

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra

Applicazioni del telerilevamento ottico e a microonde per la mappatura e la sorveglianza dei dissesti

settore scientifico disciplinare: Geo-05

Letizia Guerri

Tutore: Prof. Nicola Casagli Coordinatore: Prof. Federico Sani

> Ciclo XXI Firenze, 31 Dicembre 2008

RIASSUNTO

La mappatura e la sorveglianza sono ad oggi i due approcci principali sui quali si sono impostati negli anni gli studi e le applicazioni dei dissesti.

Il telerilevamento sia ottico che radar, risulta un ottimo strumento in grado di soddisfare le esigenze di entrambi i metodi. Da un lato infatti i dati telerilevati, grazie alla sempre più alta risoluzione spaziale e spettrale delle immagini, offrono un valido aiuto ai fini della perimetrazione di aree, individuazione di segnali precursori, classificazione sempre più minuziosa di un maggior numero di parametri; dall'altro, grazie alla vasta copertura d'indagine associata ad una sempre più alta risoluzione temporale, offrono un contributo prezioso ai fini delle correlazioni fra dati di provenienza diversa e la generazione di modelli previsionali.

I tre anni di dottorato hanno previsto, in prima istanza, l'approfondimento dei due approcci tramite l'analisi degli aspetti metodologici e degli strumenti ad essi associati, e, in un secondo momento, alla proposta di un nuovo approccio, aggiornato ai risultati che si possono ottenere adesso con le tecnologie a disposizione.

L'applicazione del telerilevamento ai fini della mappatura è stata condotta su un'area di ca. 400 km² ed ha permesso di integrare la carta delle frane del Piano stralcio dell'Assetto Idrogeologico (PAI). A seguito della metodologia proposta, basata sulla foto e radar interpretazione di immagini telerilevate, è stato possibile individuare 701 frane sulle 194 mappate in precedenza. Nello stesso tempo l'applicazione ha permsso inoltre di determinare una nuova procedura di classificazione in grado di caratterizzare ogni frana per intensità e stato di attività. Il metodo ideato si basa sull'integrazione dei dati ottici e dati radar acquisiti a diversi intervalli di tempo.

L'applicazione del telerilevamento ai fini del monitoraggio ha permesso di identificare precursori di evento su un vulacno attivo (Stromboli). La costante e continua sorveglianza, da Febbraio 2003, delle deformazioni insistenti sul vulcano, ha condotto ad una conoscenza della risposta del terreno per determinate sollecitazioni, tale da riuscire a sviluppare modelli previsionali ed individuare, per la prima volta deformazioni e modificazioni dell'attività vulcanica imminenti.

L'approfondimento dei due approcci attraverso l'uso delle tecnche di telerilevamento ha permesso di sviluppare un metodo che integra i due approcci e che si è dimostrato effettivamente utile ai fini di un'emergenza reale, detto di mappatura rapida. Il metodo ha previsto anche la determinazione di un sistema semi-automatico in grado di filtrare la grande mole di dati telerilevati in rapido tempo.

La ricerca effettuata ha permesso di:

- individuare e convalidare un metodo di mappatura delle frane basato su dati spazialmente omogenei su aree di grandi dimensioni;
- sviluppare e caratterizzare un metodo innovativo capace di analizzare e classificare le frane tramite i dati telerilevati per intensità e pericolosità;
- confermare la bontà e l'unicità dei dati telerilevati per la comprensione delle deformazioni e la previsione degli eventi ad esse conseguenti;
- sviluppare la metodologia di rapid mapping come sintesi dei risultati ottenibili dai sistemi EO.

TAVOLA DEI CONTENUTI

RIASSUNTO			
1	INTROD	UZIONE	1
2	TELERII	LEVAMENTO OTTICO E A MICROONDE	2
	2.1 Gen	ERALITÀ	2
	2.1.1 S	ensori, piattaforme ed orbite per il telerilevamento	2
	2.1.2 L	e immagini telerilevate	8
	2.1.3 C	Campionamento spettro-spazio-temporale	9
	2.2 Teli	ERILEVAMENTO OTTICO	10
	2.2.1 L	a fotogrammetria	20
	2.2.2 S	atelliti utilizzati nel telerilevamento ottico	23
	2.3 Teli	ERILEVAMENTO ALLE MICROONDE	26
	2.3.1 T	ïpologie di radar	27
	2.3.2 S	ensoristica SAR utilizzata	28
	2.3.3 L	e immagini radar e l'interferometria SAR	36
	2.3.4 P	Prodotti interferometrici	42
	2.3.5 T	ecniche multi-interferometriche	47
	2.3.5.1	Permanent Scatterers	48
	2.3.6 In	nterferometria SAR da terra	50
	2.3.6.1	Il sistema LiSA	52
	2.3.6.2	Acquisizione e prodotti del sistema LiSA	55
	2.3.6.3	Prestazioni tipiche e limiti del sistema LiSA	57
	2.4 Appl	LICAZIONI DEL TELERILEVAMENTO NELLO STUDIO DEI DISSESTI	58
	2.4.1 M	Iappatura delle frane	60
	2.4.2 M	Ionitoraggio delle frane	63
	2.4.3 E	voluzione dello stato delle conoscenze e della normativa sulle frane in italia	65
3	MAPPAT	URA DELLE FRANE (LANDSLIDE MAPPING)	69
	3.1 Gen	ERALITÀ	69
	3.2 App	LICAZIONE	72
	3.2.1 Ir	nquadramento del problema	72
	3.2.2 Ir	nquadramento geologico-strutturale-morfologico dell'area	73
	3.3 Met	ODOLOGIA	76
	3.3.1 D	Dati utilizzati	76
	3.3.2 L	Determinazione dell'intensità e dell'attività	81
	3.4 Risu	JLTATI	84
	3.5 Disc	TUSSIONE	92

4	MO	NITORAGGIO ED ALLERTAMENTO RAPIDO (EARLY WARNING)	95
	4.1	Generalità	95
	4.2	Applicazione	96
	4.3	METODOLOGIA	105
	4.4	RISULTATI	110
	4.4.1	colate di lava	110
	4.4.2	scivolamenti gravitazionali	111
	4.4.3	inflazione/deflazione (inflation/deflation)	114
	4.4.4	rigonfiamento (bulging)	118
	4.4.5	esplosioni maggiori e parossistiche	121
	4.5	DISCUSSIONE	127
5	MA	PPATURA RAPIDA (<i>RAPID MAPPING</i>)	130
	5.1	Generalità	130
	5.2	Applicazione	131
	5.2.1	Inquadramento del problema	131
	5.2.2	Inquadramento geologico-strutturale-morfologico dell'area	135
	5.3	METODOLOGIA	139
	5.3.1	Dati utilizzati	139
	5.4	RISULTATI	140
	5.5	DISCUSSIONE	153
6	CON	ICLUSIONI	157
7	BIB	LIOGRAFIA	160

1-Introduzione

1 INTRODUZIONE

Lo studio e l'interpretazione scientifica degli eventi franosi e dei loro effetti sul territorio sono oggi ampiamente supportati dall'impiego di moderne tecnologie di telerilevamento e complessi modelli di elaborazione di dati che vanno ad affiancare ed incremenatre le informazioni ricavabili dalle applicazioni di metodi tradizionali, quali indagini sul terreno (rilievi di superficie, sondaggi e campionamenti, ecc.) e di laboratorio.

I sistemi di telerilevamento comprendono l'insieme delle tecnologie e dei metodi di analisi capaci di fornire dati di immagine attraverso una vasta gamma di sensori e piattaforme mobili o fisse.

Capire l'evoluzione di versanti interessati da fenomeni franosi significa conoscere e prevedere lo scenario e le trasformazioni indotti dal movimento sul materiale instabile e prevedere l'evoluzione dei fenomeni osservati. Tali obiettivi vengono raggiunti attraverso i metodi di mappatura e di monitoraggio, in base ai quali è possibile rispettivamente identificare e perimetrare i corpi di frane ed seguire nel tempo i parametri che li caratterizzano.

Il telerilevamente offre la possibilità di affrontare e di rispondere agli obiettivi sopra menzionati, in relazione alle diverse esigenze, grazie ad indagini caratterizzate da osservazioni periodiche su vasta scala e relativamente a basso costo. Queste indagini permettono infatti di:

- identificare e descrivere il dissesto in atto;
- individuare le aree con propensione ai fenomeni gravitativi;
- monitorare l'evoluzione spazio-temporale dei fenomeni gravitativi.

In tale ottica il telerilevamento fornisce il contributo ad un'analisi delle caratteristiche morfologiche e geologiche di una zona che presenta fenomeni di instabilità di versante, più o meno diffusi e/o pericolosi.

La ricerca condotta nei tre anni di dottorato, applicata a casi di studio di rilievo nazionale per l'intensità e gravità dei fenomeni (Stromboli, Lungro, Cerzeto) nasce con l'intento di sviluppare e mettere a punto una nuova metodologia capace di:

- integrare i due approcci sopra menzionati (mappatura e monitoraggio) come nuovo sistema di analisi dei dissesti;
- definire la pericolosità e lo stato di attività delle frane partendo dai dati telerilevati ottici e radar;
- elaborare un criterio che sia facilmente esportabile ed applicabile ad altre situazioni e contesti, interessati da dissesti di versante.

Le attività di ricerca presentate in questa tesi sono state condotte nell'ambito di progetti del Dipartimento di Scienze della Terra in convenzione con la Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento di Protezione Cvile, partecipando attivamente in collaborazione con altri ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra.

Le analisi interferometriche dei dati radar sono state effettuate da società su incarico del Dipartimento di Scienze della Terra. Le interpretazioni geologiche e geomorfologche, le elaborazioni su sistemi informatici territoriali e sulle serie temporali, i modelli utilizzati e le metodologie esposti nella tesi, sono frutto dell'attività autonoma svolta nei tre anni.

2 TELERILEVAMENTO OTTICO E A MICROONDE

2.1 Generalità

I sistemi di Osservazione della Terra (*Earth Observation*, EO), grazie al continuo sviluppo delle tecnologie dei sensori ed al miglioramento delle capacità di osservare e misurare dettagli a terra, hanno acquistato un ruolo importante nelle applicazioni su media e grande scala, come supporto alla gestione del territorio ed al controllo di fenomeni su scala locale.

I passi fondamentali per un corretto utilizzo di un sistema di EO devono rispettare la seguente sequenza:

- identificazione dei parametri e delle grandezze da misurare,
- definizione delle caratteristiche spaziali e temporali del campionamento di tali grandezze;
- identificazione, progettazione e realizzazione *ad hoc* delle tecnologie di telerilevamento più adatte alle grandezze precedentemente individuate;
- sviluppo di modelli previsionali delle grandezze fisiche.

Con telerilevamento si può intendere l'insieme della strumentazione, delle tecniche e dei metodi capaci di acquisire (tramite dispositivi che non si trovano a contatto con l'oggetto, con l'area o con il fenomeno sotto esame), di elaborare ed interpretare, le immagini ottenute.

I vantaggi del telerilevamento sono legati alle seguenti caratteristiche:

- possibilità di osservare a distanza un oggetto, grazie alla quale è possibile rilevare territori remoti e di difficile accesso;
- possibilità di osservare ampie porzioni di superficie (ca. 10⁴ km²) in tempi brevi utilizzando sensori montati su aereo e su satellite (vista sinottica);
- possibilità di misure nel tempo con elevata ripetibilità e in tempo quasi reale, utilizzando sensori montati a terra;
- possibilità di misurare grandezze in due e/o tre dimensioni.

2.1.1 SENSORI, PIATTAFORME ED ORBITE PER IL TELERILEVAMENTO

I sensori per il telerilevamento misurano l'energia riflessa/diffusa o emessa dall'oggetto analizzato. Esistono due tipologie di sensoti:

- attivi;
- passivi.

Si dice attivo un sensore che emette esso stesso la radiazione elettromagnetica di cui poi ne riceverà una frazione riflessa/diffusa dal bersaglio (indipendentemente dalle condizioni d'illuminazione). Tali sensori richiedono apparecchiature trasmittenti ed una potenza del segnale elevata.

Fra i sensori attivi si collocano ad esempio il LIDAR (*LIght Detection And Ranging*; o *Laser Imaging Detection And Ranging*) e il RADAR (*RAdio Detection And Ranging*).

Un sensore passivo non trasmette alcuna radiazione e misura quella che il bersaglio emette naturalmente o riflette/diffonde dopo averla ricevuta da altre fonti indipendenti (esempio il Sole). I sensori passivi sono impiegati in pratica su gran parte dello spettro elettromagnetico (dai raggi gamma - λ <1 pm, alle microonde e onde radio - λ >1 mm). Questi sensori risultano indipendenti dagli apparati emettitori di radiazione e necessitano in generale di una bassa potenza; nel contempo dipendono strettamente da una sorgente esterna. Nel caso di sensori che misurano l'emissione di un corpo nero (definito come una superficie ideale in grado di assorbire completamente tutta la radiazione dello spettro elettromagnetico e anche di emetterla, secondo la Legge di Planck, in dipendenza della lunghezza d'onda e della temperatura), la fonte di energia termica è comunque il Sole.

La caratteristica fondamentale delle onde elettromagnetiche (Tabella 1) e di conseguenza di un'acquisizione del telerilevamento basata su questa porzione di spettro, può essere rappresentata con la lunghezza d'onda (λ), misurata in m e definita come la distanza tra due picchi successivi dell'onda. Tale parametro determina il tipo di interazione tra la radiazione ed i corpi irradiati; ad essa si associa la frequenza (v), misurata in Hz (ciclo al secondo), intesa come numero di onde complete che passano per un punto nell'unità di tempo in base alla ben nota relazione dei fenomeni ondulatori

 $\lambda v = c$

dove c rappresenta la velocità di propagazione dell'onda nel mezzo considerato, nota come velocità della luce che nel vuoto è pari a 299792458 m/s

Tipo di radiazione	Frequenza	Lunghezza d'onda
elettromagnetica		
Onde radio	300 kHz – 1GHz	1 km – 30 cm
Microonde	1 GHz – 300 GHz	10 cm – 1 mm
Infrarossi	300 GHz – 428 THz	1 mm – 700 nm
Luce visibile	428 THz – 749 THz	700 nm – 400 nm
Ultravioletti	749 THz – 30 PHz	400 nm – 10 nm
Raggi X	30 PHz – 300 EHz	10 nm – 1 pm
Raggi gamma	> 300 EHz	< 1 pm

Tabella 1 - schema sommario di frequenza e lunghezza d'onda dello spettro elettromagnetico

I sensori utilizzati nel telerilevamento sono installati su piattaforme (Figura 1) che assicurano tutti i servizi necessari al loro funzionamento. Il sistema di telerilevamento avrà caratteristiche che dipendono in maniera sostanziale dal tipo di piattaforma utilizzata. Si distinguono in particolare le seguenti piattaforme:

- le piattaforme poste a terra (ground based);
- le piattaforme aeree;
- le piattaforme spaziali.

La scelta del tipo di piattaforma dipende in generale dai seguenti parametri:

- la dimensione dell'area da osservare;
- la frequenza di ripresa del bersaglio;



• la risoluzione spaziale desiderata.

Figura 1 - schema semplificato delle quote e delle strumentazioni di telerilevamento associate.

Per il telerilevamento a terra la piattaforma può consistere in un apposito supporto, come una gru, un ponteggio, un edificio o un binario. Esempi di questo tipo di telerilevamento sono il radar da terra, il radar meteorologico, spettrometri da campo (Figura 2). Le piattaforme terrestri assicurano un rilevamento continuo di una porzione limitata di territorio.



Figura 2 - esempi di telerilevamento a terra: a sinistra un radar meteorologico (Dipartimento Protezione Civile, 2008), a destra uno spettrometro portatile (ISAC-CNR, 2006).

Nel telerilevamento da aereo la piattaforma è costituita da un mezzo in grado di volare, come un aeroplano, un velivolo ultraleggero, un elicottero, un aquilone, un pallone aerostatico (Figura 3). Le piattaforme aeree sono caratterizzate da un'altezza di ripresa variabile da qualche centinaio di m ad una decina di km e frequenza di osservazione variabile, funzione dell'area totale da osservare, autonomia di volo, numero di piattaforme aeree disponibili, e ripetibilità della ripresa. Data la bassa autonomia, tale piattaforma non permette un'osservazione di un'area molto vasta.

Le altezze vanno da 100 m a 40 km. Risulta comunque un sistema ancora troppo costoso e poco flessibile.



Figura 3 - esempi di telerilevamento in aria: a sinistra un piccolo aereo del DLR (Agenzia Spaziale Tedesca) modificato per ospitare strumenti (Hepperle, 2003), a destra un pallone- sonda (Aeronautica Militare, Venanzi, 2007).

Per il telerilevamento dallo spazio le piattaforme satellitari e le navette spaziali (per esempio Space Shuttle, missione SRTM) risultano i sistemi più utilizzati. Queste piattaforme orbitano intorno alla Terra (Figura 4) a distanze dalla superficie terrestre variabili da ca. 200 km a ca. 36000 km. Tali piattaforme vengono impiegate per il telerilevamento radar, ottico, sia con sensori passivi che con sensori attivi.

Il telerilevamento satellitare permette l'acquisizione di dati su vaste aree praticamente in contemporanea e permette soprattutto un'osservazione regolare nel tempo.



Figura 4 - immagine che mostra tutti satelliti (punti bianchi) presenti intorno alla Terra, ca. 6000.

L'orbita (percorso ripetitivo di un satellite intorno alla Terra) è scelta in funzione delle caratteristiche del dato e delle caratteristiche del sensore montato sulla piattaforma satellitare.

La relazione tra il periodo dell'orbita T e il raggio dell'orbita r è data dall'equazione:

 $T = 2\pi r r (r/gR^2)^{1/2}$

dove g è l'accelerazione dovuta alla gravità (0,00981 km/s²), R il raggio della terra (ca. 6.380 km) e r= R+h dove h è l'altezza dell'orbita.

Le principali caratteristiche di un'orbita si possono riassumere nei parametri seguenti:

- altezza: distanza tra il satellite e la superficie terrestre media (più frequentemente 600-800 km o 36000 km) che influenza la risoluzione spaziale e temporale, l'ampiezza del campo di vista ed il tempo di rivisitazione;
- inclinazione: angolo tra l'equatore ed il piano dell'orbita;
- periodo: tempo richiesto per completare un'orbita. Spesso è dell'ordine della decina di minuti ed è direttamente legato alla velocità orbitale (7-8 km/s);
- tempo di rivisita: tempo tra due successive orbite identiche, solitamente dell'ordine dei giorni;
- tempo di visibilità: tempo durante il quale il satellite risulta visibile alla vista della stazione ricevente

Le orbite più comuni per le missioni del telerilevamento possono essere riassunte nel seguente schema:

- polare;
- quasi-polare;
- eliosincrona;
- geostazionaria.

Le orbite polari presentano un angolo d'inclinazione tra gli 80° e i 100° che permette l'osservazione dell'intero globo. Il satellite polare normalmente è posizionato in orbita ellittica a 660-800 km d'altezza, e compie una rivoluzione del pianeta in ca. 90 minuti, effettuando 14 orbite al giorno. Questi satelliti vengono utilizzati soprattutto per esigenze legate alla copertura rapida di tutti i punti della superficie terrestre. Infatti essendo a bassa quota mantengono una velocità elevata per rimanere in orbita. Per tale motivo hanno un tempo di rivisa ristretto (6-12 ore) e il tempo di visibilità di ca. 12-15 minuti.

Le orbite quasi-polari (Figura 5) passano vicino all'asse dei poli (300-600 km) ed una loro caratteristica è quella di permettere l'osservazione della Terra nella sua globalità con pochi passaggi, attraverso l'effetto combinato del moto di rivoluzione del satellite intorno alla Terra e di rotazione di quest'ultima intorno al proprio asse.



Figura 5 - configurazione dell'orbita quasi-polare.

Un tipo particolare di orbita polare/quasi-polare è la cosiddetta orbita eliosincrona, seguendo la quale il satellite ripassa per lo stesso luogo sempre alla stessa ora del giorno. I satelliti che seguono orbite eliosincrone orbitano ad una quota compresa tra i 150 e i 900 km ed hanno un periodo orbitale compreso tra 90 e 110 minuti. Esempi di satelliti con orbita polare eliosincrona sono i satelliti LandSat, ERS, ENVISAT SPOT, IRS, RADARSAT, mentre esempi di satelliti con orbita quasi-polare eliosincrona sono i satelliti CHRIS-PROBA, NOAA

La configurazione orbitale geostazionaria (Figura 6) è caratterizzata da una velocità di rivoluzione del satellite intorno alla Terra pari, per intensità e verso, alla velocità di rotazione della Terra stessa intorno al proprio asse. Il piano orbitale è scelto coincidente con il piano dell'equatore terrestre. Questo significa che il satellite osserva sempre la stessa porzione della superficie terrestre, con possibilità di alta ripetitività temporale di ripresa. Questo tipo di orbita circolare, a bassa inclinazione e quota fissa di ca. 36.000 km, è tipico dei satelliti meteorologici e di quelli per telecomunicazioni. Uno svantaggio delle orbite geostazionarie risiede nella grande distanza dalla Terra che riduce la risoluzione spaziale raggiungibile nell'ordine dei chilometri.



Figura 6 - orbita geo-stazionaria.

2.1.2 LE IMMAGINI TELERILEVATE

Si definisce immagine digitale una matrice in cui sono rappresentate da numeri grandezze discrete e coordinate spaziali: essa è praticamente una griglia di elementi denominati anche *pixel* (abbreviazione di "*picture element*"), ognuno associato ad una cella di risoluzione.

A ciascun *pixel* è associato un numero intero positivo (*digital number*), rappresentante ad esempio nel caso di immagini acquisite nel visibile, la radianza media misurata (Figura 7), normalizzato ad un valore dipendente dal numero di bit utilizzati per rappresentarlo (ad esempio 1 byte=8 bit corrisponde a 256 livelli) ed è individuato da due coordinate (righe e colonne). I dati così organizzati sono noti come dati raster (Figura 8).

La cella di risoluzione non risulta normalmente quadrata e le dimensioni del *pixel* al suolo per immagini satellitari rimangono pressoché costanti e dipendono dal tipo di posizione e dal tipo di satellite, mentre sono molto variabili nel caso di riprese aeree, a causa, ad esempio, della variazione della quota di volo.



Figura 7 - esempio di immagine telerilevata a diverse scale (Guerri, 2003). Ogni cella di risuluzione contiene il valore della radianza media.



Figura 8 - rappresentazione dei dati raster associabile ad un'immagine

2.1.3 CAMPIONAMENTO SPETTRO-SPAZIO-TEMPORALE

Con il termine risoluzione si intende, in generale, la capacità di discriminare due valori di una stessa grandezza.

Nel telerilevamento esistono quattro diversi casi di risoluzione:

- spettrale;
- radiometrica;
- geometrica;
- temporale.

Risoluzione spettrale

La risoluzione spettrale si riferisce alla capacità di collocazione del segnale nello spettro delle onde elettromagnetiche, ovvero alla capacità di discriminare lunghezze d'onda differenti, tanto più è stretto l'intervallo all'interno del quale viene letta la radiazione, tante più bande possono essere distinte e, quindi, tanti più dettagli possono essere valutati.

Tale risoluzione riguarda principalmente il telerilevamento ottico poiché con i sensori a microonde, se si escludono due casi legati all'assorbimento atmosferico, le caratteristiche spettrali sono meno enfatizzate.

Nel caso del telerilevamento ottico la risoluzione spettrale, normalmente, è determinata dal numero degli elementi sensibili che compongono il sensore; in base al numero di bande che il sensore può acquisire, si distinguono i seguenti sistemi:

- MONOSPETTRALI o pancromatici (viene utilizzato un intervallo spettrale molto ampio al fine di ottenere un segnale più forte e quindi un miglior rapporto segnale/rumore, rinunciando alla capacità di distinguere nelle diverse lunghezze d'onda);
- MULTISPETTRALI (da due a poche decine di bande);
- IPERSPETTRALI (da molte decine di bande fino a migliaia di bande).

Risoluzione geometrica

La risoluzione geometrica è la distanza minima tra due oggetti affinché il loro segnale sia rilevabile separatamente. Si riferisce, quindi, alla capacità del sistema d'acquisizione di

rilevare dettagli spaziali della scena osservata. Due oggetti che distano meno della risoluzione sono indistinguibili.

Tale parametro dipende in primo luogo dalle dimensioni dell'area istantaneamente osservata dal sensore (IFOV, *Instantaneous Field of View*). Questo significa che tanto più stretto è il cono d'osservazione dello strumento, tanto più piccolo è il punto che si riesce ad acquisire e maggiore è il dettaglio che si riesce a distinguere. Molto spesso l'IFOV coincide con il passo di pixel.

Risoluzione radiometrica

La risoluzione radiometrica rappresenta la sensibilità ovvero la quantità minima misurabile dal rivelatore di un certo sensore, inclusa la codifica del segnale; è un valore minimo di flusso radiante riflesso o emesso dalle superfici analizzate. La risoluzione radiometrica è legata anche alla capacità di discriminare il numero di livelli d'intensità in cui può essere scomposto il segnale originario.

Fissato il numero complessivo dei livelli (in altre parole la dinamica del segnale) la differenza fra livelli adiacenti è generalmente congruente con la capacità dello strumento di distinguere piccole variazioni di intensità della radiazione incidente.

Un parametro che indica la quantità minima misurabile dal rilevatore è rappresentato dal SNR (*Signal to Noise Ratio*), ovvero il rapporto segnale/rumore o rapporto tra la potenza del segnale informativo e la potenza del rumore (o segnale indesiderato).

Risoluzione temporale

La risoluzione temporale rappresenta il periodo di tempo minimo che intercorre tra due riprese successive di una stessa area e viene considerato solo per acquisizioni ripetibili (tipicamente satellitari o da radar di terra).

A parità di altri fattori, al miglioramento di una delle risoluzioni consegue quasi sempre una riduzione del rapporto segnale/rumore. L'estrazione dei dati telerilevati è tanto più agevole quanto più è alto il SNR; al di sotto di un certo livello di SNR non è più possibile recuperare l'informazione contenuta nei dati.

2.2 Telerilevamento ottico

La disponibilità di satelliti commerciali con a bordo sensori ottici ad alta risoluzione spaziale e temporale, offre una grande opportunità di acquisizione di immagini pancromatiche e multispettrali; le elevate risoluzioni spaziali raggiungibili hanno aperto interessanti prospettive sia nel campo della descrizione metrica del territorio e dunque della cartografia a grande e media scala, sia nel campo dell'analisi multispettrale dei dati.

I sistemi compresi nel telerilevamento passivo possono essere raggruppati in due classi, in base ai dispositivi utilizzati, ovvero in base a strumenti che:

1. raccolgono la radiazione elettromagnetica emessa dal Sole e riflessa dalla Terra: la curva della distribuzione spettrale dell'energia emessa da un corpo nero (*black body*) ad una temperatura di 6000°K, sistema che approssima il Sole, mostra come la massima energia radiata ricada principalmente nell'ultravioletto, nel visibile e nell'infrarosso vicino (Figura 9). I più comuni sistemi passivi che raccolgono le radiazioni solari riflesse dalla Terra operano infatti nel visibile (lunghezza d'onda, λ , compresa fra 400 e 700 nm ca.), nell'infrarosso vicino o Near IR, (λ compresa fra 0.7 e 1.3µm ca.) e nell'infrarosso medio o SWIR (λ compresa fra 1.3 e 3.5µm ca.);

2. raccolgono le radiazioni emesse direttamente dalla Terra: la curva della distribuzione spettrale dell'energia emessa da un corpo nero (*black body*) ad una temperatura media di 300°K, sistema che approssima la Terra, che emette quindi principalmente nell'infrarosso termico e nella regione spettrale delle microonde (Figura 10).

Al momeno in cui l'energia elettromagnetica emessa dal Sole colpisce un corpo sulla superficie della Terra, essa viene in parte assorbita, in parte riflessa e in parte trasmessa; poiché le onde assorbite e trasmesse non possono essere percepite dal sensore (Gomarasca, 2004) nel telerilevamento ottico vengono considerate soltanto le radiazioni riflesse ed emesse da un oggetto (quando la trasmissione risulta zero si parla di corpo opaco); le radiazioni riflesse possono essere speculari o diffuse, in base alle proprietà dell'oggetto e/o dell'angolo di vista.



Figura 9 - distribuzione spettrale dell'energia emessa da due corpi neri a 6000°K e 303°K rispettivamente.

λ	$E(\lambda,T)_{Sole}$	E	Ε (λ,Τ) _{Terra}
	(W m ⁻² µm ⁻¹)	(W m ⁻² µm ⁻¹)	(W m⁻² µm⁻¹)
0.4 μm	9.14 10 ⁷	1.99 10 ³	3.23 10 ⁻⁴²
0.7 μm	7.49 10 ⁷	1.63 10 ³	4.00 10 ⁻²¹
2.6 µm	2.08 10 ⁶	4.53 10 ¹	3.09 10 ⁻²
<mark>6</mark> μm	9.80 10 ⁴	2.14 10 ⁰	1.63 10 ¹
12 μm	6.80 10 ³	1.48 10 ⁻²	2.82 10 ¹
15 μm	2.84 10 ³	6.20 10 ⁻²	2.10 10 ¹
3 cm	1.93 10 ⁻¹⁰	4.21 10 ⁻¹⁵	9.63 10 ⁻¹²

Figura 10 - confronto fra energia emessa e riflessa dalla Terra. Nella seconda colonna viene riportata l'energia emessa dal Sole relativa alla sua fotosfera per valori di lunhezze d'onda diverse (prima colanna). Nella terza colonna è stata calcolata la radianza solare riflessa dalla Terra e nella quarta colonna è stata calcolata la radianza emessa dalla Terra.

L'atmosfera agisce come un livello difficilmente filtrabile che ostacola il passaggio della radiazione elettromagnetica determinandone, in alcuni casi, la completa estinzione, limitando quindi le capacità del sensore impiegato. La trasparenza di questo "velo atmosferico" varia nelle diverse zone dello spettro elettromagnetico ed i valori ad esso associati possono subire rapidi cambiamenti al variare delle condizioni meteorologiche. L'assorbimento della radiazione elettromagnetica è dovuto principalmente alla presenza del vapore d'acqua, dell'ozono e dell'anidride carbonica. La diffusione invece è causata dagli urti ripetuti della radiazione elettromagnetica con le molecole di gas atmosferici, le particelle sospese in aria, i fumi, le polvere, ecc. ed avviene secondo due modelli conosciuti come scattering di Rayleigh e scattering di Mye (Gupta, 1991; Lillesand & Kiefer, 1994).

I sensori quindi possono operare nelle regioni dello spettro in cui la trasmissione della radiazione in atmosfera consente di acquisire informazioni quantitativamente e qualitativamente utili, ovvero nelle "*atmospheric windows*" (Rees, 2001) che individuano intervalli dello spettro nei quali la radiazione elettromagnetica presenta la massima trasmissione e la minima attenuazione nell'atmosfera (Figura 11).



Figura 11 - finestre atmosferiche che individuano le zone dello spettro elettromagnetico dove l'assorbimento della radiazione da parte dell'atmosfera è ridotto.

Le finestre atmosferiche più note sono, oltre naturalmente a quella compresa nel visibile, quelle comprese fra 3 e 5 μ m e fra 8 e 15 μ m ca., relative all'infrarosso termico e quasi tutta la banda delle microonde.

La percentuale dell'energia radiante incidente che viene riflessa (riflettanza) è determinata dalla struttura geometrica delle superfici, dalla natura e dalla composizione dei corpi. Influiscono sulla riflettanza ad esempio, il contenuto in acqua di un suolo o della vegetazione, oppure, il contenuto di particelle solide in sospensione in un corpo idrico. L'insieme dei valori di riflettanza di uno specifico target, in funzione della lunghezza d'onda, origina una curva definita firma spettrale del target stesso. La firma spettrale si ottiene dall'insieme dei valori di riflessione alle diverse lunghezze d'onda che descrivono il comportamento radiometrico dei diversi materiali. Nella pratica è possibile analizzare mediante lo spettroradiometro il valore della riflettanza di un corpo in relazione alle varie lunghezze d'onda caratteristica di una determinata superficie.

Sulla base della firma spettrale e disponendo di una statistica di comportamento spettrale sufficientemente vasta, è possibile riconoscere la natura dell'oggetto stesso ed attraverso processi di elaborazione delle immagini e modellizzazione è possibile, ad esempio, discriminare formazioni litologiche, estrarre parametri bio-fisici (concentrazione di clorofilla, umidità nel suolo ecc.), e classificare le differenti coperture del suolo (*land cover*). La larghezza della banda considerata è inversamente proporzionale alla qualità dell'indagine in termini di risoluzione spaziale. In base ai risultati cercati è necessario quindi trovare un compromesso fra larghezza di banda, numero di bande, costo dello strumento, e risultati desiderati, tenendo conto che aumentando il numero delle bande aumenta di conseguenza il tempo necessario ad elaborare i dati, e quindi aumenta il costo globale.

Le curve di riflettanza spettrale variano notevolmente in base alla variabilità delle condizioni ambientali degli strati di atmosfera attraversati (temperatura, pressione, umidità, ecc.) ed alla variabilità delle caratteristiche all'interno di un singolo pixel. I fattori che producono variazioni nelle curve di riflettanza spettrale si dividono in statici, come la pendenza e l'esposizione del terreno, e dinamici, che provocano differenze di risposta spettrale di una stessa cella elementare nel tempo; tra questi fanno parte lo stadio fenologico delle colture erbacee, le loro condizioni fitosanitarie e il grado di copertura del terreno, l'umidità superficiale del suolo, la trasparenza atmosferica e la posizione del Sole.

E' possibile consultare su internet una serie di librerie contenenti le firme spettrali di diversi materiali, le più importanti sono Aster (http://speclib.jpl.nasa.gov/) data base (2000 oggetti) con le firme spettrali di materiali naturali o prodotti dall'uomo e che include librerie del Jet Propulsion Laboratory (JPL), della Johns Hopkins University (JHU), della United States Geological Survey (USGS - Reston) e Spectral Library (http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html). Inoltre esistono testi sulla metodologia adottata per la costruzione della libreria. ASU Thermal Emission Spectral Library (http://tes.asu.edu/speclib/) con la firma spettrale nell'infrarosso termico di più di 150 minerali puri, con un'enfasi sui più comuni formazioni rocciose. I campioni includono: silicati, carbonati, solfati, fosfati, ed ogni firma è accompagnata da informazioni descrittive in forma di database a compendio e sui processi di preparazione e analisi spettrale. In alternative all'uso delle librerie esistono sul mercato molte tipologie di spettrometri o spettroradiometri, da campo o da laboratorio in grado di acquisire la composizione spettrale di ogni oggetto scansionato ottenendo la distribuzione delle intensità delle diverse lunghezze d'onda per ogni oggetto campionato e quindi di confrontare o analizzare i risultati provenienti dagli spettrometri o altre tipologie di strumenti alloggiati su satellite.

A titolo di esempio di seguito vengono descritti i comportamenti tipici di alcune delle più importanti superfici naturali come la vegetazione, l'acqua ed il suolo.

Vegetazione

La vegetazione manifesta comportamenti specifici alle diverse lunghezze d'onda e produce una curva di riflettanza che varia in funzione di molteplici fattori quali il tipo di vegetazione e la densità, la stadio fenologico, lo stato fito-sanitario e il contenuto di umidità. L'andamento della firma spettrale è regolato, nelle bande del visibile, vicino e medio infrarosso, rispettivamente dal contenuto e tipo di pigmenti fogliari, dalla struttura della foglia e dal contenuto di acqua (Figura 12 e Figura 13). Nel visibile la frazione di energia riflessa è correlata con la presenza di pigmenti quali la clorofilla, xantofilla e carotene. La clorofilla, la cui concentrazione nelle foglie è direttamente proporzionale all'efficienza del processo di sintesi, determina l'assorbimento nel blu e nel rosso ed una riflessione dell'energia incidente nel verde. La struttura interna della foglia influisce sulla riflessione della radiazione infrarossa nell'intervallo compreso tra 0.7 e 1.35 µm (picco di riflessione): una foglia sana in questa porzione dello spettro elettromagnetico si comporta come un perfetto riflettore di energia. La misura e il monitoraggio della quantità di energia riflessa nell'intervallo dell'infrarosso vicino risulta quindi utile per determinare lo stato di salute della vegetazione. Nel dominio dell'infrarosso medio tra 1.35 e 2.70 µm le proprietà spettrali della vegetazione dipendono strettamente dal contenuto di acqua all'interno della foglia. Alti valori di radiazione riflessa corrispondono a condizioni di alto stress idrico.



Figura 12 - comportamento spettrale della vegetazione alle diverse lunghezze d'onda.



Figura 13 - grafico in cui sono rappresentati le risposte spettrali di 4 diverse specie vegetali. Il differente comportamento è funzione della struttura sia della pianta che della foglia.

Suolo

La riflettenza dei suoli varia in funzione della loro composizione chimica e fisica e del loro contenuto di umidità. Il suolo presenta caratteri specifici legati alla sua natura ed origine e a fattori ambientali che ne influenzano la composizione. Dal punto di vista spettrale le caratteristiche del suolo più interessanti dipendono dal contenuto in sostanza organica, ossidi di ferro, sali e carbonati, umidità, tessitura e struttura. Tali caratteristiche modificano la risposta del suolo singolarmente o in sinergia. In generale, comunque, come visibile dal grafico sottotante (Figura 14) la riflettanza dei suoli aumenta con la lunghezza d'onda e presenta delle diminuzioni proporzionali al contenuto di umidità in corrispondenza con i picchi di assorbimento dell'acqua (1.4, 1.9 e 2.7 \Box m) ciò è evidenziato da una flessione delle curve proporzionale al contenuto di umidità.



Figura 14 - risposte spettrali di due tipi di suolo (argilloso, limoso e sabbioso) a confronto; per ognuno inoltre sono rappresentati i diversi comportamenti in funzione della percentuale di umidità.

Acqua

La risposta spettrale dell'acqua varia, come per i suoli e la vegetazione, con la lunghezza d'onda, ma dipende fortemente dalle caratteristiche del corpo idrico (laghi, fiumi, mari) che la contiene, perché il suo comportamento spettrale contrasta con gli altri elementi del paesaggio che la circondano. Infatti lo stato fisico e la diversa composizione chimica e biologica del corpo idrico determinano comportamenti diversi nei processi fisici di assorbimento, trasmissione e riflessione dell'energia elettromagnetica (Figura 15). L'acqua, insieme all'atmosfera, non è propriamente un corpo opaco, almeno per le bande del visibile; al contrario il suo coefficiente di trasmissività risulta piuttosto elevato

soprattutto nei primi 10-20 m di profondità che definiscono la zona eufotica di penetrazione della luce. Nel visibile (400-700 nm) la radiazione solare incidente infatti penetra all'interno del corpo idrico e pertanto i valori di riflettanza sono determinati dall'interazione di più elementi quali la profondità, il tipo e il colore del materiale di fondo e la presenza e tipo di solidi sospesi; il contenuto di clorofilla ad esempio fa decrescere l'energia riflessa nel blu aumentando quella riflessa nel verde. Nel vicino e nel medio infrarosso (700-1200 nm) prevalgono i fenomeni di assorbimento della radiazione solare incidente, consentendo di distinguere nettamente l'acqua da altri elementi territoriali, quali suolo e vegetazione. A lunghezze d'onda maggiori (1.3-2.5 μ m) la riflettanza dei corpi idrici assume valori prossimi allo zero. La fase solida dell'acqua riflette molto nel visibile e in maniera piuttosto costante, da cui il colore bianco, come le nuvole, ma a differenza di queste, presenta nell'intervallo dell'infrarosso vicino compreso tra 1.3 e 3.0 μ m, valori di riflettanza molto bassa e dei picchi caratteristici in relazione alla granulometria dei suoi elementi costituenti e dello stadio di metamorfismo.



Figura 15 - confronto tra le curve di riflettività di acqua limpida rispetto a quella con sedimenti in sospensione.

In base alle considerazioni finora descritte, sinteticamente è possibile, con il telerilevamento di tipo ottico definire, in funzione degli elementi da investigare, gli intervalli spettrali idonei per caratterizzare i canali dei sensori satellitari dedicati all'EO (Figura 16):

- 0.38-0.52 μm (blu): intervallo utilizzato per lo studio della trasparenza dell'acqua a causa della sua penetrazione nei corpi idrici;
- 0.52-0.60 µm (verde): intervallo usualmente scelto per misurare il picco di riflessione della vegetazione alla lunghezza d'onda corrispondente al verde, per la determinazione dello stato di vigore della vegetazione stessa;
- 0.63-0.75 µm (rosso): intervallo fondamentale per la diversificazione tra le classi di vegetazione, per effetto dei diversi dei diversi valori di assorbimento della clorofilla tra le specie e la sensibilità al contenuto di tannini. In questa banda vengono messi in evidenza i limiti tra le zone vegetate e i suoli nudi e il disturbo dell'atmosfera è più basso che nel resto del visibile;
- 0.76-0.90 (infrarosso vicino): banda utilizzata per gli studi sulla biomassa e sulla quantità d'acqua della vegetazione; in questa regione si registrano i valori massimi di riflessione della vegetazione. Particolarmente adatta per la delimitazione delle masse d'acqua e del reticolo idrografico;

- 1.55-1.75 µm (infrarosso medio): questa banda è utile per rilevare lo stress idrico della vegetazione legato alla turgidità fogliare. Utile anche alla discriminazione di suoli con diverso contenuto di umidità, alle condizioni di drenaggio e al contenuto di sostanza organica. Risulta inoltre efficace per la distinzione tra nuvole, che assorbono e appaiono scure, e il manto nevoso, che riflette e appare chiaro;
- 2.08-2.35 µm (infrarosso medio): banda che viene scelta per la sua potenzialità nella differenziazione dei litotipi, in particolare in zone dove le rocce sono soggette ad alterazioni idrotermali;
- 3.55-3.93 μm (infrarosso medio/termico): banda adatta per studi del vapore d'acqua nel termico, questo intervallo è ancora molto influenzato dalla riflessione:
- 10.4-12.5 µm (infrarosso lontano o termico): intervallo utilizzato per il calcolo dell'evapotraspirazione delle aree vegetate. Idoneo allo studio di stress legati ad un aumento della temperatura della massa fogliare.



Figura 16 - comparazione delle risposte spettrali di acqua, vegetazione e suolo con sovrapposti i range di ripresa dei primi 4 canali del sensore TM montato sul satellite Landsat.

Le immagini satellitari ad alta risoluzione, al momento del rilevamento, contengono delle distorsioni geometriche e radiometriche che ne impediscono il corretto utilizzo nelle applicazioni cartografiche.

Le distorsioni sono dovute al sistema di acquisizione (piattaforma e sensore), al mezzo di propagazione del segnale (atmosfera), all'angolo di ripresa rispetto al nadir ed all'effetto della curvatura terrestre; i diversi livelli di correzioni geometriche determinano differenti tipologie di immagini.

Per raggiungere determinati livelli di precisione al suolo, le immagini, oltre ad essere georeferenziate devono essere elaborate tramite l'utilizzo di un certo numero di punti a coordinate note, GCP (*Ground Control Points*), identificabili sull'immagine stessa, al fine di raggiungere un'accuratezza sufficientemente alta dei pixel in termini di coordinate geografiche. La deformazione conica, creata dall'obiettivo della camera in fase di acquisizione, dà l'impressione che gli oggetti (palazzi, alberi, antenne...) tendono ad

inclinarsi verso l'esterno del fotogramma, secondo una direzione radiale rispetto al centro geometrico dell'immagine. La deformazione conica é molto più evidente nel caso di foto aeree a bassa quota, mentre diventa quasi trascurabile per sensori satellitari, nei quali però è presente un altro tipo di deformazione: la deformazione geometrica (data dalla presenza di forme di rilievo).

Tale disturbo viene limitato attraverso il processo di orto rettificazione, che corregge questo tipo di errore riportando tutto su un piano di riferimento, di modo che la distanza X sul fondovalle corrisponde ad una distanza X in cima ad una montagna. La procedura si avvale di un modello numerico del terreno possibilmente avente risoluzione spaziale analoga a quella dell'immagine impiegata, dei parametri della camera di acquisizione e degli RPC (*Rational Polynomial Coefficient*) che normalemnte vengono forniti (od estratti dall'*header* del file) con le immagini satellitari stesse.

Nel telerilevamento ottico le risoluzioni dipendono dalla qualità dei sensori, dal loro ingrandimento e dalla quota del satellite. In generale con i sensori passivi a risoluzioni diverse vengono individuati oggetti diversi:

- 10 m: vengono individuati parzialmente grandi edifici;
- 5 m: vengono riconosciuti, ma non individuati, edifici e veicoli;
- 2.5 m: vengono individuati in parte gli edifici;
- 1 m: vengono identificati gli edifici;
- 50 cm: vengono individuati porzioni di veicoli;
- 25 cm: vengono individuati i veicoli;
- 10 cm: vengono descritti i veicoli.

I vantaggi del telerilevamento ottico possono essere ricondotti alle seguenti considerazioni:

- capacità di vista sinottica della scena, ovvero possibilità di cogliere in un unico colpo d'occhio vaste scene, non dovendo così ricorrere ad una serie di immagini (da aereo) ed all'attività di mosaico delle singole riprese dell'area di interesse;
- regolarità di acquisizione, in quanto i satelliti passano regolarmente sulle diverse zone della terra. Ne consegue il vantaggio che, quasi sempre, è disponibile una scena storica di ciascuna area;
- stabilità della ripresa ottenuta grazie ai sofisticati sistemi di assetto ed all'assenza di attrito e turbolenza dell'atmosfera; i sistemi satellitari hanno una piattaforma più stabile, in quanto meno disturbata, delle piattaforme aeree, consentendo riprese a più alta precisione;
- disponibilità di dati multispettrali. Quasi tutti i satelliti ad alta risoluzione sono dotati, oltre che di sensori pancromatici, anche di sensori multispettrali, che consentono d'individuare firme spettrali utili al riconoscimento delle componenti della scena, essendo in grado di discriminare le diverse lunghezze d'onda.

Nel contempo l'uso del telerilevamento ottico comprende anche svantaggi riconducibili ai seguenti fattori:

- copertura nuvolosa: la presenza di nubi sull'area della ripresa rende impossibile l'acquisizione dei dati da satellite. In particolare per satelliti dotati di sensori pancromatici e multispettrali, che operano nel visibile, le nuvole rendono impossibile le riprese;
- illuminazione: nel caso di piattaforme satellitari dotate di sensori ottici passivi nel visibile, sono operativi solamente nelle ore diurne;

- limiti di risoluzione: attualmente la migliore risoluzione al suolo che è possibile ottenere con i satelliti commerciali è di 0.65 m, mentre la risoluzione al suolo delle riprese da aereo, in generale, è inferiore a 0.10 m;
- limitazioni sulle serie storiche, dato che riprese ad alta risoluzione da satellite sono disponibili solo dal 1999, per effettuare paragoni con situazioni in epoche anteriori è, pertanto necessario utilizzare dati provenienti da piattaforme diverse.

L'applicazione più utilizzata del telerilevamento ottico nell'analisi delle frane consiste nell'analisi multitemporale (*change detection*), ovvero nella tecnica di elaborazione di immagini al fine di identificare le trasformazioni che avvengono in un determinato territorio nel tempo. A seconda del sensore utilizzato, queste differenze dipendono dalle diverse frequenze elettromagnetiche e forniscono informazioni su diversi aspetti del terreno.

Il più semplice metodo di analisi multitemporale per lo studio delle frane è quello basato sull'interpretazione di un operatore che confronta più immagini dello stesso luogo acquisite in tempi diversi. Si tratta di una tecnica potenzialmente molto efficace, a patto di mantenere costanti le stesse metodologie e gli stessi parametri di indagine per i diversi territori indagati. Le capacità del fotointerprete di combinare in un unico approccio l'insieme delle chiavi di lettura come forma, dimensione, colore, toni, tessitura e pattern di un oggetto, con una massa di informazioni acquisite nel tempo e riassumibili nella sua esperienza, rendono questo tipo di analisi delle immagini una componente critica in molte applicazioni del Telerilevamento. Non esiste al presente nessuna macchina in grado di svolgere in modo comparabile una tale funzione. D'altro canto l'analista uomo richiede notevoli risorse in tempo ed esperienza e presenta delle grosse limitazioni nell'analisi quantitativa delle immagini. Per questo e per far fronte all'esigenza di un'analisi quantitativa, nel tempo si sono andate sviluppando tecniche di elaborazione numerica delle immagini basate sulle capacità del computer. In tal modo il calcolatore opera sulla natura radiometrica dei dati telerilevati e può migliorare la "leggibilità" visiva delle immagini stesse al fine di facilitare l'estrazione di informazioni che possono non apparire evidenti nelle immagini originali, mettendo in evidenza alcune caratteristiche di interesse e scartandone o attenuandone altre giudicate non significative nel contesto specifico.

Attualmente sono operativi diversi satelliti commerciali con a bordo sensori ad alta risoluzione, come, ad esempio, Eros A1, IKONOS, QUICKBIRD, Spot 5. Ciascuna di queste piattaforme presenta caratteristiche diverse, come discusso nella sezione 2.2.2.

2.2.1 LA FOTOGRAMMETRIA

Un utilizzo fondamentale del telerilevamento ottico riguarda la fotogrammetria, intesa come una procedura di rilevamento, prospezione e documentazione delle realtà territoriali, ambientali, urbane e architettoniche (Birardi, 1965).

Le sostanziali differenze fra il rilievo topografico e quello fotogrammetrico si basano sulle seguenti considerazioni:

• il rilievo topografico è una descrizione puntuale della realtà, mentre quello fotogrammetrico ne è una descrizione continua;

• il teodolite, con il quale viene generato un rilievo topografico, per la natura della sua funzione, ha una posizione prestabilita, mentre la camera fotografica, con la quale viene eseguita la fotogrammetria, generalmente non ha una posizione prestabilita.

La fotogrammetria è una tecnica di rilievo le cui origini sono antiche almeno quanto l'invenzione della fotografia e la cui teoria è stata sviluppata perfino prima della stessa invenzione della fotografia, come pura geometria proiettiva. La tecnica, sebbene nasca per il rilievo delle strutture architettoniche, si è sviluppata principalmente per il rilevamento del territorio, ed è stata, fino alla fine del secolo scorso, in gran parte come fotogrammetria aerea.

Sebbene la tecnica risulti ormai consolidata non deve né può sostituirsi interamente ai rilievi diretti o agli altri metodi di telerilevamento, ma può offrire solo un supporto geometricamente obbiettivo.

La fotogrammetria viene divisa in:

- fotogrammetria aerea (aerofotogrammetria), quando l'acquisizione avviene da piattaforma spaziale aerea. In questo caso la camera si trova a bordo di aeromobili e l'oggetto inquadrato è il territorio;
- fotogrammetria terrestre, quando le riprese vengono effettuate con camere posizionate a terra e gli oggetti rilevati sono parti di queste.

Nella prassi consolidata si identifica come *Close-Range Photogrammetry*, fotogrammetria dei vicini o terrestre, quando gli oggetti interessati risultano situati ad una distanza inferiore a ca. 300 m dalla camera da presa fotogrammetrica e come *Long-Range Photogrammetry* (fotogrammetria dei lontani o aerea), quando gli oggetti sono situati a distanze maggiori. Il limite dei 300 m costituisce anche la delimitazione della quota di sicurezza per le riprese da aeromobile.

Il processo fotogrammetrico tradizionale è riassumibile in:

- 1. acquisizione/registrazione delle immagini;
- 2. orientamento delle immagini e ricostruzione del modello tridimensionale attraverso tecniche stereoscopiche;
- 3. restituzione, cioè misura dell'oggetto e formalizzazione numerica o grafica delle sue caratteristiche dimensionali.

In base alla forma di rappresentazione del dato, e quindi degli strumenti utilizzati per la restituzione, si distingue tra:

- fotogrammetria tradizionale, se l'immagine disponibile è su supporto fotografico;
- fotogrammetria digitale, se l'immagine è registrata in forma digitale.

La ricostruzione delle immagini passa attraverso due approcci:

- processo analogico, in cui è l'azione fisica di componenti ottici, meccanici ed elettronici a ricostruire le corrispondenze geometriche (sistema ormai superato);
- processo analitico, in cui la ricostruzione è affidata alla modellazione matematica rigorosa supportata dall'elaborazione digitale.

I prodotti che il procedimento fotogrammetrico è in grado di generare sono di due tipi:

- prodotti immagine, derivati da immagini originali per trasformazioni geometriche più o meno complesse:
 - raddrizzamento di immagini o fotopiano: procedimento applicabile solo ad oggetti perfettamente piani o con variazioni altimetriche (profondità) tali da generare errori trascurabili alla scala di rappresentazione scelta;

- ortofoto: attraverso un modello geometrico tridimensionale l'immagine viene geometricamente corretta (passando dalla prospettiva di acquisizione ad una proiezione ortogonale) in modo che la scala sia uniforme;
- mosaici: accorpamenti di immagini singole raddrizzate o ortorettificate per realizzare una copertura unitaria dell'area di interesse;
- prodotti numerici puntuali o vettoriali, in cui la restituzione passa attraverso la determinazione di punti oggetto in un sistema di riferimento tridimensionale:
 - cartografie: carte topografiche planimetriche corredate da informazioni altimetriche (punti quotati o curve di livello);
 - disegni architettonici vettoriali in proiezione ortogonale (principalmente in alzato);
 - profili (rispetto ad un piano orizzontale o verticale di riferimento).

Il prodotto immagine più utilizzato per scopi geologici risulta l'ortofoto (Figura 17) poiché il processo che lo genera compensa gli errori causati dai dislivelli presenti nella scena, potendo così ottenere carte topografiche fotografiche raddrizzate, cioè viste da una direzione ortogonale al piano di riferimento e da distanza infinita (proiezione ortogonale). Il metodo su cui si basa la generazione di ortofoto è riconducibile ad una scalatura differenziale condotta per aree regolari definite mediante una griglia che rappresenta l'andamento del terreno nel sistema di coordinate prescelto e sulla base della conoscenza di un adeguato numero di punti d'appoggio a terra riconoscibili nell'immagine. In prima istanza vengono ricavate le coordinate del centro di presa e l'orientamento assoluto del fotogramma e vengono elaborate le scalature ed i ricampionamenti differenziali, area per area. In seconda istanza viene imposto il rispetto delle condizioni di appoggio, in modo da compensare le variazioni indotte ed ottenere un'immagine raddrizzata. In tutti i punti l'immagine digitale risulta così georiferita ed è sovrapponibile ad elaborati cartografici

Rispetto alla cartografia tradizionale, l'ortofoto contiene un maggior numero di informazioni per scopi interpretativi, ma un minor numero di dati tecnici, come quote, curve di livello, simboli, perimetrazioni.



Figura 17 - schema di realizzazione di un'ortofoto ed esempio di ortofoto 3d.

2.2.2 SATELLITI UTILIZZATI NEL TELERILEVAMENTO OTTICO

I satelliti attualmente più utilizzati per scopi di EO sono i satelliti commerciali, ovvero piattaforme civili gestite da società che offrono servizi spaziali (telerilevamento, sperimentazioni, ecc.) a pagamento.

A partire dagli anni '80, gli americani impiegano grandi satelliti di notevole peso, dotati di telescopi di notevole potenza e imbarcanti elevati quantitativi di propellente. I KH-11 americani pesavano 13. 5 t, avevano telescopi con un diametro di 2.3 m con una risoluzione riportata in letteratura di 15 cm, ma, secondo varie fonti, decisamente migliore. In campo civile, nel 1972 la NASA lanciava il Landsat 1, capostipite dei cosiddetti satelliti per risorse terrestri, che fornisce tuttora delle immagini con una risoluzione di 100 m, che raggiunse i 30 m, prima che il Dipartimento della Difesa Americana ne vietasse ulteriori sviluppi per ragioni di sicurezza. Dal punto di vista militare, le risoluzioni erano poco interessanti ma questo satellite ha introdotto la capacità multispettrale; poteva cioè effettuare riprese in varie lunghezze d'onda separatamente. L'immagine può essere ricostruita a falsi colori, attribuendo cioè un colore convenzionale a determinate bande di frequenza (per esempio, di solito nelle immagini a falsi colori la vegetazione compare con varie sfumature di rosso). Questa tecnica ha consentito di distinguere le varie tipologie di terreno e di culture, e persino di distinguere la vegetazione sana da quella malata.

Nel 1986 i francesi lanciavano il primo satellite della serie SPOT-1 (*Satellite Pour l'Observation de la Terre*), le cui immagini venivano rese disponibili sul mercato, commercializzate dalla società Spotimage. Questo satellite aveva una minor risoluzione spettrale degli americani Landsat, ma aveva una miglior risoluzione geometrica e poteva lavorare anche nel pancromatico con una risoluzione dell'ordine dei dieci metri, e quindi già d'interesse militare. Per la prima volta, quindi, anche le nazioni che non disponevano di satelliti propri potevano acquistare sul mercato immagini d'interesse militare; possibilità che è andata crescendo nel tempo, specie dopo la caduta dell'Unione Sovietica, quando hanno cominciato ad essere disponibili sul mercato immagini di risoluzione metrica, riprese dai satelliti militari russi.

Agli inizi degli anni '90, i paesi dell'Unione Europea decisero di dotarsi di un sistema di osservazione da satellite, completo di satelliti, Centro Controllo Satelliti, stazioni di terra e un centro di elaborazione dati da installare a Torrejon, in Spagna. Fu condotto uno studio durato circa tre anni, che concluse che per soddisfare il requisito occorrevano due satelliti ottici con sensori multispettrale e IR, tre satelliti dotati di SAR, due satelliti geostazionari DRS per la trasmissione dei comandi ai satelliti e quella dei dati verso terra, nonché un numero imprecisato di piccoli satelliti per l'osservazione di obiettivi specifici. I satelliti ottici, costituiti da un potente telescopio analogo al telescopio spaziale Hubble della NASA, avrebbero dovuto essere posti in orbita eliosincrona near noon (con passaggi cioè circa un'ora prima o dopo il mezzogiorno locale, quando c'è molta luce e le ombre sono abbastanza lunghe da permettere di ottenere immagini nitide), e avrebbero dovuto essere dotati anche di un sensore IR per l'osservazione notturna. Mentre si effettuavano questi studi, Francia, Spagna ed Italia (che già dal 1964. aveva in orbita i cinque satelliti italiani della serie San Marco) si erano associati per la realizzazione, il lancio e l'utilizzo del satellite HELIOS. Questo satellite ottico con risoluzione metrica; andava posto in orbita eliosincrona near noon, aveva capacità di osservazione laterale mediante bascula mento del satellite e poteva anche basculare in senso longitudinale, osservando un determinato obiettivo per tempi più lunghi in modo da migliorare la risoluzione dell'immagine. Sebbene HELIOS fosse ben più limitato della costellazione di satelliti proposti per lo UEO, era sufficiente per soddisfare le esigenze dei tre paesi interessati e costituiva, soprattutto, una soluzione molto più economica. I costi esorbitanti del sistema UEO portarono alla decisione di realizzare il solo centro di Torrejon, che avrebbe lavorato su dati acquistati da HELIOS e dai satelliti commerciali che iniziavano a diffondersi, specie dopo il crollo dell'Unione Sovietica.

Gli Stati Uniti nel 1993 autorizzano la commercializzazione di immagini ottenute con satelliti civili a risoluzione di 3 m; che nell'anno successivo raggiunge il valore inferiori (KH-11).

Nel 1999 è iniziata la nuova rivoluzione del telerilevamento satellitare: il satellite IKONOS invia a terra le prime immagini digitali con risoluzione di 1 m. Successivamente sono lanciati altri satelliti che acquisiscono immagini ad altissima risoluzione:EROS, QUICKBIRD, SPOT 5 e ORBVIEW, dotati di sensori che permettono l'acquisizione di immagini in modalità pancromatica e multispettrale (ad eccezione di EROS A1), VHR (Very High Resolution) con caratteristiche nominali di risoluzione (compresa tra 0.6 m e 1.8 m) compatibili tra l'altro con quelle della cartografia a media e grande scala (1:25000 - 1:5000). In Tabella 2 vengono visualizzate le caratteristiche dei satelliti ottici più utilizzati specialmente nel campo delle applicazioni geologiche.

Ad oggi il satellite ottico più avanzato risulta GEO-Eye-1, lanciato a Settembre 2008, di cui Google utilizzerà le immagini nel suo servizio di Google Earth. Il satellite raccoglie immagini a risoluzione di 0.41 m in modalità pancromatica (benché le attuali leggi governative americane limitino la definizione delle immagini ad uso civile a 0.5 m) e di 1.65 m in modalità multispettrale, con un'accuratezza di 3 m e tempo di rivisita di 3 giorni.

	EROS A1	IKONOS	QUICKIRD	SPOT 5
Altitudine dell'orbita (km)	480	681	450	832
Dimensione della scana (km²)	169	120	272	3600
Risoluzione max PAN (m al nadir)	1	0.82	0.61	5
Risoluzione max multisp. (m al nadir)	2.76	3.2	2.44	10
Periodo di rivisita (giorni)	2.5	1.5 – 2.9	2-5	26
Prezzo per nuove acquisizioni (\$/km²)	10	30	22.5	0.75
Prezzo per immagini di archivio (\$/km²)	5	24	22.5	-
Dimensione min acquistabile nuove acquis. (km²)	-	100	64	400
Dimensione min acquistabile imm.archivio (km²)	5	80	25	400
Tempo min di risposta dall'ordine. (giorni)	3-5	50	90	30
Tempi di consegna dall.acquisizione	30'-48 h	10 gg	10 gg	10 gg

Tabella 2 - tabella riassuntiva dei satelliti ottici più utilizzati per applicazioni geologiche.

Di seguito vengono brevemente descritti i satelliti di tipo passivo più ampiamente sfruttati nelle applicazioni su dissesti e movimenti della superficie terrestre (Shi & Shaker, 2003; Nichol *et al.*, 2006; Weirich & Blesius, 2007; Fu *et al.*, 2007; Hester 2008.)

IKONOS

Il satellite IKONOS è stato lanciato nel settembre 1999, dalla *Space Imaging* ed è operativo dall'inizio del 2000 inviando immagini di qualità fotografica da tutto il mondo (Figura 18). IKONOS viaggia su un'orbita quasi polare ed eliosincrona a 680 km di altezza, è dotato di 2 sensori: uno pancromatico (PAN) con una risoluzione geometrica di 1 m al suolo con una elevata larghezza di banda (fino al vicino infrarosso) ed un sensore multispettrale (MS) che opera su 4 bande (3 nel visibile ed 1 nell'infrarosso) con una risoluzione geometrica al suolo di 4 m. La risoluzione radiometrica di IKONOS è 11 bit per pixel (2048 tonalità di grigio) offrendo molte più informazioni dei normali dati a 8 bit (256 tonalità di grigio). IKONOS dispone di strumenti di visualizzazione trasversale e longitudinale che permettono acquisizioni flessibili dei dati e possibilità di frequenti rivisitazioni (3 giorni, alla risoluzione di 1 m e 1-2 giorni alla risoluzione di 1.5 m) grazie alla possibilità di inclinare il sensore lateralmente alla traccia dell'orbita fino a 26°. I prodotti IKONOS sono distribuiti in tre diverse modalità:

- GEO: le immagini sono geometricamente corrette ed ortorettificate. Il livello standard di accuratezza è di 25 m, escludendo gli effetti provocati da spostamenti del terreno;
- STEREO: i prodotti sono ottenuti da stereo-coppie acquisite nello stesso passaggio orbitale, minimizzando così le variazioni di luminosità; le immagini sono riproiettate e ricampionate a 1 m in modo da permetterne un più facile visualizzazione;
- ORTORETTIFICATI: i prodotti vengono distribuiti secondo diversi livelli di accuratezza (12 m; 5 m; 2m; 1m).



Figura 18 - immagine IKONOS del vulcano Anak Krakatau nello Stretto di Sunda (Oceano Indiano) dell'11 Giugno 2005 (sinistra) ed immagine IKONOS della città di Venezia del 27 Novembre 2000 (destra). Copyright: Space Imaging.

QUICKBIRD

Il satellite QUICKBIRD è stato lanciato dalla DigitalGlobe il 18 Ottobre 2001, ed è in fase operativa dal 2003, anch'esso di tipo commerciale, possiede il medesimo numero di bande e caratteristiche spettrali dell'IKONOS: 3 bande nel visibile-NIR (infrarosso vicino) di risoluzione massima di 2.44 m ed 1 banda nel pancromatico (PAN) in grado di raggiungere una risoluzione di 61 cm. Attraverso tecniche di *pan-sharpening* è possibile integrare i dati multispettrali con la risoluzione spaziale della banda PAN e ottenere la risoluzione di 0.60 m anche per le immagini multispettrali (Figura 19). Il satellite ha capacità stereoscopiche *intrack*, cioè è in grado di acquisire coppie stereo lungo la stessa orbita. I dati QUICKBIRD sono disponibili sostanzialmente secondo due tipologie di

prodotto: Basic e Standard. Il prodotto Basic, al quale sono applicate solo correzioni radiometriche e di sensore, è basato sulla singolo scena di ca. 16.5 x 16.5 km. Il prodotto Standard, al quale vengono applicate anche le correzioni geometriche, oltre a quelle utilizzate nel prodotto Basic, può essere acquistato anche per un'area inferiore alla singola scena e il pixel viene ricampionato ad un dimensione di 0.6-0.7 m. I dati QUICKBIRD sono distribuiti in esclusiva per tutta Europa da Eurimage, con l'eccezione dell'Italia ove la distribuzione è effettuata da Telespazio.



Figura 19 - immagine QUICKBIRD del vulcano Anak Krakatau nello Stretto di Sunda (Oceano Indiano) (sinistra) ed immagine QUICKBIRD della città di Venezia (destra). Copyright: Digitalglobe.

2.3 Telerilevamento alle microonde

Nella regione spettrale delle microonde lo strumento più utilizzato per il telerilevamento è il radar; esso illumina la scena con impulsi elettromagnetici da più punti di vista, ne rileva i vari ritorni dovuti alla retrodiffusione e combina questi dati per formare un'immagine.

Il radar, quindi, si basa sull'emissione di onde elettromagnetiche e sulla rilevazione della frazione dell'energia retrodiffusa dal mezzo osservato. Dalle caratteristiche del segnale di ritorno vengono estratte informazioni sulle proprietà e sulla posizione dell'oggetto osservato.

Poiché i meccanismi di interazione in questa regione dello spettro elettromagnetico le cui bande relative sono schematizzate in Tabella 3, sono diversi da quelli che intervengono nel visibile, l'interpretazione delle immagini radar è molto meno intuitiva rispetto all'interpretazione delle immagini ottiche. Le risoluzioni ottenibili con i sistemi radar vanno da decine di metri a meno di un metro.

Sigla della banda	Gamma di frequenza GHz	Applicazioni
L	1 – 2	JERS, telefonia gsm, controllo del traffico aereo a lungo raggio e sorveglianza, GPS
S	2-4	radar meteo e satelliti per comunicazioni, forni, Bluetooth, Wi-Fi
С	4 - 8	Osservazioni SAR da satellite (ERS,ENVISAT, ecc.)
Х	8-12	Puntamento missili, orientamento, radar multifunzionali terrestri, impieghi marittimi, comunicazioni satellitari
Ku	12 - 18	Osservazioni SAR da terra (LiSA), altimetria satellitare
K	18 - 26	Antifurti
Ka	26-40	satellite multimediale e per le comunicazioni, <i>seeker</i> missilistici, sorveglianza aeroportuale e traffico a terra

Q	30 - 50	Auto collisione autoveicoli
U	40 - 60	
V	50 - 75	
E	60 - 90	
W	75 – 110	Armi a microonde
F	90 - 140	Radar meteo dallo spazio
D	110 - 170	

Tabella 3 - banda di frequenza delle microonde secondo la Radio Society of Great Britain (RSGB) e relative applicazioni.

2.3.1 TIPOLOGIE DI RADAR

I radar utilizzati nel telerilevamento possono essere raggruppati in tre categorie:

- radar per immagini;
- scatterometri;
- altimetri.

Il radar per immagini si suddivide ulteriormente in

- RAR (Real Aperture Radar);
- SAR (Synthetic Aperture Radar).

I sistemi montati su aereo operano con angoli di incidenza maggiori (fino a 60°-70°) e quindi producono immagini maggiormente soggette a distorsioni ed ombre rispetto ai dati ottenuti dai satelliti, i quali seppur operando a centinaia di km di distanza dalla superficie e con angoli di vista ridotti (5°-45°), presentano condizioni di acquisizione più omogenee e minore influenza dalla geometria di acquisizione. I sistemi su aereo risultano più flessibili nell'impiego ma rilevano porzioni di territorio molto minori rispetto a quelle indagate dai sistemi su satellite. Inoltre, i sistemi su aereo sono soggetti ad errori legati alle variazioni dell'assetto di volo, mentre quelli su satellite risultano più stabili.

Il radar per immagini in generale emette energia nella direzione ortogonale a quella di volo, misura il tempo di ritorno (distanza) e la quantità d'energia di ritorno (effetto della retrodiffusione). La dimensione dell'area irradiata è determinata da due risoluzioni spaziali, quella lungo la direzione di propagazione (*range*) e quella nella direzione ad essa ortogonale (*cross-range* o *azimut*), parallela alla linea di volo. L'ampiezza del fascio radar, a parità di altri parametri, è condizionata dalla dimensione dell'antenna, ovvero dal rapporto fra questa e la lunghezza d'onda; ciò comporta che più lunga è l'antenna, più stretto è il fascio e quindi più alta è la risoluzione spaziale in azimut. Quindi la risoluzione è fortemente condizionata dalla dimensioni dell'antenna. A titolo d'esempio in un sistema RAR, se si considerano le caratteristiche di un sistema satellitare realistico, ovvero dimensioni fisiche dell'antenna dell'ordine di alcuni metri, lunghezze d'onda dell'ordine dei centrimetri e distanze dal bersaglio dell'ordine delle centinaia di chilometri, la risoluzione non può essere inferiore a qualche centinaio di metri, valori che ne renderebbero inutile l'impiego da satellite.

Al fine di migliorare la risoluzione è stato sviluppato il SAR (Curlander & Mcdonough, 1991). Tale sistema si basa sulla multispazialità e multitemporalità con cui viene illuminato uno stesso punto e di simulare (per questo si parla di antenna sintetica) un'antenna di grandi dimensioni e migliorare di conseguenza la risoluzione. Raccogliendo tutti gli echi relativi a diversi istanti di emissione degli impulsi, sotto opportune ipotesi semplificative, è possibile supporre che essi derivano da porzioni diverse di un'unica grande antenna che presenta naturalmente dimensioni globali di gran lunga superiori a quelle dell'antenna reale. Dall'elaborazione di tali echi è possibile ricostruire quello che sarebbe stato il segnale di ritorno misurato dell'antenna lunga (cioè quella composta dagli elementi fittizi), a condizione che la scena non sia cambiata da un'acquisizione all'altra.

La risoluzione a terra è quindi legata alla lunghezza dell'antenna sintetica piuttosto che a quella dell'antenna reale.

2.3.2 SENSORISTICA SAR UTILIZZATA

Di seguito viene riportata una breve descrizione dei principali satelliti con sensori SAR (Figura 25) a bordo suddivisi in base alle bande di frequenze (X-C-L). Ulteriori informazioni su queste missioni si possono trovare nei numerosi lavori presenti in letteratura sull'argomento (come Zandbergen *et al.*, 1997; D'Elia & Jutz, 1997) oppure consultando i siti internet delle varie agenzie spaziali nazionali che gestiscono i satelliti.

Banda X

TerraSAR-X

Il satellite TerraSAR-X, lanciato a Giugno 2007 (Figura 20) in collaborazione tra la DLR (agenzia spaziale tedesca) e la EADS Astrium invia dati da Gennaio 2008. I tempi di rivisita del satellite sono di ca. 11 giorni, ma grazie alle caratteristiche di acquisizione (swath overlay) è possibile acquisire immagini su una qualsiasi area del pianeta nel giro di massimo 2.5 giorni. Le immagini TerraSAR-X possono essere acquisite in tre diverse modalità, passando da una modalità ad un'altra nell'arco di soli 3 s: Spotlight (fino a 1 m di risoluzione), StripMap (fino a 3 m di risoluzione) e ScanSAR (fino a 16 m di risoluzione). In modalità Spotlight (swath 10 km x 5 o 10 km) il volo il satellite è in grado di indirizzare il raggio radar su una specifica area di interesse cercando di "illuminarla" per un periodo di tempo che sia il più lungo possibile al fine di migliorare la risoluzione ed ottenere così una risoluzione massima di 1 m; in modalità StripMap (swath 30 km x 1.5 km), il satellite prevede l'acquisizione di un'area di maggiori dimensioni grazie all'invio di una serie di impulsi radar che vengono emessi in sequenza dal sensore; in modalità ScanSAR (swath 100 km x 1.5 km) il satellite è in grado di acquisire in una sola settimana fino a 100.000 km² di immagini radar alla risoluzione di 16 m. Grazie all'acquisizione di 4 strisciate adiacenti tra di loro lo swath raggiunge i 100 km.



Figura 20 - satellite TerraSAR-X (sinistra) e prime immagini ottenute in Russia, Novembre 2008 (centro) e in Norvegia (destra). Copyright Infoterra.

COSMO-SkyMed

COSMO-SkyMed (Constellation of Small Satellites for Mediterranean basin Observation) è una costellazione di quattro satelliti di osservazione terrestre, realizzata dall'azienda italiana Thales Alenia Space per conto dell'Agenzia Spaziale Italiana (ASI). I primi due satelliti sono stati lanciati nel 2007, mentre il terzo nell'Ottobre 2008. Nonostante il lancio del quarto ed ultimo satellite sia previsto per l'anno 2010, Cosmo-SkyMed è già in funzione e dai primi test ha dimostrato di essere uno strumento molto utile ed efficiente, fornendo immagini sui disastri naturali che hanno colpito alcune zone della Terra negli ultimi mesi (ad esempio il terremoto di Sichuan, Salvi et al., 2008 o l'eruzione dell'Etna del Maggio 2008, Figura 21), e dando dunque la possibilità alle istituzioni internazionali ed alle organizzazioni umanitarie di gestire le emergenze. Il sistema lavora in tre modalità operative: Routine: modalità operativa nominale nella quale la pianificazione viene effettuata ogni 24 ore; Crisi: modalità operativa nella quale la pianificazione viene effettuata ogni 12 ore. In questa modalità è possibile definire aree sulle quali tutte le richieste di ripresa dovranno avere priorità assoluta; Emergenza: modalità operativa attivata in circostanze eccezionali al fine di ottenere un'acquisizione nel più breve tempo possibile. Nelle tre modalità il satellite è in grado di acquisire a quattro diverse risoluzioni: Spotlight 1 ad elevatissima risoluzione spaziale (per uso militare); Spotlight 2 ad elevata risoluzione spaziale; StripMap a risoluzione spaziale media e capacità polarimetriche e Scansar a bassa risoluzione spaziale ed ampio campo di vista.



Figura 21 - satellite COSMO-SkyMed (sinistra) ed immagini di COSMO-SkyMed della parte sommitale dell'Etna effettuata prima (centro) e dopo (destra) l'episodio eruttivo del 13 Maggio 2008 (concessione del Dipartimento di Protezione Civile).

Banda C

ERS-1 ed ERS-2

Nel 1991 l'Agenzia Spaziale Europea (ESA) lanciò il primo satellite europeo ad orbita polare dotato del sensore AMI (Active Microwave Instrument), un SAR indicato per le applicazioni terrestri, quali lo studio dei ghiacci, delle strutture geologiche e delle risorse ambientali in genere. L'orbita iniziale aveva un tempo di rivisitazione di tre giorni (Commissioning Phase) usato per verificare il sistema, validare i dati e compiere esperimenti sull'interferometria SAR. Successivamente furono attivate varie fasi, con tempo di rivisitazione di 35 giorni, un intervallo di 176 giorni, per poi tornare a 3 giorni ed infine di nuovo 35 giorni. Il sistema utilizzava la banda C ($\lambda = 5.6$ cm), una sola polarizzazione (VV) e la risoluzione spaziale migliore era 8 m in range e 4 m in azimut. Inizialmente nessuna applicazione interferometrica era stata prevista. Il successo di questa missione per le applicazioni interferometriche derivò dalle capacità della piattaforma di essere molto stabile e di ripetere in maniera precisa le orbite, caratteristiche che, grazie alle prestazioni del vettore, suggerirono un prolungamento della durata della missione di alcuni anni. Per queste ragioni ESA decise di mettere in orbita un secondo satellite, ERS-2, con le stesse caratteristiche e per un periodo, tra il 1995 ed il 1996, i due satelliti operarono in "tandem", ovvero ripercorrendo la stessa orbita a distanza di 24 ore. Questo sistema era in grado di fornire coppie di immagini molto utili per l'interferometria limitando i problemi di perdita di coerenza che si avevano con un intervallo temporale più lungo. Sebbene nel Gennaio 2001 a causa della rottura di un giroscopio, la stabilità della piattaforma di ERS-2 sia stata notevolmente compromessa, questo satellite è tuttora operativo con un tempo di rivisitazione di 35 giorni (Figura 22). I dati forniti a partire dalla data della rottura del giroscopio non risultano sempre utilizzabili per scopi interferometrici, poiché non conoscendo la geometria di acquisizione non è possibile determinare la baseline (sezione 2.3.3) da associare all'altra acquisizione richiesta (sezione 2.3.3) per applicare alla tecnica di interferometria.



Figura 22 - immagine dello Stretto di Messina composta da 3 immagini ERS-2 SAR PRI (*Precision Radar Image*) acquisite in date differenti e ad ognuna delle quali è stato assegnato un colore (RGB). (http://earth.esa.int/)

RADARSAT-1 e RADARSAT-2

Il primo satellite canadese per l'osservazione della Terra, lanciato nel Novembre 1995 dalla CNA (*Canadian Space Agency*) e progettato per una missione della durata di 5 anni, è ancora attivo. Utilizza un sensore SAR in banda C, con polarizzazione HH ed offre la possibilità di scegliere da terra 7 diversi angoli di incidenza compresi tra i 20° ed i 49° con una risoluzione in *range* variabile tra i 10 m ed i 100 m. Il tempo di rivisitazione sulla stessa zona è di 24 giorni. A differenza degli altri satelliti descritti precedentemente, l'acquisizione delle immagini di RADARSAT-1 avviene generalmente "on demand" e questo limita molto la possibilità di utilizzare dati di archivio per poter seguire l'evoluzione temporale passata di un fenomeno deformativo. Grazie ad un accordo tra Radarsat International (la società che gestisce il satellite e commercializza i suoi dati) e TeleRilevamento Europa (una società di spin-off del Politecnico di Milano), a partire da Marzo 2003 il satellite RADARSAT-1 acquisisce immagini sull'intero territorio italiano ogni 24 giorni in modalità standard, sia lungo orbite ascendenti che discendenti. In aggiunta sono state richieste delle acquisizioni del satellite in modalità Fine Beam (risoluzione di 8 m) su alcune aree sensibili, quali Venezia, Torino, Roma, Napoli, Ancona e Crotone. Il 14 Dicembre 2007 è stato lanciato RADARSAT-2 dalla base Baikonur Cosmodrome in Kazakhstan, che ha quasi la stessa orbita di RADARSAT-1 con un ritardo di 30 minuti, per permettere le applicazioni interferometriche. Questo nuovo
satellite offre nuove possibilità rispetto a RADARSAT-1, grazie ad una tecnologia più avanzata. Tra queste ci sono: una migliore risoluzione, flessibilità nella selezione della polarizzazione, possibilità di acquisizione di immagini con *left e right-looking* (Tabella 4).

Satellite	RADARSAT-1	RADARSAT- 2	benefici
risoluzione spaziale	10-100 m	3-100 m	modalità Ultra-Fine beam
polarizzazione	НН	HH, HV, VV e VH	migliore discriminazione dei tipi di superficie e migliore capacità di classificazione dei terreni
direzione di vista	Right looking	Left-right looking	minor tempo di rivisitazione
GPS	Assente	presente	informazioni sulla posizione in tempo reale entro ±60m
controllo di imbardata	Assente	presente	miglior facilità a processare le immagini

Tabella 4 - caratteristiche e differenze fra i satelliti RADARSAT.

ENVISAT

ENVISAT è il satellite dell'ESA lanciato nel Novembre del 2002, dotato di un pacchetto di 10 strumenti fra i quali ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*), il SAR montato a bordo del satellite, installato per dare continuità ai dati forniti dalle missioni ERS. Lo strumento acquisisce in banda C (5.33 GHz), con due polarizzazioni (HH e VV), con un leggero *shift* nella frequenza rispetto ad ERS1/2 che rende però difficoltosa la combinazione dei suoi dati con quelli di ERS1/2. Acquisisce con 7 angoli di incidenza, compresi tra i 15° ed i 45°, con conseguente variazione nella dimensione della scena osservata in una singola immagine. La risoluzione spaziale per immagini di 100 km per 100 km risulta di ca. 20 m, sia in *range* che in azimut. Il satellite ha un'orbita eliosincrona, con lo stesso tempo di rivisitazione di ERS-2 (35 giorni).

In Tabella 5 viene riportata una sintesi delle principali caratteristiche dei satelliti con sensori SAR passati e attualmente operativi.

Satellite	ERS-1	ERS-2	Radarsat-1	Radarsat-2	Envisat	
Nazionalità	Europa	Europa	Canada	Canada	Europa	
Agenzia	ESA	ESA	CSA/USA	CSA/USA	ESA	
Data di lancio	16/07/91	20/07/95	04/11/95	17/11/07	1/3/02	
Bande	С	С	С	С	С	
Polarizzazione	VV	VV	НН	HH, HV, VV e VH	VV/HH	
Ang. Incid. (°)	23	23	20-50	20 - 50	15-45	
Risol. Range (m)	8	8	8 ÷ 100	3÷ 100	8÷?	
Risol. Azim. (m)	4	4	8 ÷ 100	3 ÷ 100	4÷?	
Largh. Scena (km)	100	100	10 ÷ 500	10 ÷ 500	100	
Alt. Orbitale (km)	780	780	800	800	780	
Tempo ripas. (g)	3, 35, 176	35	24	24	35	

Tabella 5 - caratteristiche operative delle missioni satellitari SAR in banda C.

Banda L

SEASAT

Il SEASAT, primo radar al apertura sintetica installato sul *Sea Surveillance Satellite* nel 1978, comprendeva un radar a singola frequenza (banda L, $\lambda = 24$ cm), polarizzazione VV, angolo di vista fisso (20°) e fu lanciato con un'orbita inclinata di 108° ad un'altitudine di 800 km. La missione terminò dopo 105 giorni, a causa di un malfunzionamento del sistema di alimentazione.

<u>SIR-A</u>

Il SIR-A, lanciato a bordo del STS-2 nel 1981 e rimasto operativo fino a Marzo 1982, era un radar in banda L con un angolo di vista di 50°. Tutti i dati del SIR-A furono otticamente registrati e correlati. Il SIR-A produsse immagini di canali di drenaggio sepolti nel zona Sud dell'Egitto, di regioni coperte da formazioni nuvolose e di fenomeni oceanici dinamici. Furono prodotte immagini di circa 107 km² con una "impronta a terra" di 50 km e una risoluzione di 40 m.

<u>SIR-B</u>

SIR-B, lanciato a bordo del STS-41G nel 1984, ma produttivo per una sola settimana, aggiunse la possibilità di un angolo di vista variabile e un registratore di immagini digitali al sistema radar in singola polarizzazione in banda L. Le immagini venivano registrate e inviate a terra attraverso il *Tracking and Data Relay Satellite System* (TDRSS) a 46 Mb/s in banda Ku. A causa dei problemi del sistema in banda Ku la larghezza dell'impronta a terra dell'antenna variava da 10 a 50 km. Il SIR-B produsse le prime coppie di immagini radar necessarie per creare mappe topografiche tridimensionali. L'angolo di incidenza variabile fu usato per identificare le segnature radar di diversi tipi di terreno e di vegetazione.

In Figura 23 sono mostrate le aree coperte dai tre satelliti operanti in banda L sopra menzionati.



JPL SEASAT, SIR-A AND SIR-B DATA COVERAGE

Figura 23 - mappa di copertura dei satelliti operanti in banda L SEASAT (area in tratteggio), SIR-A (aree delimitate dalle linee rosse) e SIR-B (aree delimitate dalle linee azzurre).

JERS-1

Il satellite JERS-1 è stato lanciato nel 1992 in collaborazione tra il *Ministry of International Trade and Industry* (MITI) giapponese e la *National Space Development Agency* (NASDA-JAXA). Il sistema SAR, rimasto operativo fino ad Ottobre 1998, ha trasmesso onde in banda L, con polarizzazione HH ed un tempo di rivisitazione di 44 giorni. I parametri di misura del satellite inizialmente possono essere considerati quasi identici rispetto a quelli utilizzati nel satellite SEASAT ma, affinché la strumentazione potesse offrire la miglior risposta ai fini della sua applicazione principale (geologia e cartografia), l'angolo di incidenza fu portato da 23° a 35°, in modo da ridurre la distorsione dell'immagine derivante dai rilievi topografici. Come conseguenza del maggiore angolo di incidenza la risoluzione migliorò da 25 a 18 m.

<u>ALOS</u>

Advanced Land Observing Satellite (ALOS) è stato lanciato il 24 Gennaio 2006, dall'agenzia aerospaziale Giappone (JAXA) come proseguimento del satellite JERS-1 e ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite). ALOS è uno dei più grandi satelliti di osservazione della Terra mai sviluppato ed è in grado di fornire mappe per il Giappone e altri paesi, compresi quelli in Asia-Pacifico. Il sistema esegue osservazioni regionali per lo sviluppo sostenibile, i monitoraggi delle catastrofi in tutto il mondo, le analisi per le risorse naturali e lo sviluppo di tecnologie necessarie per il futuro delle osservazioni satellitari della Terra. ALOS completa un'orbita in 99 minuti con frequenza di rivisatazione nadirale di 46 giorni e risoluzione masima di 2.5 m. A bordo del satellite sono presenti tre sistemi di sensori diversi: Panchromatic Remote-sensing Instrument for *Stereo Mapping* (PRISM); *Advanced Visible and Near Infrared Radiometer* (AVINIR-2); *Array type L-band Synthetic Aperture Radar* (PALSAR).

Molte delle immagini prodotte dal satellite sono visualizzabili gratuitamente attraverso l'applicativo di Google Earth, come riportato in Figura 24.



Figura 24 - esempio di immagine SAR prodotta dal satellite ALOS in prossimità dell'area indonesiana. Le immagini sono rese visualizzabili nell'applicativo gratuito Google Earth.

Banda L e C e X

SIR-C/X-SAR

Il sistema Shuttle Imaging Radar-C/X- Synthetic Aperture Radar, SIR-C/X-SAR, fu lanciato a bordo dello Space Shuttle nel 1994. La combinazione dei sistemi SIR-C/X-SAR, anche nota come SRL, in collaborazione con la Germania (Microwave Remote Sensing Experiment, MRSE) e l'Italia permise l'acquisizione di immagini a tre diverse lunghezze d'onda: banda L e banda C in quadrupla polarizzazione e banda X in singola polarizzazione (VV). La possibilità di usare diverse frequenze permise di ottenere informazioni, su larga scala della superficie terrestre, non ottenibili con i primi esperimenti a singola frequenza. Il SIR-C/X-SAR aveva inoltre l'angolo di vista variabile e l'angolo di incidenza compreso tra 20° e 65°. La tipica dimensione per un'immagine prodotta con il SIR-C/X-SAR era di 50 x 100 km con risoluzione compresa tra 10 e 25 m in entrambe le direzioni. Oltre ai modi di acquisizione di immagini dei voli SRL richiesti per fini scientifici, furono previsti nel progetto del SIR-C anche un numero di modi sperimentali per lo sviluppo tecnologico. Uno di questi era lo SCANSAR, una tecnica di acquisizione di immagini attraverso un'impronta a terra molto larga ottenuta variando elettronicamente l'orientazione del fascio nella direzione perpendicolare alla direzione di volo (cross-track). Usando la modalità SCANSAR il SIR-C fu capace di mappare una striscia di superficie terrestre larga circa 250 km contemporaneamente in banda C e in banda L, che ha reso possibile la progettazione della missione SRTM. Uno fra i più noti successi della seconda missione del SIR-C/X-SAR fu quello di poter sperimentare la nuova tecnica di elaborazione delle immagini da satellite, l'interferometria.



Figura 25 – schema riassuntivo dei satelliti che montano sensori SAR, lanciati dagli inizi degli anni '90.

2.3.3 LE IMMAGINI RADAR E L'INTERFEROMETRIA SAR

Le immagini acquisite dai sistemi SAR rappresentano la distribuzione spaziale dei coefficienti di retrodiffusione corrispondenti alle varie parti della scena osservata. La potenza del segnale ricevuto dall'antenna, per ogni elemento dell'immagine, pixel, è espressa dall'equazione:

$$P_r = P_t G^2 \lambda^2 \sigma / [(4\pi)^3 R_s^4]$$

dove

 P_r = potenza media ricevuta

 P_t = potenza trasmessa dall'antenna

G = guadagno dell'antenna

 $\mathbf{R} = \mathbf{distanza}$ sensore bersaglio

 $\lambda =$ lunghezza d'onda

 σ = riflettività per unità di superficie della scena o coefficiente di *backscattering*.

Il coefficiente di *backsacttering* viene espresso in dB e dipende dalla polarizzazione, frequenza, angolo di illuminazione, dalla radiazione impiegata, ad esempio un terreno privo di rugosità, contenuto d'acqua e caratteristiche intrinseche dell'oggetto irradiato.

Rispetto alle immagini il radar presenta delle sostanziali differenze legate anche alla modalità di formazione dell'immagine. La tipica configurazione geometrica di acquisizione dei dati SAR, utilizzata per la maggior parte dei sistemi montati su piattaforma satellitare ed aerea, prevede infatti che il sensore si muova lungo una direzione (azimut), e che l'antenna posizionata parallelamente all'azimut punti lateralmente verso la superficie terrestre, formando un angolo detto di *off-nadir*, con la verticale, di dimensioni variabili a seconda del sistema (per i satelliti ERS dell'Agenzia Spaziale Europea è pari a 23°). Gli impulsi radar vengono emessi in direzione ortogonale all'azimut (*slant range*).

Tale visione laterale, pur eliminando una delle ambiguità presenti in questa tecnica, cioè che punti alla stessa distanza dal radar sono indistinguibili, dà origine nelle immagini a distorsioni geometriche, schematizzabili come segue:

• *foreshortening*: si verifica quando la pendenza del terreno tende ad essere perpendicolare alla congiungente sensore-bersaglio (Figura 26, pendenza positiva pari all'angolo di *off-nadir* θ); in questi casi il contributo di più punti si concentra in poche celle producendo pixel molto luminosi nell'immagine di ampiezza.



Figura 26 - a sinistra schema esplicativo del fenomeno di foreshortening: i punti C e D si trovano alla stessa distanza dal sensore cadendo dunque nella stessa cella, al contrario dei punti A e B che, trovandosi a distanza diverse cadono in celle diverse; a destra immagini ENVISAT ascendenti del vulcano Stromboli (per concessione di T.R.E. srl) affette da distorsioni di *foreshortening*.

layover: si verifica quando la pendenza del terreno è maggiore dell'angolo θ (Figura 27); questo produce una forte distorsione dell'immagine che impedisce la corretta interpretazione del segnale e ogni analisi quantitativa.



Figura 27 - sinistra schema esplicativo del fenomeno di layover :il punto B risulta più vicino al sensore rispetto al punto A; destra immagini ENVISAT discendente del vulcano Stromboli (per concessione di T.R.E. srl) affette da distorsioni di *layover*.

• *shadowing*, analogo all'ombra ottica: si verifica quando alcune zone non possono essere illuminate dall'impulso radar perché schermate da altri oggetti (Figura 28); si producono quindi nell'immagine di ampiezza aree molto scure (in ombra).



Figura 28 - sinistra schema esplicativo del fenomeno di di *shadowing*; destra immagine ERS discendente (per concessione di T.R.E. srl) affetta da distorsioni di *shadowing*.

Nella schematizzazione più elementare del processo di formazione dell'immagine SAR, la risoluzione in azimut (Figura 29) è indipendente dalla distanza sensore bersaglio ed è direttamente proporzionale alla lunghezza dell'apertura reale (D) in base alla relazione seguente:

$$\Delta r_a = D/2$$

La risoluzione in *ground-range* (per una superficie ideale il *ground range* è dato dal rapporto fra *slant range* ed il seno dell'angolo di incidenza locale) è proporzionale alla larghezza dell'impulso τ (cioè alla sua durata) in base alla relazione:

 $\Delta r_r = c\tau/2sen\theta$

dove θ rappresenta l'angolo di *off-nadir*, fra la verticale e la linea.

Nei sistemi ad onda continua (sistemi radar montati su piattaforme a terra) la risoluzione in *ground-range* è inversamente proporzionale alla larghezza della banda (B) del segnale radar ed all'angolo θ in base alla relazione seguente:



$$\Delta r_r = c/(2Bsen\theta)$$

Figura 29 - risoluzioni in azimut e slant-range con disegno di un tipico impulso radar.

Il segnale misurato da un radar relativo ad un bersaglio è caratterizzato da due valori: l'ampiezza e la fase. L'ampiezza è proporzionale al rapporto fra l'energia incidente e quella riflessa verso il sensore. La fase racchiude invece l'informazione più importante ai fini delle applicazioni interferometriche: la distanza sensore-bersaglio.

In una situazione reale l'elaborazione interferometrica delle immagini SAR (InSAR) permette di estrarre informazioni sulla posizione della superficie diffondente prendendo in considerazione il contenuto di fase del segnale radar.

I termini che contribuiscono alla fase, ϕ , di una singola immagine SAR sono molteplici e possono essere riassunti nella seguente equazione:

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

dove ψ è il termine di fase dovuto alla riflettività del bersaglio (dipendente dalle caratteristiche del materiale e dalla sua geometria), r è la distanza sensore-bersaglio (questo valore, moltiplicato per il fattore riportato nell'equazione, viene indicato con il termine di propagazione) e λ é la lunghezza d'onda del segnale radar, α è un contributo di fase dovuto alla propagazione in atmosfera, e *n* è il rumore proprio del sistema di acquisizione.

L'interferometria permette di sfruttare l'informazione contenuta nel dato di fase utilizzando due immagini georiferite della stessa area dalle quali si genera una nuova immagine detta **interferogramma**. Si chiama interferogramma l'immagine che contiene l'informazione sulle differenze delle misure di fase di due immagini SAR. Ogni pixel di questa nuova immagine contiene il prodotto coniugato delle due immagini, ovvero può essere rappresentata come una matrice di valori complessi.

La fase di questo prodotto è riconducibile alla differenza dei percorsi dei segnali tra i sensori e la cella di risoluzione a terra, nelle due diverse acquisizioni. Al momento in cui tale differenza supera il valore di $\lambda/2$ nell'interferogramma si formano le frange caratteristiche del fenomeno dell'interferenza; la qualità dell'interferogramma è proporzionale alla nitidezza delle frange, a cui corrispondono alti valori di **coerenza**, intesa come la stima dell'errore statistico della fase misurata ed è compresa tra 0 (retrodiffusori completamente diversi nelle due immagini come, per esempio, nel caso del mare) ed 1 (stessi retrodiffusori nelle due immagini come per esempio nel caso di rocce esposte).

In un interferogramma i diversi valori di differenza di fase sono rappresentati con diversi colori; più elevata è la variazione, più vicine risultano le frange di interferenza.

Al fine della corretta comprensione dell'interferogramma risulta necessario definire i seguenti parametri:

- *baseline* normale (B_n): distanza perpendicolare, di solito espressa in metri, tra le posizioni della piattaforma SAR lungo le orbita in due diversi tempi di acquisizione (b in Figura 30);
- *baseline* temporale (B_t): lasso di tempo, in giorni, che intercorre tra le due acquisizioni.



Figura 30 - tipica geometria di acquisizione dei sistemi SAR. S_1 e S_2 indicano le diverse posizioni del satellite nelle due acquizioni. b identifica la *baseline* normale.

Facendo riferimento ad immagini acquisite da posizioni diverse, la fase di ogni *pixel* (ϕ), è dovuta ai seguenti contributi:

$$\Delta \phi = \Delta \phi_{flat} + \Delta \phi_{topo} + \Delta \phi_{mov} + \phi_{er} + \phi_{atm}$$

dove

- $\Delta \phi_{flat}$ è la differenza di fase dovuta alla superficie della terra, detta fase di terra piatta (o fase di riferimento) dovuta alla variazione di fase fra pixel contigui supposti tutti alla stessa quota ma a diversa distanza dal sensore ed è presente a causa della particolare geometria di acquisizione delle immagini. Il contributo è dato da $4\pi B_n r/\lambda Rtg\theta$, dove r è la coordinata in range, R è la distanza;
- $\Delta \phi_{topo}$ è la differenza di fase dovuta alla topografia: $4\pi B_n \Delta q / \lambda R_0 \text{sen} \theta$, dove B_n è la *baseline* normale (diversa posizione del sensore lungo la linea di azimut, nelle due acquisizioni), Δq è la variazione in quota, R_o è la distanza;

 $\Delta \phi_{mov}$ è la differenza di fase dovuta al movimento, $4\pi d/\lambda$;

 ϕ_{er} è la differenza di fase dovuta alle variazioni dielettriche della superficie osservata ed al rumore in generale;

 ϕ_{atm} è la differenza di fase dovuta ad artefatti atmosferici.

Al fine di isolare o rimuovere la componente di fase dovuta al movimento del terreno viene fatto ricorso all'interferometria differenziale (DInSAR) (Massonnet & Feigl, 1998; Rosen *et al.*, 2000). La tecnica viene applicata anche su coppie di immagini acquisite con angoli di vista leggermente diversi, riprese in tempi diversi, ma con *baseline* nulla. Affinché il valore residuo della fase risulti direttamente correlato ai valori di fase dovuti a movimenti verificatisi all'interno dello scenario, la componente di fase dovuta alla topografia della scena osservata viene sottratta artificialmente attraverso tecniche ampiamente consolidate, fra le quali il metodo della "*Three Pass Interferometry*" (Gabriel *et al.*, 1989; Zebker *et al.*, 1994). Tale tecnica necessita di tre immagini SAR ed assume che il primo interferogramma, contenga solo la componente topografica, mentre il secondo comprenda sia la componente topografica che quella legata al movimento del terreno. Dalla differenza di fase tra i due interferogrammi si genera un nuovo interferogramma il cui contributo di fase è correlato solo con lo spostamento. Un metodo

alternativo che prevede l'utilizzo di solo due immagini SAR è il *DTM Elimination Method*, con il quale viene generato un modello digitale del terreno che viene successivamente sottratto all'interferogramma al fine di eliminare il contributo topografico e ottenere il contributo di fase dovuto al solo spostamento.

Le misure di fase ottenute necessitano ancora di una correzione, poiché essendo la fase (differenziale in questo caso) ciclica (multipli di π) può contenere ambiguità. Al fine di srotolare, ovvero ricavare il valore effettivo della fase, si possono utilizzare numerosi algoritmi di *phase unwrapping* (Ghiglia *et al.*, 1987; Goldstein *et al.*, 1988; Ghiglia & Romero, 1994; Fornaro *et al.*, 1996; Pritt, 1996). Tali algoritmi non riescono comunque a superare gli errori, per lo più rari, legati al fatto che l'interferometria SAR consente di valutare con accuratezza millimetrica solo variazioni di distanza sensore-bersaglio pari a mezza lunghezza d'onda ed eventuali salti repentini vengono persi (è necessario che tra *pixel* adiacenti non si abbiano variazioni di valori maggiori di $\lambda/2$).

La fase così ottenuta, dopo l'applicazione degli algoritmi di *phase unwrapping* può essere messa in relazione agli spostamenti del terreno utilizzando la seguente relazione:

$\Delta \phi_s = 2\Delta S/\lambda$

dove ΔS è lo spostamento, $\Delta \phi_s$ è la fase interferometrica e λ è la lunghezza d'onda del segnale impiegato. Ogni frangia, intesa come un ciclo completo di fase (da $-\pi$ a $+\pi$) corrisponde a $\lambda/2$. Gli spostamenti che possono essere quindi misurati sono dell'ordine delle lunghezze d'onda delle radiazioni utilizzate, tipicamente dal centimetro al millimetro, con precisioni pari ad una frazione delle stesse.

Al fine di analizzare, attraverso l'impiego di immagini SAR, i contributi di spostamento è necessario considerare tutti gli effetti di decorrelazione che possono rendere rumoroso ovvero effettivamente inutilizzabile l'interferogramma, ottenendo una valutazione dello spostamento erronea .

In generale i disturbi da considerare per applicazioni con misura di deformazione possono essere elencati come segue e visualizzati in Figura 31:

- decorrelazione temporale: tali disturbi sono causati dalla variabilità delle proprietà elettromagnetiche (riflettività) dei bersagli radar tra le diverse date di acquisizione delle immagini, indicate come *baseline* temporale. Le zone coperte da vegetazione, ad esempio, sono facilmente influenzabili dal vento e risultano diverse in base alla stagione, e quindi sono spesso fonte di decorrelazione; i centri urbani e le rocce esposte rimangono per lo più stabili nel tempo (benché leggeri cambiamenti possono essere apportati da eventi atmosferici quali pioggia o neve). Ai fini di una buona risposta interferometrica è necessario che il tempo trascorso tra le due acquisizioni sia il più ridotto possibile, in funzione del fenomeno da osservare;
- decorrelazione geometrica: la qualità dell'interferogramma dipende anche da una delle componenti della distanza tra le due orbite effettivamente percorse dal sensore durante l'acquisizione delle due immagini (detta *baseline* normale). Si può dimostrare che maggiore è il valore assoluto della *baseline*, minore è la banda comune tra i due segnali e quindi minore è il rapporto segnale-rumore relativo all'interferogramma da esse generato. Questo disturbo è denominato decorrelazione geometrica.

In prima approssimazione il dato SAR ottenuto con sensori basati a terra risulta il meno affetto da tali disturbi, benché siano presenti particolari condizioni che apportano anche per tale sistema disturbi ed errori, come verrà indicato più avanti.



Figura 31 - interferogrammi e disturbi dovuti a decorrelazione temporale e geometrica (per concessione di T.R.E. srl).

I limiti dell'interferometria possono essere schematizzati come segue:

- l'InSAR si basa sulla permanenza nel tempo delle caratteristiche di riflessione degli oggetti illuminati dal radar;
- le proprietà di retrodiffusione possono dipendere anche dalla direzione di osservazione come nel caso di molti oggetti, con caratteristiche di riflessione stabili nel tempo, ma che modificano la propria risposta al radar, se osservati da direzioni diverse;
- gli interferogrammi sono affetti da pesanti disturbi causati dalla variabilità spaziale e temporale della troposfera. Ciò è dovuto all'effetto soprattutto dell'umidità dell'atmosfera sulla velocità di propagazione e quindi sulla lunghezza d'onda nel mezzo.

2.3.4 PRODOTTI INTERFEROMETRICI

La caratteristica principale della tecnica interferometrica si può ricondurre alla capacità di ottenere, con un grado di precisione molto alta fino sotto un decimo di millimetri (per i sistemi basati a terra), misure di deformazione sulla scena osservata in dipendenza alla lunghezza d'onda utilizzata ed alla geometria di acquisizione. Il primo prodotto dell'elaborazione interferomerica è la creazione dell'**immagine SAR**, che viene ottenuta a partire da un *set* di dati grezzi (intesi come le risposte acquisite durante i singoli passi dell'apertura sintetica) e viene realizzato mediante un algoritmo di trattamento dei dati, detto di focalizzazione SAR. Esistono vari tipi di algoritmi SAR introdotti ed ottimizzati per una particolare modalità di acquisizione viene dedicata agli aspetti computazionali, trattandosi di algoritmi molto complessi da un punto di vista di quantità di informazioni da elaborare. Senza entrare in particolari dettagli tecnici, un algoritmo di focalizzazione SAR si compone di due passaggi: la focalizzazione in *range* e quella in *azimut*.

La focalizzazione in *range* è automaticamente fornita da un radar ad impulsi mentre per un radar ad onda continua viene ottenuta con una trasformazione di Fourier. La focalizzazione in azimut prevedere che l'algotirmo separi, nell'insieme dei dati raccolti, solo il contributo dovuto ad una particolare porzione della scena osservata al fine di ricostruire correttamente una distribuzione bidimensionale di energia riflessa. Tale operazione è resa possibile conoscendo precisamente la traiettoria descritta dal sensore e sfruttando l'informazione di fase contenuta nei dati complessi raccolti. Per ogni posizione nella scena è quindi possibile ricostruire univocamente la sua storia di fase ed estrarre solo l'energia da essa retrodiffusa.

Per consentire il confronto e l'integrazione delle immagini SAR e degli ulteriori prodotti che da esse possono derivare con altre informazioni disponibili in un riferimento geografico standard, è necessaria la geocodifica, che consente di riassorbire le deformazioni tipiche dell'immagine SAR (sezione 2.3.3). Per effettuare tale trattamento è necessario disporre di un modello digitale della scena e della conoscenza relativa ad uno stesso sistema di riferimento della posizione del sistema e della scansione effettuata. Alternativamente, avendo comunque a disposizione tale informazione, è possibile utilizzare un algoritmo di focalizzazione SAR che ne faccia direttamente uso e che quindi produca direttamente le immagini SAR riferite al modello di elevazione della scena.

Nella Figura 32 vengono visualizzate un'immagine SAR e la relativa immagine ottica. La scala di colori nell'immagine SAR è proporzionale all'intensità del segnale retrodiffuso; i toni chiari indicano alta riflettività (come nel caso di terreno non vegetato o di rocce), mentre i toni più scuri indicano la presenza di terreno umido o di alberi, che danno luogo ad un segnale retrodiffuso più debole.

Dal momento in cui sono state focalizzate almeno due immagini SAR è possibile effettuare numerose elaborazioni, combinando le due immagini, in moda da generare i prodotti interferometrici. Le mappe di coerenza, i modelli digitali del terreno (DTM) e le mappe di deformazione sono i prodotti più noti e più utili in letteratura, date le informazioni che forniscono.



Figura 32 – confronto fra un'immagine radar (superiore) e un'immagine ottica (inferiore) relative ad una stessa scena.

Le **mappe di coerenza** rappresentano una media spaziale su pixel adiacenti di una quantità complessa, data dalla relazione:

$$\gamma = \frac{E[m \cdot s^*]}{\sqrt{E[|m|^2] \cdot E[|s|^2]}}$$

dove m è l'immagine acquisita al tempo t_1 , s l'immagine acquisita al tempo t_2 , * indica il complesso coniugato ed E[] il valore atteso.

La coerenza dipende da:

- pendenza locale (pendii ripidi apportano una bassa coerenza);
- proprietà della superficie di riflettere alle onde lettromagnetiche in maniera costante nel tempo (la vegetazione o lo spostamento rapido di superfici arrecano bassa coerenza);
- basaline temporale elevata;
- basaline geometrica elevata;
- procedure di generazione dell'interferogramma (errori di co-registrazione o di ricampionamento conducono a valori di bassa coerenza).

Tali mappe indicano come lo scenario ripreso dal sistema radar sia modificato nell'intervallo di tempo intercorso tra le due acquisizioni. La mappa di coerenza mostra anche le zone in cui si ha decorrelazione, sia temporale che spaziale. Ne consegue che una mappa di coerenza può essere utilizzata per controllare la bontà dell'interferogramma che potrà essere generato e, quindi, per stimare l'accuratezza nella misura dello spostamento.

In Figura 33 viene mostrata una mappa di coerenza ottenuta dal sistema SAR basato a terra, LiSA (sezione 2.3.6), riferita ad immagini del vulcano Stromboli, in cui è possibile notare la zona coerente (settori gialli omogenei) all'intreno della quale si imposta una linea non coerente adducibile ad una colata rapida della lava. Questo canale non risulta coerente a causa della velocità elevata della lava, che modificandosi repentinamente nel tempo non riflette alle microonde in maniera costante. Ai bordi dell'immagine l'effetto sale e pepe potrebbe essere addotto alla non coerenza, in realtà queste zone nell'immagine SAR risultano in ombra e quindi la mappa di coerenza, così come gli altri prodotti SAR, non offre un dato significativo.

La risoluzione di queste mappe, ottenute assumendo il segnale come stazionario in un intorno di alcuni pixel, risulta così ridotta rispetto a quella delle immagini SAR e dell'interferogramma. La Figura 34 mostra un esempio di mappa di coerenza ottenuta con due immagini ERS e come è possibile notare l'immagine non risulta di buona qualità apparendo meno nitida e non sufficientemente definita rispetto alle imamgini di partenza, caratterizzate da una risoluzione geometrica di 12.5 m.



Figura 33 - mappa di coerenza elaborata solo sulla zona della Sciara del Fuoco, relativa ad un intervallo di 46h 39' fra le ore 04:57 (GMT+1) del 15-07-2003 e le ore 03:36 (GMT+1) del 17-07-2003.



Figura 34 - mappa di coerenza in RGB composito: rosso = coerenza fra coppia di immagini ERS riferite al periodo Luglio-Settembre 2000, verde = coerenza fra coppia di immagini ERS riferite al periodo Aprile-Settembre 1997, blu = differenza fra le due immagini in coerenza (Paloscia *et al.*, 2001).

I **modelli digitali del terreno (DTM)** rappresentano un prodotto interferomtrico di alta qualità ed alta affidabilità (Zebker & Goldstein., 1986; Gabriel *et al.*, 1989; Huntley & Saldner, 1993; Antonello, 2002; Nico *et al.*, 2004; Antonello *et al.*, 2004a) ottenuto dall'elaborazione della fase interferometrica. Al fine di ricavare per ogni pixel l'informazione di elevazione relativa sono necessarie due operazioni: 1) lo srotolamento

della fase interferometrica (*phase unwrapping*) 2) la geocodifica del DEM. La prima operazione si rende necessaria in quanto la fase interferometrica presenta dei salti di 2π che non sono legati ad un'effettiva differenza di quota tra pixel, ma dipendono dalla rappresentazione della fase che è nota a meno di multipli di 2π . Una volta ottenuta una mappa di elevazione in coordinate SAR, questa deve essere posta in un sistema di riferimento convenzionale (generalmente UTM) tramite un'operazione di geocodifica (Figura 35).

Le elaborazioni da fase ad elevazione topografica mostrano una stretta dipendenza da diversi fattori come l'altezza delle antenne dal suolo (rispetto alla quale, tuttavia, la derivata della z vale 1), il *range* (che però rimane fisso durante le acquisizioni), l'angolo di azimut (posto uguale a 0 nella configurazione più semplice), le componenti della *baseline*, la fase del segnale ricevuto e la lunghezza d'onda utilizzata.

I risultati che si possono ottenere dai dati SAR risultano comunque di alto valore scientifico e di grande potenzialità soprattutto per i nuovi satelliti che producono immagini con risoluzione dell'ordine dei metri come Cosmo-SkyMed e TerraSar-X.



Figura 35 - generazione del modello digitale del terreno a partire dal dato interferometrico.

Le **mappe di deformazione** rapresentano il principale prodotto interferometrico. Dalla misura della fase è possibile eliminare i contributi dovuti alla topografia ed agli errori (sezione 2.3.3) e ricavare il residuo di fase che può essere associato a piccoli spostamenti relativi della superficie terrestre nella direzione di vista del sensore. Se la coerenza nella zona d'interesse è sufficientemente elevata, la tecnica SAR è in grado di misurare movimenti di pochi mm (Figura 36).

Per la generazione di mappe di deformazione vengono seguiti generalmente due approcci.

Il primo approccio si basa su una serie di immagini SAR riprese in istanti di tempo diversi dalla quale è possibile generare interferogrammi tra coppie consecutive in modo da determinare passo - passo l'eventuale spostamento. Lo spostamento parziale misurato ad ogni passo può essere aggiunto ai precedenti ottenendo uno spostamento cumulato. Questa forma di rappresentazione permette di seguire in maniera sistematica ed a intervalli regolari l'evoluzione temporale di un determinato fenomeno deformativo, facilitandone l'interpretazione.

Questo metodo tende tuttavia ad accumulare i piccoli errori, in particolare gli errori sistematici, che ciascun interferogramma intermedio può contenere, per cui deve essere applicato con molta cautela soprattutto in situazioni in cui lo scenario si presenta estremamente variabile in termini di condizioni deformative, di visibilità e di condizioni atmosferiche.

Il secondo approccio si basa sull'utilizzo di due immagini SAR, ricavando lo spostamento intercorso fra le due acquisizioni. Tale approccio risulta molto più immediato rispetto a quello precedentemente menzionato, ma nel contempo può essere utilizzato solo nei casi in cui non siano presenti effetti di *phase unwrapping*. Inoltre con tale metodo vengono perse eventuali accelerazioni che subentrano nell'intervallo di tempo considerato. A tal riguardo è conveniente agire in due passi:

- 1. esaminare i campi deformativi relativi ad intervalli di tempo più piccoli rispetto a quello intercorso fra le due immagini con le quali si genera la mappa, in modo tale da ottenere un'informazione di massima sulle distribuzioni degli spostamenti e sui valori di velocità ai diversi intervalli di tempo;
- 2. scegliere le due immagini separate da un intervallo di tempo tale da evitare effetti di *phase unwrapping* (in base ai valori precedentemente individuati) ed ottenere la mappa di spostamento in linea con gli spostamenti presupposti, non affetta da errori e/o salti di fase.



Figura 36 - mappe di deformazione ottenute mediante l'interferometria SAR. A sinistra mappa delle deformazioni conseguenti il terremoto di Marzo 1997 nell'area del Tibet (Peltzer *et al.*, 1999); a destra esempio di mappa di velocità ottenuta dalla media di 25 interferogrammi nell'area di Mojave, California (Peltzer *et al.*, 2001).

2.3.5 **TECNICHE MULTI-INTERFEROMETRICHE**

Dagli ultimi anni sono state implementate tecniche interferometriche basate sul concetto del multi-interferogramma capaci di superare i limiti dell'InSAR menzionati nel precedente paragrafo. Tale configurazione sfrutta la possibilità, offerta dalla disponibilità degli archivi di dati acquisiti da oltre 15 anni da alcune agenzie spaziali, di utilizzare pacchetti di immagini al fine di migliorare i dati ottenuti in termini di qualità e di seguire l'evoluzione temporale per lungo periodo.

L'utilizzo di due singole immagini per la generazione di un interferogramma non permette di stimare e rimuovere la componente atmosferica della fase. Per questo motivo le misure dello spostamento ottenute con la tecnica classica dell'InSAR hanno generalmente un carattere qualitativo e risultano attendibili solo nel caso in cui l'entità dello spostamento misurato sia tale da non confondersi con il rumore di fondo e gli artefatti atmosferici. Quest'ultimo contributo risulta invece identificabile mediante analisi multi-interferogramma, sfruttando le caratteristiche di correlazione spazio-temporale degli artefatti atmosferici (Ferretti *et al.*, 2000, 2001; Luzi *et al.*, 2004; Crosetto *et al.*, 2005; Noferini *et al.*, 2005). Questi non sono correlati nel tempo (diversi interferogrammi hanno diversi componenti atmosferiche della fase), ma lo sono nello spazio (punti vicini nell'immagini sono caratterizzate da simili contributi della fase dovuti ai ritardi atmosferici).

A partire dalla fine degli anni '90 sono state sviluppate diverse tecniche di elaborazione multi-interferogramma che differiscono principalmente per il metodo utilizzato nella selezionare dei *pixel* su cui effettuare misure di spostamento, per gli algoritmi impiegati per la stima della componente atmosferica della fase e per i metodi utilizzati per modellare l'evoluzione temporale delle deformazioni del terreno. La principale differenza risiede nel parametro su cui basare la scelta dei *pixel* "buoni" (coerenza o ampiezza) sui quali effettuare le misure di spostamento.

2.3.5.1 Permanent Scatterers

La tecnica interferometrica multi-interferogramma basata sull'analisi di ampiezza del segnale utilizzata in questa tesi è rappresentata dalla tecnica dei *Permanent Scatterers* (PS), sviluppata e brevettata dal Politecnico di Milano (Ferretti *et al.*, 1999, 2000).

La tecnica dei PS, utilizzando tutte le immagini SAR disponibili, o comunque almeno 20-25 acquisizioni, sfrutta l'osservazione di ogni singola cella di risoluzione ripetuta nel tempo per identificare oggetti al suolo (PS) con caratteristiche di riflessione stabili nel tempo e al variare dell'angolo di vista. Solo in corrispondenza dei singoli PS viene analizzata la fase interferometrica rispetto ad un'immagine scelta come riferimento (immagine Master). Dall'andamento della fase interferometrica, in funzione della *baseline*, dello spazio e del tempo, rispetto ad un punto di riferimento assunto fermo e con errore di quota nullo, vengono misurati la quota relativa, il movimento relativo e l'artefatto atmosferico di ogni PS. Tale artefatto viene considerato come la componente di fase interferometrica che risulta casuale nel tempo e correlata nello spazio (simile in corrispondenza di PS vicini tra loro). L'errore relativo tra punti vicini è ottenuto stimando la pendenza della retta che meglio descrive il legame tra fase differenziale e *baseline* normale. La velocità relativa tra punti vicini è ottenuta stimando la pendenza della retta che meglio descrive il legame tra fase line temporale (Ferretti *et al.*, 2007).

La densità di PS ottenibile con le immagini disponibili dai sensori attualmente operativi è di molte centinaia per km² in aree urbane e di alcune decine per km² in aree rurali. La precisione di misura degli spostamenti relativi di ogni PS rilevato dai sensori ERS, ENVISAT e RADARSAT è ca. 1 mm (Figura 37).

Un esempio di *database* di PS è rappresentato in Tabella 6 in cui per ogni PS vengono date informazioni riguardo a: latitudine, longitudine, altezza, spostamento in mm per ogni acquisizione, velocità in mm/anno.

m I change t	Leonel	147	1.00	MERCHART 1	a croco I	w ernew Lee	aconuer I	MO	DOBRODIE	030030.004	Databasas	036436638	034434(33	DIMOTOTIC	D200303000	Diseases	Disease l	Disease	01001444
D Doord	ACCRIC/	10 661834	16 191417	141.02	I STORY	V SIDEVI CO	ORT	0.21	070930316	070030411	0.4030303	0.83	0/00305/2	0.51	0/0030009	5.04	070030326	3.62	0/00/111
1 Point	A0395	39,651815	16 190991	138.84	1.58	1.47	0.76	-0.5	3.27	2.04	0.18	-1.03	5.21	0.7	1.55	0.41	0.88	4.93	21
2 Point	40441	39 651998	16 101016	139.7	1.55	1.43	0.64	.1.22	416	0.35	3.60	# 28	7.8	0.99	.1.67	0.49	.1.72	.1.62	01
1 Point	AD4CW	10.001.034	10 100/00	129.07	1.50	1.46	0.8	1.09	.9.06	.2.97	2.61	0.3	2.53	-0.62	-14	-0.41	0.00	-1.60	
4 Port	AD4CX	39,652009	16 19109	139.85	1.57	1.45	0.81	-0.1	0.77	0.53	0.27	21	-0.39	-0.41	-0.27	-1.11	-1.53	-2.03	-0
5 Point	40400	39,652172	16 191875	138.85	1.58	1.45	0.75	-1.01	4.52	2.47	2.67	0.95	-0.7	.1.72	2.08	.2.33	-1.55	2.07	0
6 Point	A04D1	39.652775	16.195907	136.83	1.57	1.45	0.74	0.03	4.92	-1.12	0.97	-1.96	-10.14	-3.43	-3.58	-3.51	-3.95	-2.1	-2
7 Point	AD4ES	29.65208	16.19096	140.77	1.55	1.41	0.89	0.24	1.21	-0.02	0.01	-5.15	-1.49	1.26	0.55	-2.04	-2.29	0.73	
8 Point	A04EX	39.652762	16 195521	136.87	1.52	5.29	0.9	.0.63	3.68	-0.19	0.48	2.72	0.79	.2.42	1.52	.5.23	1.48	4.93	6
9 Point	AD4HD	39,651885	16.18846	140.04	1.65	1.52	0.77	-2.98	39	2.9	4.1	10.48	8.37	4.23	9.71	2.77	1.4	0.36	-2
10 Point	AG4IZ	39.652985	16.195513	136.02	1.55	1.42	0.03	+1.52	3.21	0.2	5.4	6.62	0.99	5.32	53	0.2	2.70	0.34	0
11 Point	AQ4JN	39.652914	16.194736	135.2	1.59	1.47	0.73	-2.49	4,31	2.54	0.07	10.26	3.07	2.76	3,04	0.39	1.3	3.03	3.
12 Point	A04JP	39,653187	16,196568	136,01	1,58	1,47	0,73	-1,14	0,83	-0,83	0,67	8,84	3,54	0.6	-1,54	-2,77	0.8	1,58	2
13 Point	A04LV	39,652286	16,189641	142,55	1,64	1,52	0,73	-1,82	4,43	1,03	7,36	1,92	-6,43	14,62	6,89	1,16	2,37	1,85	3,
14 Point	AD4MF	39,653237	16,195698	135,44	1,58	1,47	0,73	-2,45	3,43	3,05	1,36	0,54	12,96	6,81	-2,59	5,67	-0,95	7,41	3
15 Port	AD4MH	39,653375	16,19662	134,55	1,57	1,45	0,77	2,21	2,16	-4,91	2,42	-7,49	-13,34	-3,61	0,8	-2,02	-4,39	-4,99	-0
16 Point	A04M	39,653481	16,197331	135,8	1,53	1,39	0,89	-0,69	6,28	3	2,03	-0,84	1,74	2,84	0,49	-4,68	-0,67	-1,11	2
17 Point	A04ML	39,653781	16,199335	132,5	1,56	1,45	0,75	-0,84	0,28	4,15	-0,56	2,15	3,19	2,71	1,49	-0,4	1,27	1,13	-1
10 Point	AQ4MN	39,654125	16,201634	131,66	1,56	1,44	0,79	0,99	-4,73	-6,39	-0,15	-1,26	-0,5	1,01	7,92	-3,35	-2,94	-3,13	
19 Point	A04N8	39,65383	16,199382	134,58	1,56	1,44	0,76	-1,02	-2,6	-1,53	0,01	-2,89	4,88	1,64	-1,48	-0,46	2,64	1,8	
20 Point	AD4N7	39,653177	16,194697	136,68	1,58	1,45	0,78	0,74	3,85	-4,05	-2	5,73	-1,36	-3,36	-0,27	-2,89	-5,09	-2,79	
21 Point	A0408	39,654102	16,200879	132,64	1,54	1,42	8,0	0,36	3,04	0,00	1,4	-0,52	-1,33	-0,61	-1,0	-0,38	7,15	-3,66	-2
22 Point	AD4PV	39,652030	16,191010	137,09	1,61	1,49	0,73	-0,9	3,1	1,39	3,5	0,29	0,73	2,27	2,25	1,34	2,71	4,91	3
23 Point	A04P0	39,653824	16,19842	132,76	1,55	1,43	0,81	-0,5	-0,22	3,82	2,11	1,52	4,74	-1,7	-0,4	-0,31	1,29	0,39	1
24 Point	A0401	39,65289	16,191879	138,42	1,6	1,48	0,76	-0,6	-0,55	-0,89	-2,56	3,76	-1,94	0,98	-0,58	-1,74	-3,11	1,8	
25 Point	A040L	39,653864	16,198391	135,17	1,55	1,42	0,81	-0,24	8,29	3,25	-5,08	4,75	-0,67	-2,83	0,08	-6,84	-2,53	-2,94	
26 Port	A0404	39,652878	16,1915	138,83	1,57	1,44	0,86	-0,42	2,71	2,36	2,39	-2,26	-0,89	-1,64	0,83	-1,83	0,88	-1,39	
27 Point	A04RU	39,652864	16,191108	141,94	1,50	1,46	0,82	-0,92	5,77	-0,36	3,2	0,39	-0,53	5,96	-2,19	-1,61	-0,3	-2,51	
28 Point	AQ4R1	39,654449	16,2017	129,2	1,57	1,45	0,76	-0,95	2,05	-1,1	3,22	-2,45	1,44	3,14	1,42	-0,33	2,36	-57	
29 Point	A04SL	39,652742	16,189992	139,77	1,64	1,51	0,75	-0,27	2,19	-0,41	6,49	-2,03	4,34	-3,27	-0,45	5,76	5,03	-5,42	
30 Pont	AQ4SP	39,653763	16,19682	136,57	1,56	1,44	0,81	1,29	9,64	-1,03	1,39	2,02	3,77	1,27	-1,82	-3,63	-0,05	0,06	
31 Port	AU41L	39,55,3819	16,156894	137,8	1,58	1,45	0,76	0,86	-0,14	-8,85	-12,86	0,28	-10,74	3,48	0,54	8,11	0,35	-1,14	-
32 Port	AQ4TM	39,653096	16,197405	134,98	1,57	1,45	0,77	-0,16	-1,25	+0,42	1,73	-0,33	3,72	0,51	-2,44	-4,12	-0,98	1,01	
JJ Port	A0410	39,053010	16,191225	139,07	1,0	1,40	0,78	-1,05	6,0	-0/4	4/03	2,37	4/05	-0,12	-2/00	-4,09	-1,29	1,02	
34 Port	ADAUE	39,65415	16,198806	133,48	1,56	1,46	0,74	-0,78	1,51	-3	-0,02	4,57	5,11	-1,16	0,23	-3,76	-3,14	3,61	
35 Port	ADAVS	10.05.29U8	10,19059	135,55	1,58	1,45	0,78	1,60	-1,62	-1,94	10.53	+7,90	10.15	-3,72	-0,52	7.49	42.62	-5,61	
37 Board	40440	39,034376	10,139/14	133,04	1,50	1.40	0,73	284	4,25	4,33	+10,57	-0,97	-10,05	-5,61	3,04	-7,49	+12,52	0,30	-
38 Point	ADEAN	30,654074	16 107075	133,52	1,09	1.45	0,75	3.09	3 70	3,29	7.00	-0,38	1,44	6.90	2,43	0,23	3.04	3.30	
20 Doint	AGEAE	20 664169	16 107707	436.02	1.60	5.47	0.74	1.00	6.07	2,55	6.27	10.11	6.40	4.03	-0.84	.3.28	0.02	1.00	1
40 Doint	ADAVO	10.054176	16-106976	104.76	1.00	1.47	0.74	4 22	9,07	4.70	6.01	1.64	5.40	0.71	-0,01	-2,00	2.05	1,09	-
41 Board	ADAY8	39,034175	16,130075	120.20	1,59	1.99	0,75	0.62	3,30	9,70	2,91	1,04	3,13	2,71	1,33	*2,02	2,05	0.95	1
42 Point	40471	30 65340	16 101005	138.84	1.50	1.46	0.83	-9,94	2.47	-0.18	0.25	0.54	7.34	-3.25	2.23	-0,03	3.24	-0.01	
	(models)	30,00040	10,131300	100,04	12001	-,40.)	0,007	10,01	4,41	10,10	0,65	0,04	1,04	-0,60	8,63	11,00		4000	-

Tabella 6 - esempio di database fornito dalla tecnica dei PS. Le prime tre colonne identificano i codici assegnati ad ogni PS, le seconde successive colonne identificano le coordinate geografiche, la sesta e la settima colonna rappresentano l'altezza e la deviazione standard del PS, l'ottava e la decima colonna rispettivamente la deviazione standard e la velocità media annua, la nona la coerenza. Dalla decima colonna in avanti sono riportati i valori di spostamento relativo per ogni acquisizione.

Gli errori intrinseci nella tecnica che inficiano la qualità del dato PS possono essere attribuiti a due fonti:

- errore di rumore, dovuto a sua volta a:
 - disturbo atmosferico: varia lentamente nello spazio per cui due PS vicini tra loro risultano affetti dallo stesso contributo per una data acquisizione. La potenza di questo disturbo è funzione delle particolari condizioni atmosferiche presenti al momento dell'acquisizione;
 - rumore di decorrelazione: introdotto dalla possibile variazione delle caratteristiche fisiche del bersaglio radar tra due diverse acquisizioni (temperatura, copertura vegetativa, ecc.). Ha un carattere spazialmente decorrelato e presenta generalmente basse potenze.
- errore di geocodifica, dovuto a sua volta a:
 - posizione sub-pixel del PS all'interno della cella di risoluzione a terra;
 - distanza del PS dal punto di riferimento;
 - errore sistematico: i PS possono risultare disallineati rispetto al supporto cartografico di riferimento; è necessario traslare rigidamente tutto l'insieme dei PS. La precisione dipende dalla risoluzione del riferimento cartografico a disposizione

Più in generale, la qualità delle misure PS è influenzata dai seguenti fattori:

- numero di immagini disponibili e loro campionamento temporale;
- densità e distribuzione dei PS;
- condizioni meteo presenti durante ciascuna acquisizione SAR;
- incertezze nei parametri orbitali della piattaforma;
- incertezze sul punto di riferimento;
- distanza dal punto di riferimento;
- estensione dell'area elaborata.

Ai fini dell'utilizzo della tecnica PS per scopi geologici i limiti principali sono riconducibili alle seguenti considerazioni:

- in aree antropizzate i PS possono essere considerati un ottimo strumento di indagine; in aree vegetate, come ambienti collinari e montuosi, i PS possono essere considerati come un valido supporto ad altri sistemi di indagine;
- i movimenti rapidi (superiori ad un 1 cm nell'intervallo di tempo fra due acquisizioni successive) non vengono individuati dalla tecnica PS;
- in aree non urbanizzate la previsione della presenza di PS risulta di difficile immediatezza;
- la bontà del dato risulta variabile a causa della diretta dipendenza dal numero di immagini elaborate;
- il numero di PS varia a seconda della geometria di acquisizione (ascendente, discendente) e dell'esposizione del versante;
- non è possibile ad oggi ottenere dati aggiornati entro il mese;
- i dati aggiornati non possono essere correlati con quelli precedenti l'aggiornamento;
- il posizionamento dei PS dipende fortemente dalla carta di base con cui è stata fatta la prima georeferenziazione.



Figura 37 - mappa delle velocità nella Baia di Long Beach (California). Per il monitoraggio dei fenomeni di subsidenza, soprattutto in area urbana, il dato PS risulta per molti aspetti la risposta ideale in termini di densità di punti di misura, possibilità di aggiornamento dei dati e precisione delle misure (www.treuropa.com).

2.3.6 INTERFEROMETRIA SAR DA TERRA

I sistemi radar da terra (*Ground-Based* InSAR, GB-InSAR) impiegano gli stessi principi di SAR satellitari/aviotrasportati descritti in precedenza. I sensori a terra mantengono tutti i vantaggi propri del radar, quali l'azione a distanza e l'indipendenza dalle condizioni di illuminazione solare, mentre offrono in principio la massima flessibilità in termini di frequenze di osservazione, geometria di acquisizione, polarizzazione, frequenza di

acquisizione e facilità di messa in opera anche con breve preavviso, in modo da garantire la massima adattabilità ad ogni particolare situazione.

I risultati sperimentali dimostrano che questi sistemi risultano molto efficienti e sono in grado di rilevare spostamenti dell'ordine del millimetro a distanze di oltre 1 km.

Le principali limitazioni sono riconducibili alla ridotta estensione dell'area coperta, che difficilmente può essere superiore a qualche km² e che dipende dalla potenza trasmessa e dalla distanza sensore-bersaglio, e all'applicabilità che dipende in gran parte dalla possibilità di individuare un buon punto di osservazione.

L'operatività a distanza, limitata dalla perdita di risoluzione (a differenze dei sistemi montati su piattaforme satellitari/aviotrasportate), ha permesso ai sistemi basati a terra, applicazioni per monitoraggi a breve distanza (poche decine di m) dove sono ottenibili anche risoluzioni spaziali centimetriche, come nel campo del monitoraggio degli spostamenti e cedimenti di grandi strutture quali dighe, ponti o monumenti artistici.

L'interferometria radar rappresenta un valido complemento ai metodi tradizionali unendo la possibilità di fornire un'informazione areale con la caratteristica di agire a distanza e senza la necessità di interventi sul manufatto in esame.

I sistemi radar da terra finora esistenti si basano su due concezioni strumentali diverse:

- utilizzo di un analizzatore di rete (VNA, *Vector Network Analyzer*) con il quale il segnale viene generato, emesso, elaborato e ricevuto analizzando sia l'ampiezza che la fase del segnale con precisioni molto elevate. Il VNA consente, a partire dalle misure acquisite nel dominio della frequenza, di risalire alla risposta nel dominio del tempo effettuando la trasformata inversa di Fourier. Questo approccio è presente nei sistemi come il LiSA (Rudolf & Tarchi, 1999; Rudolf *et al.*, 1999), il SAR giapponese (Sato & Zhou, 2002) e il SAR del Dipartimento di Ingegneria di Firenze (Pieraccini *et al.*, 2003);
- utilizzo di componenti discrete come nei sistemi IBIS (Bernardini *et al.*, 2007) e di Gamma (Werner *et al.*, 2008).

In entrambi i sistemi di misura cavi, adattatori e transizioni comportano la presenza di errori sulle misure effettuate. Tali errori nella catena di misura possono essere classificati come di seguito:

- errore di direttività dovuto a riflessioni indesiderate a causa del disadattamento legato ai cavi, alle transizioni e agli adattatori utilizzati; rappresenta un errore critico, in quanto limita il range delle misure che è possibile effettuare;
- errore da riflessione multipla questo tipo di errore tiene conto di una situazione che si verifica di frequente, ovvero la ricezione di alcune onde che non sono generate dalla riflessione ma che possono attribuirsi ad oggetti presenti nell'ambiente circostante;
- accoppiamento di sorgente, contributo non dovuto alla superficie di interesse.

A causa di tali errori, il valore misurato attraverso l'analizzatore di rete vettoriale o dal sistema a singole componenti risulta essere sempre affetto dagli errori sistematici inevitabilmente connessi all'acquisizione.

Con l'utilizzo del VNA è possibile correggere ciascuno di questi termini di errore sottoponendo preliminarmente lo strumento ad una procedura di calibrazione. Tale procedura consiste nella misura di ampiezza e fase di ciascun segnale di errore e nella memorizzazione di tali dati in un vettore che costituisce quello che comunemente viene detto "vettore correzione di errore". Tale vettore viene poi applicato alla misura effettiva al fine di estrarre da essa il segnale utile (Sglavo, 2003).

L'utilizzo del VNA permette inoltre di:

- poter spostare con relativa semplicità le bande di acquisizione da frequenze basse (1GHz) fino a frequenze molto alte (20 GHz);
- allargare o stringere le bande stesse (anche per adeguarsi e rispettare le normative vigenti nell'area di misura) con molta flessibilità;
- utilizzare differenti polarizzazioni o addirittura fare più polarizzazioni contemporaneamente, con interventi molto contenuti.

Date queste diverse possibilità di modificare in breve tempo i parametri di acquisizione, una strumentazione GB-InSAR fornita di VNA risulta l'apparecchiatura ottimale per applicazioni scientifiche e di ricerca.

2.3.6.1 Il sistema LiSA

Il sistema LiSA (Figura 38), acronimo di *Linear Synthetic Aperture radar* (Rudolf & Tarchi, 1999) è un sistema SAR mobile messo a punto dal CCR (Centro Comune di Ricerche, Ispra) per il monitoraggio di spostamenti mediante sensoristica a terra, operante in una larga banda di frequenze (generalmente C, X e Ku) scelte a seconda degli scopi e delle geometrie dello scenario.

Il LiSA permette di realizzare immagini radar ad alta risoluzione spaziale del campo di deformazione della scena osservata (fino a qualche km²) con una precisione nella misura della deformazione dell'ordine della frazione di millimetro operando alle lunghezze d'onda più piccole. La distribuzione continua dell'informazione interferometrica, essendo di carattere spaziale, migliora e semplifica l'interpretazione dell'evoluzione del fenomeno osservato, fornendo una visione globale della deformazioni dell'evoluzione dei fenomeni osservati. Tale versatilità consente di applicare il sistema LiSA in numerosi contesti scientifici, comprendendo misure nel campo del monitoraggio dei rischi ambientali (frane, dissesti idrogeologici, stime sulla vegetazione e sulla biomassa, ecc.) e misure delle deformazioni strutturali relative a ponti, dighe, edifici, ecc. (Tarchi *et al.*, 1997, 1999, 2000a, 2000b, 2000c, 2002, 2003a, 2003b, 2005; Rudolf, 1999; Lopez-Sanchez, 2000; Pieraccini *et al.*, 2000a, 2000b, 2000c, 2003; Atzeni *et al.*, 2001a, 2001b, 2002, 2003; Antonello *et al.*, 2004b).

Il sistema LiSA è costituito da due componenti distinte (il ricetrasmettitore a microonde ed il sistema meccanico) e da un PC necessario sia per controllare il sistema per l'esecuzione delle misure in automatico che per acquisizione e il trattamento dei dati ottenuti (Figura 39).



Figura 38 - il sistema LiSA principale montato su carrello stradale trasportabile coperto e dotato di una parete basculante per la fuoriuscita del braccio meccanico sulla cui estremità è alloggiato il sistema di antenne. Tale sistema permette una escursione del posizionatore linerae di circa 5 m.



Figura 39 - rappresentazione schematica del sistema LiSA e della modalità di acquisizione dei dati.

La componente a microonde del sistema è costituita da uno scatterometro ad onda continua e scansione di frequenza basato su un analizzatore vettoriale di rete (Rudolf & Tarchi, 1999). Tale strumento agisce anche da sintetizzatore del segnale a microonde che, dopo essere stato amplificato ed eventualmente convertito in frequenza, è inviato all'antenna trasmittente. Una seconda antenna, uguale alla prima è quindi utilizzata per

ricevere il segnale retrodiffuso e convogliarlo all'opportuno ingresso dell'analizzatore di rete che provvede alla misura vera e propria. Le antenne utilizzate variano di forma e dimensione a seconda della banda di frequenza con la quale si decide di operare (Figura 40).



Figura 40 - tipologia di antenne in funzione delle varie frequenze prescelte. Foto a sinistra antenne per la banda C; foto a destra antenne per la banda Ku.

L'antenna sintetica è realizzata muovendo il sistema delle due antenne lungo un binario rettilineo mediante un posizionatore lineare che costituisce l'elemento principale della componente meccanica (Figura 41).



Figura 41 - posizionatore lineare dotato di slitta sulla quale sono fissate le diverse antenne (Tx = antenna trasmettente, Rx = antenna ricevente).

L'intero sistema è controllato da un PC, dotato di software specifici, capace di effettuare misure in automatico anche per lunghi periodi, di provvedere quindi all'archiviazione dei dati acquisiti ed al trattamento degli stessi e delle immagini ottenute.

Il sistema LiSA principale è mostrato in Figura 38. La strumentazione è ospitata all'interno di un carrello trasportabile coperto, con una parete apribile in modo da consentire l'uscita dell'antenna e quindi l'effettuazione delle misure. La massima escursione del posizionatore lineare è di ca. 5 m. Il sistema di antenne è montato all'estremità di un braccio meccanico ruotabile, mediante un posizionatore angolare, in un piano perpendicolare alla traiettoria definita dal posizionatore lineare.

Il posizionatore angolare ha la funzione di consentire il puntamento delle antenne ma può anche fornire una seconda direzione di scansione. Combinando infine le due direzioni di scansione si possono ottenere immagini che contengono informazioni nelle tre componenti della scena in esame. La banda di frequenze coperta va da 0.5 a 6 GHz con continuità e con complete capacità polarimetriche. In aggiunta vi è un modulo in singola polarizzazione operante nel *range* di frequenze da 14.5 a 18 GHz. Il sistema è quindi multi-frequenza e consente la misura in tre bande diverse (L, C, Ku). Il tempo minimo occorrente per effettuare una singola acquisizione è nell'ordine delle decine di minuti.

Tale sistema non risulta facilmente applicabile in ambienti impervi, quali sono normalmente le aree interessate da dissesti idrogeologici; per tal necessità sono stati ideati sistemi, operanti esattamente secondo lo stesso principio, con ridotte dimensioni del binario (1-3 m) e conseguentemente lunghezze d'onda minori (da 5.6 cm della banda C a 2.03 della banda K_u) delle bande. Tali versioni hanno prestazioni ridotte rispetto al sistema principale ma garantiscono la maneggevolezza necessaria in molte situazioni reali che non potrebbero essere investigate con il sistema LiSA principale (Figura 42).



Figura 42 - diverse configurazioni del sistema LiSA. Nella foto in alto il sistema, installato a Stromboli, è stato alloggiato all'interno di una struttura fissa in muratura, tale da permetterne il riparo da eventuali urti e/o impatti che potrebbero arrecare danni alla strumentazione. Questo sistema possiede una apertura sintetica di 2.8 m. Nella foto in basso le componenti a microonde e meccaniche del sistema, installato nel comune di Cortenova, sono posizionate a cielo scoperto su supporto stabile in muratura appositamente creato. Questo sistema possiede una apertura sintetica di 2.6 m.

La possibilità di utilizzare le diverse versioni del sistema LiSA descritte nelle Figura 38 e Figura 42 evidenziano la massima flessibilità del LiSA sia in termini di operatività quanto di versatilità e maneggevolezza.

2.3.6.2 Acquisizione e prodotti del sistema LiSA

Nell'ambito di una corretta installazione e messa in servizio del sistema LiSA risulta opportuno seguire alcuni accorgimenti necessari ad individuare il punto più adatto per il posizionamento della strumentazione. Il punto scelto per l'installazione deve necessariamente presentare le seguenti caratteristiche:

- buona visuale dell'area;
- angolo di incidenza locale (medio) tale da garantire sufficiente retrodiffusione;

• linea di vista quanto più possibile parallela alla direzione in cui è atteso il movimento.

Il posizionamento del sistema deve tenere conto anche delle difficoltà specifiche del luogo, come la logistica della zona (facilità/difficoltà di raggiungimento), distanza (< di 2 km ca. per le potenze consentite dalle normative di radioproiezione vigenti), l'altitudine ed il dislivello, le caratteristiche climatiche, e le condizioni al contorno, che possono aumentare i costi ed i tempi dell'installazione e richiedere frequenti interventi di manutenzione. Il limite maggiore del sistema risiede nella necessità del collegamento alla rete elettrica o a un gruppo elettrogeno capace di fornire una potenza appropriata.

Le distorsioni delle immagini, come quelle presenti sulle immagini SAR aviotrasportate e da satellite per le *baseline* geometriche e normali, vengono annullate fissando la strumentazione su un supporto stabile (naturale o appositamente creato) dotato di opportuni ancoraggi per evitare scuotimenti, vibrazioni ed oscillazioni, in modo da garantire il perfetto riposizionamento in eventuali misurazioni. La strumentazione utilizzata deve altresì essere installata in modo tale da non essere esposta ad urti o a manomissioni. La distorsione temporale risulta nella maggior parte dei casi estremamente ridotta, dato che i tempi di misura risultano estremamente bassi.

Tali tempi dipendono dai seguenti parametri:

- lunghezza della scansione;
- larghezza della banda di frequenza utilizzata e numero di passi in frequenza;
- numero di passi lungo l'azimut;
- numero di ripetizioni nella banda su ogni passo nell'apertura.

Dopo l'elaborazione dei dati grezzi, avvenuto il processo di "focalizzazione" nella immagine, il prodotto di una singola acquisizione di un sistema SAR basato a terra è un'immagine radar in cui ad ogni cella di risoluzione corrisponde un numero complesso (A $e^{j\Phi}$) costituito da un valore di ampiezza (A) ed uno di fase (ϕ) (sezione 2.3.3 e sezione 2.3.4).

La distribuzione e la risoluzione spaziale delle celle di risoluzione ottenibili sull'area di interesse dipendono dai parametri di misura utilizzati, dalle caratteristiche dell'installazione e dalle distanze sensore-scena. La risoluzione in *range* (Δr_r) come per i SAR montati su piattaforma satellitare, è inversamente proporzionale alla larghezza della banda di frequenza usata (B) e all'angolo di vista (θ) e risulta indipendente dalla distanza:

 $\Delta r_r = c/(2Bsen\theta)$

La risoluzione in azimut, a differenza dei sensori SAR presenti sui satelliti, dipende dalla distanza del sensore dallo scenario (R), dalla lunghezza dell'apertura (L) e dalla lunghezza d'onda del segnale utilizzato (λ) , secondo la relazione:

$\Delta r_a = \lambda R/2L$

Le risoluzioni che si possono ottenere sono quindi variabili in funzione dei parametri suddetti; si ottengono valori di pochi cm per monitoraggi a breve distanza (poche decine di m) fino a valori di alcuni m per scenari distanti pochi km.

Date le ridotte distorsioni, l'interferogramma che il sistema LiSA produce fornisce informazioni sui contributi di fase dovuti solo al movimento riferito all'intervallo di tempo compreso tra le due acquisizioni. Lo spostamento ottenuto si riferisce alla componente lungo la linea di vista del sistema e può essere positivo o negativo. Nel caso del LiSA, uno spostamento negativo indica un avvicinamento al sistema (come avviene per i fenomeni franosi), uno spostamento positivo indica invece un allontanamento dal sistema (come avviene su un edificio vulcanico in deflazione).

Affinché un interferogramma fornisca informazione sulle deformazioni, è necessario utilizzare intervalli temporali fra le due immagini adeguati al movimento in atto, sia per evitare il *phase unwrapping*, sia per individuare dalle frange il campo deformativo. Affinché non siano perse informazioni di fase e/o di coerenza è possibile generare una sequenza di interferogrammi prendendo la prima immagine come di riferimento e variando progressivamente la seconda oppure prendendo coppie consecutive di immagini e cumulando i vari spostamenti relativi (sezione 2.3.4).

Il risultato finale ottenuto con i due metodi dovrebbe essere lo stesso e la scelta nell'applicazione dovrebbe essere fatta in funzione della velocità con cui si sviluppa il fenomeno di interesse e l'entità della decorrelazione temporale. La maggior parte delle volte invece, i due metodi non producono lo stesso risultato, a causa degli errori intrinseci alla tecnica (sezione 2.3.4) e ai filtri che vengono applicati nelle procedure di elaborazione degli interferogrammi.

La tecnica interferometrica applicata su dati acquisiti con questo tipo di sistema è in grado di rilevare direttamente spostamenti dell'ordine della lunghezza d'onda del segnale utilizzato, con una precisione pari ad una piccola frazione della stessa lunghezza d'onda. Una valutazione di tale precisione di misura può essere effettuata, di volta in volta per ogni applicazione del sistema, analizzando statisticamente le fluttuazioni del valore della fase interferometrica di zone ritenute stabili. La deviazione standard della distribuzione di questi valori può essere utilizzata come stima della precisione, trasformando questo dato che è espresso in gradi in millimetri, tenendo conto della frequenza centrale utilizzata nelle misure (Tarchi *et al.*, 2002).

2.3.6.3 Prestazioni tipiche e limiti del sistema LiSA

Caratteristica principale del sistema LiSA è quella di poter lavorare in continuo, in maniera affidabile, e di fornire risultati preliminari dopo pochi minuti dalla sua messa in posto (eseguibile in poche ore) e dall'acquisizione delle prime misure. Tale aspetto rende il sistema particolarmente apprezzato in situazioni di emergenza, allorché un evento critico e/o pericoloso è ritenuto imminente o è appena avvenuto, al fine di garantire la salvaguardia di elementi di particolare interesse quali centri abitati ed infrastrutture.

Il LiSA, lavorando alle lunghezze d'onda del radar, permette di ottenere immagini in qualsiasi condizione di luminosità (di giorno, di notte oppure in presenza di nebbia) e in qualsiasi condizione atmosferica, indipendentemente dalla presenza di un operatore.

La precisione nelle misure effettuate da ca. 1 km di distanza risulta dell'ordine dei decimi di mm, ed il confronto con sensoristica tradizionale, ha mostrato un ottimo accordo tra i risultati ottenuti (Tarchi *et al.*, 2003a, 2003b; Bonforte *et al.*, 2008).

I tempi di misura possono essere selezionati, variando per esempio la lunghezza dell'apertura sintetica ed il numero di passi lungo l'apetura) sulla base dello scenario osservato e della caratteristiche di movimento del fenomeno in esame. In rapporto all'applicazione di simili tecniche da piattaforma satellitare o aviotrasportata, l'uso di un

sistema basato a terra consente una migliore adattabilità dei parametri di osservazione alle specifiche particolarità del fenomeno e del sito in esame.

Il sistema può essere utilizzato come valido supporto per ottimizzare e migliorare la distribuzione dei sistemi di monitoraggio (Corsini *et al.*, 2006), con strumentazione tradizionale, installati su scenari complessi, come per esempio nel caso di Stromboli (capitolo 4).

Nonostante la versatilità ed i numerosi vantaggi offerti da questo sensore rispetto ad altre tecniche più tradizionali, il sistema LiSA soffre di alcune limitazioni da considerare al fine di ottenere risultati corretti.

In prima analisi la tecnica può essere applicata per lo studio di fenomeni localizzati (ricopre qualche km^2 di superficie, contro i 10^4 km^2 dei sistemi satellitari) e dunque non può essere utilizzata, come avviene per i sensori radar montati su satellite, per la sorveglianza di scenari a larga scala.

Inoltre, anche a seguito delle difficili condizioni logistiche in cui si svolgono, nella maggior parte dei casi, le misure, si possono verificare altre condizioni che introducono disturbi, degradano e/o limitano la qualità dell'immagine, fino a causare l'interruzione del funzionamento del sistema. Tra queste si riconoscono le seguenti problematiche:

- difficoltà nell'applicazione della tecnica su versanti coperti da intensa vegetazione, almeno per le bande di frequenza solitamente utilizzate (C e K_u);
- cambiamenti repentini delle condizioni atmosferiche: forti variazioni di umidità e temperatura apportano malfunzionamenti temporanei o persistenti all'elettronica e al VNA che gestisce il sistema;
- diretta dipendenza del sistema dall'alimentazione elettrica; l'interruzione della fornitura dalla rete elettrica e le continue variazioni di tensione comportano la stabilità e la continuità delle misure;
- presenza di condizioni atmosferiche estreme (ghiaccio e polveri) che rendono notevolmente più difficili, lunghe ed onerose le operazioni di ripristino e manutenzione del sistema.

Una parte di tali disturbi riguarda le singole componenti del sistema e vengono limitati dopo le prime ore di misura. Per tal motivo i disturbi legati propriamente al sistema potranno essere superati negli anni con miglioramenti tecnologici mirati per esempio all'indipendenza dalla corrente elettrica e alla riduzione dei consumi attraverso batterie e/o pannelli fotovoltaici, e all'aumento dell'affidabilità della meccanica del sistema, in maniera tale da ridurre al minimo le onerose operazioni di manutenzione e le interruzioni delle misure. I disturbi non direttamente legati alle componenti del sistema, come quelli che dipendono dallo scenario osservato, possono essere limitati sviluppando particolari elaborazioni, *software* ed algoritmi che minimizzino gli effetti negativi alla qualità dell'immagine. Sulla base delle esperienze effettuate tutte le limitazioni appaiono comunque circoscritte (Tarchi *et al.*, 2000a, 2003c, 2005; Antonello, 2002) e son in corso varie attività di ricerca volte a diminuire ulteriormente la loro influenza (Antonello, comunicazione personale).

2.4 Applicazioni del telerilevamento nello studio dei dissesti

L'impiego del telerilevamento per l'analisi dei dissesti è stato ampiemante discusso ed utilizzato al fine della valutazione della pericolosità di frana sia a carattere regionale che a scala di versante (Jones *et al.*, 1961; Hummbert, 1997; Brabb, 1984; Varnes, 1978, Varnes & IAEG, 1984; Wieczorek, 1984; Hutchinson, 1995a, 1995b; Soeters & Van Western, 1996).

La valutazione completa della pericolosità da frana, intesa come probabilità che un dato evento di una data intensità (severità geometrica e meccanica) si verifichi in un dato tempo in una certa area (WP/WLI, 1990), dovrebbe considerare (Hartlen e Viberg, 1988; & Casagli, 1996) tutte le seguenti previsioni:

- previsione spaziale, relativa alla possibile ubicazione delle future frane;
- previsione temporale, relativa al momento in cui uno specifico fenomeno franoso si verificherà;
- previsione tipologica, relativa alla tipologia di frana che si innescherà;
- previsione dell'intensità, relativa alla velocità ed alle dimensioni o all'energia con cui il movimento franoso si esplicherà;
- previsione dell'evoluzione, inerente la valutazione della possibile distanza di propagazione o dei limiti di retrogressione o di espansione laterale.

Le maggiori difficoltà insite nella procedura di valutazione delle previsioni sopra elencate sono adducibili alle seguenti considerazioni (Aleotti & Chowdhury, 1999):

- discontinuità spaziale e temporale dei fenomeni franosi;
- identificazione delle cause, dei fattori di innesco e delle relazioni causa-effetto;
- mancanza di una serie completa di dati storici riguardo la frequenza e l'intensità dei processi di versante (a differenza dei fenomeni sismici ed idraulici, per i quali è disponibile un'elevata quantità di informazioni).

Negli anni la valutazione della pericolosità di frana si è sviluppata con due tipologie di approcci differenti (Tabella 7): la prima prevede la mappatura delle frane (Zaruba, 1969; Rybar, 1973; Panizza, 1974; Canuti et al., 1979; Varnes & IAEG, 1984; Thompson, 1991; Guida et al., 1994; Parise & Wasaski, 1999) la seconda prevede il monitoraggio delle frane (Skempton & De Lory, 1957; Hutchinson, 1988; Hutchinson & Wilson, 1993; Evans, 1998; Squarzoni et al., 2003). Il primo approccio viene applicato principalmente nel campo della geomorfologia, come analisi fra forme e caratteristiche del terreno ed agenti che lo hanno modellato. Lo scopo è quello di generare mappe di zonazzione attraverso la ricerca, il miglioramento e il perfezionamento di legende, rapresentazioni grafiche e simboli riconducibili all'identificazione della previsione spaziale, suscettibilità. Il mezzo di cui si serve tale approcco è costituito principalmente da foto aeree e carte tematiche di svariato genere. Il secondo approccio, invece, si applica principalmente al settore dell'ingegneria geotecnica, quidi allo studio dei parametri del terreno e all'interazione fra opere civili e il suolo. Lo scopo di questo approccio alla pericolosità di frana, si riconduce allo sviluppo di modelli previsionali attraverso le analisi delle correlazioni, connessioni e rapporti, fra dati provenienti da strumentazioni per lo più in foro e da sistemi di controllo in continuo. Il metodo apporta quindi informazioni sulla previsione temporale (forecast).

	Mappatura	Monitoraggio			
Disciplina di applicazione	Geomorfologia	Ingegneria geotecnica			
Tecnologia	Foto aeree, carte tecniche- topografiche	Strumentazione per lo più in foro			
Attività di ricerca	Determinazione di legende e rappresentazioni	Analisi delle correlazioni fra dati			
Obiettivo	Previsione spaziale (suscettibilità)	Previsione temporale (forecasting)			
Prodotto finale	Mappe di zonazione	Modelli revisionali			

Tabella 7 - tabella riassuntiva degli approcci per lo studio dei fenomeni franosi.

2.4.1 MAPPATURA DELLE FRANE

Lo scopo della mappatura delle frane è quello di evidenziare porzioni di territorio nelle quali si possono riconoscere segni di frane nell'ambito di interi bacini idrografici o di porzioni rilevanti di essi. Il risultato consiste in una cartografia a larga scala utile per l'aggiornamento degli inventari delle frane e quale supporto alla pianificazione territoriale.

Uno studio di valutazione e zonazione della franosità si basa, in generale, su quattro assunzioni fondamentali (Varnes & IAEG, 1984; Hutchinson, 1995a):

- le frane si verificano nelle stesse condizioni geologiche, geomorfologiche e climatiche che le hanno determinate nel passato;
- le principali condizioni responsabili della franosità sono controllate da ben identificabili fattori fisici;
- il grado di suscettibilità può essere soggetto a stima;
- tutte le tipologie di frana possono essere individuate e classificate.

In generale le tecniche di applicazione per la stima della zonazione da frana si riconducono a due metodi: metodi qualitativi e metodi quantitativi (Soeters & Van Westen, 1996; Aleotti & Chowdhury, 1999).

I metodi qualitativi, sono metodi che danno vita ad una valutazione descrittiva e qualitativa della pericolosità, dipendono fortemente dal giudizio di una persona esperta. I dati di ingresso sono di solito confermati dalle indagini di campagna, se possibile. Su aree ristrette, il metodo qualitativo più frequente si basa sull'analisi geomorfologica di campagna: i procedimenti di stima e di zonazione vengono condotti direttamente sul campo dai rilevatori, sulla base di quanto appreso in situazioni simili, senza alcuna chiara indicazione riguardo ai criteri seguiti per il riconoscimento e la perimetrazione dell'instabilità. La carta di zonazione è derivata senza elaborazioni intermedie, dalla carta geomorfologica.

I metodi quantitativi, sono metodi che danno stime numeriche (in termini di probabilità o fattore di sicurezza) della pericolosità, risultano teoricamente più rigorosi e meno soggettivi rispetto a quelli qualitativi. Questi metodi si basano su analisi probabilistiche che confrontano la distribuzione spaziale delle frane rilevate con i parametri ambientali, operando un'analisi statistica bivariata o multivariata, dei parametri ritenuti discriminanti, e su metodi deterministici, basati su modelli geomeccanici.

I metodi sopra menzionati conducono entrambi alla formazione di mappe di zonazione, nelle quali si riconoscono forme più o meno estese adducibili a movimenti di versante. Queste mappe rappresentano carte inventario delle frane nelle quali sono riportate la distribuzione spaziale, le caratteristiche, le dimensioni, la distribuzione di attività, la tipologia, la descrizione dello stato di attività ed altre informazioni che derivano dall'uso di immagini telerilevate satellitari, stereoscopia e da riprese aeree, a diverse risoluzioni spaziali, da dati già esistenti e da dati di campagna.

I dati di input utilizzati per le mappe inventario sono genericamente riassunti nel seguente elenco:

- le informazioni ottenute dall'analisi SAR interferometrica;
- le immagini ottiche ad alta risoluzione, acquisite da satelliti come IKONOS, QUICKBIRD, SPOT;
- foto aeree;
- mappe di inventario già esistenti;
- DEM ad elevata accuratezza;
- carte topografiche.

Al fine di uniformare le carte inventario sono stati definiti i parametri caratteristici contenuti in tali carte ed i loro significati in base alle raccomandazioni stabilite dal Working Party for World Landslides Inventory (WP/WLI, 1993 - 1994).

Distribuzione di attività

- Frana in avanzamento (*advancing*): la superficie di rottura si estende nella direzione del movimento.
- Frana retrogressiva (*retrogressing*): la superficie di rottura si estende in senso opposto a quello del movimento del materiale spostato.
- Frana multi-direzionale (*enlarging*): la superficie di rottura si estende in due o più direzioni.
- Frana in diminuzione (*diminishing*): il volume del materiale spostato decresce nel tempo.
- Frana confinata (*confined*): è presente una scarpata ma non è visibile la superficie di scorrimento al piede della massa spostata.
- Frana costante (*moving*): il materiale spostato continua a muoversi senza variazioni apprezzabili della superficie di rottura e del volume di materiale spostato.
- Frana in allargamento (*widening*): la superficie di rottura si estende su uno o entrambi i margini laterali.

Stile di attività

- Frana complessa (*complex*): caratterizzata dalla combinazione, in sequenza temporale, di due o più tipi di movimento (crollo, ribaltimento, scivolamento, espansione, colamento).

- Frana composta (*composite*): caratterizzata dalla combinazione di due o più tipi di movimento (crollo, ribaltamento, scivolamento, espansione, colamento), simultaneamente in parti diverse della massa spostata.
- Frana successiva (*successive*): fenomeno caratterizzato da un movimento dello stesso tipo di un fenomeno precedente e adiacente, in cui per le masse spostate e le superfici di rottura si mantengono ben distinte.
- Frana singola (single): caratterizzata da un singolo movimento del materiale spostato.
- Frana multipla (multiple): molteplice ripetizione dello stesso tipo di movimento.

Stato di attività (Tabella 8)

- Frana attiva (*active*): attualmente in movimento, sono rilevabili, anche con frequenza stagionale, indizi di movimenti in atto.
- Frana attiva sospesa (*suspended*) si è mossa entro l'ultimo ciclo stagionale ma non attiva attualmente.
- Frana attiva riattivata (*reactivated*): di nuovo attiva dopo essere stata inattiva.
- Frana inattiva (*inactive*): si è mossa l'ultima volta prima dell'ultimo ciclo stagionale.
- Frana inattiva quiescente (*dormant*): frana inattiva che può essere riattivata, pur non essendo rilevabili evidenze di movimento, dalle sue cause originali poiché sono ancora presenti condizioni morfologiche e climatiche tali da poter riattivare il fenomeno.
- Frana inattiva naturalmente stabilizzata (*stabilized*): frana inattiva che è stata protetta dalle sue cause originali.
- Frana inattiva artificialmente stabilizzata (*abandoned*) Frana inattiva che è stata protetta dalle sue cause originali da misure di stabilizzazione.
- Frana inattiva relitta (*relict*): frana inattiva che si è sviluppata in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse dalle attuali.

STATO D	I ATTIVITA'
	Attiva
ATTIVA	Sospesa
	Riattivata
	Quiescente
INATTIVA	Naturalmente stabilizzata
	Artificialemte stabilizzata
	Relitta

Tabella 8 - tabella riassuntiva sullo stato diattività delle frane.

Tipi di frana

- Crollo (*fall*): fenomeno che inizia con il distacco di terra o roccia da un pendio acclive su una superficie lungo la quale lo spostamento di taglio è nullo o limitato. Il materiale si muove quindi nell'aria per caduta libera, rimbalzo e rotolamento.

- Ribaltamento (*topple*): rotazione in avanti, verso 1'esterno del versante, di una massa di terra o roccia, intorno ad un punto o un asse situato al di sotto del centro di gravità della massa spostata.
- Scivolamento (*slide*): movimento verso la base del versante di una massa di terra o roccia che avviene in gran parte lungo una superficie di rottura o entro una fascia, relativamente sottile, di intensa deformazione di taglio.
- Espansione (*spread*): movimento di un terreno coesivo o di un ammasso roccioso, in seguito all'estrusione e allo spostamento di un livello di materiale meno competente sottostante, associate alla subsidenza della massa fratturata. La superficie di rottura non è una superficie di intensa deformazione di taglio. L'espansione può essere causata dalla liquefazione o dal flusso del materiale a bassa competenza.
- Colamento (*flow*): movimento distribuito in maniera continuata all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. La distribuzione delle velocità nella massa spostata è analoga a quella all'interno di un fluido viscoso.

2.4.2 MONITORAGGIO DELLE FRANE

L'approccio alle frane basato sul monitoraggio utilizza metodi di indagine come studi geologici, geofisici, perforazioni, sondaggi e prove in situ, con i quali vengono delimitate singole frane e porzioni limitate di terreno a scala di singolo evento studiandone la loro evoluzione spazio-temporale. Lo scopo di tale approccio non è quello di identificare il movimento, come per l'approccio precedentemente menzionato, ma è quello di delimitare arealmente e volumetricamente i fenomeni franosi nella maggior parte dei casi già individuati e di seguirne la loro evoluzione spazio-temporale, al fine di prevederne il possibile collasso. Il prodotto finale di tale approccio risulta la compilazione di modelli previsionali, sfruttando correlazioni (*cross correlation*) fra serie temporali sulle cause d'innesco (come piogge, altezza del livello della falda, eventi sismici) e gli effetti stessi (velocità o spostamento cumulato della frana).

Per il monitoraggio dei fenomeni franosi gli strumenti più frequentemente utilizzati possono essere riassunti nel seguente elenco:

- rilievi topografici di precisione mediante utilizzo di stazione totale, livellazione e strumentazione GPS, con installazione di capisaldi di misura e postazioni fisse per la messa in stazione dell'apparecchiatura topografica;
- stazioni meteo fisse, per il controllo dei parametri meteorologici di interesse (pioggia, temperatura, umidità, intensità e direzione dei venti, ecc.);
- strumentazione geotecnica (estensimetri, fessurimetri, inclinometri, tubi spia, TDR, ecc.), installata in superficie oppure in pozzi;
- sondaggi geognostici (a carotaggio continuo, a distruzione di nucleo, ecc.);
- piezometri, per il controllo e la misurazione dell'eventuale presenza d'acqua nei terreni interessati.

Il sistema di monitoraggio deve prevedere un'architettura modulare composta da una rete di misura (impianti remoti) che monitora in modo continuativo i parametri del sistema, da un sistema di trasmissione dati, da un'unità centrale di raccolta e gestione dati, che esegue l'acquisizione dei dati dagli impianti remoti, l'archiviazione e la trasmissione ad un centro di controllo a cui viene lasciata la possibilità di coordinare, in forma parametrica, le attività delle varie unità terminali remote. Utilizzando i dati ottenuti dalla rete di monitoraggio è possibile produrre le seguenti informazioni:

- serie temporali dei parametri significativi sulle cause e sugli effetti;
- elaborazioni statistiche
- costruzione delle stratigrafie puntuali dell'area in esame;
- diagrammi rappresentativi delle misure effettuate;
- planimetrie, in cui vengono riportati gli spostamenti periodici misurati;
- serie cronologiche degli spostamenti planimetrici misurati sui capisaldi;
- individuazione delle possibili superfici di scorrimento e degli spessori interessati dal movimento;
- individuazione del tipo di cinematismo franoso;
- studio dell'evoluzione spazio-temporale del fenomeno;
- stima del volume della massa in frana;
- individuazione di situazioni di criticità da tenere sotto controllo;
- implementazione di sistemi di pre-allarme "*Early Warning*", con l'invio di segnali di allarme di primo livello a cellulari di servizio.

A livello europeo il programma di monitoraggio finanziato dalla Commissione Europea più importante è il GMES (*Global Monitoring for Environment and Security*) con il quale dal 2001 lo scopo è stato quello di stabilire entro il 2008 una capacità europea di Monitoraggio Globale per l'Ambiente e la Sicurezza al fine di raccogliere e utilizzare tutti i dati e le informazioni disponibili a supporto delle politiche di sviluppo sostenibile. Di questo programma fanno parte anche i progetti finanziatati dall'FP6 e FP7(sesto e settimo programma quadro, decisione 1513/2002/CE) fra i quali EURORISK-PREVIEW (*Prevention, Information and Early Warning pre-operational services to support the management of risks*), GEOMON (*Global Earth Observation and Monitoring*), SAFER (*Services and Applications For Emergency Response*, in corso di negoziazione) e GMOSS (*Global Monitoring for Security and Stability*,) FOREST-FOCUS (monitoraggio delle foreste e delle interazioni ambientali), RISK-AWARE (*Advanced Weather forecasting system to Advice on Risk Events and management*), LIMES (*Land and Sea Monitoring for Environment and Security*), che hanno offerto un valido contributo allo sviluppo di sistemi di monitoraggio a livello europeo.

Sempre all'interno di programmi quadro di ricerca e sviluppo della Commissione Europea ma che non rientrano nel programma GMES, altri progetti come GALAHAD (2005-2008) (Advanced Remote Monitoring Techniques for Glaciers, Avalanches and Landslides Hazard Mitigation) e IRASMOS (2006-2008) (Integral Risk Management of Extremely Rapid Mass Movements) hanno mirato allo sviluppo di avanzate tecniche di monitoraggio e al miglioramento dei metodi e degli strumenti ai fini della previsione. I progetti, in particolare, hanno permesso di migliorare la conoscenza scientifica e tecnologica nei settori delle frane e di fornire soluzioni operative, efficaci ed a basso costo al monitoraggio ed ai metodi di interpretazione, in maniera tale da diventare standard a livello europeo.

2.4.3 EVOLUZIONE DELLO STATO DELLE CONOSCENZE E DELLA NORMATIVA SULLE FRANE IN ITALIA

Questo paragrafo intende presentare, in maniera sintetica, l'evoluzione dello stato delle conoscenze e della normativa delle principali leggi nel settore dello stato e delle prevenzione delle frane in Italia.

L'obiettivo è quello di illustrare il percorso giuridico dell'attuale apparato di strumenti di censimento, pianificazione e monitoraggio dei fenomeni franosi a partire dai molteplici dispositivi legislativi che si sono sviluppati nel corso degli anni, talvolta anche dopo il verificarsi di eventi catastrofici.

La prima legge statale che affrontò il problema della stabilità dei centri urbani risulta la legge del 31 Marzo 1904 n. 140 (Legge Zanardelli) alla quale seguì la legge del 9 Luglio 1908 n. 445 che, al titolo IV, detta norme per il "consolidamento di frane minaccianti abitati e trasferimenti di abitati in nuova sede". Quest'ultima individua, nel Sud Italia (Campania, Basilicata, Calabria), 1306 insediamenti urbani classificati da consolidare e ben 323 da trasferire.

Il lavoro svolto dallo storico e geografo R. Almagià nel 1907 e nel 1910 (Memorie della Società Geografica Italiana S.G.I. - "Studi geografici sopra le frane d'Italia" vol. XIII e vol. XIV) relativo alla mappature di frane a grande scala, risulta particolarmente significativo poiché per la prima volta esamina in maniera approfondita i fenomeni di versante dell'Appennino Settentrionale (registrando ca. 222 frane) e dell'Appennino Centro-Meridionale (registrando ca. 282 frane).

A tale legge ne seguirono altre, tra cui la legge del 26 Novembre 1955 n. 1117 che, ai sensi dell'art. 8, aggiorna l'elenco degli abitati della Calabria da consolidare e trasferire, classificandone ulteriori 45 (di cui 6 da trasferire). Negli anni '60 il numero di insediamenti compresi negli elenchi aumentò in virtù di varie disposizioni emanate a seguito di calamità naturali.

In seguito, il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici, con la circolare n. 1866 del 4 Luglio 1957, richiese agli Uffici del Genio Civile di segnalare "il numero e le caratteristiche dei movimenti franosi degni di rilievo nel territorio di competenza". Il censimento venne aggiornato nel 1963. Nel 1957 vennero censite 1987 frane che salirono a 2685 nel censimento del 1963.

Nel 1984, con Decreto emanato dal Ministro per il coordinamento delle iniziative per la Ricerca scientifica e tecnologica, di concerto con il Ministro dei Lavori Pubblici ed il Ministro della Protezione Civile, fu istituito il Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) al quale vennero attribuiti i seguenti compiti:

- la promozione di ricerche interdisciplinari nel settore della difesa dalle inondazioni e dalle frane;
- la consulenza scientifica e tecnica a Ministeri, Autorità Regionali ed Enti locali con particolare riferimento ai problemi di protezione civile;
- il coordinamento delle azioni d'intervento scientifico in occasione di eventuali inondazioni o frane;
- la formulazione di proposte in relazione a normative e provvedimenti atti alla Previsione ed alla Prevenzione.

Il GNDCI, costituito da unità coordinate, si è occupato anche della previsione e prevenzione di movimenti franosi a grande rischio, avviando, per tale argomento,

un'apposita indagine conoscitiva (studio dei "Centri abitati instabili" - Programma SCAI) finalizzata all'interpretazione dei fenomeni ed alla valutazione del rischio.

Al fine, inoltre, di migliorare le conoscenze di base sull'argomento, a tale gruppo fu affidato lo sviluppo dei seguenti temi di ricerca:

- 1. studio geologico, geomorfologico e geotecnico di fenomeni franosi tipici italiani per una caratterizzazione del territorio italiano nei riguardi della stabilità;
- 2. elaborazione di metodologie di indagine e studio delle frane, dalla fase di emergenza a quella della pianificazione degli interventi di consolidamento;
- 3. studio d'interventi di stabilizzazione provvisoria e definitiva nelle aree interessate da movimenti franosi;
- 4. analisi delle principali cause delle frane e l'identificazione delle loro intensità critiche necessarie per determinare diffusi fenomeni di instabilità.

Il 18 Maggio 1989, n. 183, è stata approvata la legge recante "Norme per il riassetto organizzativo e funzionale della difesa del suolo".

Tale legge, necessaria a colmare un ritardo culturale e tecnico organizzativo che separava l'Italia dagli Stati più avanzati sotto il profilo della legislazione in materia ambientale, permette oggi all'ordinamento di disporre di un sistema organico di soggetti, istituti e procedure di pianificazione in grado di ricondurre, ad unità di obiettivi e coerenza di metodologie, l'operato dei diversi enti titolari di poteri di intervento sul territorio.

La stessa legge, attraverso una pregnante ed incisiva attività centrale di indirizzo, coordinamento e verifica, sia sul piano tecnico che finanziario, intende anche garantire il superamento di logiche di intervento a carattere settoriale e congiunturale, frequentemente impiegate per soluzioni temporanee o provvisorie.

Per la prima volta, inoltre, viene evidenziata la necessità di un'attività conoscitiva (art.2) del territorio allo scopo di assicurare, tra le altre cose, la difesa del suolo attraverso l'obbligo di una sistematica valutazione preliminare del rischio naturale a fini essenzialmente di pianificazione.

Ai fini dell' l'attuazione di un piano per la legge sono ritenute indispensabili le attività di raccolta, elaborazione, archiviazione e diffusione dei dati, la ricerca e lo studio degli elementi dell'ambiente fisico e delle condizioni generali di rischio, la formazione e l'aggiornamento delle "carte tematiche" del Territorio.

Poggiandosi su tali basi, il Ministro per il Coordinamento della Protezione Civile, On. Lattanzio, il 23 giugno 1989, con l'Ordinanza n 1751/FPC, pubblicata il 4 luglio 1989 sulla G.U., ha commissionato al GNDCI il censimento delle aree del paese colpite da frane e da inondazioni per il periodo 1918-1990, progetto AVI, da completarsi entro diciotto mesi dal perfezionamento dell'affidamento dell'incarico tecnico-scientifico. Il censimento, condotto fra il 1991 ed il 1992, è stato realizzato da 17 gruppi di ricerca, coinvolgendo oltre 300 esperti, ricercatori ed operatori tecnici coordinati dall'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI) del CNR (Reichenbach *et al.*, 1998). Nel 1996 viene pubblicata, dal CNR-IRPI, una prima carta sinottica delle principali località colpite da movimenti franosi e da inondazioni (Guzzetti *et al.*, 1996); nel 1998 la seconda carta sinottica riporta oltre 9000 località colpite da frane ed oltre 6000 località colpite da inondazioni. Il censimento delle aree colpite da frane ed inondazioni è stato in seguito esteso al 2001 (http://www.irpi.cnr.it/).

Nel frattempo, il Servizio Geologico Nazionale (Catenacci, 1992), pubblica un volume delle Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia (Vol. XLVII) nel quale sono

censite calamità idrogeologiche in 4570 Comuni italiani che avrebbero causato un totale di 3488 morti (2477 a causa di frane ed 345 a causa di inondazioni), nonché danni a carico dello Stato per 33.000 miliardi di lire (1990).

Nel 1996 inoltre, è stata redatta la prima guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione del Servizio Geologico (Amanti *et al.*, 1996).

Successivamente al disastro di Sarno (Sa) (colata rapida di fango e detriti del 4-5 Maggio 1998, che provocò 153 vittime) è stato emanato il D.L. n. 180 "Misure urgenti per la prevenzione del rischio idrogeologico ed a favore delle zone colpite da disastri franosi nella regione Campania" (meglio conosciuto come Decreto Sarno) convertito poi nella legge n. 267/98. La legge Sarno riporta all'art. 1: "Entro il termine perentorio del 30 Giugno 2001, le autorità di bacino di rilievo nazionale e interregionale e le regioni per i restanti bacini adottano, ove non si sia già provveduto, piani stralcio di bacino per l'assetto idrogeologico, redatti ai sensi del comma 6-ter dell'articolo 17 della legge 18 maggio 1989, n. 183, e successive modificazioni, che contengano in particolare l'individuazione delle aree a rischio idrogeologico e la perimetrazione delle aree da sottoporre a misure di salvaguardia, nonché le misure medesime."

La legge 267/98 ha previsto, per la prima volta in Italia, il duplice scopo di:

- affrontare il tema del rischio idrogeologico inteso come il verificarsi di pericolosità geologiche (frane e alluvioni) sull'assetto socio-economico del territorio;
- diventare uno strumento straordinario per l'accelerazione delle procedure previste dalla Legge 183/89 con specifico riferimento alla individuazione delle aree a più elevato rischio sulle quali attivare da subito azioni e interventi tesi, da un lato, alla realizzazione delle opere necessarie, dall'altro alla sicurezza delle popolazioni e delle infrastrutture esposte attraverso un sistema di norme di salvaguardia, di piani straordinari di intervento, di piani di protezione civile.

Il decreto Sarno trova attuazione principalmente attraverso:

- l'adozione da parte delle Autorità di Bacino di piani straordinari nell'ambito dei quali vengono perimetrate le aree a rischio geologico-idraulico molto elevato (R3 ed R4);
- finanziamento di programmi di interventi urgenti per la riduzione del rischio geologico-idraulico;
- redazione dei piani stralcio di bacino Piani di Assetto Idrogeologico;
- potenziamento delle strutture tecniche per la difesa del suolo e delle reti di monitoraggio, obbligando le amministrazioni ad effettuare una mappatura speditiva, risultando il primo esempio di perimetrazione delle frane a livello nazionale, in attività e non.

Tra i vari aspetti il Decreto Sarno e tutte le leggi successive correlate (sino al recente D.Lgs. 152/2006) hanno obbligato le pubbliche amministrazioni (Regioni e Province autonome) e i vari enti preposti (MATT, APAT, AdB, ecc.) ad una mappatura speditiva dello stato del dissesto di tutto il territorio nazionale.

Fra i principali progetti di mappatura delle frane, il progetto IFFI -Inventario Fenomeni Franosi in Italia (gestito in collaborazione da il Dipartimento Difesa del Suolo dell'Apat e dalle Regioni e Province italiane) risulta il più completo. Tale progetto fornisce un quadro esaustivo ed omogeneo, basato su dati aggiornati, delle frane e della loro distribuzione sul territorio nazionale ed offre un valido strumento per valutare la pericolosità del fenomeno franoso e programmare interventi di difesa del suolo e pianificazione territoriale.
Parallelamente all'evoluzione dello stato delle conoscenze e della normativa circa la regolamentazione dei dissesti di versante, nel corso degli anni si è potuto assistere anche ad un perfezionamento della strumentazione e delle tecniche di rilevamento e monitoraggio da terra e soprattutto da distanza, con la crescente disponibilità di sensori da satellite (interferometria SAR e VHR) di derivazione militare, che hanno permesso di acquisire in maniera più dettagliata informazioni sui fenomeni franosi. Tali strumentazioni permettono infatti, come indicato nei precedenti paragrafi, una visione sinottica, areale e a distanza, in tempi brevi e con risoluzioni di pochi metri (Achace, 1995; Mantovani *et al.*, 1996; Fruneau, 1996; Carnec *et al.*, 1996; Singhroy, 1998; Klees & Massonet, 1999; Metternicht *et al.*, 2005; Moretti *et al.*, 2005; Yang *et al.*, 2007.

3 MAPPATURA DELLE FRANE (LANDSLIDE MAPPING)

3.1 Generalità

Una carta inventario è il mezzo più semplice di rappresentazione cartografica dei fenomeni franosi (Hansen, 1984), nella quale sono riportati, per ogni evento, la localizzazione ed il numero maggiore possibile delle caratteristiche, in relazione alla scala del lavoro. Ad oggi non esiste né a livello internazionale né a livello nazionale italiano un codice standardizzato per la realizzazione delle carte inventario dei fenomeni franosi.

Le carte inventario possono essere realizzate con tecniche diverse a seconda della scala, dello scopo e delle risorse finanziarie disponibili (Carrara, 1982; Brabb, 1984; Varnes & IAEG, 1984; Wieczrek, 1984). Le carte a grande denominatore di scala (maggiore di 100.000) sono generalmente redatte tramite la compilazione di dati bibliografici. Queste carte se preparate attraverso l'interpretazione di fotografie aeree (Cardinali et al., 1990), possono essere utilizzate per analisi geomorfologiche, per studi sul grado di suscettibilità di frana e per pianificazioni territoriali a scala regionale (Brabb, 1989). Se sono preparate con metodi compilativi sono utili per puntualizzare lo stato delle conoscenze e per pianificare progetti di ricerca più accurati (Radbruch-Hall et al., 1976). Le carte a medio denominatore di scala (comprese fra 100.000 e 50.000) sono normalmente redatte attraverso un esteso lavoro di interpretazione di fotografie aree a scala compresa fra 1:60.000 ed 1:20.000, con controlli in campagna generalmente limitati (Guzzetti & Cardinali, 1990). Queste carte possono essere impiegate come ausilio all'analisi geomorfologica ed evolutiva di dettaglio, come base di dati per analisi statistiche sulla distribuzione degli eventi franosi (Carrara, 1983), nonché per la preparazione di carte del rischio da frana (Carrara et al., 1991; Bernknopf et al., 1988). Le carte a piccolo denominatore di scala (minore di 50.000) vengono preparate solo per aree limitate, utilizzando sia l'interpretazione di più serie di fotografie aree a scala generalmente maggiore di 1:20.000, sia estesi e dettagliati controlli in campagna. Queste carte sono comunemente utilizzate per mappare movimenti franosi accorsi durante un singolo evento catastrofico, quale un'alluvione (Govi, 1977) o un terremoto (Harp et al., 1981; Agnesi et al., 1983), o per mappare con grande dettaglio singoli eventi franosi, generalmente per scopi applicativi (Rossi & Semenza, 1965; Coltorti et al., 1984), e per produrre modelli di pericolosità di frana.

In generale, la presenza, il tipo e l'abbondanza delle frane dipendono dai meccanismi di innesco e dalle condizioni predisponenti, come la presenza e la frequenza di discontinuità geologiche, faglie, giunti e sistemi di clivaggi, il tipo e la profondità del suolo, l'estensione ed il tipo di vegetazione, le proprietà meccaniche ed idrologiche dei suoli e rocce (Crozier, 1984 e Turner & Schuster, 1996). Le mappe di suscettibilità e rischio di frana uniscono quindi tutte queste informazioni in modo da comprendere il ruolo delle condizioni predisponenti (Varnes & IAEG Commission on Landslides and other Mass-Movements, 1984, Soeters & Van Westen, 1996, Carrara *et al.*, 1999, Guzzetti *et al.*, 1999, 2000, 2005) e da valutare l'evoluzione temporale del dissesto per lo più per le frane quiescenti (Hovius *et al.*, 1997, Harmon & Doe, 2001, Korup, 2005a, 2005b).

La determinazione dei fattori predisponenti risulta di difficile comprensione a causa dei seguenti motivi (Guzzetti *et al.*, 2008):

• il tipo, le dimensioni e la presenza di una frana variano spazialmente e temporaneamente;

- l'instabilità può essere innescata da motivi geomorfologici-geofisici diversi ed in molteplici condizioni geomorfologiche;
- su grandi aree la precisione e la risoluzione della distribuzione spaziale delle frane e dei fattori predisponenti non risultano ancora di sufficiente qualità;
- la complessa interazione tra fattori variano nel tempo.

Le carte inventario risultano quindi normalmente soggette ad incertezze e limiti legati prevalentemente alla difficoltà oggettiva nel riconoscimento dei movimenti gravitativi, soprattutto in presenza di fitta copertura vegetale, rimodellazione antropica dei versanti o frane antiche (Brardinoni *et al.*, 2003). Ancor più problematica risulta la valutazione dello stato di attività delle frane, per la determinazione del quale nel corso degli anni sono stati proposti vari approcci, come ad esempio l'analisi stereoscopica multitemporale di foto aeree (Canuti & Focardi, 1986; Guzzetti *et al.*, 2005). Esistono alcuni criteri geomorfologici per distinguere movimenti sospesi, quiescenti o relitti (Cruden & Varnes, 1996), quali la presenza e lo stato della copertura vegetale, la presenza e lo stato di eventuali direttrici di drenaggio sulla nuova topografia, tenendo conto che la velocità di cambiamento di questi fattori dipende dal clima locale e dal tipo di vegetazione.

L'utilizzo dell'interferometria SAR da piattaforma satellitare, fornendo su vaste aree misure di spostamento del terreno con un'elevata precisione, offre un ottimo supporto nella realizzazione delle carte inventario delle frane. In particolare, la disponibilità a partire dal 1992 di immagini SAR acquisite con continuità a cadenza mensile (ogni 35 giorni) dai satelliti ERS1 ed ERS2 dell'Agenzia Spaziale Europea ed il recente sviluppo delle tecniche di elaborazione multi-interferogramma, come quella dei *Permanent Scatterers*, che permettono di superare molti dei limiti dell'interferometria differenziale classica, hanno aperto nuove prospettive per la mappatura dei fenomeni franosi a scala regionale, al fine di identificare lo stato di attività.

La metodologia proposta ed applicata all'interno della presente ricerca, finalizzata a creare una carta inventario delle frane, si basa su due livelli di analisi: fotointerpretazione e radarinterpretazione.

Il metodo utilizza l'integrazione fra i dati ottici satellitari od aviotrasportati ad altissima risoluzione ed i dati radar satellitari in modo da compensare i limiti legati alla tipologia di dato.

Di fatto, ai fini delle mappature di frane, nelle aree urbanizzate i dati ottici forniscono informazioni difficilmente interpretabili, a causa delle modificazioni antropiche sul territorio; al contrario i dati radar forniscono il miglior risultato, data la migliore risposta alla micoroonde degli elementi antropici. Nelle aree vegetate in virtù delle diverse frequenze utilizzate dai sensori, i dati più attendibili provengono invece da quelli ottici poiché questi ultimi, a differenza dei dati radar, offrono valori non disturbati e non affetti da errori esterni.

La fotointerpretazione permette di mappare le frane individuando segni precursori, fra i quali i più evidenti sono elencati di seguito:

- fenditure, fratture: apertura di fratture o fessure beanti nel terreno;
- trincee, doppie creste: formazione sul versante, specialmente nella parte sommitale, di depressioni allungate a pareti subverticali più o meno profonde, generalmente subparallele al versante stesso;
- rigonfiamenti: variazioni del profilo del pendio (lungo la linea di massima pendenza) con tendenza verso una forma convessa;

- contropendenze: zone ad immersione opposta a quella generale del pendio;
- cedimenti: cedimenti del terreno, delle strutture ed infrastrutture;
- inclinazione di pali o alberi: presenza di alberi o strutture inclinate rispetto alla verticale;
- drenaggio sconvolto.

Al fine della scelta del dato per la fotointerpretazione è necessario tenere presente le seguenti considerazioni:

- la foto aerea contiene un errore causato dal tilt della camera al momento del rilievo topografico; la scala non è uniforme e quindi non si possono fare misure sulla fotografia;
- l'ortofoto non contiene errori (grazie alla rettificazione), la scala risulta uniforme ed è quindi possibile eseguire misure direttamente sulla foto, utilizzandola come base cartografica per la sovrapposizione di altri tematismi;
- la risoluzione delle immagini ad altissima risoluzione come IKONOS e QUICKBIRD non scende sotto i 50 cm mentre quella delle foto aeree (CTR alle scale 1:5.000 e 1:10.000) risolvono in alcuni casi anche i 10 cm;
- le foto aeree sono create e predisposte per la visione stereoscopica con strumenti a basso costo e di facile impiego, nel caso delle immagini satellitari VHR questo non è ancora possibile, almeno a scala di produzione;
- esiste una copertura nazionale di foto aeree (consultabili nel portale cartografico nazionale), mentre ancora non esiste una copertura nazionale per le immagini satellitari (consultabili con le applicazioni di Google Earth e prodotti simili);
- le immagini satellitari coprono aree maggiori (oltre i 10^4 ettari) rispetto alle foto aeree (ca. 10^2 ettari).

La radarinterpretazione permette di mappare le frane basandosi sui dati di spostamento, ottenuti sia con l'interferometria classica, avendo quale risultato un dato di velocità media spaziale omogeneamente distribuito, sia con il metodo del multi-interferogramma, ricavando così un dato puntuale di cui è possibile ottenere non solo la velocità media ma anche l'evoluzione nel tempo degli spostamenti. Questa tipologia di dato permette da una parte, una migliore definizione dei limiti di corpi di frana già identificati o del loro stato di attività, dall'altra un'identificazione di aree instabili non mappate in precedenza, soprattutto laddove la copertura vegetale o il tessuto urbano non permettono il riconoscimento di caratteristiche morfologiche legate alle frane.

Al fine della scelta del dato per la radarinterpretazione è necessario tenere presente le seguenti considerazioni:

- nelle aree vegetate non si hanno grandi informazioni date le lunghezze d'onda utilizzare dai sensori;
- in base all'esposizione dei versanti si hanno quantità e qualità di dati radar diversi; per completezza sarebbero necessarie le immagini provenienti da entrambe le orbite;
- le misure ottenute sono riferite alla linea di vista del sistema, quindi sono sottostimate;
- immagini provenienti da satelliti diversi forniscono informazioni diverse;
- al fine di estrapolare informazioni sullo stato di attività è necessario considerare dati radar multitemporali e non singole immagini radar.

3.2 Applicazione

3.2.1 INQUADRAMENTO DEL PROBLEMA

A seguito dell'ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3460 del 16 Agosto 2005, "Disposizioni urgenti di protezione civile diretti a fronteggiare i fenomeni di dissesto idrogeologico in atto nel territorio del comune di Lungro in provincia di Cosenza", il Centro di Competenza Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra è stato incaricato di eseguire un'analisi dei dati telerilevati dell'area in oggetto di ordinanza, mediante l'analisi interferometrica di immagini radar.

In particolare l'art.2 della suddetta ordinanza riporta: "Il Dipartimento della protezione civile della Presidenza del Consiglio dei Ministri provvede, avvalendosi anche dei Centri di Competenza di cui alla Direttiva del Presidente del Consiglio dei Ministri del 27 Febbraio 2004, individuati con decreto del Capo Dipartimento della protezione civile n. 252 del 26 ottobre 2005, alla realizzazione di un'analisi del rischio idrogeologico del territorio del Comune di Lungro e aree limitrofe, anche utilizzando dati satellitari eventualmente integrati da quelli GPS (*Global Positioning System*)."

L'area d'interesse si estende su ca. 400 km² (Figura 43) e comprende i seguenti comuni in provincia di Cosenza:

- Lungro;
- Castrovillari;
- San Basile;
- Saracena;
- Acquaformosa;
- Firmo;
- Altomonte.

Le caratteristiche dei dissesti che interessano la zona in esame ben si prestano ad essere indagate mediante i dati telerilevati, sia perché riguardano aree urbanizzate dove è possibile ottenere misure di spostamento del terreno su una densa rete di elementi riflettenti il segnale radar, sia per i tassi di deformazione che caratterizzano i fenomeni gravitativi di interesse, compatibili con quelli misurabili da satellite.

Le misure radar sono state quindi affiancate, soprattutto nelle aree prive di elementi riflettenti al suolo, all'interpretazione di immagini ottiche ad altissima risoluzione. Come base di partenza per la perimetrazione dei dissesti sono state utilizzate diverse cartografie dei fenomeni franosi, realizzate da enti come l'Autorità di Bacino della Regione Calabria, il CNR-IRPI e da singoli autori (Guerricchio *et al*, 1993, 2005; Martino, 2002).

L'accuratezza dei risultati ottenuti è dipesa dalle caratteristiche qualitative dei dati di partenza, tra le quali il livello di dettaglio della base topografica, la risoluzione del modello digitale del terreno (DTM) e l'intervallo temporale fra la data di acquisizione delle ortofoto e quella dell'analisi.

Il lavoro ha permesso di mappare tutto il territorio in maniera estremamente accurata ed aggiornare il quadro deformativo tramite l'integrazione delle informazioni ottenute negli anni passati con quelle quantitative ottenute dai dati telerilevati acquisiti fino ad Aprile 2006.



Figura 43 – inquadramento dell'area analizzata per l'applicazione della mappatura delle frane.

3.2.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE-MORFOLOGICO DELL'AREA

L'area di studio ricade nel contesto geologico regionale dell'Arco Calabro (Amodio-Morelli *et al.*, 1976; Dietrich *et al.*, 1977), interposto tra la catena Magrebide (ad andamento EW) e l'Appennino meridionale (ad andamento NW-SE) rappresentando un *thrust-system* prodotto dalla sovrapposizione di una serie di unità cristallino-metamorfiche paleozoiche e cretaciche derivanti dalla deformazione di domini continentali ed oceanici.

Successivamente alla sua strutturazione, l'Arco Calabro è stato interessato da un'intensa fase tettonica post-orogenica estensionale: quest'ultima, iniziata nel Pliocene sup. ma particolarmente intensa sin dal Pleistocene medio (e tutt'ora in atto), è legata al sollevamento isostatico dell'Arco stesso, prodottosi in seguito al distaccamento in profondità della placca jonica subdotta (Westaway, 1993; Wortel & Spacman, 1993; De Jonge *et al.*, 1994; Tortorici *et al*, 1995; Monaco *et al.*, 1996).

L'estensione ha prodotto un'ampia zona di *rift*, denominata "*rift-zone* calabro-sicula" (Monaco & Tortorici, 2000 - Figura 44), strutturata da un sistema di faglie normali tutt'ora attive: essa si estende dalla costa orientale della Sicilia, attraverso lo Stretto di Messina, fino al settore nord-occidentale della Calabria. Il sistema di faglie è formato da diversi segmenti, di lunghezza variabile tra 10 e 30 km e direzioni comprese prevalentemente tra NS e NE-SW. I singoli segmenti di faglia che costituiscono la rift-zone hanno frammentato l'Arco Calabro in bacini sedimentari marini ed in blocchi sollevati corrispondenti ai principali sistemi montuosi (Aspromonte, Serre, Catena Costiera, Sila).



Figura 44 - schema sismotettonico dell'Arco Calabro e della Sicilia orientale (da: Monaco & Tortorici, 2000, modificato). Sono riportati i terremoti crostali (profondità < 35 km) a partire dal 1000 d.C. (dati tratti da: POSTPISCHL, 1985; BOSCHI *et al.*, 1995).

Al fine di interpretare i dissesti presenti nell'area è necessario considerare le caratteristiche geo-litologiche sulle quali si impostano le frane. A tal riguardo in Figura 46 viene riportata una carta geologica schematica dell'area in esame, ottenuta integrando i dati della Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 e di una più recente carta geologica in scala 1:100.000 della Calabria Settentrionale elaborata da Iannace *et al.*,(2005).

Nell'area SW della zona in esame (Figura 46) affiorano rocce appartenenti al Complesso del Basamento Calabro che comprendono: 1) unità carbonatiche mesozoiche appenniniche (Unità Lungro-Verbicaro in Iannace *et al.*, 2005); 2) unità parzialmente metamorfiche che derivano dal Dominio Ligure-Piemontese e comprendono anche sequenze ofiolitifere ("Unità ofiolitifera" in Iannace *et al.*, 2005).

Al di sotto di queste unità del basamento, rocce carbonatiche mesozoiche (Unità Pollino-Ciagola in Iannace *et al.*, 2005) affiorano in finestre tettoniche nell'area NE della zona oggetto di studio (Figura 46). Il sovrascorrimento del Complesso del Basamento Calabro su questi depositi di piattaforma carbonatica è stato datato al Miocene inferiore. I contatti per sovrascorrimento sono stati successivamente obliterati da faglie ad alto angolo. Sequenze terrigene dell'Eocene, Oligocene e Miocene inferiore sono presenti come residui lungo i contatti per sovrascorrimento tra queste due unità del Basamento Calabro e come cunei tettonici lungo le zone di faglia ad alto angolo.

Nell'area centro meridionale (Figura 46) affiorano sequenze sedimentarie del tardo Neogene, che poggiano in discordanza sulle unità precedenti.

A livello strutturale complessi sistemi di faglie ad alto angolo, parzialmente correlate a sistemi di faglie trascorrenti, interessano tutta la successione. Nell'area oggetto di studio sono presenti due principali lineamenti tettonici a scala regionale (Figura 45):

1. la "linea Pollino" (Bousquet, 1973), orientata WNW-ESE, sviluppatasi originariamente nel Pleistocene inferiore-medio come trascorrente sinistra al confine tra Calabria e Lucania e riattivata come faglia normale durante le fasi estensionali del tardo Pleistocene (Tansi *et al.*, 2005);

2. la "linea Sangineto" (Amodio-Morelli *et al.*, 1976), orientata NE-SW, che borda a NW il graben del Crati, ed è stata anch'essa riattivata come faglia normale durante la fase estensionale del tardo Pleistocene (Tansi *et al.*, 2005).



Figura 45 - a) schema tettonico dell'Apennino e del Mar Tirreno (modificato da Gueguen *et al.*, 2001) nel quale sono rappresentate la faglia trascorrente che borda la Calabria e le fasi rotazionali subite dal questa area durante l'apertura del Bacino Liguro-Provenzale Bacino (60° antiorario) e Tirreno (20° in senso orario). La rotazione antioraria è la stessa per tutta la Calabria, mentre la rotazione oraria fa riferimento solo al centro-sud della Calabria. Abbreviazioni: SL, Linea Sangineto; PFZ, Faglia del Pollino; TL, Linea Taormina; Va, Bacino di Vavilon; Ma, Bacino di Marsili (Langone et *al.*, 2006).



Figura 46 - carta geologica schematica dell'area oggetto di studio (ottenuta integrando la Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 con la Carta geologica dell'area compresa tra Maratea, Castrovillari e Sangineto di Iannace *et al.*, 2005). In nero i limiti dei comuni oggetto d'indagine.

3.3 Metodologia

3.3.1 DATI UTILIZZATI

La metodologia proposta si basa sull'utilizzo combinato dei dati ottici e dei dati radar.

I dati utilizzati per l'indagine dell'area sono raggruppabili come segue:

- Immagini radar: complessivamente per l'analisi interferometrica realizzata da TRE sono state utilizzate 127 immagini radar ottenute da due satelliti differenti:
 - ERS-9200D: 84 immagini acquisite dal satellite ERS-1/2 nell'intervallo temporale compreso tra Maggio 1992 e Dicembre 2000 lungo orbite discendenti, che hanno fornito 14898 PS (Figura 47);
 - RSAT-0306A: 43 immagini RADARSAT acquisite in modalità ascendente nel periodo Marzo 2003-Aprile 2006 che hanno fornito 16234 PS (Figura 48).
- Ortofoto a colori: sono state derivate dal volo Italia 2000 alla scala 1:10000;
- Immagini satellitari: volo QUICKBIRD del 14/06/2003, angolo di off-nadir di 14°, latitudine 39.79475°, longitudine 16.15352° dell'angolo superiore sinistro;
- Carte topografiche di base: per tutto il territorio sono state utilizzate le Carte Tecniche Regionali alla scala 1:5000 e 1:10000; limitatamente al centro abitato di Lungro le carte sono disponibili alla scala 1:2000;
- Modello Digitale del Terreno (DTM): l'elevata risoluzione del DTM (20 m per l'intero territorio e 5 m limitatamente al centro abitato di Lungro) ha permesso una

precisa restituzione in 3D della superficie topografica per una più immediata identificazione dei movimenti franosi;

- Carte inventario dei fenomeni franosi: sono state acquisite, analizzate ed omogeneizzate le seguenti carte redatte dai vari autori nei precedenti anni:
 - carta del rischio di frana realizzata all'interno del PAI (Piano di Assetto Idrogeologico) dell'Autorità di Bacino della Regione Calabria (Autorità di Bacino della Regione Calabria, 2001) (Figura 49);
 - carta del rischio di frana realizzata nel "Programma di Previsione e Prevenzione dei Rischi Naturali della Provincia di Cosenza" redatto dalla Provincia attraverso una convenzione con il Dipartimento di Difesa del Suolo dell'Università della Calabria;
 - carta delle frane elaborata dall'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica del Consiglio Nazionale delle Ricerche, sezione di Cosenza, limitatamente al Comune di Lungro (Gruppo di Lavoro CNR-IRPI, 1991 e 2001);
 - carta della franosità di Guerricchio limitatamente al Comune di Lungro (Guerricchio *et al.*, 1993, 2005);
 - carta della franosità di Martino limitatamente al Comune di Lungro (Martino, 2002).



Figura 47 - distribuzione sul modello digitale del terreno (DTM) dei PS ERS. Le linee azzurre rappresentano i comuni analizzati.



Figura 48 - distribuzione sul modello digitale del terreno (DTM) dei PS RADARSAT. Le linee azzurre rappresentano i comuni analizzati.



Figura 49 - carta delle frane, redatta dall'Autorità di Bacino della Regione Calabria (Autorità di Bacino della Regione Calabria, 2001). Le linee azzurre rappresentano i comuni analizzati.

Durante la prima fase (fotointerpretazione) le frane sono state classificate in base allo stato di attività, definito nel seguente modo:

- attiva: se presenta segni di movimento riferibili all'ultimo ciclo stagionale;
- quiescente: se non presenta segni riferibili all'ultimo ciclo stagionale.

Tale classificazione è stata ottenuta dal confronto fra l'ortofotocarta, Volo Italia 2000-2001 e l'immagine satellitare QUICKBIRD del 2003.

A seguito dell'analisi di fotointerpretazione la metodologia proposta prevede l'analisi dei dati radar, indicata col termine radarinterpretazione, e paragonabile all'insieme delle operazioni di interpretazione geologico-geomorfologica del territorio basate sui risultati ottenuti in maniera congiunta dalla elaborazione delle immagini radar e dall'interpretazione dei dati ancillari (carte topografiche, ortofoto).

La fase di radarinterpretazione permette di:

- verificare la perimetrazione delle aree in frana definite con la fotointerpretazione, considerando i PS con un apprezzabile movimento relativo del terreno;
- definire ulteriori movimenti gravitativi non evidenziati con la fotointerpretazione, soprattutto nelle zone antropizzate e quantificarne l'entità degli spostamenti;
- modificare lo stato di attività precedentemente individuato con la fotointerpretazione, poste come attive le frane che contengono al loro interno PS con modulo di velocità maggiore di 2.0 mm/anno (per le frane che non contengono PS lo stato di attività è rimasto quello individuato dalla fotointerpretazione).

3.3.2 DETERMINAZIONE DELL'INTENSITÀ E DELL'ATTIVITÀ

La mappatura delle frane, ottenuta con la metodologia proposta nel paragrafo 3.3, è stata arricchita attraverso un'ulteriore integrazione dei dati ottici e radar, necessaria ad ottenere informazioni di attività ed intensità per ciascuna frana precedentemente mappata, a prescindere dall'omogeneità dei dati iniziali.

In un dataset di dati radar gli elementi utili ai fini delle analisi della intensità e dell'attività dei dissesti, non risultano, nella maggior parte dei casi, spazialmente distribuiti e non presentano correlazioni fra i dati provenienti da dataset diversi. Per tal motivo ai dati radar devono essere necessariamente affiancati i dati ottici, tenedo conto che tali dati in zone antropizzate risultano di difficile interpretazione (paragrafo 3.1).

Sulla base della classificazione di Cruden & Vernes (1996) l'intensità delle frane viene determinata dal valore di velocità, con i dati a disposizione, così come riportato in Tabella 9.

	_					
		Classe	Descrizione	Danni osservabili	Velocità	(m/s)
		7	ESTREM. RAPIDO	Catastrofe di eccezionale violenza. Edifici distrutti perl'impatto del materiale spostato. Molti morti. Fuga impossibile.	5 m/s	5
		6	MOLTO RAPIDO	Perdita di alcune vite umane. Velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione delle persone.	3 m/min	5 10 ⁻²
		5	RAPIDO	Evacuazione possibile. Distruzione di strutture, immobili ed installazioni permanenti.	1.8 m/h	5 10 ⁻⁴
		4	MODERATO	Alcune strutture temporanee o poco danneggiabili possono essere mantenute	13 m/mese	5 10 ⁻⁶
Classi di intensità:		3	LENTO	Possibilità di intraprendere lavori di rinforzo e restauro durante il movimento. Le strutture meno danneggiabili possono essere mantenute con frequenti lavori di rinforzo se il movimento totale non è troppo grande durante una particolare fase di accelerazione.	1.6 m/anno	5 10°°
l ₃ : molto lenta	Vel = 10 mm/anno	2	MOLTO LENTO	Alcune strutture permanenti possono non essere danneggiate dal movimento.	16 mm/anno	5 10 ⁻¹⁰
	.Vel = 2 mm/anno	1	ESTREM.LENTO	Impercettibile senza strumenti di monitoraggio. Costruzione di edifici possibile con precauzioni.		
l ₁ : trascurabile						

Tabella 9 - scala di intensità delle frane basata sulla velocità e sul danno prodotto (Cruden & Varnes, 1996). Nel riquadro rosso sono evidenziate le classi nella quali ricadono le frane individuabili con i dati radar PS.

Avendo a disposizione due dataset di dati radar, ovvero due valori di velocità per ogni PS riferito a due periodi di tempo diversi (per esempio dati ERS, 1992-2001, e dati RADARSAT, 2003-2006) è possibile applicare una matrice che contiene i valori di velocità, come quella proposta in Figura 50. Questa matrice include informazioni non

solo dell'intensità di una frana, ma anche dell'attività. A tal riguardo la matrice permette di classificare ogni frana in quattro categorie di attività:

- frana inattiva–stabilizzata: frana che contiene PS che nel tempo hanno mantenuto una velocità di deformazione trascurabile (settore e linea verdi rispettivamente nella matrice e nel diagramma di Figura 50);
- frana inattiva-quiescente: frana che contiene PS che hanno mostrato velocità di deformazione rilevabile nel passato ma che risulta trascurabile nel presente (settore e linea gialli rispettivamente nella matrice e nel diagramma di Figura 50);
- frana attiva-riattivata: frana che contiene PS che hanno mostrato velocità di deformazione trascurabile nel passato ma che risulta rilevabile nel presente (settore e linea arancio rispettivamente nella matrice e nel diagramma di Figura 50);
- frana attiva-continua: frana che contiene PS che nel tempo hanno mantenuto una velocità di deformazione rilevabile (settore e linea rossi rispettivamente nella matrice e nel diagramma di Figura 50).



Figura 50 – matrice intensità-attività applicata con i dati radar, classi di attività associate e diagramma velòocità-tempo relativo alle classi individuate.

Dal momento in cui la maggior parte delle frane non contiene entrambi i valori di velocità, per i motivi di non omogeneità del dato sopra citati, è necessario individuare un altro parametro associabile ad un determinato periodo di tempo, in modo da applicare la matrice anche nei casi in cui non sono presenti dati PS.

Tale parametro è stato ricercato nel dati provenienti dal telerilevamento ottico. La procedura per integrare i dati ottici nella matrice si basa sull'individuare indicatori geomorfologici (I) tipici identificatori di un dissesto, attribuire loro un valore compreso fra 0 ed 1 e creare un indice geomorfologico (G) ottenuto dalla sommatoria degli indicatori in percentuale rispetto all'area in frana (A):

$$G = \Sigma I_i A_i / A_i$$

dove I_i è l'indicatore geomorfologico, A_i è l'area di pertinenza dell'indicatore all'interno della frana ed A è l'area in frana.

Gli indicatori individuati come corrispettivi di dissesto sono (Tabella 10):

- I1: evidenza di scarpate, terrazzi e crepacci con bordi netti;
- I₂: nette variazioni di curvatura lungo il profilo longitudinale del versante;
- I₃: sconvolgimento del sistema di drenaggio, ristagni d'acqua, depressioni a drenaggio interno, deviazioni dell'alveo fluviale;
- I4: assenza dello sviluppo di suolo, affioramenti di substrato denudato;
- I₅: presenza di vegetazione a crescita rapida;
- I₆: differenza netta di vegetazione fra le zone interne ed esterne alla frana.

Questi parametri sono facilmente individuabili dalle foto aeree o dalle immagini ottiche VHR (per esempio IKONOS e QUICKBIRD, sezione 2.2.2).



Tabella 10 - indicatori geomorfologici I considerati per le determinazione dell'indice G.

Dagli indici ottenuti attraverso immagini riferite a due momenti diversi, è possibile, per ogni dissesto, così come dalle velocità individuate dai dati PS, applicare la matrice ed individuare la classe di attività di appartenenza.

La matrice ottenuta dai dati ottici non apporta informazioni sull'intensità, poiché non fornisce un valore di velocità, volume o energia, ma offre tuttavia informazioni sull'attività.

Al momento in cui in una frana sono presenti almeno due paramentri (per esempio velocità ed indice geomorfologico) riferiti a due intervalli di tempo differenti, è possibile applicare la matrice proposta e classificare la frana per intensità ed attività (Figura 51).



Figura 51 - matrice intensità-attività ottenuta con i dati sia radar che ottici e classi di attività ed intensità associate alla matrice proposta.

3.4 Risultati

In Tabella 11 è sintetizzato il risultato della fotointerpretazione, che ha permesso di omogeneizzare tutte le frane ricavate dai dati ancillari, apportando variazioni a limiti e stato di attività e di aggiungere nuove aree franose. In Tabella 11 le "Frane invariate" corrispondono a tutte quelle nelle quali l'analisi delle immagini ottiche non ha fornito informazioni aggiuntive rispetto ai dati pregressi. Le "Frane modificate" comprendono quelle in cui sono state modificate la perimetrazione e/o lo stato di attività; infine le "Frane nuove aggiunte" comprendono quelle frane che non erano state individuate dai dati pregressi.

Delle 194 frane presenti nei dati ancillari, 190 sono state modificate nella perimetrazione e/o nello stato di attività e solo 4 sono rimaste invariate. La fotointerpretazione ha permesso inoltre di individuare 501 nuove frane.

In totale, dall'integrazione dei dati pregressi e dei risultati evidenziati con la fotointerpretazione, risulta che il territorio coperto (ca. 400 km^2) è interessato complessivamente da 695 frane, delle quali 322 classificate come attive e 373 come quiescenti (immagine di sinistra in Figura 52).

Frane modificate	190	27.3%
Frane invariate	4	0.6%
Frane nuove aggiunte	501	72.1%

Frane totali	695	100%
--------------	-----	------

Tabella 11 - tabella riassuntiva delle frane mappate con la fotointerpretazione.

Dal confronto delle due immagini di Figura 52 può essere evidenziato l'importante contributo dato dalla nuova fotointerpretazione alla conoscenza dei dissesti sul territorio.



Figura 52 - carta delle frane (a sinistra) proiettata sul DTM, redatta dall'Autorità di Bacino della Regione Calabria (Autorità di Bacino della Regione Calabria, 2001) e carta delle frane (a destra) proiettata sul DTM ottenuta dopo la fase di fotointerpretazione Le linee azzurre rappresentano i comuni analizzati. I colori rosso e verde indicano lo stato di attività delle frane rispettivamente attivo o quiescente.

Il passo successivo proposto nella metodologia, la radarinterpretazione, ha permesso di verificare e confermare la validità dei risultati ottenuti con la fotointerpretazione (per 114 frane) e di evidenziare la presenza di ulteriori movimenti gravitativi (altre 6 frane).

In Tabella 12 le "Frane invariate" corrispondono a tutte quelle nelle quali l'analisi PS non ha fornito informazione aggiuntiva rispetto alla fotointerpretazione ed ai dati pregressi, mentre le "Frane confermate" comprendono quelle nelle quali l'informazione di radarinterpretazione è stata effettivamente utilizzata per confermare la perimetrazione e lo stato di attività definiti dalla fotointerpretazione (66 casi). Le "Frane modificate" comprendono quelle in cui sono stati modificati la perimetrazione (14 casi) e lo stato di attività (34 casi), mentre le "Frane nuove aggiunte" comprendono quelle frane che non erano state individuate dalla fotointerpretazione.

Frane invariate	581	82.9%
Frane confermate	66	9.4%
Frane modificate	48	6.8%
Frane nuove aggiunte	6	0.9%

Tabella 12 - tabella riassuntiva delle frane mappate con la radarinterpretazione.

L'integrazione dei risultati ottenuti con le due fasi interpretative ha permesso quindi di ottenere un nuovo inventario delle frane che costituisce un prodotto omogeneo ed esauriente (Tabella 13).

Frane inventario PAI	194		
	701	Invariate	4
Frane nuovo inventario		Modificate	190
		nuove aggiunte	507

Tabella 13 - tabella riassuntiva delle frane del nuovo inventario mappate in seguito alla fotonterpretazione e alla radarinterpretazione.



Figura 53 - carta delle frane, proiettata sul DTM, ottenuta dopo la fase di radarinterpretazion.e Le lienne azzurre rappresentano i comuni analizzati. I colori rosso e verde indicano lo stato di attività delle frane rispettivamente attivo o quiescente.

L'applicazione della matrice intensità-attività descritta nella sezione 3.3.2 sulle sole frane che contengono informazioni relative sia a 2 immagini ottiche (quindi caratterizzate da due valori di indici geomorfologici) che a 2 dataset di dati radar (quindi caratterizzate da due valori di velocità media annua), ha permesso di individuare i limiti da associare ai valori di velocità ed agli indici geomorfologici ai fini della corretta classificazione dell'intensità ed attività. Tali limiti sono stati fissati a 2 mm/anno e 10 mm/anno (in valore assoluto) per le velocità dei PS e a 0.35 e 0.55 per gli indici provenienti dai dati ottici. I primi limiti sono stati dettati considerando sia l'errore di misura della tecnica PS stessa (sotto 1.5 mm/anno l'algoritmo di identificazione della velocità media annua dei punti considera i PS come punti fermi), sia l'esperienza maturata nel corso dei tre anni di ricerca ed applicazione della tecnica a svariati casi di studio. I secondi limiti sono stati individuati analizzando sia la distribuzione dei valori su tutte le frane sia confrontado i valori su frane avvenute o delle quali sono conosciute molte caratteristiche.

Applicando la matrice con i limiti sopra detti, è stato possibile determinare intensità e attività delle 701 frane (Figura 54); su 105 frane che contengono anche una sola informazione PS (proveniente cioè da un solo dataset, Figura 55), solo 34 hanno fornito risultati diversi rispetto a quelli ottenuti dall'analisi dei dati ottici (Figura 56). Tali discrepanze sono riconducibili alle seguenti considerazioni:

- 16 frane, su 26 delle 115, contengono 1 solo PS per cui il dato radar può non risultare sufficientemente attendibile;
- 7 frane avrebbero dato un risultato congruente se fosse stato preso come esatto il valore di velocità ottenuto dai dati PS ascendenti relativi al periodo 2003-2005 e non i valori di velocità dei PS ascendenti relativi al periodo 2003-2006;
- 7 frane ricadono in zone fortemente antropizzate, come quelle all'interno di interi paesi, nelle quali la fotointerpretazione risulta affetta di errori dovuti alla tecnica stessa (esempio in Figura 57);
- 2 frane sono al limite della congruenza per qualche decimo di mm;
- 2 frane non hanno una spiegazione e quindi posso essere trattate come errore della metodologia.



Figura 54 - frane classificate per stato di attività attraverso la metogologia proprosta.



Figura 55 - frane che contengono almeno un'informazione dai PS.



Figura 56 - frane che non hanno dato lo stesso risultato di attività tramite l'applicazione della matrice.



Figura 57 - esempio di frane in zona antropica in cui la classificazione dell'attività basata sui PS e sugli indici geomorfologici è risultata diversa.

3.5 Discussione

La metodologia descritta nel paragrafo 3.3 viene proposta come procedimento efficace ai fini di una mappatura dei dissesti in un'area estesa. L'utilizzo dei dati telerilevati, da sensori ottici e microonde, permette di aggiornare/incrementare la carta inventario già presente, fornendo informazioni circa l'intensità, lo stato di attività delle frane e l'evoluzione temporale degli spostamenti presenti.

L'interpretazione incrociata degli elementi dedotti dalle carte inventario delle frane (Autorità di Bacino della Regione Calabria, 2005; Gruppo di Lavoro CNR-IRPI, 2001; Guerricchio *et al.*, 1993, 2005; Martino, 2002), dalle carte topografiche, dalle ortofoto, dal DTM e dai dati interferometrici, attraverso procedure di foto e radarinterpretazione, fornisce un quadro dettagliato e completo sui dissesti presenti nell'area in esame.

Il territorio analizzato è risultato essere un'efficiente zona di test per la metodologia proposta, poiché è interessato da numerosi fenomeni di dissesti ed è caratterizzato da litologia e morfologia idonee alla propensione dei dissesti ed include usi del suolo diversificati: si sono potute così ottimizzare le informazioni derivanti dai sensori utilizzati, come descritto nel paragrafo 3.1.

L'integrazione dei risultati ha permesso la realizzazione della mappa delle frane nell'intera area, identificando nel complesso 701 frane, contro le 194 segnalate nei lavori precedenti.

Le frane mappate nella nuova carta inventario si concentrano soprattutto nelle aree antropizzate, dove la densità dei PS è più elevata. La fotointerpretazione è stata essenziale ai fini del riconoscimento sul territorio dei movimenti gravitativi posti al di fuori dalle aree urbanizzate.

La radarinterpretazione ha consentito, in virtù delle serie storiche dei dati PS, di verificare lo stato di attività delle aree in frana e, laddove la densità dei PS è più elevata (aree urbane), la loro perimetrazione. Localmente i dati satellitari hanno permesso di evidenziare fenomeni di dissesto non rilevati attraverso la fotointerpretazione.

In generale, nell'area analizzata la maggior parte delle frane (che interessano fra l'altro anche i centri abitati come Acquaformosa e Lungro), sono state mappate in zone che presentano le seguenti caratteristiche:

- litologie carbonatiche del Triassico fortemente tettonizzate;
- depositi per lo più filladici dell'Unità ofiolitifera;
- depositi ciottolosi ed argillosi del Pleistocene inferiore.

Tali litologie sono, nella maggior parte dei casi, caratterizzate da:

- differenziate condizioni fisico-meccaniche determinate nelle litologie originarie dalla travagliata storia geologica e dai processi di degradazione/alterazione;
- una completa degradazione/alterazione;
- mancanza di struttura e spesso rimaneggiati, per lo più interessati già in passato da movimento di massa.

Tali caratteristiche possono quindi essere interpretate come cause predisponenti ai dissesti.

Oltre alle cause sopra citate, la presenza di aree in frana in queste zone è da ricollegarsi alla gestione scarsamente controllata del territorio ed all'abbandono delle opere di sistemazione idrogeologica. Le recenti opere di urbanizzazione e la continua espansione dei centri abitati costituiscono causa di dissesto, congiuntamente alle scadenti caratteristiche geotecniche dei depositi affioranti.

L'applicazione della matrice intensità-attività ottenuta dall'incrocio dei dati radar e dei dati ottici, ha permesso di aggiornare le frane anche in termini di stato di attività e di classi di intensità, come definiti da Cruden & Vernes (1996). I pochi casi, 34, in cui le velocità dei PS e gli indici geomorfologici hanno evidenziato una discrepanza nella classificazione, sono riconducibili non ad errori nella matrice ma ad errori intrinseci alle tecniche utilizzate, come il limite della fotointerpretazione su territori fortemente antropizzati o il limite dell'attendibilità del singolo dato PS su una porzione ampia di terreno.

4 MONITORAGGIO ED ALLERTAMENTO RAPIDO (EARLY WARNING)

4.1 Generalità

Un consistente avanzamento nel processo di miglioramento delle attività di previsione e prevenzione dei rischi naturali (mirato a individuare e predire i rischi per la pubblica incolumità dovuti al verificarsi di fenomeni geologici sul territorio nazionale), è stato compiuto con l'emanazione, in data 27 Febbraio 2004, di una direttiva del Presidente del Consiglio dei Ministri recante "Indirizzi operativi per la gestione organizzativa e funzionale del sistema di allertamento nazionale e regionale per il rischio idrogeologico ed idraulico a fini di protezione civile".

Tale direttiva, appoggiandosi sui provvedimenti normativi precedenti (DPCM del 15 Dicembre 1998 e sulla legge. n. 401 del 9 Novembre 2001 mirati a potenziare le reti di monitoraggio sul territorio nazionale e a predisporre piani operativi in situazioni di emergenza), prevede l'istituzione di un sistema di allertamento integrato (nazionale, statale e regionale), basato sull'attività di appositi Centri, denominati Centri Funzionali, che hanno il compito di raccogliere, elaborare ed integrare dati meteorologici, idrologici, geologici e geomorfologici al fine di fornire supporto alle attività ed alle decisioni di protezione civile.

Per tale motivo negli ultimi anni si sono sviluppate tecniche e metodologie innovative in grado di garantire una sorveglianza di svariati fenomeni naturali in continuo o ad intervalli regolari, facilmente interpretabili e fruibili in qualsiasi luogo ed in presenza di avverse condizioni meteorologiche e logistiche (Canuti *et al.*, 2002; De Bernardinis *et al.*, 2005).

Per il monitoraggio dell'evoluzione nel tempo degli spostamenti superficiali del terreno esistono svariate tecniche e strumentazioni, tradizionali come estensimetri a filo e rilievi topografici, o più recenti come i sistemi GPS, rilievi fotogrammetrici digitali e rilievi LIDAR (Angeli *et al.*, 2000; Gili *et al.*, 2000; Kaab, 2000; Hervas *et al.*, 2003; McKean & Roering, 2004). Nell'ultimo decennio nell'ambito dela ricerca e del monitoraggio è stato applicato in svariati casi anche l'interferometria SAR da piattaforma satellitare (Achache *et al.*, 1995; Fruneau *et al.*, 1996; Carnec *et al.*, 1996; Rott & Siegel, 1999; Rott *et al.*, 1999, 2002; Kimura & Yamaguchi, 2000; Singhroy *et al.*, 2000; Colombo *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c; Colesanti *et al.*, 2003, 2005; Berardino *et al.*, 2003; Singhroy & Molch, 2004; Hilley *et al.*, 2004; Catani *et al.*, 2005; Farina *et al.*, 2005, Strozzi *et al.*, 2005; Corsini *et al.*, 2006).

Sistemi e metodi di monitoraggio presuppongono conoscenze preliminari, con le quali vengono determinati valori di soglia o indicatori dei parametri misurati, che vengono usati per confrontare l'andamento del contesto monitorato. Il superamento di tali soglie porta alla realizzazione delle attività previste nella pianificazione di emergenza ed in particolare di quelle per la tutela dell'incolumità delle persone.

In conseguenza di ciò il termine monitoraggio viene adoperato congiuntamente a quello di controllo, ovvero come sistema per valutare o verificare un parametro od uno stato fisico, in modo da confrontarlo con una situazione di riferimento e/o per determinare anomalie.

Affinché un programma di monitoraggio possa essere considerato esaustivo e completo è necessario che a priori siano predisposte tutte le indicazioni in grado di risolvere le questioni legate ai motivi del monitoraggio, alla scelta della metodologia più appropriata per la tipologia di fenomeno oggetto di studio, alle difficoltà e alle limitazioni del programma di osservazione. Nondimeno deve essere considerato la rapidità di messa a punto del sistema di monitoraggio, soprattutto in casi di emergenza, e le modalità e velocità con le quali vengono trasferiti i dati agli organismi competenti.

A priori non è semplice rispondere in maniera esaustiva alle questioni sopra citate; tuttavia a seguito di un periodo di calibrazione del sistema di monitoraggio sulle specifiche caratteristiche in situ, è possibile affinare i parametri di controllo e comprendere il comportamento dello scenario osservato, migliorando la risposta sul sistema e annullando quasi completamente le problematiche presenti delle quali non era possibile una valutazione aprioristica.

Un periodo di calibrazione è inoltre utile al fine della determinazione di valori limite di soglia (*Threshold Limit Values*, TLV), ovvero dei valori oltre i quali si possono manifestare situazioni di pericolo o di allarme, con le quali vengono strutturati i piani di emergenza. Tali soglie, che la maggior parte delle volte risultano cautelative, e vengono individuate necessariamente dopo un periodo sufficientemente ampio di monitoraggio al fine di evitare pericolosi ed inutili falsi allarmi.

4.2 Applicazione

Il telerilevamento ottico e a microonde si offre come un ottimo strumento di monitoraggio a distanza in numerosi contesti, data la sua versatilità ampiamente descritta nel capitolo 3.

Un esempio completo ed esauriente di monitoraggio ed allertamento rapido tramite telerilevamento è quello relativo all'attività di sorveglianza adottata per il controllo del vulcano Stromboli, nelle Isole Eolie.

Stromboli (Figura 58) è considerato uno dei vulcani più attivi nel mondo ed è caratterizzato da persistente attività esplosiva, chiamata appunto stromboliana, interrotta soltanto da episodi occasionali di attività più intensa, accompagnata da flussi di lava, come si è verificato nel 1975, nel 1985, nel 2003 e più recentemente nel 2007. L'attuale morfologia è il risultato di parecchie fasi di attività articolate in diversi cicli eruttivi si sono susseguiti a partire da oltre 100.000 anni fa. La struttura dell'isola è controllata da lineamenti tettonici ad andamento NE–SW, come evidenziato dall'orientazione predominante delle intrusioni vulcaniche e delle strutture fragili. Il fianco NW del vulcano è dominato dalla Sciara del Fuoco, una vasta depressione la cui formazione è attribuita ad un collasso che si sarebbe verificato più di 5.000 anni fa. Recenti rilievi batimetrici indicano che la Sciara si estende al di sotto del livello del mare fino una profondità di circa 1700 m (Gillot & Keller, 1993; Chiocci *et al*, 2008).

L'instabilità recente del vulcano (13 ka) ha interessato il fianco NW del vulcano e si è manifestata attraverso almeno 4 grandi collassi laterali, ricavati dal numero, dal *timing* e dalla intensità degli eventi, l'ultimo dei quali avrebbe definito l'attuale morfologia della depressione della Sciara del Fuoco (Tibaldi, 2001; Tibaldi & Pasquarè 2005).



Figura 58 – immagine drappeggiata sul DTM del vulcano Stromboli ed indicazioni delle località di maggiore interesse per il presente lavoro. L'immagine si riferisce al periodo post evento effusivo del 2007, come mostra la colata di lava presente nel settore orientale (sinistra nell'immagine) della Sciara del Fuoco.

Kokelaar & Romagnoli (1995) ipotizzano due profondità dall'attuale riempimento (150 m e 800 m) alle quali potrebbe essere presente la superficie di scivolamento della Sciara del Fuoco. La diversa distanza dal piano di campagna della superficie di scivolamento implica una diversa stima del volume coinvolto nella frana (1 km³ per la prima ipotesi e ca. 1.8 km³ per la seconda ipotesi (Figura 59).



Figura 59 - rappresentazione schematica delle superfici scivolamento ipotizzate da Kokelaar e Romagnoli, 1995.

Più recentemente Tibaldi (2001) individua quattro grandi collassi, succedutisi in alternanza con fasi di crescita del vulcano (Figura 60):

• 13 ka - Collasso del Vancori.

Il collasso, del volume stimato di 2.23 ± 0.87 km³, si imposta su un edificio che raggiunge quote più alte rispetto all'attuale (1125±100 m vs. 924 m). Le strutture lasciate da questo collasso affiorano nella parte apicale del cono e sono di frequente

in contatto o sono sigillati dai depositi del ciclo eruttivo del Neostromboli, successivo al collasso. Le strutture lasciate dal collasso sono identificate come scarpate e ridges ben marcati spesso con superfici semiverticali.

- 5 ka Collasso del Neostromboli. Il secondo collasso, del volume stimato di 1±0.54 km³, si imposta su una superficie di scivolamento più superficiale della precedente e coinvolge materiali per lo più effusi durante l'intensa attività del ciclo del Neostromboli (13-6 ka). Le tracce di questo collasso possono essere identificate nella parte apicale dell'attuale cono vulcanico. Ad W della località della Fossetta, ad una quota di 750 m, i prodotti del Neostromboli sono tagliati da una scarpata in direzione ENE; che verso S, prosegue parallela alla scarpata lasciata dal collasso del Vancori (25-13 ka), e verso N viene interrotta da altre due scarpate di dimensioni minori.
- < 5 ka Collasso del Pizzo sopra la Fossa.

Il terzo collasso, del volume di 1.08±0.39 km³, coinvolge materiale del ciclo dei Vancori dopo una fase di crescita, in cui l'edificio avrebbe raggiunto la quota di 1000±60 m s.l.m. Il collasso, avvenuto durante la fase più antica del ciclo eruttivo dello Stromboli Recente (6 ka-attuale), di cui si riconosce la superficie di scivolamento nelle attuali superfici topografiche nella porzione apicale ed orientale dell'edificio, forma una scarpata che taglia gli strati nella porzione occidentale ad una quota di 900 m s.l.m.. Altri segmenti della scarpata affiorano alcune decine di m a S degli attuali crateri.

< 5 ka – Collasso della Sciara del Fuoco.

•

Il quarto collasso, del volume stimabile attorno a 0.73±0.22 km³, determina l'attuale configurazione della Sciara del Fuoco. La scarpata lasciata da tale collasso coincide con le pareti interne verticali dell'attuale depressione. Secondo Tibaldi (2001), a differenza degli altri collassi che avrebbero intercettato il condotto magmatico, in quest'ultimo collasso la scarpata coincide con la posizione dei condotti stessi.

In base a quest'analisi il volume coinvolto dai collassi risulta diminuito nel tempo, ad indicare piani di scorrimento delle frane progressivamente più superficiali e/o porzioni minori del fianco NW implicate.



Figura 60 - a-d) interpretazione e ricostruzione dei collassi a grande scala che hanno colpito il fianco NW dell'isola di Stromboli nei passati 13 ka (Tibaldi, 2001). I primi tre collassi interessano il condotto magmatico, mentre nell'ultimo dei collassi la superficie di scivolamento corrisponde con il condotto stesso.

Più recentemente Finizola *et al.*, (2003) (Figura 61) propongono una nuova evoluzione riguardo i collassi del vulcano, basandosi sulla comparazione tra dati geofisici (misure di auto-potenziale elettrico, temperatura ed emissione di CO₂) acquisiti per l'area craterico-sommitale e dati geomorfologici ottenuti tramite osservazioni aero-fotogrammetriche.

Nell'area del Pizzo Sopra la Fossa, la faglia, posizionata in discontinuità angolare al di sotto dei depositi omonimi ed in precedenza interpretata da Tibaldi (2001) come la superficie di scivolamento relativa al collasso del Pizzo Sopra la Fossa, viene reinterpretata come il margine di un paleo-cratere (indicato come *Large Fossa crater*), che costituirebbe il centro o uno dei centri eruttivi del Pizzo Sopra la Fossa. All'interno di questo cratere, del diametro di ca. 350 m, detto cratere del Pizzo, si genera un complesso di *nested craters*, il quale a sua volta comprende due crateri di 280 m e 150 m ca. di diametro (*Large e Small Fossa craters*), sorgenti delle piroclastiti del Pizzo sopra la Fossa, collassate poi all'interno dei crateri della Fossa.

L'attuale conformazione dell'area sarebbe legata ad un collasso all'interno del cratere del cono costruito dai prodotti del Pizzo, sigillando il fondo. Tale ipotesi sembra congruente con la distribuzione delle anomalie di auto-potenziale elettrico, di temperatura e dalla distribuzione delle emissioni di CO_2 in tutta l'area craterica.

Secondo l'interpretazione di Finizola *et al.*, (2003) quindi, i collassi laterali verificatisi sul fianco NW di Stromboli negli ultimi 13 ka sarebbero tre (Vancori, Neostromboli e Sciara del Fuoco), mentre il collasso definito come del Pizzo sopra la Fossa in Tibaldi (2001) verrebbe re-interpretato come un collasso minore che ha interessato solo la parte sommitale del cono.



Figura 61 - interpretazione strutturale schematica dell'area craterica proposta da Finizola *et al.*, 2003.

La normale attività stromboliana consiste in esplosioni intermittenti di media energia, della durata di pochi secondi ad intervalli di 10-20 minuti durante le quali vengono emesse piccole quantità di bombe scoriacee incandescenti, lapilli, cenere e blocchi con velocità di uscita compresa tra 20 e 120 m/s ed altezze comprese tra poche decine fino ad alcune centinaia di metri. L'attività eruttiva è associata ad un degassamento pressoché continuo dall'area craterica il cui volume stimato è di 6000-12000 t/giorno il quale consiste principalmente di H₂O (3200-6300 t/giorno), CO₂ (2900-5800 t/giorno), SO₂ (400-800 t/giorno) e quantità minori di HCl e HF. I materiali emessi da queste esplosioni ricadono nelle immediate vicinanze e spesso formano coni ripidi lungo il fianco del cratere ed hornitos nei dintorni della bocca eruttiva.

L'attività normale viene periodicamente interrotta dai seguenti eventi:

- effusioni di lava (l'ultimo periodo effusivo risale al 2007, dal 27 Febbraio al 2 Aprile): durante i periodi effusivi i prodotti emessi sono rappresentati principalmente da colate di spessore variabile; la morfologia del vulcano obbliga le colate di lava a riversarsi sul versante NW, confinate all'interno della Sciara del Fuoco. Le colate fuoriescono generalmente attraverso fratture eruttive nella zona craterica o all'interno della Sciara del Fuoco ma possono generarsi anche per tracimazione dal bordo craterico;
- frane: tutti gli tsunami che si sono verificati nelle Isole Eolie, tra cui anche gli eventi del 2002 a Stromboli, sono stati causati da movimenti di massa, con l'eccezione, ancora da accertare, dello tsunami di Salina del 1926, causato probabilmente da un terremoto (Maramai *et al.*, 2005a). A Stromboli gli tsunami del 1916 e del 1944 sono stati causati da una frana sottomarina all'interno della depressione della Sciara del Fuoco. Lo tsunami del 1919 è stato causato probabilmente o da una frana di dimensioni maggiori rispetto a quella avvenuta nel 1916, oppure dal collasso della colonna eruttiva, così come ipotizzato da Ponte (1921). Lo tsunami del 1930 è stato causato dalla concomitanza di due eventi: lo sviluppo di un'*hot avalanche* al di sotto del fianco N dell'isola (località Piscità) e la frana sottomarina nella depressione della Sciara del Sciara del Fuoco. Lo tsunami del 1944 è compatibile con un'*hot avalanche* nel fianco SW (località Forgia Vecchia);
- esplosioni discrete di maggiore energia (esplosioni maggiori, Barberi et al., 1993): questi eventi consistono di brevi ma violente esplosioni durante le quali vengono prodotti lanci balistici di blocchi e bombe di dimensioni anche metriche a distanze anche di alcune centinaia di metri associati a piogge di lapilli e cenere; la distribuzione dei prodotti è solitamente confinata all'interno dell'area craterica. Sono distribuite non omogeneamente nel tempo, ma si tratta mediamente di 2-1 eventi ogni anno;
- parossismi, che rappresentano le manifestazioni più energetiche del vulcano di Stromboli: questi eventi consistono in violente ed improvvise esplosioni durante le quali avviene l'emissione sostenuta di scorie incandescenti, ceneri, bombe e blocchi litici a distanze considerevoli fino ad interessare le zone abitate dell'isola. Tali esplosioni possono produrre nubi convettive che raggiungono quote di 10 km. Durante i parossismi sono emessi volumi sensibilmente maggiori di materiali rispetto alle eruzioni normali e a quelle maggiori; frequentemente possono avvenire profonde modificazioni dell'area craterica. L'ultimo evento parossistico è avvenuto il 15 Marzo 2007 durante l'effusione di Febbraio-Aprile 2007.

Da Dicembre 2002 il vulcano Stromboli è stato interessato da una fase di intensificazione dell'attività (Bonaccorso *et al.*, 2003), culminata con lo sviluppo di una colata di lava lungo la Sciara del Fuoco e l'innesco di una serie di movimenti franosi che, dalle registrazioni delle onde sismiche, sono avvenute in due fasi ravvicinate. I due collassi hanno mobilitato complessivamente 19.5×10^6 m³ di materiale, il cui movimento ha dato origine ad un'onda di maremoto (Figura 63). La prima frana, di 11×10^6 m³, ha interessato una porzione sottomarina della Sciara del Fuoco; la seconda di 8×10^6 m³ ha interessato la parte emersa della Sciara del Fuoco come testimonia la risposta delle acque onda di maremoto sia stata "negativa" cioè caratterizzata dal ritiro delle acque dalla costa (Tinti *et al.*, 2003, 2005; Tommasi *et al.*, 2004; Pino *et al.*, 2005; Maramai *et al.*, 2005a, 2005b; Calvari *et al.*, 2005; Chiocci *et al.*, 2003, 2004, 2005, 2008).

A seguito degli eventi accaduti a Stromboli, il Dipartimento della Protezione Civile (DPC) ha costituito un nuovo sistema di monitoraggio del vulcano (Ripepe *et al.*, 2004,

2005; Puglisi *et al.*, 2005), e conseguentemente un piano di emergenza secondo i diversi scenari e livelli di danno attesi, utilizzando tecnologie innovative, al fine di garantire una completa e costante attività di sorveglianza (esempio di sinergia di dati di monitoraggio in Figura 62). Un'attenzione particolare è stata posta sulle misure degli spostamenti superficiali del terreno. I risultati di questo tipo di monitoraggio, come l'entità dello spostamento, la direzione, il tasso di deformazione, e le sue variazioni nel tempo, in punti di particolare interesse distribuiti lungo l'area instabile (Sciara del Fuoco), rappresentano infatti lo strumento più efficace per la predizione di collassi del versante e conseguentemente per l'allerta nel verificarsi di un eventuale tsunami (Kienle *et al.*, 1987; Voight & Elsworth, 1997; Voight, 2000).



Figura 62 - confronto fra alcuni parametri si osservazione misurati da Gennaio a Marzo 2007 (Scandone, comunicazione personale).

Il controllo delle deformazioni è stato affidato a diverse strumentazioni come clinometri, GPS, stazione totale, dilatometri da pozzo, SAR da terra e telerilevamento satellitare ed aviotrasportato. Ogni strumentazione fornisce dati adducibili a sorgenti diverse, l'integrazione dei quali offre un quadro completo dei movimenti in atto.

L'integrazione di più strumentazioni e tecniche è resa necessaria data la molteplicità di cause che innescano deformazioni sullo Stromboli nei diversi periodi di attività vulcanica.

Infatti le deformazioni di un vulcano sono dovute principalmente ai seguenti processi:
- intrusione magmatica, connessa con la forma, profondità variazione di pressione e volume, caratteristiche geo-reologiche dell'edificio vulcanico, topografia;
- apertura di bocche (*bulging*);
- cambiamenti di attività (inflation/deflation);
- frane;
- deformazioni conseguenti un'effusione.

Le deformazioni sopra citate, poiché sono causate da processi diversi, sono caratterizzate da pattern deformativi, cinematica, velocità ed evoluzione ben differenziati che ben si prestano ad applicazioni di monitoraggio con più sensori e più metodologie.

Fra la strumentazione installata sul vulcano, al fine di monitorare le deformazioni di cui sopra, l'In-SAR da terra (sezione 2.3.6) svolge un ruolo principale grazie alle sue caratteristiche di:

- versatilità; dalla geometria delle frange di interferenza è possibile stimare le diverse cause che producono la deformazione, dal fenomeno gravitativo al rigonfiamento vulcanico;
- sensibilità ed accuratezza della misura; maggiore di frazioni del mm;
- alta risoluzione; ogni pixel a terra copre un'area di pochi m², a seconda dei parametri e degli scopi dell'acquisizione;
- continuità di acquisizione; da Febbraio 2003 lo strumento ha fornito oltre 200000 immagini;
- indipendenza dalle condizioni di visibilità; lo strumento acquisisce in qualsiasi condizione di luminosità, meteo ed in presenza di plume vulcanico, gas e polveri;
- variabilità dei parametri; in base alla situazione o all'evento da osservare: è possibile variare la frequenza di acquisizione, la larghezza di banda, la polarizzazione e l'apertura sintetica;
- spazialità della misura: i dati di spostamento sono ottenuti per ogni pixel della scena, non a singoli punti;
- alta frequenza della misura: ogni 12 minuti il sistema elabora un'immagine SAR offrendo informazioni su movimenti a cinematica rapida;
- acquisizione da distanza; la caratteristica di telerilevamento del sistema permette di analizzare zone di difficile accesso e di salvaguardare la strumentazione dai pericoli connessi alla situazione.

Nel contempo l'In-SAR da terra:

- non è in grado di irradiare completamente il versante affetto da deformazioni;
- non fornisce informazioni riferite ad un lungo periodo di tempo, data la perdita di coerenza fra due immagini acquisite in tempi distanti (decorrelazione temporale, sezione 2.3.3);
- non offre informazioni sui movimenti lenti

Per ovviare a queste limitazioni, e quindi per ottenere un quadro completo delle deformazioni in atto sul vulcano, sono state applicate l'interferometria classica e le tecniche multi-interferometriche al fine di analizzare le deformazioni lente su lunghi periodi (Antonello *et al.*, 2004c, 2007a, 2007b, 2007c, 2008a, 2008b, 2008c; Bianchi, 2007).



Figura 63 - vista obliqua W-E dell'isola di Stromboli e frane di Dicembre 2002 (Chiocci *et al.*, 2008). I colori della figura rappresentano le varie porzioni della frana (giallo: frane aerea; rosso: frana sottomarina; ocra: percorso del flusso sottomarino).

4.3 Metodologia

A causa delle particolari condizioni di lavoro legate all'ambiente vulcanico ed alla necessità di un monitoraggio permanente a lungo termine, è stato utilizzato un sistema che potesse garantire un'acquisizione continua, efficienza e una possibilità di variazione nei parametri di misura, come quelli presenti su un sistema LiSA (sezione 2.3.6.1) sviluppato *ad hoc* per le soluzioni tecniche necessarie alle specificità del sito (Figura 64). Il sistema è stato installato il 22 Febbraio 2003 sul fianco stabile della Sciara del Fuoco a quota 400 m, ad una distanza media dall'area di interesse di ca. 600 m, puntando le antenne in direzione della zona craterica (Proietti *et al.*, 2007).

L'utilizzo delle tecniche interferometriche da satellite, sebbene ampiamente utilizzate per il monitoraggio delle deformazioni del terreno indotte da fenomeni vulcanici (Massonet *et al.*, 1995; Amelung *et al.*, 2000; Pritchard & Simons, 2002), non sarebbe risultato efficace per il vulcano Stromboli, a causa della bassa frequenza di acquisizione delle immagini satellitari rispetto alla velocità di deformazione del fenomeno da monitorare e delle distorsioni geometriche presenti sulle immagini SAR a causa dell'elevate pendenza del versante della Sciara del Fuoco (Figura 26 e Figura 27).

Lo scenario osservato da questa posizione copre un'area di circa 900 m x 900 m e comprende sia la parte alta della Sciara del Fuoco che il fianco di NW della zona craterica (Figura 67). Il segnale utilizzato per le misure radar ha frequenza iniziale pari a 17.0 GHz e quella finale pari a 17.1 GHz: l'intera banda di 100 MHz è stata suddivisa in 1601 frequenze equispaziate con passo di 62.5 kHz. La potenza in ingresso all'antenna trasmittente è di 25 dBm, pari a ca. 300 mW. Ogni misura ha richiesto un tempo di circa 12 minuti. Per la parte elettronica, i parametri impostati sono riepilogati nella Tabella 14.



Figura 64 - sistema LiSA montato a Stromboli.

Frequenza iniziale (GHz)	Frequenza finale (GHz)	Numero di Punti	Passo (kHz)	Potenza (dBm)
17.00	17.10	1601	62.50	25

Sulla base dei parametri impostati, delle caratteristiche dell'installazione e delle distanze sensore - scena le dimensioni delle celle di risoluzione (pixel) ottenibili sull'area di interesse sono pari a 2 m in direzione di range e in media 2 m in azimut. In Figura 67 è riportato un esempio di immagine SAR dell'area osservata, messa a confronto con una foto acquisita dallo stesso punto.

Durante il periodo di monitoraggio è stata sviluppata anche un'analisi di focalizzazione basata sulle sotto-aperture (Tarchi *et al.*, 2008), al fine di identificare movimenti con evoluzione più rapida dei 12 minuti richiesti dall'apertura sintetica installata a Stromboli, a discapito della risoluzione spaziale.

La procedura utilizza un minor numero di acquisizioni per focalizzare un'immagine SAR, quindi interferogrammi relativi ad un periodo di tempo di pochi minuti (2-3 minuti) in modo da identificare spostamenti molto rapidi, a discapito della risoluzione in azimut, che passa da 2 m ottenuta da immagini focalizzate con un'apertura sintetica di 3 m a 20 m ottenuta da immagini focalizzate con un'apertura sintetica di 0.5 m.

Nell'immagine SAR sono evidenti cinque settori separati da zone d'ombra, rappresentate in nero, che corrispondono a depressioni morfologiche. Si individuano quattro zone ben distinte:

- 1. Fianco destro stabile della Sciara (cosiddetto "Bastimento");
- 2. Settore della Sciara del Fuoco immediatamente sotto al fianco dell'area craterica;
- 3. Fianco esterno dell'area craterica;
- 4. Porzione interna dell'area craterica.

Durante l'intero periodo di monitoraggio sono state implementate più procedure automatiche in grado di facilitare la valutazione delle deformazioni anche al personale non esperto di interferometria, presente ogni giorno all'interno dei centri di monitoraggio. Le procedure semi-automatiche possono essere ricondotte alle seguenti funzioni:

- 1. generazione automatica degli interferogrammi relativi a diversi periodi di tempo (12 minuti, 1 h, 2 h, 4 h, 8 h, 12 h, 24 h, 7 giorni) al fine da valutare a breve e lungo periodo i pattern deformativi;
- 2. generazione automatica dell'evoluzione delle velocità di alcuni punti significativi localizzati in diversi settori del versante instabile;
- 3. generazione del diagramma dell'inverso della velocità contro il tempo al fine di applicare il metodo di Fukuzono (1985) per scopi di allertamento come descritti più avanti.

Il metodo proposto con l'applicazione dell'interferometria da terra si basa sostanzialmente nel riconoscere:

- 1. le aree in movimento;
- 2. la geometria delle frange di interferenza;
- 3. la valutazione su intervalli di tempo diversi degli spostamenti.

I tre aspetti sopra elencati sono concatenati e dipendenti fra loro tuttavia solo attraverso la loro singola analisi, e successivamente la loro integrazione, è possibile ottenere il quadro corretto dell'evento monitorato.

La disponibilità dei dati radar, acquisiti con una frequenza molto elevata, ha permesso inoltre la definizione e l'implementazione di un sistema di allerta rapida (Casagli *et al.*, 2008a; 2008b). L'analisi del quadro deformativo dei processi gravitativi e vulcanici è in genere problematica a causa della complessità delle leggi costitutive che regolano il comportamento meccanico dei materiali naturali. Pur essendo possibile dare un'interpretazione deterministica delle deformazioni sulla base di modelli numerici è spesso conveniente far riferimento a procedimenti empirici.

A tal proposito la mancanza di informazioni complete sulla distribuzione e sulle caratteristiche dei materiali, sulle proprietà geomeccaniche dell'ammasso roccioso e della lava e sulle condizioni di stress, anche nel caso di Stromboli non ha permesso l'uso di un approccio geomeccanico rigoroso, in termini di sforzi efficaci, per l'analisi di stabilità della Sciara del Fuoco. E' stato quindi utilizzato un metodo empirico a "scatola chiusa" che, attraverso l'evoluzione degli spostamenti, permette una previsione dell'istante di rottura (*time of failure*) del pendio. Tale metodo si basa sull'ipotesi che esista una relazione fra accelerazione e velocità, prima dell'evento franoso, descritta da una legge di potenza (Fukuzono, 1985, 1990; Cornelius & Voight, 1995; Voight, 1988, 2003a, 2003b).

Se si considera la variazione nel tempo della velocità di un movimento franoso, essa in genere è descritta da una curva che presenta due tratti (Figura 65):

- 1) il primo in cui la velocità si mantiene pressoché costante v=vo, entro il quale le deformazioni sono essenzialmente di natura viscosa;
- 2) il secondo, che inizia ad un determinato tempo *to*, in cui la velocità aumenta nel tempo; tale fase può dar luogo a due tipi di evoluzione:
 - a) la velocità può continuare ad aumentare indefinitamente nel tempo fino alla rottura (che teoricamente corrisponde al tempo t_f in cui $v \rightarrow \infty$);
 - b) la velocità, dopo l'iniziale aumento, si stabilizza su un valore costante o diminuisce nel tempo, in modo che non si raggiungono mai condizioni di rottura.



Figura 65 - Evoluzione cinematica di una frana: 1) fase di deformazione viscosa; 2a) evoluzione con collasso; 2b) evoluzione senza collasso.

Il tratto di curva che corrisponde al comportamento 2a) può essere interpretato mediante leggi empiriche.

Fukuzono (1985) ha proposto l'utilizzo di una legge iperbolica e di un metodo grafico per la determinazione dell'istante di rottura basato sul diagramma del reciproco della velocità (1/v) contro il tempo (t). Fino a che la velocità di deformazione rimane costante, nel diagramma si genera una retta parallela all'asse delle ascisse; al momento in cui la velocità varia nel tempo, il ramo di iperbole che descrive la fase di accelerazione viene rappresentato nel diagramma 1/v-t da una retta con coefficiente angolare negativo. Dove tale retta interseca l'asse delle ascisse (t) si può determinare l'istante di rottura tf (Figura 66).



Figura 66 - diagramma del reciproco della velocità contro il tempo proposto da Fukuzono (1985).

La legge proposta da Voight (1988), che estende la validità di quella di Fukuzono (1985), si basa sull'ipotesi di una relazione fra accelerazione e velocità, prima dell'evento franoso, descritta da una legge di potenza:

$$\frac{dv}{dt} = Av^{\alpha}$$

dove A e α sono costanti empiriche. Per integrazione fra due istanti di tempo i ed i+1 si ottiene:

$$(t_{i+1} - t_i) = \frac{(v_{i+1})^{1-\alpha} - (v_i)^{1-\alpha}}{A(1-\alpha)}$$

dove ti = tempo all'istante i; ti+1 = tempo all'istante i+1; vi = velocità all'istante i; vi+1 = velocità all'istante i+1.

La legge può essere applicata a partire da due osservazioni effettuate in qualsiasi tempo t > to.

L'istante di rottura *tf*, può essere previsto calcolando il tempo in cui $v \rightarrow \infty$; in alternativa è possibile ottenere il tempo in cui si raggiunge una velocità tollerabile prefissata, per la scelta della quale si può fare riferimento alla Tabella 9, dove è riportata una scala di intensità dei fenomeni franosi basata sulla velocità del movimento ed associata ad una scala dei danni analoga alla scala Mercalli per i terremoti (Hungr, 1981; Cruden & Varnes, 1996).

I parametri A e α vengono determinati sperimentalmente basandosi su un periodo di osservazioni sufficientemente lungo. Generalmente α è compreso fra 1.7 e 2.3 (nel caso particolare di legge iperbolica considerato da Fukuzono esso assume un valore pari a 2), mentre A presenta un più ampio campo di variabilità.

Se è noto l'istante *to* di inizio dell'accelerazione del fenomeno (in cui v=vo) la legge permette di stimare la durata dell'intera evoluzione delle deformazioni (*tf-to*). Per v=10vo si può considerare l'evoluzione verificata per una percentuale compresa fra il 78 ed il 95%, mentre per v=100vo il fenomeno può considerarsi praticamente esaurito (si sono verificate infatti il 96-99.7% delle deformazioni).

Il limite principale insito nell'impiego di modelli di questo tipo per la previsione del tempo di rottura è che essi si basano su condizioni di stato tensionale costante e non possono tener conto di improvvise variazioni delle sollecitazioni causate, per esempio, da eventi meteorici estremi, scosse sismiche, eventi vulcanici parossistici o applicazioni rapide di carichi transitori.

La sorveglianza dei movimenti precursori del terreno che possono suggerire l'imminente verificarsi di collassi di versante, come il fianco di edifici vulcanici, rappresenta un valido strumento di allerta rapida, soprattutto in casi come quelli di Stromboli in cui il verificarsi di un collasso può generare uno tsunami. A differenza della strumentazione geodetica convenzionale che permette di ottenere solo informazioni puntuali limitando la possibilità di identificare segni precursori e necessita dell'accesso all'area instabile, la tecnica GB-InSAR è capace di acquisire misure di spostamento estremamente accurate su vaste aree. In aggiunta, la possibilità di analizzare i dati in *near-real-time* rende questi sistemi uno

strumento operativo per l'allerta rapida, fornendo l'allarme a fronte di accelerazioni improvvise dei fenomeni franosi con tempo sufficiente per realizzare azioni preventive.



Figura 67 - interferogramma fra le ore 19.38 UT e le ore 21.35 UT del 08-03-2007 (intervallo di tempo di 1 h e 58 minuti) (A) e interferogramma proiettato sul DTM (B). I numeri rappresentano i settori individuati dal sistema: 1) "Bastimento", 2) Sciara del Fuoco, 3) cono piroclastico, 4) fianco interno del cratere, 5) fianco eserno del cratere.

4.4 Risultati

Con il sistema di telerilevamento LiSA adottato per il monitoraggio è stato possibile identificare e osservare i seguenti aspetti:

- 1. le colate di lava;
- 2. lo scivolamento gravitazionale di materiale vulcanoclastico;
- 3. deformazioni associate all'attività vulcanica (*inflation/deflation*);
- 4. rigonfiamento che precede l'apertura di bocche effusive (*bulging*);
- 5. movimenti associati ad un'esplosione.

4.4.1 COLATE DI LAVA

Gli interferogrammi a brevissimo intervallo temporale (12 minuti) sono stati utilizzati per identificare la posizione delle colate di lava incanalate nelle depressioni morfologiche della Sciara o che divagano lungo il versante (Figura 68). L'area interessata dalle colate è facilmente identificabile grazie alla perdita di coerenza interferometrica indotta dall'elevata velocità della lava (Figura 69, effetti di decorrelazione come spiegato nella sezione 2.3.3).

Questo tipo di osservazione, sebbene non permetta la misura della velocità del flusso lavico e di conseguenza il calcolo approssimativo della portata delle bocche effimere, è risultato utile come stima indiretta dell'attività effusiva del vulcano. Valutando in continuo le porzioni della Sciara che sulle immagini radar mostrano decorrelazione associata alle colate laviche è possibile fornire ai vulcanologi una stima dell'intensità delle emissioni di lava, informazioni spesso non ottenibili mediante i sorvoli con l'elicottero a causa delle scarse condizioni di visibilità.



Figura 68 - interferogramma relativo ad un intervallo di 12' tra le ore 07.47 e 07.59 (GMT+1) del 1-04-2003 (sinistra) ed interferogramma relativo ad un intervallo di 1h tra le ore 15.00 e 16.00 (GMT+1) del 1-04-2003 (destra). I due interferogrammi mostrano le colate di lava (all'interno del settore in bianco come porzioni decorrelate) che si sono incanalate lungo la depressione della Sciara su intervalli di tempo differenti.



Figura 69 - interferogramma relativo ad un intervallo di tempo di 1h tra le ore 07.36 e 08.36 (GMT+1) del 01-03-2003 (sinistra) e mappa della coerenza associata all'interferogramma (destra). La figura mosta la mancanza di coerenza nel settore interessato dalle colate laviche (settore evidenziato in bianco).

4.4.2 SCIVOLAMENTI GRAVITAZIONALI

L'utilizzo degli interferogrammi a medio-lungo periodo (8-24 h) ha permesso di misurare da Febbraio 2003 i tassi di deformazione orari, registrando valori di velocità compresi in un ampio intervallo, a causa della diversa attività vulcanica e degli effetti dei fattori destabilizzanti come la pressione del magma all'interno del condotto vulcanico, il carico indotto dall'accumulo della lava sulla sommità della frana e l'intrusione di dicchi e *sill*.

Tralasciando gli incrementi di velocità legati all'attività vulcanica e le fluttuazioni a breve periodo (giornaliere), imputabili all'effetto di processi superficiali come movimenti della coltre detritica o locali crolli in roccia e non correlati alla frana principale, il diagramma velocità-tempo (Figura 70) mostra come la Sciara del Fuoco sia in continuo movimento; nei periodi di esigue deformazioni, come nei periodi caratterizzati dalla attività standard stromboliana in cui le velocità si attestano su 0.05 mm/h, il monitoraggio permette di evidenziare le accelerazioni che preannunciano un evento parossistico.

Le frange che si formano sulla Sciara del Fuoco e che possono essere associate a scivolamenti gravitativi risultano perfettamente parallele e tipicamente perpendicolari alla linea di massima pendenza del versante, come quelle mostarte in Figura 71.

Sempre allo scopo di identificare movimenti gravitativi sulla Sciara del Fuoco risultano utili anche le immagini in potenza con le quali è possibile individuare variazioni morfologiche anche di notevole entità, come quella avveuta il 27 Febbraio 2007 (Figura 72). In questo evento le immagini in potenza mostrano una significativa variazione morfologica dalla quale la porzione settentrionale della Sciara del Fuoco non risulta più visibile dal sistema SAR. Tale modificazione può essere attribuita o al collasso della porzione stessa, e quindi alla perdita della porzione riflettente le microonde nell'immagine radar, oppure alla messa in ombra del settore a seguito di un'interposizione fra l'onda radar ed il settore. Tale intrusione, in questo caso, può essere dovuta o ad un rigonfiamento differenziale del versante fra la porzione inferiore e quella superiore, o alla sovrapposizione di colate laviche o materiale vulcanoclastico che, creado un alto morfologico, non permette alle onde radar di irradiare la superficie retrostante. L'evento del 27 Febbraio 2007 è da attribuirsi al collasso del graben di ca. 30 m di profondità che si è formato al momento della propagazione della fessura eruttiva verso quota 400 m s.l.m. (Neri & Lanzafame, 2008).



Figura 70 - diagramma velocità-tempo della Sciara del Fuoco da Febbraio 2003 a Novembre 2008. Le velocità sono riportate in scala logaritmica in mm/h. I colori delle linee indicano spostamenti in avvicinamento al sistema (linea rossa) e spostamenti in allontamento dal sistema (linea blu). Nel caso di scivolamenti gravitazionali gli spostamenti sono sempre in avvicinamento al sistema.



Figura 71 - interferogramma focalizzato solo sulla Sciara del Fuoco fra le ore 14.30 UT e le ore 14.41 UT del 27-02-2007 (intervallo di tempo di 11 minuti), che mostra frange interferometriche associabili ad un *pattern* deformativo causato da un movimento gravitativo.



Figura 72 - immagini in potenza fra le 05.53 GMT e le 21.05 GMT del 27-02-2007, dal confronto delle quali è possibile notare la variazione morfologica prodotta dal collasso del settere superiore della Sciara del Fuoco.

4.4.3 INFLAZIONE/DEFLAZIONE (INFLATION/DEFLATION)

A partire da metà Gennaio 2007, dopo un periodo durato ca. 3 anni in cui le velocità sulla Sciara del Fuoco si erano stabilizzate su valori intorno a 0.05 mm/h e sulla zona craterica veniva registrato solo il movimento dello scivolamento gravitativo della coltre vulcanoclastica depositatasi lungo il fianco durante le eruzioni giornaliere, gli interferogrammi mostrano sulla zona craterica frange regolari e concentriche all'orlo craterico, ad indicare movimenti in avvicinamento al sistema SAR a velocità di oltre 1.5 mm/h. A metà Febbraio la deformazione raggiunge la Sciara del Fuoco e sugli interferogrammi non vengono identificate frange regolari ma viene identificato il settore, quello più orientale in riferimento al sistema LiSA, in rapida deformazione, con velocità di oltre 0.5 mm/h, un ordine di grandezza maggiore rispetto alle velocità registrate nei tre anni prima (Figura 73).



Figura 73 - sequenza di interferogrami proiettati su un'ortofoto elaborata su un DTM, che mostrano l'evoluzione della deformazione sulla zona craterica del vulcano anticipando la fase effusiva.

L'accelerazione mostrata dagli interferogrammi preannuncia l'avvento di una nuova fase effusiva e l'apertura di una bocca alla base del cratere avvenuta il 27 Febbraio 2007.

Il rigonfiamento del fianco del cratere (inflazione) è adducibile all'incremento di pressione all'interno del condotto vulcanico (Massonnet *et al.*, 1995; Salvi *et al.*, 2004); per tal motivo le frange di interferenza che si formano risultano concentriche con l'orlo

craterico. I cicli di inflazione/deflazione registrati dal sistema SAR durante l'evento del 2007 sono riportati in Figura 74. Per una maggior comprensione del fenomeno in Figura 75 sono riportati due esempi in cui si possono osservare frange dirette (interferogramma di sinistra nell'immagine), ovvero movimenti in avvicinamento al sistema SAR adducibili ad inflazione e frange inverse (interferogramma di destra nell'immagine), ovvero movimenti in allontanamento al sistema SAR adducibili a deflazione.

A seguito dell'apertura della bocca effusiva del 27 Febbraio gli interferogrammi sull'area craterica mostrano movimenti in allontanamento dal sistema ad indicare un'implosione dell'area craterica (deflazione) legata alla depressurizzazione del condotto vulcanico e allo scarico della colonna magmatica dalle bocche effusive formatesi sulla Sciara del Fuoco.



Figura 74 - diagramma velocità-tempo della zona craterica, in scala logaritmica con il quale è possibile osservare l'inflazione iniziata a Gennaio 2007, preannunciando la fase effusiva del 27 Febbario 2007, ed i cicli di inflazione/deflazione associati all'attività vulanica.



Figura 75 - esempio di frangia diretta (sinistra) ed inversa (destra) sugli interferogrammi adducibili rispettivamente a movimenti in avvicinamento (inflazione) al sistema ed in allontanamento dal sistema (deflazione).

Gli stessi cicli deformativi sono stati riscontrati sulla porzione dell'area craterica durante l'apertura della bocca effusiva del 9 Marzo 2007. I giorni precedenti l'evento, gli interferogrammi sulla zona craterica mostrano un'accelerazione degli spostamenti in avvicinamento al sistema SAR (inflazione), con un incremento di un ordine di grandezza dei valori di velocità. Immediatamente dopo l'apertura della bocca gli interferogrammi mostrano sull'area craterica deformazioni in allontanamento (deflazione) ad indicare l'effetto di perdita di pressione del condotto (Figura 76).



Figura 76 - diagramma velocità-tempo relativo al settore dell'area craterica durante l'apertura della bocca effusiva. La linea rossa rappresenta movimenti in avvicinamento al sistema (inflazione); la lina blu movimenti in allontanamento (deflazione).

Deformazioni sull'orlo craterico associate ad inflazione sono state osservate anche su interferogrammi riferiti ad intervalli di tempo che contengono esplosioni discrete di maggior energia, come quella avvenuta alle ore 07.49 UT (bollettino Rete Sismo - Acustica e Termica installata dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze) il 7 Settembre 2008 (Figura 77); in tali circostanze solo gli interferogrammi relativi ad un perido di tempo maggiore di 8-12 h mostrano le deformazioni subite in prossimità dell'orlo cretrico, poiché i valori di spostamento risultano di bassa intensità (1 frangia in 12h). Tali valori si mantengono costanti su interferogrammi relativi a periodi di tempo più lunghi (24h), ad indicare assenza di accelerazione. Una simile evoluzione di tali spostamento può essere adducibile alla deformazione causata dalla sola esplosione. I valori di spostamento infatti, in meno delle 24 h successive, sono rietrati su quelli tipici del periodo pre-evento.



Figura 77 - interferogramma relativo ad un intervallo di tempo di 12 h e 27 minuti dalle ore 12.07 UT alle ore 00:35. Durante tale periodo è avvenuta un'esplosione discreta di maggiore energia. La deformazione sul cratere è associabile all'inflazione a seguito dell'evento.

4.4.4 RIGONFIAMENTO (BULGING)

Durante i cinque anni di monitoraggio del vulcano Satromboli con l'interfrometro radar montato a terra, è stato possibile anche identificare le deformazioni superficiali che si provocano sul terreno a seguito dell'apertura di una bocca effusiva come già indicato da Sigmundsson *et al.* (1999) e Poland *et al.*, (2006).

Gli interferogrammi riferiti a questo evento identificano un pattern di deformazione caratterizzato da frange concentriche (al punto di apertura) molto fitte, ad indicare spostamenti rapidi ed omogenei. Questi dati sono confermati da simulazioni numeriche effettuate con il codice FLAC 3D (*Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions*) (ITASCA, 2005), con le quali è stato presupposto un'intrusione di un *sill* (intrusione magmatica circa orizzontale) e generate le deformazioni al suolo associate (Apuani *et al.*, 2007; Apuani & Corazzato, 2008; Casagli *et al.*, in press).

L'evento del 9 Marzo 2007 può essere preso d'esempio come la previsione dell'evento e *early-warning* con il sistema radar da terra. 18 h prima dell'evento il sistema mostra un incremento delle velocità in un settore ben circoscritto della Sciara del Fuoco; 3 h prima l'apertura, la velocità raggiunge un valore di oltre 200 mm/h e le frange diventano troppo fitte per essere seguite, subentrando gli effetti del *phase unwrapping* (Figura 78). L'applicazione del modello di Fukuzono-Voight descritto nel paragrafo 4.3 ha permesso di predire ca. 2 h prima l'istante di rottura (presunto dal modello fra le ore 13.45 UT e le ore 14.55 UT) (Figura 79). L'evento si è verificato alle ore 14.30 UT ca. e grazie all'indicazione del radar sono state adottate le misure precauzionali da parte del DPC previste dal piano di emergenza, facendo evacuare la fascia entro i primi 100 m s.l.m.

Un pattern deformativo simile a quello sopra menzionato è riconoscibile anche nell'evento del 27 Febbraio 2007, a seguito dell'apertura della bocca effusiva a quota 600 m s.l.m. ca. (Figura 80). L'evento non è stato seguito come quello di Marzo 2007 poiché pochi minuti dopo l'apertura sono subentrati il collasso della porzione superiore della Sciara del Fuoco (Figura 72) e le colate laviche che hanno decorrelato le immagini SAR, impedendo di applicare la tecnica interferometrica e quindi di seguire la deformazione nel tempo e nello spazio del rigonfiamento.



Figura 78 - sequenza di interferogrammi con la quale è possibile seguire l'apertura della bocca effusiva di quota 500 m s.l.m, avvenuta il 9-03-2007.



Figura 79 - (A) diagramma dell'inverso delle velocità nel tempo durante l'evento del 9-03-2007. Il decremento lineare ha permesso di prevedere l'onset time dell'apertura della bocca con un errore inferiore a 30 minuti (tempo previsto: 9 Marzo 2007 14.00 UT; tempo osservato 9 Marzo 2007 14.30 UT) – (B) Interferogramma e suo ingrandimento relativo ad un periodo di tempo di 11 minuti fra le ore 11.17 UT e le ore 11.28 UT del 9-03-2007.



Figura 80 - interferogramma fra le ore 12.43 UT e le ore 13.05 UT del 27-02-2007 (intervallo di tempo di 22 minuti); le frange concentriche sulla Sciara del Fuoco mostrano il bulging dovuto all'apertura della bocca effusiva delle 13.02 UT; la completa decorrelazione della zona craterica è conseguenza dell'esplosione delle 12.30 UT.

4.4.5 ESPLOSIONI MAGGIORI E PAROSSISTICHE

L'attività stromboliana è interrotta da parossismi esplosivi in cui improvvisi getti di oltre 1 km costituiti da gas e materiale vengono espulsi dai crateri e ricadono al livello del mare provocando danni alle abitazioni (l'evento del Settembre 1930 ha provocato lo spopolamento dell'isola da ca. 3.000 agli attuali 350 abitanti). Il 5 Aprile 2003, mentre era in corso l'eruzione effusiva, il vulcano fu interessato da un'esplosione parossistica così come definita da Barberi *et al.* (1993) producendo una colonna eruttiva di oltre 1050 m (Figura 81), senza segnali precursori (Rosi *et al.*, 2006; Calvari *et al.*, 2006). L'esplosione causò la riapertura dei crateri, occlusi dalle frane e dai collassi che da 3 mesi ca. riempivano di materiale il condotto, con emissione prima di litici, che causarono danni su svariate strutture nell'abitato di Ginostra, e brandelli di lava dopo, che causarono incendi sulle pendici del vulcano.

Il sistema LiSA, trovandosi a debita distanza dai crateri non ha subito alcun danno e tramite la focalizzazione delle immagini con le aperture parziali, descritte nel paragrafo 4.3 ha permesso di identificare l'istante di esplosione e le deformazioni che hanno preceduto il parossisma. L'analisi della scansione del sistema interessata dall'evento esplosivo mostra che questa si è interrotta dopo 516 posizioni, delle 601 corrispondenti alla corsa completa lungo il binario, a causa dello spegnimento del sistema. Per meglio comprendere la sequenza degli eventi immediatamente prima dell'interruzione, i dati raccolti nella scansione sono stati suddivisi in gruppi di 100 acquisizioni e da ogni sottoapertura si è focalizzata una immagine radar. La sequenza di immagini in potenza ottenuta è riportata in Figura 82 con l'indicazione per ogni immagine della sottoapertura corrispondente.

Dall'analisi dei dati nel dominio del tempo (Figura 83) è stato possibile notare un cambiamento nella focalizzazione delle immagini dovuto ad un forte cambiamento della superficie riflettente durante l'acquisizione SAR ed il decremento della potenza nel segnale di ritorno. La perturbazione può essere assegnata all'avanzamento del plume vulcanico che impedisce il segnale di ritorno della superficie irradiata. Assumendo tale ipotesi è possibile stimare l'*onset time* dell'esplosione che corrisponde al primo segnale di perturbazione nell'intensità di energia riflessa, ovvero alle ore 07:13:33 UT. Questo momento è confermato dai dati GPS e dai segnali sismici (Rosi *et al.*, 2006; D'Auria *et al.*, 2006; Mattia *et al.*, 2004; Ripepe *et al.*, 2008). Nel contempo è stato possibile stimare la velocità di propagazione del plume da interferogramma riferiti ad un intervallo di tempo di 12.5 s e stimabile pari a 7-8 m/s.



Figura 81 - esplosione del 5 Aprile 2003 fotografata dall'abitato di Stromboli. Fonte: Andreas Franssen (http://www.educeth.ch/stromboli/beso/bes03a-en.html).





Figura 82 - sequenza di immagini in potenza ottenuta con la suddivisione in 100 acquisizioni di un'immagine radar usuale. La scala di potenza è espressa in dBm.



Figura 83 - analisi nel dominio del tempo riferita alle scansioni comprese fra la numero 300 e la numero 350.

Le deformazioni che hanno preceduto l'esplosione sono evidenti tramite il pattern delle frange interferometriche che mostrano un'espansione del cratere caratterizzata da movimenti in avvicinamento al sistema sul fianco esterno del cratere e movimenti in allontanamento della parte interna del cratere (settori 3 e 4 descritti nel paragrafo 4.3). Il valore dello spostamento stimato 77 s prima dell'esplosione risulta di 7 mm verso il sensore e di 4 mm in allontanamento dal sensore, indicando una deformazione elastica di 10 mm (Figura 84). Tale valore è confermato dai risultati delle stazioni sismiche non danneggiate dall'evento (Ripepe & Harris, 2008). La Figura 84 mostra interferogrammi generati con il metodo delle aperture parziali caratterizzato da sottoaperture di 50 posizioni (25 cm), distanziate di 5 posizioni (ca. 5.5 s) e una risoluzione, ridotta, in azimut (ca. 15 - 20 m).

Risultati simili a quelli del 5 Aprile 2003 son stati ottenuti nell'analisi dei dati relativi all'esplosione maggiore del 15 Marzo 2007. L'evento, descitto nel bollettino quotidiano emesso dal Dipartimento di Scienze della Terra sui dati Sismo-Acustico-Termici, rete SAT, di cui è responsabile il Dot.. Ripepe, è avvenuto alle ore "20.37.23 UT dal cratere di NE con durata complessiva di ca. 5 minuti, associato ad un evento sismico VLP con ampiezza ca. 25 volte superiore ai valori medi e ad un transiente infrasonico con pressione di 9,6 bar. L'evento esplosivo ha emesso una grande quantità di materiale. L'emissione è stata registrata dal radiometro come un segnale termico di ampiezza pari a 180°F e durata di 69 s. L'evento esplosivo è stato preceduto da un deciso aumento del flusso lavico alla colata di quota 400 m (ore 20.30 UT) e da un evento di inflazione registrato dai due tiltmetri (20.33 UT).

Dai dati SAR, è stato possibile notare dalle ore 14.15 ca. UT, un'inversione del verso delle deformazioni presenti nella zona craterica, passando da un allontanamento, ad un avvicinamento, in linea con le deformazioni identificate dai tiltmetri (Figura 85). L'interferogramma a cavallo dell'esplosione mostra la completa decorrelazione dell'immagine SAR, legata allo scuotimento del sistema e al cambiamento violento dei parametri al contorno (Figura 86).

A seguito dell'esplosione lo strumento identifica frange molto ampie, sulla zona craterica ad indicare deformazioni regolari ed omogenee e velocità di oltre 7 mm/h, un ordine di grandezza maggiore rispetto a quello presente nei precedenti giorni (Figura 87). L'analisi effettuata con le aperture parziali (Figura 88) mostra la forte decorrelazione della zona carterica e l'effetto dell'esplosione sulla Sciara del Fuoco, paragonabile a quello ottenuto con l'analisi delle aperture parziali del 5 Aprile 2003.



Figura 84 - sequenza di interferogrammi che copre l'intervallo di tempo fra 242 s prima e 55 s dopo l'istante dell'esplosione del 5 Aprile 2003. La legenda si riferisce alla fase esperssa in mm.



Figura 85 - interferogramma fra le ore 16.10 UT e le ore 17.14 UT del 15 Marzo-2007 (intervallo di tempo di 1h e 04 minuti); le frange concentriche sulla zona craterica mostrano l'inizio dell'inflazione dovuta all'esplosione delle 20.37 UT.



Figura 86 - interferogramma fra le ore 20.36 UT e le ore 20.47 UT del 15 Marzo-2007 (intervallo di tempo di 11 minuti); la completa decorrelazione dell'immagine è dovuta all'esplosione avvenuta alle ore 20.37 UT.



Figura 87 - interferogramma fra le ore 22.33 UT e le ore 23.37 UT del 15 Marzo-2007 (intervallo di tempo di 1h e 04 minuti); il dato mostra come l'esplosione abbia causato un aumento repentino degli spostamenti sulla zona craterica, passando da ca. 5 mm (Figura 85) a ca. 9 mm nello stesso intervallo di tempo (1h e 04 minuti).



Figura 88 - sequenza di interferogrammi che copre l'intervallo di tempo fra le 20.47 GMT e le 20.57 GMT costruita tramite le aperture parziali di ca. 2 minuti l'una.

4.5 Discussione

Molto spesso, prima che avvenga un cambiamento nell'attività di un vulcano, si verificano una serie di fenomeni indicativi di uno stato anomalo; questi fenomeni, anche se vengono definiti precursori, non sono altro che un processo vulcanico già in atto. Il fatto che anticipino l'evento di un periodo di tempo più o meno lungo dipende da fattori che al momento restano in gran parte sconosciuti e difficilmente schematizzabili. Pertanto non ha molto significato parlare di precursori di lungo, medio o corto periodo, dal momento che gli stessi fenomeni indicativi possono durare per tempi molto diversi anche in presenza di attività vulcaniche apparentemente simili, secondo la natura fisica del vulcano e dei magmi ad esso connessi.

I risultati ottenuti dal sistema SAR mostrano come lo strumento sia in grado di acquisire, in continuo, in condizioni avverse come quelle presenti su un vulcano attivo, dati di deformazione imputabili a cause diverse.

Lo strumento infatti è in grado di individuare le deformazioni superficiali presenti durante tutte le fasi di attività del vulcano (paragrafo 4.2), dalla fase di normalità alla fase posteffusiva includendo le deformazioni connesse con gli eventi parossistici.

I dati dei cinque anni di monitoraggio mostrano come l'avvento di un periodo effusivo, caratterizzato da un'altezza molto alta del magma all'interno del condotto, determina una pressurizzazione elevata sulle parete dell'orlo craterico, provocando un rilevabile rigonfiamento (*inflation*) temporaneo dell'apparato stesso. Il verificarsi di un'eruzione o della migrazione del magma in fessure laterali, provoca invece uno sgonfiamento dell'edificio (*deflation*). Tali considerazioni sono supportate da esempi storici di vistose deformazioni del suolo che hanno accompagnato o preceduto delle eruzioni, come la variazione della linea di costa avvenuta prima dell'eruzione del 1538 di Monte Nuovo nei Campi Flegrei (Parascandola, 1947), il rigonfiamento di un campo arato prima dell'eruzione del Paricutin (Messico) del 1943 e l'eruzione dell'Usu (Giappone) del 1944 (Scandone e Giacomelli, 1998).

Nel contempo i dati areali ottenibili dal sistema SAR e confrontati con le simulazioni numeriche effettuate con codici di calcolo come quelli effettuate da Apuani et al., (2007) hanno permesso di differenziare i diversi pattern deformativi che si formano per intrusione di dicchi e sill. L'intrusione di un dicco provoca fessurazioni parallele alla direzione NE-SW (Tibaldi, 2003; Tibaldi et al., 2004) e le deformazioni associate risultano localizzate nell'intorno dell'intrusione, non coinvolgendo ampie porzioni di territorio, e mantengono velocità sulla Sciara del Fuoco costanti nel tempo (nel caso del 27 Febbraio 2007 le velocità sono rimaste costanti per due settimane su valori di ca. 0.2 mm/h fino alla rottura del pendio). I pattern delle frange appaino perpendicolari alla fessurazione e si mantengono tali fino alla rottura del terreno, che avviene d'improvviso senza accelerazioni delle deformazioni. L'intrusione di un sill provoca una deformazione elastica concentrica che si estende su tutta la zona e con velocità in accelerazione crescente (nel caso del 9 Marzo 2007 le velocità sono passate da 18 mm/h a oltre 180 mm/h in meno di 9 h). A seguito della rottura la porzione di terreno nell'intorno della bocca si contrae e le velocità di deformazione, invertite di verso, tornano in poche ore su valori pre-intrusione.

I dati ottenuti con il metodo delle sotto aperture sono risultati utili al fine di identificare la deformazione che si crea pochi minuti prima di un evento parossistico esplosivo. Il metodo non è ancora applicabile ai fini di *early warning*, poiché i tempi di elaborazione dei dati risultano troppo lunghi, ma il risultato ottenuto a posteriori dopo l'evento del 5 Aprile 2003 ha permesso di individuare l'inflazione dell'orlo craterico come segno precursore dell'evento del 15 Marzo 2007.

L'importanza del continuo monitoraggio anche in periodi di normale attività stromboliana, come quelli compresi fra le due ultime fasi effusive (Dicembre 2002-Luglio 2003 e Febbraio-Aprile 2007) ha permesso di comprendere molti comportamenti deformativi di diversi eventi vulcanici e quindi ha permesso di elaborare soglie di velocità utili ai fini di allertamento. Le soglie si riferiscono sia al settore della Sciara del Fuoco sia all'area craterica e sono classificate come segue:

- velocità bassa ≤ 0.05 mm/h;
- velocità media fra 0.05 mm/h e 0.1 mm/h;

• velocità alta ≥ 0.1 mm/h.

Per la valutazione del trend vengono considerate significative le variazioni di velocità pari a 0.02 mm/h.

Poiché ad oggi non è ancora disponibile un valido e idoneo modello fisico-matematico capace di elaborare previsioni certe sul comportamento del vulcano, (soprattutto per quei vulcani che si trovano in fase quiescente da lungo tempo e per i quali le modalità eruttive sono poco note), la valutazione dell'importanza dei fenomeni precursori (intesi come valori delle deformazioni e dei campi deformativi associati) spetta in gran parte alle capacità interpretative maturate negli anni di monitoraggio.

Tuttavia l'importanza degli obiettivi da conseguire, gli sforzi tecnologici derivanti dall'integrazione di dati SAR con quelli di altri sensori (GPS, ottici, sismici) e soprattutto l'esperienza pluriennale nello svolgimento dell'attività di monitoraggio hanno permesso di fornire risposte più precise nella previsione di eventi eruttivi.

La risposta del SAR da terra ai fenomeni verificatisi nel 2007 (inflazione 1 mese prima la fase effusiva e rigonfiamento 18 h prima l'apertura della bocca effusiva) ha permesso infatti di preannunciare gli eventi principali e, nel caso del rigonfiamento, indicare con ca. 2h di anticipo il preciso istante di rottura nel pendio.

5 MAPPATURA RAPIDA (*RAPID MAPPING*)

5.1 Generalità

A causa della crescente presenza in tutto il mondo di catastrofi naturali, situazioni di rischio ed emergenza umanitaria, per lo più caratterizzate da evoluzione rapida, lo studio degli eventi naturali si è indirizzato verso l'analisi dell'individuazione e delimitazione rapida del fenomeno, fornendo sempre più informazioni quasi in tempo reale, su vaste aree e per un ampio spettro di situazioni di crisi.

Nel contempo anche lo sviluppo di tecnologie e strumentazioni come i satelliti TerraSAR-X in grado di acquisire immagini su una qualsiasi area del pianeta nel giro di 2.5 giorni e di passare da una modalità di acquisizione ad un'altra nell'arco di soli 3 s, oppure come il Sistema COSMO-SkyMed che in base alle modalità operative (nominale, operativa, asincrona) riesce ad acquisire dalle 24 h a pochi minuti in priorità assoluta, ha reso disponobile una risposta sempre più rapida nell'osservazione della Terra.

La mappatura rapida (*rapid mapping*) intesa come metodologia d'unione di tutte le possibili informazioni utili alla comprensione di un dissesto, può essere interpretata come nuovo concetto di analisi. La mappatura e il monitoraggio non vengono più considerati come metodi distinti, ma si intersecano in sinergia per formare un risultato comune e condiviso.

La funzione del *rapid mapping* è quella di una rapida acquisizione, elaborazione ed analisi dei dati, satellitari e non, e la fornitura di informazioni su disastri, naturali ed ambientali, per attività di soccorso umanitario e sicurezza civile.

Esistono già enti che offrono servizi di *rapid mapping*, come il servizio dell'Agenzia Spaziale Europea RMS (*Rapid Mapping System*), il servizio offerto dall'Ecole Nationale Supérieure de Physique de l'Université Louis Pasteur di Strasbourgo, SERTIT (*Service Régional de Traitement d'Image et de Télédétection*), il servizio del *German Remote Sensing Data Centre* del DLR (agenzia spaziale tedesca) attraverso il *Center for Satellite Based Crisis Information* (ZKI).

A seguito della conferenza *Unispace III* tenutasi a Vienna nel 1999, le agenzie spaziali europea, francese e canadese (ESA, CNES e CSA) nell'Ottobre 2000, hanno firmato l'*International Charter on Space and Major Disasters* che obbliga i vari fornitori di immagini satellitari a programmare i loro sensori per acquisire, in priorità assoluta, dati su zone colpite da calamità naturali o catastrofi come inondazioni (Namibia 2004, Germania 2002, Argentina 2003, Francia 2003, Bolivia 2004), uragani, incendi, terremoti (Algeria 2003, Iran-Bam 2003), eruzioni vulcaniche (Congo, 2002), frane e catastrofi tecnologiche (Spagna 2002, Portogallo 2003). Ad oggi le agenzie partecipanti alla *Charter* sono: Centre National d'Études Spatiales (CNES), European Space Agency (ESA), Canadian Space Agency (CSA), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Indian Space Research Organisation (ISRO), Argentine Space Agency (CONAE) and Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). L'utilità della *Charter* è quella di ottenere una veloce, affidabile e chiara visione dell'evento, a sostegno delle operazioni di soccorso.

La sinergia fra mappatura, come ruolo di conoscenza e previsione dei fenomeni e monitoraggio, come conoscenza sull'evoluzione del fenomeno, permette di ottenere un

quadro completo ed esaustivo dei fenomeni, poiché è in grado di fornire informazioni su molteplici parametri connessi al dissesto.

I fenomeni che più si prestano ad una mappatura rapida riguardano eventi alluvionali, nei quali lo scenario, esteso su ampia scala, pre e post evento risulta completamente cambiato e per questo facilmente interpretabile dai sensori per lo più satellitari anche a media-bassa risoluzione (Ngai & Carande, 1996; Nezry *et al.*, 2000; Buehler *et al.*, 2006).

Per le frane ancora il *rapid mapping* non risulta ben approfondito, a causa per lo più della scala di versante alla quale si estende lo scenario ed alla difficoltà di reperire in breve tempo i dati cartografici e telerilevati a media-alta risoluzione.

L'analisi di *rapid mapping* impiegata sui dissesti da frana, risulta facilmente applicabile grazie all'integrazione di misure di spostamento fornite dalle elaborazioni interferometriche satellitari con dati ancillari, quali carte inventario delle frane, carte topografiche, foto aeree ed immagini da satellite ad altissima risoluzione. L'utilizzo di tali dati telerilevati offre il vantaggio di poter osservare lo scenario su due livelli diversi:

- 1. a vasta scala per l'aggiornamento rapido della carta inventario dei fenomeni franosi;
- 2. a scala di sito per l'analisi delle condizioni di instabilità di un singolo evento.

Tale approccio multi-scala è reso possibile dalle caratteristiche della tecnica multiinterferometrica, come la tecnica dei PS (sezione 2.3.5.1), capace di fornire misure di spostamento su un'area vasta grazie alla copertura delle immagini da satellite ed allo stesso tempo di individuare spostamenti con precisione millimetrica alla scala del singolo edificio. Queste caratteristiche rendono la tecnica uno strumento utile sia per la mappatura dei fenomeni franosi su vasta area, permettendo di identificare le zone interessate da movimenti di versante, che per il monitoraggio in tempo reale, e differito, a scala locale, delle deformazioni di singoli centri abitati. Grazie a queste capacità di mappatura e monitoraggio la tecnica può quindi essere ampiamente utilizzata come strumento di ra*pid mapping* in appoggio agli altri dati.

5.2 Applicazione

5.2.1 INQUADRAMENTO DEL PROBLEMA

A seguito dei dissesti che hanno interessato varie frazioni del Comune di Cerzeto dalla fine di Febbraio 2005, sfociati nell'evento franoso principale che ha distrutto una parte della frazione di Cavallerizzo in data 7 Marzo 2005, su incarico del Dipartimento della Protezione Civile (DPC), il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze in data 11 Marzo 2005 ha ricevuto un incarico per effettuare indagini ed attività di ricerca per la valutazione delle condizioni di dissesto nell'area di Cerzeto e comuni limitrofi, oggetti delle ordinanze del Presidente del Consiglio dei Ministri n.3427 del 29 Aprile 2005 e n.3472 del 21 ottobre 2005.

L'area investigata si estende su ca. 278 km² (Figura 89) e comprende i seguenti comuni nella provincia di Cosenza:

- Cerzeto
- Mongrassano
- Rota Greca
- San Martino di Finita

- Torano Castello
- Cervicati
- San Marco Argentano
- Lattarico
- San Benedetto Ullano.

La frana del 7 Marzo 2005 (Figura 90 e Figura 91 e Figura 92) ha fatto seguito ad un perido di intense precipitazioni (645 mm in 90 giorni, che corrispondono al 72% delle precipitazioni medie annue) e nevicate abbondanti ed è classificabile come movimento complesso scorrimento-colata in base alla scala proposta da Crude & Vernes (1996), mobilizzando un volume di ca. 5 milioni di m³ (Iovine *et al.*, 2006). La frana del Marzo 2005 era già stata oggetto di studio. Già dal Verbale della Commissione Grandi Rischi, del 12 Marzo 1999, convocata dal Dipartimento della Protezione Civile, si legge: "il versante orientale di Cavallerizzo è interessato da una serie di deformazioni in atto che interessano soprattutto la fascia di edifici che costeggiano la strada Provinciale (Via degli Emigranti) []. Tali deformazioni, sicuramente esistenti da molti anni, sono notevolmente incrementate degli ultimi sei mesi, con velocità massime che possono essere stimate nei tratti più attivi pari a circa 6 cm annui. Tale frazione dell'abitato insiste sulla parte alta di un corpo di frana costituito da coltri detritiche poggianti su formazioni argillose ed il cui contatto emerge sul versante sottostante circa 50 m. più in basso. [] La situazione complessiva risulta abbastanza pericolosa per la pubblica e privata incolumità per cui sono necessari interventi urgenti che possono essere individuati, in linea di massima, come segue:

- interventi di ordine immediato: invito al Sindaco a mantenere le ordinanze di sgombero; invito al Sindaco ad attuare un monitoraggio delle deformazioni (misure inclinometriche sui fori già predisposti e fessurimetri sulle lesioni delle case) per l'accertamento della dinamica del fenomeno in atto; Invito al Sindaco ad attivare ogni intervento per l'individuazione e la revisione della rete idrica e fognante; Costo per i precitati interventi L. 500.000.000;
- 2. consolidamento del corpo franoso mediante paratie di pali per una lunghezza di circa 50 ml. e con una profondità stimata in 35 ml. e gallerie drenanti della lunghezza di circa 400 metri in accordo con le indicazioni formulate dal Prof. A. Guerricchio, così come sono emerse dalla indagini in corso eseguite per conto dell'Amministrazioni comunale con i fondi messi a disposizione dall'Assessorato Regionale LL.PP.; Costo stimato per i precitati interventi L. 4.000.000.000.
- 3. sistemazione di corsi d'acqua sottostanti l'area instabile con costruzione di briglie gabbionate. Costo stimato per i precitati interventi L. 1.000.000.000."



Figura 89 - ubicazione dell'area di studio con i limiti dei comuni (in bianco) analizzati al fine dell'applicazione del *rapid mapping* (area complessiva 278 km²).



Figura 90 - fotografia della frana avvenuta il 7 Marzo 2005 in prossimità dell'abitato di Cavallerizzo-Cerzeto (CS). La foto è stata scattata durante un sopralluogo avvenuto il 15 Aprile 2005.



Figura 91 - carta geomorfologica della frana del 7 Marzo 2005. Nel riquadro piccolo è rappresentata l'evoluzione dei settori in ordine alfabetico. Nella mappa le linee rosse rappresentano i limiti e le scarpate (con i tratti abbassati nel verso della frana). I cerchi indicano l'ubicazioni dei piezometri ed inclinometri installati nei diversi anni (Iovine *et al.*, 2006).



Figura 92 - sezioni geologiche interpretative della frana avvenuta in località Cavallerizzo (Rizzo, 2005).

5.2.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE-MORFOLOGICO DELL'AREA

L'area di studio ricade nel contesto geologico regionale dell'Arco Calabro già analizzato per la mappatura dei dissesti presenti nel comune di Lungro e limitrofi (sezione 3.2.2) che rappresenta un settore ad elevata complessità strutturale che ben evidenzia gli effetti della tettonica quaternaria, con scarpate di faglia morfologicamente "fresche" e ben sviluppate.

Sinteticamente l'Arco Calabro è costituito dalla sovrapposizione tettonica di cinque unità rappresentate dalla più bassa (Amodio-Morelli *et al.*, 1976; Tortorici, 1982):

• Unità del Frido, costituita da rocce metamorfiche di grado da basso a medio d'età cretacea, cui sono strettamente associate rocce ofiolitiche dell'unità sovrastante;

- Unità Ofiolitica, costituita da rocce verdi d'origine tetisiana d'età Giurassico-Cretaceo Inferiore e suddivisa in una sub-unità di Malvito (basalti, metabasalti e serpentiniti ricoperte da argilliti rosse e verdi, selci a radiolari e calcari a Calpionelle) ed in una sottostante sub-unità di Diamante-Terranova (metabasalti e serpentiniti a glaucofane ricoperti da calcescisti, filladi, metacalcari e metareniti);
- Unità di Bagni, costituita da metamorfiti di medio grado (filladi con intercalazioni di metareniti, quarziti e porfiroidi) d'origine continentale;
- Unità di Castagna, costituita da gneiss occhiadini, paragneiss biotitici;
- Unità di Polia-Copanello, rappresentata da gneiss kinzigitici d'origine continentale profonda a biotite, sillimanite e granato, con intercalazioni di marmi, anfiboliti e granuliti.

L'area di Cavallerizzo-Cerzeto ricade lungo il bordo occidentale del graben del Fiume Crati, che costituisce la porzione più settentrionale della *rift-zone* calabro-sicula (sezione 3.2.2) e ne rappresenta l'elemento sismotettonico di maggiore importanza, oltre che per estensione, anche per il particolare significato geodinamico nell'ambito del Mediterraneo centrale: esso, infatti, essendo collocato nel settore di transizione tra l'Arco Calabro e l'Appennino meridionale, rappresenta uno dei settori-chiave per la comprensione dei rapporti tra i due domini di catena.

Il graben del Fiume Crati (Figura 93), è una depressione tettonica d'età plio-quaternaria (Lanzafame & Tortorici, 1981; Sorriso-Valvo & Tansi, 1996), caratterizzata dalla prevalenza di faglie normali ad andamento NS imprimendole la forma tipicamente stretta ed allungata. Tali faglie delimitano le seguenti litologie:

- depositi clastici plio-quaternari di riempimento del graben, costituiti da una successione conglomeratico-sabbioso-argillosa (spessore complessivo pari a 1100 m) riferibile a un ciclo sedimentario marino del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, su cui giacciono in *unconformity* depositi di fan-delta ghiaioso-sabbiosi del Pleistocene medio, a loro volta ricoperti dai depositi alluvionali attuali del F. Crati e dei suoi principali tributari (Colella *et al.*, 1987);
- rocce cristallino-metamorfiche paleozoico-cretaciche che costituiscono gli horst della Catena Costiera e dell'Altopiano Silan, appartenenti all'Arco Calabro (Amodio-Morelli *et al.*, 1976), localmente sormontati da depositi alto-miocenici (Di Nocera *et al.*, 1974).



Figura 93 - schema neotettonico della Calabria settentrionale (tratto da Tortotici, 1981 e da Van Djik et al., 2000, modificati). Legenda: 1) depositi olocenici; 2) sedimenti del Pliocene sup.-Pleistocene; 3) sedimenti alto-miocenici; 4) Unità di Longobucco (Paleozoico-Oligocene ?); 5) Unità Calabridi (Unità di Polia-Copanello e Unità di Monte Gariglione; Paleozoico); 6) Unità di Bagni (Paleozoico); 7) Unità Liguridi (Unità del Frido ed Unità Ofiolitiche; Giurassico-Cretaceo inferiore); 8) Unità carbonatiche della Catena Appenninica (Triassico medio-Miocene inferiore); 9) faglie dirette (i trattini sul blocco ribassato) appartenenti al graben del Crati; 10) faglia normale con componente trascorrente; 11) faglia trascorrente; 12) limite stratigrafico.

L'attività sismogenetica di tali faglie è evidenziata dai dati sia della sismicità storica (eventi di intensità IX-X MCS, anni 1767, 1835, 1854, 1870 e 1887, Postpischl, 1985; Boschi *et al.*, 1995) che strumentale (Moretti *et al*, 1990).

L'area di studio ricade lungo la faglia regionale sismogenetica "S. Fili-Cerzeto-S. Marco Argentano" (Tortorici *et al*, 1995; Figura 94).

Tale faglia sviluppandosi per oltre 30 km, struttura la porzione nord-occidentale della *rift-zone* calabro-sicula. In particolare tale faglia delimita il bordo occidentale del graben del Crati, sollevando i litotipi cristallino-metamorfici dell'horst della Catena Costiera rispetto ai depositi sedimentari plio-quaternari che colmano il graben.



Figura 94 - caratteri geologico-strutturali dell'area della faglia "S.Fili-Cerzeto-S.Marco Argentano" (Tortorici *et al.*, 1995, modificato).

Da un punto di vista geo-litologico l'area in esame presenta caratteristiche tali da suggerire un'instabilità generale di tutta la zona (Guerricchio, 1999). Infatti l'area è caratterizzata dai seguenti settori geologici:

- ad W la Catena Costiera è costituita da un basamento metamorfico di basso e medioalto grado, formata dal basso verso l'alto da (Tansi, 2005; Rizzo, 2005):
 - Unità del Frido; costituita da rocce metamorfiche di grado da basso a medio d'età cretacea, cui sono strettamente associate rocce ofiolitiche dell'unità sovrastante;
 - Unità di Diamante-Terranova: metabasiti riferibili ad un'unità ofiolitica caratterizzata da litotipi metamorfosati in condizioni di alta pressione e bassa temperatura, come metaradiolariti (in basso) e calcescisti (in alto) di età mesozoica;
 - Unità di Polia-Copanello: metamorfiti di alto grado riferibili a crosta continentale profonda, costituite da gneiss paleozoici intercalati ad anfiboliti e metaperidotiti.
- a NW affiorano depositi miocenici costituiti da conglomerati con ciottoli arrotondati e da argille fratturate con intercalazioni di gessi miocenici, a struttura microcristallina, molto compatta;
- ad E affiorano litologie plio-pleistoceniche costituite da argille grigio azzurre plioceniche, limi e sabbie limose pliocenici e depositi grossolani di conoide di età quaternaria.

In tutta l'area affiorano inoltre localmente anche depositi eluvio-colluviali di età olocenica, presenti in particolare in corrispondenza del settore meridionale dell'abitato di Cavallerizzo, e depositi di conoide rimaneggiati, sempre di età olocenica, che marcano l'intero bordo settentrionale della conoide di Cerzeto (Tansi *et al.*, 2005).

5.3 Metodologia

5.3.1 DATI UTILIZZATI

La metodologia di analisi adottata ai fini della mappatura rapida è basata sull'utilizzo combinato di immagini telerilevate, acquisite da sensori ottici e radar, e di dati cartografici digitali (Casagli *et al.*, 2006) . La catena operativa alla base di tale metodologia, una volta definita è stata implementata nel caso specifico della frana di Cerzeto. L'applicazione della stessa ad una situazione di emergenza reale ha permesso di ottimizzare le varie fasi di cui la metodologia è composta, consentendo di giungere ad una sequenza di attività volta a soddisfare i requisiti di protezione civile relativi al tempo reale ed alla conseguente necessità di informazioni multi-scala, capaci cioè di fornire una visione globale del fenomeno in atto, ma anche di scendere in maggiori dettagli in corrispondenza delle situazioni di più elevata criticità.

La catena operativa implementata per la metodologia si articola nelle seguenti fasi:

1. Acquisizione dei dati satellitari e cartografici: include le fasi di valutazione della disponibilità di dati cartografici e di immagini satellitari di archivio e la selezione di acquisizioni *ad hoc*, l'ordine dei dati ed il loro trasferimento. Nel caso di Cerzeto il giorno stesso il conferimento dell'incarico soni stati acquistati un'immagine d'archivio VHR QUICKBIRD del 2003 e i dataset ERS relativi al periodo 1992-2001. Inoltre è stata richiesta un'acquisizione QUICKBIRD in modalità *rush-delivery*
e IKONOS entro i due giorni successivi ed i dati radar provenienti delle immagini ENVISAT e RADARSAT.

- 2. Elaborazione dei dati: include tutti i processi di elaborazione necessari per estrarre dai dati acquisiti informazioni utili per analisi geologiche e geomorfologiche per la caratterizzazione dei fenomeni;
- 3. Analisi ed interpretazione dei dati elaborati: consiste nell'interpretazione dei dati finali allo scopo di fornire indicazioni sull'evoluzione dei processi in atto a supporto delle fasi decisionali; tale analisi a sua volta si articola nei seguenti passi, ognuno dei quali produce una carta inventario delle frane:
 - validazione dati PAI (Prodotto N.1);
 - fotointerpretazione (Prodotto N.2);
 - radarinterpretazione di immagini ERS/ENVISAT e RADARSAT (Prodotto N.3);
- 4. Emissione di un documento finale in cui siano contenute tutte le informazioni ottenute dalle elaborazioni.

5.4 Risultati

In base alla metodologia proposta vengono analizzate le quattro fasi implementate ed i risultati ottenuti.

Validazione dei dati PAI

Il dato iniziale PAI classifica 232 frane (Figura 95), nell'area considerata. Da un esame di dettaglio delle perimetrazioni dei fenomeni franosi sono emerse alcune imprecisioni connesse soprattutto con errori di digitalizzazione, effettuate con un sistema automatico di scansione a partire da un originario documento raster.

La prima fase del lavoro ha avuto pertanto lo scopo di analizzare e correggere il dato PAI, eliminando tutte le imprecisioni e le inesattezze. L'elaborazione ha fornito la carta inventario denominata Prodotto N.1 (Figura 96), in cui sono presenti 197 frane dalle 232 classificate dal PAI. Gran parte degli elementi eliminati corrispondono a poligoni di modesta dimensione in corrispondenza di elementi grafici non riconducibili ad alcun fenomeno di dissesto.

Il Prodotto N.1 costituisce quindi una semplice "ripulitura" delle informazioni contenute nel PAI senza alcuna interpretazione aggiuntiva basata su nuovi dati e osservazioni.



0 1.500 3.000 Meters

Figura 95 - Carta inventario delle aree a rischio del PAI. Aree rosse = pericolosità per frana; Aree blu = pericolosità per alluvionamento.



Figura 96 - Prodotto N.1: Carta inventario realizzata mediante analisi e correzione del PAI.

Fotointerpretazione

La fotointerpretazione è stata eseguita allo scopo di perimetrare e caratterizzare tutte le aree in frana, utilizzando inizialmente l'immagine IKONOS acquisita il 16 Marzo 2005 e proiettata sul DTM. È stato operato un confronto qualitativo tra l'immagine ottica QUICKBIRD del 3 Gennaio 2003 e quella IKONOS acquisita il 16 Marzo 2005, allo

scopo di evidenziare le aree interessate dall'evento del 7 Marzo 2005. Il confronto fra l'immagine post-evento e quella pre-evento ha permesso di perimetrale e valutare l'evoluzione delle condizioni di dissesto, di definire lo scenario di danno associato alla frana del 7 Marzo e di individuare alcune delle principali modificazioni antropiche e naturali del territorio. Dall'immagine IKONOS del 16 Marzo 2005 è stato anche possibile identificare la zona di possibile arretramento (zona perimetrata in giallo tratteggiato in Figura 99).

Le operazioni di filtraggio spaziale hanno permesso di riconoscere le principali lineazioni tettoniche presenti nell'area di interesse, validando le faglie e i sovrascorrimenti già presenti nella cartografia regionale, e delineandone dei nuovi (Figura 97).

L'utilizzo di diverse viste prospettiche, ottenute tramite la restituzione tridimensionale dell'immagine, ha permesso di effettuare un'analisi pseudo-stereoscopica mirata all'individuazione dei principali elementi morfologici e topografici della zona, sottolineando in particolare gli aspetti legati ai movimenti di versante.

Per le aree non coperte dalle immagine ottiche satellitari è stata utilizzata, come base per la fotointerpretazione, l'ortofotocarta a colori Volo Italia 2000.

La fase di fotointerpretazione ha sfruttato come dato di input le 197 frane del PAI corretto e validato (Prodotto N.1). Attraverso l'uso di carte topografiche, ortofoto, immagini satellitari e DTM è stata realizzata una nuova carta inventario dei fenomeni franosi denominata Prodotto N.2 (Figura 98), in cui sono state mappate 195 frane, così caratterizzate:

- 93 sono state modificate rispetto al Prodotto N.1 (con accorpamenti e variazioni di forma);
- 14 sono state aggiunte completamente nuove fra le quali la frana del 7 Marzo 2005 in corrispondenza dell'abitato di Cavallerizzo (frana gialla in Figura 99), ben evidente dal confronto fra le immagini ottiche satellitari;
- 88 sono rimaste tali e quali come delimitate nel Prodotto N.1.

La fotointerpretazione ha permesso altresì di effettuare una riclassificazione dello stato di attività delle frane, rispetto a quanto indicato nel PAI originario. In particolare sono state considerate due classi di attività:

- frane attive: se presentano evidenze di movimento riferibili all'ultimo ciclo stagionale;
- frane quiescenti: se non presentano evidenze di movimenti riferibili all'ultimo ciclo stagionale.

A scala di singolo versante la fotointerpretazione di immagini VHR, nella zona di Cavallerizzo ha permesso di perimetrare la frana avvenuta il 7 Marzo 2005 (area giallocontinuo di Figura 99), ben evidente dal confronto con l'immagine QUICKBIRD del 03 Gennaio 2003 e la zona di possibile arretramento della frana (linea giallo-tratteggiato). Il dissesto mostra come la frana si possa considerare come una parziale riattivazione di un fenomeno franoso quiescente, già mappato nel PAI. Nell'immagine da satellite di nuova acquisizione, nelle composizioni delle bande del visibile (bande 3,2,1) e dell'infrarosso vicino (banda 4) è inoltre perfettamente individuato l'accumulo di materiale dislocato dalla frana del 7 Marzo, subito a valle dell'abitato e lungo il torrente San Nicola (Figura 100) ed è evidente il lago di frana di neoformazione sotto il paese (Figura 101). In Figura 102 vengono mostrate le conseguenza, individuate da fotointerpretazione di immagini VHR, della frana sull'abitato di Cavallerizzo.



Figura 97 - DTM dell'area nella quale risultano evidenziate le principali lineazioni tettoniche della zona.



Figura 98 - Prodotto N.2: Carta inventario prodotta dalla fotointerpretazione. Rosso = frana attiva; verde = frana quiescente, giallo = frana del 7 Marzo 2005.



Figura 99 - frana del 7 Marzo 2005 evidenziata in giallo (in tratteggio la possibile area di retrogressione) evidenziata mediante fotointerpretazione.



Figura 100 - immagine IKONOS di Marzo 2005 con indicato in tratteggio arancione l'area dell'accumulo di materiale della frana del Marzo 2005. (In alto composizione delle bande spettrali 321, in basso composizione delle bande spettrali 432)



Figura 101 - immagine QUICKBIRD (sinistra) ed immagine IKONOS-FCC 432 in RGB (destra) nelle quali viene evidenziato il lago formatosi in seguito alla frana del 7 Marzo 2005.



Figura 102 - conseguenze della frana individuate sulle immagine QUICKBIRD (sinistra) e l'immagine IKONOS (destra).

Radarinterpretazione

Con il termine radarinterpretazione vengono comprese tutte le operazioni di interpretazione geologica delle elaborazioni delle immagini radar, effettuate con l'ausilio dei dati ancillari disponibili.

Nella fase presente le elaborazioni radar realizzate per l'interpretazione consistono nei quattro dataset di Permanent Scatterers (ERS-9201D; ERS-9500A; ENV-9205D; RSAT-03-05A) che sono stati interpretati separatamente.

Nell'area investigata la densità di punti di misura fornita dall'analisi dei dati RADARSAT è risultata infatti molto più elevata rispetto a quella dei dataset ERS, raggiungendo il valore di 28.3 PS/km² contro 9.2 PS/ km² di ERS. Tale differenza è da imputare al diverso tempo di ricopertura (*revisiting time*) del satellite RADARSAT (24 giorni) rispetto ad

ERS1-2 (35 giorni). Una frequenza di acquisizione più alta comporta infatti un impatto minore degli effetti di decorrelazione temporale del segnale radar ed allo stesso tempo riduce i problemi legati all'ambiguità di fase del segnale permettendo di identificare PS in aree caratterizzate da movimenti con velocità fino a 1 cm ogni 24 giorni e con un comportamento non lineare.

Allo stesso tempo le misure di spostamento fornite da questa analisi sono risultate più rumorose rispetto a quelle derivanti dai dati ERS. La causa di questo è da ricercare nel diverso numero di immagini impiegate per l'analisi interferometrica (38 RADARSAT ascendenti rispetto alle 82 ERS discendenti). Un minor numero di immagini implica infatti una barra di errore più elevata nella misura delle velocità dei PS. Per questo motivo nella radarinterpretazione dei PS RADARSAT caratterizzati da tassi di deformazione estremamente lenti, dell'ordine di 2-3 mm/anno, è stata posta una maggiore attenzione rispetto a quanto fatto per i dati ERS al fine di evitare di prendere in considerazione informazioni poco affidabili, come ad esempio scartando PS in movimento ma isolati e non accompagnati da evidenze morfologiche di fenomeni di instabilità.

A seguito della radrainterpretazione è stato ricostruito un database ed ottenuta una nuova carta inventario delle frane (Prodotto N.3), attraverso una nuova fase interpretativa, caratterizzata da:

- frane già identificate nel Prodotto N.2 ma aggiornate tramite l'analisi SAR (Figura 103);
- nuove frane non identificate né dai PAI né dalle fotointerpretazione tradizionale (Figura 104), principalmente in quanto ubicate in corrispondenza di aree urbanizzate o fortemente antropizzate.

Il Prodotto N.3, in cui le frane sono classificate in base allo stato di attività (Figura 105) e in base alle fonti di identificazione, contiene complessivamente 212 frane così caratterizzate:

- 63 frane presenti nel Prodotto N.3 sono state modificate in base all'informazione ottenuta dai PS (in 46 casi è stata modificata la perimetrazione, in 7 casi lo stato di attività e in 5 casi sia il perimetro che lo stato di attività);
- 100 frane presenti nel Prodotto N.3 sono state confermate in base all'informazione ottenuta dai PS;
- 17 sono state aggiunte come nuove sulla base dell'informazione PS (una in corrispondenza dell'abitato di Cavallerizzo);
- 32 frane sono rimaste analoghe al Prodotto N.3 in quanto non contenenti PS.

La carta definitiva (Prodotto N.3) contiene tutte le possibili informazioni ottenute dai dati ancillari, dai dati ottici ad alta risoluzione e dai dati radar. Si tratta quindi di una carta estremamente dettagliata e completa in cui per ogni frana sono indicati le seguenti informazioni:

- stato di attività;
- tipologia;
- area;
- fonte di informazione (PAI; fotointerpretazione; radarinterpretazione di immagini ERS/ENVISAT e radarinterpretazione di immagini RADARSAT);
- pericolosità e rischio, se fonte PAI;
- numero e dataset dei PS, se contenuti;
- velocità, se contenente PS, diversificata per dataset.



Figura 103 - esempio di frana riperimetrata tramite fotointerpretazione e radarinterpretazione (PS discendenti). I colori indicano: rosso = frana attiva, verde = frana quiescente.



Figura 104 - (sinistra) nuova frana attiva (in blu all'interno del centro abitato) identificata nella frazione di Cavallerizzo mediante radarinterpretazione. La frana del Marzo 2005 è evidenziata in giallo (in tratteggio la possibile area di retrogressione); (destra) immagine IKONOS in 3D dell'area di Cerzeto-Cavallerizzo con la proiezione dei PS e le frane.



Figura 105 - Prodotto N.3: Carta inventario delle frane visualizzate per attività (rosso = frana attiva; verde = frana quiescente, blu = frana aggiunta; giallo = frana del 7 Marzo 2005), ottenuta al termine della fase di radarinterpretazione.

Le analisi interferometrche a scala di sito sulla frana del 7 Marzo 2005 hanno permesso di evidenziare spostamenti già presenti almeno dal 1992 sull'intero abitato di Cavallerizzo.

Grazie ai dati APSA (*Advanced PS Analysis*) sono state considerate le serie storiche dei dati, dal 1992 al 2001 per i PS ERS e dal 2003 al 2005, per i PS RADARSAT, in modo da evidenziare eventuali precursori.

L'analisi delle serie temporali mostra come i dati ERS discendenti sottolineano deformazioni consistenti gia dagli anni '90.

In Figura 106 vengono visualizzate le elaborazioni effettuate sulle serie temporali dei dati ERS. Gli spostamenti, positivi (in avvicinamento al satellite) per l'orbita discendente con la quale sono stati acquisiti tali dati, mostrano una continua a costante deformazione, con velocità di oltre 25 mm/anno.

I rispettivi diagrammi riferiti ai dati RADARSAT, mostrati in Figura 107, continuano a mostrare gli stessi andamenti individuati dai dati ERS; gli spostamenti, di oltre 70 mm/anno, risultano negativi (in allontanamento dal satellite) a causa dell'orbita ascendente con la quale sono stati acquisiti i dati.

Tale discrepanza nel verso degli spostamenti, conferma un vettore orientato verso E, in accordo con la pendenza generale del versante sul quale si imposta la frana.



Figura 106 - esempi di diagrammi spostamento-tempo di PS ERS (1992-2001) presenti sulla frana di Cavallerizzo. Nei diagrammi le linee nere rappresentano i dati originali, le linee blu i dati filtarti (finestra mobile a 6 campioni), le linee azzurre indicano le rette di regressione lineare che fittano le serie intere di dati; le spezzate rosse indicano le rette che meglio interpolano sottoinsiemi di dati.



Figura 107 - esempi di diagrammi spostamento-tempo di dati RADARSAT (2003-2005) presenti sulla frana di Cavallerizzo. I diversi colori delle linee indicano rispettivamente nero tratteggiato: dati originali; blu: dati filtrati con finestra mobile a 6 campioni; azzurro: retta di regressione generale; rosso: spezzate di interpolazione di sottoinsiemi di dati

L'impiego dell'interferometria SAR da satellite come sistema di monitoraggio, benché la tecnica sia in grado di coprire aree vaste con una singola acquisizione, rimane ancora in fase di valutazione, a casua soprattutto dei tempi di elaborazione dei dati radar. Con i satelliti attualmente disponibili infatti i tempi di aggiornamento delle singole misure sono dell'ordine del mese a causa dei tempi di acquisizione e degli algoritmi di elaborazione troppo dilatati; con i satelliti di ultima generazione (come TerraSAR-X e COSMO-SkyMed, sezione 2.3.2) sarà possibile ottenere tempi di aggiornamento più rapidi e quindi possibilità di sfruttare tali dati per scopi di monitoraggio.

I dati fino adesso a disposizione non possono essere trattati come dati per la sorveglianza, ma solo come strumento utile ai fini di un inventario, basandosi sulle serie storiche, come esposto nella Figura 106 e nella Figura 107. Ciò nonostante questi dati così come utilizzati per l'applicazione in esame, sono risultati estremamente utile per la comprensione di un fenomeno in atto.

5.5 Discussione

L'applicazione della metodologia sopra descritta alla frana di Cerzeto, ha consentito di effettuare una serie di considerazioni sull'evoluzione dei processi geologici in atto e di trasmettere tali informazioni a tutti gli utenti, coinvolti con ruoli diversi nella gestione della situazione di criticità. In particolare le analisi effettuate hanno evidenziato la

presenza di deformazioni insistenti sul porzioni di terreno non ancora collassati ma connesse alla frana di Marzo 2005.

Dal confronto con la mappa delle lineazioni tettoniche mostrata in Figura 97 emerge che le frane (per lo più classificate come attive) sono impostate lungo la linea tettonica N-S (faglia S. Fili - Cerzeto - S. Marco Argentano, in Tortorici *et al.*, 1995; Rizzo *et al.*, 2006) che mette a contatto le unità Mesozoiche-Paleozoiche con le argille del Miocene-Pliocene. Lungo la faglia sono presenti fasce cataclastiche (miloniti), con spessori fino a 400-500 m, con granulometria da detritica a sabbiosa, che risultano particolarmente soggette a fenomeni di instabilità di versante. La fascia rappresenta inoltre un rilevante limite idrogeologico poiché mette in contatto rocce permeabili, per fratturazione della Catena Costiera, con le argilliti della Valle del Crati, riversando cospicui quantitativi d'acqua testimoniati dal gran numero di sorgenti in corrispondenza dell'emergenza in superficie della faglia "S. Fili-S. Marco Argentano", per lo più le linee naturali di drenaggio del pendio sono state in gran parte occluse ed alterate da interventi antropici effettuati, in tempi diversi, nelle aree urbane.

L'abbondante presenza di acqua unitamente alle precarie caratteristiche geotecniche dei materiali che costituiscono la fascia cataclastica, determinano una franosità particolarmente diffusa, con dissesti sia superficiali che profondi che caratterizzano l'intera area pedemontana della Catena Costiera calabra coinvolgendo gran parte degli abitati che vi ricadono. In particolare sugli abitati di Cavallerizzo, San Martino di Finita e Rota Greca sono state individuate frane con velocità pressoché costanti superiori al cm/anno, come dimostrato dai dati del monitoraggio satellitare e dalle osservazioni a terra effettuate da parte del CNR-IRPI (Rizzo *et al.*, 2005).

Sulla base di tali considerazioni la causa principale dei fenomeni di instabilità è da imputarsi alle instabili condizioni idrogeologiche locali, sulle quali è necessario intervenire per assicurare un'efficace riduzione del rischio in un contesto di frequenti sollecitazioni come precipitazioni intense e prolungate nel tempo, che possono determinare l'innalzamento generalizzato del livello piezometrico e l'innesco di fenomeni franosi anche di vaste dimensioni ed i possibili scuotimenti sismici legati all'attività della "Faglia S. Fili-S. Marco Argentano".

A scala di singolo versante la metodologia proposta come *rapid mapping* ha permesso di identificare in maniera univoca i movimenti presenti almeno a partire dal 1992, nelle zone urbanizzate (nela caso della frazione di Cavallerizzo presenti anche prima della frana del Marzo 2005). Le zone urbanizzate risultano ovviamente di primario interesse per la valutazione del rischio e solitamente sono difficilmente caratterizzabili per il movimento del terreno attraverso fotointerpretazione tradizionale. Nell'area di Cavallerizzo l'analisi dei PS ha permesso di identificare la reale estensione del fenomeno franoso in atto e, combinata con altre informazioni, ha permesso di ipotizzare la geometria e la dinamica evolutiva della frana.

Congiuntamente agli altri dati in possesso del Dipartimento di Protezione Civile Nazionale, la metodologia è risultata utile anche ai fini decisionali riguardo alla necessaria delocalizzazione del paese, come già proposto nel 1952, a seguito all'evento ennesimo di frana nel paese. A tal rigurado è stata richiesta anche l'analisi dei dati telerilevati, sia con misure interferometriche che con immagini ottiche ad altissima risoluzione, di due località sulla quali ricollocare la frazione di Cavallerizzo. Le due possibili aree selezionate dalla protezione civile sono state identificate in corrispondenza del centro urbano di Cerzeto, presso le località Pianette e Amatine. Benchè dai dati né l'una né l'altra soluzione abbia mostrato segni di dissesto, come confermato dal sopralluogo effettuato in data 15 Aprile 2005, è stato deciso da parte della protezione civile di pianificare la nuova lottizzazione in località Pianette.

La decisione della rilocalizzazione non è ancora stata pienamente accettata. Oltre ai numerosi ricorsi al TAR e la formazione di comitati anti ricollocazione, sono presenti documenti ufficiali di Università e gruppi di ricerca, circa pareri tecnico-scientifici su i possibili motivi della decisione. A titolo di esempio viene riportato un documento elaborato dall'Università della Calabria, Prof. Antonio Ietto e Prof. Fabio Ietto (2008) in cui vengono citate intere porzioni del rapporto emesso dall'università di Firenze dopo i cinque giorni dal conferimento dell'incarico (Casagli et al., 2005a, 2005b): "[] Eppure che un vasto fenomeno franoso fosse attivo, alla periferia del vecchio nucleo urbano, era noto da decenni al punto da essere con precisione riportato nella cartografia geologica ufficiale in scala 1: 25.000 (Foglio 229, IV SE), come accumulo detritico di versante. Personalmente ho avuto modo di riscontrarlo e fotografarne i margini di monte dell'ammasso in frana nell'anno 1973, durante la costruzione dell'acquedotto (Impresa appaltatrice Vulnera; Ing. Capo Casmez: Bruno Bosco) e di redigerne relazione presso l'ufficio acquedotti - Casmez Calabria. In tale operazione la posa della condotta è avvenuta al di sotto del piano di scorrimento della frana, allora ben netto, definito e fotografato. In superficie il terreno di raccordo al più antico nucleo abitativo di Cavallerizzo era allora ricoperto da un fitto castagneto ceduo." "[] Inoltre sempre nel documento nº2 (documento del Dipartimento di Protezione Civile Nazionale) si legge: "Il movimento complessivo [] sulla base di dati satellitari [] porta alle seguenti conclusioni [] parti media e bassa del paese sono in traslazione con movimento di 1 cm anno" (misure effettuate da parte del Dipart. Scienze della Terra di Firenze DST-UNIFI). Dal momento che è in gioco la continuità e tradizione storica di un intero centro abitato posto in trasferimento, nonché milioni di euro necessari al suo trasferimento, sarebbe quantomeno indispensabile una approfondita indagine del movimento gravitativo e certamente non fermarsi a delle semplici letture satellitari basate nei periodi 1992-2001 e 2003-2005, che denunciano uno spostamento in blocco dell'intero paese di un solo centimetro anno. A tal riguardo va ricordata la obbligatoria (per legge e direttiva UE) "verità al suolo" in cui, verosimilmente, il movimento di 1 cm riscontrato dal telerilevamento potrebbe rientrare nei limiti di approssimazione strumentale, specie se riferito ad un intero versante e misurato in un'unica direzione E-O. E' da tener conto, inoltre, che il telerilevamento non fornisce informazioni circa la profondità della superficie di scivolamento e quindi dello spessore di frana, dati questi che andrebbero accertati con specifiche indagini al suolo. Tali indagini risultano quindi decisamente poco esaustive per giustificare un: "grado di pericolosità molto elevata, che interessa diffusamente l'intero centro abitato di Cavallerizzo, localizzato quindi su una frana attiva" (documento n°2)."

Tale documento esprime in maniera evidente la necessità di un metodo omogeneo in grado di uniformare procedure e quindi azioni da perseguire a livello nazionale in relazione ad un evento franoso.

L'implementazione della metodologia al caso di Cerzeto ha altresì consentito di evidenziare una serie di criticità nella catena operativa che sono state analizzate al fine di migliorare il metodo sviluppato in modo da estenderlo ad altri casi simili.

Uno degli aspetti fondamentali che è emerso riguarda il fattore "tempo", ossia la necessità di minimizzare la durata di ciascun passaggio della catena operativa per poter rispondere tempestivamente alle esigenze del tempo reale richieste dalle condizioni di criticità.

Di seguito sono riportati i principali elementi di criticità riscontrati:

- l'acquisizione delle immagini da satellite su particolari aree di interesse e la tempistica per selezionare ed ottenere le stesse immagini è legata quasi esclusivamente alle agenzie spaziali e/o alle società private che gestiscono i satelliti. Gli enti principali sono rappresentati dalle agenzie spaziali (ESA, CSA, ASI, ecc.), dalle società private (Radarsat International, DigitalGlobe, ecc.) che gestiscono sia l'acquisizione dei satelliti nelle modalità standard e nelle acquisizioni *on demand*, sia il trasferimento dei dati alla rete di stazioni di ricezione a terra, e dalle società che commercializzano i dati (Eurimage, Planetek, ecc.).
- per valutare la disponibilità di immagini satellitari di archivio, di acquisizioni recenti e per pianificare l'acquisizione *ad hoc* di immagini possono essere utilizzati, a seconda della tipologia di sensore e del vettore satellitare, diversi canali al fine di minimizzare i tempi necessari per ottenere le immagini.

L'analisi di *rapid mapping* effettuata tramite l'interferometria classica comporta la stima del contributo atmosferico della fase, che determina un'accuratezza delle misure pari al centimetro, limitando quindi il buon esito delle analisi a quei casi in cui lo spostamento misurato, in termini di intensità e distribuzione spaziale, sia tale da non confondersi con il rumore di fondo.

L'analisi di *rapid mapping* effettuata tramite PS necessita lunghe serie storiche di dati SAR per ottenere misure con elevata accuratezza. Inoltre, anche nel caso siano disponibili un numero sufficiente di immagini, sono necessari alcuni giorni per estrapolare l'informazione puntule degli elementi riflettenti.

In aree fortemente vegetate e con scarsa urbanizzazione questo tipo di approccio presenta anche delle difficoltà connesse alla banda di frequenza utilizzata dai satelliti e quindi al conseguente ottenimento di una buona densità di punti di misura.

6 CONCLUSIONI

La ricerca effettuata nei tre anni di dottorato ha permesso di sviluppare ed incrementare metodologie per la mappatura e la sorveglianza degli eventi franosi e dei fenomeni correlati, incentrandosi su dati ottenuti dal telerilevamento ottico e a microonde. Le tecniche si sono dimostrate efficaci e facilmente esportabili in contesti di interesse nazionale.

La possibilità di usufruire di simili strumentazioni, soprattutto nel caso di un territorio come quello italiano in cui sono presenti molte aree a rischio idrogeologico e vulcanico, può rivelarsi infatti fondamentale sia per scopi scientifici, legati alla comprensione dei fenomeni naturali ed allo sviluppo di nuove analisi di interpretazione del dato telerilevato, quanto e soprattutto per scopi operativi rivolti alla salvaguardia della popolazione.

La prima fase di ricerca, incentrata principalmente sugli aspetti metodologici, si è rivolta a creare un metodo di mappatura e di previsione numerica dell'intensità e dell'attività delle frane. Appoggiandosi su tecniche ormai consolidate come quelle derivanti da telerilevamento ottico e radar, il metodo si basa sull'integrazione di dati provenienti da satelliti e piattaforme diversi, e sul confronto e l'interpretazione nel tempo degli effetti relativi ai dissesti.

I dati sfruttati da satelliti radar provengono dall'analisi SAR multi-interferometrica in grado di attribuire per ogni elemento riflettente, come edifici o roccia esposta, un valore di velocità medio annuo. I dati ottenuti dal telerilevamento passivo provengono da satelliti ad altissima risoluzione (VHR, *Very High Resolution*) con i quali è possibile individuare aree di dimensioni inferiori al m². Le immagini VHR hanno permesso di identificare indicatori geomorfologici tipici delle zone in frana. L'integrazione delle velocità e degli indicatori relativi agli stessi periodi di tempo, ha permesso di classificare le frane per intensità e stato di attività.

La metodologia proposta per questa mappatura è stata applicata su un'area di oltre 400 km² e si è rilevata utile ai fini dell'identificazione di aree in frana per lo più su zone abitate caratterizzate da valori di intensità e pericolosità elevate. Le classificazioni presenti in letteratura si basano su valori che si possono ottenere a scala di singolo versante (come quelli ottenuti da sistemi di monitoraggio quali estensimetri o piezometri). Al contrario la metodologia proposta grazie alle caratteristiche dai dati telerilevati, permette la classificazione su un'area vasta con precisioni dei parametri considerati paragonabili a quelle ottenute su scala di versante (per le velocità medie annue la precisione risulta del decimo di mm).

La seconda fase della ricerca si è incentrata sull'applicazione del telerilevamento radar montato su piattaforma a terra per il monitoraggio e l'allertamento rapido delle deformazioni che si manifestano su un vulcano attivo (Stromboli).

Il monitoraggio del vulcano è iniziato nel 2003 con l'applicazione del sistema radar da terra, LiSA, sviluppato dal Centro Comune di Ricerche di Ispra (VA) di cui il primo anno di dati è stato oggetto di analisi per la tesi di laurea ed è, ad oggi, proseguito ed integrato con l'analisi e l'interpretazione discusse in questo lavoro.

Tramite i dati telerilevati provenienti da oltre cinque anni di monitoraggio in continuo, è stato possibile non solo individuare su un vulcano, per la prima volta con questi sensori, le deformazioni verificatesi a seguito di aperture di bocche effusive, esplosioni violente, intrusione di dicchi, ecc., ma anche prevedere tali eventi in un tempo sufficientemente

ampio a garantire l'avvio di procedure di protezione civile per la messa in sicurezza delle aree esposte.

I dati radar, oltre 250.000 immagini, sono stati utili anche per fissare valori soglia oltre i quali le deformazioni sul vulcano preannunciano condizioni di instabilità potenzialmente pericolose (eruzioni del 9 Marzo 2007 e del 27 Febbraio 2007).

La terza fase della ricerca ha avuto come scopo quella di unire le due fasi precedentemente delineate, (ovvero la mappatura ed il monitoraggio dei dissesti), attraverso la metodologia del *rapid mapping*, inteso come la fusione delle tecniche disponibili per l'identificazione della frana con la determinazione di parametri sull'evoluzione del dissesto in atto, nel più breve tempo possibile. La metodologia è stata applicata su un'area di ca. 250 km² ed in particolare sul disseto di Cavallerizzo (CS).

Riassumendo i risultati precedentemente esposti, la ricerca effettuata ha permesso di:

- individuare e convalidare un metodo di mappatura delle frane basato su dati spazialmente omogenei su aree di grandi dimensioni;
- sviluppare e caratterizzare un metodo innovativo capace di analizzare e classificare le frane tramite i dati telerilevati per intensità e stato di attività;
- confermare la bontà e l'unicità dei dati telerilevati per la comprensione delle deformazioni e la previsione degli eventi ad esse conseguenti;
- sviluppare la metodologia di *rapid mapping* come sintesi dei risultati ottenibili dai sistemi *Earth Observation*.

I posibili sviluppi futuri da realizzare per l'avanzamento ulteriore della metodologia proposta in questo lavoro prevedono:

- un maggiore approvvigionamento di immagini SAR a più alta frequenza temporale di acquisizione conseguentemente a:
 - abbattimento di tutti gli ostacoli e le barriere (economiche, burocratiche, militari, ecc.) che si interpongono tra l'acquisizione e l'elaborazione dei dati;
 - miglior disponibilità e accesso a tutti i dati satellitari disponibili, almeno quelli di archivio, per Università e a centri di ricerca;
- una migliore comunicazione fra i vari gruppi di ricerca rivolta ad eliminare o quantomeno ridurre le difficoltà presenti nel divulgare i propri dati. La mancanza di collaborazione, di una piattaforma di scambio dati, di un sistema di comunicazione in tempo reale delle informazioni, come quelle ottenute dai sistema di monitoraggio, comporta limitazioni e molte volte errori nella comprensione dei fenomeno. Strutture come i Centri Operativi installati sul campo dalla Protezione Civile, nelle quali vengono riuniti i gruppi scientifici e tenute le relazioni fra tutti gli organi competenti, rappresentano un primo passo verso questa collaborazione ed apportano quell'integrazione e quella sinergia che mancano quotidianamente fra i vari enti scientifici. Seguire la Scienza tramite i soli articoli scientifici non risulta più adeguato poiché i tempi di pubblicazione risultano estremamente troppo lunghi rispetto all'evoluzione scientifica. Sono necessari quindi sistemi di scambio continuo e disponibilità da parte degli enti di diffusione dei dati;
- omogeneizzazione dei dati a livello nazionale di carattere spazio-temporale (perché riferiti a coordinate geografiche diverse ed a tempi diversi), ed anche di medesima qualità (poiché prodotti con metodologie non uniformate).

Per le metodologie proposte i miglioramenti che possono essere apportati riguardano:

- utilizzo dei dati SAR in banda L in modo da analizzare anche le aree vegetate non osservate con i dati analizzati poiché acquisiti in banda C e K_u;
- sistemi più evoluti di aggiornamento dei dati radar al fine di seguire in tempo quasi reale l'evoluzione dei fenomeni analizzati. Risultano necessarie tecniche di elaborazione dei dati SAR ottenuti da piattaforma satellitare, in grado di analizzare le immagini che in tempi sempre più brevi i sistemi sono in grado di fornire su una stessa scena;
- sviluppo di elaborazioni semi-automatiche tramite le tecniche delle sotto-aperture SAR, in modo da poter seguire movimenti in rapida evoluzione;
- parametrizzazione oggettiva degli indicatori geomorfologici al fine di affiancare le capacità interpretative;
- applicazione di sistemi radar da terra su altri vulcani attivi simili allo Stromboli (tipo Piton de la Fuornaise e Lewotobi), in modo da valutare l'esportabilità dei metodi predittivi individuati con il sistema SAR da terra;
- applicazione ad altri casi del metodo del *rapid mapping* basato su dati di ultima generazione, cioè dati SAR in continuo aggiornamento ed immagini ottiche a più alta risoluzione.

7 BIBLIOGRAFIA

- Achache, J., Fruneau, B., Delacourt, C., 1995. Applicability of SAR interferometry for operational monitoring of landslides. Proc. 2nd ERS Applications Workshop, London, 165-168.
- Agnesi, V., Carrara, A., Macaluso, T., Monteleone, S., Pipitone, G., Sorriso-Valvo, M., 1983. Elementi tipologici e morfologici dei fenomeni di instabilità dei versanti indotti dal sisma del 1980 (Alta Valle del Sele). Geol. Appl. Idrogeol., 18, 309-341.
- Aleotti, P. & Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives, Bull. Eng. Geol. Environ. 58, 21-44.
- Amanti, M., Casagli, N., Catani, F., D'Orefice, M., Motteran, G., 1996. Guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione (Vers. 1.0). Miscellanea VII, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato
- Amelung, F., Jonsson, S., Zebker, H., Segall, P., 2000. Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry. Nature, 407, 993-996.
- Amodio-Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglonico, A., Perrone, V., Piccarreta, G., Russo, M., scandone, P., Zanettin-Lorenzoni, E., Zuppetta, A., 1976. L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appennino-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- Angeli, M., Pasuto, A., Silvano, S., 2000. A critical review of landslide monitoring experiences. Engineering Geology 55, 133–147.
- Antonello, G., 2002. Generazione di DEM con sistemi basati a terra. Tesi di laurea.
- Antonello, G., Casagli, N., Farina, P., Guerri, L., Leva, D., Nico, G. Tarchi, D., 2003. SAR interferometry monitoring of landslides on the Stromboli volcano. Proceedings of FRINGE 2003 Workshop, Advances in SAR interferometry from ERS and ENVISAT missions. ESA-ESRIN, Frascati, Italy.
- Antonello, G., Fortuny, J., Tarchi, D., Leva, D., Nico, G., 2004a. Ground-Based SAR Interferometry for Updating DTMS in Landslide Areas and Evaluating Morphological Changes. 1st General Assembly of the European Geoscience Union, EGU, Nice (FR).
- Antonello, G., Casagli, N., Farina, P., Leva, D., Nico, G., Sieber, A.J., Tarchi, D., 2004b. Ground-based SAR interferometry for monitoring mass movements. Landslides,1, 21-28.
- Antonello, G., Casagli, N., Farina, P., Guerri, L., Leva, D. & Tarchi, D., 2004c. SAR interferometry from satellite and ground-based system for monitoring deformations on the Stromboli volcano. Proceedings IGARSS 2004 - International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Anchorage, Alaska (USA).
- Antonello, G., Casagli, N., Catani, F., Farina, P., Fortuny-Guasch, J., Guerri, L., Leva, D., Tarchi, D., 2007a. Real-time monitoring of slope instability during the 2007 Stromboli eruption through SAR interferometry. In: V.R. Schaefer, R.L. Schuster & A.K. Turner (Eds.), First North American Landslide Conference. Vail, Colorado, USA, 3-8 Giugno 2007. ASCE, 424-427.

Antonello, G., Casagli, N., Catani, F., Farina, P, Ferretti, A., Fortuny-Guasch, J., Guerri,

L., Leva, D., Tarchi, D., 2007b. Long-term monitoring of the Stromboli slope instability through SAR interferometry: from the 2002 to the 2007 eruptions. FRINGE 2007. Frascati, Italy, 5-9 Novembre 2007. ESA ESRIN.

- Antonello, G., Casagli, N., Catani, F., Fortuny-Guasch, J., Guerri, L., Leva, D., Rivolta, C., Tarchi, D., 2007c. InSAR monitoring of deformation on the Stromboli volcano during the 2007 eruption. International Union of Geodesy and Geophysics - XXIV IUGG General Assembly. Perugia, Italy, 7-13 Luglio 2007.
- Antonello G., Casagli N, Del Ventisette C., Fortuny-Guasch J., Guerri L., Leva D., Luzi G., Mugnai F., Tarchi D., 2008a. Microwave interferometic sensors as a tool for space and time analysis of active volcano deformations: the Stromboli case. 2nd workshop on USE of Remote Sensing Techniques (USEReST) for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas Naples, Italy.
- Antonello, G., Casagli, N., Catani, F., Del Ventisette, C., Fortuny-Guasch, J., Guerri, L., Leva, D., Tarchi, D., 2008b. Monitoring deformations of the Stromboli volcano through ground-based radar interferometry. Ground-based Radar Observation for Volcanoes Reading, UK, 24 Gennaio 2008.
- Antonello, G., Casagli, N., Catani, F., Del Ventisette, C., Fortuny-Guasch, J., Guerri, L., Leva, D., Tarchi, D., 2008.c Deformations of the Stromboli volcano using GB-InSAR technique. European Geophysical Union General Assembly 2008. Geophysical Research Abstracts. Vienna, Austria, 13-18 Aprile 2008.
- Apuani, T., Merri A., Masetti M., 2007. Effects of volcanic seismic events on the Stromboli stability by finite difference numerical modelling, In: Malheiro A.M. and Nunes J.C. (Eds.) Volcanic Rocks., 101-109.
- Apuani T. & Corazzato C., 2008. Numerical model of the Stromboli volcano (Italy) including the effect of magma pressure in the dyke system. Rock Mechanics and Rock Engineering, DOI 10.1007/s00603-008-0163-1.
- Atzeni, C., Basso, M., Canuti, P., Casagli, N., Leva, D., Luzi, G., Moretti, S., Pieraccini, M., Sieber, A.J., Tarchi, D., 2001a. Ground-based SAR interferometry for landslide monitoring and control. ISSMGE Field Workshop on Landslides and Natural/Cultural Heritage. Trabzon (Turkey), 23-24 Augusto 2001, 195-209, (CNR GNDCI Pub.No.2375).
- Atzeni, C., Canuti, P., Tarchi, D., 2001b. Monitoring unstable cultural heritage sites with radar interferometry. In: K. Sassa (ed.), UNESCO/IGCP Symposium on Landslide Risk Mitigation and Protection of Cultural and Natural Heritage. Tokyo, Japan, 15-19 Gennaio 2001, 257-264.
- Atzeni, C., Canuti, P., Casagli, N., Leva, D., Luzi, G., Moretti, S., Pieraccini, M., Sieber, A.J., Tarchi, D., 2002. Ground-based radar interferometry: a novel technique for monitoring unstable slopes and cliffs. In: R.G. McInnes & J. Jakeways (Editors), Instability planning and management: Seeking sustainable solutions to ground movement problems. Thomas Telford, London, 447-454. (CNR GNDCI Pub.No.2453).
- Atzeni, C., Canuti, P., Casagli, N., Leva, D., Luzi, G., Moretti, S., Pieraccini, M., Sieber, A.J., Tarchi, D., 2003. A portable device for landslide monitoring using radar interferometry. Landslide News International Newsletter. 14/15 Febbraio 2003, 19-22.

Autorità di Bacino della Regione Calabria, 2005. Relazione di sopralluogo del

17/06/2005. Comune di Lungro (CS).

- Barberi, F., Rosi, M., Sodi, A., 1993. Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data. Acta Vulc, 3, 173-187.
- Berardino, P., Costantini, M., Franceschetti, G., Iodice, A., Pietranera, L., Rizzo, V., 2003. Use of differential SAR interferometry in monitoring and modelling large slope instability at Maratea (Basilicata, Italy). Engineering Geology, 68 (1-2), 31-51.
- Bernardini, G., Gentile, C., Ricci, P., 2007. A new interferometric radar for full-scale testing of bridges: radar tecniques and statistic tests.
- Bernknopf, R.L., Campbell, R.H., Brookshire, D.S., Shapiro, C.D., 1988. A probabilistic approach to landslide mapping in Cincinnati, Ohio, with applications for economic evaluation. Association of Engineering Geologists Bulletin, 25(1), 39-56.
- Birardi, G., 1965. Corso di geodesia, topografia e fotogrammetria. Firenze : Ist. geografico militare. Collezione dei testi tecnici / Istituto geografico militare.
- Bonaccorso, A., Calvari, S., Garfi, G., Lodato, L., Patanè, D., 2003. Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunami at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations. Geophys. Res. Lett., 30, 1941-1944.
- Bonforte, A., Aloisi, M., Antonello, G., Casagli, N., Fortuny-Guash, J., Guerri, L., Nunnari, L., Puglisi, G., Spata, A., Tarchi, D., *in press*. Movements of the Sciara del Fuoco. Geophysical Monograph Series AGU "Learning From Stromboli".
- Boschi, E., Ferrari, G., Gasperini, P., Guidoboni, E., Smiriglio, G., Valensise, G., 1995. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980. Istituto Nazionale di Geofisica, S. G. A., Roma.
- Bousquet. C., 1973. La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. Geologica Romana, 12, 1-103.
- Brabb, E.E., 1984. Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping. Proc. 4th Int. Symp. on Landslides, Toronto, Canada, 1, 307-324.
- Brabb, E.E., 1989. Geologic map of Santa Cruz County, California. US Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1905, scale 1:62,500.
- Brardinoni, F., Slaymaker, O., Hassan, M., A., 2003. Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data. Geomorphology, 54, 179-196.
- Buehler, Y. A., Kellenberger, T. W., Small, D., Itten, K.I., 2006. Rapid mapping with remote sensing data during flooding 2005 in Switzerland by object-based methods: a case study. WIT Transactions on Ecology and the Environment, 89.
- Calvari, S., Spampinato, L., Lodato, L., Harris, A.J.L., Patrick, M.,R., Dehn, J., Burton, M.R., Andronico, D., 2005. Chronology and complex volcanic processes durino the 2002-2003 flank eruption at Stromboli volcano (Italy) reconstructed from direct observations and surveys with a handheld thermal camera. Journal of Geophysical Research, 110, B02201, 23.
- Calvari, S, Spampinato, L, Lodato, L., 2006. The 5 April 2003 vulcanian paroxysmal explosion at Stromboli (Italy) from field observations and thermal data. J Volcanol Geotherm Res., 149, 160-175.
- Canuti, P., Garzonio, C.A., Rodolfi, G., 1979. The influence of agricultural activity on

slope stability: an example from Montespertoli (Tuscany, Italy) representative area. Proc. of the Symposium of the IAEG, Warsavia, 195-203.

- Canuti, P. & Focardi, P., 1986. Slope instability and landslides investigations in Tuscany. Mem. Soc. Geol. Ital., 31, 307-315.
- Canuti P. & Casagli N., 1996. Considerazioni sulla valutazione del rischio da frana. CNR-GNDCI Pubbl. n. 846, Risma, Firenze, 57.
- Canuti, P., Casagli, N., Tarchi, D., 2002. Le nuove tecnologie di allertamento strumentale per la mitigazione del rischio di frana. GeoItalia, 9, 9-13.
- Cardinali, M., Guzzetti, F., Brabb, E.E., 1990. Preliminary map showing landslide deposits and related features in New Mexico. U.S. Geological Survey Open File Report 90/293, 4 Fogli, Scala 1:500.000.
- Carnec, C., Massonnet, D., King, C., 1996. Two examples of the application of SAR interferometry to sites of small extent, Geophysical Research Letters 23, 3579-3582.
- Carrara, A., 1982. Cartografia tematica, stoccaggio ed elaborazione dati. Convegno conclusivo P.F. Conservazione del suolo, Relazione generale, Sottoprogetto Fenomeni Franosi, 9-10 Giugno 1982, Roma, 265-281.
- Carrara, A., 1983. A multivariate model for landslide hazard evaluation. Mathematical Geology, 15, 403-426.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., Reichenbach, P., 1991. Geographical information systems and multivariate models in landslide hazard evaluation. In: Cancelli, Andrea Editor, ALPS 90, 6th International Conference and Field Workshop on Landslides, Milano.
- Carrara, A., Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1999. Use of GIS technology in the prediction and monitoring of landslide hazard, Natural Hazards, 20, 117-135.
- Casagli, N., Farina, P., Guerri, L., Tarchi D., Fortuny-Guasch, J., Leva, D. Nico, G., 2003. Preliminary results of SAR monitoring of the Sciara del Fuoco on the Stromboli volcano. In: L. Picarelli (Ed.), Occurrence and Mechanisms of Flow-like Landslides in Natural Slopes and Earthfills. Sorrento, Italy, 14-16 Maggio 2003. Patron Editore, Bologna, 2, 291-295.
- Casagli, N., Colombo, D., Ferretti, A., Guerri, L., Righini, G., 2005a. Analisi di dati telerilevati per l'emergenza connessa alla frana di Cerzeto. Rapporto N. 3. Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile, 4 Maggio 2005.
- Casagli, N., Colombo, D., Farina, P., Ferretti, A., Guerri, L., Righini, G., 2005b. Commento ai dati PS sull'abitato di Cavallerizzo. Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile, 7 Giugno 2005.
- Casagli, N., Colombo, D., Corazza, A., Ferretti, A., Guerri, L., Leone, F., Pagliara, P., Putrino, P., RighiniG., 2006. Use of remote sensing data for supporting landslide risk management: case history of Cavallerizzo, Cosenza Province, Southern Italy. European Geophysical Union General Assembly. Vienna, Austria.
- Casagli, N., Del Ventisette, C., Guerri, L., Mugnai, F., Fortuny-Guasch, J., Tarchi, D., Leva, D., Catani, F., 2008a. Early warning system on active volcano through SAR interferometry. 33rd International Geological Congress. Oslo, Norway, 6-14 Agosto 2008.

- Casagli, N., Catani, F., Del Ventisette, C., Guerri, L., Tarchi, D., Fortuny-Guasch, J., Antonello, G., Leva, D., Rivolta, C., 2008b. Ground-based InSAR monitoring of an active volcano and related landslides. The First World Landslide Forum. Tokyo, Japan, 18-21 Novembre 2008.
- Casagli, N., Tibaldi, A., Merri, A., Del Ventisette, C., Apuani, T., Guerri, L., Fortuny-Guasch, J., Tarchi, D., *in press*. Deformation of Stromboli Volcano (Italy) during the 2007 crisis revealed by radar interferometry, numerical modeling and field structural data. Journal of Volcanology and Geothermal Research.
- Catani, F., Farina, P., Moretti, S., Nico, G., Strozzi, T., 2005. On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: estimation of landform attributes and mass movements. Geomorphology, 66, 119-131.
- Catenacci V., 1992, "Il dissesto geologico-ambientale in Italia dal dopoguerra al 1990, Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia" Volume XLVII
- Chiocci, F.L., Bosman, A., Romagnoli, C., Tommasi, P., De Alteris, G., 2003. The December 2002 Sciara del Fuoco (Stromboli Island) submarine landslide: a first characterisation. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003, Geophysical Research Abstracts, 5, CDROM Version.
- Chiocci, F.L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman, A., 2004. The December 2002 submarine landslide at Stromboli volcano: morphologic and tsunamogenic potential definition. 32° International Geological Congress, Firenze, 20-28 Agosto 2004.
- Chiocci, F.L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman, A., 2005. The submarine slide causing the December 2002 tsunami at Stromboli (Tyrrhenian Sea, Italy). 2nd Int. Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences, Oslo (Norvegia), 5-7 Settembre. 2005.
- Chiocci, F. L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman, A., 2008. The Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: Characteristics and possible failure mechanisms, J. Geophys. Res., 113, B10102, doi:10.1029/2007JB005172.
- Colella, A., De Boer, P.L., Nio, S.D., 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, Southern Italy. Sedimentology, 34, 721-736.
- Colesanti, C., Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2003. Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. Engineering Geology, 68, 3-14.
- Colesanti, C., Le Mouelic, S., Bennati, M., Raucoules, D., Carnec, C., Ferretti, A., 2005. Detection of mining related ground instabilities using the Permanent Scatterers Technique – a case study in the east of France. International Journal of Remote Sensing, 26(1), 201-207.
- Colombo, D., Deflorio, A.M., Farina, P., Ferretti, A., Gontier, E., Manunta, P., Moretti, S., Paganini, M., Palazzo F., Strozzi, T., Wegmuller, U., Graf, K., Casagli, N., Spina, D., Brugioni, M., Capasso, G., Lateltin, O., Haeberle, J., Mayoraz, R., 2003a. SLAM, a service for landslide monitoring based on EO-data. Proc. of FRINGE 2003 Workshop, Advances in SAR interferometry from ERS and ENVISAT missions, ESA-ESRIN, Frascati, Italy.
- Colombo, D., Farina, P., Gontier, E., Fumagalli, A., Moretti S., 2003b. Integration of Permanent Scatterers analysis and high resolution optical images within landslide risk analysis. Proc. of FRINGE 2003 Workshop, Advances in SAR interferometry from

ERS and ENVISAT missions, ESA-ESRIN, Frascati, Italy.

- Colombo, D., Farina, P., Moretti, S., Nico, G., Prati, C., 2003c. Land subsidence in the Firenze-Prato-Pistoia basin measured by means of spaceborne SAR interferometry. Proc. of IGARSS 2003, Toulouse, Francia.
- Coltorti, M., Crescenti, U., Dramis, F., Gentili, B., Pambianchi, G., Sorriso-Valvo, M., 1984. The december 1982 Ancona landslide: a case of deep-seated gravitational slope deformation evolving at unsteady rate. Z. Geomorphol., 29(3), 335-345.
- Cornelius, R.R. & Voight, B., 1995. Graphical and PC software analysis of volcano eruption precursors according to the materials failure forecast method (FFM). J. Volc. Geotherm. Res., 139, 295-320.
- Corsini, A., Farina, P., Antonello, G., Barbieri, M., Casagli, N., Coren, F., Guerri, L., Ronchetti, F., Sterzai, P., Tarchi, D., 2006. Space-borne and ground-based SAR interferometry as tools for landslide hazard management in civil protection. International Journal of Remote Sensing, 27(12), 2351-2369.
- Crosetto, M., Crippa, B., Biescas, E., Monserrat, O., Agudo, M., 2005. State-of-the-art of land deformation monitoring using differential SAR interferometry. Proc. of the ISPRS Hannover Workshop 2005, Hannover, Germania.
- Crozier, M., J., 1984. Field assessment of slope instability. Brundsen, D. and Prior, D. (Editors), Slope Instability: John Wiley and Sons, Chichester, 103-140.
- Cruden, D.M. & Varnes, D., 1996. Landslide types and processes. Turner, A. K. and Schuster, R. L. (Editors), Landslides: Investigation an Mitigation: Sp. Rep. 247, Transportation Research Board, National research Council, National Academy Press, Washington, DC, 36-75.
- Curlander, J.C. & McDonough, R.N., .1991. Synthetic Aperture Radar. System and signal processing. John Wiley & Sons Inc. Ed.
- D'Auria, L., Giudicepietro, F, Martini, M., Peluso, R., 2006. Seismological insight into the kinematics of the 5 April 2003 vulcanian explosion at Stromboli volcano (Southern Italy). Geoph. Res. Lett., 33.
- De Bernardinis, B., Corazza, A., Casagli, N., Farina, P., Guerri, L., Tarchi, D., Antonello, G., Ferretti, A., Rocca, F., Prati, C., 2005. Tecnologie innovative di telerilevamento per il sistema nazionale di sorveglianza per il rischio idrogeologico (DPCM 27/02/2004). Workshop CRUI "Ricerca e tecnologia per la sicurezza: la collaborazione fra Finmeccanica e il sistema universitario". Roma, 10 novembre 2005.
- De Jonge, M.R., Wortel, M.J.R., Spackman, W., 1994. Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: Mediterranean region. J. Geoph. Res., 99, 12091-12108.
- D'Elia, S. & Jutz, S., 1997. SAR Mission Planning for ERS-1 and ERS-2. Remote Sensing Exploitation Department, ESRIN, Frascati, ItalyESA Bulletin n. 90.
- Dietrich, D., Lorenzoni, S., Scandone, P., Zanettin-Lorenzoni, E., Di Pierro, M., 1977. Contribution to knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution. Boll. Soc. Geol. It., 95, 193-217.
- Di Nocera, S., Ortolani, F., Russo, M., Torre, M., 1974. Successioni sedimentarie e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 98, 559-587.

- Dipartimento della Protezione Civile, 2008. Rapporto preliminare sull'evento meteorologico avverso del 29-30 Maggio 2008 in Piemonte e Valle d'Aosta. Roma, 5 Giugno 2008
- Evans, N.C., 1998. The natural terrain landslide study. K.S. Li, J.N. Kay and K.K.S. Ho, Editors, Slope Engineering in Hong Kong, Balkema, Rotterdam, 137-144.
- Farina, P., Colombo, D., Strozzi, T., Tarchi, D., 2005. Applications of SAR interferometry from different platforms for landslide monitoring. European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, 7, 10138.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F.,1999. Multibaseline InSAR DEM reconstruction: the wavelet approach. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 378(2), 705-715.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2000. Non-linear subsidence rate estimation using Permanent Scatterers in Differential SAR interferometry. Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 38(5), 2202-2212.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2001. Permanent Scatterers in SAR interferometry. Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 39(1), 8-20.
- Ferretti, A., Savio, G., Barzaghi, R., Borghi, A., Musazzi, S., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., 2007. Submillimeter Accuracy of InSAR Time Series: Experimental Validation. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 45(5), 1142-1153.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M., 2003. The summit hydrothermal system of Stromboli: New insights from self-potential, temperature, CO2 and fumarolic fluids measurements, with structural and monitoring implications. Bulletin of Volcanology, 65, 486-504.
- Fornaro, G., Franceschetti, G., Lanari, R., 1996. Interferometric SAR phase unwrapping using Green's formulation. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 34, 720-727.
- Fruneau, B., Achache, J., Delancourt, C., 1996. Observation and modeling of the Saint-Etienne-de-Tinee landslide using SAR interferometry. Tectophysics, 265, 181-190.
- Fu, B., Lei, X., Hessami, K., Ninomiya, Y., Azuma, T., Kondo, H. ,2007. A new fault rupture scenario for the 2003 Mw 6.6 Bam earthquake, SE Iran: Insights from the high-resolution QuickBird. Journal of Geodynamics, 44(3), 160-172.
- Fukuzono, T., 1985. A new method for predicting the failure time of a slope failure. Proc. 4th Int. Conf. and Field Workshop on Landslides, Tokyo (Japan), 145-150.
- Fukuzono, T., 1990. Recent studies on time prediction of slope failure. Landslide News, 4, 9-12.
- Gabriel, A.K., Goldstein, R.M., Zebker, H.A., 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry. J. Geophys. Res. 94 B7, 9183-9191.
- Ghiglia, D.C., Mastin, G.A., Romero L.A., 1987. Cellular-automata method for phase unwrapping, J. Opt. Soc. Am. A., 4, 267.
- Ghiglia, D.C. & Romero, L.A., 1994. Robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transforms and iterative methods," J. Opt. Soc. Am. A 11, 107-117.
- Gili, J.A., Corominas, J., Rius, J., 2000. Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. Engineering Geology, 55, 167-192.

- Gillot, P.Y. & Keller, J., 1993. Radiochronological dating of Stromboli. Acta Vulcanoligica, 3, 69-77.
- Goldstein, R.M., Zebker, H.A., Werner, C.L., 1988. Satellite radar interferometry: Twodimensional phase unwrapping. Radio Sci., 23, 713-720.
- Gomarasca, M.A., 2004. Elementi di Geomatica, Associazione Italiana di Telerilevamento, ISBN 88-900943-7-0 44136, 618 pp.
- Govi, M., 1977. Photo-interpretation and mapping of landslides triggered by the Friuli earthquake (1976). Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., 15, 67-72.
- Gruppo di Lavoro CNR-IRPI, 1991. Monografie relative al Rapporto Finale del Progetto "Progettazione esecutiva per la Rete Nazionale di Monitoraggio Frane - Sezione Territoriale della Regione Calabria, Relazione Geologica".
- Gruppo di Lavoro CNR-IRPI, 2001. Monografie relative al Rapporto Finale del Progetto "Progettazione esecutiva per la Rete Nazionale di Monitoraggio Frane - Sezione Territoriale della Regione Calabria Relazione Geotecnica ".
- Guerri, L., 2003. Applicazioni del telerilevamento radar da terra per lo studio dei fenomeni franosi. Tesi di laurea.
- Guerricchio A., Mastromattei, R., Ronconi, M.L., 1993. Centri abitati instabili in Calabria: grandi frane, esiti di deformazioni gravitative profonde nel bacino del T. Canna e condizioni di rischio geologico per gli abitati di Nocara e di Canna (Calabria sett.). Proc. 3 Conv. Giov. Ric. Geol. Applicata, 28-30 Ottobre 1993, XXVIII, 499-511.
- Guerricchio, A., 1999. Relazione generale; Studio geologico-tecnico e progetto di massima degli interventi si stabilizzazione del movimento franoso della frazione Cavallerizzo. Relazione professionale. Comune di Cerzeto.
- Guerricchio, A., Ponte, M., Mastromattei, R., Biamonte, V., 2005. Land subsidence induced by slow gravitational deformations and by digging of rock-salt in S. Leonardo territory (Lungro town – Calabria region – southern Italy). Proceedings of the Seventh International Symposium on Land Subsidence, I, 207-217.
- Guida, D., Guida, M., Lanzara, R., Vallario, A., 1994. Proposte metodologiche e procedurali di pianificazione del territorio in aree protette: l'Unità Territoriale di Riferimento. Geologia Tecnica e Ambientale, Luglio-Settembre.
- Gupta, P.R., 1991. Remote sensing geology. Springer-Verlag, NY.
- Guzzetti, F. & Cardinali, M., 1990. Landslide inventory map of the Umbria region, Central Italy. In: Cancelli, Andrea Editor, ALPS 90, 6th International Conference and Field Workshop on Landslides, Milano, 273-284.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1996. Carta delle aree colpite da movimenti franosi e da inondazioni. Progetto AVI. Pubblicazione CNR GNDCI n. 1356, Scala 1:1.200.000.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Geomorphology, 31, 181–216.
- Guzzetti, F., 2000. Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. Engineering Geology, 58, 89-107.

- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M, Galli, M., Ardizzone, F., 2005. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale, Geomorphology, 72, 272-299.
- Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Reichenbach, P., Rossi, M., 2008. Distribution of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy. Geomorphology, 96 (1), 105-122.
- Hansen, A., 1984. Landslide hazard analysis. Brunsden, D. and Prior, D.B. Editors, Slope Instability Wiley, New York, 523–602.
- Harmon, R.S. & Doe, W.W., 2001. Landscape Erosion and Evolution Modeling, Springer–Verlag, 535 pp.
- Harp, E., Wilson, L.R.C., Wieczorek, G.F., 1981. Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake. U.S. Geological Survey Professional Paper 1204-A, 35 pp.
- Hartlén, J. & Viberg, L., 1988. General Report: Evaluation of landslide hazard. Proc. 5th Int. Symp. On Landslides, Lausanne, 2, 1037-1058.
- Hepperle, M, 2003.Environmental Friendly Transport Aircraft. STAB Symposium, Notes on Numerical Fluid Mechanics, Munich, Maggio 2003.
- Hervas, J., Barredo, J., Rosin, P.L., Pasuto, A., Mantovani, F., Silvano, S., 2003. Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy. Geomorphology, 54, 63-75.
- Hester, B.B., 2008. Land Cover Mapping and Change Detection in Urban Watersheds Using QuickBird High Spatial Resolution Satellite Imagery, Apr 2008
- Hilley, G.E, Burgmann, R., Ferretti, A., Novali, F., Rocca, F., 2004. Dynamics of slowmoving landslides from Permanent Scatterer analysis. Science, 304, 1952-1955.
- Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, Geology, 25, 231–234.
- Humbert M., 1977. Risk mapping of areas exposed to movements of soil and sub-soil: French "Zermos" maps. IAEG Bull., 16, 80-82.
- Hungr, O., 1981. Dynamics of rock avalanches and other types of mass movements. PhD Thesis. University of Alberta .
- Huntley, J.M., & Saldner, H., 1993. Temporal phase-unwrapping algorithm for automated interferogram analysis, Applied Optics, 32(17).
- Hutchinson, J.N., 1988. General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Proc. of the 5th Int. Symposium on Landslides, edited by: Bonnard, C., Balkema, Rotterdam, 3-35.
- Hutchinson, J.N. & Wilson, D.D., 1993. The influence of education and training in engineering geology on site investigation practice in Britain, Geoscientist, 3, 23-24.
- Hutchinson, J.N., 1995a. Deep-seated mass movements on slopes, Mem.Soc.Geol.Ital., 50, 147-164
- Hutchinson, JN, 1995b. Types of rapid gravitational subaerial mass movements and some possible mechanisms, Pierre Beghin International Workshop on Rapid Gravitational Mass Movements, 153-165
- Iannace, A., Garcia-Tortosa, F., Vitale, S., 2005. The Triassic metasedimentary successions across the boundary between Southern Apennines and Calabrian Arc

(Northern Calabria, Italy). Geological Journal, 40(2), 155-171.

- Ietto, A. & Ietto, F., 2008. Cavallerizzo di Cerzeto. La frana del marzo 2005. Iniziativa da promuovere a salvaguardia della comunità. Gennaio 2008, 11pp.
- Iovine, G., Petrucci, O., Rizzo, V., Tansi, C., 2006. The March 7th 2005 Cavallerizzo (Cerzeto) landslide in Calabria -Southern Italy. IAEG2006 Paper number 785.
- ISAC-CNR, 2006. Sviluppo di facilities e di strumentazione innovativa per l'atmosfera e l'ambiente, e loro gestione. Commessa attiva.
- IUGS/WGL International Union of Geological Sciences/Working Group on Landslides, 1995. A suggested method for describing the rate of movement of a landslide. IAEG Bull., 52: 75-78.
- Jones, F.O., Embody, D.R., Peterson, W.L., 1961. Landslides along the Columbia River Valley northeastern Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper 367, 98 pp.
- Kaab, A., 2000. Photogrammetry for early recognition of high mountain hazards: new techniques and applications. Physics and Chemistry of the Earth, 25(9), 765-770.
- Kienle, J., Kowalil, Z., Murty, T.S., 1987. Tsunamis generated by eruptions from St Augustine volcano, Alaska. Science 2(36), 1445-1447.
- Kimura, H. & Yamaguchi, Y., 2000. Detection of landslide areas using radar interferometry. Phot. Eng.& Remote Sensing, 66(3), 337-344.
- Klees, R. & Massonnet, D., 1999. Deformation measurements using SAR interferometry: Potential and limitations, Geologie en Mijnbouw, 77, 161-176.
- Kokelaar, P. & Romagnoli, C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. Bulletin of Volcanology, 57, 240-262
- Korup, O., 2005a. Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest New Zealand, Earth Surface Processes and Landforms, 30, 783-800.
- Korup, O., 2005b. Distribution of landslides in southwest New Zealand, Landslides, 2, 43-51.
- Langone, A., Gueguen, E., Prosser, G., Caggianelli, A. Rottura, A. 2006. The Curinga-Girifalco fault zone (northern Serre, Calabria) and its significance within the Alpine tectonic evolution of the western Mediterranean. Journal of Geodynamics, 42, 140-158.
- Lanzafame, G. & Tortorici, L., 1981. La tettonica recente nella Valle del fiume Crati (Calabria). Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4, 11-21.
- Lillesand, T.M. & Kiefer, R.W., 1994. Remote sensing and image interpretation. 3rd Edition, John Wiley and Sons, Inc.
- Lopez Sanchez, J.M., 2000. Analysis and estimation of biophisical parameters of vegetation by radar polarimetry. SAI-JRC e Università politecnica di Valencia.
- Luzi, G., Pieraccini, M., Mecatti, D., Noferini, L., Guidi, G., Moia, F., Atzeni, C., 2004. Ground-based radar interferometry for landslides monitoring: atmospheric and instrumental decorrelation sources on experimental data. Trans. of Geoscience and Remote Sensing, 42, 2454-2466.

- Mantovani, F., Soeters, R., Van Westen, C.J., 1996. Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. Geomorphology, 15, 213-225.
- Maramai, A., Graziani, L., Alessio, G., Burrato, P., Colini, L., Cucci, L., Nappi, R., Nardi, A., Vilardo, G., 2005a. Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami. Marine Geology, 215, 93-106.
- Maramai, A., Graziani, L., Tinti, S., 2005b. Tsunamis in the Aeolian Islands (Southern Italy): a review. Marine Geology, 215, 11-21.
- Martino M., 2002. Relazione geologica per il consolidamento dell'abitato di Lungro (CS). Relazione professionale, Comune di Lungro, Regione Calabria, Italia, 76 pp.
- Massonnet, D., Briole, P., Arnaud, A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. Nature, 375, 567-570.
- Massonnet, D. & Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Rev. Geophys., 36.
- Mattia, M., Rossi, M., Guglielmino, F., Aloisi, M., Bock, Y., 2004. The shallow plumbing system of Stromboli Island as imaged from 1 Hz instantaneous GPS positions, Geophys. Res. Lett., 31, L24610, doi:10.1029/2004GL021281.
- Metternicht, G., Hurni, L., Gogu, R., 2005. Remote sensing of landslides: An analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountainous environments. Remote Sensing of Environment, 98(2), 284-303.
- McKean, J. & Roering, J., 2004. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. Geomorphology, 57, 331-351.
- Monaco, C., Tortorici, L., Nicolich, R., Cernobori, L., Costa, M., 1996. From collisional to rifted basin: an example from the southern Calabrian arc (Italy). Tectonophysics, 266, 233-249.
- Monaco, C. & Tortorici, L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily, J. Geodyn., 29, 407-424.
- Moretti, A., Corea, I., Guerra, I., 1990. Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria. Atti del Convegno GNDT, 1, 89-101.
- Moretti, S., Catani, F., Bartolomei, A., Kukavicic, M., Tofani, V., Farina, P., Marks, F., 2005. Landslide hazard mapping at a basin scale using remote-sensing data and artificial neural networks. http://earth.esa.int/workshops/fringe2005/proceedings.
- Moretti, S., Magrini, G., Guerri, L., Ferretti, A., Colombo, D., 2006. Analisi delle deformazioni presenti nel Comune di San Remo mediante la tecnica dei Permanent Scatterers XIII riunione Cetem e IV Workshop AIT. Milano, 09-10 Novembre 2006.
- Neri, M. & Lanzafame, G., 2008. Structural features of the 2007 Stromboli eruption. Journal of Volcanology and Geothermal Research. *in press*.
- Nezry, E., Sarti, F., Romeijn, P., Yakam Simen, F., Supit,I., 2000. The devastation of Venezuela by heavy rains in December 1999: Assessment of the situation using ERS InSAR tandem data and SPOT images. Proceedings of the ERS-ENVISAT Symposium, Gothenburg (Sweden), 16-20 Ottobre 2000.
- Ngai, F. M. & Carande R.E., 1996. Automated Rapid Mapping with Interferometric Synthetic Aperture Radar Data. IGARSS Remote Sensing for a Sustainable Future, 1 (27-31), 665-667.

- Nichol, J.E., Shaker, A., Wong, M.S., 2006. Application of high-resolution stereo satellite images to detailed landslide hazard assessment. Geomorphology, 76(1), 68-75.
- Nico, G., Leva, D., Antonello, G., Tarchi, D., 2004. Ground-Based SAR Interferometry for Terrain Mapping: Theory and Sensitivity Analysis. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 1(2), 1-7.
- Noferini, L., Pieraccini, M., Mecatti, D., Luzi, G., Atzeni, C., Tamburini, A., Broccolato, M., 2005. Permanent Scatterers Analysis for Atmospheric Correction in Ground-Based SAR Interferometry. Trans. of Geoscience and Remote Sensing, 43, 1459-1471.
- Paloscia S., Bianchini, M., Macelloni, G., Pampaloni, P., Santi, E., Aqid, N., Ouazar, D., Zribi, M., 2001. Estimating vegetation cover and soil roughness in semi-arid regions from multi-temporal dual-frequency SAR data. Proc. Int. Geosci. Remote Sensing Symp. (IGARSS 2001), Sydney, Australia, 9-13 Luglio 2001, 3, 994-996
- Panizza, M., 1974. Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio. Boll. Soc. Geol. It., 91,207-237.
- Parascandola, A., 1947. I Fenomeni Bradisismici del Serapeo di Pozzuoli, Napoli, 156pp.
- Parise, M. & Wasowski, J., 1999. Landslide activity maps for landslide hazard evaluation: three case studies from Southern Italy. Natural Hazards, 20, 159-183.
- Pasquarè, G., Francalanci, L., Garduno, V. H., Tibaldi, A., 1993. Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. Acta Vulcanologica, 3, 79-89.
- Peltzer, G., Crampé, F., King, G., 1999. Evidence of Non-Linear Elasticity of the Crust from the Mw7.6 Manyi (Tibet) Earthquake. Science, 286 (5438), 272-276.
- Peltzer, G., Crampé, F., Hensley, S., Rosen, P., 2001. Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California shear zone. Geology, 29 (11), 975-978.
- Pieraccini, M., Tarchi, D., Rudolf, H., Leva, D., Luzi, G., Atzeni, C., 2000a. Interferometric radar for remote monitoring of building deformations., Electronics Letters, 36(6), 569-570.
- Pieraccini, M., Tarchi, D., Rudolf, H., Leva, D., Luzi, G., Batoli, G., Atzeni, C., 2000b. Structural static testing by interferometric synthetic radar. NDT&E International, 33(8), 565-570.
- 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). International Journal of Remote Sensing, 24(6), 1385-1391.
- Pino, N.A., Ripepe, M., Cimini, G.B., 2005. The Stromboli Volcano landslides of December 2002: A seismological description. Geophys. Res. Lett., 31, L02605.
- Poland, M., Hamburger, M., Newman, A., 2006. The changing shapes of active volcanoes: History, evolution, and future challenges for volcano geodesy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 150, 1-13.
- Postpischl, D., 1985. Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. CNR, P.F. Geodinamica, Graficcop, Bologna.
- Pritchard, M.E. & Simons, M., 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. Nature, 418, 167-171.

- Pritt, M. D., 1996. Phase Unwrapping by Means of Multigrid Techniques for Interferometric SAR, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 34, 728-738.
- Proietti, C., Guerri, L., Benedetti, A.I., De Rosa, G., Loni, L., 2007. Eruzione Stromboli 2007: Monitoraggio di fenomeni franosi e deformazioni vulcaniche mediante interferometria SAR. Convegno dei giovani ricercatori in geologia applicata, AIGA. Venezia, 14-15 Giugno 2007.
- Puglisi, G., Bonaccorso, A., Mattia, M., Aloisi, M., Bonforte, A., Campisi, O., Cantarero, M., Falzone, G., Puglisi, B., Rossi, M., 2005. New Integrated geodetic monitoring system at Stromboli volcano (Italy). Eng. Geology, 79, 13-31.
- Radbruch-Hall, D.H., Colton, R.B., Davies, W.E., Skipp, B.A., Lucchitta, I., Varnes, D.J., 1976. Preliminary landslide overview map of the Conterminous United States. U.S. Geol. Survey Misc. Field Studies Map, MF-771.
- Rees, W.G., 2001. Physical principles of remote sensing. 2nd edition, Cambridge University press, Cambridge, UK.
- Reichenbach, P., Guazzetti, F., Cardinali, M., 1998. Carta delle aree colpite da movimenti franosi e da inondazioni. Progetto AVI, 2a edizione. Pubblicazione CNR GNDCI n. 1786, Scala 1:1.200.000.
- Ripepe, M., Marchetti, E., Poggi, P., Harris, A., Fiaschi, A. J. L., Ulivieri, G., 2004. Sesimic, Acoustic, and Thermal Network Monitors the 2003 Eruption of Stromboli Volcano. Eos Trans. AGU, 85, 331-332.
- Ripepe, M., Marchetti, E., Ulivieri, G., Harris, A., Dehn, J., Burton, M., Caltabiano, T., Salerno, G., 2005. Effusive to explosive transition during the 2003 eruption of Stromboli volcano. Geology, 33, 341-344.
- Ripepe, M. & Harris, A. J. L., 2008. Dynamics of the 5 April 2003 explosive paroxysm observed at Stromboli by a near-vent thermal, seismic and infrasonic array, Geophys. Res. Lett., 35, L07306, doi:10.1029/2007GL032533.
- Rizzo, V., 2005. Relazione del sopralluogo sul dissesto idrogeologico nel Comune di Cerzeto (Località Cavallerizzo). Rapporto N. 3. Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile, Maggio 2005.
- Rosen, P.A., Hensley, S., Joughin, I.R., Li, F.K., Madsen, S.N., Rodriguez, E., Goldstein, R.M., 2000. Synthetic aperture radar interferometry. Proc. I.E.E.E. 88 (3).
- Rosi, M., Bertagnini, A., Harris, A.J.L., Pioli, L., Pistolesi, M., Ripepe, M., 2006. A case history of paroxysmal explosion at Stromboli: timing and dynamics of the April 5, 2003 event, Earth Planet. Sci. Lett., 243, 594-606.
- Rossi, D. & Semenza, E., 1965. Carte geologiche del versante settentrionale del M. Toc e zone limitrofe, prima e dopo il fenomeno di scivolamento del 9 ottobre 1963, Scala 1:5000. Ist Geologia Università di Ferrara, 2 Mappe.
- Rott, H., Scheuchel, B., Siegel A. 1999. Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry: A case study from mass waste above a reservior in the Otztal Alps, Austria. Geophysical Research Letters, 26(11), 1629-1632.
- Rott, H. & Siegel, A., 1999. Analysis of Mass Movements in Alpine Terrain by Means of SAR Interferometry. Proc. IGARSS'99, Hamburg, 1993-1939.

- Rott, H., Nagler, T., Rocca, F., Prati, C., Mazzotti, A, Keusen, H., Liener, S., Tarchi, D., 2002. InSAR techniques and applications for monitoring landslides and subsidence. Benes (Editor), Geoinformation for European-wide Integration, Proceedings of EARSeL, Prague, 4-6 Giguno 2002, Millpress, Rotterdam, 25-31.
- Rudolf, H., 1999. Increase of Information by Polarimetric Radar Systems. Technical Note, JRC.
- Rudolf, H. & Tarchi, D., 1999. LISA, the linear SAR instrument. Technical Note, I.99.126, JRC
- Rudolf, H., Leva, D., Tarchi, D., Sieber, A.J., 1999. A mobile and versatile SAR system. Proc. IGARSS 99, Hamburg, 595-594.
- Rybar, J., 1973. Representation of landslides in engineering geological maps. Landslide, The Slope Stability Review, Eureka (Calif.), 1(1), 15-21
- Salvi, S., Atzori, S., Tolomei, C., Allievi, J., Ferretti, A., Rocca, F., Prati, C., Stramondo, S., Feuillet, N., 2004. Inflation rate of the Colli Albani volcanic complex retrieved by the permanent scatterers SAR interferometry technique. Geophysical Research Letters, 31, 1-4.
- Salvi, S., Stramondo, S., Chini, M., Bignami, C., Atzori, S., Tolomei, C., Brunori, C.A., Trasatti, E., Kyriakopoulos, C., Zoffoli, S., 2008. Cosmo-Skymed imagery shows coseismic ground deformation and strong damage to infrastructures due to the May 12, Sichuan, China earthquake.
- Sato, M. & Zhou, Z.S., 2002. Development and performance evaluation ground- based sar, IEICE Tech. Rep., 102, 31-36.
- Scandone, R., Giacomelli, L., 1998. Vulcanologia: Principi Fisici e metodi di indagine. Liguori editore s.r.l.
- Shi, W.Z. & Shaker, A., 2003. Analysis of terrain elevation effects on IKONOS imagery rectification accuracy by using non-rigorous models. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 69, 1359-1366.
- Sigmundsson, F., Durand, P., Massonnet, D., 1999. Opening of an Eruptive Fissure and Seaward Displacement at Piton De La Fournaise Volcano Measured by RADARSAT Satellite Radar Interferometry, Geophys. Res. Lett., 26(5), 533-536.
- Singhroy, V., Mattar, K., Gray, L., 1998. Landslide characterization in Canada using interferometric SAR and combined SAR and TM images. Advances in Space Research 2(3), 465-476.
- Singhroy, V. & Mattar, K., 2000. SAR image techniques for mapping areas of landslides. Proc. ISPRS 2000, Amsterdam, 1395-1402.
- Singhroy, V. & Molch, K., 2004. Characterizing and monitoring rockslides from SAR techniques. Advances in Space Research, 33, 290-295.
- Sglavo, D., 2003. Messa a punto e calibrazione di un sistema di misura di campo diffuso per la diagnostica eletromagnetica in applicazioni di ingegneria civile", Rapporto Tecnico, Seconda Università di Napoli, Dipartimento Ingegneria dell'Informazione, Napoli, Italy, Gennaio 2003.
- Skempton, A.W. & De Lory, F.A., 1957. Stability of natural slopes in London Clay. Proc. 4th Int. Conf.Soil Mech. & Found. Eng., 2, 378-381

- Soeters, R. & Van Westen, C.J., 1996. slope instability recognition, analysis and zonation. Turner, A. K. and Schuster, R. L. (Editors), Landslides: Investigation an Mitigation: Sp. Rep. 247, Transportation Research Board, National research Council, National Academy Press, Washington, DC, 129-177.
- Sorriso-Valvo, M. & Tansi, C., 1996. Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria Note illustrative per la carta al 250000. Geogr. Fis. Din. Quat., 19, 359-408.
- Squarzoni, C., Delacourt, C., Allemand, P., 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. Engineering Geology, 68, 53-66.
- 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, 2(3), 193-201.
- Tansi, C., 2005. Caratteri geologico-strutturali dell'area di Cavallerizzo-Cerzeto (Cosenza). Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile, Giugno 2005.
- Tansi, C., Iovine, G., Folino-Gallo, M., 2005. Tettonica attiva e recente, e manifestazioni gravitative profonde, lungo il bordo orientale del graben del Fiume Crati (Calabria settentrionale). Mem. Boll. Soc. Geol. It., 124, 563-578.
- Tarchi, D., Ohlmer, E., Sieber, A.J., 1997. Monitoring of Structural Changes by Radar Interferometry. Research in Nondestructive Evaluation, 9, 213-225.
- 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 dem. Proc. IGARSS 99, 1522-1524
- Tarchi, D., Rudolf, H., Pieraccini, M., Atzeni, C., 2000a. Remote monitoring of buildings using a ground-based SAR: application to cultural heritage survey. International Journal of Remote Sensing, 21, 3545-3551.
- Tarchi D., Leva D., Sieber A.J., 2000b. SAR Interferometric Techniques from Ground Based System for the Monitoring of Landslides. Proc. IGARSS 2000.
- Tarchi D., Rudolf H., Pieraccini M., Atzeni C., 2000c. Remote monitoring of buildings using a ground-based SAR: application to cultural heritage survey. International Journal of Remote Sensing, 21, 18.
- Tarchi, D., Basso, M., Farina, P., Leva, D., Casagli, N., Del Piccolo, A., Moretti, S., Luzi, G., Pieraccini, M., Mannucci, G., Tavelli, S., 2002. Applicazione dell'interferometria radar da terra per il controllo dei movimenti franosi: la frana del Ruinon in Valfurva (SO). P. Canuti & A.J. Sieber (Editors), Pubblicazione CNR-GNDCI n.2543. Tipografia Grifo, Perugia, 79 pp.
- Tarchi, D., Casagli, N., Leva, D., Moretti, S., Sieber, A.J., 2003a. Monitoring landslide displacements by using ground-based SAR interferometry: application to the Ruinon landslide in the Italian Alps. Journal Geophysical Research, 108, 2387-2401.
- Tarchi, D., Casagli, N., Fanti, R., Leva, D., Luzi, G., Pasuto, A., Pieraccini, M., Silvano, S., 2003b. Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy. Eng. Geology, 68, 15-30.
- Tarchi, D., Leva, D., Basso, M., Muehlberger, F., Antonello, G., Guerri, L. 2003c. Misure

radar interferometriche sulla frana in Comune di Cortenova (LC). Rapporto finale. EC - Centro Comune di Ricerche di ISPRA Institute for the Protection and Security of the Citizen.

- Tarchi, D., Antonello, G., Casagli, N., Farina, P., Fortuny-Guasch, J., Guerri, L., Leva, D., 2005. On the use of round-based SAR interferometry for slope failure early warning: the Cortenova rock slide, Italy. Landslides, Risk analysis and sustainable disaster management. Sassa et al. (Editors), Springer, 337-342.
- Tarchi, D., Casagli, N., Antonello, G., Fortuny-Guasch, J., Guerri, L., Leva, D., in press. Ground Deformation From Ground-Based SAR Interferometry. AGU "Learning From Stromboli"
- Thompson, S.M., 1991. SH6 Waiho bridge waterway requirements.Report CR91.01 Hydrology Center, Christchurch, New Zealand, 11pp.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. Bull. Volcanol., 63, 112-125.
- Tibaldi, A., 2003. Influence of volcanic cone morphology on dikes, Stromboli, Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., 126, 79-95.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Apuani, T., Cancelli, A., 2004. Deformation at Stromboli volcano (Italy) revealed by rock mechanics and structural geology. Tectonophysics, 361, 187-204.
- Tibaldi, A. & Pasquarè, G., 2005. Geological Map of Stromboli. National Project on 1:50000 Prptotype Map Atlas, CNR-SGN-CARG.
- Tinti, S., Pagnoni, G., Zaniboni, F., Bortulucci, E., 2003. Tsunami generation in Stromboli island and impact on the south-east Tyrrhenian coasts. Natural Hazards and Earth System Sciences, 3, 299-309.
- Tinti, S., Manucci, A., Pagnoni ,G., Armigliato, A., Zaniboni, F., 2005. The 30th December 2002 tsunami in Stromboli: sequence of the events reconstructed from the eyewitness accounts. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5, 763-775.
- Tommasi, P., Chiocci, F., Marsella, M., Coltelli, M. & Pompilio, M., 2004. Preliminary analysis of the December 2002 instability phenomena at Stromboli volcano. Proc. of IW-Flows2003, Sorrento (Italy), 297-306.
- Tortorici, L., 1981. Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 100, 291-308.
- Tortorici, L., 1982. Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco Calabro. Soc. It. Min. Petr., 38, 927-940.
- Tortorici, L., Monaco, C., Tansi, C., Cocina,O., 1995. Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy). Tectonophysics, 243, 37-55.
- Van Dijk, J. P., Bello, M., Brancaleoni, G.P., Cantarella, G., Costa, V., Frixa, A., Golfetto, F., Merlini, S., Riva, M., Torricelli, S., Toscano, C., Zerilli, A., 2000. A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (Southern Italy). Tectonophysics, 324, 267-320.
- Varnes, D., 1978. Slope movements, type and processes. In: R. Schuster and R. Krizek, Editors, Landslide analysis and control, Transportatoin Research Board, Washington, DC, 11-33.
- Varnes, D. & IAEG Commission on Landslides and other Mass-Movements, 1984. Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice, The UNESCO Press, Paris, 63 pp.
- Venanzi, G., 2007. Sperimentazione internazionale di strumenti meteorologici innovativi per la misura dell'intensità delle precipitazioni. Reparto Sperimentazioni di Meteorologia Aeronautica, Vigna di Valle (Roma), 02 Marzo 2007.
- Voight, B. & Elsworth, D., 1997. Failure of volcano slopes. Géotechnique, 47, 1-31.
- Voight, B., 1988. A method for prediction of volcanic eruptions. Nature 332, 125-130.
- Voight, B., 2000. Structural stability of andesite volcanoes and lava domes. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 358, 1663-1703.
- Voight, B., 2003a. Report on volcanic landslide-tsunami crisis in Stromboli. Report for the Italian Civil Protection Department. Gennaio 2003.
- Voight, B., 2003b. Review of monitoring and stability of the Sciara del Fuoco slope, Stromboli. Report for the Italian Civil Protection Department. Luglio 2003.
- Westaway, R., 1993. Quaternary uplift of Southern Italy, J. Geophys. Rec., 98, 21741-21772.
- Wieczorek, G.F., 1984. Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. IAEG Bull., 21(3), 337-342.
- Weirich, F. & Blesius, L.,2007. Comparison of satellite and air photo based landslide susceptibility maps. Geomorphology, 87(4), 352-364.
- Werner, C., Strozzi, T., Wiesmann, A., Wegmuller, U., 2008. A real-aperture radar for ground-based differential interferometry. IGARSS, Boston, 6-11 Luglio 2008.
- Wiesbeck, W., Kaehny, D., 1991. Single reference, three target calibration and error correction for monostatic, polarimetric free space measurements. Proc. IEEE, 79, 1551-1558.
- Wortel, M.J.R. & Spackman, W., 1993. The dynamic evolution of the Apenninic– Calabrian, Hellenic and Carpathian arcs: a unifying approach, Terra Nova Abstr. Suppl., 1(5), pp. 97.
- Yang, H., Adler, R., Huffman, G., 2007. Use of satellite remote sensing data in the mapping of global landslide susceptibility. Natural hazards, 43(2), 245-256.
- Zandbergen, R., Dow, J.M., Merino, M.R., Piriz, R., Fadrique, F.M., 1997. ERS-1 and ERS-2 tandem mission: orbit determination, prediction and maintenance. Advances in Space Research, 19(11),1649-1653.
- Zaruba Q. & Mencl, V., 1969. Landslides and their control. Academia, Praha.
- Zebker, H.A. & Goldstein, R.M., 1986. Topographic Mapping From Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations. Journal of Geophisical Research, 91, 4993-4999.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., Goldstein, R. M., Gabriel, A., Werner, C., 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: the Landers earthquake, Journal of Geophysical Research - Solid Earth, 99(B10), 19617-19634.