostituisce le altre metodologie di telerilevamento o le indagini in sito, ma opportunamente integrato ad esse, aumenta le potenzialità e le possibilità di una corretta analisi dei processi d'instabilità dei versanti.

Le conclusioni delineate in questo lavoro di ricerca si basano esclusivamente sui risultati ottenuti con le immagini dei satelliti ERS ed ENVISAT, operanti in banda C e aventi una risoluzione al suolo di 25 metri. Infatti la qualità dei risultati

interferometrici finali deve tener conto essenzialmente di due fattori: tipologia delle immagini satellitari e tipologia di area indagata.

Tra i parametri più importanti definiti dalle immagini satellitari rientrano la banda utilizzata dal sensore, la grandezza dell'area minima indagabile (grandezza del pixel) e la definizione delle aree soggette a distorsione geometrica in funzione dell'angolo di vista e la continuità temporale dello *stack* di immagini.

La tipologia di area indagata influenza i dati di spostamento finali poiché le aree di montagna/collina solitamente hanno bassa coerenza e presentano vaste aree rurali, che influiscono i) sulla possibilità di distribuire omogeneamente i punti di aggancio e sul conseguente calcolo delle velocità, ii) sulla buona riuscita o meno della fase di *unwrapping*, iii) sulla stima dell'atmosfera e conseguente rimozione (l'atmosfera viene supposta omogenea, ma in montagna spesso non è omogenea per la presenza di nubi basse e discontinue)

Necessario è sottolineare che la tecnica InSAR è ancora in fase di sperimentazione, perciò ne esistono vari sistemi di implementazione, basati su metodologie a volte anche significativamente diverse tra loro. Lo *spin-off* del Politecnico di Milano (T.R.E., Tele-rilevamento Europa), ad esempio, ha messo appunto il metodo SqueeSAR™, che permette di estrarre maggiore informazione dall'immagine SAR utilizzando anche quella fornita dai bersagli radar distribuiti. Questi ultimi sono bersagli che esibiscono un'interazione con il segnale elettromagnetico pressoché identica per tutto un gruppo di pixel (es. campo agricolo, bosco, porzione di territorio caratterizzato dallo stesso tipo di vegetazione). Un miglioramento dei risultati potrebbe giungere anche dall'analisi delle immagini acquisite con la costellazione COSMO Sky-Med operante in banda X, avente una risoluzione spaziale di 3 metri e un tempo di rivisitazione anche di soli 4 giorni. Un aumento della risoluzione spaziale non sempre corrisponde ad una migliore definizione dei processi franosi ed alla possibilità di studiare areali in frana più piccoli (aumentare la scala d'indagine). Inoltre un processo franoso potrebbe essere troppo veloce per poter essere visto in banda X (la velocità di spostamento tra due acquisizioni successive deve essere inferiore a $\lambda/2$). Teoricamente la banda X (3,1 cm) essendo circa la metà della banda C (5,6 cm), dovrebbe restituire

più accurate misure degli spostamenti perché più sensibile al movimento. Inoltre il minore tempo di rivisitazione della costellazione COSMO, rispetto a quello dei satelliti ERS ed ENVISAT (35 giorni), dovrebbe portare ad una minore decorrelazione temporale ed ad una maggiore risoluzione spaziale, permettendo l'identificazione di dettagli non visibili nelle immagini acquisite in banda C e di un maggior numero di scatteratori (Prati et al., 2010). Di contro, gli interferogrammi delle immagini in banda X, di aree non urbane, sono più soggetti alla decorrelazione temporale rispetto agli interferogrammi di immagini in banda C od L, poiché la banda X è molto sensibile alla vegetazione e questo comporta forti variazioni di risposta elettromagnetica tra le immagini. A favore dell'utilizzo dei sensori in banda X, c'è sicuramente anche la maggiore stabilità delle nuove piattaforme satellitari su cui sono installati, che limita gli effetti della decorrelazione spaziale, abbassando i valori di baseline rispetto ai satelliti degli anni '90 (Prati et al., 2010).

Un miglioramento dei risultati interferometrici ottenuti in questo lavoro di ricerca può provenire certamente dall'utilizzo di nuove tecniche, ma potrebbe provenire anche dal processamento delle stesse aree investigate con immagini acquisite da sensori con diversa banda, con diverso angolo di acquisizione e con diversa risoluzione a terra (es. COSMO Sky-Med, banda X e ALOS-PALSAR, Banda L), per poter confrontare gli eventuali miglioramenti o peggioramenti dei risultati ed indagare la relazione tra parametri tecnici, morfologia del territorio, presenza di vegetazione in funzione della banda del sensore.

BIBLIOGRAFIA

- ASI (AGENZIA SPAZIALE ITALIANA), 2007 - COSMO-SkyMed System Description & User Guide. ASI-Ministero della Difesa, 49 pp.
- ASSERETO R. & CASATI P., 1965 - Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia) - Riv. It. Paleon. Strat., v. 71 (4), pp. 999-1097.
- BASSETTI M., 1997 - Studio geomorfologico sulle "Marocche" di Dro (Trentino occidentale). Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., v. 72, pp. 5-30.
- BARBIERI G., DE ZANCHE V., DI LALLO E., MIETTO P. & SEDEA R., 1980 - Profili e note illustrative della Carta geologica dell'area di Recoaro, Memorie di Scienze Geologiche, v.34, pp. 23-5.
- BARBIERI M. & LICHTENEGGER J., 2005 - Space borne RADAR application in Geology. ESA TM-17, Ed. K.Fletcher, ESA Publication Division, Noordwijk, The Netherlands. pp. 347.
- BARBIERI G., GRANDESSO P., 2007 - Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000, Foglio 082, Asiago.
- BARGOSSO G.M., BERRA F., BORSATO A., BRACK P., CORBARI D., GASPAROTTO G., MARCATO E., MAROCCHI M., SILETTO G.B. & TROMBETTA G.L., 2012 - Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000, Foglio 079, Bagolino.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A., 1993 - From rifting to drifting: tectonic evolution in the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. Sedimentary Geology, v.86, pp. 53-76.
- BITELLI G., BONSIGNORE F. & VITTUARI L., 2008 - Il monitoraggio della subsidenza in Emilia-Romagna: risultati recenti. Atti 12° Conferenza Nazionale ASITA - L'Aquila.
- BITTNER A., 1881 - Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Jb. K.K. Geol. Reichsanst., v. 31 (3), pp. 219-370.
- BONI A. & CASSINIS G., 1973 - Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica - Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 23, pp. 120-159.
- BOSELLINI A., CARRAIO F., CORSI M., DE VECCHI G., GATTO G.O., MALARODA R., STURANI C., UNGANO S. & ZANETTIN B., 1967 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, Foglio 049, Verona.
- BERARDINO P., FORNARO G., LANARI R. & SANSOSTI E., 2002 - A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 40 (11), pp. 2375-2383.

- BOVENGA A., WASOWSKI J., NITTI D.O., NUTRICATO R. & CHIARADIA M.T., 2012 - Using COSMO/SkyMed X-band and ENVISAT C-band SAR interferometry for landslides analysis. *Remote Sensing of Environment*, v. 119, pp. 272-285.
- BRACK P., RIEBER H., NICORA A. & MUNDIL R. 2005 - The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale, v. 28 (4), pp. 233-244.
- CALCATERRA D. & SANTO A., 2004 - The January 10, 1997 Pozzano landslide, Sorrento Peninsula, Italy. *Engineering Geology*, v.75, pp.181-200.
- CALÒ F., CALCATERRA D., IODICE A., PARISE M. & RAMONDINI M., 2012 - Assessing the activity of a large landslide in southern Italy by ground-monitoring and SAR interferometric techniques, *International Journal of Remote Sensing*, v. 33 (11), pp. 3512-3530.
- CAMPBELL J. B., 2002 - Introduction to remote sensing (ed. 3°). The Guilford Press, pp.280.
- CANUTI P., CASAGLI N., FARINA P., FERRETTI A., MARKS F. & G. MENDUNI, 2005 - Land subsidence mapping and monitoring through PSInSAR: examples from the Arno river basin (Italy), Univ. di Firenze, Tele-Rilevamento Europa, Presentazione Power Point.
- CASCINI L., FORNARO G. & PEDUTO D., 2009 - Analysis at medium scale of low- resolution DInSAR data in slow-moving landslide-affected areas *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* v. 64, pp. 598-611.
- CASCINI L., FORNARO G. & PEDUTO D., 2010 - Advanced low- and full-resolution DInSAR map generation for slow-moving landslide analysis at different scales. *Engineering Geology*, v.112 (1-4), pp. 29-42.
- CASCINI L., PEDUTO C., ARENA L. & FORNARO G., 2012 - L'importanza di un protocollo nell'impiego di tecniche satellitari DInSAR. Incontro annuale IARG, 2-4 Luglio, Padova.
- CASTELLARIN A., 1972 - Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda. *Giornale Geol.*, v. 38, pp. 11-212.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L., 1992 - Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the North Apennines. *Ann. Tectonicae*, v. 6, pp. 62-94.
- CASU F., 2011 - Interferometria Differenziale SAR: uno strumento per lo studio delle deformazioni della superficie terrestre. IREA-CNR. Presentazione Power Point.
- CIGNA F., BIANCHINI S. & CASAGLI N., 2012 - How to assess landslide activity and intensity with persistent Scatterer Interferometry (PSI): the PSI-based matrix approach. *Landslide*, doi:10-1007/s10346-012-0335-7.
- COLESANTI C. & WASOWSKI J., 2006 - Investigated landslide with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry. *Engineering Geology*, v. 88, pp. 173-199.

- COLETTA A., VALENTINI G., CAPUZI A., CALTAGIRONE F., DE CARLO M., DE LUCA G., BATTAZZA F. & COVELLO F., 2008 - Il programma COSMO-SkyMed: descrizione della missione e del sistema e primi risultati. *Rivista italiana di Telerilevamento*, v. 40 (2), pp. 5-13.
- CROZIER M.J., 1999 - Slope stability: landslides. In: Alexander D.E., Fairbridge R.W., *Encyclopedia of Environmental Science*. Dordrecht, pp. 561-562.
- CRUDEN D.M., 1991 - A simple definition of a landslide. *IAEG Bulletin*, v.43, pp. 27-29.
- CRUDEN D.M., VARNES D. J., 1996 - Landslide types and processes. In: Turner A.K.; Shuster R.L., *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transp Res Board, Spec Rep 247, pp. 36-75.
- DELACOURT C., ALLEMAND P., SQUARZONI C., PICARD F., RAUCOULES D., CARNEC C., 2003 - Potential and limitation of ERS-Differential SAR Interferometry for landslide studies in the French Alps and Pyrenees, *Proceeding of Fringe Workshop*, 1-5 Dicembre, Frascati, Italia.
- DI MARTIRE D., DE LUCA G., RAMONDINI M. & CALCATERRA D., 2011 - Landslide-related PS data interpretation by means of different techniques. *Proceedings of the Second World Landslide Forum*, 3-7 Ottobre, Roma, Italia.
- DOGLIONI C. & BOSELINI A., 1987 - Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundsch.*, v. 76, pp. 735-754.
- EPTING M., UNLAND W., SCHMIDT K E CHRISTODOULIDES A., 1976 - Middle triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy), and their significance for paleogeographic evolution. *Geol. Pal. Abh.*, v. 151, pp. 1-30.
- ESA DUP SLAM2 Report, 2002 - Final Report. Integration of remote sensing techniques with statistical methods for Landslide Monitoring and Risk Assessment. pp. 42.
- FELL R., 1994 - Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal*, v. 31 (2), pp. 261-272.
- FENTI V., 2007 - Studio geologico, geotecnico, geomeccanico per la redazione del progetto preliminare e definitivo di contenimento, disgaggio massi instabili e interventi di consolidamento superficiale e paramassi in località Lora Bassa in comune di Vaslagna. U.C. Difesa del Suolo Prov. Vicenza, 40 pp.
- FERRETTI A., PRATI C. & ROCCA F., 1999 - Monitoring terrain deformation using multi-temporal SAR images. In *Proc. CEOS SAR Workshop*, ESA-CNES, Toulouse, France.
- FERRETTI A., PRATI C. & ROCCA F., 2000 - Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 38 (5), pp. 2202-2212.
- FERRETTI A., PRATI C. & ROCCA F., 2001 - Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 39 (1), pp. 8-20.

- FERRETTI A., PRATI C., ROCCA F. & WASOWSKI, J., 2006 - Satellite interferometry for monitoring ground deformations in the urban environment. IAEG paper v. 284, pp. 10.
- FERRETTI A., MONTI-GUARNIERI A., PRATI C., ROCCA F. & MASSONNET D., 2007 - InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation, ESA-TM 19, ESA Publication, The Netherlands, pp. 230.
- FRUNEAU B., RUDANT J.P., OBERT D. & RAYMOND D., 1999 - Small displacements detected by SAR interferometry on the city of Paris (France). Proceedings of IGARSS, Hamburg, Germany.
- FUGANTI A., 1969 - Studio geologico di sei grandi frane di roccia nella regione Trentino-Alto Adige: Marco, Molveno, Pra del Finonchio, Magre, Sasso Englar, Rasciesa. Memorie del Museo tridentino di scienze naturali, Trento, v. 17 (3).
- GABRIEL A.K. & GOLDSTEIN R.M., 1988 - Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B Int. J. Remote Sens., v. 9, pp. 857-72.
- GABRIEL A.K., GOLDSTEIN R.M. & ZEBKER H.A., 1989 - Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry J. Geophys. Res., v. 94, pp. 9183-9195.
- GAETANI M., PREMOLI SILVA I. & ZANIN BURI C., 1970 - Calcare di Dosso dei Morti. Studio Illustrativo Carta Geol., Form. Geol., v. 4, pp. 21-32.
- GALGARO A. & TONIOLO A., 2011 - Sperimentazione di tecniche Laser Scanner in pareti rocciose, finalizzate alla progettazione di opere di messa in sicurezza. Relazione tecnica U.C. Difesa del Suolo Prov. Vicenza e Dip. Geoscienze Univ. Padova, 65 pp.
- GIUNTINI D., 2005 - Pericolosità, rischio di frana e pianificazione: un caso di studio nel bacino del Fiume Magra. Tesi di Dottorato di Ricerca. Univ. Di Pisa, Dip. Sc. Della Terra, 245 pp.
- GOLDSTEIN R.M. & ZEBKER H.A 1987 - Interferometric radar measurement of ocean surface current. Nature, v. 328, pp. 707-970.
- GOLDSTEIN R.M., BARNETT T.P. & ZEBKER H.A., 1989 - Remote sensing of ocean current. Science, v. 246, pp. 1282-5.
- GOLDSTEIN R.M., ENGELHARDT R., KAMP B. & FROLICH R.M., 1993 - Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. Science, v. 262, pp.1525-1530.
- GRAHAM L.C., 1974 - Synthetic interferometer radar for topographic mapping. Proc. IEEE, v.62, pp. 763-8.
- HANSSEN R. & USAI, S. 1997 - Interferometric phase analysis for monitoring slow deformation processes. Proc. Of 3rd ERS Symposium Space at the Service of our Environment, Firenze.

- HANSSEN R., 2001 - RADAR Interferometry. Data Interpretation and Error Analysis. Kluwer Academic Publishers, New York, pp. 327.
- HANSSEN R., 2005 - Satellite radar interferometry for deformation monitoring: a priori assessment of feasibility and accuracy. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 6, pp. 253-260.
- HERRERA G., NOTTI D., GARCIA-DAVALILLO J.C., MORA O., COOKSLEY G., & SANCHEZ M., 2011 - Analysis with C- and X-band satellite SAR data of the Portalet landslide area. *Landslides*, doi:10.1007/s10346-010-0239-3.
- HERRERA G., GUTIÉRREZ F., GARCÍA-DAVALILLO J.C., GUERRERO J., NOTTI D., GALVE J.P., FERNÁNDEZ-MERODO J. & COOKSLEY G., 2013 - Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides: The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). *Remote Sensing of Environment*, v. 128, pp. 31-43.
- HILLEY G. E., BURGMANN R., FERRETTI A., NOVALI F. & ROCCA F., 2004 - Dynamics of Slow-Moving Landslides from Permanent Scatterer Analysis, *Science*, v. 34, pp. 1952-1955.
- IEEE Standard 521, 1984 - Standard Letter Designations for Radar-Frequency.
- JENSEN, J.R., 2005 - *Digital Image Processing: a Remote Sensing Perspective* (3rd ed.) Prentice Hall, pp. 190.
- JENSEN J. R., 2007 - *Remote sensing of the environment: an Earth resource perspective* (2nd ed.) Prentice Hall, pp. 243.
- JOUGHIN I., KWOK R. & FAHNESTOCK M., 1996 - Estimation of ice-sheet motion using satellite radar interferometry: Method and error analysis with application to Humboldt Glacier, Greenland. *Journal of Glaciology*, v. 42 (142). pp. 564-575.
- LANARI R., MORA O., MANUTA M., MALLORQUI J.J., BERARDINO P. & SANSOSTI E., 2004 - A small baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 42 (7), pp. 1377-1386.
- LAUKNES T.R. 2004 - *Long-Term Surface Deformation Mapping using Small-Baseline Differential SAR Interferograms*. Thesis for the Degree of Candidatus Scientiarum, University of Tromsø, Norway, pp. 100
- LEVA D., NICO G., TARCHI D., FORTUNY-GUASCH J. & SIEBER A., 2003 - Temporal analysis of a landslide by means of a ground-based SAR interferometer, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, v. 41, pp. 62-70.
- LI F. & GOLDSTEIN R.M., 1987 - Studies of multi-baseline spaceborne interferometric synthetic aperture radar. In *Proc. IGARSS, Ann. Arbor*, 18-21 Maggio, pp. 1545-1550.
- 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*, v. 476, pp. 297-303, doi:10.1016/j.tecto.2009.05.025.
- MASSONNET D, ROSSI M, CARMONA C, ADRAGNA F, PELTZER G, FEIGL K AND RABAUTE T 1993 The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry *Nature* 364 pp. 138-142.
- MASSONNET D. & FEIGL K., 1995 - Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M6,1 Eureka Valley California earthquake of May 17, 1993. *Res. Lett.*, v. 22, pp. 1537-1540.
- MATTEM (MINISTERO DELL'AMBIENTE E TUTELA DEL TERRITORIO E DEL MARE), 2009 - Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale (PST-A), Linee guida per l'analisi di dati interferometrici satellitari in aree soggette a dissesti idrogeologici.
- MEISINA C., ZUCCA F., NOTTI D., COLOMBO A., CUCCHI A., SAVIO G., GIANNICO C. & BIANCHI M., 2008 - Geological Interpretation of PSInSAR Data at Regional Scale. *Sensors*, v. 8, pp. 7469-7492, doi: 10.3390/s8117469.
- MORELLI M., PIANA F., MALLIN L., NICOLÒ G. & FIORASO G., 2011 - Iso-Kinematic Maps from statistical analysis of PS-InSAR data of Piemonte, NW Italy: Comparison with geological kinematic trends. *Remote Sensing of Environment*, v. 115, pp. 1188-1201.
- MORBIN F., 2009 - Monitoraggio del dissesto geologico di Contrada Cappellazzi nel comune di Recoaro Terme (VI). *Relazione Tecnica. Ufficio Difesa del Suolo, Prov. Vicenza.*
- NOTTI D., MEISINA C. & ZUCCA F., 2009 - Analysis of PSINSAR™ data for landslide studies from regional to local scale. *Proc. of Fringe Workshop, 30 Novembre - 4 Dicembre, Frascati, Italia.*
- NOTTI D., 2010 - Landslides mapping and analysis by means of Persistent Scatterers SAR data: approaches at different scales. *Scientifica Acta*, v. 4 (1), pp. 3-8.
- PEDUTO D., 2008 - Analysis of ground deformations related to subsidence and landslide phenomena via DInSAR techniques. *Tesi di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Civile per l'Ambiente ed il Territorio, Università di Salerno*, 230 pp.
- PERNA G., 1974 - Le frane glaciali e post-glaciali nel trentino meridionale ("marocche" e "laste"). *Boll. Com. Glac. It.*, v. 22 (2), pp. 59-66.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A., 1995 - Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (central Southern Alps, Northern Italy). *Mem. Sci. Geol.*, v. 47, pp. 95-109.
- PIERACCINI M., TARCHI D., RUDOLF H., LEVA D., LUZI G. & ATZENI C., 2000 - Interferometric radar for remote monitoring building deformations. *Electronic Letters*, v. 36 (6), pp. 569-570.

- PIERACCINI M., CASAGLI N., LUZI G., TARCHI D., MECATTI D., NOFERINI L. & ATZENI C., 2003 - Landslide monitoring by ground-based radar interferometry: A field test in Valdarno (Italy). *Int. J. Remote Sens.*, v. 24 (6), pp. 1385-1391.
- PISTELLATO D., 2011 - Studio sull'utilizzo di tecniche di telerilevamento nell'analisi di stabilità. Tesi Laura Magistrale, Dip. Geosc., Univ. di Padova, Italia.
- PLANK S., SINGER J., MINET C. & THURO K., 2012 - Pre-survey suitability evaluation of the differential synthetic aperture radar interferometry method for landslide monitoring, *International Journal of Remote Sensing*, v. 33 (20), pp. 6623-6637.
- PRATI C., ROCCA F. & GUANIERI A.M., 1989 - Effects of speckle and additive noise on the altimetric resolution of interferometric SAR (ISAR) surveys. *Int. Geoscience and Remote Sensing Symp., IGARSS'89 (Vancouver)*, pp. 2469-72.
- PRATI C., 2008 - Introduction to SAR and InSAR. 4° Conférence canadienne sur les géorisques: des cause à la gestion, Université Laval.
- PRATI C., FERRETTI A. & PERISSIN D., 2010 - Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne SAR observations. *Journal of Geodynamics*, v. 49, pp. 161-170.
- PROSSER, G., 1998 - Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy). *Tectonics*, v. 17, pp. 921-937.
- RELAZIONE SERVIZIO GEOLOGICO PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO, 2012 - Relazione monitoraggio Prezzo. Aggiornamento settembre 2012. Trento, 5 pp.
- RAPPORTO ANCE/CRESME, 2012 - Lo stato del territorio italiano 2012. Insedimento, rischio sismico e idrogeologico. Roma, 284 pp.
- RAPPORTO IFFI, 2007 - Rapporto sulle frane in Italia. Il progetto IFFI: metodologia, risultati e rapporti regionali. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i servizi Tecnici, APAT, Roma, 20 pp.
- REFICE A., BOVENGA F., NUTRICATO R., CHIARADIA M.T. & WASOWSKI J., 2005 - Land-cover classification-based Persistent Scatterers identification for peri-urban applications. *IEEE* v.48, pp. 2668-2771.
- RICHARDS J.A., 2009 - Remote Sensing with Imaging RADAR. Springer Series on Signals and Communication Technology. 373 pp.
- RICHMAN D. 1971 - Three Dimensional Azimuth-Correcting Mapping Radar. United Technologies Corporation, USA.
- ROTT H. & NAGLER T., 2006 - The contribution of radar interferometry to the assessment of landslide hazards. *Advances in Space Research*, v. 37, pp. 710-719.

- SABINS F. FLOYD, 1996 - Remote Sensing: Principle and Interpretation. Waveland Pr. Inc., pp. 512.
- SARSCAPE GUIDE BOOK, 2008 - Synthetic Aperture Radar and SARscape®. ©Sarmap, Svizzera, 268 pp.
- SCHARROO R. & VISSER P., 1998 - Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, pp. 8113-8127.
- SCHUNERT & SOERGEL, 2012 - Grouping of Persistent Scatterers in high-resolution SAR data of urban scenes. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 73, pp. 80-88.
- SKOLNIK M., 1962 - Introduction to RADAR System. McGraw-Hill Book Company, Inc. USA. 680 pp.
- STRAMONDO S., BERARDINO P. & ARTURI A., 2006 - Il telerilevamento RADAR da satellite. Quaderni di Geofisica.
- STROZZI T., L. TOSI L. CARBOGNIN U. WEGMULLER & GALGARO A., 1999 - Monitoring land subsidence in the Euganean Geothermal Basin with differential SAR interferometry. In Proc. 2nd International Workshop on ERS SAR Interferometry, Fringe 1999, Liege, Belgium., v. 4, pp. 1940-1942
- STROZZI T., WEGMILLER U., WERNER C. & WIESMANN A., 2000 - Measurement of slow uniform surface displacement with mm-year accuracy. *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium*, v. 5, pp. 2239-2241.
- 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* v. 2, pp. 193-201, doi: 10.1007/s10346-005-0003-2.
- STROZZI T., DELALOYE R., KÄÄB A., AMBROSI C., PERRUCHOUD E. & WEGMÜLLER U., 2010 - Combined observations of rock mass movements using satellite SAR interferometry, differential GPS, air-borne digital photogrammetry, and air-borne photography interpretation. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 115, F01014, doi:10.1029/2009JF001311.
- STURZENEGGER, M., 2010 - Multi-scale characterization of rock mass discontinuities and rock slope geometry using terrestrial remote sensing techniques. Tesi di Dottorato, Simon Fraser University, Canada. 367 pp.
- TARCHI D., RUDOLF H., LUZI G., CHIARANTINI L., COPPO P., & SIEBER A.J., 1999 - SAR interferometry for structural changes detection: a demonstration test on a dam. *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, pp. 1522-1524.

- TARCHI D., CASAGLI N., FANTI R., LEVA D., LUZI G., PASUTO A., PIERACCINI M. & SILVANO S., 2003 - Landside monitoring by using ground-based SAR interferometry: An example of application to the Tessina landslide in Italy. *Eng. Geol.*, v. 1, pp. 153-162.
- TEATINI P., TOSI L., STROZZI T., CARBOGNIN L., WEGMÜLLER U. & RIZZETTO F., 2005 - Mapping regional land displacements in the Venice coastland by an integrated monitoring system. *Remote Sensing of Environment*, v. 98, pp. 403-413.
- T.R.E., TELE-RILEVAMENTO EUROPA - Nota sintetica per la comprensione del dato satellitare PSInSAR™ E SqueeSAR™, Milano, 23 pp.
- T.R.E., TELE-RILEVAMENTO EUROPA, 2008 - PSInSAR™ Manuale d'uso, Milano, pp. 84.
- TREVISAN, L., 1939 - Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, v. 13, pp. 1-27.
- TRIANNI G., 2006 - Introduzione al telerilevamento per l'osservazione della Terra. Università di Pavia, 250 pp.
- TRIGLIA D.S., 2010 - Applicazioni di interferometria radar da satellite per la generazione di mappe di spostamento nell'analisi di fenomeni dinamici. Tesi Laurea Specialistica, Dip. Ing. Strut. Trasp. Acq. Rilev. Terr. (DISTART), Bologna, 141 pp.
- USAI S., 2003 - A Least Squares Database Approach for SAR Interferometric Data. *IEEE, Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, v. 41 (4), pp. 753-760.
- VARNES D.J., 1958 - Landslide types and processes. In: Eckel E.B., ed., *Landslides and engineering practice*. National Research Council Highway Research Board Spec. Rept., Washington D.C., v. 29, pp. 20-47.
- VIOLA G., MANCKTELOW N. & SEWARD D., 2001 - Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geo-chronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps). *Tectonics*, v. 20, pp. 999-1020.
- WINTERER E.J. & BOSELLINI A., 1981 - Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern-Alps, Italy). *AAPG Bull.*, v. 65, pp. 394-421.
- ZAMPIERI D., 1995 - Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy. *Tectonics*, v. 14 (3), pp. 645-657.
- ZEBKER H.A. & GOLDSTEIN R.M., 1986 - Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. *Journ. of Geophys. Res.*, v. 91, pp. 4993-4999.
- ZEBKER H.A. & ROSEN P., 1994 - On the derivation of coseismic displacement fields using differential RADAR interferometry: the Landers earthquake. *Int. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS)*, Pasadena, California, USA, v. 85, pp. 286-288.

Siti internet

www.esa.int

www.nhazca.it

www.treuropa.com

ww.pcn.minambiente.it