

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI “FEDERICO II”



FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XXV CICLO

Integrazione tra l'analisi geologico-geomorfologica, le tecniche di monitoraggio tradizionale e le tecniche PSInSARTM e SqueeSARTM per lo studio dei fenomeni franosi in Piemonte (Italy): il caso studio di Sampeyre (CN)

Tutor:

Ch.ma Prof.ssa PAOLA ROMANO

Co-Tutor:

Dott. MICHELE MORELLI (ARPA PIEMONTE)

Dott. LUCA LANTERI (ARPA PIEMONTE)

Dottorando:

Dott.ssa SARA DI PRIOLO

ANNO 2014

Ringraziamenti

Desidero ringraziare innanzitutto la mia relatrice, la professoressa Paola Romano, per la fiducia e la stima che mi ha sempre dimostrato, sin dai tempi della laurea, per tutto ciò che mi ha insegnato e per la sua formidabile capacità di vedere sempre quel qualcosa in più che io non riesco a cogliere.

Ringrazio il referee assegnatomi, il professor Antonio Santo, per aver saputo apprezzare il mio lavoro ed, al contempo, avermi condotta con le sue osservazioni a focalizzarne i limiti.

Ringrazio il Dipartimento Tematico Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte per avermi fornito i dati indispensabili per la realizzazione della tesi.

Ringrazio, inoltre, tutti i colleghi del dipartimento, presenti e passati, che ho avuto il piacere di conoscere durante gli anni della borsa di studio, per avermi regalato con la loro esperienza uno dei periodi formativi tra i più importanti della mia vita.

In particolare Luca Lanteri, mio tutor di Arpa e guida professionale; Michele Morelli, che mi ha dato utilissimi consigli dall'alto della sua grande esperienza nella ricerca scientifica; Luca Paro, collega e amico, per le risate e per la grande energia che emana nel lavoro e nella vita; Giacomo Re Fiorentin, Giusi Rombi ed Elena Pensi per avermi insegnato tutto ciò che so sul monitoraggio delle frane; Daniele Bormioli, per avermi permesso di studiare la "sua" frana! E ancora Ernesto Benazzo per gli insegnamenti sulle elaborazioni dei dati GPS ed Alessio Colombo per avermi aiutata nell'elaborazione dei dati satellitari. Grazie a Silvia Crosetto, tesista presso l'Arpa nel periodo della borsa di studio, per l'aiuto e il confronto nelle fasi di terreno. Grazie Ermes Fusetti, amico e collega, per il supporto morale e scientifico.

Ringrazio il dottor Gianfranco Fioraso, ricercatore del CNR-IGG, conosciuto negli anni della borsa di studio, per aver accresciuto in me la già forte passione per la geomorfologia e per avermi dato il suo parere sulla tesi, per me molto importante.

Grazie al dottore di ricerca Vittoria Scorpio, per avermi incoraggiata ed ispirata con le sue preziosissime indicazioni.

Grazie al futuro dottore di ricerca Pamela Imbriale, compagna di avventura, per il grande supporto e soprattutto per l'amicizia dimostratami, per aver scelto me per condividere questo momento così importante delle nostre vite.

Grazie ai miei genitori, per aver creduto in me e per avermi consentito ancora una volta di inseguire i miei sogni.

Grazie al mio fratellino, a cui sono affettivamente molto legata, per essere riuscito a supportarmi (e sopportarmi!) da quando è nato e per essere diventato per me un valido esempio di maturità e tenacia.

Grazie a tutta la mia famiglia per il sostegno morale e per l'affetto, in particolare a mia Zia Nuccia (non mollare!), alle mie nonne che da anni cercano di capire cosa sia la geologia (prima dovrei capirlo io!), ed a mio nonno Iano che sarebbe molto orgoglioso di me in questo momento.

Ringrazio la mia dolce metà, Alberto, che con la sua positività e dedizione è riuscito ad allentare anche i momenti di maggiore stress (sushi!!!) e che giorno dopo giorno rende la mia vita migliore. Ringrazio anche i suoi genitori per avermi accolta a Torino come una figlia.

Un Grazie gigante alle mie più care amiche Maria ed Emanuela per l'affetto e il grande sostegno, è sempre un piacere e un onore condividere i nostri traguardi sia nel lavoro che nell'amore!

Grazie alle mie amiche Viviana, Francesca, Tatyana, Melissa, Valeria, Luana e Federica per essermi sempre vicine chi fisicamente, chi col pensiero, anche a chilometri di distanza.

Vorrei ringraziare, inoltre, gli attuali colleghi di Arpa Lombardia per avermi dato la possibilità di ritagliarmi degli spazi per le ultime consegne e per aver dimostrato interesse sull'argomento.

Ringrazio infine gli ignoti compagni di treno, con cui ho condiviso questi ultimi tempi, per i sorrisi e la percettibile solidarietà di chi sa quanto è dura scapicollarsi ogni giorno per continuare a fare il lavoro che ami, che purtroppo non hai ancora trovato nella città che ami!

Sara

*Sono fra coloro che pensano che
la scienza abbia una grande bellezza.
Uno studioso nel suo laboratorio non è solo un tecnico,
è anche un bambino messo di fronte a fenomeni naturali
che lo impressionano come una fiaba
(Marie Curie)*

INDICE

1 - INTRODUZIONE E APPROCCIO METODOLOGICO	1
2 - INDAGINI ED ANALISI DEI FENOMENI FRANOSI	4
2.1 - Indagini preliminari	5
2.2 - Indagini geologico-tecniche e sistemi di monitoraggio	6
3 - I SISTEMI DI TELERILEVAMENTO SATELLITARE RADAR A APERTURA SINTETICA: DALL'INTERFEROMETRIA DIFFERENZIALE AI <i>PERMANENT SCATTERERS</i>	23
3.1 - Algoritmo PSInSAR™: caratteristiche generali	33
3.2 - Algoritmo SqueeSAR™: caratteristiche generali	35
3.3 - Dati acquisiti: significato fisico e adattamento alla superficie terrestre	36
3.4 - Errori associati alle misure	42
3.5 - Vantaggi e svantaggi della tecnica	47
3.6 - Applicazioni della tecnica in aree soggette a fenomeni franosi	49
4 - LA CARATTERIZZAZIONE DELLE FRANE: APPROCCIO IFFI/SIFRAP IN PIEMONTE	54
4.1 - Inquadramento geomorfologico del Piemonte	54
4.2 - L'inventario dei fenomeni franosi in Piemonte	58
5 - CASO STUDIO: FRANA DI SAMPEYRE (CN)	65
5.1 - Inquadramento	65
5.1.1 - Inquadramento geografico	65
5.1.2 - Inquadramento geologico-regionale	66
5.2 - Stato dell'arte	69
5.2.1 - Banche dati, indagini e supporti cartografici disponibili	69
5.2.2 - Stato delle conoscenze	76
5.3 - Elaborazione dei dati	82
5.3.1 - Analisi geologico-geomorfologica	82
5.3.1.1 - Attività di campo	84
5.3.1.2 - Analisi strutturale	91
5.3.1.3 - Carta delle pendenze	94
5.3.1.4 - Analisi geomorfologica s.s.	95
5.3.2 - Sistemi di monitoraggio e zonizzazione dei cinatismi superficiali	126
5.3.2.1 - Analisi dei dati strumentali	126
5.3.2.2 - Analisi dei dati interferometrici	131
5.4 - Discussione dei dati	146
6 - CONCLUSIONI	152
7 - BIBLIOGRAFIA	162
8 - ALLEGATI	169

1 - Introduzione e approccio metodologico

Il presente lavoro di ricerca è stato svolto nell'ambito della Scuola di Dottorato in Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II" avvalendosi di una collaborazione biennale con Arpa Piemonte (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale del Piemonte) che ha supportato finanziariamente una borsa di studio denominata "*Riconoscimento, caratterizzazione, e descrizione di fenomeni franosi sul territorio regionale*", inserita all'interno del progetto strategico "Gestione in sicurezza dei territori di montagna transfrontalieri – RiskNat", Programma di Cooperazione Territoriale ALCOTRA 2007-2013.

L'obiettivo generale del programma ALCOTRA 2007-2013, che prevedeva una cooperazione tra Italia e Francia (i partner sono le regioni: Valle d'Aosta, Piemonte, Liguria, Rhone-Alpes, Paca), è stato quello di migliorare la qualità della vita delle popolazioni, nonché di stimolare lo sviluppo sostenibile dei sistemi economici nel territorio transfrontaliero attraverso la collaborazione in ambito sociale, economico, ambientale e culturale.

Nello specifico il progetto RiskNat è stato istituito al fine di approfondire quelle problematiche ambientali che possono essere considerate di interesse comune e di sviluppare metodi, conoscenze e strumenti utili alla gestione dei territori transfrontalieri di fronte ai rischi naturali.

Lo scopo principale della borsa di studio è stato quello di acquisire specifiche competenze in relazione alla caratterizzazione e alla descrizione dei fenomeni franosi presenti sul territorio regionale piemontese, in parte precedentemente perimetrati nell'ambito del progetto IFFI (*Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia*).

In particolare, le attività, svolte in collaborazione con il Dipartimento Tematico (DT) Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte, sono state incentrate sulla raccolta e consultazione di fonti storico-archivistiche integrate con l'osservazione e sintesi di dati strumentali di controllo (topografici, inclinometrici, ecc.) e di dati di interferometria satellitare di tipo *Permanent Scatterers* (di cui si parlerà più avanti), al fine di sintetizzare tutte le informazioni reperite e convogliarle all'interno del *Sistema informativo dei fenomeni franosi in Piemonte* (SIFraP), una banca dati con una struttura in continua evoluzione e perfezionamento rispetto al progetto IFFI da cui ha avuto origine.

Come l'IFFI, anche il sistema informativo SIFraP è costituito da 3 livelli di approfondimento. Nel passaggio dal semplice censimento di un fenomeno, che caratterizza il 1° livello, al 2° livello, fino ad arrivare al 3° livello, il grado di approfondimento di volta in volta cresce.

Nello specifico, grazie al progetto RiskNat sono stati caratterizzati e descritti buona parte dei fenomeni franosi piemontesi più critici e/o monitorati dall'ente (oltre 300), riservando agli stessi un maggiore dettaglio attraverso la compilazione della rispettiva scheda di 2° livello o, in alcuni casi, anche della monografia di 3° livello, una vera e propria relazione non più vincolata al formato restrittivo della scheda ereditata dal progetto IFFI.

Questa importante fase di aggiornamento del sistema informativo SIFraP è stata posta alla base del progetto di ricerca del dottorato, sia come base-dati, da cui partire per la scelta di un fenomeno da approfondire ulteriormente, che come riferimento per la metodologia di approccio al caso studio scelto.

Il fine ultimo del presente elaborato, approfondito nell'ambito del dottorato di ricerca, è stato quello di inquadrare il fenomeno scelto, la *Frana di Sampeyre* del 2009, all'interno del contesto geomorfologico in cui si è sviluppato (sistema crinale/versante/fondovalle) e di fornire, inoltre, un'interpretazione più scrupolosa dell'evento, non più legata alla semplice raccolta di tutti i dati esistenti ma anche alla loro interpretazione ed interconnessione alla ricerca delle cause e dei possibili scenari futuri.

Per il raggiungimento di tali obiettivi è stata, innanzitutto, compiuta un'analisi geologica del versante in cui ricade il fenomeno franoso. L'approccio di studio, principalmente geologico-geomorfologico, è stato accompagnato dall'osservazione di dati di terreno nonché dall'analisi delle caratteristiche strutturali dell'area; tutte le informazioni raccolte

sono state sintetizzate in una sezione geologica monte-valle del versante che attraversa longitudinalmente la frana oggetto di studio. Successivamente, sono stati analizzati i dati di monitoraggio. Le diverse tipologie di dati di controllo a disposizione, che vanno dai dati strumentali tradizionali (in questo caso monitoraggio topografico tramite capisaldi GPS e controllo di una frattura mediante distanziometro) ai dati di interferometria satellitare, di tipo *PSInSARTM* e *SqueeSARTM*, hanno consentito di effettuare un'analisi particolareggiata dell'area di studio che ha fornito utili informazioni sulla cinematica delle zone in frana ed ha permesso di individuare e confrontare i vantaggi offerti da ciascuna metodologia nonché i limiti specifici che ne vincolano l'utilizzo. Tutti i metodi adottati saranno approfonditi nei seguenti capitoli.

2 - Indagini ed analisi dei fenomeni franosi

Se è vero che la comunità scientifica è pienamente concorde nel definire una frana un *movimento di una massa di roccia, terra o detrito lungo un versante* (CRUDEN, 1991), ciò che, invece, è ancora ampiamente discusso è quale sia il miglior approccio di indagine per giungere ad un'ottimale caratterizzazione di questi fenomeni, al fine di poter pianificare un efficace sistema di controllo e poter prevedere possibili scenari futuri di evoluzione.

Esistono, infatti, processi meglio prevedibili, perché riconducibili a modelli di comportamento più conosciuti e collaudati e altri meno prevedibili, come determinati complessi movimenti di versante i cui meccanismi sono ancora poco conosciuti o dipendenti da una vasta serie di fattori spesso concomitanti ed interagenti (ARPA PIEMONTE, 2005).

La questione è di primario interesse per le amministrazioni che negli ultimi decenni stanno investendo importanti risorse nella ricerca di metodologie sempre più precise ed efficaci cercando il giusto equilibrio in termini di costi-benefici al fine di poter mantenere efficienti nel tempo reti di monitoraggio e sistemi di allertamento di estensione da locale (comunale, provinciale) a regionale.

Questa prima sezione della tesi ha come intento quello di passare in rassegna le principali, nonché più diffuse, metodologie di indagine e controllo dei fenomeni franosi, che sono caratterizzate da una vasta interdisciplinarietà di ambiti, più ampiamente classificabili nel campo delle Scienze della Terra, che vanno dalla geologia in senso stretto alla geomorfologia, alla geofisica ed alla geotecnica.

Nello specifico, verranno innanzitutto descritte quelle indagini preliminari necessarie a una prima descrizione del fenomeno e alla definizione di un ***programma di indagini***.

Successivamente, si passerà alla descrizione delle indagini di maggiore dettaglio che comprendono tutte le metodologie geotecnico-geofisiche di esplorazione del sottosuolo e i differenti sistemi di monitoraggio le cui risultanze confluiscono, insieme alle conoscenze preliminari, nel **modello del meccanismo di frana geologico-tecnico**. Tale modello può essere rappresentato attraverso una sezione monte-valle comprendente il profilo topografico, la superficie di scorrimento e la sintesi di tutte le informazioni sui terreni e sulle strutture presenti.

Per giungere alla definizione del suddetto modello bisogna porsi i seguenti obiettivi: il riconoscimento e la delimitazione del dissesto; la definizione del cinematismo e della sua possibile evoluzione; l'individuazione delle cause predisponenti ed innescanti; la determinazione delle proprietà geotecniche dei materiali coinvolti.

2.1 - Indagini preliminari

La determinazione del **modello del meccanismo di frana geologico-tecnico** non può prescindere, nelle fasi iniziali dello studio, da un'accurata raccolta, analisi e sintesi della documentazione esistente (VALLARIO, 1992). Questo altro non è che lo studio propedeutico alla stesura di un **programma di indagini** più approfondite.

La documentazione esistente può presentarsi sotto forma di articoli di giornale, archivi storici amministrativi (relazioni tecniche, relazioni di sopralluogo, pareri), pubblicazioni scientifiche, studi, ricerche e documentazione tecnica, cartografie tematiche (litologiche, geomorfologiche, dei dissesti, dell'uso del suolo, della vegetazione), fotografie, foto aeree ed immagini di diversi periodi.

Tutti i dati bibliografici raccolti dovranno essere consultati e sintetizzati. Da essi si potranno estrapolare informazioni sulle date di attivazione del fenomeno, su eventuali danni/vittime, su possibili cause predisponenti e innescanti (piogge, neve, terremoti, ecc.), sulla circolazione idrica del sottosuolo, sull'esistenza di interventi di stabilizzazione sul fenomeno stesso.

Sempre in fase preliminare, sarà molto importante l'informazione cartografica e geografica: sulla base del materiale raccolto sarà possibile effettuare l'analisi topografica (carte topografiche a varie scale: solitamente 1:25.000, 1:10.000, 1:5.000) integrata con quella fotogrammetrica (foto aeree multi temporali), ciò permetterà di indagare aspetti che verranno poi rilevati in campo come l'uso del suolo, il quadro geologico e l'aspetto

geomorfologico (osservare ad esempio la spaziatura e la forma delle curve di livello da indicazioni sulla litologia).

Per l'analisi geomorfologica si potrà, inoltre, utilizzare, se disponibile, un DTM (Digital Terrain Model) sul quale è possibile eseguire dei calcoli ed ottenere così cartografie tematiche come la carta delle pendenze, l'esposizione e l'indice di asperità.

Infine, per chiudere questa fase e redigere il programma di indagini, si potrà completare l'analisi preliminare con un rilievo di campo che consentirà di delimitare il fenomeno, discriminandolo dalle aree circostanti stabili, tramite il rilevamento dell'estensione e della forma delle deformazioni superficiali, che altro non sono che l'espressione superficiale della dinamica del fenomeno stesso. La mappatura del fenomeno potrà essere effettuata con l'ausilio di un GPS (Global Positioning System). La scelta della scala della topografia di base dipenderà dalla grandezza del fenomeno.

2.2 - Indagini geologico-tecniche e sistemi di monitoraggio

Una volta stabilito il **programma di indagini**, si procede alla messa in opera dello stesso al fine di avere maggiori informazioni sulla dinamica del fenomeno franoso e sulla caratterizzazione geologico-geotecnica dell'area di interesse.

Le indagini necessarie per la ricostruzione del **modello del meccanismo di frana geologico-tecnico** comprendono sia rilievi di superficie che indagini profonde (SCESI & PAPINI, 1997).

I **rilievi superficiali** hanno come primo scopo quello di definire la forma e l'estensione dei dissesti grazie all'identificazione delle evidenze morfologiche, delle discontinuità presenti e di tutti quegli altri indizi geologici, geomorfologici e legati all'uso del suolo ad essi correlati.

A tal fine è necessario realizzare un accurato **rilievo geologico con particolare attenzione alle discontinuità presenti**, esteso alla frana ed alle zone ad essa adiacenti, così da rilevare tutte le deformazioni superficiali che sono espressione della cinematica del fenomeno franoso (trazione, compressione e taglio).

Durante una campagna di rilievi e osservazioni in un'area in frana dovrebbero ricercarsi le seguenti caratteristiche: fratture/fessure verticali (giunto di trazione o *tension cracks*), accumuli al piede dei pendii, creste o innalzamenti laterali, piano campagna irregolare, blocchi isolati rovesciati, terreno paludoso, sorgenti, alberi inclinati, opere antropiche danneggiate ecc. (TANZINI, 2002).

Nello specifico percorrendo il fenomeno franoso da monte a valle si potranno individuare:

- i principi di fratturazione (di trazione e di taglio) a monte del coronamento nella zona di richiamo della frana, laddove l'evoluzione del fenomeno prosegue verso monte con evidenze di movimenti incipienti (*backslope tension zone* in figura 2.1);
- le fratture di trazione e di taglio, le nicchie di distacco principali e/o secondarie, gli eventuali indicatori cinematici che suggeriscono il senso del movimento (strie, gradini di calcite, ecc.) nella zona di svuotamento (*zone of tension and subsidence* in figura 2.1);
- le zone depresse e le contropendenze (ancora nella *zone of tension and subsidence* in figura 2.1);
- le fratture di taglio "en echelon" nei fianchi (*lateral shear zone* in figura 2.1);
- le fratture longitudinali (nella direzione di movimento del fenomeno) e/o trasversali (perpendicolari alla direzione di movimento), che siano esse di trazione e/o di apertura, risultanti dallo sforzo di compressione e dall'espansione laterale nella zona di rigonfiamento situata al piede della frana (*compression zone* in figura 2.1).

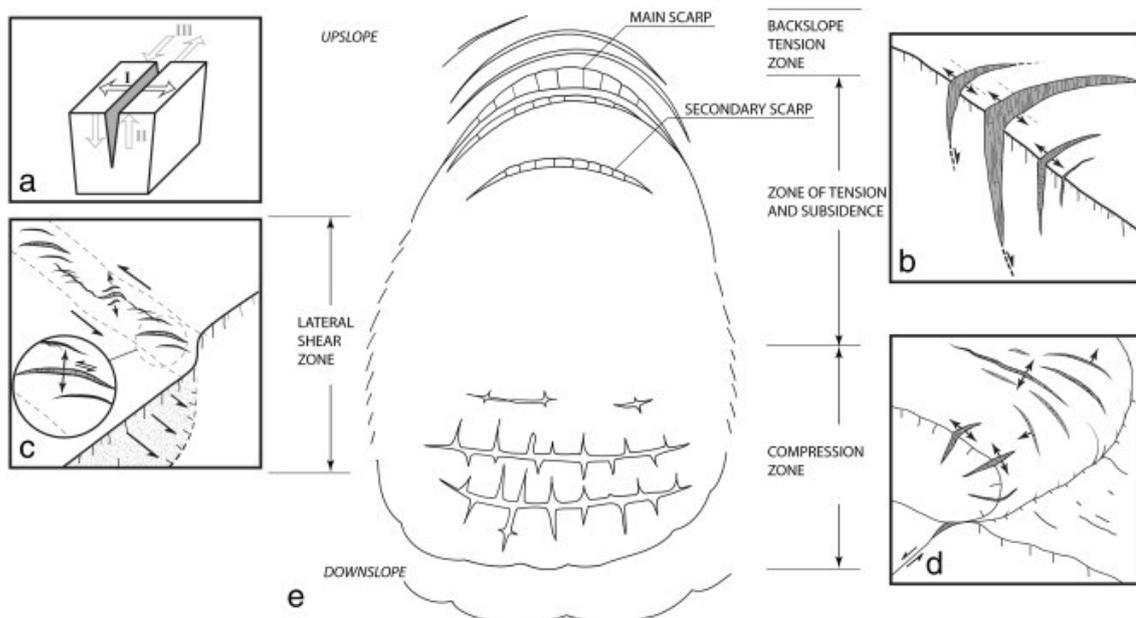


Figura 2.1 – Schema di rappresentazione delle discontinuità caratteristiche di una frana e della loro tipica manifestazione superficiale. (a) Modalità di propagazione delle fratture: la modalità I è di apertura (*opening*), la II è di scivolamento (*sliding*) e la III di "strappo" (*tearing*). (b) Fratture sviluppatesi principalmente in modalità I e risultanti da una trazione (*tensile stress*). (c) Fratture sviluppatesi principalmente in modalità I e risultanti da uno sforzo di taglio (*shear stress*). (d) Fratture sviluppatesi principalmente in modalità I risultanti da uno sforzo di compressione e da un'espansione laterale. (e) Ripartizione del corpo di frana (SOWERS & ROYSTER, 1978).

Il rilievo di campo deve essere rivolto, anche alla descrizione dell'idrografia superficiale (sorgenti, zone di ruscellamento diffuso e/o concentrato, drenaggio superficiale, zone di ristagno dell'acqua, zone umide, ecc.). È necessario, inoltre, valutare le condizioni di equilibrio dei corsi d'acqua adiacenti ai dissesti (erosioni del fondo, erosioni laterali, sovralluvionamenti, ecc.). Utili indicazioni relativamente all'instabilità passata e/o potenziale di un'area si possono ricavare dall'osservazione della vegetazione (presenza, tipo, età delle piante, inclinazione degli alberi).

Dal punto di vista litologico, il rilievo di campo deve essere volto al riconoscimento della natura, dell'estensione areale e dei limiti dei litotipi presenti nell'area; è necessario delimitare con accuratezza l'estensione areale e lo spessore di orizzonti di debolezza strutturale (es. livelli cataclastici) e/o compositiva (es. argilliti, gessi) oppure la superficie di contatto di materiali caratterizzati da una marcata differenza di permeabilità (SCESI & PAPINI, 1997). Questo tipo di rilievo può essere effettuato nei limiti consentiti dall'effettiva presenza di affioramenti; per esempio conviene osservare gli affioramenti laterali alla nicchia perché sono tagli naturali.

Molto importante è, infine, riconoscere le strutture di deformazione di tipo duttile (pieghe, foliazioni, ecc.) e le strutture di tipo fragile (faglie, fratture, ecc.), di definirne l'estensione e l'orientazione nello spazio, così da individuare, in relazione alla giacitura del pendio, quali strutture possono, con maggiore probabilità, dar luogo a fenomeni franosi. Inoltre, il riconoscimento delle discontinuità (foliazioni, giunti di stratificazione, faglie, fratture) "pericolose" per la stabilità del versante, consente di fare previsioni attendibili su di un'ipotetica evoluzione dei dissesti e permette di ricostruire i meccanismi di movimenti di instabilità già verificatisi (SCESI & PAPINI, 1997).

Il secondo scopo dei rilievi superficiali è quello di ricostruire il cinematismo dei dissesti attraverso la misura dell'entità, della direzione e del verso dei movimenti superficiali nelle diverse porzioni del corpo di frana e di stimare l'evoluzione di tali movimenti nel tempo anche in relazione alle possibili cause scatenanti. La misura dei movimenti superficiali viene effettuata utilizzando diversi metodi come la fotogrammetria, il laser scanner, il lidar ed i più diffusi metodi geodetico-topografici dei quali di seguito si riportano le principali caratteristiche.

I **metodi geodetico-topografici** si basano sulla misura degli spostamenti di punti, materializzati da pilastri (capisaldi di misura) vincolati alla superficie del terreno entro

le aree dissestate, rispetto ai capisaldi di riferimento posizionati al di fuori della zona franosa. È necessario, quindi, predisporre una maglia, più o meno regolare, fitta di capisaldi di misura in relazione alla forma e all'estensione della frana (figure. 2.2 e 2.3) e in relazione, anche, ai possibili allargamenti del dissesto nel tempo (figura 2.4) (SOWERS & ROYSTER, 1978).

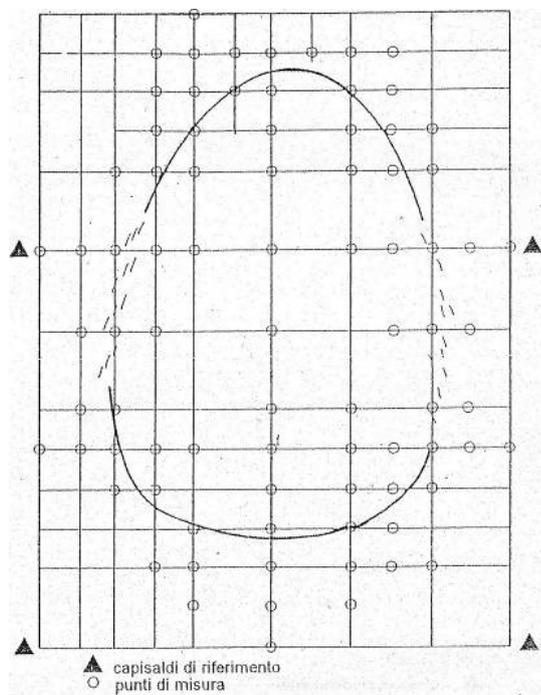


Figura 2.2 – Esempio di rete regolare di capisaldi di misura da utilizzare nel caso di frane di elevate dimensioni impostate su pendii regolari (SOWERS & ROYSTER, 1978).

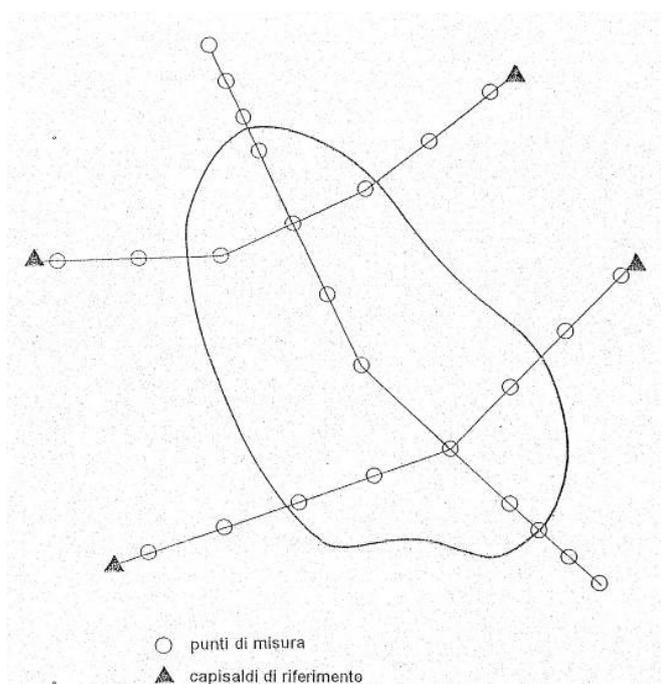


Figura 2.3 – Esempio di rete di capisaldi di misura per frane di ridotte dimensioni o nel caso di topografia accidentata (SOWERS & ROYSTER, 1978).

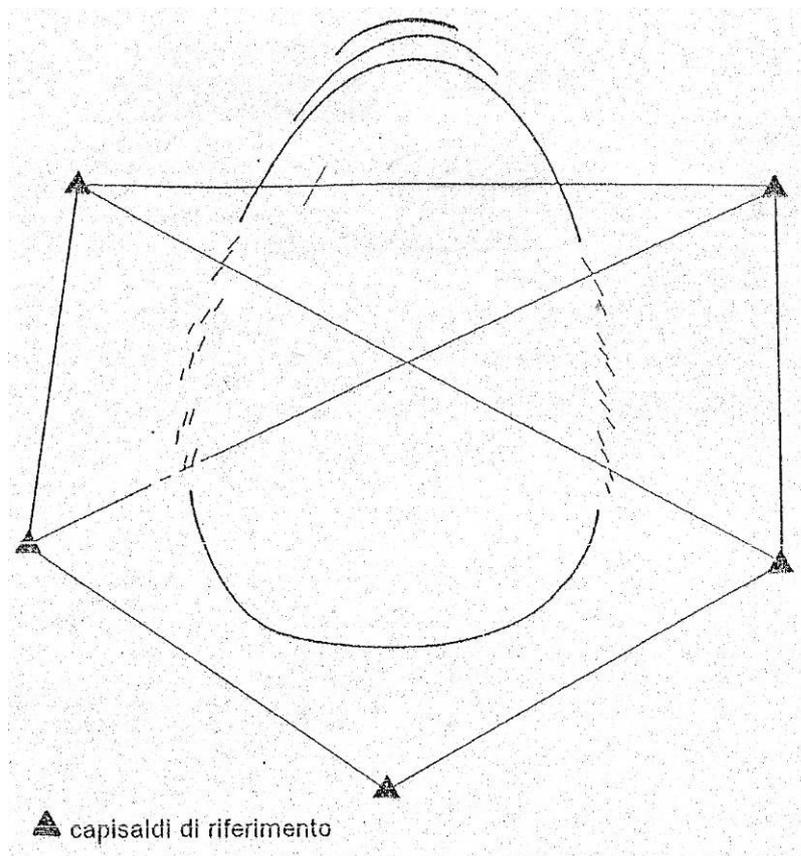


Figura 2.4 – Estensione della rete di misura dei movimenti superficiali in relazione a possibili allargamenti del dissesto nel tempo (SOWERS & ROYSTER, 1978).

I rilievi topografici sono essenzialmente finalizzati alla determinazione della localizzazione spaziale (x , y , z) di punti rispetto a un sistema di riferimento relativo o assoluto (georeferenziazione) mediante la misura di angoli e/o distanze a partire da uno o più punti noti (eventualmente georeferenziati) e risolvendo problemi di trigonometria.

Mediante il rilievo con strumenti topografici di precisione, con errore massimo di 2 p.p.m. (ASSOGEO, TRIMBLE, 2005; ARPA LOMBARDIA & REGIONE LOMBARDIA, 2005), basati sulla misura di angoli (teodoliti o tacheometri) e/o di distanze (stazioni totali o antenne GPS), è possibile misurare gli spostamenti nel tempo di punti fissi localizzati all'interno della frana.

In alternativa al classico GPS, si sta diffondendo recentemente la tecnologia GPS differenziale che, grazie alla cosiddetta "correzione differenziale", permette di ottenere misure di posizione ancora più accurate: in rilievo statico si ottiene la precisione massima (subcentimetrica, da 0.2 a 2 p.p.m.), mentre in rilievo cinematico (cioè muovendosi durante il rilievo) la precisione si abbassa (da 1 a 2 p.p.m.) (ASSOGEO, TRIMBLE, 2005).

Il concetto di rilievo differenziale si basa sull'utilizzo contemporaneo di due ricevitori GPS: uno (base station) rimarrà fermo in un punto fisso di coordinate note; l'altro (antenna rover) viene di volta in volta posizionato nei vari capisaldi all'interno del corpo di frana.

L'elevata precisione che caratterizza questo metodo GPS differenziale non riguarda la determinazione della posizione assoluta del punto incognito, quanto piuttosto le differenze di coordinate fra questo ed un altro punto scelto come riferimento, ovvero la posizione relativa del punto incognito rispetto al punto di riferimento (ASSOGEO, TRIMBLE, 2005).

I capisaldi topografici GPS sono costituiti da supporti filettati infissi su affioramenti rocciosi e/o su manufatti, sui quali viene posizionata, in occasione delle misure, un'antenna GPS (figura 2.5), attraverso la quale vengono acquisite le informazioni necessarie a determinare le coordinate del punto. Tramite accurate elaborazioni è possibile confrontare le coordinate acquisite in campagne successive e valutare quindi l'eventuale spostamento subito dal punto nel tempo intercorso. I capisaldi topografici ottici, invece, sono supporti installati su affioramenti o manufatti particolarmente significativi sui quali, in occasione delle misure, viene inserito un prisma riflettente la cui posizione viene misurata tramite una stazione totale (strumento per la misurazione di angoli e distanze). Tramite accurate elaborazioni è possibile confrontare le coordinate acquisite in campagne successive e valutare quindi l'eventuale spostamento subito dal punto nel tempo intercorso (SITO ISTITUZIONALE DI ARPA PIEMONTE).



Figura 2.5 – Schema della messa in posa di un caposaldo topografico GPS (Archivio, Arpa Piemonte).

I movimenti superficiali rilevati, per ciascun punto di misura, vengono rappresentati mediante vettori con moduli proporzionali all'entità degli spostamenti (figura 2.6) (SOWERS & ROYSTER, 1978). Ciò consente di analizzare il cinematismo nelle diverse porzioni del corpo di frana oltre che la sua tendenza evolutiva (accelerazione, decelerazione, stasi,

ecc.). Da tali dati possono anche essere ricavate delle carte degli spostamenti totali o parziali oppure delle velocità.

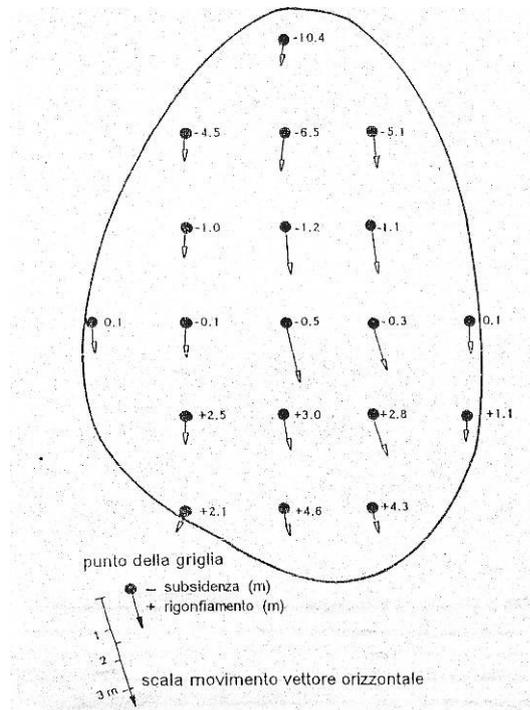


Figura 2.6 – Esempio di rappresentazione dei movimenti superficiali per mezzo di vettori spostamento (SOWERS & ROYSTER, 1978).

Nello studio di problemi di stabilità in pendii in roccia, frequentemente si utilizzano gli *estensimetri*, strumenti in grado di misurare sia l'apertura che lo scorrimento in corrispondenza di una superficie di discontinuità. Alle estremità opposte della discontinuità vengono fissati due ancoraggi meccanici fra i quali è posizionato il trasduttore di misura meccanico o elettrico (figura 2.7). Esistono estensimetri in grado di misurare l'entità delle tre componenti di spostamento (figura 2.8) (SCESI & PAPINI, 1997).

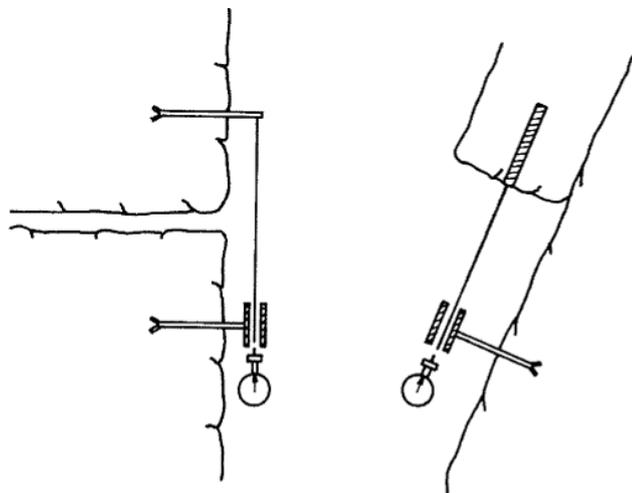


Figura 2.7 – Schemi di installazione di estensimetri per la misura dell'apertura e dello scorrimento lungo una superficie di discontinuità (ROSSI, ISMES).

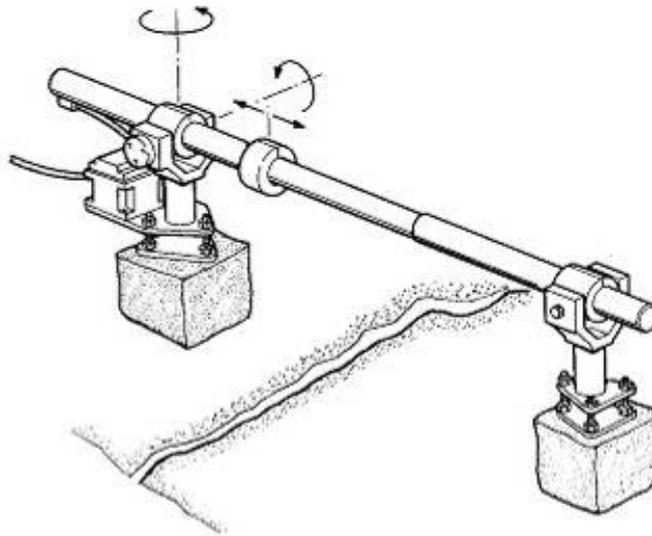


Figura 2.8 – Rappresentazione schematica di un estensimetro a tubo telescopico per il controllo delle tre componenti di spostamento (Rossi, ISMES).

La variazione dell'apertura delle superfici adiacenti di una discontinuità può essere misurata, inoltre, mediante **distometri a nastro** (figura 2.9). o **distometri a filo** (figura 2.10).

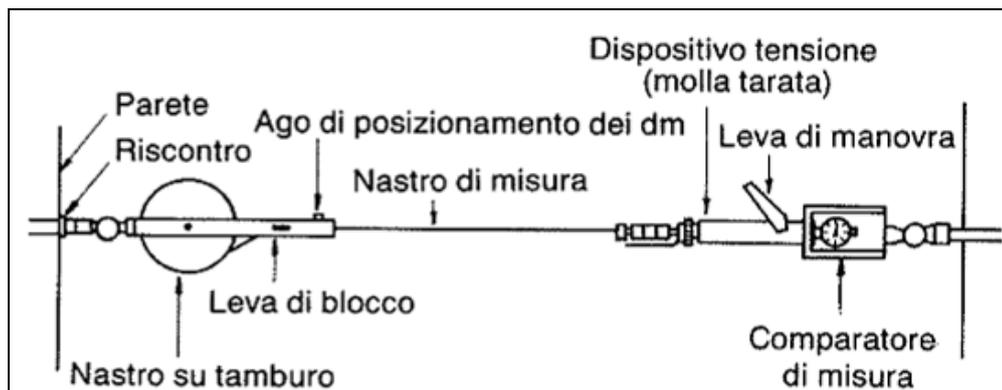


Figura 2.9 – Distometro a nastro (Rossi, ISMES).

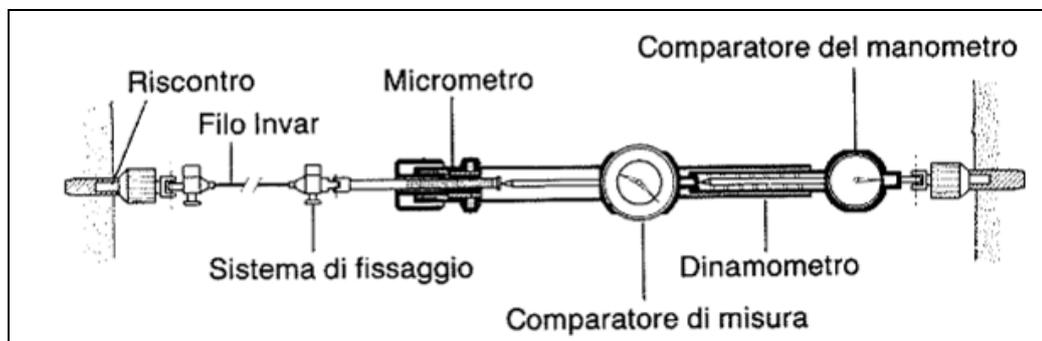


Figura 2.10 – Distometro a filo (Rossi, ISMES).

Tali strumenti, molto simili agli estensimetri, sono costituiti da due ancoraggi meccanici installati alle estremità opposte della discontinuità e collegati tra loro per mezzo di un

nastro o di un filo in materiale inestensibile. Un trasduttore meccanico o elettrico misura la variazione della distanza tra i due ancoraggi. La precisione del distometro a filo è più elevata di quello a nastro. L'unico inconveniente è che, mentre lo strumento a nastro consente di eseguire misure su basi di lunghezza diversa fino a 20 m, lo strumento a filo necessita di un filo diverso per ciascuna base (ROSSI, ISMES).

Una volta analizzata la porzione superficiale della zona in frana si può passare alla fase successiva calibrando il tipo, il numero e l'ubicazione delle **indagini profonde**, necessarie per lo studio del dissesto, in base ai dati emersi dai rilievi superficiali. Lo scopo di questa fase è riconoscere la natura e le proprietà geotecniche dei materiali coinvolti nel movimento e stimare il volume mobilitato attraverso il riconoscimento della "superficie di scorrimento" (SCESI & PAPINI, 1997).

A tal proposito è importante sottolineare come non sempre esista una superficie netta, ma se esiste, questa sarà già stata parzialmente intercettata durante il rilievo di superficie in quanto, non solo emerge sicuramente in due punti (coronamento e piede), ma è possibile anche che affiori in altri punti all'interno del corpo di frana (DE VITA, 2005). Le indagini profonde consentono, inoltre, di misurare l'entità, la direzione e il verso dei movimenti dell'ammasso di frana alle varie profondità e nel tempo e di determinare le pressioni interstiziali all'interno del corpo di frana.

Le indagini profonde da realizzare per il riconoscimento dei materiali coinvolti ed, eventualmente, della superficie di scorrimento, sono fondamentalmente di quattro tipi:

1. prove penetrometriche;
2. sondaggi a carotaggio continuo e stima dell'RQD (rock-quality designation);
3. misure inclinometriche;
4. prospezioni geofisiche.

Le **prove penetrometriche**, dinamiche e statiche, sono particolarmente adatte alle frane superficiali, permettono di ricostruire la stratigrafia dei depositi e di stimare indirettamente i parametri di resistenza al taglio. In tal modo consentono di riconoscere il corpo di frana, per via della minore resistenza rispetto alla roccia in posto, e di individuare, quindi, la superficie di scorrimento.

La prova fornisce come risultato un *dataset* di informazioni sullo stato di addensamento dei terreni a diverse profondità (per intervalli discretizzati di 10 cm) correlate alla

resistenza opposta, dai terreni stessi, all'infissione per caduta o a pressione dello strumento (SCESI & PAPINI, 1997).

Queste prove presentano alcuni limiti: la profondità indagata non deve superare i 10-12 m per le dinamiche, per le statiche poco più; inoltre, trovanti litoidi possono ostacolare la discesa delle aste, impedendo di proseguire la misura (DE VITA, 2005).

Per frane più profonde o con parecchi trovanti litoidi che non permettono di effettuare le prove penetrometriche, si può optare per l'esecuzione di alcuni **sondaggi geognostici a carotaggio continuo**, il cui numero, ubicazione e profondità dipendono dall'estensione della frana e dal volume presunto della stessa.

Questi sondaggi permetteranno di determinare la natura, l'estensione areale e lo spessore dei materiali coinvolti nel movimento. Durante l'esecuzione dei sondaggi devono essere prelevati continuamente campioni di materiale, almeno alle profondità in cui, presumibilmente, è ubicata la superficie di scorrimento. Quest'ultima di solito presenta un maggiore contenuto di acqua rispetto alle porzioni adiacenti e/o può essere rappresentata da un orizzonte argilloso di spessore ridotto; in frane in roccia, la superficie di movimento può corrispondere a un orizzonte caratterizzato da un elevatissimo grado di fratturazione (es. cataclasite) oppure evidenziata dalla presenza di indicatori cinematici (strie, gradini di calcite, ecc.). In questo caso molto utile può essere la stima del parametro **RQD**, proposto da Deere (1964), che, si ricorda, consente di valutare il recupero percentuale di un carotaggio considerando gli spezzoni di carota aventi lunghezza superiore o uguale a 10 cm (Rossi, ISMES). Il prelievo di campioni permette di effettuare, in laboratorio, le analisi identificative dei materiali e di determinare i parametri di resistenza al taglio degli stessi (angolo di attrito e coesione). È importante, inoltre, non tralasciare di fare anche dei sondaggi all'esterno della zona in frana, ai quali far riferimento per la ricostruzione della stratigrafia dei materiali coinvolti nel franamento.

Le informazioni sulla stratigrafia, ricavate dal sondaggio, non risultano, comunque, sufficienti per determinare con precisione la superficie di scorrimento. A tale scopo conviene attrezzare i fori con degli **inclinometri** che permettano di individuare con maggiore certezza la profondità alla quale avviene il fenomeno. In figura 2.11 uno schema esemplificativo di un fenomeno franoso monitorato con strumentazione inclinometrica.

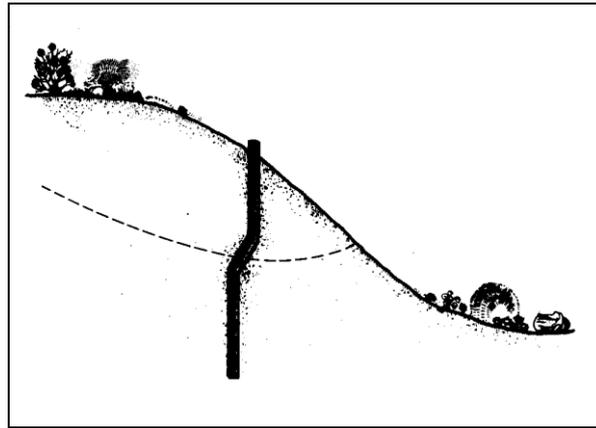


Figura 2.11 – Schematizzazione di un tubo inclinometrico deformato da un fenomeno franoso.

Nel campo del monitoraggio geotecnico l'utilizzo della strumentazione inclinometrica, per la misura di spostamenti orizzontali nei terreni, rappresenta un sistema consolidato nel tempo ed estremamente diffuso che permette di ottenere informazioni riguardanti gli spostamenti di una massa di terreno instabile (BOTTERO *et al.*, 2010) con una precisione massima di 0.1 mm/m (BEN G. *et al.*, 1986; ARPA LOMBARDIA & REGIONE LOMBARDIA, 2005).

La colonna inclinometrica è costituita da un tubo guida verticale deformabile in alluminio, reso solidale con il terreno, all'interno del quale viene calata una sonda inclinometrica, dotata di quattro rotelle che ne permettono lo scorrimento vincolato alle scanalature del tubo (COLLOTTA *et al.*, 1987; BOTTERO *et al.*, 2010) (figura 2.12).

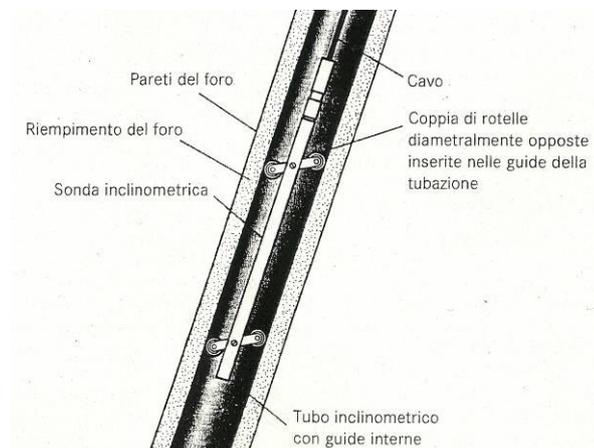


Figura 2.12 – Strumentazione inclinometrica: sonda all'interno del tubo guida (BOTTERO *et al.*, 2010).

Le letture possono essere riferite alla testa della tubazione inclinometrica, ed allora la posizione della stessa deve essere determinata con misure topografiche e/o tramite GPS, oppure, criterio più diffuso, dal fondo; in quest'ultimo caso per ottenere valori attendibili è necessario che la base del tubo inclinometrico sia adeguatamente immorsata al terreno stabile (BOTTERO *et al.*, 2010).

La sonda è dotata di sensori di inclinazione che ne misurano lo scostamento dalla verticale (ovvero l'angolo tra la sonda e la verticale).

In realtà, non si fa riferimento a una "verticale" ma alla misura di zero che verrà effettuata all'inizio della campagna di misure.

La lettura inclinometrica viene effettuata a intervalli regolari di profondità (corrispondenti al "passo sonda" ovvero all'interasse tra le due coppie di rotelle, pari generalmente a 50 cm) e consiste nel rilevare il suddetto scostamento dalla lettura di zero, sottoforma di angoli che verranno poi trasformati, tramite semplici operazioni trigonometriche, in spostamenti orizzontali del terreno (COLLOTTA *et al.*, 1987) (figura 2.13).

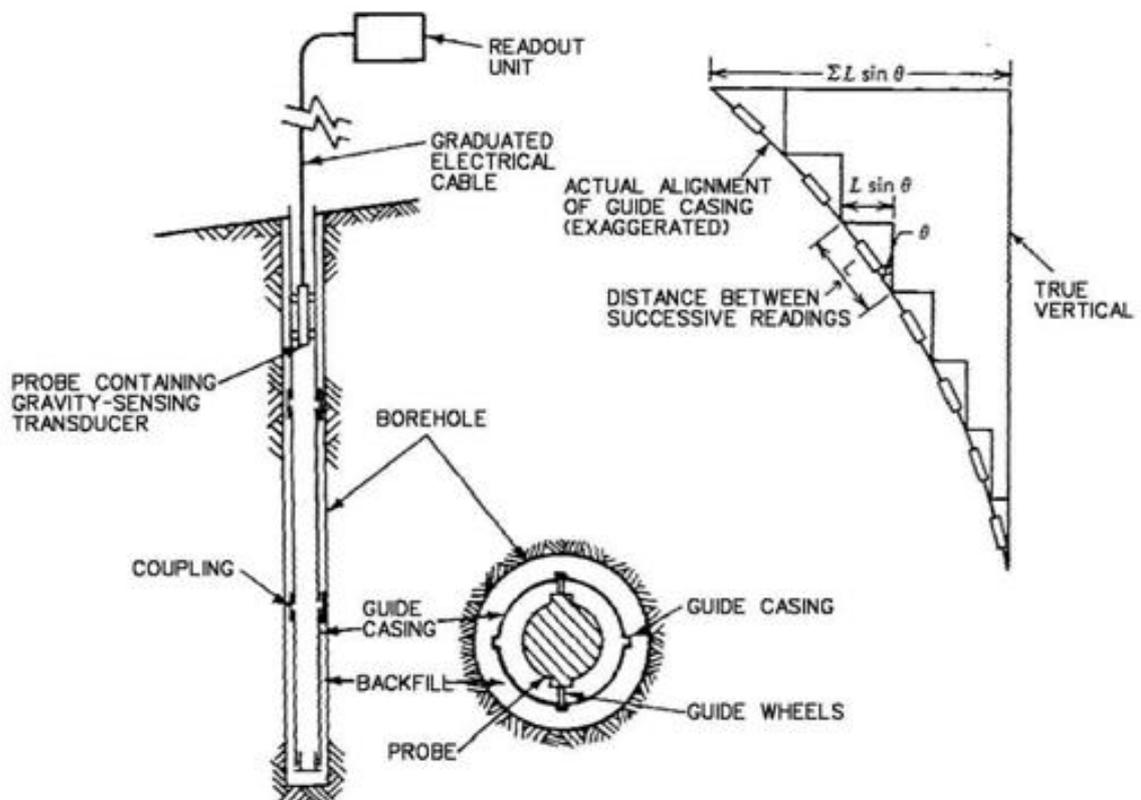


Figura 2.13 – Strumentazione inclinometrica, da sinistra: il tubo guida infisso nel terreno, la sua sezione con le quattro scanalature e lo schema trigonometrico della metodologia calcolo per ottenere lo spostamento orizzontale (DUNNICLIFF, 1998, 1993).

Attraverso il monitoraggio inclinometrico vengono acquisite le seguenti informazioni: profondità della superficie di scorrimento (necessaria per la definizione del modello geologico di un corpo di frana); spessore della zona di taglio/deformazione; valore/entità di spostamento misurato nella zona di taglio; tasso di spostamento; direzione e verso dello spostamento rilevato (BOTTERO *et al.*, 2010).

Di seguito si riporta un esempio di letture inclinometriche per un periodo di circa 8 anni tramite uno strumento installato nell'area interessata da un fenomeno franoso monitorato da Arpa Piemonte, situato nel comune di Oulx (TO). Dalle figure 2.14 e 2.15 si può osservare che la superficie di scorrimento si trova alla profondità di circa 8 m. Dalla figura 2.16 si può osservare come il movimento si sviluppi verso NW.

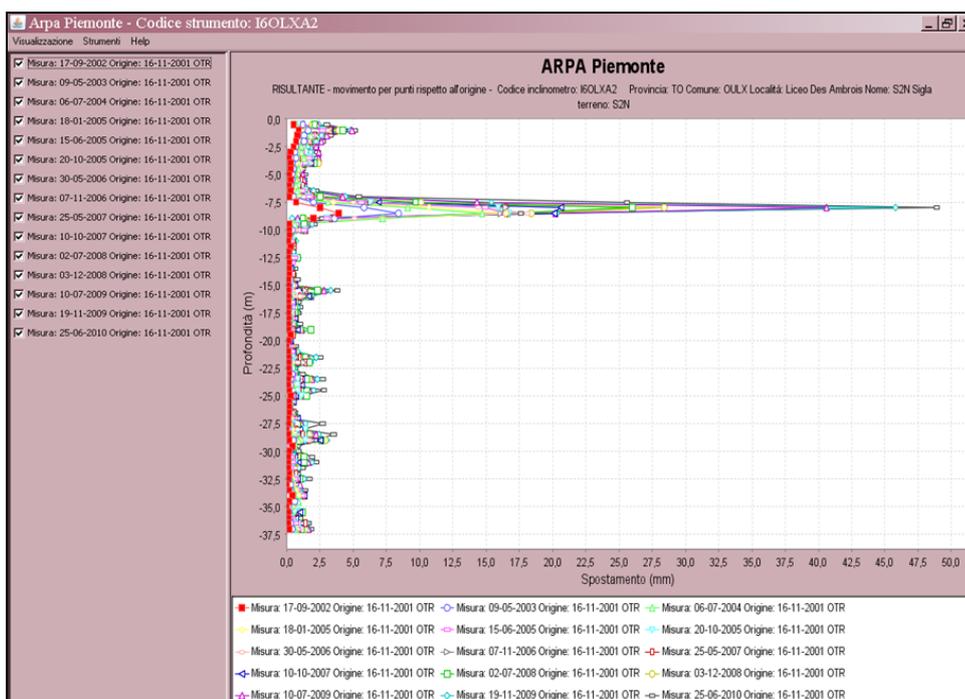


Figura 2.14 – Grafico inclinometrico che indica il movimento per punti rispetto alla lettura di zero (Archivio, Arpa Piemonte).

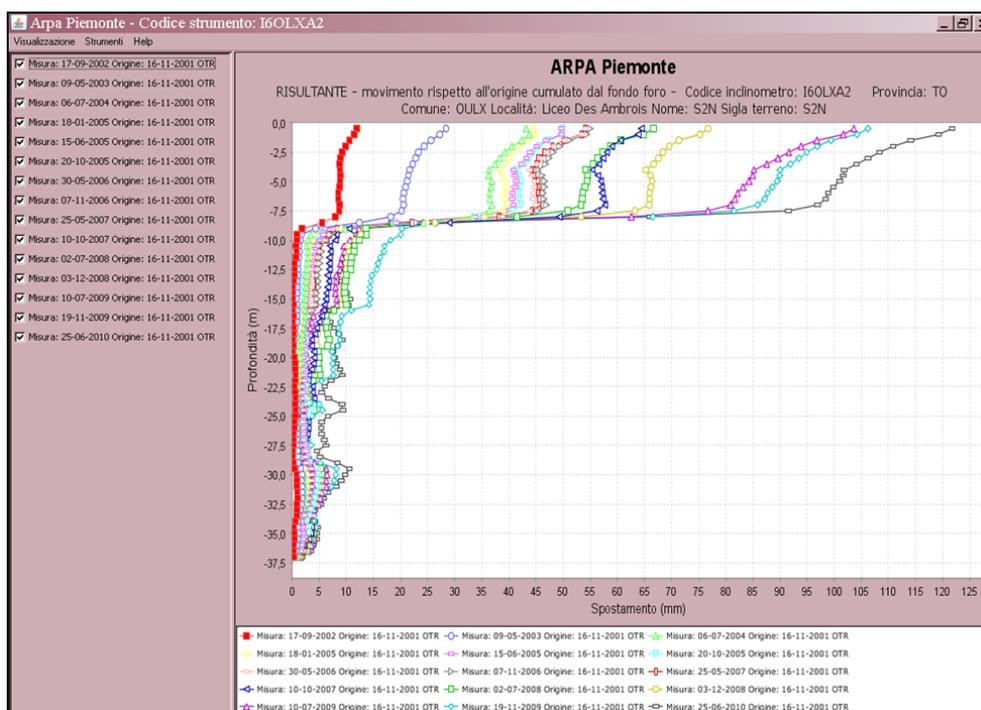


Figura 2.15 – Grafico inclinometrico che indica il movimento rispetto alla lettura di zero cumulato dal fondo foro (Archivio, Arpa Piemonte).

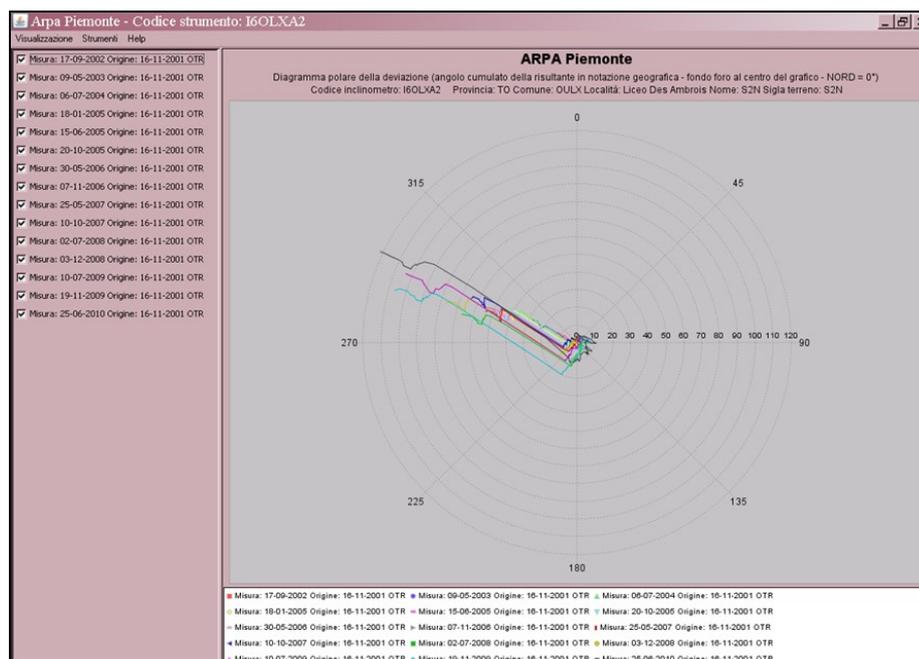


Figura 2.16 – Diagramma polare della deviazione in senso orario rispetto dal nord cumulata dal fondo foro (Archivio, Arpa Piemonte).

Un sistema più economico per raggiungere risultati simili, ma applicabile in frane con movimenti abbastanza elevati dell'ordine del m/mese, consiste nell'installare un **tubo spia**. Per questo tipo di strumentazione sarà sufficiente un sondaggio a distruzione di nucleo. Quando il tubo intercetta la superficie di scorrimento si avrà la rottura del tubo. La misura viene effettuata anche in questo caso calando un sondino. Quando il sondino si blocca ne consegue che il tubo è rotto (o eccessivamente deformato) (DE VITA, 2005).

Molto utilizzata è anche la **tecnologia TDR** (Time Domain Reflectometry) che si basa sulla valutazione della variazione di caratteristiche elettriche in cavi coassiali opportunamente scelti, posizionati in profondità nella zona da monitorare.

Il funzionamento prevede l'invio di impulsi elettrici di ampiezza nota, attraverso il cavo, e l'analisi dell'impulso riflesso. Le deformazioni locali a cui è sottoposto il cavo, lungo la superficie di scivolamento, producono delle variazioni di dielettrico (isolante) in esso contenuto dalle quali, secondo opportune relazioni, è possibile risalire all'intensità dello spostamento. Il cavo può essere sottoposto a deformazioni di taglio o a stiramento.

La presenza congiunta della strumentazione TDR accoppiata a quella inclinometrica può essere di grande aiuto in situazioni, certamente non infrequenti, nelle quali non si fosse più in grado di fare letture inclinometriche al di sotto di una certa profondità, poiché il tubo inclinometrico si è rotto o si è deformato talmente tanto da non consentire il passaggio della sonda. Le misure TDR, infatti, vengono rilevate lungo tutto il cavo, anche

quando questo risulta estremamente deformato a causa di movimenti lungo il piano di scorrimento principale.

Quarto ed ultimo tipo di indagine profonda utile per il riconoscimento dei materiali coinvolti in un fenomeno franoso ed, eventualmente, della superficie di scorrimento è rappresentato dalle prospezioni geofisiche, in particolare la sismica a rifrazione e la geoelettrica.

La **sismica a rifrazione** consente di ricostruire la stratigrafia di un'area in frana discriminando la parte superficiale coinvolta nel movimento gravitativo (in cui la velocità delle onde è solitamente più bassa) da quella profonda e stabile (in cui la velocità delle onde è generalmente più alta). Tale tipo di indagine spesso si rivela molto utile se eseguita in fori di sondaggio (CARRARA & RAPOLLA, 1992).

La **geoelettrica** permette di differenziare i terreni in funzione della resistività elettrica. La maggior parte delle rocce a temperature normali può essere considerata un isolante, con caratteristici valori di resistività alti. Di conseguenza le proprietà elettriche degli ammassi rocciosi dipenderanno principalmente dalla quantità di acqua presente (CARRARA & RAPOLLA, 1992). Nel caso specifico delle frane, questo tipo di indagini consente di distinguere la parte superficiale generalmente a bassa resistività, meno compatta e con un maggior contenuto d'acqua, da quella più profonda che si presenta più resistiva, più compatta e con un minor contenuto d'acqua. Inoltre, diverse esperienze realizzate in masse argillose integre (CALCAGNILE *et al.*, 1983; CARRARA *et al.*, 1985; RAPOLLA, 1982) hanno mostrato dei valori di resistività relativamente poco variabili, ricadenti in un intervallo abbastanza ristretto (3-10 Ohm·m), ciò indica un'indifferenza ai cicli stagionali, segno che il terreno non cede né acquisisce acqua. Altre esperienze, effettuate in zone in frana, evidenziano, invece, una maggiore variabilità della resistività (3-100 Ohm·m) segno che il corpo franoso non rappresenta un sistema chiuso all'apporto o perdita di acqua (CARRARA & RAPOLLA, 1992). La discriminazione in funzione del contenuto d'acqua consente alla geoelettrica di fornire, anche, informazioni per la ricostruzione della superficie piezometrica.

È estremamente importante, infatti, ai fini dello studio di un fenomeno franoso, dell'analisi di stabilità e, soprattutto, per un'adeguata scelta, ubicazione e dimensionamento delle opere di drenaggio superficiali e profonde (necessarie per la

stabilizzazione del dissesto) ricostruire la circolazione idrica sotterranea ovvero posizione e andamento della superficie piezometrica e sue eventuali oscillazioni nel tempo. Queste ultime, dipendono dagli apporti idrici esterni (precipitazioni, scioglimento delle nevi, ecc.), dai parametri idrogeologici dei materiali coinvolti nel dissesto (permeabilità, ecc.) e dalle caratteristiche del clima, della vegetazione e dei suoli (evapotraspirazione, infiltrazione, ecc.). A tale scopo è utile strumentare i fori di sondaggio con dei **piezometri**. Esistono diversi tipi di piezometri, da quelli più semplici come i piezometri idraulici (a tubo aperto, di "Casagrande"; v. figura 2.17) che consentono di misurare le profondità della tavola d'acqua a quelli più complessi che misurano le pressioni dell'acquifero (piezometri elettrici, elettropneumatici, pneumatici; v. figura 2.18). Più precisamente, i piezometri idraulici vengono utilizzati per la misura del livello di falda in terreni permeabili, mentre i piezometri elettrici, elettropneumatici e pneumatici vengono utilizzati per la misura della pressione interstiziale in terreni coesivi o per la misura della pressione interstiziale e del livello di falda nei terreni porosi (SCESI & PAPINI, 1997).

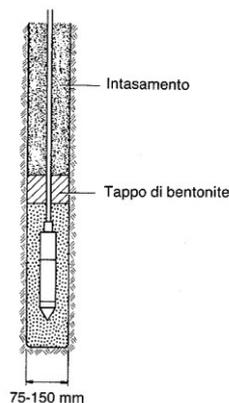


Figura 2.17 – Piezometro idraulico di tipo "Casagrande" (Rossi, ISMES).

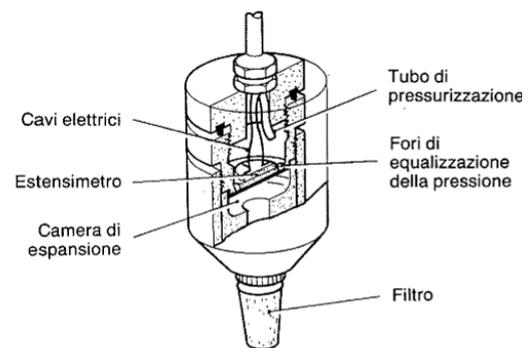


Figura 2.18 – Piezometro elettropneumatico (Rossi, ISMES).

Per interpretare correttamente le misure piezometriche è necessario ricostruire la stratigrafia dei materiali coinvolti nel dissesto e di quelli adiacenti ad esso e conoscere la distribuzione areale e in profondità dei valori di permeabilità. Per questo potrebbe essere indispensabile eseguire prove di permeabilità (Lefranc per le terre; Lugeon per le rocce).

Tutte risultanze delle indagini descritte confluiscono nel **modello del meccanismo di frana geologico-tecnico** ovvero una sezione monte-valle del fenomeno franoso

contenente il profilo topografico, la superficie di scorrimento e all'interno tutte le informazioni sui terreni, sulle strutture e sulle pressioni neutre.

Un capitolo a parte varrà dedicato a una tecnologia di recente sviluppo, che ha già vantato numerose applicazioni nel campo dei fenomeni franosi, sulla quale si vuole focalizzare l'attenzione. Si tratta delle tecniche di interferometria satellitare di tipo ***PSInSARTM*** e ***SqueeSARTM*** che verranno di seguito ampiamente descritte.

3 - I sistemi di telerilevamento satellitare radar a apertura sintetica: dall'interferometria differenziale ai *permanent scatterers*¹

I sistemi di telerilevamento satellitare RADAR (RADio Detecting And Ranging) forniscono immagini elettromagnetiche della superficie terrestre con una risoluzione spaziale di qualche metro.

Tali sistemi offrono un chiaro vantaggio nei confronti dei più noti sistemi ottici, poiché operano con continuità e hanno la capacità di acquisire dati con qualsiasi condizione meteorologica, anche attraverso le nuvole, e in qualsiasi momento, ovvero anche durante la notte.

Il funzionamento del radar si basa sul fenomeno fisico della retrodiffusione (*backscattering*) della radiazione elettromagnetica. Quando l'apparecchio trasmittente illumina lo spazio circostante con un'onda elettromagnetica, questa, incidendo sulla superficie terrestre, subisce un fenomeno di riflessione disordinata (diffusione o *scattering*). Se però viene colpito un oggetto di dimensioni maggiori, rispetto alla lunghezza d'onda della radiazione incidente, allora la riflessione non sarà più disordinata ma tornerà indietro verso la sorgente.

Una parte del campo diffuso, dunque, ritorna verso la stazione trasmittente che è equipaggiata anche per la ricezione. Il dispositivo, quindi, non solo è in grado di individuare il bersaglio elettromagnetico (*detecting*), ma, misurando il ritardo temporale tra l'istante di trasmissione e quello di ricezione e conoscendo la velocità di propagazione

¹ TRE[®] a POLIMI spin-off company (2009). *PSInSARTM. Manuale d'uso*. Febbraio 2009, ©Tele-Rilevamento Europa.

dell'onda elettromagnetica nel mezzo considerato (aria), è anche capace di valutare la distanza (*ranging*) a cui è posizionato il suddetto bersaglio, localizzandolo in modo preciso lungo la direzione di puntamento dell'antenna (direzione di *range*).

La direttività dell'antenna utilizzata per trasmettere e ricevere il segnale radar, ovvero la selettività nell'illuminazione dello spazio circostante, consente di localizzare l'oggetto anche lungo l'altra dimensione, quella parallela all'orbita del satellite (direzione di *azimuth*). Quanto più grande è l'antenna, tanto più stretta è la sua impronta e, di conseguenza, tanto meglio viene localizzato il bersaglio. Chiaramente ciò avviene a scapito dell'estensione dell'area illuminata.

Grazie all'introduzione del **radar ad apertura sintetica** (SAR, Synthetic Aperture Radar) si è riusciti a raggiungere un ottimo compromesso tra la risoluzione della misura (ovvero la capacità di riconoscere come distinti due bersagli) e l'estensione dell'area osservata. Infatti, sfruttando il moto lungo l'orbita al fine di osservare la stessa porzione di superficie sotto più angoli di vista, si può ottenere un'elevata risoluzione anche nella direzione di *azimuth* (BOTTERO *et al.*, 2006).

Nello specifico, combinando coerentemente (cioè tenendo conto di ampiezza e fase del segnale) i dati acquisiti dal sensore in posizioni successive, si sintetizza un'antenna fittizia di grandi dimensioni detta, appunto, ad apertura sintetica. Questo procedimento sfrutta l'effetto Doppler dell'onda di ritorno, ovvero il SAR discrimina i punti della superficie, che si trovano all'interno del lobo dell'antenna reale, in virtù del fatto che la loro velocità relativa rispetto al satellite sia diversa. Questo comporta che il segnale riflesso da ciascun punto sarà soggetto ad un diverso effetto Doppler, a seconda della posizione lungo la linea di *azimuth*.

Tenendo conto, quindi, di questo fenomeno, con opportune correzioni, è possibile focalizzare molti segnali di ritorno per un singolo bersaglio ed in tal modo raggiungere una migliore localizzazione dello stesso. L'apertura sintetica, dunque, è la distanza coperta dalla piattaforma mentre l'antenna radar raccoglie informazioni su quel target.

Si tratta di sistemi "attivi" poiché illuminano lo spazio circostante con radiazioni elettromagnetiche proprie (non è, quindi, richiesta illuminazione solare) e le frequenze utilizzate dal radar penetrano attraverso le nuvole, evitando così i già accennati problemi di acquisizione dei sistemi ottici.

Inoltre, sono sistemi “coerenti” ovvero acquisiscono oltre al dato di ampiezza del campo elettromagnetico rilevato, che rappresenta l'informazione d'intensità legata alla riflettività degli oggetti (valore in modulo), anche l'informazione associata alla distanza sensore-bersaglio (valore di fase) (BOTTERO *et al.*, 2006).

Le orbite dei satelliti con sensori SAR sono eliosincrone, lievemente inclinate rispetto ai meridiani e posizionate a una quota pari a circa 800 km. I SAR illuminano una striscia di terreno (*swath*) larga circa 100 km, operando nel dominio delle *microonde* a varie bande (C, X, L), ovvero con lunghezze d'onda λ comprese nell'intervallo di 3-24 cm, caratteristica fondamentale per poter apprezzare movimenti millimetrici. Nelle applicazioni SAR le bande comunemente utilizzate sono la banda L (frequenza $\nu=1-2$ GHz, $\lambda\sim 24$ cm), la banda C ($\nu=5-6$ GHz, $\lambda\sim 5.66$ cm) e la banda X ($\nu=8-12$ GHz, $\lambda\sim 3$ cm).

La stessa orbita nominale viene ripercorsa dopo un intervallo definito (*revisiting time*) che varia a seconda del satellite (8-35 gg), consentendo così di acquisire dati relativi alla stessa scena al suolo in tempi differenti. La direzione parallela all'orbita è detta *azimuth* e coincide approssimativamente con la direzione Nord-Sud. La direzione della congiungente sensore-bersaglio è detta *slant range* (o più semplicemente *range*) oppure *Line Of Sight* (LOS). Tale congiungente è ubicata su un piano perpendicolare all'orbita ma è inclinata rispetto alla verticale di un angolo θ denominato *off-nadir*.

Le immagini radar si sviluppano, con risoluzione metrica, lungo le direzioni di *ground range* (proiezione del *range* a terra) e *azimuth*, definite solitamente coordinate SAR. In figura 3.1 è rappresentata schematicamente la geometria di acquisizione dei sistemi SAR per i satelliti ERS.

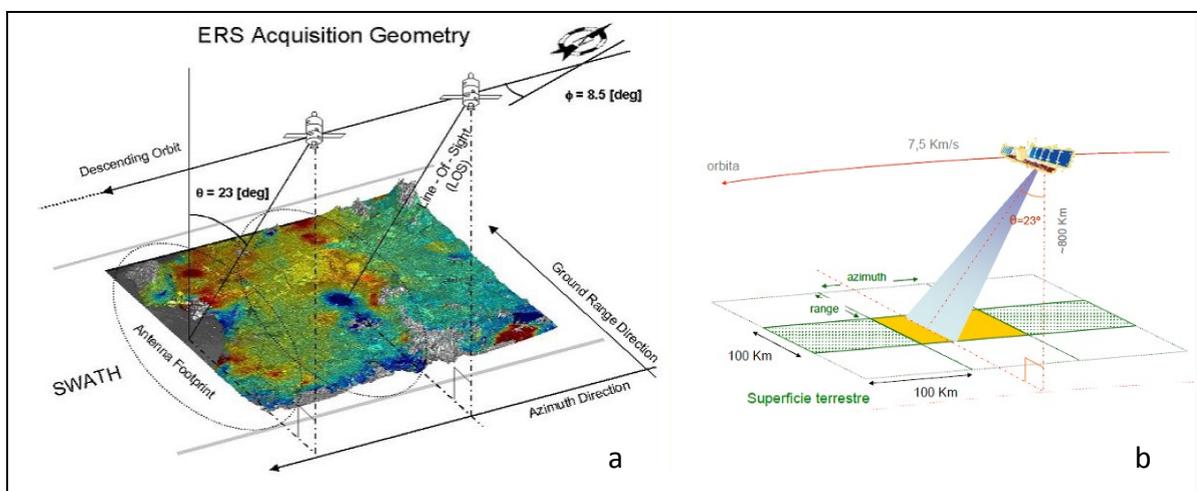


Figura 3.1 – Geometria di acquisizione SAR delle piattaforme ERS-1 ed ERS-2: a. generale; b. particolare (TRE®, 2003; TRE®, 2009).

Mentre il satellite percorre la sua orbita, la Terra ruota intorno al proprio asse. La particolare combinazione dei due moti permette al sensore di rilevare la stessa area geografica con due differenti geometrie e, di conseguenza, con due angoli di vista (LOS) praticamente speculari (figure 3.2), le due geometrie sono:

- ascendente, ossia l'orbita è percorsa da S verso N ed illuminando l'area da W verso E;
- discendente, ossia l'orbita è percorsa da N verso S ed illuminando l'area da E verso W.

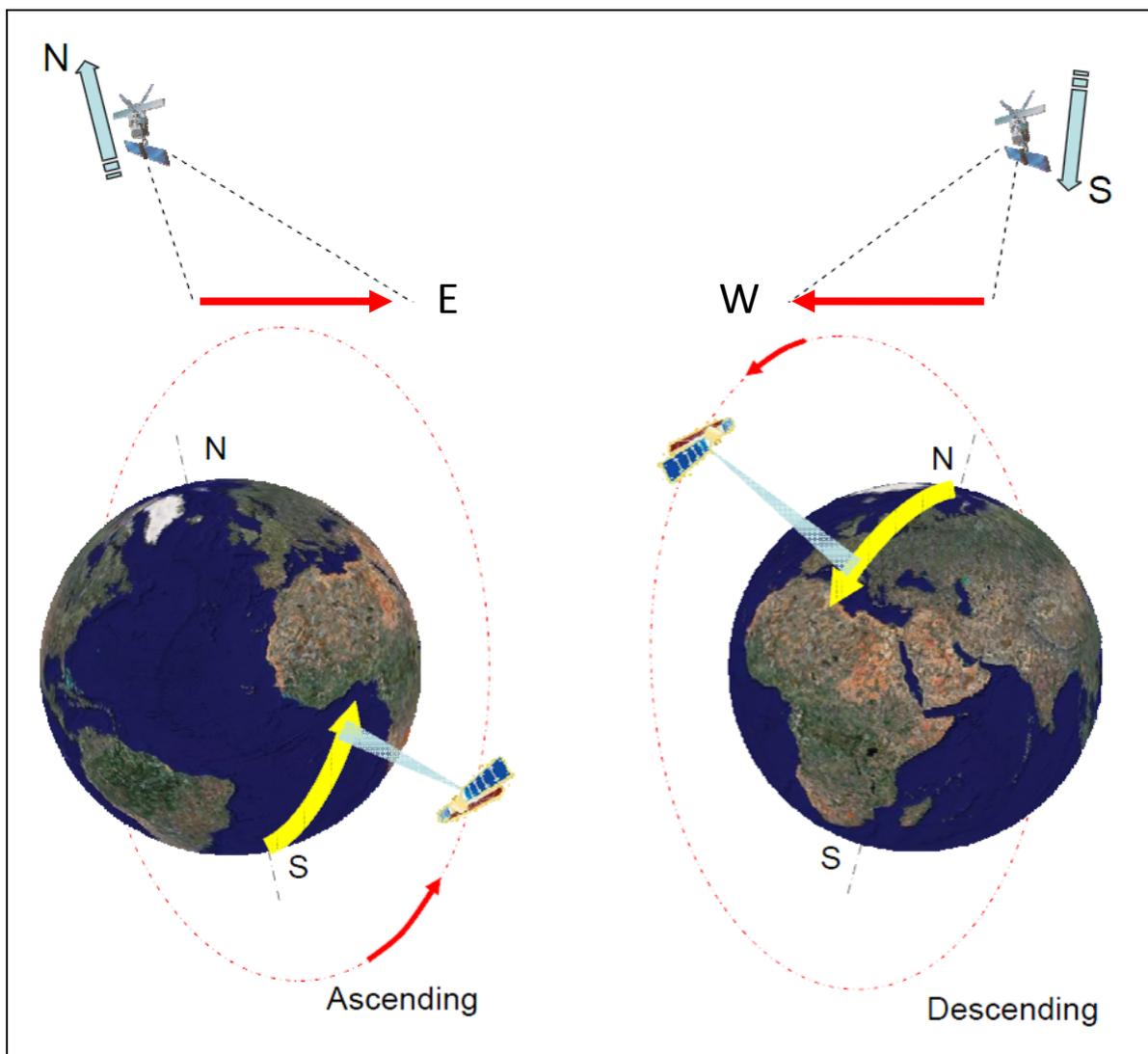


Figura 3.2 – Modalità di acquisizione: a sinistra ascendente e a destra discendente (TRE®, 2009; modificato).

Allo stato attuale sono diversi gli archivi di dati satellitari disponibili e utilizzabili sia per analisi storiche (retroattive, che sfruttano archivi di immagini già esistenti) sia a scopo di monitoraggio (prevedendo una programmazione di nuove acquisizioni di dati) come illustrato in figura 3.3.

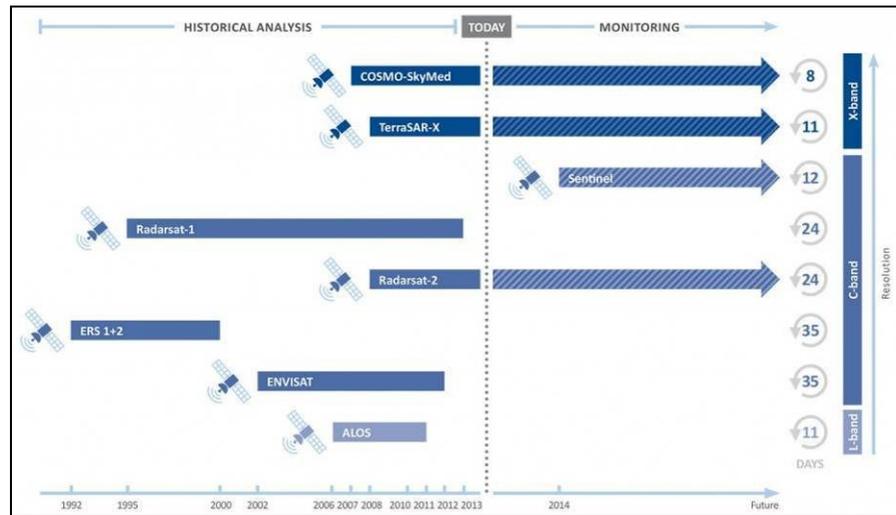


Figura 3.3 – Dataset vari di immagini satellitari acquisite negli anni da diversi satelliti (TRE®, sito ufficiale).

I primi satelliti ad essere lanciati nello spazio con a bordo sensori SAR sono stati quelli dall’Agenzia Spaziale Europea (ESA). Il satellite **ERS-1** è stato lanciato nel 1991, seguito nel 1995 dal gemello **ERS-2** posto sulla sua stessa orbita ma con un ritardo di un giorno. Tali satelliti operano nel dominio delle microonde a banda C e sono caratterizzati da un *revisiting time* di 35 giorni, da una risoluzione in *azimuth* di 5 m e in *range* di 8 m, e da un angolo θ , *off-nadir*, pari a 23° .

I dati dei satelliti ERS sono stati acquisiti continuamente dal 1992 fino al 2001, per vaste aree del pianeta con maggior concentrazione nelle regioni europee, e i *dataset* disponibili sono tuttora utilizzati per analisi storiche sui movimenti della superficie terrestre.

Ancora dall’ESA, nel 2002, viene lanciato il satellite **ENVISAT** (banda C), disposto sulla stessa orbita dei satelliti ERS. Il sensore SAR ha iniziato la sua acquisizione dati con frequenza irregolare dal 2003, per terminare la sua operatività nel 2010.

Gli archivi ENVISAT sono utilizzati per analisi storiche, anche se con alcuni limiti, imposti dalla suddetta discontinuità nell’acquisizione dei dati, dovuta alla presenza di diversa strumentazione a bordo, che si è alternata nell’operatività.

RADARSAT-1 (banda C) è stata la prima missione SAR satellitare della Agenzia Spaziale Canadese (CSA). Lo strumento a bordo è un radar ad apertura sintetica con caratteristiche nominali lievemente differenti da quelle delle missioni ERS ed ENVISAT. Il sensore RADARSAT, ad esempio, rispetto ad ERS presenta un angolo di incidenza maggiore: circa 34° in modalità *Standard S3* e valori compresi tra 37° e 48° in modalità *Fine Beam*.

È stato operativo dal 1995 al marzo 2013, periodo in cui ha acquisito dati in tutto il mondo, creando *dataset* di immagini molto cospicui, utili per analisi retrospettive sulle deformazioni. Di recente è stato dismesso per perdita di affidabilità per cui non è più utilizzabile per progetti futuri di monitoraggio.

RADARSAT-2 (banda C) è stata la seconda missione SAR satellitare della Agenzia Spaziale Canadese. Lanciato nel 2007 per continuare la missione iniziata da RADARSAT-1, è operativo dal 2008. Monta un sensore SAR più avanzato, in grado di acquisire immagini a una risoluzione maggiore rispetto a RADARSAT-1. È adatto a progetti di monitoraggio a lungo termine.

COSMO-SkyMed (banda: X) è una costellazione di 4 satelliti dell’Agenzia Spaziale Italiana (ASI) e di Telespazio, ad uso sia civile che militare, il primo dei quali è stato lanciato nel 2007. Il quarto e ultimo satellite è diventato operativo a fine 2010 e ha permesso alla costellazione di raggiungere una frequenza di acquisizione dati molto elevata ovvero ogni 37 ore in modalità di routine e ogni 8 giorni con le stesse condizioni geometriche. Riducendo così tanto i tempi di acquisizione, è possibile costruire nuovi *dataset* di immagini in tempi molto più brevi per analizzare gli spostamenti correnti. I sensori COSMO acquisiscono immagini con un’alta risoluzione al suolo e sono indicati per progetti di monitoraggio di lungo termine.

TerraSAR-X, lanciato nel 2007, è un satellite gestito sia dal Centro Aerospaziale Tedesco (DLR) che da Astrium (Infoterra) ed è disponibile per uso commerciale.

TANDEM-X, il gemello di TerraSAR-X, è stato lanciato nel 2010. La linea di base tra i due satelliti (*baseline*, distanza tra le due orbite) è mantenuta tra 250-500 m.

Sia TerraSAR-X che TANDEM-X sono sensori ad alta risoluzione in banda X, con cicli ripetuti di 11 giorni, e sono raccomandati per i progetti di monitoraggio a lungo termine.

ALOS è un satellite dell’Agenzia Spaziale Giapponese (JAXA) che è stato lanciato nel 2006, con il preciso scopo di rilevare l'utilizzo del suolo.

Diversamente da tutti gli altri satelliti, infatti, monta a bordo un sensore SAR in banda L, la cui lunghezza d’onda (molto maggiore rispetto alle bande C ed X) offre una minore risoluzione al suolo ma la possibilità di penetrare in parte la copertura vegetale. Il satellite ha terminato di acquisire dati nel 2011.

La serie di satelliti dell’Agenzia Spaziale Europea (ESA) **SENTINEL-1** (A e B) verrà mandata in orbita nel 2014. I satelliti monteranno sensori in banda C, per dare continuità alle

precedenti missioni ERS ed ENVISAT, e saranno disponibili per servizi diretti agli utenti finali. Avranno una vita operativa prevista di 7 anni e un *revisiting time* di 12 giorni.

Qualunque sia il satellite utilizzato, la modalità di acquisizione, non perpendicolare al suolo ma secondo un angolo di vista θ , dà origine nelle immagini focalizzate a delle deformazioni prospettiche dovute alla topografia del terreno. Se ne distinguono di tre tipi (figura 3.4):

1. accorciamento o *foreshortening*;
2. scavalcamento o *layover*;
3. ombra o *shadowing*.

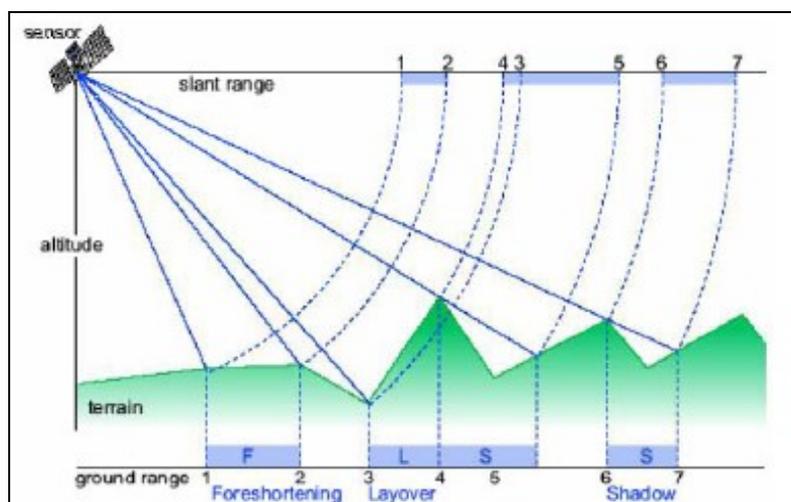


Figura 3.4 – Schema delle deformazioni prospettiche che rendono alcune zone non monitorabili (PACIFICI, 2008).

Il radar misura le distanze in *slant range*, di conseguenza le aree in pendenza vengono compresse (PACIFICI, 2008). Questo effetto, che viene definito *foreshortening*, si verifica quando la pendenza del terreno tende ad essere perpendicolare alla congiungente sensore-bersaglio (pendenza pari a θ); in questi casi il contributo di più punti si concentra in poche celle producendo pixel molto luminosi nell'immagine di ampiezza.

Quando, invece, il fascio del radar raggiunge la cima del versante in pendenza prima della sua base, ovvero quando la pendenza del terreno è maggiore dell'angolo θ , il versante viene mostrato nell'immagine con la parte superiore più vicina rispetto a quella inferiore. Come risultato, la cima della montagna sembra essersi mossa nella direzione del radar al punto da scavalcare la sua stessa base. Lo scavalcamento o *layover* è un caso estremo di deformazione prospettica in cui parte dell'immagine si sovrappone, per cui anche in questo caso si producono pixel molto luminosi (PACIFICI, 2008). La forte distorsione dell'immagine impedisce la corretta interpretazione del segnale e ogni analisi quantitativa.

In pratica, questi due effetti interessano quei versanti che guardano il radar e sono allungati nella direzione opposta alla LOS (PACIFICI, 2008). Ne consegue che i versanti in questione non sono monitorabili mentre lo sono i versanti opposti ovvero quelli che si allungano nella stessa identica direzione del segnale radar (figura 3.5).

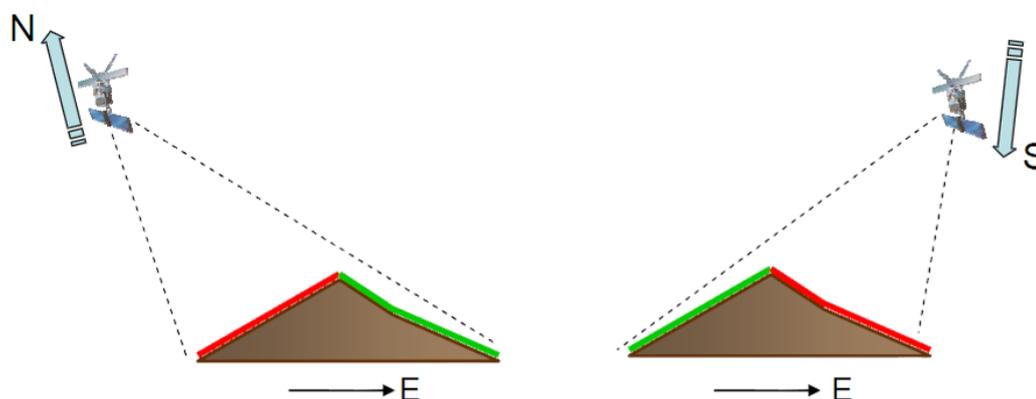


Figura 3.5 – Versanti monitorabili con le due diverse geometrie di acquisizione. A sinistra ascendente e a destra discendente. In verde i versanti monitorabili in rosso quelli non monitorabili (TRE®, 2009).

Infine, l'effetto di *shadowing* si verifica quando alcune zone non possono essere illuminate dall'impulso radar perché schermate da altri oggetti; si producono quindi nell'immagine di ampiezza aree molto scure, in ombra per l'appunto (figura 3.6).

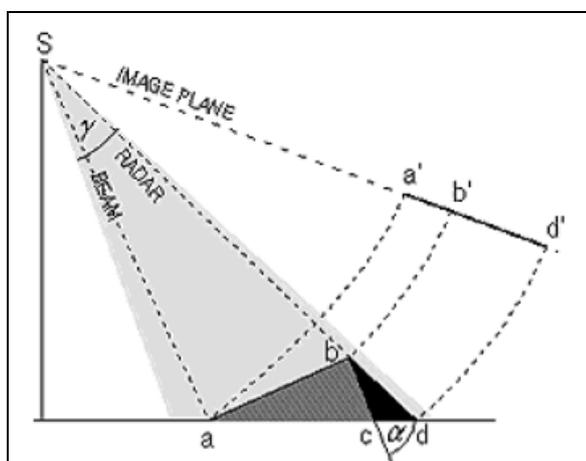


Figura 3.6 – Effetto di *shadowing* tra b e d, mentre tra a e b si verifica l'effetto di *foreshortening* (TRE®, 2009; modificato).

Una volta acquisito, il dato, per divenire fruibile, deve prima essere analizzato. Le svariate tecniche di elaborazione dei dati SAR, che si sono sviluppate nel corso degli anni, vanno sotto il nome di *interferometria* e sono indicate con l'acronimo **InSAR** che sta per **Interferometry by Synthetic Aperture Radar**.

Lo scopo dell'interferometria è comparare il segnale SAR tra due acquisizioni distinte, al fine di evidenziare le eventuali variazioni di fase, indotte dalla modificazione della distanza sensore-bersaglio dovuta a movimenti del terreno.

La tecnica tradizionale per lo studio dei dati SAR è l'interferometria differenziale (DInSAR), che si basa sull'analisi dell'evoluzione del valore di fase tra due distinte acquisizioni in modo tale da mettere in "luce" eventuali differenze riconducibili a fenomeni di deformazione della superficie terrestre.

Il segnale radar è registrato sotto forma di immagini radar, matrici di numeri complessi definiti, come già accennato, dalle grandezze di ampiezza e fase. L'ampiezza individua l'intensità di campo elettromagnetico incidente riflessa verso il sensore. Nelle immagini radar di ampiezza appaiono particolarmente luminose (alta riflettività) le strutture metalliche (tralicci, antenne, linee ferroviarie), mentre i bacini d'acqua e le strade sono solitamente poco luminosi (bassa riflettività). La fase, invece, racchiude in sé diverse informazioni, tra cui la distanza sensore-bersaglio che è la più importante ai fini delle applicazioni interferometriche volte all'identificazione di aree soggette a fenomeni di movimento superficiale. Tra le altre ritroviamo un termine di fase legato alla riflettività del bersaglio (dipendente dal materiale e dalla sua geometria), il contributo di fase dovuto all'atmosfera e un inevitabile rumore proprio del sistema di acquisizione.

L'obiettivo della tecnica interferometrica differenziale è quello di isolare gli effettivi contributi di fase dovuti al movimento del bersaglio e non imputabili ad altri disturbi, ovvero stimare accuratamente la differenza di fase ΔR dell'onda elettromagnetica trasmessa e retrodiffusa in due successive acquisizioni (figura 3.7).

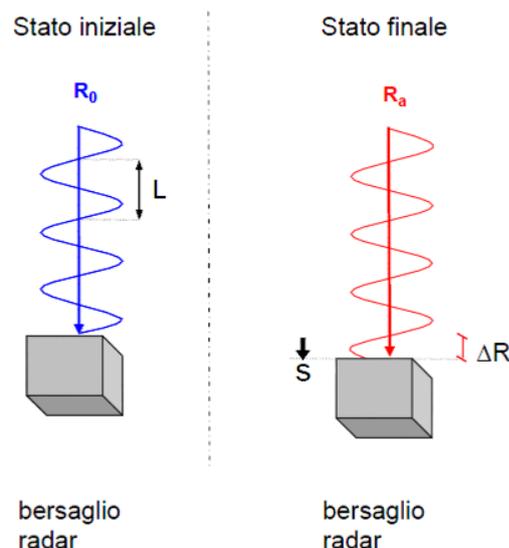


Figura 3.7 – Rappresentazione schematica del principio interferometrico (TRE®, 2009).

La fase di una singola immagine SAR, infatti, non è di fatto utilizzabile, perché risulta impossibile discriminare un contributo dall'altro. Se si hanno, però, due acquisizioni relative alla stessa area, accuratamente registrate sulla stessa griglia di riferimento, è

possibile utilizzare l'informazione contenuta in esse. In questo caso, infatti, si genera un interferogramma sottraendo la fase di un'immagine a quella dell'altra, ottenendo così una matrice di dati che racchiude in sé le informazioni relative ai vari contributi di fase. Tipicamente, un interferogramma presenta una serie di frange colorate, in cui i diversi colori rappresentano differenti valori di fase. Ogni frangia rappresenta un ciclo di variazione della fase interferometrica (figura 3.8).

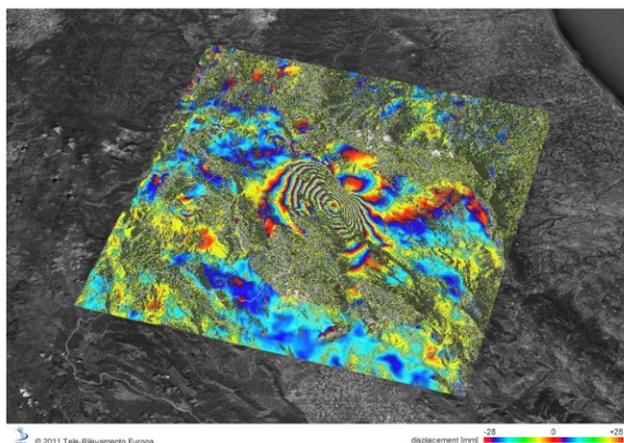


Figura 3.8 – Esempio di interferogramma, matrice di valori numerici sempre compresi tra $-\pi$ e $+\pi$ (TRE®, 2009, sito ufficiale).

Nel caso in cui non vi siano particolari cambiamenti nel periodo tra le due acquisizioni, la fase dell'interferogramma dipende, con buona approssimazione, solo dalla distanza sensore-bersaglio. In condizioni ideali, dunque, l'interferogramma può essere assimilato ad una mappa degli spostamenti.

In realtà diversi effetti riducono, e spesso compromettono, la qualità dei risultati ottenuti con l'analisi DInSAR.

Gli effetti che limitano l'efficacia di tale tecnica sono legati alla *decorrelazione geometrica* (effetto di cambio di prospettiva, ovvero molti oggetti a terra modificano la propria risposta al SAR se osservati da direzioni troppo diverse), alla *decorrelazione temporale* (la modifica delle caratteristiche di riflessione, dovuta ad esempio alla variabilità stagionale della vegetazione, genera una fase interferometrica casuale non più riconoscibile) e ai *disturbi atmosferici* (che producono un termine di fase difficile da differenziare dal contributo relativo al movimento).

Quanto più questi effetti influenzano le caratteristiche dell'interferogramma tanto più diminuirà la qualità totale dello stesso che si misura attraverso un parametro denominato *coerenza di fase*.

Altre caratteristiche della tecnica non limitanti ma comunque migliorabili sono la precisione nella stima dei movimenti (*centimetrica*) e il fatto che non sia possibile effettuare analisi puntuali, ma solo areali (estensione $> 0.2 \text{ km}^2$).

Per ovviare a queste problematiche il Politecnico di Milano, ha sviluppato, e brevettato nel 1999 con il nome di PSInSAR™ (Ferretti *et al.*, 2001), un sofisticato algoritmo di elaborazione dei dati satellitari di tipo SAR che consente di stimare i movimenti della superficie terrestre in singoli punti e con precisione *millimetrica*. Nasce così la Persistent Scatterer Interferometry (PSI) termine introdotto dalla comunità SAR per distinguere tra le applicazioni di singoli interferogrammi DInSAR e le evoluzioni che utilizzano in modo congiunto più interferogrammi differenziali.

3.1 - Algoritmo PSInSAR™: caratteristiche generali

Dopo essere stato brevettato, l'algoritmo PSInSAR™ è stato concesso in licenza esclusiva alla TRE® (Tele-Rilevamento Europa S.r.l., *spin-off* del Politecnico di Milano) che l'ha utilizzato, e lo utilizza tuttora, per elaborare le immagini radar riprese dalle varie piattaforme satellitari.

La tecnica, sfruttando tutte le acquisizioni disponibili su una data area di interesse, individua quei bersagli radar puntiformi che mantengono inalterate nel tempo e nello spazio le proprie caratteristiche elettromagnetiche e che per tale motivo sono denominati *Permanent Scatterers (PS)*, letteralmente diffusori permanenti. Per ciascuno di essi è possibile ricostruire la serie storica di spostamento (*time series*), nell'intervallo di tempo analizzato, con precisione *millimetrica* (TRE®, 2009).

Solitamente i PS corrispondono ad elementi già presenti al suolo, quali manufatti (edifici, monumenti, strade, linee ferroviarie, antenne, tralicci, elementi metallici, etc.) oppure elementi naturali (affioramenti rocciosi, accumuli di detrito, etc.) (TRE®, 2009).

Il principio, schematizzato in figura 3.9, si basa sull'osservazione che questo piccolo sottoinsieme di bersagli radar conserva *coerenza di fase* in lunghe serie storiche di immagini (BOTTERO *et al.*, 2006), ovvero i PS sono praticamente immuni agli effetti di decorrelazione geometrica (sono bersagli molto più piccoli della cella di risoluzione) e a quelli di decorrelazione temporale (sono stabili nel tempo), inoltre, possono essere utilizzati per ricostruire e compensare efficacemente il disturbo atmosferico sull'intera immagine radar (TRE®, 2009).

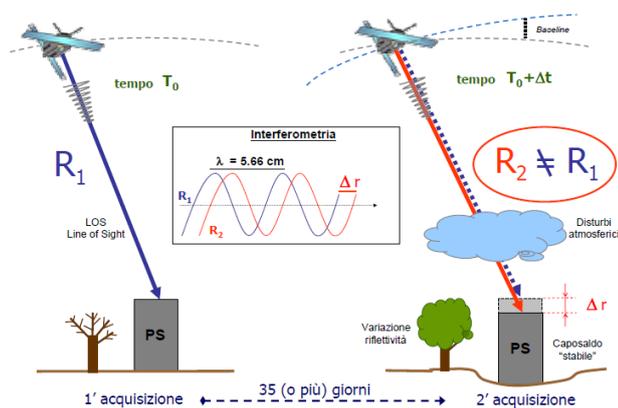


Figura 3.9 – Schema delle basi teoriche della tecnica interferometrica dei *Permanent Scatterers* (TRE®, 2003).

Infatti, si può definire e stimare un modello per il contributo di fase legato al movimento del bersaglio, che presenta una determinata evoluzione temporale, e scinderlo da quello legato alle condizioni atmosferiche che presenta, invece, una correlazione spaziale all'interno della singola immagine, ma risulta incorrelato tra acquisizioni distinte di una lunga serie storica (BOTTERO *et al.*, 2006).

Per fare ciò è necessario disporre di *dataset* di almeno 25-30 immagini, e di una densità spaziale di PS sufficientemente elevata (maggiore di 5 PS/km²), vincolo sempre verificato in aree urbane. Infatti, i PS sono scarsamente presenti o addirittura assenti nelle zone totalmente vegetate o innevate, mentre raggiungono una densità molto elevata in corrispondenza dei centri urbani (fino a 100-400 PS/km²) e delle aree antropizzate (TRE®, 2009; COLOMBO & TROISI, 2008).

Per ogni singolo PS si ottengono le seguenti informazioni: la posizione sulla superficie terrestre (le sue coordinate geografiche: latitudine, longitudine), il trend medio di deformazione (con una precisione compresa tra 0.1 e 1 mm/anno) e l'intera serie temporale di deformazione (in questo caso la precisione su ogni singola misura è compresa tra ± 5 mm ma arriva a 1 mm per i PS migliori). La precisione è funzione del numero di immagini e della "qualità" (coerenza e deviazione standard) del PS stesso, cioè di quanto l'informazione di fase del PS sia immune dai fenomeni di disturbo (BOTTERO *et al.*, 2006; COLOMBO & TROISI, 2008; TRE®, 2009).

Tutte le misure sono rilevate lungo la congiungente sensore-bersaglio (per convenzione il segno positivo indica avvicinamento e quello negativo allontanamento) e sono di tipo differenziale, ovvero riferite spazialmente ad un punto a terra di coordinate note, detto *reference point*, e temporalmente alla data di acquisizione della prima immagine. Inoltre,

i dati vengono acquisiti con cadenza variabile da sensore a sensore a seconda del relativo *revisiting time* (TRE®, 2009).

Si può immaginare la griglia dei PS come una sorta di rete di stazioni GPS “naturali” per il monitoraggio di vaste aree di interesse, con una frequenza di aggiornamento del dato mensile (*revisiting time*) e una densità spaziale di punti di misura estremamente elevata (COLOMBO & TROISI, 2008). A differenza di una rete geodetica tradizionale, però, la densità dei PS è di gran lunga superiore, inoltre, i PS non devono essere installati (anche se esiste questa possibilità). Vantaggioso è anche il fatto che la tecnica PS consente di campionare aree molto ampie in tempi relativamente ristretti e di disporre di una cospicua serie di immagini radar già acquisite sull'intero territorio nazionale, condizioni assolutamente irrealizzabili con le altre tecniche di monitoraggio. Questo può rivelarsi un elemento decisivo per l'indagine, soprattutto laddove le tecniche convenzionali richiederebbero anni prima di poter dare misure significative (TRE®, 2009).

3.2 - Algoritmo SqueeSAR™: caratteristiche generali¹

Nel 2010, circa dieci anni dopo l'elaborazione della tecnica PSInSAR™, TRE® ha sviluppato un nuovo algoritmo proprietario, SqueeSAR™, che rappresenta un ulteriore traguardo nel campo dell'interferometria e permette di estrapolare informazioni per il monitoraggio anche da quelle aree extra-urbane in cui la densità delle misure PS può talvolta risultare non soddisfacente.

L'innovazione consiste nell'aver individuato una nuova famiglia di bersagli radar denominati *Distributed Scatterers* (DS) ovvero diffusori “distribuiti”, i cui spostamenti sono misurabili da satellite anche in questo caso con precisione *millimetrica*.

Questi “nuovi” bersagli mostrano comunque caratteristiche di stabilità nel segnale elettromagnetico riflesso, come i PS, ai quali si vanno ad aggiungere.

In un'immagine radar, è possibile classificare i pixel in due famiglie di bersagli: i bersagli puntiformi, che caratterizzano un solo pixel (o al più pochi altri pixel ad esso connessi), e i bersagli distribuiti, che caratterizzano tutto un gruppo di pixel che generano caratteristiche pressoché identiche del segnale radar riflesso. I primi rappresentano i già noti *Permanent Scatterers*, mentre i secondi costituiscono la nuova famiglia dei *Distributed Scatterers* (figura 3.10).

¹ <http://www.treuropa.com/treuropa/tabid/134/Default.aspx>

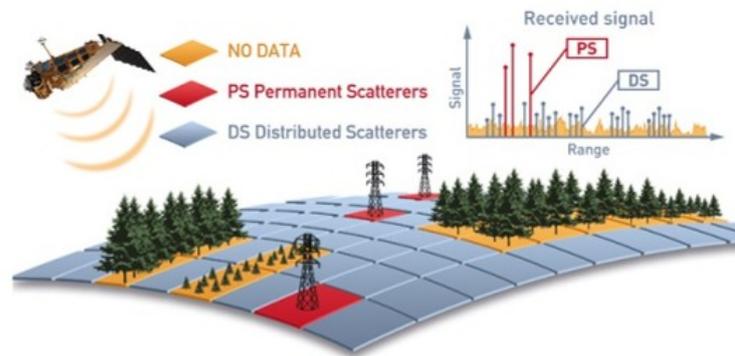


Figura 3.10 – Vantaggi dell’algoritmo SqueeSAR™.

Esempi di target distribuiti, che possono beneficiare del nuovo approccio SqueeSAR™, sono le aree detritiche, i campi non coltivati, le aree desertiche non sabbiose.

E’ importante sottolineare come il nuovo approccio di analisi contenga in sé anche la catena di processing delle misure PS. Questo significa che i classici *Permanent Scatterers* continueranno a esistere accanto ai *Distributed Scatterers*. Ne consegue un maggior numero di dati e maggiori informazioni per tutte quelle aree finora non accessibili al monitoraggio satellitare. L’approccio SqueeSAR™ dimostra, dunque, che il fatto di possedere una grossa serie immagini interferometriche rappresenta uno strumento ideale per poter letteralmente "spremere" ("to squeeze") ulteriori informazioni dai dati acquisiti (FERRETTI, 2009).

3.3 - Dati acquisiti: significato fisico e adattamento alla superficie terrestre

La particolare geometria di acquisizione dei sistemi SAR, descritta ampiamente all’inizio del capitolo, permette solo in parte di rilevare lo spostamento reale degli oggetti scelti come *Permanent Scatterers*. Ciò che viene misurato, infatti, è la proiezione di tale spostamento sulla congiungente sensore-bersaglio (LOS).

Essendo la LOS posizionata su un piano perpendicolare all’orbita e dato che i sistemi SAR si muovono in direzione NS e puntano verso la direzione EW, ne consegue che le componenti geografiche misurabili sono la direzione EW e la verticale H (HEIGHT), mentre la componente NS non è rilevabile (o comunque lo è solo in minima parte).

Inoltre, nel piano EW-H, come si può osservare in figura 3.11, lo spostamento misurato è tanto minore quanto più la direzione del vettore spostamento reale si discosta dalla direzione di puntamento del sensore; al limite, nel caso di moto perpendicolare alla linea di vista del satellite, lo spostamento rilevato risulta essere nullo (TRE®, 2009).

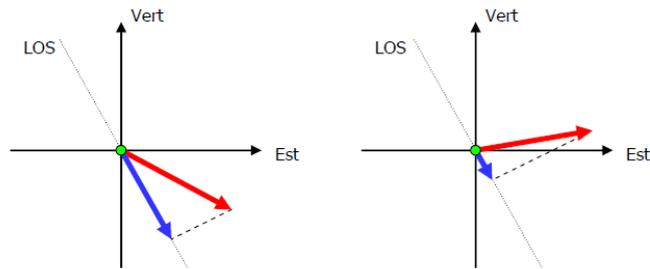


Figura 3.11 – Rappresentazione grafica, sul piano EW-H, dei rapporti che intercorrono tra la direzione reale del moto (vettore rosso) e la componente misurata lungo la LOS (vettore blu) (TRE®, 2009, modificata).

Entrambe le geometrie, ascendente e discendente, vengono analizzate con lo stesso criterio e portano al raggiungimento del medesimo risultato, ovvero la valutazione di una velocità media annua per PS. Ciò nonostante può accadere che in una stessa area le due geometrie forniscano dei PS con modulo e verso differenti.

Tale evidenza si spiega col fatto che il sensore nelle due geometrie rileva il moto dell'oggetto osservato a terra in maniera diversa, in particolare per quanto riguarda la componente EW. Questa circostanza, in realtà, non costituisce un problema, anzi è molto utile poiché permette di individuare a prima vista se il fenomeno investigato presenta una componente del movimento in direzione orizzontale (TRE®, 2009).

Infatti, se si verificasse una situazione di moto unitario puramente verticale non ci sarebbe differenza tra i rilevamenti delle due geometrie (figura 3.12).

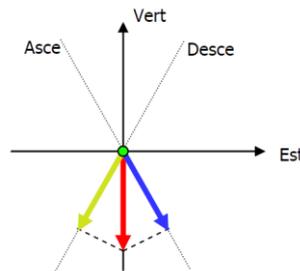


Figura 3.12 – Esempio di moto puramente verticale. In rosso è riportato lo spostamento reale del PS, mentre in blu e giallo rispettivamente le componenti ascendente e discendente (TRE®, 2009).

Numericamente, considerando per l'appunto uno spostamento reale puramente verticale (S_{REALE}^H) di 1 cm e utilizzando il sensore ERS come sistema di telerilevamento ($\theta = 23^\circ$ per entrambe le geometrie) si rileverebbe uno spostamento di modulo:

$$S_{LOS} = S_{REALE}^H \cdot \cos \theta = 1 \text{ cm} \cdot \cos 23^\circ = 0.92 \text{ cm}$$

con il verso in allontanamento dal sensore per entrambe le geometrie (valori negativi di velocità). Nel caso in cui si fosse verificato un sollevamento verticale, il sensore avrebbe rilevato, in entrambe le geometrie, un avvicinamento del bersaglio (valori positivi di velocità) (TRE®, 2009).

Diversamente, un moto nel piano orizzontale in direzione EW è caratterizzato da valori di spostamento con verso opposto nelle due distinte geometrie. A titolo di esempio, consideriamo un oggetto che si muove nel piano orizzontale da W verso E (figura 3.13): in geometria ascendente verrà osservato un allontanamento del bersaglio dal sensore (valore negativo di velocità); al contrario, in modalità discendente il sensore misurerà un avvicinamento del bersaglio (valore positivo della velocità) (TRE®, 2009).

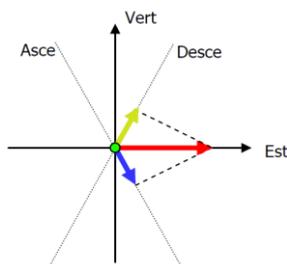


Figura 3.13 – Esempio di moto puramente orizzontale. In rosso è riportato lo spostamento reale mentre in blu e giallo rispettivamente le componenti ascendente e discendente.

Nell'ipotesi di uno spostamento reale puramente orizzontale (S_{REALE}^{EW}) di 1 cm da W verso E, il modulo del vettore rilevato vale in entrambe le geometrie:

$$S_{LOS} = S_{REALE}^{EW} \cdot \sin \theta = 1 \cdot \sin 23^\circ = 0.39 \text{ cm}$$

con il verso della componente ascendente di segno negativo e quello della discendente di segno positivo.

È importante, inoltre, osservare come il modulo degli spostamenti dipenda dal particolare sensore utilizzato, poiché ciascun sensore ha una LOS con inclinazione diversa. Nell'ipotesi di utilizzare, nel precedente esempio, un sensore RADARSAT in modalità *Standard S3* ($\theta = 34^\circ$), si può notare che la componente verticale risulta leggermente inferiore mentre quella orizzontale aumenta all'incirca del 44% rispetto a quanto calcolato con ERS (TRE®, 2009):

$$S_{LOS} = S_{REALE}^H \cdot \cos \theta = 1 \cdot \cos 34^\circ = 0.83 \text{ cm}$$

$$S_{LOS} = S_{REALE}^{EW} \cdot \sin \theta = 1 \cdot \sin 34^\circ = 0.56 \text{ cm}$$

Una volta compreso il significato fisico del dato rilevato, risulta chiaro che i dati PS, per via delle loro modalità di acquisizione, non possono essere facilmente rapportati alle deformazioni della superficie terrestre.

Esiste, in ogni caso, la possibilità di combinare il *dataset* ascendente con quello discendente per risalire all'orientazione delle componenti del vettore velocità nel piano EW-H (TRE®, 2009).

Per far ciò è necessario che, per l'area in esame, esistano i *dataset* di entrambe le geometrie, e che nell'uno si trovino gli stessi identici PS dell'altro. In tal modo la tecnica fornisce per ciascun PS le corrispondenti velocità V_A (ascendente) e V_D (discendente) rilevate dai due diversi punti di vista (TRE®, 2009).

In un sistema di riferimento cartesiano tridimensionale, il vettore velocità \mathbf{V} può essere espresso, in generale, con la seguente relazione:

$$\mathbf{V} = V_{EW} \cdot \hat{\mathbf{E}} + V_{NS} \cdot \hat{\mathbf{N}} + V_H \cdot \hat{\mathbf{H}}$$

dove V_{EW} , V_{NS} e V_H sono le componenti del vettore velocità \mathbf{V} lungo le direzioni geografiche orizzontali, EW e NS, e verticale H, mentre $\hat{\mathbf{E}}$, $\hat{\mathbf{N}}$ e $\hat{\mathbf{H}}$ sono i versori dei tre assi coordinati del sistema cartesiano.

I dati orbitali del satellite consentono di stabilire l'orientamento, nel sistema di riferimento geografico E-N-H, della congiungente sensore-bersaglio (LOS), nelle due differenti geometrie, tramite i coseni direttori (coordinate del versore) dei rispettivi vettori V_A e V_D (figura 3.14).

Coordinate del versore di puntamento (<i>LOS – Line Of Sight</i>)	N: -0.09424	E: -0.56691	H: 0.81837
Angoli di puntamento	Θ: 9,44		δ: 35,08
File consegnati	CASTELDEFINO_LOCAL_RSAT_S3_A_T190_Piemont CASTELDEFINO_LOCAL_RSAT_S3_A_T190_Piemont		

Figura 3.14 – Tabella di sintesi dei dati orbitali per il *dataset* ascendente RADARSAT di Casteldelfino (Archivio, Arpa Piemonte).

Dunque, utilizzando le stime di velocità derivanti dall'elaborazione delle due diverse geometrie di acquisizione (ascendente e discendente), si può scrivere il seguente sistema (TRE®, 2009):

$$\begin{cases} V_A = V_{EW} \cdot E_A + V_{NS} \cdot N_A + V_H \cdot H_A \\ V_D = V_{EW} \cdot E_D + V_{NS} \cdot N_D + V_H \cdot H_D \end{cases}$$

in cui E_A , N_A , H_A , E_D , N_D e H_D rappresentano i coseni direttori che cambiano a seconda del rispettivo vettore velocità V_A e V_D , ovvero i coseni degli angoli che i vettori V_A e V_D , misurati lungo la LOS, formano con i tre assi coordinati, mentre V_{EW} , V_{NS} e V_H sono le incognite del sistema.

Come già osservato, la componente del moto in direzione NS non può essere rilevata (in realtà può esserlo in minima parte, ma comunque è trascurabile), per cui è possibile escluderla dal precedente sistema, che diventerà:

$$\begin{cases} V_A = V_{EW} \cdot \sin\theta + V_H \cdot \cos\theta \\ V_D = V_{EW} \cdot \sin\theta + V_H \cdot \cos\theta \end{cases}$$

sistema risolvibile (due equazioni in due incognite V_{EW} V_H), in cui per le componenti EW il coseno direttore è $\cos(90^\circ - \theta) = \sin\theta$, perché l'angolo formato tra i vettori rilevati e l'asse cartesiano EW è il complementare di θ .

In realtà, la condizione che le due geometrie di acquisizione identifichino a terra esattamente lo stesso PS non è quasi mai verificata. È possibile procedere ugualmente alla scomposizione del moto descritta sottocampionando i PS su una griglia geografica regolare. L'area di interesse viene suddivisa in celle quadrate di 50 m di lato, a ciascuna delle quali viene assegnata la media dei valori di velocità dei PS che ricadono nella cella. Questa operazione viene applicata ad entrambi i *dataset*, ascendente e discendente, così da consentire la scomposizione del moto su una griglia comune di 'pseudo-PS' (TRE®, 2009).

In alternativa alla scomposizione nelle direzioni geografiche EW e H, per alcuni casi studio particolari, può essere utile calcolare la componente di moto lungo la direzione di massima pendenza del versante in analisi. Questa operazione è attuabile unicamente sotto la rigida ipotesi secondo cui il moto sia dovuto ad uno scivolamento diretto nella direzione di massima pendenza del terreno su cui è posizionato il PS (TRE®, 2009).

Per calcolare la componente di velocità del PS sulla direzione di massima pendenza si utilizzano gli angoli di esposizione (γ) e pendenza (α) del versante su cui giace il PS in analisi e una V_{LOS} a scelta tra V_A e V_D (TRE®, 2009).

Posizionato il PS all'origine del sistema di riferimento, il vettore di spostamento lungo la direzione di massima pendenza del versante ha origine nel PS e punta, per convenzione, verso la sommità del versante (figura 3.15). La pendenza versante α aumenta, con valori positivi, a partire dal piano orizzontale andando verso H e l'esposizione del versante γ aumenta, con valori positivi, a partire da Nord in senso orario (FUMAGALLI *et al.*, 2005).

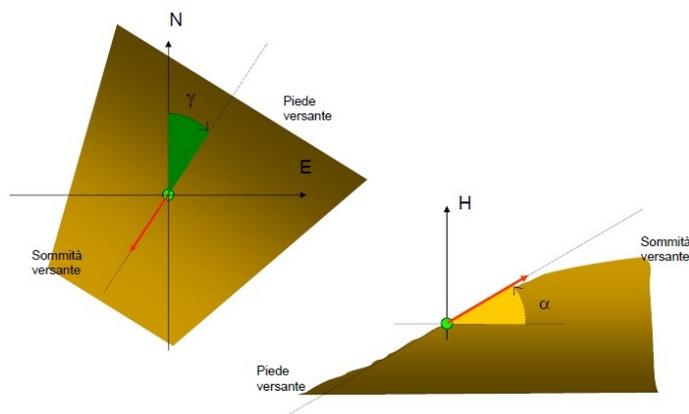


Figura 3.15 – Geometria del sistema: convenzioni (FUMAGALLI *et al.*, 2005)

Definite le convenzioni del sistema, si introduce un parametro che servirà per il calcolo della proiezione ovvero il versore *Slope*, ovvero quel vettore di modulo unitario ma con direzione e verso pari alla massima pendenza. Le sue componenti (coseni direttori) saranno le seguenti:

$$a_{Slope} = \cos\alpha \sin(\gamma-90^\circ)$$

$$b_{Slope} = \cos\alpha \cos(\gamma-90^\circ)$$

$$c_{Slope} = \sin\alpha$$

In figura 3.16 sono rappresentati tutti i vettori e gli angoli che partecipano al calcolo della proiezione del moto lungo la massima pendenza del versante.

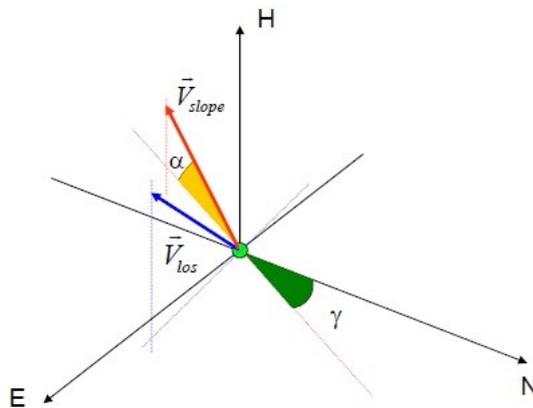


Figura 3.16 – Geometria del sistema: vettori e angoli in gioco (FUMAGALLI *et al.*, 2005).

Ricavata la massima pendenza (risultato ottenibile con buona affidabilità tramite un DEM con una risoluzione inferiore ai 50 m) diventa possibile stimare la proiezione dello spostamento lungo tale direzione, V_{prj} (*prj=projection*, ossia proiezione). Per convenzione, anche in questo caso i valori positivi del vettore proiettato V_{prj} punteranno verso la sommità del versante (FUMAGALLI *et al.*, 2005).

A partire dal vettore misurato V_{LOS} e dal versore di massima pendenza V_{Slope} , applicando la seguente formula si giungerà al valore del V_{prj} (il prodotto al denominatore è un prodotto scalare tra vettori):

$$\mathbf{V}_{LOS} = a_{LOS} \hat{\mathbf{N}} + b_{LOS} \hat{\mathbf{E}} + c_{LOS} \hat{\mathbf{H}}$$

$$\mathbf{V}_{Slope} = a_{Slope} \hat{\mathbf{N}} + b_{Slope} \hat{\mathbf{E}} + c_{Slope} \hat{\mathbf{H}}$$

$$V_{prj} = \frac{V_{LOS}}{\mathbf{V}_{LOS} \cdot \mathbf{V}_{Slope}} = \frac{V_{LOS}}{a_{LOS} a_{Slope} + b_{LOS} b_{Slope} + c_{LOS} c_{Slope}}$$

3.4 - Errori associati alle misure¹

Nella teoria degli errori, per valutare la bontà di una misura, a fronte di una serie di misure dello stesso oggetto, si utilizzano i parametri di precisione ed accuratezza. La precisione indica il grado di convergenza dei valori misurati intorno alla loro media. Con l'accuratezza, invece, si specifica la distanza tra le misure e il dato reale (ovvero ciò che si vorrebbe misurare).

In assenza di errori sistematici (dovuti all'eventuale operatore o a difetti dello strumento), precisione e accuratezza coincidono. In ogni caso, la tecnica PSInSARTM, al pari di una misura di spostamento con tecnica geodetica tradizionale o GPS, è tipicamente una misura relativa. È pertanto più appropriato ragionare in termini di *precisione* piuttosto che di accuratezza.

Sulla qualità del PS influiscono diversi fattori tra cui i principali sono gli effetti di decorrelazione e i disturbi atmosferici. La presenza di questi due disturbi introduce un errore nella misura dello spostamento dei PS, tanto minore quanto maggiore è il numero di acquisizioni a disposizione. A questi parametri bisogna aggiungere la distanza dal punto di riferimento (*reference point*), all'aumentare della quale si ha una diminuzione della precisione delle misure.

In considerazione della variabilità di queste sorgenti di errore non è possibile calcolare una legge generale di propagazione dell'errore e pertanto per ogni PS vengono forniti i parametri di qualità che consentono di valutarne la distribuzione caso per caso: la coerenza e la deviazione standard.

La *coerenza* è quell'indice che misura l'accordo tra i dati ed il modello di spostamento utilizzato in fase di analisi. Può assumere valori compresi tra 0 e 1 dove 0 indica punti che non hanno nessuna attinenza con il modello utilizzato (inaffidabili), mentre più i valori si avvicinano a 1 maggiore sarà l'accordo con il modello utilizzato.

La *deviazione standard* (σ) è un indice che misura il grado di dispersione di una popolazione di dati attorno al valore medio. Ipotizzando, infatti, di conoscere la deviazione standard e supponendo una distribuzione normale degli errori (ovvero gaussiana), il 95% dei valori tende ad essere incluso nell'intervallo $\pm 2\sigma$ rispetto al valor medio. È questo il parametro che viene utilizzato nella tecnica PSInSARTM per quantificare il grado di precisione di un insieme di misure PS.

¹ TRE[®] a POLIMI spin-off company (2009). PSInSARTM. Manuale d'uso. Febbraio 2009, ©Tele-Rilevamento Europa.

L'errore sulla velocità media annua di ciascun PS, espresso appunto dalla deviazione standard ad esso associata, è funzione della distanza dal punto di riferimento. Se si considerano due PS vicini tra loro la loro velocità relativa avrà, invece, una deviazione standard contenuta, tipicamente inferiore a 1 mm/anno ed indipendente dalla distanza dal punto di riferimento.

Per quanto riguarda l'intera serie storica di deformazione, si può ritenere che la precisione (1σ) del singolo valore della serie storica sia compresa tra ± 5 mm, anche se può raggiungere ± 1 mm per i PS migliori.

È importante infine ricordare che, nel caso di fenomeni di deformazione con evoluzione particolarmente rapida (ad esempio frane di colamento rapido), si può presentare il problema dell'ambiguità di fase o *phase unwrapping* che può complicare l'interpretazione dei risultati come in tutti i sistemi di tipo coerente.

In un sistema coerente, infatti, non è possibile distinguere uno spostamento ΔR da uno spostamento $n\lambda + \Delta R$ (con λ lunghezza d'onda del sistema).

In figura 3.17 è raffigurato un esempio di ambiguità di fase. Il bersaglio nell'immagine di sinistra si trova in uno stato iniziale al tempo T_0 (in blu), mentre in rosso sono schematizzate tre possibili evoluzioni A, B e C in funzione dell'entità di spostamento in un istante successivo T_1 . Il grafico sinusoidale rappresenta per ogni *step* la fase dell'onda elettromagnetica incidente sul bersaglio. In figura L equivale alla lunghezza d'onda λ .

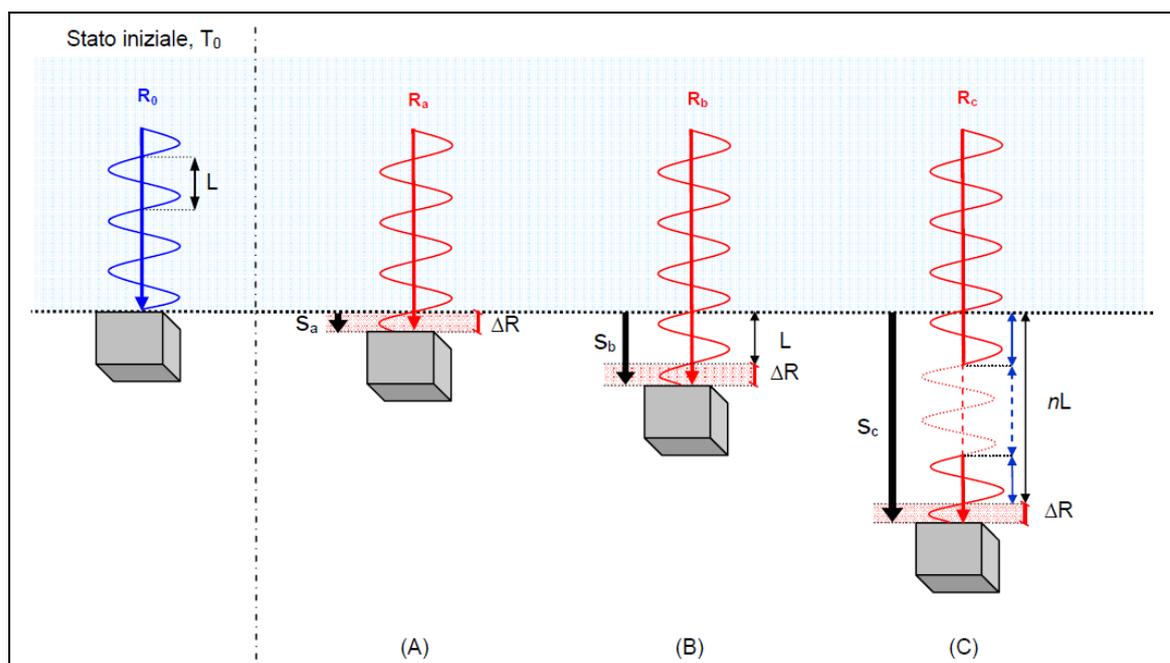


Figura 3.17 – Esempio di ambiguità di fase (TRE®, 2009).

Nel caso A all'istante T1 l'oggetto si è spostato di una quantità $S_a = \Delta R$ inferiore a λ . Il sistema radar è in grado di rilevare senza ambiguità questo spostamento misurando il valore della fase dell'onda all'istante T1.

Supponiamo invece che all'istante T1 (caso B) l'oggetto compia un percorso $S_b = \lambda + \Delta R$. Il valore della fase dell'onda rende conto anche in questo caso dello spostamento ΔR ma non è in nessun modo possibile risalire al fatto che l'onda ha già compiuto un ciclo completo. In definitiva, il sistema di acquisizione misura uno spostamento pari a ΔR , mentre lo spostamento reale è $\lambda + \Delta R$.

Nel caso C si ha una situazione analoga al caso B, ma adesso la fase dell'onda compie un numero intero n di cicli di fase, prima di compiere la variazione corrispondente a ΔR . Benché lo spostamento effettivo dell'oggetto sia $S_c = n\lambda + \Delta R$, per il sensore radar l'oggetto si è mosso solamente di ΔR .

Dunque, i casi A, B e C sono del tutto equivalenti per il sistema di acquisizione, che misura, in tutte e tre le situazioni, uno spostamento dell'oggetto di ΔR , anche se in realtà in B e C tale lettura risulta sottostimata per via dell'ambiguità di fase. Per evitare tale fenomeno dovrà verificarsi la seguente condizione: $\Delta R < \lambda$.

Ciò implica che per i satelliti ERS, ENVISAT e RADARSAT (operanti nel dominio delle microonde a banda C), per evitare ambiguità di fase, la differenza tra due successive acquisizioni ΔR non deve superare i 5.66 cm (lunghezza d'onda caratteristica di tali sistemi). Al più se tale lunghezza d'onda venisse eguagliata ($\Delta R = 5.66$ cm) non risulterebbe possibile rilevare alcuna variazione di fase e il bersaglio apparirebbe fermo.

Come già detto, le tecniche di tipo SAR consentono di valutare lo spostamento dei bersagli a terra misurando la variazione della distanza sensore-bersaglio. In realtà ciò che viene misurato è il doppio del cammino dell'onda elettromagnetica, poiché il segnale viene inviato dal sensore, raggiunge il bersaglio e ritorna indietro al sensore dove viene ricevuto e registrato (andata e ritorno).

Ciò significa che, per tali sistemi satellitari, il bersaglio risulterebbe fermo se si muovesse lungo la linea di vista del sensore di una lunghezza pari a $\lambda/2$, ovvero a 2.83 cm. Per cui, per non generare fenomeni di ambiguità di fase, il movimento del bersaglio lungo la LOS, S_{LOS} , dovrà essere inferiore a 2.83 cm.

Per riconoscere fenomeni di *phase unwrapping* è fondamentale, durante la visualizzazione delle serie storiche, rappresentare graficamente anche le repliche della

serie stessa a distanza di $\pm \lambda/2$ (che in S_{LOS} equivale a un ciclo, ovvero a 2.83 cm) in modo da poter valutare graficamente se ci siano andamenti più logici rispetto a quelli individuati dall'analisi. Tali considerazioni richiedono comunque grande attenzione ed esperienza e dovrebbero servire, innanzitutto, per individuare i PS per i quali il modello utilizzato dall'analisi non è sufficiente piuttosto che per fare ipotesi e per ricostruire serie storiche di moti che vanno oltre i limiti fisici del sistema. In figura 3.18 è riportato un esempio in cui si può notare come la serie storica originale, rappresentata in nero, presenti un errore di ambiguità di fase nel passaggio indicato dalla freccia blu. Rappresentando anche le due repliche a $\pm\lambda/2$ (in rosso) si nota come, utilizzando la replica a $-\lambda/2$, si ottenga un andamento più verosimile. In questo caso l'errore di *phase unwrapping* è dovuto alla forte non linearità del PS analizzato. Si può, infatti, notare una accelerazione a partire dal 18 Gennaio 2005 (gomito della linea di tendenza in figura).

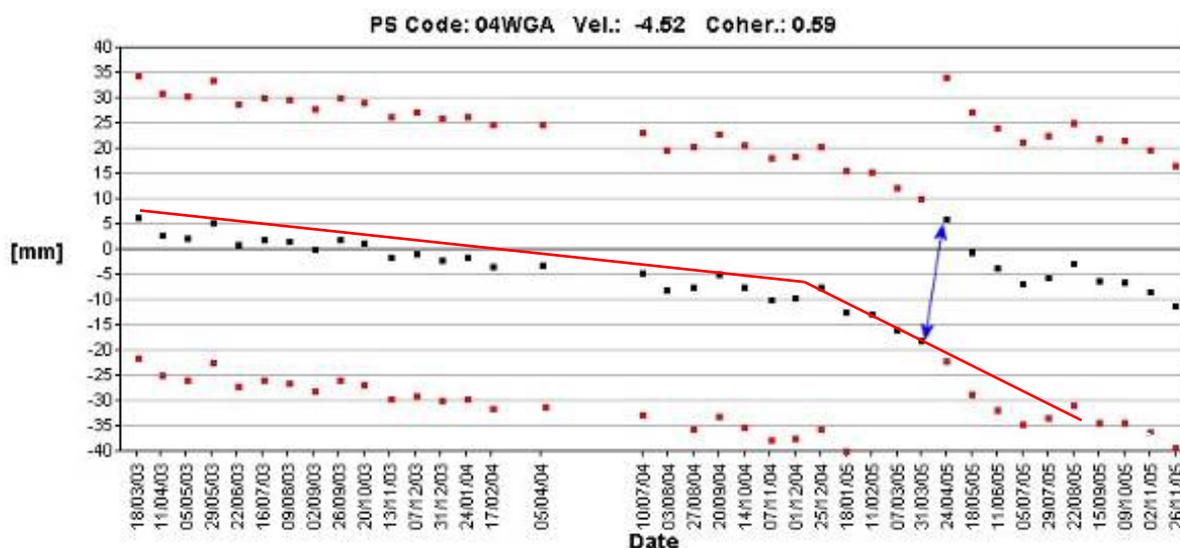


Figura 3.18– Esempio serie storica con errore di phase unwrapping (TRE®, 2009).

In aggiunta a quanto detto finora, per essere sicuri di misurare correttamente non solo lo spostamento ma anche il verso giusto del moto (ovvero per distinguere un avvicinamento da un allontanamento del bersaglio), è necessario che la variazione di cammino dell'onda elettromagnetica, nel suo viaggio di andata e ritorno, non solo non superi λ , ma non vada neanche oltre $\lambda/2$. Come vedremo ciò significa che dovrà essere $S_{LOS} < 1.41$ cm.

Infatti, come, l'interferogramma differenziale (DInSAR), in quanto differenza tra valori di fase, è una matrice di valori numerici sempre compresi tra $-\pi$ e $+\pi$, anche in questo caso

la differenza di fase ΔR non dovrà superare $|\pi|$ (ovvero $\lambda/2$, essendo λ corrispondente all'angolo giro 2π , ossia a un ciclo completo).

Se si utilizzassero valori di fase superiori a $|\pi|$ allora questa potrebbe essere confusa con la stessa fase di un ciclo adiacente (hanno la stessa ordinata), e inoltre non ci sarebbe modo di distinguere il verso dello spostamento (figura 3.19).

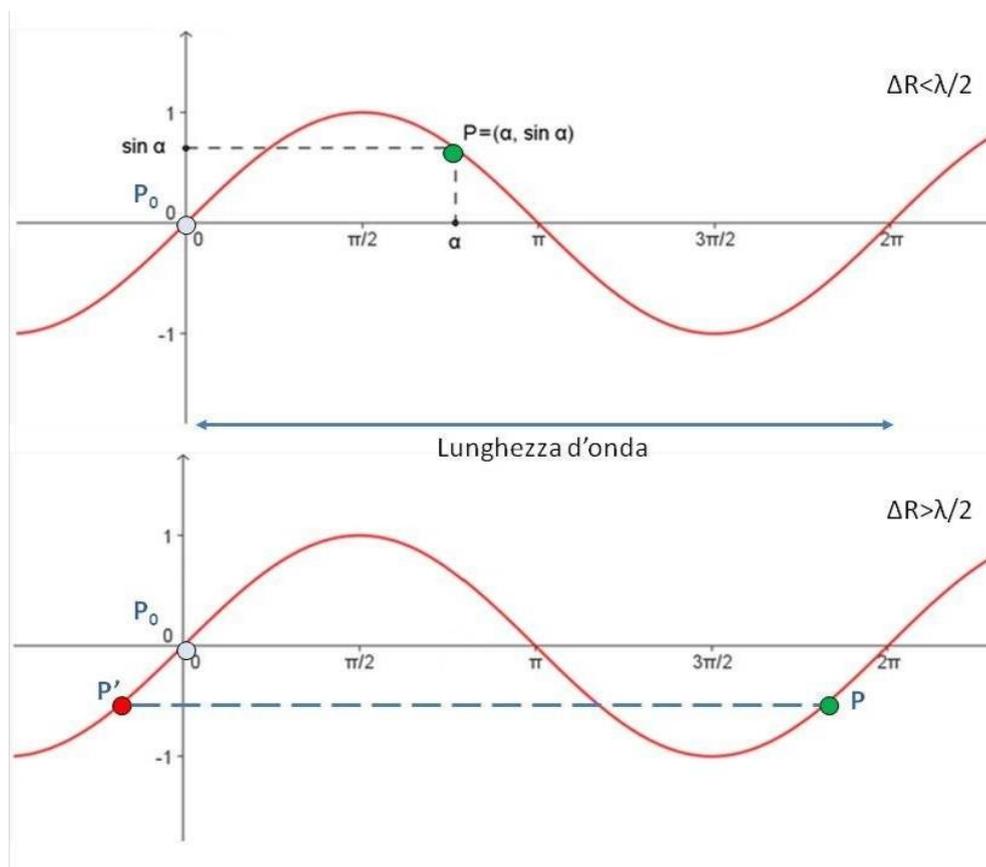


Figura 3.19 – Nella prima sinusoide il valore, incluso tra $-\pi$ e $+\pi$, è univoco (con valori di ordinata compresi tra -1 e +1). Nel secondo grafico il valore di P , compreso tra 0 e 2π , potrebbe essere confuso ad esempio con P' , perché hanno la stessa ordinata (P_0 rappresenta il punto di partenza e quindi l'acquisizione precedente).

Ciò significa limitarsi a leggere i valori compresi tra 0 e π ed il loro rispettivo segno che permetterà all'interno di un ciclo ($-\pi, +\pi$) di individuare in modo univoco un valore di spostamento, con relativo verso di movimento.

Tradotto in spostamento del bersaglio lungo la LOS, come già accennato, la distanza massima misurabile tra un'acquisizione e la successiva sarà $S_{LOS} = \lambda/4$, ovvero a 1.41 cm (dovendo ulteriormente dividere per due per tener conto, come suddetto, del percorso di andata e ritorno del segnale). Ciò significa che verrà comunque misurata un'escursione di 2.83 cm ma assumerà valori da -1.41 cm a +1.41 cm.

Considerando che i sensori ERS e ENVISAT hanno un *revisiting time* di 35 giorni e RADARSAT di 24 giorni, sotto l'ipotesi ideale di assenza di rumore, di acquisizioni regolari

e di moto del PS perfettamente lineare, è possibile misurare rispettivamente velocità annue massime pari a circa 140 mm/anno e 210 mm/anno.

Tutte le valutazioni finora esposte valgono tanto per l'algoritmo PSInSAR™ quanto per il più recente algoritmo SqueeSAR™.

3.5 - Vantaggi e svantaggi della tecnica

La trattazione di questo nuovo approccio interferometrico non potrebbe considerarsi completa senza un confronto di sintesi tra i benefici apportati ai fini delle applicazioni tecniche e quelli che sono, invece, i limiti che ne caratterizzano l'utilizzo.

Innanzitutto, come già detto, è stato fatto un notevole passo avanti nel passaggio dall'interferometria differenziale ai *Permanent Scatterers* poiché i PS sono praticamente immuni agli effetti di decorrelazione e, inoltre, grazie agli algoritmi illustrati, è possibile stimare e rimuovere i disturbi atmosferici (TRE®, 2009).

Un punto di forza della tecnica PS è dato dalla opportunità di ottenere stime puntuali, caratteristica molto utile nello studio dei fenomeni franosi, poiché, nell'ipotesi in cui siano disponibili singoli bersagli radar anche isolati (casolari, affioramenti), è possibile ricavare dati di deformazione anche nelle aree vegetate in cui il classico approccio interferometrico differenziale fallirebbe (COLESANTI *et al.*, 2003a; TRE®, 2009).

La tecnica PS consente, inoltre, di misurare movimenti in due dimensioni: verticale ed orizzontale in direzione EW, grazie alla combinazione di dati di spostamento in due geometrie (ascendente e discendente) (TRE®, 2009).

A vantaggio rispetto al classico approccio differenziale, vi è anche la precisione, i cui progressi hanno permesso all'interferometria di raggiungere risultati paragonabili a quelli della tecnica GPS. Infatti, su ogni singola misura la precisione raggiunge valori di 1 mm, mentre il trend medio di deformazione assume valori di precisione fino a 0.1 mm/anno. In effetti, solo sul piano orizzontale gli errori forniti dalle due tecniche sono paragonabili (centimetrici), gli spostamenti verticali, invece, con la suddetta precisione di 1 mm, fanno sì che la tecnica PS dia risultati di gran lunga migliori rispetto al GPS (precisione verticale di circa 30 mm) (BOTTERO *et al.*, 2006; COLOMBO & TROISI, 2008; TRE®, 2009).

Grazie all'elevata densità e diffusione dei bersagli di tipo PS, principalmente in aree urbanizzate, fino a ~400 PS/Km² (COLOMBO & TROISI, 2008), ma anche in ambito extra-urbano insieme ai DS (TRE®, 2009, sito ufficiale), è possibile indagare aree molto vaste e spesso difficilmente raggiungibili con i classici sistemi di monitoraggio.

Inoltre, data l'elevata frequenza di aggiornamento del dato, che può andare da 8 a 35 gg (*revisiting time*), le aree di interesse potranno essere investigate in tempi relativamente ristretti (COLOMBO & TROISI, 2008).

Detto ciò, tenendo conto anche dell'eliminazione dei costi di installazione e manutenzione dei bersagli e divenendo superflua l'esistenza di operatori addetti alle misurazioni, la tecnica PS diventa altamente competitiva dal punto di vista economico rispetto ai tradizionali sistemi di monitoraggio (COLESANTI *et al.*, 2003a; TRE[®], 2009).

Una prerogativa della tecnica PS è la disponibilità di archivi storici pluriennali delle varie agenzie spaziali (europea, canadese, ecc.), tra i quali il più antico è quello dell'ESA che raccoglie dati dal 1992. Ciò permette di effettuare rapide elaborazioni nel caso di nuove acquisizioni o analisi di movimenti pregressi, diversamente non rilevabili su aree non preventivamente strumentate (TRE[®], 2009).

Infine, i risultati vengono prodotti in formato di database compatibile con i sistemi informativi territoriali permettendo così una rapida integrazione con altre tecniche di rilevamento (BOTTERO *et al.*, 2006; COLOMBO & TROISI, 2008).

Tra i principali limiti dell'analisi PS, affinché la stessa venga portata a termine con successo, c'è la necessità che l'area oggetto di studio presenti una densità sufficiente di diffusori permanenti (quantomeno lieve urbanizzazione oppure presenza di rocce esposte) almeno 5 PS/km² e un dataset di almeno 25-30 immagini (BOTTERO *et al.*, 2006; COLESANTI *et al.*, 2003a; COLOMBO & TROISI, 2008; TRE[®], 2009).

In alcune aree particolari (vegetate, innevate, non urbanizzate) si verifica la totale mancanza di PS, in quanto sono assenti o scarsamente presenti bersagli radar. Il problema è stato parzialmente arginato con l'introduzione dei DS (aree detritiche, campi non coltivati e aree desertiche non sabbiose sono adesso rilevabili), in casi estremi di particolare interesse esiste, inoltre, la possibilità di installare capisaldi artificiali (TRE[®], 2009)

Il fatto che la misura sia di tipo differenziale rappresenta uno svantaggio poiché, benché si sia posta estrema cura nella localizzazione del PS di riferimento, è possibile che lo stesso non sia perfettamente stabile (COLOMBO & TROISI, 2008).

È impossibile, inoltre, stabilire a priori il numero dei PS e la loro distribuzione areale: questa informazione può essere ottenuta solo al completamento dello studio, poiché

rappresenta uno dei risultati dell'elaborazione (TRE®, 2009). Ciò implica un grosso limite nelle elaborazioni a scopo di monitoraggio.

Un altro limite è costituito dall'ambiguità della misura o *phase unwrapping* per cui le differenze tra un'acquisizione e la successiva possono essere calcolate solo come frazione di un ciclo d'onda, altrimenti le fasi vengono equivocate perché confuse con i propri multipli. Per tale motivo esiste una soglia di rilevamento tra due acquisizioni consecutive pari a $\lambda/2=2.8$ cm oltre la quale non viene registrata alcuna variazione (TRE®, 2009).

La tecnica si adatta molto bene alla misura di deformazioni lente. L'analisi dei fenomeni di deformazione con evoluzione particolarmente rapida (>10 cm/anno per gli ERS e >20 cm/anno per i RADARSAT a seconda dei tempi di rivisitazione) non è possibile a meno di non disporre di informazioni a priori sui fenomeni in atto (in particolare sulla loro correlazione spaziale) (BOTTERO *et al.*, 2006; COLESANTI *et al.*, 2003a).

Il tempo di rivisitazione (*revisiting time*) elevato dei satelliti (35 giorni per i satelliti ERS, 24 per i satelliti RADARSAT) impedisce di fatto l'osservazione di situazioni di pericolo che richiedono un monitoraggio in tempo reale. Questo rappresenta il confine tra le tecniche SAR e i tradizionali sistemi di monitoraggio, che possono essere equipaggiati per la registrazione e trasmissione dei dati in continuo. Decisi miglioramenti tuttavia si sono ottenuti con le recenti missioni, TerraSAR-X e Cosmo-SkyMed, che hanno tempi di rivisitazione pari rispettivamente a 11 e 8 gg (TRE®, 2009).

Il fatto che le misure vengano effettuate lungo la direzione di vista del sensore (θ pari a circa 23° per i satelliti ERS e circa 34° per i RADARSAT), non permette di apprezzare il moto nella sua interezza in quanto, come già detto, il sistema non è in grado di rilevare la componente NS a causa di un limite nella geometria di acquisizione (COLESANTI *et al.*, 2003a; TRE®, 2009).

3.6 - Applicazioni della tecnica in aree soggette a fenomeni franosi

La tecnica PS permette di monitorare con frequenza circa mensile i movimenti gravitativi, sia che si tratti di analisi di dettaglio che di elaborazioni su un'area più vasta (FARINA *et al.*, 2006).

Questa metodologia consente, inoltre, di studiare i fenomeni di dissesto agenti anche in zone impervie o in aree a rischio molto ampie, che difficilmente sono analizzabili con le convenzionali tecniche di monitoraggio, le quali richiedono l'installazione *in situ* dell'apposita strumentazione (capisaldi GPS, mire ottiche, estensimetri, inclinometri,

ecc.). Il dato satellitare non sostituisce comunque le indagini *in situ* ma, opportunamente integrato ad esse (specialmente in ambiente GIS), offre un ottimale supporto per un'interpretazione più completa dell'area in esame (TRE®, 2009).

Bisogna tuttavia considerare che, utilizzando la tecnica PS come strumento di monitoraggio dei fenomeni franosi, si incontrano alcune limitazioni legate essenzialmente alla variabilità dell'evento calamitoso (sia in termini di evoluzione temporale che di caratteristiche morfologiche), e a come questa variabilità viene rilevata dalla piattaforma satellitare in base alle modalità di acquisizione. Si ricorda, infatti, che l'analisi PS è in grado di misurare principalmente i movimenti ad evoluzione lenta con deformazioni inferiori a circa 10 cm/anno per le piattaforme ERS e inferiori a circa 20 cm/anno per quelle RADARSAT (TRE®, 2009).

Inoltre, dal momento che i fenomeni gravitativi si verificano generalmente in aree montuose, l'applicazione della tecnica PS deve far fronte principalmente alle seguenti problematiche: la topografia, che introduce nelle immagini radar quei fenomeni di deformazione prospettica già visti (*foreshortening; layover; shadowing*) dovuti alla geometria di acquisizione del sistema SAR (le immagini sono acquisite con un angolo di puntamento che si discosta dalla verticale di 23° per gli ERS e di 34° per i RADARSAT); il numero generalmente ridotto di bersagli radar con proprietà tali da essere definiti *Permanent Scatterers*, tipico di aree montuose dove il grado di urbanizzazione è scarso; la copertura nevosa, che, quando presente, comporta una variazione delle condizioni di riflettività, di alcuni dei possibili capisaldi radar, tale da renderli inutilizzabili ai fini della tecnica, riducendo così il numero totale di PS (AMBROSI *et al.*, 2004).

Fortunatamente, come già accennato, anche in aree scarsamente urbanizzate, grazie alla tecnica PS, sono sufficienti anche pochi bersagli radar isolati (casolari, baite o affioramenti rocciosi), per poter ottenere dati di deformazione sui fenomeni di dissesto (COLESANTI *et al.*, 2003a).

Si riporta come esempio lo studio effettuato dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze, su incarico del Dipartimento di Protezione Civile, sulla frana di Cavallerizzo (Cerzeto, CS) attivatasi il 7 marzo 2005. Sono stati analizzati i dati ERS, sia ascendenti che discendenti, acquisiti tra il 1992 ed il 2001, ciò ha condotto, su larga scala, alla ridefinizione dei perimetri delle frane catalogate all'interno del PAI (Piano di Assetto Idrogeologico), alla modifica del loro stato di attività ed

all'individuazione di ulteriori movimenti non rilevati precedentemente con altre metodologie (TRE®, 2009).

Tra questi è presente un "nuovo" movimento franoso, la frana di Cavallerizzo, la cui delimitazione, realizzata tramite i dati PS, corrisponde con estrema precisione all'effettiva linea di confine tra i terreni in movimento e quelli stabili. Inoltre, è stato osservato che nella porzione della frana più a monte (pendenza 15°-25°), i versi dei vettori velocità ascendenti e discendenti concordano (sono entrambi negativi e stanno dunque ad indicare un movimento di allontanamento dal satellite), invece nella zona più a valle (pendenza 10°-15°), i PS ascendenti mostrano velocità negative (allontanamento) mentre quelli discendenti positive (avvicinamento). Ciò implica che nell'area a quota maggiore il moto presenta una componente prevalentemente verticale, mentre scendendo a quote inferiori esso tende ad acquisire una maggiore componente in direzione orizzontale. In particolare, data la suddetta configurazione delle velocità, questa componente orizzontale è diretta verso E (vedi paragrafo 3.3), coerentemente con l'esposizione del versante verso E-NE. Da ciò si deduce che il movimento è di tipo roto-traslativo con superficie di scivolamento fortemente inclinata nella zona di testata (TRE®, 2009).

La tecnica PS è stata applicata anche allo studio dei fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante, DGPV (ALLIEVI *et al.*, 2003; AMBROSI & CROSTA, 2005; AMBROSI *et al.*, 2004). L'individuazione sul territorio di fenomeni gravitativi molto lenti, come le DGPV, risulta essere difficile soprattutto perché la presenza di coperture detritiche e vegetali può mascherare gli indicatori di attività del fenomeno.

Un esempio classicamente noto, come DGPV, è quello che si estende per oltre 30 km² sul versante N del Monte Padrio Varadega (Sondrio), nella media Valtellina. L'approccio PSInSAR™ ha permesso di individuare ben 7.100 punti di misura in corrispondenza di baite, radure ed affioramenti rocciosi; un numero notevole se si considera che in genere le aree montuose per il loro scarso grado di urbanizzazione presentano pochi *Permanent Scatterers* (TRE®, 2009).

In generale, si può osservare (figura 3.20) una diminuzione di velocità procedendo verso il piede del versante (AMBROSI *et al.*, 2004). Si ricorda che, per la particolare geometria di acquisizione, uno spostamento molto vicino alla verticale è quello che si approssima di più allo spostamento reale, infatti, ma mano che ci si avvicina a uno spostamento

puramente orizzontale la proiezione del moto lungo la linea di vista diminuisce (vedi paragrafo 3.3).

Tale osservazione è in accordo con il modello geologico che prevede una superficie di rottura composita che tende ad essere subverticale nel settore di cresta e sempre meno acclive man mano che ci si avvicina al piede del pendio (AMBROSI & CROSTA, 2005).

La diminuzione dei valori di velocità, che in alcuni punti diventano positivi (sollevamento), si correla, oltre all'ipotesi suddetta di superficie di rottura composita, anche con la possibilità che il piede del pendio sia soggetto a un rigonfiamento dovuto all'aumento di volume del materiale che si frattura progressivamente o addirittura alla presenza di settori della superficie di rottura immergenti entro il pendio (AMBROSI *et al.*, 2004).

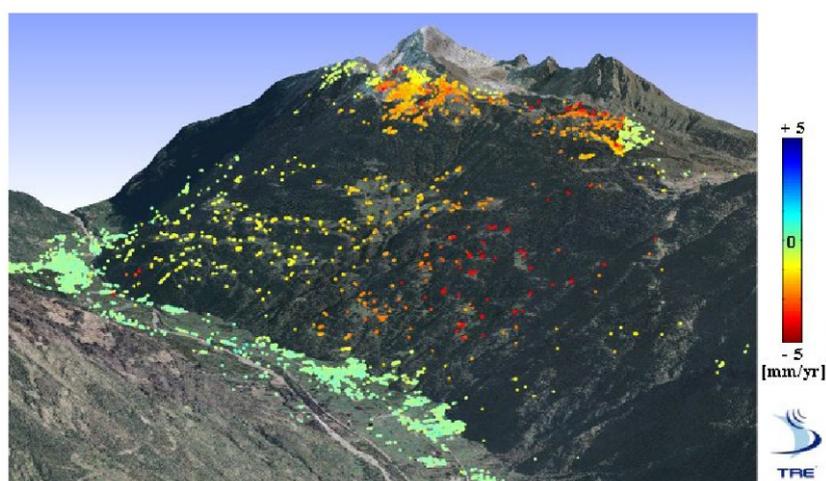


Figura 3.20 – Area del Monte Padrio Varadega, rappresentazione dei PS su ortofoto in 3D (AMBROSI *et al.*, 2004).

Infine, la tecnica PS può rappresentare un valido supporto per il censimento dei fenomeni franosi a livello regionale, per la sua capacità di integrare, con informazioni quantitative, i risultati derivanti dall'approccio geomorfologico classico (TRE®, 2009).

In questi casi l'elaborazione dei dati fornisce informazioni utili alla verifica ed eventualmente affinamento delle perimetrazioni, al riconoscimento di altri fenomeni che non sono stati individuati con il classico approccio geomorfologico/bibliografico e alla definizione dello stato di attività sulla base della velocità di spostamento annua misurata. Inoltre, nei casi in cui sono a disposizione dati per entrambe le geometrie è possibile effettuare la scomposizione del moto nelle due componenti verticale ed orizzontale EW (TRE®, 2009).

Arpa Piemonte nel 2006 ha acquisito i primi dati satellitari di tipo PSInSARTM relativi a un'indagine che copre il periodo temporale compreso tra il 1992 ed il 2001, effettuata da TRE su tutto il territorio regionale utilizzando i dati derivati dai satelliti ERS1 ed ERS2 dell'Agenzia Spaziale Europea.

La prima importante applicazione a scala regionale viene commissionata da Arpa lo stesso anno. È stato impostato un processamento automatico del *dataset* capace di restituire, perimetrando, quei settori in cui uno o più PS indicano fenomeni di deformazione rispetto a una media definita di "riposo".

Ovvero sono stati individuati gruppi di PS che per caratteristiche fisiche e spaziali (velocità superiori o inferiori alla classe di velocità considerata stabile, distanza interpunti e numerosità) possono rappresentare inizi di geo-processi. Tali raggruppamenti sono stati definiti *aree anomale*.

Le aree anomale sono di diverso tipo (figura 3.21) e costituiscono sicuramente un ottimo strumento per rintracciare fenomeni franosi da inserire nel database regionale.



Figura 3.21 – Tipologie di aree anomale (Archivio, Arpa Piemonte).

Nel 2010, Arpa ha acquisito una seconda indagine effettuata da TRE a partire dalle immagini della piattaforma canadese RADARSAT, per il periodo compreso tra il 2003 ed il 2009. In questo caso è stato utilizzato il nuovo algoritmo di analisi SqueeSARTM, che permette di identificare sia riflettori puntuali (PS) che diffusi (*distributed scatterers*, DS) aumentando notevolmente il numero di punti identificati.

Nell'ambito del progetto Risknat tutti i dati PS, di cui dispone Arpa Piemonte, sono stati adoperati dal Dipartimento Tematico (DT) Geologia e Dissesto per l'aggiornamento dei livelli SIFraP, al fine di arricchirli con un ulteriore indicatore di movimento che vada ad affiancare le informazioni ricavate dai dati strumentali tradizionali (GPS, inclinometri, distometri ecc).

4 - La caratterizzazione delle frane: approccio IFFI/SIFraP in Piemonte

Esaminate le più comuni metodologie di indagine per l'analisi delle frane si passa ad illustrare nel dettaglio, dopo un breve inquadramento geomorfologico regionale, in che modo è strutturato il sistema informativo dei fenomeni franosi gestito da Arpa Piemonte.

4.1 - Inquadramento geomorfologico del Piemonte^{1 2}

Il territorio piemontese, dal punto di vista geomorfologico, è divisibile in tre aree disposte in forma semiconcentrica, dall'esterno verso l'interno: la cerchia montuosa alpino-appenninica, l'area di pianura e una vasta zona collinare (figura 4.1).



Figura 4.1 – Inquadramento geomorfologico della regione Piemonte: 1. settore montuoso (Alpi Occidentali e Appennino Settentrionale); 2. pianura padana piemontese; 3. area collinare (Monferrato e Langhe) (LUINO *et al.*, 1993).

1 LUINO F., RAMASCO M., SUSELLA G. (1993). *Atlante dei Centri Abitati Instabili Piemontesi*, C.N.R.-I.R.P.I. & REGIONE PIEMONTE, Settore per la Prevenzione del Rischio Geologico, Meteorologico e Sismico.

2 BORGHI A. (A cura di). *Le Alpi Occidentali*, Dispense del corso di Geologia Regionale, Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche, Università di Torino; AA 2010-2011.

È nota una connessione tra l'ambiente geomorfologico, le caratteristiche litologico-strutturali dell'area e le tipologie di fenomeni franosi presenti. Si può parlare, in sintesi, di una zonizzazione delle fenomenologie, in quanto si possono individuare settori del territorio caratterizzati dalla presenza di specifiche tipologie di frana in funzione delle caratteristiche geologiche (REGIONE PIEMONTE *et al.*, 1990).

È stato effettuato, dunque, uno studio dell'assetto geomorfologico, litologico e strutturale degli ambiti montuosi e collinari; ne è derivata una suddivisione del territorio interessato da fenomeni franosi in tre contesti principali con differente evoluzione geomorfologica, ovvero le Alpi Occidentali, le Langhe e l'Appennino Settentrionale. In figura 4.2 il dettaglio delle unità tettoniche presenti (BORGHI, 2011).

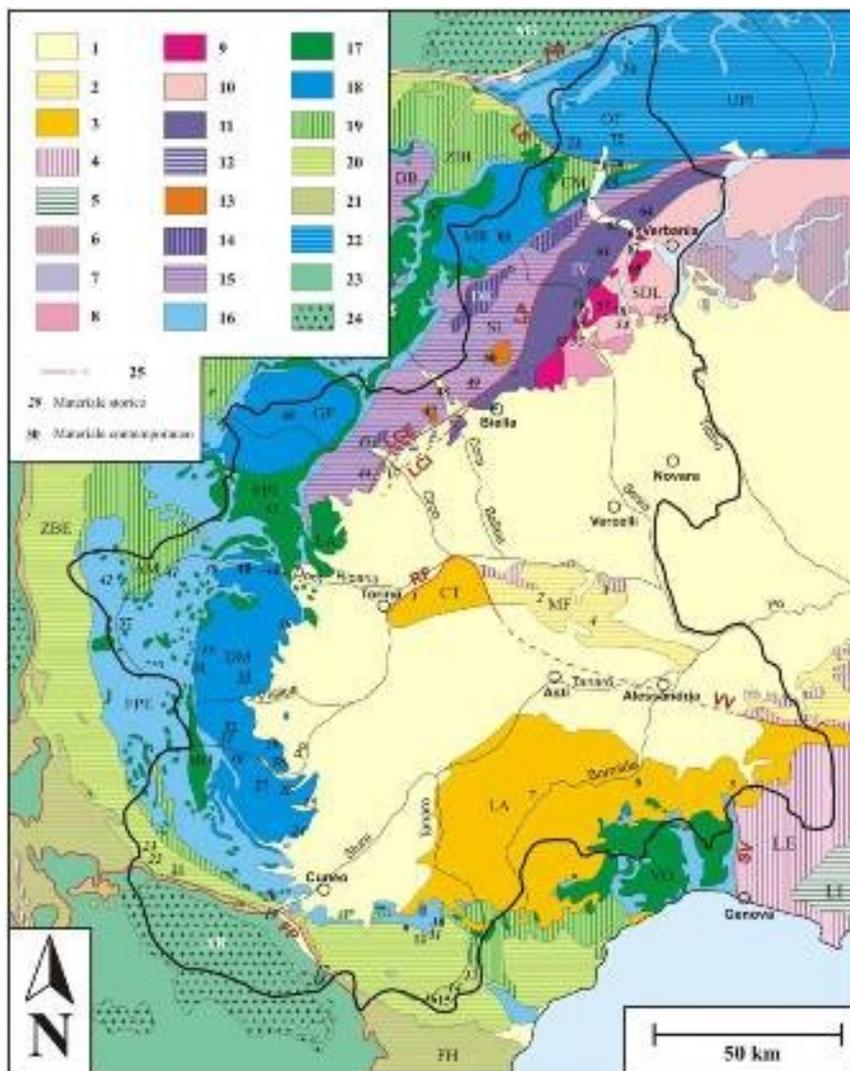


Figura 4.2 – Carta Geologica delle Alpi Occidentali: Depositi quaternari (1); BACINO TERZIARIO LIGURE-PIEMONTESE: Depositi oligo-miocenici del Monferrato (2), Depositi Oligo-miocenici delle Langhe, Collina di Torino e Gonfolite (3); APPENNINO SETTENTRIONALE: Liguridi Esterne (4), Liguridi Interne (5); DOMINIO SUDALPINO: Bacino Lombardo (6), Depositi clastici post-ercinici (7), Vulcaniti permiane (8), Graniti dei Laghi (9), Serie dei Laghi (10), Zona Ivrea – Verbania (11), Zona del Canavese (12); DOMINIO AUSTRALPINO: Plutoni Periadriatici (Biella e Vico) (13), Il Zona Diorito-Kinzigitica (14), Zona Sesia Lanzo (15); DOMINIO PENNIDICO: Falda Piemontese Esterna(16), Falda Piemontese Interna (17), Massicci Cristallini Interni (UPS) (18), Zona Brianzese Interna (19), Zona Brianzese Esterna (20), Zona Sub-Brianzese e Flysch a Helminthoidi (21), Unità Pennidiche Inferiori (UPI) (22); DOMINIO ELVETICO: Coperture Meso-Cenozoiche (23), Massicci Cristallini esterni (24) (BORGHI, 2011).

Le tipologie di roccia caratterizzanti la **Catena Alpina** possono essere distinte a grandi linee in rocce massive e rocce scistose. Laddove sono presenti rocce massive come graniti, gneiss, calcari e dolomie, si ha la predominanza di frane da crollo (*falls* secondo VARNES, 1978), ovvero fenomeni improvvisi che interessano volumi di roccia in caduta libera con massi e blocchi che proseguono la corsa attraverso rimbalzi e rotolamenti (esempio di frana da crollo in figura 4.3). Le condizioni predisponenti sono legate al grado di fratturazione dell'ammasso roccioso e alla disposizione di queste fratture rispetto al versante, che può implicare o meno la possibilità che si verifichi l'isolamento di volumi di roccia in precarie condizioni di stabilità.



Figura 4.3 – La frana da crollo di Madonna del Sasso (VCO) interessa rocce granitiche (Archivio, Arpa Piemonte).

Caratteristici dell'ambiente alpino sono gli "*Sturzstroms*" (Hsü, 1975), frane complesse che si innescano tramite crolli o scivolamenti di blocchi di roccia ed evolvono in valanghe di roccia (*rock avalanches* secondo VARNES, 1978). In quelle aree in cui, invece, prevalgono le rocce metamorfiche scistose, come ad esempio i calcescisti, si hanno prevalentemente dei grandi e lenti fenomeni che interessano interi versanti: le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGVP). Si tratta di fenomeni che si sviluppano nel tempo e nello spazio in modo permanente con dislocazione di tutta la massa o di parte di essa e spostamenti lenti e contenuti (RAMASCO & TROISI, 2002). Ad esse sono spesso associati movimenti secondari, in genere locali colamenti (*earth flows* secondo VARNES, 1978) o frane di tipo complesso come scivolamenti o scorrimenti roto-traslativi (*rotational-translational slides* secondo VARNES, 1978) evolventi in colamenti, come la Frana di Sampeyre (figura 4.4).



Figura 4.4 – La frana di Sampeyre (CN), scorrimento rotazionale evolvente in colamento lento, è ubicata su di un versante costituito da rocce metamorfiche e quasi interamente interessato da una deformazione gravitativa profonda (DGPV) (Archivio, Arpa Piemonte).

Un altro interessante contesto morfostrutturale è rappresentato dalle **Langhe**, una vasta area collinare costituita essenzialmente da rocce sedimentarie terrigene appartenenti al “Bacino Terziario Piemontese” (Oligocene-Miocene superiore), un’alternanza di litotipi marnosi, marnoso-siltosi ed arenaceo-sabbiosi disposti in giacitura monoclinale immergente verso NW con debole inclinazione (8-12°). Le forme del rilievo sono condizionate dalla situazione strutturale, che ha portato alla formazione di un paesaggio a valli asimmetriche caratterizzate da versanti ad elevata pendenza (30°-40°) e di limitata estensione immergenti a sud-est con stratificazione a reggipoggio, e versanti estesi a bassa pendenza (10°-12°) immergenti a nord-ovest a franapoggio.

I fenomeni franosi che si innescano sono colamenti nei versanti più acclivi, dovuti a saturazione e mobilitazione dei materiali sciolti costituenti le coperture superficiali (*earth flows* secondo VARNES, 1978; anche se pare più corretto definirli *soil slips* secondo CAMPBELL, 1975), e scorrimenti traslativi (*translational slides* secondo VARNES, 1978) impostati lungo i giunti di strato nei versanti meno acclivi (vedi esempio in figura 4.5).

Gli scorrimenti traslativi sono una peculiarità di questi territori, per l’elevata diffusione. Tali movimenti si originano lungo giunti di strato aventi inclinazioni prossime a quelle dei pendii immergenti a nord-ovest. I fattori scatenanti possono essere ricondotti essenzialmente alle particolari condizioni idrodinamiche che si instaurano lungo i versanti in seguito ad intensi periodi piovosi con conseguente saturazione dei terreni (FORLATI &

CAMPUS, 1996). La presenza di diffuse fessure verticali, infatti, agevola l'infiltrazione delle acque meteoriche che raggiungono gli strati più argillosi, favorendo l'innesco dei fenomeni di scivolamento traslativi lungo la stratificazione.



Figura 4.5 – Scivolamento traslativo nelle Langhe (Feisoglio, CN) (Archivio, Arpa Piemonte).

Infine, nella ridotta porzione di **Appennino** presente al margine sud-orientale del territorio piemontese, dove affiorano le Unità Liguridi (alternanze di argille, Cretaceo-Eocene), prevalgono le frane complesse (movimenti rotazionali che evolvono in colamenti lenti) e i colamenti lenti per lo più in detrito. L'attività di tali fenomeni è caratterizzata da movimenti lenti con riattivazioni stagionali o in occasioni di eventi meteorici intensi.

4.2 - L'inventario dei fenomeni franosi in Piemonte¹

L'attuale Sistema Informativo dei Fenomeni Franosi Piemontesi (SIFraP) gestito dal Dipartimento Tematico (DT) Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte è nato come proseguimento del progetto nazionale IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia), di cui si occupò lo stesso dipartimento tra il 2002 e il 2005.

Si ricorda che, nell'ambito del progetto IFFI, promosso dall'ex Servizio Geologico Nazionale (poi confluito in APAT ed successivamente in ISPRA), per la classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi (geometria, tipo di movimento, stato di attività, distribuzione, stile, velocità di movimento, ecc.), è stato fatto un uso significativo delle classificazioni di VARNES (1978) e di CRUDEN & VARNES (1996); inoltre, sono state seguite le

¹ LANTERI L. & DI PRIOLO S. (2012). *L'aggiornamento nell'ambito del progetto europeo RiskNat dell'inventario di Arpa Piemonte riguardante i fenomeni franosi del territorio regionale: conclusione dei lavori*. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 19, pp. 27-31.

raccomandazioni dell'IAEG (1990), del WP/WLI (1990, 1991, 1993a, 1993b, 1994), e dell'IUGS/WGL (1995). Il progetto prevedeva che ogni fenomeno censito fosse corredato da una rappresentazione geografica e da una scheda descrittiva realizzata secondo uno standard che presentava tre possibili livelli di approfondimento. Le schede IFFI (allegato n°1) erano strutturate in sezioni, sottosezioni, campi e opzioni che ne vincolavano strettamente i contenuti. La maggior parte delle sezioni era organizzata in campi a scelta singola o multipla, ma esistevano anche campi numerici e di testo libero, questi ultimi destinati unicamente a informazioni relative al compilatore, all'ubicazione del fenomeno e alla bibliografia (PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI, 2001).

Lo sviluppo di tale progetto in Piemonte comportò la realizzazione di un sistema informativo comprendente circa 35.000 frane cartografate alla scala 1:10.000 (Carta Tecnica Regionale). Per ciascun fenomeno sono state raccolte le informazioni di base necessarie per ottenere il primo livello di approfondimento, quali tipologia di movimento, stato di attività, metodo di rilevamento, fonti ed eventuali danni. Per alcune di queste frane si è raggiunto un grado di approfondimento delle conoscenze maggiore che ha permesso di compilare le schede di censimento al secondo o al terzo livello.

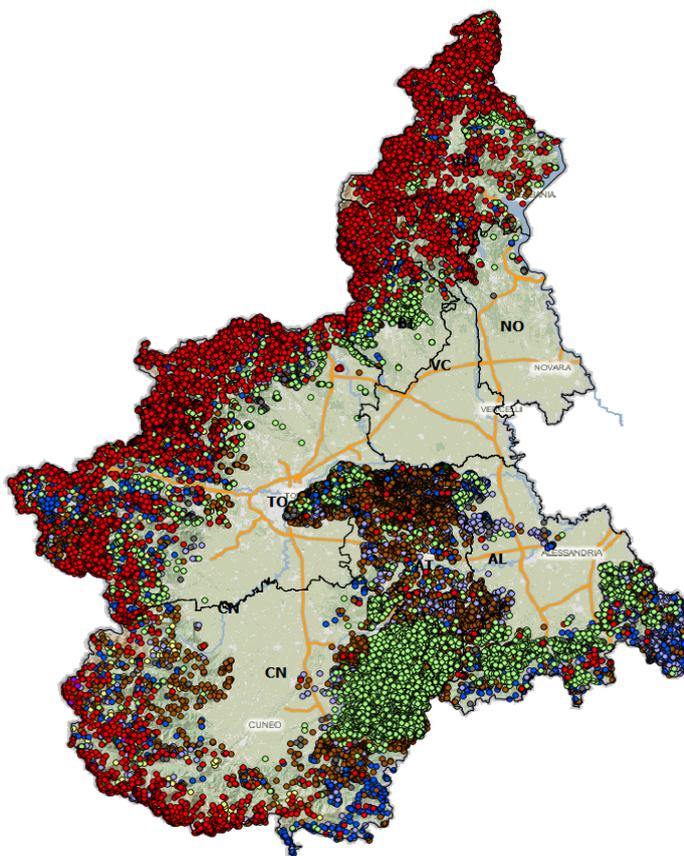


Figura 4.6 – Ubicazione sul territorio regionale delle 35.023 frane cartografate e schedate nella banca dati a fine progetto IFFI (Archivio, Arpa Piemonte).

Successivamente alla conclusione del progetto IFFI, dal 2005 il DT Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte ha modificato gradualmente e profondamente la struttura delle schede di censimento dei fenomeni franosi creando il nuovo sistema informativo SIFraP.

In particolare, nell'ambito del progetto RiskNat (2009-2012), "Gestione in sicurezza dei territori di montagna transfrontalieri" (appartenente al Programma di Cooperazione Territoriale ALCOTRA 2007-2013), sono state effettuate importanti modifiche che sono consistite nella creazione di nuove sezioni, di nuove occorrenze nelle vecchie sezioni e di alcuni campi di testo libero in cui poter inserire delle descrizioni accurate riguardo ad alcuni aspetti fondamentali del fenomeno ovvero la geomorfologia, l'idrogeologia, la classificazione del movimento, gli interventi effettuati o previsti, la geologia e il monitoraggio.

Con la nascita del SIFraP cambia l'ottica con cui vengono prodotti i livelli di approfondimento successivi a quello di base (1° livello). Il 2° livello SIFraP diventa un report che contiene, oltre ai soliti campi a scelta multipla e di testo libero, con le modifiche e integrazioni suddette, anche una planimetria dettagliata del fenomeno (contenente la classificazione delle frane, gli elementi morfologici, l'ubicazione della strumentazione e i dati satellitari) e alcuni allegati fotografici. Il 3° livello SIFraP, invece, viene prodotto sottoforma di monografia realizzata completamente a testo libero seguendo una struttura standardizzata che prevede un'introduzione, una descrizione dei dati disponibili, l'analisi del dissesto da differenti punti di vista (geologico, geomorfologico, strutturale) e, infine, la descrizione dei sistemi di controllo (monitoraggio tradizionale e dati satellitari).

Grazie al progetto RiskNat è stato possibile ottenere in breve tempo un aggiornamento cospicuo della banca dati dei fenomeni franosi. Sono stati studiati e dettagliati diversi fenomeni franosi già censiti, ed, inoltre, in seguito a ricerche bibliografiche o sopralluoghi, nuove frane sono state analizzate e inserite all'interno del SIFraP. L'approfondimento di ciascun fenomeno, sia al 2° che al 3° livello, è stato realizzato sulla base dei dati, a disposizione di Arpa Piemonte, che verranno qui di seguito descritti.

Innanzitutto, il DT Geologia e Dissesto ha a disposizione due archivi informatici che raccolgono tutti quei documenti utilizzabili come fonti bibliografiche.

In "Fonti e Documentazione" vengono ordinate e georiferite le informazioni tratte da documenti a valenza geologica e geologico-tecnica che riguardano il territorio regionale.

Tali documenti sono in grado di fornire informazioni utili nell'analisi geologica e nello studio dei processi di modellamento naturale. Vengono raccolti articoli di giornale, archivi storici amministrativi, pubblicazioni scientifiche, studi, ricerche e documentazione tecnica, cartografie tematiche, foto ed immagini varie.

Nell'altra banca dati, che si chiama "Newgeo/Proeff", vengono ordinati e georiferiti dati riguardanti differenti processi idrogeologici, con associati effetti e danni da essi indotti sul territorio piemontese. Essa è costituita da oltre 17.600 schede, ciascuna delle quali, in riferimento a un particolare processo (torrentizio o di versante) verificatosi in una specifica località, raccoglie e sintetizza dati provenienti da diversi documenti (spesso rintracciabili in Fonti e Documentazione).

Le informazioni tratte da queste banche dati sono state utilizzate per compilare le schede di 2° livello con particolare riferimento ai campi di testo libero ovvero per descrivere il fenomeno sotto certi aspetti riguardanti la geomorfologia, l'idrogeologia, la classificazione del movimento, gli interventi effettuati o previsti, la geologia e talvolta in parte il monitoraggio (informazioni di monitoraggi eseguiti da altri enti/aziende). Infine, l'informazione bibliografica rappresenta l'ossatura delle monografie di 3° livello, delle quali costituisce buona parte del testo.

Un'informazione aggiuntiva si ottiene in occasione di eventi meteopluviometrici di particolare intensità. In concomitanza di tali eventi il DT Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte raccoglie tutte le informazioni riguardanti i dissesti attivatisi e le convoglia inizialmente in un database d'evento e successivamente in un documento denominato "Rapporto d'evento". A tale scopo, vengono effettuati una serie di sopralluoghi durante i quali vengono descritti, ubicati e fotografati i fenomeni franosi riscontrati e i danni ad essi relativi. Tutti i dati raccolti vengono inseriti nel SIFraP, generalmente sottoforma di nuovi fenomeni, e in alcuni casi le informazioni possono essere sufficientemente dettagliate da produrre un report di 2° livello.

Ben più importanti, ai fini dell'aggiornamento del SIFraP, sono le informazioni strumentali. Il DT Geologia e Dissesto gestisce da circa un ventennio un'ampia rete di controllo strumentale dei fenomeni franosi rappresentata dallo strato informativo denominato Rete Regionale Controllo Movimenti Franosi (RERCOMF) che ubica e descrive gli oltre 300 siti di monitoraggio distribuiti sul territorio regionale (inclinometri, piezometri, GPS, ecc.). Gli strumenti facenti parte della rete Arpa (più di 1.000) sono per

lo più di proprietà dei Comuni e vengono gestiti dall’Agenzia per conto di questi ultimi. Nello specifico, la rete è dotata di punti di misura di tipo profondo (circa 700 inclinometri e 400 piezometri) e di tipo superficiale (circa 200 capisaldi topografici, su cui l’Agenzia effettua letture con stazione totale o con antenne GPS; sono inoltre presenti, in minor numero, distometri, estensimetri e misuratori di giunti).

Associando manualmente il codice del sito di monitoraggio al fenomeno franoso corrispondente, le informazioni relative al sito in questione vengono estratte in modo automatico dal sistema informativo RERCOMF all’interno della scheda SIFraP (tipo e numero di strumenti presenti). Esiste, inoltre, un campo di testo libero nella sezione “monitoraggio” della scheda SIFraP all’interno del quale è possibile descrivere le risultanze degli strumenti che interessano il fenomeno franoso. Questo passaggio rappresenta uno dei punti focali del progetto, poiché permette di integrare la banca dati delle frane con quella degli strumenti.

Un altro punto fondamentale che caratterizza il progetto RiskNat è l’integrazione del SIFraP con i dati di telerilevamento satellitare. Questi, rispetto ai dati di monitoraggio tradizionale, hanno il vantaggio di non essere vincolati a un sito, ma di essere distribuiti più o meno omogeneamente in tutto il territorio regionale.

Come già detto, il DT Geologia e Dissesto negli ultimi anni si avvale di una nuova tecnologia che consente, mediante una tecnica radar interferometrica di telerilevamento di individuare e di valutare lo spostamento, con precisione dell’ordine del millimetro, di punti fisici dotati di particolari caratteristiche di riflettività del segnale radar, denominati *Permanent Scatterers* (PS). Tale tecnica è applicabile su ampie porzioni di territorio e l’analisi dei dati può avvenire per l’intera serie storica su cui sono disponibili le immagini satellitari. Nel 2006 è stata effettuata da TRE (*spin-off* del Politecnico di Milano) una prima indagine, con algoritmo PSInSARTM, su tutto il territorio regionale utilizzando i dati derivati dai satelliti ERS1 ed ERS2 dell’Agenzia Spaziale Europea, che copre il periodo temporale compreso tra il 1992 ed il 2001. Nel 2010, una seconda indagine è stata effettuata ancora da TRE sull’intero arco alpino piemontese a partire dalle immagini della piattaforma canadese RADARSAT, per il periodo compreso tra il 2003 ed il 2009. In questo caso è stato utilizzato il nuovo algoritmo di analisi SqueeSARTM, che permette di identificare sia riflettori puntuali (PS) che diffusi (*distributed scatterers*, DS) aumentando notevolmente il numero di punti identificati.

Le risultanze di tali dati vengono descritte anch'esse nella sezione "monitoraggio" dopo la descrizione dei dati di monitoraggio tradizionale. In questo caso è stato predisposto in modo del tutto automatico che ogni scheda SIFraP sia corredata da una tabella con le statistiche di base sui dati PSInSARTM/ERS (periodo 1992-2001) e SqueeSARTM/RADARSAT (periodo 2003-2009) riguardo ai riflettori (PS, DS) ricadenti all'interno del perimetro di frana. Vengono calcolati in automatico la velocità media, minima e massima, il numero totale di riflettori (PS+DS) e il numero di riflettori che rilevano movimento (per convenzione i movimenti compresi tra ± 2 mm/anno non sono considerati significativi in quanto rientrano nell'errore strumentale).

È importante sottolineare come il DT Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte utilizzi per la consultazione e l'analisi di tutti i dati descritti un unico geodatabase PostgreSQL/PostGIS che permette di integrare e correlare facilmente tutte le informazioni. Inoltre, è possibile effettuare analisi spaziali che consentono di intersecare automaticamente i dati più significativi con la geometria di frana, come ad esempio i dati satellitari di cui è possibile ottenere un'analisi statistica automaticamente al termine della digitalizzazione della geometria. Questo sistema ha creato un ambiente pratico, efficiente ed estremamente dinamico in cui tutti i dati possono essere facilmente raccolti ed elaborati al fine di ottenere le informazioni necessarie alla comprensione dei fenomeni.

In tale contesto, dunque, si inserisce il progetto RiskNat il cui sviluppo è stato curato da un gruppo di funzionari tecnici e borsisti del DT Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte. Uno degli obiettivi è stato quello di organizzare le informazioni esistenti, e talvolta di reperirne di nuove, al fine di produrre nuovi strati informativi derivanti dalla descrizione e caratterizzazione delle frane. Ciò ha comportato un significativo aggiornamento del sistema informativo SIFraP tramite la produzione di 300 nuovi report di 2° livello la cui distribuzione geografica è rappresentata in figura 4.7.

Per alcuni di questi fenomeni (per un totale di 12), inoltre, l'elevata quantità di dati in possesso dell'ente ha permesso di realizzare un ulteriore approfondimento tramite la redazione di una monografia dettagliata di 3° livello SIFraP. In particolare, alcuni di questi fenomeni erano già stati ampiamente analizzati nello studio delle RME (aree a Rischio Molto Elevato) oppure in ambito di convenzioni con altri enti o, ancora, erano stati oggetto di tesi di laurea o dottorato. Altri fenomeni, invece, sono stati analizzati *ex novo* dal DT Geologia e Dissesto.

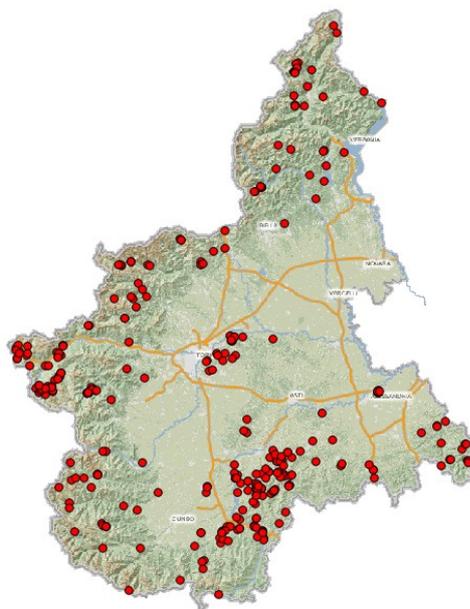


Figura 4.7 – Distribuzione sul territorio regionale dei 300 fenomeni franosi aggiornati in ambito RiskNat (Archivio, Arpa Piemonte).

Le schede e le monografie realizzate nel corso degli anni (non solo in ambito RiskNat) possono essere reperite sul portale GIS istituzionale dell'ente.

In ambito RiskNat rientra, come si ricorda, la borsa di studio denominata *"Riconoscimento, caratterizzazione, e descrizione di fenomeni franosi sul territorio regionale"*. La borsa ha rappresentato una delle principali risorse per portare a termine gli obiettivi di progetto ed ha consentito, parallelamente, la realizzazione del presente progetto di ricerca.

L'approfondita conoscenza del contesto geomorfologico regionale ha condotto la ricerca verso un fenomeno di particolare interesse, attivo da pochi anni (dal 2009), la frana di Sampeyre (CN), di cui si è in possesso di testimonianze dirette dell'ente stesso che ha seguito i primi movimenti di questo evento, tuttora in atto.

La presenza di strumentazione tradizionale (installata pochi mesi dopo l'attivazione) e di dati satellitari pregressi (PS e DS), che hanno registrato movimento, ha condotto ad intraprendere questo studio nel tentativo di integrare i diversi dati strumentali con le tradizionali metodologie di approccio allo studio dei fenomeni franosi.

Si è scelto, dunque, di studiare dettagliatamente il fenomeno di Sampeyre di cui si riporta in allegato la scheda di 2° livello (allegato n°2). Questo progetto di ricerca, inoltre, ha contribuito alla compilazione del 3° livello dello stesso fenomeno, consultabile sul portale ufficiale dell'ente.

5 - Caso studio: Frana di Sampeyre (CN)

Si focalizza adesso l'attenzione sul fenomeno che si è scelto di approfondire, se ne illustrano le caratteristiche già note, grazie a studi e osservazioni precedenti, e si passano in rassegna le analisi effettuate nell'ambito del presente progetto di ricerca.

5.1 - Inquadramento

5.1.1 - Inquadramento geografico

Il fenomeno franoso, oggetto del presente lavoro, si è attivato su di un versante esposto a meridione, situato in sinistra idrografica del Torrente Varaita, nella porzione mediana dell'omonima valle, a monte del tratto di fondovalle compreso tra gli abitati di Villar e Casteldelfino. Nello specifico il fenomeno è localizzato a monte dell'abitato di Villar, nel comune di Sampeyre (CN), ed ha coinvolto nell'estate del 2009, con la sua attivazione, la località di Grange Orgiera (figura 5.1).

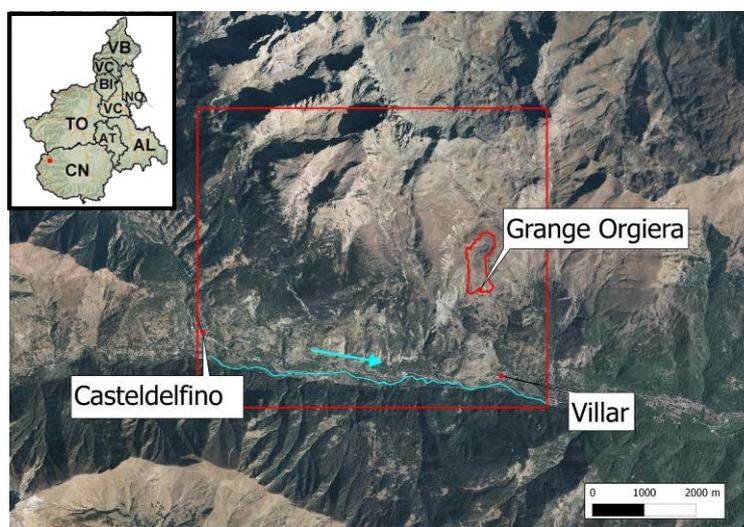


Figura 5.1 – Localizzazione, su ortofoto del 2000 (Archivio, Arpa Piemonte), dell'area di studio (riquadro rosso) e del fenomeno di Sampeyre (perimetrazione effettuata, tramite GPS, da Arpa il 22/09/2010), in sinistra idrografica del Torrente Varaita (azzurro).

La Val Varaita, verso cui si sviluppa il fenomeno senza tuttavia raggiungerla, è una valle alpina che nasce alle pendici del Monviso e si estende con andamento est-ovest, in direzione pressoché rettilinea, tra la Valle dell'Alto Po, più a nord, e la Val Maira, più a sud, fino a congiungersi con le stesse, più ad est, nella più ampia Valle del Po.

5.1.2 - Inquadramento geologico-regionale

Le rocce che caratterizzano l'area in esame appartengono al Complesso Ofiolitico del Monviso (Alpi Cozie) che rappresenta uno dei maggiori affioramenti di ofioliti metamorfiche delle Alpi Occidentali, estendendosi in forma di lente allungata in senso meridiano, dalla Val Varaita fino alla Val Germanasca, per oltre 35 km (figura 5.2). Le ofioliti del Monviso, analogamente agli altri complessi ofiolitici delle Alpi Occidentali, derivano dall'evoluzione strutturale del bacino alpino-appenninico che si aprì nel Giurese fra le placche europea e sud-alpina e, come essi, sono state coinvolte nella fase eoalpina di subduzione responsabile della scomparsa di gran parte di questo bacino (DAL PIAZ, 1974; LOMBARDO *et al.*, 1978).



Figura 5.2 – Particolare della Carta Geologica delle Alpi Occidentali (BORCHI, 2011; vedi figura 4.2). Nell'area di studio affiorano rocce del Complesso Ofiolitico del Monviso (MO), grande *klippe* ofiolitico appartenente alla Falda Piemontese Interna (in verde scuro) che si presenta intercalato nei calcescisti della Falda Piemontese Esterna (celeste).

Il grande *klippe* ofiolitico del Monviso si presenta intercalato nei calcescisti, ma è delimitato, a tetto e a letto, da un marcato orizzonte tettonico. Si tratta probabilmente di

una imponente scaglia, di provenienza interna, sovrascorsa alla sequenza dei calcescisti e profondamente incuneata in essa, forse in rapporto a una struttura di involuppo tettonico. A grandi linee si riscontra al Monviso la classica sequenza che contraddistingue molti complessi ofiolitici del bacino del Mediterraneo: dalle serpentine basali, si passa a una irregolare fascia di metagabbri con lenti eclogitiche (specie alla base) e quindi ad una potente serie di prasiniti e metadiabasiti, con frequenti relitti di strutture a cuscini. Il complesso presenta una forte inclinazione verso ovest (figura 5.3); tale assetto influenza sensibilmente la morfologia del massiccio il cui versante occidentale offre pareti scoscese in estesi pendii uniformi, mentre quello orientale è più articolato e a gradini. Per lo stesso motivo, le metabasiti sommitali sono estese a tutto il Vallone della Vallanta, a ovest del *klippe*, mentre le serpentine basali e i sovrastanti metagabbri affiorano solo sul versante orientale e lungo la Val Varaita (Note illustrative del Foglio 78-79 “Argentera-Dronero”, Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000).

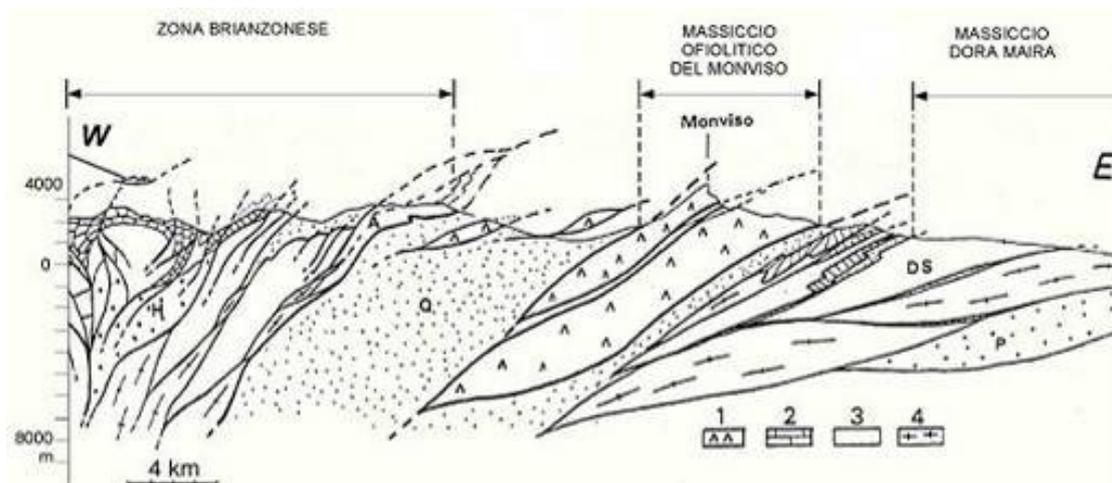


Figura 5.3 – Profilo geologico sintetico delle Alpi Cozie attraverso il Massiccio Ofiolitico del Monviso. H: Carbonifero; A: Zona di Acceglio; Q: Queyras (Unità esterne della Zona dei Calcescisti, a metamorfismo scisti blu); DS: Unità Dronero-Sampyre; P: Unità grafica di Pinerolo. 1. Ofioliti; 2. Mesozoico; 3. Permiano; 4. Unità eclogitiche di basamento polimetamorfico (PHILIPPOT, 1988).

Nel settore in esame, secondo il foglio 78-79 “Argentera-Dronero” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000, affiorano i seguenti terreni: nel settore inferiore, indicativamente nel tratto compreso tra il fondovalle Varaita e i 1900 m di quota, a monte delle Grange Orgiera, sono presenti principalmente serpentiniti; nel settore superiore le rocce che costituiscono l’ossatura del versante sono rappresentate da prasiniti e da masse di metagabbri, metaporfiriti e metadiabasi (figura 5.4). Le due zone litologiche sono poste in contatto da una faglia, che tra gli altri interessa anche il territorio in cui si è verificata l’attivazione più recente in località Grange Orgiera (luglio 2009). Ampi settori di versante sono caratterizzati dalla presenza di estesi depositi

detritici di natura principalmente gravitativa e secondariamente di origine glaciale, contraddistinti da un avanzato processo di argillificazione. Sulla base delle osservazioni di terreno si può sostanzialmente confermare il quadro riportato dalla cartografia geologica ufficiale, così come la presenza di scaglie di rocce cataclasate, localmente argillificate, confermerebbe la esistenza del lineamento tettonico citato (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

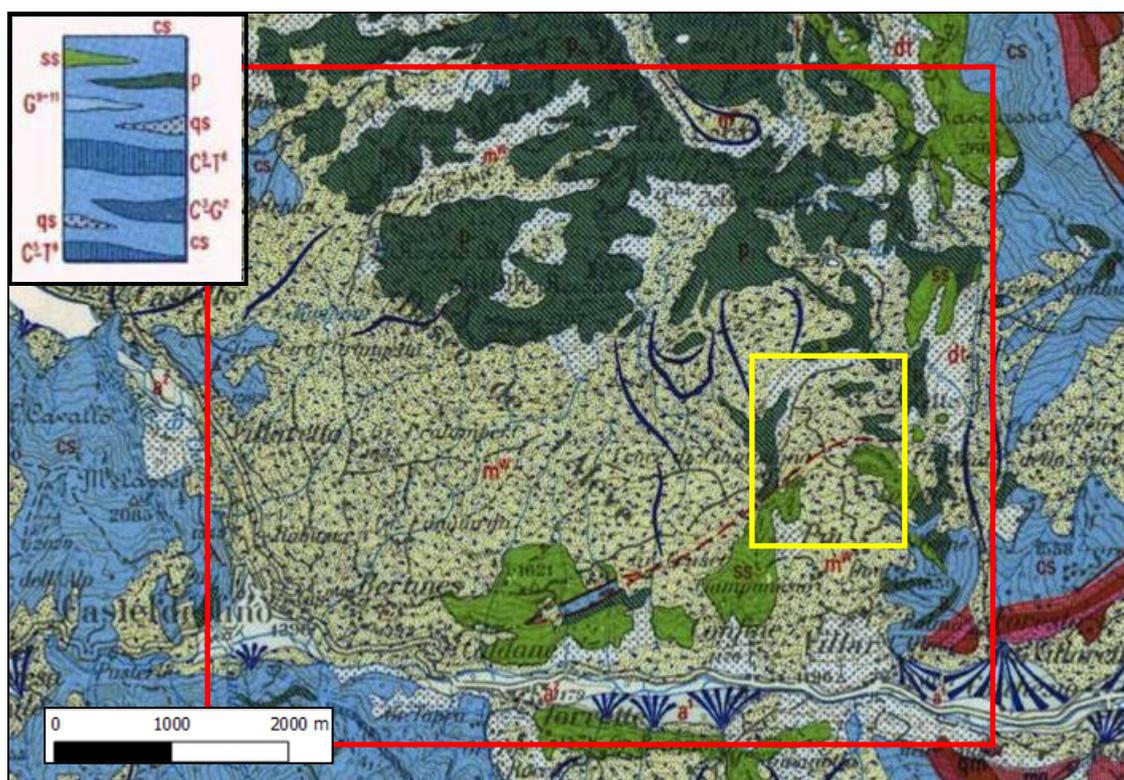


Figura 5.4 – Foglio 78-79 “Argentera-Dronero”, Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000 – Legenda del Complesso dei calcescisti ofiolitiferi: serpentiniti, serpentinoscisti, cloritoscisti, scisti attinolitici (ss); prasiniti anfiboliche, cloritiche ed epidoti che con zone di struttura a cuscini; masse di metagabbri, metaporfiriti e metadiabasi; piccole lenti di eclogiti (p) (CRETACEO INF.? – MALM?); calcescisti, calcemicascisti, calcescisti filladici, filladi calcaree (cs). Legenda dei depositi quaternari: detriti di falda e terreni detritici in genere; frane e detrito a blocchi; detrito di falda e terreni detritici cementati, essenzialmente prewurmiani (dt); terreni morenici stadiali e wurmiani (mw). Il riquadro rosso indica l’area di studio, quello giallo l’area in cui ricade la frana di Sampeyre.

LOMBARDO *et al.* (1978) hanno realizzato una carta geologica del Monviso (redatta in scala 1:50.000, in base a un rilevamento sistematico alla scala 1:12.500) (figura 5.5). L’importanza che riveste tale elaborato risiede nel fatto che presenta un maggiore dettaglio rispetto alla cartografia nazionale in scala 1:100.000. Inoltre, è stata effettuata un’articolata differenziazione tra le varie litologie che compongono il livello delle *prasiniti anfiboliche, cloritiche ed epidotiche con zone di struttura a cuscini; masse di metagabbri, metaporfiriti e metadiabasi; piccole lenti di eclogiti (p)* rappresentate da un’unica simbologia nella cartografia nazionale.

Infine, la cartografia della tesi di dottorato di PHILIPPOT (1988) (figura 5.6) offre uno schema più completo della situazione strutturale del Monviso. In prossimità della frana di

Grange Orgiera si possono osservare delle strutture con andamento circa N60 che separano le prasiniti dalle serpentiniti; ad est del dissesto, invece, si può osservare una grande struttura ad andamento N-S che prosegue verso nord oltre la Punta di Luca.

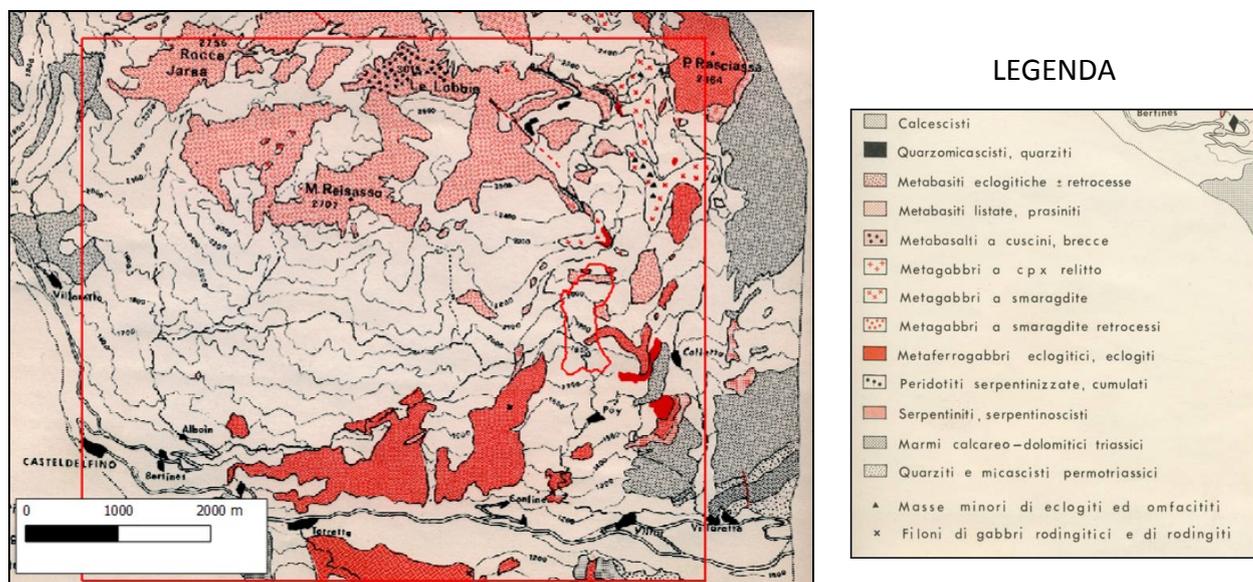


Figura 5.5 – Carta geologica di LOMBARDO *et al.* (1978) e sua legenda.

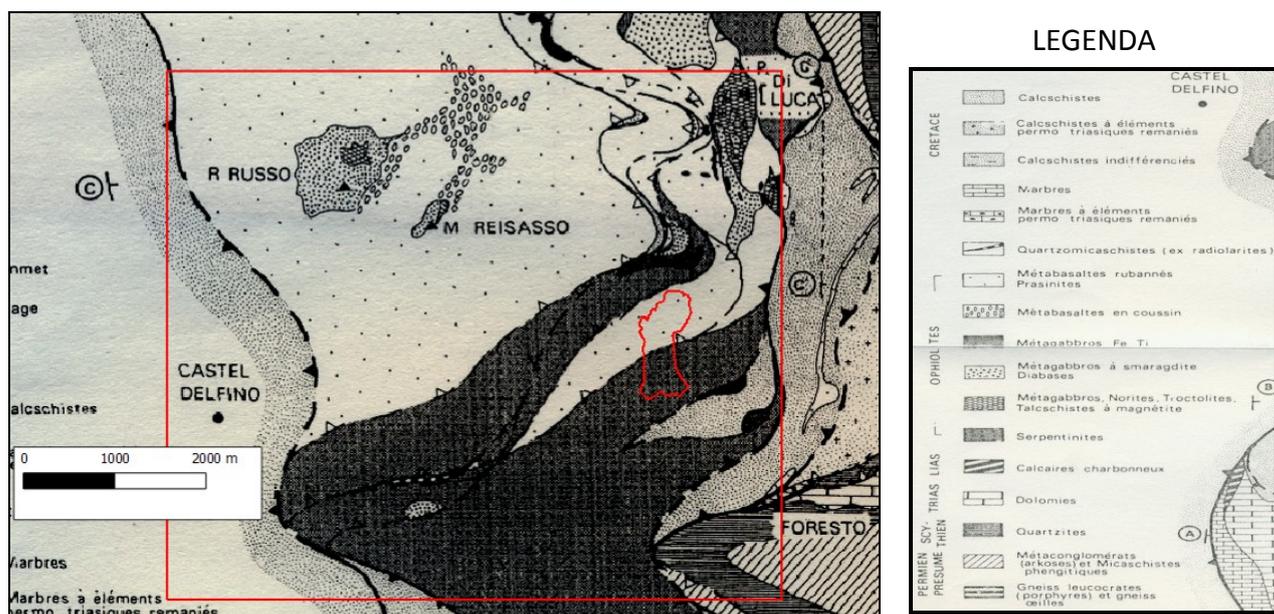


Figura 5.6 – Cartografia geologica della tesi di dottorato di PHILIPPOT (1988) e sua legenda.

5.2 - Stato dell'arte

5.2.1 - Banche dati, indagini e supporti cartografici disponibili

Di seguito vengono elencati e, successivamente dettagliati, i dati, messi a disposizione da Arpa Piemonte, utilizzati per le elaborazioni del presente progetto di ricerca:

- a) banca dati IFFI/SIFraP;

- b) banca dati RERCOMF;
- c) *dataset* PSInSARTM e SqueeSARTM;
- d) indagini geologico-tecniche a disposizione dell'ente;
- e) cartografia di base;
- f) foto aeree;
- g) ortofoto 2D e 3D;
- h) modello digitale del terreno (DTM).

Segue una descrizione dettagliata di ciascuno dei suddetti dati.

- a) Come già specificato, la banca dati dei fenomeni franosi si compone di una parte geografica e di una reportistica.

Ciascuna informazione geografica viene cartografata tramite l'utilizzo di *software* di tipo GIS (*Geographic Information System*). Tali geometrie sono rese disponibili all'utilizzo e alla consultazione interna sotto forma di *shapefile* (shp, formato vettoriale per sistemi informativi geografici), prodotti nel sistema di riferimento WGS84 (World Geodetic System 1984). In particolare, le informazioni geografiche sono suddivise in due categorie: alcuni *shapefile* descrivono la tipologia, la geometria e l'ubicazione dei fenomeni franosi presenti, altri rappresentano la tipologia, la geometria e l'ubicazione degli elementi morfologici caratteristici delle aree in frana. Per ognuna delle due varietà di dati sono presenti 3 *shapefile*, per un totale di 6, considerato che la tipologia di file richiede che vengano tenute separate le geometrie a seconda della forma (puntuali, lineari e areali). Sono inoltre presenti *shapefile* che descrivono i danni e gli interventi di mitigazione.

Per quanto riguarda la reportistica sui fenomeni franosi, Arpa Piemonte utilizza un database realizzato in *Microsoft Access* che contiene le informazioni di dettaglio relative a ciascuna frana. Da questo DB è possibile estrapolare le informazioni di 1° e 2° livello di ciascun fenomeno, attraverso la stampa dell'apposito *report* in formato pdf (*Portable Document Format*). Le monografie di 3° livello, invece, sono delle semplici, ma più articolate, relazioni in formato testuale.

Tutti i suddetti dati possono essere consultati pubblicamente attraverso il sito istituzionale dell'ente, completo di Geoportale per la visualizzazione dei dati georeferenziati.

Lo scopo della borsa di studio, nell'ambito della quale è nato il presente lavoro, è stato proprio quello di aggiornare questa banca dati. All'inizio di tale attività (Giugno 2010) il

fenomeno di Sampeyre, attivatosi nel luglio 2009, era presente in banca dati come semplice 1° livello. Nelle fasi iniziali del lavoro, in collaborazione con il DT Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte, si è proceduto alla compilazione della scheda di 2° livello. Nel corso di tutta la durata della borsa di studio (2010-2012), in concomitanza con lo svolgimento del presente progetto di dottorato, inoltre, sono stati condotti studi più approfonditi sulla frana, alcuni dei quali sono stati sintetizzati e pubblicati attraverso una monografia (3° livello SIFraP).

Come è possibile osservare dalla figura 5.7, il settore di versante su cui ricade il fenomeno oggetto del presente studio, è interessato da una estesa Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV) (codice SIFraP 004-00045-01) che coinvolge circa 20 km² di territorio. In questo contesto si inserisce la frana in esame (004-60273-00) che rappresenta la riattivazione di un movimento gravitativo più esteso (codice SIFraP 004-00045-08) a sua volta sovrapposto ad una frana di dimensioni maggiori il cui accumulo ha raggiunto in passato il fondovalle dove scorre il Torrente Varaita (codice SIFraP 004-00045-07, 004-60272-00).

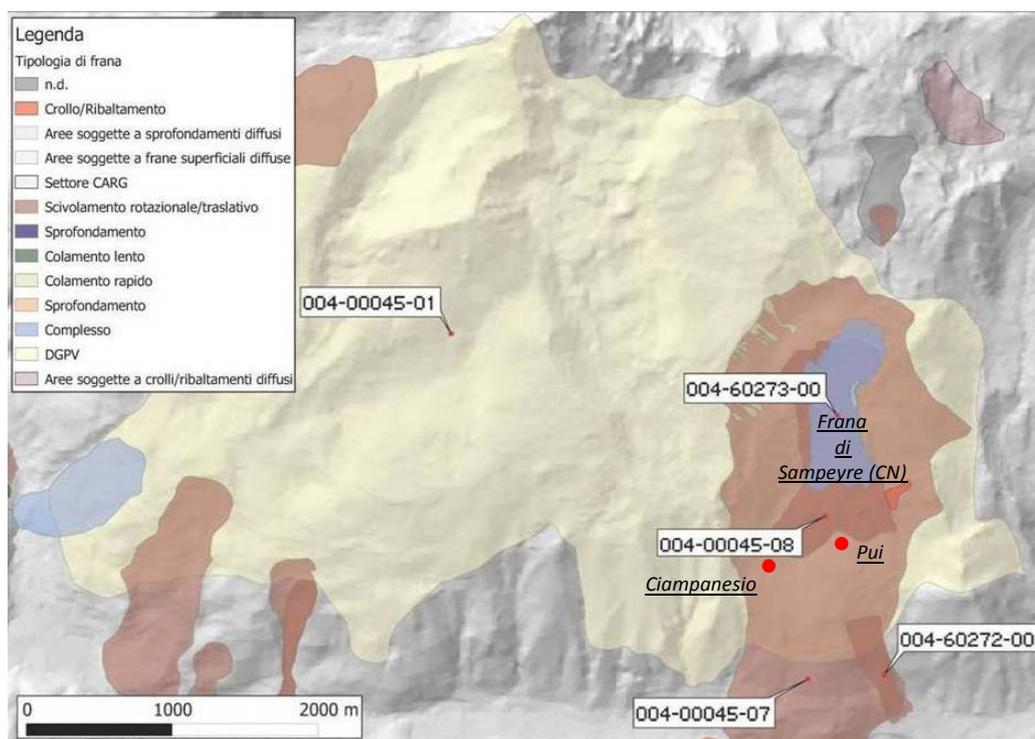


Figura 5.7 – Dettaglio dell'area in frana con ubicazione dei fenomeni principali (planimetria dei dissesti tratta dalla banca dati IFFI/SIFraP di Arpa Piemonte; base DTM 10x10m).

In questa unità fisiografica il fenomeno di Sampeyre è uno dei pochi corredato da elementi morfologici e da un report di 2° livello, inoltre, è l'unico di cui sia stata realizzata la monografia di 3° livello. Di seguito viene riportato un estratto della cartografia del

SIFraP (figura 5.8) che mostra nel dettaglio le informazioni topografiche e geomorfologiche disponibili sul fenomeno di Sampeyre e nel suo immediato intorno.

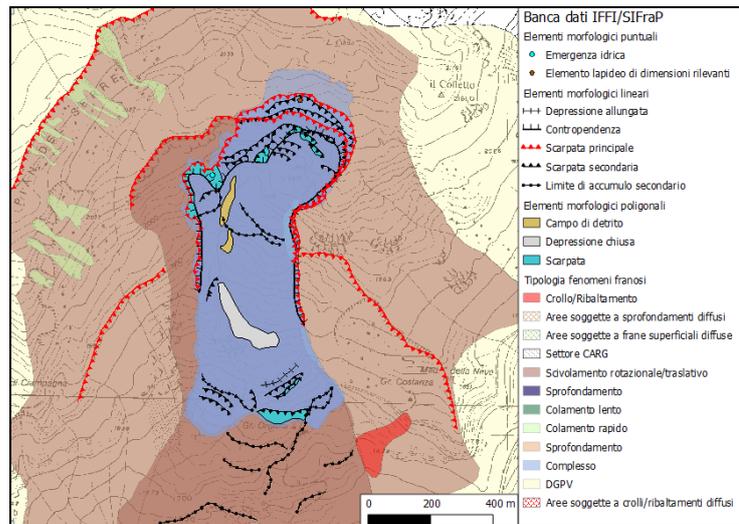


Figura 5.8 – Dettaglio della frana di Sampeyre comprensivo di elementi morfologici (banca dati IFFI/SIFraP, Arpa Piemonte; base CTR 1:10.000). Nell’immagine vengono riportati solo degli elementi morfologici che ricadono nell’area, ma nella banca dati so presenti anche altre voci come trincee, faglie, scarpate antropiche e in erosione.

b) Molto utile, ai fini della tesi, è stata un’altra banca dati di Arpa Piemonte, quella degli strumenti di misura (RERCOMF). Come già descritto in precedenza, la rete strumentale è costituita da oltre 1000 apparecchi che misurano, talvolta anche in continuo, i movimenti di terreno entro alcuni fenomeni franosi individuati per la loro particolare criticità. Dal settembre del 2009 il fenomeno di Sampeyre è monitorato con un sistema di controllo costituito da 16 capisaldi topografici GPS e una base distanziometrica. Da allora le misure, effettuate con cadenza circa annuale, registrano un continuo movimento (ultima misura effettuata il 23/07/2013). In figura 5.9 è riportata la planimetria ufficiale del sito di controllo.

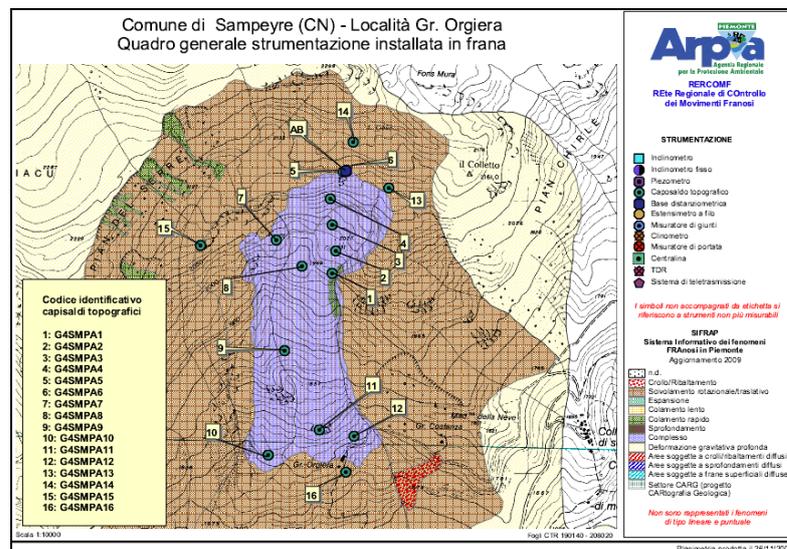


Figura 5.9 – Ubicazione degli strumenti di controllo sulla frana di Sampeyre (RERCOMF, Arpa Piemonte; base CTR 1:10.000 e cartografia IFFI/SIFraP).

c) Per quanto riguarda i dati di interferometria satellitare, per l'area in esame sono disponibili i *dataset* delle indagini PSInSARTM e SqueeSARTM, descritti dalle seguenti tabelle 5.1, 5.2 e 5.3. Oltre all'aggiunta dei bersagli distribuiti, la particolarità del nuovo algoritmo SqueeSARTM è data dal fatto che sono state commissionate su tutto il territorio regionale alcune elaborazioni specifiche denominate *local*, che si accompagnano al *dataset* tradizionale per zone particolarmente critiche ed hanno permesso di ottenere un maggior numero di punti per unità di area.

Tabella 5.1 – Riepilogo delle elaborazioni effettuate da TRE (Telerilevamento Europa s.r.l.) sui dati ERS.

Dataset:	FOSSANO_ERS_D_T22_2709
Tipo di analisi	SPSA (Standard Permanent Scatters Analysis)
Satellite utilizzato	ERS-1 e ERS-2
Numero di scene utilizzate	83
Intervallo temporale di analisi	03/05/1992 – 10/01/2001
Master acquisition	25/06/97
Track / Frame	22 / 2709
Sistema di proiezione	ED50 - UTM 32N
Orbita	Discendente
Coordinate del punto di riferimento	NORTH: 4934273.98 EAST: 375165.83
Estensione dell'area di interesse	2484 Km2
Numero di PS identificati	126010
Coordinate del versore di puntamento	N: -0.10153 E: 0.41928 H: 0.90216

Tabella 5.2 – Riepilogo delle elaborazioni effettuate da TRE sui dati RADARSAT ascendenti.

Dataset:	CASTELDEFINO_RSAT_S3_A_T190	CASTELDEFINO_LOCAL_RSAT_S3_A_T190
Tipo di analisi	Regional SqueeSAR TM Analysis	Regional SqueeSAR TM Analysis
Satellite utilizzato	RSAT-S3	RSAT-S3
Geometria di acquisizione	ASCENDING	ASCENDING
Numero di scene utilizzate	78	78
Intervallo temporale di analisi	18/9/2003 - 15/12/2009	18/9/2003 - 15/12/2009
Master acquisition UTC Time	17:19:57	17:19:57
Sistema di proiezione	WGS_1984_UTM_Zone_32N	WGS_1984_UTM_Zone_32N
Coordinate del punto di riferimento	NORTH: 4925115,3863 EAST: 369793,5995	NORTH: 4925115,3863 EAST: 369793,5995
Estensione dell'area di interesse	2040,21 Km2	32,56 Km2
Numero di PS identificati	145534	28460
Coordinate del versore di puntamento	N: -0.09424 E: -0.56691 H: 0.81837	N: -0.09424 E: -0.56691 H: 0.81837

Tabella 5.3 – Riepilogo delle elaborazioni effettuate da TRE sui dati RADARSAT discendenti.

Dataset:	CASTELDEFINO_RSAT_S3_D_T340	CASTELDEFINO_LOCAL_RSAT_S3_D_T340
Tipo di analisi	Regional SqueeSAR™ Analysis	Regional SqueeSAR™ Analysis
Satellite utilizzato	RSAT-S3	RSAT-S3
Geometria di acquisizione	DESCENDING	DESCENDING
Numero di scene utilizzate	78	78
Intervallo temporale di analisi	14/4/2003 - 2/12/2009	14/4/2003 - 2/12/2009
Master acquisition UTC Time	5:39:22	5:39:22
Sistema di proiezione	WGS_1984_UTM_Zone_32N	WGS_1984_UTM_Zone_32N
Coordinate del punto di riferimento	NORTH: 4925312,0321 EAST: 369222,1939	NORTH: 4925312,0321 EAST: 369222,1939
Estensione dell'area di interesse	2028,45 Km2	34,39 Km2
Numero di PS identificati	112248	28298
Coordinate del versore di puntamento	N: -0.11853 E: 0.55071 H: 0.82624	N: -0.11853 E: 0.55071 H: 0.82624

d) La banca dati geologica di Arpa Piemonte oltre a contenere informazioni sulle frane e sul monitoraggio delle stesse, comprende anche dati geotecnici relativi a indagini commissionate da Arpa stessa o da altri enti pubblici (solitamente i comuni).

Si tratta di indagini geologico-tecniche di vario tipo che vanno dalle perforazioni geognostiche alle prospezioni geofisiche. Generalmente, nei siti attrezzati con inclinometri e/o piezometri, sono disponibili le stratigrafie relative alle perforazioni effettuate per l'installazione degli strumenti stessi. La frana di Sampeyre, però, è stata dotata di strumenti di superficie (capisaldi topografici GPS), per cui non è stato necessario eseguire perforazioni.

In compenso, sono disponibili delle indagini geofisiche, che erano state commissionate ad alcune aziende private dal comune di Sampeyre dopo l'attivazione della frana, e sono state eseguite, nel luglio del 2010, al fine di indagare con metodologie non distruttive l'entità del fenomeno.

A tale scopo sono stati effettuati 3 profili sismici a rifrazione e 3 profili elettrici tomografici lungo le stesse direttrici, di cui una monte-valle e due trasversali alla linea di massima pendenza (figura 5.10).

Essendo la morfologia dell'intera area in frana totalmente differente dalla base topografica CTR (1:10.000) a disposizione, è stato effettuato un rilievo GPS lungo le direttrici corrispondenti ai lavori geofisici.

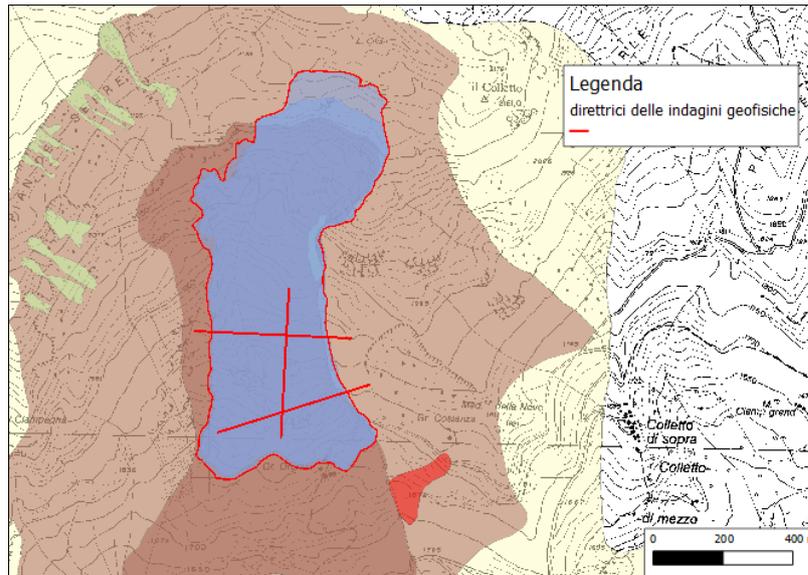


Figura 5.10 – Ubicazione delle direttrici lungo le quali sono state effettuate le indagini geofisiche (base CTR 1:10.000, Arpa Piemonte).

e) Un importante dato di base è rappresentato dalla Carta Tecnica Regionale (CTR) in scala 1:10.000 del 1991. Sono stati utilizzati sei fogli in formato *raster* georeferenziati (figura 5.11).

190130	190140	190150
208010	208020	208030

Figura 5.11 – Distribuzione areale dei fogli della CTR utilizzati per il presente elaborato.

f) Sono state consultate, le foto aeree inerenti diversi voli relativi ad anni differenti (tabella 5.4). La consultazione è avvenuta presso la sede stessa di Arpa, con strumentazione propria dell'ente (stereovisore ottico).

Tabella 5.4 – Caratteristiche delle foto aeree disponibili (Archivio, Arpa Piemonte).

Nome Volo	Scala	Compagnia	Anno
Volo Regione Piemonte 2000	1:15.000	Compagnia Generale Ripresearee S.P.A. (Parma)	2000-2001
Volo Rossi	1:31.000	Rossi s.r.l., Vicenza (Sede operativa - Brescia)	1991
Volo Ferretti	1:15.000	Compagnia Generale Ripresearee S.P.A. (Parma)	1979-1980

Le foto aeree maggiormente adoperate sono state le più recenti (2000), di cui sono stati consultati i seguenti fotogrammi: strisciata 36 fotogrammi 247-251; strisciata 11A fotogrammi 183-187; strisciata 226A fotogrammi 7281-7288; strisciata 223 fotogrammi 7334-7340. Del volo Ferretti sono state osservate le strisciate: 27A fotogrammi 1-11 e

28A fotogrammi 1-9. Infine, del volo Rossi sono state esaminate le strisciate: 7/2 fotogrammi 4216-4219 e 8/2 fotogrammi 52-56-59-62.

- g) Sono state consultate le ortofoto a colori 2D (risoluzione 1 m, anno 2000) e 3D (risoluzione 50 cm; anno 2007). Le seconde, ovvero le ortofoto prospettiche, sono state esaminate con l'ausilio del software TerraExplorer© (Skyline).
- h) Infine, è stato possibile avvalersi del modello digitale del terreno dell'intera regione (DTM 10x10m, del 1991).

5.2.2 - Stato delle conoscenze

La frana oggetto del presente studio (figura 5.12), meglio nota come *Frana di Sampeyre*, si è attivata nel luglio del 2009, a seguito delle intense precipitazioni nevose del precedente inverno seguite dalle altrettanto abbondanti piogge primaverili, coinvolgendo, nella sua discesa, la località di Grange Orgiera, comune di Sampeyre (CN).

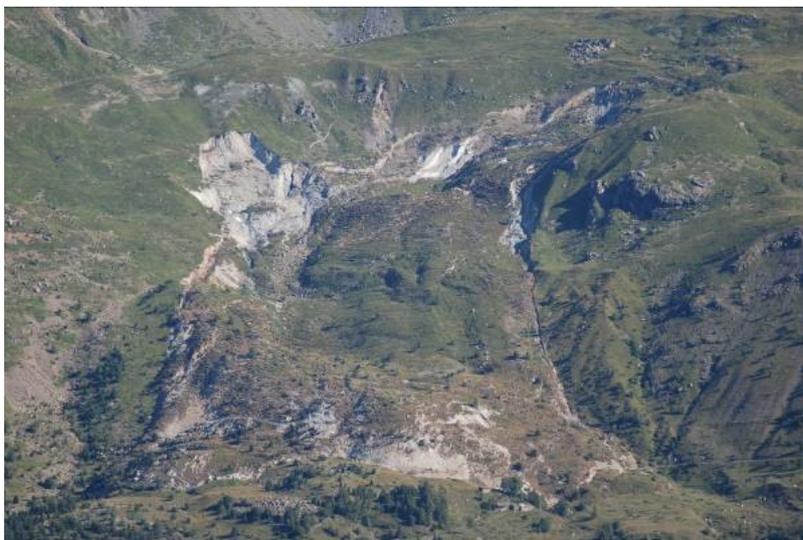


Figura 5.12 – Panoramica della frana di Sampeyre, foto scattata dal versante opposto il 25/07/2009 nei pressi del colle di Sampeyre (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

L'area era già nota per gli eventi franosi avvenuti in passato, i cui accumuli, ancora ben riconoscibili sia sul terreno che da fotointerpretazione, si sono sempre arrestati a monte delle frazioni di Pui e Ciampanesio (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

La frana di Sampeyre è un fenomeno di tipo complesso, inquadrabile come scorrimento rotazionale con evoluzione in colamento lento, che si estende per circa 0,40 km² coinvolgendo materiale detritico di varia pezzatura (da decimetrica a plurimetrica) in abbondante matrice argillosa, corrispondente agli estesi accumuli dei precedenti movimenti gravitativi (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009), misti a depositi morenici

stadiali e würmiani (Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 78-79 "Argentera-Dronero").

Segni di attività della frana sono stati osservati a partire dalla fine del mese di giugno 2009 ma i primi dati certi di movimenti risalgono al 7 luglio 2009. In 20 giorni, a partire da tale data, si è registrato uno spostamento del fronte tra i 60 e gli 80 metri, di cui la maggior parte tra il 15 e il 25 luglio 2009 (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

La zona di distacco (figura 5.13), in cui prevalgono movimenti di tipo *rotazionale*, è situata ad una quota di circa 2140 m s.l.m. e presenta uno sviluppo di circa 850 m.



Figura 5.13 – Settore di coronamento del fenomeno, la foto inquadra da ovest verso est (riprese dall'elicottero del 5 agosto 2009, ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

La scarpata principale della frana di Sampeyre è in continuo e progressivo arretramento (figura 5.14), ed a monte della stessa è presente un'area a movimento incipiente molto fratturata. Questa tendenza evolutiva verso monte è chiara anche rispetto al precedente e sottostante fenomeno la cui scarpata principale, attivatasi più a valle, è, in buona parte, stata obliterata dal nuovo fenomeno (Banca dati SIFraP, Arpa Piemonte).



Figura 5.14 – Massi in corrispondenza del coronamento della frana che evidenziano la dislocazione avvenuta tra il 15/07/09 (immagine a sinistra) e il 25/07/09 (immagine a destra) (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Il fronte dell'accumulo, invece, è posizionato alla quota di 1720 m s.l.m., in corrispondenza delle Grange Orgiera, e si estende per circa 650 m (figura 5.15).



Figura 5.15 – Accumulo della frana; in basso a destra le Grange Orgiera (cerchio rosso) (riprese dall'elicottero del 5 agosto 2009, ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Tale accumulo si comporta come un *colamento lento* pur essendo stato caratterizzato inizialmente da velocità di avanzamento estremamente elevate per questo tipo di fenomeni (figura 5.16). La velocità di avanzamento del fronte, infatti, dopo un iniziale picco di 4-5 m al giorno, ha rallentato in modo significativo, attestandosi comunque su valori di spostamento elevati, quantificabili in pochi decimetri al giorno (per i primi mesi), fino ad arrivare allo stato attuale ad evolvere con un ritmo di circa 1 m all'anno.



Figura 5.16 – Vista panoramica verso ovest del fronte della frana (freccia rossa); è ben visibile l'avanzamento avvenuto tra il 15/07/09 (sinistra) e il 25/07/09 (destra). Si ricorda che dal 7 luglio 2009 per 20 giorni si è registrato uno spostamento del fronte tra i 60 e gli 80 metri, di cui la maggior parte tra il 15 e il 25 luglio 2009 (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Secondo le classificazioni di CRUDEN & VARNES (1996) e VARNES (1978), infatti, con i tassi di avanzamento suddetti, riscontrati nelle fasi iniziali del fenomeno, non era di certo possibile classificarlo come movimento lento ma al più moderato (figure 5.17 e 5.18).

Classe	Descrizione	Danni osservabili	Velocità	(m/s)
7	Estremamente rapido	Catastrofe di eccezionale violenza. Edifici distrutti per l'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.	3m/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.	13m/mese	5×10^{-6}
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^{-8}
2	Molto lento	Alcune strutture permanenti possono non essere danneggiate dal movimento.	16 mm/anno	5×10^{-10}
1	Estremamente lento	Impercettibile senza strumenti di monitoraggio. Costruzione di edifici possibile con precauzioni		

Figura 5.17 – Danni osservabili associati alle classi di velocità delle frane (CRUDEN & VARNES, 1996).

	CLASSI DI VELOCITÀ						
	1	2	3	4	5	6	7
crollo							
ribaltamento							
scivolamento di roccia (neoformazione)							
scivolamento di roccia (riattivazione)							
scivolamento di detrito							
scivolamento di terra (neoformazione)							
scivolamento di terra (riattivazione)							
espansione laterale in roccia							
espansione laterale di blocchi di roccia sopra livello duttile							
espansione laterale per liquefazione							
colamento in roccia							
colamento di detrito							
colamento di terra coesiva (neoformazione)							
colamento di terra coesiva (riattivazione)							

Figura 5.18 – Tipologie di fenomeni franosi a seconda della classe di velocità (VARNES, 1978).

Il fronte dell'accumulo, inoltre, ha sormontato una stalla (figure 5.19 e 5.20), la cui costruzione risale al 1984, caratterizzata da struttura in cemento armato con tetto in lamiera, ubicata poco a nord del nucleo storico di Grange Orgiera. La strada di accesso alle Grange Orgiera è stata asportata per un tratto di circa 170 m (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

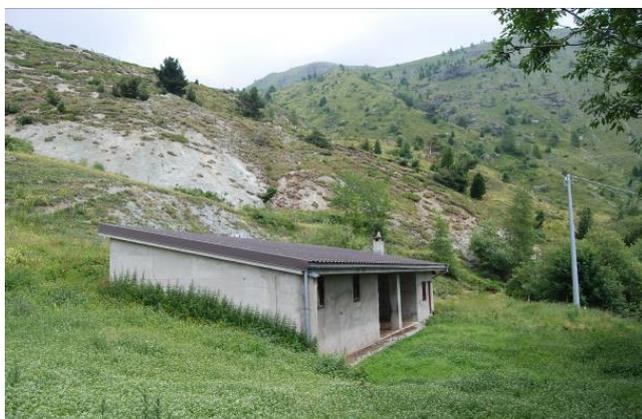


Figura 5.19 – Dettaglio della stalla, in loc. Grange Orgiera, ancora integra il 15/07/09 (sinistra) e quasi completamente distrutta dalla frana il 25/07/09 (destra) (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

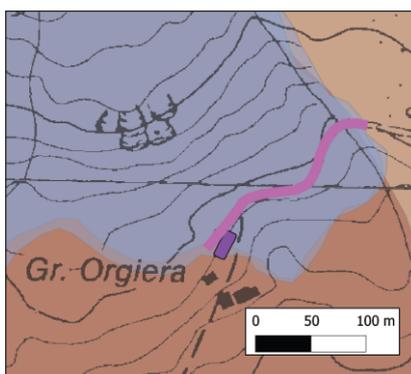


Figura 5.20 – Dettaglio (in viola) della stalla distrutta e della strada di accesso alle Grange Orgiera asportata per un tratto di circa 170 m (Banca dati SIFraP, Arpa Piemonte).

Infine, localmente, in particolare lungo il margine laterale sinistro orografico (figura 5.21), si è osservata una parziale evoluzione in colamento veloce (codice SIFraP 004-60295-00); tale situazione si ritrova anche sul fronte in destra orografica ma con manifestazioni molto più ridotte (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Le cause predisponenti al movimento franoso sono da ricercare nella costituzione litologica del versante caratterizzata da potenti accumuli di materiale fine, limoso-argilloso di precedenti frane (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009) misti a depositi morenici stadiali e würmiani (Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 78-79 "Argentera-Dronero").

Dalle indagini di sismica a rifrazione, commissionate dal comune di Sampeyre nell'area in frana (vedi paragrafo precedente), con particolare attenzione al profilo sismico eseguito lungo la linea di massima pendenza, si evince che la superficie di scorrimento nella zona di accumulo si attesta intorno a valori medi di circa 30 m dal piano campagna (fonte dei dati geofisici: Archivio di Arpa Piemonte).

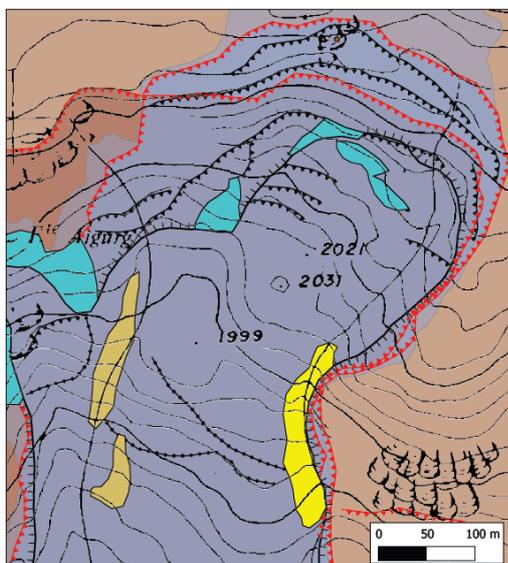


Figura 5.21 – Colamento veloce (in giallo) lungo il margine laterale sinistro orografico (Banca dati SIFraP, Arpa Piemonte).

Le cause innescanti sono individuabili nelle suddette intense precipitazioni nevose dell'inverno 2008/2009 e nelle successive piogge primaverili che hanno determinato una completa saturazione degli orizzonti a componente argillosa presenti nel sottosuolo (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

In particolare, da uno studio riportato nella relazione tecnica ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE (2009), effettuato dall'Area Previsione e Monitoraggio Ambientale di Arpa Piemonte, si evince che la stazione meteorologica della rete Arpa più significativa, per la minor distanza e la maggior similitudine di quota rispetto alla frana di Sampeyre, risulta quella di località Pian delle Baracche (Comune di Sampeyre), sita a quota 2135 m s.l.m. sul versante opposto a quello della frana e distante da essa in linea d'aria circa 6 km. Tuttavia il versante in cui è sita la stazione è esposto a Nord, di conseguenza i valori calcolati di acqua antecedente potrebbero essere leggermente sovrastimati (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Il diagramma inerente al massimo mensile dello spessore di neve al suolo (figura 5.22) da un'indicazione, seppure con valenza puntuale, sul quantitativo di acqua che è stato immagazzinato nel manto nevoso e, alla fusione di questo, restituito al versante come acqua equivalente. A tal proposito si ricorda che la fusione di un 1 cm di neve compattata equivale a 2 mm di pioggia circa. L'acqua derivante dalla fusione del manto nevoso si infiltra nel terreno giocando il ruolo di pioggia antecedente, un'importante causa predisponente per i fenomeni franosi della tipologia qui trattata (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Le piogge hanno subito una validazione ragionata tramite il confronto dei valori di pioggia registrati con quelli di neve fresca misurata dai sensori appartenenti alla medesima stazione. Così facendo è possibile distinguere la natura dell'acqua misurata dai pluviometri, cioè se derivante da pioggia o dalla fusione di neve accumulatasi sulla bocca dello strumento. L'acqua derivante dalla neve fresca (figura 5.23) viene dunque sottratta alla cumulata mensile di pioggia (figura 5.24) ottenendo così il valore reale del contributo idrico delle piogge. A tal proposito si ricorda che alla fusione di 1 cm di neve fresca corrisponde 1 mm di acqua circa.

Considerando come periodo di influenza dell'acqua antecedente i 60 giorni precedenti (prassi utilizzata in letteratura) l'acqua presente nel terreno, tenendo conto anche del contributo della neve che nel frattempo si è fusa, nell'intorno della stazione di Pian delle

Baracche, alla fine del mese di luglio 2009, si aggirava verosimilmente intorno a 680 mm (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

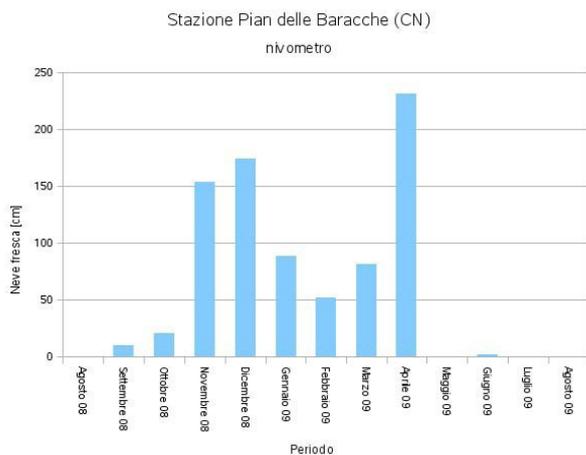


Figura 5.22 – Altezza della neve fresca al suolo accumulatasi mensilmente (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

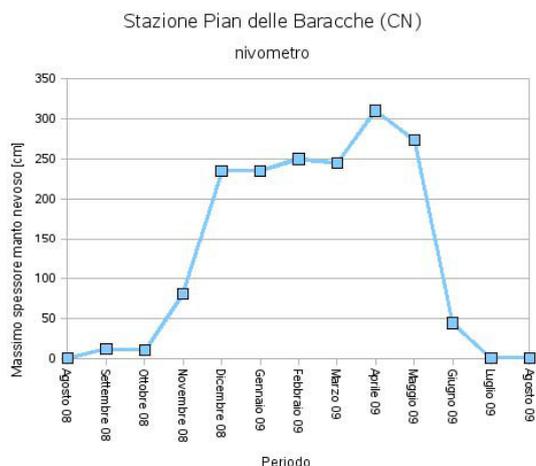


Figura 5.23 – Variazione del massimo spessore del manto nevoso osservato a cadenza mensile (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

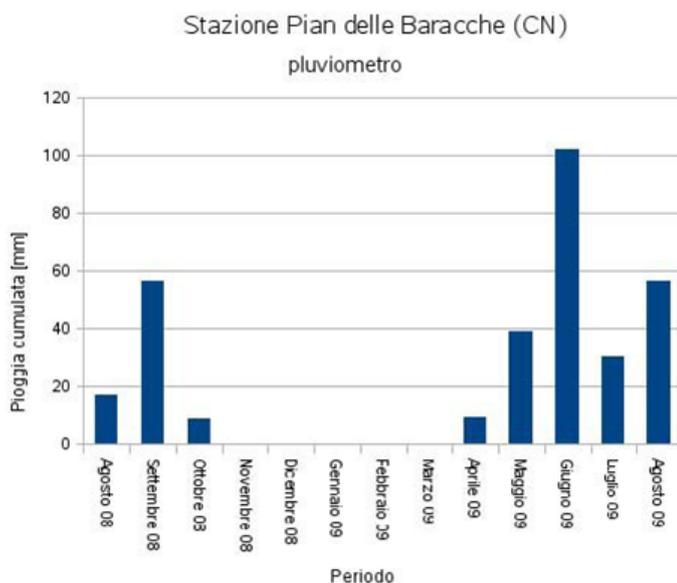


Figura 5.24 – Istogrammi delle cumulate mensili di pioggia (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

5.3 - Elaborazione dei dati

5.3.1 - Analisi geologico-geomorfologica

L'ampiezza e l'ubicazione dell'area di studio è stata scelta in funzione dei fenomeni che si volevano approfondire e, di conseguenza, è stata dimensionata in modo tale che potesse contenere tutti i fenomeni su cui si è impostata la frana di Sampeyre, inclusa la deformazione gravitativa profonda di versante.

L'analisi geologico-geomorfologica, tuttavia, è stata effettuata per un'area leggermente più estesa. Come si può osservare in figura 5.25, l'area di studio, estesa circa 40 km²,

risulta delimitata lateralmente dalle due strutture tettoniche che isolano il *klippe* ofiolitico dai limitrofi calcescisti (ovvero i contatti tettonici che separano la Falda Piemontese interna da quella esterna). In particolare, ad ovest si distingue un importante lineamento immergente verso ovest su cui si è impostato il Vallone della Vallanta, una valle rettilinea ad andamento N-S. Ad est, invece, il contatto tettonico ofioliti-calcescisti è costituito da una struttura, anch'essa ad andamento N-S ed immergente verso ovest, che si estende da Colletto di Sotto (1450 m s.l.m.) fino a P.ta Rasciassa o Testa Rossa o C.le di Luca (2663 m s.l.m.). Proprio per studiare bene questo lineamento, molto persistente, e tutti i lineamenti tettonici minori associati, nonché le conseguenti forme del paesaggio a controllo strutturale, l'area è stata estesa verso est di circa 2 km.

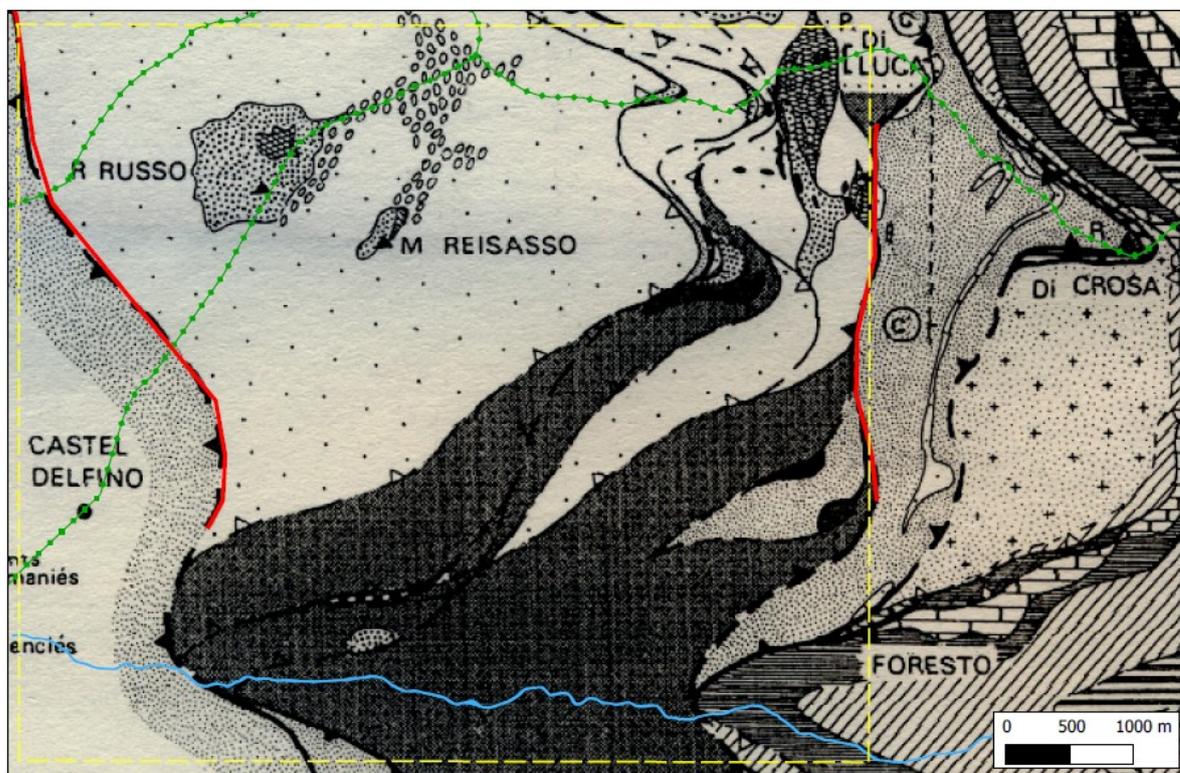


Figura 5.25 – Estensione dell'area di studio verso est per l'analisi geomorfologica, il tratteggio giallo indica l'area di studio scelta per l'intero lavoro di ricerca (base: *Carta geologica* della tesi di dottorato di PHILIPPOT, 1988).

Longitudinalmente, invece, l'area è delimitata dal fondovalle del Torrente Varaita, a sud, e dalla cresta di spartiacque, a nord. Tale cresta, congiungente P.ta Rasciassa (2663 m s.l.m.) con P.ta delle Guglie (2753 m s.l.m.) e C.ma delle Lobbie (3016 m s.l.m.), separa la val Varaita dalla valle dell'Alto Po, situata più a nord. Il fondovalle, invece, si attesta ad una quota compresa tra i 953 m s.l.m. ad est (presso di Sampeyre) e i 1249 m s.l.m. a ovest (nei pressi di Casteldefino).

Ai fini dell'analisi geologico-geomorfologica, diversi studi sono stati effettuati sull'intera area di studio come i rilievi di terreno di tipo geologico-geomorfologico, lo studio strutturale dei lineamenti tettonici, la carta delle pendenze e l'analisi geomorfologica *sensu stricto*. Infine, si è concentrata l'attenzione sull'area in cui è ubicato il fenomeno di Sampeyre e si è prodotta una sezione geologica monte-valle del corpo di frana.

5.3.1.1 - Attività di campo

Sono state effettuate delle *osservazioni di terreno* nell'area di studio con finalità di indagine diretta sia delle litologie che delle forme del paesaggio.

Dal punto di vista litologico, è stata rintracciata una piccola area ad est della zona in frana dove affiorano, presumibilmente in posto, i principali tipi di roccia presenti nell'area di studio (figura 5.26).

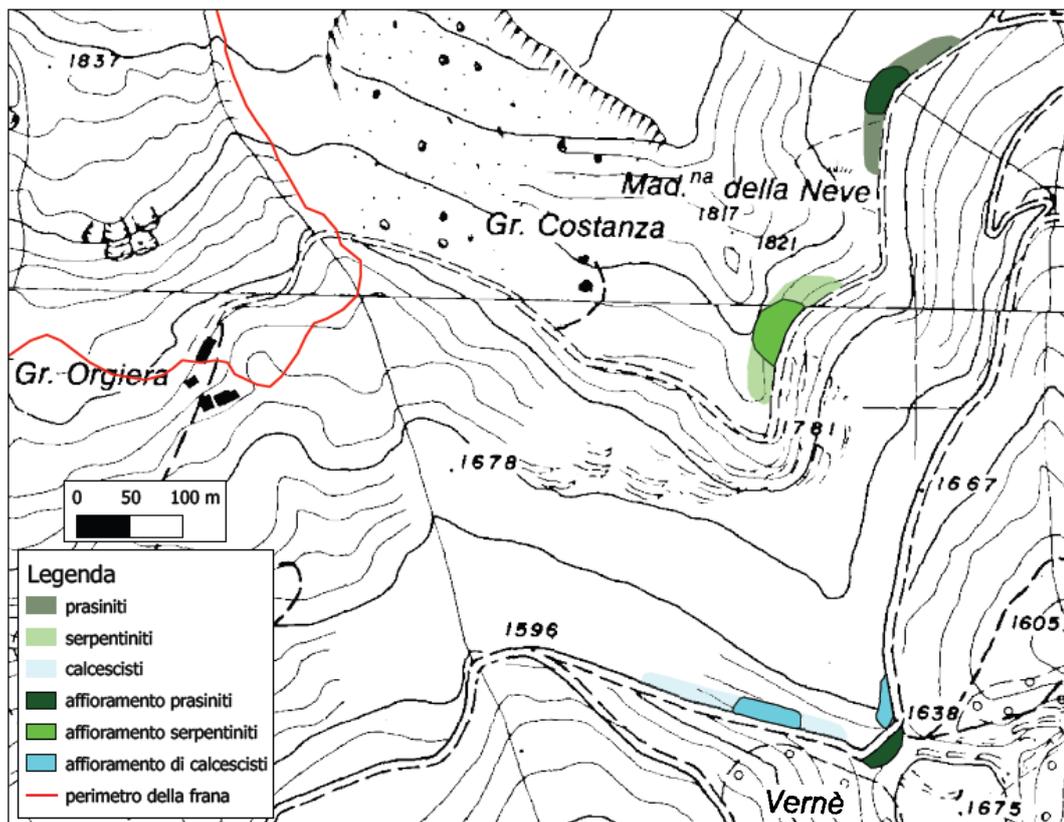


Figura 5.26 – Principali litologie affioranti nell'area di studio.

A posteriori è stato possibile osservare come la *Carta geologica* di LOMBARDO *et al.* (1978), sia quella che rispecchia meglio l'affioramento delle litologie osservate (figura 5.27). Si ricorda che in tale pubblicazione sono distinte tra loro le litologie come metagabbri, metabasiti e prasiniti, che nella cartografia nazionale vengono raggruppate in un'unica voce di legenda sotto il nome di prasiniti (p) (Carta Geologica d'Italia in scala 1 :100.000, Foglio 78-79 "Argentiera-Dronero").

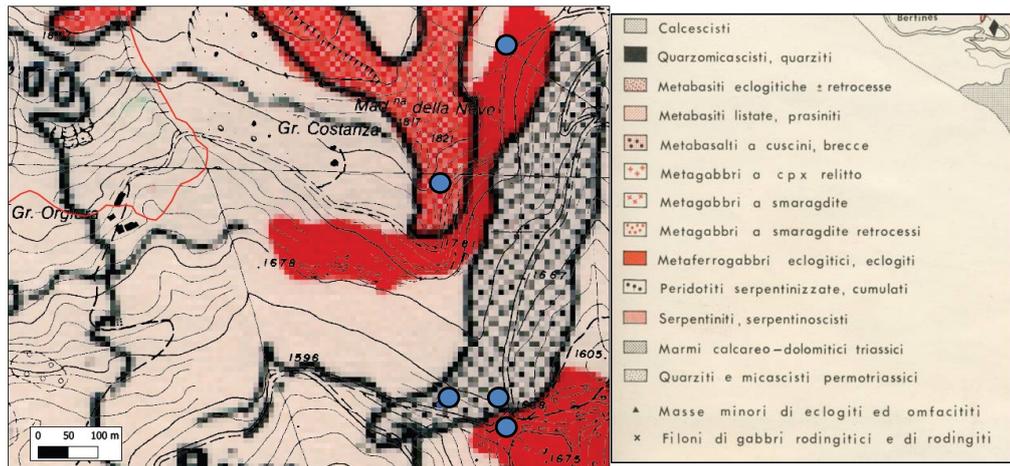


Figura 5.27 – Ubicazione degli affioramenti osservati sulla carta di LOMBARDO *et al.* (1978) (base: CTR 1:10.000).

Di seguito si espone una serie di immagini relative ai suddetti rilievi litologici raffiguranti gli affioramenti accompagnati, se possibile, da un dettaglio (figure da 5.28 a 5.33).



Figura 5.28 – Affioramento di calcescisti ubicato a monte dell'abitato di Vernè. Si alternano livelli centimetrici più o meno scistosì con giacitura circa 310/35.



Figura 5.29 – Presunta faglia (giacitura 340/50) nell'affioramento di calcescisti ubicato a monte dell'abitato di Vernè.



Figura 5.30 – Affioramento di metabasiti (prasiniti) montonate ubicato a monte dell'abitato di Vernè.



Figura 5.31 – Prasiniti o *Flaser* gabbri con alternanze di livelli scuri e chiari (eclogiti e glaucofaniti), ubicate nei pressi di Mad.na della Neve.



Figura 5.32 – Subaffioramento di serpentiniti con breccia di faglia e fibre di amianto, nei pressi di Mad.na della Neve.

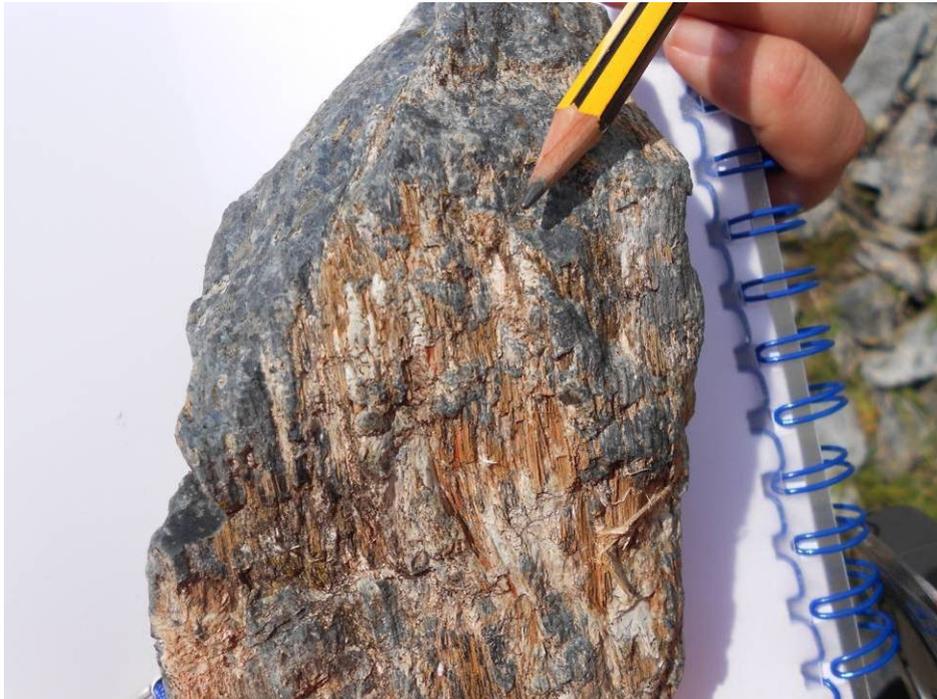


Figura 5.33 – Particolare delle serpentiniti, subaffioranti nei pressi di Mad.na della Neve, in cui si possono osservare fibre di amianto con una leggera alterazione.

Ai rilievi litologici si sono aggiunti i rilievi morfologici che sono stati eseguiti sul dissesto e nel suo immediato contorno, al fine di osservare le caratteristiche forme delle aree in frana come scarpate, contropendenze, fratture di trazione. Si riportano alcune delle immagini più significative (figure dalla 5.34 alla 5.41).



Figura 5.34 – Accumulo e fronte della frana (freccia rossa) a inizio e fine progetto di ricerca, ovvero il 6/07/2010 (sinistra) e il 1/09/2013 (destra). Sicuramente adesso l'evoluzione non può essere più colta ad occhio nudo, ma confrontando le immagini con quelle di luglio del 2009 si nota un ulteriore avanzamento.



Figura 5.35 – Zona di movimento incipiente a monte del coronamento. Sono evidenti piccole scarpate e fratture di trazione.



Figura 5.36 – Frattura di trazione beante in un subaffioramento roccioso di prasiniti nei pressi del coronamento.



Figura 5.37 – Porzione della scarpata principale, impostata su prasiniti listate, in destra orografica.



Figura 5.38 – Scarpata laterale in sinistra orografica da W.



Figura 5.39 – Scarpata laterale in destra orografica da N.



Figura 5.40 – Manto erboso disarticolato nell'accumulo di frana.



Figura 5.41 – Fibre di amianto nel corpo di frana.

Infine, sono stati effettuati dei rilievi nella porzione di versante sovrastante il fenomeno di Sampeyre fino a raggiungere il Pian di Truc (c.ca 2500 m s.l.m.) da cui è stato possibile osservare un paesaggio completamente diverso, brullo e caratterizzato da forme glaciali e crionivali di vario tipo, come ad esempio i *rock glacier*, grosse forme di accumulo costituite da colate di detrito, tipicamente a forma di lingua lobata, contenenti ghiaccio

interstiziale e ghiaccio in lenti, frequenti alle alte quote sui versanti montuosi delle regioni temperate e a quote minori alle latitudini più elevate (figura 5.42) (GUGLIEMIN, 2004).



Figura 5.42 – Paesaggio tra il Lago di Luca e la P.ta delle Guglie, in primo piano un deposito di *rock glacier* che si riversa nel lago (nel dettaglio l'area osservabile nella rispettiva ortofoto del 2000).

Come si può osservare dall'ortofoto (2000), la particolarità di queste forme risiede nel fatto che in una visione di insieme si apprezzano le forme di flusso, a lobi e pieghe, dovute alla presenza di ghiaccio che guida la discesa di tali accumuli, ma da vicino sembrano dei semplici depositi detritici con grossi massi di dimensioni da decimetriche a metriche.

Sono state, inoltre, riscontrate diverse fratture di trazione che sono state successivamente confermate dall'osservazione di foto aeree.

Si mostra, infine, il paesaggio che si presenta in cresta, completamente spoglio, roccioso ed estremamente fratturato (figura 5.43).



Figura 5.43 – Paesaggio nei pressi di C.ma delle Lobbie (3016 m s.l.m.).

L'analisi di campo ha permesso di osservare, soprattutto in concomitanza della frana di Sampeyre, i potenti accumuli di materiale fine limoso-argilloso attribuiti da ARPA PIEMONTE

& REGIONE PIEMONTE (2009) ad accumuli di precedenti frane e riportati nel Foglio 78-79 “Argentera-Dronero” (Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000) come depositi morenici stadiali e würmiani. Laddove, invece, affiora la roccia in posto si sono osservate numerose faglie e fratture che lasciano supporre bassi valori dei parametri geotecnici per le diverse litologie. Infine, si è potuto osservare come il paesaggio cambi drasticamente al di sopra dei 2000 m s.l.m.; intorno a questa quota, procedendo da valle verso monte, infatti, si passa da forme morbide con presenza di alberi ed arbusti ad un paesaggio crivellato, prettamente roccioso o detritico, caratterizzato da pascoli o completamente privo di vegetazione.

5.3.1.2 - Analisi strutturale

Dal punto di vista strutturale, invece, è stata effettuata, in collaborazione con il DT Geologia e Dissesto, un’analisi dello stato di fratturazione degli ammassi rocciosi attraverso l’interpretazione di ortofoto prospettiche in 3D (risoluzione 50 cm; anno 2007), con l’ausilio del software TerraExplorer® (Skyline). Lo studio è consistito nell’individuazione degli affioramenti rocciosi dell’area di studio e nel riconoscimento, all’interno di questi, dei principali sistemi di fratturazione *sensu lato* (fratture, faglie). In tal modo, è stata prodotta una *Carta della fratturazione* (figura 5.44).

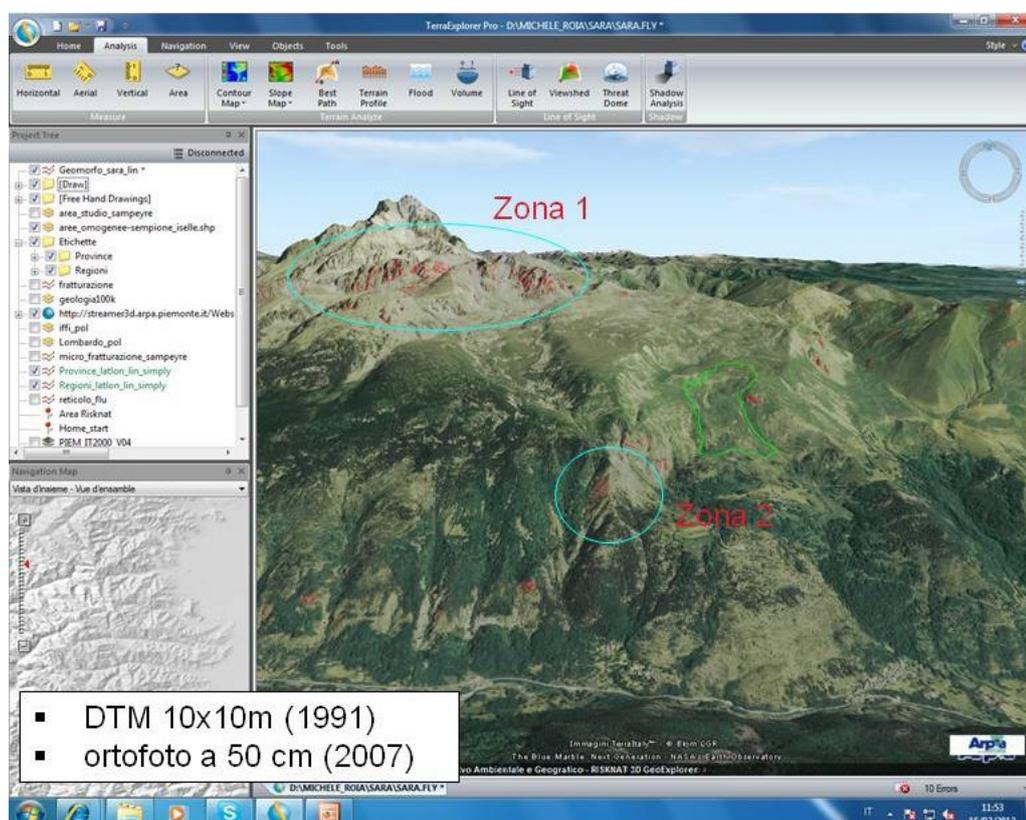


Figura 5.44 – Carta della fratturazione a supporto dell’analisi geologico-geomorfologica. In azzurro sono evidenziate due aree che sono state analizzate nel dettaglio. In verde la frana di Sampeyre.

Questo approccio è stato molto utile per riconoscere le principali strutture che hanno vincolato, e vincolano tuttora, l'evoluzione del versante e poter quindi dare successivamente la giusta interpretazione alle forme del paesaggio riscontrate. Potrà, inoltre, essere utilizzato in studi successivi come base di partenza per analisi geologico-strutturali di terreno. Esso, infatti, permette non solo di avere un quadro chiaro di quali siano gli affioramenti migliori e di come raggiungerli, ma anche di avere una stima qualitativa del pattern della fratturazione reale dell'ammasso roccioso.

Per caratterizzare il pattern della fratturazione sono stati scelti ed esaminati in particolare due settori esterni al corpo di frana di Sampeyre che sono stati denominati "zona 1" e "zona 2". Per ciascuno di questi settori sono stati realizzati due diagrammi che rappresentano: le *frequenze azimutali* delle fratture s.l. e le *lunghezze cumulative* di tali fratture.

In figura 5.45 è mostrata una panoramica ed un particolare della zona 1 con i diagrammi suddetti. Tale area è situata nella porzione di cresta del versante, tra Cima delle Lobbie (3016 m s.l.m.) e Punta Malta (2987 m s.l.m.), estendendosi leggermente a nord dell'area di studio (per circa 1 km).

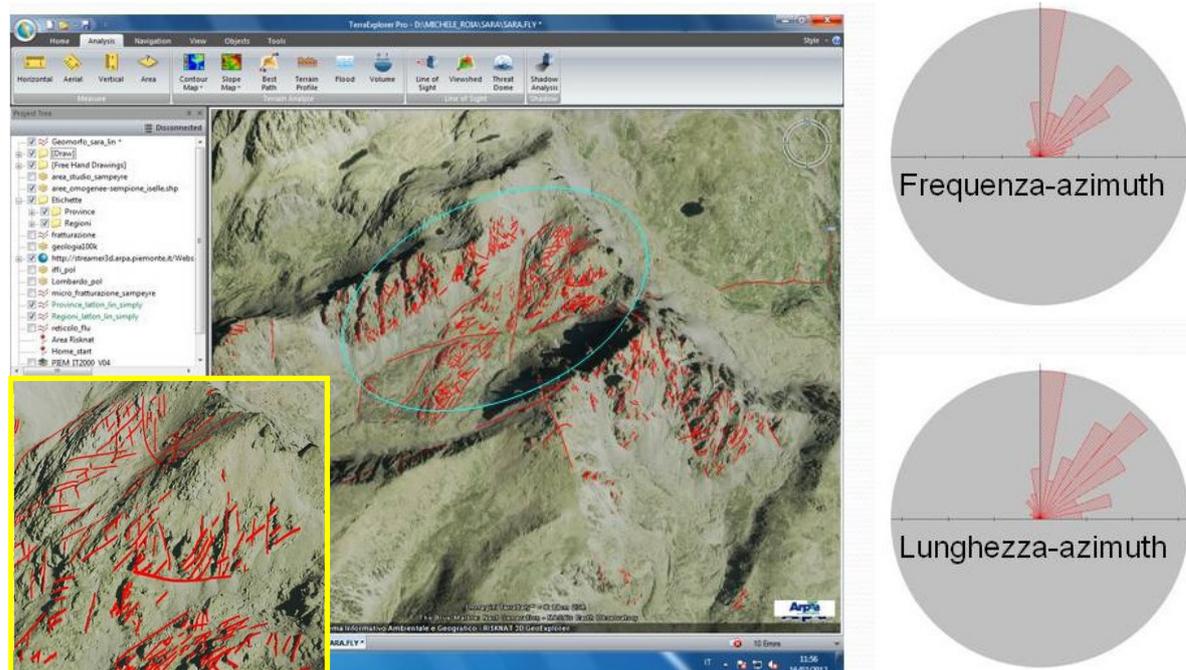


Figura 5.45 – Particolare della carta della fratturazione realizzata con il software TerraExplorer®. Nella zona 1, qui rappresentata, sono state contate 711 fratture s.l., di fianco si riportano i diagrammi a rosa delle frequenze azimutali e delle lunghezze cumulative di tali fratture. La figura è orientata con il nord verso l'alto.

Dallo studio effettuato sulla zona 1 risulta chiara la predominanza di un sistema N-S e di uno compreso tra N30 e N60. Il diagramma delle lunghezze cumulative, inoltre, mette in evidenza anche un sistema N80.

In figura 5.46 si riporta una panoramica ed un particolare della zona 2, situata a SW del fenomeno di Sampeyre, in località Croce d'Alie su di una dorsale situata ad ovest di Ciampanesio.

In tale settore si ha la chiara predominanza di un sistema N-S, con secondari sistemi WNW-ESE e NE-SW. In particolare, quest'ultimo, più persistente rispetto all'altro, mostra nel diagramma delle lunghezze cumulative evidenti sistemi N30 e N60.

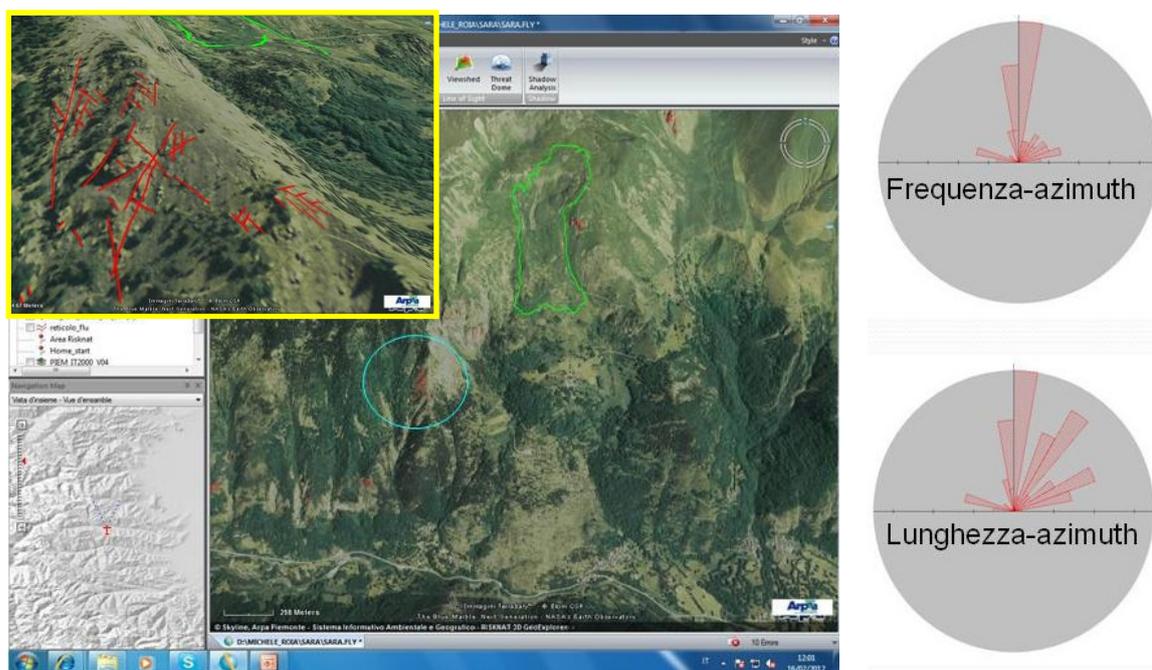


Figura 5.46 – Nella zona 2, qui rappresentata, sono state contate 56 fratture s.l., di fianco si riportano i diagrammi a rosa delle frequenze azimutali e delle lunghezze cumulative di tali fratture. Il dettaglio è orientato con il NNE verso l'alto e non è ortogonale. In verde il fenomeno di Sampeyre.

In sintesi, l'analisi della fratturazione delle due zone ha permesso di individuare due principali sistemi:

1. un sistema N-S più persistente e pervasivo al quale è correlato un sistema secondario con direzione NE-SW (tra N30 e N60);
2. un sistema NW-SE poco persistente e pervasivo.

Buona parte di questi lineamenti individuati trovano conferma in bibliografia. Al sistema N60 potrebbe appartenere la faglia che attraversa il corpo di frana riportata nel foglio 78-79 “Argentera-Dronero” della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000 (v. Inquadramento geologico-regionale). Il sistema NW-SE, invece, è riportato nella cartografia di LOMBARDO *et al.* (1978), anche se con angoli più prossimi al nord (NNW-SSE). Infine, il lineamento N-S, importante lineamento regionale che isola il *klippe* ofiolitico, è rappresentato da PHILIPPOT (1988) nella sua tesi di dottorato con una grossa struttura a

est dell'area di studio, che va dalla Punta di Luca a Foresto, ed una ad ovest su cui si imposta il Vallone della Vallanta.

5.3.1.3 - Carta delle pendenze

Come supporto all'analisi morfologica, infine, è stata prodotta una *Carta delle pendenze* (figura 5.47), mediante un *software* GIS a partire da un DTM (10x10m). Da questa carta si evince che nei settori posti ad est e ad ovest del fenomeno di Sampeyre le pendenze sono nettamente maggiori rispetto a quelle dell'area in frana, per via della maggiore competenza della roccia, dovuta all'assenza di estesi fenomeni franosi di tipo rotazionale/colamento. In ogni caso, la maggiore diffusione di aree estese a pendenza elevata si riscontra in prossimità del fondovalle con valori compresi tra 30° e 50°; mentre più a monte sono molto diffuse aree con pendenza intorno ai 20°.



Figura 5.47 – Carta delle pendenze. In rosso il la frana di Sampeyre.

Ciò implica che il versante abbia una forma convessa con pendenza maggiore a valle (figura 5.48), caratteristica delle valli in approfondimento, nelle porzioni più a monte invece abbondano le zone sub-pianeggianti, e le pendenze elevate sono riservate solo ad isolate scarpate con vario significato morfoevolutivo.

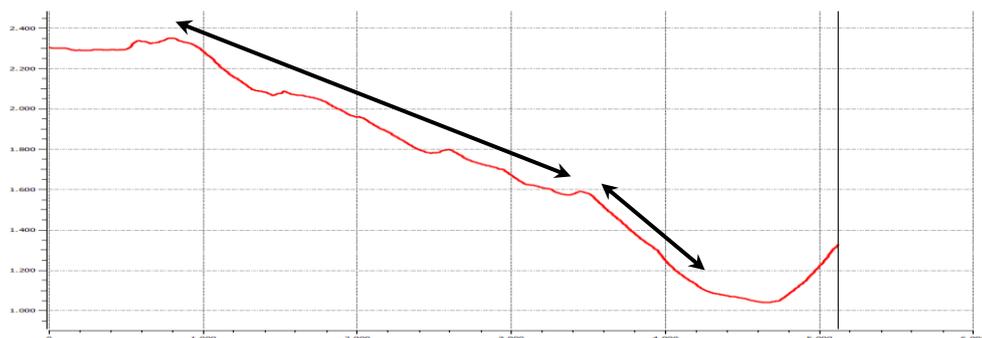


Figura 5.48 – Profilo tratto dall'area studio. Si osserva la forma tipica delle valli in approfondimento, con pendenze maggiori a valle.

5.3.1.4 - Analisi geomorfologica s.s.

In parallelo a queste fasi accessorie di lavoro (riepilogando: *osservazioni di terreno, studio della fratturazione s.l. e analisi delle pendenze*) è stata portata avanti l'*analisi geomorfologica s.s.* nell'ottica di mettere in evidenza, principalmente, tutti quegli aspetti legati alle forme gravitative. In secondo luogo, viste le chiare evidenze di strutture tettoniche nell'area in esame, testimoniate tra l'altro da dati di bibliografia, si è cercato di individuare quei particolari che potessero confermare l'influenza di un controllo strutturale sulle forme del paesaggio e quindi anche sull'evoluzione degli stessi fenomeni franosi.

Per tale motivo, ci si è concentrati principalmente nella ricerca degli indicatori geomorfologici che manifestano l'esistenza di fenomeni franosi (scarpate, fratture di trazione, contropendenze, deviazione di corsi d'acqua, ecc.), ma anche di quelle forme a controllo strutturale inerenti sia i versanti che il reticolo idrografico (versanti rettilinei, contropendenze rettilinee, susseguenze, gomiti fluviali, ecc).

Sui sei fogli della Carta Tecnica Regionale (CTR in scala 1:10.000), in formato *raster* georeferenziato, sui quali ricade l'area di studio, è stata compiuta l'*analisi geomorfologica*, accompagnata dall'osservazione stereoscopica di foto aeree (1980, 1991, 2000), supportata a sua volta dall'osservazione, tramite *software* di tipo GIS, di ortofoto a colori 2D georiferite (risoluzione 1 m, anno 2000) (per maggiori dettagli vedi paragrafo 5.2.1).

Al termine di questa fase, è stata prodotta una *Carta geomorfologica* in scala 1:10.000 (allegato n°3) realizzata adoperando come base gli stessi fogli della CTR su cui è stato effettuato lo studio, senza cambiarne la scala.

Per costruire la legenda ci si è basati sulla simbologia riportata nella "*Proposta di legenda geomorfologica ad indirizzo applicativo*" (G.N.G.F.G., 1993) integrata con quella dei quaderni della "*Guida al Rilevamento*" serie III, vol.4 (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1994), con le opportune modifiche necessarie sia per esigenze di maggiore completezza e specificità sia per una migliore leggibilità dei dati prodotti.

Le principali forme cartografate sono qui di seguito descritte, raggruppate per tipologia. All'interno di ciascun gruppo la descrizione viene presentata, da monte verso valle e dalle forme più antiche a quelle più recenti.

Forme fluviali e di versante dovute al dilavamento

Sotto questa categoria sono stati raggruppati tutti quegli elementi, lineari e areali, la cui formazione è stata determinata, per erosione o accumulo, principalmente dal dilavamento superficiale. In figura 5.49 si riporta la porzione di legenda corrispondente.



Figura 5.49 – Legenda delle forme fluviali e di versante dovute al dilavamento (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Partendo dal punto più alto dell'area di studio, si incontrano diversi segmenti della cresta di spartiacque (figura 5.50). La linea di cresta osservata, e cartografata, a partire dalla C.ma delle Lobbie (3016 m s.l.m.) si dirama, suddividendo lo spazio circostante in tre parti.

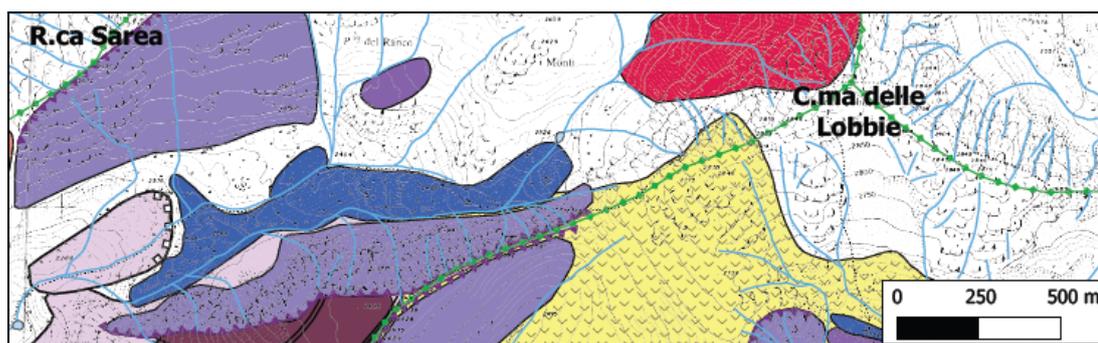


Figura 5.50 – Diramazioni delle linee di cresta spartiacque, nella porzione a quota maggiore della carta (si ricorda che C.ma delle Lobbie si attesta sui 3016 m s.l.m.) (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

A NE è situata la Valle dell'Alto Po, a sud la media Val Varaita e ad W la valle del Torrente Varaita di Chianale. Il Torrente Varaita, infatti, nel tratto di monte è suddiviso in due rami, il secondo dei quali, più a sud rispetto all'altro, è denominato Torrente Varaita di Bellino.

A NW di C.ma delle Lobbie, si individua, a partire da R.ca Sarea (2759 m s.l.m.), un'altra linea di spartiacque con andamento NE-SW. A NW di tale cresta si trova una valle laterale, affluente del Torrente Varaita: il Vallone della Vallanta.

Procedendo verso valle, al di sotto di C.ma delle Lobbie (figura 5.51) si identificano delle scarpate di erosione fluviale che interessano alcuni lembi di ripiani deposizionali che, come vedremo, hanno avuto origine glaciale e attualmente sono scalzati alla base da incisioni fluviali effimere.

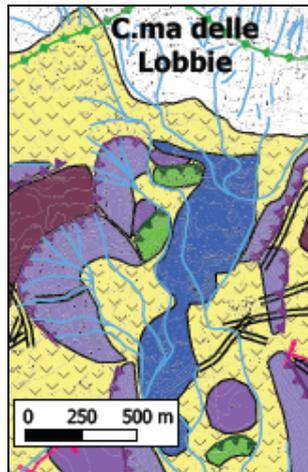


Figura 5.51 – Scarbate di erosione fluviale e loro orlo (in verde) (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Un terrazzo fluviale ed alcuni conoidi alluvionali caratterizzano la porzione orientale del fondovalle del Torrente Varaita, il più grande di questi, c.ca 50 ha, si estende dall’abitato di Villaretto fino al Pian Ciarriere (figura 5.52).

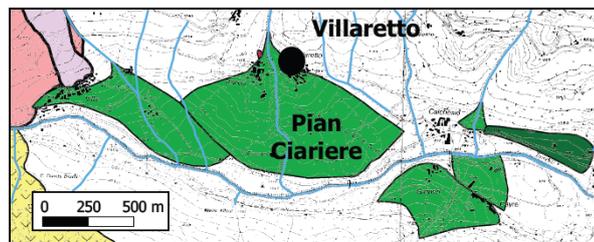


Figura 5.52 – Conoide di Pian Ciarriere (c.ca 50 ha) (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Stessa estensione ma quota molto maggiore (c.ca 2000 m s.l.m.) per il conoide di Pian del Chiot (figura 5.53) che si è impostato nella porzione mediana del versante, in corrispondenza di un brusco cambio di pendenza, che come vedremo potrebbe essere legato a influenze strutturali.

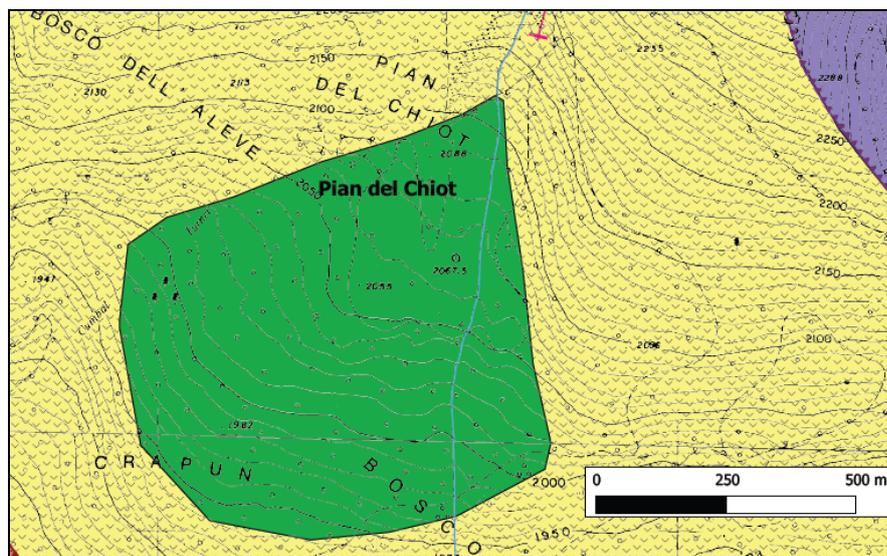


Figura 5.53 – Conoide del Pian di Chiot (c.ca 50 ha) (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

È molto diffusa la presenza di piccoli laghi, soprattutto nelle porzioni di versante a quote molto alte (dai i 2000 m s.l.m. c.ca). A monte del fenomeno di Sampeyre, sono presenti due laghi: il Lago di Luca, a quota 2380 m s.l.m. con superficie di poco superiore a 6000 m², e il Lago Louserot, a quota 2322 m s.l.m. con superficie di circa 2000 m². Al confine ovest dell'area di studio, il torrente *Vallone dei Duc* viene di tanto in tanto interrotto da piccoli laghetti, per un totale di 4, alcuni dei quali senza nome. Si riconoscono tra questi il Lago Secco a quota di c.ca 1900 m s.l.m. e il Lago di Bagnour a c.ca 2019 m s.l.m. Quest'ultimo, il più grande dei 4, ha una superficie di c.ca 3000 m².

Tali laghi si formano in corrispondenza di ripiani che si vengono a creare nella morfologia e sono indicativi di depositi eluviali e colluviali con forte componente argillosa.

Il reticolo idrografico è costituito dal corso d'acqua principale che scorre nel fondovalle, il Torrente Varaita, e da una serie di affluenti che giungono dal versante per alimentarlo. Nel settore di cresta la presenza di acqua è effimera, sono presenti una grande quantità di *gully erosion* (solchi di erosione) che si vanno ad impostare sulle fratture degli ammassi favorendone l'apertura (figura 5.54).

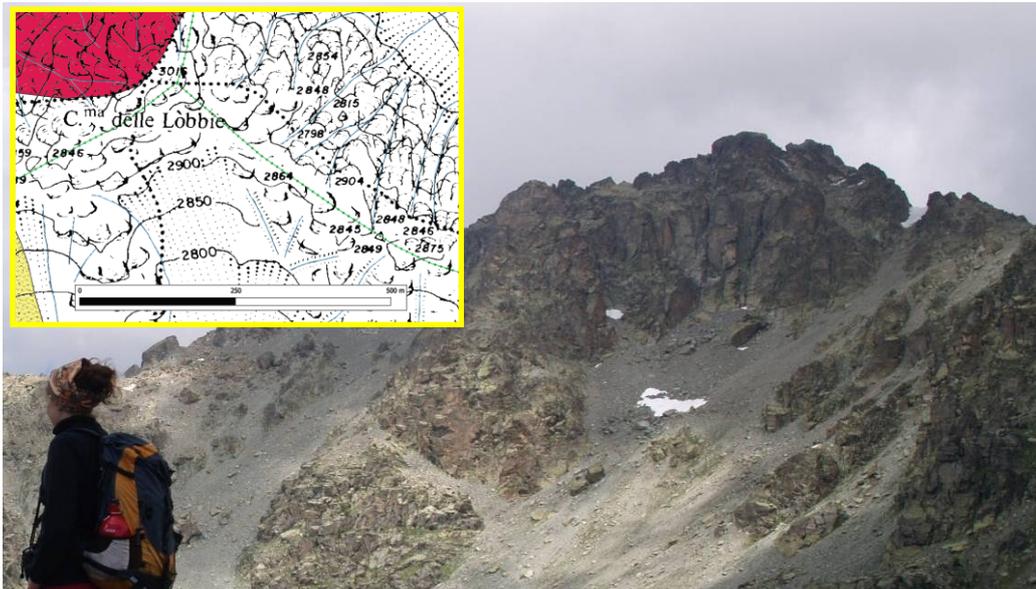


Figura 5.54 – Solchi di erosione, caratteristici delle litologie del Complesso del Monviso, presso C.ma delle Lobbie.

Proseguendo verso valle, il reticolo idrografico si sviluppa in maniera differenziata a seconda della litologia sottostante. Si nota, infatti, un reticolo più fitto in corrispondenza dei calcescisti, in cui si imposta una sorta di reticolo parallelo. A seguire, sulle prasiniti è presente un reticolo dendritico con una densità di drenaggio minore rispetto alla precedente litologia. Ed, infine, al di sopra delle serpentiniti i torrenti si dispongono in

maniera pressoché ordinata, rispetto al resto del versante, e scendono lungo la linea di massima pendenza ad una notevole distanza tra loro (anche oltre 1 km).

Il reticolo in alcuni punti appare molto caotico, con deviazioni, gomiti e catture fluviali, per motivi strutturali o a causa di fenomeni franosi, come vedremo in seguito.

Forme gravitative

Sotto questa categoria sono state raggruppate tutte quelle forme del paesaggio, lineari e areali, manifestanti la presenza di fenomeni di tipo gravitativo. In figura 5.55 si riporta la porzione di legenda inerente a queste forme.

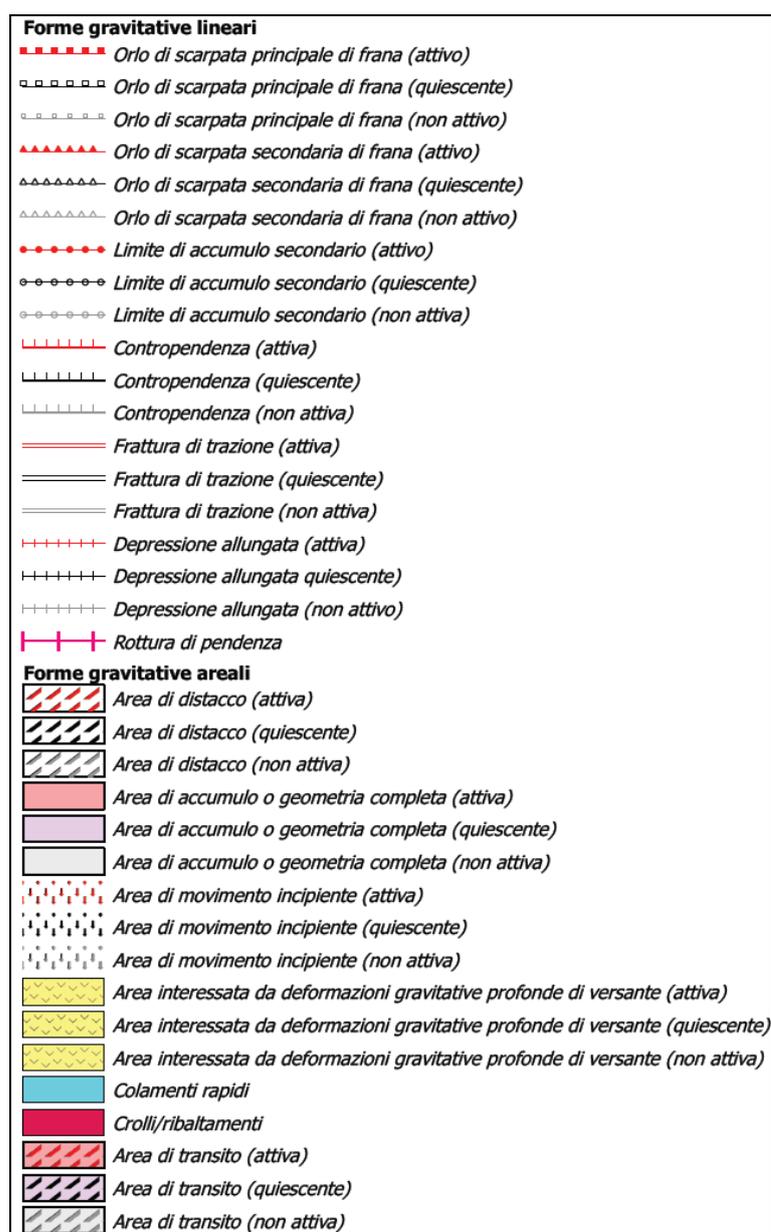


Figura 5.55 – Legenda delle forme gravitative (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Buona parte degli elementi rappresentati in questa sezione è stata tratta dalla banca dati IFFI/SIFraP, opportunamente modificata a seguito di rilievi di terreno e di considerazioni cartografiche, accompagnate da osservazioni stereoscopiche di foto aeree. Innanzitutto,

sono stati cartografati tutti quegli elementi lineari idonei ad individuare ed isolare i differenti corpi di frana come scarpate, contropendenze, fratture di trazione e depressioni del terreno.

In un secondo momento, sono state cartografate le geometrie dei corpi di frana, riprodotte, come già anticipato, a partire dalla banca dati IFFI/SIFraP, in cui, generalmente, a ciascun fenomeno corrisponde un'unica geometria, ad esclusione, in questo caso, del fenomeno di Sampeyre, in cui viene distinta l'area di distacco da quella di accumulo.

In questa fase del progetto, si è cercato come si vedrà, almeno per il fenomeno di Sampeyre (codice SIFraP: 004-60273-00) e per quelli pregressi, nonché geologicamente sottostanti (codici SIFraP: 004-00045-08, 004-00045-07), di distinguere all'interno della geometria di frana l'area di distacco, quella di transizione e quella di accumulo.

Come si può osservare dalla legenda specifica, gli elementi gravitativi, sia lineari che areali, sono stati distinti, in base al loro stato di attività, in *attivi*, *quiescenti* e *non attivi* usando, come modello per la restituzione grafica, la "*Proposta di legenda geomorfologica ad indirizzo applicativo*" (G.N.G.F.G., 1993) che assegna ad ognuno di quegli stati rispettivamente i colori rosso, nero e grigio.

Per quanto riguarda il significato dello stato di attività, come nel progetto IFFI, ci si è attenuti quanto più possibile alla classificazione di CRUDEN & VARNES (1996). Per cui nella categoria "attivo" sono state incluse, oltre alle frane attive, anche quelle riattivate e sospese ovvero tutti quei fenomeni che hanno mostrato segni di attività nell'ultimo anno (ciclo stagionale). Nella categoria "quiescente" sono state raggruppate quelle frane che non hanno dato segni di movimento da più di un anno (quiescenti e stabilizzate naturalmente o artificialmente). E infine, nella categoria "non attivo" sono state raccolte le frane relitte ovvero che si sono sviluppate in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse dalle attuali (GIGLIA *et al.*, 2001).

Le informazioni sullo stato di attività di ogni fenomeno sono state tratte principalmente dalla banca dati IFFI/SIFraP, come anche la tipologia di frana, che per evitare confusione grafica è stata in parte omessa. Per la stessa, appunto, si rimanda alla banca dati IFFI/SIFraP. Premesso che, la maggior parte dei fenomeni dell'area di studio rientra nella tipologia rotazionale o di colamento lento o in una combinazione dei due meccanismi, si rende presente che sono state evidenziate graficamente solo le dinamiche di tipo diverso

e quindi i fenomeni estremamente rapidi, come crolli e colamenti veloci (fenomeni istantanei che potrebbero comunque riattivarsi e quindi sono da considerarsi quiescenti), e le deformazioni gravitative profonde di versante (accompagnate da un sovrassimbolo per indicare lo stato di attività). Per cui, in mancanza di diversa indicazione, il fenomeno in questione dovrà considerarsi di tipo rotazionale e/o colamento lento.

L'area di studio del presente progetto di ricerca, che si ricorda è stata leggermente ampliata verso est in questa fase di analisi geologico-geomorfologica, è stata scelta dimensionandola in modo da includere tutti i fenomeni franosi che potessero in qualche modo avere un legame con la frana di Sampeyre (figura 5.56).

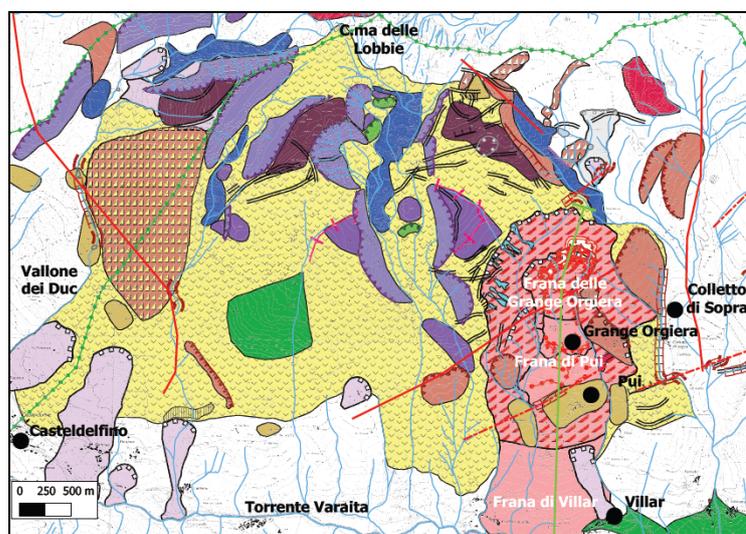


Figura 5.56 – Principali fenomeni franosi dell'area di studio, in giallo l'estesa DGPV su cui si imposta il fenomeno di Sampeyre (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

In tal senso, il più grande fenomeno gravitativo che è stato incluso è un'estesa DGPV (20 km²) che, a partire dal suo punto più alto, in prossimità di C.ma delle Lobbie intorno ai 2900 m s.l.m., interessa, andando verso valle, quasi l'intero versante fino a una quota di c.ca 1200 m s.l.m. nel punto più vicino al fondovalle (1100 m s.l.m.).

Lateralmente i suoi limiti corrispondono con le espressioni morfologiche dei due lineamenti laterali che bordano il *klippe* ofiolitico, ovvero ad ovest con il Vallone dei Duc, ad est con la valle ad andamento N-S in cui sorge l'abitato di Colletto di Sopra.

All'interno della DGPV sono state individuate, grazie a rilievi di terreno integrati con osservazioni di foto aeree, diverse fratture di trazione, che mostrano una forte tendenza dell'ammasso roccioso, costituente il versante, al detensionamento, essendo disposte in prevalenza in direzione trasversale alla linea di massima pendenza.

Il fenomeno è stato valutato quiescente non essendoci particolari segni che alludano a ingenti movimenti negli ultimi cicli stagionali.

Questa DGPV è contornata da fenomeni di tipo complesso identificabili con movimenti rotazionali e/o di colamento lento. Principalmente questi movimenti interessano la base della deformazione gravitativa in due particolari settori: uno ad ovest, a monte di Casteldelfino, e uno ad est, a monte di Villar. Quest'ultimo gruppo di fenomeni, in cui rientra la frana di Sampeyre, ha mostrato nel tempo una forte tendenza retrogressiva, che l'ha condotto a raggiungere, con la nicchia di distacco della frana maggiore, la quota di 2300 m s.l.m. c.ca.

Un'attenzione particolare è stata dedicata, per ovvi motivi, proprio a questi ultimi fenomeni che per semplicità espositiva verranno rinominati, come usuale convenzione, con il nome delle località coinvolte o comunque situate al piede del fenomeno.

La frana più antica (codice SIFraP corrispondente: 004-00045-07) verrà denominata **Frana di Villar**, la soprastante, nonché successiva, frana (codice SIFraP corrispondente: 004-00045-08) verrà chiamata **Frana di Pui** e, infine, la frana di Sampeyre (codice SIFraP corrispondente: 004-60273-00) verrà chiamata, come nel lavoro di ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE (2009), **Frana delle Grange Orgiera**.

La frana di Villar, oltre ad essere la più antica, è anche quella di maggiori dimensioni (4 km²), essa coinvolge il settore medio-basso del versante, con una zona di distacco che si è impostata a c.ca 2300 m s.l.m. ed un'estensione da monte a valle di circa 3 km che l'ha condotta fino al fondovalle del Torrente Varaita (c.ca 1100 m s.l.m.).

La frana di Pui ha dimensioni notevolmente minori (c.ca 80 ha), la sua nicchia è situata a c.ca 2100 m s.l.m. e il corpo si arresta, nei pressi della borgata di Pui, a circa 1600 m s.l.m. dopo aver percorso c.ca 1.5 km. Infine, la frana di Grange Orgiera, nonostante segua la tendenza telescopica generale di questi fenomeni, di impostarsi l'uno all'interno dell'altro, presenta la nicchia di distacco più a monte rispetto al precedente fenomeno di c.ca 140 m in verticale (c.ca 2140 m s.l.m.) e c.ca 70 m in orizzontale, le sue dimensioni sono comunque inferiori con c.ca 40 ha di estensione e un corpo di frana che raggiunge col suo piede la quota di 1750 m s.l.m. c.ca.

Come anticipato, in questa fase del progetto, essendo già note molte informazioni sui fenomeni gravitativi presenti, grazie alla banca dati IFFI/SIFraP, si è voluto dare un valore aggiunto, tramite l'analisi geomorfologica, cercando di distinguere all'interno della geometria di frana dei fenomeni di principale interesse: l'area di distacco, quella di transizione e quella di accumulo.

Di seguito si espone come si è proceduto per ottenere il suddetto risultato. Prima di tutto si richiama all'attenzione su una delle più diffuse nomenclature utilizzate per descrivere un comune fenomeno franoso di tipo complesso costituito da uno scivolamento rotazionale evolvente in colamento lento (VARNES, 1978) (figura 5.57).

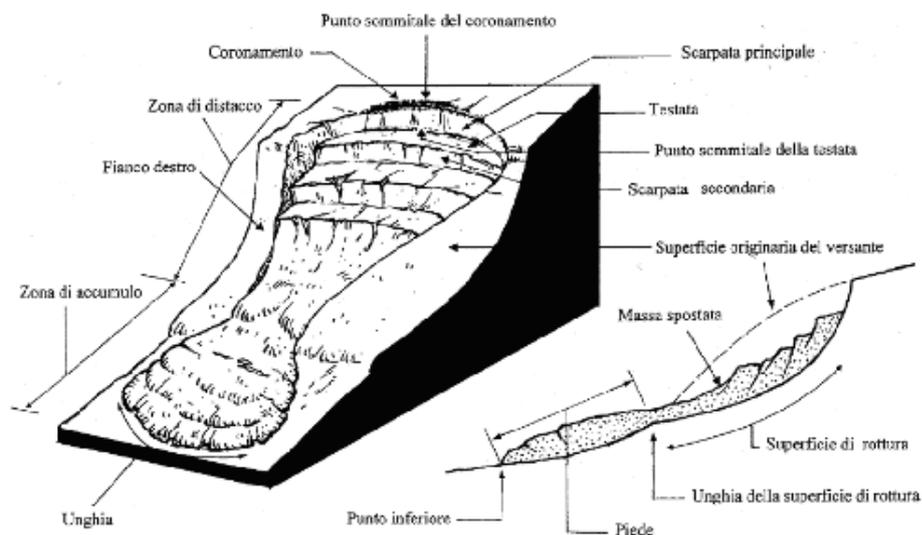


Figura 5.57 – Modello di evoluzione di una frana completo di sezione e nomenclatura (VARNES, 1978).

Tale modello prevede, da monte a valle, la presenza di una zona di distacco e una di accumulo. Si noti in realtà che la “zona di distacco” è una zona di svuotamento in cui si forma la superficie di rottura che nella parte superiore affiora (zona di distacco in senso stretto), mentre nella restante parte rimane sepolta al di sotto del corpo di frana movimentato (zona di transito). Nella zona di accumulo, invece, la superficie di scorrimento è rappresentata dall'originaria superficie del terreno pre-frana.

Se per distinguere la zona di distacco da quella di transizione, sono sufficienti delle osservazioni di terreno, che permettano di identificare l'estensione della scarpata principale ovvero di tutte quelle scarpate che mettono a nudo la superficie di rottura; riconoscere il passaggio dalla zona di transizione a quella di accumulo, invece, non è affatto semplice, poiché richiede studi diversi, atti a individuare l'unghia della superficie di rottura, che è generalmente sepolta.

A tal proposito, il semplice approccio geomorfologico consente di fare delle valutazioni qualitative significative. Basti tener conto del fatto che l'unghia della superficie di rottura rappresenta il punto di transizione tra la zona di svuotamento e quella di accumulo, per capire che è sufficiente osservare l'andamento delle curve di livello per individuarla. Infatti il passaggio dalla superficie di rottura all'originario piano campagna avviene nel punto in cui si determina il passaggio da isoipse concave verso il fondovalle ad isoipse

convesse verso il fondovalle (figura 5.58), in concomitanza con l'apertura a ventaglio dell'accumulo che si "libera" dalla zona di rottura ed evolve come colamento.

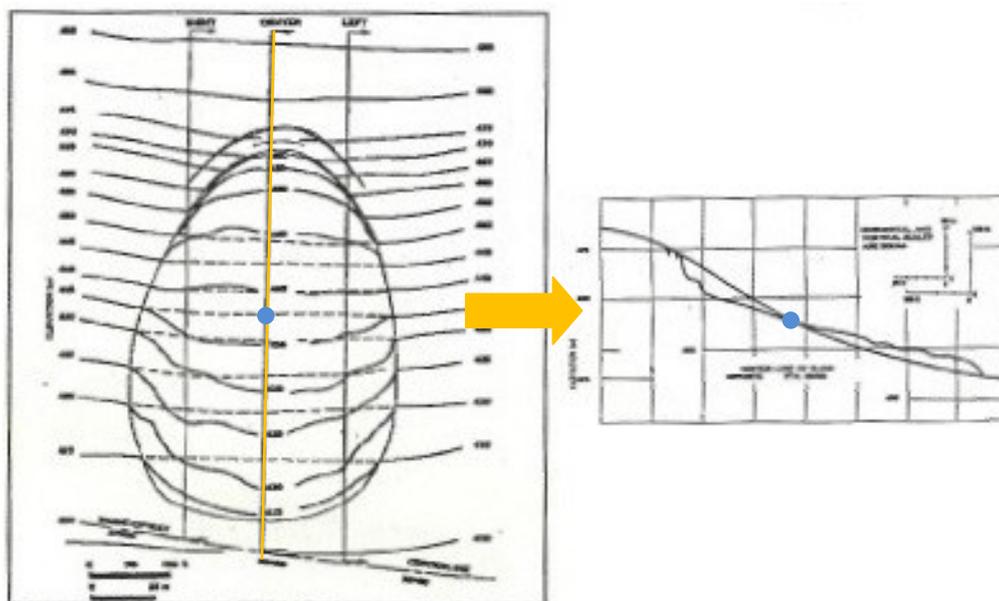


Figura 5.58 – L'immagine mostra come la topografia venga modificata dall'accadimento di un fenomeno franoso, e come va interpretata questa modifica delle curve di livello (DE VITA, 2005).

Questa considerazione è stata fatta per la frana di Sampeyre e per i sottostanti fenomeni di Pui e Villar, si veda il particolare in figura 5.59.

Questo, insieme ad altri elementi morfologici osservati, è stato di grande aiuto per un altro elaborato prodotto che varrà presentato più avanti, ovvero una sezione geologica da monte a valle che comprende i tre fenomeni suddetti, rappresentata nella carta geomorfologica con la traccia in verde AA'. Si rimanda al capitolo corrispondente per descrizioni più particolareggiate sulla dinamica dei tre fenomeni.

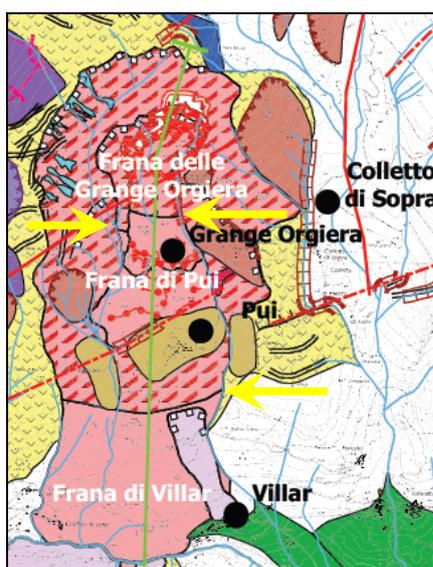


Figura 5.59 – Particolare del fenomeno d'interesse e dei due fenomeni sottostanti, le frecce gialle indicano la probabile unghia della superficie di rottura e quindi la separazione tra la zona di transito e quella di accumulo (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

In questa fase si aggiunge ancora qualche osservazione di dettaglio sul fenomeno di Sampeyre. La frana morfologicamente mostra, a monte della scarpata principale, una zona, estesa poco più di 2 ha, che presenta chiare evidenze di movimento incipiente, come fratture di trazione o piccole scarpate. Il fenomeno, quindi, ragionevolmente potrebbe ancora espandersi più a monte, con la formazione di una nuova scarpata principale. Nel suo arretrare, inoltre, la frana ha asportato buona parte del fenomeno di Pui, inclusa una porzione di scarpata principale ad est. Anzi proprio verso est la frana di Sampeyre presenta il richiamo più consistente di materiale da monte mostrando, contrariamente ai fenomeni che l'hanno preceduta, una certa asimmetria.

Oltre questo particolare, comunque, i tre fenomeni si somigliano molto morfologicamente, e ciò lascia intendere che anche le dinamiche di accadimento abbiano avuto un *iter* simile.

Un richiamo a queste dinamiche si osserva anche in corrispondenza di alcune superfici spianate di cui si parlerà più avanti nelle forme glaciali e crionivali. Ci si riferisce all'area compresa tra Rocche Sbrisa, Pian di Truc, Pian Arpiol e Pian de Giacù. In figura 5.60, sono stati riportati gli elementi cartografati accompagnati da un'ipotesi di correlazione spaziale.

Si ritiene che la superficie delle Rocche Sbrisa fosse collegata con il Pian di Truc a formare un unico ripiano di prasiniti. Allo stesso modo Pian Arpiol e Pian de Giacù sono due lembi di una stessa antica superficie costituita da materiale di deposito principalmente glaciale. È verosimile che il dislivello tra i due allineamenti, Rocche Sbrisa – Pian di Truc e Pian Arpiol – Pian de Giacù, possa essere stato determinato da un'antica nicchia di frana.

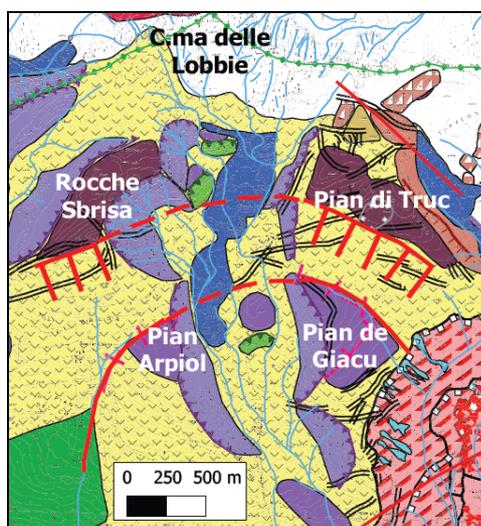


Figura 5.60 – Ipotesi di correlazione tra le superfici terrazzate delle località Rocche Sbrisa, Pian di Truc, Pian Arpiol e Pian de Giacù (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

La forma arcuata delle rotture di pendenza viene a supporto di questa teoria, che è anche confermata dall'andamento del reticolo idrografico. I corsi d'acqua provenienti da monte, infatti, si incanalano chiaramente lungo le rotture di pendenza cartografate e danno luogo al caratteristico *pattern* centrifugo delle zone in frana (figura 5.61).

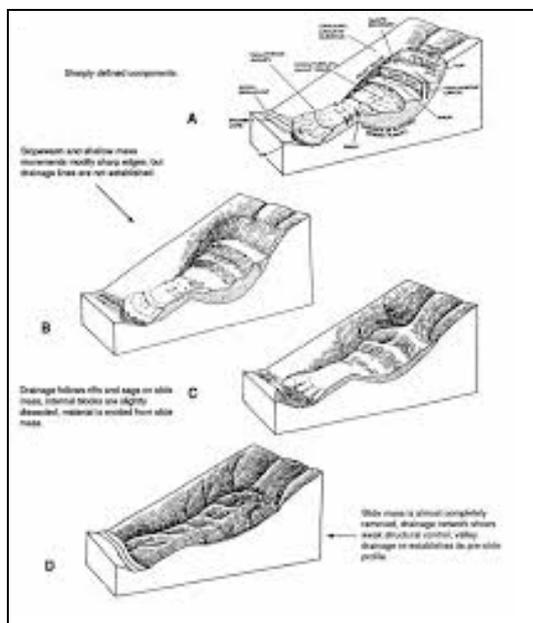


Figura 5.61 – Blocco diagramma dei cambiamenti geomorfologici nel tempo di una frana durante condizioni climatiche aride. A: i caratteri di una frana attiva o attiva in tempi recenti (quiescente-storica) sono fortemente definiti e distinti; B: i caratteri di una frana quiescente-recente restano chiari, ma non fortemente definiti a causa del dilavamento e dei movimenti di versante superficiali su scarpate ripide; C: i caratteri di una frana quiescente-matura vengono modificati dal drenaggio superficiale, dall'erosione interna, da fenomeni deposizionali e dalla vegetazione; D: i caratteri di una frana quiescente-antica sono deboli e spesso obliterati (TURNER & SCHUSTER, 1996).

L'accumulo della frana, invece, essendo essa molto antica, non è più distinguibile perché probabilmente è stato asportato ad opera di agenti di dilavamento e per erosione fluviale.

Il fenomeno ipotizzato, che non è stato cartografato, rientrerebbe nella categoria delle frane relitte ovvero che si sono sviluppate in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse dalle attuali (GIGLIA *et al.*, 2001).

Forme glaciali e crionivali

Sotto questa categoria sono stati raggruppati tutti quegli elementi, lineari e areali, la cui formazione è stata determinata, per erosione o accumulo, dall'azione dei ghiacciai o delle nevi. In figura 5.62 si riporta la porzione di legenda inerente a queste forme.

Forme glaciali e crionivali areali	
	Rock glacier
	Scarpata di origine glaciale
	Protalus rampart
	Superficie rocciosa di modellamento glaciale
	Superficie spianata di depositi glaciali

Figura 5.62 – Legenda delle forme glaciali e crionivali (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Essendo legate alla neve e ai ghiacciai, queste forme si ritrovano nelle aree a quota maggiore. La descrizione delle stesse procederà da ovest verso est e dalle più antiche alle più recenti.

Numerose superfici spianate sub-pianeggianti di origine glaciale sono state riconosciute nella parte sommitale del versante. Per alcune di queste è stata individuata una possibile correlazione spaziale (figura 5.63).

Alle quote maggiori (2500-2600 m s.l.m.) sono state identificate 3 aree sub-pianeggianti, correlabili tra loro, alle quali è stato attribuito il significato di *superfici rocciose di modellamento glaciale*, costituite da prasiniti, di seguito vengono brevemente descritte da ovest verso est:

- il piano al di sopra del Roccio Russo è posizionato a una quota media di c.ca 2500 m s.l.m. ed ha una superficie di c.ca 21 ha;
- il piano tra Rocche Sbrisa e M. Reisasso ha una quota media di c.ca 2600 m s.l.m. e un'estensione pari a c.ca 22 ha;
- il Pian di Truc ha una quota media di 2500 m s.l.m. e una superficie di c.ca 25 ha.

Procedendo verso valle alla quota di circa 2300 m s.l.m. si incontrano altre 3 superfici sub-pianeggianti, correlabili tra loro, alle quali è stato dato il significato di *superfici spianate costituite da depositi glaciali*, da ovest verso est:

- la superficie al di sotto di Pian delle Goge a c.ca 2300 m s.l.m., estesa 4 ha;
- Pian Arpiol a c.ca 2330 m s.l.m., esteso 8 ha;
- Pian de Giacu a c.ca 2300 m s.l.m., esteso 21 ha.

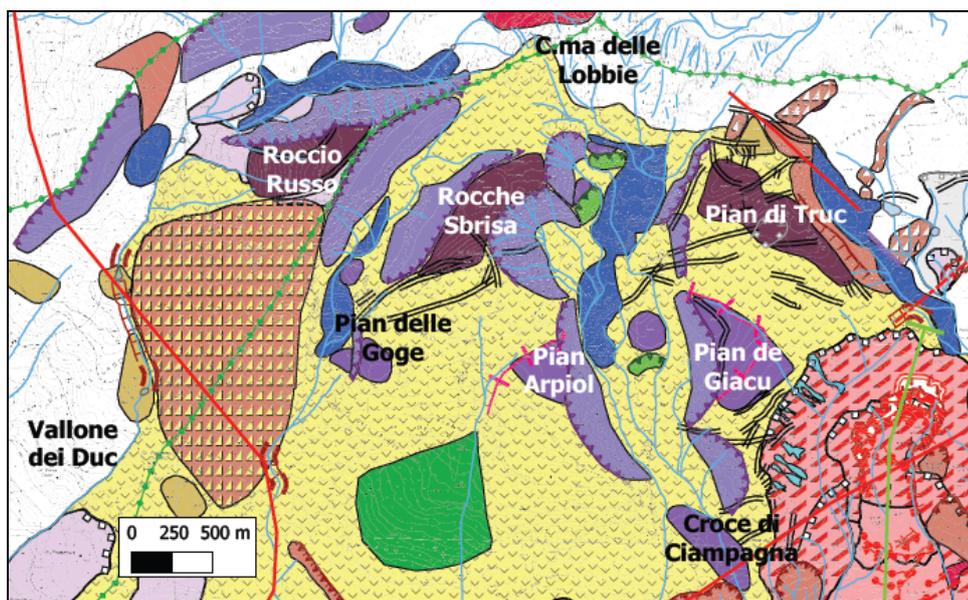


Figura 5.63 – Visione di insieme delle forme crionivali e glaciali ricadenti nell'area di studio (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Sono stati identificati, inoltre, numerosi altri piccoli lembi di superfici spianate costituite da depositi glaciali. Si tratta di aree sub-pianeggianti, di ridotte dimensioni, situate all'interno di valli glaciali, impostatesi sulle 6 superfici precedentemente descritte, ed a quote relativamente inferiori rispetto alle stesse. Ciò implica una probabile genesi successiva.

Ne consegue che il presunto fenomeno franoso, di cui si è parlato in precedenza, situato tra Pian Arpiol e Pian de Giac, sembrerebbe essere pre-glaciale, essendo stato diviso a metà, in direzione longitudinale, da una valle glaciale attualmente occupata da *un rock glacier*.

Per quanto riguarda le forme attuali, un primo *rock glacier*, lungo c.ca 2 km, si estende a partire da R.ca Sarea lungo il Vallone dei Duc. La valle stessa sembra avere un'antica origine glaciale, poiché risulta bordata da alte e ripide scarpate che le conferiscono la classica forma ad U. Il corpo del *rock glacier* è interessato da un fenomeno franoso che lo suddivide trasversalmente in due parti. Un secondo *rock glacier* più piccolo si può osservare nella valle limitrofa situata più ad est, tra Roccio Russo e Rocche Sbrisa.

Un'altra antica valle glaciale è situata nei pressi di C.ma delle Lobbie. Se n'è già parlato a proposito dell'antica frana relitta presupposta tra Rocche Sbrisa e Pian di Truc.

Anche qui è presente un *rock glacier*, in questo caso meno esteso longitudinalmente (c.ca 1,5 km), ma più largo del precedente (c.ca 400 m nel punto maggiore).

Infine, nei pressi del lago di Luca, come già mostrato in precedenza è presente un altro *rock glacier* leggermente più esteso del precedente (c.ca 1,6 km). Altri elementi, tipici dell'aree crionivali si rinvengono in questa zona, come si può osservare in figura 5.64.

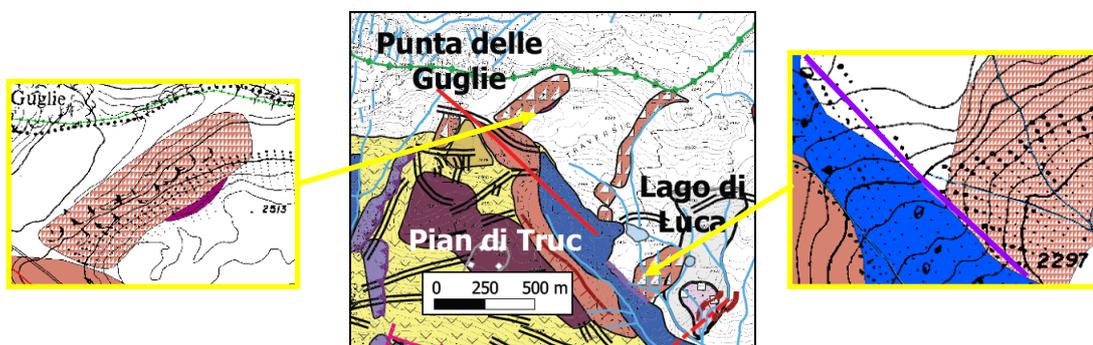


Figura 5.64 – Un *protalus rampart* ed un cordone morenico a valle di Punta delle Guglie, nei pressi del Lago di Luca (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Nello specifico, nei pressi di Punta delle Guglie è stato individuato un *protalus rampart*, definito anche argine detritico di nevaio o talvolta nivomarena, ossia un accumulo detritico allungato parallelamente alle isoipse, con una depressione più o meno incisa tra

il versante e la cresta del corpo. Questi elementi morfologici si differenziano dai *rock glaciers* perché non sviluppano strutture di flusso, ma hanno al massimo un paio di creste parallele al versante o leggermente lobate (GUGLIEMIN, 2004).

Parallelamente al *rock glacier*, infine, è stato identificato un cordone morenico, in viola nello stralcio della carta geomorfologica.

Forme strutturali

Sotto questa categoria sono stati raggruppati tutti quegli elementi, lineari e areali, la cui formazione è stata determinata per erosione o accumulo avvenuti sotto il controllo di strutture tettoniche. In figura 5.65 si riporta la porzione di legenda inerente a queste forme.

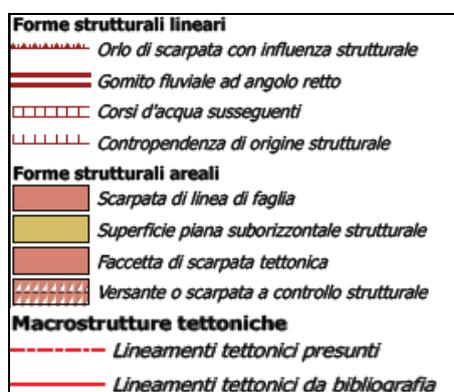


Figura 5.65 – Legenda delle forme strutturali (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Nel settore ovest della carta sono state individuate alcune forme chiaramente influenzate dal lineamento tettonico del Vallone della Vallanta riportato da PHILIPPOT (1988) (figura 5.66). Questo lineamento è un sovrascorrimento con andamento generale N-S e immersione verso W, su cui si è impostato il rettilineo Vallone delle Vallanta. Nel settore di studio però la struttura risulta avere un andamento NW-SE ed immerge verso SW. Dal punto di vista geomorfologico si osservano diversi elementi riconducibili a tale lineamento. Innanzitutto, il *flat iron* al di sotto di Rocca Sarea, che interrompe lo spartiacque, è una chiara manifestazione della presenza di una scarpata di linea di faglia, confermata dall'esteso versante a controllo strutturale situato più a sud, seguito da una scarpata a controllo strutturale, rettilinea e molto stretta, ancora più a sud. Si osserva, ancora, che il corso di due torrenti, tra cui il Vallone dei Duc, è stato deviato, con gomiti a 90°, e reso rettilineo, nonché parallelo al lineamento in alcuni punti. Alcuni ripiani, su cui scorrono i corsi d'acqua deviati o si impostano i laghetti di cui si è già parlato, indicano la presenza di contropendenze probabilmente indotte da un controllo strutturale. Come già accennato, la formazione del conoide di Pian del Chiot potrebbe aver subito nella sua

formazione influenze strutturali, probabilmente legate a questo lineamento che ha generato un brusco cambio di pendenza (figura 5.67).

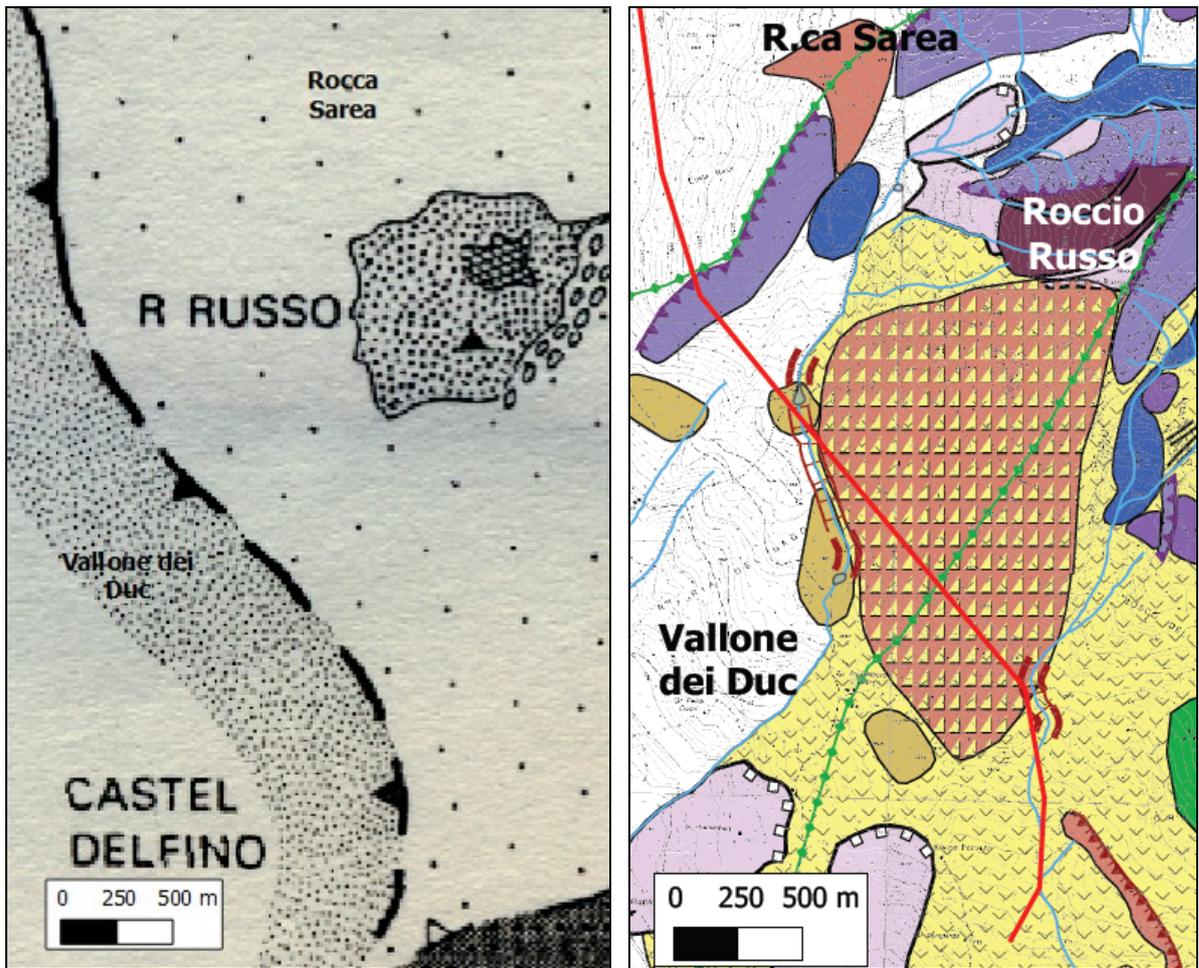


Figura 5.66 – Espressioni superficiali del lineamento della Vallanta (a sinistra: Carta geologica di PHILIPPOT, 1988; a destra: Stralcio della Carta Geomorfológica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

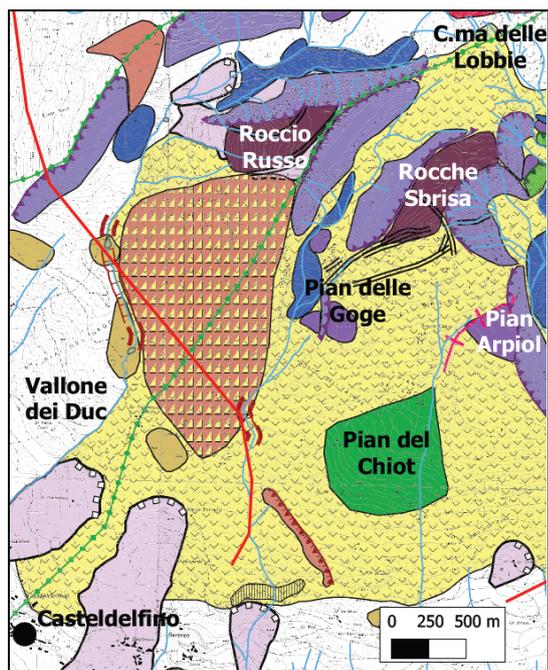


Figura 5.67 – Probabile influenza strutturale nella formazione del conoide di Pian del Chiot (Base: Carta Geomorfológica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Spostandoci più ad est, presso Punta delle Guglie (2753 m s.l.m.), è stata individuata sul terreno, e confermata da osservazioni di foto aeree, una estesa contropendenza, lunga circa 700 m, con probabile influenza strutturale (figura 5.68).

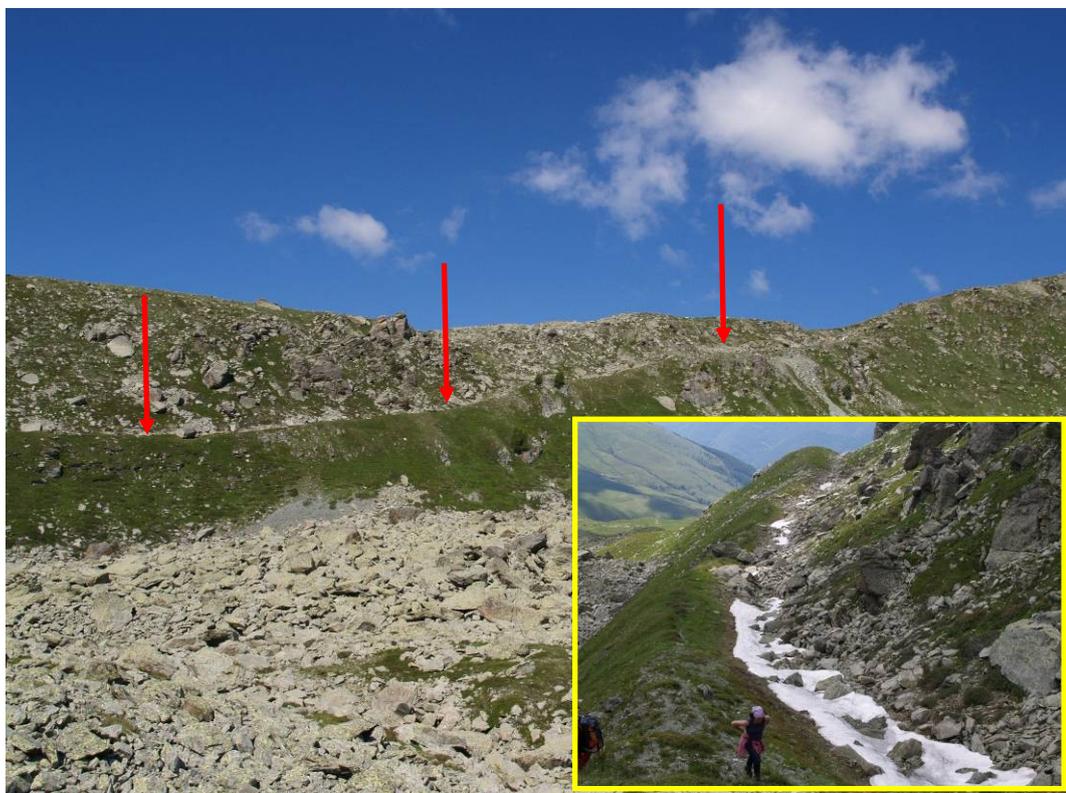


Figura 5.68 – Contropendenza con probabile influenza strutturale. Si osservi come, nonostante la foto sia stata scattata d'estate (05/07/2011), la presenza di un avvallamento che interrompe il versante fa sì che si conservino le nevi al suo interno.

Ulteriore conferma è stata data dallo studio cartografico che ha portato alla luce una lunga scarpata di linea di faglia in corrispondenza della suddetta contropendenza (figura 5.69-A).

In bibliografia il lineamento è riportato da LOMBARDO *et al.* (1978) (figura 5.69-B), come una struttura incerta dall'andamento rettilineo NW-SE, e da PHILIPPOT (1988) (figura 5.69-C) come un sovrascorrimento con andamento articolato ma, presso l'area in esame, NW-SE immergente verso SW. L'andamento utilizzato come fonte, nella Carta Geomorfologica prodotta, riproduce quello di LOMBARDO *et al.* (1978).

Infine, si riporta un profilo (figura 5.70), ottenuto tramite strumenti GIS a partire dal DTM (10x10m) a disposizione, in cui approssimativamente si evince la presenza della suddetta contropendenza. La scarsa risoluzione del DTM, se rapportata alle dimensioni dell'elemento, non permette di osservare l'avvallamento visto in campo, ma dà comunque l'idea della sua presenza, con quella piccola superficie pianeggiante che si rileva al centro del versante.

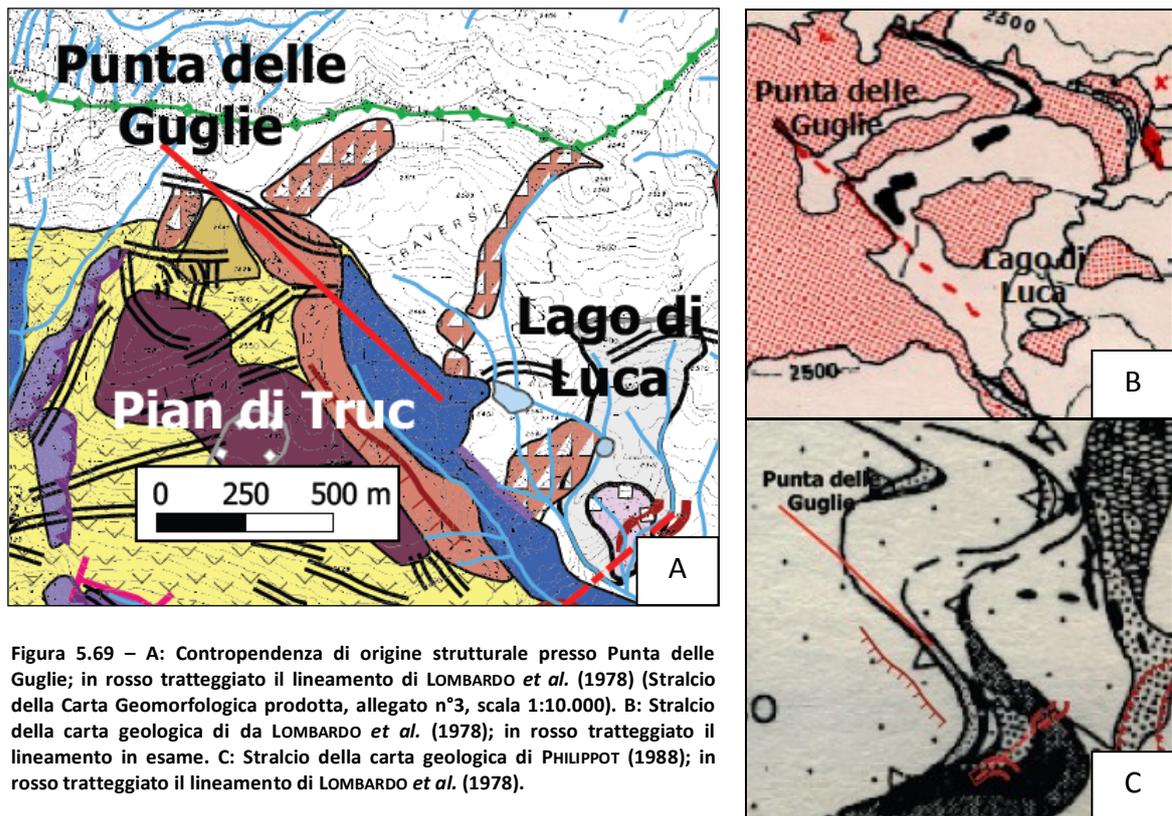


Figura 5.69 – A: Contropendenza di origine strutturale presso Punta delle Guglie; in rosso tratteggiato il lineamento di LOMBARDO *et al.* (1978) (Stralcio della Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000). B: Stralcio della carta geologica di da LOMBARDO *et al.* (1978); in rosso tratteggiato il lineamento in esame. C: Stralcio della carta geologica di PHILIPPOT (1988); in rosso tratteggiato il lineamento di LOMBARDO *et al.* (1978).

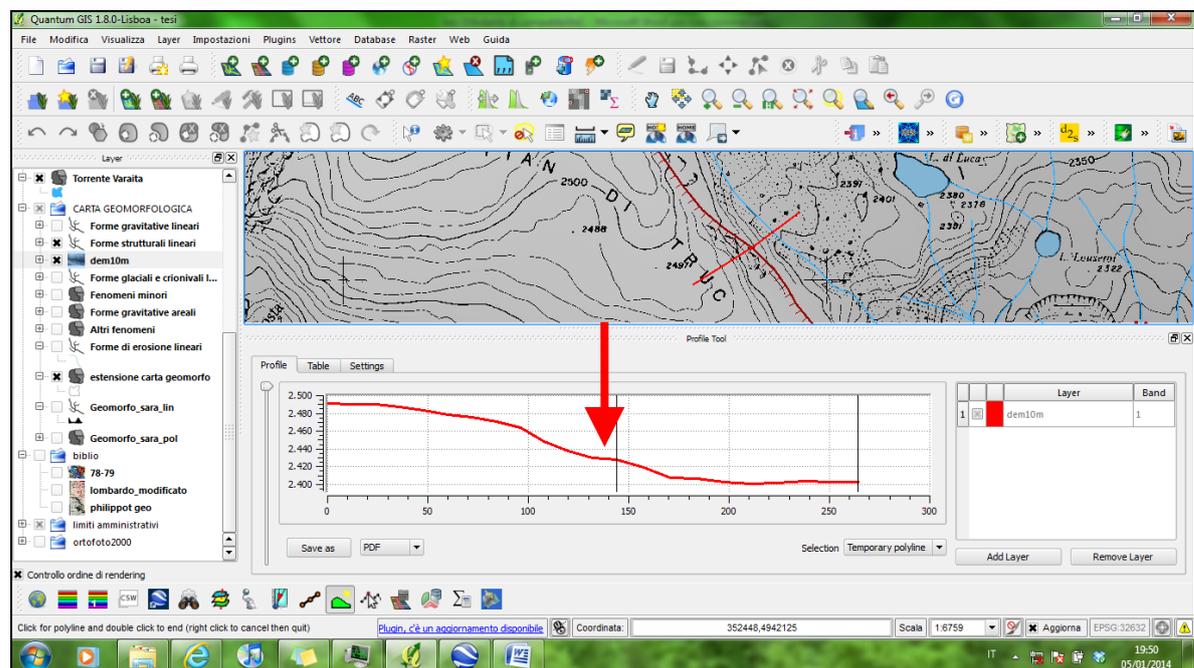


Figura 5.70 – Profilo ottenuto tramite strumenti GIS a partire dal DTM (10x10m) a disposizione.

L'ormai noto lineamento N60 della Carta Geologica d'Italia che taglia in due parti la frana di Sampeyre è stato confermato dalla presenza di alcune piccole scarpate di linea di faglia (figura 5.71).

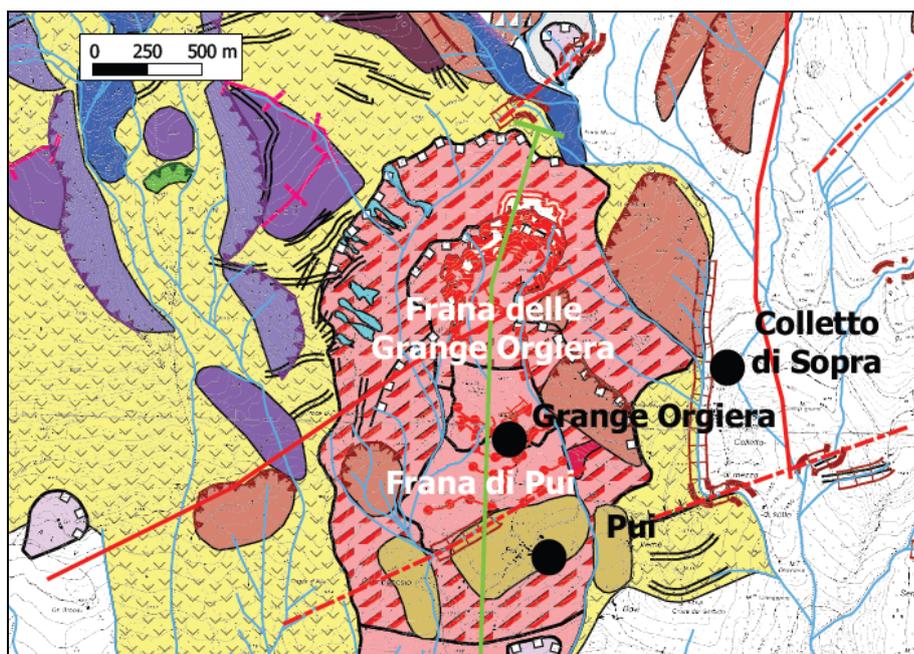


Figura 5.71 – Elementi strutturali nei pressi della frana di Sampeyre (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Poco più a sud, sono stati osservati anche altri elementi morfologici che si allineano con la suddetta faglia, come i ripiani presso l’abitato di Pui, le fratture di trazione poco ad est, l’allineamento dei corsi d’acqua, di cui un tratto scorre in una contropendenza del terreno, e una serie di deviazioni e gomiti a 90° nei pressi di Colletto di Sopra.

Questo gruppo di elementi in realtà appartiene ad altre faglie, subparallele alla precedente, unite alla stessa in una struttura complessa di sovrascorrimenti con andamento NE-SW, immergenti verso NW, riportati da PHILIPPOT (1988) nel suo lavoro di tesi di dottorato (figura 5.72). L’immagine mostra una terza replica anche a nord delle Grange Orgiera, di cui non sono stati riscontrati elementi morfologici di rilievo, solo alcuni tratti di corsi d’acqua rettificati tramite gomiti a 90°.

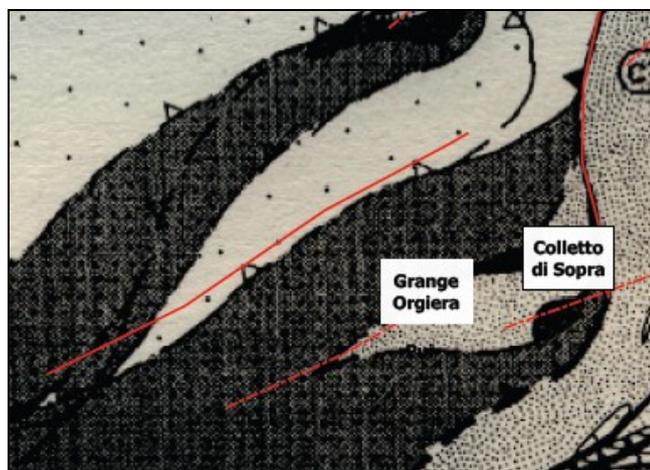


Figura 5.72 – Elementi strutturali nei pressi della frana di Sampeyre (PHILIPPOT, 1988).

Si ricorda, inoltre, che durante l'attività di campo era stato riscontrato del *gouge* di faglia, nelle serpentiniti affioranti nei pressi di Mad.na della Neve, ed una faglia (340/50), nei calcescisti affioranti presso Vernè, che confermerebbero i 2 lineamenti più meridionali (figura 5.73).

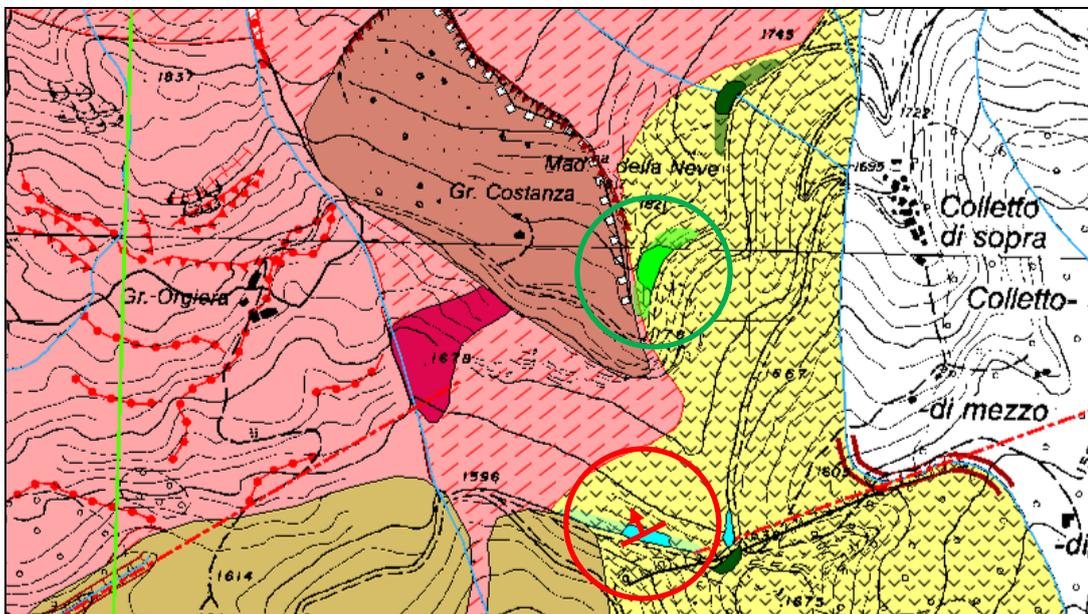


Figura 5.73 – Nel cerchio verde l'affioramento di serpentiniti con *gouge*, mentre nel rosso quello di calcescisti con faglia (340/50).

All'estrema porzione est dell'area di studio, un ultimo importante lineamento si estende dal Colletto di Sopra fino alla Punta di Luca. Si tratta di un sovrascorrimento ad andamento N-S immergente verso W riportato da PHILIPPOT (1988) nella sua tesi di dottorato. Alcune scarpate di linea di faglia, ad ovest del lineamento, ed un corso d'acqua che si divide in due torrenti rettilinei e paralleli, tra loro ed alla direzione N-S, fanno presupporre un controllo strutturale anche in questo settore. Oltre tutto, si evincono anche qui ancora elementi con andamento N60 (figura 5.74).

Un'ultima considerazione va fatta sull'ingente quantità di depositi quaternari presenti nell'area. Dall'osservazione del Foglio 78-79 "Argentera-Dronero" della Carta Geologica d'Italia (scala 1:100.000), si nota che i depositi vengono identificati come *detriti di falda e terreni detritici in genere; frane e detrito a blocchi; detrito di falda e terreni detritici cementati, essenzialmente prewurmiani (dt); terreni morenici stadiali e wurmiani (mw)*.

In realtà, la consistente presenza di lineamenti tettonici ha generato una grande quantità di *gouge* di faglia, che come è noto, spesso ha caratteristiche geomeccaniche molto scadenti, e quindi verosimilmente ha alimentato nel tempo questa abbondanza di depositi. Inoltre, la presenza di livelli meno resistenti ha creato, con molta probabilità, i presupposti per lo sviluppo di situazioni di instabilità all'interno del versante.

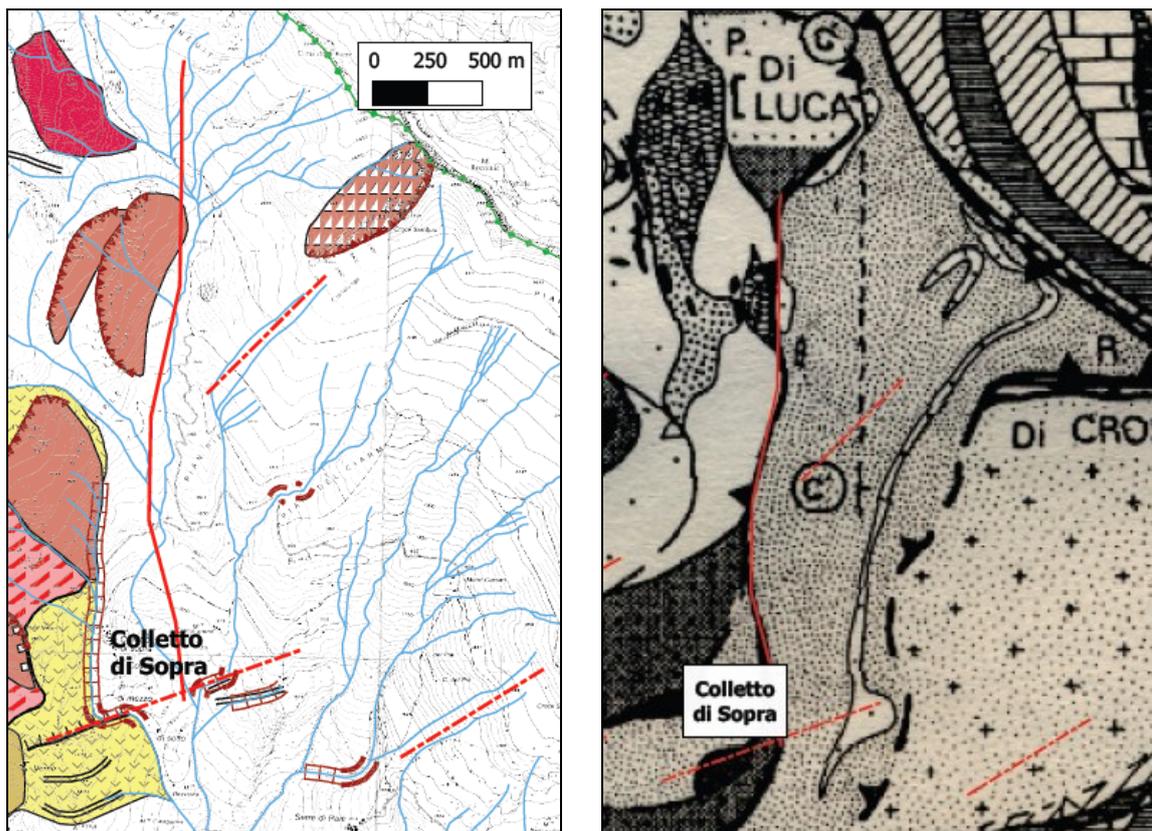


Figura 5.74 – Elementi strutturali nei pressi di Colletto di Sopra (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Lo studio geomorfologico s.s., in sintesi, ha permesso di individuare non solo importanti elementi gravitativi e strutturali, come prefissato, ma anche svariate forme crionivali, glaciali ed ancora fluviali e di versante dovute al dilavamento. Nello specifico, per le forme strutturali sono stati identificati diversi elementi che confermano la presenza di un controllo strutturale sull'area della frana di Sampeyre, dovuto principalmente ad un lineamento molto persistente con direzione N-S a cui sono correlati altri lineamenti secondari con andamento N60. Infine, nella parte alta del versante nei pressi di C.ma delle Guglie, altri elementi morfologici confermano la presenza di un sistema minore di strutture tettoniche con direzione NW-SE. In ultimo, per quanto riguarda le forme gravitative, si è usata come base di partenza la banca dati IFFI/SIFraP, rispetto alla quale alcune nuove geometrie sono state cartografate (come ad es. la frana di Grange Cruset) e nuovi elementi sono stati aggiunti alle frane di principale interesse nei pressi di Grange Orgiera, Pui e Villar (distinzione tra zona di distacco, transizione e accumulo) già cartografate nel sistema informativo SIFraP. Tale analisi è stata molto utile per la delimitazione dei fenomeni franosi e per l'individuazione delle zone di maggiore fragilità del versante in cui l'evoluzione morfologica è controllata dalla presenza di strutture tettoniche (fratturazione s.l.).

5.3.1.5 - Ricostruzione dell'assetto geologico del sottosuolo

In ultimo, nell'ambito dello studio geologico-geomorfologico, è stata prodotta una sezione geologica, che attraversa il versante da monte a valle (direzione N-S), al fine di descrivere, nel suo sviluppo in sottosuolo, la frana oggetto del presente lavoro di ricerca e l'area al suo contorno. La sezione, infatti, comprende anche i due fenomeni più antichi che hanno raggiunto gli abitati di Pui e Villar. In figura 5.75 è mostrata l'ubicazione della traccia della sezione prodotta, consultabile al fondo della tesi (allegato n°4).

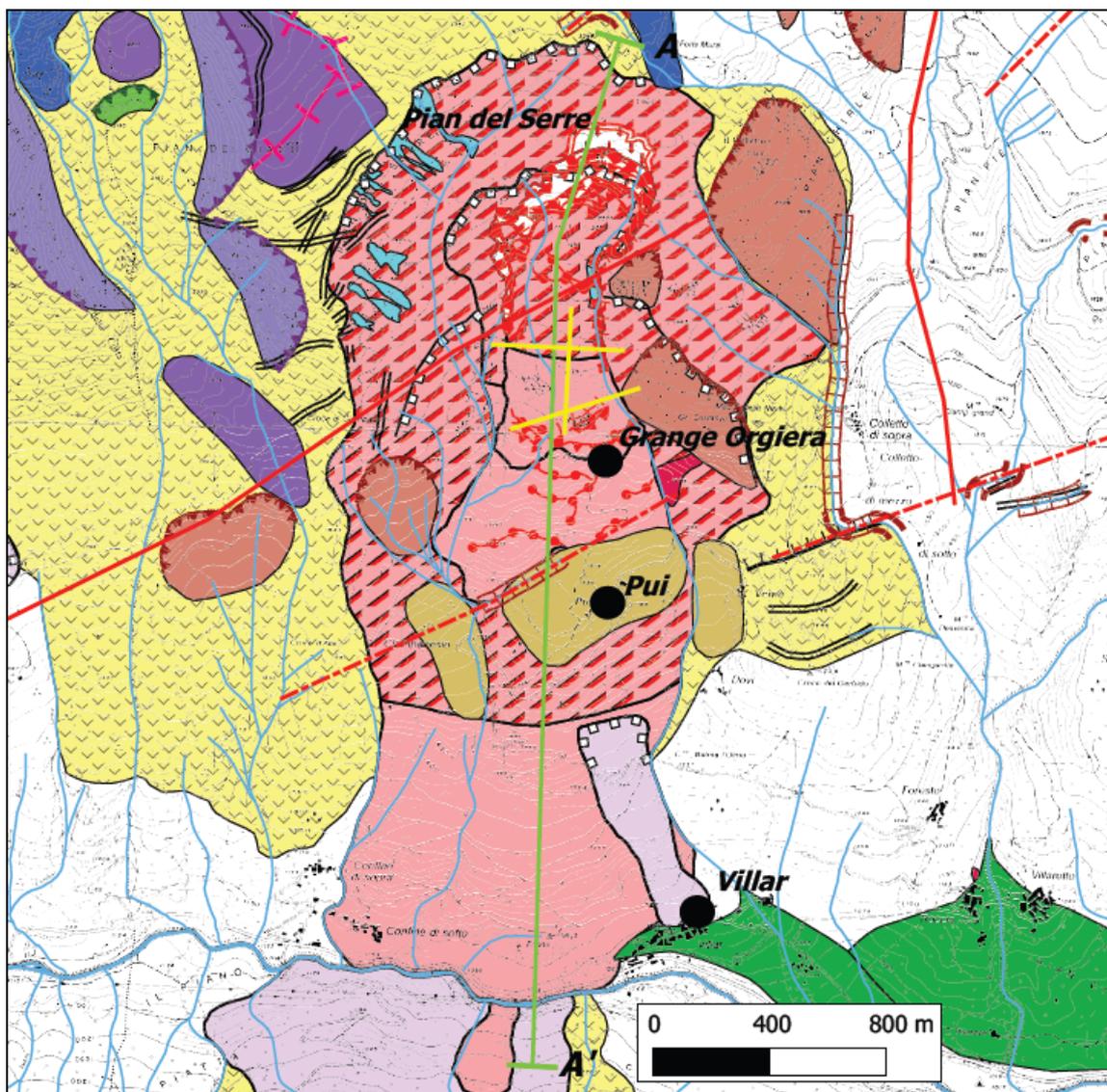


Figura 5.75 – In verde l'ubicazione della traccia della sezione geologica AA' passante attraverso i 3 corpi di frana Grange Orgiera-Pui-Villar, in giallo le direttrici delle prospezioni geofisiche disponibili (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Nell'immagine è possibile, inoltre, osservare, a monte dell'abitato di Grange Orgiera, le direttrici delle prospezioni geofisiche disponibili, come illustrato nel paragrafo 5.2.1.

Tali indagini sono state commissionate, dopo l'attivazione della frana (luglio 2009), dal comune di Sampeyre ad alcune aziende private e sono state eseguite, nel luglio del 2010, al fine di indagare con metodologie non distruttive l'entità del fenomeno.

Nello specifico sono stati effettuati 3 profili sismici a rifrazione e 3 profili elettrici tomografici, di circa 500 m ciascuno, lungo le stesse direttrici, di cui una monte-valle e due trasversali alla linea di massima pendenza. Le sezioni elaborate, come risultato delle prospezioni geofisiche, sono state utilizzate in questa fase del progetto, con particolare attenzione ai dati di geoelettrica registrati lungo la direttrice monte-valle.

Inoltre, essendo la morfologia dell'intera area in frana totalmente differente rispetto alla base topografica CTR (1:10.000) a disposizione, è stato effettuato dalle stesse aziende un rilievo topografico GPS lungo le direttrici corrispondenti ai lavori geofisici. Tale rilievo è stato molto importante nell'interpretazione dei dati poiché, come vedremo, ha consentito di posizionare nello spazio, in modo univoco ed inequivocabile, le elaborazioni geofisiche.

Oltre alla geofisica, ai fini dell'interpretazione del sottosuolo, sono stati utilizzati i dati di superficie disponibili ovvero, la Carta Geomorfologica in scala 1:10.000 prodotta nel presente lavoro di ricerca, il DTM 10x10m (1991) e le Carte Geologiche consultate (LOMBARDO *et al.*, 1978; PHILIPPOT, 1988; Foglio 78-79 "Argentera-Dronero" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000).

Di seguito si illustra in che modo si è proceduto per ottenere la sezione geologica interpretativa allegata.

Innanzitutto, tramite un *software* GIS, a partire dal DTM 10x10m (1991) è stato estrapolato il profilo topografico della traccia AA' scelta. È stata osservata una notevole differenza di quota, di parecchie decine di metri, tra il profilo ottenuto (1991) e quello rilevato nell'ambito delle prospezioni geofisiche del 2010. Si presuppone, che la continua evoluzione dei fenomeni franosi che interessano l'area, nel ventennio che è intercorso tra i due rilievi, abbia portato ad un innalzamento della superficie topografica, in questo settore di versante, dovuto all'accumulo del materiale in frana. Utilizzando come capisaldi le intersezioni del profilo del 1991 con le direttrici delle due prospezioni trasversali al versante, che chiameremo P₁ e P₂, è stato risalato il profilo monte-valle delle indagini geofisiche. Nello specifico per entrambi i punti P₁ e P₂, è stata tenuta fissa la posizione planimetrica data dal DTM, mentre la posizione altimetrica è stata

modificata in funzione del recente rilievo (2010), ottenendo così altri due punti, P_1' e P_2' , traslati verso l'alto, che sono stati utilizzati per georiferire i due profili geofisici monte-valle (sismico a rifrazione ed elettrico tomografico) (figura 5.76).

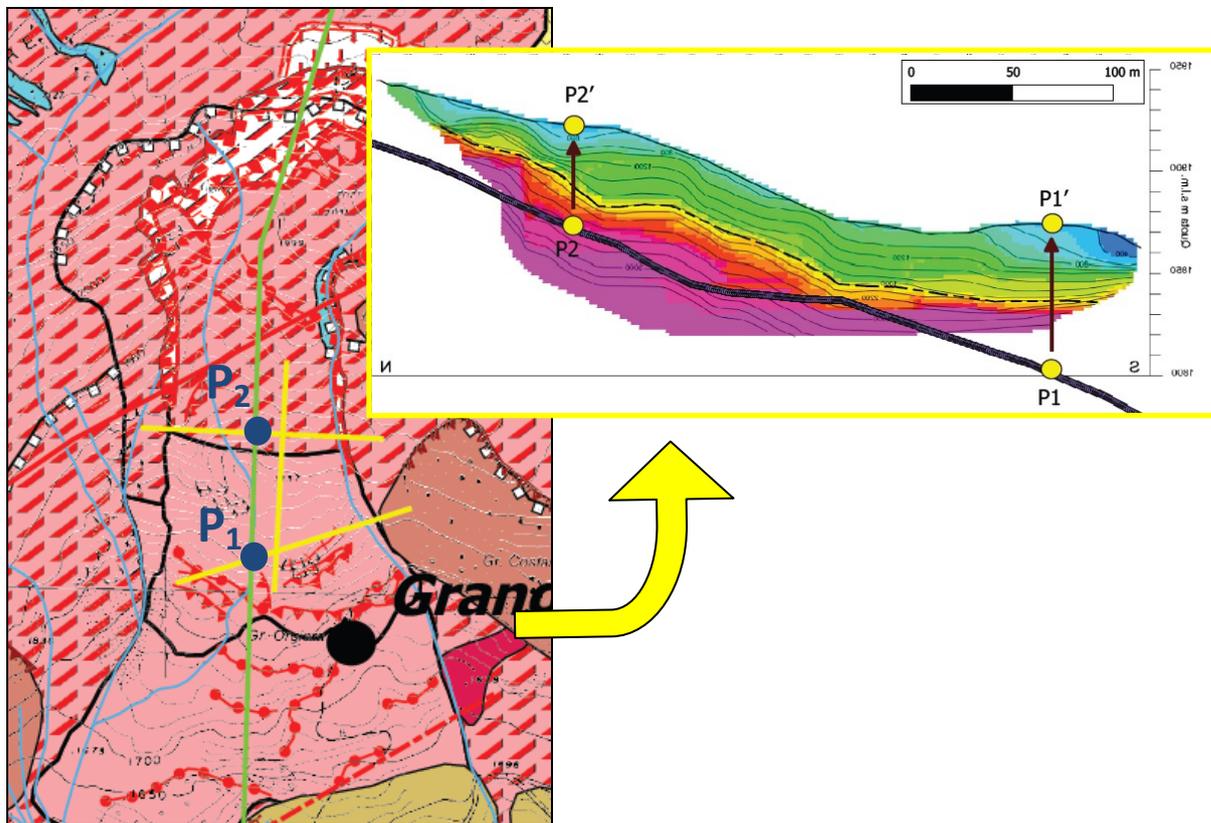


Figura 5.76 – Georeferenziazione dei profili geofisici, come esempio si riporta il profilo di sismica a rifrazione utilizzato che è stato ruotato specularmente per dargli la direzione coerente con quella di lavoro (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Nelle figure 5.77 e 5.78, vengono mostrati i profili risultanti dalle due prospezioni geofisiche, monte-valle, con le relative legende (fonte dei dati geofisici: Archivio di Arpa Piemonte).

Il profilo sismico è stato eseguito con metodologia a rifrazione e successivamente elaborato tomograficamente. Si ricorda che la sismica a rifrazione consente di ricostruire la stratigrafia discriminando la parte superficiale (in cui la velocità delle onde è bassa) da quella profonda (in cui la velocità delle onde è alta) (CARRARA & RAPOLLA, 1992).

Il sismostrato associato al probabile piano di scivolamento si attesta, a una profondità media di circa 30 m, su valori di velocità sismica delle onde P di circa 1800 m/s, con una porzione in frana che varia nel *range* di 400-1800 m/s (relazione tecnica allegata alle indagini geofisiche, Archivio di Arpa Piemonte).

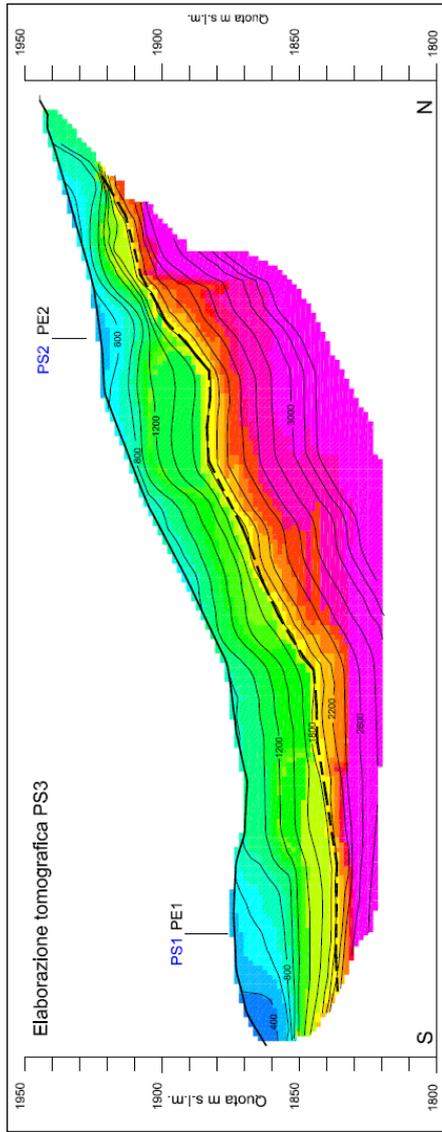
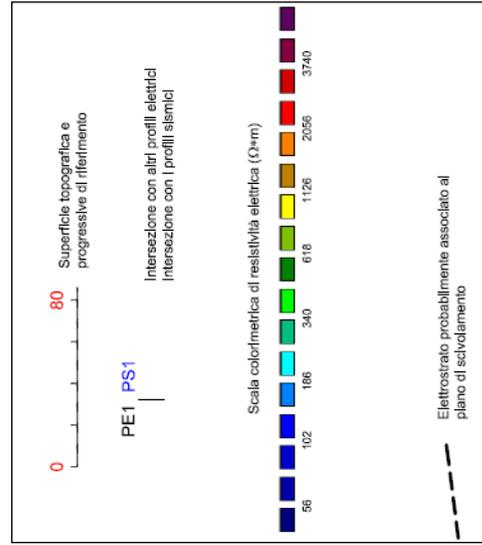
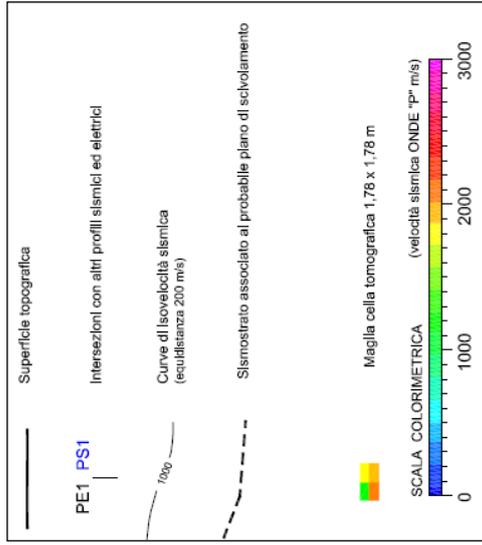


Figura 5.77 – Profilo sismico a rifrazione monte-valle, con relativa legenda, commissionato dal Comune di Sampeyre dopo l’attivazione del fenomeno risalente al luglio del 2009 (Archivio, Arpa Piemonte).

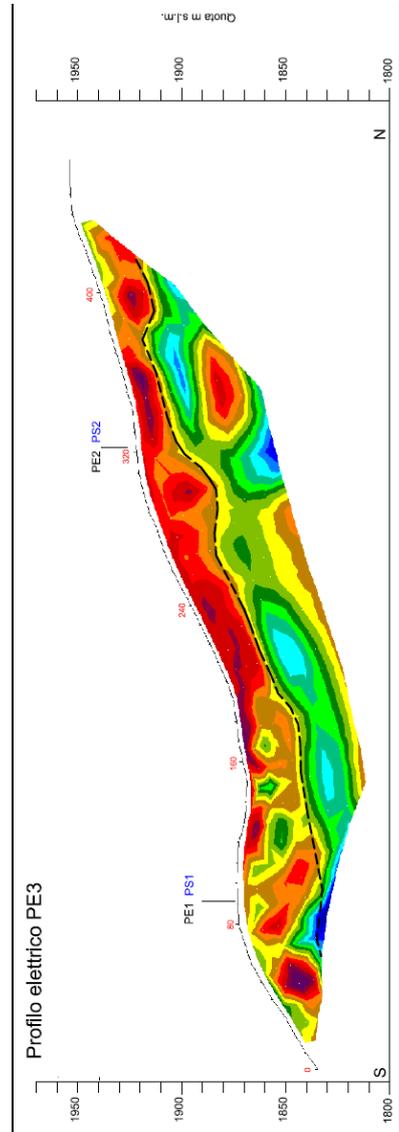


Figura 5.78 – Profilo elettrico tomografico monte-valle, con relativa legenda, commissionato dal Comune di Sampeyre dopo l’attivazione del fenomeno risalente al luglio del 2009 (Archivio, Arpa Piemonte).

Il profilo elettrico appare più caotico e difficile da interpretare, infatti, la superficie di contatto tra il materiale in frana ed il materiale in posto è stata individuata solo dopo il raffronto con l'interpretazione sismica (relazione tecnica allegata alle indagini geofisiche, Archivio di Arpa Piemonte).

Si ricorda che la geoelettrica, generalmente, permette di differenziare i terreni in funzione della resistività elettrica e, dato che la maggior parte delle rocce a temperature normali può essere considerata un isolante, le proprietà elettriche degli ammassi rocciosi dipenderanno principalmente dalla quantità di acqua presente (CARRARA & RAPOLLA, 1992). Ciò si traduce nel caso specifico delle frane nella possibilità di distinguere la parte superficiale con una resistività bassa e molto variabile, meno compatta e con un maggior contenuto d'acqua, da quella più profonda che si presenta di solito più resistiva, più compatta e con un minor contenuto d'acqua. Il problema principale, oltre all'elevata caoticità superficiale, è stato che si è presentata una situazione opposta rispetto a quella ordinaria, ovvero la resistività minore, che ci si aspettava di ritrovare nella massa franata, è stata invece rintracciata in profondità.

Questa peculiarità è stata giustificata presupponendo una massa franata senza falda, e quindi molto drenata, ed immaginando in profondità un maggiore contenuto argilloso (relazione tecnica allegata alle indagini geofisiche, Archivio di Arpa Piemonte).

Sono supposizioni certamente non prive di fondamento, infatti, si ricorda che il fenomeno di Grange Orgiera si è attivato in un versante già interessato da antichi fenomeni che si sono ripetuti nel tempo coinvolgendo spesso le stesse masse che sono, quindi, state più volte rimaneggiate. Ciò sicuramente ha portato ad un aumento della frazione argillosa nei terreni profondi, antichi corpi di frana. Non è da escludere che la ingente presenza di blocchi, distaccati e coinvolti dalla nuova frana, sia una delle principali cause di una resistività così alta nel corpo di frana. A conferma di ciò, si ricorda che la nicchia mostra chiaramente una parete fresca di roccia e che nell'accumulo sono stati rinvenuti parecchi blocchi di dimensioni da decimetriche a plurimetriche.

A seguito di questa osservazione, e di alcune osservazioni morfologiche precedenti, è stata rivista l'interpretazione della porzione di monte dell'indagine geoelettrica.

La presenza di ulteriori dati, come sondaggi, inclinometri e piezometri, avrebbe sicuramente fornito un importante supporto al suddetto modello geofisico di difficile e non univoca interpretazione. La mancanza di dati stratigrafici, in un'area geologicamente

così complessa costituisce indubbiamente una lacuna ai fini di un'ottimale interpretazione del sottosuolo. In ogni caso, l'obiettivo della presente sezione monte-valle non vuole essere prettamente geotecnico, manca infatti una caratterizzazione geomeccanica dei litotipi, ma vuole più che altro essere uno strumento di sintesi delle osservazioni geologico-geomorfologiche effettuate per una più completa comprensione del fenomeno.

Innanzitutto, facendo seguito all'analisi geomorfologica effettuata, si è concluso che l'ipotetica superficie di scorrimento della frana delle Grange Orgiera, nella sua porzione medio-bassa, costituisce la superficie di separazione tra il suo corpo di frana e quello dalla frana di Pui. Nello specifico però, procedendo verso valle si passa dalla superficie di rottura, in senso stretto, al vecchio piano campagna, costituito dall'accumulo della frana di Pui, che funge da superficie di scorrimento. Si ricorda, che nell'ambito dell'analisi geomorfologica erano state fatte delle considerazioni per risalire approssimativamente all'ubicazione di questo punto, che indica il passaggio dalla zona di transizione di un fenomeno a quella di accumulo ed è denominato *unghia della superficie di rottura*. Grazie all'osservazione dell'andamento delle curve di livello, infatti, si può identificare la probabile unghia della superficie di rottura dei fenomeni. In realtà, nel caso specifico, essendo la cartografia precedente al verificarsi della frana, ci si è orientati principalmente attraverso degli indicatori morfologici di terreno (la chiusura delle scarpate laterali e la concomitante apertura dell'accumulo a ventaglio). Come si può osservare dalle precedenti immagini di questo paragrafo, incrociando i dati morfologici e sismici risulta che l'unghia della superficie di rottura dovrebbe essere all'incirca a valle del punto P2. A partire da questo punto, proseguendo verso monte, lo spessore del corpo di frana dovrebbe aumentare a causa dell'andamento della superficie di rottura che nei fenomeni rotazionali generalmente ha la classica forma "a cucchiaio". Per tale motivo, ci si è orientati verso un'interpretazione leggermente diversa del profilo geoelettrico. Se è vero che i terreni in profondità sono più argillosi, allora tutte le masse molto resistenti sono probabilmente ricche di blocchi isolati. A questo punto è ammissibile immaginare di separare tutta la massa caotica, con resistività variabile, dalla sottostante massa molto conduttiva ottenendo una superficie di rottura con l'andamento mostrato in figura 5.79.

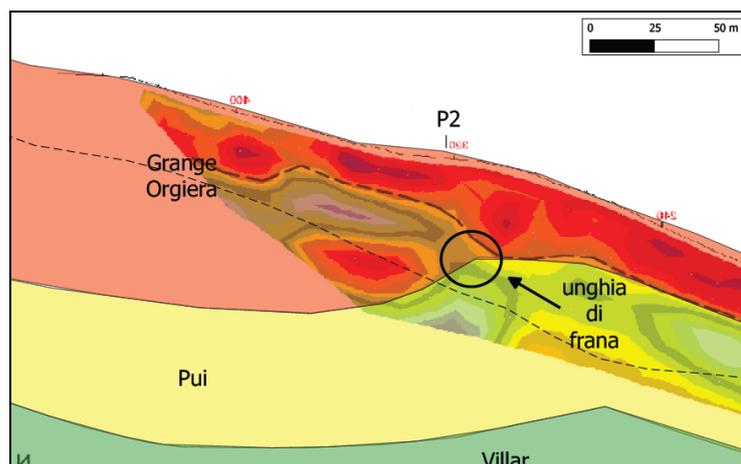


Figura 5.79 – Reinterpretazione della porzione di monte (circa 100 m) del profilo geoelettrico monte-valle. I toponimi indicano semplicemente il nome della frana (fonte dei dati geofisici: Arpa Piemonte).

Decidendo, per il resto del profilo geoelettrico, di seguire l'interpretazione fornita dai realizzatori dell'indagine stessa, sorge il problema che l'elettrostrato probabilmente associato alla superficie di scorrimento si trova anch'esso al di sopra del profilo topografico ricavato dal DTM (1991). Ciò è indice del fatto che, già prima dell'attivazione del 2009, la superficie topografica si era sollevata rispetto al 1991, verosimilmente a causa dello spostamento della frana di Pui, considerata infatti ancora attiva. Si è allora ipotizzata una ricostruzione dei due corpi di frana più "giovani" tenendo conto del fatto che morfologicamente (come si è potuto osservare presso le Grange Orgiera) questi accumuli hanno la tendenza ad impostarsi con elevate pendenze al piede (figura 5.80). Si è, inoltre, tenuto conto del fatto che sulla base dell'esame aereo-fotogrammetrico si può affermare che le riattivazioni più recenti, i cui accumuli risultano ancora ben visibili sul terreno, si sono sempre arrestate a monte delle frazioni di Pui e Ciampanesio (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

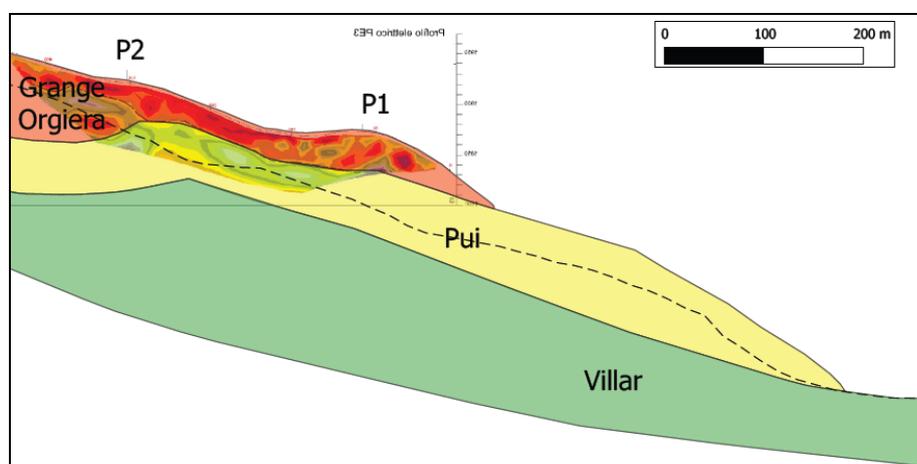


Figura 5.80 – Ricostruzione degli accumuli di frana dei fenomeni delle Grange Orgiera e di Pui. Gli spessori al di fuori del dato sismico sono del tutto arbitrari, dettati dall'esperienza in campo e da considerazioni morfologiche dell'area. I toponimi indicano semplicemente il nome della frana (fonte dei dati geofisici: Arpa Piemonte).

Si osservi che, per ricostruire la superficie di scorrimento della frana di Pui, si è fatto ricorso al metodo cartografico di cui prima, che permette di ricavare l'unghia della superficie di rottura tramite lo studio dell'andamento delle isoipse. Una volta identificata, l'unghia della superficie di rottura è stata riproiettata sul profilo topografico, ottenendo così il punto di separazione tra la zona di transizione (superficie "a cucchiaio") e quella di accumulo. Stessa cosa è stata fatta anche per il fenomeno di Villar, il cui accumulo raggiunge il fondovalle.

Degno di nota, infine, è il settore di coronamento in cui si verifica un intreccio dei tre corpi di frana a cui è stata data una possibile interpretazione (figura 5.81).

Si è partiti dalla considerazione che la superficie topografica, estrapolata dal DTM, è precedente rispetto alla frana delle Grange Orgiera ma successiva a quella di Pui, le cui forme infatti sono ben visibili nel raster.

Se facciamo un passo indietro, e immaginiamo che il fenomeno delle Grange Orgiera non si sia ancora verificato, si può supporre che la superficie di rottura del fenomeno di Pui, nella zona di distacco si vada a raccordare con la superficie topografica, con un andamento morbido, dovuto ad erosioni e dilavamenti successivi alla sua attivazione, che non permettono più di distinguere in maniera netta il passaggio tra la zona di distacco e quella di transizione. Lo stesso accade per la frana di Villar. Le *vecchie superfici di rottura erose e/o obliterate* ipotizzate, in relazione alle due frane suddette, appaiono attualmente poco inclinate per via della naturale evoluzione del versante con fenomeni di erosione e dilavamento.

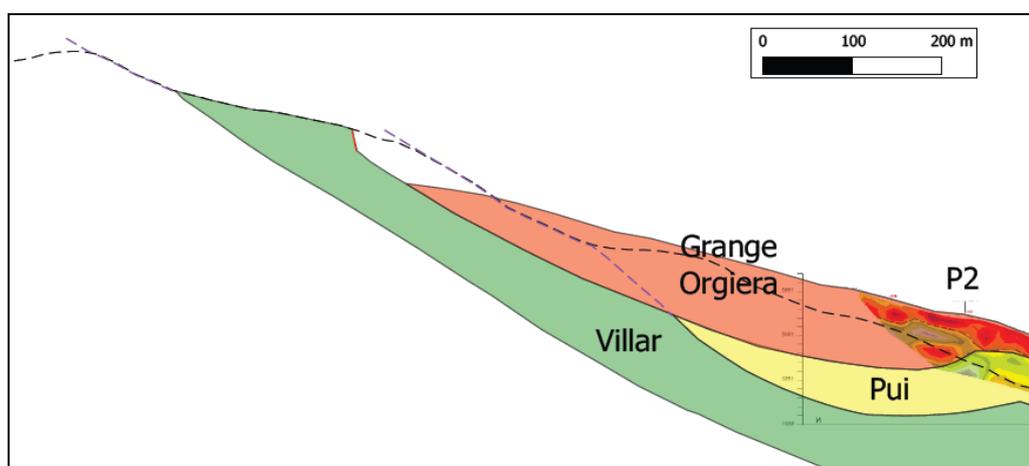


Figura 5.81 – Ricostruzione della zona di nicchia dei tre fenomeni. Gli spessori al di fuori del dato sismico sono del tutto arbitrari, dettati dall'esperienza in campo e da considerazioni morfologiche dell'area. L'altezza della scarpata principale della frana delle Grange Orgiera è stata stimata qualitativamente da osservazioni di terreno. I toponimi indicano semplicemente il nome associato alla frana (fonte dei dati geofisici: Arpa Piemonte).

Infine, si presume che la frana delle Grange Orgiera, in corrispondenza della zona di distacco, abbia generato un abbassamento di quota nel profilo topografico rispetto a quello estrapolato dal DTM (1991) dovuto all'asportazione e rimaneggiamento delle porzioni sommitali dei fenomeni sottostanti (Pui e Villar). In particolare, del fenomeno di Pui è stata obliterata buona parte del coronamento (settore est), a causa del maggiore arretramento verso monte della scarpata principale del fenomeno delle Grange Orgiera. Per concludere, tutti gli affioramenti e i lineamenti tettonici sono stati tratti dai dati di bibliografia già citati (LOMBARDO *et al.*, 1978; PHILIPPOT, 1988; Foglio 78-79 "Argentera-Dronero" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000) confermati da osservazioni di campo. Buona parte degli affioramenti riportati nella sezione geologica sono stati tenuti separati dall'ipotetico substrato (figura 5.82), non potendo affermare con certezza che non si tratti di blocchi disarticolati, vista l'elevata instabilità dell'area. In un caso specifico, a monte delle Grange Orgiera, l'affioramento di serpentiniti non è stato collegato al sottostante substrato della stessa litologia perché le rocce in questione in realtà affiorano ad est della sezione geologica e non in corrispondenza della stessa.

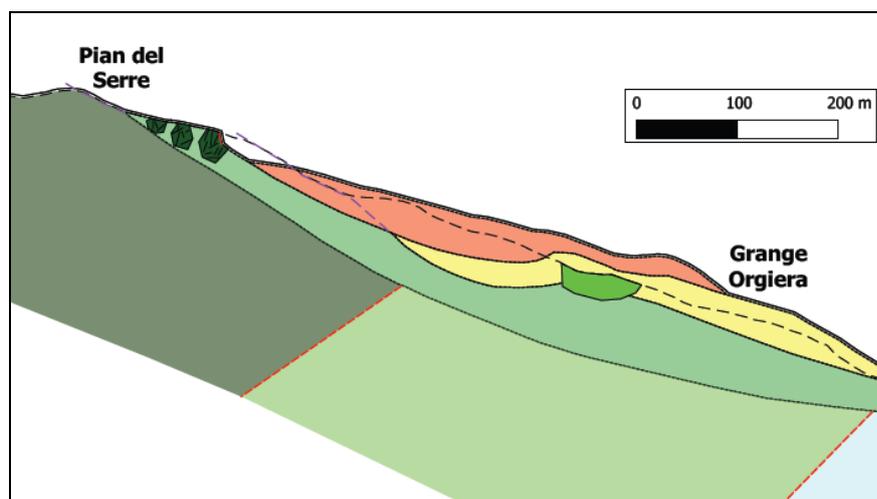


Figura 5.82 – Affioramenti di substrato nell'area in frana non correlati al substrato stesso (Base: Sezione geologica, allegato n°4).

Nell'ambito della presente ricostruzione, un solo affioramento, a valle dell'abitato di Pui (figura 5.83), è stato correlato al rispettivo substrato, ipotizzando un gradino nello stesso. La diffusione di gradini simili, anche se circoscritti, potrebbe conferire al versante quella capacità di sostegno che spiegherebbe la presenza di un così grande quantitativo di materiale detritico sul pendio.

Si ricorda che, come già detto, le riattivazioni più recenti si sono sempre arrestate a monte della frazione di Pui (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009), e quindi a monte dell'ipotizzato gradino del substrato.

Infine, al di sotto di quest'ultimo affioramento è stata comunque riportata l'ipotesi di superficie di scorrimento della frana di Villar, dedotta dallo studio geomorfologico, valida per le aree limitrofe alla sezione geologica prive di affioramenti. Si noti la coincidenza del suddetto affioramento con il passaggio dalla zona di transizione a quella di accumulo, come se la maggiore competenza della roccia in quel punto impedisse la propagazione verso il basso della superficie di rottura.

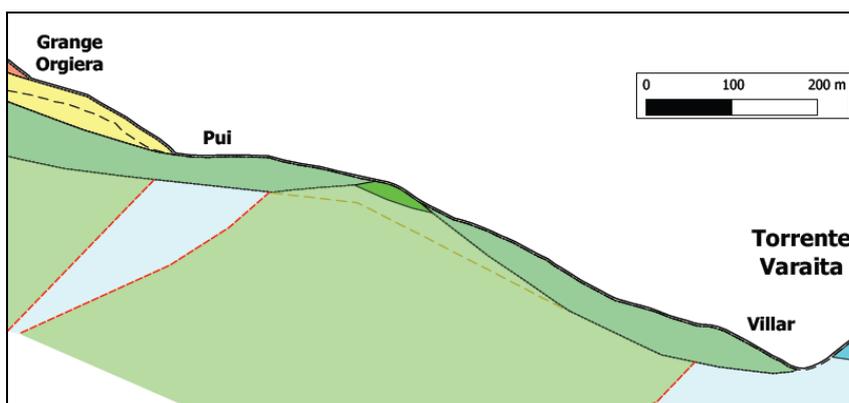


Figura 5.83 – Affioramento di substrato serpentinitico nell'area in frana correlati al substrato stesso a formare un gradino che spiegherebbe la presenza dell'ingente quantitativo di materiale detritico sul versante (Base: Sezione geologica, allegato n°4).

La suddetta ricostruzione del sottosuolo ha permesso di ricavare delle informazioni principalmente qualitative e delle stime approssimative sulle grandezze in gioco nella frana di Sampeyre. Nello specifico, attraverso i dati geofisici di sismica a rifrazione e geoelettrica, insieme con alcune particolari osservazioni geomorfologiche è stata ricostruita la probabile superficie di rottura/scorrimento. Secondo l'indagine sismica a rifrazione la superficie di scorrimento nell'accumulo di frana si attesta a circa 30 m dal piano campagna. La sezione geologica realizzata lascia supporre che questi spessori siano riferibili solo all'accumulo che costituisce 1/3 del fenomeno in estensione longitudinale. Se il fenomeno ha effettivamente una superficie "a cucchiaio", tipica degli scorrimenti rotazionali, allora gli spessori più a monte saranno molto maggiori e potrebbero raggiungere anche il centinaio di metri. Considerando una larghezza media del fenomeno in pianta di 400 m e l'area del corpo di frana in sezione, il volume mobilitato si attesterebbe su valori di oltre 20 milioni di metri cubi. Si rimarca, infine, l'evidente tendenza retrogressiva del fenomeno che potrebbe ancora replicarsi in future riattivazioni.

5.3.2 - Sistemi di monitoraggio e zonizzazione dei cinematismi superficiali

5.3.2.1 - Analisi dei dati strumentali

Il fenomeno franoso di Sampeyre (attivatosi nel luglio del 2009) è monitorato da Arpa Piemonte dal settembre del 2009. Il sito di monitoraggio, appartenente alla rete RERCOMF, è costituito sia da capisaldi per le misure distanziometriche che da capisaldi per misure topografiche GPS. In particolare, sono presenti attualmente 2 capisaldi distanziometrici (a costituire una base distanziometrica) e 16 capisaldi per misure GPS (per l'ubicazione degli strumenti v. paragrafo 5.2.1). Buona parte della strumentazione è stata installata nell'agosto 2009 ed è entrata in esercizio nel settembre del 2009. Gli ultimi 4 capisaldi GPS (13,14,15,16), invece, sono stati installati successivamente poco al di fuori del perimetro di frana al fine di controllarne la sua possibile espansione.

Sono, inoltre, presenti 3 capisaldi topografici GPS di riferimento, non solo esterni al fenomeno franoso, ma anche ubicati in zone presumibilmente stabili, nelle località Serre di Raie (A), Confine di sopra (B) e Pian Piè (C).

La posizione dei 16 capisaldi GPS viene misurata rispetto ai 3 capisaldi di riferimento. La misura di queste distanze, per motivi insiti nel sistema stesso, è affetta da un errore strumentale di c.ca 10 mm nelle direzioni orizzontali x e y, mentre nella direzione verticale z l'errore strumentale raggiunge i c.ca 30 mm. Per tale ragione, gli spostamenti ottenuti lungo l'asse z sono meno affidabili rispetto a quelli ottenuti sul piano x-y.

Nel novembre del 2009 tutto il sito di monitoraggio era perfettamente funzionante. Dal quel momento sono state effettuate misure con cadenza circa annuale (ultima lettura effettuata luglio 2013).

Durante lo svolgimento della borsa di studio RiskNat, in collaborazione con il DT Geologia e Dissesto, per ciascun punto di misura GPS è stata quantificata la velocità di deformazione nel tempo, in cm/anno, calcolandola a partire dalla rispettiva misura di origine, unicamente nella direzione xy fino al giugno del 2011. Queste informazioni sono state inserite nella scheda di 2° livello SIFraP della frana di Sampeyre (allegato n°2).

Conclusa la borsa RiskNat, col proseguimento degli studi nell'ambito del presente elaborato di tesi, sono stati aggiornati i dati tenendo conto delle ultime misure. Il calcolo della velocità di deformazione rispetto alla misura di origine è stato effettuato sia per la dimensione orizzontale xy (risultante degli spostamenti x ed y accompagnata dall'angolo formato dalla stessa con il nord) che per la dimensione verticale z. Inoltre, per la

dimensione xy è stato stimato anche lo spostamento che si è verificato nell'ultimo anno, ovvero dalla lettura di luglio 2012 a quella di luglio 2013 (ultima lettura effettuata). Le suddette operazioni sono in parte sintetizzate nella tabella 5.5.

Tabella 5.5 – Tabella delle risultanze delle misure GPS effettuate sul fenomeno franoso di Sampeyre (fonte: banca dati RERCOMF).

Caposaldo	Direzione (rispetto al N)	Velocità planimetrica xy (cm/anno) <i>Intera serie storica</i>	Spostamento planimetrico xy (cm) <i>Luglio 2012-Luglio 2013</i>
1	198	195	34
2	220	104	33
3	208	107	34
4	200	68	24
5	163	26	11
6	158	24	10
7	159	60	24
8	195	66	24
9	174	40	18
10	191	24	11
11	162	31	14
12	150	27	10
13	221	9	5
14	202	5	4
15	173	4	6
16	162	6	7

Grazie ai dati GPS finora acquisiti, tenendo conto del movimento orizzontale xy, è stato possibile suddividere il corpo di frana in settori caratterizzati da entità di movimento differenti (figura 5.84).

Nella zona più a monte al di sopra della scarpata principale, laddove numerose fratture fanno presupporre un movimento incipiente, si registrano velocità di c.ca 25 cm/anno (settore in verde), a dimostrazione della tendenza evolutiva retrogressiva del fenomeno. La porzione di coronamento in sinistra orografica è caratterizzata da spostamenti di elevata entità con una velocità media che si aggira intorno al m/anno (settore in viola). Ancora più elevata è la velocità registrata dal caposaldo 1 pari a quasi 2 m/anno (settore in azzurro). Tali valori possono essere associati al fatto che il caposaldo in questione è posizionato al di sopra di un blocco di roccia che, oltre a scivolare sulla massa detritica,

ha una forte tendenza al ribaltamento. Gli spostamenti registrati nella porzione di coronamento in destra orografica, invece, risultano più contenuti, con valori che si attestano intorno ai 65 cm/anno (settore in arancione). Il cumulo di frana presenta valori ancora più bassi che si attestano sui 30 cm/anno (settore in giallo). Infine, i capisaldi di controllo mostrano tendenze di movimento inferiori ai 10 cm/anno.



Figura 5.84 – Suddivisione in settori con evoluzione differente del fenomeno franoso in funzione delle velocità medie calcolate lungo tutta la serie storica di misure GPS (2009-2013). Si riporta, inoltre, lo spostamento rilevato nell'ultimo anno.

Tenendo conto, invece, degli spostamenti avvenuti nell'ultimo anno, si può osservare un chiaro rallentamento del fenomeno in quasi tutti i capisaldi, la più evidente decelerazione si è verificata nel caposaldo 1 che mostra uno spostamento paragonabile a quello del settore immediatamente sovrastante (33-34 cm nell'ultimo anno). In figura 5.85, si riporta il grafico spostamento-tempo di questo caposaldo, tutti gli altri grafici, incluso quello relativo alla base distanziometrica, sono riportati in apposite schede descrittive che sono state allegate al presente lavoro (allegato n°5).

Si riporta, inoltre, il grafico spostamento-tempo del caposaldo 15 (figura 5.86) che, contrariamente, al precedente, ha mostrato nelle ultime misure una leggera accelerazione. Anche il caposaldo 16 mostra una leggera accelerazione, verosimilmente imputabile all'effetto di carico gravitativo dovuto all'accumulo del fenomeno situato poco a monte.

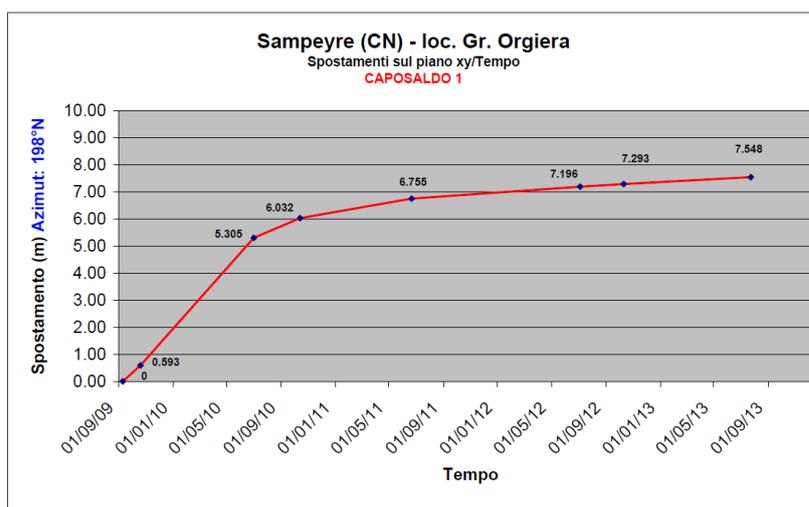


Figura 5.85 – Grafico spostamento-tempo del caposaldo 1. Buona parte dei capisaldi mostrano un simile rallentamento.

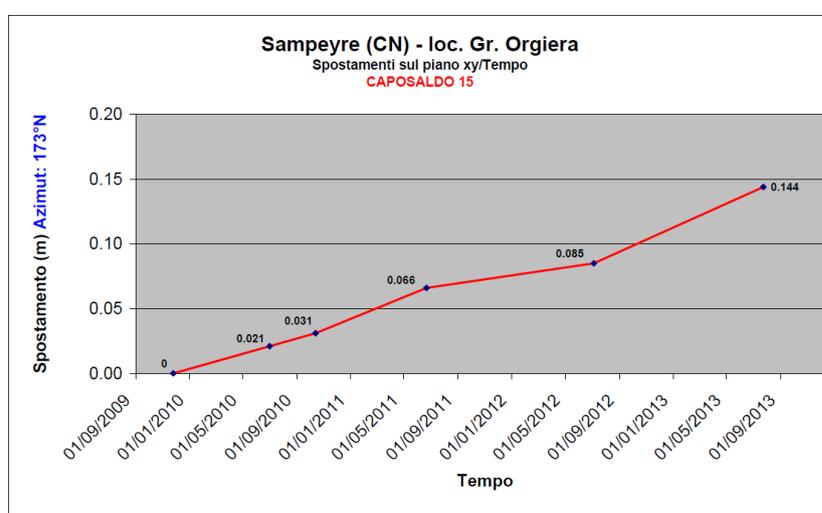


Figura 5.86 – Grafico spostamento-tempo del caposaldo 15. Eccezionalmente si registra un'accelerazione del movimento.

Per quanto riguarda, invece, gli spostamenti verticali z, già definiti meno attendibili per via del maggiore errore strumentale, è stato registrato un abbassamento massimo di 98 cm/anno nel caposaldo 1 ed un abbassamento minimo di 2 cm/anno nei capisaldi di controllo 15 e 16.

La base distanziometrica è stata installata in corrispondenza di una frattura in roccia, avente direzione circa EW, presente nella zona di coronamento del fenomeno franoso, alla quota di 2130 m s.l.m. circa. Le misure finora effettuate indicano che la distanza tra le due pareti opposte della frattura è aumentata con un ritmo di circa 4,8 cm/anno. Nell'ultimo anno la distanza è aumentata di 1,6 cm. Anche questo movimento sta subendo una decelerazione.

Si tenga conto che la base distanziometrica è stata ubicata tra i capisaldi 5 e 6, laddove il caposaldo 5 è ubicato sul il bordo inferiore della frattura, mentre il caposaldo 6 su quello superiore, ed i due capisaldi si muovono verso valle quasi in maniera solidale.

Una campagna straordinaria di misure è stata effettuata il 10 ottobre 2012 al fine di verificare l'evoluzione della frana a seguito dell'evento sismico del 3 ottobre 2012. Le misure effettuate non hanno evidenziato alcun significativo effetto del sisma sul trend evolutivo del fenomeno franoso.

Si riporta, infine, per maggiore chiarezza una rappresentazione grafica dei vettori velocità delle misure GPS calcolati nella direzione xy (figura 5.87).

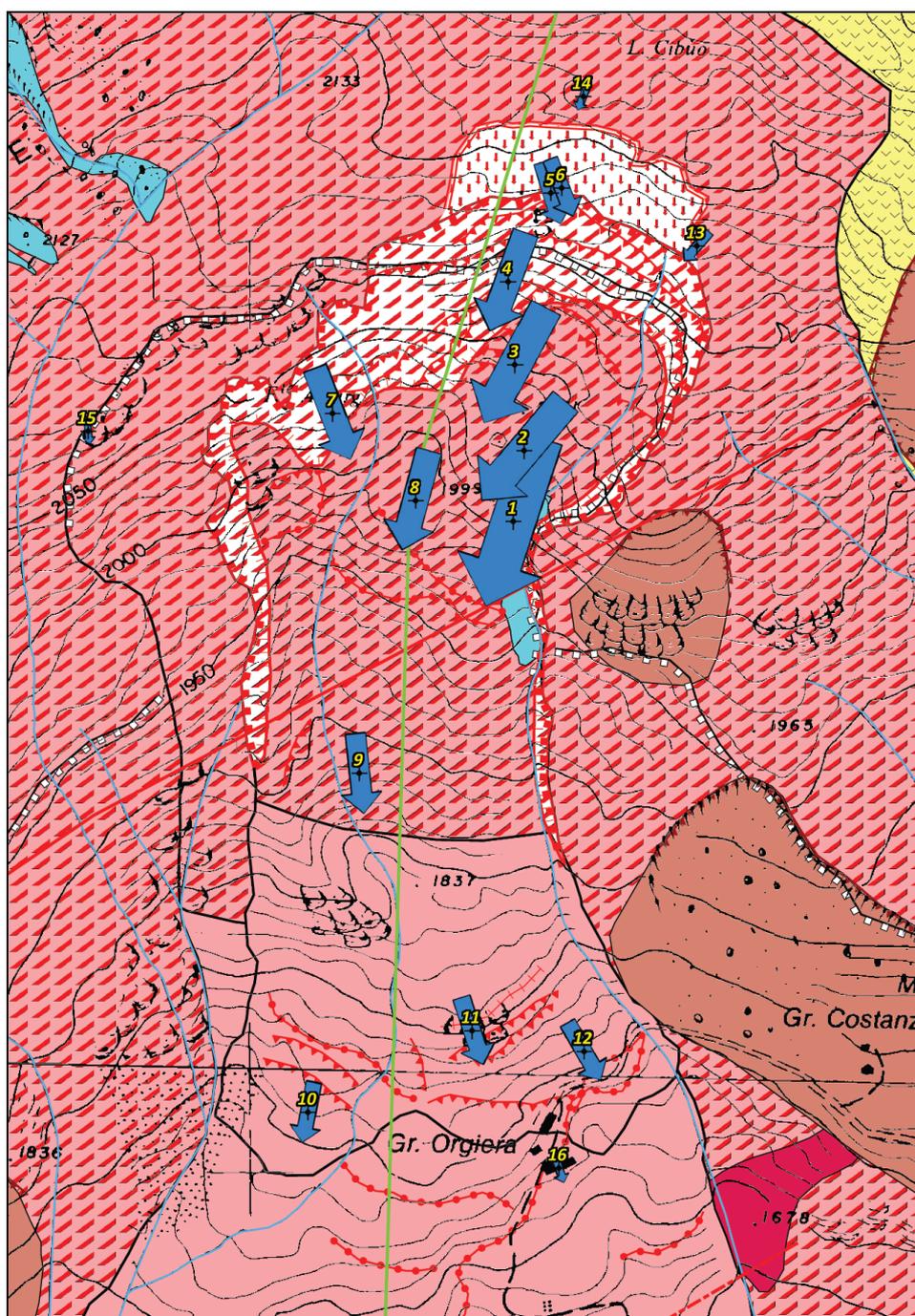


Figura 5.87 – Rappresentazione grafica dei vettori velocità, calcolati nella direzione xy, come tasso di deformazione annuale dalla lettura di origine fino all'ultima misura, effettuata nel luglio del 2013. La grandezza delle frecce è qualitativamente proporzionale all'entità della velocità. La direzione è quella media di movimento. È possibile osservare il naturale allineamento tra le direzioni dei vettori e la morfologia del corpo di frana ovvero, come ci si aspetta, nella porzione di svuotamento le direzioni sono convergenti, mentre nella zona di accumulo sono divergenti. Unica eccezione è rappresentata dai capisaldi 5 e 6, che si discostano dai capisaldi limitrofi di circa 45°.

In definitiva, l'analisi dei dati strumentali (GPS e base distanziometrica) ha mostrato un *trend* di valori ad oggi in rallentamento rispetto all'attivazione avvenuta circa 4 anni fa (ultima misura luglio 2013). I tassi di deformazione oscillano da un minimo di 30 cm/anno, nell'accumulo della frana, ad un massimo di 2 m/anno in corrispondenza del settore orientale della nicchia di frana. A monte del coronamento, una zona di circa 2 ha presenta chiari segnali di movimento incipiente (fratture di trazione e scarpatine). I due capisaldi (5 e 6) situati su uno sperone roccioso, di quel settore, danno un movimento di circa 25 cm/anno, oltre ad allontanarsi tra di loro di circa 5 cm/anno (base distanziometrica), inoltre, sono gli unici punti di misura il cui azimut si discosta dalla direzione generale di movimento riscontrata nei capisaldi limitrofi che si spostano coerentemente con la morfologia dell'area in frana.

5.3.2.2 - Analisi dei dati interferometrici

Arpa Piemonte, negli ultimi anni si avvale di una nuova tecnologia definita, dalla comunità SAR, *Persistent Scatterer Interferometry* (PSI) per distinguerla dalla tradizionale interferometria differenziale DInSAR.

Il particolare utilizzo congiunto di più interferogrammi differenziali consente di individuare e valutare lo spostamento, con precisione dell'ordine del millimetro, di punti fisici dotati di particolari caratteristiche di riflettività del segnale radar, denominati *Permanent Scatterers* (PS) (TRE, 2009).

Tale tecnica è applicabile su ampie porzioni di territorio e l'analisi dei dati può avvenire per l'intera serie storica delle immagini radar. I PS vengono individuati sulle immagini radar con metodi statistici e corrispondono generalmente a bersagli quali edifici, oggetti metallici, antenne, pali, rocce esposte, per i quali le caratteristiche di riflessione dell'onda radar si mantengono stabili nella maggior parte delle immagini utilizzate. Questo consente di confrontare quantitativamente le riflessioni dello stesso oggetto in diverse immagini e, operando sulle differenze di fase dell'onda riflessa, di misurare gli spostamenti millimetrici del bersaglio rispetto al sensore lungo linea di vista (*Line of Sight*, LOS).

Due sono le indagini che Arpa, a partire dal 2006, ha commissionato alla TRE (Telerilevamento Europa, *spinoff* del Politecnico di Milano). Una prima indagine è stata effettuata, tramite algoritmo PSInSARTM, su tutto il territorio piemontese utilizzando i dati derivati dai satelliti ERS1 ed ERS2 dell'Agenzia Spaziale Europea, che coprono il

periodo temporale compreso tra il 1992 ed il 2001. Nel 2010, una seconda indagine è stata effettuata unicamente sulla porzione di arco alpino a partire dalle immagini della piattaforma canadese RADARSAT, per il periodo compreso tra il 2003 ed il 2009. L'elaborazione di tali immagini è stata effettuata utilizzando il nuovo algoritmo, SqueeSARTM, sviluppato dalla TRE, che permette di identificare oltre ai riflettori puntuali (PS) anche i *Distributed Scatterers* (DS), ovvero bersagli diffusi (ad esempio aree detritiche, campi non coltivati, aree desertiche non sabbiose) aumentando notevolmente il numero di punti identificati, soprattutto in aree alpine.

Essendo questa tecnica particolarmente idonea all'identificazione ed alla definizione delle deformazioni ad evoluzione lenta, si è ritenuta adatta allo studio dell'area oggetto della presente tesi di dottorato, in prevalenza interessata da fenomeni gravitativi che progrediscono con movimenti contenuti (DGPV, scorrimenti rotazionali, colamenti lenti). Rispetto ai tradizionali metodi di monitoraggio, la tecnica offre una maggiore precisione. Infatti, se è vero che l'incertezza nella misura della componente orizzontale è paragonabile a quella del GPS (decimetrica), sulla direzione verticale si raggiungono valori più bassi (1 mm contro i 30 mm del GPS). Contrariamente al GPS, però, la tecnica PS è di più difficile utilizzo in modalità "monitoraggio"; anche se questa opzione è attualmente disponibile con le nuove generazioni di satelliti (RADARSAT-2, COSMO-SkyMed, TerraSAR-X, SENTINEL), i dati trattati nell'ambito di questa tesi sono stati acquisiti in un'unica soluzione alla fine del rilievo della relativa serie storica di misure.

L'attivazione del fenomeno in esame (luglio del 2009) rientra per pochi mesi nell'intervallo di tempo ventennale di dati a disposizione (1992-2001, ERS1-2; 2003-2009, RADARSAT); eppure, come si vedrà, grazie all'analisi di questi dati si rilevano dei movimenti significativi, a dimostrazione del fatto che nell'area le deformazioni gravitative erano in atto già da tempo.

Nella scheda di 2° livello della frana di Sampeyre (allegato n°2) la descrizione dei dati satellitari di tipo *Permanent Scatterers* è stata effettuata, come di consueto, limitatamente all'area interessata dal fenomeno e relativamente ai *dataset* a disposizione di Arpa Piemonte.

Tali *dataset* sono riportati nella tabella 5.6. Con "radarsat_asce_sud" e "radarsat_desce_sud" si intendono i *dataset* ascendente e discendente della piattaforma RADARSAT analizzati con l'algoritmo SqueeSARTM (periodo di riferimento 2003-2009), con

“ers_desce” ed “ers_summ_desce”, invece, si indicano i *dataset* dei satelliti ERS1-2 elaborati con la PSInSAR™ (periodo 1992-2001), nello specifico il secondo è riferito al periodo estivo (*summer*). Nelle immagini 5.88 e 5.89 sono rappresentati graficamente i suddetti *dataset*.

Tabella 5.6 – Tabella riassuntiva dei dati PS ricadenti all’interno del fenomeno di Sampeyre (fonte: 2° livello, SIFraP). La stessa riporta alcune informazioni statistiche come valore minimo, massimo e medio delle velocità (mm/anno), numero dei PS e dei DS e, infine, quantità di PS e DS che misurano un movimento degno di nota (per convenzione superiore a 2 mm/anno in valore assoluto),

Analisi SAR: Dati ERS (1993-2001) - Dati RADARSAT (2003-2009)							
dataset	velocità di spostamento lungo LOS			n° PS/DS	n° PS	PS/DS in movimento	ratio
	minima	massima	media				
radasat_asce_sud	-46.21	0.51	-11.97	61	2	51	83.6
radasat_desce_sud	-20.15	-1.41	-7.41	40	0	0	0
ers_desce	-12.14	-4.36	-9.42	0	12	12	100
ers_summ_desce	-15.2	1.72	-7.59	0	17	15	88.2

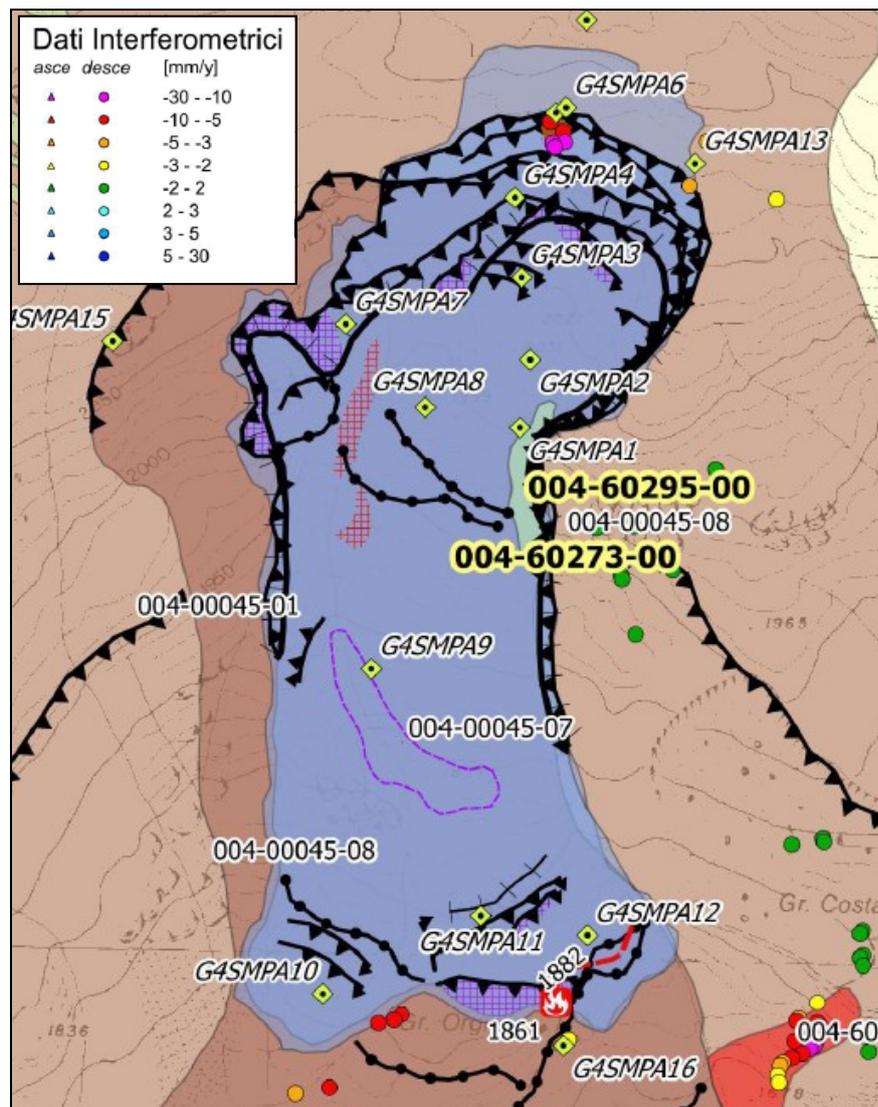


Figura 5.88 – Stralcio della planimetria della scheda di 2° livello della frana di Sampeyre, con la distribuzione dei dati satellitari ERS (base: SIFraP, modificato).

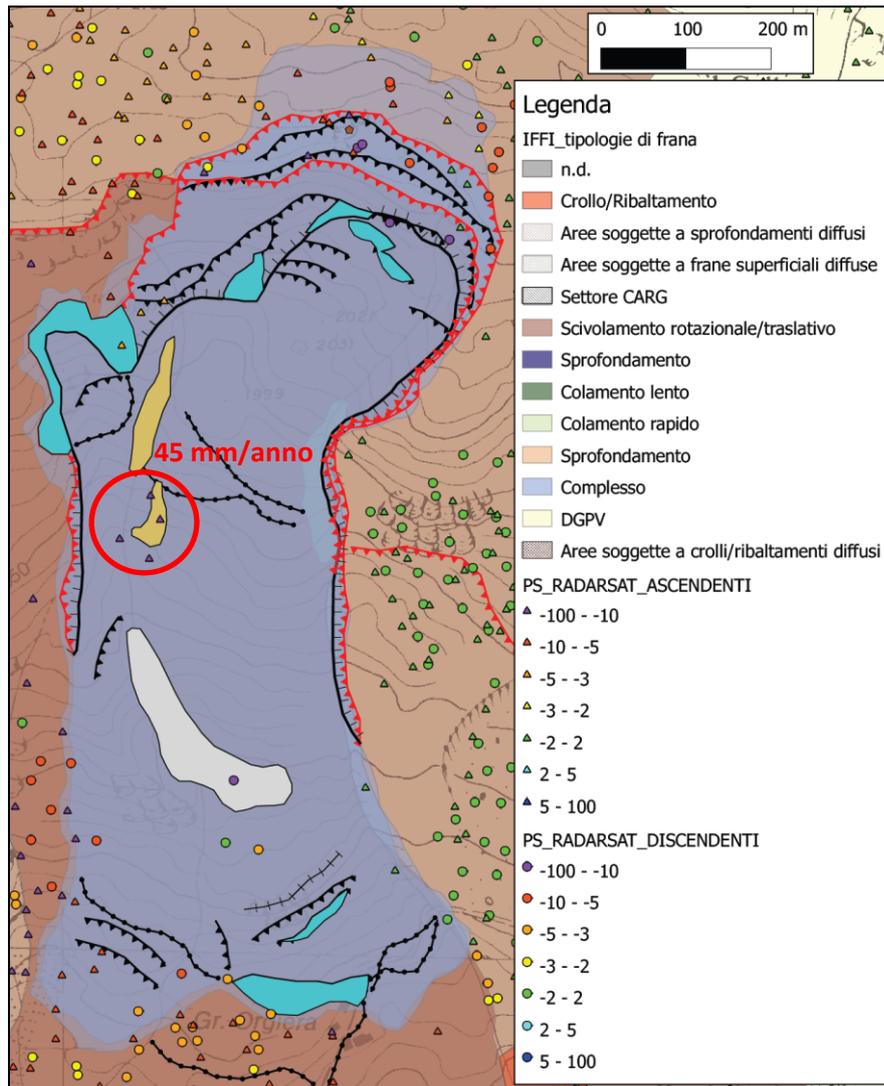


Figura 5.89 – Distribuzione dei *dataset* RADARSAT all'interno della frana di Sampeyre, degni di nota alcuni punti al centro del corpo di frana che muovono in allontanamento dal satellite con velocità dell'ordine di 45 mm/anno (Arpa Piemonte; base: IFFI/SIFraP).

Degno di nota è il fatto che all'interno dell'area in frana, nonostante siano molto diffusi elementi fisici imputabili a bersagli interferometrici, ciascun *dataset* analizzato presenti pochi PS e DS rispetto alle aree circostanti. La perdita di coerenza delle superfici esposte può essere giustificata dal fatto che la velocità di deformazione dell'intero corpo di frana, nel periodo antecedente l'accelerazione del fenomeno in esame, si attestava su valori superiori alla soglia di rilevamento della tecnica interferometrica (> di 2.8 cm tra due acquisizioni consecutive). Superata tale soglia, infatti, l'oggetto non può essere più distinto nell'acquisizione successiva (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Diversamente dalla scheda di 2° livello, nel presente lavoro di ricerca si è spostato lo sguardo all'intero versante, avendo a disposizione un numero sufficientemente elevato di dati per farlo. Nella tabella 5.7 è possibile osservare l'ingente quantitativo di dati satellitari, dei diversi *dataset*, riguardante l'intera area di studio.

Tabella 5.7 - Riepilogo del numero approssimativo di PS e DS disponibili nell'area di studio (intero versante).

Satellite	Geometria	N° PS-DS
ERS	Ascendenti	0
	Discendenti	3934
	Discendenti (estate)	11342
RADARSAT	Ascendenti	9775
	Ascendenti locali	27857
	Discendenti	9274
	Discendenti locali	27472

A fronte della mole di dati disponibili si è scelto di focalizzarsi sul *dataset* RADARSAT perché più completo (esistono dati sia in geometria ascendente che discendente), perché l'intervallo di rilevamento degli spostamenti comprende al suo interno il periodo di attivazione del fenomeno (luglio 2009) e perché i dati sono corredati dalle rispettive *time series*. Nello specifico, sono state utilizzate delle elaborazioni denominate "local" che sono state richieste da Arpa per specifiche aree, particolarmente a rischio, come Sampeyre appunto, e sono frutto di ulteriori elaborazioni, anche manuali, effettuate dalla TRE che hanno portato ad avere un maggior numero di valori. Nelle immagini che seguono vengono mostrati i dati disponibili per le due geometrie (figure 5.90 e 5.91).

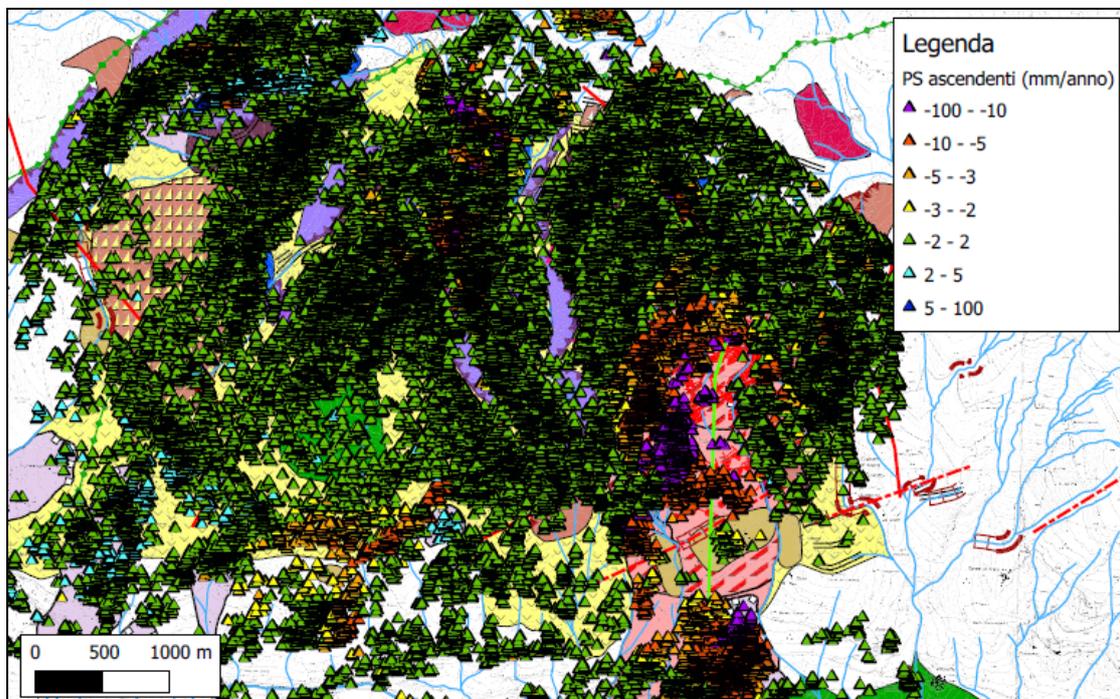


Figura 5.90 – Distribuzione del *dataset* RADARSAT ascendente locale (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

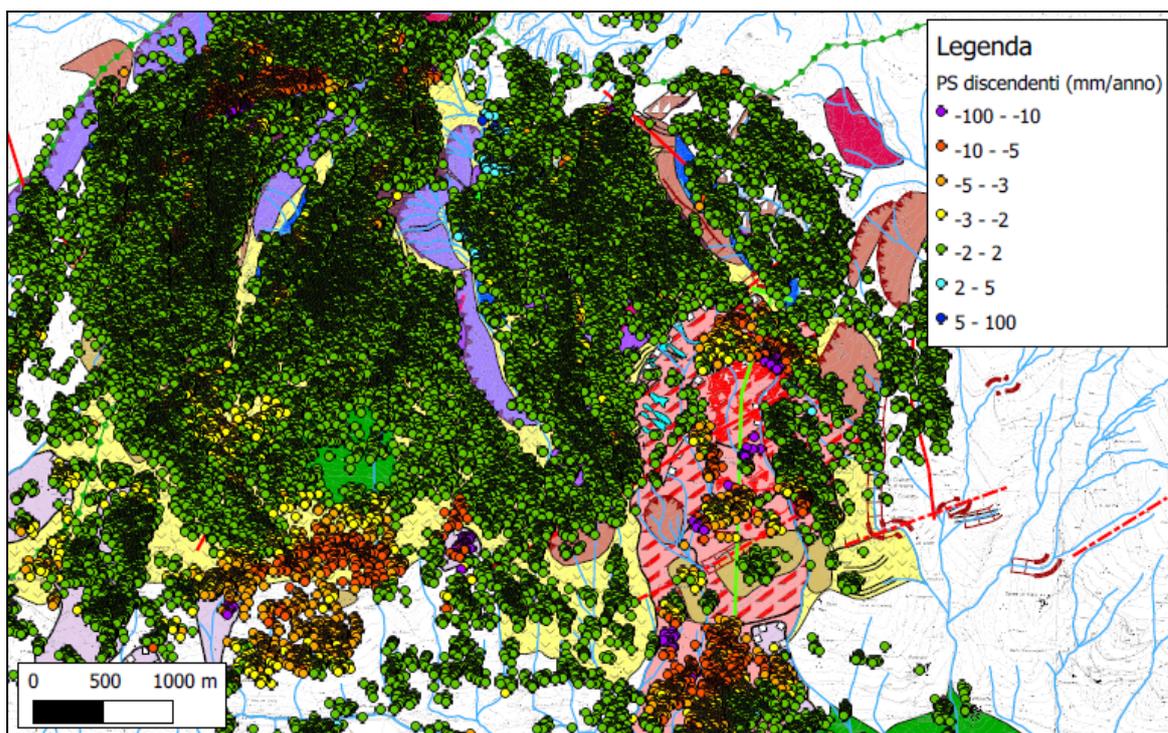


Figura 5.91 – Distribuzione del dataset RADARSAT discendente locale (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Come si può osservare dalle immagini, c'è una chiara preponderanza di bersagli di colore verde, appartenenti al *range* di valori compresi tra -2 e 2 mm/anno, ovvero velocità di deformazione talmente poco significative da essere state definite per convenzione trascurabili.

Ad esempio, nei pressi della borgata di Pui, uno dei tanti PS verdi ha velocità pari a -1,99 mm/anno. La serie storica, riportata in figura 5.92, mostra infatti una variazione dei valori di spostamento intorno allo zero. Il bersaglio può effettivamente considerarsi stabile.

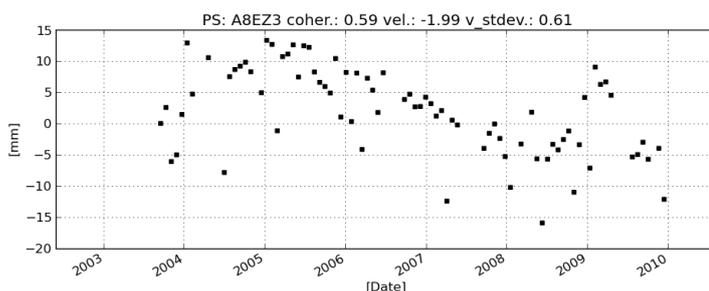


Figura 5.92 – Serie storica di movimento di un punto nei pressi della borgata di Pui. Il punto si considera stabile (Arpa Piemonte).

Per il resto si osservano alcuni raggruppamenti di PS, che indicano un movimento consistente, nei pressi della cresta, in concomitanza dei vari *rock glacier*, e nei pressi del fondovalle in due settori:

- nell'area in cui si sono verificate le tre frane telescopiche Grange Orgiera-Pui-Villar;

- nella porzione di versante, alla base della DGPV, che va da Casteldelfino a Grange Cruset-

Seguono alcune osservazioni qualitative sulle ultime due zone che sono quelle interessate dalla maggiore diffusione di riflettori con elevati tassi di deformazione rispetto al resto dell'area di studio.

I bersagli, appartenenti al *dataset* ascendente locale RADARSAT, che ricadono nel settore interessato dai tre fenomeni franosi Grange Orgiera-Pui-Villar sono quasi 4000 ed hanno la seguente distribuzione di frequenza delle velocità (figura 5.93).

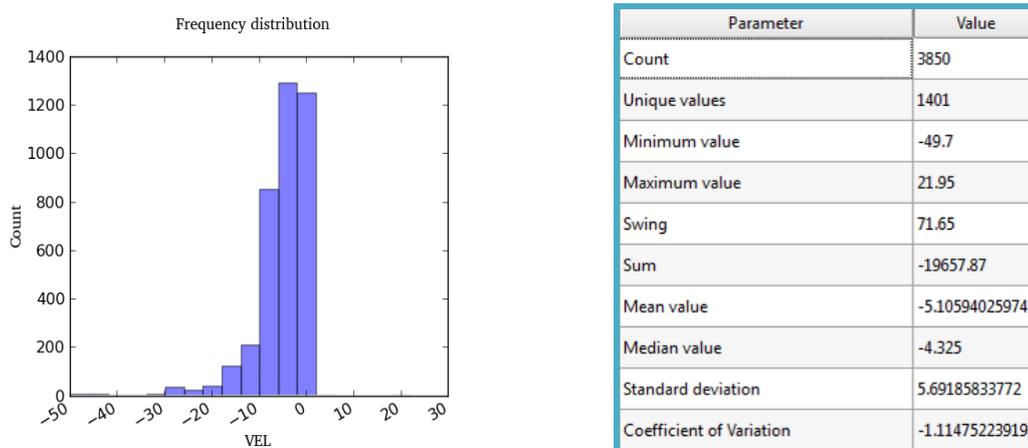


Figura 5.93 – Distribuzione di frequenza dei valori di velocità del *dataset* ascendente locale RADARSAT nell'area delle tre frane.

Come si può notare dalla distribuzione delle velocità, buona parte dei bersagli mostra movimenti in allontanamento dal sensore (velocità negative). I valori oscillano tra -49,7 e 21,95 mm/anno. La serie storica del bersaglio con velocità maggiore in valore assoluto è riportata nell'immagine 5.94. Si osservi come i punti si distribuiscano in linea retta ad indicare una diminuzione costante dei valori o, per meglio dire, un costante aumento degli spostamenti, in valore assoluto, di allontanamento del bersaglio dal sensore.

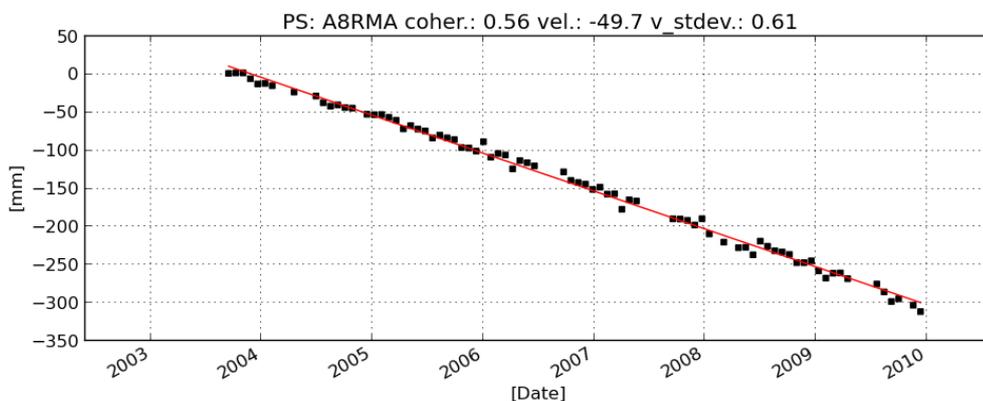


Figura 5.94 – Serie storica del bersaglio con maggiore velocità in allontanamento dal sensore nel *dataset* ascendente locale RADARSAT, nell'area delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar. Si osservi che i valori si distribuiscono linearmente (serie storiche di proprietà di Arpa Piemonte).

Il suddetto punto è situato all'interno del corpo della frana delle Grange Orgiera ad una quota di c.ca 1825 m s.l.m., in un'area che è stata definita, nell'analisi geomorfologica, come l'accumulo della frana.

Osservando tale punto, inoltre, si è notato un probabile errore di *phase unwrapping* dovuto alla presunta non linearità del PS analizzato (figura 5.95). Se così fosse allora si sarebbe verificata un'accelerazione già a metà del 2008 (gomito della linea di tendenza in verde nella figura), ovvero un anno prima della fase parossistica della frana.

Situazioni simili ma meno marcate sono state osservate in bersagli limitrofi, ma per affermare con certezza una forte accelerazione si dovrebbero effettuare studi più approfonditi sulla questione.

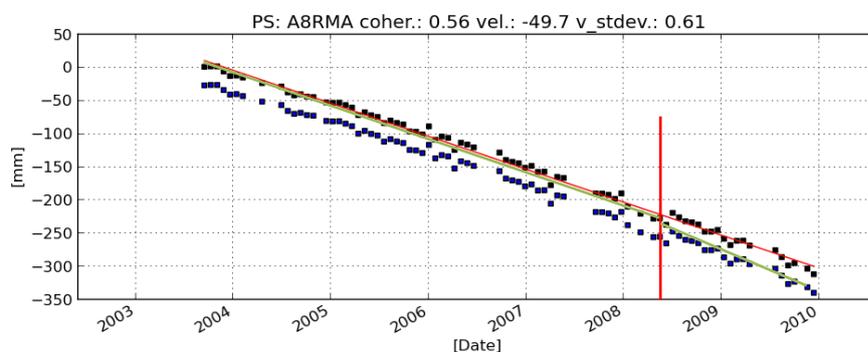


Figura 5.95 – Probabile errore di *phase unwrapping*, la linea verticale rossa evidenzia il cambio di tendenza con probabile accelerazione del moto dalla metà del 2008 (serie storiche di proprietà di Arpa Piemonte).

Anche il valore massimo tra gli spostamenti positivi è ubicato sulla frana di Sampeyre, esattamente intorno ai 2000 m s.l.m., appena al di sotto della contropendenza che separa la zona di distacco da quella di transito. In figura 5.96, viene riportata la serie storica di questo punto che è confrontabile con una retta crescente (valori positivi).

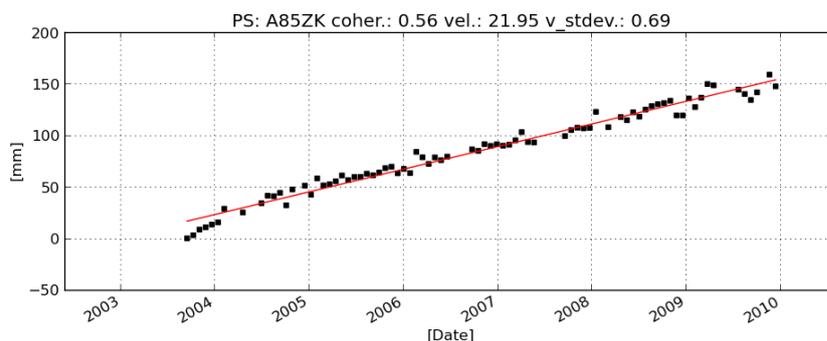
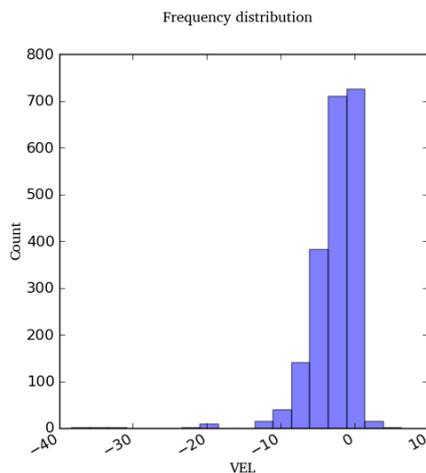


Figura 5.96 – Serie storica del bersaglio con maggiore velocità in avvicinamento al sensore nel *dataset* ascendente locale RADARSAT, nell'area delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar. Si osservi che anche in questo caso i valori si distribuiscono lungo una retta anche se con una qualità leggermente più bassa (serie storiche di proprietà di Arpa Piemonte).

I bersagli, appartenenti al *dataset* discendente locale RADARSAT, che ricadono nel settore interessato dai tre fenomeni franosi Grange Orgiera-Pui-Villar sono poco più di 2000 ed hanno la seguente distribuzione di frequenza delle velocità (figura 5.97).



Parameter	Value
Count	2048
Unique values	836
Minimum value	-38.38
Maximum value	6.36
Swing	44.74
Sum	-5482.4
Mean value	-2.676953125
Median value	-2.25
Standard deviation	3.33827533623
Coefficient of Variation	-1.2470428806

Figura 5.97 – Distribuzione di frequenza dei valori di velocità del *dataset* discendente locale RADARSAT nell’area delle tre frane.

Come si può notare dalla distribuzione delle velocità, anche qui buona parte dei bersagli mostra movimenti in allontanamento dal sensore (velocità negative). I valori oscillano tra -38,38 e 6,36 mm/anno. La serie storica del bersaglio con velocità maggiore in valore assoluto è riportata nell’immagine 5.98. Anche in questo caso i punti si distribuiscono in linea retta con una correlazione di ottima qualità, indicando un costante aumento degli spostamenti di allontanamento del bersaglio dal sensore.

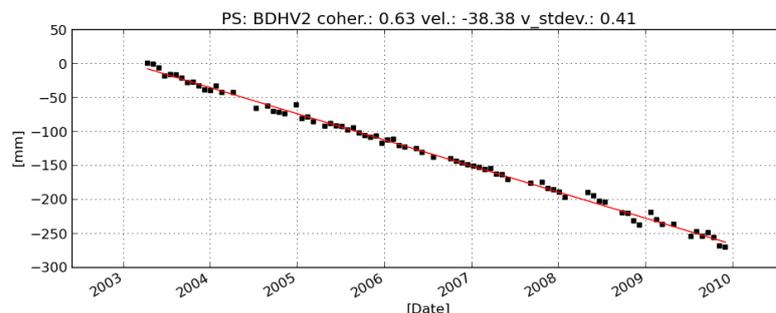


Figura 5.98 – Serie storica del bersaglio con maggiore velocità in allontanamento dal sensore nel *dataset* discendente locale RADARSAT, nell’area delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar. Si osservi che i valori si distribuiscono linearmente (serie storiche di proprietà di Arpa Piemonte).

Tale riflettore è situato anch’esso sulla frana di Sampeyre ad una quota di circa 1900 m s.l.m. poco più a monte della probabile unghia della superficie di rottura, ovvero nella parte bassa della zona di transizione del fenomeno.

Infine, anche il bersaglio con il valore massimo di velocità in avvicinamento è ubicato sulla frana di Sampeyre, esattamente intorno ai 1940 m s.l.m., all’interno dell’accumulo. In figura 5.99, viene riportata la serie storica di questo punto che è confrontabile con una retta crescente (valori positivi). Una particolarità di questa serie è che si nota un’accelerazione in corrispondenza degli ultimi mesi del 2009.

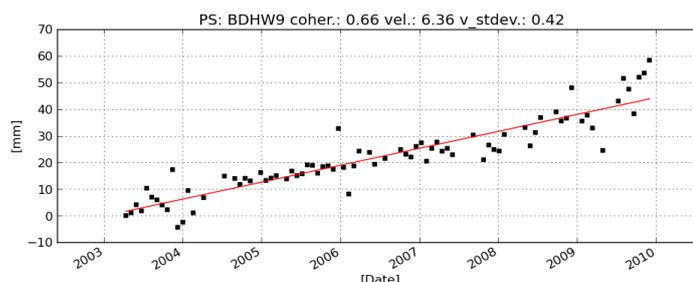


Figura 5.99 – Serie storica del bersaglio con maggiore velocità in avvicinamento al sensore nel *dataset* discendente locale RADARSAT, nell’area delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar. Si osservi che anche in questo caso i valori si distribuiscono lungo una retta anche se con una qualità leggermente più bassa (serie storiche di proprietà di Arpa Piemonte).

Dunque i valori più elevati riscontrati nell’area delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar corrispondono a riflettori ubicati nella massa in movimento (transito e accumulo) del corpo di frana attivatosi di recente (luglio 2009).

Si osserva una forte preponderanza di bersagli con movimenti negativi, ovvero in allontanamento dal sensore.

Poco più ad ovest, alla base della DGPV, nei pressi di Grange Cruset, invece, si è incontrata una situazione particolare, ma anche molto frequente, in cui geometrie diverse danno valori di segno opposto. Tali punti cadono su di un fenomeno franoso cartografato *ex novo* nell’ambito di questo lavoro (figura 5.100).

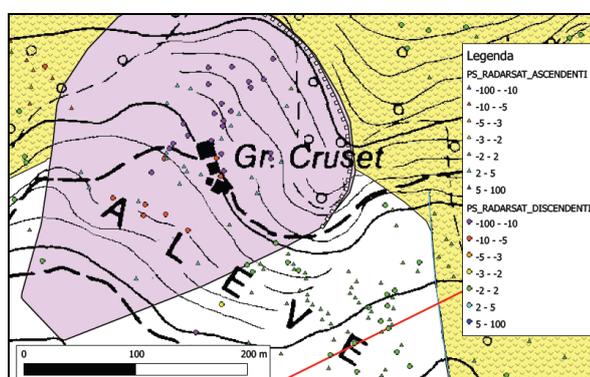


Figura 5.100 – Fenomeno franoso nei pressi di Grange Cruset. Le due diverse geometrie danno bersagli con velocità opposte. Si osservino i triangolino azzurri dei dati ascendenti ed i pallini rossi e viola dei dati discendenti.

Nonostante entrambe le geometrie, ascendente e discendente, vengano analizzate con lo stesso criterio, può succedere che in una stessa area le stesse forniscano dei PS con modulo e verso differenti. Tale circostanza, come già detto, non deve preoccupare, anzi è molto utile poiché permette di individuare a prima vista che il fenomeno investigato presenta una componente del movimento in direzione orizzontale (TRE®, 2009).

A questo punto, per avere un supporto all’interpretazione di questi dati che, si ricorda, si riferiscono alla congiungente sensore-bersaglio, si è deciso di procedere con la scomposizione del moto lungo le sue componenti geografiche. Tale elaborazione è stata effettuata nell’ambito della presente tesi di dottorato con la collaborazione del DT

Geologia e Dissesto, in concomitanza dello svolgimento della borsa di studio RiskNat, ed è stata riportata nella monografia SIFraP di 3° livello della Frana di Sampeyre.

Come già ampiamente discusso nel capitolo 3, esiste la possibilità di scomporre il moto lungo la LOS nelle componenti verticale ed orizzontale est-ovest (scomposizione 2D), opportunità creata dal possedere analisi separate di dati acquisiti su orbite ascendenti e dati acquisiti su orbite discendenti. In questo tipo di analisi, per motivi intrinseci alle geometrie di acquisizione, non si può valutare la componente orizzontale nord-sud (TRE, 2009).

Anche in questa fase la scelta è ricaduta sulla coppia di *dataset* RADARSAT locali essendo la più completa e ricca di dati.

Come già visto, per effettuare questa operazione è sufficiente risolvere un sistema di 2 equazioni in 2 incognite:

$$\begin{cases} V_A = V_{EW} \cdot \text{sen}\theta + V_H \cdot \text{cos}\theta \\ V_D = V_{EW} \cdot \text{sen}\theta + V_H \cdot \text{cos}\theta \end{cases}$$

dove V_A e V_D , sono le velocità misurate lungo la LOS nelle 2 geometrie di acquisizione; $\text{sen}\theta$ e $\text{cos}\theta$, sono i coseni degli angoli che i vettori V_A e V_D , misurati lungo la LOS, formano con i gli assi coordinati, ovvero l'asse EW e l'asse verticale h, e sono forniti nei fascicoli di cui sono corredati i *dataset*; infine, V_{EW} e V_H , sono le componenti orizzontale EW e verticale h, incognite del sistema.

La condizione che le due geometrie di acquisizione identifichino a terra esattamente lo stesso PS, in realtà, non è quasi mai verificata: per procedere alla scomposizione del moto allora è necessario sottocampionare i PS su di una griglia geografica regolare (TRE®, 2009).

Si è optato allora per la suddivisione dell'area di studio in celle quadrate di dimensioni 50x50 m a ciascuna delle quali è stato assegnato come valore la media dei valori di velocità dei PS che ricadono nella cella. Questa operazione è stata applicata ad entrambi i *dataset* ascendente e discendente così da consentire la scomposizione del moto sulla griglia comune di 'pseudo-PS'.

Come risultato dell'elaborazione sono stati prodotti due file formato raster, uno per ciascuna componente ricavata, in cui ciascun pixel ha dimensione 50x50 m.

In figura 5.101 è rappresentata la distribuzione della componente verticale delle velocità rilevate dal *dataset* completo RADARSAT *local* (2003-2009).

Si osserva subito che, giacchè i dati inclusi tra -2 e 2 sono per convenzione trascurabili, in questa prima elaborazione i movimenti significativi sono solo negativi ovvero verso il basso.

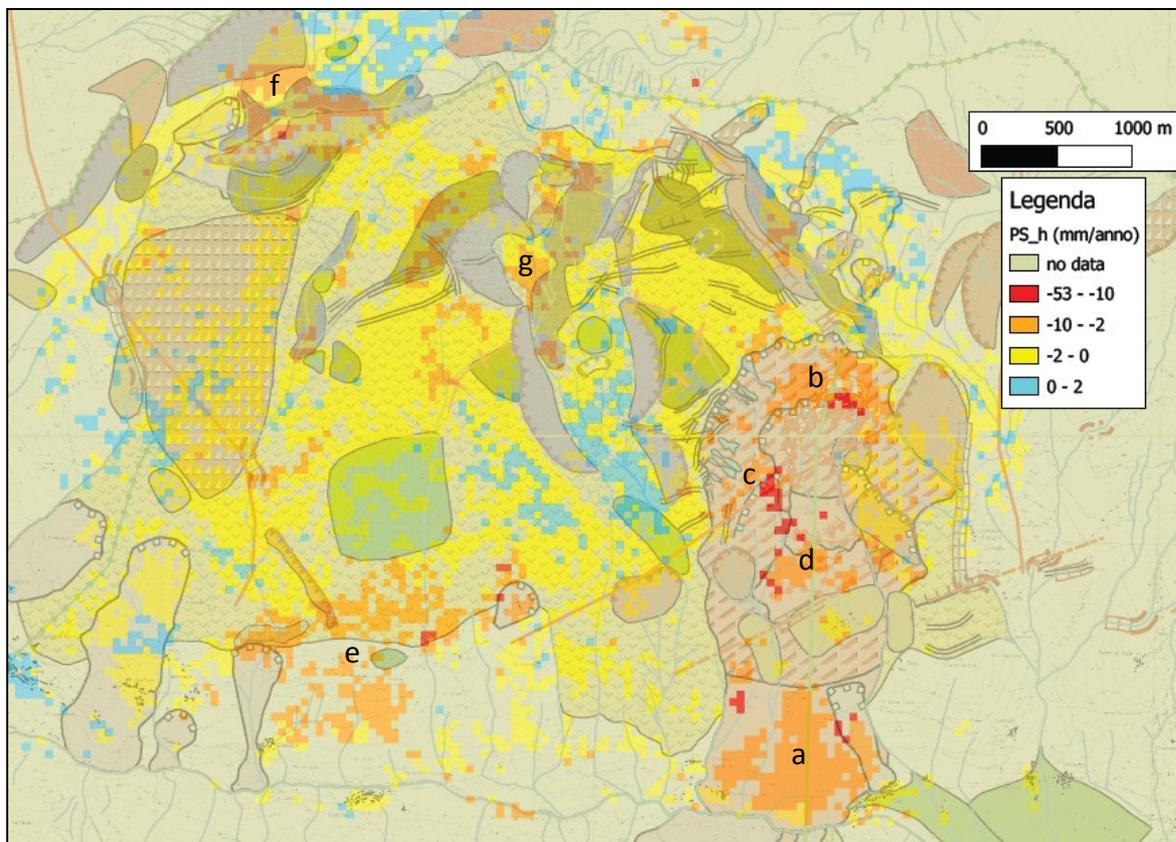


Figura 5.101 – Componente verticale del moto registrato nel *dataset* completo RADARSAT local, i valori positivi indicano un movimento verso l'alto (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Partendo dall'area delle frane di Grange Orgiera-Pui-Villar, si nota subito che tutta la zona appare ancora attiva con velocità per lo più al di sotto dei 10 mm/anno.

L'accumulo della frana di Villar (a) risulta ancora in movimento con velocità comprese nell'intervallo 2-10 mm/anno.

Al di sopra della zona di coronamento della frana di Grange Orgiera (b) si rilevano abbassamenti dell'ordine di 2-10 mm/anno, che in corrispondenza della scarpata principale aumentano a 10-53 mm/anno.

Sul fianco in destra orografica della frana di Pui (c) le velocità di abbassamento raggiungono il *range* più alto 10-53 mm/anno. Nell'accumulo (d), invece, le velocità sono dell'ordine di 2-10 mm/anno.

Un settore centrale della DGPV nei pressi del fondovalle (e) mostra movimenti verso il basso di 2-10 mm/anno; in pochi punti sparsi la velocità supera i 10 mm/anno.

In cresta, altri settori danno movimento. Il *rock glacier* impostato nella porzione alta del Vallone dei Duc e una frana impostata versante in sinistra idrografica di detto vallone si abbassano con velocità di 2-10 mm/anno (f).

Infine, un altro *rock glacier* (g), situato nella zona in cui è stata ipotizzata una grande frana antica preglaciale, mostra movimenti verso il basso di 2-10 mm/anno. L'antica frana risulta ferma.

In figura 5.102, invece, è rappresentata la distribuzione della componente orizzontale EW delle velocità rilevate dal *dataset* completo RADARSAT *local* (2003-2009). I valori positivi indicano un movimento verso est, i negativi verso ovest. Riesaminando le precedenti aree, si traggono le seguenti conclusioni.

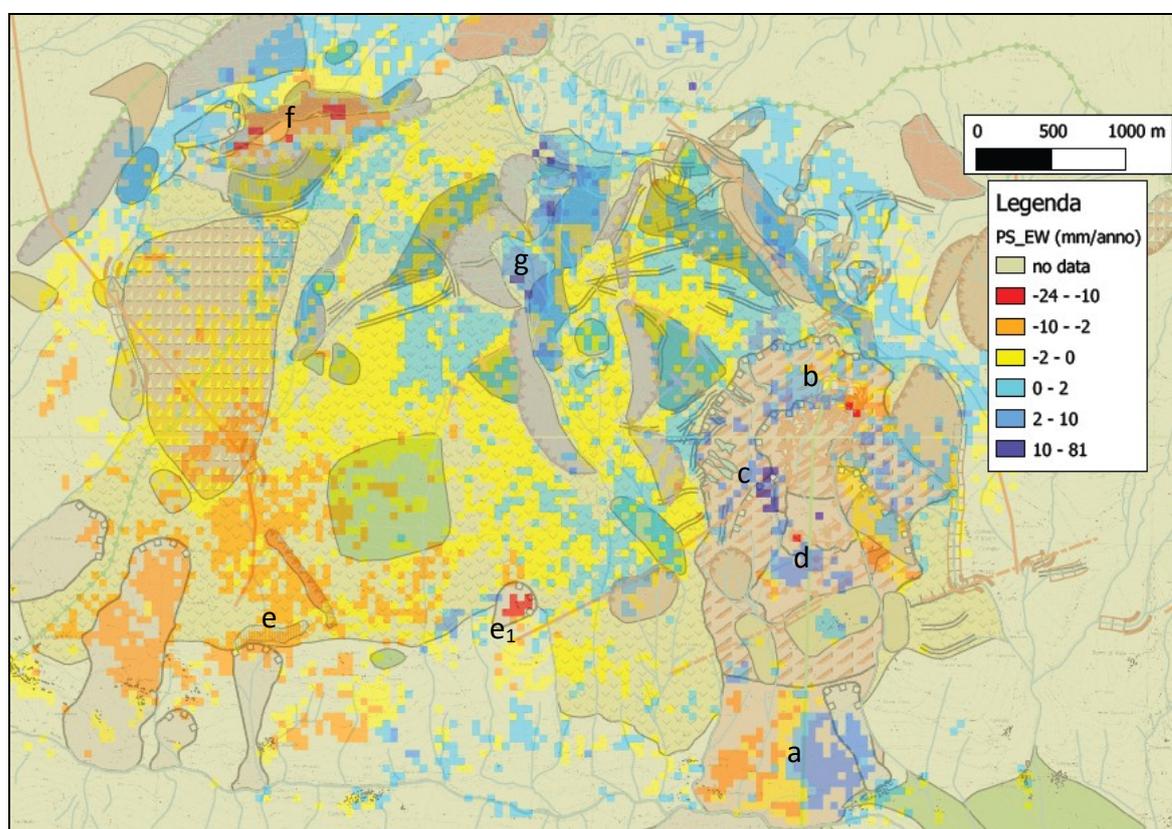


Figura 5.102 – Componente orizzontale EW del moto registrato nel *dataset* completo RADARSAT *local*, i valori positivi indicano un movimento verso est (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

L'accumulo della frana di Villar (a) ha anche una componente orizzontale con velocità anche in questo caso comprese nell'intervallo 2-10 mm/anno. Inoltre, è possibile osservare come il movimento sia divergente, come tra l'altro ci si aspetta da un accumulo di frana, poiché la porzione est dell'accumulo si muove verso est, mentre la porzione ovest verso ovest.

Al di sopra della zona di coronamento della frana di Grange Orgiera (b) si rilevano movimenti orizzontali dell'ordine di 2-10 mm/anno, che in corrispondenza della scarpata

principale superano i 10 mm/anno. Anche questa zona può essere divisa in due settori, ma in questo caso il settore ovest muove verso est, mentre il settore est verso ovest. Ciò indica che si ha una convergenza, caratteristica che si correla bene con la dinamica di una zona di distacco.

Sul fianco in destra orografica della frana di Pui (c) le velocità orizzontali sono molto alte (>10 mm/anno). Il movimento è verso est per cui si può dedurre una convergenza verso il nuovo fenomeno delle Grange Orgiera. Nell'accumulo (d), invece, le velocità sono moderate, dell'ordine di 2-10 mm/anno; si osserva una leggera convergenza verso la frana delle Grange Orgiera in quanto la porzione ovest dell'accumulo muove verso est, ed una piccola porzione dell'accumulo di est, sconfinante nel corpo di frana di Villar, muove verso ovest.

Il settore della DGPV nei pressi del fondovalle (e) che ha mostrato movimenti verso il basso si amplia verso ovest e presenta zone con movimenti dell'ordine di 2-10 mm/anno verso ovest e, in limitate aree, anche verso est. La piccola frana delle Grange Cruset (e₁) muove verso ovest, coerentemente con la direzione di massima pendenza, con velocità maggiori di 10 mm/anno.

Il *rock glacier* impostato nella porzione alta del Vallone dei Duc e la frana limitrofa si muovono verso ovest, anche in questo caso coerentemente con la direzione di massima pendenza, con velocità di 2-10 mm/anno, e in piccoli punti limitati anche con velocità superiori (f).

Stessa entità ma direzione opposta, in concordanza con l'esposizione del versante, per il movimento dell'altro *rock glacier* (g), situato nella zona in cui è stata ipotizzata la grande frana antica preglaciale. L'antica frana risulta ferma.

All'interno del corpo di frana delle Grange Orgiera pochi dati vengono rilevati, per via della questione già trattata delle soglie di rilevamento della tecnica.

In sintesi, in ambito IFFI/SIFraP i dati satellitari di tipo *Permanent Scatterers* erano stati analizzati limitatamente all'area interessata dalla frana di Sampeyre (scheda di 2° livello SIFraP); nell'ambito di questo lavoro di tesi, invece, avendo a disposizione, contrariamente al monitoraggio GPS, la sufficiente copertura di dati, l'analisi è stata estesa a tutta l'area di studio che include anche la DGPV.

Inizialmente è stata effettuata un'analisi qualitativa di tutti i dati dell'area di studio, lo studio è stato poi concentrato su due zone interessate dalla maggiore diffusione di

riflettori con elevati tassi di deformazione ovvero le tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar e la porzione di versante, alla base della DGPV, che va da Casteldelfino a Grange Cruset.

Nella prima area sono state effettuate delle valutazioni statistiche dalle quali si è dedotto che la distribuzione dei valori, di entrambe le geometrie (ascendente e discendente), evidenzia una forte preponderanza di valori negativi (indice di allontanamento dal satellite) e che i massimi valori, sia positivi che negativi, di entrambi i *dataset* corrispondono a bersagli fisicamente ubicati sulla frana di Sampeyre.

Nella seconda area, invece, si è osservato come il fenomeno di Grange Cruset, cartografato nell'ambito del presente lavoro, non solo sia confermato dai dati satellitari ma sia anche un esempio di come tali dati permettano di valutare la presenza di movimenti orizzontali, semplicemente osservando segni opposti delle velocità nelle due geometrie (ascendente e discendente).

Dopodiché, per meglio interpretare la cinematica in atto nel versante, si è passati all'elaborazione degli stessi *dataset* al fine di ottenere la scomposizione del moto nelle sue componenti geografiche E-W e verticale.

Esclusi i valori inferiori a 2 mm/anno in valore assoluto, considerati trascurabili per convenzione, la componente verticale è praticamente sempre verso il basso, con picchi massimi in corrispondenza della nicchia di frana delle Grange Orgiera e sul fianco in destra orografica della frana di Pui (10-53 mm/anno).

La componente E-W, invece, presenta una maggior quantità di aree in movimento considerevole (>2 mm/anno in valore assoluto): la base della DGPV; due *rock glacier* vicini alla cresta; l'area delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar. Tutti i movimenti sono coerenti con l'andamento della morfologia, con particolare attenzione alle convergenze/divergenze caratteristiche delle aree in frana. Valori molto elevati di spostamento (>10 mm/anno in valore assoluto) si riscontrano in corrispondenza della nicchia di frana delle Grange Orgiera, sul fianco in destra orografica della frana di Pui, in corrispondenza del fenomeno di Grange Cruset e nei pressi dei due *rock glacier* vicini alla cresta.

5.4 - Discussione dei dati

A fronte dei dati analizzati, esposti nei paragrafi precedenti, si è ritenuto opportuno effettuare alcune comparazioni tra i risultati ottenuti a seguito dell'applicazione delle diverse metodologie.

Innanzitutto, sono stati messi a confronto i risultati della scomposizione dei dati satellitari con i dati GPS limitatamente all'area in frana del fenomeno di Sampeyre e nel suo immediato contorno (figura 5.103).

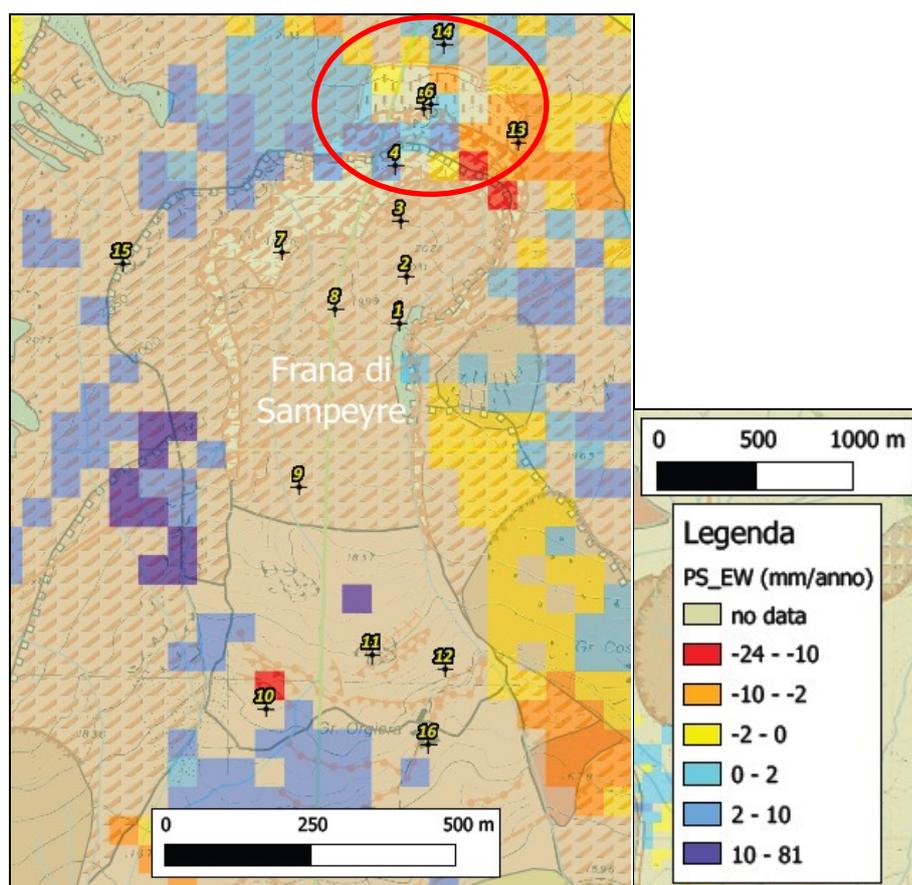


Figura 5.103 – Frana di Sampeyre. Capisaldi GPS sovrapposti alla componente orizzontale EW del moto registrato nel *dataset* completo RADARSAT local, i valori positivi indicano un movimento verso est. All'interno del cerchio rosso ricadono gli unici capisaldi GPS la cui posizione corrisponde ad una cella dell'elaborazione raster (componente EW) che da indicazione di movimento (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Si ricorda che i periodi di acquisizione dei due dati non coincidono se non per qualche mese, poiché il dato RADARSAT è stato acquisito nell'intervallo temporale 2003-2009 (fino a dicembre 2009) mentre il dato GPS è stato acquisito da settembre 2009 fino a luglio 2013 (ultima misura effettuata fino ad adesso; la prossima presumibilmente verrà effettuata nell'estate del 2014).

Poiché l'elaborazione della componente verticale, nell'area in questione, dà solo movimenti verso il basso, il raffronto è stato fatto prima di tutto per la componente EW.

Come si nota dall'immagine precedente, solo i capisaldi GPS 4, 5, 6, 13 e 14 ricadono all'interno di una cella dell'elaborazione raster (componente EW) che da indicazione di movimento; tutti gli altri capisaldi coincidono con celle di tipo *no data*. Dei cinque capisaldi, i 5, 6 e 13 registrano movimenti concordi, nel verso, con l'elaborazione dei dati satellitari. In particolare i capisaldi 5 e 6 muovono verso est mentre il 13 verso ovest, mostrando caratteristiche di convergenza tipiche delle zone di distacco (figura 5.104). Si ricorda, che il 5 e il 6 erano stati considerati anomali poiché tutti i capisaldi più a monte o più a valle si allineano secondo una direzione di circa 200°N, contro il SE dei 5 e 6.

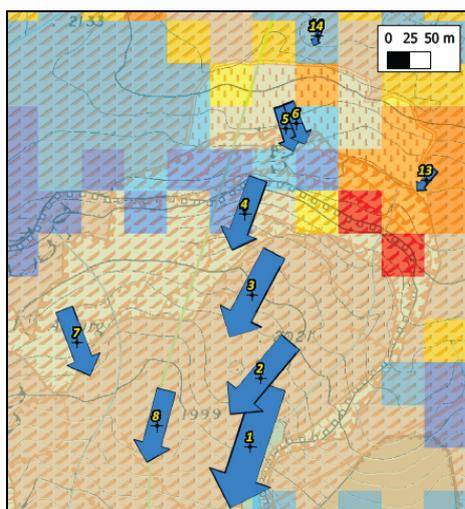


Figura 5.104 – Zona di distacco delle frana di Sampeyre. Capisaldi GPS sovrapposti alla componente orizzontale EW del moto registrato nel *dataset* completo RADARSAT local, i valori positivi (blu) indicano un movimento verso est. (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

I capisaldi 4 e 14, invece non trovano accordo con l'elaborazione, il che potrebbe implicare un cambio di direzione dopo l'attivazione della frana di Sampeyre, in particolare per l'area intorno al caposaldo 4, su cui si è impostata la scarpata principale. Il caposaldo 14 è di controllo e velocità così basse non sono significative. Per tutti gli altri capisaldi, ricadenti in aree *no data*, non è possibile provvedere ad alcuna verifica tramite la scomposizione effettuata.

Osservando però alcuni casi particolari, come quello in figura 5.105, è possibile ipotizzare comunque una correlazione tra i dati, come nel caso dei capisaldi 10 e 11 che concordano nel verso con le vicine celle, rispettivamente rossa (ovest) e blu (est), indicando la già citata divergenza dell'accumulo.

Si è cercato allora di realizzare un confronto manuale con l'obiettivo di discriminare, se il verso di movimento, associabile ai bersagli radar *primi vicini* dei capisaldi, indicasse l'est o l'ovest.

Si è ritornati, dunque, al dato PS di partenza e si è ricavata, per ogni caposaldo GPS, la coppia di bersagli radar ascendente-discendente più vicini allo stesso. Questa operazione è stata realizzata graficamente tramite una selezione circolare (per avere una uguale distanza in tutte le direzioni) ed, inoltre, è stata realizzata su tutti i capisaldi a scopo di verifica e validazione del metodo.

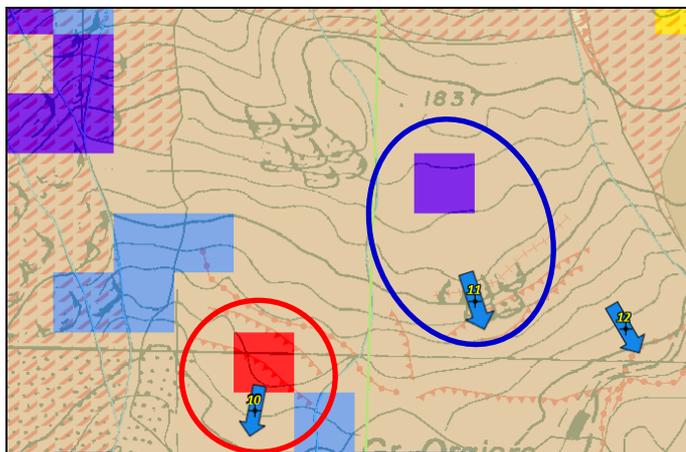


Figura 5.105 – Alcuni capisaldi GPS sono vicini ad alcune celle dell’elaborazione. Componente orizzontale EW del moto registrato nel *dataset* completo RADARSAT local, i valori positivi indicano un movimento verso est. Zona di accumulo delle frana di Sampeyre. (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Si ricorda che la scomposizione e quindi l’individuazione delle componenti geografiche è stata possibile solo grazie alla concomitanza di dati ascendenti e discendenti. Per tale motivo si è ricercata la coppia più vicina di questi valori.

Si osserva che, essendo come già detto, i valori quasi sempre negativi nell’area in frana, sia in geometria ascendente che discendente, per discriminare il verso del vettore lungo la direzione EW sarà sufficiente osservare quale delle due velocità lungo la LOS è maggiore in valore assoluto, poiché questa rappresenterà la maggiore proiezione, lungo la congiungente sensore bersaglio, del vettore reale, e darà quindi il verso allo stesso.

Ne consegue che se il valore maggiore è quello ascendente allora il bersaglio si muove verso E (figura 5.106). Se, invece, il valore maggiore è quello discendente, vuol dire che il bersaglio si muove verso W. Tutti i dati raccolti sono stati sintetizzati nella tabella 5.8.

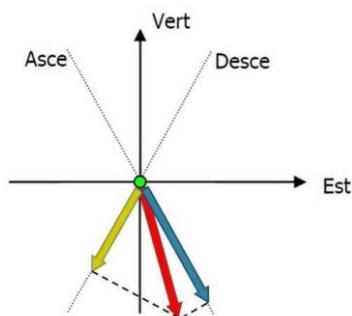


Figura 5.106 – Schematizzazione di una situazione in cui il vettore reale (rosso) muove verso est e le componenti ascendente (blu) e discendente (verde) sono entrambe negative.

Tabella 5.8 – Sintesi del controllo manuale della direzione GPS-PS. I valori dei “vicini” ascendenti e discendenti sono in mm/anno. I valori evidenziati sono quelli maggiori in valore assoluto che danno il verso del vettore reale. Nel campo note sono espresse le causali per cui si è fatta l’analisi (verifica, nuovo dato) o per cui non si è potuta fare (es. PS vicini fuori frana).

GPS	Near Asce	Near Desce	Direzione PS	Note	GPS vs PS
1				PS vicini fuori frana	
2				No PS vicini	
3				No PS vicini	
4	-10.08	-7.75	EST	Verifica	Discordanza
5	-10.3	-6.72	EST	Verifica	Coerenza
6	-8.16	-6.72	EST	Verifica	Coerenza
7				Solo asce	
8				No PS vicini	
9				No PS vicini	
10	-9.79	-4.49	EST	Nuovo dato	Discordanza*
11	-49.7	-4.2	EST	Nuovo dato	Coerenza
12				No PS vicini	
13	-2.13	-5.82	OVEST	Verifica	Coerenza
14	-1.76	-1.52	EST	Verifica	Discordanza
15	-8.85	-1.75	EST	Nuovo dato	Coerenza
16	-9.78	0.03	EST	Nuovo dato	Coerenza

*con riserva.

I versi ottenuti, lungo la direzione EW, dei punti di verifica concordano con quelli del metodo della scomposizione, quindi con buona approssimazione possiamo considerare valido il metodo manuale.

In sintesi, su 16 capisaldi solo 9 sono confrontabili con i dati PS. Di questi 9, 3 mostrano discordanza e 6 coerenza nel verso di movimento.

In realtà, nonostante né elaborazione né verifica successiva correlino il caposaldo 10 al vicino quadrato rosso, si ritiene che un’associazione sia verosimile vista la direzione coerente di movimento. Probabilmente, vicino al caposaldo non si sono verificate le condizioni sufficienti per avere dei bersagli radar che potessero trasmettere l’informazione.

A questo punto, per i capisaldi concordi nel verso con i limitrofi dati satellitari (5, 6, 10, 11, 13, 15 e 16), è possibile confrontare anche le entità del movimento, che sono sintetizzate nella tabella 5.9.

Tabella 5.9 – Confronto del modulo delle velocità tra dati satellitari PS (aprile 2003-dicembre 2009) e GPS (settembre 2009–luglio 2013). Sono state inserite anche le componenti verticali.

GPS	Azimut GPS	Velocità GPS componente xy (mm/anno)	Velocità GPS componente z (mm/anno)	Velocità PS componente EW (mm/anno)	Velocità PS componente h (mm/anno)
5	163°	255	-129	2,05 verso E	-10,64
6	158°	235	-181	2,05 verso E	-10,64
10	191°	236	-77	23,15 verso W	-25,72
11	162°	310	-144	28,84 verso E	-25,09
13	221°	90	-57	4,27 verso W	-5,79
15	173°	39	-19	3,40 verso E	-3,95
16	162°	56	-20	4,30 verso E	-5,64

Le entità di movimento non sono in nessun caso paragonabili, pur tenendo conto della mancanza della componente NS. E questa informazione, tuttavia, è coerente con una fase in cui la frana non era ancora attiva. Grazie a questa analisi, si può affermare con molta probabilità che lo sperone di roccia in cui si trovano i due capisaldi 5 e 6 muoveva anche tra il 2003 e il 2009, anche se al limite della trascurabilità. I valori sono uguali perché la cella di riferimento è la stessa.

I dati satellitari dimostrano che l'accumulo, con particolare attenzione alle aree su cui attualmente sono installati i capisaldi 10 e 11, aveva entità di movimento maggiori (23-29 mm/anno) rispetto alle restanti parti dell'attuale area in frana. A tal proposito bisogna ricordare che prima dell'attivarsi della frana di Sampeyre, l'area era già interessata dai fenomeni franosi di Pui e Villar, di cui non è nota la data di attivazione, ma che sono ben riconoscibili già nella CTR del 1991. Si osserva che valori paragonabili ma inferiori (17,43 mm/anno) con direzione verso ovest sono stati rilevati, dalla scomposizione dei dati satellitari, nei pressi dell'attuale scarpata di frana a SW del caposaldo 13. Quest'ultimo caposaldo, inoltre, è situato in un'area che aveva velocità maggiori rispetto alla zona in cui si trovano attualmente i capisaldi 5 e 6. Oggi la situazione si ritrova capovolta visto che i capisaldi 5 e 6 muovono di 25 cm/anno mentre il caposaldo 13 è un caposaldo di controllo e non raggiunge i 10 cm/anno. Questo può essere spiegato col fatto che prima dell'attivazione della frana di Sampeyre, non esisteva una nicchia di distacco che potesse richiamare verso valle l'area in cui sono ubicati i capisaldi 5 e 6, che è caratterizzata da movimento incipiente.

Se è valida l'ipotesi fatta da ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE (2009) che non sono stati registrati PS all'interno del corpo di frana di Sampeyre perché è stata superata la soglia di rilevamento, allora vuol dire che in quell'area si sarebbero potute registrare le velocità maggiori rispetto alle suddette.

Per i 6 anni precedenti all'attivazione, dunque, la zona dell'attuale cumulo di frana muoveva con una velocità di 2-3 cm/anno. Mentre la zona dove attualmente si è formata la nicchia era già in movimento ad un ritmo di 1,7 cm/anno. Le velocità, dunque, oltre ad essere più basse erano distribuite diversamente con valori di picco nell'accumulo, quando oggi, in piena attività, i valori massimi si riscontrano nell'area di distacco.

Considerando, però, che manca la componente NS queste velocità sono sottostimate, soprattutto se si tiene conto del fatto che i valori attuali di azimut registrati dal GPS si aggirano intorno alla direzione 180°N.

Se proviamo ad associare al dato PS l'azimut del rilievo GPS, si può ricavare il vettore "reale". Ad esempio, prendendo il caposaldo 11, che ha azimut 162, si ottiene che il vettore velocità planimetrico del dato satellitare sarà uguale a $28,84/\cos(162-90) = 93$ mm/anno, ovvero 3 volte tanto la componente EW, ma comunque ancora 1/3 di quello che oggi registra il GPS.

Fatto il confronto PS-GPS, si riportano alcune osservazioni legate all'analisi geomorfologica. Si è potuto riscontrare che i dati I PS possono essere molto utili per determinare lo stato di attività di un fenomeno. Ad esempio, nell'area interessata dal fenomeno delle Grange Cruset, cartografato *ex novo* nella presente tesi, i dati PS mostrano movimenti coerenti con l'andamento del versante con velocità di circa 12-13 mm/anno verso ovest (figura 5.107). Confrontando i tassi di movimento con quelli delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar, anche questa frana può essere considerata attiva.

L'ipotizzata grande frana antica pre-glaciale, tra Pian di Truc e Rocche Sbrisa, per motivi analoghi, ma opposti, può essere considerata non attiva.

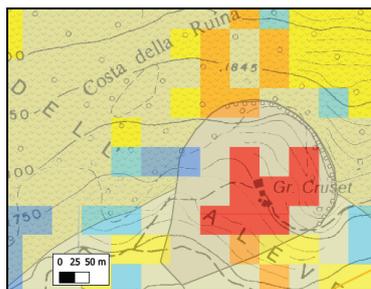


Figura 5.107 – Fenomeno delle Grange Cruset, cartografato nell'ambito del presente progetto che mostra attraverso i PS segni di movimento (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

6 - Conclusioni

Il presente elaborato è stato realizzato nell'ambito della Scuola di Dottorato in Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II" avvalendosi di una collaborazione biennale con Arpa Piemonte (progetto strategico *RiskNat*, Programma di Cooperazione Territoriale ALCOTRA 2007-2013) orientata all'aggiornamento del sistema informativo dei fenomeni franosi piemontesi SIFraP (ex progetto IFFI).

Proprio a partire dal suddetto sistema informativo ed all'acquisita esperienza, nell'ambito del presente progetto di ricerca, si è scelto di concentrare l'attenzione su di uno scorrimento rotazionale, evolvente in colamento lento, attivatosi nel luglio del 2009 nel comune di Sampeyre (CN) in località Grange Orgiera.

Al fine di inquadrare meglio il fenomeno franoso scelto, all'interno del contesto geomorfologico in cui si è sviluppato, l'area di studio è stata estesa a tutto il versante ed è stata analizzata prima da un punto di vista prettamente geologico-geomorfologico e successivamente tramite due diversi approcci strumentali (tradizionale e satellitare) con l'obiettivo di integrare le diverse metodologie e valutarne criticamente l'applicabilità.

Tutti i dati trattati nella tesi, sono stati gentilmente concessi, a scopo di ricerca scientifica, dal Dipartimento Tematico Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte per la realizzazione del presente lavoro di dottorato. Per ulteriori dettagli sui dati di partenza consultare il paragrafo 5.2.1 o i paragrafi specifici di ciascun metodo.

Innanzitutto, sono state individuate, tramite diversi studi condotti nell'ambito della fase geologico-geomorfologica della tesi (geomorfologici, strutturali, bibliografici e di campo), le zone di maggiore fragilità del versante, in cui l'evoluzione morfologica è controllata dalla presenza di strutture tettoniche (fratturazione s.l.).

Queste strutture tettoniche sono state identificate e raggruppate nei seguenti sistemi:

1. un sistema N-S più persistente e pervasivo al quale è correlato un sistema secondario con direzione NE-SW (tra N30 e N60);
2. un sistema NW-SE poco persistente e pervasivo.

L'individuazione di tali sistemi è avvenuta tramite lo *studio dello stato di fratturazione* degli ammassi rocciosi effettuato, in collaborazione con il DT Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte, attraverso l'interpretazione di ortofoto prospettiche in 3D (risoluzione 50 cm; anno 2007), con l'ausilio del software TerraExplorer[®] (Skyline).

Gli stessi sistemi di fratturazione sono stati confermati dall'*analisi geomorfologica s.s.* (effettuata su CTR in scala 1:10.000 con ausilio di fotointerpretazione) attraverso il riconoscimento di forme a controllo strutturale come scarpate, ripiani, contropendenze, tratti di corsi d'acqua rettilinei e gomiti fluviali a 90° con le suddette particolari orientazioni.

Buona parte dei lineamenti individuati, inoltre, erano già stati rappresentati in *precedenti pubblicazioni*. Il sistema NE-SW si ritrova nel foglio 78-79 "Argentera-Dronero" della Carta Geologica d'Italia (scala 1:100.000) e in PHILIPPOT (1988). Il sistema NW-SE è riportato nella cartografia di LOMBARDO *et al.* (1978). Infine, il lineamento N-S è stato rappresentato da PHILIPPOT (1988).

Grazie a questa prima fase di studio, si è potuto definire l'assetto geologico-geomorfologico del versante indagato, caratterizzato da litologie ofiolitiche, appartenenti al Complesso del Monviso, estremamente degradate dall'azione tettonica dei suddetti antichi lineamenti, nonché dall'attività passata dei grandi ghiacciai, delle varie fasi glaciali, ed in ultimo dall'attuale evoluzione morfologica del versante.

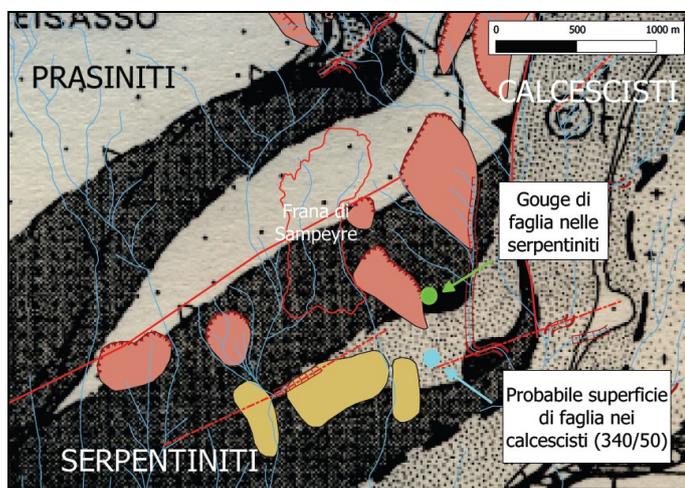


Figura 6.1 – Forme strutturali, areali e lineari, individuate nell'area di studio, nell'intorno della frana di Sampeyre, ed inserite nella Carta Geomorfologica prodotta (allegato n°3, scala 1:10.000; base: Carta geologica di PHILIPPOT, 1988).

L'insieme di questi processi, tettonici e geomorfologici, ha generato la presenza di un'estesa copertura di rocce detritiche (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009; Foglio 78-79 "Argentera-Dronero" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000), di varia pezzatura (da limoso-argillosa a decimetrico-plurimetrica), di spessore difficilmente determinabile, ma localmente anche superiore alle decine di metri, presente estensivamente su buona parte del versante indagato. E' proprio in concomitanza di tali aree del versante, ad assetto geologico e geomorfologico complesso, che si sono attivati in tempi recenti numerosi fenomeni gravitativi alcuni dei quali si sono impostati l'uno al di sopra dell'altro con superfici di scorrimento multiple.

L'individuazione e caratterizzazione dei fenomeni gravitativi è stata effettuata a partire dalla banca dati IFFI/SIFraP. Rispetto a questa, alcune nuove geometrie sono state cartografate (come ad es. la frana di Grange Cruset ed il probabile grosso scorrimento rotazionale pre-glaciale tra Pian di Truc e Rocche Sbrisa) e nuovi elementi sono stati aggiunti alle frane di principale interesse intorno alle località di Grange Orgiera, Pui e Villar (distinzione tra zona di distacco, transizione e accumulo) (figura 6.2).

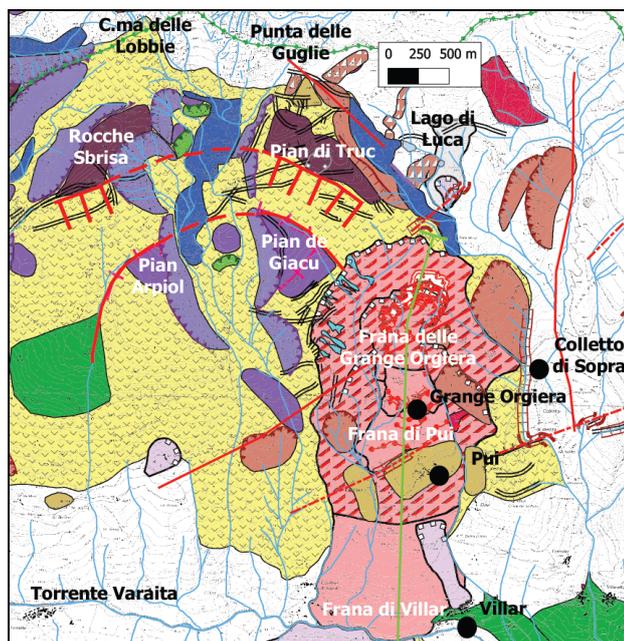


Figura 6.2 – Fenomeni individuati nell'area di studio con dinamica simile alla frana di Sampeyre, in rosso e grassetto l'ipotesi di frana antica pre-glaciale (Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

Come ultima fase dello studio geologico-geomorfologico è stata realizzata una ricostruzione del sottosuolo limitatamente alla porzione di versante in cui si sviluppa la frana di Sampeyre e le precedenti frane di Pui e Villar (allegato n°4).

La sezione geologica monte-valle è stata costruita mediante l'ausilio di alcune indagini geofisiche di sismica a rifrazione e geoelettrica, associate a particolari osservazioni

geomorfologiche precedentemente effettuate nell'ambito della tesi stessa (con particolare riguardo all'individuazione dell'unghia della superficie di rottura). In tale sezione sono state rappresentate tutte le informazioni geologico-geomorfologiche e geologico-strutturali individuate e raccolte nell'ambito di questo lavoro di tesi.

Un elemento molto importante che è stato rappresentato è l'ipotetico andamento della superficie di rottura/scorrimento del fenomeno di Sampeyre. Secondo l'indagine sismica a rifrazione la superficie di scorrimento nell'accumulo di frana si attesta a circa 30 m dal piano campagna. Ipotizzando una superficie di rottura "a cucchiaio", tipica degli scorrimenti rotazionali, si avrà un approfondirsi della stessa verso monte fino ad attestarsi a profondità vicine al centinaio di metri.

Va sottolineato come, in un'area geologicamente complessa come questa, la realizzazione di sondaggi geognostici, con relative stratigrafie, o la presenza di inclinometri e/o piezometri avrebbe potuto dare un notevole contributo alle suddette ipotesi. La sezione geologica realizzata ha comunque costituito, nonostante l'assenza di dati diretti di sottosuolo, un valido supporto per una visione di insieme qualitativa della dinamica in atto.

Esaminato l'assetto geologico-geomorfologico del territorio, si è passati all'analisi dei dati di spostamento strumentali, a disposizione, ovvero i dati di monitoraggio GPS (e una base distanziometrica) della rete RERCOMF di Arpa Piemonte ed i più moderni dati di interferometria satellitare PSInSARTM e SqueeSARTM, acquisiti dall'ente tra il 2006 e il 2010.

I rilievi realizzati da Arpa Piemonte, nell'ambito della rete di monitoraggio RERCOMF (dotata nel sito specifico di 16 capisaldi GPS e 1 base distanziometrica), hanno mostrato un *trend* di valori ad oggi in rallentamento rispetto all'attivazione avvenuta circa 4 anni fa (ultima misura luglio 2013).

Gli spostamenti registrati presentano un tasso di movimento oscillante da un minimo di 30 cm/anno, nell'accumulo della frana, ad un massimo di 1-2 m/anno in corrispondenza del settore orientale della nicchia di frana (figura 6.3).

A monte del coronamento, un'area, estesa circa 2 ha, mostra chiari segnali di movimento incipiente (fratture di trazione e scarpatine). In questo settore, due capisaldi (5 e 6) situati su uno sperone roccioso, misurano un tasso di deformazione di circa 25 cm/anno, oltre ad allontanarsi tra di loro di circa 5 cm/anno (dato registrato tramite la base

distanziometrica). I suddetti capisaldi, inoltre, sono gli unici a registrare un azimut non coerente con la morfologia osservata nell'area in frana.

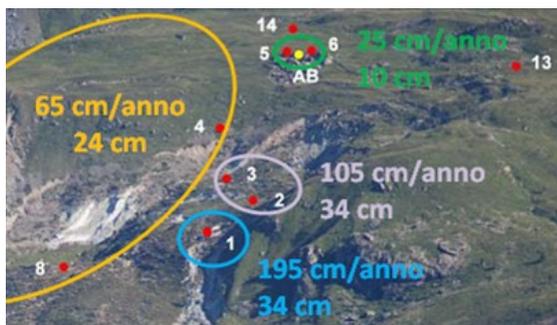


Figura 6.3 – Particolare del settore orientale del coronamento in cui si registrano le velocità maggiori dell'ordine di 2 m/anno.

Per quanto riguarda i dati satellitari, questi hanno il grosso vantaggio di coprire vaste aree anche difficilmente raggiungibili come ad esempio C.ma delle Lobbie. L'aver a disposizione la sufficiente copertura di dati ha permesso di ampliare nuovamente lo studio all'intero versante su cui si imposta la frana oggetto del presente lavoro. Per questa analisi è stato scelto il *dataset* RADARSAT (2003-2009) completo (*dataset* ascendente e *dataset* discendente) con particolare riferimento ai dati "local" (un'elaborazione più minuziosa, effettuata sempre con algoritmo SqueeSARTM, ma che ha fornito un maggior numero di punti di misura).

Si osserva immediatamente che, proprio all'interno dell'area in frana, nonostante siano molto diffusi elementi fisici imputabili a bersagli interferometrici, i *dataset* analizzati presentano pochissimi valori. La perdita di coerenza delle superfici esposte può essere giustificata dal fatto che la velocità di deformazione dell'intero corpo di frana, nel periodo antecedente l'accelerazione del fenomeno in esame, si attestava su valori superiori alla soglia di rilevamento della tecnica interferometrica (> di 2.8 cm tra due acquisizioni consecutive). Superata tale soglia, infatti, l'oggetto non può essere più distinto nell'acquisizione successiva (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009).

Dopo una prima analisi qualitativa dei dati a disposizione, è stata effettuata, in collaborazione con il DT Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte, la scomposizione del moto nelle sue componenti geografiche E-W e verticale. Si ricorda, infatti, che i dati satellitari rilevano i movimenti lungo la congiungente sensore-bersaglio (LOS), rendendo di difficile interpretazione i movimenti in funzione delle dinamiche della superficie terrestre. La componente NS, invece, non è rilevabile per limiti insiti nella geometria di acquisizione del sistema che, si ricorda, rileva puntando verso E, quando percorre l'orbita

ascendente (da S a N), e puntando verso W, quando percorre l'orbita discendente (da N a S) (figura 6.4).

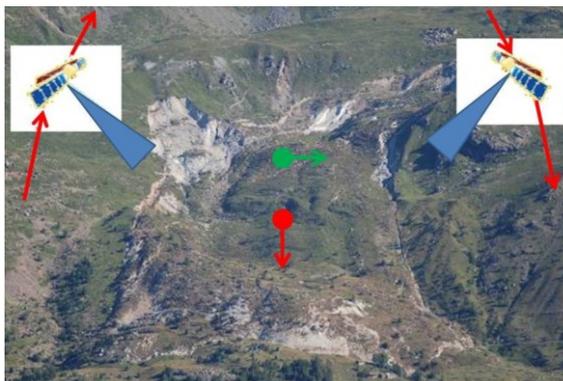


Figura 6.4 – Geometria di acquisizione del sistema di interferometria satellitare. Il nord nell'immagine è verso l'alto. Sullo sfondo la frana di Sampeyre ripresa da versante opposto. Il pallino verde indica un riflettore con movimento totalmente rilevabile, il rosso un riflettore con movimento non rilevabile.

Purtroppo, essendo verso sud la direzione principale di movimento della frana di Sampeyre, conformemente con l'esposizione del versante, tutti i valori ricavati sono sottostimati, non essendo possibile valutare l'entità della componente più incidente. È vero, però, che nel particolare caso, essendo indiscutibile una componente del moto verso sud, la possibilità di poter rilevare un movimento lungo la direzione EW e di poterne distinguere il verso ha la sua notevole importanza nell'interpretazione della dinamica generale del fenomeno.

Ad esclusione delle celle trascurabili (inferiori in valore assoluto a 2 mm/anno), la componente verticale è costantemente verso il basso, con picchi massimi in corrispondenza della nicchia di frana delle Grange Orgiera e sul fianco in destra orografica della frana di Pui (10-53 mm/anno).

La componente E-W, invece, presenta una maggior quantità di aree in movimento considerevole (superiori in valore assoluto a 2 mm/anno): la base della DGPV; due *rock glacier* vicini alla cresta; l'area delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar (figura 6.5). Tutti i movimenti appaiono uniformi e coerenti con l'andamento della morfologia, con particolare attenzione alle convergenze/divergenze caratteristiche delle aree in frana, inclusa dunque l'area dove attualmente sono posizionati i capisaldi GPS 5 e 6 (con azimut anomalo rispetto agli altri capisaldi). Con molta probabilità l'azimut dei capisaldi 5 e 6 è legato a fenomeni locali o, non risentendo ancora pienamente del richiamo dell'area di distacco, ha una direzione di movimento più simile a quella pre-frana. Valori molto elevati di spostamento (>10 mm/anno in valore assoluto) si riscontrano in corrispondenza della nicchia di frana delle Grange Orgiera, sul fianco in destra orografica

della frana di Pui, in corrispondenza del fenomeno di Grange Cruset e nei pressi dei due *rock glacier* vicini alla cresta.

Proprio a proposito del fenomeno di Grange Cruset, confrontando i tassi di movimento con quelli delle tre frane Grange Orgiera-Pui-Villar, anche questa frana può essere considerata attiva. Per motivi analoghi, ma opposti, invece, l'ipotizzata grande frana antica pre-glaciale, tra Pian di Truc e Rocche Sbrisa, può essere considerata non attiva.

Dall'osservazione dei dati nell'immediato intorno della frana di Sampeyre ne consegue che per i 6 anni precedenti all'attivazione la zona dell'attuale accumulo di frana muoveva con una velocità di 2-3 cm/anno. Mentre la zona dove attualmente si è formata la nicchia era già in movimento ad un ritmo di 1,7 cm/anno. Le velocità, dunque, oltre ad essere più basse erano distribuite diversamente con valori di picco nell'accumulo, quando oggi, in piena attività, i valori massimi si riscontrano nell'area di distacco.

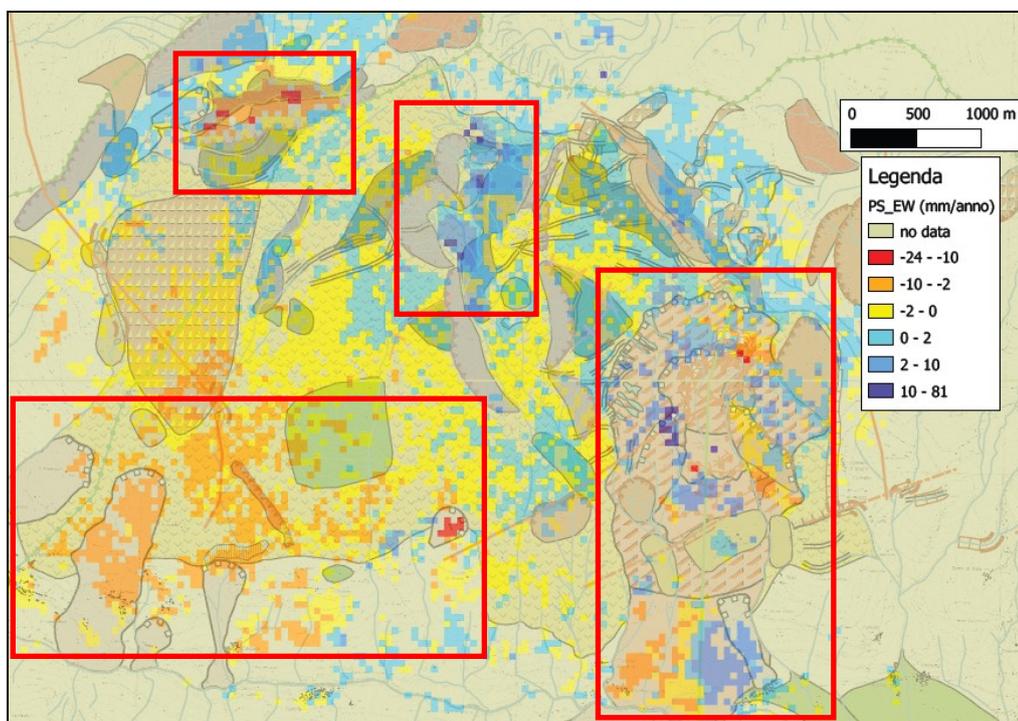


Figura 6.5 – Delimitazione delle aree che registrano movimenti significativi, al di sopra della componente orizzontale EW del moto registrato nel *dataset* completo RADARSAT local, riferito al periodo di rilevamento dati 2003-2009, i valori positivi indicano un movimento verso est (Base: Carta Geomorfologica prodotta, allegato n°3, scala 1:10.000).

A vantaggio della tecnica satellitare PS è importante ricordare come la stessa offra una maggiore **precisione** rispetto al GPS. Infatti, se è vero che l'incertezza nella misura della componente orizzontale è paragonabile a quella del GPS (decimetrica), sulla direzione verticale si raggiungono valori più bassi (1 mm contro i 30 mm del GPS). Inoltre, come si è già osservato, la tecnica PS permette di indagare aree molto vaste anche se impervie. Dal

punto di vista economico, ancora, c'è un forte abbattimento dei costi di installazione e manutenzione che gravano, invece, su una rete di monitoraggio tradizionale.

A vantaggio del GPS, va invece la mancanza di tutte quelle problematiche legate alla lettura dei dati lungo la congiungente sensore-bersaglio come avviene per i PS. Nessun problema di soglia, dunque, o di componenti del moto non rilevabili.

Un discorso a parte va fatto per la modalità **monitoraggio** delle tecniche di interferometria satellitare di tipo PS. Il tempo di rivisitazione (*revisiting time*) elevato dei satelliti (35 giorni per i satelliti ERS, 24 per i satelliti RADARSAT), impedisce di fatto l'osservazione di situazioni di pericolo che richiedono un monitoraggio in tempo reale. Questo rappresenta il confine tra le tecniche SAR e i tradizionali sistemi di monitoraggio, che possono essere equipaggiati per la registrazione e trasmissione dei dati in continuo. Decisi miglioramenti tuttavia si sono ottenuti con le recenti missioni, TerraSAR-X e Cosmo-SkyMed, che hanno tempi di rivisitazione pari rispettivamente a 11 e 8 giorni (TRE®, 2009).

Nel caso specifico, i dati satellitari utilizzati nel presente elaborato, sono stati acquisiti in un'unica soluzione alla fine del periodo di rilevamento, per cui non in modalità monitoraggio. Tuttavia, visto che i dati GPS trattati, non sono acquisiti in continuo, ma 1 o 2 volte l'anno, uno qualsiasi dei suddetti sistemi di rilevamento satellitare, con i diversi tempi di rivisitazione, sarebbe risultato vantaggioso in termini di allerta e di monitoraggio "in tempo reale", ma nel caso in esame non risulta necessaria una tale frequenza di acquisizione dei dati.

La disponibilità di **archivi storici pluriennali** delle varie agenzie spaziali (europea dal 1992, canadese dal 1995, ecc.), offre il grande vantaggio di poter effettuare analisi di movimenti pregressi, diversamente non rilevabili su aree non preventivamente strumentate (TRE®, 2009). Ciò ha permesso, nel presente lavoro di tesi, di investigare l'area interessata dalla frana di Sampeyre per i 6 anni prima della sua attivazione, e di riscontrare l'esistenza di movimenti precedenti anche se molto più lenti e talvolta con direzioni differenti rispetto agli attuali.

In definitiva, si ritiene che l'uso congiunto delle due metodologie, che è stato molto utile per la frana di Sampeyre, possa dare risultati ancora migliori, anche per fenomeni naturali differenti, in situazioni di rilievi in periodi di riferimento coincidenti, poiché le due metodologie hanno dei limiti peculiari che spesso si compensano.

Per quanto riguarda la dinamica del fenomeno di Sampeyre, come già riportato da ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE (2009), le cause innescanti della frana di Sampeyre sono da individuare nelle intense precipitazioni nevose dell'inverno 2008/2009 e nelle successive piogge primaverili che hanno determinato, infiltrandosi nel terreno, una completa saturazione degli orizzonti a componente argillosa presenti nel sottosuolo.

Le cause predisponenti sono da ricercare nella costituzione litologica del versante caratterizzata da potenti accumuli di materiale fine, limoso-argilloso di precedenti frane misti a *gouge* di faglia ed a depositi morenici stadiali e würmiani (ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE, 2009; Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 78-79 "Argentera-Dronero").

Altri fattori predisponenti individuati nell'ambito del presente lavoro sono riportati di seguito:

- *fattori strutturali*: l'intensa fratturazione, oltre a rendere meno stabile il versante e a controllarne l'evoluzione morfologica, con molta probabilità favorisce e guida l'infiltrazione delle acque meteoriche verso le zone di maggiore debolezza, ovvero le zone di faglia;
- *fattori climatici*: la porzione di monte del versante è caratterizzata da un ambiente crionivale che comporta grandi accumuli di neve durante i periodi invernali;
- *fattori morfologici*: oltre al cambio di pendenza tra monte e valle, con conseguente forma convessa caratteristica dei versanti delle valli in approfondimento (pendenza maggiore a valle), si è potuta osservare la presenza di molte superfici terrazzate nella porzione meno pendente (più a monte): entrambi gli elementi favoriscono l'accumulo delle nevi e l'infiltrazione di acque meteoriche.

Per quanto riguarda la futura evoluzione del fenomeno, si può affermare, grazie ai dati GPS, che esso sta rallentando ed è quindi probabilmente destinato ad attestarsi su velocità molto basse ed a permettere agli agenti esogeni di cancellare le tracce più evidenti dell'evento parossistico, come è accaduto per i precedenti fenomeni di Pui e Villar. Eventuali riattivazioni dello stesso corpo di frana, porterebbero la nicchia ad arretrare verso monte e probabilmente verso est, visto che tale tendenza è stata osservata. In caso contrario, potrebbe attivarsi un nuovo fenomeno di dimensioni paragonabili o inferiori.

Sicuramente, per meglio comprendere i volumi in gioco che potrebbero mobilitarsi sarebbero necessarie ulteriori indagini, possibilmente di tipo diretto (perforazioni geognostiche con relativa stratigrafia), così anche da osservare da vicino i materiali coinvolti e poter interpretare meglio i dati sismici. Un punto da investigare, con perforazioni profonde almeno 60-70 m, è il punto P2 delle indagini geofisiche, posizionato al limite tra la zona di transizione e quella di accumulo, in cui probabilmente si attraverserebbe la superficie di rottura del fenomeno. Per ulteriore conferma si potrebbe attrezzare il foro con della strumentazione inclinometrica. La velocità in quell'area, in media 30 cm/anno, sembrerebbe elevata per strumenti di questo tipo, ma si osserva che si tratterebbe della velocità in testa tubo, data dalla somma della velocità di spostamento in ogni punto della verticale. Altri inclinometri potrebbero posizionarsi più a monte, sempre nella zona di transizione nel tentativo di individuare la superficie di rottura ed, inoltre, nell'area a movimento incipiente per controllare eventuali formazioni di nuove superfici di scorrimento.

Si potrebbe pensare, ancora, di potenziare la rete GPS, aggiungendo un caposaldo di controllo sul fianco in destra orografica della frana di Pui, laddove la scomposizione del dato PS ha evidenziato movimenti di notevole entità sia in direzione orizzontale (verso est) che verticale (verso il basso) nel periodo pre-frana (2003-2009).

Infine, si potrebbero effettuare delle prove di permeabilità nelle zone di faglia nel tentativo di ricostruire il ruolo che giocano i lineamenti tettonici dell'area nella circolazione idrica del sottosuolo. Perché con ottima probabilità i settori di faglia, ad alta permeabilità, convogliano le acque di circolazione e le veicolano verso le masse superficiali, ricche di matrice argillosa, creando sovrappressioni e scompensi nella stabilità del versante.

7 - Bibliografia

- ALLIEVI J., AMBROSI C., CERIANI M., CROSTA G.B., FERRETTI A., FOSSATI D. (2003). *Monitoring slow mass movements with the Permanent Scatterers Technique*. International Geosciences and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2003), Tolosa (Francia) 21-25 luglio 2003, 1-3.
- AMBROSI C., CERIANI M., CESPÀ S., CROSTA G.B., FOSSATI D., DI TRAPANI G., NOVALI F. (2004). *Movimenti millimetrici degli ultimi dieci anni sul Monte Padrio Varadega. Analisi di un fenomeno di DGPV con la tecnica PS*. Atti 8a Conferenza Nazionale ASITA, 14-17 Dicembre 2004, Roma.
- AMBROSI C., CROSTA G.B. (2005). *Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps*. Eng Geol 83: 183–200.
- ARPA LOMBARDIA & REGIONE LOMBARDIA (2005). *Monitoraggio. Linee guida per il controllo dei fenomeni franosi*. A cura di Gregorio Mannucci e Adalberto Notarpietro. Volume 1. IREALP.
- ARPA PIEMONTE (2005). *Dalla valutazione alla previsione dei rischi naturali*.
- ARPA PIEMONTE & REGIONE PIEMONTE – SETTORE PROTEZIONE CIVILE E SISTEMA ANTI INCENDI BOSCHIVI (A.I.B.) (2009). *La frana di Grange Orgiera nel comune di Sampeyre (CN)*, Torino, Novembre 2009.
- ASSOGEO, TRIMBLE (2005). *Ambiente & Territorio. Guida all'uso del GPS per il rilevamento del territorio e l'aggiornamento cartografico*. Maggioli Editore.
- BEN G., LAZZARI A., CHINI F. (1986). *Controllo della franosità in Piemonte mediante tubi inclinometrici, problematiche e proposta di specifica*. Atti del XVI Convegno Nazionale di Geotecnica, A.G.I., Bologna.

- BONSIGNORE G., BORTOLAMI G.C., ELTER G., MONTRASIO A., PETRUCCI F., RAGNI U., SACCHI R., STURANI C. & ZANELLA E. (1969). *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Fogli 56 - 57 (Torino – Vercelli)*, Serv. Geol. It. Roma.
- BORGHI A. (A cura di). *Le Alpi Occidentali*. Dispense del corso di “Geologia Regionale”, Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche – Università di Torino; AA 2010-2011
- BÜRGMANN R., HILLEY G., FERRETTI A. & NOVALI F. (2006). *Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis*. *Geology*, 34, 221–224.
- BOTTERO D., POGGI F., CESPÀ S. (2006). *Nuove tecnologie di analisi delle frane. Il monitoraggio satellitare. Primi risultati in Liguria della sperimentazione dell'utilizzo della tecnica PSInSAR™*. *Quarry & Construction*, Ottobre 2006, n. 526, pp. 87–99.
- BOTTERO D., POGGI F. (2010). *Il controllo degli spostamenti orizzontali in profondità mediante tubi inclinometrici e sonda removibile. Modalità di installazione della tubazione inclinometrica, di esecuzione delle letture ed analisi del Dataset di misure*. Pubblicato da: Regione Liguria – Dipartimento Ambiente – Settore Assetto del Territorio.
- CALCAGNILE G., CANZIANI R., DEL GAUDIO V., GUERRICCHIO A., MELIDORO G., RUINA G. (1983). *Indagini geologico-geofisiche in alcune aree franose di Avigliano e di Stigliano (Basilicata)*, *Geol. Appl. e Idrogeologia*, vol.18, p. I, Bari.
- CAMPBELL R. H. (1975). *Soil Slips, Debris Flows, and Rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern California*, Geological Survey Professional Paper, 851, 51 pp. United States Government Printing Office, Washington.
- CARRARA E., DE MICCO A., RAPOLLA A., ROBERTI N., SALZANO G. (1985). *Valutazione in situ delle caratteristiche geofisiche nei depositi argillosi e della loro variabilità in differenti condizioni di stabilità*. *Geol. Appl. e Idrogeologia*, vol.20, p. II, Bari.
- CARRARA E. & RAPOLLA A. (1992). *La geofisica nello studio delle frane*. In: Vallario A. *Frane e territorio. Le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio*. Liguori Editore S. r. l.
- CATANI F., COLOMBO D., FARINA P., FUMAGALLI A., KUKAVICIC M., MARKS F., MENDUNI G., MORETTI S. (2006). *Utilizzo di dati telerilevati nella mappatura e nel monitoraggio dei*

- fenomeni franosi e nell'analisi della suscettibilità da frana. Giornale di Geologia Applicata* 3, pp.173-180.
- COLESANTI C., ALLEVI J., FERRETTI A. (2003a). *Monitorare fenomeni franosi a partire da dati radar satellitari elaborati con la tecnica dei diffusori permanenti. MondoGIS*, Marzo-Aprile 2003 pp.26-30.
- COLESANTI C., FERRETTI A., LOCATELLI R., NOVALI F. & SAVIO G. (2003b). *Permanent Scatterers: precision assessment and multi-platform analysis. IEEE IGARSS*, 2, 1193–1195.
- COLESANTI C. & WASOWSKI J. (2006). *Investigating landslides with spaceborne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry. Engineering Geology*, 88, 173–199.
- COLOMBO A., MALLEEN L., PISPICO R., GIANNICO C., BIANCHI M., SAVIO G. (2006). *Mappatura regionale delle aree monitorabili mediante l'uso della tecnica PS. Atti 10a Conferenza Nazionale ASITA – Bolzano*, 14 – 17 novembre 2006.
- COLOMBO A., TROISI C. (2008). *Nota tecnica sintetica per la comprensione del dato satellitare PSInSARTM. Pubblicato da: Arpa Piemonte.*
- COLLOTTA T., CHINI D., LAZZARI A., NERI A., MORETTI P.C. (1987). *Il controllo della stabilità dei pendii mediante installazione di tubi inclinometrici. RIVISTA AUTOSTRADE – n. 11/12 Novembre-Dicembre 1987.*
- CRUDEN D.M. (1991). *A simple definition of a landslide. IAEG Bull.*, 43, 27-29.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996). *Landslide types and processes. In: A. K. Turner & R. L. Schuster (eds), Landslides, investigation and Mitigation (Special Report 247), Transportation Research Board, National Research Council; National Academy Press, Washington, D.C.; pp. 36÷75.*
- DAL PIAZ G.V. (1974). *Le metamorphisme de haute pression et basse temperature dans devolution structurale du bassin ophiolithique alpino-apenninique. Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 437-468.
- DEERE D.U. (1964). *Technical description of rock cores for engineering purposes. Feldsmechanic und Ingenieur Geologie*, 1 (1).
- DE VITA P. (A cura di). *Dispense del corso di "Geologia tecnica per la stabilità dei pendii", Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II", AA 2005-2006.*
- DUNNICLIFF J. (1998, 1993). *Geotechnical Instrumentation for Monitoring Field Performance, John Wiley & Sons, New York, 577.*

- FARINA P., COLOMBO D., FUMAGALLI A., MARKS F. & MORETTI S. (2006). *Permanent Scatterers for landslide investigations: outcomes from the ESA-SLAM project*. Engineering Geology, 88, 200–217.
- FERRETTI A., PRATI C., ROCCA F. (2001) – “*Permanent scatterers in SAR interferometry*”, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39, vol. 1: 8-20.
- FERRETTI A., FUMAGALLI A., NOVALI F., PRATI C., ROCCA F., RUCCI A. (2009). *The Second Generation PSInSAR. Approach: SqueeSAR*. Presentazione: Fringe 2009, ESA-ESRIN, Frascati.
- FORLATI F. & CAMPUS S. (1996). *Scivolamenti planari nelle Langhe Piemontesi: individuazione, elaborazione ed analisi di alcuni elementi significativi*. Proc. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica”, ed Luino F., Alba, 5/7-11-1996, I, 173-183.
- FUMAGALLI A., CESPÀ S. (2005). *Proiettare spostamenti misurati lungo la LOS nella direzione di max pendenza di un versante*. Presentazione 22 Marzo 2005, ©Tele-Rilevamento Europa.
- GIGLIA A., PARO L., RAMASCO M. (2001) (a cura di). *Determinazione dello stato di attività dei fenomeni gravitativi nella scheda di 1° livello*. In Progetto IFFI (Inventario Fenomeni Franosi in Italia). Arpa Piemonte.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1993). *Proposta di legenda geomorfologica ad indirizzo applicativo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 16, pp.129-152.
- GUGLIEMIN M. (2004). *Rock glaciers e altre forme periglaciali*. Tavola 45, In: Atlante dei Tipi Geografici AA.VV. © 2004 Istituto Geografico Militare.
- HILLEY G. E., BÜRGMANN R., FERRETTI A., NOVALI F. & ROCCA F. (2004). *Dynamics of slowmoving landslides from permanent scatterer analysis*. Science, 304, 1952–1955.
- HSÜ, K. J. (1975). *Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls*. Geological Society of America Bulletin, v. 86, no. 1, p. 129–140.
- IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES (1990) – *Suggested Nomenclature for Landslides*, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, n° 41, pp. 13-16.
- IUGS/WGL (1995) – *A suggested method for describing the rate of movement of a landslide*, IAEG Bull., 52, 75-78.

- LANTERI L. & DI PRIOLO S. (2012). *L'aggiornamento nell'ambito del progetto europeo RiskNat dell'inventario di Arpa Piemonte riguardante i fenomeni franosi del territorio regionale: conclusione dei lavori*. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 19, pp. 27-31.
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIORA L., PICCARDO G.P. & LANZA R. (1978). *Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., serie II, 34, 258-305.
- LUINO F., RAMASCO M., SUSELLA G. (1993). *Atlante dei Centri Abitati Instabili Piemontesi*, C.N.R.-I.R.P.I. & REGIONE PIEMONTE, SETTORE PER LA PREVENZIONE DEL RISCHIO GEOLOGICO, METEOROLOGICO E SISMICO.
- MEISINA C., ZUCCA F., FOSSATI D., CERIANI M., ALLIEVI J. (2006). *Ground deformations monitoring by using the Permanent Scatterers Technique: the example of the Oltrepo Pavese (Lombardia, Italy)*, Engineering Geology, 88, 240-259.
- MORELLI M., MALLÉN L. & NICOLÒ G. (2008). *Primi risultati dell'applicazione della tecnica interferometrica dei PS-InSARTM per studi neotettonici nell'area di «giunzione» Alpi-Appennini (Piemonte centro-meridionale)*. Rend. Soc. Geol. It., 6, Nuova Serie, 00-00, 3 figg.
- MORELLI M., MALLÉN L., NICOLÒ G., PIANA F. & FIORASO G. (2009). *Il contributo dell'interferometria PS-InSARTM satellitare nella valutazione della mobilità tettonica in Piemonte*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXXVIII (2009), pp. 109-112, figg.3.
- MORELLI M., PIANA F., MALLÉN L., NICOLÒ G. & FIORASO G. (2011). *Iso-Kinematic Maps from statistical analysis of PS-InSAR data of Piemonte, NW Italy: Comparison with geological kinematic trends*. Remote Sensing of Environment, Volume 115, Issue 5, 15 May 2011, Pages 1188-1201.
- PACIFICI F. (2008). *Synthetic Aperture Radar: Applicazioni nel Telerilevamento*. Presentazione: Earth Observation Laboratory. DISP (Dipartimento di Informatica, Sistemi e Produzioni), Tor Vergata University, Rome, Italy.
- PHILIPPOT P. (1988). *Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée (Le Monviso, Alpes occidentales): contraintes cinématiques durant la collision alpine*. Ph.D. Thesis, Univ. Montpellier, 269 p.
- PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI (2001) – *Progetto IFFI Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia - Allegato 1* – Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali - Servizio

- Geologico, SINAnet, Rete del Sistema Informativo Nazionale Ambientale
http://193.206.192.136/cartanetiffi/doc/Allegati_Tecnici/Allegato_1.pdf
- RAMASCO M. & TROISI C. (2002). *3.1 Grandi fenomeni franosi attivatisi a seguito dell'evento dell'ottobre 2000*. In: Eventi alluvionali in Piemonte: 10-14 giugno 2000 pp 280-282.
- RAPOLLA A. (1982). *Aspetti di geofisica applicata allo studio dei fenomeni franosi*, CNR, Prog. Final. Conservazione del suolo, Roma.
- REGIONE PIEMONTE, C.N.R. – I.R.P.I. TORINO & C.S.I. PIEMONTE (1990). *Banca dati geologia*, maggio 1990, 93 pp. Torino
- ROCCA F. (2003). *3D Motion recovery with multi-angle and/or left right Interferometry. Proceedings of the third International Workshop on ERS SAR Interferometry (FRINGE 2003). Frascati (Italy), 2–5 December 2003*. ESA SP-550, available also online: <http://earth.esa.int/fringe03/proceedings/>.
- ROSSI P. P. *Le indagini sperimentali per la caratterizzazione degli ammassi rocciosi*. ISMES.
- SCESI L. & PAPINI M. (1997). *Il rilevamento geologico-tecnico*. CittàStudiEdizioni, Milano.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971). *Carta Geologica D'Italia (scala 1:100.000), foglio 78-79 "Argentera-Dronero" e note illustrative*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze 1971.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994). *Carta Geomorfologica d'Italia – 1:50000. Guida al Rilevamento*. Quaderni Serie III, **4**. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SOWERS G. F. & ROYSTER D. L. (1978). *Field investigation*. In: R. L. Schuster and R. J. Krizek (eds.) *Landslide-Analysis and Control*, Chapter 4, pp. 81-111. Washington, D. C., National Academy of Science. (Transport Research Board Special Report, 176.)
- TANZINI M. (2001). *Fenomeni franosi ed opere di stabilizzazione*. Flaccovio Editore, Palermo.
- TANZINI M. (2002). *L'indagine geotecnica*. Flaccovio Editore, Palermo.
- TRE[®]a POLIMI spin-off company (2003). *Analisi di deformazioni superficiali e di movimenti di cispaldi mediante elaborazione di dati radar satellitari con la tecnica dei Permanent Scatterers (Permanent Scatterers Technique)*. 15 Maggio 2003, ©Tele-Rilevamento Europa.

TRE®a POLIMI spin-off company (2009). *PSInSAR™. Manuale d'uso*. Febbraio 2009, ©Tele-Rilevamento Europa.

TURNER A.K. & SCHUSTER R.L. (1996). *Landslides, investigation and Mitigation (Special Report 247)*, Transportation Research Board, National Research Council; National Academy Press, Washington, D.C.; pp. 36÷75.

VALLARIO A. (1992). *Frane e territorio. Le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio*. Liguori Editore S. r. l.

VARNES D. J. (1978). *Slope movement types and processes*. In: Schuster R. L. & Krizek R. J. Ed., *Landslides, analysis and control*. Transportation Research Board Sp. Rep. No. 176, Nat. Acad. of Sciences, pp. 11–33.

WP/WLI - INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1990) – *A suggested method for reporting a landslide*. IAEG Bulletin, 41, 5-12.

WP/WLI - INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1991) – *A suggested method for a landslide summary*. IAEG Bulletin, 43, 101-110.

WP/WLI - INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993a) – *A suggested method for describing the activity of a landslide*. IAEG Bulletin, 47, 53-57.

WP/WLI - INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993b) – *Multilingual Landslide Glossary*. Bitech Publisher, Richmond, British Columbia, Canada, 59 pp.

WP/WLI INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1994) – *A suggested method for reporting landslide causes*. IAEG Bulletin, 50, 71- 74.

SITI WEB CONSULTATI

<http://www.treuropa.com/treuropa/tabid/134/Default.aspx>

www.arpa.piemonte.it (sito istituzionale dell'ente)

8 - Allegati

Allegato n°1: Scheda Standard del progetto IFFI

Allegato n°2: Scheda di 2° livello SIFraP della Frana di Sampeyre (CN)

Allegato n°3: Carta Geomorfologica in scala 1:10.000 (base CTR 1:10.000)

Allegato n°4: Sezione geologica

Allegato n°5: Schede descrittive degli strumenti di monitoraggio (rete RERCOMF)

PROGETTO

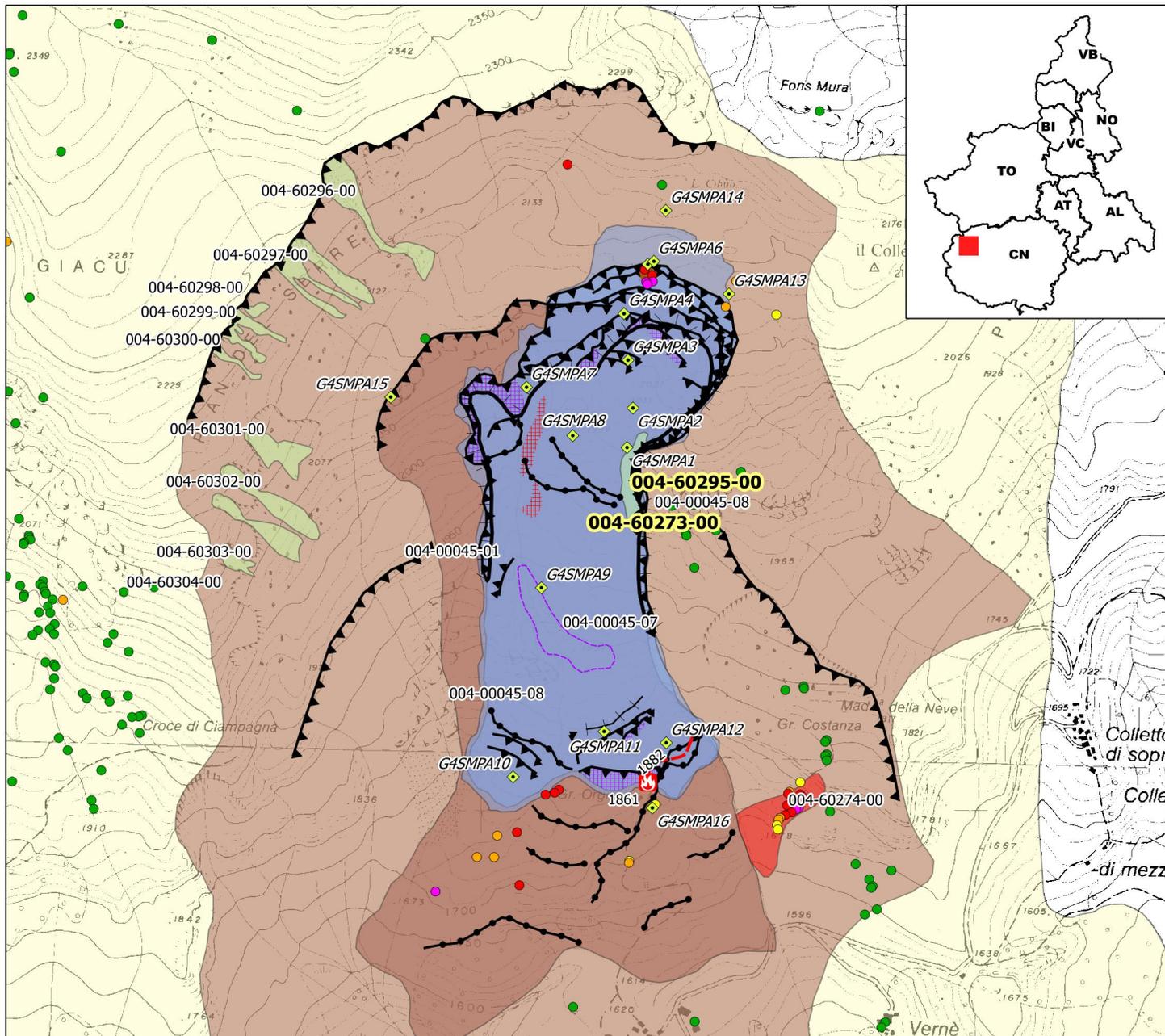


Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali
Servizio Geologico

SCHEDA DI CENSIMENTO DEI FENOMENI FRANOSI Vers. 2.33

a cura di: Amanti M., Bertolini G., Ceccone G., Chiessi V., De Nardo M.T., Ercolani L., Gasparo F., Guzzetti F., Landrini C., Martini M. G., Ramasco M., Redini M., Venditti A.,
Rielaborata dall'originale: Guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione. AMANTI M., CASAGLI N., CATANI F.,
DOREFICE M. & MOTTERAN G. (1996) - Miscell. VII Serv. Geol. d'It., Roma.

*Siala	ID Frana				
GENERALITÀ					
Compilazione			Localizzazione		
*Data			*Regione	*Provincia	
*Compilatore			*Comune		
			*Autorità di bacino		
*Istituzione	Toponimo IGM				
CTR	Scala	Numero	Toponimo		
MORFOMETRIA FRANA			POSIZIONE FRANA SUL VERSANTE		
Dati generali			*Testata	*Unghia	
Quota corona (m)	Azimut movimento α (°)		<input type="radio"/>	In cresta	<input type="radio"/>
Quota unghia (m)	Area totale A (m ²)		<input type="radio"/>	Parte alta del versante	<input type="radio"/>
Lungh. orizz. L _o (m)	Larghezza La (m)		<input type="radio"/>	Parte media del versante	<input type="radio"/>
Dislivello H (m)	Volume massa sp. V _r (m ³)		<input type="radio"/>	Parte bassa del versante	<input type="radio"/>
Pendenza β (°)	Profondità sup. sciv. D _r (m)		<input type="radio"/>	fondovalle	<input type="radio"/>
GEOLOGIA					
*Unità 1		Unità 2		1 2	*Litologia
Descrizione 1		Descrizione 2		<input type="radio"/> rocce carbonatiche <input type="radio"/> travertini <input type="radio"/> marne <input type="radio"/> flysch calcareo-marnosi <input type="radio"/> arenarie, flysch arenacei	
Discontinuità 1: immers./inclinaz.		Discontinuità 2: immers./inclinaz.		1 2	Assetto discontinuità
				<input type="radio"/> orizzontali <input type="radio"/> reggipoggio <input type="radio"/> roccie effusive laviche acide <input type="radio"/> roccie effusive laviche basiche	
1 2	Struttura	1 2	*Litotecnica	1 2	Degradazione
<input type="radio"/>	massiva	<input type="radio"/>	roccia	<input type="radio"/>	fresca
<input type="radio"/>	stratificata	<input type="radio"/>	roccia lapidea	<input type="radio"/>	leggerm. degradata
<input type="radio"/>	fissile	<input type="radio"/>	roccia debole	<input type="radio"/>	mediam. degradata
<input type="radio"/>	fessurata	<input type="radio"/>	detrito	<input type="radio"/>	molto degradata
<input type="radio"/>	fratturata	<input type="radio"/>	terra granulare	<input type="radio"/>	completam. degradata
<input type="radio"/>	scistosa	<input type="radio"/>	terra granulare addensata	<input type="radio"/>	Se necessario aggiungere i dati di
<input type="radio"/>	vacuolare	<input type="radio"/>	terra granulare sciolta	<input type="radio"/>	altre unità su un foglio a parte
<input type="radio"/>	caotica	<input type="radio"/>	terra coesiva	<input type="radio"/>	<input type="radio"/> terreno di riporto
1 2	Spaziatura				
<input type="radio"/>	molto ampia (> 2m)				
<input type="radio"/>	ampia (60cm - 2m)				
<input type="radio"/>	moderata (6cm - 20cm)				
<input type="radio"/>	fitta (20cm - 60cm)				
<input type="radio"/>	molto fitta (<6cm)				
*USO DEL SUOLO			*ESPOSIZIONE DEL VERSANTE		
<input type="radio"/> aree urbanizzate <input type="radio"/> aree estrattive <input type="radio"/> seminativo			<input type="radio"/> N <input type="radio"/> NE <input type="radio"/> E <input type="radio"/> SE <input type="radio"/> S <input type="radio"/> SW <input type="radio"/> W <input type="radio"/> NW		
IDROGEOLOGIA		CLASSIFICAZIONE DELL'EVENTO FRANOSO			
Acque superficiali		*1°liv	1 2	*Movimento	1 2
<input type="checkbox"/> assenti <input type="checkbox"/> stagnanti <input type="checkbox"/> ruscellamento diffuso <input type="checkbox"/> ruscellamento concentrato		<input type="radio"/>	1 2	Velocità	1 2
Sorgenti					Materiale
<input type="radio"/> assenti <input type="radio"/> diffuse <input type="radio"/> localizzate					<input type="radio"/> roccia <input type="radio"/> detrito <input type="radio"/> terra <input type="radio"/> Cont. acqua <input type="radio"/> secco <input type="radio"/> umido <input type="radio"/> bagnato <input type="radio"/> molto bagnato
Falda					
<input type="radio"/> assente <input type="radio"/> freatica <input type="radio"/> in pressione					
N°	Prof. (m)				
Se necessario, al 2° livello, aggiungere i dati relativi ad un 3° o 4° movimento su un foglio a parte					
ATTIVITÀ					
*Stato		Distribuzione		Stile	
<input type="radio"/> non determinato <input type="radio"/> attivo <input type="radio"/> quiescente <input type="radio"/> riattivato <input type="radio"/> sospeso		<input type="radio"/> costante <input type="radio"/> retrogressivo <input type="radio"/> in allargamento <input type="radio"/> multidirezionale		<input type="radio"/> avanzante <input type="radio"/> in diminuzione <input type="radio"/> confinato <input type="radio"/> singolo <input type="radio"/> complesso <input type="radio"/> composito	
<input type="radio"/> stabilizzato <input type="radio"/> relitto <input type="radio"/> artificialmente <input type="radio"/> naturalmente				<input type="radio"/> multiplo <input type="radio"/> successivo	
*METODOLOGIA UTILIZZATA PER LA VALUTAZIONE DEL TIPO DI MOVIMENTO E DELLO STATO DI ATTIVITÀ		<input type="checkbox"/> fotointerpretazione ° <input type="checkbox"/> rilevamento sul terreno <input type="checkbox"/> monitoraggio <input type="checkbox"/> dato storico/archivio <input type="checkbox"/> segnalazione			
*DATA DELLA OSSERVAZIONE PIU' RECENTE CHE HA PERMESSO DI DETERMINARE LO STATO DI ATTIVITÀ		° In caso di scelta fotointerpretazione: *Id volo (rif. tabella volo aer) Numero strisciata Numero fotogramma			
ATTIVAZIONI		DATAZIONE EVENTO PIU' SIGNIFICATIVO			
		Data certa			Fonte
		Data incerta	min	max	<input type="checkbox"/> giornali <input type="checkbox"/> immagini telerilevate
		Anno			<input type="checkbox"/> pubblicazioni <input type="checkbox"/> documenti storici
		Mese			<input type="checkbox"/> testim. orali <input type="checkbox"/> lichenometria
		Giorno			<input type="checkbox"/> audiovisivi <input type="checkbox"/> dendrocronologia
		Ora			<input type="checkbox"/> archivi enti <input type="checkbox"/> metodi radiometrici
		Età	Anni B.P.	precisione	<input type="checkbox"/> cartografia <input type="checkbox"/> altre datazioni
		Radiometrica		±	



Strumentazione

- ◆ Caposaldo GPS
- ◆ Caposaldo topografico
- ◆ Clinometro
- ◆ Distometro a nastro
- ◆ Estensimetro a filo
- ◆ Estensimetro in foro
- ◆ Geofono
- × GPS fisso
- ◆ Misuratore di giunti
- ★ TDR
- ◆ Inclinometro
- ◆ Piezometro

Dati Interferometrici

- | asce | desce | [mm/y] |
|------|-------|-----------|
| ▲ | ● | -30 - -10 |
| ▲ | ● | -10 - -5 |
| ▲ | ● | -5 - -3 |
| ▲ | ● | -3 - -2 |
| ▲ | ● | -2 - -2 |
| ▲ | ● | 2 - 3 |
| ▲ | ● | 3 - 5 |
| ▲ | ● | 5 - 30 |

Elementi Morfologici

- | | |
|---|-------------------------------------|
| puntuali | lineari |
| ● n.d. | — Depressione allungata |
| ▲ Blocco mobilizzato per caduta massi | — Frattura/Tincea |
| ◆ Elemento lapideo di dimensioni rilevanti | — Margine di frattura/trincea |
| ◆ Emergenza idrica | — Contropendenza |
| ↓ Punto di assorbimento idrico | ▲ Scarpata principale |
| ★ Settore con indizi/ fenomeni di instabilità | ▲ Scarpata antropica |
| ● Settore interessato da ruscellamento concentrato | ▲ Scarpata di erosione fluviale |
| ● Soliflusso/soil creep | — Incisioni troncate |
| poligonali | — Faglia |
| ● n.d. | — Sovrascorrimento |
| ■ Settore con indizi/ fenomeni di instabilità | — Limite di accumulo secondario |
| ■ Settore con ondulazioni | — Direzione di transito dei blocchi |
| ■ Campo di detrito | |
| ■ Depressione chiusa | |
| ■ Accumulo detritico alla base del versante | |
| ■ Substrato affiorante | |
| ■ Sett. interessato da ruscell. diffuso/concentrato | |
| ■ Scarpata | |
| ■ Zona a monte del coronamento | |
| ■ Settore interessato da erosione accelerata | |
| — Soliflusso/soil creep | |

Frane

- | | | |
|---|---|-----------------------------------|
| ■ | → | n.d. |
| ■ | → | Crollo/Ribaltamento |
| ■ | → | Scioglimento rotazionale/traslato |
| ■ | → | Espansione |
| ■ | → | Colamento lento |
| ■ | → | Colamento rapido |
| ■ | → | Sprofondamento |
| ■ | → | Complesso |
| ■ | → | DGPV |
- Aree soggette a:
- | | | |
|---|---|-----------------------------|
| ■ | ■ | Crolli/ribaltamenti diffusi |
| ■ | ■ | Sprofondamenti diffusi |
| ■ | ■ | Frane superficiali diffuse |
| ■ | ■ | Settore CARG |

Danni

- Lineari
- Puntuali

Interventi

- Lineari

001-0008-00 Codice identificativo frana
 001-0008-00 Codice identificativo frana di II livello
 G6NOV1 Codice identificativo strumento



SIFRaP Sistema Informativo Frane in Piemonte



Scheda riassuntiva delle informazioni contenute nel Sistema Informativo Geologico di Arpa Piemonte relative a dissesti di versante

IDFrana: 004-60273-00

GENERALITA'

* Data ultimo aggiornamento	2011-09-15	Toponimo	Grange Orgiera
* Provincia	Cuneo	Sezione CTR	190140
* Comune	Sampeyre		

MORFOMETRIA FRANA

Dati generali

Quota corona Qc (m)	2160	Azimut movim. α (°)	180
Quota unghia Qt (m)	1720	Area totale A (m ²)	395000
Lungh. orizz. Lo (m)	1000	Lunghezza La (m)	850
Dislivello H (m)	440	Volume massa sp. (m ³)	0
Pendenza β (°)	22.8	Profondità sup. sciv. Dr (m)	0

POSIZIONE FRANA SUL VERSANTE

* Testata		* Unghia
<input type="radio"/>	In cresta	<input type="radio"/>
<input checked="" type="radio"/>	Parte alta del versante	<input type="radio"/>
<input type="radio"/>	Parte media del versante	<input checked="" type="radio"/>
<input type="radio"/>	Parte bassa del versante	<input type="radio"/>
<input type="radio"/>	Fondovalle	<input type="radio"/>

DESCRIZIONE GENERALE DEL FENOMENO

La frana è ubicata sul versante meridionale della valle principale, a monte dell'abitato di Villar. Nel luglio del 2009 il fronte dell'accumulo ha sormontato una stalla, la cui costruzione risale al 1984, caratterizzata da struttura in cemento armato con tetto in lamiera ubicata poco a nord del nucleo storico di Grange Orgiera. La strada di accesso alle Grange Orgiera è stata asportata per un tratto di circa 170 m.

DESCRIZIONE MOVIMENTO

Si tratta di un fenomeno franoso complesso, inquadrabile come scivolamento rotazionale con evoluzione in colamento, che coinvolge materiale detritico di varia pezzatura in abbondante matrice argillosa, corrispondente ad estesi accumuli di precedenti movimenti gravitativi (Fonti: 241393).
Le prospezioni sismiche e geoelettriche hanno permesso di individuare un probabile piano di scivolamento. Nelle sezioni trasversali questo piano si presenta molto ondulato, mentre nell'unica sezione longitudinale ha una profondità pressochè costante che si attesta a circa 30 m dal p.c. con una tendenza ad aumentare verso il piede e ad assottigliarsi verso monte.

DESCRIZIONE GEOMORFOLOGICA

Il dissesto copre una superficie di circa 0,40 kmq.
La zona di distacco è situata ad una quota di circa 2140 m e presenta uno sviluppo di circa 850 m; il fronte dell'accumulo è posizionato alla quota di 1720 m, in corrispondenza delle Grange Orgiera, e si estende per circa 650 m (Fonti: 241393).

NOTE

La frana è stata oggetto di numerosi sopralluoghi da parte di Arpa Piemonte, strutture SC22 e SC15, condotti nei mesi di luglio, agosto e settembre 2009.
La frana è stata perimetrata mediante l'utilizzo del GPS.

STATO DELLE CONOSCENZE		INTERVENTI ESISTENTI		
Relazioni tecniche		Intervento	Tipo intervento	Realizzazione
relaz. Sopralluogo		evacuazione	Mitigazione danni	realizzato
Indagini e monitoraggio				
indagine PSInSAR/SqueeSAR				
monitoraggio GPS				
monitor. Topografico				
monitor. Idrometeorol.				
analisi geotecniche lab.				
geoelettrica				
sismica di superficie				
Costo indagini già eseguite (€)	0	Costo previsto interventi eseguiti (€)	0	Costo effettivo interventi eseguiti (€)
DOCUMENTAZIONE		ADEMPIMENTI LEGISLATIVI NAZIONALI		
Archivi	CARG			
<input type="checkbox"/> archivio AVI <input type="checkbox"/> archivio SCAI <input type="checkbox"/> archivio sopralluoghi DPC <input type="checkbox"/> archivio interventi SGN <input type="checkbox"/> altro	<input type="radio"/> SI <input type="radio"/> NO <input checked="" type="radio"/> Non coperto	<input type="checkbox"/> Legge 267/98 piani straordinar <input type="checkbox"/> Legge 267/98 interventi urgent <input type="checkbox"/> Legge 267/98 PSA <input type="checkbox"/> Schemi previsionali e programmatici L.183/8 <input type="checkbox"/> Pianificazione di bacino L.183/8	<input type="checkbox"/> Piano paesistico <input type="checkbox"/> Piani Territoriali di Coordinamento Provinciale <input type="checkbox"/> Legge 365/00 <input type="checkbox"/> Altro	
* DANNI n.d. <input type="checkbox"/>				
Tipo di danno <input checked="" type="radio"/> diretto <input type="radio"/> caduta in un invaso <input type="radio"/> sbarramento corso d'acqua <input type="radio"/> sbarramento e rottura diga di frana <input type="radio"/> rottura diga o argine				
Person	<input type="radio"/> morti n.	<input type="radio"/> feriti n.	<input checked="" type="radio"/> evacuati n.	0 <input type="radio"/> a rischio n.
Edifici	<input type="radio"/> privati n.	0 <input type="radio"/> pubblici n.	0 <input type="radio"/> privati a rischio n.	0 <input type="radio"/> pubblici a rischio n.
Costo (€)	Beni	Attività	Totale	
Corso d'acqua <input checked="" type="checkbox"/>	Denominazione		Danno: <input type="radio"/> potenziale <input type="radio"/> deviazione <input type="radio"/> sbarramento parziale <input type="radio"/> sbarramento totale	
Codice	Danno	Dettaglio Danno	Grado	Descrizione
1861	Nuclei/centri abitati	case sparse	grave	Il fronte dell'accumulo di frana ha distrutto e quasi completamente ricoperto una stalla in cemento armato costruita nel 1984.
1860	Terreno agricolo	prato o pascolo	non valutabile	
1882	Strade	comunale	grave	La strada di accesso a Grange Orgiera è stata distrutta per un tratto di circa 170 metri.

INTERFEROMETRIA SATELLITARE

Analisi SAR: Dati ERS (1993-2001) - Dati RADARSAT (2003-2009)

dataset	velocità di spostamento lungo LOS			n° PS/DS	n° PS	PS/DS in movimento	ratio
	minima	massima	media				
radasat_asce_sud	-46.21	0.51	-11.97	61	2	51	83.6
radasat_desce_sud	-20.15	-1.41	-7.41	40	0	0	0
ers_desce	-12.14	-4.36	-9.42	0	12	12	100
ers_summ_desce	-15.2	1.72	-7.59	0	17	15	88.2
pst_ers_asce	-10.75	-10.75	-10.75	0	2	2	100
pst_ers_desce	-9.44	-5.36	-7.78	0	8	8	100

SISTEMA DI MONITORAGGIO (RERCOMF)

Inclinometri tradiz:	0	Caposaldo GPS	16
Inclinometri Fissi:	0	Distometro a nastro	1
Piezometri:	0		

Descrizione:

Le misure GPS e quelle distanziometriche sono effettuate dal settembre del 2009 (misura di origine), l'ultima misura effettuata è del giugno 2011.

Per quanto riguarda le misure GPS è possibile suddividere il corpo di frana in due settori principali, uno più a monte e uno più a valle, caratterizzati da entità di movimento differenti. Il settore più a monte è caratterizzato da spostamenti di maggiore entità con una velocità media di circa 139 cm/y. Fa eccezione un caposaldo posizionato nel settore centro-orientale del corpo di frana, che muove con una velocità di circa 379 cm/y. Il caposaldo in questione è, infatti, posizionato al di sopra di un blocco di roccia che oltre a scivolare sulla massa detritica ha una forte tendenza al ribaltamento. Inoltre, nella zona di coronamento due capisaldi muovono con una velocità media di 39 cm/y, a dimostrazione della tendenza evolutiva retrogressiva del fenomeno. Infine, nella parte inferiore l'accumulo di frana muove con una velocità media di circa 48 cm/y.

La base distanziometrica è installata in corrispondenza di una frattura in roccia, avente direzione circa est-ovest, presente in corrispondenza del coronamento del fenomeno franoso, alla quota di 2130 m circa. Le misure finora effettuate indicano che la distanza tra le due pareti opposte della frattura è aumentata di 13 cm con una velocità di circa 7 cm/y.

L'indagine PSInSAR (relativa al periodo 1992-2001) ha messo in evidenza alcune porzioni sulla spalla sinistra della zona di coronamento del fenomeno dove una considerevole nuvola di bersagli, identificati da porzioni lapidee esposte, presenta indizi di deformazione con una velocità di allontanamento lungo la LOS di circa 8-9 mm/y, secondo la geometria discendente.

Degno di nota è il fatto che all'interno dell'area in frana, nonostante siano molto diffusi elementi fisici deputabili a bersagli interferometrici, il dataset analizzato presenti solo due PS. La perdita di coerenza delle superfici esposte può essere giustificata dal fatto che la velocità di deformazione dell'intero corpo di frana, nel periodo antecedente l'accelerazione del fenomeno in esame, si attestava su valori superiori alla soglia di rilevamento della tecnica interferometrica (> di 2.8 cm tra due acquisizioni consecutive). Tale soglia, infatti, produce un cambiamento delle condizioni di riflettività dell'oggetto tale da non essere più distinto nell'acquisizione successiva (Fonti: 241393). Anche l'indagine SqueeSAR (relativa al periodo 2003-2009) mostra pochi bersagli all'interno dell'area in frana, inoltre questi riflettori sono in numero molto minore rispetto alle aree circostanti il dissesto. Ancora una volta il fenomeno può essere spiegato tenendo conto della soglia di rilevamento della tecnica interferometrica. In ogni caso il numero di bersagli RADARSAT all'interno della frana è maggiore rispetto agli ERS, la maggior parte di essi interessa anche in questo caso il coronamento, la cui spalla sinistra muove con una velocità media di allontanamento lungo la LOS dell'ordine di 12 mm/y, secondo la geometria discendente. La presenza, in questa indagine del dataset relativo alla geometria ascendente permette di osservare che anche la spalla destra del coronamento ha subito una deformazione, la sua velocità media è dell'ordine di 10 mm/y in un settore più a nord,

e di circa 4 mm/y in un settore più a sud. Diversamente rispetto alla precedente analisi, inoltre, è presente qualche riflettore (alcuni DS) al piede della frana, nella zona in cui è stata distrutta la stalla.

Il Settore Protezione Civile e Sistema Antincendi Boschivi (A.I.B.) della Regione Piemonte in stretta collaborazione con il gruppo di Geo-monitoraggio del CNR IRPI di Torino ha provveduto, a partire dal 31 luglio 2009, all'allestimento di un monitoraggio di protezione civile, attraverso l'installazione di un sistema di acquisizione dati meteo e di un sistema di monitoraggio topografico.

Il sistema di monitoraggio topografico ha funzionato fino all'1 ottobre del 2009 e successivamente è stato ripristinato dal 20 luglio 2010 ed è attualmente funzionante. I prismi monitorati sono 13, a cui si devono aggiungere 2 punti esterni (references) utilizzati per la compensazione della rete. I movimenti registrati nel 2010 (20/07/2010 - 15/09/2010) interessano prevalentemente la componente planimetrica con uno spostamento dell'ordine di alcuni cm/mese, mentre la componente altimetrica si limita a valori dell'ordine del cm/mese. Le misure più significative interessano 5 punti, ricadenti all'interno del corpo di frana, con 6 - 9 cm di spostamento totale.

INTERVENTI

A partire dal 22 luglio le borgate di Ciampanesio, Pui, Vernè e Dovi sono state soggette ad ordinanza di evacuazione, progressivamente revocata nel mese di agosto in relazione al rallentamento della frana stessa (Fonti: 241393).

IDROGEOLOGIA

Per motivi tettonici sono presenti scaglie di rocce cataclasate, localmente argillificate. Tali materiali fini, saturi d'acqua a causa dello scioglimento delle abbondanti precipitazioni nevose invernali e per le intense piogge primaverili, hanno avuto un ruolo importante nella mobilitazione della frana in esame (Fonti: 222695).

Il ruscellamento è concentrato ai margini laterali del fenomeno dove le acque si incanalano in due ruscelli preesistenti rispetto all'evento di frana del luglio 2009, la restante massa argillosa presenta difficoltà di drenaggio. L'indagine geoelettrica lascia supporre l'assenza di falda all'interno della maggior parte del materiale franato, poiché questo presenta una resistività molto più alta rispetto ai terreni sottostanti.

BIBLIOGRAFIA

Tipo	Codice	TITOLO / AUTORI	ANNO
Articolo	310303	Carta strutturale del Monviso Philippot Pascal	
Cartografia	244122	CARTA DELLA DINAMICA DEI VERSANTI MEDIA VALLE VARAITA Biancotti Augusto, Cnr - Centro per lo Studio Dell' Orogeno delle Alpi Occidentali , Gallo M., Menzio Giovanni, Universita` di Torino - Dipartimento di Scienze della Terra	1984
Articolo	305895	OSSERVAZIONI PRELIMINARI SULLE OFIOLITI METAMORFICHE DEL MONVISO (ALPI OCCIDENTALI) Compagnoni Roberto, Fiora Laura, Kienast J.R., Lombardo Bruno, Messiga Bruno, Mevel Catherine, Nervo Renato, Piccardo Giovanni B.	
Tesi	40029	Studio geologico-strutturale di un`unita` di calcescisti lungo due traverse in valle Maira e valle Varaita (Alpi Cozie) Borghi A., Gattiglio Marco, Mondino Fiammetta	2005
Studio	241393	La frana di Grange Orgiera nel Comune di Sampeyre (CN) Arpa Piemonte	2009
Studio	222695	Segnalazione frana in localita` Orgiera-Puy nel Comune di Sampeyre Aigotti Donatella, Pagliero Antonio	2009
Studio	221422	Segnalazione frana in localita` Orgiera-Puy nel Comune di Sampeyre Aigotti Donatella, Pagliero Antonio	2009

Scheda riassuntiva delle informazioni contenute nel Sistema Informativo Geologico
di Arpa Piemonte relative a dissesti di versante

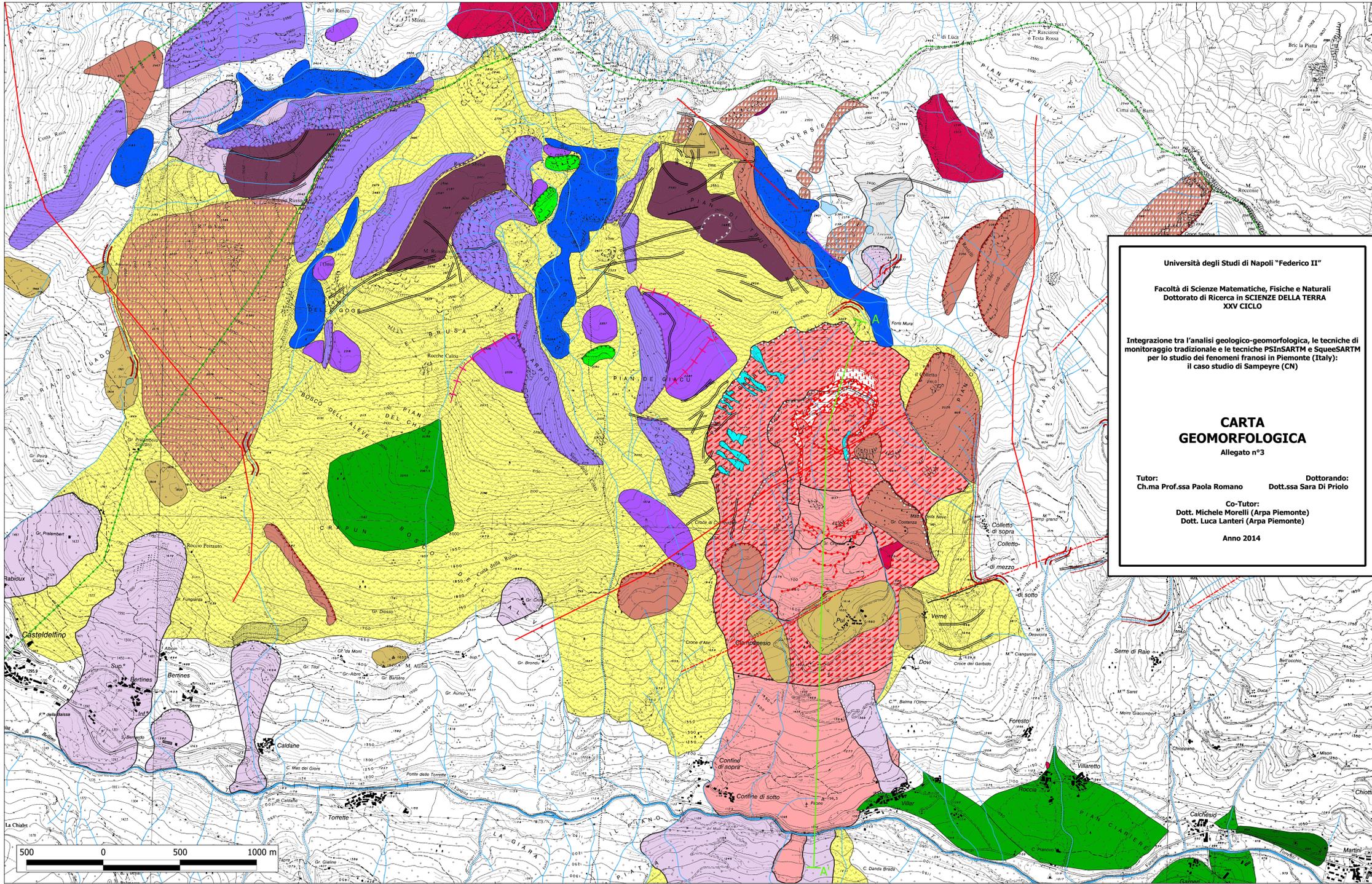
ALLEGATI FOTOGRAFICI

IDFRANA: **004-60273-00**



Immagine 01 - Panoramica scattata dal versante opposto - 25/07/2009

CARTA GEOMORFOLOGICA
SCALA 1:10.000
REALIZZAZIONE SU BASE CARTOGRAFICA TECNICA REGIONALE IN SCALA 1:10.000
Fonte delle forme gravitative: banca dati IFFI/SIFraP di Arpa Piemonte, modificata.



Università degli Studi di Napoli "Federico II"
 Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali
 Dottorato di Ricerca in SCIENZE DELLA TERRA
 XXV CICLO

Integrazione tra l'analisi geologico-geomorfologica, le tecniche di monitoraggio tradizionale e le tecniche PSInSARTM e SqueeSARTM per lo studio dei fenomeni franosi in Piemonte (Italy): il caso studio di Sampeyre (CN)

CARTA GEOMORFOLOGICA
 Allegato n°3

Tutor: Ch.ma Prof.ssa Paola Romano Dottorando: Dott.ssa Sara Di Priolo
 Co-Tutor: Dott. Michele Morelli (Arpa Piemonte) Dott. Luca Lanteri (Arpa Piemonte)
 Anno 2014

- Legenda**
- Forme fluviali e di versante lineari**
- Cresta spartiacque
 - Orlo di scarpata di erosione fluviale
 - Corsi d'acqua
- Forme fluviali e di versante areali**
- Terrazzo fluviale
 - Scarpata di erosione fluviale
 - Conoide alluvionale
- Forme gravitative lineari**
- Orlo di scarpata principale di frana (attivo)
 - Orlo di scarpata principale di frana (quiescente)
 - Orlo di scarpata principale di frana (non attivo)
 - Orlo di scarpata secondaria di frana (attivo)
 - Orlo di scarpata secondaria di frana (quiescente)
 - Orlo di scarpata secondaria di frana (non attivo)
 - Limite di accumulo secondario (attivo)
 - Limite di accumulo secondario (quiescente)
 - Limite di accumulo secondario (non attivo)
 - Contropendenza (attiva)
 - Contropendenza (quiescente)
 - Contropendenza (non attiva)
 - Frattura di trazione (attiva)
 - Frattura di trazione (quiescente)
 - Frattura di trazione (non attiva)
 - Depressione allungata (attiva)
 - Depressione allungata quiescente
 - Depressione allungata (non attivo)
 - Rottura di pendenza
- Forme gravitative areali**
- Area di distacco (attiva)
 - Area di distacco (quiescente)
 - Area di distacco (non attiva)
 - Area di accumulo o geometria completa (attiva)
 - Area di accumulo o geometria completa (quiescente)
 - Area di accumulo o geometria completa (non attiva)
 - Area di movimento incipiente (attiva)
 - Area di movimento incipiente (quiescente)
 - Area di movimento incipiente (non attiva)
 - Area interessata da deformazioni gravitative profonde di versante (attiva)
 - Area interessata da deformazioni gravitative profonde di versante (quiescente)
 - Area interessata da deformazioni gravitative profonde di versante (non attiva)
 - Colamenti rapidi
 - Crolli/ribaltamenti
 - Area di transito (attiva)
 - Area di transito (quiescente)
 - Area di transito (non attiva)
- Forme glaciali e crionivali lineari**
- Cordone morenico
 - Orlo di scarpata di origine glaciale
- Forme glaciali e crionivali areali**
- Rock glacier
 - Scarpata di origine glaciale
 - Protalus rampart
 - Superficie rocciosa di modellamento glaciale
 - Superficie spianata di depositi glaciali
- Forme strutturali lineari**
- Orlo di scarpata con influenza strutturale
 - Gomito fluviale ad angolo retto
 - Corsi d'acqua susseguenti
 - Contropendenza di origine strutturale
- Forme strutturali areali**
- Scarpata di linea di faglia
 - Superficie piana suborizzontale strutturale
 - Faccetta di scarpata tettonica
 - Versante o scarpata a controllo strutturale
- Forme antropiche**
- Parete di cava
- Macrostrutture tettoniche**
- Lineamenti tettonici presunti
 - Lineamenti tettonici da bibliografia
- Sezione geologica**
- Traccia della sezione AA'

Università degli Studi di Napoli "Federico II"
 Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali
 Dottorato di Ricerca in SCIENZE DELLA TERRA
 XXV CICLO

Integrazione tra l'analisi geologico-geomorfologica, le tecniche di monitoraggio tradizionale e le tecniche PSInSARTM e SqueeSARTM per lo studio dei fenomeni franosi in Piemonte (Italy): il caso studio di Sampeyre (CN)

SEZIONE GEOLOGICA

Allegato n°4

Anno 2014

Tutor: Ch.ma Prof.ssa Paola Romano
 Dottorando: Dott.ssa Sara Di Priolo
 Co-Tutor: Dott. Michele Morelli (Arpa Piemonte)
 Co-Tutor: Dott. Luca Lanteri (Arpa Piemonte)

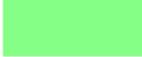
Legenda

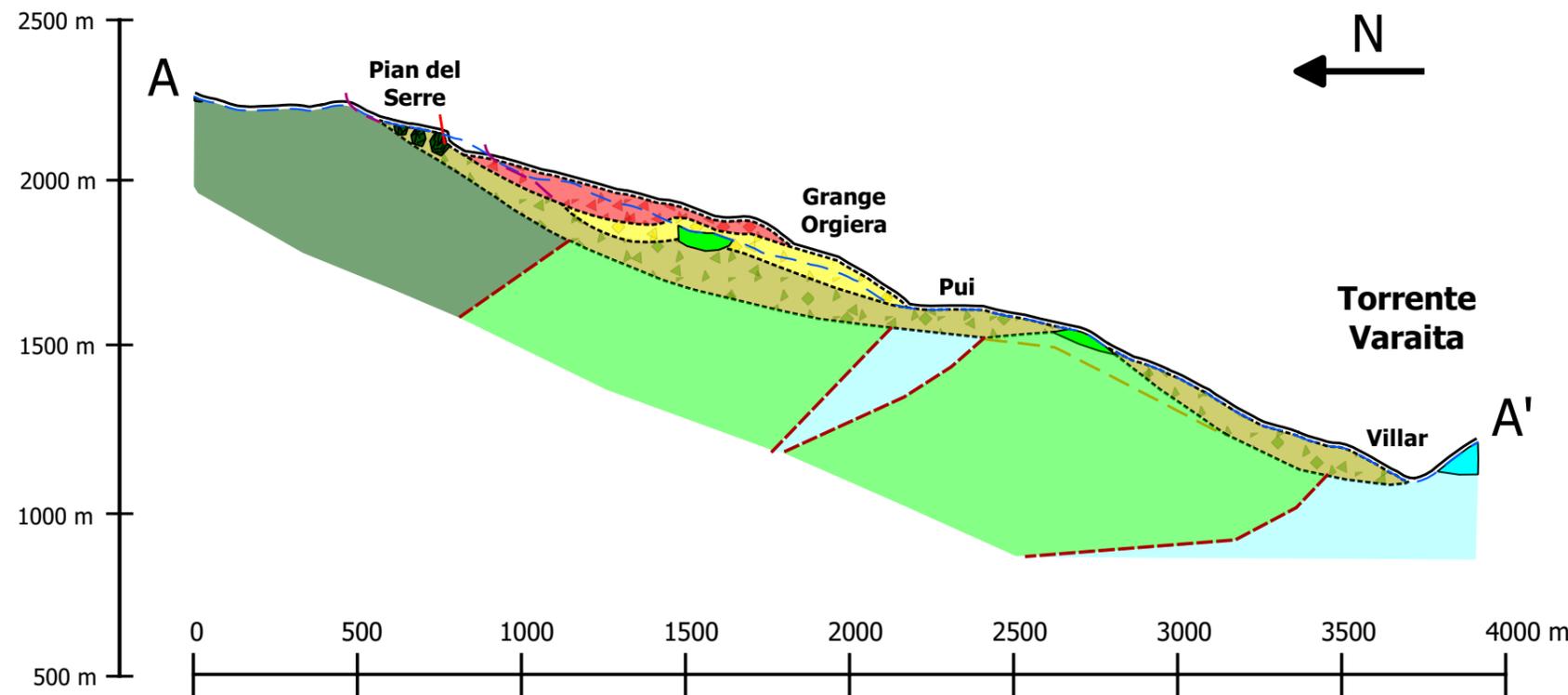
- Ricostruzione profilo attuale
- - - Profilo topografico estrapolato da DTM 10x10m
- Scarpata principale della frana di Sampeyre
- - - Vecchie superfici di rottura erose e/o obliterate
- Contorno dei corpi di frana
- - - Ipotesi di superficie di scorrimento (per i settori contigui privi di affioramenti)

Depositi di frana

-  Frana delle Grange Orgiera
-  Frana di Pui
-  Frana di Villar

Litologie del substrato

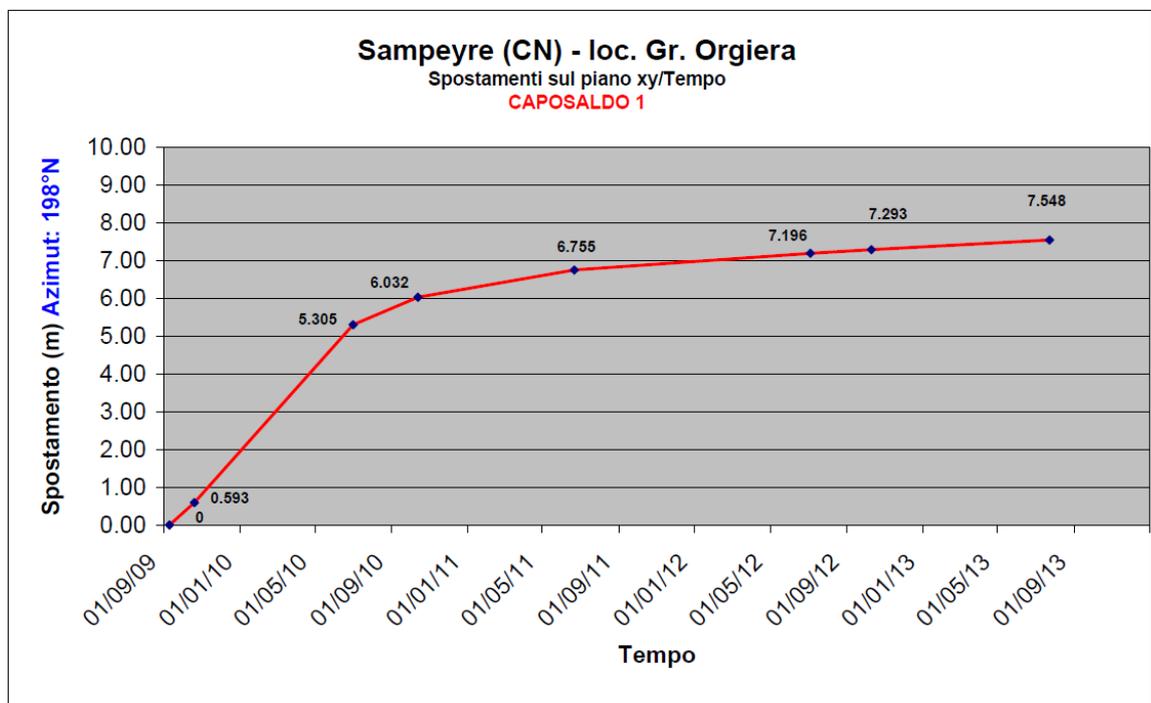
-  Prasiniti
-  Serpentiniti
-  Calcescisti
-  Affioramento prasiniti
-  Affioramento serpentiniti
-  Affioramento di calcescisti
- - - Lineamenti da bibliografia
- Fratturazione superficiale esemplificativa



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

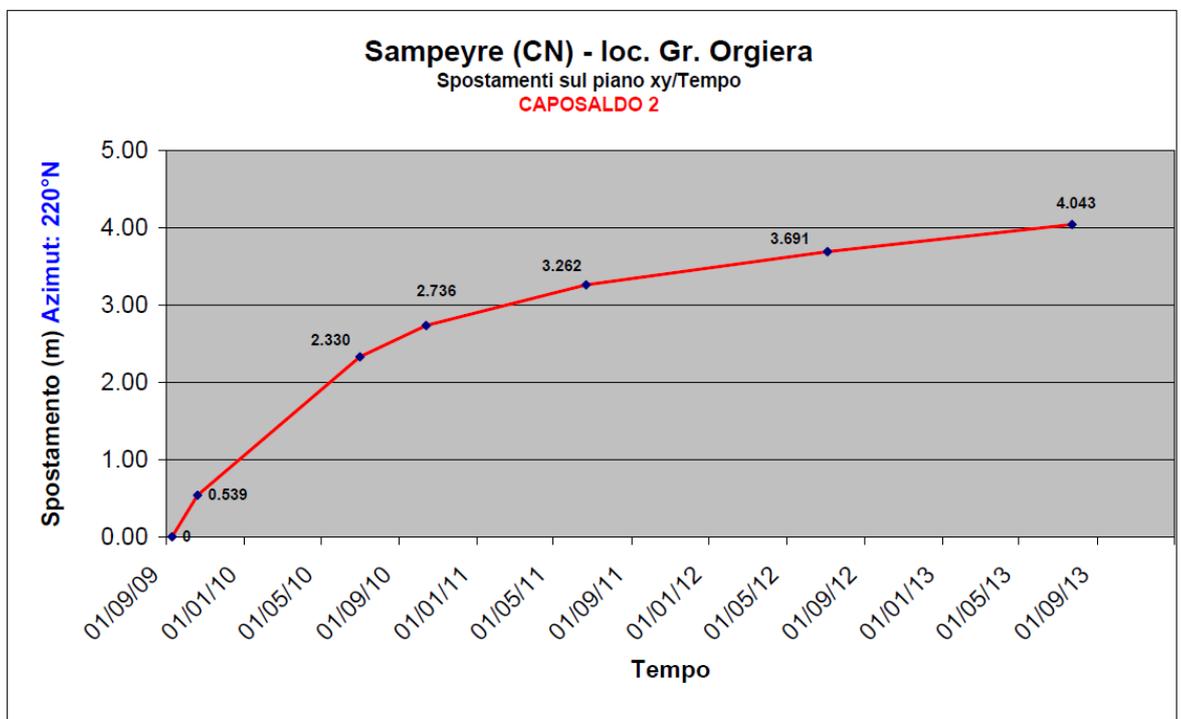
Caposaldo GPS N°1



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

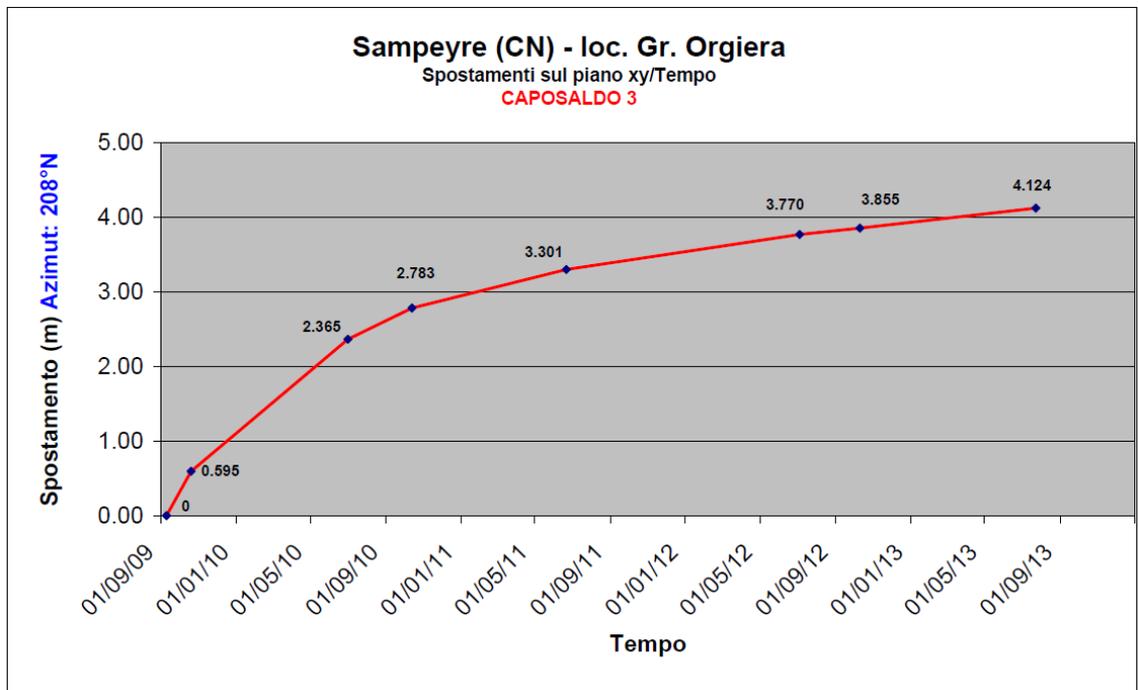
Caposaldo GPS N°2



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

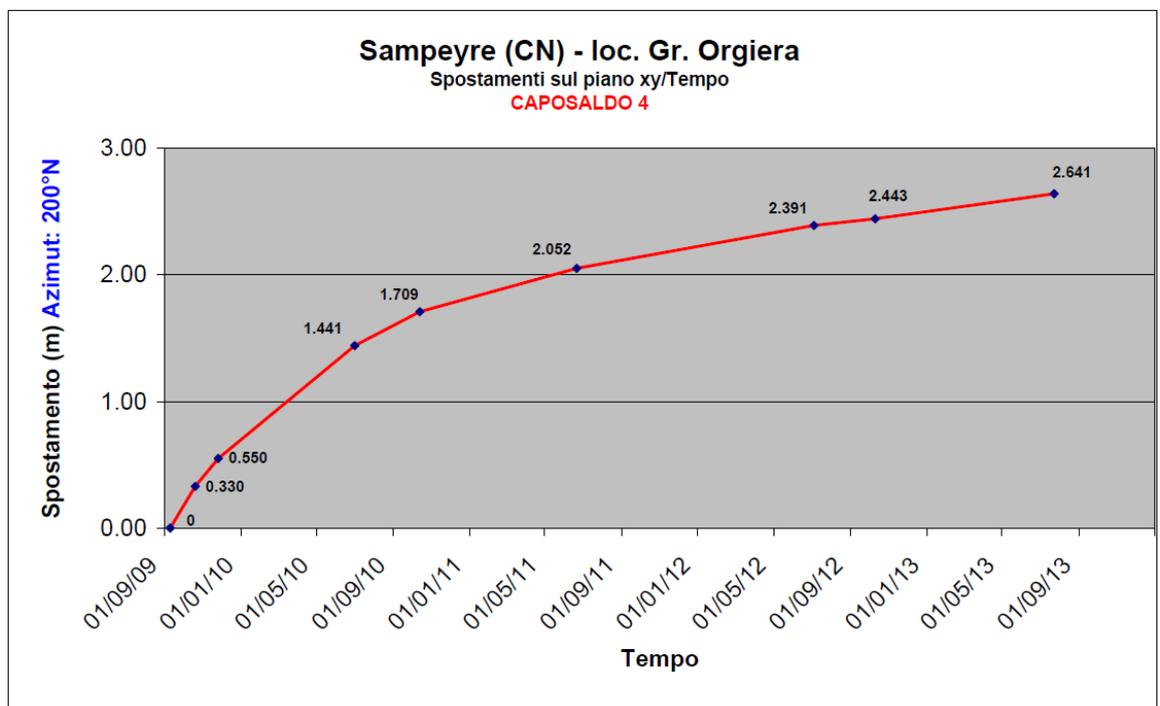
Caposaldo GPS N°3



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

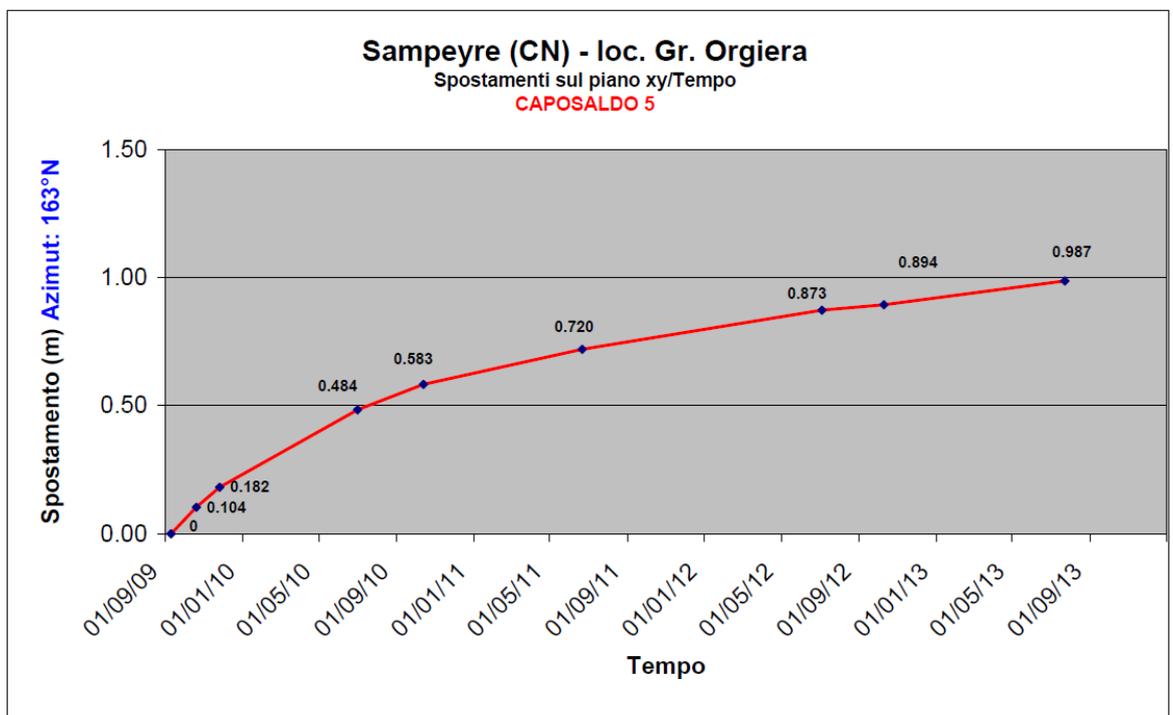
Caposaldo GPS N°4



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

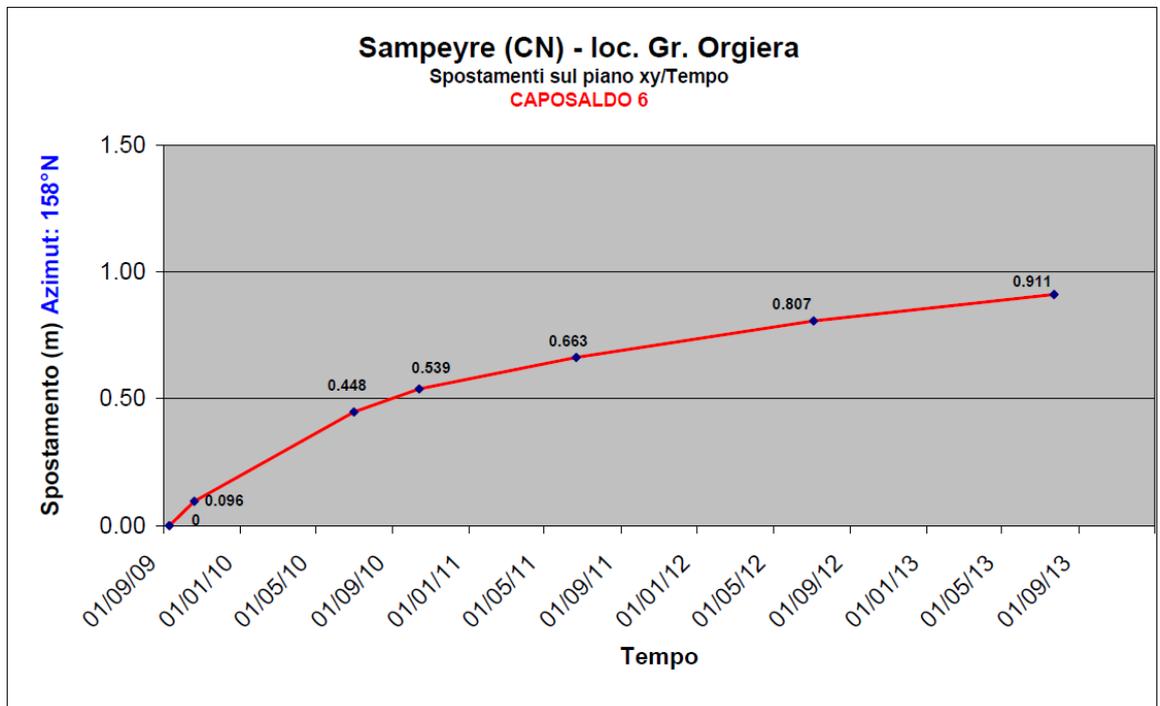
Caposaldo GPS N°5



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

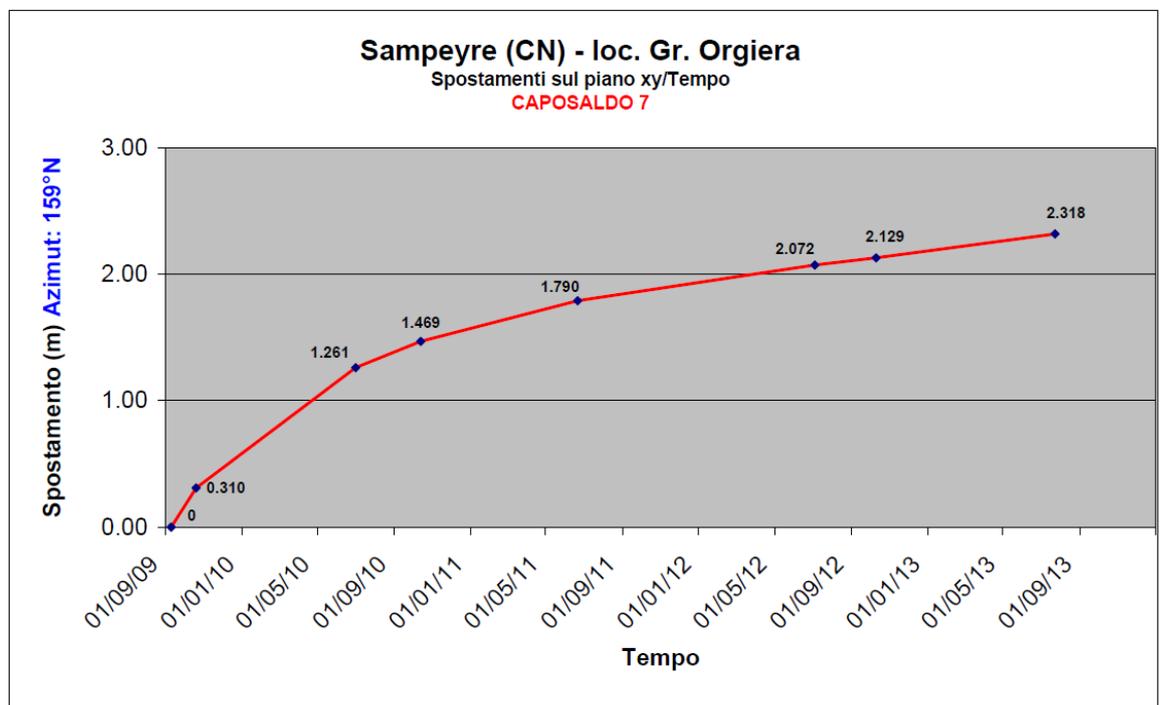
Caposaldo GPS N°6



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

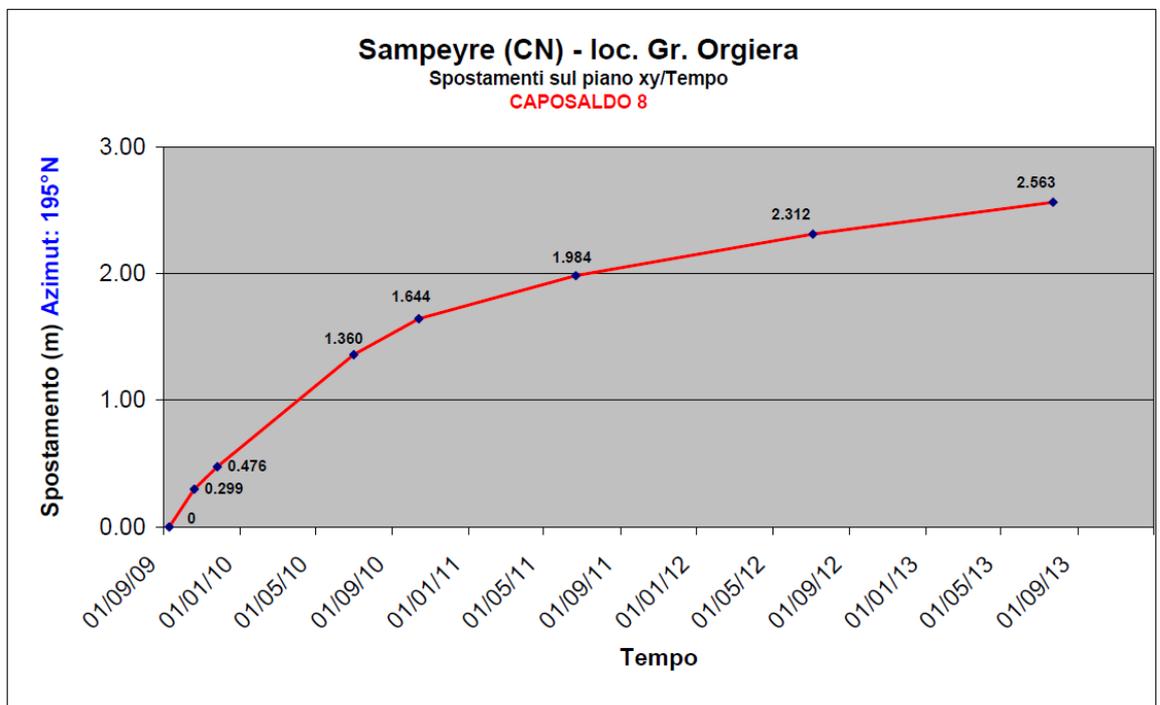
Caposaldo GPS N°7



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

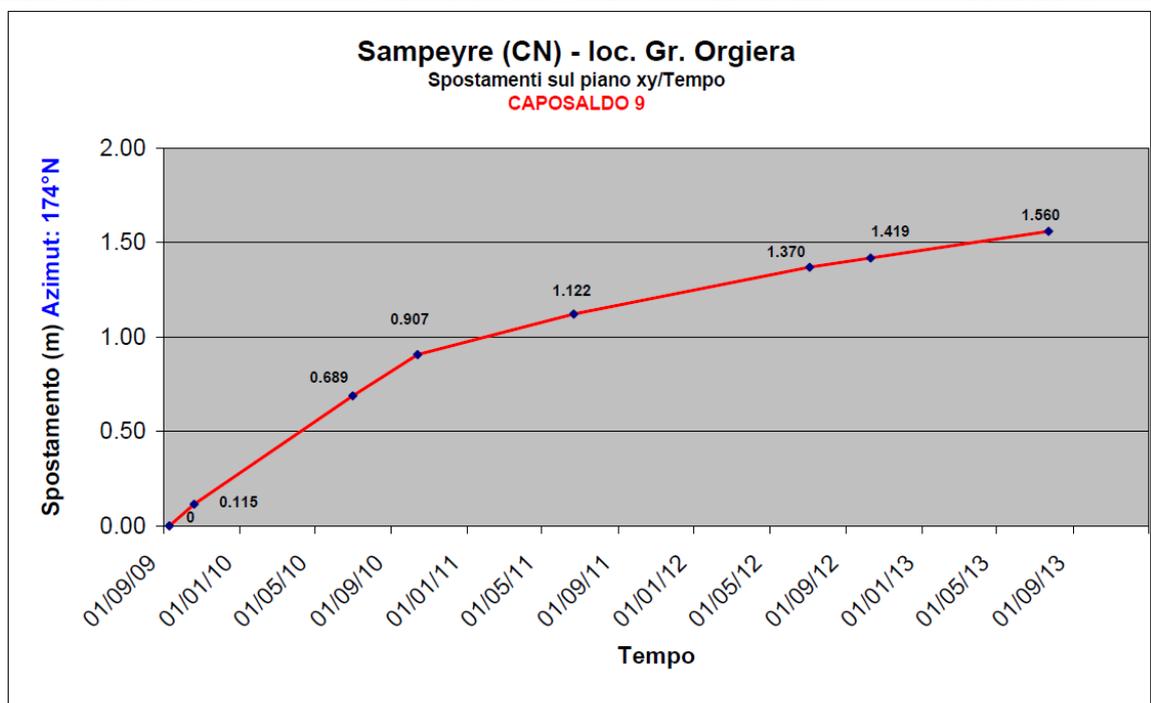
Caposaldo GPS N°8



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

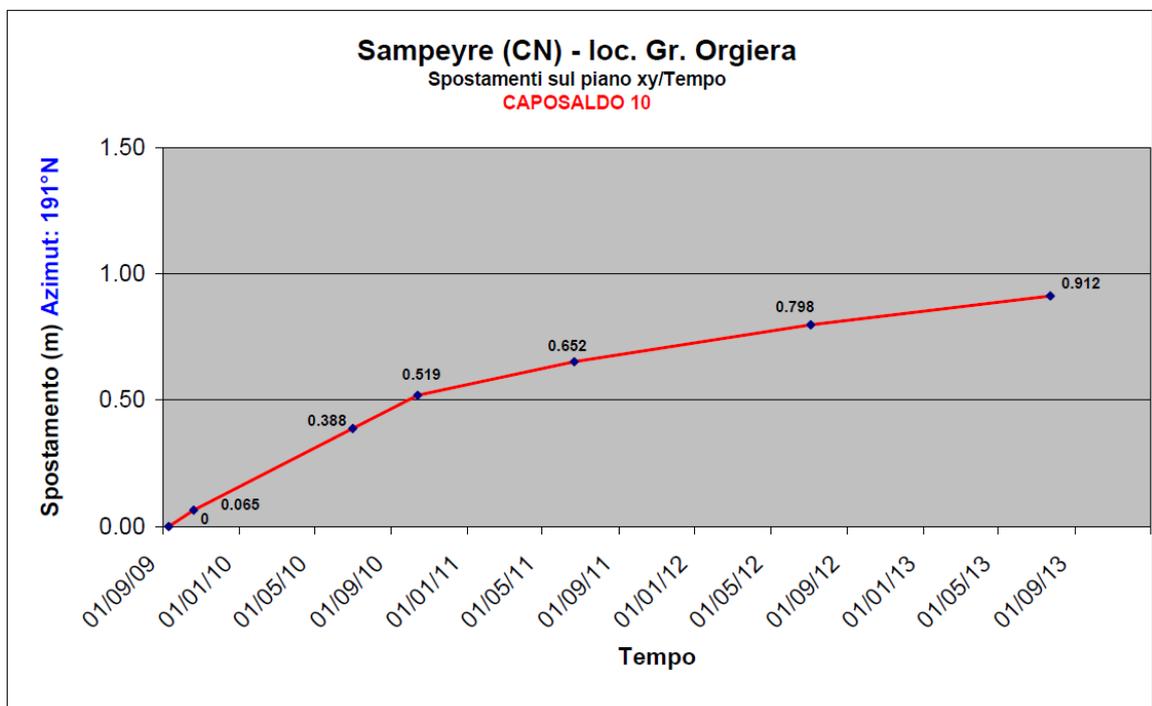
Caposaldo GPS N°9



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

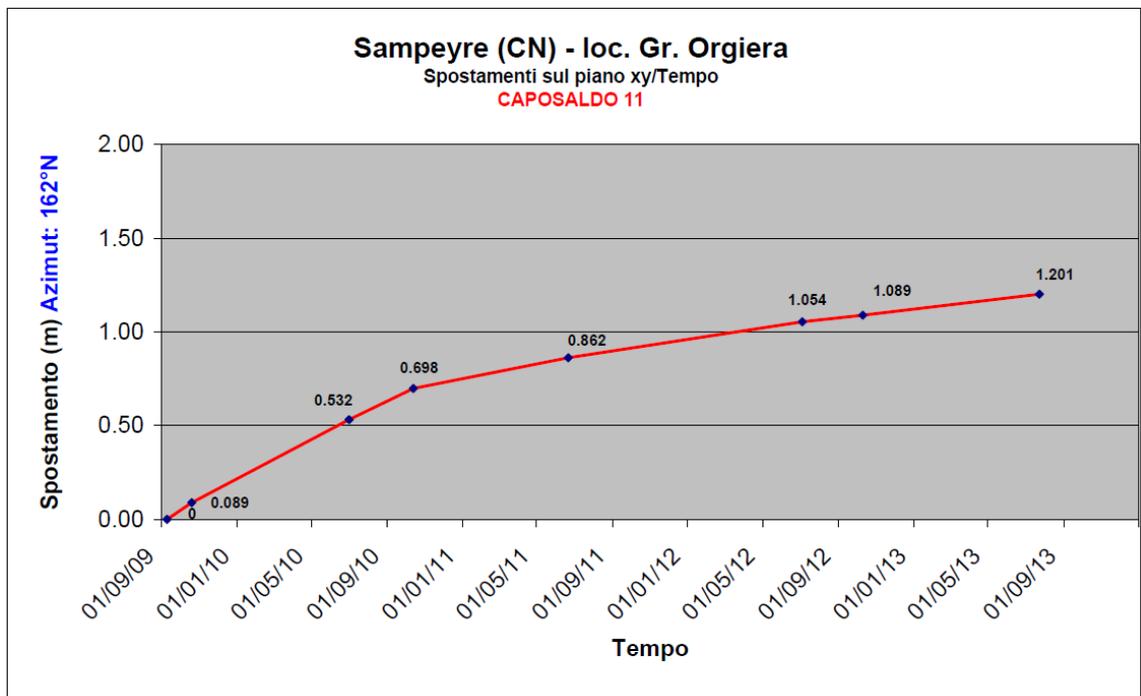
Caposaldo GPS N°10



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

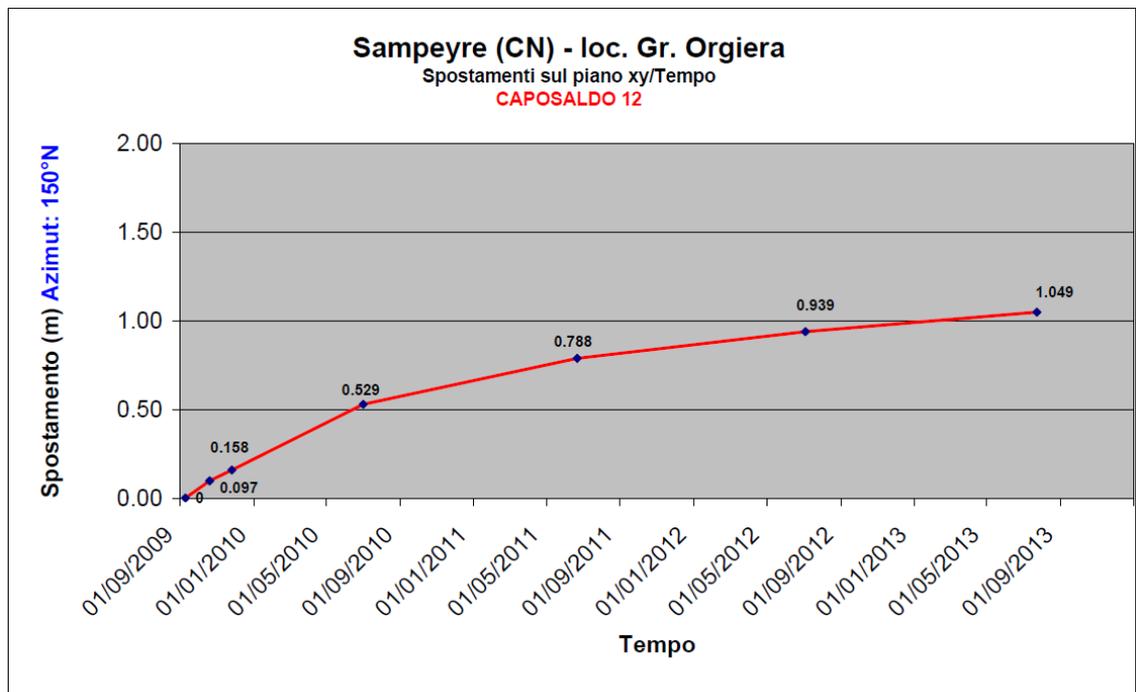
Caposaldo GPS N°11



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

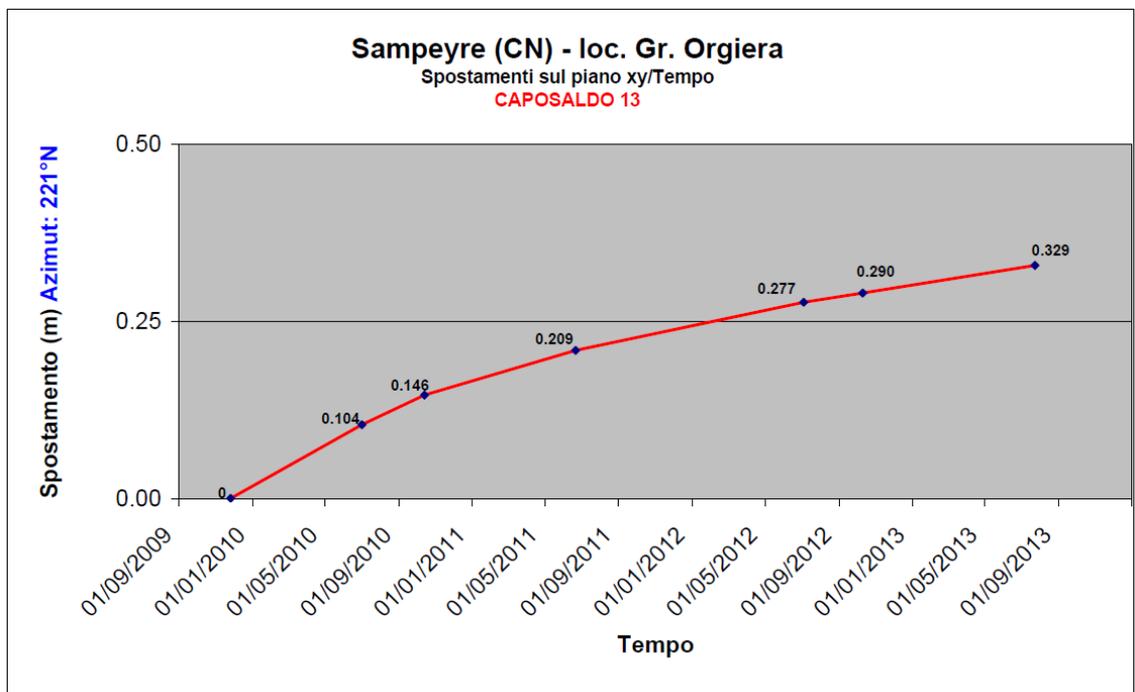
Caposaldo GPS N°12



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

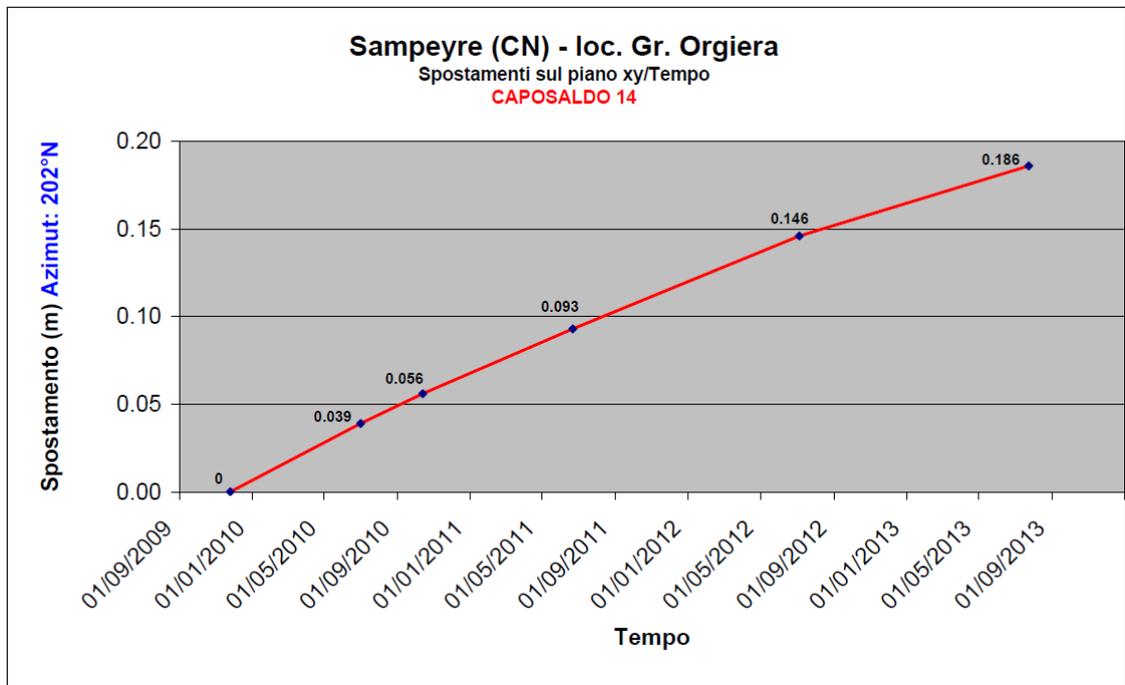
Caposaldo GPS N°13



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

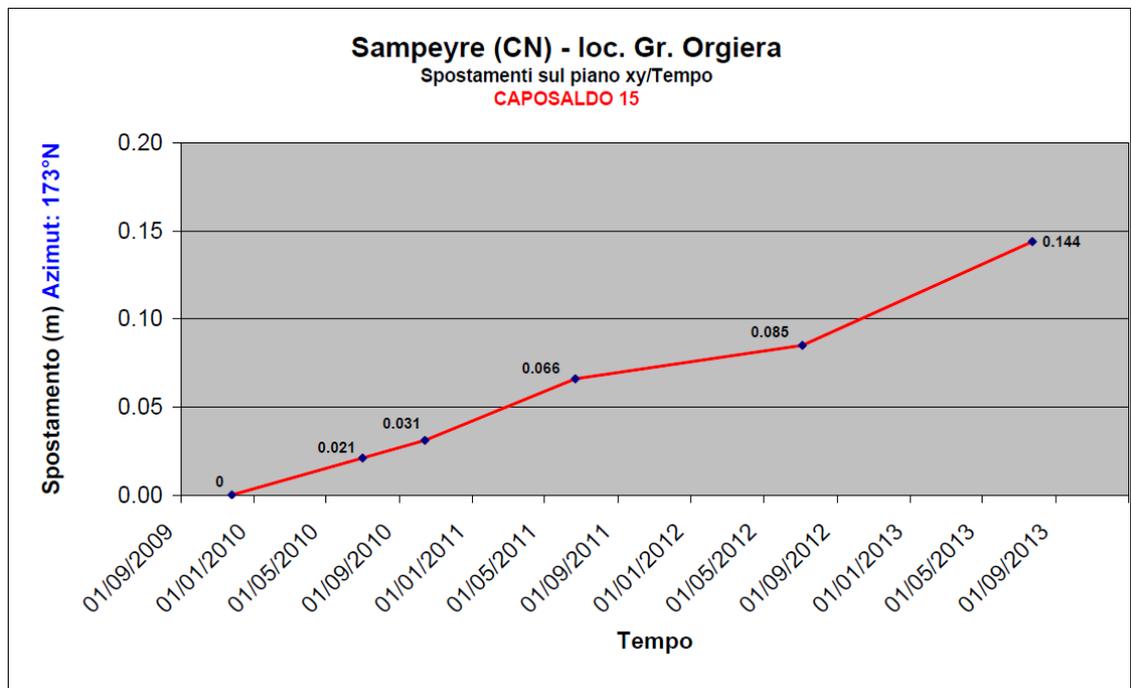
Caposaldo GPS N°14



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

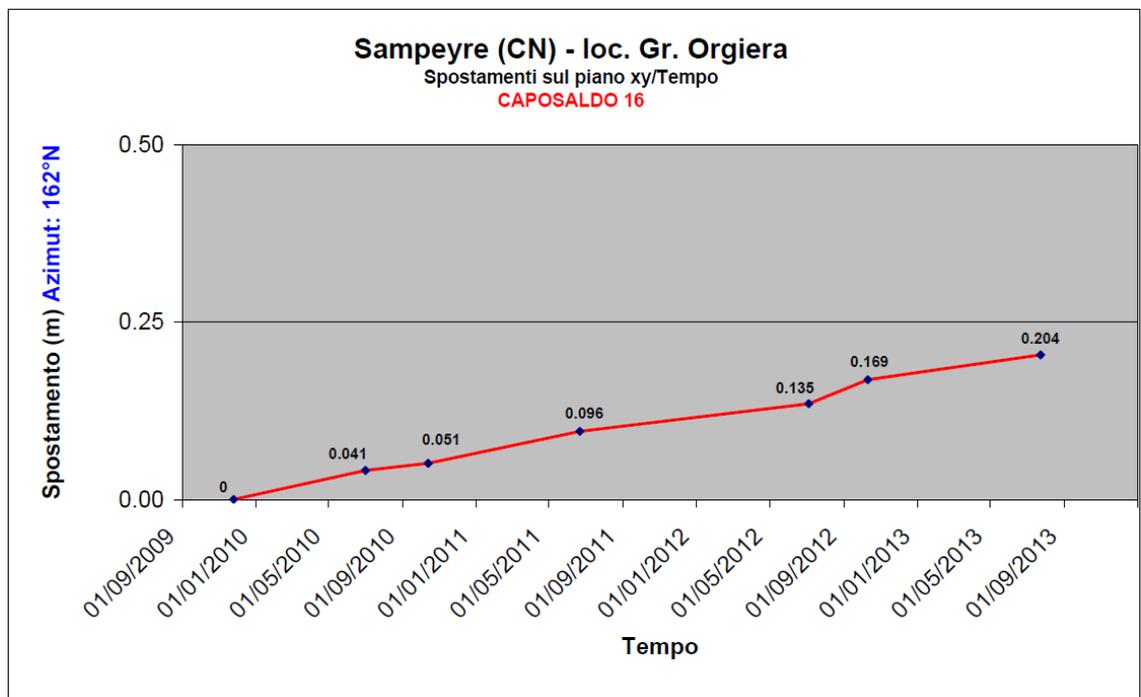
Caposaldo GPS N°15



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

Caposaldo GPS N°16



Frana di Sampeyre (CN)

Dalla banca dati della rete di monitoraggio REFCOMF di Arpa Piemonte, si riportano un'immagine rappresentativa dell'ubicazione ed il grafico spostamento-tempo (dall'origine delle misure ad oggi) dello strumento:

Base distanziometrica

