

## **Test di coregistrazione di immagini radar per la stima del campo di velocità superficiali del ghiacciaio David-Drygalski (Antartide)**

Andrea Lugli, Luca Vittuari

DICAM - Università di Bologna, Viale Risorgimento 2, 40136 Bologna, Italia  
E-mail [alugli1977@alice.it](mailto:alugli1977@alice.it), [luca.vittuari@unibo.it](mailto:luca.vittuari@unibo.it)

### **Riassunto**

Il lavoro descrive l'impiego di immagini satellitari radar (ERS 1-2 e le recenti acquisizioni tramite COSMO Sky-Med), acquisite rispettivamente negli anni 1996 e 2009, al fine della determinazione del campo superficiale di velocità di una porzione di uno degli ice-stream più importanti dell'Antartide orientale: il David Drygalski. Nel lavoro sono illustrate le tecniche di analisi e di correlazione delle immagini radar utilizzate per la stima del campo di velocità. Lo scopo del lavoro è quello di individuare una possibile procedura di monitoraggio della dinamica degli *ice-streams*, quali possibili evidenze di cambiamenti climatici.

### **Abstract**

The paper describes the use of satellite radar images (ERS 1-2 and the very recent COSMO Sky-Med), acquired respectively in the years 1996 and 2009, for the determination of the ice surface velocity field of a portion of one of the major ice-streams of East Antarctica: the David Glacier and the Drygalski ice tongue. The paper illustrates both the analysis used for the correlation of radar images, both the ice surface velocity field obtained. One of the targets of this work is to identify a procedure for monitoring the dynamics of Antarctic ice-streams, in order to individuate possible evidences of climate change.

### **Studio del campo di velocità superficiale del Ghiacciaio David-Drygalski**

Le applicazioni del telerilevamento allo studio delle aree remote, quali quelle antartiche, sono molto importanti perché consentono di raccogliere informazioni proprio in quelle aree difficilmente raggiungibili a causa ad esempio di ostiche condizioni ambientali, o di onerose necessità logistiche per lo spostamento e la permanenza nei luoghi. Spesso queste tecniche possono estendere il valore di osservazioni puntuali eseguite al suolo su aree più ampie, consentendo una dettagliata descrizione di un fenomeno, quale ad esempio lo studio della cinematica superficiale di corpi glaciali (Frezzotti et al., 1998). La tecnica interferometrica *Synthetic Aperture Radar* (SAR) da satellite consente sia la generazione di DEM, che di mappe di deformazione della superficie del suolo e negli anni si è dimostrata una tecnica in grado di raccogliere accurate descrizioni metriche di campi di velocità superficiali anche di corpi glaciali. Lungo la *Scott Coast* posta nella Terra Vittoria (Antartide) confluiscono diversi ghiacciai: *David*, *Reeves*, *Priestley* e *Mawson* che drenano il versante orientale di *Dome C* e il meridionale di *Talos Dome*, avente una superficie di drenaggio di circa 235.000 km<sup>2</sup> (Frezzotti et al., 2000) (figura 1). Il *David Glacier* è il più importante ghiacciaio di sbocco (*outlet glacier*) della Terra Vittoria e termina con la lingua di ghiaccio galleggiante sul mare chiamata *Drygalski Ice Tongue*. Il ghiacciaio presenta una cinematica (velocità di scorrimento superficiale) differenziale, più veloce al centro rispetto ai lati, con accelerazioni in corrispondenza delle convergenze con i flussi laterali e delle rotture di pendenza, con velocità massime misurate mediante rilievi GPS geodetici di oltre 700 m/anno nella parte terminale della lingua glaciale.

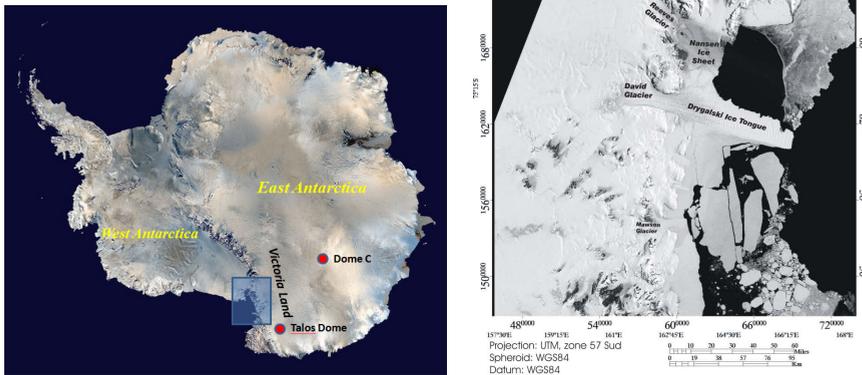


Figura 1 –Key-map nella quale sono riportate le posizioni delle sommità dei duomi Talos Dome e Dome C (immagine a sinistra). Porzione della Terra Vittoria settentrionale dove si trova il ghiacciaio David e la sua lingua galleggiante Drygalski (immagine a destra).

### Il dataset utilizzato

Si sono processate una coppia COSMO–SkyMed (CSK) Stripmap e una coppia ERS. Le scene CSK sono state rese disponibili dall’Agenzia Spaziale Italiana dietro la presentazione di una proposta di ricerca (project id 2283) in risposta ad un bando pubblicato nel 2007 (*Announcement of Opportunity: Demonstration of the COSMO Sky-Med Capabilities and Exploitation for Science and Civilian Applications* ) mentre quelle ERS dall’Agenzia Spaziale Europea tramite un progetto Category-1 (project id 5410), avviato nel 2007.

Tabella1 – principali caratteristiche delle scene costituenti il dataset processato, i valori riportati sono approssimati, si noti il diverso intervallo temporale tra le acquisizioni nelle due coppie: 1 giorno per ERS (modalità di acquisizione Tandem), 8 giorni per CSK.

sensore	angolo d’incidenza a centro scena [°]	pixel spacing slant range [m]	pixel spacing ground range [m]	pixel spacing azimuth [m]	master	slave	Lunghezza d’onda [cm]
ERS	23.35	7.9	19.9	4.04	09-04-1996	10-04-1996	5.66 (banda C)
CSK	35.65	1.25	2.14	2.3	17-09-2009	25-09-2009	3.1 (banda X)

### Algoritmi di co-registrazione

Un interferogramma consiste nella mappa delle differenze di fase tra due scene SAR, convenzionalmente dette master e slave. Analiticamente l’interferogramma corrisponde ad un prodotto hermitiano calcolato pixel per pixel: per ottenere prodotti interferometrici attendibili è necessario coregistrare la scena slave rispetto alla master portandola nella stessa geometria d’acquisizione con una precisione di almeno 1/8 di pixel (Werner et al., 2005). Negli anni sono stati pubblicati diversi algoritmi di coregistrazione, quello utilizzato nel processamento del dataset in oggetto prevede tre successivi passi di coregistrazione:

-Una prima coregistrazione avviene considerando i parametri orbitali delle scene. In particolare gli *offset* in *slant range* sono determinati dal *baseline* mentre quelli in *azimut* dalle variazioni che questo presenta lungo l’orbita. I parametri orbitali associati alle scene solitamente non sono sufficientemente

precisi da consentire una determinazione corretta del *baseline*, in particolare delle sue variazioni in azimut, e sarebbe quindi opportuna una stima rispetto a punti di riferimento stabili (Strozzi et al., 2002). Nel processing effettuato non si è comunque operata nessuna stima del *baseline*.

-Una seconda coregistrazione è detta *intensity tracking* e considera il dato d'intensità delle scene, effettuando una cross-correlazione con finestre di ricerca le cui dimensioni possono essere adattate alle caratteristiche della coppia. Sia per spingere l'accuratezza a livello di frazioni di pixel che per evitare *aliasing* nel risultato della cross-correlazione, si effettua un sovra-campionamento di entrambe le scene, utilizzando di norma un fattore due. La buona riuscita dipende sostanzialmente dalla presenza di elementi morfologici che, alla scala considerata, si presentino come quasi identici in entrambe le scene.

-Una terza modalità di coregistrazione, detta *coherence tracking*, considera invece la coerenza delle scene, cioè il coefficiente di cross-correlazione complesso delle due scene SAR.

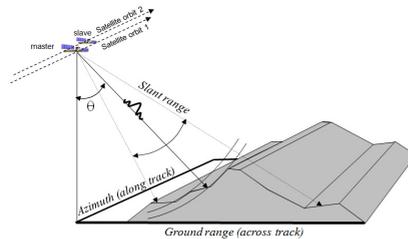


Fig. 3 – Geometria di un'acquisizione interferometrica along track (scene acquisite lungo la stessa traiettoria in istanti diversi). Le dimensioni caratteristiche della scena SAR sono azimut e slant range, con  $\theta$  è indicato l'angolo di vista che, nel caso si assuma come superficie di riferimento un piano, è possibile considerare coincidente all'angolo d'incidenza. Le due traiettorie presentano una separazione orbitale, detto *baseline*.

La coerenza si calcola solitamente rispetto ad un intorno di 20 pixel e rappresenta un indice della bontà della fase interferometrica. Sostanzialmente la coerenza indica quanto la scena slave è radiometricamente diversa dalla master e quindi diminuisce all'aumentare della separazione temporale delle due acquisizioni e nella criosfera in corrispondenza della stagione del disgelo. Il procedimento consiste nell'effettuare la cross-correlazione sul dato complesso, massimizzando la coerenza presentata da piccoli interferogrammi calcolati sulle singole finestre di coregistrazione. Quest'ultima modalità di coregistrazione consente una precisione nella stima degli *offset* fino ad 1/20 di pixel. La coregistrazione con le orbite è propedeutica a quella con le ampiezze, questa lo è a sua volta per quella che considera la coerenza. Nel caso il movimento del ghiacciaio sia notevole (sia per via di una cinematica veloce che per l'intervallo temporale tra le acquisizioni) la coregistrazione con le ampiezze trova buoni coefficienti di cross-correlazione solo sui punti stabili rappresentati dagli affioramenti rocciosi. Questi problemi di coregistrazione con le ampiezze comportano spesso una bassissima coerenza sulla lingua glaciale, al punto da impedirne la coregistrazione rispetto alla coerenza. In realtà invece il flusso del ghiacciaio può essere considerato sostanzialmente analogo ad una traslazione rigida e quindi, dimensionando le finestre in modo che riescano a ricomprenderne il movimento atteso, è comunque possibile ottenere una buona coerenza. Per questo motivo della coppia CSK non è stato processato l'intero frame ma solo un campione corrispondente ad una porzione della lingua glaciale. La precisione nella stima dei movimenti dagli *offset* dipende sia dal passo di campionamento in geometria *single look complex* (slc) delle scene, che dal metodo di coregistrazione utilizzato. L'errore nella determinazione degli *offset* in *slant range* è stato contenuto effettuando la coregistrazione con l'ausilio di un DEM (Huanyin et al. 2004). Per la natura intrinsecamente monodimensionale dell'acquisizione SAR l'interferometria è in grado di misurare solo la componente di movimento osservabile in *slant range*, cioè lungo la congiungente sensore bersaglio. Non è possibile misurare la componente di movimento lungo l'azimut se non considerando più coppie acquisite con geometrie differenti e tra loro complementari. Le tecniche di *tracking* consentono sia di determinare la componente di movimento in azimut, che di verificare l'entità di quella in *range* anche se con precisione inferiore a quella ottenibile per via interferometrica.

### Stima del campo di velocità superficiale per via interferometrica

La coppia ERS, grazie ad una separazione temporale tra le due acquisizioni di un solo giorno e anche per la maggiore lunghezza d'onda (corrispondente ad una maggiore capacità di penetrazione), presenta una buona coerenza che consente uno srotolamento continuo della fase e quindi la possibilità di convertire quest'ultima in informazione metrica. La coppia processata presenta un baseline corto (circa 13 m), che permette uno spianamento efficace anche con un DEM altimetricamente non molto accurato. La fase dell'interferogramma spianato risulta quindi essere espressione del solo movimento intercorso tra le due acquisizioni oltre che di eventuale componente atmosferica che qui però si è trascurata. La calibrazione della fase è avvenuta rispetto a più punti GPS presenti lungo l'intera lingua, la mappa di velocità che si ottenuta è rappresentata in figura 3b. Il confronto tra il dato di velocità interferometrico e quello desunto dai punti GPS corrispondenti (diversi da quelli utilizzati per la calibrazione della fase) evidenzia un buon accordo tra le due tecniche.

*Tabella 2 – Confronto tra le velocità desunte dal GPS (Frezzotti et al., 1998) con quelle ottenute per via interferometrica. Le coordinate sono espresse in proiezione stereografica polare, gli angoli in gradi, le velocità in m/giorno.*

Punto GPS	Est	Nord	Azimut	Velocità orizzontale	Velocità InSAR
Drv1	467191.0522	-1525495.3991	103	1.865	1.808
Da2	491227.1445	-1521659.2760	101	1.516	1.302
Drv8	431774.4356	-1528711.2274	104	1.957	1.969

### Stima del campo di velocità superficiale utilizzando gli *offset* di coregistrazione

La coppia CSK presenta soluzioni di continuità nella coerenza tali da impedire uno srotolamento della fase interferometrica che consenta la generazione di una mappa di spostamento e quindi una stima delle velocità è possibile solo considerando gli *offset* di coregistrazione.

Gli *offset* di coregistrazione sono espressione sia della diversa geometria d'acquisizione tra le due scene, che di un eventuale movimento intercorso tra le due acquisizioni (oltre che di altri effetti in prima istanza considerati trascurabili). Per isolare la componente di movimento è necessario sottrarre la componente orbitale dagli *offset* totali, calcolati ad esempio con la cross-correlazione del dato d'intensità o ancor meglio considerandone anche la coerenza. Per esprimere questi *offset* "residuali" (d'ora in avanti per comodità semplicemente *offset*), calcolati per i pixel delle immagini slc, in termini metrici è necessario moltiplicarli per le rispettive dimensioni del pixel nelle direzioni di azimut e *slant range*. La riproiezione in *ground range* dell'*offset* calcolato in *slant range* avviene dividendolo per il seno dell'angolo d'incidenza.

L'angolo d'incidenza è minimo in *near range* e massimo in *far range*: ricavati i due valori estremi si è tenuto conto di questa variabilità implementando una funzione lineare dipendente dalla coordinata *range*. Assumendo che la direzione del vettore spostamento sia tangente alla superficie topografica, l'angolo d'inclinazione  $\gamma$  sostanzialmente corrisponde alla pendenza locale ed è quindi stimabile attraverso la conoscenza di un DEM, sufficientemente accurato sia altimetricamente che planimetricamente. Nello specifico si è utilizzato un DEM interferometrico precedentemente generato (Lugli, 2010). In questo senso si è inoltre calcolata anche la differenza tra le altezze di marea all'epoca delle due acquisizioni, stimata rispetto ad un modello di marea (Capra et al., 1999). La significatività dei dislivelli determinati dalle differenti altezze di marea è data dalla pendenza calcolata rispetto al movimento del ghiacciaio nel corrispondente intervallo temporale, stimabile dalle misure GPS. Per la coppia CSK si osserva un dislivello di marea di poco più di 22 cm, corrispondente ad una pendenza di circa 1° che, per quanto piccola si è preferito comunque considerare. La velocità del ghiacciaio si può ottenere applicando il teorema di Pitagora, considerando come cateti gli *offset* in *ground range* e azimut.

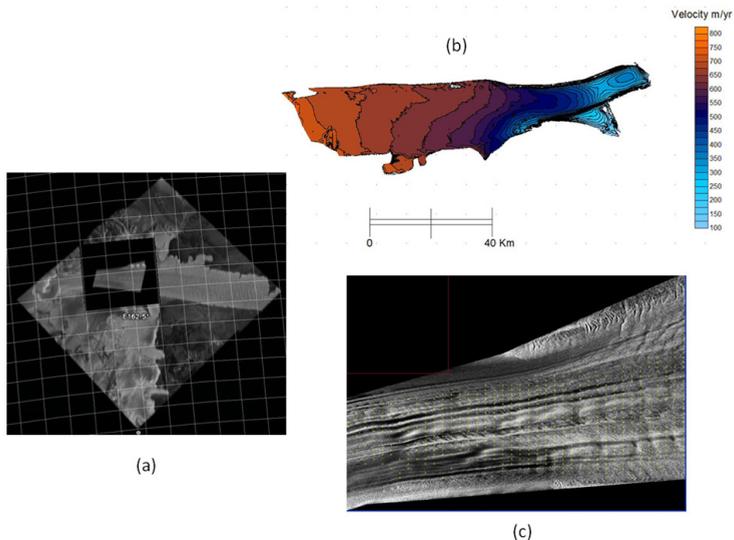


Fig. 4 – (a) Sovrapposizione di una immagine CSK su di una immagine ERS. (b) Mappa delle velocità superficiali di deflusso del ghiaccio ottenuta per via interferometrica da una coppia di immagini ERS. (c) Distribuzione dei punti nei quali si è stimata la velocità considerando invece gli offset di coregistrazione di una coppia di immagini CSK.

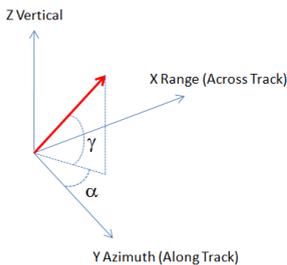


Fig. 5 – Schema del piano ground range-azimut sul quale si è proiettato il vettore movimento (in rosso).

La conversione è possibile considerando che, per un sensore che osservi lateralmente a destra, la direzione della dimensione *range* della scena rispetto al nord topografico (perpendicolare all'azimut e quindi all'*heading*, cioè alla direzione di avanzamento del satellite lungo l'orbita) è data dalla relazione:  $\alpha_h = 3 \frac{\pi}{2}$  (Hannsen, 2001) (si ricorda che per una conversione rigorosa sarebbe necessario considerare il sistema di riferimento ECR, *Earth Centred Rotating*, nel quale sono espresse le orbite). Prendendo a riferimento lo schema riportato in fig. 5 il movimento è calcolabile quindi come:

$$\text{displacement} = \frac{\text{ground range offset}}{\sin \alpha \cos \gamma}$$

I valori ottenuti considerando gli *offset* in *ground range* risultano in linea con il movimento atteso, al contrario di quelli in azimut. Si ha conferma della non trascurabilità degli errori di cui sono affetti gli *offset* in azimut, constatando che il valore dell'angolo che si ottiene come arcotangente dei due

Dato che gli *offset* in azimut spesso risultano affetti da errori anche notevoli per via di imprecisioni del *baseline* considerato al momento della coregistrazione è preferibile considerare solo quelli in *slant range* dividendoli per le funzioni trigonometriche dell'angolo che il vettore movimento forma nel piano radar (seno o coseno a seconda del verso rispetto al quale l'angolo è stato computato).

Nota l'*heading* della *track* a centro scena dai parametri orbitali e noto a priori l'azimut del ghiacciaio rispetto al nord dalle misure GPS, se ne è effettuata la riproiezione nel piano radar computandolo rispetto all'asse azimut.

*offset* è significativamente diverso rispetto a quello calcolato a posteriori. L'approccio utilizzato non è rigoroso in senso stretto in quanto considera una geometria d'acquisizione semplificata (per una trattazione più approfondita si veda ad esempio Liu et al, 2007).

*Tabella 3 – Verifica dei risultati effettuata in ambiente GIS mediante il confronto con l'unico punto GPS presente nel campione di frame CSK considerato (Da2) e con la mappa di velocità desunta per via interferometrica dalla coppia ERS in corrispondenza di ulteriori punti (es. in tabella Pt1 e Pt2).*

Punto	Azimuth [°]	Velocità orizzontale GPS [m/giorno]	Velocità tracking CSK [m/giorno]	Distanza punto GPS – centro finestra coregistrazione più vicino [m]	Velocità InSAR ERS [m/giorno]
Da2	101	1.516	1.30	116	1.31
Pt1			1.53		1.38
Pt2			1.48		1.65

### Conclusioni

L'utilizzo di coppie di immagini SAR si sta sempre più affermando come valido strumento per ottenere informazioni metriche su ampia scala anche in territori non facilmente accessibili. Considerando le differenti epoche di acquisizione (anche dal punto di vista delle condizioni di marea) e la precisione intrinseca delle diverse tecniche è possibile affermare che la velocità stimata dagli *offset* di coregistrazione è in buon accordo con quella GPS e con quella ottenuta per via interferometrica.

### Bibliografia

- Capra A., Gandolfi S., Vittuari L., Lusetti C., Stocchino C. (1999). "Kinematic GPS for the study of tidal undulation of floating ice tongue". *Bollettino di geodesia e scienze affini*, 58 (2).
- Frezzotti M., Capra A., Vittuari L. (1998). "Comparison between glacier ice velocities inferred from GPS and sequential satellite images." *Annals of Glaciology*, 5, 54-60.
- Frezzotti M., Tabacco I., Zirizzotti A. (2000). "Ice discharge of eastern Dome C drainage area, Antarctica, determined from airborne radar survey and satellite image analysis." *J. of Glaciology*, 46 (153), 253-273.
- Hanssen R. (2001). *Radar interferometry. Data interpretation and error analysis*. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands.
- Houghton J. T., Callander B., Varney S. K. (1992). "The 1992 IPCC supplement: scientific assessment". In: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Huanyin Y., Hanssen R., Kianicka J., Marinkovic P., van Leijen F., Ketelaar G. (2004). "Sensitivity of topography on InSAR data coregistration". *Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium*, Salzburg, Austria, 6-10 September 2004.
- Liu H., Zhao Z., Jezek C. (2007). "Synergistic fusion of interferometric and speckle-tracking methods for deriving surface velocity from interferometric SAR data". *IEEE Transactions on geosciences and remote sensing*, 4 (1).
- Lucchitta B. K., Mullins K. F., Allison A. L., Ferrigno J. C. (1993). "Antarctic glacier tongue velocities from Landsat images: first results". *Annals of Glaciology*, 17, 356-366.
- Lugli A. (2010) *Interferometria SAR per lo studio dei movimenti e generazione di Modelli Digitali del Terreno in Antartide*, Tesi di Dottorato, XXII ciclo.
- Strozzi T., Luckman A., Murray T., Wegmüller U., Werner C. (2002) "Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures". *IEEE Transactions on geosciences and remote sensing*, 40 (11).
- Werner C., Wegmüller U., Strozzi T., Wiesmann A. (2005) "Precision estimation of local offsets between pairs of SAR SLCs and detected SAR images". *IEEE Transactions on geosciences and remote sensing*.