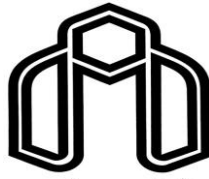


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی عمران

پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی و مدیریت منابع آب

ارزیابی فرونشست زمین با استفاده از داده‌های سری زمانی تداخل

سنجی راداری

نگارنده: حسام اکبری قوچانی

اساتید راهنما:

دکتر سعید گلیان

دکتر سعید قره‌چلو

خرداد ۱۳۹۸

شماره: ۹۸۴۴
تاریخ: ۹۸/۳/۲۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای حسام اکبری قوچانی با شماره دانشجویی ۹۵۰۱۸۰۴ رشته مهندسی عمران گرایش مهندسی و مدیریت منابع آب تحت عنوان ارزیابی فرونشست زمین با استفاده از داده‌های سری زمانی تداخل سنجی راداری که در تاریخ ۱۳۹۸/۰۳/۰۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

☐ قبول (با درجه: ... ☐ مردود			
☐ نظری ☐ عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر سعید گلپای	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر سعید قره‌چلو	استادیار	
۳- استاد مشاور			
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر ایمان آقایان	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر عماد محجوبی	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر مهدی عجمی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر رضا نادری

دانشکده مهندسی عمران و آب و خاک
آب و خاک و مهندسی عمران
آب و خاک و مهندسی عمران

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می‌تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

ماحصل آموخته‌هایم را تقدیم می‌کنم به آنان که مهر آسمانی‌شان آرام بخش آلام زمینی‌ام است.

به استوارترین تکیه گاهم، دستان پرمهر پدرم

به سبزترین نگاه زندگیم، چشمان سبز مادرم

به همراهان همیشگی و پشتوانه‌های زندگیم خواهر و برادرم

که هرچه آموختم در مکتب عشق شما آموختم و هرچه بکوشم قطره‌ای از دریای بی‌کران مهربانیتان را سپاس نتوانم بگویم. آوردی گران سنگ‌تر از این ارزان نداشتم تا به خاک پایتان نثار کنم، باشد که حاصل تلاشم نسیم گونه غبار خستگی‌تان را بزدايد.

بوسه بر دستان پرمهرتان

تعهد نامه

اینجانب **حسام اکبری قوچانی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی و مدیریت منابع آب دانشکده عمران دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه با موضوع ارزیابی فرونشست زمین با استفاده از داده‌های سری زمانی تداخل سنجی راداری تحت راهنمایی دکتر سعید گلیان به عنوان استاد راهنمای اول و دکتر سعید قره‌چلو به عنوان استاد راهنمای دوم متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه / رساله تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرکی یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام <<دانشگاه صنعتی شاهرود>> و یا <<shahrood university of technology>> به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افراد که در به دست آوردن نتایج اصلی پایان نامه / رساله تاثیر گذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ:

امضای دانشجو:

مالکیت نتایج و حق و نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطاین مطلب باید به نحوی مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه / رساله بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

فرونشست زمین از پدیده‌های مخرب زمین شناختی محسوب می‌شود که می‌تواند خسارت‌های جبران ناپذیر مالی و جانی به دنبال داشته باشد و به بسیاری از سازه‌ها و زیرساخت‌ها آسیب برساند. یکی از عوامل اصلی ایجاد این پدیده، برداشت بی‌رویه از سفره‌های آب زیرزمینی است. تکنیک تداخل سنجی راداری به عنوان یک روش مناسب جهت آشکار سازی تغییرات بوجود آمده در سطح زمین می‌باشد. محاسبه جابه‌جایی‌های رخ داده در سطح زمین با استفاده از این تکنیک، دارای قابلیت‌های منحصر بفردی در ابعاد هزینه، زمان و دقت نسبت به تکنیک‌های دیگر سنجش است. در این مطالعه مقدار فرونشست در دشت مشهد، با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری در بازه زمانی ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ تا ۲۰۰۸/۰۶/۰۲ و ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ تا ۲۰۱۸/۰۵/۲۴ محاسبه و تعیین گردید. بدین منظور داده‌های دو سنجنده مختلف ALOS و Sentinel-1 که به ترتیب در باند L و C راداری می‌باشند مورد استفاده قرار گرفته است. مقدار تجمعی بیشینه فرونشست محاسبه شده از ماهواره ALOS برابر با ۱۳/۷ سانتی‌متر بین بازه زمانی ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ تا ۲۰۰۸/۰۶/۰۲ و ماهواره Sentinel-1 به میزان ۵۳/۸ سانتی‌متر بین بازه زمانی ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ تا ۲۰۱۸/۰۵/۲۴ بوده است. توزیع نواحی فرونشست یافته نیز حاکی از بیشینه نشست در قسمت مرکزی دشت و شمال غربی شهر مشهد می‌باشد. تراز ایستابی آب زیرزمینی منطقه فرونشست یافته از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶ به طور مداوم در حال نزول بوده و سطح آب در چاه‌های پیزومتری در هر سال نسبت به سال قبل دچار افت شده است. با تطبیق نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در دشت مشهد با موقعیت چاه‌های شناسایی شده در منطقه فرونشست یافته مشخص می‌شود بیشترین افت سطح آب مربوط به منطقه فرونشست یافته می‌باشد. بنابراین فرونشست در قسمتی از دشت بوجود آمده که دارای بیشترین افت سطح آب زیرزمینی است.

کلمات کلیدی: تداخل سنجی راداری، فرونشست، دشت مشهد

فهرست

فصل اول: مقدمه و کلیات.....	۱
۱-۱ مقدمه.....	۲
۲-۱ بیان مسئله.....	۶
۳-۱ ضرورت انجام تحقیق.....	۹
۴-۱ اهداف تحقیق.....	۱۰
۵-۱ فرضیات تحقیق.....	۱۱
فصل دوم: مبانی نظری و مروری بر پیشینه.....	۱۳
۱-۲ تعریف فرونشست.....	۱۴
۲-۲ انواع فرونشست.....	۱۴
۳-۲ عوامل ایجاد فرونشست.....	۱۵
۱-۳-۲ سنگ‌های انحلال پذیر.....	۱۵
۲-۳-۲ ذوب یخ لایه‌های منجمد دائمی اعماق زمین.....	۱۶
۳-۳-۲ نشست زمین در اثر معدن کاری.....	۱۶
۴-۳-۲ برداشت سیالات.....	۱۷
۴-۲ شواهد فرونشست زمین.....	۱۷
۱-۴-۲ شکاف.....	۱۷
۲-۴-۲ الگوی خطی پوشش گیاهی در دشت‌ها.....	۲۰
۳-۴-۲ بیرون‌زدگی لوله جدار چاه‌ها.....	۲۰
۴-۴-۲ ایجاد فرو چاله.....	۲۲
۵-۲ مکانیسم فرونشست زمین در اثر برداشت آب زیرزمینی.....	۲۲

۶-۲	روش‌های بررسی و مطالعه پدیده فرونشست زمین.....	۲۴
۱-۶-۲	روش‌های غیرمستقیم بررسی فرونشست زمین.....	۲۴
۱-۱-۶-۲	مدل‌سازی ریاضی.....	۲۵
۲-۱-۶-۲	مدل‌های رستر پایه.....	۲۵
۲-۶-۲	روش‌های مستقیم بررسی فرونشست زمین.....	۲۵
۱-۲-۶-۲	اندازه‌گیری تغییرات تراز در نقاط تراز ارتفاعی.....	۲۵
۲-۲-۶-۲	استفاده از ابزار تراکم‌سنج.....	۲۶
۳-۲-۶-۲	استفاده از روش تداخل‌سنجی دریاچه مصنوعی (InSAR).....	۲۶
۷-۲	بررسی سنجش از دور راداری.....	۲۷
۱-۷-۲	انواع سنجنده.....	۲۸
۲-۷-۲	مبانی رادار.....	۲۸
۳-۷-۲	طول موج راداری.....	۲۹
۴-۷-۲	قطبش.....	۳۰
۵-۷-۲	توان تفکیک در رادار.....	۳۱
۶-۷-۲	اجزاء سیستم تصویربرداری راداری.....	۳۲
۷-۷-۲	هندسه تصویربرداری رادار.....	۳۳
۸-۷-۲	انواع سیستم تصویربردار راداری.....	۳۴
۹-۷-۲	تکنیک تداخل سنجی راداری.....	۳۶
۱-۹-۷-۲	روش تداخل سنجی تک‌گذر.....	۳۷
۲-۹-۷-۲	تداخل سنجی با گذر تکراری.....	۳۸
۱۰-۷-۲	بیان ریاضی تداخل سنجی.....	۳۹
۸-۲	تاریخچه مطالعات فرونشست ناشی از استخراج آب‌های زیرزمینی.....	۴۱
۹-۲	تاریخچه کاربرد تداخل سنجی راداری در اندازه‌گیری جابه‌جایی سطح زمین.....	۴۳

۴۴	۱۰-۲ مروری بر مطالعات گذشته.....
۴۴	۱-۱۰-۲ منابع خارجی.....
۴۶	۲-۱۰-۲ منابع داخلی.....
۴۹	فصل سوم: مواد و روش‌ها.....
۵۰	۱-۳ منطقه مورد مطالعه.....
۵۰	۱-۱-۳ زمین‌شناسی منطقه.....
۵۲	۲-۱-۳ شرایط اقلیمی منطقه.....
۵۵	۳-۱-۳ آب‌های سطحی منطقه.....
۵۷	۴-۱-۳ آب زیرزمینی منطقه.....
۵۹	۵-۱-۳ کاربری اراضی منطقه.....
۶۰	۲-۳ ماهواره‌های مورد استفاده برای بررسی پدیده فرونشست.....
۶۰	۱-۲-۳ Sentinel-1 ماهواره.....
۶۳	۲-۲-۳ ALOS ماهواره.....
۶۶	۳-۳ روند تحقیق.....
۶۹	فصل چهارم: نتایج و بحث.....
۷۰	۱-۴ مقدمه.....
۷۰	۲-۴ انتخاب زوج تصاویر SAR جهت تداخل سنجی.....
۷۳	۳-۴ ایجاد تداخل نگار.....
۷۳	۴-۴ حذف اثر تأثیر فاز توپوگرافی از تداخل نگار.....
۷۶	۵-۴ انجام عملیات فیلتر گذاری بر روی تداخل نگار.....
۷۸	۶-۴ تولید تصویر همدوس.....

۷-۴	تصحیح مقادیر فاز.....	۸۲
۸-۴	پالایش و تصحیح مضاعف.....	۸۴
۹-۴	تبدیل فاز به جابه‌جایی (فرونشست).....	۸۸
۱۰-۴	بررسی همبستگی تکتونیک با فرونشست.....	۹۵
۱۱-۴	بررسی روند تغییرات آب زیرزمینی.....	۹۹
۱۲-۴	بررسی و پیمایش زمینی منطقه فرونشست یافته.....	۱۰۸
فصل پنجم: نتیجه‌گیری و آزمون فرضیات.....		
۱-۵	آزمون فرضیات.....	۱۱۳
۲-۵	نتیجه‌گیری.....	۱۱۴
۳-۵	پیشنهادهات.....	۱۱۵
۴-۵	محدودیت‌ها.....	۱۱۶
منابع.....		۱۱۷
		۱۱۸

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۲: طبقه بندی انواع فرونشست زمین از لحاظ منشأ..... ۱۴
- شکل ۲-۲: فرونشست زمین بر اثر انحلال سنگ آهک..... ۱۵
- شکل ۳-۲: فرونشست زمین بر اثر ریزش تونل معدن..... ۱۶
- شکل ۴-۲: فرونشست زمین بر اثر استخراج نفت و گاز..... ۱۷
- شکل ۵-۲: شکاف به وجود آمده ناشی از پدیده فرونشست در منطقه کلاته برفی دشت مشهد..... ۱۸
- شکل ۶-۲: فرآیند تشکیل شکاف..... ۲۰
- شکل ۷-۲: مدل ساده شده بیرون زدگی لوله جدار چاه..... ۲۱
- شکل ۸-۲: نمونه‌ای از لوله‌زایی ایجاد شده در روستای کلاته برفی..... ۲۱
- شکل ۹-۲: فرو چاله ایجاد شده در دشت همدان..... ۲۲
- شکل ۱۰-۲: طول موج در سیستم راداری..... ۳۰
- شکل ۱۱-۲: انواع قطبش در تصاویر راداری..... ۳۱
- شکل ۱۲-۲: قدرت تفکیک در جهت برد..... ۳۲
- شکل ۱۳-۲: شمایی از اجزاء تشکیل دهنده رادار..... ۳۳
- شکل ۱۴-۲: هندسه تصویربرداری رادار..... ۳۴
- شکل ۱۵-۲: اینترفرومتری در روش تداخل سنجی تک گذر..... ۳۸
- شکل ۱۶-۲: اینترفرومتری در روش تداخل سنجی با گذر تکراری..... ۳۹
- شکل ۱۷-۲: بیان ساده هندسه تداخل سنجی SAR. A1 و A2 مربوط به موقعیت دو آنتن می‌باشد که به یک منطقه یکسان نظاره دارند..... ۳۹
- شکل ۱۸-۲: ده کشور اول برداشت کننده از منابع آب زیرزمینی در جهان..... ۴۲
- شکل ۱۹-۲: سهم سرانه هر فرد از آب‌های زیرزمینی..... ۴۲
- شکل ۱-۳: موقعیت دشت مشهد در استان خراسان رضوی و کشور..... ۵۰

- شکل ۳-۲: محدوده دشت مشهد با استفاده از گوگل ارث..... ۵۰
- شکل ۳-۳: نقشه زمین‌شناسی دشت مشهد..... ۵۱
- شکل ۳-۴: نقشه گسل‌های موجود دشت مشهد..... ۵۲
- شکل ۳-۵: موقعیت مکانی ایستگاه‌های باران سنجی..... ۵۳
- شکل ۳-۶: سرشاخه‌های رودخانه کشف‌رود..... ۵۷
- شکل ۳-۷: نقشه چاه، قنات و چشمه‌های موجود در دشت مشهد..... ۵۸
- شکل ۳-۸: موقعیت چاه‌های پیزومتری در دشت مشهد..... ۵۹
- شکل ۳-۹: نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در محدوده دشت مشهد..... ۵۹
- شکل ۳-۱۰: نقشه کاربری اراضی دشت مشهد..... ۶۰
- شکل ۳-۱۱: تصویر خام ماهواره Sentinel-1 به تاریخ ۲۸/۰۵/۲۰۱۵ از منطقه مورد مطالعه..... ۶۲
- شکل ۳-۱۲: روند تبدیل تصاویر Level 1.0 به Level 1.1..... ۶۵
- شکل ۳-۱۳: روند تبدیل تصاویر Level 1.0 به Level 1.1..... ۶۵
- شکل ۳-۱۴: تصویر خام ماهواره ALOS به تاریخ ۱۶/۱۰/۲۰۰۷ از منطقه مورد مطالعه..... ۶۶
- شکل ۳-۱۵: روند تحقیق..... ۶۷
- شکل ۴-۱: مراحل محاسبه خط مبنای عمودی توسط افزونه SARscape..... ۷۱
- شکل ۴-۲: مقدار به دست آمده خط مبنای عمودی برای زوج تصویر A3 ماهواره ALOS..... ۷۲
- شکل ۴-۳: مقدار به دست آمده خط مبنای عمودی برای زوج تصویر S1 ماهواره Sentinel-1..... ۷۲
- شکل ۴-۴: مراحل تولید تداخل نگار و تداخل نگار مسطح شده توسط افزونه SARscape..... ۷۴
- شکل ۴-۵: مراحل تولید تداخل نگار و تداخل نگار مسطح شده توسط افزونه SARscape..... ۷۵
- شکل ۴-۶: نمونه تداخل نگار مسطح شده حاصل از پردازش تداخل نگار A3 از ماهواره ALOS..... ۷۵
- شکل ۴-۷: نمونه تداخل نگار مسطح شده حاصل از پردازش تداخل نگار S3 از ماهواره Sentinel-1..... ۷۶
- شکل ۴-۸: مراحل انجام فیلترگذاری بر روی تداخل نگار توسط افزونه SARscape..... ۷۷
- شکل ۴-۹: مراحل انجام فیلترگذاری بر روی تداخل نگار توسط افزونه SARscape..... ۷۷

- شکل ۴-۱۰: انجام فیلتر توافقی گلداشتاین بر روی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS.....۷۸
- شکل ۴-۱۱: انجام فیلتر توافقی گلداشتاین بر روی زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1.....۷۸
- شکل ۴-۱۲: اطلاعات مربوط به همدوسی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS.....۸۰
- شکل ۴-۱۳: اطلاعات مربوط به زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1.....۸۱
- شکل ۴-۱۴: مراحل تصحیح مقادیر فاز توسط افزونه SARscape.....۸۳
- شکل ۴-۱۵: مراحل تصحیح مقادیر فاز توسط افزونه SARscape.....۸۳
- شکل ۴-۱۶: تصحیح مقادیر فاز بر روی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS.....۸۴
- شکل ۴-۱۷: تصحیح مقادیر فاز بر روی زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1.....۸۴
- شکل ۴-۱۸: مراحل پالایش و تصحیح مضاعف بر روی زوج تصاویر توسط افزونه SARscape.....۸۵
- شکل ۴-۱۹: مراحل پالایش و تصحیح مضاعف بر روی زوج تصاویر توسط افزونه SARscape.....۸۶
- شکل ۴-۲۰: پالایش و تصحیح مضاعف بر روی فاز اصلاحی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS.....۸۶
- شکل ۴-۲۱: پالایش و تصحیح مضاعف بر روی فاز اصلاحی زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1.....۸۷
- شکل ۴-۲۲: مراحل تبدیل فاز به جابه‌جایی توسط افزونه SARscape.....۸۸
- شکل ۴-۲۳: مراحل تبدیل فاز به جابه‌جایی توسط افزونه SARscape.....۸۸
- شکل ۴-۲۴: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر A1 از ماهواره ALOS.....۸۹
- شکل ۴-۲۵: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر A2 از ماهواره ALOS.....۹۰
- شکل ۴-۲۶: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS.....۹۱
- شکل ۴-۲۷: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر S1 از ماهواره Sentinel-1.....۹۲
- شکل ۴-۲۸: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر S2 از ماهواره Sentinel-1.....۹۳
- شکل ۴-۲۹: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1.....۹۴
- شکل ۴-۳۰: نقشه میزان بزرگی زلزله‌های رخ داد بین ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ تا ۲۰۰۸/۰۶/۰۲ که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند.....۹۶
- شکل ۴-۳۱: نقشه میزان بزرگی زلزله‌های رخ داد بین ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ تا ۲۰۱۸/۰۵/۲۴ که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند.....۹۹

- شکل ۴-۳۲: موقعیت چاه‌های پیزومتری شناسایی شده در منطقه فرونشست..... ۱۰۱
- شکل ۴-۳۳: تغییرات سطح آب چاه‌های پیزومتری در منطقه فرونشست..... ۱۰۶
- شکل ۴-۳۴: میزان افت سطح آب چاه‌های پیزومتری منطقه فرونشست یافته از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶..... ۱۰۷
- شکل ۴-۳۵: نقشه میزان افت سطح آب چاه‌های پیزومتری منطقه فرونشست یافته از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶..... ۱۰۷
- شکل ۴-۳۶: تطبیق نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در دشت مشهد با موقعیت چاه‌های شناسایی شده در منطقه فرونشست یافته..... ۱۰۸
- شکل ۴-۳۷: موقعیت منطقه توس و کلاته برفی در منطقه فرونشست یافته..... ۱۱۰
- شکل ۴-۳۸: ایجاد ترک در ساختمان‌های مسکونی در منطقه توس مشهد..... ۱۱۰
- شکل ۴-۳۹: شکاف به وجود آمده ناشی از پدیده فرونشست در منطقه کلاته برفی دشت مشهد..... ۱۱۱
- شکل ۴-۴۰: نمونه‌ای از لوله‌زایی ایجادشده در روستای کلاته برفی..... ۱۱۲

فهرست جداول

- جدول ۱-۲: باندهای ماکروویو مورد استفاده در سنجنده‌های راداری..... ۳۰
- جدول ۱-۳: مشخصات شاخه‌های حوضه آبریز کشف‌رود بر اساس ایستگاه‌های هیدرومتریک..... ۵۶
- جدول ۲-۳: اطلاعات مربوط به تصاویر مورد استفاده از ماهواره Sentinel-1..... ۶۲
- جدول ۳-۳: اطلاعات مربوط به تصاویر مورد استفاده از ماهواره ALOS..... ۶۴
- جدول ۱-۴: اطلاعات زوج تصاویر استفاده شده ماهواره ALOS..... ۷۰
- جدول ۲-۴: اطلاعات زوج تصاویر استفاده شده ماهواره Sentinel-1..... ۷۱
- جدول ۳-۴: مقادیر همدوسی برای زوج تصاویر ماهواره ALOS..... ۷۹
- جدول ۴-۴: مقادیر همدوسی برای زوج تصاویر ماهواره Sentinel-1..... ۸۰
- جدول ۵-۴: نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری ماهواره ALOS..... ۹۵
- جدول ۶-۴: نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری ماهواره Sentinel-1..... ۹۵
- جدول ۷-۴: آمار مربوط به شدت بزرگی زمین‌لرزه‌های رخ داد بین ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ تا ۲۰۰۸/۰۶/۰۲ که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند..... ۹۶
- جدول ۸-۴: آمار مربوط به شدت بزرگی زمین‌لرزه‌های رخ داد بین ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ تا ۲۰۱۸/۰۵/۲۴ که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند..... ۹۷
- جدول ۹-۴: چاه‌های پیزومتری موجود در منطقه فرونشست..... ۱۰۰

فصل اول

مقدمه و کلیات

۱-۱ مقدمه

از گذشته تا به امروز انسان از قدرت فکر و علم خود به عنوان ابزاری قدرتمند و مؤثر در جهت حفظ آسایش و امنیت، برای حل بحران و مشکلات به وجود آمده استفاده کرده است. رشد روزافزون جمعیت، منجر به استفاده بی‌رویه از آب در مصارف صنعتی و کشاورزی شده، که نتیجه آن ایجاد اثرات نامطلوب کمی و کیفی در منابع آب بوده است. مصرف بی‌رویه و کنترل نشده آب زیرزمینی، کاهش نزولات جوی، تمرکز مصرف در برخی نقاط (عدم تعادل بین تقاضا و پتانسیل تأمین آب)، الگوی کشت نامناسب و عدم آبیاری صحیح، حفر چاه‌های متعدد و غیرقانونی و بهره‌برداری بی‌برنامه از آن‌ها در چند دهه اخیر باعث بحرانی شدن وضعیت منابع آب زیرزمینی در اکثر دشت‌های کشور شده است. به نحوی که سطح آب زیرزمینی در اغلب آبخوان‌های کشور به‌طور مداوم سیر نزولی داشته است. بخش اعظمی از کشور ایران نیز به دلیل قرار گرفتن در ناحیه آب و هوایی خشک و نیمه‌خشک از میانگین بارش کمی برخوردار است. بنابراین به دلیل عدم دسترسی به آب‌های سطحی در بخش زیادی از کشورمان آب زیرزمینی در تأمین آب مصرفی در بخش کشاورزی، شرب و صنعت نقش اساسی دارد، به‌طوری‌که بر اساس آمار ۵۵ درصد از نیاز آبی کشور از آب‌های زیرزمینی تأمین می‌شود. برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی، به همراه منابع هیدروکربنی (نفت و گاز) موجب کاهش فشار منفذی و افزایش تنش در رسوبات سست می‌گردد. به‌موجب آن لایه‌های آبدار فشرده شده و به تدریج مقدمات نشست^۱ در سطح زمین را فراهم می‌آورند (Pheine et al., 2006). فشار منفذی در تعادل با فشار رو به پایین ناشی از وزن لایه‌های رویی خاک منجر به ایجاد یک وضعیت تعادلی در آبخوان می‌گردد. وقتی آب در آبخوان پایین می‌آید حفره‌های درون خاک که تاکنون پر از آب بوده‌اند جای خود را به هوا می‌دهند، با از بین رفتن و کاهش میزان فشار عامل برقراری تعادل در مقابل میزان نیروی ایجاد شده از لایه‌های بالایی کاهش پیدا می‌کند و به همین دلیل لایه‌ها به‌طور تدریجی فشرده می‌شوند و به سمت پایین حرکت می‌کنند. بر اثر نیروی ایجاد

^۱ Subsidence

شده، حفره‌ها به یکدیگر فشرده می‌شوند و درنهایت فرونشست اتفاق می‌افتد (Barends F, et al., 1995).

فرونشست زمین، به علت پایین رفتن سطح آن در اثر تغییر شکل و جابه‌جایی‌های صورت گرفته در لایه‌های زیرین خاک اتفاق می‌افتد. در ۸۰ درصد موارد علت اصلی فرونشست، استخراج بیش از حد آب زیرزمینی است (Galloway, et al., 2001). فرونشست منطقه‌ای زمین شامل فروریزش یا نشست رو به پایین سطح زمین است که می‌تواند دارای بردار جابه‌جایی افقی اندکی باشد. این حرکت از نظر شدت، وسعت و میزان مناطق درگیر محدود نیست. فرونشست در اثر پدیده‌های طبیعی زمین‌شناختی مختلف مانند انحلال، حرکت آرام پوسته، خروج گدازه از پوسته جامد زمین، ذوب شدن لایه‌های منجمد دائمی در اعماق زمین و تراکم نهشته‌ها (Leake, et al., 1991)، ریزش فرو چاله‌ها و یا فعالیت‌های انسانی نظیر معدن کاری زیرزمینی، استخراج نفت و زهکشی خاک‌های ارگانیک نیز ایجاد می‌شود (Ingebritsen, et al., 1999). با وجود این، مهم‌ترین علت فرونشست‌های منطقه‌ای سطح زمین در حوضه‌های رسوبی مناطق خشک و نیمه‌خشک، تراکم سفره‌های آب زیرزمینی در اثر پمپاژ بی‌رویه از این منابع است (Pacheco, et al., 2006). فرونشست منطقه‌ای زمین به دلیل افت سطح آب زیرزمینی عمدتاً در رسوبات تحکیم نیافته یا نیمه تحکیم یافته که در مجاورت لایه‌های شن و ماسه قرار دارد صورت می‌گیرد. به عبارتی افت سطح ایستابی باعث کاهش فشار آب منفذی و افزایش تنش مؤثر وارد بر رسوبات آبخوان می‌شود (طاحونی، ۱۳۸۶). پدیده فرونشست زمین به صورت بالقوه می‌تواند باعث بروز مشکلاتی مانند تخریب ابنیه، لوله‌زایی (بالا آمدن لوله‌های آب از سطح زمین)، ریزش جدار چاه‌ها، بریدگی لوله جداره چاه‌ها، ایجاد درز و شکاف در زمین، تغییر شیب زمین، افزایش سیل‌خیزی، فرورفتن تدریجی دکل‌ها و سازه‌ها، تغییر شیب رودخانه‌ها و جاده‌های منطقه گردد (لشگری‌پور و همکاران، ۱۳۸۶). پدیده فرونشست زمین معمولاً بلافاصله با خروج سیال رخ نمی‌دهد بلکه در زمان طولانی‌تری از برداشت اتفاق می‌افتد.

فرونشست زمین و تبعات آن از جمله ایجاد فرو چاله، شکاف، بالا آمدگی تأسیسات و غیره که ناشی از افت سطح آب‌های زیرزمینی است، مدت زمان زیادی است که به‌عنوان یک مشکل اساسی در دشت‌های زیادی از ایران و جهان شناخته شده است. در گذشته سیستم‌های آبیاری وابسته به جریان آب‌های سطحی بود، اما به دلیل نبود یک منبع آب پایدار و قابل اعتماد برای تولید محصولات، طولی نکشید که این جریان با برداشت از آب‌های زیرزمینی تقویت شد. پمپاژ گسترده از منابع آب زیرزمینی در پی افزایش جمعیت و رشد تقاضا به‌طور قابل توجهی به فرونشست زمین کمک کرد. فرونشست سطح زمین نیروی قابل توجهی است که در بسیاری از نواحی تحمیل می‌شود و در صورت گسترش به ساختارهای زیر بنایی موجود خسارت وارد می‌کند و شرایط زندگی بشر را به مخاطره می‌اندازد. فرونشست می‌تواند آسیب جدی به واحدهای صنعتی و منازل مسکونی وارد کند. تأثیرات فرونشست همچنین ممکن است به‌وسیله لغزش‌ها تسریع گردد. نشانه اولیه این پدیده به‌عنوان یکی از مخاطرات طبیعی همیشه قبل از وقوع ریزش قابل مشاهده نیست به همین دلیل تشخیص و نمایان‌سازی نواحی که به دلیل خطرپذیری و به مخاطره انداختن زندگی، مستعد فرونشست هستند ضروری به نظر می‌رسد.

بر پایه اطلاعات کارگروه فرونشست در سازمان یونسکو، قدیمی‌ترین فرونشست شناخته‌شده در ایالت آلابامای ایالات متحده در سال ۱۹۰۰ میلادی به وقوع پیوسته است. در ایران اولین بار فرونشست زمین در دشت رفسنجان در سال ۱۳۴۶ همراه با پدیده لوله‌زایی در چاه‌های کشاورزی گزارش شده است (حسینی میلانی، ۱۳۷۳). در ایران، بررسی فرونشست زمین سابقه سی‌وپنج ساله دارد و اگر زمانی این پدیده تنها در برخی استان‌ها مثل کرمان و یزد رخ می‌داد، اینک بسیاری از استان‌های دیگر نیز دچار فرونشست هستند و این مشکل به‌طور روزافزون در مناطق بیشتری خودنمایی می‌کند. در همه فرونشست‌هایی که در ایران رخ می‌دهد، استخراج آب زیرزمینی تنها عامل یا مهم‌ترین عامل ایجاد فرونشست است (حقیقت‌مهر و همکاران، ۱۳۹۱). در حال حاضر آمار دشت‌های کشور که با پدیده فرونشست زمین روبرو هستند در حال افزایش است.

به دلیل بروز پدیده مخرب خشکسالی و برداشت بی‌رویه آب‌های زیرزمینی، بسیاری از دشت‌های ایران در سال‌های اخیر دچار فرونشست شده و یا در خطر بروز این پدیده می‌باشند. از این‌رو مطالعات مربوط به فرونشست زمین در ایران روند صعودی داشته و به‌عنوان یکی از اولویت‌های پژوهشی بسیاری از شرکت‌ها و سازمان‌های مرتبط با آب زیرزمینی مطرح شده است.

روش‌های محاسبه تغییرات ارتفاعی، شامل اندازه‌گیری‌های میدانی و سکوی‌های هوایی یا فضایی است که هر یک در بررسی میزان تغییر شکل سطح، مزایا و کمبودهایی دارند. مرسوم‌ترین روش، نقشه‌برداری زمینی است که برای تهیه داده نیاز به نیروی انسانی متخصص دارد و قادر به تهیه نقشه تغییر شکل در یک زمان خاص نیست. اگرچه دقت این روش می‌تواند در سطح میلی‌متر باشد اما تهیه نقشه‌های تغییرات ارتفاعی نیاز به تکرار ماهانه برداشت زمینی دارد. روش به نسبت نوینی که در آن ابزار پایش در میدان قرار می‌گیرد، جابه‌جایی‌های سطح را توسط سیستم موقعیت‌یاب جهانی (GPS)^۱ مشخص می‌کند. گیرنده‌های GPS ضمن اندازه‌گیری طولانی مدت با استفاده از چندین ماهواره، به دقتی در سطح زیر سانتی‌متر دست می‌یابند. در این روش، به چندین ایستگاه پایش در راستای خط مبنای برداشت زمینی نیاز است تا نقشه قابل فهمی از تغییرات سطح میدان به دست آید. به‌طور کلی می‌توان گفت دو روش یاد شده که تغییرات را در مکان‌هایی با تعداد نقاط محدود اندازه‌گیری می‌کند، دسترسی زمینی در آن‌ها لازم و ضروری بوده و به‌طور معمول هزینه‌بر است. در مقابل، سکوی‌های هوایی داده مورد نیاز را به‌سرعت تهیه می‌کنند و هم‌اکنون بسیاری از روش‌های مرتبط با آن‌ها مانند عکس‌برداری استریو^۲ همچنان مورد استفاده قرار می‌گیرد. نقشه حاصل از این روش می‌تواند در حد ۰/۱ تا ۲ متر دقت داشته باشد.

تداخل سنجی داده‌های راداری InSAR^۳ در بین روش‌های متنوع و گوناگون آشکارسازی تغییرات

^۱ Global Positioning System

^۲ Stereo

^۳ Interferometry Synthetic Aperture Radar

پوسته‌ی زمین به‌عنوان بهترین روش اندازه‌گیری پیوسته این تغییرات مطرح می‌باشد (Chatterjee, et al., 2006) اصول این تکنیک اولین بار توسط گراهام^۱ در سال ۱۹۷۴ بیان گردید (Raucoules, et al., 2007). بدین صورت که تداخل سنجی تفاضلی راداری تغییرات فاز را از دو زوج تصویر راداری که در زمان‌های متفاوت اخذ شده‌اند را محاسبه نموده و بر اساس آن تغییرات به وجود آمده در پوسته زمین را به‌صورت کمی و کیفی آشکار می‌نماید (Ketelaar, 2008). از اوایل دهه ۱۹۹۰ با عملیاتی شدن ماهواره‌های راداری، تداخل سنجی راداری نیز به‌صورت گسترده مورد استفاده متخصصان علوم زمین قرار گرفت. این تکنیک برای اندازه‌گیری جابه‌جایی‌های حاصل‌شده از زمین‌لرزه، آتشفشان، حرکات توده‌ای، جابه‌جایی یخچال‌ها و پدیده‌های فرونشست و روانگرایی با موفقیت به کار گرفته شده است (Kampes, 2006).

۱-۲ بیان مسئله

فرونشست پدیده‌ای مورفولوژیکی است که در اثر پایین رفتن سطح زمین به وجود می‌آید. این پدیده می‌تواند متأثر از عواملی چند مانند انحلال شیمیایی، برداشت منابع آب زیرزمینی، برداشت منابع معدنی، برداشت منابع نفت و گاز، آتش‌سوزی زیرزمینی و نهایتاً حرکات تکتونیکی روی دهد. هرچند رخداد این پدیده از فرکانس و توالی نسبتاً زیادی برخوردار است، لیکن به‌واسطه حرکت بسیار کند و آرام زمین در اغلب مواقع درک و اندازه‌گیری آن به‌درستی میسر نیست. بدین سبب رویداد این پدیده در اغلب نواحی تنها زمانی قابل شناسایی است که در مورفولوژی سطحی و به‌خصوص در تأسیسات و تجهیزات اثر گذارده، تخریب و خسارتی ببار آورد. این پدیده طبیعی در پاره‌ای مواقع به سبب تشدید و تحریک عوامل به وجود آورنده آن مانند افزایش فشار در بهره‌برداری و یا بهره‌برداری خارج از ظرفیت ترمیمی منابع آب زیرزمینی دشت‌ها (بهره‌برداری بی‌رویه)، روند و دامنه گسترده‌ای به خود گرفته، علاوه بر ایجاد ترک‌های فراوان در سطح زمین، تبدیل به مخاطره و تهدید برای انسان و دستاوردهای انسانی می‌شود.

^۱ Graham

ایجاد فرو چاله، جابه‌جایی، شکست و ترک در سطح زمین، کج شدگی تأسیسات مرتفع، آسیب‌دیدگی تأسیسات کشاورزی (تأسیسات منصوب در چاه‌های بهره‌برداری، شبکه آبیاری و ...) تخریب و شکستگی پل، راه و شبکه معابر شهری و ... از جمله عمومی‌ترین خسارات و تهدیدات حاصل از تشدید پدیده فرونشست است.

امروزه نشست زمین در اثر برداشت بی‌رویه از لایه‌های آبدار زیرزمینی به‌عنوان یک مخاطره، جوامع ساکن بر آن را در سطوح بین‌المللی تهدید می‌کند. این پدیده در سطح زمین به‌صورت جابه‌جایی‌های عمودی نمود دارد که از مقیاس میلی‌متر تا متر و در محدوده‌ای وسیع حادث می‌گردد. بر طبق گزارش کارشناسان، نزدیک به ۱۵۰ شهر از شهرهای بزرگ دنیا در معرض این مخاطره قرار دارند. از جمله این مناطق می‌توان به مکزیکوسیتی (مکزیک)، لاس‌وگاس، بانکوک (تایلند) و شانگهای (چین) نام برد. از لحاظ هزینه‌های اقتصادی وارد نیز به‌عنوان مثال می‌توان به خسارت ۵۰ میلیون یورویی وارده به شهر مارسیا در اسپانیا اشاره نمود که به طبع آن هزینه‌های سنگین اجتماعی را در دوره خشکسالی ۱۹۹۵-۱۹۹۲ بر جامعه تحمیل نموده است. (Thomas et al., 2009).

در ایران این پدیده به دلیل همراه شدن شرایط اقلیمی و همچنین تسلط شرایط بیابانی بر یک چهارم از مساحت ایران و سوء مدیریت منابع زیر سطحی به‌ویژه آب، نرخ رو به رشدی داشته است. به‌طوری که قریب به نیمی از ۶۰۰ دشت کشور در معرض فرونشست قرار دارد. همچنین مطالعات صورت گرفته در بیش از ۳۵ دشت کشور ارقام نسبتاً بزرگی از نرخ فرونشست را معرفی می‌نماید که در مواردی، روزانه به بیش از یک میلی‌متر نیز می‌رسد (شریفی کیا، ۱۳۹۰).

به‌منظور شناسایی و کاهش پیامدهای ناشی از پدیده فرونشست نیاز به یک سیستم پایش، بیش از پیش در کشور احساس می‌شود. اولین گام در پایش فرونشست اندازه‌گیری مقدار جابه‌جایی ناشی از آن در سطح زمین است. با علم به میزان نرخ فرونشست و همچنین پهنه و گستره مناطق تحت تأثیر، نه تنها قادر خواهیم بود میزان پیشرفت این پدیده را در یک منطقه شناسایی کنیم و از پیشرفت بیشتر آن

جلوگیری نماییم، بلکه می‌توانیم اطلاعات باارزشی از ویژگی‌های زمین‌شناسی و سفره آب زیرزمینی به دست آوریم.

در کشور ایران شناسایی این پدیده در ابتدا متکی به بررسی‌های پیمایشی و عملیات میدانی بود. این روش‌ها علاوه بر دقت اندک عمدتاً زمان‌بر و پرهزینه بوده‌اند به نحوی که تنها در پاره‌ای از نواحی مانند دشت رفسنجان که از نرخ فرونشست بالایی برخوردار است مورد استفاده قرار گرفته‌اند (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۷۷). در دهه گذشته با فراگیر شدن ابراز GPS امکان پایش نواحی در معرض فرونشست باهدف تعیین نرخ نشست مورد توجه قرار گرفت. این تکنیک هر چند به لحاظ دقت مورد قبول و تأیید بود، لیکن به لحاظ مسائلی چند مانند هزینه بالا اجرا در نصب و پایش ایستگاه‌های دائم، عدم سهولت در تعیین دامنه و گستره‌ی فرونشست و نهایتاً نابسامانی در دوره زمانی پایش به واسطه تغییر در بودجه و اعتبارات سالانه، موفقیت آمیز نبوده و مورد استفاده قرار نگرفت (شریفی کیا، ۱۳۹۰).

برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی دشت مشهد طی سال‌های اخیر از یک سو و کاهش نزولات جوی از سوی دیگر، خسارات جبران‌ناپذیری را به استان تحمیل و آن را با خطر فرونشست مواجه کرده است. این مسئله همچنین باعث افزایش درخواست برای حفر چاه‌های آب برای مصارف شرب، کشاورزی و صنعتی شده که در موارد زیادی این حفاری‌ها بدون مجوز، خودسرانه و غیرقانونی صورت گرفته و سطح سفره‌های آب زیرزمینی در دشت‌های استان را به شدت کاهش داده و موجب افزایش نشست برخی دشت‌های استان شده است. دشت مشهد مهم‌ترین دشت استان خراسان رضوی می‌باشد که آب زیرزمینی منبع اصلی جهت تأمین نیازهای آبی خصوصاً کشاورزی محسوب می‌گردد. برداشت بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی منطقه از یک طرف و کاهش نزولات جوی و به تبع آن کاهش تغذیه مخزن آب زیرزمینی در برخی از سال‌ها از طرف دیگر، سبب گردیده که سطح آب زیرزمینی دشت به‌طور مستمر افت نماید. افت شدید سطح آب زیرزمینی اثرات نامطلوب مختلفی را در دشت مشهد موجب گردیده است که ازجمله آن‌ها می‌توان به کاهش آبدهی و یا خشک شدن تعدادی از چاه‌ها و قنوات، کاهش

کیفیت آب زیرزمینی و وقوع پدیده فرونشست در برخی از نواحی آن اشاره نمود.

مسئله اصلی در این پایان نامه اندازه گیری میزان نرخ فرونشست با استفاده از داده های سری زمانی ماهواره های راداری و بررسی ارتباط آن با افت سطح آب زیرزمینی در دشت مشهد می باشد. که در این راستا، استفاده از تکنیک های سنجش از دور راداری که توانایی فراهم نمودن مشاهدات گسترده و منظم را از سطح زمین دارند، می تواند کمک شایانی در امر اندازه گیری جابه جایی ناشی از پدیده فرونشست انجام دهد.

۱-۳ ضرورت انجام تحقیق

سفره های آب زیرزمینی به عنوان یکی از منابع طبیعی پراهمیت در هر کشوری محسوب می شوند. استفاده بی رویه از این ذخیره طبیعی علاوه بر کاهش این گنجینه گران بها، باعث ایجاد پدیده فرونشست و ایجاد خطرات زیان بار آن نیز می گردد. این پدیده به بسیاری از سازه ها و زیر ساخت ها در مناطق شهری و حومه آن مثل ساختمان ها، خیابان ها، بزرگراه ها، پل ها و خطوط انتقال نیرو آسیب های جبران ناپذیری می رساند و با کاهش تخلخل خاک های حاصلخیز کشاورزی باعث تخریب آن ها می شود. علاوه بر آن با رخداد این پدیده ناهنجاری های بسیاری در محیط زیست ایجاد می گردد که از آن جمله می توان به تغییر در توپوگرافی و خصوصیات هیدرولوژیکی یک منطقه، افزایش درجه سیل خیزی با کاهش درجه نفوذپذیری خاک و تغییر در وضعیت زمین شناختی از قبیل جهت و سرعت جریان های آب زیرزمینی اشاره نمود. عملیات تراز یابی به منظور اندازه گیری جابه جایی های سطح زمین در امتداد قائم از دیرباز توسط سازمان نقشه برداری کشور انجام گرفته است (آمیغ پی و همکاران، ۲۰۰۶). در راستای این اندازه گیری ها پدیده فرونشست در برخی از دشت های ایران از جمله دشت مشهد شناسایی و گزارش داده شده است. لیکن این اندازه گیری ها به دلیل صرف وقت و هزینه ی بالا برای پایش فرونشست کافی به نظر نمی رسند. همچنین شبکه سیستم مکان یابی جهانی با عنوان شبکه دائم ژئودتیک که در سال ۲۰۰۴ در ایران دایر شد و تنها شامل ۱۲۰ ایستگاه در سراسر کشور می باشد، نیز نمی تواند پاسخگوی

نیازها در مطالعه این پدیده باشد.

با ورود ماهواره‌های راداری از دهه ۱۹۹۰، تکنیک تداخل سنجی راداری ماهواره‌ای به‌عنوان ابراز مفید در پایش جابه‌جایی‌های سطح زمین ناشی از پدیده‌های مختلف از جمله فرونشست شناخته شد. دقت مشاهدات و اندازه‌گیری‌ها نیز در این روش قابل مقایسه با دقت اندازه‌گیری‌های سیستم مکان‌یاب جهانی و ترازابی می‌باشد. همچنین این روش از نقطه نظر صرفه‌جویی در هزینه و زمان در مقایسه با روش‌های دیگر از قابلیت بالایی برخوردار است. از طرفی فراوانی مکانی و همچنین فراوانی نسبتاً خوب زمانی مشاهدات رادار در مقایسه با ترازابی و سیستم مکان‌یابی جهانی در سال‌های اخیر دیدگاهی گسترده را برای پایش تغییرات سطح زمین فراهم کرده است. علاوه بر فراوانی مکانی و زمانی مشاهدات، استفاده از این روش باعث صرفه‌جویی در زمان و هزینه می‌گردد. امروزه استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری به‌جای ترازابی و سیستم مکان‌یابی جهانی در اندازه‌گیری‌های سطح زمین بسیار متداول است. در ایران نیز از چند سال اخیر از این تکنیک در پایش تغییر شکل‌های مختلف سطح زمین استفاده شده است.

۱-۴ اهداف تحقیق

پدیده فرونشست منطقه وسیعی را تحت تأثیر قرار می‌دهد اما به‌راحتی قابل شناسایی نیست و عموماً در مواردی که باعث تخریب تأسیسات، آسیب به ساختمان‌ها و زیربناها می‌شود قابل تشخیص است. این پدیده قابل پیشگیری می‌باشد و در زمان وقوع می‌توان روند آن را کند و یا در بهترین حالت آن را متوقف کرد. جبران خسارت در مناطقی که فرونشست در آن رخ داده بسیار پرهزینه است و حتی در برخی موارد مانند ترمیم شکاف‌های به وجود آمده در زمین قابل جبران و ترمیم نمی‌باشد. سعی بر آن است با انجام این تحقیق و مشخص کردن مناطق دارای فرونشست، پیش از اینکه فرونشست باعث به وجود آمدن خسارت جانی و مالی به مردم منطقه و همچنین از بین رفتن راه‌های ارتباطی، تأسیسات مناطق مسکونی و زمین‌های کشاورزی، خطوط انتقال آب و انرژی شود شناسایی شده و میزان آن بیان شود و با مشخص کردن مناطق بحرانی از تشدید خسارت در آن منطقه جلوگیری شود و تا حد امکان

خسارت به وجود آمده رفع و آسیب‌ها ترمیم شوند. فرونشست به خودی خود از مخاطرات مهم است، اما وجود فرونشست در یک منطقه و هم زمانی آن با یک مخاطره دیگر نظیر سیل و یا زلزله باعث چند برابر شدن خسارت احتمالی می‌شود. با مشخص کردن مناطق و همچنین با انجام برنامه‌ریزی در آن منطقه می‌توان روند افزایشی آن را کند کرده و در هنگام بروز مخاطره آمادگی مقابله با آن را داشته باشیم و همچنین در مناطقی که دارای بیشترین فرونشست می‌باشد و این پدیده در آن به‌صورت بحرانی در آمده از احداث پل، تونل و یا فعالیت‌های عمرانی جلوگیری کرد و همچنین با انجام بازدیدهای مرتب برخی از خسارات به وجود آمده را از بین برد و یا تعدیل کرد. به‌طور کلی می‌توان اهداف این تحقیق را در موارد زیر بیان کرد:

- اندازه‌گیری نرخ فرونشست منطقه مورد مطالعه به کمک تکنیک تداخل سنجی راداری
- بررسی تغییرات سطح آب چاه‌های پی‌زومتری منطقه فرونشست یافته در یک دوره آماری ۱۱ ساله (مهر ۱۳۸۵ تا مهر ۱۳۹۶)
- ارتباط فرونشست ایجاد شده با سطح آب زیرزمینی در منطقه

۵-۱ فرضیات تحقیق

- با استفاده از روش تداخل سنجی راداری می‌توان نرخ و دامنه فرونشست را در دشت مشهد استخراج نمود
- نرخ و دامنه فرونشست در منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر برداشت از آب‌های زیرزمینی می‌باشد.
- میزان فرونشست طی یک دهه اخیر در دشت مشهد روند افزایشی داشته است.

فصل دوم

مبانی نظری و مروری بر پیشینه

۲-۱ تعریف فرونشست

بنا به تعریف یونسکو فرونشست عبارت است از فروریزش و یا نشست سطح زمین که به علت‌های متفاوت در مقیاس بزرگ روی می‌دهد. به‌طور معمول این اصطلاح برای حرکت قائم رو به پایین به کار می‌رود. پدیده فرونشست زمین، فروریزش یا نشست رو به پایین سطح زمین است که می‌تواند دارای جابه‌جایی افقی کم باشد (Poland, 1984). پدیده‌ی یاد شده زمین‌لغزه‌ها^۱ را به دلیل اینکه حرکت آن‌ها دارای بردار افقی قابل توجهی می‌باشد و همچنین نشست در خاک‌های دستی را شامل نمی‌شود (شمشکی و همکاران، ۱۳۸۴). حرکت این پدیده از نظر شدت، وسعت و میزان مناطق درگیر محدود نمی‌باشد. پدیده فرونشست در اصل به فرورفتگی در سطح زمین اطلاق می‌شود، و نشست سطح زمین به سمت پایین بدون محدودیت در سرعت، بزرگی، یا ناحیه وقوع پدیده می‌باشد. فرونشست می‌تواند در اثر پدیده‌های طبیعی زمین‌شناختی مانند انحلال، آب شدگی یخ‌ها و تراکم نهشته‌ها، حرکات آرام پوسته و خروج گدازه از پوسته جامد زمین و یا فعالیت‌های انسانی نظیر معدنکاری، برداشت آب‌های زیرزمینی و یا نفت ایجاد شود که در صورت گسترش عواقب شدید زیست محیطی و اقتصادی در پی خواهد داشت.

۲-۲ انواع فرونشست

بر اساس نتایج و تحقیقات انجام شده پدیده فرونشست از لحاظ منشأ به دو گروه تقسیم شده است: (شکل ۲-۱)

- فرونشست در اثر فرآیندهای طبیعی^۲
- فرونشست در اثر فعالیت‌های انسانی^۳

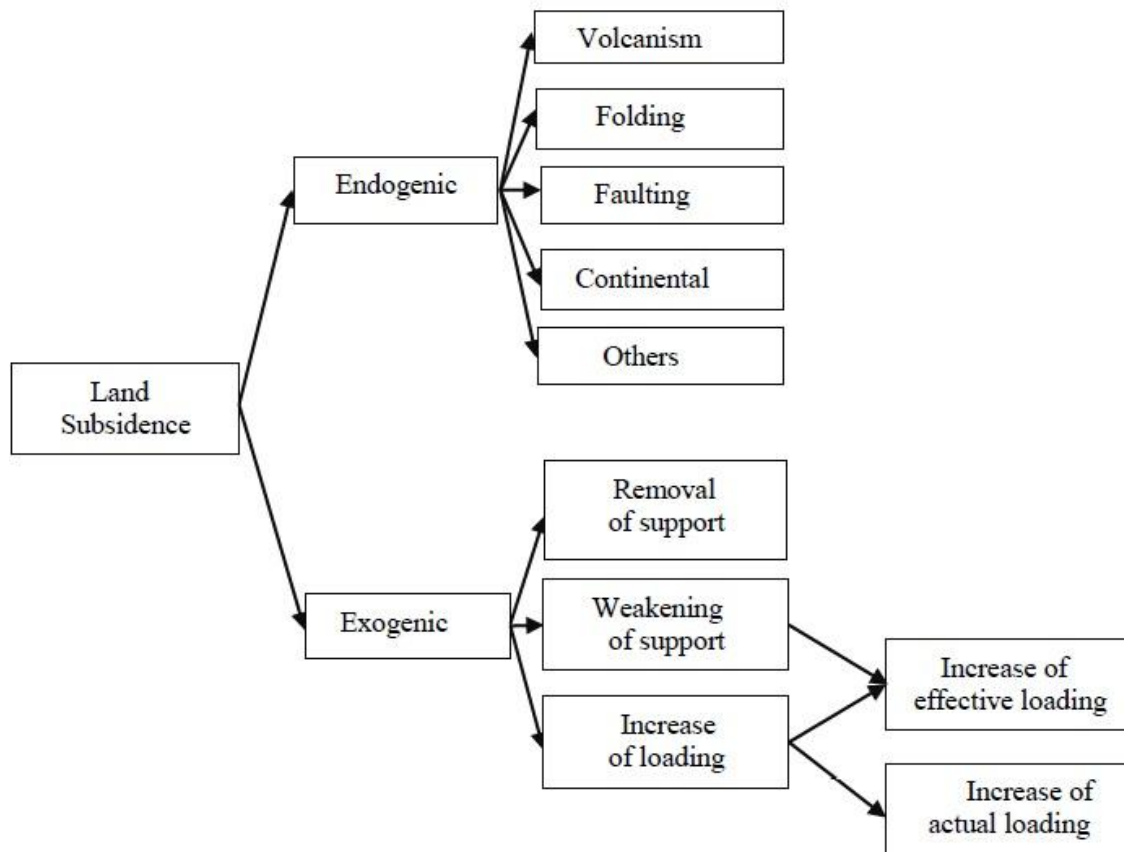
فرونشست ناشی از فرآیندهای طبیعی به فرونشست در اثر فعالیت‌های تکتونیکی، انحلال سنگ‌ها،

^۱ Landslides

^۲ Endogenic Subsidence

^۳ Exogenic Subsidence

فوران‌های آتشفشانی، آب شدگی یخ‌ها، تراکم رسوبات عمیق و دیگر فرآیندهای طبیعی تقسیم می‌شود. از طرفی فعالیت‌های انسانی می‌تواند فرونشست‌های سریع و جدی‌تری را القا کند و به‌طور کلی شامل فرونشست در اثر برداشت بی‌رویه‌ی سیالات و معدنکاری می‌شود، که این فرونشست‌ها ناشی از تعامل انسان و محیط زمین‌شناسی موجود می‌باشد (Waltham, 1989).



شکل ۱-۲: طبقه‌بندی انواع فرونشست زمین از لحاظ منشأ (Prokopovich, 1986)

۲-۳ عوامل ایجاد فرونشست

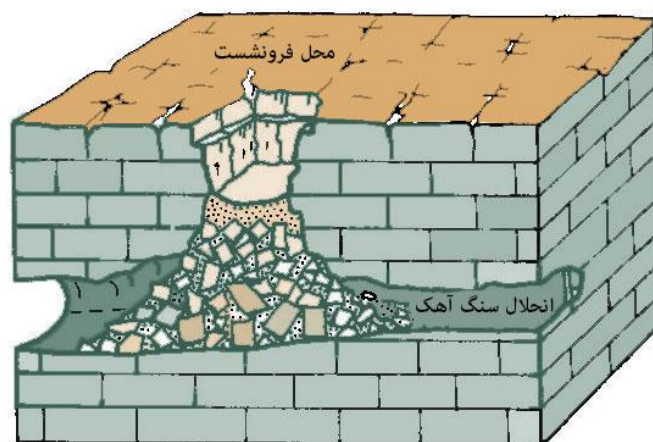
به‌طور معمول پدیده فرونشست در محیط با سازوکارهای مختلف امکان‌پذیر می‌باشد.

۲-۳-۱ سنگ‌های انحلال‌پذیر

مناطق که حاوی سنگ‌های انحلال‌پذیر مانند سنگ آهک، دولومیت، نمک و گچ هستند زمانی که

تحت تأثیر هوازدگی شیمیایی توسط آب زیرزمینی قرار می‌گیرند غارهای زیرزمینی در آن‌ها ایجاد می‌گردد. اگر این غارهای زیرزمینی تا حدی گسترش پیدا کنند که تحمل روباره را نداشته باشند و یا این‌که تحت تأثیر استرس خاصی قرار گیرند (مانند بارگذاری از طریق ساخت‌وساز و یا امواج لرزه‌ای) به‌طور ناگهانی فرو می‌ریزند (Holzer and Pampeyan, 1981). اکثر حفرات زیرزمینی در سنگ‌های آهکی توده‌ای با نفوذپذیری کم که حاوی شکستگی‌های زیاد جهت توسعه عبور جریان آب زیرزمینی هستند ایجاد می‌شود (Waltham, 1989).

میزان انحلال سنگ‌های آهکی ارتباط مستقیمی با مقدار بارندگی، دی‌اکسید کربن موجود در آب زیرزمینی، فعالیت گیاهان و رستنی‌ها و فعالیت‌های باکتریایی درون پوشش خاک دارد. سنگ نمک ممکن است به‌صورت لایه‌های گسترده در توالی‌های رسوبی تشکیل شده باشد (White, 1984). این ماده در اثر چرخش سریع آب‌های زیرزمینی دچار انحلال شده و این عامل باعث فرونشست طبیعی و آرام می‌گردد (شکل ۲-۲). بهره‌برداری و استخراج بی‌رویه آب‌های شور و نمکی به‌وسیله پمپاژ کنترل نشده سبب تشدید رخدادهای فرونشست خطی شده که ممکن است در طی سال‌ها شکل گیرد (Waltham, 1989).



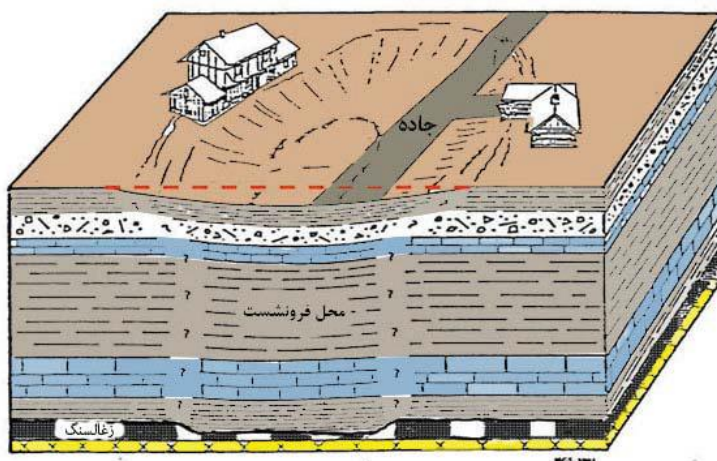
شکل ۲-۲: فرونشست زمین بر اثر انحلال سنگ آهک (Waltham, 1989)

۲-۳-۲ ذوب یخ لایه‌های منجمد دائمی اعماق زمین

ذوب یخ و ناپدید شدن لایه‌های منجمد دائمی اعماق زمین در مناطق منجمد طی سال‌های اخیر تسریع گردیده است. این مسئله باعث فرونشست زمین در حد وسیع و در نتیجه وارد آمدن خسارت به سازه‌ها و ساختارهای زیربنایی در این نواحی شده است. بسیاری از ساختارهای زیربنایی احداث شده در مناطق شمالی کره زمین در نواحی دارای بیشترین پتانسیل خطر واقع شده‌اند و می‌توانند تحت تأثیر فرونشست ناشی از ذوب یخ در خلال گرم شدن کره زمین قرار گیرند (Nelson et al., 2001).

۲-۳-۳ نشست زمین در اثر معدن کاری

بعد از معدن کاری و برداشت ماده معدنی و رها کردن معادن بدون در نظر گرفتن نگهدارند و یا تخریب ستون‌های معدنی که در اثر هوازدگی، فرسایش و یا بار بیش‌ازحد فوقانی نازک شده باشند فرونشست اجتناب ناپذیر است. همچنین در معادن جدیدی که معدنکاری به روش جبهه کار طولانی^۱ برای استخراج کامل لایه‌های نازک زغال سنگ صورت می‌گیرد، بلافاصله بعد از استخراج سطح زمین دچار فرونشست می‌شود (Waltham, 1989).

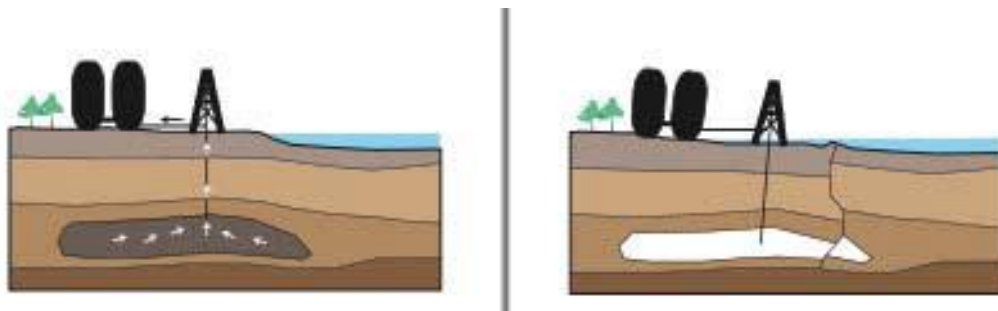


شکل ۲-۳: فرونشست زمین بر اثر ریزش تونل معدن (Waltham, 1989)

^۱ Longwall Face

۲-۳-۴ برداشت سیالات

یکی دیگر از انواع فرونشست که از فعالیت‌های انسانی ناشی می‌شود، استخراج سیالات از منابع زیرزمینی می‌باشد. سیالات زیرزمینی به دو دسته آب زیرزمینی و منابع هیدروکربنی (نفت و گاز) تقسیم بندی می‌شوند، که توسط انسان برداشت می‌گردد. با این وجود در قسمت‌هایی از دنیا مشاهده شده که در اثر استخراج زیاد نفت و گاز از میادین نفتی (شکل ۲-۴) و همچنین برداشت بیش از حد منابع آب زیرزمینی پدیده‌ای که بارها و بارها مشاهده می‌شود، پدیده فرونشست و ایجاد ترک و شکاف در سطح زمین می‌باشد. معمولاً این نوع فرونشست در مقیاس ناحیه‌ای و به صورت تدریجی اتفاق می‌افتد (Xu et al, 2008).



شکل ۲-۴: فرونشست زمین بر اثر استخراج نفت و گاز (Xu et al, 2008)

۲-۴ شواهد فرونشست زمین

فرونشست زمین با تغییراتی که در سطح زمین ایجاد می‌کند قابل شناسایی است. این تغییرات با توجه به کاربری اراضی و شرایط خاص هر منطقه که تحت تأثیر فرونشست قرار گرفته، متفاوت است. مهم‌ترین این تغییرات به شرح زیر می‌باشد:

۲-۴-۱ شکاف^۱

یکی از نشانه‌های پدیده فرونشست ایجاد شکاف در سطح زمین می‌باشد (شکل ۲-۵). که عامل اصلی

^۱ Fissure

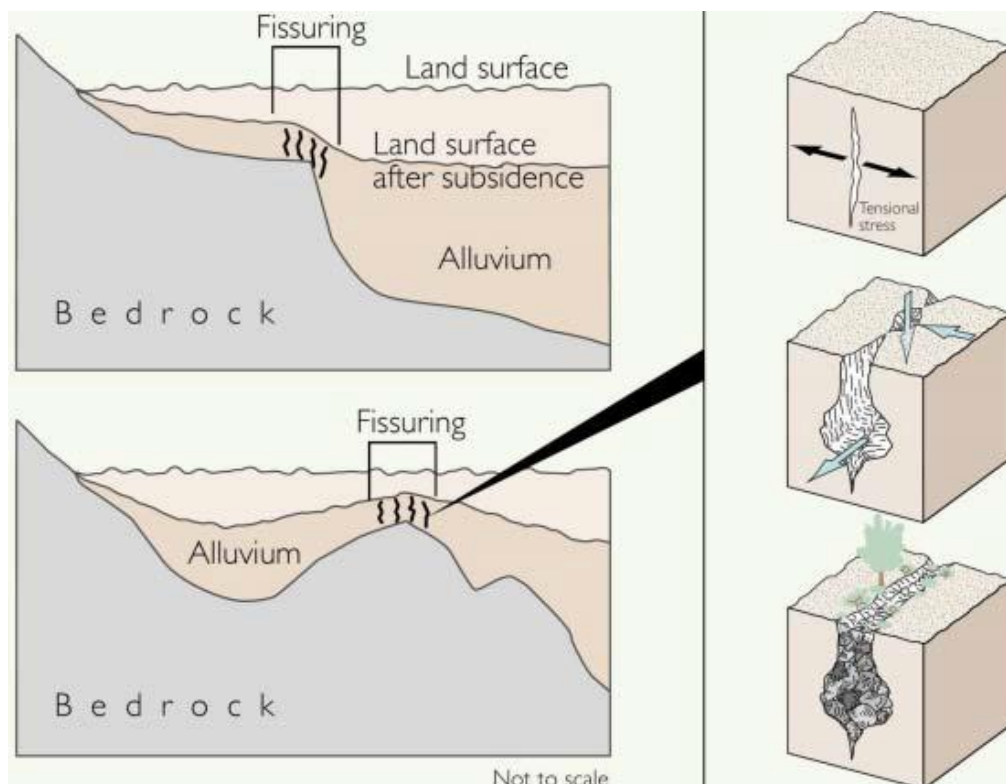
ایجاد آن‌ها افت سطح آب زیرزمینی و تفاوت ضخامت و جنس رسوبات تشکیل دهنده‌ی آبخوان است. همچنین تفاوت نرخ برداشت آب از قسمت‌های مختلف آبخوان نیز می‌تواند دیگر عامل تشکیل شکاف‌های مزبور باشد (Abidin, et al., 2009).

شکاف زمین، شکست کششی در موارد زیر سطحی است که به دلیل تفاوت تراکم رسوبات تشکیل دهنده‌ی آبخوان ایجاد شده است. شکاف‌های اولیه زمین که مدفون شده، تنها زمانی آشکار می‌شود که در سطح زمین فرسایش ایجاد شود. که این موارد اغلب به دلیل باران شدید و یا جاری شدن سیل به وجود می‌آید.



شکل ۲-۵: شکاف به وجود آمده ناشی از پدیده فرونشست در منطقه کلاته برفی دشت مشهد

بیشتر شکاف‌ها در نزدیکی حاشیه حوضه آبرفتی و یا مناطقی که عمق سنگ بستر کم است و یا مناطقی که فرونشست به میزان متفاوت در زمین رخ داده ایجاد می‌شوند. شکاف‌ها بیشتر در مناطقی که ضخامت آبرفت به‌طور قابل توجهی تغییر می‌کند متمرکز هستند. با توجه به شکل ۲-۶ در مراحل اولیه، شکاف‌ها به‌صورت ترک‌های مویی که عرضی کمتر از ۰/۰۵ سانتی‌متر دارند با خطوطی آمیخته از فرورفتگی که شبیه سوراخ جوندگان است ظاهر می‌شوند. این شکاف‌ها در اولین بازشدگی معمولاً ترک‌های عمودی باریکی با عرض کمتر از ۲/۵۴ سانتی‌متر و با چند صد متر طول می‌باشند. شکاف‌های فرونشستی را نباید با آبراهه‌های سطحی اشتباه گرفت. آبراهه‌ها به دلیل فرسایش سطح زمین توسط آب‌های جاری ایجاد می‌شوند و الگوی زهکشی یک منطقه را ترسیم می‌کنند. در حالی که شکاف‌ها ناشی از فرآیند فرونشست بوده و در بیشتر موارد الگوهای زهکشی سطحی زمین را قطع می‌کنند. آب‌های سطحی با ورود به شکاف‌ها مسیر سطحی خود را طی کرده و ممکن است در بعضی از نقاط با برخورد به شکاف‌های عمودی و حرکت رو به پایین درنهایت به سفره آب زیرزمینی راه پیدا کنند. این شکاف‌ها به دلیل حرکت افقی رسوبات به هنگام پمپاژ بی‌رویه آبخوان‌ها ایجاد می‌شوند (Gelt, 1992).



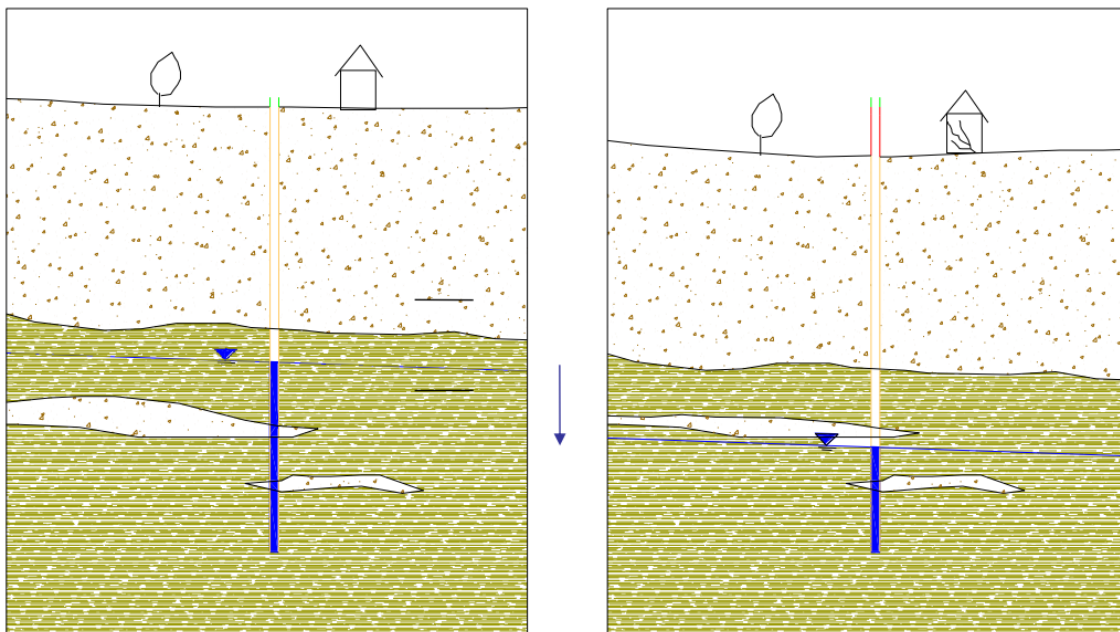
شکل ۲-۶: فرآیند تشکیل شکاف (Gelt, 1992)

۲-۴-۲ الگوی خطی پوشش گیاهی در دشت‌ها

گاهی اوقات شکاف‌های ناشی از فرونشست زمین به محلی جهت رشد گیاهان تبدیل شده و در عکس‌های هوایی می‌توان آن‌ها را از طریق پوشش‌های گیاهی خطی ردیابی کرد (Gelt, 1992).

۲-۴-۳ بیرون زدگی لوله جدار چاه‌ها

در اثر ایجاد فرونشست، به نظر می‌رسد که لوله‌ها و تأسیسات مدفون در زمین رشد پیدا کرده است در حالی که ثابت بوده و زمین اطراف آن‌ها پایین افتاده است (شکل ۲-۷). این پدیده در بسیاری از موارد باعث انحراف از محور قائم لوله جدار، به تله افتادن تجهیزات درون چاهی و در موارد حادتر به علت تغییر شکل زیاد باعث بریدگی لوله جدار نیز می‌شود (آل خمیس و همکاران، ۱۳۸۵).



شکل ۲-۷: مدل ساده‌شده بیرون‌زدگی لوله جدار چاه (آل خمیس و همکاران، ۱۳۸۵)



شکل ۲-۸: نمونه‌ای از لوله‌زایی ایجادشده در روستای کلاته برفی

۲-۴-۴ ایجاد فرو چاله

فرو چاله^۱ها گودال‌های بسته‌ای هستند که به‌صورت حفره‌هایی در سطح زمین‌های آهکی و دیگر سنگ‌های انحلال‌پذیر و یا آبرفتی به وجود می‌آیند و عموماً رواناب از سوراخ موجود در کف آن‌ها به آب‌های زیرزمینی می‌پیوندد (شکل ۲-۹). عوامل زیادی در ایجاد فرو چاله‌ها مؤثر هستند اما به‌طور کلی جنس زمین‌شناسی را می‌توان عامل اصلی در ایجاد این پدیده دانست. همچنین برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی که منجر به پایین افتادن سطح آب زیرزمینی و به هم خوردن تعادل ایزواستاتیک زمین می‌شود نیز می‌تواند از عوامل اصلی تأثیرگذار باشد (رئیزی اردکانی، ۱۳۸۴).



شکل ۲-۹: فرو چاله ایجادشده در دشت همدان (رئیزی اردکانی، ۱۳۸۴)

۲-۵ مکانیسم فرونشست زمین در اثر برداشت آب زیرزمینی

تراکم آبخوان‌ها نتیجه مستقیم افت سطح ایستایی آب در دهه‌های گذشته تشخیص داده شده است. این تراکم در اثر افزایش تنش مؤثری است که در نتیجه کاهش فشار آب منفذی به وجود می‌آید (Waltham, 1989). خاک مجموعه‌ای از ذرات جامد و حفره‌های بین آن‌هاست، این حفرات در منطقه

^۱ Sinkhole

نیمه اشباع توسط آب یا هوا و در مناطق اشباع تماماً به وسیله آب پر می شود. تنش کل وارده بر روی رسوبات اشباع و نیمه اشباع توسط فشار آب منفذی و دانه های رسوبات تحمل می گردد. قسمتی از تنش که توسط ذرات تحمل می گردد را تنش مؤثر^۱ و بخش دیگری از تنش کل را که به آب بین ذرات وارد می شود را فشار آب منفذی^۲ می نامند (طاحونی، ۱۳۸۶). طبق قانون ترزاقی تنش مؤثر از رابطه ۱-۲ محاسبه می شود.

$$\sigma' = \sigma - p \quad (1-2)$$

که در این رابطه σ' تنش مؤثر، σ تنش کل و p فشار آب منفذی می باشد.

زمانی که فشار آب منفذی به خاطر زهکشی کاهش می یابد تنش وارده به صورت تدریجی از آب منفذی به ساختار دانه های رسوبات منتقل می شود. به عبارت دیگر هم زمان با کاهش فشار آب منفذی وزن مؤثر دانه های رسوبات در منطقه نیمه اشباع به تدریج افزایش می یابد (Adrian et al., 1999). به طوری که وقتی سطح آب زیرزمینی به اندازه یک متر کاهش یابد اسکلت خاک افزایش تنشی به اندازه ۱۰ کیلو پاسکال را تحمل خواهد کرد. این افزایش تنش ساختار خاک را جهت سازگاری با وضعیت جدید تنش تغییر می دهد. با تغییر ساختار خاک نسبت تخلخل رسوبات و همچنین حجم رسوبات کاهش می یابد (Bell, 1999). در چنین شرایطی یک تراکم غیر الاستیک به دلیل افزایش تنش مؤثر در خاک رخ داده و چیدمان دانه های خاک به هم خورده و چیدمان جدید باعث کاهش حجم و ضخامت عمودی لایه و در نهایت نشست می گردد. این نوع نشست عمدتاً در رسوبات تحکیم نیافته تا نیمه تحکیم یافته رسی که در مجاورت لایه های شن و ماسه قرار دارد صورت می گیرد، و تراکم برگشت ناپذیر^۳ در آبخوان ایجاد می شود. البته در اینجا بایستی به این موضوع اشاره کرد که تحکیم به نشست طولانی مدت خاک های ریزدانه و اشباع، در اثر خروج آب اطلاق می گردد. در خاک های درشت دانه به علت نفوذ پذیری بالا،

^۱ Effective Stress

^۲ Pore Water Pressure

^۳ Nonrecoverable Compaction

خروج آب به سرعت صورت می گیرد و نشست آبی و تحکیمی همزمان رخ می دهند. لذا در این خاکها تحکیم اهمیت ندارد. لیکن در خاکهای ریزدانه به علت نفوذپذیری پایین و وجود کانی های رسی، خروج آب از خاک پس از گذشت مدت زمان طولانی صورت می پذیرد. بنابراین برخی از محققین پدیده فرونشست را یک پدیده وابسته به زمان می دانند و معتقدند نباید انتظار داشت فرونشست همزمان با عملیات پمپاژ آغاز شود، بلکه این پدیده پس از طی مدتی طولانی بعد از افت سطح آب رخ می دهد (Rojas et al., 2002) و حتی زمانی که سطح آب متوقف شود فرونشست کماکان ادامه می یابد. به طور مثال در ساوانای امریکا فرونشست بعد از ۱۲ سال از توقف سطح آب همچنان ادامه یافته است. اما برخی دیگر نیز بر این باورند که همزمان با شروع افت آب، تراکم و تحکیم آغاز می گردد و به محض اینکه سطح آب شروع به بالا آمدن می کند تراکم متوقف می شود (Wilson and Gorelick, 1996).

۲-۶ روش های بررسی و مطالعه پدیده فرونشست زمین

خطر فرونشست زمین در اثر افت سطح آب های زیرزمینی در نقاط مختلفی از جهان گزارش شده است. در سال های اخیر حالت تصاعدی این پدیده همراه با شهرنشینی شدن، صنعتی شدن و پمپاژ بی رویه از آب های زیرزمینی جهت مصارف کشاورزی مشاهده شده است. با توجه به اینکه فرونشست زمین پدیده ای بزرگ مقیاس و تدریجی می باشد شناسایی و بررسی آن کمی مشکل است. در عین حال روش های متعددی جهت بررسی این پدیده وجود دارد که به طور کلی می توان آن ها را به دو دسته روش های مستقیم و روش های غیرمستقیم تقسیم بندی کرد.

۲-۶-۱ روش های غیرمستقیم بررسی فرونشست زمین

در روش های غیرمستقیم با اندازه گیری پارامترهای مؤثر در فرآیند فرونشست زمین از قبیل جنس رسوبات آبخوان، افت سطح آب زیرزمینی، ویژگی های رسوبات در منطقه اشباع و غیراشباع و ... فرآیند فرونشست مدل سازی می شود. مهم ترین این روش ها را می توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۲-۶-۱-۱ مدل سازی ریاضی

در این روش با مشخص کردن پارامترهای لازم جهت مدل سازی فرونشست، مدل فرونشست تهیه شده و با مشخص کردن نقاط فرونشست یافته، روند آتی این پدیده مورد بررسی قرار می گیرد. این مدل ها ممکن است تأثیر فرونشست را بر روی زیرساخت های منطقه (مانند چاه های آب) مدل کنند و یا اینکه با مدل سازی آب های زیرزمینی (مثل استفاده از مدل های Modflow) یک منطقه به شبیه سازی پدیده فرونشست اقدام نمایند.

۲-۶-۱-۲ مدل های رستر پایه

در مدل های رستر پایه پس از بررسی و مشخص شدن پارامترهای مؤثر بر فرآیند فرونشست، منطقه مورد مطالعه به شبکه از مربعات هم اندازه (پیکسل) تقسیم شده و سپس هر کدام از پارامترها در محیط GIS^۱ به یک لایه رستری تبدیل می شوند. در نهایت با اعمال توابع همپوشانی منطقی و یا ریاضی بر روی این لایه ها، مدل فرونشست که در آن مناطق مستعد به فرونشست زمین مشخص شده است، ایجاد می شود.

۲-۶-۲ روش های مستقیم بررسی فرونشست زمین

در روش های مستقیم بررسی و اندازه گیری فرونشست، از طریق دستگاه ها، ابزارها و یا تصاویر ماهواره ای انجام می شود. مهم ترین این روش ها عبارت اند از:

۲-۶-۲-۱ اندازه گیری تغییرات تراز در نقاط تراز ارتفاعی

معمولی ترین روش بررسی مستقیم فرونشست زمین، ایجاد سکوها ی تراز یابی ثابت و اندازه گیری تراز ارتفاعی در یک دوره زمانی مشخص می باشد. این اندازه گیری در گذشته به روش تراز^۲ صورت می گرفت

^۱ Geographic Information Systems

^۲ Spirit Level

و هم اکنون با استفاده از سامانه موقعیت یاب جهانی (GPS) دنبال می شود (Chen, et al., 2008).

به کمک GPS می توان جابه جایی نسبی و تغییر شکل های بزرگ مقیاس در صفحات زمین را محاسبه کرد؛ بنابراین اگر در یک منطقه شبکه ای از نقاط کنترل در مقیاس بزرگ با دقت بالا موجود باشد می توان جابه جایی های پوسته زمین را در اثر زلزله، رانش، فرونشست و ... نمایش داد. باید توجه داشت که به دلیل محدودیت در ایستگاه های گیرنده زمینی این روش فقط در مورد مناطقی که به تعداد کافی دارای این ایستگاه ها باشد کاربرد دارد.

۲-۶-۲-۲ استفاده از ابزار تراکم سنج^۱

یکی دیگر از روش های مستقیم شناسایی فرونشست زمین استفاده از ابزار تراکم سنج می باشد. این ابزار از یک حسگر متصل به لوله یا کابل تشکیل شده است و به درون لوله جدار چاه فرستاده می شود. کابل یا لوله مرتبط به این ابزار از سطح زمین تا عمقی که در آن لایه های تراکم پذیر قرار دارند امتداد یافته و در بسیاری از موارد از درون این لایه ها عبور می کند. صفحه نمایش این ابزار که در بالای چاه نصب می شود تغییرات ایجاد شده در حد فاصل سطح زمین و حسگر را مورد پایش قرار می دهد. اگر لوله جدار چاه و کابل دستگاه به طور کامل از میان لایه های تراکم پذیر عبور کرده باشند دستگاه تراکم سنج قادر است مقدار واقعی فرونشست را اندازه گیری کند. همچنین اگر تغییر تراز سطح ایستابی و تراکم رسوبات به طور هم زمان اندازه گیری شوند داده های حاصله را می توان جهت تعیین خصوصیات مورد آنالیز قرار داد که می تواند در پیش بینی فرونشست های آبی متمر ثمر باشد.

۲-۶-۲-۳ استفاده از روش تداخل سنجی دریچه مصنوعی (InSAR)

یکی دیگر از روش های مستقیم بررسی پدیده فرونشست، استفاده از روش تداخل سنجی دریچه مصنوعی (InSAR) است. که اساس آن تصویربرداری تکراری و راداری توسط ماهواره های زمین آهنگ می باشد.

^۱ Compaction Recorder

با بررسی این تصاویر می‌توان نقشه‌هایی تهیه کرد که در آن مناطقی که در یک بازه زمانی دچار فرونشست شده‌اند، با دقت تفکیک در حد سانتی‌متر مشخص شده باشند. این نقشه‌ها را اصطلاحاً نقشه‌های تداخل نگار یا تغییر شکل می‌نامند. امروزه استفاده از فناوری سنجش از دور در فرونشست زمین به دلیل پوشش وسیع تصاویر ماهواره‌ای، به‌روز بودن تصاویر، هزینه پایین آن نسبت به روش‌های زمینی بسیار متداول‌تر می‌باشند. به دلیل مزیت‌های ذکر شده این روش نسبت به روش‌های دیگر، در این تحقیق از این روش برای محاسبه فرونشست زمین استفاده شده است.

۲-۷ بررسی سنجش از دور راداری^۱

واژه رادار مخفف "نماین ساز و مسافت یابی رادیویی"^۲ می‌باشد. تصویربرداری ماکروویو^۳ تحت عنوان رادار تصویربرداری شناخته می‌شوند. این ابزارها یک سیگنال را در طول موجی بین ۱ میلی‌متر تا ۱ متر ارسال کرده و بازتاب دریافتی آن را از هدف دریافت می‌کنند. سطح بازتاب دریافتی یا به اصطلاح پس پراکندگی برای هر پیکسل ناحیه تصویربرداری شده ثبت می‌شود و مجموعه‌ای از پیکسل‌ها تصویر راداری را شکل می‌دهند. اولین تجربه در مورد بازتابش امواج رادیویی توسط هرتز آلمانی در سال ۱۸۸۶ به دست آمد. پس از گذشت مدت‌زمان کمی اولین رادارهای تصویربرداری طی جنگ جهانی دوم برای آشکارسازی کشتی‌ها و هواپیما استفاده شد. بعد از جنگ جهانی دوم رادار بادید جانبی جهت جستجوی اهداف نظامی و کشف مناطق نظامی ساخته شد. این‌گونه رادارها با داشتن آنتن در سمت چپ و راست مسیر پرواز قادر به تفکیک دقیق‌تر اهداف مورد نظر بودند. در سال ۱۹۵۰ با توسعه سیستم‌های SLAR تکنولوژی رادار دهانه ترکیبی (رادار با آنتن ترکیبی) گامی در جهت ایجاد تصاویر باکیفیت بالا برداشته شد. در سال ۱۹۶۰ استفاده از رادارهای هوایی و فضایی توسعه یافت و علاوه بر کاربرد نظامی، جهت نقشه‌برداری جغرافیایی و اکتشاف علمی نیز مورد استفاده قرار گرفتند (Massonnet, 1998) و (CCRS,

^۱ Radar

^۲ Radio Detection and Ranging

^۳ Microwave

۲-۷-۱ انواع سنجنده^۱

سنجنده دستگاه دریافت، ثبت و اندازه‌گیری انرژی الکترومغناطیس می‌باشد؛ که از لحاظ نوع، منبع انرژی و هندسه تصویربرداری تقسیم بندی می‌شوند. سنجنده‌ها بر اساس منبع انرژی به دو نوع فعال^۲ و غیرفعال^۳ تقسیم بندی می‌شوند. سنجنده‌های فعال، خود دارای مولد انرژی الکترومغناطیسی هستند. این انرژی‌ها، به‌طرف پدیده موردنظر، فرستاده شده و بازتاب آن‌ها جمع‌آوری و ثبت می‌گردند. سنجنده-های فعال به دلیل استفاده از طول موج‌های بلند وابستگی کمتری به عوامل جوی دارند. از طرفی دیگر سنجنده‌های غیرفعال، خود دارای مولد انرژی الکترومغناطیسی نیستند تا به‌طرف پدیده بفرستند، بلکه انرژی منعکس شده از پدیده‌های مختلف زمین را که اشعه الکترومغناطیسی خورشید به آن‌ها تابیده است، جمع‌آوری می‌کنند. این نوع سنجنده‌ها وابسته به شرایط جوی هستند و تصاویر آن‌ها متأثر از اثرات اتمسفری و به‌خصوص ابر می‌باشند. سنجنده‌های غیرفعال در تمامی بخش‌های طیف الکترومغناطیس عمل می‌کنند ولی بیشترین کاربردشان در بخش مرئی، مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز حرارتی است، در صورتی که سنجنده‌های فعال اغلب در بخش ماکروویو عمل می‌کنند و اکثر آن‌ها را سنجنده‌های راداری تشکیل می‌دهند.

۲-۷-۲ مبانی رادار

سیستم تصویربرداری رادار با استفاده از امواج ماکروویو که در طیف الکترومغناطیس قرار دارد تصویربرداری می‌کند. امواج الکترومغناطیس متشکل از دو میدان سینوسی الکتریکی و مغناطیسی است که طیف الکترومغناطیس شامل تمام فرکانس‌ها و طول موج‌های این موج می‌باشد. این امواج شامل

^۱ Sensor

^۲ Active

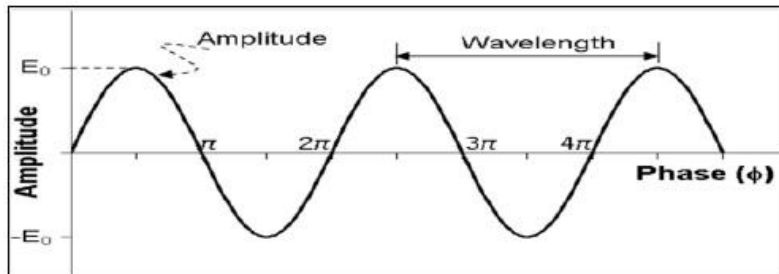
^۳ Passive

امواج گاما با کمترین طول موج تا امواج ماکروویو با بیشترین طول موج می‌باشد. یک سیستم فعال رادار پالس‌های کوتاه ماکروویو را به منطقه مورد نظر ارسال می‌کند. هنگامی که پالس به سطح زمین می‌رسد در تمامی جهات پخش می‌شود. قسمتی از انرژی به سمت آنتن رادار بر می‌گردد (پس پراکنده می‌شود) و برای پردازش‌های بعدی ثبت می‌شود. معمولاً هر پالس انرژی، مدت‌زمان حدود ۱۰ تا ۵۰ میکروثانیه دارد. رادار از امواج ماکروویو با طول موج ۱ میلی‌متر تا ۱ متر استفاده می‌کند. این امواج به دلیل طول موج بالا توانایی عبور از ابر، غبار، باد، مه و... را دارند و قابلیت نفوذ بیشتری داشته و نسبت به برخی از خواص سطح مانند زبری، رطوبت و... حساس می‌باشند. رادار این پالس‌ها را با استفاده از انرژی دریافتی که در طول روز از انرژی خورشید در آنتن‌های خود ذخیره کرد تولید می‌کند و قادر است در طول شبانه روز به فعالیت خود ادامه دهد، لذا حاوی اطلاعات مفیدی از خصوصیات سطح می‌باشد. این دو مزیت نسبت به تصویربرداری اپتیکال، به‌منظور بررسی پدیده‌های با تغییرات سریع و یا به‌منظور نظارت در نواحی ابری حائز اهمیت است.

۲-۷-۳ طول موج راداری

طول موج به فاصله‌ی میان دو قله یا فرود مجاور موج گفته می‌شود (شکل ۲-۱۰). در سنجش‌ازدور راداری از امواجی با طول یک میلی‌متر تا یک متر استفاده می‌شود. امواج ماکروویو توانایی عبور از ابر، باران، غبار، دود و مه را دارند، اگر چه قطرات باران موجب تضعیف قدرت موج ارسالی خواهد شد اما در فرکانس کمتر از ۲ گیگاهرتز (طول موج ۱۵ سانتی‌متر) این تأثیرات بسیار کمتر و قابل اغماض می‌باشد. این در حالی است که با کاهش طول موج این تأثیرات بیشتر خواهند شد (Elachi, et al., 2006). با توجه به طول موج بالاتر امواج ماکروویو نسبت به امواج اپتیکال، برخورد موج ماکروویو به سطح یک جسم، یک برخورد ماکروسکوپیکی خواهد بود. بنابراین موج برگشتی خصوصیتی از اجسام از قبیل حساسیت به شکل هندسی، پستی و بلندی، رطوبت و قابلیت نفوذ در اعماق را به ما خواهد داد که در محدوده اپتیکال به دلیل کوتاهی طول موج، امکان‌پذیر نیست. از آن جایی که گستره طیف امواج

ماکروویو نسبت به طیف‌های مرئی و مادون قرمز وسیع‌تر می‌باشد، لذا اکثر رادارها از این طیف استفاده می‌کنند. در رادارهای تصویربردار اغلب از طول موج‌های جدول ۱-۲ استفاده می‌شود.



شکل ۱-۲: طول موج در سیستم راداری (Xiaobing. Z, 2009)

جدول ۱-۲: باندهای ماکروویو مورد استفاده در سنجنده‌های راداری (David, 1999).

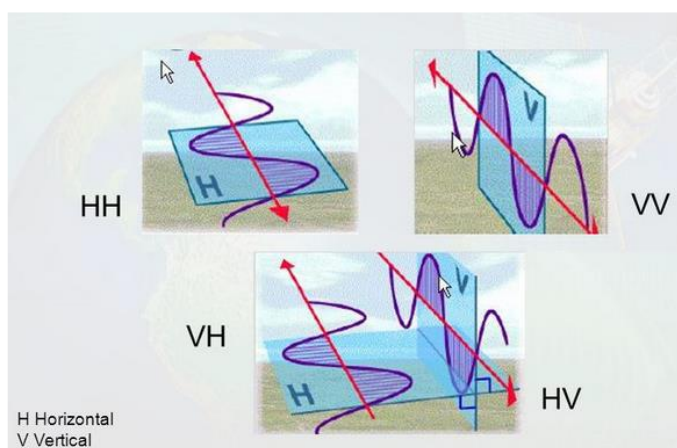
Band Designation	Wavelength (cm)
Ka	0.75 - 1.10
K	1.10 - 1.67
Ku	1.67 - 2.40
X*	2.40 - 3.75
C*	3.75 - 7.50
S	7.50 - 15.0
L*	15.0 - 30.0
P	30.0 - 130
* most commonly used bands	

۲-۷-۴ قطبش^۱

به جهت‌گیری میدان الکتریکی موج الکترومغناطیسی در فضا قطبش موج گویند. قطبش یکی از

^۱Polarization

مهم‌ترین ویژگی‌های امواج راداری است. سنجنده‌های راداری معمولاً امواج را با قطبش مشخص ارسال کرده و با قطبش مشخص دریافت می‌کنند. موج ارسالی از طرف رادار معمولاً بعد از برخورد با اشیا با توجه به میزان ناهمواری و وضعیت آن، دچار تغییراتی در قطبش می‌شود. به همین خاطر بخشی از امواج با پلاریزاسیون دیگری غیر از پلاریزاسیون ارسالی منعکس می‌شوند. بنابراین دسترسی به داده‌های چند قطبشی تشخیص بین عوارض را بهبود می‌بخشد. در قطبش عمودی، جهت میدان الکتریکی عمود بر صفحه جسم و در قطبش افقی، جهت میدان الکتریکی موازی با صفحه جسم می‌باشد. بر این اساس برای تصاویر راداری ۴ نوع قطبش (HH, HV, VV, VH) قابل تعریف است (شکل ۲-۱۱).

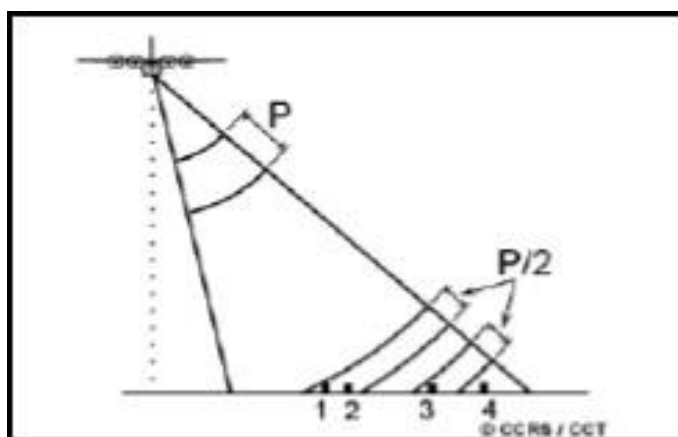


شکل ۲-۱۱: انواع قطبش در تصاویر راداری (Chuvieco, et al., 2009)

۲-۷-۵ توان تفکیک در رادار

توان تفکیک یا رزولوشن عبارت است از توانایی تشخیص شیئی نزدیک به هم به صورت مجزا به عبارت دیگر توان تفکیک به معنی کوچک‌ترین فاصله قابل تشخیص در تصویر می‌باشد. به میزان توانایی رادار جهت تفکیک اشیاء مختلف از همدیگر قدرت تفکیک گفته می‌شود. بر خلاف سیستم‌های نوری افزایش قدرت تفکیک در رادار بر اساس خصوصیات امواج ماکروویو و همچنین تأثیرات هندسی انجام می‌پذیرد. در رادارهای که از یک آنتن جهت ارسال امواج استفاده می‌کنند یک پالس موج ارسال گشته و با دریافت پژواک آن توسط گیرنده تصویر تشکیل می‌شود. دقت تفکیک را می‌توان در دو راستا بررسی کرد. در

جهت سمت ناحیه تصویر که تفکیک آزیموت^۱ نامیده می‌شود و در جهت برد که آن را تفکیک برد^۲ می‌نامیم. تفکیک برد به طول پالس رادار (P) بستگی دارد. در صورتی که عمل تفکیک با طول بیشتر از نصف پالس صورت گیرد، اهداف از یکدیگر قابل تشخیص‌اند. برای مثال در شکل ۱۲-۲ اهداف ۱ و ۲ در تصویر به صورت یک جسم مشخص شده در حالی که اهداف ۳ و ۴ به راحتی از هم تفکیک شده‌اند. با افزایش زاویه تابش (افزایش برد) می‌توان شاهد کاهش دقت برد بود (CCRS, 2006).



شکل ۱۲-۲: قدرت تفکیک در جهت برد (CCRS, 2006)

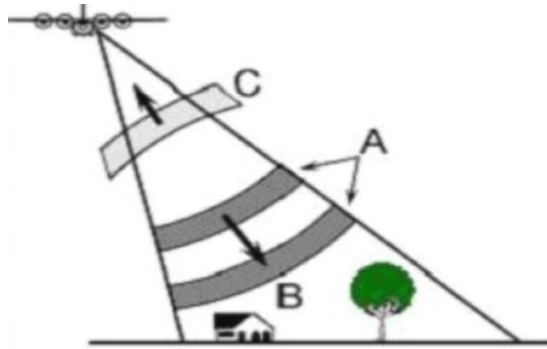
۲-۷-۶ اجزاء سیستم تصویربرداری راداری

یک سیستم تصویربرداری راداری از چهار جز اصلی آنتن، فرستنده، گیرنده و ثبت کننده تشکیل شده است. فرستنده وظیفه تولید سیگنال و انتقال این انرژی ماکروویو به آنتن را دارد. آنتن اغلب به صورت مستطیلی است که به آن دریچه یا گشودگی نیز می‌گویند. همان طور که در شکل ۱۳-۲ مشاهده می‌شود فرستنده پالس‌های کوتاه ماکروویو (A) با فاصله زمانی معین به صورت پرتو متمرکز (B) تولید می‌کند. و آنتن رادار بخشی از سیگنال‌های بازتابیده شده (C) از سطوح مختلف دریافت می‌کند و آنتن پس از دریافت امواج آن‌ها را به گیرنده ارسال می‌کند. گیرنده نیز این امواج را پس از فیلتر و تقویت، در نهایت به سوی ثبت کننده هدایت می‌کند. ثبت کننده انرژی‌های دریافتی را به صورت داده ذخیره

^۱ Azimuth Resolution

^۲ Range Resolution

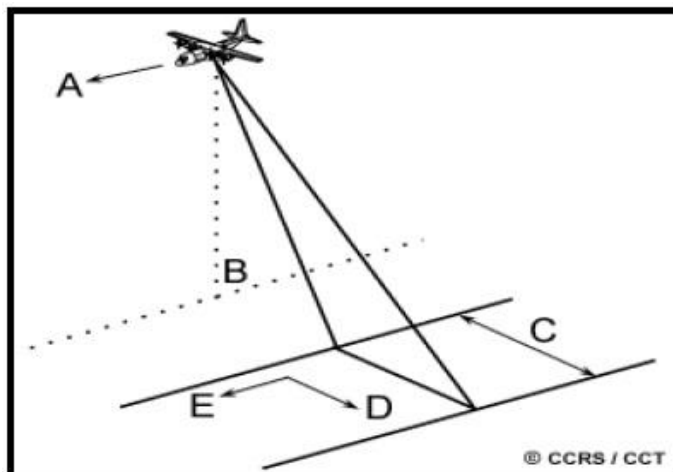
می‌کند (CCRS, 2006).



شکل ۲-۱۳: شمایی از اجزاء تشکیل دهنده رادار (CCRS, 2006)

۷-۷-۲ هندسه تصویربرداری رادار

اساس کار رادار ارسال و دریافت پالس‌های راداری است. پالس‌هایی کوتاه با انرژی زیاد ساطع می‌شوند و سپس اکوهای برگشتی توسط رادار جمع‌آوری می‌شوند. در سیستم رادار یک آنتن بلند روی سنجنده قرار دارد، به‌طوری که محور طولی آن موازی با جهت پرواز می‌باشد. بادید عمود بر جهت پرواز، آنتن ماهواره امواج الکترومغناطیس را به زمین ساطع و امواج بازگشتی را دریافت می‌کند. همان‌طور که در شکل ۲-۱۴ مشاهده می‌شود در سیستم تصویربرداری رادار هوایی با جابه‌جا نمودن سکو در یک مسیر مستقیم که مسیر پرواز (A) نامیده می‌شود، در راستای مایل و در دو جهت پرواز و عمود بر آن تصویربرداری انجام می‌شود. جهت پرواز را راستای آزیموت (E)، عمود بر آن را راستای رنج (D) و راستای مایلی که پالس در آن ارسال و دریافت می‌شود را رنج مایل می‌نامند. پای قائم در صفحه تصویر را ندیر (B) می‌نامند، آنتن ماهواره دارای یک زاویه انحراف نسبت به امتداد ندیر است که این زاویه بین 20° تا 50° متغیر است. به دلیل انحنای سطح زمین این زاویه با زاویه دید ماهواره به میزان ناچیزی تفاوت دارد و لذا در هندسه رادار، سطح زمین مسطح فرض می‌شود (CCRS, 2006).



شکل ۲-۱۴: هندسه تصویربرداری رادار (CCRS, 2006)

۲-۷-۸ انواع سیستم تصویربرداری راداری

سیستم‌های تصویربرداری راداری به دو دسته تقسیم می‌شوند: سیستم راداری دهانه واقعی (RAR^1) و سیستم راداری دهانه مصنوعی (SAR^2) که هر دو دسته سیستم‌هایی بادید جانبی جهت روشن کردن هدف، عمود بر خط پرواز می‌باشند.

سیستم راداری RAR دارای سکوی هوایی بوده و در آن از آنتن با طول ثابت استفاده می‌شود. این سیستم راداری به رادارهای هواپرد پهلونگر^۳ (SLAR) نیز معروف‌اند. در حالی که در سیستم راداری SAR از یک آنتن به‌ظاهر ثابت و با ابعاد کوچک‌تر از نوع واقعی استفاده می‌شود. این سیستم راداری قادر است به‌صورت الکترونیکی طول آنتن خود را چندین برابر افزایش داده و بدین صورت قدرت تفکیک مکانی خود را بهبود ببخشد. این توانایی برای توان تفکیک آزمون SAR خیلی مهم است (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۷).

رادار دریچه واقعی از آنتن بلند جهت رسیدن به‌وضوح مکانی بالا استفاده می‌کند. در رادارهای هوایی

^۱ Real Aperture Radar

^۲ Synthetic Aperture Radar

^۳ Side Looking Airborne Radar

طول آنتن رادار بین ۱ تا ۲ متر در نظر گرفته می‌شود. در ماهواره‌ها می‌توان این محدوده را بین ۱۰ تا ۱۵ متر در نظر گرفت. یکی از مشکلات پیش رو، استفاده از آنتنی با طولی در حد کیلومتر برای رسیدن به دقتی در حد سانتی‌متر می‌باشد. برای رفع این مشکل، از سیستم رادار با دریچه مصنوعی استفاده می‌گردد. در این سیستم با تغییراتی در چگونگی ثبت و پردازش سیگنال‌های بازتابیده شده می‌توان بر محدودیت اندازه غلبه کرد. با تصویربرداری از یک عارضه در طول مسیر پرواز (از زمانی که عارضه در دید سنجنده قرار می‌گیرد تا زمان خارج شدن از دید آن) به صورت مجازی طول آنتن رادار افزایش داده می‌شود. نتیجه این عمل افزایش قدرت تفکیک مکانی در راستای آزمون است.

در سیستم‌های رادار با دریچه مصنوعی اندازه پیکسل زمینی شاخصی از وضوح مکانی است که از پردازش داده‌های فاز سنجنده به نصف طول آنتن ماهواره در جهت آزمون به دست می‌آید. تفاوت سیستم‌های رادار دریچه مصنوعی با رادار دریچه واقعی این است که سیستم راداری SAR در هر نقطه علاوه بر اطلاعات دامنه، اطلاعات فاز را نیز ذخیره می‌کند. با استفاده از فاز، فاصله بین گیرنده و هدف و با استفاده از ترکیب فازهای تصاویر، اطلاعات هندسی مناسب به دست می‌آید. از این اطلاعات برای تهیه مدل ارتفاعی رقومی منطقه و نیز موقعیت هدف در جهت خط پرواز گیرنده می‌توان استفاده نمود (Raucoules et al, 2003).

با گسترش سیستم‌های رادار دریچه مصنوعی استفاده از تداخل سنجی رادار با دریچه مصنوعی یا InSAR جهت به دست آوردن تغییر شکل پدیده‌های سطح زمین مورد بررسی و تحقیق قرار گرفت. در تداخل سنجی راداری یا دریچه مصنوعی دو عدد آنتن به کار گرفته می‌شود. پردازش و ضبط سیگنال‌ها از هر دو آنتن، تصاویر مختلط رادار منطقه را تولید می‌کند که هر پیکسل نسبت به پیکسل قبلی اختلاف فاز دارد، همین ویژگی اطلاعات باارزشی را در مورد هندسه منطقه ارائه می‌دهد. وجود اطلاعات فاز در InSAR زمانی ارزشمند و قابل استفاده خواهد بود که اختلاف آن در سطح پیکسل‌های دو تصویر راداری مقایسه شوند و گرنه تنها وجود اطلاعات فاز در یک تصویر ارزش چندانی نخواهد داشت

۲-۷-۹ تکنیک تداخل سنجی راداری

با ورود ماهواره‌های راداری از دهه‌ی ۱۹۹۰ تکنیک تداخل سنجی راداری ماهواره‌ای به عنوان ابزار مفیدی در جهت پایش جابه‌جایی‌های سطح زمین ناشی از پدیده‌های مختلف شناخته شد. این روش از نظر صرفه‌جویی در هزینه و زمان در مقایسه با روش‌های دیگر از قابلیت بسیار بالایی برخوردار است. علاوه بر فراوانی مکانی و زمانی مشاهدات، دقت اندازه‌گیری در این روش قابل مقایسه با سیستم مکان-یابی جهانی و ترازابی می‌باشد.

اساس کار در اندازه‌گیری حرکات سطح زمین، استفاده از تصاویر تکراری رادار است. با این فناوری می‌توان حرکات و تغییرات ناشی از پدیده‌هایی مثل زمین‌لرزه، آتشفشان، یخچال‌ها، زمین لغزش، دیابیرهای نمکی، و یا پدیده‌های نامنظم مانند خروج آب‌های زیرزمینی و نفت، آبیگری مزارع و انفجارات زیرزمینی را مطالعه نمود. علاوه بر این پدیده‌های سطحی مانند آتش‌سوزی، سیلاب، تغییرات رطوبت و رشد گیاهان نیز قابل تشخیص‌اند. در ایران نیز از چند سال اخیر از این تکنیک در پایش تغییر شکل‌های مختلف سطح زمین استفاده شده است. با این حال، این روش به موازات توانایی‌های بالا دارای محدودیت-هایی است که استفاده از آن در برخی موارد را ناممکن می‌سازد. ویژگی‌های خاص برخی مناطق از نقطه نظر مقدار نرخ جابه‌جایی و نیز تغییر سریع سیمای ظاهری (تغییرات فصلی پوشش گیاهی) باعث می‌شود تا نتوان از توانایی‌های این تکنیک در اندازه‌گیری مقدار جابه‌جایی به‌طور کامل بهره برد. مهم‌ترین کاربرد تکنیک تداخل سنجی راداری پایش تغییر شکل سطح زمین می‌باشد (دهقانی، ۱۳۸۸). در این تکنیک از اطلاعات فاز دو تصویر رادار استفاده شده و با محاسبه اختلاف فاز، میزان جابه‌جایی پوسته زمین محاسبه می‌شود. این تصاویر ممکن است از موقعیت‌های تصویربرداری مختلف و یا در زمان‌های مختلف اخذ شده باشد. در تکنیک تداخل سنجی راداری به‌منظور به دست آوردن اختلاف فاز، پیکسل‌های متناظر در دو تصویر شناسایی شده و معادلات مربوط به هرکدام در هم ضرب مختلط

می‌شود. تصویر اختلاف فاز به دست آمده اینترفروگرام^۱ نام دارد. در این روش سیگنال توپوگرافی از یک اینترفروگرام یک مدل ارتفاعی موجود گرفته شده و از اینترفروگرام حاوی اطلاعات جابه‌جایی و توپوگرافی کسر می‌شود. بدین ترتیب اینترفروگرام تفاضلی که تنها شامل سیگنال جابه‌جایی است حاصل می‌گردد اینترفروگرام یک طرح تداخلی از فرینج‌هایی است که به دلیل اختلاف فاز نسبی ایجاد می‌شود. در واقع همانند منحنی میزان‌هایی می‌باشد که تغییر فاصله زمین تا سنجنده را نمایش می‌دهند، لذا نقاط موجود در یک واحد فرینج دارای فاز مساوی هستند و هر دوره از یک فرینج تغییر فاز از 0 تا 2π را نمایش می‌دهد که معادل با تغییر فاصله سنجنده تا سطح زمین به اندازه نصف طول موج سیگنال می‌باشد (Massonnet and Feigl, 1998).

از زمان ارائه این فناوری تا به امروز مراکز تحقیقاتی در کشورهای مختلف دنیا سعی در ارائه سیستم‌های راداری دقیق‌تر و همچنین پیشبرد الگوریتم‌های مؤثرتر جهت افزایش دقت اندازه‌گیری‌ها نمودند. به‌طور کلی دو روش برای تداخل سنجی وجود دارد که عبارت‌اند از:

- روش تداخل سنجی تک گذر
- روش تداخل سنجی با گذر تکراری^۲

۲-۷-۹-۱ روش تداخل سنجی تک گذر

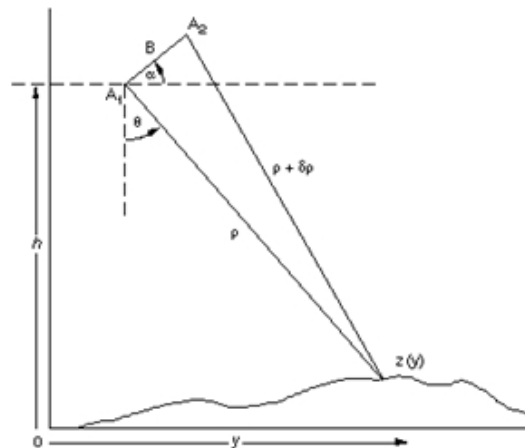
در روش تداخل سنجی تک گذر از دو آنتنی که روی یک سکو نصب شده‌اند، به‌صورت هم‌زمان اطلاعات جمع‌آوری می‌شود. دو حالت مختلف برای نصب آنتن در این روش وجود دارد، در حالت اول موقعیت آنتن نصب شده در راستای جهت پرواز است که اصطلاحاً این روش تداخل سنجی در راستای پرواز نامیده^۳ می‌شود. از این روش برای نظارت بر حرکت یخچال‌ها و بلوک‌های یخی و سرعت امواج اقیانوس‌ها

^۱ Interferogram

^۲ Repeat Track Interferometry

^۳ Along Track

استفاده می‌شود. در حالت دوم موقعیت دو آنتن نصب شده در راستای عمود بر جهت پرواز می‌باشد. به این روش تداخل سنجی عمود بر راستای پرواز^۱ گفته می‌شود که در آن مکان عرضی مسیر تا حدی متفاوت است. در این روش با توجه به شکل ۲-۱۵ دو آنتن A_1 و A_2 که به صورت فیزیکی به هم متصل‌اند در یک مسیر پرواز از هدف تصویر تهیه می‌کنند (Hoen, 2001).

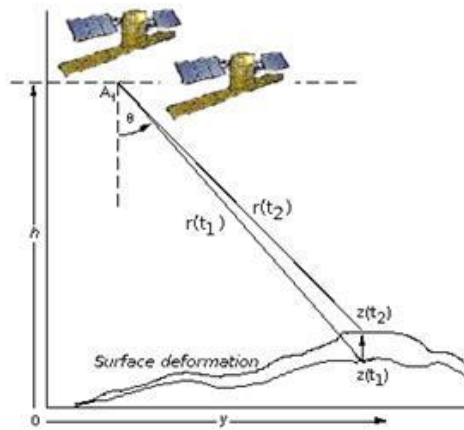


شکل ۲-۱۵: اینترفرومتری در روش تداخل سنجی تک گذر (سازمان فضایی اروپا)

۲-۹-۷-۲ تداخل سنجی با گذر تکراری

این روش بر پایه اطلاع دقیق از مسیر پرواز استوار است. برای اجرای این روش با توجه به شکل ۲-۱۶ تنها یک آنتن مورد نیاز است. این آنتن یک منطقه را در دو عبور مختلف با هندسه تقریباً مشابه پوشش می‌دهد، بنابراین برای سیستم‌های ماهواره‌ای مناسب‌تر است. استفاده از این روش برای نظارت بر تغییر شکل زمین، زمین لغزش، فرونشست زمین و مطالعات آتشفشان بسیار حائز اهمیت است. تصویربرداری در روش تداخل سنجی با گذر تکراری می‌تواند در جهت عمود و یا در جهت مسیر پرواز بر آن باشد (Hoen, 2001).

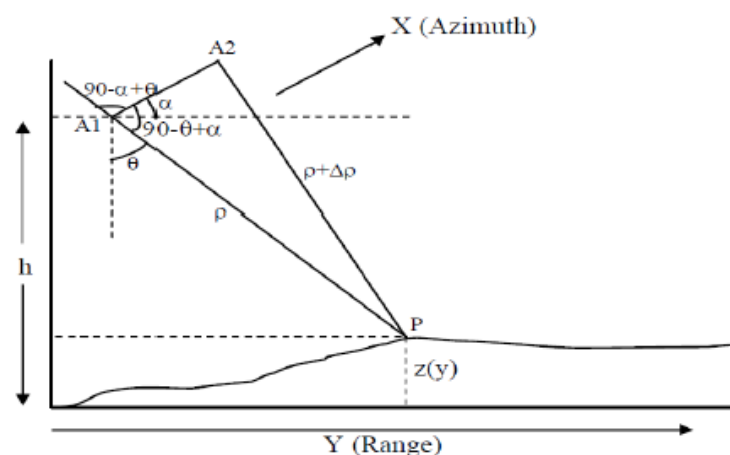
^۱ Across Track



شکل ۲-۱۶: اینترفرومتری در روش تداخل سنجی با گذر تکراری (سازمان فضایی اروپا)

۲-۷-۱۰ بیان ریاضی تداخل سنجی

برای بیان مفهوم تداخل سنجی راداری، تصویر راداری $A(X, Y)$ را در شکل ۲-۱۷ در نظر می‌گیریم، مؤلفه X در جهت حرکت سکو (آزیموت) و مؤلفه Y در راستای روشنایی یا برد راداری (Range) تعریف می‌گردد. در شکل ۲-۱۷ هندسه تداخل سنجی راداری SAR نشان داده شده است. A_1 و A_2 بیانگر موقعیت دو آنتن است که به یک منطقه یکسان در یک زمان نظاره دارند. همچنین A_1 و A_2 می‌تواند دو نگاه یک آنتن باشد که در دو عبور مختلف به همان منظره نگاه می‌کنند.



شکل ۲-۱۷: بیان ساده هندسه تداخل سنجی SAR. A_1 و A_2 مربوط به موقعیت دو آنتن می‌باشد که به یک منطقه یکسان نظاره دارند (Richards, et al., 2005)

ارتفاع نقطه P واقع در سطح زمین $Z(y)$ می باشد و به صورت زیر بیان می گردد:

$$Z(y) = h - \rho \cdot \cos \theta \quad (2-2)$$

h ارتفاع سکو یا ماهواره، θ زاویه ی نظاره رادار ρ برد مایل راداری مربوط به آنتن $A1$ می باشد. زاویه ی $A2A1P$ از مثلث $\Delta A1PA2$ را در نظر گرفته و داریم:

$$\cos(90 - \theta + \alpha) = \frac{\beta^2 + \rho^2 - (\rho + \Delta\rho)^2}{2\beta\rho} \quad (3-2)$$

و $\Delta\rho$ اختلاف برد مایل آنتن $A1$ و $A2$ ، β فاصله مبنا یا فاصله مستقیم بین دو آنتن، α زاویه بین خط مبنا و خط افق، ρ برد مایل آنتن $A1$ می باشد.

با توجه به شکل ۱۶-۲ داریم:

$$2\beta\rho\cos(90 - \theta + \alpha) = \beta^2 + \rho^2 - (\rho + \Delta\rho)^2 \quad (4-2)$$

$$-2\beta\rho\sin(\alpha - \theta) = \beta^2 - 2\rho \cdot \Delta\rho - \Delta\rho^2 \quad (5-2)$$

$$\rho(2\Delta\rho - 2\beta\sin(\alpha - \theta)) = \beta^2 - \Delta\rho^2 \quad (6-2)$$

$$\rho = \frac{\beta^2 - \Delta\rho^2}{2(\Delta\rho - \beta\sin(\alpha - \theta))} \quad (7-2)$$

با جایگذاری ρ در معادله ۲-۲، ارتفاع نقطه ی P حاصل می گردد:

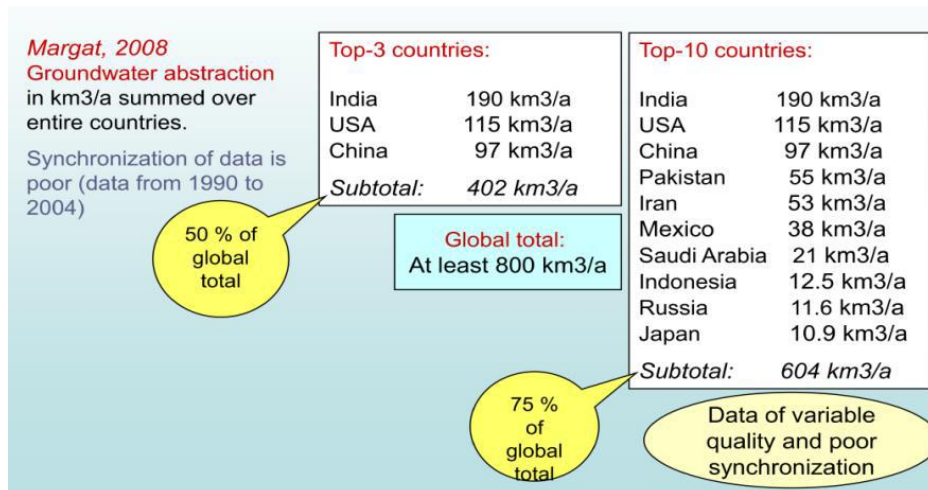
$$Z(y) = h - \frac{\beta^2 - \Delta\rho^2}{2(\Delta\rho - \beta\sin(\alpha - \theta))} \cdot \cos \theta \quad (8-2)$$

۲-۸ تاریخچه مطالعات فرونشست ناشی از استخراج آب‌های زیرزمینی

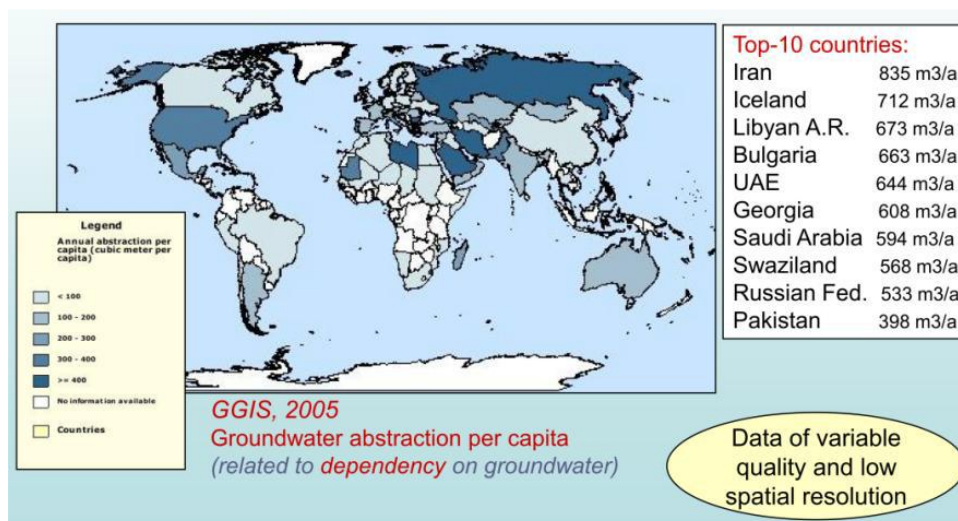
بر اساس اطلاعات کارگروه فرونشست در سازمان یونسکو قدیمی‌ترین فرونشست شناخته‌شده در ایالت آلابامای ایالت متحده در سال ۱۹۰۰ میلادی به وقوع پیوسته است. این موسسه اولین برنامه جهانی خود را برای شناخت چرخه‌های آب‌شناسی با عنوان "دهه جهانی آب‌شناسی" در سال ۱۹۶۵ آغاز نمود و در سال‌های بعد به دلیل گستردگی رخداد فرونشست در جهان مطالعه بر روی این پدیده به یکی از موضوع‌های اصلی آن تبدیل شد. گروه مذکور، نخستین کتاب راهنما در زمینه فرونشست را در سال ۱۹۸۴ منتشر کرد (Poland, 1984). اساس مطالعات این کار گروه بررسی‌های تفصیلی روی ۴۲ فرونشست در ۱۵ کشور جهان بوده است. در آوریل ۱۹۷۵ گروه کاری فرونشست در پاریس شکل گرفت که اساس کار آن بررسی ارتباط این پدیده با آب‌های زیرزمینی بود. از آن تاریخ تا به امروز بررسی‌های بیشتری در این زمینه در کشورهای پیشرفته به‌ویژه در ایالات‌متحده و ژاپن انجام شده که نتیجه آن کنترل شدید مصرف آب و تغییر در الگوی مصرف و توقف فرونشست‌ها در بسیاری از موارد بوده است. در این بررسی‌ها از روش‌های جدید مانند سیستم‌های مکان‌یابی جغرافیایی پیشرفته و رادار برای مکان‌یابی فرونشست‌ها به‌صورت گسترده استفاده شده است. ازجمله نتایج این بررسی‌ها می‌توان به تصویب یک سری قوانین جهت بهره‌برداری از منابع آب به‌منظور کاهش و جلوگیری از خسارت‌های ناشی از فرونشست زمین در شهر ونیز در اثر برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی از سال ۱۹۹۳ اشاره نمود (Galloway et al., 2000).

کشور ایران از نظر میزان برداشت از منابع آب زیرزمینی پنجمین کشور دنیا (شکل ۲-۱۸) و از نظر سهم سرانه هر فرد از آب‌های زیرزمینی بر اساس شکل ۲-۱۹ اولین کشور دنیا محسوب می‌شود (Margat, 2008). در سال‌های اخیر پدیده فرونشست زمین در دشت‌های زیادی از نقاط خشک و نیمه‌خشک ایران مرکزی و شرق ایران همراه با افت سطح آب زیرزمینی گزارش شده است. نشست منطقه‌ای زمین بر اثر افت سطح آب‌های زیرزمینی در ایران برای اولین بار در سال ۱۳۴۶ در دشت رفسنجان گزارش گردید.

در این دشت به ازای هر ۱۰ متر افت سطح آب زیرزمینی، ۴۲ سانتی متر نشست زمین گزارش شده است (عباس‌نژاد، ۱۳۷۷). پدیده فرونشست در دشتهای دیگر ایران چون اراک، نهاوند، خمین، نطنز، یزد، ابرکوه و دشت مشهد نیز مشاهده شده و در حال توسعه می‌باشد.



شکل ۲-۱۸: ده کشور اول برداشت کننده از منابع آب زیرزمینی در جهان (Margat, 2008)



شکل ۲-۱۹: سهم سرانه هر فرد از آبهای زیرزمینی (Margat, 2008)

۲-۹ تاریخچه کاربرد تداخل سنجی راداری در اندازه‌گیری جابه‌جایی

سطح زمین

با ورود ماهواره‌های راداری در دهه نود، تکنیک تداخل سنجی راداری به‌عنوان ابزاری مفید در اندازه‌گیری جابه‌جایی سطح زمین با دقتی قابل مقایسه با دقت اندازه‌گیری‌های ترازیبی دقیق و سیستم تعیین موقعیت جهانی (GPS) در اختیار محققین قرار گرفت. تداخل سنجی راداری پس از جنگ جهانی دوم پا به عرصه وجود گذاشت. در سال‌های ۱۹۶۸ تا ۱۹۷۲ در تهیه نقشه ماه و دیگر سیارات از تکنیک تداخل سنجی راداری استفاده شد (Zisk, 1961., Rogers, et al., 1969). در سال ۱۹۷۱ نخستین آزمایش‌ها در این زمینه به کمک تکنیک تداخل سنجی هوایی به‌منظور تهیه نقشه توپوگرافی توسط سازمان نظامی آمریکا انجام گرفت و به کمک تصاویر اختلاف فاز اندازه‌گیری ارتفاع انجام پذیرفت (Richman, 1982). اولین بار گراهام در سال ۱۹۷۴ با استفاده از دو آنتن و تداخل سنجی تجمعی کوهیرنت به همراه تکنیک‌های پردازش نوری نتایج حاصل از این‌روش را ارائه دادند. تداخل سنجی راداری به کمک دو آنتن در دهه‌ی ۱۹۸۰ به کمک تکنیک‌های پردازش رقومی و تداخل سنجی ضریبی کوهیرنت تکامل یافت (Goldstein, et al., 1988). اولین اینترفروگرام توسط زیگر و گلدشتاین ۱۹۸۶ تولید شد. که در آن برای هر پدیده یا عارضه، قدرت تفکیک دامنه‌های دو تصویر راداری در هم ضرب و فازها از یکدیگر کسر می‌شدند. اینترفروگرام حاصله ارائه دهنده‌ی مدل ارتفاعی رقومی از یک منطقه با ابعاد ۱۰ در ۱۱ کیلومتر و با دقت ارتفاعی ۱۰ در ۳۰ متر بود. در سال ۱۹۸۷، نشان داده شد که با نصب دو آنتن در امتداد جهت پرواز می‌توان حرکت یک پراکنش‌کننده را اندازه‌گیری کرد (Goldstein, et al., 1988). کاربرد تکنیک تداخل سنجی راداری با داده‌های ماهواره‌ای با استفاده از روش تکرار مدار که در آن، ماهواره از یک منطقه در دو زمان مختلف تصویربرداری می‌کند، نخستین بار توسط لی و گلدشتاین در سال ۱۹۸۷ به کمک داده‌های SESAT انجام شد.

برآورد توپوگرافی مهم‌ترین مسئله در بدو ورود تکنیک تداخل سنجی راداری بود که منجر به تشکیل مدل‌های ارتفاعی با دقت قابل مقایسه با روش‌های نوری شد، با این تفاوت که به کمک سنجنده‌های راداری قابلیت تصویربرداری در تمام شرایط آب و هوایی وجود داشت. به مرور کاربرد بسیار مهم‌تر این تکنیک در پایش تغییر شکل سطح زمین شکل گرفت. جابه‌جایی نسبی پراکنش‌کننده در امتداد خط دید سنجنده، نسبت به یک نقطه مرجع در تصویر به‌صورت کسری از طول موج با دقت‌های سانتی‌متر تا میلی‌متر برای طول موج‌های X ، C و L قابل اندازه‌گیری بود (Gabriel, et al., 1989). لیکن از مشکلات عمده در کاربرد اندازه‌گیری جابه‌جایی این بود که چنانچه طول خط مبنای مکانی بیشتر از صفر باشد، سیگنال مربوط به تغییر شکل با اطلاعات توپوگرافی آمیخته می‌شود. راه حل مناسب برای این مشکل استفاده از تداخل سنجی تفاضلی می‌باشد که در آن سیگنال توپوگرافی و یا یک مدل ارتفاعی موجود گرفته‌شده و پس از کالیبره نمودن آن با اندازه‌های طول خط مبنای مکانی از اینترفروگرامی که تنها حاوی اطلاعات جابه‌جایی و توپوگرافی است؛ کسر می‌گردد. بدین ترتیب اینترفروگرام تفاضلی که تنها سیگنال جابه‌جایی را شامل می‌گردد؛ حاصل می‌شود (Gabriel, et al., 1989). اولین بار هانسن و اوسیا در سال ۱۹۹۷ روش InSAR را به‌منظور تصویر کردن فرونشست محلی به کار بردند. بعد از آن استفاده از روش تداخل سنجی راداری به‌منظور کشف و نمایش فرونشست گسترش پیدا کرد.

۲-۱۰ مروری بر مطالعات گذشته

در این قسمت ضمن بررسی هدفمند، منابع مورد استفاده به دو بخش اصلی منابع خارجی و منابع داخلی تقسیم می‌گردند که به شرح برخی از آن‌ها پرداخته می‌شود.

۲-۱۰-۱ منابع خارجی

- مقصودی و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از تصاویر ALOS و Sentinel-1 در دو منطقه در غرب اندونزی در بازه زمانی ۲۰۰۷-۲۰۰۹ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری

به پایش زمین اقدام کردند. در این تحقیق در اطراف چاه‌های تزریق منطقه بالاآمدگی سطح زمین مشاهده شد.

- کالو و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری به مطالعه منطقه کنیا یکی از مراکز پیشرو در بخش کشاورزی و صنعتی ترکیه پرداختند. در این تحقیق با استفاده از ماهواره ENVISAT منطقه مورد نظر از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۰ مورد بررسی قرار گرفت که نتیجه آن شناسایی منطقه‌ای به مساحت ۱۲۰۰ کیلومترمربع با نرخ فرونشست سالیانه ۱۰ سانتی‌متر مشاهده شد. با بررسی نقشه‌های زمین شناسی و هواشناسی و چاه‌های پیژومتری منطقه علت فرونشست برداشت از آب زیرزمین بیان شد.

- ژو و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از تکنیک InSAR به مطالعه دشت پکن اقدام کردند. در این تحقیق ۴۷ تصویر TerraSAR-X از بازه زمانی ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۵ مورد ارزیابی قرار گرفت. حداکثر نرخ سالانه فرونشست زمین از سال ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۵ برابر ۱۴۶ میلی‌تر در سال اندازه‌گیری شد که علت اصلی آن استفاده از آب زیرزمینی برای مصارف کشاورزی بیان شد.

- جین وو کیم و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از باند L و باند C تصاویر ALOS و ENVISAT در بازه زمانی ۱۹۹۳-۲۰۱۱ در توسان آریزونا، فرونشست زمین را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد تا سال ۲۰۰۰ فرونشست آهسته و نسبتاً کم اتفاق افتاده و از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ به دلیل افزایش سطح آب‌های زیرزمینی و شارژ آبخوان مقدار فرونشست به‌صورت پایدار می‌باشد.

- هایمن و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از داده‌های سری زمانی ALOS به مطالعه فرونشست زمین در حوضه گیپسلند استرالیا پرداختند. نتیجه InSAR نشان داد که در بیشترین فرونشست در این حوضه برابر ۱۰ میلی‌متر در سال می‌باشد.

- جی و همکاران (۲۰۱۴) در مطالعه‌ای با استفاده از تصاویر راداری ALOS و ENVISAT به

تعیین نرخ فرونشست بین سال‌های ۲۰۰۲-۲۰۱۱ در شهر باندونگ اندونزی پرداختند. در این کار فرونشست زمین با استفاده از باند L ماهواره ALOS و باند C ماهواره ENVISAT مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. نرخ فرونشست در محدوده حوضه از ۲۴- سانتی‌متر تا ۴ سانتی‌متر در سال مشاهده شده است.

۲-۱۰-۲ منابع داخلی

- حاجب و همکاران (۱۳۹۷) در تحقیقی با عنوان «بررسی فرونشست دشت قم با استفاده از تداخل سنجی راداری» به مطالعه دشت قم اقدام کردند. در این مطالعه با استفاده از داده‌های ماهواره ENVISAT و به کمک تکنیک تداخل سنجی راداری دهانه ترکیبی InSAR و با استفاده از آنالیز سری زمانی SBAS، نرخ فرونشست سالانه زمین در دشتهای جعفرآباد و قنوات استان قم برای بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ به ترتیب ۳۸ و ۲۸ میلی‌متر در سال اندازه‌گیری شد.
- صالحی و همکاران (۱۳۹۶) به وسیله تداخل سنجی راداری و با استفاده از ماهواره ENVISAT به پایش نرخ فرونشست دشت مشهد در سال ۲۰۱۰ اقدام کردند. در این تحقیق ۲۳ تصویر ماهواره ENVISAT مورد استفاده قرار گرفت که در نتیجه محدوده‌ای به وسعت ۲۱۳ کیلومترمربع با نرخ فرونشست ۲۰ سانتی‌متر در سال شناسایی شد که بیشترین نرخ فرونشست در مناطق با افت شدید سطح آب زیرزمینی، بافت خاک ریزدانه و ضخامت آبرفت زیاد ایجاد شده است.
- اکبری و همکاران (۱۳۹۶) به مطالعه فرونشست شهر اراک به وسیله روش تداخل سنجی تفاضلی راداری (D-InSAR) پرداختند. در این تحقیق ۱۴ تصویر ماهواره ENVISAT در بازه زمانی ۲۰۰۳ - ۲۰۰۹ استفاده شد و نرخ فرونشست ۱ سانتی‌متر در سال برای شهر اراک محاسبه گردید.

- صفاری و همکاران (۱۳۹۵) به پایش میزان فرونشست در دشت کرج - شهریار پرداختند. در این تحقیق از ۲۴ تصویر ماهواره ENVISAT در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ برای بررسی میزان فرونشست استفاده شد. میزان فرونشست در دشت کرج - شهریار متوسط سالیانه ۱۳۶ میلی‌متر برآورد شد. که علت اصلی این پدیده استخراج بیش از حد از آب‌های زیرزمینی اعلام گردید.
- بابایی و همکاران (۱۳۹۵) با مدل کردن الگو و نرخ فرونشست اتفاق افتاده در دشت قزوین بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری و استفاده از آنالیز سری زمانی PS و SBAS فرونشستی حدود ۳۰ تا ۳۵ میلی‌متر در سال را مشخص کردند. با توجه به بررسی چاه‌های پیژومتری منطقه علت این فرونشست افت سطح آب زیرزمینی اعلام شد.
- اکبری و همکاران (۱۳۹۴) در تحقیقی با عنوان «بررسی نقش کاهش آب زیرزمینی در فرونشست دشت دامنه» به بررسی وضعیت پراکندگی شکاف‌ها، چاه‌های بهره‌برداری و پیژومتر-های موجود در منطقه و ارتباط بین فرونشست صورت گرفته در منطقه و برداشت آب زیرزمینی پرداخته‌اند که برای مشخص کردن نرخ و محدوده فرونشست از داده‌های راداری سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT در سال ۲۰۰۵ و ۲۰۱۱ استفاده کرده‌اند. میزان نشست در طی ماه‌های اردیبهشت، تیر و شهریور سال ۱۳۸۴ و ماه‌های تیر و شهریور سال ۱۳۹۰ به ترتیب ۴/۸۸ و ۷/۳۶ سانتی‌متر اندازه‌گیری شده است.

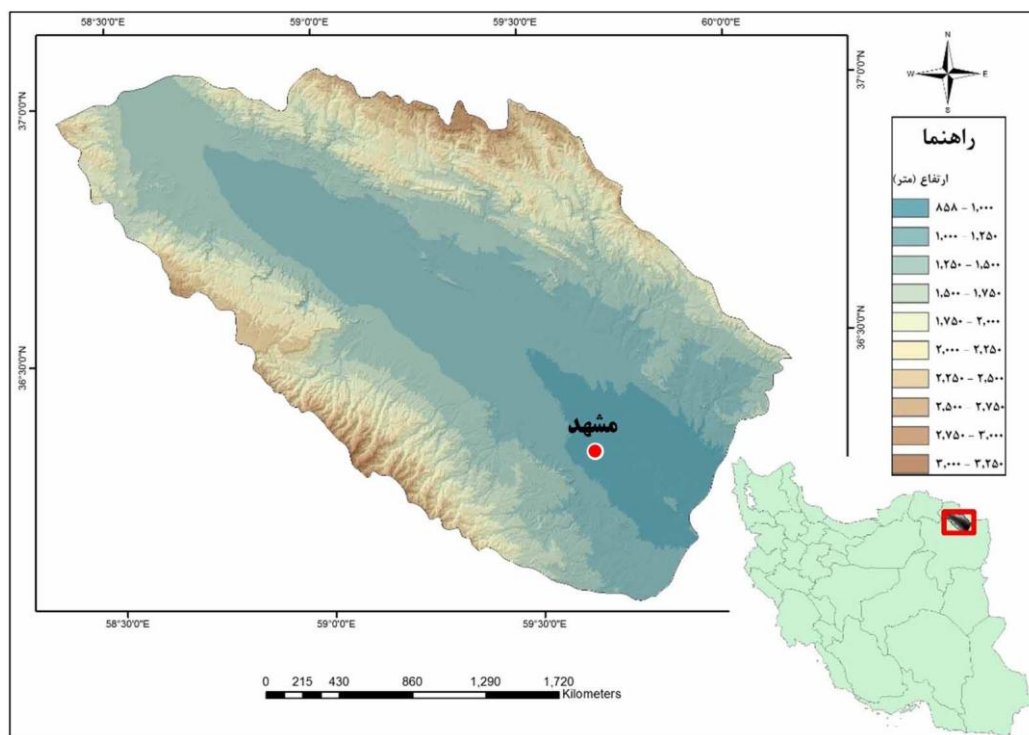
فصل سوم

مواد و روش‌ها

۳-۱ منطقه مورد مطالعه

استان خراسان رضوی در شمال شرق کشور واقع شده است. این منطقه محل تلاقی ۳ حوضه آبریز قره قوم، کویر مرکزی ایران و اترک می‌باشد. حوضه آبریز کشف رود بخشی از حوضه آبریز قره قوم است که در شمال شرق کشور و در نواحی شمالی استان خراسان رضوی قرار دارد و از شرق شهرستان قوچان شروع و به سمت ارتفاعات شرقی، تقریباً تا جنوب شرق مشهد کشیده شده است.

دشت مشهد (شکل ۳-۱ و شکل ۳-۲) در محدوده عرض شمالی $35^{\circ} 59'$ تا $37^{\circ} 02'$ و طول شرقی $58^{\circ} 22'$ تا $60^{\circ} 07'$ جزو حوضه درجه یک قره قوم و در حوضه درجه دو کشف رود قرار دارد. این محدوده در شمال استان خراسان رضوی واقع شده و از شمال به خط الراس ارتفاعات هزار مسجد (کپه داغ)، از جنوب به ارتفاعات بینالود و از شمال غرب به حوضه آبریز اترک محدود می‌گردد. مساحت کل محدوده مطالعاتی تا محل خروجی دشت (کال تنگل شور) ۹۹۰۹ کیلومترمربع است که ۳۳۵۱ کیلومترمربع آن را دشت و ۶۵۵۸ کیلومترمربع آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهد. طول کشیدگی حوضه حدود ۱۵۰ کیلومتر و از اراضی آبگرم، دولو در ۹ کیلومتری شرق جاده قوچان - مشهد شروع و به کال تنگل شور ختم می‌گردد. بلندترین نقطه ارتفاعی حوضه ۳۳۰۰ متر در قله بینالود و کمترین آن ۸۸۰ متر در محل خروجی دشت می‌باشد. جهت شیب زمین از شمال غرب به جنوب شرق است. شهر مشهد دومین کلان‌شهر ایران، در جنوب شرق این دشت واقع شده است و از شهرستان‌های مهم این محدوده بعد از مشهد می‌توان به چناران، طرqbه، شاندیز و طرق اشاره نمود. مهم‌ترین راه‌های دسترسی به محدوده مطالعاتی مشهد مسیر ارتباطی مشهد - نیشابور و مشهد - قوچان می‌باشد.



شکل ۳-۱: موقعیت دشت مشهد در استان خراسان رضوی و کشور

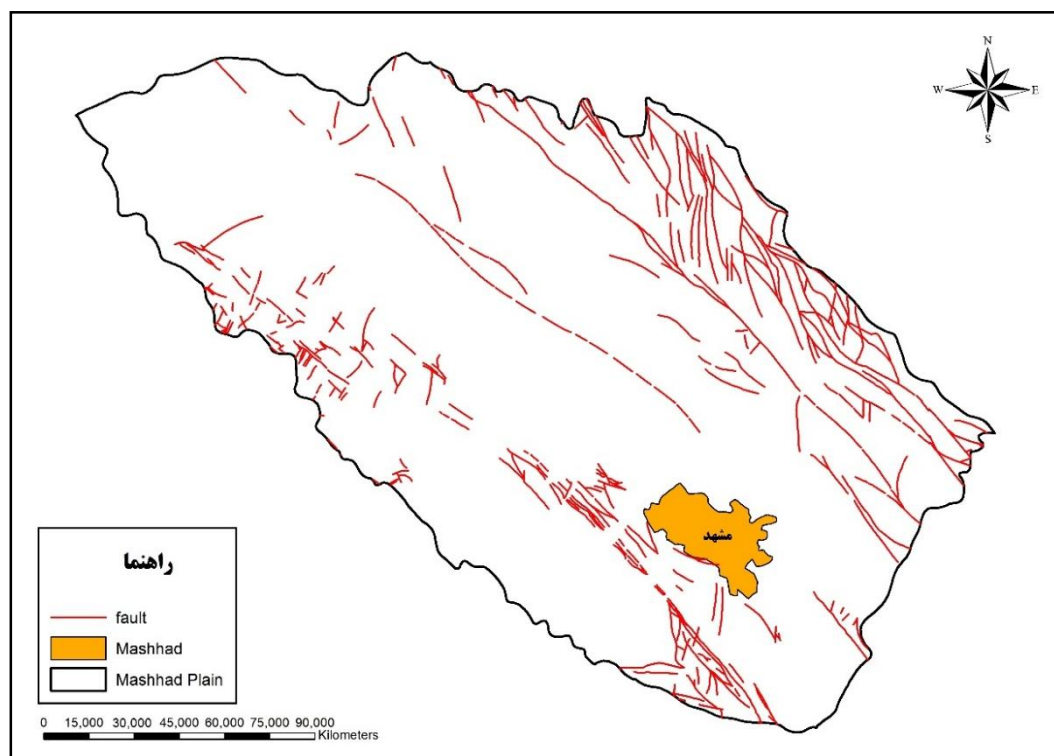


شکل ۳-۲: محدوده دشت مشهد با استفاده از گوگل ارث

۳-۱-۱ زمین‌شناسی منطقه

محدوده مطالعاتی دشت مشهد به لحاظ جایگاه زمین‌شناسی در حد فاصل دو زون زمین‌شناسی کپه

که به نام گسل توس یا شمال مشهد نام گذاری شده است. در سمت جنوب دشت نیز دو گسل نرمال راست گرد سبب افتادگی سنگ کف دگرگونی و مارنی و افزایش ضخامت آبرفت شده است. همچنین بر اساس شواهد ریخت شناسی به نظر می رسد گسل های عرضی با روند شمال شرق - جنوب شرق نیز سنگ کف دشت را بریده اند (Hafezi Moghadas et al., 2017). در شکل ۳-۴ نقشه گسل های موجود در دشت مشهد که بر اساس برداشت های ژئوفیزیکی مشخص شده نشان داده شده است.



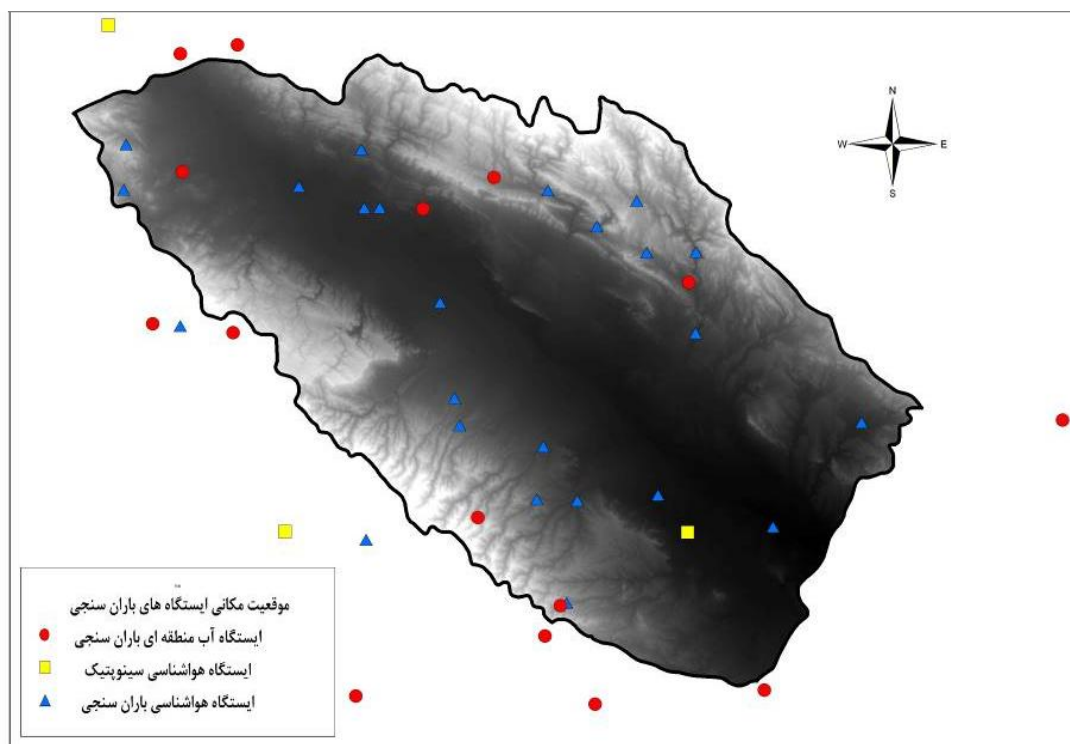
شکل ۳-۴: نقشه گسل های موجود دشت مشهد

۳-۱-۲ شرایط اقلیمی منطقه

حالت متوسط کمیت های مشخص کننده ی وضع هوای یک منطقه بدون توجه به لحظه وقوع آن ها اقلیم نامیده می شود. به عبارت دیگر به هوای غالب در یک محل در دراز مدت اقلیم گفته می شود. اقلیم نتیجه تأثیر توأم پدیده های هواشناسی است.

از تأثیرگذارترین پارامترهای هواشناسی که نقش بسزایی در بیلان منابع آب دارند، می توان به بارندگی،

تبخیر و درجه حرارت اشاره کرد. بررسی نقشه میانگین درازمدت درجه حرارت سالانه (هم دما) دشت نشان می‌دهد که به دلیل وجود ارتفاعات در شمال و جنوب به طرف مرکز متوسط درجه حرارت سالانه افزایش می‌یابد و متوسط سالانه دمای روزانه در ارتفاعات ۱۰/۱ و در دشت ۱۲/۹ درجه سانتی‌گراد است. گرم‌ترین ماه سال تیر ماه با ۲۴/۴ درجه سانتی‌گراد و سردترین ماه آن نیز دی ماه با ۰/۹ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. با استفاده از متوسط بارندگی ۴۰ ساله ایستگاه‌های موجود در سطح محدوده مشهد (شکل ۳-۵) نتیجه می‌شود که به دلیل وجود ارتفاعات در شمال (هزار مسجد) و جنوب (بینالود) دشت، به طرف مرکز از میزان بارندگی کاسته می‌شود. همچنین با استفاده از این نقشه میزان متوسط بارندگی سالانه در ارتفاعات و دشت محدوده مشهد به ترتیب ۳۰۸/۴ و ۲۳۷/۳ میلی‌متر برآورد گردیده است. پرباران‌ترین ماه سال، فروردین ماه ۴۷/۱ میلی‌متر و کم باران‌ترین آن در شهریور ماه با ۱/۴ میلی‌متر محاسبه شده است (آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۹۰).

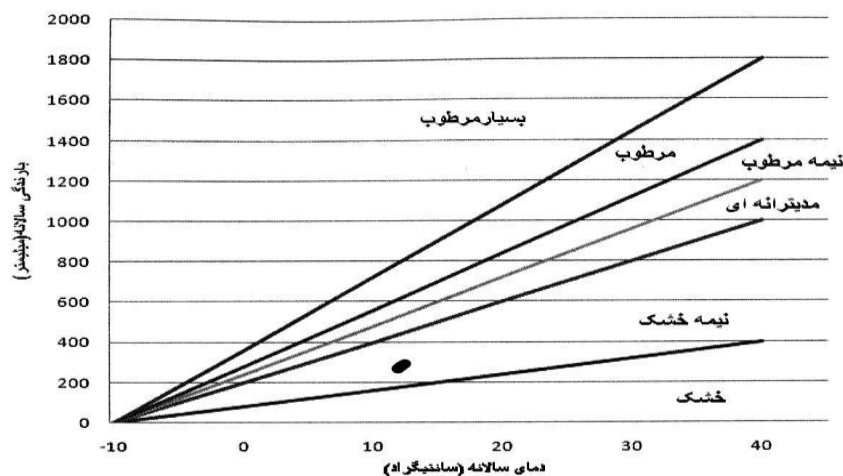


شکل ۳-۵: موقعیت مکانی ایستگاه‌های باران سنجی

آنچه در مطالعات هواشناسی و هیدرولوژی حائز اهمیت است قرار دادن حوضه مورد مطالعه در یکی از گروه‌های مناسب اقلیمی است تا از روی آن بتوان در تفسیر نتایج محاسبات هواشناسی و هیدرولوژی کمک گرفت. از میان روش‌های مختلف برای تعیین اقلیم منطقه روش دومارتن به دلیل سادگی و جامعیت مقبولیت بیشتری یافته است. در این روش با توجه به جدول و فرمول ذیل و بر اساس دو پارامتر متوسط بارندگی سالانه و متوسط دمای سالانه تیپ اقلیمی منطقه مشخص می‌شود.

$$I = \frac{P}{T + 10} \quad (۱-۳)$$

که در آن I برابر با نوع تیپ اقلیمی، P متوسط بارندگی سالانه (میلی‌متر) و T متوسط دمای سالانه (سلسیوس) می‌باشد.



نمودار ۱-۳: اقلیم نمای دو مارتن (علیزاده، ۱۳۸۳، ۲۷۵)

اقلیم دشت مشهد با توجه به روش دومارتن در اقلیم نیمه‌خشک قرار دارد. از ویژگی‌های این اقلیم دارا بودن تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد و مرطوب است. منطقه مورد بحث، در معبر گذر هوای خزری بین رشته کوه‌های هزار مسجد در شمال و ارتفاعات بینالود در جنوب و جبهه‌های مدیترانه‌ای از سمت غرب قرار گرفته است. جبهه هوای سرد سیبریایی از سمت شمال، منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد، برخورد این دو جبهه اغلب سبب ریزش نزولات جوی می‌گردد و نیز جبهه‌های کویر مرکزی از سمت

جنوب در اقلیم حوضه تأثیر دارد. جهت باد غالب به سمت جنوب و جنوب شرق است و سرعت آن از حداقل ۲/۲ متر بر ثانیه در آذر ماه تا حداکثر ۴/۴ در اسفند ماه متغیر است (علیزاده، ۱۳۸۹).

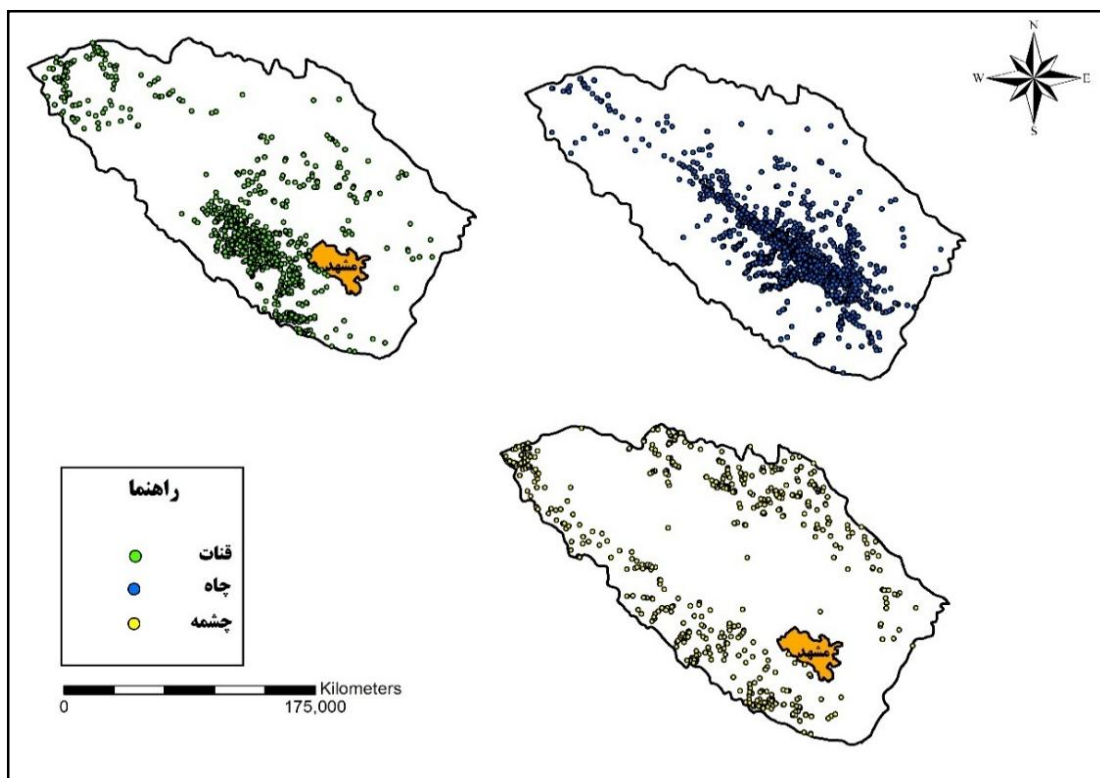
۳-۱-۳ آب‌های سطحی منطقه

مهم‌ترین رودخانه دشت مشهد رودخانه کشف‌رود می‌باشد که دارای شاخه‌های متعددی از جمله رودخانه فریزی، شان‌دیز، جاغرق، گلمکان، طرق، رادکان، خرم‌دره (دولت آباد) و کارده است. که اهم آن‌ها دارای ایستگاه هیدرومتری می‌باشند که در جدول ۳-۱ ارائه شده است (شرکت سهامی آب منطقه‌ای استان خراسان رضوی، ۱۳۹۴).

با توجه به شکل ۳-۶، رودخانه کشف رود معرف زهکش اصلی دشت مشهد است که در جهت غربی شرقی امتداد داشته و نهایتاً به هریرود در مرز ایران و ترکمنستان می‌رسد. رودخانه کشف رود مهم‌ترین رودخانه استان خراسان رضوی است که در شمال شرقی استان می‌باشد. این رودخانه از یک بستر میان دشتی استفاده نموده و در دره‌های واقع بین کوه‌های بینالود از یک سو و هزار مسجد از سوی دیگر جریان می‌یابد. شاخه‌های متعدد آن که به‌صورت شاخه‌های درخت از دو سو به آن اتصال می‌یابند، از دامنه‌های کوه‌های هزار مسجد و بینالود سرچشمه می‌گیرند. و به‌سوی مرکز دشت مشهد جریان می‌یابند. بستر کشف‌رود در میان دشت مشهد به‌وسیله کوه‌های مرتفع احاطه شده است و شیب ملایمی دارد. کف این رودخانه از رسوبات ریزدانه و بخش‌های مرکزی آن از شن و قلوه سنگ تشکیل شده است. کشف‌رود پس از دریافت شعبات دیگری در شمال مشهد در جهت شرقی - غربی جاری شده و جاده مشهد - سرخس را قطع نموده و در جنوب مزداوند وارد دره‌ای تنگ می‌گردد و پس از خروج از آن در محلی به نام پل خاتون با هریرود تلاقی کرده و رودخانه تجن را تشکیل می‌دهند.

جدول ۳-۱: مشخصات شاخه‌های حوضه آبریز کشف‌رود بر اساس ایستگاه‌های هیدرومتریک

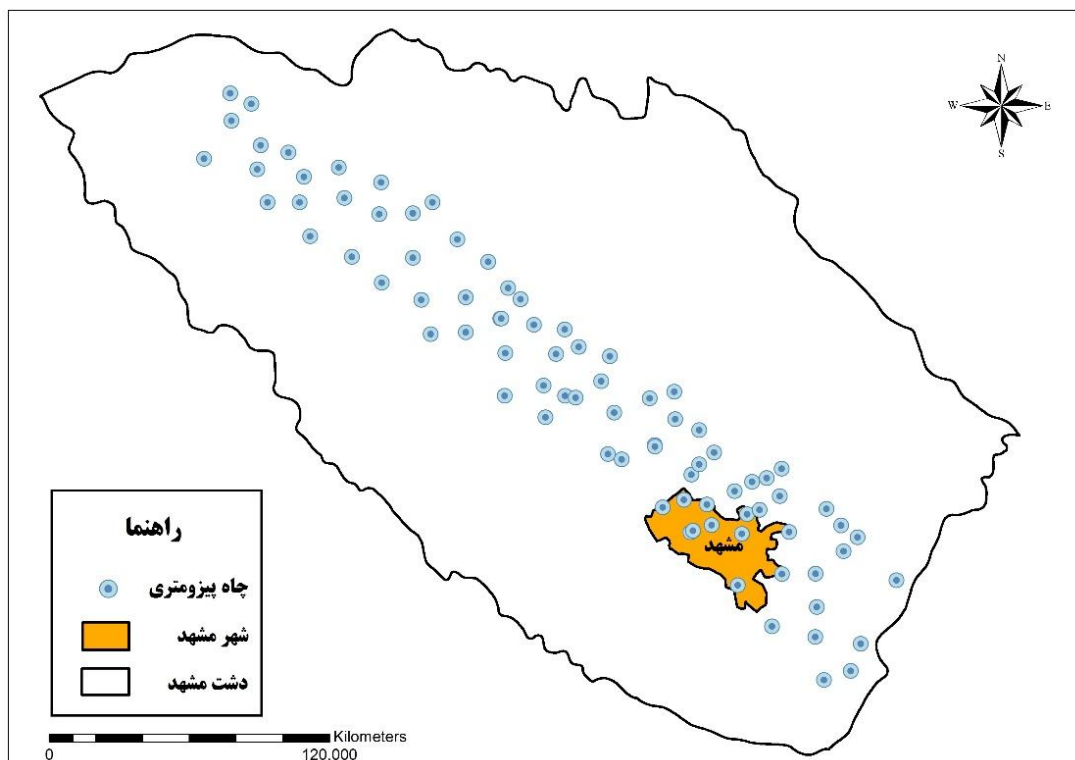
حوضه آبریز	رودخانه و ایستگاه هیدرومتری	سطح حوضه آبریز (کیلومتر مربع)	حداکثر دبی لحظه‌ای	حجم جریان سالانه (m.c.m)
کشف رود	رادکان-امامزاده	۲۴۵	۱۱۴/۳	۱۲/۵۲۱
کشف رود	فریزی-موشنگ	۲۷۷	۹۵/۴۵	۳۳/۳۸
کشف رود	گلمکان-گلمکان	۴۹	۰/۳۶۴	۷/۵۸۷
کشف رود	خرم‌دره-دولت آباد	۴۰	ندارد	۹/۱۹۹
کشف رود	ارداک-بندساروج	۴۹۷	۱۴۱/۳	۲۴/۵۵
کشف رود	زشک-زشک	۶۸	۶/۳۲۸	۱۰/۵۳
کشف رود	جاغرق-گلستان	۷۴	۱۱/۰۴۵	۳/۶۶۱
کشف رود	طرق-کرتیان	۱۴۰	۲/۰۱۴	۴/۱۴
کشف رود	کشف‌رود-آق دربند	۱۵۹۶۴	۷۴/۶۸	۵/۵۴۵
کشف رود	کارده-کارده	۴۳۱/۴	۳۹	۱۸/۷۷
کشف رود	ماه نساء-ماه نساء	۲۶۸	ندارد	۰/۷۰۹
کشف رود	کلاته منار-نهر کلاته منار	۲۳۵	ندارد	۰/۶۸۴



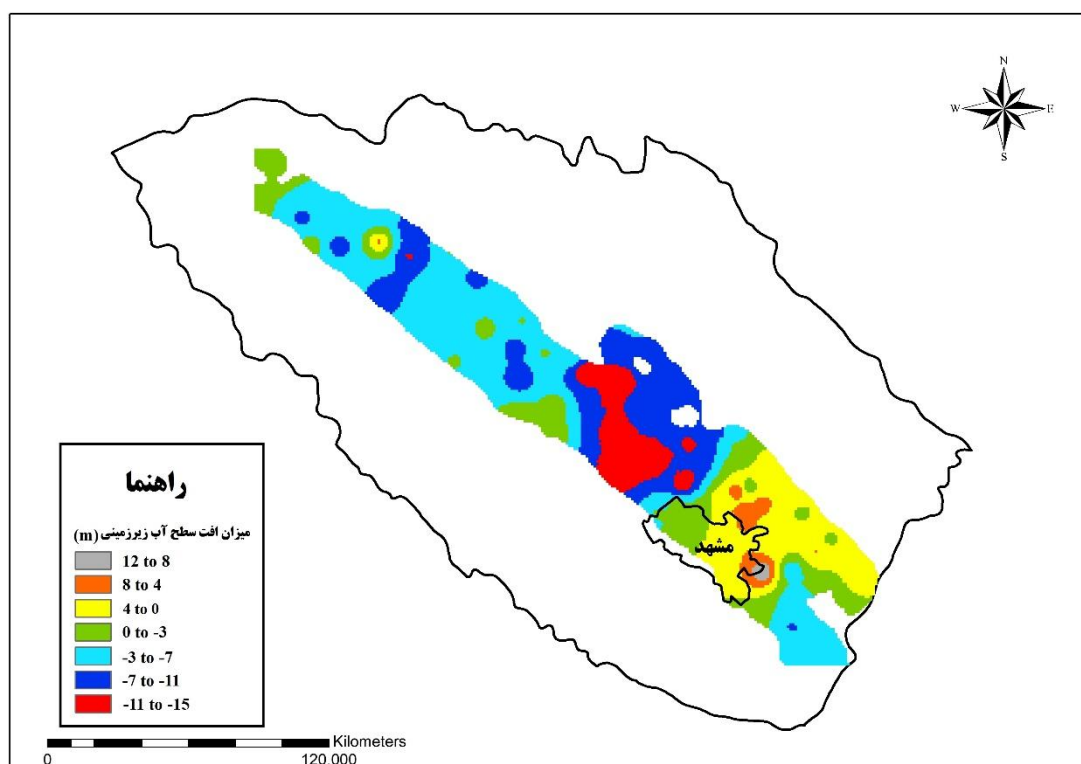
شکل ۳-۷: نقشه چاه، قنات و چشمه‌های موجود در دشت مشهد

تغییرات و افت سطح آب در طول ۱۱ سال، از سال‌های ۸۶-۱۳۸۵ تا ۹۷-۱۳۹۶ با استفاده از داده‌های چاه‌های پیزومتری (شکل ۳-۸) تهیه شده از آب منطقه‌ای خراسان رضوی، در سطح دشت بررسی و سطح آب در ۸۵ گمانه در یک فایل اکسل تهیه گردید، و سپس با استفاده از نرم افزار GIS درونیابی به روش ^۱IDW انجام شد و در نهایت مدل ایجاد شده، به شش گروه کلاسه بندی گردید. بر اساس شکل ۳-۹ بیشترین افت با رنگ قرمز در مرکز دشت نشان داده شده و در محدوده بافت قدیمی شهر مشهد به دلیل تغذیه آبخوان از فاضلاب شهری شاهد بالآمدگی سطح آب هستیم.

^۱ Inverse Distance Wighted



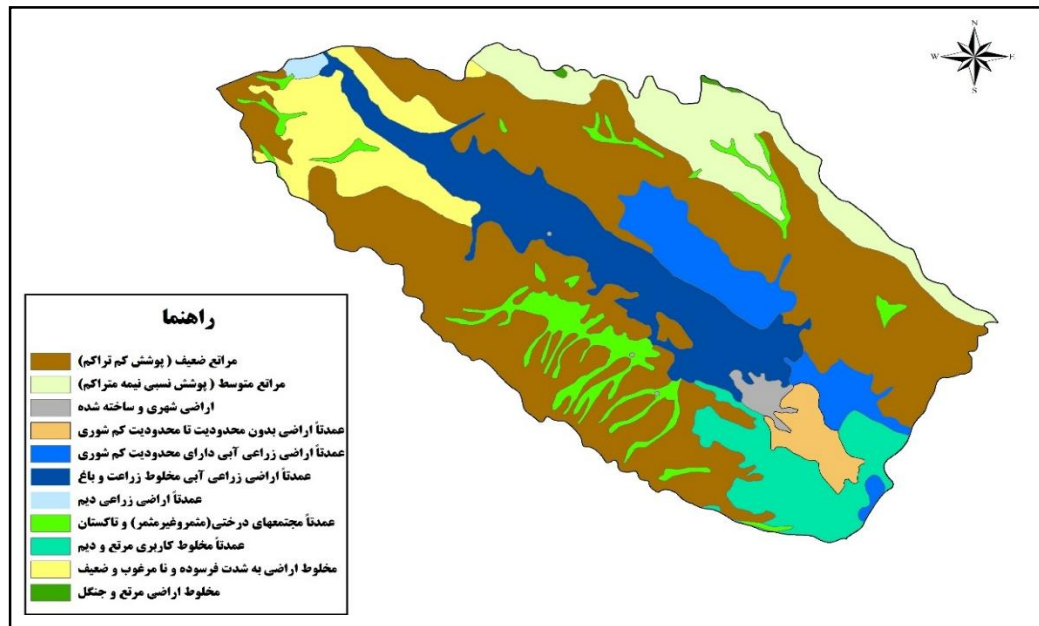
شکل ۳-۸: موقعیت چاه‌های پیزومتری در دشت مشهد



شکل ۳-۹: نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در محدوده دشت مشهد

۳-۱-۵ کاربری اراضی منطقه

بخش‌های مختلف دشت از نظر کاربری‌های موجود شامل زمین‌های زراعی، پوشش درختی و باغات، مراتع، اراضی مسکونی، اراضی شور و بایر طبق نقشه پوشش و کاربری اراضی ۳-۱۰ استخراج شده‌اند.



شکل ۳-۱۰: نقشه کاربری اراضی دشت مشهد

۳-۲ ماهواره‌های مورد استفاده برای بررسی پدیده فرونشست

در این تحقیق از دو ماهواره Sentinel-1 و ALOS برای اندازه‌گیری میزان فرونشست منطقه مورد نظر استفاده شده است که به ترتیب به معرفی آن‌ها می‌پردازیم.

۳-۲-۱ ماهواره Sentinel-1

ماهواره‌های سری Sentinel توسط اتحادیه اروپا، ایجاد و طراحی شده‌اند و تاکنون ۶ سری از این ماهواره‌ها به فضا پرتاب شده است. Sentinel-1 در ۳ آوریل ۲۰۱۴ مأموریت خود را آغاز کرد. ماهواره مدار قطبی است که به صورت راداری تصویربرداری را انجام می‌دهد و قادر است که پدیده‌ها و عوارض را در شب و روز بدون در نظر داشتن شرایط آب و هوایی جمع‌آوری و اخذ کند. همچنین می‌تواند در

بدترین شرایط آب و هوایی نیز به جمع آوری اطلاعات از سطح زمین پردازد. این ماهواره در محدوده طول موج ماکروویو و باند C تصویربرداری می‌نماید. از کاربردهای مهم این ماهواره می‌توان به موارد زیر اشاره نمود.

- پایش مخاطرات سطح زمین
 - پایش محیط زیست و مناطق یخ بسته دریاها و مراقبت از محیط‌های دریایی
 - نقشه‌برداری از سطح زمین، جنگل، خاک و آب
 - پشتیبانی امداد رسانی در مواقع بحران و مخاطرات طبیعی
- Sentinel-1 در باند C راداری به تصویربرداری از سطح زمین می‌پردازد. و در چهار حالت مختلف، تصویربرداری‌ای با وضوح قابل قبول تا حد ۱۰ متری و پوششی در عرض ۴۰۰ کیلومتر را فراهم می‌آورد. مدار قطبی بودن آن و قابلیت قطبش دوگانه این ماهواره باعث تحویل سریع داده‌ها از ماهواره به ایستگاه‌های زمینی شده است. این ماهواره از یک رادار با روزنه مجازی برخوردار است که تصاویری با قدرت تفکیک بالا را ارائه می‌دهد. این ماهواره همچنین به گونه‌ای طراحی شده است تا در یک حالت عملیاتی بدون وقفه تصویربرداری از تمام مناطق کره زمین از جمله مناطق ساحلی، راه‌های حمل و نقل و پوشش اقیانوسی در سطح کلان را انجام دهد.

به منظور دانلود تصاویر ماهواره Sentinel-1 به سایت <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home> مراجعه کرد و پس از ثبت نام در آن محدوده مورد مطالعه را انتخاب کرد و اقدام به دانلود تصاویر مورد نظر می‌کنیم. در این تحقیق پس از بررسی ۵۸ تصویر از منطقه مورد مطالعه در نهایت ۴ تصویر که دارای شرایط مناسب برای بررسی پدیده فرونشست بودند انتخاب گردید که اطلاعات مربوط به آن‌ها در جدول ۲-۳ نشان داده شده است.

جدول ۳-۲: اطلاعات مربوط به تصاویر مورد استفاده از ماهواره Sentinel-1

زمان	نوع تصویر	حالت	قطبش
۲۰۱۵/۰۵/۲۸	SLC	IW	VV
۲۰۱۶/۰۵/۲۲	SLC	IW	VV
۲۰۱۷/۰۵/۲۹	SLC	IW	VV VH
۲۰۱۸/۰۵/۲۴	SLC	IW	VV VH

در شکل ۳-۱۱ یک فرم از تصویر خام ماهواره Sentinel-1 به تاریخ ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۱: تصویر خام ماهواره Sentinel-1 به تاریخ ۲۸/۰۵/۲۰۱۵ از منطقه مورد مطالعه

۳-۲-۲ ماهواره ALOS

ALOS با نام ژاپنی (DAICHI) ماهواره‌ی مشاهدات زمینی، توسعه یافته توسط سازمان اکتشاف هوافضا ژاپن (JAXA) است. این ماهواره به منظور استفاده در نقشه‌برداری، مشاهده دقیق پوشش‌های زمینی، بررسی منابع و توسعه تکنولوژی، طراحی، ساخت و در سال ۲۰۰۶ میلادی پرتاب گردید. ماهواره ALOS دارای سه سنجنده می‌باشد.

- سنجنده PRISM
- سنجنده AVNIR-2
- سنجنده رادار PALSAR

سنجنده PALSAR نمونه پیشرفته‌تر سنجنده SAR ماهواره JERS-1 است. PALSAR یک سنجنده

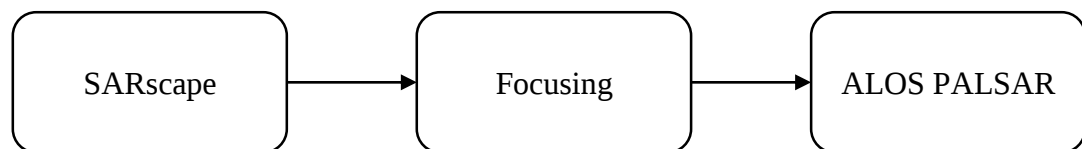
ماکروبو فعال است که قادر به تصویربرداری در تمام شرایط جوی در طول شبانه روز می‌باشد. با تغییر در زاویه دید و حالت تصویربرداری، منطقه وسیع‌تری قابل مشاهده خواهد بود. تصاویر راداری ALOS PALSAR از یک ماهواره L-band آرایه افقی باقابلیت برداشت از ۸ تا ۶۰ درجه به دست می‌آید. این مجموعه از ۸۰ ماژول انتقال دریافت (T / R) بر روی پانل آنتن نصب شده، تشکیل شده است. در تاریخ ۲۲ آوریل ۲۰۱۱، پروژه ALOS متوجه شد که ماهواره حالت عملیاتی خود را به پایین‌ترین حالت عملیاتی (حالت صرفه‌جویی در مصرف انرژی برای حفظ حداقل عملکرد ماهواره) تغییر داده است. در نتیجه، تمام دستگاه‌های نظارت بر روی صفحه به دلیل ناهماهنگی کاهش تولید برق خاموش شدند. ماهواره ALOS در تاریخ ۱۲ می ۲۰۱۱ بازنشسته شد. تیم بازسازی JAXA برای حدود سه هفته پس از انحطاط برق در حال تلاش برای برقراری ارتباط با ALOS بودند. از آنجا که پروژه هیچ راهی برای بهبود ماهواره نیافت، JAXA تصمیم گرفت تا مأموریت اخذ تصاویر راداری ALOS PALSAR را با ماهواره به اتمام برساند.

به‌منظور دانلود تصاویر ماهواره ALOS به سایت <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/> مراجعه کرد و پس از ثبت نام در سایت <https://earthdata.nasa.gov> محدوده مورد مطالعه را انتخاب کرد و اقدام به دانلود تصاویر مورد نظر می‌کنیم. در این تحقیق پس از بررسی ۱۲ تصویر از منطقه مورد مطالعه در نهایت ۴ تصویر مناسب برای بررسی پدیده فرونشست انتخاب گردید است (جدول ۳-۳).

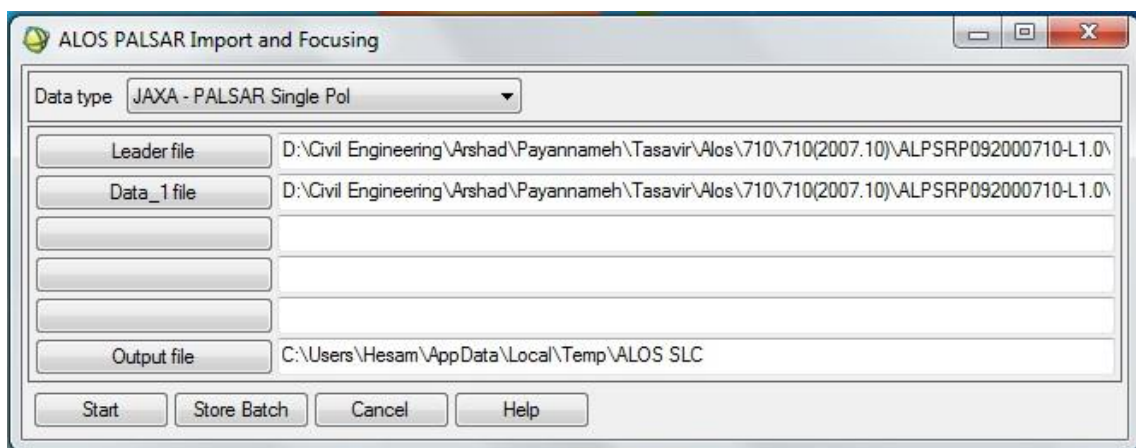
جدول ۳-۳: اطلاعات مربوط به تصاویر مورد استفاده از ماهواره ALOS

زمان	نوع تصویر	حالت	قطبش
۲۰۰۷/۱۰/۱۶	Level 1.0	FBD	HH HV
۲۰۰۸/۰۱/۱۶	Level 1.0	FBS	HH
۲۰۰۸/۰۳/۰۲	Level 1.0	FBS	HH
۲۰۰۸/۰۶/۰۲	Level 1.0	FBD	HH HV

تصاویر ALOS PALSAR دارای ۳ نوع سطح می‌باشند. Level 1.0 که تصویر نوع خام می‌باشد و هیچ‌گونه تصحیحی روی آن صورت نگرفته است. Level 1.1 که تصاویر SLC هستند و برای پردازش راداری مورد استفاده قرار می‌گیرند و Level 1.5 که تمام تصحیحات روی آن انجام شده و زمین مرجع می‌باشد. از آنجایی که Level 1.1 در تصاویر انتخاب شده وجود ندارد تصاویر Level 1.0 را از طریق افزونه SARscape در نرم افزار ENVI به Level 1.1 تبدیل می‌کنیم. شکل ۳-۱۲ و ۳-۱۳ روند تبدیل تصاویر Level 1.0 به Level 1.1 را نشان می‌دهد.

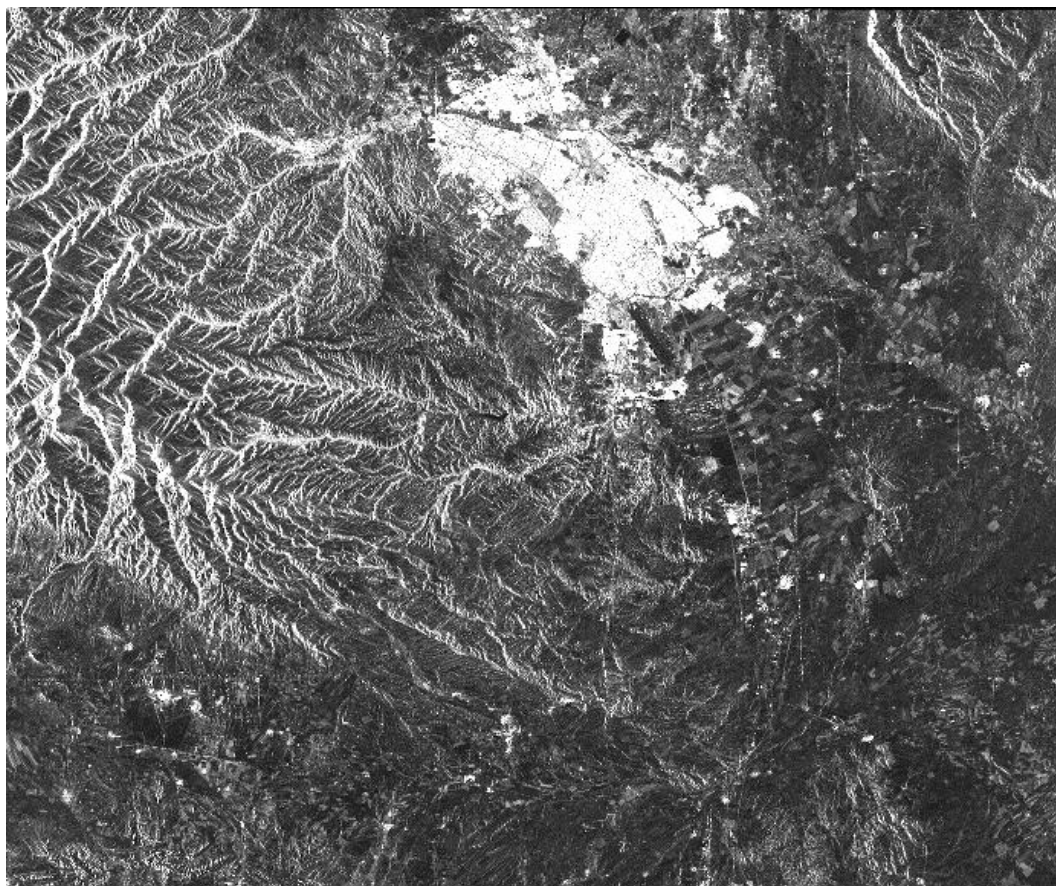


شکل ۳-۱۲: روند تبدیل تصاویر Level 1.0 به Level 1.1



شکل ۳-۱۳: روند تبدیل تصاویر Level 1.0 به Level 1.1

در شکل ۳-۱۴ یک فرم از تصویر خام ماهواره ALOS به تاریخ ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۴: تصویر خام ماهواره ALOS به تاریخ ۱۶/۱۰/۲۰۰۷ از منطقه مورد مطالعه

۳-۳ روند تحقیق

در شکل ۳-۱۵ مراحل انجام تحقیق نشان داده شده است. ابتدا میزان نرخ فرونشست زمین به وسیله تداخل سنجی راداری محاسبه شده و جهت اعتبار سنجی داده‌ها و نتایج، با وضعیت لرزه‌خیزی و داده‌های تکتونیکی در بازه مشابه مورد آنالیز و مقایسه قرار گرفت است. همچنین روند تغییرات سطح آب چاه‌های پیزومتری در طول ۱۱ سال (از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶) در منطقه فرونشست یافته محاسبه شده و با نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در دشت مشهد جهت ارتباط با فرونشست شناسایی شده تطبیق داده می‌شود. در نهایت منطقه جهت صحت سنجی نتایج مورد پیمایش و بررسی زمینی قرار گرفت است.



شکل ۳-۱۵: روند تحقیق

فصل چہارم

نتایج و بحث

۴-۱ مقدمه

در این فصل ابتدا مراحل پردازش تصاویر راداری بیان شده و منطقه و میزان نرخ فرونشست مشخص می‌شود. سپس داده‌های تکتونیکی منطقه شناسایی شده با نتایج فرونشست جهت صحت سنجی مورد بررسی قرار می‌گیرد، و همچنین میزان افت سطح آب چاه‌های پیزومتری در منطقه فرونشست یافته برای یک دوره آماری ۱۱ ساله محاسبه می‌شود تا با نتایج فرونشست مورد ارزیابی قرار گیرد و در آخر منطقه شناسایی شده جهت صحت سنجی مورد پیمایش و بررسی زمینی قرار می‌گیرد.

۴-۲ انتخاب زوج تصاویر SAR جهت تداخل سنجی

انتخاب بهینه و مناسب زوج تصاویر راداری جهت تداخل سنجی از اولین و مهم‌ترین گام‌های موجود در عملیات تداخل سنجی راداری است. در این زمینه، خط مبنای عمود مکانی، خط مبنای زمانی، فرکانس سنجنده مورد استفاده، هم‌پوشانی مکانی و همچنین هم‌پوشانی طیفی در راستای پرواز (آزیموتال) از عوامل پایه در انتخاب زوج تصاویر می‌باشند.

خط مبنای عمود مکانی گرچه خود مشارکتی در انجام عملیات تداخل سنجی دارا نیست ولی محاسبه خط مبنای عمودی تصاویر SAR نسبت به یکدیگر از نخستین پارامترهایی است که بایستی در عملیات تداخل سنجی صورت گیرد. به‌طور کلی زمانی یک زوج تصویر SAR پتانسیل تداخل سنجی را دارند که باز پراکنش انرژی برگشتی از سطح زمین حداقل در دو آنتن پوشش داده شده باشد یا منطقه مشترک در حداقل دو تصویر راداری موجود باشد. در واقع زمانی خط مبنای عمود مکانی مربوط به دو تصویر از یک مقدار بحرانی (بسته به نوع سنجنده) بیشتر گردد، هیچ اطلاعات فازی نمی‌تواند ذخیره شده، وابستگی سیگنال بین دو تصویر از بین رفته و تداخل سنجی راداری نیز غیرممکن می‌شود.

خط مبنای زمانی یا فاصله زمانی بین اخذ دو تصویر راداری نیز از عوامل مهم جهت تشکیل تداخل نگار می‌باشد. خط مبنای زمانی بیان کننده مقدار فاصله زمانی بین تهیه تصاویر است و باید در موقع انتخاب

داده‌ها به گونه‌ای انتخاب شوند که به‌طور کامل مدت زمان مدنظر جهت انجام بررسی پدیده را پوشش دهند. بدین صورت که با افزایش زمان اخذ دو تصویر امکان بروز تغییرات در اهداف زمینی بیشتر شده و احتمال وابستگی سیگنال بین دو تصویر کاهش می‌یابد که خود موجب افزایش نویز در تداخل نگار نهایی می‌شود. این مسئله در مناطقی که دارای پوشش گیاهی هستند به‌صورت جدی‌تر بروز می‌نماید. لذا بایستی دقت داشت زوج تصاویر در تاریخ‌های سالیانه نزدیک به یکدیگر یعنی در ماه‌های مشابه و به دور از فصول زراعی انتخاب گردند. نکته مهم در مورد خط مبنای زمانی این است که در صورتی که فاصله بین زوج تصاویر راداری بیش از حد زیاد باشد شاهد پایین آمدن میزان هم‌دوسی^۱ هستیم که این کاهش میزان هم‌دوسی بر روی نتایج حاصل از تصاویر بسیار تأثیرگذار می‌باشد. جدول ۴-۱ اطلاعات مربوط به زوج تصاویر ماهواره ALOS و جدول ۴-۲ اطلاعات مربوط به زوج تصویر Sentinel-1 را نشان می‌دهد.

جدول ۴-۱: اطلاعات زوج تصاویر استفاده شده ماهواره ALOS

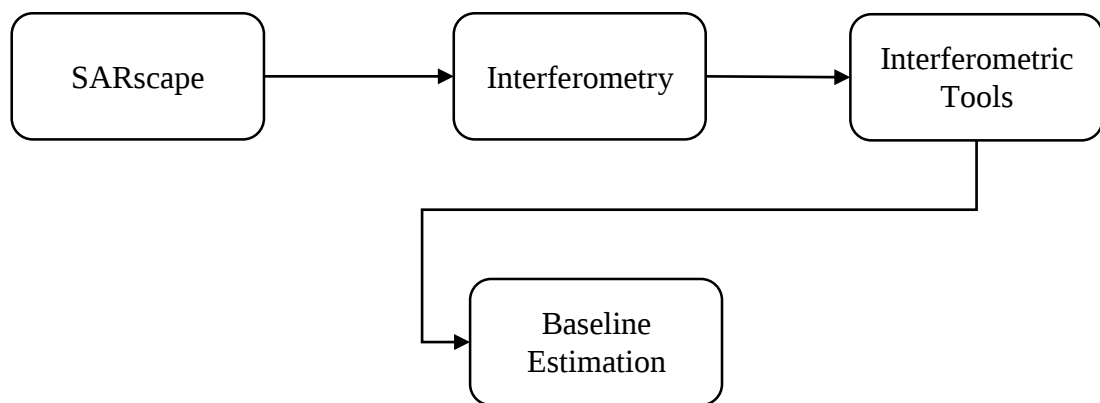
زوج تصویر	نام اختصاری	خط مبنای زمانی (روز)	خط مبنای عمودی (متر)	خط مبنای بحرانی (متر)
۲۰۰۷/۱۰/۱۶ ۲۰۰۸/۰۱/۱۶	A1	۹۲	۱۹۲/۶۳	۹۸۱۷
۲۰۰۸/۰۱/۱۶ ۲۰۰۸/۰۳/۰۲	A2	۴۶	۱۹۸/۰۳	۹۸۱۷
۲۰۰۸/۰۳/۰۲ ۲۰۰۸/۰۶/۰۲	A3	۹۲	۱۸۷/۴۲	۹۸۱۷

^۱ Coherence

جدول ۴-۲: اطلاعات زوج تصاویر استفاده شده ماهواره Sentinel-1

زوج تصویر	نام اختصاری	خط مبنای زمانی (روز)	خط مبنای عمودی (متر)	خط مبنای بحرانی (متر)
۲۰۱۵/۰۵/۲۸ ۲۰۱۶/۰۵/۲۲	S1	۳۶۰	۱۸/۸۹	۶۴۲۶/۴۵
۲۰۱۶/۰۵/۲۲ ۲۰۱۷/۰۵/۲۹	S2	۳۷۲	۹۵/۲۳	۶۴۲۶/۴۵
۲۰۱۷/۰۵/۲۹ ۲۰۱۸/۰۵/۲۴	S3	۳۶۰	۳۲/۲۵	۶۴۲۶/۴۵

شکل ۴-۱ مراحل محاسبه مقدار خط مبنای عمودی برای زوج تصویر A3 (۲۰۰۸/۰۳/۰۲-۲۰۰۸/۰۶/۰۲) از ماهواره ALOS و زوج تصویر S1 (۲۰۱۵/۰۵/۲۸-۲۰۱۶/۰۵/۲۲) از ماهواره Sentinel-1 توسط افزونه SARscape را نشان می‌دهد. مقادیر به دست آمده در شکل ۴-۲ و ۴-۳ به ترتیب نشان داده شده است.



شکل ۴-۱: مراحل محاسبه خط مبنای عمودی توسط افزونه SARscape

Baseline Estimation

Master file: D:\Civil Engineering\Arshad\Payannameh\Khorujee\Alos\710\2008-03-02 To 2008-06-02\Import\710

Slave file: D:\Civil Engineering\Arshad\Payannameh\Khorujee\Alos\710\2008-03-02 To 2008-06-02\Import\710

Normal Baseline (m) = 187.422 Critical Baseline min - max(m) = [-9816.727] - [9816.727]

Range Shift (pixels) = -2388.114

Azimuth Shift (pixels) = 17.885

Slant Range Distance (m) = 869669.379

Absolute Time Baseline (Days) = 92

Doppler Centroid diff. (Hz) = -78.436 Critical min-max (Hz) = [-2159.827] - [2159.827]

2 PI Ambiguity height (InSAR) (m) = 342.677

2 PI Ambiguity displacement (DInSAR) (m) = 0.118

1 Pixel Shift Ambiguity height (Stereo Radargrammetry) (m) = 13599.985

1 Pixel Shift Ambiguity displacement (Amplitude Tracking) (m) = 4.684

Master Incidence Angle = 38.733 Absolute Incidence Angle difference = 0.011

Pair potentially suited for Interferometry, check the precision plot

Baseline file:

Start Store Batch Cancel Help

شکل ۴-۲: مقدار به دست آمده خط مبنای عمودی برای انتخاب زوج تصویر A3 ماهواره ALOS

Baseline Estimation

Master file: D:\Civil Engineering\Arshad\Payannameh\Khorujee\Sentinel\1-2015-2016\Import\sentinel1_93_2016

Slave file: D:\Civil Engineering\Arshad\Payannameh\Khorujee\Sentinel\1-2015-2016\Import\sentinel1_93_2015

Normal Baseline (m) = 18.890 Critical Baseline min - max(m) = [-6426.456] - [6426.456]

Range Shift (pixels) = 19.465

Azimuth Shift (pixels) = 4017.320

Slant Range Distance (m) = 878976.298

Absolute Time Baseline (Days) = 360

Doppler Centroid diff. (Hz) = -41.543 Critical min-max (Hz) = [-486.486] - [486.486]

2 PI Ambiguity height (InSAR) (m) = 820.926

2 PI Ambiguity displacement (DInSAR) (m) = 0.028

1 Pixel Shift Ambiguity height (Stereo Radargrammetry) (m) = 68957.766

1 Pixel Shift Ambiguity displacement (Amplitude Tracking) (m) = 2.330

Master Incidence Angle = 39.505 Absolute Incidence Angle difference = 0.001

Pair potentially suited for Interferometry, check the precision plot

Baseline file:

Start Store Batch Cancel Help

شکل ۴-۳: مقدار به دست آمده خط مبنای عمودی برای انتخاب زوج تصویر S1 ماهواره Sentinel-1

۴-۳ ایجاد تداخل نگار

تولید تداخل نگار جهت نمایش اختلاف فاز ناشی از تغییر فاصله بین پدیده و سنجنده در دو عبور متوالی است. میزان ارتفاع در هر نقطه از منطقه در فاصله زمانی تهیه دو تصویر به وسیله بررسی های میزان اختلاف فاز بین تصاویر تعیین می شود. تداخل نگار در اثر ضرب مختلط تصویر اصلی^۱ در مزدوج تصویر وابسته^۲ ساخته می شود. فاز حاصل از این ضرب مختلط یک فاز تفاضلی است و حاصل فازهای مربوط به توپوگرافی، فاز مربوط به اختلال اتمسفر، فاز اصلاح شده در نتیجه تغییرات مداری و در نهایت فاز حاصل از جابه جایی احتمالی پوسته سطحی زمین است.

۴-۴ حذف اثر تأثیر فاز توپوگرافی از تداخل نگار

فرآیند حذف اثر توپوگرافی از روی تداخل نگار حاصل می تواند به روش های مختلفی صورت گیرد. ولی در حالت کلی فاز ثابت القا شده ناشی از شرایط مداری سنجنده و هندسه راداری و همچنین فاز موجود از تأثیر اثر توپوگرافی بایستی از فاز مربوط به جابه جایی زمین جدا گردد. فرآیند حذف فاز مربوط به توپوگرافی بسیار وابسته به مدل رقومی زمین (DEM) می باشد. هر چه میزان دقت مدل رقومی ارتفاعی و اطلاعات مداری که به وسیله سازمان مرجع در اختیار قرار می گیرد (فایل های تصحیح مداری Orbit) بالاتر باشد فرآیند حذف اثر توپوگرافی بهتر و با دقت بالاتری انجام می شود. یکی از روش های انجام این کار دسته بندی فاز تفاضلی به دو دسته فاز با تواتر پایین و فاز با تواتر بالا است.

- فاز با تواتر پایین: این فاز در برگیرنده فاز ناشی از توپوگرافی منطقه است و برای از بین بردن آن باید منطقه مورد مطالعه بدون توپوگرافی و به صورت مسطح در نظر گرفته شود. بدین منظور می توان با وارد ساختن مدل رقومی ارتفاعی از پیش تهیه شده مقادیر ارتفاعی توپوگرافی به

^۱ Master

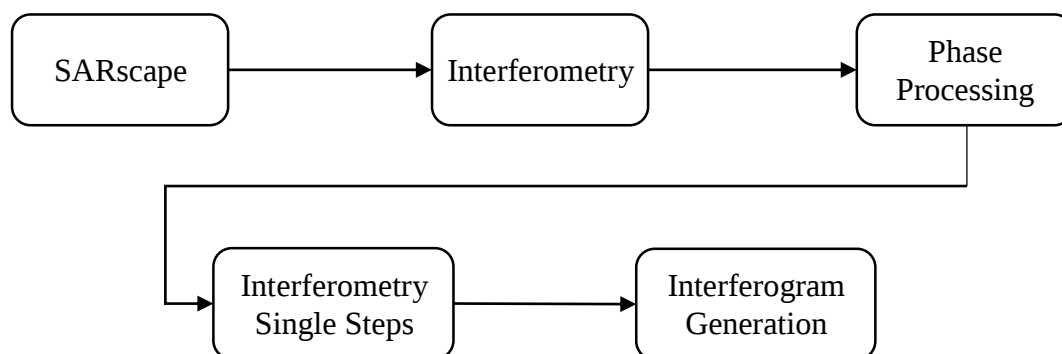
^۲ Slave

نسبت سطح بیضوی از ارتفاع (متر) به بردار شعاعی تبدیل شود، که این فاز به فاز مصنوعی (SINT) ملقب است. تولید این تصویر بدون واردسازی مدل رقومی ارتفاعی نیز میسر است که در این صورت سطح بیضوی و فاقد توپوگرافی فرض می‌شود.

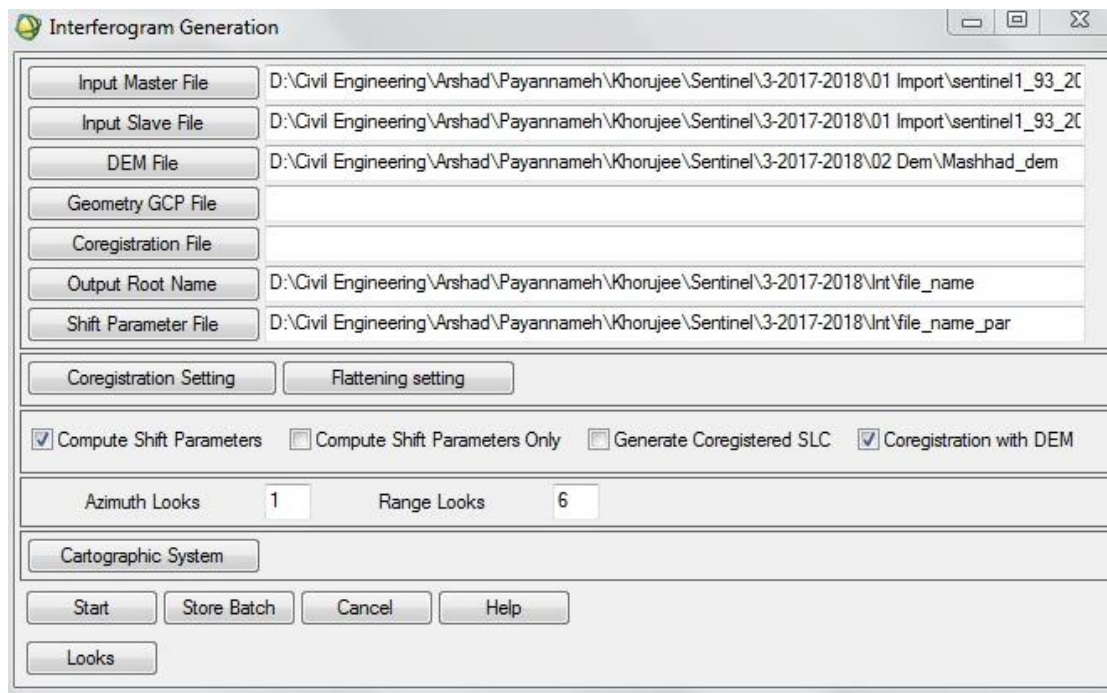
- فاز با تواتر بالا: این فاز می‌تواند به تغییرات زمانی فاز در طی اخذ تصویر پایه و وابسته (تغییر در سطح زمین و یا اتمسفر) و همچنین اختلاف ارتفاعی مدل رقومی زمین با ارتفاع مبنای مدل بیضوی زمینی مربوط گردد. فاز حاصل فاز مورد نظر است که به فاز تفاضلی و تداخل نگار حاصل به تداخل نگار مسطح (DINT) ملقب است.

در فرآیند انجام حذف اثر توپوگرافی عامل اصلی و ورودی کلیدی مدل رقومی ارتفاع زمین است. این عملیات شامل تبدیل مختصات هندسی مدل رقومی ارتفاعی به مختصات هندسی تصویر پایه در زمان اخذ تصویر می‌باشد. از این رو هرچه دقت مدل ارتفاعی مورد استفاده بهتر و همچنین پارامترهای مداری از دقت بالاتر برخوردار باشد، به همان میزان دقت و صحت عملیات حذف اثرات توپوگرافی بیشتر خواهد بود.

در شکل ۴-۴ و ۵-۴ مراحل تولید تداخل نگار و همچنین تداخل نگار مسطح شده توسط افزونه SARscape نشان داده شده است.

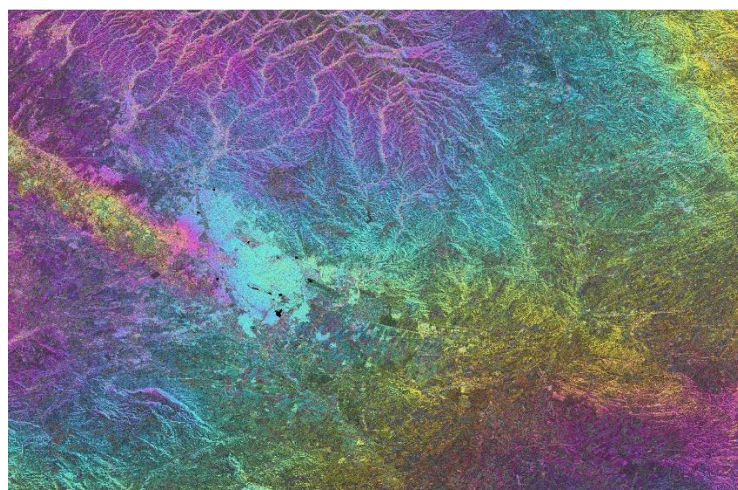


شکل ۴-۴: مراحل تولید تداخل نگار و تداخل نگار مسطح شده توسط افزونه SARscape

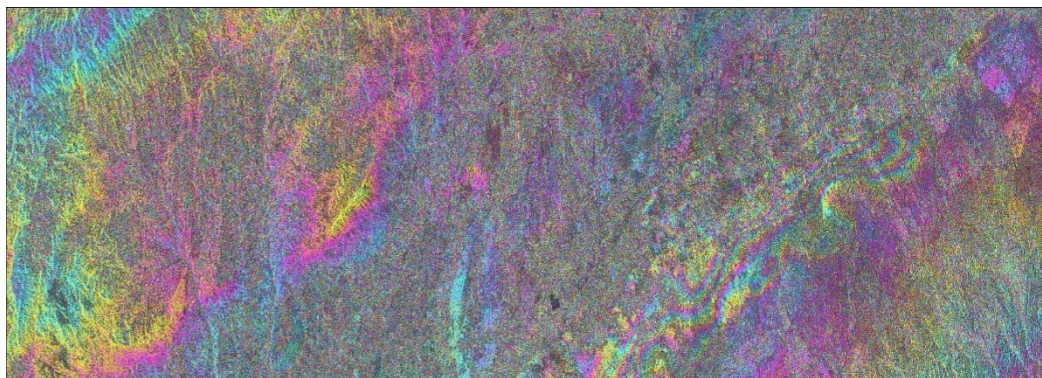


شکل ۴-۵: مراحل تولید تداخل نگار و تداخل نگار مسطح شده توسط افزونه SARscape

شکل ۴-۶ و ۴-۷ به ترتیب نمونه تداخل نگار مسطح شده حاصل از پردازش زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS و S3 از ماهواره Sentinel-1 را نشان می‌دهد



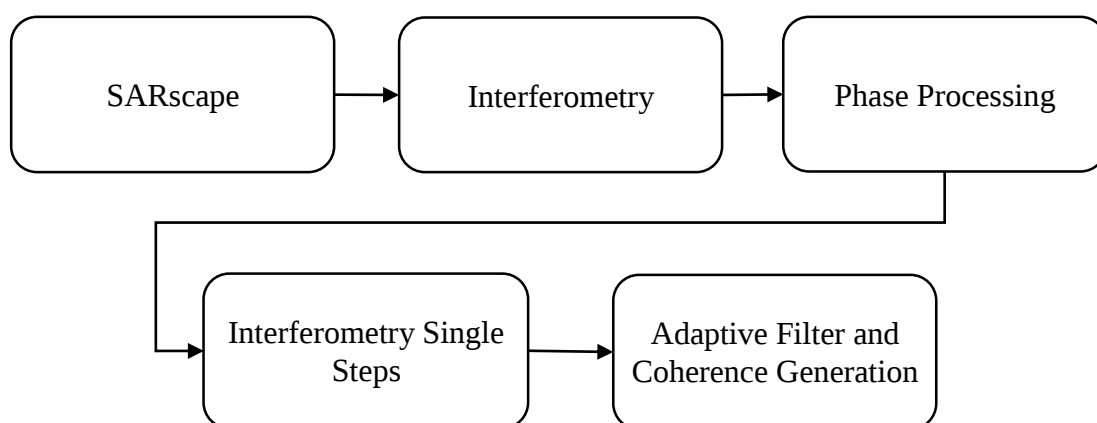
شکل ۴-۶: نمونه تداخل نگار مسطح شده حاصل از پردازش تداخل نگار A3 از ماهواره ALOS



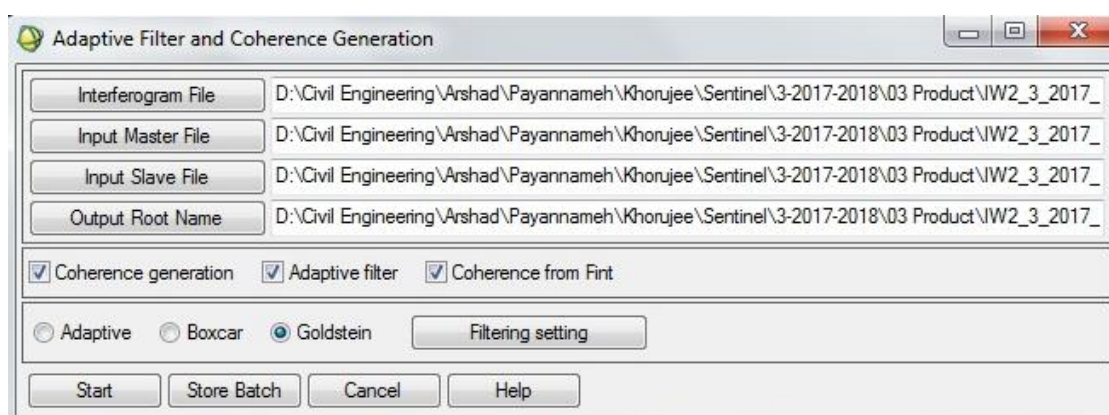
شکل ۴-۷: نمونه تداخل نگار مسطح شده حاصل از پردازش تداخل نگار S3 از ماهواره Sentinel-1

۴-۵ انجام عملیات فیلتر گذاری بر روی تداخل نگار

تداخل نگار تفاضلی حاصل از حذف اثرات توپوگرافی در مرحله قبل، حاوی نویزهایی است که در نتیجه اختلاف زمانی یا بازه زمانی دریافت دو تصویر SAR و همچنین خط مبنای مکانی پدید آمده است. جهت حذف این نویزها و همچنین بهبود بصری تداخل نگار می‌توان از فیلترهای توافقی استفاده نمود. در منطقه مورد مطالعه به واسطه خط مبنای زمانی طولانی بین دو تصویر و همچنین به دلیل نرخ بالای رشد ساکنین آن شاهد ساخت‌وساز و فعالیت‌های عمرانی زیادی هستیم. علاوه بر این، وجود زمین‌های کشاورزی و باغات جزو عوامل ایجاد نویز در تصاویر است. به دلیل کارایی بالای فیلتر گلداشتاین، در این تحقیق از آن استفاده شده است. این فیلتر به صورت انتخابی عمل نموده و عملیات فیلتر را به صورت محلی اجرا می‌نماید. فیلتر گلداشتاین با بهره‌گیری از متغیر عرض باند که به صورت مستقیم از همبستگی توان طیفی تداخل نگار تفاضلی به دست می‌آید، تنظیم می‌گردد. بدین ترتیب که در مناطق با همبستگی پایین با عرض باند زیاد و تعداد پیکسل بیشتر و در مناطق با همبستگی بالا با عرض باند کم و تعداد پیکسل محدود عمل می‌نماید. شکل ۴-۸ و ۴-۹ مراحل انجام عملیات فیلتر گذاری بر روی تداخل نگار توسط افزونه SARscape را نشان می‌دهد.

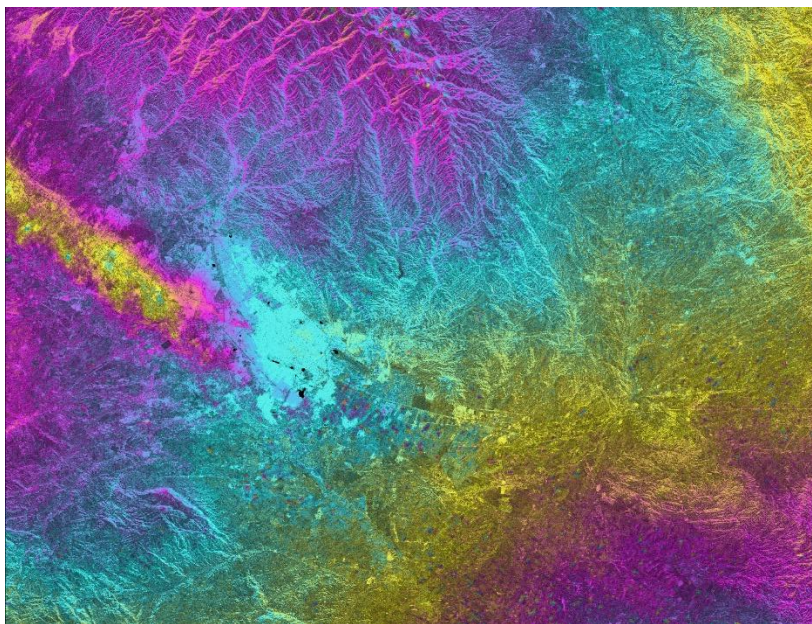


شکل ۴-۸: مراحل انجام فیلتر گذاری بر روی تداخل نگار توسط افزونه SARscape

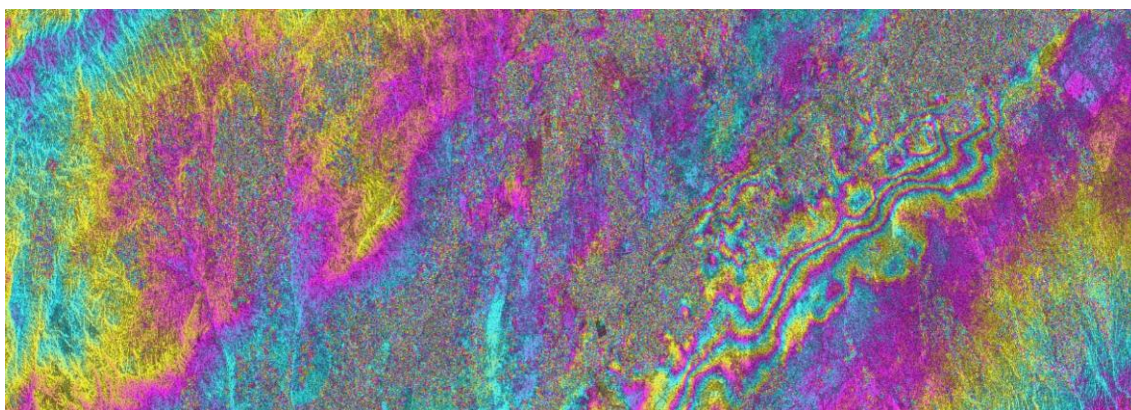


شکل ۴-۹: مراحل انجام فیلتر گذاری بر روی تداخل نگار توسط افزونه SARscape

شکل ۴-۱۰ و ۴-۱۱ به ترتیب انجام فیلتر گلداشتاین بر روی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS و زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1 را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۰: انجام فیلتر توافقی گلداشتاین بر روی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS



شکل ۴-۱۱: انجام فیلتر توافقی گلداشتاین بر روی زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1

۴-۶ تولید تصویر همدوس

تصویر همدوس تصویری است که از همبستگی توانی (Power) دو تصویر هم مختصات شده SAR ایجاد می‌شود. این تصویر بیانگر شاخص همبستگی بین سیگنال‌های تصویر اصلی و تصویر وابسته می‌باشد. میزان همدوسی بین صفر (غیر همدوسی) تا یک (همدوسی کامل) متغیر است. هرچه میزان همدوسی بین زوج تصاویر بالاتر باشد آن زوج تصویر از جهت انجام تداخل سنجی تفاضلی مناسب‌تر هستند و تداخل نگار حاصل کیفیت بیشتری دارد. رابطه زیر میزان همدوسی بین دو تصویر SAR را مشخص

می‌کند.

$$\gamma = \frac{|\sum S_1(X) \cdot S_2(X)|}{\sqrt{\sum |S_1(X)|^2 \cdot \sum |S_2(X)|^2}} \quad (1-4)$$

S_1 مقدار مختلط تصویر SAR اصلی و S_2 مقدار مختلط تصویر SAR وابسته می‌باشد و γ میزان همدوسی بین دو تصویر است.

در تصاویری که میزان همدوسی آن‌ها نزدیک به ۰/۵ و یا بالاتر باشد تصاویر مناسبی برای ساخت تداخل نگار به شمار می‌آیند. در برخی موارد با مقادیر کمتر از این مقدار هم برای تولید تداخل نگار می‌توان استفاده کرد. مقدار همدوسی ۰/۳ مقداری بحرانی است و تصاویری که میزان همدوسی آن‌ها کمتر از این مقدار است برای ساخت تداخل نگار مناسب نمی‌باشند (Anderssohn et al, 2008).

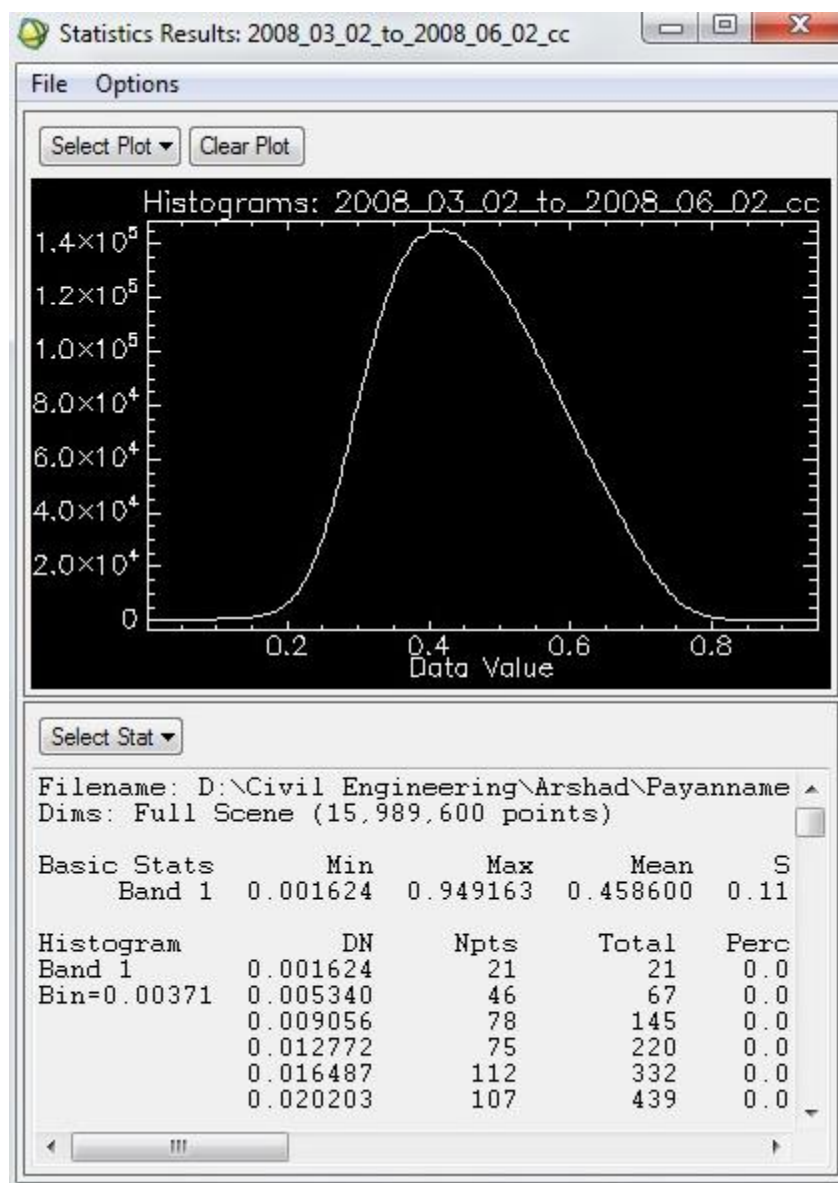
در جدول ۳-۴ و ۴-۴ میزان همدوسی زوج تصاویر استفاده شده از ماهواره ALOS و Sentinel-1 نشان داده شده است. و برای نمونه در شکل ۴-۱۲ و ۴-۱۳ میزان همدوسی محاسبه شده برای زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS و زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1 توسط افزونه SARscape بیان شده است.

جدول ۳-۴: مقادیر همدوسی برای زوج تصاویر ماهواره ALOS

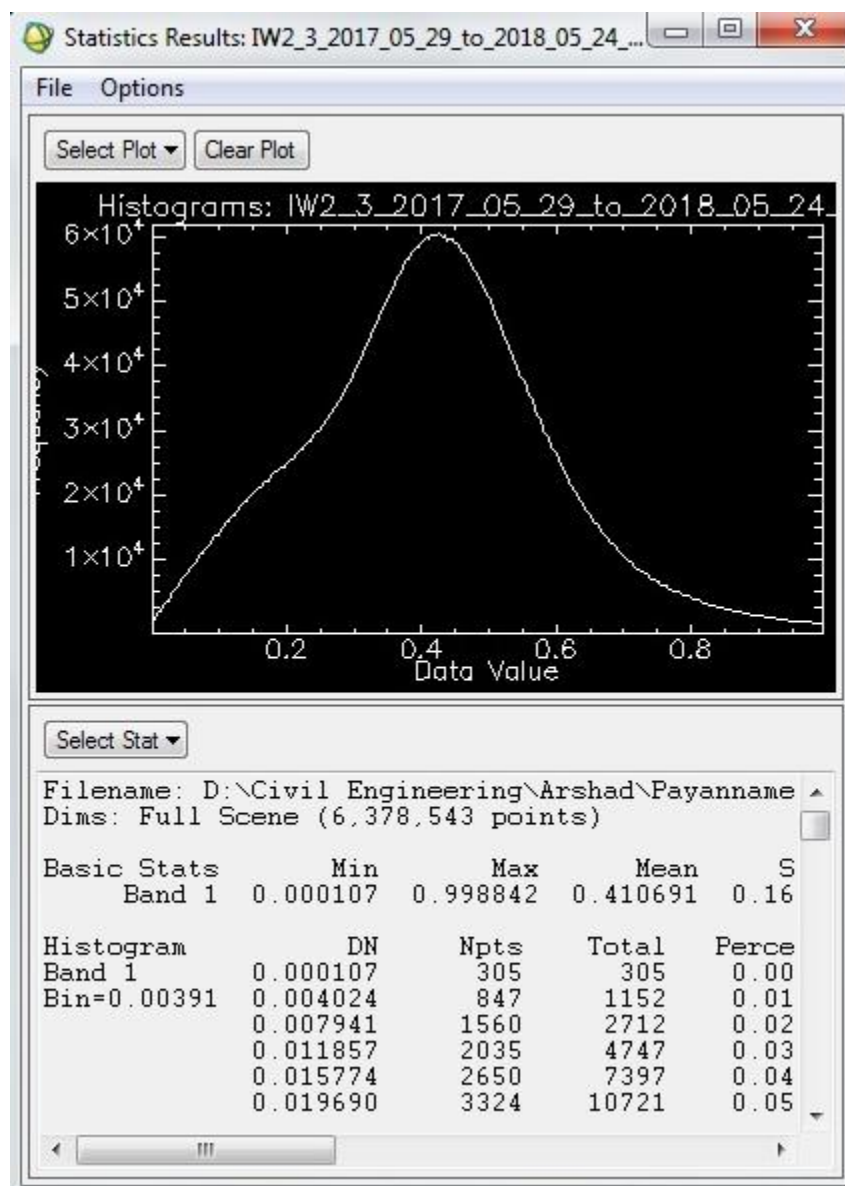
زوج تصویر	کمترین مقدار	میانگین	بیشترین مقدار
A1	۰/۰۰۰۵	۰/۵۰۰۲	۰/۹۹۰۴
A2	۰/۰۰۱۴	۰/۵۰۱۹	۰/۹۹۰۴
A3	۰/۰۰۱۶	۰/۴۵۸۶	۰/۹۴۹۱

جدول ۴-۴: مقادیر همدوسی برای زوج تصاویر ماهواره Sentinel-1

زوج تصویر	کمترین مقدار	میانگین	بیشترین مقدار
S1	۰	۰/۳۳۴۰	۰/۹۹۹۰
S2	۰/۰۰۰۱	۰/۳۴۶۳	۰/۹۹۷۷
S3	۰/۰۰۰۱	۰/۴۱۰۶	۰/۹۹۸۸



شکل ۴-۱۲: اطلاعات مربوط به همدوسی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS



شکل ۴-۱۳: اطلاعات مربوط به زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1

با توجه به این نکته که ماهواره Sentinel-1 در طول موج C تصویربرداری انجام می‌دهد و طول موج این باند برابر ۵/۶ سانتی‌متر می‌باشد به همین دلیل در هنگام برخورد با پوشش گیاهی تحت تأثیر قرار می‌گیرد و همچنین نسبت به رطوبت بسیار حساس است. لذا بنا به دلایلی که ذکر شد میزان همدوسی بین تصاویر Sentinel-1 کاهش پیدا کرده است.

۷-۴ تصحیح مقادیر فاز

مرحله بسیار مهم در فرآیند تهیه میزان فرونشست از تکنیک تداخل سنجی راداری مرحله تصحیح فازی است. میزان تغییرات فاز تنها می‌تواند پیمانه‌ای از 2π بیان گردد. این در حالی است که ممکن است میزان تغییرات موجود در منطقه (فرآیند جابه‌جایی زمین) از میزان 2π بیشتر گردد در این صورت در تداخل نگار حاصل مقادیر بیشتر از 2π دوباره از نوع آغاز شده و به صورت یک چرخه در خواهد آمد. در حقیقت الگوریتم‌های اصلاح فازی تلاش در جهت رفع این ابهام (ابهام 2π) دارند. در این راستا الگوریتم‌های متنوع و پیچیده‌ای تاکنون ارائه شده‌اند که هر کدام بسته به نوع داده و منطقه مورد مطالعه مزیت‌های خاص خود را دارند. عمومی‌ترین روش‌هایی که تاکنون در این زمینه به کار گرفته شده‌اند شامل الگوریتم رشد ناحیه‌ای^۱ و الگوریتم جریان با کمترین هزینه^۲ می‌باشند.

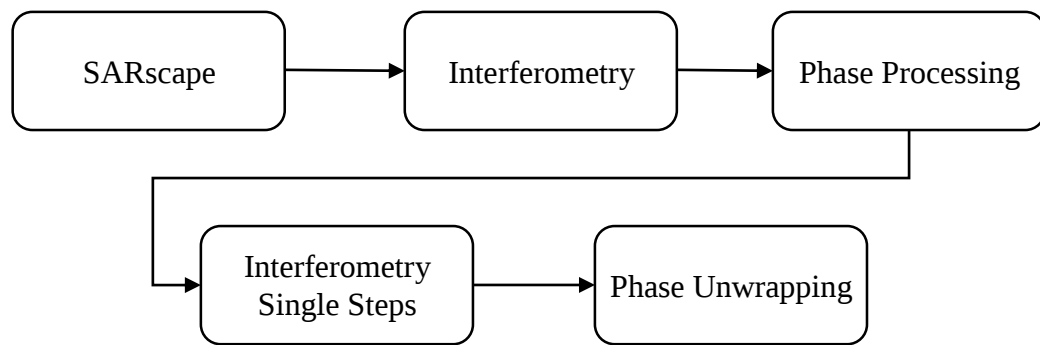
- الگوریتم رشد ناحیه‌ای به صورت تکه‌ای و با توجه به در نظر قرار دادن پیکسل‌های اطراف عمل اصلاح فاز را انجام می‌دهد، این الگوریتم در شرایطی که مقدار همدوسی زیاد باشد کارایی بهتری دارد.

- الگوریتم جریان با کمترین هزینه برای استفاده با مقادیر همدوسی پایین مناسب است و به دلیل پایین بودن مقادیر همدوسی در زوج تصاویر این تحقیق، از الگوریتم جریان با کمترین هزینه استفاده شده است.

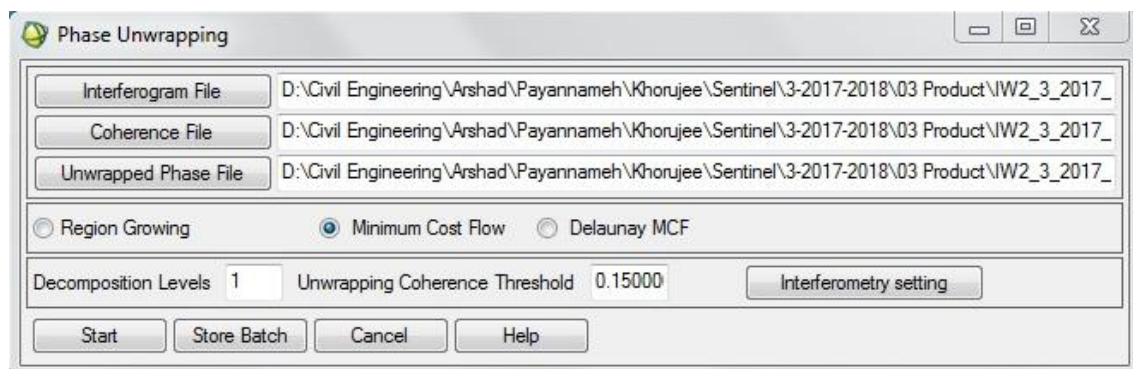
شکل ۴-۱۴ و ۴-۱۵ مراحل تصحیح مقادیر فاز توسط افزونه SARscape را نشان می‌دهند.

^۱ Region Growing

^۲ Minimum Cost Flow

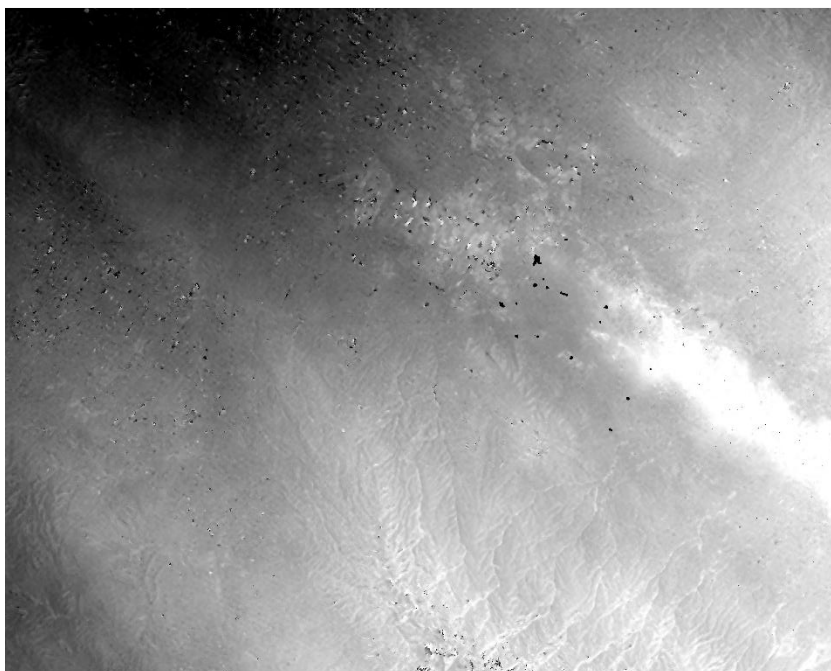


شکل ۴-۱۴: مراحل تصحیح مقادیر فاز توسط افزونه SARscape



شکل ۴-۱۵: مراحل تصحیح مقادیر فاز توسط افزونه SARscape

شکل ۴-۱۶ و ۴-۱۷ به ترتیب تصحیح مقادیر فاز برای زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS و S3 از ماهواره Sentinel-1 را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۶: تصحیح مقادیر فاز بر روی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS



شکل ۴-۱۷: تصحیح مقادیر فاز بر روی زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1

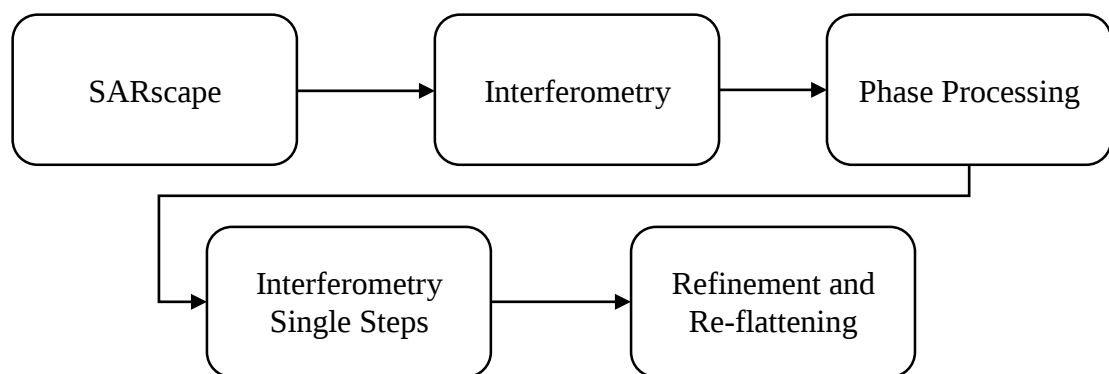
۴-۸ پالایش و تصحیح مضاعف

قبل از انجام تبدیل تغییرات فاز به فرونشست باید فازهای احتمالی مزاحم دیگر از قبیل فاز باقیمانده از اثرات توپوگرافی و همچنین فاز باقیمانده از جابه‌جایی مداری از فاز موجود حذف گردد. انجام این عمل برای تداخل نگارهای که نشان‌های از لرزش سکو در فرم پلکان^۱ دارند، ضروری بوده و حتماً باید انجام

^۱ Ramp

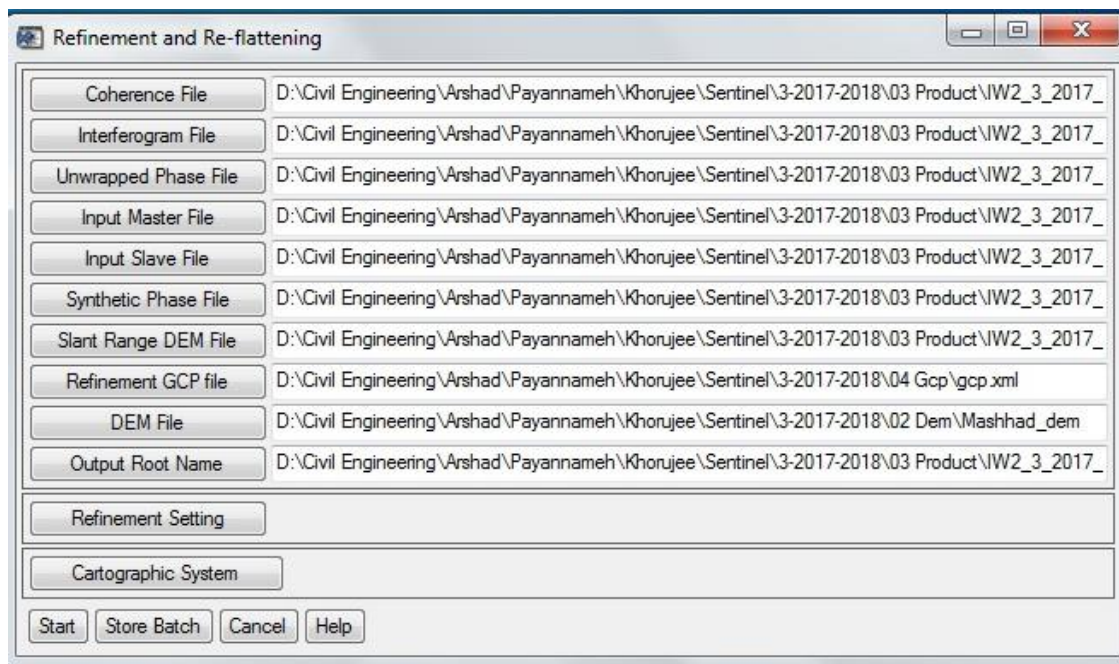
پذیرد. هرچند انجام آن برای داده‌های واجد دقت و عدم لرزش در سکو نیز توصیه شده است. این عمل بر روی فاز تصحیح شده در مرحله قبل انجام گرفته و با کمک مدل DEM منطقه، فاز مصنوعی تولید شده (فاز با تواتر پایین)، مدل رقومی ارتفاع تبدیل شده به مختصات هندسی تصویربرداری راداری SRDEM (مختصات مایل)، تصویر همدوسی حاصل از مرحله ۴-۶، پارامترهای مداری تصویر پایه و پیرو SAR و همچنین تعدادی نقاط کنترل زمینی^۱ مناسب با درجه چند جمله‌ای مورد استفاده، به انجام می‌رسد.

شکل ۴-۱۸ و ۴-۱۹ مراحل پالایش و تصحیح مضاعف بر روی زوج تصاویر توسط افزونه SARscape را نشان می‌دهد.



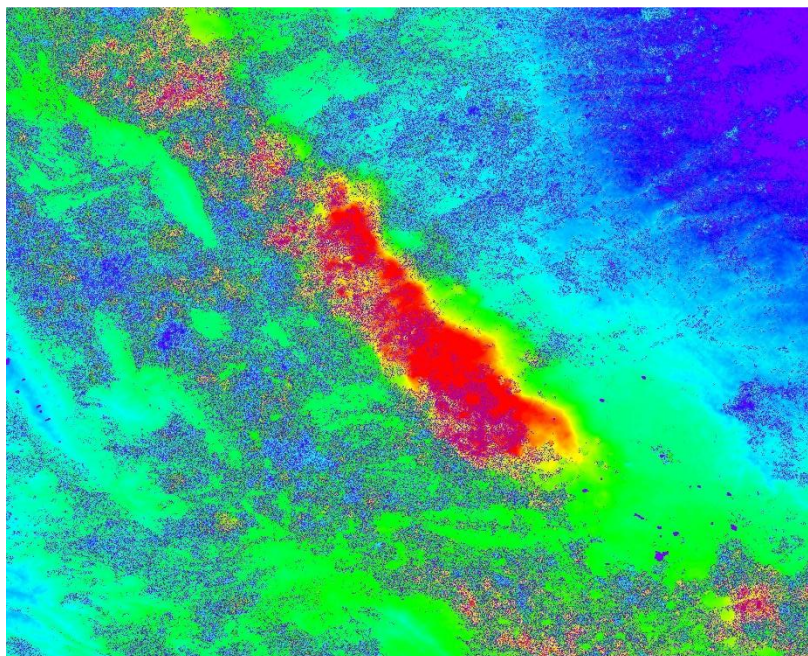
شکل ۴-۱۸: مراحل پالایش و تصحیح مضاعف بر روی زوج تصاویر توسط افزونه SARscape

^۱Ground Control Point

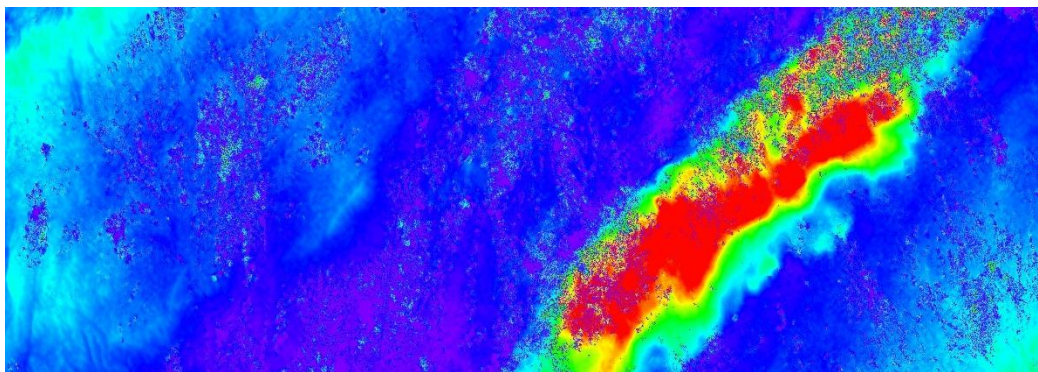


شکل ۴-۱۹: مراحل پالایش و تصحیح مضاعف بر روی زوج تصاویر توسط افزونه SARscape

فرآیند مذکور بر روی هر دو سری از تداخل نگارهای حاصل از ماهواره Sentinel-1 و ALOS به‌طور مستقل اعمال شده است. نتیجه این اصلاحات در شکل ۴-۲۰ و ۴-۲۱ آمده است.



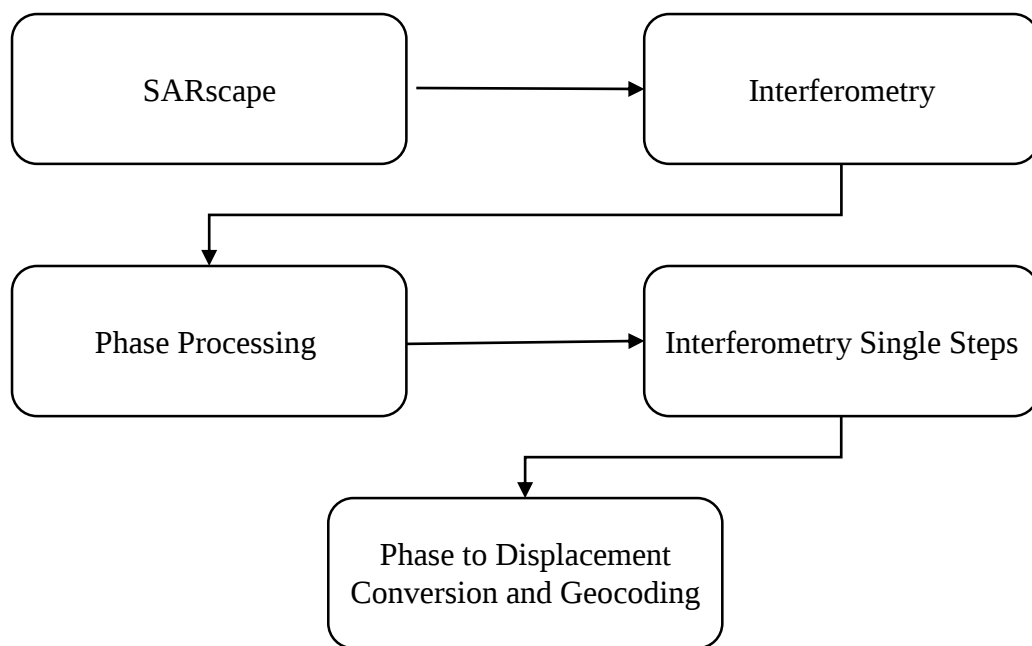
شکل ۴-۲۰: پالایش و تصحیح مضاعف بر روی فاز اصلاحی زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS



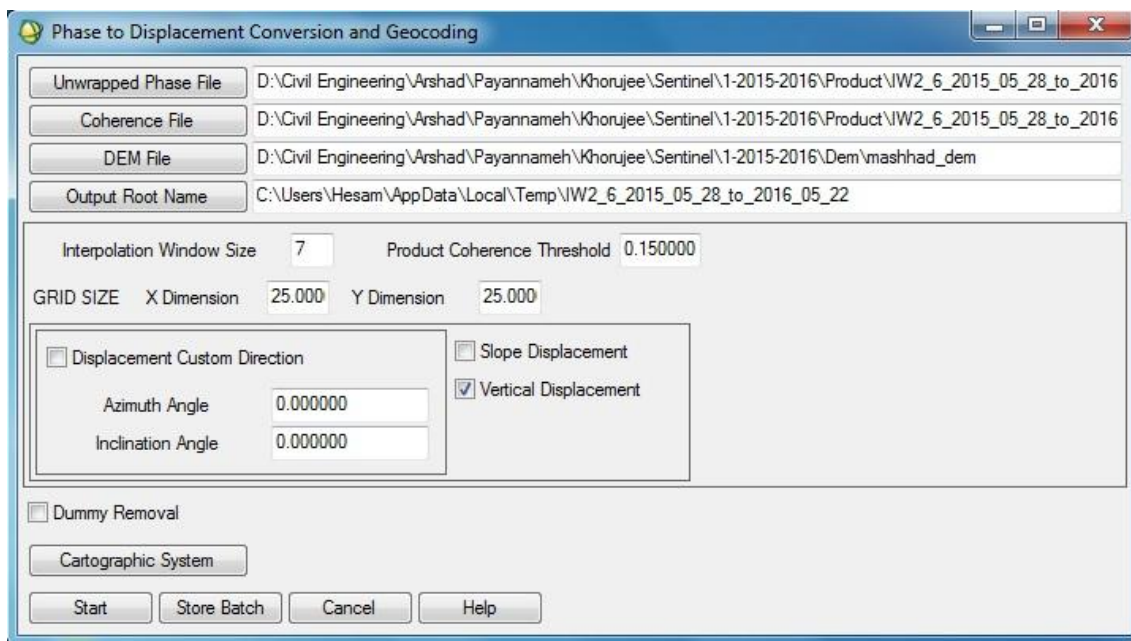
شکل ۴-۲۱: پالایش و تصحیح مضاعف بر روی فاز اصلاحی زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1

۴-۹ تبدیل فاز به جابه‌جایی (فرونشست)

بعد از پالایش و تصحیح مضاعف فاز، می‌توان فاز مطلق حاصل را به مقادیر جابه‌جایی یا نقشه جابه‌جایی تبدیل و زمین مرجع نمود. این فرآیند می‌تواند با استفاده از معادله دامنه داپلر و تبدیلات ژئودتیک انجام پذیرد. روش کار مشابه با روش‌های معمول در تبدیلات سیستم تصویر به سیستم مرجع جهانی است، با این تفاوت که علاوه بر تبدیلات ژئودتیک معادله دامنه داپلر نیز به‌صورت هم‌زمان بر دو آنتن دریافت کننده و تشکیل دهنده تصویر SAR اعمال می‌گردد. با این کار مقدار جابه‌جایی و همچنین مختصات کارتزین هر پیکسل زمینی هم‌زمان به دست خواهد آمد. در شکل ۴-۲۲ و ۴-۲۳ مراحل تبدیل فاز به جابه‌جایی توسط افزونه SARscape نشان داده شده است.



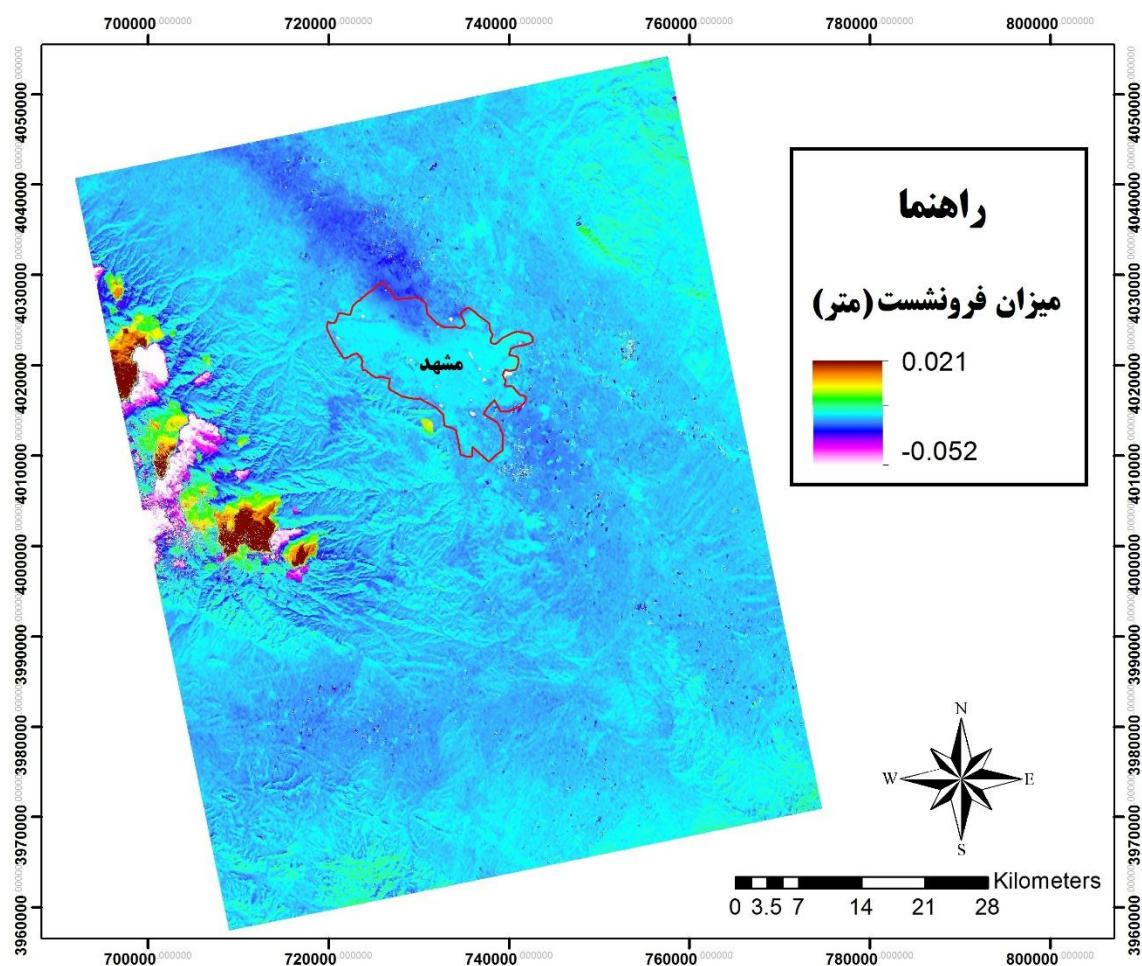
شکل ۴-۲۲: مراحل تبدیل فاز به جابه‌جایی توسط افزونه SARscape



شکل ۴-۲۳: مراحل تبدیل فاز به جابه‌جایی توسط افزونه SARscape

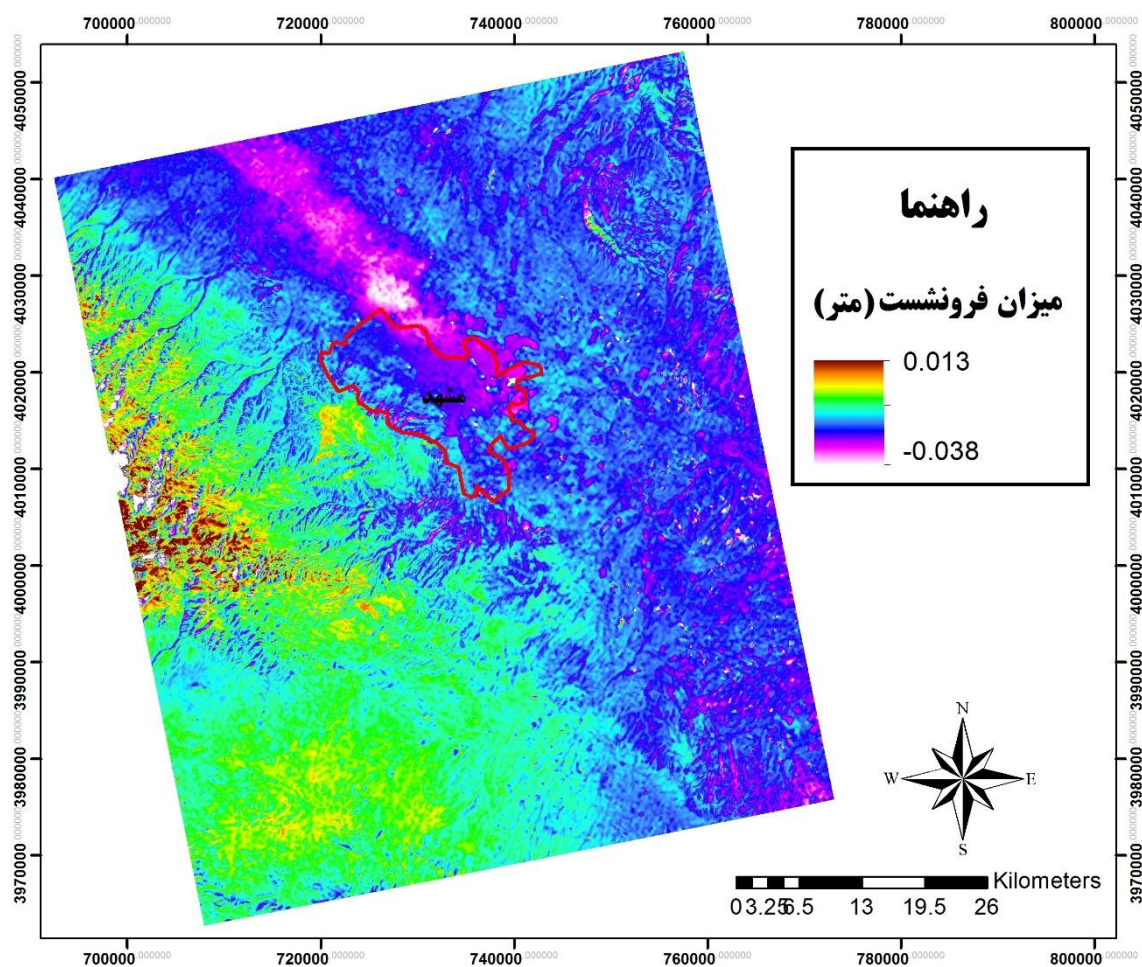
شکل‌های ۴-۲۴، ۴-۲۵ و ۴-۲۶ به ترتیب میزان نرخ فرونشست زوج تصاویر A1، A2 و A3 از ماهواره Sentinel-1 را نشان می‌دهد. در نقشه‌های حاصل مقادیر مثبت جابه‌جایی مربوط به حرکت ALOS و شکل‌های ۴-۲۷، ۴-۲۸ و ۴-۲۹ به ترتیب میزان نرخ فرونشست زوج تصاویر S1، S2 و S3 از ماهواره Sentinel-1 را نشان می‌دهد.

سطح زمین به سمت دید رادار یا همان بالا آمدگی^۱ و مقادیر منفی بیانگر دور شدن سطح زمین از سنجنده در راستای دید راداری یا فرونشست می باشد.

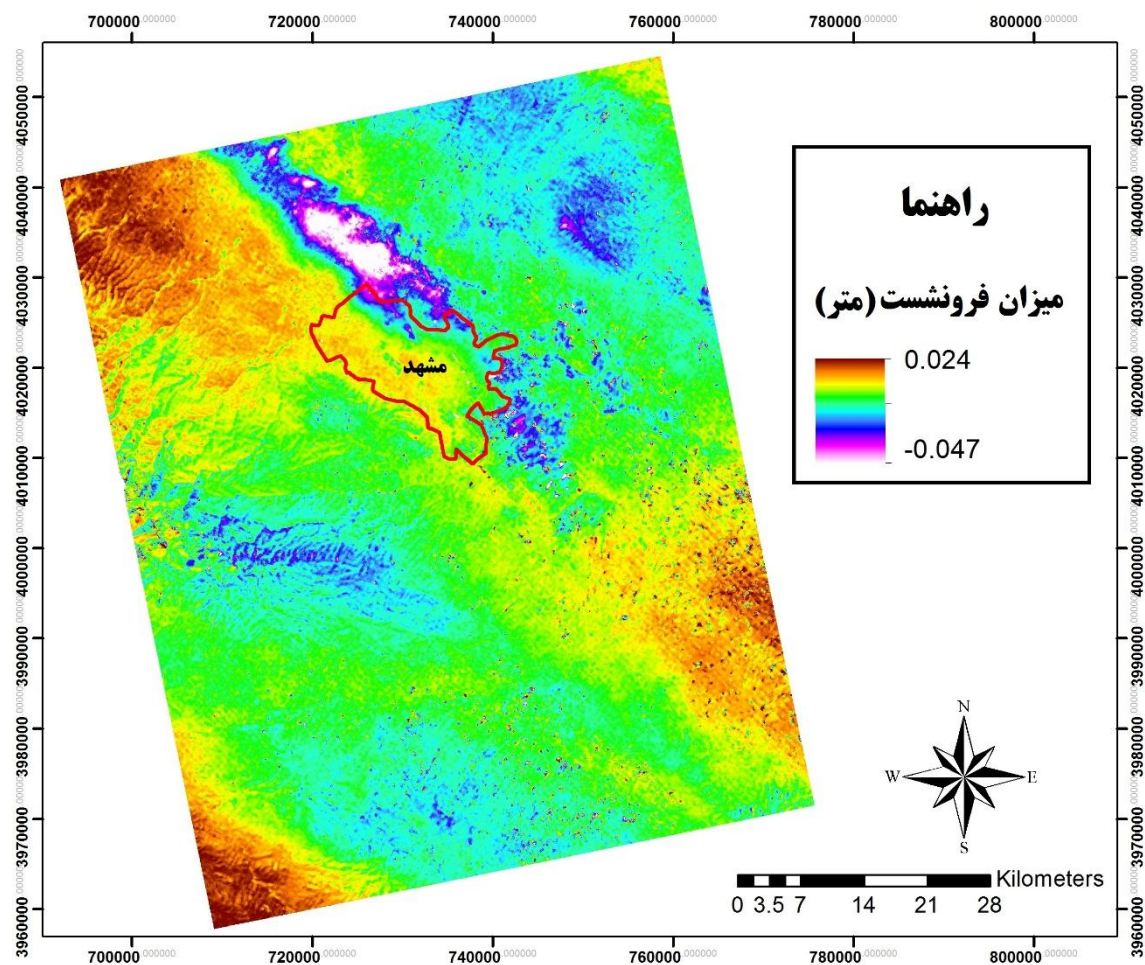


شکل ۴-۲۴: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر A1 از ماهواره ALOS

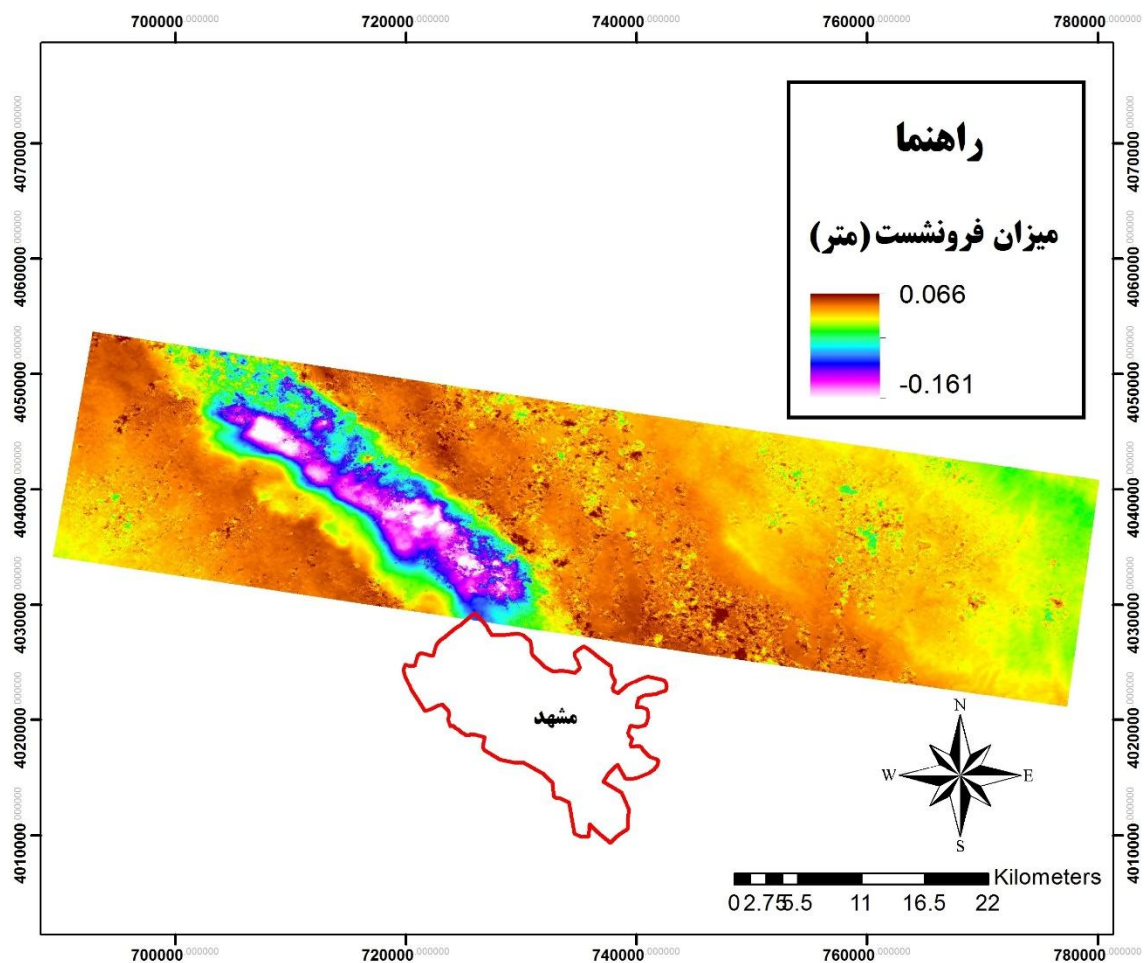
^۱ Uplift



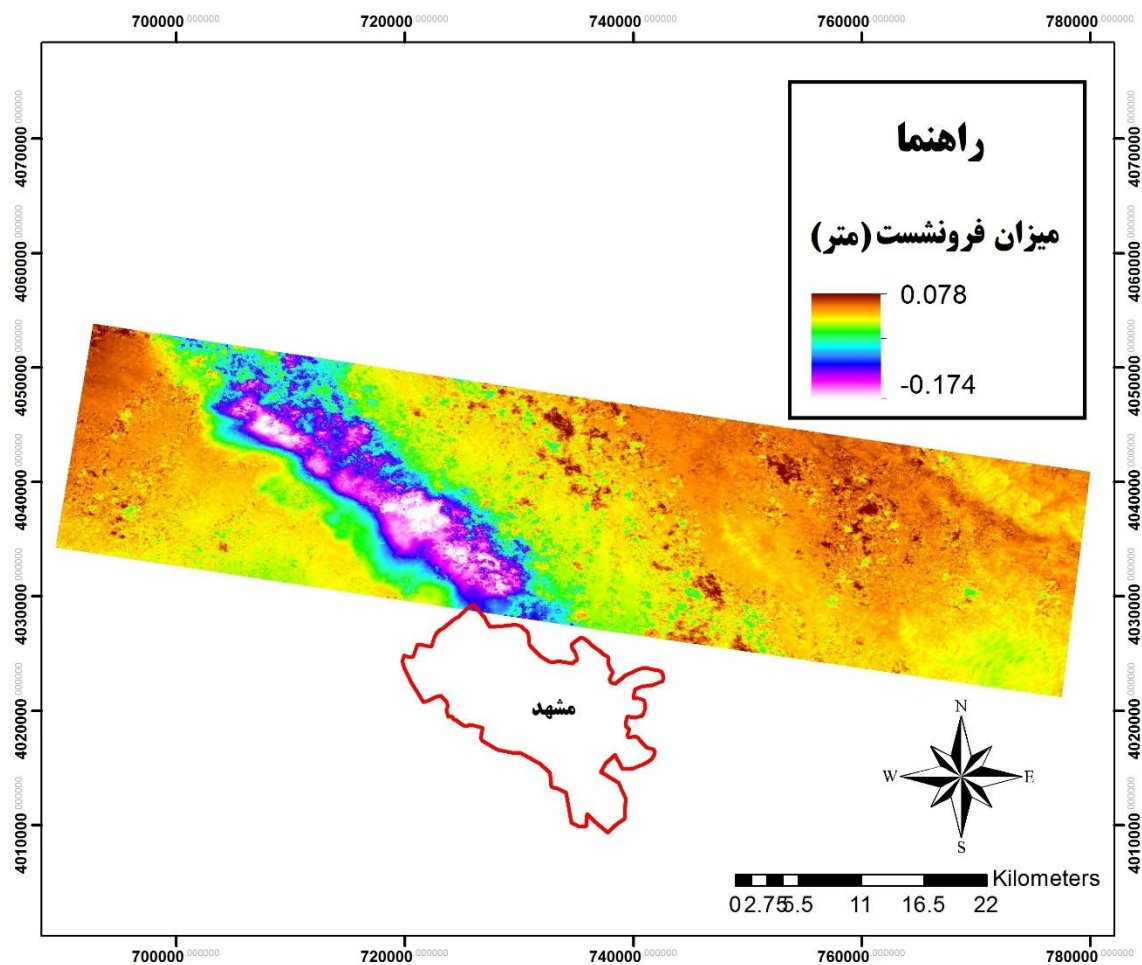
شکل ۴-۲۵: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر A2 از ماهواره ALOS



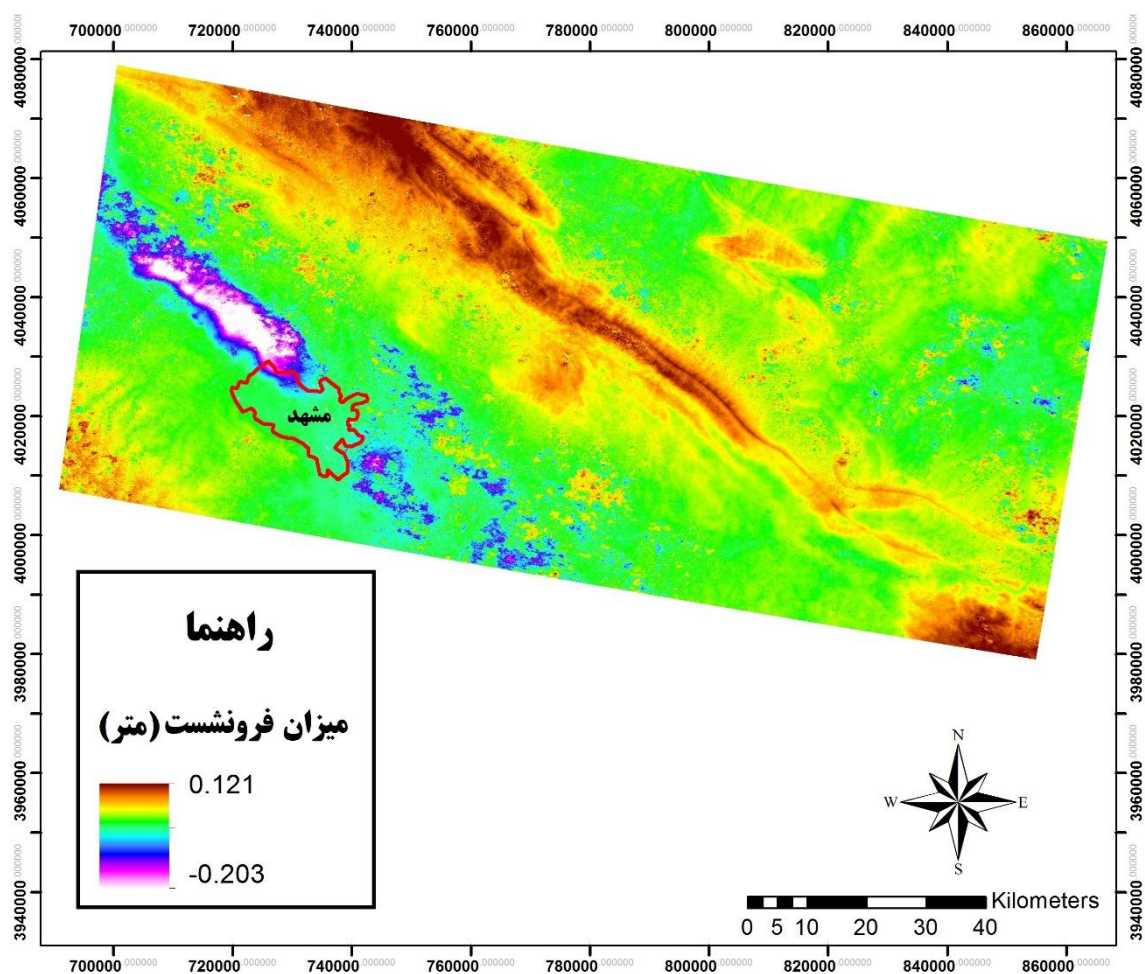
شکل ۴-۲۶: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر A3 از ماهواره ALOS



شکل ۴-۲۷: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر S1 از ماهواره Sentinel-1



شکل ۴-۲۸: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر S2 از ماهواره Sentinel-1



شکل ۴-۲۹: میزان نرخ فرونشست زوج تصویر S3 از ماهواره Sentinel-1

جدول ۴-۵ و ۴-۶ به ترتیب جمع‌بندی نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری ماهواره‌های ALOS و Sentinel-1 را نشان می‌دهد.

جدول ۴-۵: نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری ماهواره ALOS

زوج تصویر	نام اختصاری	بازه زمانی (روز)	بیشینه فرونشست (سانتی‌متر)
۲۰۰۷/۱۰/۱۶ ۲۰۰۸/۰۱/۱۶	A1	۹۲	۵/۲
۲۰۰۸/۰۱/۱۶ ۲۰۰۸/۰۳/۰۲	A2	۴۶	۳/۸
۲۰۰۸/۰۳/۰۲ ۲۰۰۸/۰۶/۰۲	A3	۹۲	۴/۷

جدول ۴-۶: نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری ماهواره Sentinel-1

زوج تصویر	نام اختصاری	بازه زمانی (روز)	بیشینه فرونشست (سانتی‌متر)
۲۰۱۵/۰۵/۲۸ ۲۰۱۶/۰۵/۲۲	S1	۳۶۰	۱۶/۱
۲۰۱۶/۰۵/۲۲ ۲۰۱۷/۰۵/۲۹	S2	۳۷۲	۱۷/۴
۲۰۱۷/۰۵/۲۹ ۲۰۱۸/۰۵/۲۴	S3	۳۶۰	۲۰/۳

با توجه با نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری ماهواره‌های ALOS و Sentinel-1، منطقه‌ای با طول در حدود ۳۹ کیلومتر و پهنایی در حدود ۸ کیلومتر واقع در شمال غربی شهر مشهد در حال فرونشست می‌باشد.

۴-۱۰ بررسی همبستگی تکتونیک با فرونشست

به منظور تحلیل میزان تأثیر گذاری شرایط تکتونیکی و زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته بر روی پدیده

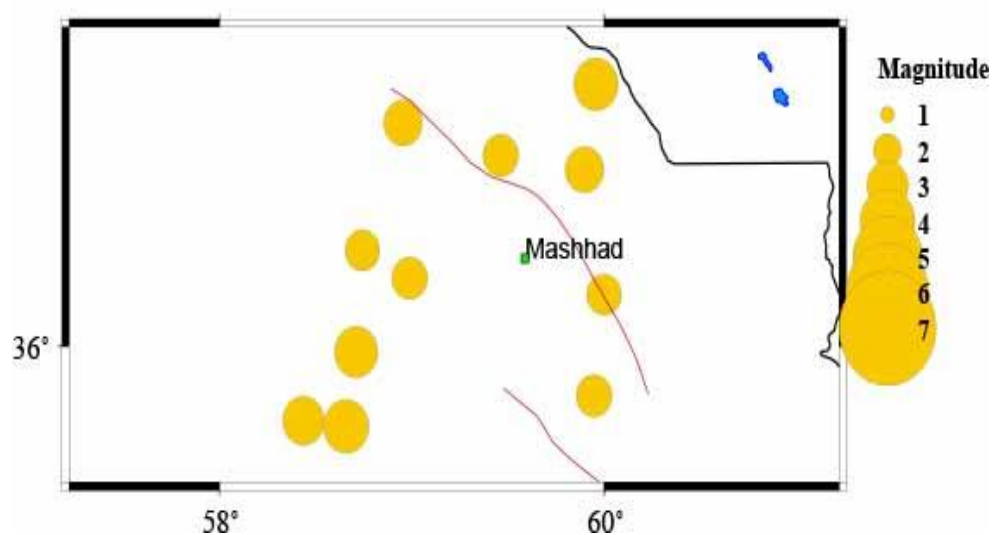
فرونشست در بازه زمانی فرونشست در منطقه مورد مطالعه، زمین‌لرزه‌هایی که از تاریخ ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ تا

۲۰۰۸/۰۶/۰۲ و ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ تا ۲۰۱۸/۰۵/۲۴ رخ داد مورد بررسی قرار گرفته شده است (جدول ۴-).

۷، شکل ۳۰-۴، جدول ۸-۴، شکل ۳۱-۴)

جدول ۴-۷: آمار مربوط به شدت بزرگی زمین‌لرزه‌های رخ داد بین ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ تا ۲۰۰۸/۰۶/۰۲ که توسط مرکز لرزه-نگاری کشوری ثبت شده‌اند

No.	Event ID	Origin Time	Lat.	Long.	Depth(km)	Mag.	Mag. Type	RMS(sec)	Azimuthal Gap (deg)	Download
1	11702	2007/11/03 07:13:09.4	36.926	59.956	2.7	3.2	MN	0.2	234	—
2	12030	2007/11/16 00:23:21.9	35.980	58.712	17.6	3.1	MN	0.3	153	—
3	12203	2007/11/20 00:09:11.4	36.675	59.461	3.9	2.6	MN	0.4	98	—
4	12865	2007/12/12 07:20:16.7	36.183	60.000	5.6	2.5	MN	0.3	332	—
5	13188	2007/12/25 09:10:27.5	36.241	58.990	10.0	2.6	MN	0.3	200	—
6	15565	2008/03/24 08:26:57.6	35.824	59.947	3.0	2.6	MN	0.2	286	—
7	15663	2008/03/29 18:32:26.4	35.715	58.658	13.0	3.3	MN	0.5	160	—
8	15896	2008/04/09 05:21:52.6	36.626	59.896	6.2	2.8	MN	0.2	201	—
9	15908	2008/04/09 12:20:41.9	36.341	58.744	2.0	2.5	MN	0.2	239	—
10	16402	2008/04/30 08:33:04.7	36.790	58.955	21.8	2.8	MN	0.2	278	—
11	16927	2008/05/23 09:37:33.6	35.734	58.438	17.2	3.0	MN	0.3	131	—



شکل ۳۰-۴: نقشه میزان بزرگی زلزله‌های رخ داد بین ۲۰۰۷/۱۰/۱۶ تا ۲۰۰۸/۰۶/۰۲ که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند

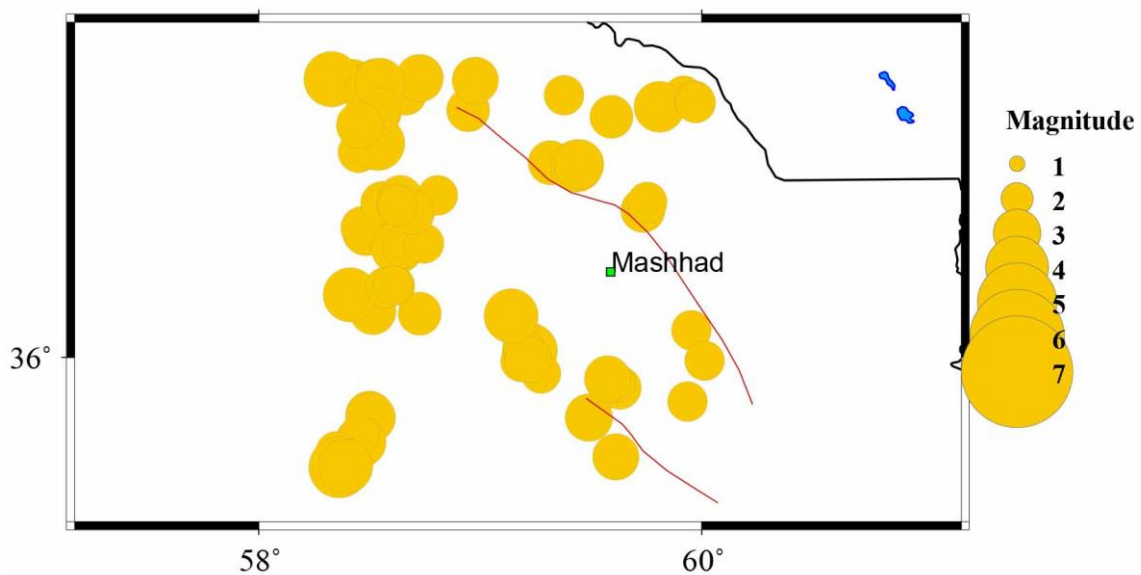
جدول ۴-۸: آمار مربوط به شدت بزرگی زمین‌لرزه‌های رخ داد بین ۲۸/۵/۱۵ تا ۲۴/۵/۱۸ که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند

No.	Event ID	Origin Time	Lat.	Long.	Depth(km)	Mag.	Mag. Type	RMS(sec)	Azimuthal Gap (deg)	Download
1	97957	2015/06/08 10:15:20.2	35.890	59.629	13.7	2.7	MN	0.2	248	—
2	97969	2015/06/08 18:44:35.8	36.709	59.316	12.0	2.8	MN	0.3	106	—
3	97970	2015/06/08 19:56:03.6	35.908	59.608	10.0	2.5	MN	0.4	270	—
4	98698	2015/07/12 21:26:28.7	37.011	58.425	10.0	2.5	MN	0.2	107	—
5	98697	2015/07/12 23:30:40.5	36.697	59.435	12.0	3.3	MN	0.4	98	—
6	98907	2015/07/23 07:32:19.4	36.013	59.234	13.2	2.7	MN	0.3	240	—
7	99571	2015/08/19 05:03:14.8	35.838	59.934	8.0	2.5	MN	0.6	209	—
8	99600	2015/08/20 04:39:40.1	36.160	58.727	16.0	2.7	MN	0.6	184	—
9	99712	2015/08/24 06:08:29.5	36.455	58.482	19.1	2.9	MN	0.3	149	—
10	99726	2015/08/24 16:18:48.9	36.471	58.467	10.0	2.7	MN	0.2	201	—
11	99843	2015/08/27 22:21:19.6	36.703	59.446	12.0	3.1	MN	0.6	87	—
12	101762	2015/11/06 10:04:45.5	36.562	58.556	8.8	2.7	MN	0.5	187	—
13	102660	2015/12/12 20:08:40.5	36.099	59.953	8.0	2.5	MN	0.4	111	—
14	103064	2015/12/25 21:31:38.1	36.582	58.640	8.0	2.8	MN	0.5	73	—
15	103598	2016/01/10 18:32:26.6	36.167	58.515	10.0	2.9	MN	0.3	119	—
16	103633	2016/01/11 14:35:41.1	35.780	59.490	8.9	3.0	MN	0.3	49	—
17	103829	2016/01/17 12:28:35.3	35.791	58.501	7.0	3.0	MN	0.6	36	—
18	103897	2016/01/20 03:37:11.7	35.779	58.504	7.8	3.1	MN	0.5	51	—
19	104298	2016/02/03 18:05:32.7	36.559	58.621	7.4	2.5	MN	0.3	126	—
20	104337	2016/02/04 18:02:46.6	36.875	59.592	14.2	2.7	MN	0.2	224	—

No.	Event ID	Origin Time	Lat.	Long.	Depth(km)	Mag.	Mag. Type	RMS(sec)	Azimuthal Gap (deg)	Download
21	105099	2016/03/03 14:38:08.0	36.591	58.809	13.3	2.5	MN	0.4	137	—
22	105537	2016/03/17 08:07:06.4	36.986	58.533	8.0	3.4	MN	0.5	186	—
23	105848	2016/03/29 20:46:12.5	36.399	58.625	8.2	3.3	MN	0.5	64	—
24	106532	2016/04/24 22:39:38.5	35.642	58.423	12.9	2.5	MN	0.4	97	—
25	107134	2016/05/13 13:24:18.3	36.025	59.224	9.4	3.5	MN	0.5	41	—
26	107383	2016/05/23 03:35:12.8	35.987	59.183	8.0	2.6	MN	0.3	112	—
27	107384	2016/05/23 04:57:34.6	36.019	59.200	10.4	2.7	MN	0.5	109	—
28	107742	2016/06/04 22:52:12.8	35.941	59.273	8.0	2.5	MN	0.2	161	—
29	108179	2016/06/19 06:22:23.2	35.691	58.459	8.3	3.2	MN	0.6	45	—
30	108691	2016/07/06 04:20:05.5	35.636	59.612	10.0	2.9	MN	0.6	61	—
31	109229	2016/07/24 01:18:07.9	36.262	58.613	10.0	2.5	MN	0.4	154	—
32	109315	2016/07/27 02:02:06.4	36.899	58.945	8.6	2.7	MN	0.4	130	—
33	109801	2016/08/10 01:48:19.9	36.955	58.664	10.0	2.6	MN	0.5	105	—
34	110957	2016/09/17 04:35:41.9	35.718	58.453	10.0	2.5	MN	0.5	104	—
35	111191	2016/09/25 09:38:30.0	35.655	58.351	10.7	2.6	MN	0.4	100	—
36	111804	2016/10/14 03:16:55.4	35.989	60.011	8.0	2.5	MN	0.3	122	—
37	112673	2016/11/10 09:41:39.0	36.536	59.734	10.0	2.8	MN	0.4	159	—
38	115401	2017/02/08 21:02:44.6	36.404	58.657	12.0	2.7	MN	0.2	242	—
39	115570	2017/02/16 18:36:55.4	36.566	59.754	12.0	2.5	MN	0.5	171	—
40	115703	2017/02/21 20:03:46.1	36.746	58.449	12.5	2.6	MN	0.3	180	—

No.	Event ID	Origin Time	Lat.	Long.	Depth(km)	Mag.	Mag. Type	RMS(sec)	Azimuthal Gap (deg)	Download
41	116925	2017/04/01 10:20:47.1	36.950	59.916	13.2	2.5	MN	0.3	226	—
42	119118	2017/04/29 19:17:49.1	36.994	58.500	8.0	2.5	MN	0.5	89	—
43	120018	2017/05/21 04:06:03.8	35.598	58.363	6.0	3.8	MN	0.4	44	—
44	120224	2017/05/26 00:55:21.5	35.601	58.392	8.0	3.4	MN	0.5	46	—
45	120282	2017/05/27 02:17:49.9	35.993	59.217	17.0	2.9	MN	0.8	109	—
46	120396	2017/05/29 06:49:42.6	36.415	58.746	9.0	2.5	MN	0.2	97	—
47	120494	2017/06/01 02:56:39.0	36.778	58.537	7.1	3.4	MN	0.4	82	—
48	121564	2017/07/07 02:57:13.0	35.922	59.573	10.0	2.9	MN	0.4	94	—
49	122957	2017/08/26 04:20:12.1	36.952	59.378	17.0	2.5	MN	0.5	188	—
50	123658	2017/09/14 16:57:47.7	36.528	58.694	10.5	2.8	MN	0.3	128	—
51	123827	2017/09/19 16:32:57.6	36.910	59.807	9.2	3.2	MN	0.3	217	—
52	124887	2017/10/19 15:29:52.4	36.229	58.414	14.1	3.4	MN	0.6	31	—
53	125699	2017/11/11 20:38:33.5	36.254	58.572	10.0	2.6	MN	0.3	177	—
54	127248	2017/11/26 17:13:45.3	37.011	58.328	8.0	3.5	MN	0.4	102	—
55	128001	2017/12/02 22:19:42.3	36.959	58.482	10.0	2.8	MN	0.4	135	—
56	128706	2017/12/10 04:34:21.4	36.884	58.549	7.6	2.6	MN	0.4	89	—
57	130307	2017/12/24 13:12:11.0	37.015	58.726	8.0	3.0	MN	0.4	50	—
58	131051	2018/01/03 05:47:26.1	36.996	58.547	6.0	3.1	MN	0.3	95	—
59	131989	2018/01/15 04:17:49.1	36.152	59.138	7.2	3.4	MN	0.5	50	—
60	132820	2018/01/29 17:21:22.6	36.907	58.558	12.0	2.5	MN	0.3	91	—

No.	Event ID	Origin Time	Lat.	Long.	Depth(km)	Mag.	Mag. Type	RMS(sec)	Azimuthal Gap (deg)	Download
61	133517	2018/02/12 13:58:24.9	36.262	58.608	12.0	2.5	MN	0.3	193	—
62	135216	2018/03/24 05:37:04.3	37.007	58.978	8.7	2.9	MN	0.5	151	—
63	135619	2018/04/01 14:44:14.3	36.932	59.967	10.0	2.5	MN	0.5	234	—
64	136559	2018/04/25 17:45:55.9	36.844	58.454	8.0	2.9	MN	0.4	78	—
65	136640	2018/04/28 01:35:50.3	36.552	58.626	10.0	2.5	MN	0.4	127	—
66	137068	2018/05/10 22:12:13.9	36.924	59.971	8.0	2.5	MN	0.6	235	—



شکل ۴-۳۱: نقشه میزان بزرگی زلزله‌های رخ داد بین ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ تا ۲۰۱۸/۰۵/۲۴ که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند

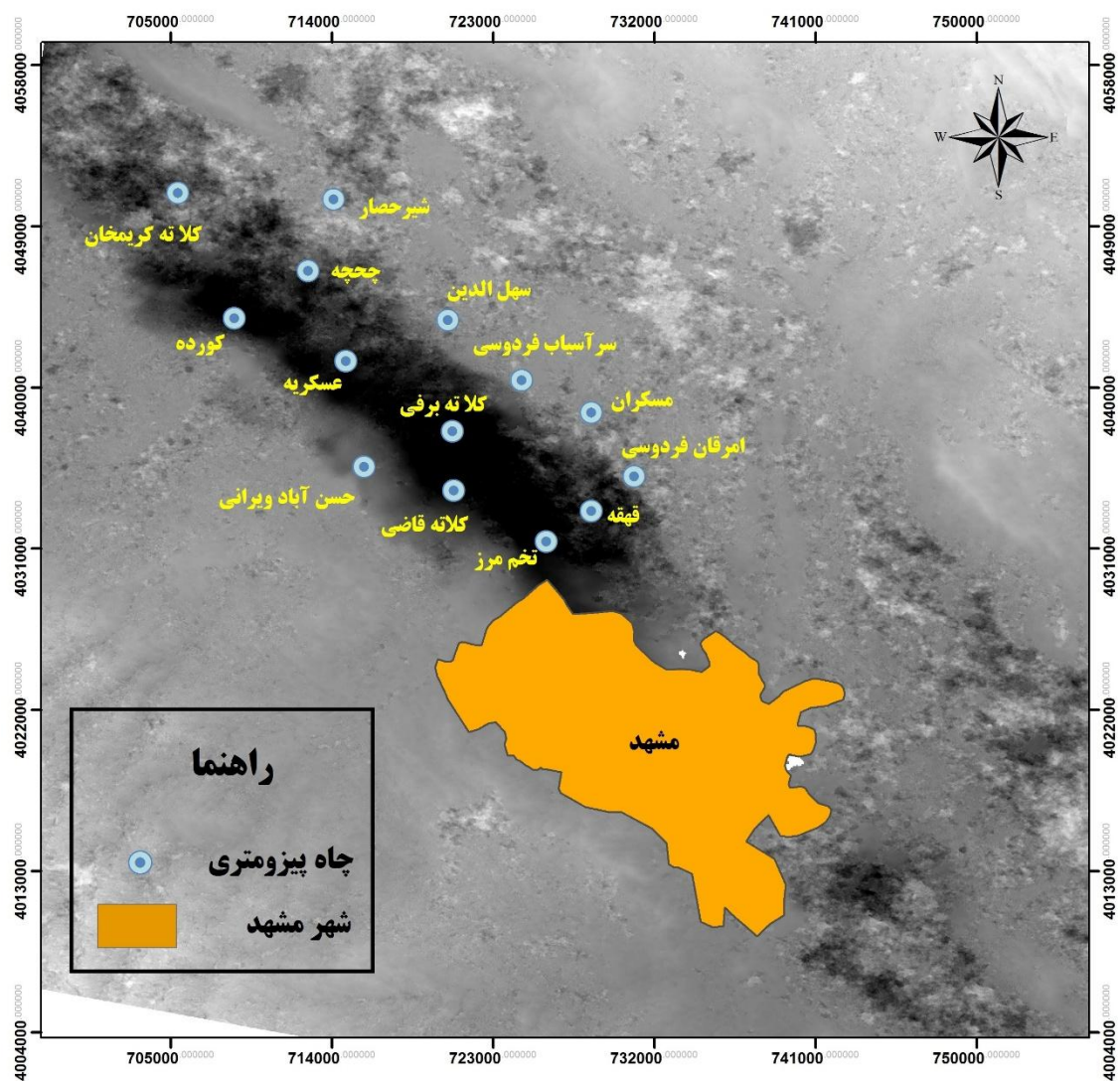
با توجه به بررسی‌های انجام شده تمام زلزله‌های رخ داده در بازه زمانی مذکور کمتر از ۴ ریشتر می‌باشند که تأثیری در جابه‌جایی سطح در مقیاس مورد بحث (سانتی‌متر) ندارند. لذا یافته‌های تحقیق در خصوص پدیده فرونشست بی‌تأثیر از ساختار تکنوتیکی محدوده مورد مطالعه بوده است.

۴-۱۱ بررسی روند تغییرات آب زیرزمینی

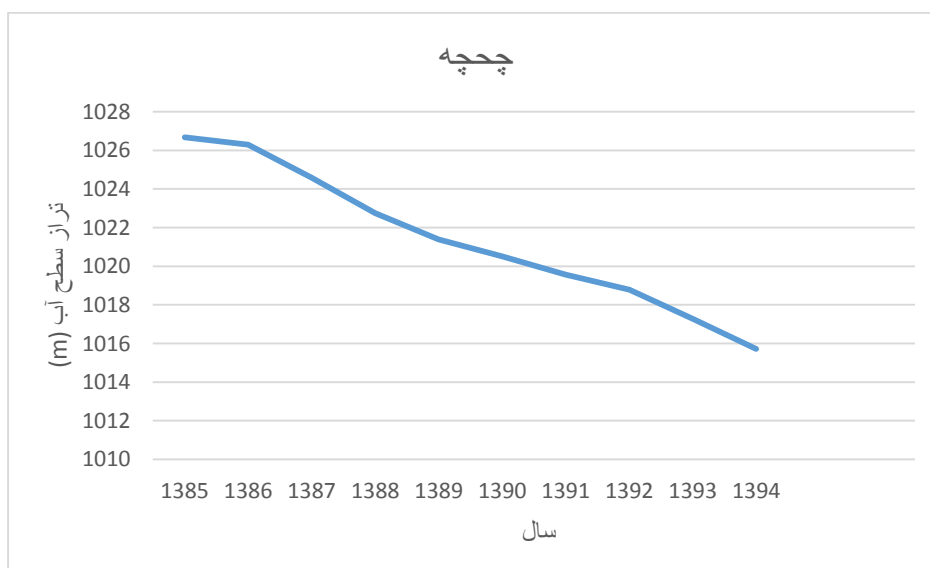
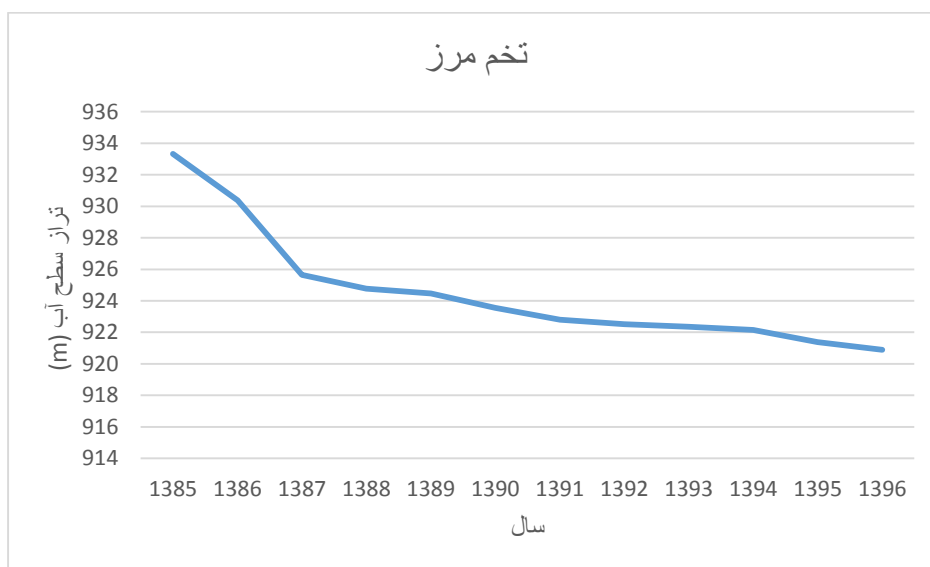
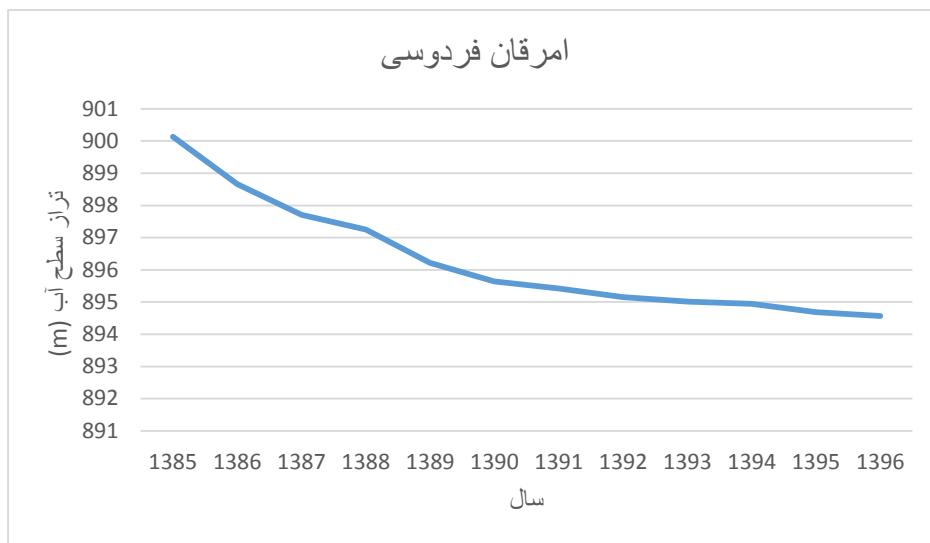
به‌منظور بررسی همبستگی و ارتباط فرونشست با تغییرات سطح آب چاه‌های پیزومتری، ابتدا تمام چاه‌های واقع در منطقه فرونشست مشخص شده‌اند (جدول ۴-۹ و شکل ۴-۳۲). نمودار تغییرات تراز سطح آب در این چاه‌ها از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶ رسم شده (شکل ۴-۳۴) و میزان افت سطح آب در آن‌ها طی ۱۱ سال نشان داده شده است (شکل ۴-۳۴ و ۴-۳۵).

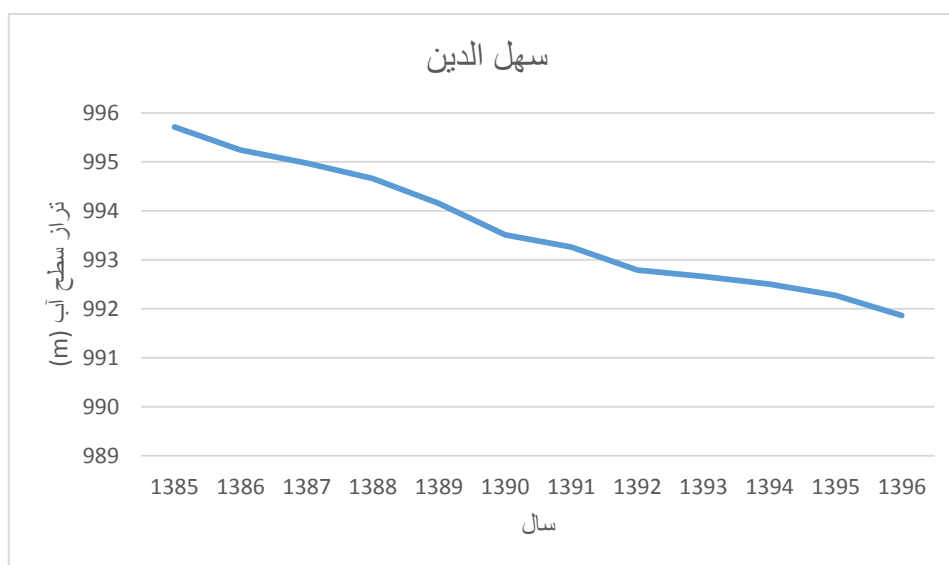
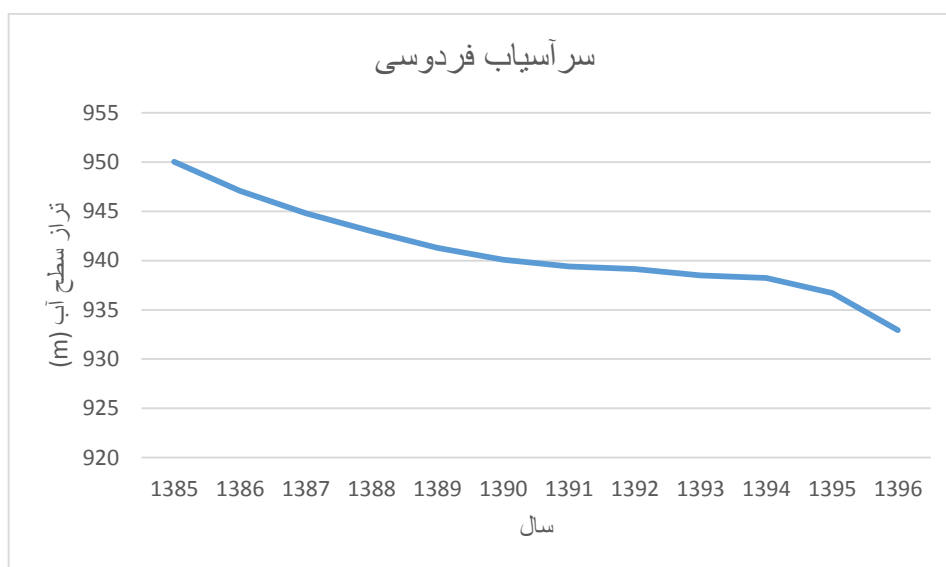
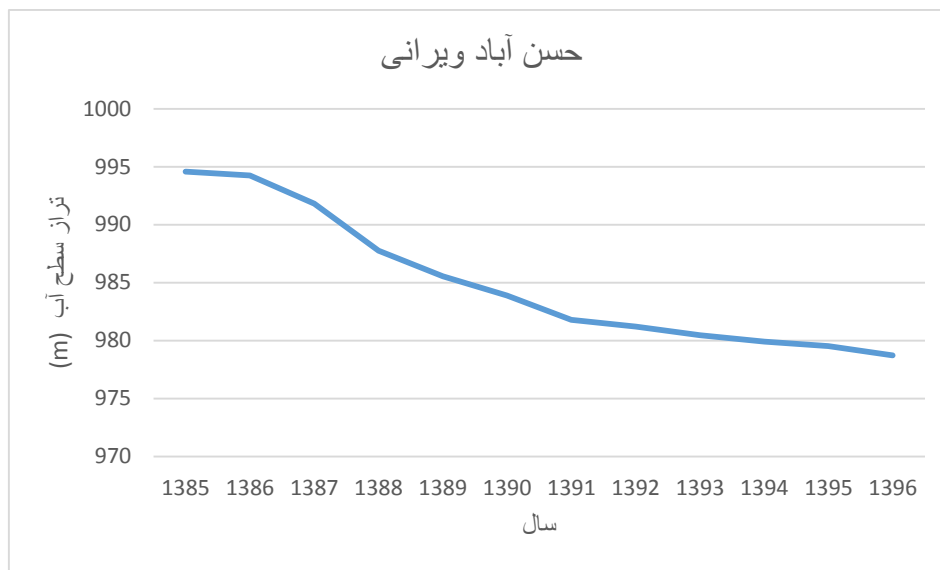
جدول ۴-۹: چاه‌های پیزومتری موجود در منطقه فرونشست

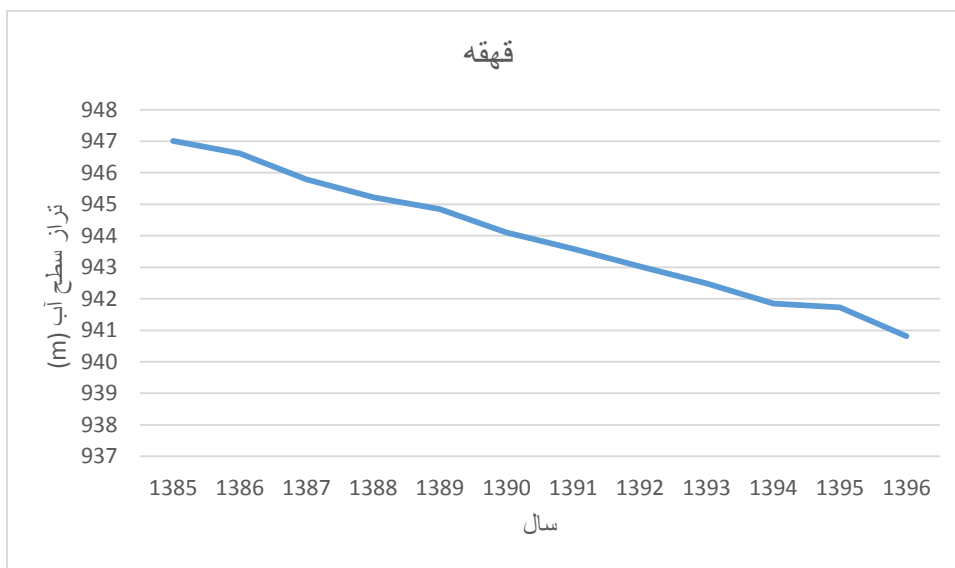
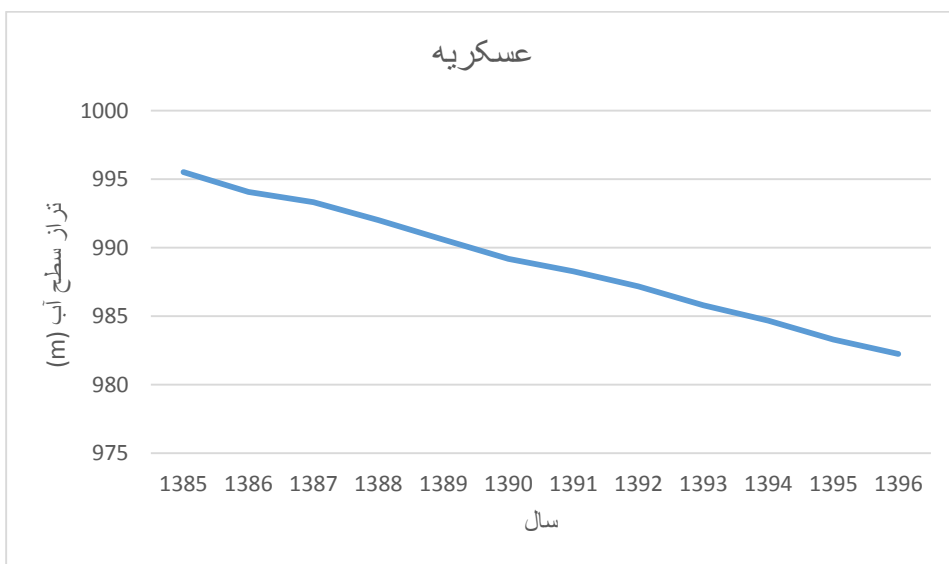
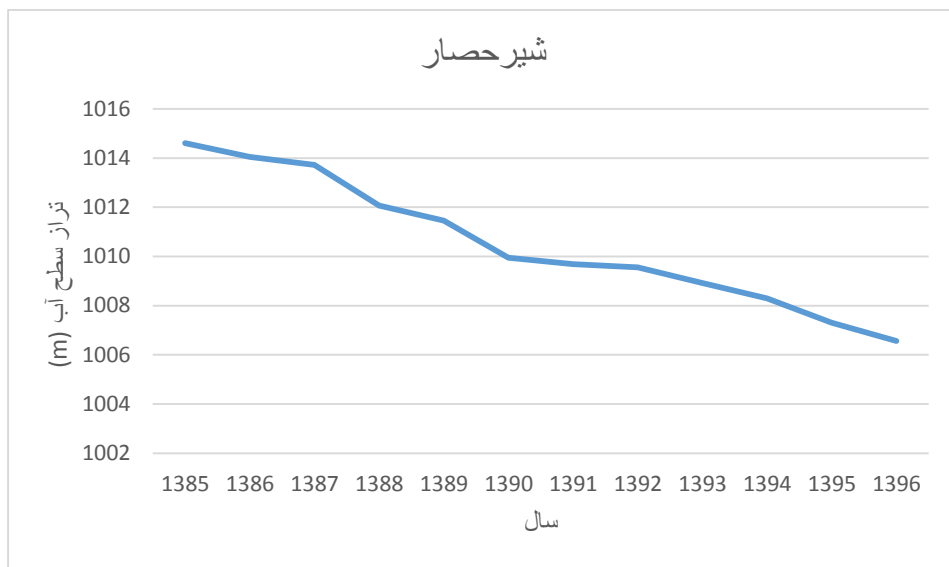
شماره	نام محل	محدوده	X (UTM)	Y (UTM)
۱	امرقان فردوسی	مشهد - چناران	۷۳۰۸۷۸	۴۰۳۵۰۲۴
۲	تخم مرز	مشهد - چناران	۷۲۷۲۳۸	۴۰۳۱۴۴۷
۳	چحچه	مشهد - چناران	۷۱۲۶۴۸	۴۰۴۶۲۰۹
۴	حسن آباد ویرانی	مشهد - چناران	۷۱۵۸۶۹	۴۰۳۳۷۴۷
۵	سرآسیاب فردوسی	مشهد - چناران	۷۲۴۵۰۱	۴۰۴۰۴۷۶
۶	سهل الدین	مشهد - چناران	۷۱۹۵۱۸	۴۰۴۳۷۴۱
۷	شیرحصار	مشهد - چناران	۷۱۳۷۲۲	۴۰۵۰۱۳۶
۸	عسکریه	مشهد - چناران	۷۱۴۳۳۸	۴۰۴۱۲۰۴
۹	قهقهه	مشهد - چناران	۷۲۸۴۱۹	۴۰۳۳۲۵۶
۱۰	کلاته برفی	مشهد - چناران	۷۲۱۳۷۰	۴۰۳۵۹۵۶
۱۱	کلاته قاضی	مشهد - چناران	۷۲۱۳۰۰	۴۰۳۶۲۰۰
۱۲	کورده	مشهد - چناران	۷۰۸۴۳۴	۴۰۴۴۰۶۶
۱۳	مسکران	مشهد - چناران	۷۲۷۸۰۳	۴۰۳۸۷۳۱
۱۴	کلاته کریم خان	مشهد - چناران	۷۰۵۲۳۲	۴۰۵۰۸۲۲

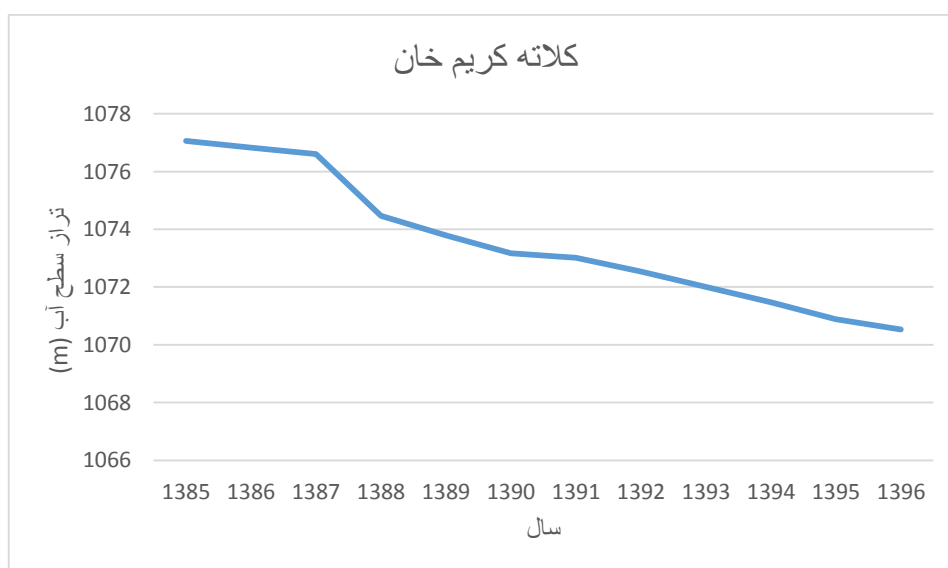
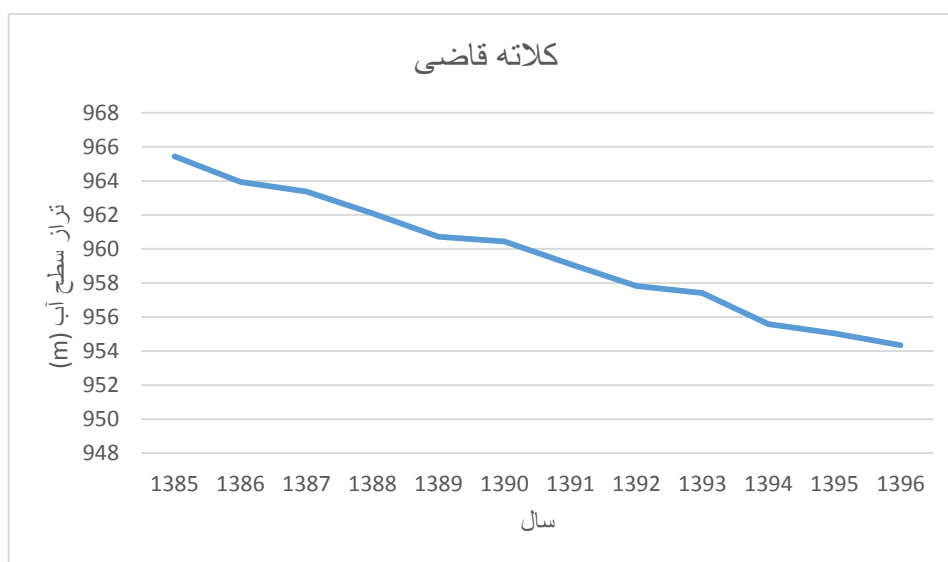
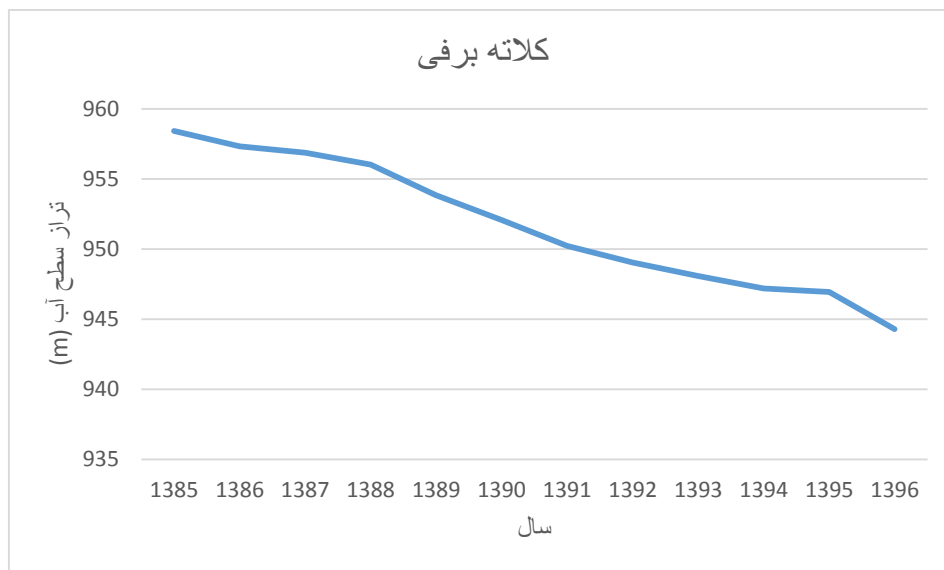


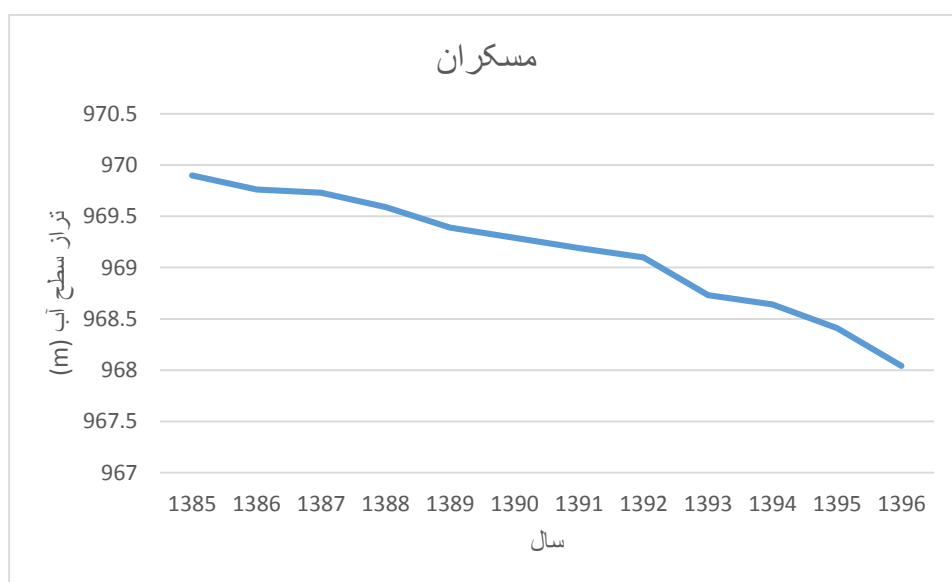
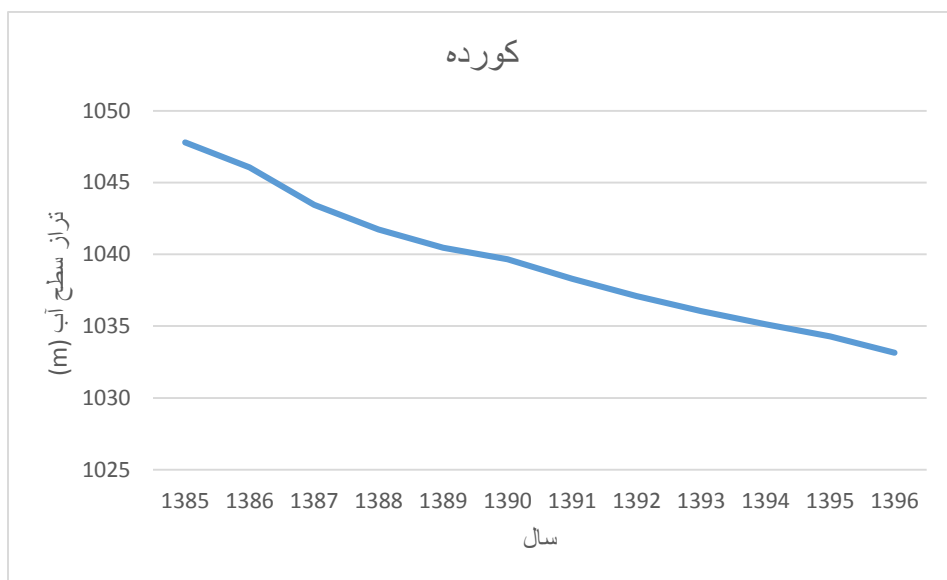
شکل ۴-۳۲: موقعیت چاه‌های پیزومتری شناسایی شده در منطقه فرونشست



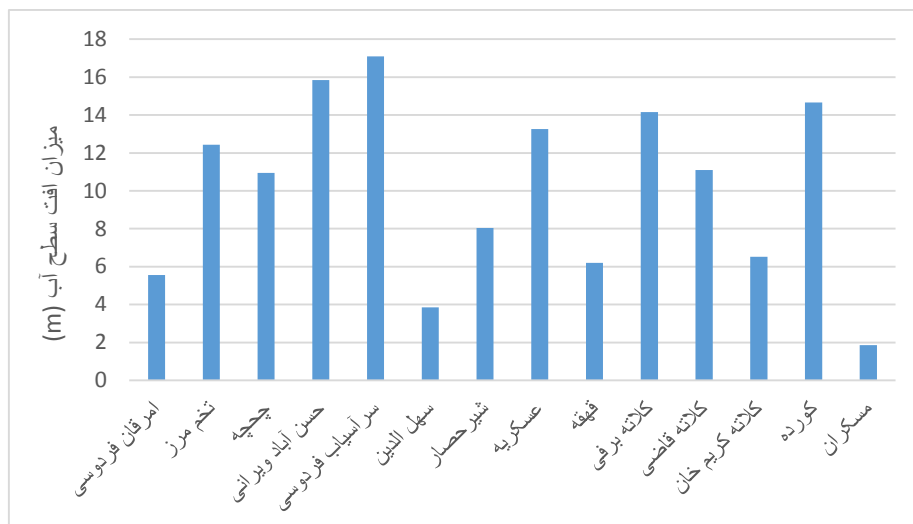




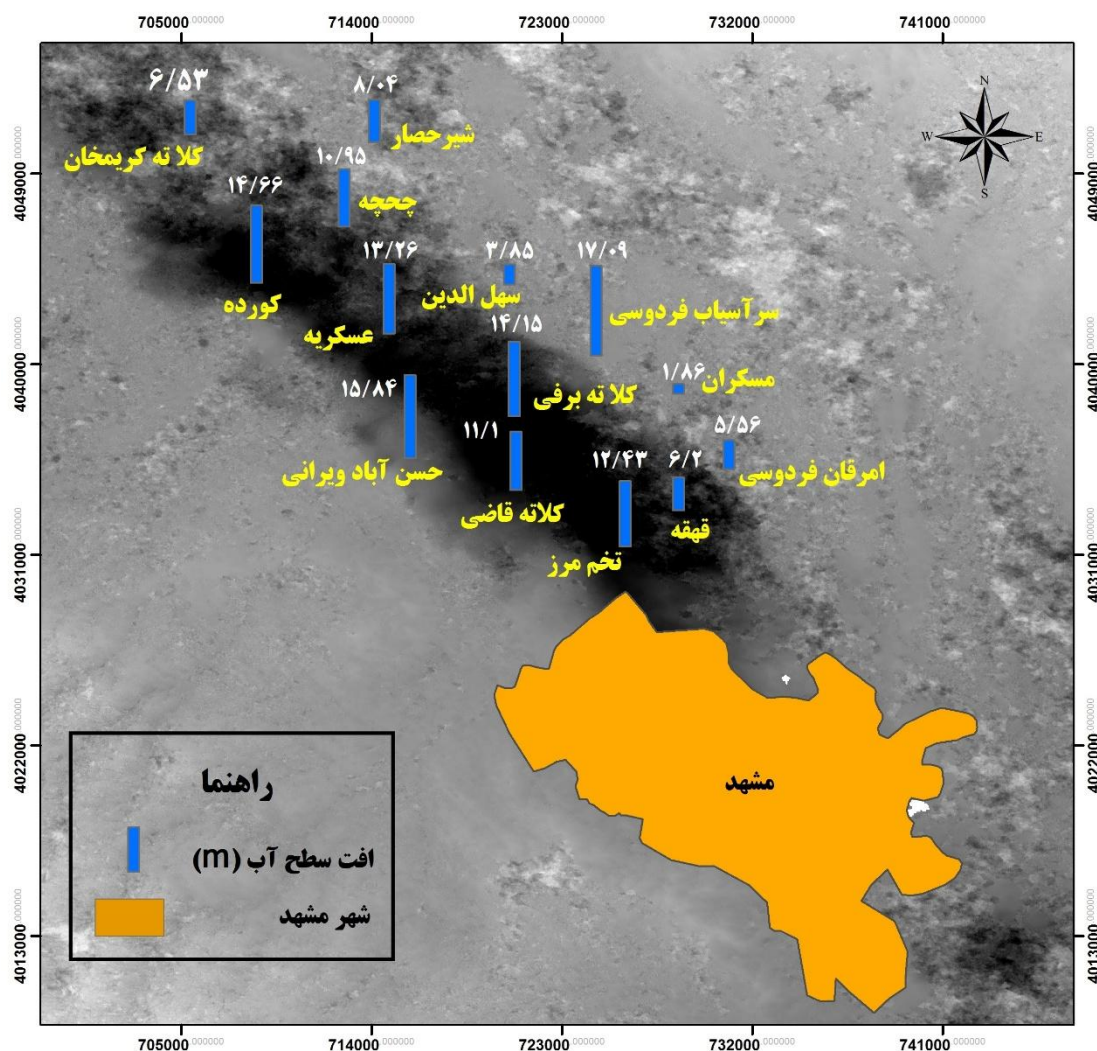




شکل ۴-۳۳: تغییرات سطح آب چاه‌های پیزومتری در منطقه فرونشست

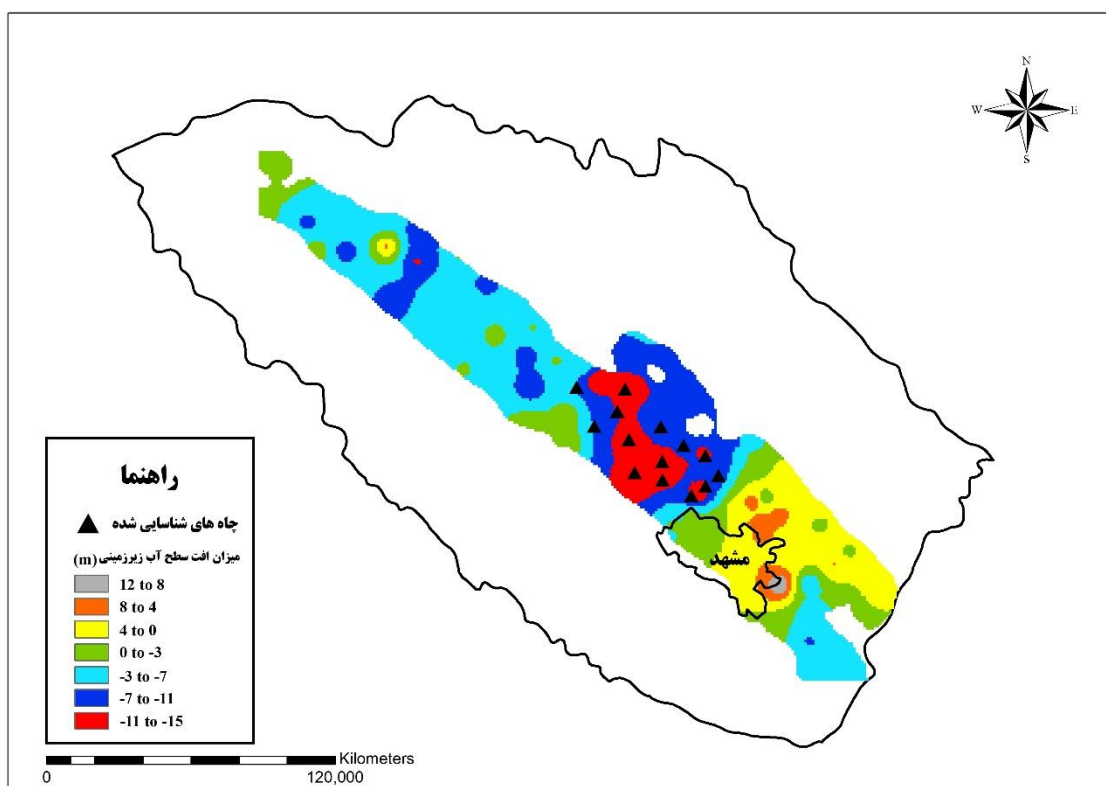


شکل ۴-۳: میزان افت سطح آب چاه‌های پیژومتری منطقه فرونشست یافته از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶



شکل ۴-۳: نقشه میزان افت سطح آب چاه‌های پیژومتری منطقه فرونشست یافته از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶

روند تغییرات سطح آب چاه‌های پی‌زومتری در منطقه مورد مطالعه در تمامی سال‌های مورد بررسی از یک روند نزولی تبعیت می‌کند. تراز ایستابی آب زیرزمینی از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶ به‌طور مداوم در حال نزول بوده و هر سال نسبت به سال قبل دچار افت شده است. با تطبیق نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در دشت مشهد با موقعیت چاه‌های شناسایی شده در منطقه فرونشست یافته (شکل ۴-۳۶) مشخص می‌شود بیشترین افت مربوط به همین منطقه می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت فرونشست در قسمتی از دشت بوجود آمده که دارای بیشترین افت سطح آب زیرزمینی می‌باشد.

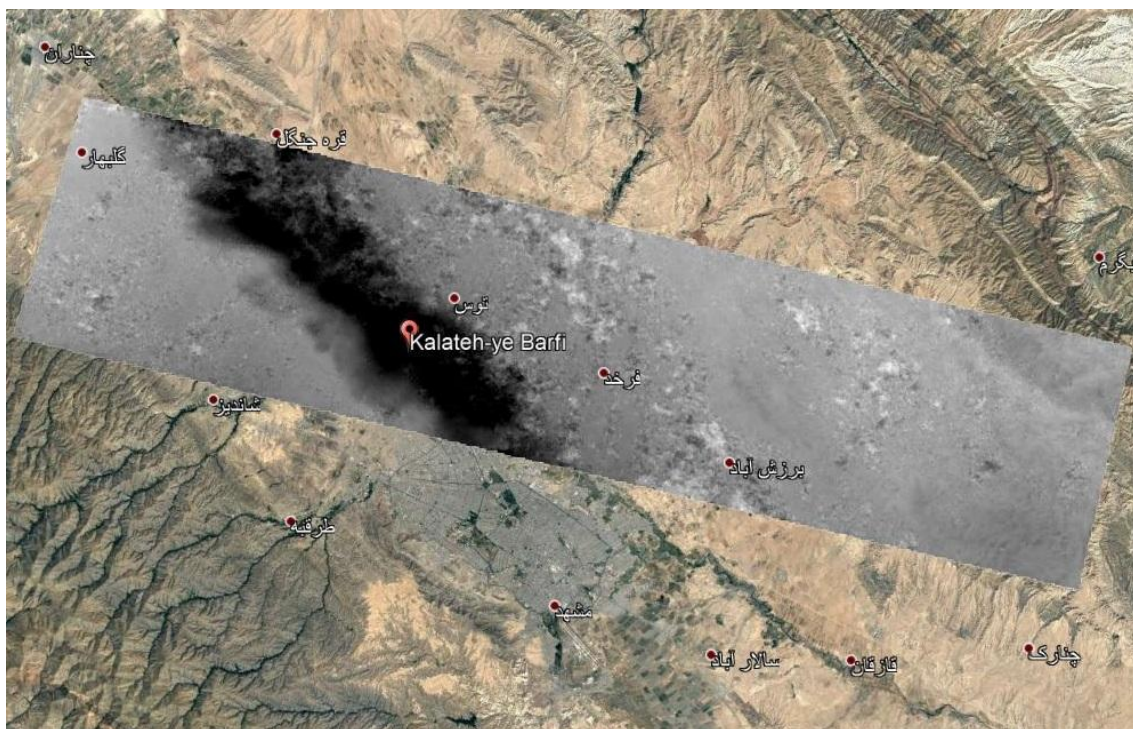


شکل ۴-۳۶: تطبیق نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در دشت مشهد با موقعیت چاه‌های شناسایی شده در منطقه فرونشست یافته

۴-۱۲ بررسی و پیمایش زمینی منطقه فرونشست یافته

اعتبار سنجی یافته‌های تکنیک‌های سنجش از دوری فرآیندی ضروری است که می‌بایست از طریق پیمایش میدانی صورت پذیرد. در این تحقیق به‌منظور تعیین اعتبار یافته‌های تکنیک مورد استفاده و

همچنین جمع‌آوری شواهد مکانی، اقدام به پیمایش منطقه توس و کلاته برفی در منطقه فرونشست یافته (شکل ۴-۳۷) شده است. بررسی‌های زمینی نشان دهنده ایجاد ترک در ساختمان مسکونی و تأسیسات، شکاف در سطح زمین و بیرون زدگی لوله‌های تأسیسات ناشی از نشست زمین در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل‌های ۴-۳۸ الی ۴-۴۰).



شکل ۴-۳۷: موقعیت منطقه توس و کلاته برفی در منطقه فرونشست یافته



شکل ۴-۳۸: ایجاد ترک در ساختمان‌های مسکونی در منطقه توس مشهد



شکل ۴-۳۹: شکاف بوجود آمده ناشی از پدیده فرونشست در منطقه کلاته برفی دشت مشهد



شکل ۴-۴۰: نمونه‌ای از لوله‌زایی ایجادشده در روستای کلاته برفی

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و آزمون فرضیات

۵-۱ آزمون فرضیات

فرضیه اول: با استفاده از روش تداخل سنجی راداری می‌توان نرخ و دامنه

فرونشست را در دشت مشهد استخراج نمود

ماهواره‌های راداری توانایی بالایی در استخراج نرخ جابه‌جایی سطح زمین دارا می‌باشند. امروزه به دلیل دقت زیاد، هزینه کم و کاربرد آسان در بسیاری از پژوهش‌ها برای محاسبه نرخ میزان فرونشست منطقه از روش تداخل سنجی راداری استفاده می‌شود. البته هر چقدر تصاویر راداری از نظر میزان خط مبنای زمانی و عمودی مناسب باشند نرخ جابه‌جایی استخراج شده واقعی‌تر می‌باشد. در این تحقیق با توجه به مناسب بودن میزان خط مبنای زمانی و عمودی (جدول ۴-۱ و جدول ۴-۲) و همچنین مشاهدات میدانی (شکل ۴-۳۸، شکل ۴-۳۹ و شکل ۴-۴۰) فرضیه اول مبنی بر توانایی تصاویر راداری در استخراج نرخ و دامنه فرونشست در منطقه مطالعاتی اثبات می‌شود.

فرضیه دوم: نرخ و دامنه فرونشست در منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر برداشت از

آب‌های زیرزمینی می‌باشد

دشت مشهد از رسوبات ریز تا متوسط دانه تشکیل شده است، این رسوبات توانایی بالایی در نفوذپذیری آب را دارا می‌باشند و آب حاصل از بارندگی و جریان‌های سطحی به لایه‌های زیرین نفوذ کرده و سفره آب زیرزمینی را تغذیه می‌کند. با توجه به اینکه ارتباط منطقی بین تغذیه و برداشت از سفره‌های آب زیرزمینی باید وجود داشته باشد، در صورت عدم رعایت این موازنه شاهد استخراج بیش‌ازحد آب از چاه‌ها و به طبع آن افت سطح آب زیرزمینی هستیم. در اثر کاهش سطح آب زیرزمینی، حفره‌هایی که از آب پر شده‌اند جای خود را به هوا داده که این عمل باعث کاهش میزان فشار منفذی در لایه می‌شود و تعادل بین فشار منفذی و نیروی وارد شده توسط لایه‌های بالایی خاک از بین می‌رود و باعث ایجاد فرونشست می‌شود. یافته‌های تحقیق نشان می‌دهد که مناطق دارای نرخ حداکثر فرونشست منطبق بر

کاربری‌های زراعی و باغات (شکل ۳-۱۰) است که بیشترین سهم را در برداشت از آب‌های زیرزمینی دارا می‌باشند. همچنین نقشه و نمودارهای حاصل از بررسی چاه‌های پیزومتری (شکل ۴-۳۳، شکل ۴-۳۴ و شکل ۴-۳۵) در فصل قبل بیانگر کاهش پیوسته سطح آب در طول دوره آماری می‌باشند. با بررسی شکل ۴-۳۶ می‌توان گفت مهم‌ترین علت فرونشست در منطقه برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی می‌باشد که در نتیجه فرضیه دوم تأیید می‌شود.

فرضیه سوم: میزان فرونشست طی یک دهه اخیر در دشت مشهد روند افزایشی داشته است

طول دوره آماری بیانگر کاهش سطح ایستابی آب زیرزمینی در منطقه فرونشست یافته می‌باشد (شکل ۴-۳۳، شکل ۴-۳۴ و شکل ۴-۳۵). از طرفی نرخ و دامنه فرونشست در منطقه برای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ و ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۸ استخراج شده که نشان دهنده روند افزایش پدیده فرونشست در منطقه است. همچنین مشاهدات میدانی هم فرضیه افزایش میزان فرونشست در دهه اخیر را تأیید می‌کنند.

۵-۲ نتیجه گیری

محور اصلی تحقیق حاضر مسئله اندازه‌گیری نرخ فرونشست زمین در دشت مشهد در بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۷-۲۰۱۸ با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری و ارتباط آن با افت سطح آب زیرزمینی می‌باشد. بدین منظور تعداد ۳ زوج تصویر سری زمانی از ماهواره ALOS و تعداد ۳ زوج تصویر سری زمانی از ماهواره Sentinel-1 بکار گرفته شد است. نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری برای ماهواره ALOS در این تحقیق، بیانگر بیشینه نشست ۵/۲ سانتی‌متر از تاریخ ۱۶/۱۰/۲۰۰۷ تا ۱۶/۱۱/۲۰۰۸ (طی ۹۲ روز)، بیشینه نشست ۳/۸ سانتی‌متر از تاریخ ۱۶/۱۱/۲۰۰۸ تا ۰۲/۰۳/۲۰۰۸ (طی ۴۶ روز) و بیشینه نشست ۴/۷ از تاریخ ۰۲/۰۳/۲۰۰۸ تا ۰۲/۰۶/۲۰۰۸ (طی ۹۲ روز) می‌باشد. همچنین نتایج حاصل از فرآیند تداخل سنجی راداری برای ماهواره Sentinel-1 بیانگر بیشینه فرونشست

۱۶/۱ سانتی متر از تاریخ ۲۰۱۵/۰۵/۲۸ تا ۲۰۱۶/۰۵/۲۲ (طی ۳۶۰ روز)، بیشینه نشست ۱۷/۴ سانتی متر از تاریخ ۲۰۱۶/۰۵/۲۲ تا ۲۰۱۷/۰۵/۲۹ (طی ۳۷۲ روز) و بیشینه فرونشست ۲۰/۳ سانتی متر از تاریخ ۲۰۱۷/۰۵/۲۹ تا ۲۰۱۸/۰۵/۲۴ (طی ۳۶۰ روز) می باشد. توزیع نواحی فرونشست یافته عمدتاً در منطقه مرکزی و جنوب شرقی دشت (شمال غربی شهر مشهد) مشاهده شده است. همچنین یافته های تحقیق دامنه منطقه فرونشست را در سطحی به مساحت ۳۱۲ کیلومترمربع با درازای به طول ۳۹ کیلومتر و پهنای به طول ۸ کیلومتر معرفی نمود. جهت بررسی صحت نتایج حاصل از تداخل سنجی، تاریخچه تکتونیکی منطقه مورد ارزیابی قرار گرفت که بررسی ها دلالت بر عدم رخداد زمین لرزه ای مؤثر (بیشینه ۳/۸ در مقیاس ریشتر) در منطقه و حوالی آن داشت. لذا فرض و احتمال نقش آفرینی تکتونیک در رخداد فرونشست در دوره زمانی مورد پردازش نقض و تأثیر آن نادیده انگاشته شد. به دلیل نبود رودخانه دائمی در منطقه عمده نیاز آبی مربوط به کشاورزی، صنعت و شرب به وسیله برداشت از سفره های آب زیرزمینی انجام می شود. با مقایسه نقشه فرونشست منطقه با نقشه هم افت سطح آب زیرزمینی همبستگی پذیرفته ای به دست آمد که حکایت بر میزان تأثیر پذیری پدیده فرونشست از افت سطح آب زیرزمینی دارد. بررسی های میدانی در محدوده فرونشست حاکی از نشانه های فرونشست از قبیل ترک در زمین های کشاورزی و ساختمان های مسکونی، بیرون زدگی تأسیسات و ... در محدوده مورد مطالعه دارد.

۵-۳ پیشنهادات

- به دلیل در دسترس نبودن تصاویر کافی با شرایط مناسب تداخل سنجی راداری از ماهواره ALOS از دیگر ماهواره های راداری مانند ENVISAT و ASAR استفاده شود.
- حفر چاه های بیشتر در منطقه باعث استخراج بیشتر آب زیرزمینی و در نهایت افزایش میزان فرونشست در منطقه می شود به همین دلیل از حفر چاه های جدید در منطقه خودداری شود و پمپاژ چاه های موجود کنترل و پایش گردد.

- بیشترین میزان برداشت از آب‌های زیرزمینی در بخش کشاورزی می‌باشد لذا برای صرفه‌جویی در مصرف آب، الگوی مناسب کشت بررسی گردد و از روش‌های نوین آبیاری مانند آبیاری قطره‌ای استفاده شود.
- در محدوده فرونشست یافته نظارت بیشتر بر پایش و بررسی ایمنی ساخت و ساز صورت گیرد و انجام کارهای عمرانی نظیر ساخت پل، جاده و ... با نظر کارشناسی صورت پذیرد.
- میزان ریسک و نرخ فرونشست آینده منطقه جهت کاهش خطرات احتمالی وارد بر بخش‌های مختلف از جمله مسکونی و کشاورزی که در بستر فرونشست قرار دارند ارزیابی و جهت تعدیل و پیشگیری خسارات به مسئولین مربوطه گزارش شود.
- تغذیه مصنوعی دشت با جدیت و همراه با برنامه‌ریزی اصولی و دقیق صورت پذیرد و استفاده از آب‌های سطحی فصلی و کنترل رواناب‌ها مورد توجه قرار گیرد و اقدامات لازم جهت احیای قنات‌ها انجام گردد.

۴-۵ محدودیت‌ها

- نبودن تصاویر کافی از ماهواره‌های رایگان برای چند سال متوالی جهت بررسی میزان فرونشست.
- عدم دسترسی به داده‌های مناسب زمینی ژئودتیک دقیق برای صحت سنجی و آنالیز دقیق.
- عدم همکاری سازمان‌های مرتبط برای در اختیار گذاشتن اطلاعات و نقشه‌های بروز.

منابع

- آل خمیس، ر.، کریمی نسب، س.، آریانا، ف.، ۱۳۸۵. بررسی نشست حاصل از تخلیه آب زیرزمینی بر تخریب لوله‌های جدار، مجله آب و فاضلاب: شماره ۶۰
- آمیغ پی، م.، عربی، س.، طالبی، ع.، جمور، ی.، ۱۳۸۸. کاربرد تکنیک تداخل سنجی راداری در مطالعات فرونشست. سازمان نقشه برداری کشور. مجموعه مقالات همایش ژئوماتیک، صفحه ۱-۲
- اکبری، الف.، شیرانی، ک.، قاضی فرد، الف.، ۱۳۹۴. بررسی نقش کاهش آب زیرزمینی در فرونشست دامنه، دومین همایش ملی افق‌های نوین در توانمندسازی و توسعه پایدار معماری عمران، گردشگری و محیط زیست شهری روستایی، تهران
- بابایی، س.، موسوی، ز.، روستایی، م.، ۱۳۹۵. آنالیز سری زمانی تصاویر راداری با استفاده از روش‌های طول خط مبنای کوتاه (SBAS) و پراکنش کننده‌های دائمی (PS) در تعیین نرخ فرونشست دشت قزوین، نشریه علمی-پژوهشی علوم و فنون نقشه‌برداری: شماره ۴، صفحات ۶۳ تا ۷۵
- حسینی میلانی، م.، ۱۳۷۳. اضافه برداشت از منابع آب زیرزمینی و اثرات آن. مجموعه مقالات کنفرانس ملی آب زیرزمینی سیرجان. صفحات ۹۱-۹۸
- حقیقت‌مهر، پ.، ولدان‌زوج، م.، تاجیک، ر.، جباری، س.، صاحبی، م.، اسلامی، ر.، گنجیان، م.، دهقانی، م.، ۱۳۹۱. تحلیل سری زمانی فرونشست هشتگرد با استفاده از روش تداخل سنجی راداری و سامانه موقعیت‌یابی جهانی، مجله علوم زمین: شماره ۸۵، صفحه ۱۰۵ تا ۱۱۴
- دهقانی، م.، ۱۳۸۸. تعیین نرخ و مدلسازی فرونشست زمین تحت تأثیر آب‌های زیرزمینی با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری، پایان نامه دکتری، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی
- رئیزی اردکانی، ع.، ۱۳۸۴. چاله‌های کارستی حادثه‌ساز و پتانسیل ایجاد آن در ایران، مجموعه مقالات کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی با تأکید بر فروچاله‌ی همدان، شرکت آب منطقه‌ای غرب کرمانشاه، صفحه ۱۳۰-۱۴۰
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۹۶. گزارش بررسی وضعیت آب شرب مشهد، معاونت برنامه ریزی و بهبود مدیریت
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۹۴. طرح نجات کشف رود با مشارکت مردمی، معاونت برنامه ریزی و بهبود مدیریت
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۹۰. گزارش نهایی بهنگام سازی تلفیق مطالعات منابع آب حوضه آبریز قره قوم، جلد سوم، مهندسین مشاور طوس آب، مشهد، صفحه ۹۵.

شریفی کیا، م.، ۱۳۹۰. تحلیل تغییرات سطحی پوسته زمین حاصل از پدیده زلزله به کمک تکنیک‌های سنجش از دوری. مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام. زاهدان. ایران

شمشکی، الف.، بلورچی، م.، انصاری، ف.، ۱۳۸۴. بررسی فرونشست زمین در دشت شهریار-تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. صفحه ۷۴

صالحی متعهد، ف.، حافظی مقدس، ن.، لشکری پور، غ.، دهقانی، م.، ۱۳۹۶. ارزیابی علل زمین‌شناختی فرونشست زمین در دشت مشهد و اثرات آن بر شهر مشهد، دومین همایش زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست شهر مشهد، مشهد، دانشگاه فردوسی مشهد، انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران

صفاری، الف.، جعفری، ف.، توکلی صبور، م.، ۱۳۹۵. پایش فرونشست زمین و ارتباط آن با برداشت آب‌های زیرزمینی مطالعه موردی دشت کرج-شهریار، مجموعه مقالات ژئومورفولوژی: شماره ۲، صفحه ۸۲ تا ۹۳

طاحونی، ش.، ۱۳۸۶. اصول مهندسی ژئوتکنیک، جلد اول، موسسه انتشارات پارس آیین، ویرایش دوم، چاپ یازدهم، صفحه ۸۳۱

عباس‌نژاد، الف.، ۱۳۷۷. بررسی شرایط و مسائل زمین‌شناسی محیط زیست دشت رفسنجان، فشرده مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحات ۳۱۰-۳۰۳

علیزاده، الف.، ۱۳۸۶. اصول هیدرولوژی کاربردی مشهد، انتشارات آستان قدس رضوی

لشگری پور، غ.، غفوری، م.، پور مقدم، ب.، طالبیان، الف.، سپیده، ل.، ۱۳۸۶. بررسی فرونشست زمین در شمال غربی دشت مشهد، مجموعه مقالات اولین کنگره زمین‌شناسی کاربردی ایران، جلد دوم.

مطالعات فروریزش زمین در شمال غرب کرمان سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۷

Abidin, H. Z., Andreas, H., Gumilar, I., Gamal, M., Fukuda, Y., Deguchi, T. (2009). Land subsidence and urban development in Jakarta (Indonesia). 7th FIG Regional Conference, Spatial Data Serving People: Land Governance and the Environment, Hanoi, Vietnam.

Adrian, O. G., Rudolph, D. L., and Cherry, J. A., 1999. "The analysis of long term land subsidence near Mexico City." Field Investigations and Predictive Modeling, Vol. 35, pp. 3327-3341.

Anderssohn, J., Wetzel, H. U., Walter, T. R., Motagh, M., Djamour, Y. and Kaufmann, H., 2008. Land subsidence pattern controlled by old alpine basement faults in the Kashmar Valley, northeast Iran: results from InSAR and levelling Geophysical Journal International, 174 (1):287-294

Barends F.B. J., Frits J. J., Brouwer, H., Frans. Schroder, 1995. Proceedings of the Fifth International Symposium on Land Subsidence, held at The Hague, The Netherlands, No 234, pp, 16-20 October

- Bell, F. G., 1999. "Geological Hazards." Their Assessment, Avoidance and Mitigation, Department of Geology and Applied Geology, University of Natal, Durban, South Africa.
- Caló, F.; Notti, D.; Galve, J.P.; Abdikan, S.; Görüm, T.; Pepe, A.; Balik Şanlı, F. 2017. DInSAR-Based Detection of Land Subsidence and Correlation with Groundwater Depletion in Konya Plain, Turkey. *Remote Sens.* 9, 83.
- Cannada Center for Remote Sensing. CCRS, 2006. Fundamentals of Remote Sensing. Retrieved May 25, 2007, from www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/Tutor/fundamental
- Chatterjee, R.S., Fruneau, B., Rudan, t J.P., Roy, P.S., Frison, P., Lakhera, R.C., Dadhwal, V.K., Saha, R., 2006 Subsidence of Kolkata City, India during the 1990 as observed from space by Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry (D-InSAR) technique. *Remote Sensing of Environment* 102, 176-185
- Chen.H. Z, Hung.P. S, C.C. (2008) Testing prediction models of land subsidence on GPS permanent station, *Proc. SPIE*: Vol. 714520
- Chuvieco and Huete (2009): Fundamentals of Satellite Remote Sensing, Taylor and Francis Emilio Chuvieco and Alfredo Huete Fundamentals of Satellite Remote.
- David P. Lusch, Introduction to Microwave Remote Sensing, center For Remote Sensing and Geographic Information Science, Michigan State University, November, 1999:6.
- Elachi, C., & Jakob, V. (2006). Introduction to the physics and techniques of remote sensing. Wiley GUMILAR, Teguh P. SIDIQ Hasanuddin Z. ABIDIN, Heri ANDREAS, Irwan, Muhammad GAMAL, Indonesia, Environmental Impacts of Land Subsidence in Urban Areas of Indonesia
- Ferretti, C. Prati, and F. Rocca., 2000 Permanent scatterers in SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 38, pp. 2202–2212.
- Gabriel, A.K., R.M. Goldstein and H.A. Zebker, 1989. Mapping small elevation changes over large areas - Differential radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 94(B7), pp. 9183-9191
- Galloway, 2001. Geological subsidence interest group conference, proceeding of technical meeting, Galveston, Texas, November 27-29
- Galloway, D.L., Jones, D. R., and IngeMritsen, S. E., 2000. "Land suMsidence in the United States." Ground water resources for the future, U.S. Geological Survey Circular, 165 p.
- Gelt, J. (1992). Land Subsidence, Earth Fissures Change Arizona's Landscape, Water Resources Research Center, University of Arizona
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A., and Werner, C. L. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, 23, 4 (July/Aug. 1988), 713—720
- Hafezi Moghaddas, N., Leo, c., Rahimi, B., Azadi, A., 2017. Morpho-tectonics and Geoelectrical method applied to active faults characterization in South of Mashhad Plain, Northeast of Iran

- Herrera, G., Tomas, R., Lopez-Sanchez, J. M., Delgado, J., Vicente, F., Mulas, J., Cooksley, G., Sanchez M., Duro, J., Arnaud, A., Blanco, P., Duque, S., Mallorqui, J. J., De la Vega-Panizo, R. and Monserrat, O., 2009. Validation and comparison of Advanced Differential Interferometry Techniques: Murcia metropolitan area case study. *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64 (5):501-512
- Hoen, W., 2001. A correlation-based approach to modelling interferometric radar observations of the Greenland ice sheet. PhD thesis, Stanford University
- Holzer, T. L., and Pampeyan, E. H., 1981. "Earth fissures and localized differential subsidence." *Water Resources Research*, Vol. 17(1), pp. 223-227.
- Ingebritsen, S. and D. R. Jones., 1999. Santa Clara Valley, California. Land subsidence in the United States: US Geological Survey Circular 1182: 15-22
- Jin-Woo Kim, Zhong Lu, Yuanyuan Jia, C.K. Shum , Ground subsidence in Tucson, Arizona, monitored by time-series analysis using multi-sensor InSAR datasets from 1993 to 2011, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Volume 107, September 2015, Pages 126-141.
- Kampes, BM., 2006. Radar Interferometry, Persistent Scatterer Technique. German Aerospace Center DLR, Germany
- Ketelaar, V.B.H Gini., 2008. Satellite Radar Interferometry Subsidence Monitoring Techniques. Vol, 14 Netherlands. Springer Science
- Leake, S.A., Prudic, D.E., 1991. Documentation of a computer program to simulate aquifer-system compaction using the modular finite- difference ground-water flow model. U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigation, Book 6, Chapter A2
- Linlin Ge, Alex Hay-Man Ng, Xiaojing Li, Hasanuddin Z. Abidin, Irwan Gumilar , *Remote Sensing of Environment*, Volume 154, November 2014, Pages 46-60.
- Maghsoudi, Y., Van Der Meer, F., Hecker, C., Perissin, D., 2018. Using PS-InSAR to detect surface deformation in geothermal areas of West Java in Indonesia
- Margat, J., 2008. Intensive Groundwater Use: Silent Revolution some comments and additional views
- M.A. Richards.2005. A Beginner's Guide to Interferometric SAR Concepts and Signal Processing. *IEEE A&E SYSTEMS MAGAZINE* VOL. 22, NO. 9.
- Massonnet, D., and Feigl, K.L., 1998 Radar interferometry and its Application to changes in the earth's surface, *Reviews of Geophysics* ,36, 4, 441-500
- Nelson, F. E., Anisimov, O. A., and Shiklomanov, N. I., 2001. Subsidence risk from thawing permafrost, *Nature International Weekly Journal of Science*, Vol. 410, pp 889-890
- Pacheco, J., Arzate, J., Rojas, E., Arroyo, M., Yutsis, V., Ochoa, G. 2006. Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data and finite element modeling in the Querétaro valley, México. 84(3): 143-160

- Phien-wej, N., Giao, P.H., Nutalaya, P., 2006. Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geology* 82, 187-201
- Poland, J.F. (1984). Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, UNESCO/IH, Michigan. USA.
- Prokopovich, N. P., 1986. "Classification of land subsidence by origin." IAHS-AISH publication, Vol. 151, pp. 281-290.
- Raucoules, D., Colesanti, C., Carnec, C., 2007. Use of SARinterferometry for detecting and assessing ground subsidence. *C. R. Geoscience* 339, 289–302
- Raucoules, D., Maisons, C., Carnec, C., Mouelic, S. L., King, C., and Hosford S., 2003. "Monitoring of slow ground deformation My ERS radar interferometry on the Vauvert salt mine (France) Comparison with ground-Mased measurement." *Remote Sensing of Environment*, Vol. 88, pp. 468–478
- Rogers, A. E. E., and Ingalls, R. P. Venus: Mapping the surface reflectivity by radar interferometry *Science*, 165 (1969), 797—799.
- Rojas, E., Arzate J., and Arroyo, M., 2002. "A method to predict the group fissuring and faulting caused by regional groundwater decline." *Engineering Geology*. Vol. 65, pp. 245–260
- Waltham, A. C., 1989. "Ground and subsidence." Chapman and Hall. New York, 202p.
- White, W .B, 1984. "Rate processes: chemical kinetics and karst landform development." In *Groundwater as a Geomorphologic Agent*, LaFleur, R.G., Allen and Unwin. London, pp. 227-248.
- Wilson, A. M., and Gorelick, S., 1996. "The effects of pulsed pumping on land subsidence in the Santa Clara Valley, California." *Journal of Hydrology*. Vol. 174(3-4), pp. 375-396.
- Xiaobing. Z., & Ni, Bin, C., 7 Shusun, Li. (2009). Applications of SAR Interfrometry in earth and environmental science research.*Sensors*.9 (1424-8220).pp.1876-1912
- Xu, Y. S., Shen, S. L., Cai, Z. Y., Zhou, G. Y., 2008. "The state of land subsidence and prediction approaches due to groundwater withdrawal in China." *Natural Hazards*, Vol. 45. pp. 123-135.
- Zhou, C., Shi, M, Gao, M., Gong, H., Duan, G. 2017 Regional Land Subsidence Analysis in Eastern Beijing Plain by InSAR Time Series and Wavelate Transforms. *Remote Sensing*, 10(3), 365
- Zisk, S. H. A new Earth-based radar technique for the measurement of lunar topography. *Moon*, 4 (1961), 296-300.

Abstract:

Land subsidence is one of the most destructive geological phenomena that can cause irreparable financial and life damage and damage many structures and infrastructures. One of the main causes of this phenomenon is the unnecessary harvesting of groundwater aquifers. Radar interferometric technique is a suitable method for detecting changes occurring on the surface of the Earth. The calculation of displacements occurring at the ground level using this technique has unique capabilities in terms of cost, time and accuracy compared to other measurement techniques. In this study, the amount of subsidence in Mashhad plain was calculated and determined using radar interferometry technique from 16/10/2007 to 02/06/2008 and 28/05/2015 to 24/05/2018. For this purpose, the data of two different sensors ALOS and Sentinel-1, which are in radar L and C, respectively. Cumulative maximum subsidence value calculated from ALOS satellite is 13.7 cm between 16/10/2007 to 02/06/2008 and Sentinel-1 satellite 53.8 cm between 28/05/08 / 2015 has been until 24/05/2018. Distribution of subsidence zones also indicates maximum settlement in the central part of Mashhad plain and northwest. Groundwater level of the submerged area has been steadily decreasing since 2006 and the water level in the piezometric wells has declined every year compared to the previous year. By comparing groundwater level mapping in Mashhad plain with identified wells position in the subsidence area, it is determined that the highest level of water loss is related to the subsidence area. Therefore, the subsidence occurred in a part of the plain that had the highest groundwater level decline.

Keywords: Radar interferometry, Subsided, Mashhad plain



Shahrood University of Technology

Faculty of Civil Engineering

M.S.c Thesis in Water Resources Engineering and Management

**Evaluation of land subsidence using time series radar interferometry
data**

By:

Hesam Akbari Ghuchani

Supervisor:

Dr. Saeed Golian

Dr. Saeed Gharechelo

May 2019