

مروری بر روش‌های بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی سطح زمین با استفاده از مشاهدات حاصل از تداخل‌سنجی راداری (InSAR) با تأکید بر دقت هر کدام از این روش‌ها

سید ساسان بابایی^{۱*}، مسعود مشهدی حسینعلی^۲، سمیع سمیعی اصفهانی^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئودزی - دانشکده مهندسی نقشه‌برداری - دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی
s.sasan_babae@email.kntu.ac.ir

^۲ دانشیار دانشکده مهندسی نقشه‌برداری - دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی
hossainali@kntu.ac.ir

^۳ استادیار دانشکده مهندسی نقشه‌برداری - پردیس دانشکده‌های فنی - دانشگاه تهران
s.samieiesfahany@ut.ac.ir

(تاریخ دریافت تیر ۱۳۹۸، تاریخ تصویب اسفند ۱۳۹۸)

چکیده

فناوری تداخل‌سنجی راداری ابزاری کارا را برای اندازه‌گیری کمی تغییر شکل زمین، تحت تأثیر عوامل طبیعی (زلزله، فرونشست، رانش) و انسانی (احداث سازه‌ها، حفاری، برداشت بی‌رویه از سفره‌های آب زیرزمینی) فراهم می‌کند. در همین چارچوب، آنالیز سری زمانی تصاویر راداری امکان پایش تغییر شکل‌های بلندمدت و آنالیز پدیده‌های ژئودینامیکی را مهیا می‌کند. با این وجود تکنیک تداخل‌سنجی راداری فقط قادر به اندازه‌گیری جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره است و تنها یک مشاهده تداخل‌سنجی قادر به استخراج میدان سه‌بعدی جابه‌جایی نیست که این خود باعث محدود کردن ظرفیت بالقوه این تکنیک در مطالعه بسیاری از پدیده‌های تکتونیکی که نیازمند درک جامعی از مؤلفه‌های جابه‌جایی سه‌بعدی‌شان است، می‌شود. هدف از این مقاله، مروری جامع بر روش‌های اصلی بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی سطح زمین با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری، پیشرفت‌های اخیر در این زمینه و مزیت و معایب هر یک از این روش‌ها می‌باشد.

واژگان کلیدی: تداخل‌سنجی راداری، جابه‌جایی افقی و قائم، جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره، مؤلفه‌های سه‌بعدی جابه‌جایی

* نویسنده رابط

۱- مقدمه

بررسی و پایش میدان جابه‌جایی ناشی از تغییرشکل سطح زمین، از پژوهش‌های مهم و کاربردی در مباحث گوناگون زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی است که در پیشگیری و رفتارشناسی سوانح طبیعی از قبیل زلزله، فرونشست، زمین‌لغزش و مانند آن نقش بسزایی دارد. در این میان می‌توان به روش‌های گوناگونی برای اندازه‌گیری‌های ژئودتیکی و پایش تغییرشکل، نظیر ترازبایی دقیق، سامانه‌های تعیین موقعیت مکانی و فناوری تداخل‌سنجی راداری اشاره کرد [۱-۴]. از میان روش‌های فوق، فناوری تداخل‌سنجی راداری^۱ با برخورداری از پوشش زمینی وسیع و پیوسته، قدرت تفکیک زمانی و مکانی زیاد و نیز دقت بالا اندازه‌گیری به یکی از روش‌های مهم و قابل‌توجه تبدیل شده است [۵-۷].

اگرچه فناوری تداخل‌سنجی راداری کاربرد ویژه‌ای را در پایش تغییرشکل زمین پیدا کرده است، با این‌وجود این تکنیک هنوز با محدودیت‌هایی همچون؛ وجود ابهام فاز و نیاز به اطلاعات اولیه در مورد جابه‌جایی به منظور رفع ابهام در فاز، ناهمبستگی زمانی و مکانی و اندازه‌گیری تصویر جابه‌جایی واقعی بر روی خط دید ماهواره^۲ (به خاطر هندسه جانبی تصویربرداری ماهواره‌های راداری) روبرو است. این فناوری با وجود ناهمبستگی‌های زمانی و مکانی از لحاظ تئوری قادر است تغییرات سطح زمین را با دقتی در حدود سانتی‌متر یا حتی میلی‌متر اندازه‌گیری کند با این‌حال دقت به‌دست‌آمده در عمل به خطای سیگنال‌های اتمسفری و ناهمبستگی‌های زمانی و مکانی بستگی دارد [۸].

در دهه‌های اخیر، محققین در این حوزه با توسعه روش‌های آنالیز سری زمانی تداخل‌سنجی راداری سعی در بهبود برخی از این محدودیت‌ها کردند [۹-۱۳]. با این‌وجود، هنوز محدودیت اندازه‌گیری‌های یک‌بعدی تداخل‌سنجی راداری به قوت خود باقی‌مانده است، به‌عبارتی دیگر، این روش‌ها فقط قادر هستند تصویر جابه‌جایی سه‌بعدی واقعی را بر روی خط دید ماهواره (یک‌بعدی) محاسبه کنند (شکل ۱). بنابراین استخراج مؤلفه‌های سه‌بعدی جابه‌جایی واقعی نیازمند اندازه‌گیری

سه مشاهده راداری با هندسه‌های مختلف است که البته استفاده از این ظرفیت برای اکثر مناطق وجود ندارد و برای بیشتر مناطق حداکثر دو هندسه برداشت راداری مستقل موجود است. با فرض صفر بودن یکی از مؤلفه‌های جابه‌جایی سه‌بعدی و یا با فرض معلوم بودن جهت حرکت افقی، امکان تجزیه مشاهدات به جابه‌جایی‌های افقی و قائم با استفاده از دو هندسه تصویربرداری وجود دارد؛ لازم به ذکر است که این فرض‌ها و اطلاعات اولیه در تمامی کاربردها و مناطق قابل استفاده نیستند.

در بسیاری از مطالعات، جابه‌جایی حاصل از روش تداخل‌سنجی راداری به اشتباه تحت عنوان جابه‌جایی قائم تفسیر شده است [۱۴]. در برخی دیگر از مطالعات علمی، اندازه‌گیری‌های در راستای خط دید ماهواره با فرض صفر بودن مؤلفه‌های افقی به راستای قائم تصویر می‌شود. در حقیقت، فرض می‌شود که میدان جابه‌جایی کاملاً عمودی است [۱۵]، یا اینکه حتی تصویر کردن جابه‌جایی تداخل‌سنجی در راستای قائم بدون بیان این فرضیه اعمال می‌شود [۱۶، ۱۷]. این در حالی است که استفاده از این فرض فقط برای برخی از نواحی و یا قسمت‌های خاص از یک منطقه تغییرشکل یافته صحیح است (به طور مثال؛ مرکز یک فرونشست کاسه‌ای). برای یک میدان جابه‌جایی واقعی تأثیر مؤلفه افقی در برخی مواقع می‌تواند حتی بیشتر از مؤلفه قائم نیز باشد، بنابراین نادیده تلقی کردن این مؤلفه می‌تواند خطای قابل‌توجهی را در تصویر کردن جابه‌جایی تداخل‌سنجی به جابه‌جایی قائم تحمیل نماید [۱۸]. به طور کلی، زمانی که جابه‌جایی فقط در یک هندسه اندازه‌گیری شده باشد تفسیر جابه‌جایی واقعی سطح زمین باید محتاطانه صورت گیرد.

امروزه بحث استخراج میدان جابه‌جایی سه‌بعدی با استفاده از اندازه‌گیری‌های راداری به‌عنوان یکی از مهم‌ترین چالش‌ها در بین محققین جوامع ژئوماتیک و سنجش‌ازدور مطرح می‌شود. در حالت کلی حل مسئله بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی از طریق مشاهدات تداخل‌سنجی در راستای خط دید ماهواره، یک مسئله فرومعیین بوده، لذا حل این مسئله نیازمند اطلاعات اولیه از جابه‌جایی منطقه است. این اطلاعات عموماً به سه دسته یا گروه تقسیم می‌شوند. دسته اول استفاده از داده‌های همگن^۳ شامل تصاویر راداری

^۱ Interferometric Synthetic aperture radar (InSAR)

^۲ Line Of Side (LOS)

^۳ Homogenous data

$$D_{LOS} = (\cos \theta \quad -\sin \theta \cos \alpha \quad \sin \theta \sin \alpha) \begin{pmatrix} U_n \\ U_e \\ U_n \end{pmatrix} \quad (1)$$

در رابطه بالا U_n, U_e, U_n به ترتیب مؤلفه‌های؛ بالا-پایین، شرقی-غربی و شمالی-جنوبی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی واقعی، α بیانگر زاویه آزیموت ماهواره، θ بیانگر زاویه دید ماهواره نسبت به راستای نادیر و D_{LOS} مشاهده جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره هستند.

زاویه دید برای سنجنده‌های راداری مختلف متفاوت بوده و به گستره تصویربرداری (برد نزدیک^۴ در مقابل برد دور^۵) و مد تصویربرداری بستگی دارد (جدول شماره ۱ یا مرجع [۲۴] را ببینید). با توجه به ثابت بودن تقریبی آزیموت ماهواره در سنجنده‌های مختلف، لذا اندازه‌گیری‌های در جهت خط دید ماهواره به اندازه قابل توجهی به زاویه دید ماهواره بستگی دارند (رابطه ۱)؛ برای مثال، یک بردار میدان جابه‌جایی سه‌بعدی با مؤلفه‌های $d_{true} = [4, 2, 3]^T$ بر حسب سانتی‌متر به ترتیب در جهت بالا-پایین، شرقی-غربی و شمالی-جنوبی برای مدار بالاگذر ($\alpha = 345^\circ$) ماهواره سنتینل (Sentinel) با زاویه دیده برد نزدیک ۲۹ درجه دارای جابه‌جایی به اندازه ۲/۲ سانتی‌متر در جهت خط دید ماهواره است در صورتی که برای برد دور با زاویه دید ۴۶ درجه چیزی حدود ۰/۸ سانتی‌متر می‌باشد [۱۴].

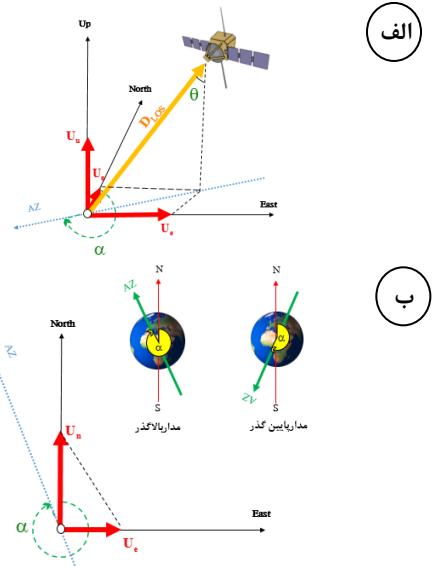
همان‌طور که اشاره شد تداخل‌سنجی راداری با استفاده از دو عبور بالاگذر و پایین‌گذر برای یک منطقه دو معادله مشاهده در راستای خط دید ماهواره برای هر پیکسل اندازه‌گیری می‌کند (رابطه ۲)، حال آنکه برای استخراج سه مؤلفه اورتوگونال میدان جابه‌جایی سطحی یعنی مؤلفه‌های؛ شمالی-جنوبی (U_n)، شرقی-غربی (U_e) و بالا-پایین (U_n) حداقل نیازمند سه مشاهده مستقل هستیم تا بتوان میدان جابه‌جایی ناشی از تغییر شکل را در هر سه راستا بازسازی کرد. البته در این بازیابی همواره باید به این نکته توجه داشته باشیم که، با توجه به نزدیک به قطبی بودن^۶ مدار ماهواره‌های راداری، حساسیت جابه‌جایی اندازه‌گیری شده به راستای شمالی-جنوبی کم است که این امر باعث کم شدن دقت برآورد این مؤلفه می‌شود [۵، ۲۵].

مربوط به ماهواره‌های دیگر و یا استفاده از هندسه‌های تصویربرداری مستقل راداری است [۱۴، ۱۹-۲۱]. دسته دوم استفاده از داده‌های ناهمگن^۱ (مشاهدات مستقل ژئودتیکی مانند GPS و ترازبایی) می‌باشد [۸، ۲۲، ۲۳] و دسته سوم شامل مطالعات و تجارب قبلی از نحوه جابه‌جایی منطقه و یا استفاده از فرض‌هایی در مورد جابه‌جایی در منطقه است [۱۶-۱۸].

بنابراین با توجه به مسئله بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی حاصل از اندازه‌گیری‌های تداخل‌سنجی راداری و روش‌های موجود برای حل آن، هدف از این مقاله مروری جامع بر این روش‌ها، دقت هر کدام، مزیت و معایب آن‌ها، توسعه‌ها و پیشرفت‌های حاصل شده و مقالات اصلی در این رابطه می‌باشد.

۲- بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی

تصویربرداری راداری، مؤلفه‌های مشاهداتی جابه‌جایی را در راستای دید ماهواره و در دو عبور بالاگذر^۲ و پایین‌گذر^۳ اندازه‌گیری می‌کند. جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره از مؤلفه‌های افقی و قائم میدان جابه‌جایی واقعی تشکیل می‌شود و معادله آن را به صورت رابطه ۱ به فرم ماتریسی می‌توان نوشت (مرجع [۲۰] یا ص ۱۶۲ [۵]).



شکل ۱- الف) تجزیه بردار جابه‌جایی بر روی خط دید ماهواره به جابه‌جایی سه‌بعدی واقعی ب) تجزیه جابه‌جایی افقی به مؤلفه‌های افقی جابه‌جایی سه‌بعدی با توجه به زاویه آزیموت ماهواره

^۴ Near range

^۵ Far range

^۶ Near Polar

^۱ Heterogeneous data

^۲ Ascending

^۳ Descending

(۲)

$$\begin{pmatrix} \mathbf{D}_{LOS}^{Des} \\ \mathbf{D}_{LOS}^{Asc} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta^{Des}) & -\cos(\alpha^{Des})\sin(\theta^{Des}) & \sin(\alpha^{Des})\sin(\theta^{Des}) \\ \cos(\theta^{Asc}) & -\cos(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) & \sin(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_u \\ U_c \\ U_n \end{pmatrix}$$

در فرم ماتریس بالا پارامترهای $(\theta^{Des}, \alpha^{Des}, \mathbf{D}^{Des})$ و $(\theta^{Asc}, \alpha^{Asc}, \mathbf{D}^{Asc})$ به ترتیب بیانگر زاویه دید، زاویه آزیموت و جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره به ترتیب برای مدارهای پایین‌گذر و بالاگذر می‌باشند.

جدول ۱- خلاصه‌ای از مشخصات ماهواره‌های شناخته شده راداری.

ماهواره	قدرت تفکیک مکانی ^۱ (متر)	زمانی ^۲ (روز)	زاویه دید (درجه)	طول موج (سانتیمتر)
SEASAT	۲۵×۲۵	۱۷	۲۰-۲۶	۲۳/۵
ERS-1	۳۰×۳۰	۳۵,۳,۱۶۸	۲۰-۲۶	۵/۶۶
JERS-1	۱۸×۱۸	۴۴	۲۵	۲۳/۵
ERS-2	۳۰×۳۰	۳۵,۳	۲۰-۲۶	۵/۶۶
RADARSAT-1	۹×۸,۹	۲۴	۳۷-۴۷	۵/۶۶
ENVISAT	۳۰×۳۰	۳۵,۳۰	۱۵-۴۵	۵/۶۳
ALOS	۱۰×۲۴	۴۶	۸-۳۰	۲۳/۶
RADARSAT-2	۰/۸×۲/۱	۲۴	۲۰-۴۹	۵/۵۵
TerraSAR-X	۱×۱/۵-۳	۱۱	۲۰-۵۵	۳/۱۱
COSMO-SkyMed	۱×۱	۱,۴,۵,۷,۱۶	۲۵-۵۰	۳/۱۱
TanDEM-X	۳۰×۳۰	۱۱	۲۰-۵۵	۳/۱۱
SENTINEL-1A/B	۵×۲۰	۱۲,۶	۲۹-۴۶	۵/۵۶

برای بازسازی میدان جابه‌جایی ناشی از تغییرشکل در هر سه راستا و جبران کمبود مشاهده سوم در روش تداخل‌سنجی راداری روش‌های متعددی توسط محققین پیشنهاد شده است، که مهم‌ترین این روش‌ها را می‌توان به‌صورت زیر به سه دسته کلی تقسیم نمود:

دسته اول؛ استفاده از داده‌های همگن شامل تصاویر راداری مربوط به ماهواره‌های دیگر و یا استفاده از هندسه‌های تصویربرداری مستقل راداری، که در این دسته به روش‌های زیر را می‌توان اشاره کرد:

۱. استفاده از ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره حداقل در سه هندسه مستقل^۳ (DInSAR) [۲۶, ۱۴].

۲. ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره با مشاهدات در راستای آزیموت (Azimuth Offset, MAI) [۸, ۱۹, ۲۷-۳۰].

۳. همپوشانی بین برست‌ها^۴ (BOI) در داده‌های ماهواره سنتینل [۳۱, ۳۲].

دسته دوم؛ استفاده از داده‌های ناهمگن (مشاهدات مستقل ژئودتیکی مانند GPS و ترازبایی) می‌باشد، که در این روش با تلفیق بردارهای جابه‌جایی حاصل از GPS یا ترازبایی با مشاهدات حاصل از تداخل‌سنجی راداری سعی در بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی واقعی می‌شود [۳۳-۳۵].

و در نهایت دسته سوم روش‌ها؛ شامل مطالعات و تجارب قبلی از نحوه جابه‌جایی منطقه و یا استفاده از فرض‌هایی در مورد جابه‌جایی منطقه است که در این رابطه نیز دو روش زیر را می‌توان معرفی کرد:

۱. صرف‌نظر کردن از یک یا دو مؤلفه جابه‌جایی (در صورتی که سازوکار جابه‌جایی معلوم باشد) [۳۶].

۲. در نظر گرفتن مدل‌های فرضی برای تغییرشکل یا ترکیب مدل‌های ژئوفیزیکی با داده‌های تداخل‌سنجی راداری [۱۸, ۳۷].

در روش‌های دسته سوم در صورتی که از فرض‌هایی در مورد جابه‌جایی منطقه برای بازیابی میدان سه‌بعدی استفاده شود، در کنار دقت نتایج بدست آمده بحث صحت نتایج نیز ممکن است اهمیت پیدا کنید، به این ترتیب که، در نظر گرفتن فرض‌هایی که با ماهیت جابه‌جایی منطقه مورد مطالعه همخوانی نداشته باشد ممکن است جواب را بایاس کرده و صحت نتایج را کاهش دهند، حال آنکه بحث دقت بازیابی میدان جابه‌جایی عموماً به هندسه ماهواره‌ها و مدل ریاضی مورد استفاده بستگی دارد.

هرکدام از روش‌های اشاره‌شده در بالا که برای بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی مورد استفاده قرار می‌گیرد دارای نقاط قوت و ضعفی بوده و با توجه به منطقه مورد مطالعه، نوع تغییرشکل سطحی اتفاق افتاده در آن و همچنین با توجه به وجود سایر اطلاعات ژئودتیکی منطقه، انتخاب و مورد استفاده محققین قرار می‌گیرد. در جدول ۲ به برخی از مطالعات مختلف انجام شده در حوزه بازیابی مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی توسط محققین مختلف پرداخته شده است.

علیرغم روش‌های اشاره‌شده در بالا هنوز هم مسئله بازیابی میدان سه‌بعدی سطحی در اپک‌های زمانی موردنظر با دقت و صحت بالا به‌عنوان یک چالش بزرگ در

^۱ Spatial resolution (azimuth*range)

^۲ Repeat cycle

^۳ Differential Interferometric SAR (DInSAR)

^۴ Burst-Overlap Interferometry (BOI)

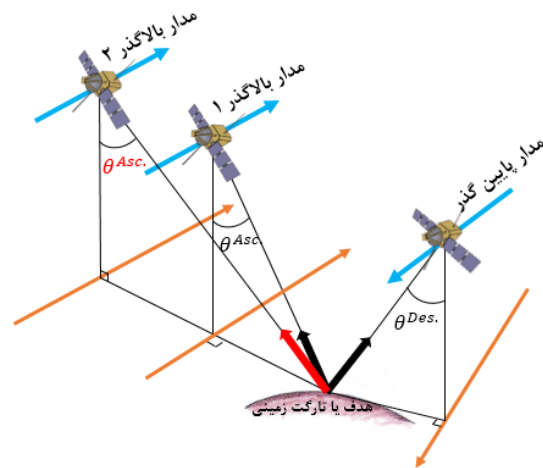
در این معادله \mathbf{y} بردار مشاهدات جابه‌جایی، \mathbf{x} بردار مجهولات (مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی واقعی)، \mathbf{A} ماتریس ضرایب و \mathbf{e} بردار باقیمانده‌ها هستند. به علت تغییرات زاویه دید ماهواره برای هر پیکسل، ماتریس ضرایب نیز برای هر پیکسل متفاوت خواهد بود. با افزایش تعداد معادلات در دستگاه معادلات ۳ می‌توان مسئله را با روش کمترین مربعات حل کرد. با این وجود به علت عدم وجود داده‌های راداری با هندسه‌های متفاوت از یک مکان خاص همواره این روش دارای محدودیت می‌باشد. علاوه بر این در صورت وجود هندسه مستقل برای ناحیه مورد مطالعه، بازهم عدم هم‌زمانی تصاویر اخذ شده مسئله را کمی سخت می‌کند زیرا که جابه‌جایی‌های اخذ شده در راستای خط دید ماهواره در حد امکان باید در یک دوره زمانی مشابه برداشت شده باشند تا بتوان در همان اپک زمانی میدان واقعی سه‌بعدی را بازیابی کرد، در غیر این صورت نیاز به یک درونیابی زمانی داریم. مسئله دیگر که باید در استفاده از این روش مدنظر گرفته شود وزن مشاهدات با هندسه‌های مستقل است که با یکدیگر فرق می‌کنند لذا عدم لحاظ وزن درست مشاهدات در حل دستگاه معادلات ۳ منجر به برآورد ناصحیحی از میدان جابه‌جایی سه‌بعدی زمین می‌گردد [۱۴].

فناوری تداخل‌سنجی مطرح است. در ادامه این پژوهش و برای آشنایی بیشتر با هر کدام از روش‌های اشاره‌شده، جزییات، نقاط قوت و ضعف آن‌ها مورد بحث قرار می‌گیرد.

۳- روش‌های دسته اول؛ داده‌های همگن

۳-۱- استفاده از مشاهدات در راستای خط دید ماهواره حداقل در سه هندسه مستقل

با استفاده از سه مشاهده مستقل در راستای خط دید ماهواره، به دست آمده از هندسه‌های دید مختلف (شکل ۲)، امکان بازسازی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی میسر می‌شود. سیستم‌ها راداری این توانایی را دارند که ناحیه‌ای مشابه از زمین را با چندین زاویه دید تصویربرداری کنند. همان‌طور که در شکل ۲ نشان داده شده است این نوع تصویربرداری که تنوع مشاهدات بر راستای خط دید ماهواره را به همراه دارد، باعث افزایش تعداد مشاهدات در محاسبات مربوط به بازسازی میدان جابه‌جایی متعامد می‌شود. در این روش تنها با داشتن حداقل سه هندسه مستقل راداری دستگاه معادلات مشاهدات ۲ را می‌توان به صورت دستگاه معادلات مشاهدات ۳ نوشته و میدان جابه‌جایی سه‌بعدی را با استفاده از آن برای هر پیکسل محاسبه نمود [۳۸].



شکل ۲- مشاهدات در راستای خط دید ماهواره در سه هندسه مستقل راداری

(۳)

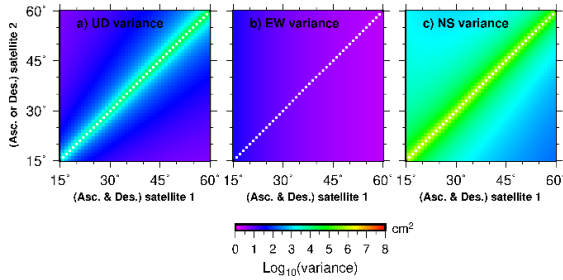
$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{e}$$

$$\begin{pmatrix} \mathbf{D}_{LOS}^{Asc} \\ \mathbf{D}_{LOS}^{Des} \\ \mathbf{D}_{LOS}^{Asc} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta^{Asc}) & -\cos(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) & \sin(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) \\ \cos(\theta^{Des}) & -\cos(\alpha^{Des})\sin(\theta^{Des}) & \sin(\alpha^{Des})\sin(\theta^{Des}) \\ \cos(\theta^{Asc}) & -\cos(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) & \sin(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{U}_n \\ \mathbf{U}_e \\ \mathbf{U}_n \end{pmatrix} + \mathbf{e}$$

جدول ۲- خلاصه‌ای از تاریخچه روش‌های مورد مطالعه به منظور بازیابی مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی جابه‌جایی حاصل از فناوری تداخل سنجی راداری

گروه	نویسندگان	سال	منطقه مورد مطالعه	روش مورد استفاده	فرض مورد استفاده درباره جابه‌جایی			
دسته اول	فیالکو ^۱ و همکاران [۱۹]	۲۰۰۵	زلزله بم ۲۰۰۳	ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره با مشاهدات در راستای آزیموت AZO	وزن یکسان برای معادلات مشاهدات LOS و AZO			
	فانینگ ^۲ و همکاران [۳۰]	۲۰۰۵						
	گنزالس ^۳ و همکاران [۲۹]	۲۰۰۹						
	هو ^۴ و همکاران [۳۹]	۲۰۱۰						
	گراندین ^۵ و همکاران [۳۲]	۲۰۱۶						
دسته دوم	هی ^{۲۷} و همکاران [۳۱]	۲۰۱۸	زلزله ازگله ^{۲۸} کرمانشاه (ایران)	استفاده از روش‌های: ۱- ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره در هندسه‌های مستقل (DInSAR) ۲- استفاده از مشاهدات در راستای آزیموت (MAI & AZO) ۳- همپوشانی بین برست‌ها (BOI)	بدون اعمال فرض			
	یونگ ^{۱۲} و همکاران [۲۷]	۲۰۱۱	آتشفشان کیلووا یا هاوایی ^{۱۴} مناطق یخی در ایسلند	ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره با مشاهدات در راستای آزیموت (MAI).	وزن یکسان برای معادلات مشاهدات LOS و MAI			
	گوملن ^{۱۳} و همکاران [۲۸]	۲۰۱۱						
	دسته سوم	رایت ^{۱۵} و همکاران [۲۶]	۲۰۰۴	زلزله کوه ننانا ^{۱۶} فرونشست دشت رفسنجان	صرف‌نظر کردن از یک یا دو مؤلفه جابه‌جایی یا ترکیب دو مؤلفه افقی بعنوان یک مؤلفه.	حذف مؤلفه جابه‌جایی شمالی و جنوبی		
		معتق و همکاران [۳۶]	۲۰۱۷					
سمیعی اصفهانی و همکاران [۱۸]		۲۰۰۹	فرونشست منطقه فریزلند ^{۲۰} یخچال رایدر ^{۲۲} در گرینلند				در نظر گرفتن مدل‌های فرضی برای تغییر شکل یا ترکیب مدل‌های ژئوفیزیکی با داده‌های تداخل سنجی راداری.	رابطه خطی بین مؤلفه‌های افقی و جریان موازی سطح در مناطق یخی
جفین ^{۲۱} و همکاران [۳۷]		۱۹۹۸						
گودموندسون ^۵ و همکاران [۲۲]		۲۰۰۲						
سامسونوف ^۶ و همکاران [۳۵]	۲۰۰۷	کالیفرنیا	تلفیق بردارهای جابه‌جایی حاصل از GPS با مشاهدات حاصل از تداخل سنجی راداری.	نقطه‌وار بودن روش و نیازمند درون‌یابی				
گوگلیلمینو ^۷ و همکاران [۲۳]	۲۰۱۳	زلزله لاکویلا ^{۱۴} ایتالیا						
کانالانو ^۸ و همکاران [۳۴]	۲۰۱۱	جزایر فیال و پیکو ^{۱۱}						
ولراس ^{۲۳} و همکاران [۴۰]	۲۰۱۷	فلات هایبلین فورلند ^{۲۴} ، سیلیس						
گالپ ^۹ ۱۹۹۶	۱۹۹۶	منطقه جنوب کالیفرنیا						

^۱ Yuri Fialko ^۷ Guglielmino ^{۱۳} Gourmelin ^{۱۹} Henrietta Nesmith ^{۲۵} Grandin
^۲ Gareth Funning ^۸ Catalao ^{۱۴} Hawaii's Kilauea ^{۲۰} Friesland ^{۲۶} Illapel
^۳ González ^۹ Gjalp volcano ^{۱۵} Wright ^{۲۱} Joughin earthquake, Chile
^۴ Hu, Jun ^{۱۰} L'Aquila earthquake ^{۱۶} Nenana Mountain ^{۲۲} Ryder, Greenland ^{۲۷} He, Ping
^۵ Gudmundsson ^{۱۱} Faial and Pico Faial ^{۲۳} Vollrath ^{۲۸} Ezgeleh
^۶ Samsonov ^{۱۲} Jung ^{۱۷} Fuhrmann ^{۲۴} Hyblean Foreland Plateau, Sicily earthquake, Iran



شکل ۳- واریانس مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی محاسبه شده از طریق رابطه ۵ به ازای هندسه دیدهای مختلف. (a) واریانس مؤلفه بالا-پایین، (b) واریانس مؤلفه شرقی-غربی، (c) واریانس مؤلفه شمالی-جنوبی

شکل‌های ۳ واریانس مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی محاسبه شده از طریق رابطه ۵ به ازای هندسه دیدهای مختلف را نشان می‌دهند که البته برای نمایش بهتر، تغییرات واریانس بر مبنای لگاریتمی رسم شده است، به عنوان مثال رنگ بنفش که با صفر نشان داده شده است دارای واریانس ۱ سانتی‌متر مربع بوده و رنگ آبی نیز بیان کننده واریانس ۱۰ سانتی‌متر مربع خواهد بود. همانطور که در این شکل‌ها مشخص است، مؤلفه شمالی-جنوبی به ازای زاویه دیدهای مختلف دارای بیشترین واریانس بوده و این نشان دهنده این است که این مؤلفه به شدت وابسته به خطا مشاهدات بوده و همواره دارای دقت برآورد پایین‌تری نسبت به دو مؤلفه دیگر است. در بین دو مؤلفه باقیمانده دیگر پایداری به نوبت یا دقت برآورد مؤلفه شرقی-غربی در اکثر مواقع بهتر از مؤلفه بالا-پایین می‌باشد. نکته دیگر این که بر روی قطر اصلی شکل‌ها یا به عبارتی به ازای زاویه دیدهای یکسان در سه هندسه تصویربرداری مختلف مسئله ناپایدار بوده لذا واریانس‌ها محاسبه نشده است.

۳-۲- ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره با مشاهدات در راستای آزیموت

تصویربرداری راداری این مکان را برای ما فراهم می‌کند که بتوانیم جابه‌جایی در راستای حرکت ماهواره یا در راستای آزیموتی^۱ را نیز محاسبه کنیم. محاسبه جابه‌جایی سطحی در این روش با استفاده از بخش دامنه سیگنال بازپراکنش شده انجام می‌شود. این روش معمولاً برای مشاهدات جابه‌جایی افقی مناطق پوشیده از یخ و یخچال‌ها به کار می‌رود. درواقع زمانی که روش تداخل‌سنجی راداری در راستای خط دید ماهواره به علت هم‌دوسی پایین بین

۳-۱-۱- آنالیز دقت در راستای بازیابی مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی با تغییر هندسه تصویربرداری

واریانس بازیابی مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی با استفاده از روش سه مشاهده مستقل در راستای خط دید ماهواره به طور مستقیم به هندسه تصویربرداری و واریانس اولیه مشاهدات بستگی دارد. در این بخش قصد داریم با استفاده از دستگاه معادلات مشاهدات ۳ دقت بازیابی مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی را برای هندسه‌های تصویربرداری مختلف برآورد کنیم.

فرض کنید تداخل‌نگارهای ایجاد شده مربوط به تصاویر باند C باشند (طول موج ۵/۶ سانتی‌متر) در این صورت می‌توان واریانس مشاهدات در راستای خط دید ماهواره را به صورت تابعی از هم‌دوسی هر پیکسل به صورت اسمی از رابطه زیر محاسبه کنیم [۴۱].

$$\sigma^2(\gamma) = \frac{\lambda}{4\pi} \frac{1-\gamma^2}{2\gamma^2} \quad (4)$$

که در این رابطه γ اندازه هم‌دوسی هر پیکسل و λ طول موج تصاویر راداری است.

بنابراین در صورتی که مقدار میانگین هم‌دوسی ۰/۶ را برای هر سه تداخل‌نگار در نظر بگیریم، در این صورت با توجه به رابطه ۴، واریانس مشاهدات در راستای خط دید ماهواره برابر ۳/۹ سانتی‌متر برآورد می‌شود، لذا با فرض عدم کواریانس بین تداخل‌نگارها می‌توان ماتریس وزن مشاهدات را تشکیل داد و سپس برای هندسه‌های مختلف واریانس مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی را با استفاده از رابطه زیر برآورد نمود (شکل ۳).

$$\begin{pmatrix} \sigma_{Uu}^2 \\ \sigma_{Ue}^2 \\ \sigma_{Un}^2 \end{pmatrix} = (\mathbf{A}^T \mathbf{C}_{\text{Los}}^{-1} \mathbf{A})^{-1}; \mathbf{C}_{\text{Los}} = \begin{pmatrix} 3.9 & 0 & 0 \\ 0 & 3.9 & 0 \\ 0 & 0 & 3.9 \end{pmatrix} \quad (5)$$

در این رابطه \mathbf{A} ماتریس ضرایب دستگاه معادلات ۳ بوده که به ازای زاویه دیدهای مختلف با فرض آزیموت ثابت برای مدارهای بالاگذر ($\alpha^{\text{Asc}} = 350^\circ$) و پایین‌گذر ($\alpha^{\text{Asc}} = 190^\circ$) تغییر می‌کند، پارامترهای σ_{Uu}^2 ، σ_{Ue}^2 و σ_{Un}^2 نیز به ترتیب واریانس مؤلفه‌های بالا-پایین، شرقی-غربی و شمالی-جنوبی بوده و \mathbf{C}_{Los} نیز ماتریس واریانس-کواریانس مشاهدات است.

^۱ Along Track

وزن مشاهدات راداری به صورت اسمی معمولاً از طریق پارامتر همدوسی بین تصاویر راداری تعیین می‌شود (رابطه ۴) هرچند که عوامل متعددی در تعیین وزن مشاهدات راداری می‌توانند تأثیرگذار باشند (برای مطالعه بیشتر رجوع شود به [۵, ۴۴]). برای محاسبه جابه‌جایی در راستای آزیموتی دو روش توسط محققین ارائه شده است که عبارت‌اند از:

۱- روش آزیموت افست^۱ (AZO)

۲- روش جداسازی پهنای باند^۲

۳-۲-۱- روش آزیموت افست (AZO)

روش آزیموت افست با نام‌های Amplitude/Offset/Pixel Tracking نیز شناخته می‌شود که تمامی این نام‌ها اشاره به همان روش آزیموت افست می‌کنند. اولین بار در محاسبه جابه‌جایی زلزله لندرز^۳ توسط [۴۵] پیشنهاد شد، که شامل یک اندازه‌گیری ساده شیفت افقی در موقعیت هر پیکسل بین دو تصویر راداری می‌باشد که این شیفت افقی با تطبیق شدت یا همدوسی پیکسل‌ها به وجود می‌آید [۴۳]. در واقع تناظریابی زیر پیکسل تصاویر دامنه تکنیکی رایج برای به دست آوردن اطلاعاتی اضافی در زمینه جابه‌جایی‌های افقی می‌باشد. نتیجه تناظریابی روی تصاویر دامنه بر روی هر پیکسل یک بردار تصحیح در راستای رنج و آزیموت است که منشأ این تصحیح محاسبه شده، تفاوت در هندسه تصویربرداری بین دو زمان مختلف و جابه‌جایی واقعی نقاط بر روی زمین می‌باشد، بنابراین مبنای این تکنیک این است که، اگر بتوان تصحیحات مربوط به هندسه تصویربرداری را با دقت از این بردار تصحیح کم کرد چیزی که باقی می‌ماند بیانگر جابه‌جایی بر روی زمین برای هر پیکسل است، که البته همانطور که گفته شد دقت آن در حدود یک دهم تا یک سی‌ام پیکسل است و چون پیکسل‌های تصاویر راداری در راستای رنج بزرگ هستند و ما در حالت معمول در راستای رنج با روش تداخل‌سنجی معمول می‌توانیم جابه‌جایی را با دقت خوبی برآورد کنیم لذا در این تکنیک فقط به جابه‌جایی آزیموتی می‌پردازند. برای ماهواره انویست اندازه طول موج در حدود ۵/۷ سانتی‌متر و اندازه پیکسل تقریباً ۴ متر می‌باشد؛

پیکسل‌ها محدود می‌شود، مثلاً زمانی که حرکت پیکسل‌ها سریع باشد یا این که زمان بین برداشت دو تصویر راداری خیلی زیاد باشد، از روش مشاهدات در راستای آزیموت می‌توان استفاده کرد. برای بیشتر نمونه‌های مطالعه شده، دقت جابه‌جایی اندازه‌گیری شده از این روش چیزی حدود یک دهم تا یک سی‌ام قدرت تفکیک مکانی می‌باشد [۴۲, ۴۳]. هرچند که محاسبه جابه‌جایی در راستای آزیموتی با دقت خیلی کمتر از جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره می‌باشد ولی باین حال می‌توان از این جابه‌جایی به‌عنوان مکملی برای روش تداخل‌سنجی راداری که نسبت به مؤلفه شمالی-جنوبی (راستای آزیموتی) حساسیت کمتری دارد استفاده کرد، همچنین این روش مقاومت بهتری نسبت به ناهمبستگی فاز داشته و نیازی به پروسه بازیابی فاز (به عنوان یک چالش اصلی در روش تداخل‌سنجی معمولی) در آن نمی‌باشد [۸]. در بازیابی میدان سه‌بعدی می‌توان معادله این روش را به‌صورت ذیل استفاده نمود [۲۰].

$$\mathbf{D}_{AZO} = \mathbf{U}_e \sin(\alpha) + \mathbf{U}_n \cos(\alpha) + \delta_{AZO} \quad (۶)$$

در این رابطه \mathbf{D}_{AZO} جابه‌جایی در راستای آزیموتی و δ_{AZO} خطای در اندازه‌گیری این جابه‌جایی می‌باشد؛ بنابراین رابطه ۲ را می‌توان به کمک رابطه ۶ به‌صورت زیر و به شکل ماتریسی بازنویسی نمود.

(۷)

$$\begin{pmatrix} \mathbf{D}_{LOS}^{Asc} \\ \mathbf{D}_{LOS}^{Des} \\ \mathbf{D}_{AZO}^{Asc} \\ \mathbf{D}_{AZO}^{Des} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta^{Asc}) & -\cos(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) & \sin(\alpha^{Asc})\sin(\theta^{Asc}) \\ \cos(\theta^{Des}) & -\cos(\alpha^{Des})\sin(\theta^{Des}) & \sin(\alpha^{Des})\sin(\theta^{Des}) \\ 0 & \sin(\alpha^{Asc}) & \cos(\alpha^{Asc}) \\ 0 & \sin(\alpha^{Des}) & \cos(\alpha^{Des}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{U}_n \\ \mathbf{U}_e \\ \mathbf{U}_n \end{pmatrix} + \mathbf{e}$$

با حل دستگاه معادله ۷ می‌توان جابه‌جایی سه‌بعدی را برای منطقه موردنظر برآورد نمود. در استفاده از این روش علیرغم جبران کمبود معادله برای حل مجهولات، باید این نکته همواره مدنظر قرار بگیرد که دقت مشاهدات دو معادله‌ای که از روش مشاهدات در راستای آزیموتی حاصل شده است همواره خیلی کمتر از دقت جابه‌جایی‌های در راستای خط دید معادله می‌باشد (مقایسه خطاها: $\delta_{AZO} \ll \delta_{LOS}$) و در نظر نگرفتن وزن مناسب برای این جابه‌جایی‌ها و هم‌وزن در نظر گرفتن مشاهدات حین سرشکنی دستگاه معادله ۷ می‌تواند نتیجه مخربی در برآورد میدان جابه‌جایی سه‌بعدی داشته باشد. واریانس یا

^۱ Azimuth Offset (AZO)

^۲ Split bandwidth

^۳ Landers earthquake

که در این فرمول‌ها N ، تعداد نمونه‌های مستقل یا ابعاد پنجره محاسباتی و γ را همدوسی کل می‌نامند.

با فرض این که $1 \rightarrow \gamma$ ، مقایسه نسبت واریانس این دو روش نشان می‌دهد که σ_{ICC}^2 به اندازه $1/8$ برابر بزرگتر از σ_{CCC}^2 خواهد بود $\left(\frac{\sigma_{ICC}^2}{\sigma_{CCC}^2} = \frac{9}{5} = 1.8 \right)$ [۴۹]. این بدین معنا است که، روش بهینه‌سازی همبستگی شدت پیکسل‌ها دقت بهتری را نسبت به روش بهینه‌سازی همدوسی پیکسل‌ها تولید می‌کند، بشرط این که ما همدوسی خوبی در سطح پیکسل‌ها داشته باشیم.

۳-۲-۲- روش جداسازی پهنای باند^۳

روش دیگر برای برآورد جابه‌جایی در راستای آزیموتی تحت عنوان روش جداسازی پهنای باند شناخته می‌شوند. این روش‌ها عمدتاً از ویژگی طیفی تصاویر خام یا تداخل-نگارهای تولید شده برای محاسبه میزان شیفت در جهت آزیموتی یا جابه‌جایی در راستای آزیموتی استفاده می‌کنند. به طور کلی دو روش عمده در این زمینه تحت عنوان روش‌های؛ تنوع طیفی^۴ (SD) و روش تداخل‌سنجی چند دیافراگمی^۵ (MAI) وجود دارد.

روش تنوع طیفی (SD) نخستین بار توسط شایبر و موریرا^۶ [۵۲] در سال ۲۰۰۰ معرفی شد، که البته در ابتدا به عنوان یک تکنیک برای محاسبه بخش خطای نسبی در ثبت هندسی دو تصویر در راستای رنج و آزیموت به کار برده می‌شد. در واقع این روش برای افزایش دقت ثبت هندسی به کار گرفته می‌شد. الگوریتم ابتدایی برای محاسبه فاز مطلق توسط مادسن^۷ و همکاران در سال ۱۹۹۳ منتشر شد [۵۳]، اما شایبر و موریرا از آن برای محاسبه دقت ثبت هندسی و متناظر با آن جابه‌جایی در راستای آزیموتی استفاده نمودند.

روش تنوع طیفی (SD) برای محاسبه اختلاف در فاز تداخل‌نگارهای تولید شده از طریق تفکیک پهنای طیفی آن‌ها، بر یک جفت تداخل‌نگار ساخته شده با این روش اعمال می‌شود. به طور کلی این روش با بهره‌برداری از یک مؤلفه فاز خطی تابع پاسخ ضربه کار می‌کند (برای مشاهده

بنابراین آفست‌های آزیموت کم‌دقت‌تر از جابه‌جایی‌های در راستای خط دید ماهواره هستند. روش آزیموت افست تحت دو الگوریتم؛ بهینه‌سازی همبستگی شدت پیکسل‌های یک مسیر (ICC) [۴۶، ۴۷] و بهینه‌سازی همدوسی پیکسل‌های یک مسیر (CCC) [۴۸] قابل پیاده‌سازی و اجرا می‌باشد. تفاوت عمده این دو روش در نحوه بکارگیری اپراتور همبستگی متقابل بوده، به طوری که در روش بهینه‌سازی همدوسی پیکسل‌ها، این اپراتور بر روی مقادیر فاز و دامنه توأمان اعمال می‌شود و این در حالی است که در روش بهینه‌سازی همبستگی شدت پیکسل‌ها، فقط مقادیر دامنه سیگنال مد نظر می‌باشد. نتیجه اعمال روش همبستگی متقابل، دو بردار شیفت یا تصحیح به ترتیب در جهت آزیموت و رنج است، که به آن‌ها برداری خطای ثبت هندسی می‌گویند. برای تبدیل بردار خطای ثبت هندسی آزیموتی (Δx_{misreg}) به جابه‌جایی در جهت آزیموتی ($\Delta x_{azimuth}$) کافی است مقدار شیفت آن را در اندازه بین دو مرکز پیکسل مجاور (pixelspacing) ضرب کنیم (رابطه ۸).

$$\Delta x_{azimuth} = \Delta \hat{x}_{misreg} \times \text{pixelspacing} \quad (8)$$

زمانی که همدوسی بین دو تصویر راداری کم باشد (در مناطق پوشیده از یخ به علت تغییرات پیوسته، همدوسی جفت تصویر راداری کمتر از پنج روز خواهد بود) توصیه می‌شود از الگوریتم بهینه‌سازی همبستگی شدت پیکسل‌های استفاده شود با این حال این الگوریتم به خاطر انتخاب پنجره محاسباتی با ابعاد بزرگ باعث کاهش قدرت تفکیک مکانی می‌شود همچنین زمان لازم برای محاسبات با این الگوریتم زیاد خواهد بود [۲۰، ۴۳]. از لحاظ تئوری دقت ارائه شده برای روش بهینه‌سازی همبستگی شدت پیکسل‌ها (رابطه ۹) [۴۹] و روش بهینه‌سازی همدوسی پیکسل‌ها (رابطه ۱۰) [۵۰، ۵۱] به صورت زیر قابل محاسبه می‌باشد.

$$\sigma_{ICC} = \sqrt{\frac{3}{10N} \frac{\sqrt{2+5\gamma^2-7\gamma^4}}{\pi\gamma^2}} \quad (9)$$

$$\sigma_{CCC} = \sqrt{\frac{3}{2N} \frac{\sqrt{1-\gamma^2}}{\pi\gamma}} \quad (10)$$

^۳ Split bandwidth methods

^۴ Spectral Diversity (SD)

^۵ Multiple Aperture InSAR (MAI)

^۶ Scheiber and Moreira

^۷ Madsen

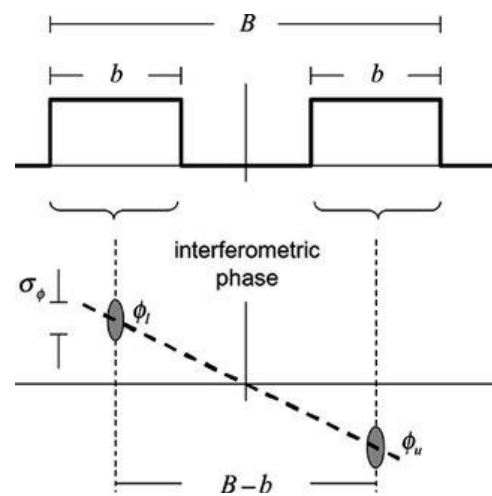
^۱ Intensity Tracking یا Incoherent Cross Correlation (ICC)

^۲ Coherence Tracking یا Coherent Cross Correlation (CCC)

جزئیات بیشتر رجوع شود به [۵۱، ۵۴]. خطای مکانی ثابت هندسی در این روش با فرمول زیر بیان می‌شود [۵۴].

$$\Delta \hat{\mathbf{x}}_{\text{misreg}} = \frac{\phi_{\text{SD}}}{2\pi} \frac{\mathbf{B}_a}{\mathbf{B}_a - \mathbf{b}} \quad (11)$$

که در این فرمول، ϕ_{SD} اختلاف فاز تداخل‌نگارهای ساخته شده در محدوده طیفی بالا و پایین ($\phi_{\text{SD}} = \phi_{\text{low}} - \phi_{\text{upper}}$) پهنای باند اصلی و \mathbf{b} پهنای زیرباندهای جداسازی می‌باشند (شکل ۴). بنابراین با ترکیب فرمول‌های ۸ و ۱۱ می‌توان جابه‌جایی در راستای آزمون را محاسبه نمود.



شکل ۴- تداخل‌سنجی با جداسازی پهنای باند یک رویکرد برای تخمین شیب فاز بین زیر باندهای بالا و پایین (b) است [۵۱].

با فرض مستقل بودن تداخل‌نگارهای تولید شده در باند بالا و پایین و استفاده از معادله مربوط به انحراف از معیار فاز تداخل‌نگار ارائه شده در [۵۵]، دقت فاز روش تنوع طیفی (SD) را می‌توان به صورت زیر بیان نمود [۵۰].

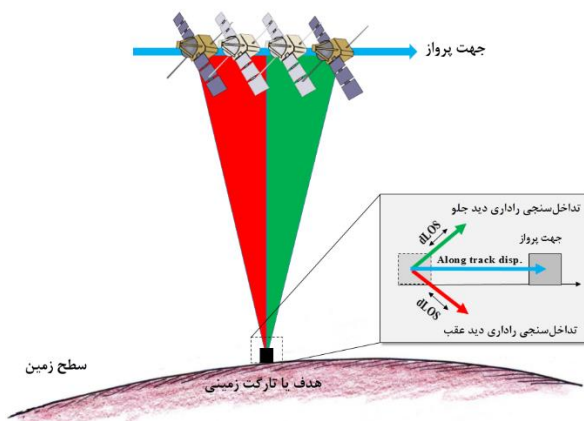
$$\sigma_{\text{SD}} = \frac{1}{2} \frac{\mathbf{B}_a}{\mathbf{B}_a - \mathbf{b}} \sqrt{\frac{\mathbf{B}_a}{\mathbf{b}}} \frac{1}{\sqrt{N}} \frac{\sqrt{1-\gamma^2}}{\pi\gamma} \quad (12)$$

از لحاظ تئوری مقایسه‌ای بین دقت روش‌های SD و CCC در [۵۰، ۵۱] به صورت زیر انجام گرفته شده است.

$$\begin{aligned} \mathbf{B}_a / \mathbf{b} = \frac{1}{3} &\rightarrow \frac{\sigma_{\text{SD}}}{\sigma_{\text{CCC}}} = 1.061 \\ \mathbf{B}_a / \mathbf{b} = \frac{1}{2} &\rightarrow \frac{\sigma_{\text{SD}}}{\sigma_{\text{CCC}}} = 1.155 \end{aligned} \quad (13)$$

این نتایج نشان می‌دهد که اگرچه روش‌های مذکور از لحاظ دقت تئوری قابل مقایسه هستند ولی زمانی که این دو روش به درستی به کار گرفته شوند نتایج تقریباً یکسانی از لحاظ دقت خواهند داشت.

تداخل‌سنجی چند دیافراگمی (MAI) برای اولین بار در مقاله [۵۶] پیشنهاد شد. این روش از زیر دیافراگم‌های تولید شده از تصاویر راداری برای محاسبه جابه‌جایی آزمون استفاده می‌کند [۵۷] بدین‌صورت که ابتدا تصاویر خام راداری را به دو تصویر راداری جدید با اصلاح شیفت داپلر آن‌ها و با تقسیم پهنای باند داپلر آن‌ها به دو قسمت مساوی تبدیل می‌کند که هر یک از این زیر تصاویر را تصویر دید جلو^۱ و تصویر دید عقب^۲ می‌نامند (شکل ۵). این روش تحت عنوان split-beam SAR processing شناخته می‌شود.



شکل ۵- هندسه روش تداخل‌سنجی چند دیافراگمی (MAI) برای تولید تصاویر دید جلو و عقب.

بنابراین برای دو اپک زمانی تصویربرداری ما چهار زیر تصویر مستقل (دو تصویر برای دید عقب و دو تصویر برای دید جلو) برای دو تصویر اصلی و فرعی خواهیم داشت که با ضرب مختلط دو تصویر ایجادشده برای دید عقب، تداخل‌نگار دید عقب و همچنین با ضرب مختلط دو تصویر برای دید جلو، تداخل‌نگار دید جلو ایجاد می‌شوند و درنهایت با ضرب مختلط این دو تداخل‌نگار، تصویر تداخل‌نگار چند دیافراگمی (MAI) ایجاد می‌شود که درنهایت جابه‌جایی حاصل برای راستای آزمون با فرمول زیر قابل محاسبه می‌باشد [۵۸].

^۱ Forward-looking
^۲ Backward-looking

تداخل‌سنجی چند دیافراگمی (MAI) را می‌توان به صورت زیر بیان نمود.

$$\sigma_{MAI} = \frac{1}{\sqrt{N}} \frac{\sqrt{1-\gamma^2}}{\gamma} \quad (17)$$

با فرض مقدار $B_a/b = 0.5$ در روش SD و انتخاب مقدار $n = 0.5$ در روش MAI در مراجع [۵۴، ۵۹] ثابت می‌شود که در واقع این دو روش از لحاظ محاسبه مقدار شیفت آزیموتی و دقت محاسبه فاز یکسان هستند و می‌توان نتیجه گرفت که روش MAI یک روش جدید برای محاسبه جابه‌جایی در راستای آزیموتی نیست، بلکه یک حالت یا کاربرد خاصی از روش SD است، و هر دو به خواص طیفی مشابه‌ای از سیگنال متکی هستند.

با توجه به مطالب ارائه‌شده در بخش‌های ۳-۱ و ۳-۲-۲ در باره هر دو روش آزیموت افست و جداسازی پهنای باند که برای محاسبه جابه‌جایی در راستای آزیموتی به کار گرفته می‌شوند، می‌توان گفت علیرغم دقت کم این روش-ها (در مقایسه با روش تداخل‌سنجی معمول) با این حال برای مناطقی که جابه‌جایی زیادی در آن‌ها اتفاق افتاده است (در حدود متر) می‌توانند استفاده شوند.

۳-۳- استفاده از همپوشانی بین برست‌ها (Burst) در داده‌های ماهواره سنتینل (Sentinel)

پیشرفت‌های اخیر در تکنیک‌ها و پردازش راداری باعث به وجود آمدن نسل جدیدی از سنجنده‌ها شده که توانایی برداشت تصویر از قسمت وسیعی از سطح زمین را دارند این مد تصویربرداری wide-swath نامیده می‌شود. این نوع تصویربرداری باعث برداشت قسمت وسیعی از سطح می‌شود و از مزیت‌های آن دوره تکرار برداشت سریع‌تر نسبت به مدهای برداشت کلاسیک مانند مد نواری^۱ است. در حال حاضر دو ماهواره راداری سنتینل و ALOS-2 با این نوع مد تصویربرداری می‌کنند. با این حال این افزایش وسعت برداشت باعث کاهش قدرت تفکیک در راستای آزیموتی شده و به‌مراتب تشخیص جابه‌جایی‌ها در جهت آزیموتی را با مشکل روبرو می‌کند.

ماهواره سنتینل در آوریل ۲۰۱۴ به فضا فرستاده شد تا تصاویر مختلف را برای محققین علوم زمین تهیه کند.

^۱ Strip-Map

$$\phi_{MAI} = \phi_f - \phi_b = -\frac{4\pi}{l} \mathbf{n} \mathbf{x} \quad (14)$$

که در این فرمول ϕ_b و ϕ_f مربوط به فازهای تداخل-نگارهای دید جلو و عقب، \mathbf{x} مربوط به جابه‌جایی در راستای آزیموتی، l طول مؤثر آنتن راداری و n کسری از پهنای دریچه آنتن راداری هستند. روش تداخل‌سنجی چند دیافراگمی (MAI) تحت تأثیر خطای اتمسفری نیست و این خود باعث افزایش دقت این روش است. نتایج بدست آمده از این روش دارای دقتی به مراتب بهتر از دقت روش آزیموت افست هستند (مقایسه خطاها: $\delta_{MAI} > \delta_{AZO}$) [۵۶]. با این حال دقت این روش شدیداً تحت تأثیر نویز موجود در تصویر راداری است (وابسته به همدوسی بین دو تصویر راداری) و با افزایش نویز تصاویر راداری دقت بشدت کاهش پیدا می‌کند. به عنوان مثال؛ دقت بدست آمده برای جابه‌جایی در راستای پرواز برای پیکسلی با همدوسی ۰/۶ تقریباً برابر ۸ سانتی‌متر است [۵۸]. در سال‌های اخیر تلاش‌هایی برای بهبود دقت این روش با تصحیح خطای فاز توپوگرافی و زمین مسطح انجام شده است، با این حال دقت این روش هنوز در حدود چند سانتی‌متر می‌باشد که در مقایسه با روش تداخل‌سنجی معمول قابل‌اغماض است. میزان عدم قطعیت در اندازه‌گیری جابه‌جایی (دقت فاز) در این روش به‌صورت زیر محاسبه می‌شود [۵۶].

$$\sigma_x = \frac{1}{4\pi \cdot n} \sigma_{\phi, MAI} \quad (15)$$

در این فرمول σ_x و $\sigma_{\phi, MAI}$ به ترتیب انحراف از معیارهای جابه‌جایی محاسبه‌شده و فاز تداخل‌نگار اندازه‌گیری MAI را نشان می‌دهد که طبق فرمول زیر قابل‌محاسبه است [۵۸].

$$\sigma_{\phi, MAI} = \sqrt{\sigma_{\phi, f}^2 + \sigma_{\phi, b}^2 - 2\sigma_{\phi, fb}^2} \quad (16)$$

که $\sigma_{\phi, f}^2$ ، $\sigma_{\phi, b}^2$ و $\sigma_{\phi, fb}^2$ به ترتیب واریانس فاز تداخل‌نگارهای دید جلو و عقب و کواریانس بین آن‌ها می‌باشند (برای کسب اطلاعات بیشتر در مورد نحوه محاسبه این واریانس‌ها به مرجع [۴۴، ۵۸] مراجعه کنید).

با فرض مستقل بودن فاز تداخل‌نگارهای تولید شده در دید جلو و عقب و استفاده از معادله مربوط به انحراف از معیار فاز تداخل‌نگار ارائه شده در [۴۴] دقت فاز روش

می‌دهد و دوره تکرار مدارهای این ماهواره ۱۲ الی ۶ روزه می‌باشد.

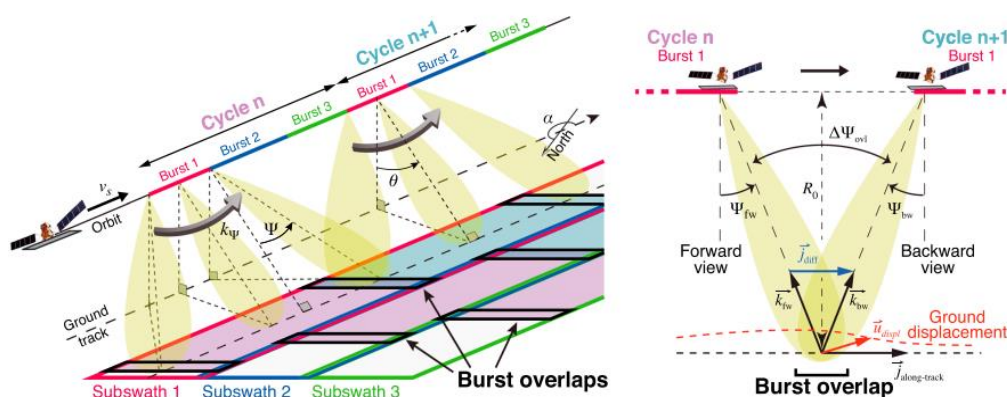
در مُد تصویربرداری IW هر تصویر در راستای رنج به سه قسمت تقسیم می‌شود که هر قسمت را یک Sub-swath می‌نامند و هر یک از این Sub-swathها خود به شش یا نه قسمت مساوی با نام برست (Burst) تقسیم می‌شوند [۶۰]. به‌منظور اجتناب از وجود گپ بین برست‌ها در هنگام تصویربرداری یک محدوده کوچک از برست‌ها دارای همپوشانی خواهند بود بنابراین پیکسل‌های داخل این محدوده با دو زاویه دید جلو و عقب مختلف برداشت می‌شوند اختلاف بین این زاویه دید که با عنوان Squint angle نیز شناخته می‌شود چیزی حدود ۱ درجه برای ماهواره سنتینل می‌باشد (متناظر با ۱۰ درصد از طول یک برست در راستای آزیموتی) این قسمت مشترک در برست‌ها را Burst Overlay نام‌گذاری می‌کنند (شکل ۶) [۳۲].

این ماهواره در سه مُد مختلف Strip Map (SM), Extra Wide Swath (EW) و Interferometric wide Swath (IW) تصویربرداری می‌کند برای اطلاعات بیشتر در مورد این سه مُد تصویربرداری به جدول زیر مراجعه کنید [۶۰].

جدول ۳- اطلاعات مربوط به مُدهای مختلف تصویربرداری در ماهواره سنتینل ۱-

زاویه دید (درجه)	قدرت تفکیک در جهت رنج و آزیموت (متر)	عرض برداشت (کیلومتر)	مُد تصویربرداری
۱۸/۳-۴۶/۱	۵×۵	۸۰	SM
۲۱/۹-۴۶	۵×۲۰	۲۵۰	IW
۱۸/۹-۴۷	۲۰×۴۰	۴۰۰	EW

از بین مُدهای مختلف تصویربرداری در جدول ۳ چیزی که در فناوری تداخل‌سنجی راداری مورد استفاده قرار می‌گیرد مُد تصویربرداری IW است. در حال حاضر ماهواره سنتینل قسمت بزرگی از سطح زمین را پوشش



شکل ۶- هندسه تصویربرداری در سنجنده سنتینل (سمت چپ)، مفهوم همپوشانی بین برست‌ها و زاویه Squint [۳۲]

در این معادله $\Delta \mathbf{x}_{az}$ جابه‌جایی در راستای آزیموتی برحسب سانتی‌متر و $\Delta \Psi_{ovl}$ اختلاف بین زاویه‌های دید جلو و عقب (حدوداً ۱ درجه) و $\Delta \Phi_{ovl}$ اختلاف فاز بین دید جلو و عقب در دو اپک تصویربرداری می‌باشد. لازم به ذکر است که هر فرینج کامل اختلاف فاز $\Delta \Phi_{ovl}$ تقریباً برابر ۱۳۰ سانتی‌متر جابه‌جایی در راستای آزیموتی است. از جمله مهم‌ترین محدودیت این روش (همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌کند) این است که فقط در مناطقی که همپوشانی بین برست‌ها وجود دارد می‌تواند جابه‌جایی آزیموتی را محاسبه کند و برای سایر مناطق باید درون-یابی انجام شود.

با استفاده از همین مفهوم همپوشانی بین برست‌ها، اولین بار گراندین^۱ و همکاران در سال ۲۰۱۵ موفق به استخراج میدان جابه‌جایی در راستای آزیموتی با دقتی بهتر از روش‌های MAI و Azimuth Offset شدند [۳۲]. برای این منظور با تقسیم کردن قسمت مشترک برست‌ها به دو دید عقب و جلو و با توجه به جدایی حدوداً ۱ درجه‌ای بین این دو زاویه دید، جابه‌جایی آزیموتی در قسمت فصل مشترک دو برست را به‌صورت زیر فرموله کردند.

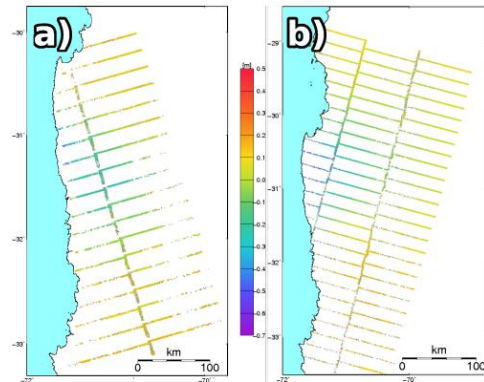
$$\Delta \phi_{ovl} = (\Delta \phi_{fw} - \Delta \phi_{bw}) = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta \mathbf{x}_{az} \times \Delta \Psi_{ovl} \quad (18)$$

^۱ Grandin

در دستگاه معادلات فوق ماتریس ضرایب، یک ماتریس $(3N + M + K) \times 3$ می‌باشد که N تعداد نقاط GPS به کار برده شده، M تعداد نقاط تراز یابی و در نهایت K تعداد تصاویر راداری می‌باشند، بردار مشاهدات و مجهولات نیز به ترتیب دارای ابعاد $\{3 \times 1\}$ ، $\{(3N + M + K) \times 1\}$ هستند. گودموندسون و همکاران [۲۲] برای اولین بار پیشنهاد ترکیب داده‌های تداخل‌سنجی راداری و GPS را برای تخمین مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی جزیره ریکرتز^۱ در ایسلند را مطرح کردند. در آن مطالعه، مشاهدات پراکنده GPS بر روی یه‌گرید منظم حاصل از اندازه‌گیری‌های تداخل‌سنجی راداری درونیابی شده و روش بهینه‌سازی رگرسیون تصادفی مارکوف^۲ و الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده^۳ برای یافتن یک راه حل بهینه جهت باز یابی مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی به کار گرفته شد، که این روش‌ها علاوه بر زمان بر بودن، دارای محاسبات پیچیده و زیادی نیز هستند. در سال‌های اخیر روش‌های مختلفی برای تلفیق این نوع داده‌ها و رفع عیب روش قبلی منتشر شده است، مانند استفاده از روش تئوری آماری باینسین [۳۵، ۶۲]، روش‌های بهینه‌سازی براساس تئوری درونیابی و روش SISTEM که هر یک از این روش‌ها دارای نقاط قوت و ضعفی نسبت به همدیگر می‌باشند. به عنوان یک مثال در این بخش در ادامه خلاصه‌ای از روش SISTEM را تشریح می‌کنیم.

۴-۱-۱-۴ روش SISTEM

این روش برای تلفیق اندازه‌گیری‌های ژئودتیک و نقشه‌های سرعت جابه‌جایی سطح زمین حاصل روش‌های ماهواره‌ای برای تولید بهینه نقشه‌های سه‌بعدی سطح زمین استفاده می‌شود. روش SISTEM مخفف برآورد تنسور استرین و میدان سرعت جابه‌جایی به‌طور هم‌زمان با تلفیقی از اندازه‌گیری‌های ژئودتیک و ماهواره‌ای^۴ است، که برای اولین بار توسط گوگلیلمینو و همکاران [۳۳] پیشنهاد شد. این روش با اعمال روش کمترین مربعات وزن‌دار روی یک سیستم معادلات بر پایه تئوری استرین بی‌نهایت کوچک انجام می‌شود، در ضمن بر این موضوع



شکل ۷- جابه‌جایی حاصل از همپوشانی بین برست‌ها تصاویر راداری سنتینل (a) بالاگذر و (b) پایین‌گذر [۶۱].

۴- روش‌های دسته دوم؛ داده‌های ناهمگن

۴-۱- تلفیق دیگر مشاهدات ژئودتیک با مشاهدات حاصل از تداخل‌سنجی راداری

منبع مهم ژئودتیک دیگر که در تعیین مؤلفه‌های متعامد جابه‌جایی سطحی در تلفیق با داده‌های تداخل-سنجی راداری می‌تواند به ما کمک کند و کمبود معادلات مشاهدات را جبران کند، داده‌های مربوط به سیستم تعیین موقعیت جهانی (GPS) و داده‌های تراز یابی می‌باشند. همان‌طور که می‌دانیم روش تداخل‌سنجی راداری نسبت به مؤلفه جابه‌جایی ارتفاعی حساسیت بیشتری دارد این در حالی است که دقت مؤلفه ارتفاعی GPS کمتر از دقت مؤلفه‌های افقی آن است بنابراین ضمن ترکیب مشاهدات راداری و GPS می‌توانیم علاوه بر افزایش دقت مؤلفه ارتفاعی GPS میدان جابه‌جایی سه‌بعدی را برای منطقه بازسازی کنیم. در صورت ترکیب داده‌های حاصل از تراز یابی، GPS و تداخل‌سنجی راداری دستگاه معادلات مشاهدات آن به صورت زیر نوشته خواهد شد.

$$\begin{bmatrix} u_x^1 \\ u_y^1 \\ u_z^1 \\ \vdots \\ u_x^N \\ u_y^N \\ u_z^N \\ T_1 \\ \vdots \\ T_M \\ D_{LOS}^1 \\ \vdots \\ D_{LOS}^k \end{bmatrix}_{(3N+M+K) \times 1} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 1 \\ S_x^1 & S_y^1 & S_z^1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ S_x^k & S_y^k & S_z^k \end{bmatrix}_{(3N+M+K) \times 3} \begin{bmatrix} U_u \\ U_\epsilon \\ U_n \end{bmatrix}_{3 \times 1} \quad (19)$$

^۱ Reykjanes Peninsula
^۲ Markov random field-based
^۳ Simulated annealing algorithm
^۴ Simultaneous and Integrated Strain Tensor Estimation from geodetic and satellite Measurements (SISTEM)

تأکید می‌شود که روش SISTEM یک روش نقطه‌وار است، به این معنی که این روش در نقطه نامعلوم P مسئله کمترین مربعات وزن‌دار را با به کار بردن نقاط GPS اطراف نقطه P و فقط داده‌های InSAR منطبق بر نقطه P حل می‌کند و در نهایت روش نقطه‌وار به این موضوع اشاره دارد که برای مناطقی که داده‌های راداری اندازه‌گیری نمی‌شود روش SISTEM قابلیت برآورد میدان جابه‌جایی تلفیق‌شده را ندارد. مدل ریاضی روش SISTEM قابلیت

تلفیق داده‌های از منابع غیر از GPS و InSAR را دارا می‌باشد، بنابراین داده‌های ترازیبی نیز با مدل ریاضی مرتبط به خود وارد مدل ریاضی SISTEM شده و به ما کمک می‌کند تا میدان سرعت جابه‌جایی دقیق‌تری برای مؤلفه ارتفاعی بتوانیم برآورد کنیم.

پس از توسعه مدل ریاضی SISTEM به‌منظور استفاده از داده‌های ترازیبی و تصاویر راداری از گروه‌های مختلف، ماتریس ضرایب به شکل زیر تعریف می‌شود [۴۰].

$$\underline{A}_{(3N+M+K) \times 12} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(i)} & \Delta x_{2(i)} & \Delta x_{3(i)} & 0 & 0 & 0 & 0 & \Delta x_{3(i)} & -\Delta x_{2(i)} \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(i)} & 0 & \Delta x_{2(i)} & \Delta x_{3(i)} & 0 & -\Delta x_{3(i)} & 0 & \Delta x_{1(i)} \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(i)} & 0 & \Delta x_{2(i)} & \Delta x_{3(i)} & \Delta x_{2(i)} & -\Delta x_{1(i)} & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(N)} & \Delta x_{2(N)} & \Delta x_{3(N)} & 0 & 0 & 0 & 0 & \Delta x_{3(N)} & -\Delta x_{2(N)} \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(N)} & 0 & \Delta x_{2(N)} & \Delta x_{3(N)} & 0 & -\Delta x_{3(N)} & 0 & \Delta x_{1(N)} \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(N)} & 0 & \Delta x_{2(N)} & \Delta x_{3(N)} & \Delta x_{2(N)} & -\Delta x_{1(N)} & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(i)} & 0 & \Delta x_{2(i)} & \Delta x_{3(i)} & \Delta x_{2(i)} & -\Delta x_{1(i)} & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(M)} & 0 & \Delta x_{2(M)} & \Delta x_{3(M)} & \Delta x_{2(M)} & -\Delta x_{1(M)} & 0 \\ S_x^{(1)p} & S_y^{(1)p} & S_z^{(1)p} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ S_x^{(k)p} & S_y^{(k)p} & S_z^{(k)p} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (20)$$

ماتریس فوق، یک ماتریس $(3N + M + K) \times 12$ می‌باشد که N تعداد نقاط GPS به‌کاربرده شده و M تعداد نقاط ترازیبی و در نهایت K تعداد تصاویر راداری می‌باشند بردار مشاهدات و مجهولات نیز به شکل زیر قابل‌ارائه هستند.

$$\mathbf{x} = [U_u \ U_e \ U_n \ \varepsilon_{xx} \ \varepsilon_{xy} \ \varepsilon_{xz} \ \varepsilon_{yx} \ \varepsilon_{yz} \ \varepsilon_{zx} \ w_1 \ w_2 \ w_3]^T$$

$$\mathbf{l} = [u_1 \ u_2 \ u_3 \ \dots \ u_{(N)} \ u_1 \ \dots \ u_{(M)} \ D_{LOS}^1 \ D_{LOS}^2 \ \dots \ D_{LOS}^K]^T$$

یکی از شرط‌های مهم در سرشکنی کمترین مربعات دستگاه معادله بالا این است که قبل از سرشکنی باید مشاهدات اشتباه و خطاهای سیستماتیک کشف و حذف شوند و وزن مشاهدات مختلف در نظر گرفته شود در غیر این صورت نتایج حاصل از بازیابی میدان سه‌بعدی را به‌شدت تحت تأثیر قرار می‌دهند علاوه بر این موارد اثر میدان استرین ناهمگن نیز باید حذف شود چرا که همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد، روش SISTEM بر پایه تغییرشکل بی‌نهایت کوچک و میدان استرین همگن (ساده-سازی در مورد میدان استرین و خطی در نظر گرفتن آن) می‌باشد. در واقع این روش علاوه بر محاسبه میدان جابه‌جایی سه‌بعدی در نقاط مشخص، سعی در محاسبه میدان

استرین همگن نیز دارد لذا نمی‌توان آن را یک روش مجزا برای محاسبه مؤلفه میدان سه‌بعدی قلمداد کرد ضمن اینکه در این روش مشاهدات حاصل از تداخل‌سنجی راداری هیچ دخالتی در برآورد استرین‌ها ندارند (صفر بودن ستون‌های دو سطر آخر ماتریس ضرایب). نکته مهم دیگر که باید در مورد این روش مدنظر قرار گرفته شود ناپایدار بودن ماتریس ضرایب این روش است که برای حل آن نیاز به روش‌های پایدارسازی داریم. در سال‌های اخیر نسخه‌های توسعه یافته این روش توسط محققین ارائه شده است (برای مطالعه بیشتر رجوع شود به [۳۴، ۴۰، ۶۳]).

۵- روش‌های دسته سوم؛ فرض‌ها و مدل‌ها

۵-۱- صرف‌نظر کردن از یک یا دو مؤلفه جابه‌جایی

آسان‌ترین و راحت‌ترین روش برای بازسازی میدان جابه‌جایی قائم و افقی با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری، صرف‌نظر کردن از یک مؤلفه جابه‌جایی افقی (مؤلفه شمالی-جنوبی یا شرقی-غربی) است، البته این امر زمانی امکان‌پذیر است که سازوکار جابه‌جایی افقی منطقه معلوم فرض شود و یا این‌که ترکیب این دو مؤلفه با همدیگر مدنظر قرار گرفته شود. همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، به

۵-۱-۱- تأثیر نادیده گرفتن مؤلفه‌های جابه-جایی افقی در مسئله بازیابی میدان سه‌بعدی

گفتیم که بخاطر ماهیت قطبی بودن مدار ماهواره‌های راداری سهم مؤلفه شمالی-جنوبی از این جابه‌جایی نسبت به سایر مؤلفه‌ها کمتر خواهد بود، بر همین اساس یکی از روش‌های بازیابی جابه‌جایی سه‌بعدی که در بخش ۵-۱ به آن اشاره کردیم صرف‌نظر کردن از یک یا دو مؤلفه جابه-جایی است. با این حال سوالی که مطرح خواهد شد این است که با صرف نظر کردن از یک یا دو مؤلفه جابه‌جایی افقی چه میزان خطا در محاسبه مؤلفه یا مؤلفه‌های دیگر اتفاق خواهد افتاد.

سمیعی اصفهانی و همکاران (۲۰۰۹) در کار پژوهشی خود، به بررسی تأثیر نادیده گرفتن مؤلفه‌های جابه‌جایی افقی در تبدیل اندازه‌گیری در راستای خط دید ماهواره به راستای بالا-پایین با استفاده از رابطه $U_u = \frac{D_{LOS}^{LOS}}{\cos(\theta)}$ پرداخته و خطای این بازیابی را در مؤلفه بالا-پایین به صورت فرم تحلیلی زیر ارائه نمودند [۱۸]:

$$\Delta U_u = \tan(\theta) \{ U_e \cos(\alpha) - U_n \sin(\alpha) \} \quad (24)$$

براساس این رابطه برای ماهواره انویست با زاویه دید تقریباً $23^\circ \leq \theta$ در صورتی که جابه‌جایی افقی موازی با جهت دید آزیموتی^۱ باشد، بیشترین خطا به اندازه $\tan(\theta)$ یا ۴۲ درصد جابه‌جایی افقی در بازیابی مؤلفه بالا-پایین اتفاق می‌افتد و در حالتی که جابه‌جایی افقی عمود بر جهت دید آزیموتی باشد، میزان این خطا صفر خواهد شد.

با توجه به این که در بیشتر مقالات (مخصوصاً مقالات در زمینه فرونشست) بازیابی مؤلفه بالا-پایین با نادیده گرفتن مؤلفه‌های افقی انجام می‌شود لذا رابطه ۲۴ می‌تواند به عنوان یک ابزار کمی دقیق در محاسبه میزان خطای بازیابی مؤلفه بالا-پایین عمل کند. در همین راستا در گروه دیگری از تحقیقات تنها از مؤلفه شمالی-جنوبی صرف نظر کرده و دو مؤلفه دیگر را با دو معادله بالاگذر و پایین‌گذر محاسبه می‌کنند (دستگاه معادلات ۲۲)، بنابراین در اینجا نیز محاسبه میزان خطای اتفاق افتاده در

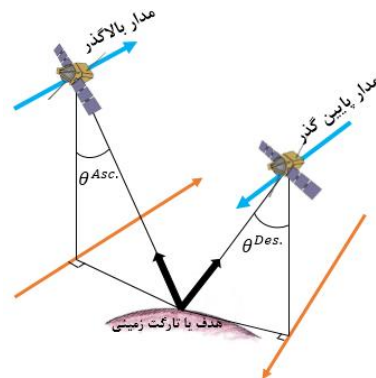
خاطر نزدیک به قطب بودن مدار ماهواره‌های راداری، بردار جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره کمترین حساسیت را به مؤلفه جابه‌جایی شمالی-جنوبی خواهد داشت، حتی در مواقعی که جابه‌جایی مؤلفه شمالی-جنوبی در راستای آزیموت ماهواره باشد، حساسیت صفر بوده و عدم حساسیت جابه‌جایی در راستای خط دید به مؤلفه شمالی-جنوبی را خواهیم داشت [۵، ۲۶]. لذا با صرف‌نظر کردن از این مؤلفه می‌توان دستگاه معادلات ۲ را به صورت زیر بازنویسی نمود [۱۴، ۳۶].

$$\begin{pmatrix} D_{LOS}^{Asc} \\ D_{LOS}^{Des} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta^{Asc}) & -\cos(\alpha^{Asc}) \sin(\theta^{Asc}) \\ \cos(\theta^{Des}) & -\cos(\alpha^{Des}) \sin(\theta^{Des}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_u \\ U_e \end{pmatrix} \quad (22)$$

بنابراین با استفاده از دو هندسه مستقل بالاگذر و پایین‌گذر از یک منطقه (شکل ۸) می‌توان دستگاه معادلات ۲۲ را برای هر پیکسل زمینی حل نمود. حالت دوم ساده‌سازی به این صورت است که دو مؤلفه جابه‌جایی مسطحاتی را با هم ترکیب نموده و به یک مؤلفه تبدیل کنیم (U_h) که در این صورت دستگاه معادلات ۲ به صورت زیر بازنویسی می‌شود [۱۸]:

$$\begin{pmatrix} D_{LOS}^{Asc} \\ D_{LOS}^{Des} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta^{Asc}) & \sin(\theta^{Asc}) \\ \cos(\theta^{Des}) & \sin(\theta^{Des}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_u \\ U_h \end{pmatrix} \quad (23)$$

روش اشاره‌شده در دستگاه معادلات ۲۳ فقط یک دید کلی راجع به میزان جابه‌جایی در راستاهای قائم و افقی به محققین می‌دهد و برای مطالعاتی که تفکیک مؤلفه‌های جابه‌جایی افقی مهم نیست، مناسب است با این حال این روش برای کاربردهای دقیق‌تر و بررسی مکانیزم دقیق جابه‌جایی افقی چندان کاربردی نخواهد بود.



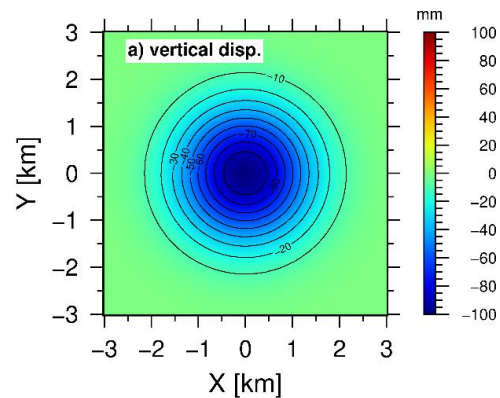
شکل ۸- نواحی مشخصی از زمین هم از مدارهای بالاگذر و هم پایین‌گذر مشاهده می‌شود و هر مدار بردار جابه‌جایی که در بردارنده تصویری یک‌بعدی از میدان جابه‌جایی سه‌بعدی است را در راستای خط دید ماهواره تولید می‌کند.

^۱ Azimuth look direction

این بازیابی در نتیجه نادیده گرفتن سهم مؤلفه شمالی-جنوبی اهمیت پیدا می‌کند. در ادامه این بخش از مقاله خطا در بازیابی مؤلفه‌های بالا-پایین و شرقی-غربی ناشی از نادید گرفتن مؤلفه شمالی-جنوبی را مورد بررسی قرار داده و معادلات ۲۵ را برای محاسبه این خطا پیشنهاد می‌دهیم (پیوست الف).

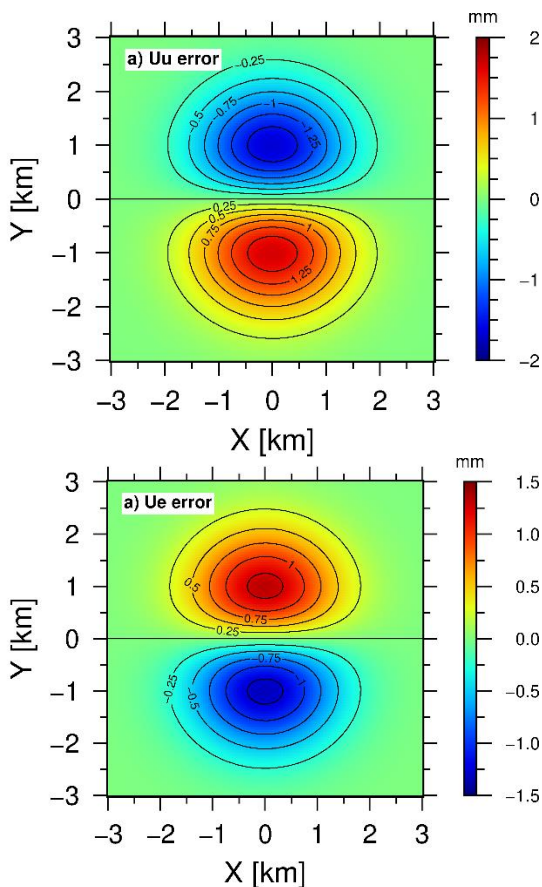
$$\begin{pmatrix} \Delta U_u \\ \Delta U_e \end{pmatrix} = \begin{cases} U_n \tan(\theta) \left\{ \frac{\sin(\alpha^{Des} - \alpha^{Asc})}{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})} \right\} \\ U_n \left\{ \frac{\sin(\alpha^{Des}) - \sin(\alpha^{Asc})}{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})} \right\} \end{cases} \text{if } \theta^{Asc} = \theta^{Des} \quad (25)$$

به منظور روشن شدن این مسئله، ما یک فرونشست کاسه‌ای گوسی ساده (برای مؤلفه بالا-پایین) و یک میدان جابه‌جایی افقی مایل به مرکز فرونشست را شبیه‌سازی کرده (شکل ۹) و سپس این مؤلفه‌های جابه‌جایی را در راستای خط دید ماهواره تصویر نمودیم. در این شبیه‌سازی، معادلات بالا و پایین‌گذر برای ماهواره‌ای با زاویه دید ۲۳ درجه و آزیموت‌های ۳۴۰ و ۱۹۰ به ترتیب برای مدارهای بالا و پایین‌گذر در نظر گرفته شده است.



شکل ۹- مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی شبیه‌سازی شده برای یک فرونشست کاسه‌ای ساده. (a) مؤلفه جابه‌جایی بالا-پایین، (b) مؤلفه‌های جابه‌جایی افقی و جهت آن‌ها

پس از بازیابی مؤلفه‌های بالا-پایین و شرقی-غربی میدان جابه‌جایی با استفاده از معادلات بالا و پایین‌گذر در راستای خط دید ماهواره با نادیده گرفتن سهم مؤلفه میدان جابه‌جایی شمالی-جنوبی، اختلاف این مقادیر از مقدار اصلی آن‌ها محاسبه شده و با نتایج حاصل از رابطه ۲۵ مقایسه شدند، برابر بودن این مقادیر درستی رابطه ۲۵ را تضمین می‌کند.



شکل ۱۰- میزان خطای ناشی از بازیابی مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی با فرض نادیده گرفتن سهم جابه‌جایی مؤلفه شمالی-جنوبی. (a) خطا در بازیابی میدان جابه‌جایی بالا-پایین، (b) خطا در بازیابی میدان جابه‌جایی شرقی-غربی

همانطور که در شکل ۱۰-الف و شکل ۱۰-ب مشاهده می‌کنید تأثیر خطای ایجاد شده بر روی جابه‌جایی بالا-پایین بیشتر از جابه‌جایی شرقی-غربی بوده و البته الگوی این خطا نیز متفاوت از الگوی خطای مؤلفه شرقی-غربی است. برای روشن شدن حداکثر این خطا در مشاهدات ماهواره‌های مختلف راداری چند نمونه از این ماهواره‌ها (با فرض ثابت بودن آزیموت مدارهای بالا و پایین‌گذر) در جدول ۴ با یکدیگر مقایسه شده‌اند. باتوجه به این که تغییرات اندازه خطا برای مؤلفه شرقی-غربی در رابطه ۲۵ به

قبلاً بحث شد در صورتی که از فرض‌هایی در مورد جابه‌جایی در مسئله بازیابی میدان سه‌بعدی جابه‌جایی استفاده شود بسته به میزان بایاسی که این فرض‌ها به مسئله تحمیل می‌کنند بحث صحت نتایج نیز اهمیت پیدا می‌کند، بنابراین روابط ۲۴ و ۲۵ می‌توانند به عنوان معیاری برای ارزیابی صحت نتایج تلقی شوند.

جدول ۴- مقایسه خطا در بازیابی مؤلفه‌های بالا-پایین و شرقی-غربی در چند سنجنده مختلف.

سنجنده	زاویه دید (درجه)	درصد قدرمطلق حداکثر خطا در بازیابی مؤلفه بالا-پایین نسبت به اندازه مؤلفه شمالی-جنوبی	درصد قدرمطلق حداکثر خطا در بازیابی مؤلفه شرقی-غربی نسبت به اندازه مؤلفه شمالی-جنوبی
ENVISAT	۲۳	٪۱۱	٪ ۸/۸
ALOS	۳۸	٪۲۰	٪ ۸/۸
SENTINEL	۴۳	٪۲۴	٪ ۸/۸

که در اینجا V_u, V_e, V_n به ترتیب سرعت جابه‌جایی در راستای مؤلفه‌های شمالی-جنوبی، شرقی-غربی و بالا-پایین بوده که دارای بردارهای هادی یکه $\bar{s}_u, \bar{s}_e, \bar{s}_n$ هستند. پارامتر α_{stop} نشان دهنده شیب سطحی و به ترتیب شیب سطحی در جهت شمالی-جنوبی و شرقی-غربی را مشخص می‌کنند.

بنابراین با استفاده از این فرض و داشتن تنها دو هندسه مداری مستقل (مدارهای بالاگذر و پایین‌گذر) می‌توان میدان سرعت جابه‌جایی سه‌بعدی را برای مناطق دارای جریان‌های یخی یا حتی مناطقی که جابه‌جایی افقی در آن‌ها دارای یک آزیموت مشخص است (مناطق دارای لغزش) [۶۴] مدل‌سازی نمود. با این حال لازم به ذکر است که، این فرض در مناطقی که دارای رسوبات انباشه و زمین‌های ناهموار است نقض شده و برآورد مؤلفه قائم دارای بایاس خواهد بود (مرجع [۶۷] ص ۱۱۳۵ یا [۶۸]). در برخی از موارد به جای بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی به طور مستقیم، ابتدا پارامترهای فیزیکی زمین مدل شده سپس از طریق این مدل می‌توان به جابه‌جایی‌های سطحی واقعی دست یافت. از جمله این مدل‌ها می‌توان به مدل تحلیلی Mogi اشاره نمود که اولین بار برای مدل کردن تکتونیک آتشفشان‌ها به کار برده شد [۶۹]. با این حال این مدل برای برآورد مرتبه اولی از تغییرشکل پدیده‌هایی همچون معدن‌کاری، آزمایشات اتمی زیرزمینی نیز [۷۰] و برداشت از سفره‌های آب زیرزمینی [۷۱] نیز

زاویه دید وابسته نیست و تنها تابعی از زاویه آزیموت مدارهای بالا و پایین‌گذر است، لذا می‌توان نتیجه گرفت که میزان این خطا در هندسه‌های مختلف ثابت بوده و این در حالی است که در مؤلفه بالا-پایین این خطا تابعی از زاویه دید ماهواره بوده و لذا برای سنجنده‌های مختلف مقدار آن متفاوت می‌باشد و هرچقدر زاویه دید بزرگتر باشد به نسبت مقدار این خطا نیز افزایش می‌یابد (جدول ۴). همانطور که

۵-۲- در نظر گرفتن مدل‌های فرضی برای تغییرشکل یا ترکیب مدل‌های ژئوفیزیکی با داده‌های تداخل‌سنجی راداری

علاوه بر داده‌های ژئودتیکی (GPS, LEVELING) با استفاده از داده‌ها و مدل‌های ژئوفیزیکی در تلفیق با داده‌های تداخل‌سنجی راداری نیز می‌توان میدان جابه‌جایی سه‌بعدی را بازسازی نمود، از جمله داده‌های ژئوفیزیکی می‌توان به جابه‌جایی‌های محاسبه شده از تغییرات گرانی منطقه اشاره نمود، همچنین استفاده از مدل‌ها و فرض‌های ژئوفیزیکی نیز روشی دیگر برای این کار است. در ادامه این بخش به چند نمونه از این مطالعات اشاره می‌کنیم. در مطالعه سرعت جابه‌جایی سه‌بعدی حاصل از جریان‌های یخی و حرکات یخچال‌ها در بسیاری از مطالعات از فرض جریان موازی سطح^۱ استفاده می‌شود [۶۴-۶۶]. این فرض برای اولین بار توسط جفین و همکاران [۳۷] ارائه شد و بیان می‌کند که جریان یک یخچال موازی توپوگرافی سطح زمین آن است.

$$\mathbf{v} = \left[\mathbf{D}_{LOS}^{Asc \& Des} / \mathbf{t} \right] = V_u \bar{s}_u + V_e \bar{s}_e + V_n \bar{s}_n$$

$$\frac{V_u}{V_h} = |\mathbf{V}_e \bar{s}_e + \mathbf{V}_n \bar{s}_n| = \alpha_{stop} \quad (26)$$

$$\alpha_{stop} = \sqrt{\left(\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} \right)^2 + \left(\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}} \right)^2}$$

^۱ Surface-Parallel Flow Assumption

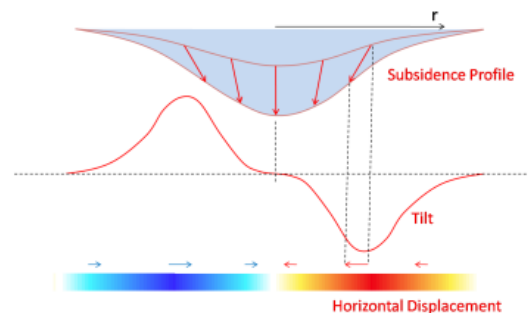
فرض ژئوفیزیکی بر مبنای رابطه بین جابه‌جایی افقی و جابه‌جایی قائم (شکل ۱۲) در بازسازی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی در مناطق دارای فرونشست استفاده شده است [۷۴]. بر مبنای این فرض یک پارامتر تیلت^۲ (ζ) به‌عنوان مشتق مکانی اول ($\frac{\partial}{\partial r}$) پروفیل فرونشست منطقه (\mathbf{d}_z) به‌صورت معادله زیر تعیین می‌شود [۱۸].

$$\zeta = \mathbf{d}'_r = \frac{\partial}{\partial r}(\mathbf{d}_z) \quad (28)$$

براساس شباهت بین منحنی جابه‌جایی افقی و پارامتر تیلت، کراتسچ^۳ (۱۹۸۳) یک فرض را ارائه کرد؛ بدین‌صورت که جابه‌جایی افقی متناسب با پارامتر تیلت می‌باشد و رابطه آن را به‌صورت زیر ارائه نمود [۱۸].

$$\mathbf{d}_h = \mathbf{K} * \mathbf{d}'_r = \mathbf{K} * \frac{\partial}{\partial r}(\mathbf{d}_z) \quad \mathbf{K} = 0.33 * \mathbf{R} \quad (29)$$

در این رابطه \mathbf{K} ضریب تناسب بین جابه‌جایی افقی و پارامتر تیلت می‌باشد که به ویژگی‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی مواد سطح زمین بستگی دارد و \mathbf{R} شعاع منطقه فرونشست می‌باشد. از آنجایی که پارامتر تیلت را به‌عنوان اولین مشتق مکانی پروفیل فرونشست معرفی کردیم، برای محاسبه آن ابتدا لازم است تا یک سطح با استفاده از داده‌های گسترده جابه‌جایی راداری برای منطقه محاسبه کنیم (روش آنالیز سری زمانی PS این داده‌ها را برای ما فراهم می‌نماید) سپس برای این که سطح ما به‌صورت پیوسته و بر روی یک گرید منظم قرار بگیرد یک درون‌یابی (معمولاً کریجینک) بر روی داده‌ها صورت می‌گیرد (برای کسب اطلاعات بیشتر درباره مراحل انجام این روش به مرجع [۱۸] مراجعه شود).



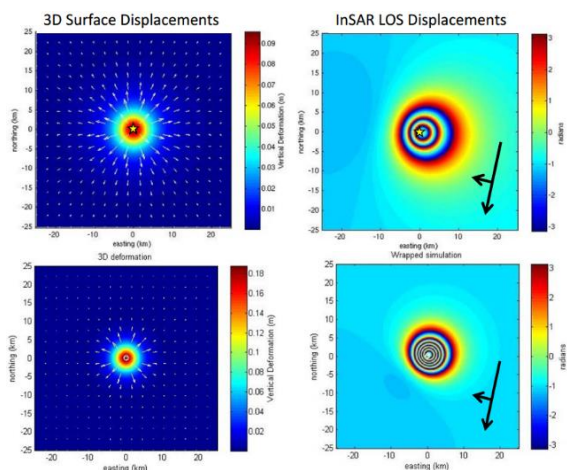
شکل ۱۲- فرونشست، جابه‌جایی افقی و تیلت [۱۸]

کاربرد دارد. با فرض اینکه نرخ تغییر حجم جسمی که در عمق d از سطح زمین قرار دارد (منبع نقطه‌ای، مثل ماگما) برابر ΔV باشد در این صورت میدان نرخ جابه‌جایی سطحی مرتبط با این جسم طبق مدل Mogi از رابطه زیر محاسبه می‌شود [۶۹].

$$\begin{cases} \mathbf{V}_u = \frac{3\Delta V \mathbf{d}}{4\pi(\mathbf{d}^2 + \mathbf{r}^2)^{3/2}} \\ \mathbf{V}_h = \frac{3\Delta V \mathbf{r}}{4\pi(\mathbf{d}^2 + \mathbf{r}^2)^{3/2}} \end{cases} \quad (27)$$

که در اینجا $\mathbf{V}_u, \mathbf{V}_h$ به ترتیب نرخ جابه‌جایی سطحی در جهت افقی و قائم و \mathbf{r} فاصله شعاعی از تصویر مرکز سطحی منبع تغییر شکل می‌باشند.

علاوه بر این مدل، مدل تحلیلی Okada [۷۲] از جمله مدل‌های پر کاربرد دیگر است که بیشتر برای مدلسازی پارامترهای گسل مورد استفاده قرار می‌گیرد [۳۹, ۷۳]. در این مدل‌ها حتی با داشتن یک اندازه‌گیری در راستای خط دید ماهواره قادر خواهیم بود پارامترهای مدل را برآورد نموده و سپس از طریق مدل به جابه‌جایی سه‌بعدی دست پیدا کنیم.



شکل ۱۱- ستون سمت چپ به ترتیب از بالا به پایین؛ میدان جابه‌جایی سه‌بعدی حاصل از مدل تحلیلی Mogi و Okada و ستون سمت راست جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره برای مدار پایین‌گذر شبیه‌سازی شده برای هر کدام از میدان‌های جابه‌جایی سه‌بعدی می‌باشند^۱

مثال سوم از روش‌های مورد استفاده در بخش ۵-۲ روش ارائه‌شده در [۱۸] می‌باشد که در این روش از یک

^۱ Tilt
^۳ Kratzsch

^۲
https://earth.esa.int/documents/10174/643007/D5T1a_2_WRIG_HT_LTC2013.pdf

سه هندسه مستقل را برآورد کردیم و مشاهده شد که کمترین دقت مربوط به بازیابی مؤلفه شمالی-جنوبی خواهد بود. در ادامه روش‌های دسته دوم؛ استفاده از داده‌های ناهمگن (مشاهدات مستقل ژئودتیکی مانند GPS و ترازایی) می‌باشد، که در این روش با تلفیق بردارهای جابه‌جایی حاصل از GPS یا ترازایی با مشاهدات حاصل از تداخل‌سنجی راداری سعی در بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی واقعی می‌شود، و در نهایت دسته سوم روش‌ها؛ شامل مطالعات و تجارب قبلی از نحوه جابه‌جایی منطقه و یا استفاده از فرض‌هایی در مورد جابه‌جایی منطقه است که در این رابطه نیز دو روش؛ ۱- صرف‌نظر کردن از یک یا دو مؤلفه جابه‌جایی (در صورتی که سازوکار جابه‌جایی معلوم باشد) که برای این مورد با توجه به خطای ایجاد شده در بازیابی سایر مؤلفه‌ها یک فرم بسته تحلیلی برای اندازه‌گیری این خطا ارائه شده و با داده‌های شبیه‌سازی شده مورد ارزیابی قرار گرفت و در نهایت ۲- در نظر گرفتن مدل‌های فرضی برای تغییرشکل یا ترکیب مدل‌های ژئوفیزیکی با داده‌های تداخل‌سنجی راداری را می‌توان معرفی کرد. هرکدام از روش‌های اشاره‌شده در بالا که برای بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی مورد استفاده قرار می‌گیرد دارای نقاط قوت و وضعی هست و با توجه به منطقه مورد مطالعه، نوع تغییرشکل سطحی اتفاق افتاده در آن و همچنین با توجه به وجود سایر اطلاعات ژئودتیکی منطقه، انتخاب و مورد استفاده محققین قرار می‌گیرد. در نهایت، ما امیدواریم که توانسته باشیم در این مقاله یک راهنمای مفید به منظور انتخاب روش مناسب برای بازیابی میدان جابه‌جایی سه‌بعدی را فراهم کرده باشیم.

پیوست الف.

برآورد حداکثر خطای ایجاد شده در بازیابی مؤلفه‌های بالا-پایین و شرقی-غربی در صورت نادیده گرفتن سهم جابه‌جایی شمالی-جنوبی (رابطه ۲۵). در صورتی که دو معادله بالاگذر و پایین‌گذر از یک منطقه را که توسط یک سنجنده برداشت شده است را به صورت زیر در نظر بگیریم.

$$(\theta^{\text{Asc}} = \theta^{\text{Des}}) \rightarrow \begin{cases} \mathbf{d}_{\text{LOS}}^{\text{Des}} = U_n \cos(\theta) - U_e \sin(\theta) \cos(\alpha^{\text{Des}}) + U_n \sin(\theta) \sin(\alpha^{\text{Des}}) \\ \mathbf{d}_{\text{LOS}}^{\text{Asc}} = U_n \cos(\theta) - U_e \sin(\theta) \cos(\alpha^{\text{Asc}}) + U_n \sin(\theta) \sin(\alpha^{\text{Asc}}) \end{cases}$$

بنابراین؛

بنابراین با اجرای این روش برای یک منطقه دارای رفتار فرونشست، می‌توانیم میدان جابه‌جایی سه‌بعدی را با دقت خوبی بازسازی کنیم.

سه مثال بالا نمونه‌ای از روش‌های پرکاربرد بود که با در نظر گرفتن مدل‌های فرضی برای تغییرشکل یا ترکیب مدل‌های ژئوفیزیکی با مشاهدات حاصل از تداخل‌سنجی راداری سعی در برآورد مؤلفه‌های میدان جابه‌جایی سه‌بعدی یا نرخ آن داشتند. علاوه بر این‌ها روش‌های دیگر توسط سایر محققین در این زمینه بکار گرفته شده است، که البته این روش‌ها به صورت موردی برای مناطق با رفتارهای جابه‌جایی خاص بکار برده شده‌اند، از جمله مهم‌ترین این روش‌ها می‌توان به روش ارائه شده در منابع [۷۶، ۷۵] یا منبع [۷۷] به منظور بازیابی میدان جابه‌جایی حاصل از معدن‌کاری و یا روش مورد استفاده در منبع [۷۸] برای پایش حرکت دایک‌ها (Dikes) اشاره نمود.

۶- نتیجه‌گیری

در این تحقیق با توجه به اهمیت شناخت و اندازه‌گیری مؤلفه‌های میدان جابه‌جایی سه‌بعدی سطحی زمین، روش‌های موجود جهت بازیابی این میدان با استفاده از اندازه‌گیری‌های حاصل از تداخل‌سنجی راداری که در دهه‌های اخیر توسعه یافته‌اند به تفصیل مرور شد. در حالت کلی این روش‌ها را می‌توان به سه دسته کلی تقسیم نمود که دسته اول؛ استفاده از داده‌های همگن شامل تصاویر راداری مربوط به ماهواره‌های دیگر و یا استفاده از هندسه‌های تصویربرداری مستقل راداری است که در این دسته به روش‌های همچون؛ ۱- استفاده از ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره حداقل در سه هندسه مستقل (DInSAR)، ۲- ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره با مشاهدات در راستای آزیموت (Azimuth Offset, MAI) و ۳- همپوشانی بین برست‌ها (BOI) در داده‌های ماهواره سنتینل اشاره نمود. در روش‌های اشاره شده برای دسته اول ما دقت برآورد مؤلفه‌های میدان سه‌بعدی را به ازای هندسه دیدهای مختلف برای روش ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره حداقل در

$$\begin{aligned}
 \begin{pmatrix} \mathbf{U}_u \\ \mathbf{U}_e \end{pmatrix} &= \underbrace{\begin{pmatrix} \cos(\theta) & -\sin(\theta)\cos(\alpha^{Des}) \\ \cos(\theta) & -\sin(\theta)\cos(\alpha^{Asc}) \end{pmatrix}^{-1}}_A \underbrace{\begin{pmatrix} \mathbf{d}_{LOS}^{Des} - U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Des}) \\ \mathbf{d}_{LOS}^{Asc} - U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Asc}) \end{pmatrix}}_L \rightarrow \mathbf{x} = \mathbf{A}^{-1}\mathbf{L} \\
 \begin{pmatrix} \mathbf{U}_u \\ \mathbf{U}_e \end{pmatrix} &= \underbrace{\begin{pmatrix} \frac{-\cos(\alpha^{Asc})}{\cos(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} & \frac{\cos(\alpha^{Des})}{\cos(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} \\ \frac{-1}{\sin(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} & \frac{1}{\sin(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} \end{pmatrix}}_{A^{-1}} \underbrace{\begin{pmatrix} \mathbf{d}_{LOS}^{Des} - U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Des}) \\ \mathbf{d}_{LOS}^{Asc} - U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Asc}) \end{pmatrix}}_L \\
 &= \begin{pmatrix} \frac{\cos(\alpha^{Des})\mathbf{d}_{LOS}^{Asc} - \cos(\alpha^{Asc})\mathbf{d}_{LOS}^{Des} + U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Des})\cos(\alpha^{Asc}) - U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Asc})\cos(\alpha^{Des})}{\cos(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} + \frac{U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Des})\cos(\alpha^{Asc}) - U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Asc})\cos(\alpha^{Des})}{\cos(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} \\ \frac{\mathbf{d}_{LOS}^{Asc} - \mathbf{d}_{LOS}^{Des}}{\sin(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} + \frac{U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Des}) - U_n \sin(\theta)\sin(\alpha^{Asc})}{\sin(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} \end{pmatrix} \\
 \begin{pmatrix} \mathbf{U}_u \\ \mathbf{U}_e \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} \frac{\cos(\alpha^{Des})\mathbf{d}_{LOS}^{Asc} - \cos(\alpha^{Asc})\mathbf{d}_{LOS}^{Des}}{\cos(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} \\ \frac{\mathbf{d}_{LOS}^{Asc} - \mathbf{d}_{LOS}^{Des}}{\sin(\theta)\{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})\}} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \tan(\theta)U_n \left\{ \frac{\sin(\alpha^{Des})\cos(\alpha^{Asc}) - \sin(\alpha^{Asc})\cos(\alpha^{Des})}{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})} \right\} \\ U_n \left\{ \frac{\sin(\alpha^{Des}) - \sin(\alpha^{Asc})}{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})} \right\} \end{pmatrix}
 \end{aligned}$$

در نتیجه ماکزیمم خطای ناشی از نادیده گرفتن سهم مؤلفه سوم بر روی تخمین دو دیگر به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$\begin{pmatrix} \Delta \mathbf{d}_u \\ \Delta \mathbf{d}_e \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U_n \tan(\theta) \left\{ \frac{\sin(\alpha^{Des} - \alpha^{Asc})}{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})} \right\} \\ U_n \left\{ \frac{\sin(\alpha^{Des}) - \sin(\alpha^{Asc})}{\cos(\alpha^{Des}) - \cos(\alpha^{Asc})} \right\} \end{pmatrix}$$

مراجع

- [1] Babaei, S., Z. Mouavi, and M. Roostaei, Time Series Analysis of SAR Images Using Small Baseline Subset (SBAS) and Persistent Scatterer (PS) Approaches to Determining Subsidence Rate of Qazvin Plain. *Journal of Geomatics Science and Technology*, 2016. 5:(4) p. 95-111.
- [2] Xiao, R. and X. He, GPS and InSAR time series analysis: deformation monitoring application in a hydraulic engineering resettlement zone, Southwest China. *Mathematical problems in engineering*, 2013. 2013.
- [3] Solaro, G., P. Imperatore, and A. Pepe, Satellite SAR Interferometry for Earth's Crust Deformation Monitoring and Geological Phenomena Analysis, in *Geospatial Technology-Environmental and Social Applications*. 2016, IntechOpen.
- [4] Solari, L., et al., From ERS 1/2 to Sentinel-1: subsidence monitoring in Italy in the last two decades. *Frontiers in Earth Science*, 2018. 6: p. 149.
- [5] Hanssen, R.F., *Radar interferometry: data interpretation and error analysis*. Vol. 2. 2001: Springer Science & Business Media.
- [6] Bamler, R. and P. Hartl, *Synthetic aperture radar interferometry*. Inverse problems, 1998. 14(4): p. R1.
- [7] Massonnet, D., et al., The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 1993. 364(6433): p. 138.
- [8] Hu, J., et al., Resolving three-dimensional surface displacements from InSAR measurements: A review. *Earth-Science Reviews*, 2014. 133: p. 1-17.
- [9] Berardino, P., et al., A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2002. 40(11): p. 2375-2383.
- [10] Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca, Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 2001. 39(1): p. 8-20.

- [11] Hooper, A., P. Segall, and H. Zebker, Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007. 112(B7).
- [12] Kampes, B.M. and R.F. Hanssen, Ambiguity resolution for permanent scatterer interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2004. 42(11): p. 2446-2453.
- [13] Zhang, L., X. Ding, and Z. Lu, Modeling PSInSAR time series without phase unwrapping. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2011. 49(1): p. 547-556.
- [14] Fuhrmann, T. and M.C. Garthwaite, Resolving Three-Dimensional Surface Motion with InSAR: Constraints from Multi-Geometry Data Fusion. *Remote Sensing*, 2019. 11(3): p. 241.
- [15] Gao, M., et al., Regional Land Subsidence Analysis in Eastern Beijing Plain by InSAR Time Series and Wavelet Transforms. *Remote Sensing*, 2018. 10(3): p. 365.
- [16] Sun, H., et al., Monitoring land subsidence in the southern part of the lower Liaohe plain, China with a multi-track PS-InSAR technique. *Remote Sensing of Environment*, 2017. 188: p. 73-84.
- [17] Zhou, C., et al., Insar time-series analysis of land subsidence under different land use types in the eastern Beijing plain, China. *Remote Sensing*, 2017. 9(4): p. 380.
- [18] Samieie-Esfahany, S., et al. On the effect of horizontal deformation on InSAR subsidence estimates. in *Proceedings of the Fringe 2009 Workshop, Frascati, Italy*. 2009.
- [19] Fialko, Y., et al., Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit. *Nature*, 2005. 435(7040): p. 295.
- [20] Fialko, Y., M. Simons, and D. Agnew, The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 Mw7. 1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, 2001. 28(16): p. 3063-3066.
- [21] Gray, L., Using multiple RADARSAT InSAR pairs to estimate a full three-dimensional solution for glacial ice movement. *Geophysical Research Letters*, 2011. 38(5).
- [22] Gudmundsson, S., et al., Three-dimensional glacier surface motion maps at the Gjalp eruption site, Iceland, inferred from combining InSAR and other ice-displacement data. *Annals of Glaciology*, 2002. 34: p. 315-322.
- [23] Guglielmino, F., et al., 3D displacement maps of the 20⁰⁹ L'Aquila earthquake (Italy) by applying the SISTEM method to GPS and DInSAR data. *Terra nova*, 2013. 25(1): p. 79-85.
- [24] Van Leijen, F.J., Persistent scatterer interferometry based on geodetic estimation theory. 2014.
- [25] Qu, C., et al., Relationships between InSAR Seismic Deformation and Fault Motion Sense, Fault Strike, and Ascending/Descending Modes. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2017. 91(1): p. 93-108.
- [26] Wright, T.J., B.E. Parsons, and Z. Lu, Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophysical Research Letters*, 2004. 31(1).
- [27] Jung, H.-S., et al., Mapping three-dimensional surface deformation by combining multiple-aperture interferometry and conventional interferometry: Application to the June 2007 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2011. 8(1): p. 34-38.
- [28] Gourmelen, N., et al., Ice velocity determined using conventional and multiple-aperture InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011. 307(1-2): p. 156-160.
- [29] González, P.J., J. Fernandez, and A.G. Camacho, Coseismic three-dimensional displacements determined using SAR data: theory and an application test. *Pure and Applied Geophysics*, 2009. 166(8-9): p. 1403-1424.
- [30] Funning, G.J., et al., Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2005. 110(B9).
- [31] He, P., et al., High-quality three-dimensional displacement fields from new-generation SAR imagery: application to the 2017 Ezgeleh, Iran, earthquake. *Journal of Geodesy*, 2018: p. 1-19.
- [32] Grandin, R., et al., Three-dimensional displacement field of the 2015 Mw8. 3 Illapel earthquake (Chile) from across-and along-track Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical Research Letters*, 2016. 43(6): p. 2552-2561.
- [33] Guglielmino, F., et al., Simultaneous and integrated strain tensor estimation from geodetic and satellite deformation measurements to obtain three-dimensional displacement maps. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2011. 49(6): p. 1815-1826.
- [34] Catalão, J., et al., Merging GPS and atmospherically corrected InSAR data to map 3-D terrain displacement velocity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2011. 49(6): p. 2354-2360.

- [35] Samsonov, S., et al., Application of DInSAR-GPS optimization for derivation of fine-scale surface motion maps of Southern California. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2007. 45(2): p. 512-521.
- [36] Motagh, M., et al., Quantifying groundwater exploitation induced subsidence in the Rafsanjan plain, southeastern Iran, using InSAR time-series and in situ measurements. *Engineering Geology*, 2017. 218: p. 134-151.
- [37] Joughin, I.R., R. Kwok, and M.A. Fahnestock, Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1998. 36(1): p. 25-37.
- [38] Dai, K., et al., Extracting vertical displacement rates in Shanghai (China) with multi-platform SAR images. *Remote Sensing*, 2015. 7(8): p. 9542-9562.
- [39] Hu, J., et al., Inferring three-dimensional surface displacement field by combining SAR interferometric phase and amplitude information of ascending and descending orbits. *Science China Earth Sciences*, 2010. 53(4): p. 550-560.
- [40] Vollrath, A., et al., Decomposing DInSAR time-series into 3-D in combination with GPS in the case of low strain rates: An application to the Hyblean Plateau, Sicily, Italy. *Remote Sensing*, 2017. 9(1) :p. 33.
- [41] González, P.J. and J. Fernández, Error estimation in multitemporal InSAR deformation time series, with application to Lanzarote, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011. 116(B10).
- [42] Simons, M. and P. Rosen, *Interferometric synthetic aperture radar geodesy*. 2007.
- [43] Strozzi, T., et al., Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2002. 40(11): p. 2384-2391.
- [44] Rodriguez, E. and J. Martin. Theory and design of interferometric synthetic aperture radars. in *IEE Proceedings F (Radar and Signal Processing)*. 1992. IET.
- [45] Michel, R., J.P. Avouac, and J. Taboury, Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 1999. 26(7): p. 875-878.
- [46] Gray, A., et al., Velocities and flux of the Filchner Ice Shelf and its tributaries determined from speckle tracking interferometry. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 2001. 27(3): p. 193-206.
- [47] Rott, H., et al., Mass fluxes and dynamics of Moreno glacier, southern Patagonia icefield. *Geophysical research letters*, 1998. 25(9): p. 1407-1410.
- [48] Derauw, D. DInSAR and coherence tracking applied to glaciology: the example of Shirase Glacier. in *Proc. FRINGE*. 1999. Citeseer.
- [49] De Zan, F., Accuracy of incoherent speckle tracking for circular Gaussian signals. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2014. 11(1): p. 264-267.
- [50] Bamler, R. and M. Eineder. Split band interferometry versus absolute ranging with wideband SAR systems. in *IGARSS 2004. 2004 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 2004. IEEE.
- [51] Bamler, R. and M. Eineder, Accuracy of differential shift estimation by correlation and split-bandwidth interferometry for wideband and delta-k SAR systems. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2005. 2(2): p. 151-155.
- [52] Scheiber, R. and A. Moreira, Coregistration of interferometric SAR images using spectral diversity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2000. 38(5): p. 2179-2191.
- [53] Madsen, S.N., H.A. Zebker, and J. Martin, Topographic mapping using radar interferometry: Processing techniques. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 1993. 31(1): p. 246-256.
- [54] Van Oostveen, J., Optimized Extraction of InSAR derived Along-Track Deformation during Glacial Surges. 2014.
- [55] Hagberg, J.O., L.M. Ulander, and J. Askne, Repeat-pass SAR interferometry over forested terrain. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1995.33 :p. 331-340.
- [56] Bechor, N.B. and H.A. Zebker, Measuring two-dimensional movements using a single InSAR pair. *Geophysical research letters*, 2006. 33(16).
- [57] Barbot, S., Y. Hamiel, and Y. Fialko, Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 Mw7. 2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2008. 113(B3).
- [58] Jung, H.-S., J.-S. Won, and S.-W. Kim, An improvement of the performance of multiple-aperture SAR interferometry (MAI). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2009. 47(8): p. 2859-2869.
- [59] Rocca, F. Perspectives of Sentinel-1 for InSAR applications. in *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 2012 IEEE.

- [60] Torres, R., et al., GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 2012. 120: p. 9-24.
- [61] Spaans, K.H., Near-real time volcano monitoring and modelling using radar interferometry. 2016, University of Leeds.
- [62] Samsonov, S. and K. Tiampo, Analytical optimization of a DInSAR and GPS dataset for derivation of three-dimensional surface motion. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2006. 3(1): p. 107-111.
- [63] Hu, J., et al., Three-dimensional surface displacements from InSAR and GPS measurements with variance component estimation. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2012. 9(4): p. 754-758.
- [64] Ao, M., et al., Measurement of the three-dimensional surface deformation of the Jiayu landslide using a surface-parallel flow model. *Remote Sensing Letters*, 2019. 10(8): p. 776-785.
- [65] Cumming, I. and J. Zhang, Measuring the 3-D flow of the Lowell Glacier with InSAR. *Proceedings of ESA Fringe*, 1999. 99.
- [66] Kumar, V., G. Venkataramana, and K.A. Høgda, Glacier surface velocity estimation using SAR interferometry technique applying ascending and descending passes in Himalayas. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2011. 13(4): p. 545-551.
- [67] Bishop, M.P., et al., *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. 2011: Springer Science & Business Media.
- [68] Rao, Y., *Synthetic Aperture Radar (SAR) Interferometry for Glacier Movement Studies*. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, 2011: p. 1133-1142.
- [69] Kiyoo, M., Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Earthq Res Inst*, 1958. 36: p. 99-134.
- [70] Wei, M., Location and source characteristics of the 2016 January 6 North Korean nuclear test constrained by InSAR. *Geophysical Journal International*, 2017. 209(2): p. 762-769.
- [71] Carnec, C. and H. Fabriol, Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, using SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 1999. 26(9): p. 1211-1214.
- [72] Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 1985. 75(4): p. 1135-1154.
- [73] Vajedian, S. and M. Motagh, Coseismic displacement analysis of the 12 November 2017 Mw 7.3 Sarpol-e Zahab (Iran) earthquake from SAR Interferometry, burst overlap interferometry and offset tracking. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 4 (2018), Nr. 3, 2018. 4(3): p. 205-209.
- [74] Denkevich, E., O. Konovalov, and M. Zhuravkov, Experimental and numerical investigation the divergence of horizontal and vertical displacement in longwall mining, in *Geomechanics and Geodynamics of Rock Masses*. 2018, CRC Press. p. 781-784.
- [75] Li, Z.W., et al., Retrieving three-dimensional displacement fields of mining areas from a single InSAR pair. *Journal of Geodesy*, 2015. 89(1): p. 17-32.
- [76] Zheng, M., et al., Monitoring and analysis of mining 3D deformation by multi-platform SAR images with the probability integral method. *Frontiers of Earth Science*, 2019. 13(1): p. 169-179.
- [77] Yang, Z., et al., Retrieving 3-D large displacements of mining areas from a single amplitude pair of SAR using offset tracking. *Remote Sensing*, 2017. 9(4): p. 338.
- [78] Dentz, F., et al., On the Potential of Satellite Radar Interferometry for Monitoring Dikes of the Netherlands, in *Geomatics*, Faculty of Aerospace Engineering. 2006, Delft University of Technology.