نشریه علمی- پژوهشی علوم و فنون نقشه برداری، دوره پنجم، شماره ۲، آبان ماه ۱۳۹۴

هندسه فراکتال‌های تصادفی در مدلسازی زبری سطوح سرسازندهای زمین‌شناسی به کمک تصاویر رادار روزنه ترکیبی

علی غفوری*[۱]، جلال امینی[۲]، مجتبی دهملائیان[۳]، محمدعلی کاووسی[۴]

[۱] دانشجوی دکتری فتوگرامتری - دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی - پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران
ali.ghafouri@ut.ac.ir

[۲] دانشیار دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی - پردیس دانشکده های فنی- دانشگاه تهران
jamini@ut.ac.ir

[۳] استادیار دانشکده مهندسی برق و کامپیوتر- پردیس دانشکده‌های فنی- دانشگاه تهران
(عضو قطب علمی سیستم‌های الکترومغناطیس کاربردی)
m.dehmollaian@ut.ac.ir

[۴] استادیار گروه زمین شناسی- دانشکده علوم زمین دانشگاه آزاد شاهرود
m.kavoosi@niocexp.ir

(تاریخ دریافت دی ۱۳۹۳، تاریخ تصویب اردیبهشت ۱۳۹۴)

چکیده

برخی از سازندهای زمین شناسی بیش از برخی دیگر دچار هوازدگی و فرسایش می‌شوند و در نتیجه به لحاظ فیزیکی نرم (آهکی-رسی) هستند؛ در مقابل سازندهایی وجود دارند که فرسایشهای شیمیایی و فیزیکی، تأثیر بسیار کمی بر آنها می‌گذارد و از اینرو دارای سختی بیشتری هستند و بر روی زمین، به صورت صخره‌ای مشاهده می‌شوند. روال شناسایی سطوح سرسازندهای زمین شناسی و تهیه نقشه، با تصاویر نوری عموماً بدلیل عدم قابلیت توصیف و تمایز الگوی هندسی مورفولوژی سطح زمین دچار اختلال شده و لزوم استفاده از داده های راداری احساس می‌گردد. داده‌های سنجش از دور مایکروویو بدلیل حسّاسیت به تغییرات پارامترهای سطح برای مطالعات مورفولوژی سطح زمین مفید و کارا هستند. مدلسازی مورفولوژی سطح، با استفاده از داده های رادار روزنه ترکیبی (SAR) نیازمند در اختیار داشتن مدل توپوگرافی و میکروتوپوگرافی سطح می‌باشد. برای استفاده از قابلیت تفکیک الگوی هندسی و امکان تشخیص شکل و بافت سطوح زمین شناسی با استفاده از رادار، لازمست رابطه میان پارامترهای دی الکتریک و زبری سطح با بازپراکنش سیگنال راداری مورد مدلسازی قرار گیرد. هندسه اقلیدسی در مقایسه با هندسه فراکتالی توانمندی کمتری در توصیف پدیده های طبیعی دارد. تاکنون تلاشهایی برای استفاده از پارامترهای فراکتالی با هدف بهبود مدل بازپراکنش صورت گرفته است بطوریکه در آنها استفاده از هندسه فراکتالی بطور محدود صورت گرفته است؛ به عبارت دیگر تاکنون هندسه فراکتالی بطور کامل جایگزین هندسه اقلیدسی در مدلسازی زبری سطوح نشده است. این مقاله سعی دارد با استفاده از هندسه فراکتالهای تصادفی، مدل معادله انتگرالی (IEM) را بهبود بخشد. در این مقاله قابلیت تصاویر SAR در بهبود روند تهیه نقشه های زمین شناسی مورد بررسی قرار می گیرد. پیاده سازی و بررسی نتایج تحلیل داده های رادار روزنه ترکیبی PALSAR (مستقر بر ماهواره ALOS) برای سرسازندهای ساختمان زمین شناسی اناران (مابین دهلران و ایلام) و بهبود روند تهیه نقشه های زمین شناسی منطقه به روش سنجش از دور راداری انجام گرفته است. این مقاله نشان می دهد علیرغم نوسان در میزان بهبود نتایج در اثر جایگزینی هندسه فراکتالی به جای هندسه اقلیدسی در مدل IEM، متوسط میزان ارتقاء دقت تهیه نقشه های زمین شناسی حدود ۵۰٪ می باشد.

واژگان کلیدی: رادار روزنه مصنوعی، زمین شناسی، مدل معادله انتگرالی، هندسه فراکتال‌های تصادفی

* نویسنده رابط

Archive of SID
www.SID.ir

۱- مقدمه

بدلیل تفاوت جنس سطوح زمین و تفاوت میزان فرسایش در آنها که منجر به صافتر بودن سطوح سازندهای رسی در مقابل سازندهای آهکی و دولومیتی می گردد و همچنین بمنظور تفکیک بهینه لیتولوژیهای مختلف سطح زمین، لازم است از پارامتر میزان زبری و صافی سطح آنها که به نوعی بیانگر جنس آنهاست بهره گرفته شود. برای این منظور تصاویر طیفی این قابلیت تفکیک را در ابعاد وسیع و کاربرد زمین شناسی، با هزینه مقرون به صرفه ای ارائه نمی نمایند و لازم است از سنجش از دور فعال در این حوزه استفاده گردد. سنجش از دور مایکروویو امکان تفکیک لیتولوژیها بر اساس فرسایش، جنس و واکنش در مقابل هوازدگی را فراهم می آورد.

بازپراکنش سطح در سنجش از دور مایکروویو، به غیر از پارامترهای آنتن ماهواره SAR، تابع زبری و رطوبت سطح می باشد؛ بنابراین، با مدلسازی بازپراکنش سطح، می توان هندسه سطح را که در زمین شناسی به عنوان مورفولوژی سطح سرسازندها یا لیتولوژیها قلمداد می گردد، مورد ارزیابی و تجزیه و تحلیل قرار داد. رایجترین مدلی که تا کنون در این حوزه معرفی گردیده مدل معادله انتگرالی (IEM)[۱] نام دارد که طیف و سیعی از سطوح (خیلی صاف تا خیلی زبر) را می توان با آن شبیه سازی نمود.

در مدل IEM، ثابت دی الکتریک، معیار رطوبت خاک بوده و با در نظر گرفتن تابع همبستگی سطح، از طول همبستگی و rms-height به عنوان ویژگی اندازه گیری زبری سطح استفاده می نماید. در این مدل، محاسبه پارامترهای زبری سطح بر مبنای هندسه اقلیدسی صورت می پذیرد. تا کنون تلاشهایی برای استفاده از هندسه فراکتالی با هدف بهبود کارائی، در آن صورت گرفته است [۱].

بدلیل خاصیت نامنظم و تصادفی بودن و طبیعت فراکتالی زبری سطح زمین، و همچنین هندسه برخورد امواج رادار با سطح، مدلسازی زبری سطح با استفاده از هندسه اقلیدسی می‌تواند مقادیر پارامترهای سطح را دورتر از مقادیر واقعی آنها محاسبه نماید. فراکتالها بر خلاف اشکال هندسه اقلیدسی، منظم نیستند و بنابراین بدلیل تطابق بیشتری که با پدیده های طبیعی دارند برای محاسبه وضعیت عوارض در طبیعت مناسبتر هستند [۳،۲].

تابع خودهمبستگی سطح و پارامترهای rms-height و طول همبستگی سه ویژگی اصلی در معرفی هندسه سطح در مدلسازی بازپراکنش راداری می باشد [۴]. بر اساس مطالعات Baghdadi و همکاران (2000)، مقدار پارامترهای rms-height و طول همبستگی که بر مبنای هندسه اقلیدسی و از اندازه گیری زمینی محاسبه می شوند، به میزان قابل توجهی به طول پروفیل برداری وابسته اند، و هرچه طول پروفیل بیشتر می شود، مقدار پارامترهای rms-height و طول همبستگی نیز افزایش می یابد [۵]. این درحالیست که همواره با استفاده از هندسه فراکتالی، دقت تخمین پارامترهای سطح افزایش یافته است [۳،۲]. در تحقیقات Iodice و همکاران (2013)، از rms-height محاسبه شده از ضریب هورست در مدل IEM استفاده شده است؛ همچنین Zribi و همکاران (2000) از پارامتر بعد فراکتالی در محاسبه طول همبستگی استفاده نموده اند [۶،۲].

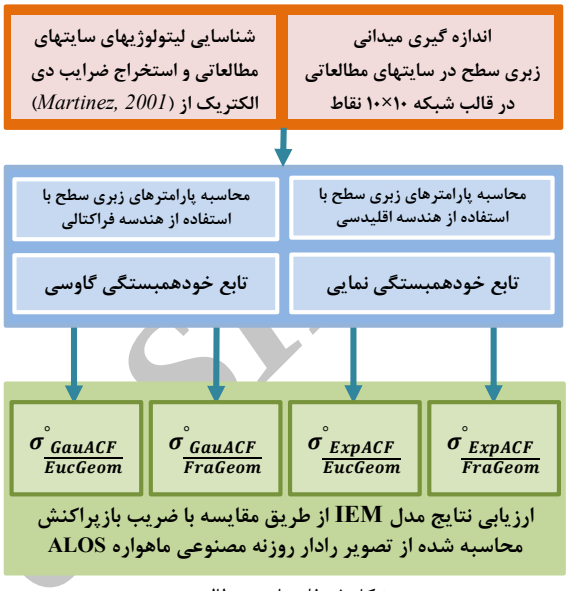
این مقاله بر آنست تا بر خلاف روشهای بالا که هر کدام تنها یکی از پارامترها را با تکیه بر تئوری فراکتالها محاسبه می نمایند، هندسه فراکتالهای تصادفی را، بطور کامل جایگزین هندسه اقلیدسی سازد و به عبارتی، مقدار پارامترهای هندسی سطح یعنی پارامترهای rms-height و طول همبستگی را از طریق روشهای بالا محاسبه نموده و بدین ترتیب دقت تخمین پارامترهای هندسی سطح را در مدلسازی IEM بیافزاید. بهبود قابل توجه نتایج، تاییدی بر بهبود مدلسازی با بکارگیری هندسه فراکتالها دارد.

در ادامه، مدلهای بازپراکنش راداری با تأکید بر مدل IEM، در بخش۲ تشریح می گردد؛ سپس در بخش۳، به معرفی ویژگیهای هندسه سطح در مدلسازی بازپراکنش با رویکرد هندسه اقلیدسی و هندسه فراکتالی پرداخته می شود. پس از آن در بخش۴، راهکار پیشنهادی این مقاله در زمینه جایگزینی کامل هندسه فراکتالی به جای هندسه اقلیدسی با هدف بهبود مدل IEM، بیان می گردد. معرفی منطقه مورد مطالعه و داده های مورد استفاده و توضیح نحوه جمع آوری داده های میدانی در بخش۵، ذکر می‌گردد. بخش۶، ضمن ارائه نتایج پیاده سازی مذکور، میزان تأثیر روش پیشنهادی در بهبود مدل IEM را در مقایسه با سایر راهکارهای موجود برای داده های منطقه مورد مطالعه، بررسی و ارزیابی قرار می دهد. بخش۷، به

[۱] Integral Equation Model

www.SID.ir

نتیجه گیری بر اساس ارزیابی نتایج بدست آمده پرداخته و ضمن تشریح برتری روند تهیه نقشه های زمین شناسی با استفاده از اطلاعات زبری سطح در مقایسه با شیوه معمول، جایگزین نمودن هندسه فراکتالی به جای هندسه اقلیدسی در مدل IEM را تجزیه و تحلیل می نماید. شکل ۱ روندنما (فلوچارت) مطالعه در مقاله را نشان می دهد.



شکل ۱- فلوچارت مطالعه.

۲- مدلسازی بازپراکنش موج مایکروویو از سطح

بطور کلّی، توصیف و تمایز الگوی هندسی و امکان تشخیص شکل و بافت سطح با بهره گیری از بازپراکنش انرژی مایکروویو نیازمند مدل سازی بازپراکنش و پارامترهای سطح می‌باشد. در میان مدلسازی هایی که تا کنون برای ارتباط بازپاکنش راداری و پارامترهای سطح صورت گرفته است، مدلهای تئوریک استاندارد بازپراکنش عبارتند از: مدل نور هندسی (GOM)[۱]، مدل نور فیزیکی (POM)[۲] و مدل آشفتگی کوچک (SPM)[۳]. مدل نور هندسی برای سطوح بسیار زبر، مدل نور فیزیکی برای سطوح با زبری متوسط و مدل آشفتگی کوچک برای سطوح خیلی صاف بکار می‌روند. مدل IEM یک مدل انتقالی تشعشعی مبتنی بر فیزیک است که توسط Fung & Chen طرح گردیده و مدلهای ذکر شده را تلفیق می‌کند، بطوریکه مدلی بوجود می‌آید که شرایط زبری سطح در آن محدودیت بسیار کمتری دارد [۷]. در ادامه، مدل IEM که بر اساس هندسه اقلیدسی بنا گردیده است بیان می شود و سپس روش پیشنهادی این مقاله برای اصلاح مدل IEM ارائه می گردد.

۲-۱- مدل IEM

طبق تعریف [۷] و [۸]، مدل IEM رابطه‌ی ضریب بازپراکنش راداری را با پارامترهای زبری سطح، اندازه ثابت دی الکتریک و همچنین زاویه برخورد موضعی سیگنال راداری بیان می دارد. ضریب بازپراکنش همپلاریزه طبق تعریف[۹] عبارتست از:

$$\sigma^{0}_{pp} = \frac{k^2}{4\pi} e^{-2k^2\sigma^2\cos^2\theta} \sum_{n=1}^{+\infty} |I^n_{pp}|^2 \frac{W^{(n)}\left(2k\sin\theta, 0\right)}{n!} \qquad (۱)$$

که

$$I^n_{pp} = (2k\,\sigma\cos\theta) f_{pp}\, exp(-k^2\sigma^2\cos^2\theta) + (k\,\sigma\cos\theta)^n F_{pp}$$

pp پلاریزاسیون hh یا vv؛ k عدد موج ($k = \frac{2\pi}{\lambda}$؛ λ طول موج)، θ زاویه برخورد موضعی، σ اندازه rms انحراف معیار استاندارد ارتفاعی سطح، $W^{(n)}$ تبدیل فوریه توان nام تابع همبستگی سطح (تابع همبستگی سطح به توان n) و f_{hh}، f_{vv}، F_{hh} و F_{vv} عبارتند از:

$$f_{hh} = \frac{-2R_h}{\cos\theta}$$

$$f_{vv} = \frac{2R_v}{\cos\theta}$$

$$F_{hh} = 2\frac{\sin^2\theta}{\cos\theta}\left[4R_h - \left(1-\frac{1}{\varepsilon}\right)(1+R_h)^2\right]$$

$$F_{vv} = 2\frac{\sin^2\theta}{\cos\theta}\left[\left(1-\frac{\varepsilon\cos^2\theta}{\varepsilon-\sin^2\theta}\right)(1-R_v)^2 - \left(1-\frac{1}{\varepsilon}\right)(1+R_v)^2\right]$$

ضرایب افقی و قائم انعکاس فرزنل یعنی R_h و R_v را می توان به صورت ذیل تعریف نمود:

$$R_h = \frac{\cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}$$

$$R_v = \frac{\varepsilon\cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\varepsilon\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}$$

که ε ثابت دی الکتریک سطح است [۹].

۱ Geometrical Optics Model
۲ Physical Optics Model
۳ Small Perturbation Model

Archive of SID
www.SID.ir

در صورت وجود توپوگرافی بزرگ مقیاس، حذف اثر آن با در نظر گرفتن زاویه برخورد موضعی به عنوان پارامتر θ ضروری می باشد و در صورتیکه چنین عوارضی وجود نداشته باشد، می توان زاویه برخورد موضعی را با زاویه برخورد آنتن ماهواره SAR برابر دانست [۱۰].

۳- ویژگیهای هندسه سطح

شناسایی زبری سطح در مدلهای بازپراکنش راداری بر اساس سه ویژگی ریشه میانگین مربعی ارتفاعات[۱]، طول همبستگی[۲] و تابع خودهمبستگی[۳]، صورت می پذیرد. در ادامه، ویژگیهای مذکور تعریف می شوند[۱۱].

۳-۱- ریشه میانگین مربعی ارتفاعات (rms-height)

طبق Baghdadi و همکاران (۱۹۹۸)، اندازه ریشه میانگین مربعی ارتفاعات (rms-height) از یک پروفیل گسسته تک بعدی سطح مشتمل بر N نقطه با ارتفاعات z_i به صورت ذیل محاسبه می گردد:

$$s = \sqrt{\frac{1}{N}\left[\left(\sum_{i=1}^{N} z_i^2\right) - N\bar{z}^2\right]} \qquad (۲)$$

بطوریکه:

$$\bar{z} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} z_i \qquad (۳)$$

افزایش طول پروفیل، افزایش مقدار rms-height را بدنبال دارد. مشخص گردیده است که در محاسبات تک مقیاسه، افزایش طول پروفیل بر مقدار rms-height اثرگذار است ولیکن برای محاسبات چندمقیاسی چنین تأثیری وجود ندارد [۱۲].

۳-۲- طول همبستگی

طبق *Verhoest* و همکاران (2008) طول همبستگی l ، فاصله افقی است که در آن همبستگی ارتفاعات سطح با همدیگر از مقدار $1/e = 0.368$ (e عدد نپر) بزرگتر است. علیرغم اینکه این تعریف بسیار ساده است ولیکن تفسیر و پیاده سازی آن همواره مسئله ساز بوده است و مقادیر محاسبه شده برای این پارامتر از روشهای مختلف متغیر است و همواره به طول مقطع نمونه برداری بستگی دارد. برای اندازه گیری طول همبستگی، تاکنون طولهای مختلفی به عنوان طول بهینه پروفیل نمونه برداری پیشنهاد گردیده است، که از چند متر تا بیش از ۵۰ متر متفاوتند [۱۳]. عموماً هر چقدر سطح صاف تر باشد، مقدار طول همبستگی بزرگتر است و برعکس.

۳-۳- تابع خودهمبستگی

ویژگی دیگر هندسه سطح، تابعی است که همبستگی سطح را با خود آن بیان می دارد و از فوریه آن به عنوان طیف سطح در مدلسازی بازپراکنش استفاده می شود. شکل کلی تابع خودهمبستگی برای مقادیر $\xi = j\Delta x$ بطوریکه Δx توان تفکیک مکانی یک پروفیل N نقطه ای باشد بر اساس قانون آمارو احتمالات، عبارتست از:

$$\rho(\xi) = \frac{\sum_{i=1}^{N-j} z_i z_{i+j}}{\sum_{i=1}^{N} z_i^2} \qquad (۴)$$

برای تعیین دقیق تابع خودهمبستگی یک سطح، نیاز است بازه ای برای نمونه برداری در پروفیل تعیین گردد به نحوی که طول آن حداقل یک دهم طول همبستگی باشد. در معادلات مدلهای بازپراکنش، نظیر IEM، از طیف سطح استفاده می شود، بنابراین برای در اختیار داشتن یک معادله مشخص از تابع خودهمبستگی سطح، از رگرسیون معادله (۴) بهره گرفته می شود. رایجترین رگرسیون تابع مذکور دو نوع تابع خودهمبستگی نمایی و گاوسی می باشد. طبق Fernandez-Diaz (2010) تابع خودهمبستگی با رگرسیون نمایی عبارتست از:

$$\rho(\xi) = e^{-|\xi|/l} \qquad (۵)$$

و همچنین، با رگرسیون تابع گاوسی؛

$$\rho(\xi) = e^{-\xi^2/l^2} \qquad (۶)$$

l طول همبستگی است [۱۴].

۱ Root Mean Square Height
۲ Correlation Function
۳ Auto-Correlation Function (ACF)

Archive of SID
www.SID.ir

۴- هندسه فراکتالی در مدل بازپراکنش IEM

همانطور که در بخش قبل بیان گردید، هدف این مقاله، بکارگیری هندسه فراکتالهای تصادفی در مدل بازپراکنش IEM (معادله ۱) و بهبود این روش است. در ادامه، نحوه استفاده از این هندسه و نیز روش پیشنهادی که منجر به بهبود مدل IEM می شود ارائه می گردد. پدیده های طبیعی، دقیقاً خودمتشابه نیستند ولی به لحاظ آماری خود متشابه اند؛ یعنی هر قسمت از ساختار آنها دارای تشابه آماری (مقدار یکسان برای میانگین و انحراف معیار) با کلیت آنهاست. به عبارت دیگر، منحنی ها و سطوح دارای هندسه منظم موضوع بحث هندسه اقلیدسی هستند؛ حال آنکه عوارض طبیعی نظیر ابرها، خط ساحلی و کوهها دارای ساختار نامنظم بوده و با هندسه فراکتالی، بهتر بیان می‌شوند [۱۵]. همچنین، هندسه برخورد موج راداری با سطح، هندسه اقلیدسی نمی‌باشد و هندسه فراکتالی آنرا بهتر تشریح می‌کند.

برای استفاده از قابلیت تفکیک الگوی هندسی و امکان تشخیص شکل و بافت سطوح زمین شناسی، لازمست ضمن اطلاع از خواص دی‌الکتریک سطح، هندسه زبری و صافی سطح مورد مطالعه (مورفولوژی زمین)، بازپراکنش سیگنال راداری مورد مدلسازی قرار گیرد. این مدلها عموماً بر مبنای هندسه اقلیدسی ساخته شده اند. با توجه به مزیت هندسه فراکتالی در ارزیابی ویژگیهای طبیعی، در نظر گرفتن این هندسه در فرآیند مدلسازی بازپراکنش سیگنال راداری می تواند میزان دقت را در تشخیص بافت سطوح و مورفولوژی زمین شناسی افزایش دهد [۱۶]. در این مقاله، دو ویژگی اصلی هندسی سطح (پارامترهای rms-height و طول همبستگی) را با استفاده از هندسه فراکتالهای تصادفی محاسبه می نماییم.

طبق [۲]برای یک فرآیند حرکت جزئی براون (fBm)[۱]، گامهای تغییر زبری سطح برای هر طول واحد سطح (که می توان آن را همان ابعاد پیکسل تصویر SAR دانست به میزان $\tau = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}$ می باشد) دارای رفتار نرمال (گاوسی) با میانگین صفر و واریانس $T^{(2-2H)}\tau^{2H}$ می باشد؛ همچنین تابع ساختار آن بصورت $h(\tau) \triangleq (|z(x,y) - z(x',y')|^2)$ بوده و به ترتیب زیر می توان تعریف نمود:

$$\begin{cases} D = 3 - H \\ \sigma = T^{(1-H)} \end{cases} \quad (۷)$$

در این روابط، پارامتر T توپوتزی است که معیار آشفتگی سطح بوده و طی روابطی که در [۲]آمده است محاسبه می گردد. همچنین، H ضریب هورست می باشد که همواره مقداری مابین صفر و یک دارد [۱۶]. هر چه مقادیر ضریب هورست بزرگتر باشد، مقدار بعد فراکتالی کوچکتر بوده، سطح پیچیدگی کمتر داشته و صافتر می باشد.

همچنین، طبق [۶] اندازه طول همبستگی با رابطه تجربی ذیل که برازشی با دقت مناسب بر معادله طول همبستگی می باشد و در [۶] توضیح داده شده است، تعریف می گردد:

$$l = (0.5\,D + 0.7)\tau \quad (۸)$$

در این رابطه، D اندازه بعد فراکتالی و τ همانطور که در بالا نیز توضیح داده شده، اندازه گامهای محاسبه طول همبستگی بر روی پروفیل بوده، که در صورت استفاده از مدل ارتفاع رقومی معادل ابعاد پیکسل می باشد.

۵- منطقه مورد مطالعه و داده ها

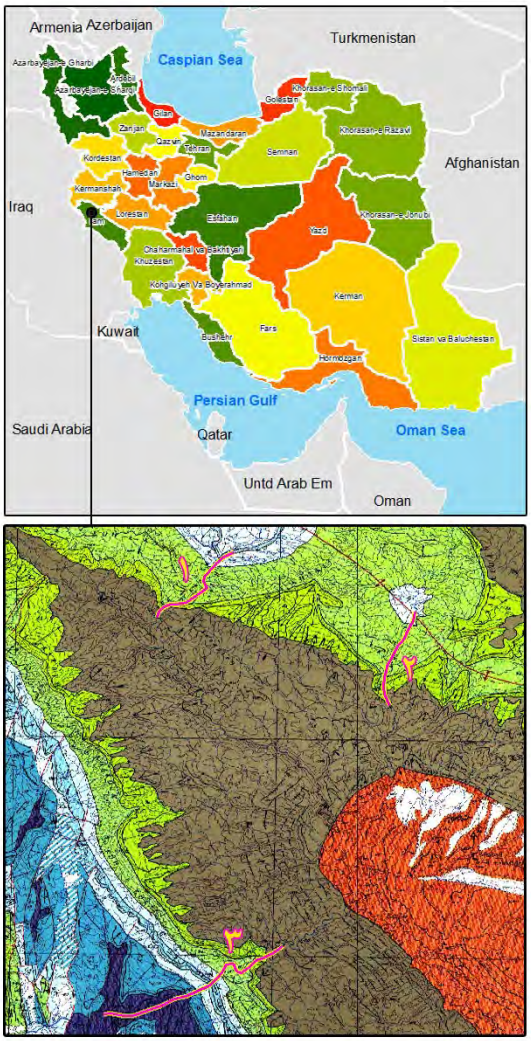
منطقه مورد مطالعه بمنظور پیاده سازی روش ذکر شده، بخشی از ساختمان زمین شناسی «اناران»، مابین دهلران و ایلام و واقع در طول جغرافیایی: ’35 °46 تا ’50 °46 و عرض جغرافیایی: ’55 °32 تا ’05 °33 واقع می باشد. سازند آسماری که دارای جنس صخره ای می باشد بر روی سازند پابده واقع شده شده است. شکل۱ محدوده جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

مورفولوژی منطقه مورد مطالعه که در شکل۲ به عنوان نمونه برشی از ساختمان زمین شناسی اناران را نشان می دهد نشانگر وجود واحدهای مختلف از سازندهای پابده، آسماری و کلهر است که خاصیت فرسایشی این واحدها با یکدیگر متفاوت می باشد. به عبارت دیگر در این منطقه شاهد وجود لیتولوژیهای آهکی، دولومیت، انیدرید[۲] و مارن[۳] هستیم [۱۹،۱۷]. تفکیک این واحدها از یکدیگر بمنظور تهیه نقشه زمین شناسی و یا تفسیر تصاویر اپتیکی منطقه بدون بررسی سختی و نرمی واحدها و همچنین در نظر گرفتن مورفولوژی سطح امکانپذیر نمی‌باشد.

[۱] fractional Brownian motion

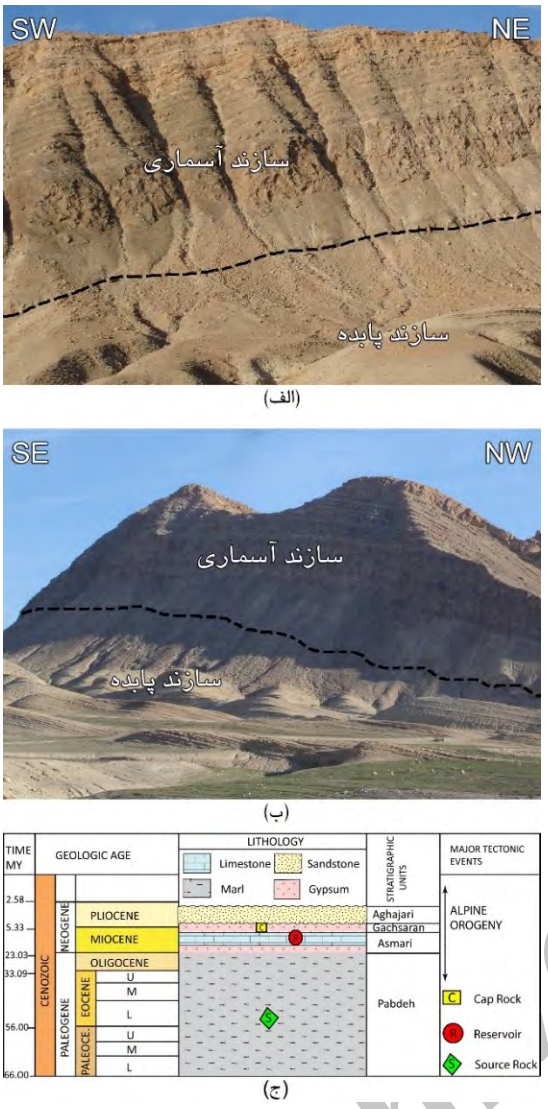
[۲] Anhydride
[۳] Marne

Archive of SID
www.SID.ir



شکل۲- محدوده جغرافیایی منطقه مورد مطالعه مابین دهلران و ایلام و نقشه زمین شناسی منطقه با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ و همچنین موقعیت سایتهای مورد مطالعه. موقعیت پروفیلهای اندازه گیری زبری سطح و لیتولوژی در هر سایت نشان داده شده است.

در منطقه مورد مطالعه، ساختمان زمین شناسی اناران، سازندهای با جنس مارن (آهکی و رسی) نظیر سازند پابده در مقایسه با سازندهای با جنس ژیپس، نمک و انیدریت نظیر سازند آسماری در همان ناحیه رسوبی بسیار سریعتر و بیشتر دچار دگرسانی (آلتراسیون) می‌شود. بنابراین سازند آسماری دارای رخنمون صخره‌ای و سازند پابده نرم و رسی و بشکل خاک روی سطح زمین می‌باشد. این اختلاف جنس می‌تواند در غالب پارامترهای زبری سطح در مدل بازپراکنش الکترومغناطیسی ظاهر گردد؛ که در صورت برخورداری از ضرایب دی‌الکتریک برابر (با فرض صحیح میزان یکسان رطوبت خاک) تفاوت مورفولوژی یا همان میزان زبری سطح، معیار مناسبی برای تفکیک زون-های آلتراسیون بشمار می آید [۱۹،۱۸].



شکل۳- الف و ب) تصویر منطقه مورد مطالعه و موقعیت سازندهای آسماری و پابده؛ ج)برش چینه شناسی منطقه.

بمنظور پیاده سازی روش پیشنهادی، سایتهایی در منطقه مورد مطالعه انتخاب گردیده اند که در شکل۳ موقعیت شماتیک آنها بر روی سازندهای زمین شناسی و همچنین تصویر SAR منطقه نشان داده شده است.

انتخاب سایت‌ها، به نحوی صورت گرفته است که بر اساس مطالعات زمین شناسی منطقه، تنوع سختی (زبری/صافی سطح) در آن دیده شود.

سایت شماره۱ بر روی سازند پابده-گورپی واقع شده که ماهیت فرسایشی زیادی دارد و بر روی زمین عموماً به صورت خاک دیده می شود. سایت شماره۲ بر سازند آسماری قرار گرفته که فرسایشهای فیزیکی و شیمیایی، بر روی آن تأثیر زیادی نداشته و حالت صخره ای آن مشهود است. سایت شماره۳، بر سازند آغاجاری-کلهر واقع شده

www.SID.ir

در مقایسه با سایتهای شماره۱ و ۲ از وضعیت میانه ای برخوردار است، چرا که این سازند علیرغم برخورداری از حالت صخره ای، بر اثر فرسایش و آلتراسیونهای ایجاد شده، سطح آن را خرده سنگ پوشانده است.

در انتخاب سایتها سعی شده است که اندازه بصری زبری سطح در محدوده مورد مطالعه سایت متغیر نباشد و دیگر اینکه توپوگرافی بزرگ مقیاس در سایت وجود نداشته باشد و به عبارت دیگر، زاویه برخورد موضعی با زاویه برخورد مقدار یکسان داشته باشد.

در هر کدام از سایتها، بطور جداگانه شبکه ای با ابعاد ۵×۵ متر از نقاطی به فواصل ۳۰ سانتیمتر ایجاد گردیده و برداشت میدانی اطلاعات زبری سطح با استفاده از دوربین توتال استیشن انجام گرفته است (شکل۴). معیار انتخاب یکسان طول پروفیل و فواصل نقاط، مقادیر پیشنهادی در [۱] با ۲۰ تا ۳۰ درصد جانب احتیاط می باشد.

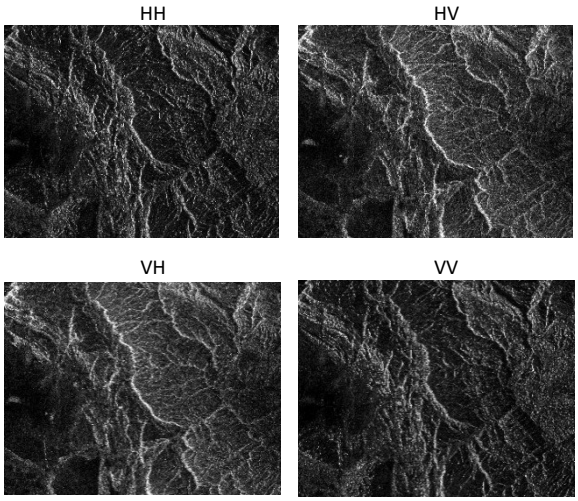


شکل۴- اندازه گیری میدانی زبری سطح در شبکه ای به ابعاد ۵×۵ متر با نقاطی به فواصل ۳۰ سانتیمتر در محل سایتهای انتخاب شده.

همانطور که در بخشهای قبلی تشریح گردید، بمنظور ارزیابی مورفولوژی و اندازه گیری زبری سطح با هدف تفکیک واحدها و لیتولوژیهای مختلف با استفاده از داده های رادار روزنه ترکیبی لازم است از مدلسازی بازپراکنش سطح استفاده شود.

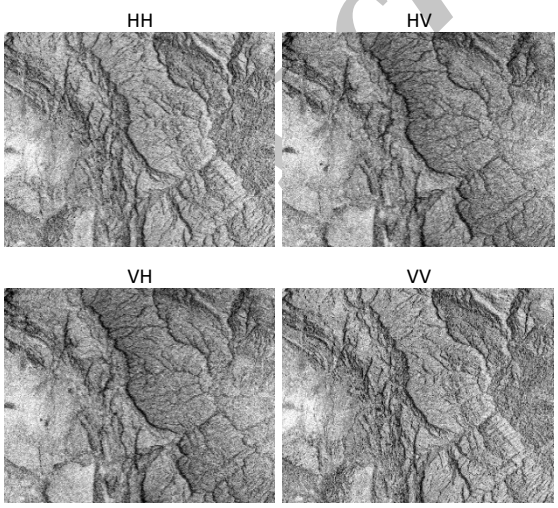
داده‌ی SAR مورد استفاده برای منطقه مورد نظر از داده های رادار روزنه مصنوعی PALSAR واقع بر ماهواره ALOS تهیه گردیده است (شکل۵). این داده ها، در فرمت خام[۱] تهیه گردیده اند، که داده مورد نیاز طی پردازشهای اولیه به صورت تصویر مختلط تک منظر (SLC)[۲] تبدیل شدند. تصویر SLC، در هر پیکسل دارای یک عدد مختلط است که بخشهای حقیقی و موهومی آن به ترتیب با Q و I نشان داده می شوند. طبق Shimada (۲۰۰۹)، ضریب بازپراکنش بر اساس رابطه ذیل محاسبه گردید [۲۰]:

$$\sigma_{1.1}^{0} = 10\ log_{10}\langle I^2 + Q^2\rangle + CF - A \qquad (۹)$$



شکل۵- تصویر چهار پلاریزاسیون منطقه مورد مطالعه از داده های رادار روزنه مصنوعی *PALSAR* واقع بر ماهواره *ALOS*، از بالا سمت چپ به ترتیب پلاریزاسیونهای HH، HV، VH و VV

که دراین رابطه، CF فاکتور کالیبراسیون و A ثابت در این معادله می باشد که به توصیه [۲۰] برای ماهواره ALOS به ترتیب مقادیر ۸۰ و ۳۲ برای آنها در محاسبات منظور می گردد. در شکل۶ تصویر بازپراکنش برای جهات پلاریزاسیون مختلف که حامل محاسبات فوق است نشان داده شده است.



شکل۶- ضریب بازپراکنش برای چهار پلاریزاسیون تصویر منطقه مورد مطالعه، از بالا سمت چپ به ترتیب ضریب بازپراکنش برای پلاریزاسیونهای HH، HV، VH و VV

۱ Raw Data
۲ Single-Look Complex (SLC)

www.SID.ir

با توجه به اینکه نقشه های زمین شناسی موجود منطقه مورد مطالعه، صرفاً نقشه های ۱:۱۰۰,۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران است، این نقشه ها به عنوان مرجع تفکیک زونهای آلتراسیون مورد استفاده قرار می گیرند که اطلاعات کاملی از انواع لیتولوژیها در اختیار می گذارد.

اطلاعات میدانی زبری سطح از اندازه گیری زمینی انجام گرفته با دقت ارتفاعی سانتیمتر و درقالب شبکه ای از نقاط[۱] برای سایتهای مورد مطالعه استخراج گردیده است و بنابراین امکان تشکیل مدل رقومی ارتفاعات سطح در سایتها با فواصل نمونه برداری کوچکتر از طول همبستگی وجود دارد. همچنین، وجود اطلاعات هندسه سطح در قالب گرید امکان اندازه گیری زبری سطح در هر پروفیل اختیاری با طول و راستای آزاد را در اختیار می گذارد و این امر مزیتی بر اندازه گیری معمول و بصورت پروفیل بشمار می آید. علاوه براین، لزوم اندازه گیری بعد فراکتالی برای تشکیل تابع همبستگی سطح ایجاب می کند تا بعد فراکتالی بر روی مدل ارتفاع رقومی اندازه گیری گردد.

بمنظور زمین مرجع نمودن داده های راداری لازم است علاوه بر نقشه های زمین شناسی سطح الارضی که اشاره شد، از تصاویر نوری زمین مرجع و دارای مختصات استفاده گردد، لذا از تصاویر Landsat ETM+ به منظور انتخاب نقاط کنترل زمینی[۲] استفاده گردید.

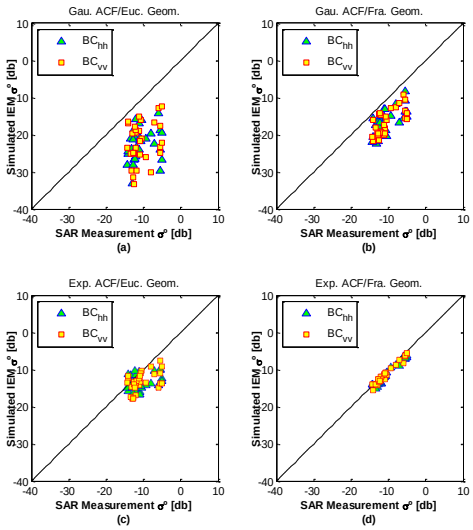
مهمترین عامل در مقدار ثابت دی الکتریک، میزان رطوبت خاک می باشد [۸]. این ثابت برای خاک خشک دارای مقداری در حدود ۲,۵ و برای آب خالص تقریباً ۸۰ می باشد. همچنین، برای خام با رطوبت حدوداً کمتر از ۷٪، مقدار ثابت دی الکتریک با ضریب بازپراکنش دارای نسبت مستقیم می باشد و برای رطوبت بالاتر، نسبت، عکس خواهد بود [۸]. با توجه به اقلیم خشک زمان تصویر برداری ماهواره، و بدلیل مشخص بودن لیتولوژیهای منطقه بر مبنای نقشه های زمین شناسی موجود، مقادیر ثابت دی الکتریک بر اساس مراجع حاوی اندازه گیریهای ثابت دی الکتریک نظیر [۲۱] در محاسبات استفاده می گردد.

۶- پیاده سازی و ارزیابی نتایج

همانطور که در قسمت قبل اشاره گردید، مطالعه مدلسازی زبری سطح بر اساس بازپراکنش راداری در سه سایت مختلف انجام گرفته است. اندازه گیری میدانی زبری سطح بر اساس مدل ارتفاع رقومی سایتها صورت گرفته و مقدار ثابت دی الکتریک از جداول *Martinez* و همکاران (*2000*) برای سایتهای مذکور استخراج گردیده است.

بدین ترتیب، مقادیر σ^0 برای سایتهای ذکر شده از روی معادله IEM در دو پلاریزاسیون *hh* و *vv* برای دو تابع همبستگی گاوسی و نمایی با اندازه rms-height و طول همبستگی که از دو هندسه اقلیدسی و فراکتالی محاسبه شده اند محاسبه گردیده است.

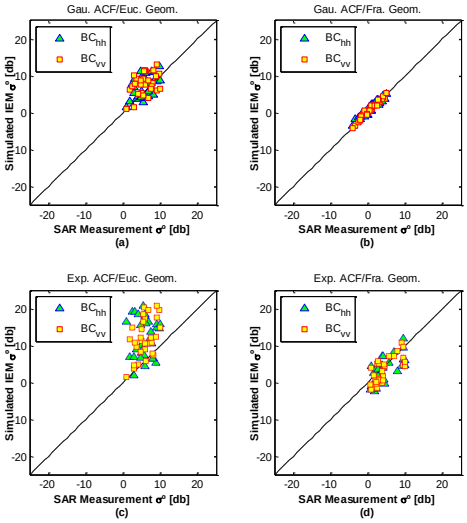
برای این منظور معادله همبستگی سطح گاوسی و نمایی (معادله های ۵ و ۶) برای اندازه rms-height و طول همبستگی که از روش معمول آماری (هندسه اقلیدسی) و همچنین به عنوان تابع پارامترهای فراکتالی سطح (معادله ۷ و ۸) محاسبه می شوند در معادله IEM استفاده گردیده اند. شکل۷، ۸ و ۹، به ترتیب در سایتهای شماره ۱، ۲ و ۳، تقابل محاسبه بازپراکنش بر اساس تصویر SAR (معادله ۹) و نتایج شبیه سازی با استفاده از معادله IEM با دو تابع خودهمبستگی مختلف (گاوسی و نمایی) و دو روش محاسبه rms-height و طول همبستگی (آماری اقلیدسی و هندسه فراکتالی) را نشان می دهد. بر اساس این شکل میزان دور بودن نقاط از خط مورب نشان از خطای شبیه سازی دارد.



شکل۷- میزان صحت شبیه سازی بازپراکنش با معادله *IEM* در دو پلاریزاسیون *hh* و *vv* در سایت۱؛ (*a* و *b*): استفاده از تابع همبستگی گاوسی برای سطح با در نظر گرفتن مقدار پارامترهای هندسی سطح از هندسه اقلیدسی و فراکتالی؛ (*c* و *d*): تابع همبستگی نمایی برای سطح با در نظر گرفتن مقدار پارامترهای هندسی از هندسه اقلیدسی و فراکتالی.

۱ Grid Measurement
۲ Ground Control Points (GCPs)

www.SID.ir

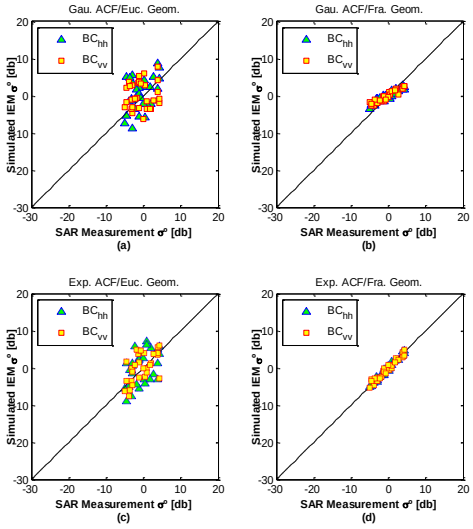


شکل۸- میزان صحت شبیه سازی بازپراکنش با معادله *IEM* در دو پلاریزاسیون *hh* و *vv* در سایت۲؛ (*a* و *b*): استفاده از تابع همبستگی گاوسی برای سطح با در نظر گرفتن مقدار پارامترهای هندسی سطح از هندسه اقلیدسی و فراکتالی؛ (*c* و *d*): تابع همبستگی نمایی برای سطح با در نظر گرفتن مقدار پارامترهای هندسی از هندسه اقلیدسی و فراکتالی.

نتایج شبیه سازی در سایت ۳ در شکل۹ نمایش داده شده است، اصولاً نتایج حاکی از تطابق بیشتر مدل IEM در این سایت در مقایسه با دو سایت دیگر دارد. این سایت، که بر سازند آغاجاری-کلهر واقع شده در مقایسه با دو سایت میزان تأثیر نوع تابع همبستگی و نحوه محاسبه rms-height در شکل‌های۷ الی ۹ در نمودارهایی که مقدار بازپراکنش بر اساس تصویر را در مقابل نتایج شبیه سازی قرار می دهند نشان داده شده است. بر اساس شکل۷ که نتایج شبیه سازی در سایت۱ را ارزیابی می نماید، تابع همبستگی نمایی میزان صحت بالاتری را در مقایسه با تابع همبستگی گاوسی نشان می دهد.

همانطور که در بخش۵ توضیح داده شد، سایت۱ بر روی سازند پابده-گورپی واقع شده که ماهیت فرسایشی زیادی دارد و بر روی زمین عموماً به صورت خاک دیده می شود و زبری کمی در سطح آن وجود دارد.

شکل۸ نتایج شبیه سازی در سایت۲ را ارزیابی می-نماید، استفاده از تابع همبستگی گاوسی میزان صحت بیشتری را در مقایسه با تابع همبستگی نمایی به همراه دارد. سایت۲ بر سازند آسماری قرار گرفته که فرسایشهای فیزیکی و شیمیایی، بر روی آن تأثیر زیادی نداشته و حالت صخره ای آن مشهود است.



شکل۹- میزان صحت شبیه سازی بازپراکنش با معادله *IEM* در دو پلاریزاسیون *hh* و *vv* در سایت۳؛ (*a* و *b*): استفاده از تابع همبستگی گاوسی برای سطح با در نظر گرفتن مقدار پارامترهای هندسی سطح از هندسه اقلیدسی و فراکتالی؛ (*c* و *d*): تابع همبستگی نمایی برای سطح با در نظر گرفتن مقدار پارامترهای هندسی از هندسه اقلیدسی و فراکتالی.

مطالعاتی دیگر، از وضعیت میانه ای برخوردار است، یعنی علاوه بر قرارگیری در قسمتی با حالت صخره ای، بر اثر فرسایش و آلتراسیونهای ایجاد شده، سطح آن را خرده سنگ پوشانده است. میزان صحت نتایج در رفتار توابع گاوسی و نمایی در محاسبات ضریب بازپراکنش این سایت شباهت زیادی به یکدیگر دارد.

Archive of SID

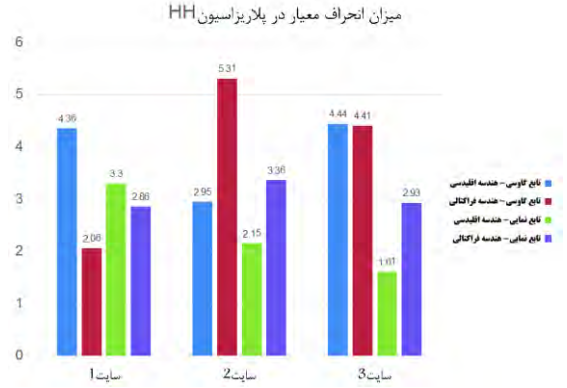
www.SID.ir

جدول۱- اندازه انحراف معیار در محاسبه میزان بازپراکنش پلاریزاسیون HH در مدل معادله انتگرالی (IEM) با استفاده از هندسه اقلیدسی و فراکتالی

سایت شماره۱	استفاده از تابع خودهمبستگی گاوسی	استفاده از تابع خودهمبستگی نمایی
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه اقلیدسی	۴,۳۶	۲,۰۶
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه فراکتالی	۳,۳۰	۲,۸۶

سایت شماره۲	استفاده از تابع خودهمبستگی گاوسی	استفاده از تابع خودهمبستگی نمایی
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه اقلیدسی	۲,۹۵	۵,۳۱
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه فراکتالی	۲,۱۵	۳,۳۶

سایت شماره۳	استفاده از تابع خودهمبستگی گاوسی	استفاده از تابع خودهمبستگی نمایی
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه اقلیدسی	۴,۴۴	۴,۴۱
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه فراکتالی	۱,۶۱	۲,۹۳



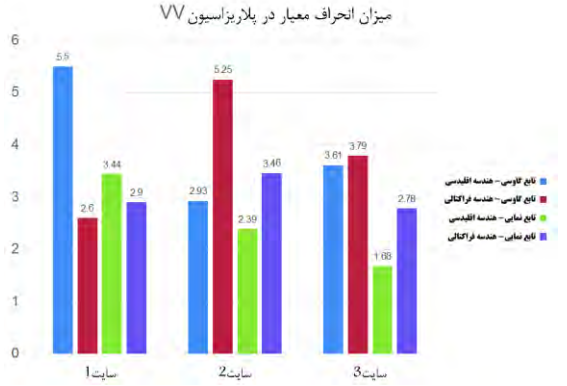
شکل۱۰- نمودار میله ای جهت مقایسه میزان انحراف معیار در چهار روش ترکیبی استفاده از هندسه اقلیدسی و هندسه فراکتالی در محاسبه پارامترهای هندسه زبری سطح با توابع همبستگی گاوسی و فراکتالی برای پلاریزاسیون *hh*

جدول۲- اندازه انحراف معیار در محاسبه میزان بازپراکنش پلاریزاسیون VV در مدل معادله انتگرالی (IEM) با استفاده از هندسه اقلیدسی و فراکتالی

سایت شماره۱	استفاده از تابع خودهمبستگی گاوسی	استفاده از تابع خودهمبستگی نمایی
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه اقلیدسی	۵,۵۰	۲,۶۰
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه فراکتالی	۳,۴۴	۲,۹۰

سایت شماره۲	استفاده از تابع خودهمبستگی گاوسی	استفاده از تابع خودهمبستگی نمایی
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه اقلیدسی	۲,۹۳	۵,۲۵
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه فراکتالی	۲,۳۹	۳,۴۶

سایت شماره۳	استفاده از تابع خودهمبستگی گاوسی	استفاده از تابع خودهمبستگی نمایی
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه اقلیدسی	۳,۶۱	۳,۷۹
محاسبه پارامترهای زبری سطح با هندسه فراکتالی	۱,۶۸	۲,۷۸



شکل۱۱- نمودار میله ای جهت مقایسه میزان انحراف معیار در چهار روش ترکیبی استفاده از هندسه اقلیدسی و هندسه فراکتالی در محاسبه پارامترهای هندسه زبری سطح با توابع همبستگی گاوسی و فراکتالی برای پلاریزاسیون *vv*

www.SID.ir

نمودارهای ذکر شده امکان بررسی کلی میزان تأثیر استفاده از دو تابع خودهمبستگی و همچنین نحوه محاسبه پارامترهای سطح یعنی rms-height و طول همبستگی را فراهم می سازند ولیکن برای بررسی دقیقتر لازم است اندازه انحراف معیار نقاط واقع در نمودارها نیز بررسی شوند. ارزیابی عددی نتایج بدست آمده برای هر سایت و دو پلاریزاسیون افقی و عمودی بطور مجزا در ادامه، در جدول ۱ و ۲ قابل ملاحظه است.

در سایت۱ که بدلیل نوع لیتولوژی میزان زبری کمتری در مقایسه با سایت۲ وجود دارد، تابع همبستگی نمایی سایت۲ بدلیل اینکه سطح فرسایش کمتری داشته است، سایت۲ بدلیل اینکه سطح فرسایش کمتری داشته است، زبرتر بوده و تابع همبستگی گاوسی پاسخ بهتری ارائه نموده است. اندازه تأثیر روش محاسبه پارامترهای هندسه زبری سطح که از مشاهده بصری نمودارها قابل توجه نبود در مقادیر جدولها قابل درک می باشد.

بطور کلی، رفتار محاسبه پارامترهای هندسه سطح و نوع تابع همبستگی در دو پلاریزاسیون بسیار نزدیک به یکدیگر است. علیرغم اینکه در سایتهای۱ و ۲ مواردی از کمتر بودن انحراف معیار برای هندسه اقلیدسی به چشم می خورد ولیکن انحراف معیار بطور میانگین برای روش محاسبه پارامترهای سطح از هندسه فراکتالی، انحراف معیار کمتری را ایجاد می کند. این موضوع برای سایت۳ که دارای تنوع زبری بیشتری نسبت به سایتهای۱ و ۲ می باشد چشمگیرتر می باشد.

علاوه براینها، همانطور که پیشتر هم اشاره گردید، برتری تابع خودهمبستگی نمایی برای سطح نسبتاً صاف سایت۱ و همچنین برتری تابع خودهمبستگی گاوسی برای سطح زبر سایت۲ از روی نمودارهای شکل‌های ۱۰ و ۱۱ بدلیل داشتن انحراف معیارهای پایینتر در این سایتها قابل استنباط می باشد.

۷- نتیجه گیری

در این مقاله روشی برای مدلسازی زبری سطوح سرسازندهای زمین شناسی به کمک تصاویر چندپلاریزه SAR ارائه گردید. مبنای این روش هندسه فراکتالهای تصادفی می باشد که بدلیل خاصیت نامنظم بودن و طبیعت فراکتالی زبری سطح زمین، مدلسازی بازپراکنش الکترومغناطیسی سیگنال راداری از سطح با استفاده از هندسه فراکتالی مقادیر پارامترهای سطح را نزدیکتر به مقادیر واقعی آنها محاسبه نمود. نزدیکتر بودن نتایج محاسباتی با استفاده از هندسه فراکتالی به مقادیر اندازه گیری میدانی زبری سطح نشان از قابلیت مطلوبتر هندسه فراکتالی در مقایسه با هندسه اقلیدسی داشت. همانطور که در قسمت۶ برای هر کدام از سایتها تحلیل گردید، تابع همبستگی نمایی برای سطوح صاف و تابع همبستگی گاوسی برای سطوح زبر مناسبترند. متوسط میزان بهبود در استفاده از هندسه فراکتالی برای هر دو پلاریزاسیون hh و vv در حدود۵۰٪ می باشد. مقایسه نتایج در سه سایت مختلف با میزان زبری متفاوت نیز نتایج مشابهی را ارائه می نماید؛ اگرچه بهبود نتایج در مناطقی که دارای پارامترهای زبری بزرگتری هستند مشهودتر است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه تهران بخاطر حمایت مالی تهیه داده های ماهواره SAR در این مقاله و همچنین از اداره پژوهش و فناوری مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران برای تأمین اطلاعات میدانی نقشه برداری و همچنین زمین شناسی منطقه اناران سپاسگزاری می کنند.

مراجع

[1] Baghdadi, N., I. Gherboudj, M. Zribi, M. Sahebi, C. King, F. Bonn (2004), “Semi-empirical calibration of the IEM backscattering model using radar images and moisture and roughness field measurements”, Int. J. Remote Sens., vol. 25, Iss. 1.

[2] Iodice, A.; Natale, A.; Riccio, D. (2013), “Kirchhoff Scattering From Fractal and Classical Rough Surfaces: Physical Interpretation” Antennas and Propagation, IEEE Transactions on , vol.61, no.4, pp.2156,2163.

Archive of SID
www.SID.ir

[3] Falconer K. (2005), “Fractal Geometry”, 2nd Edition, Wiley.

[4] Lee J. S.. and Pottier E. (2009), “Polarimetric radar imaging: from basics to applications”, 2nd Edition, CRC Press.

[5] Baghdadi N., Paillou P., Davidson M., Grandjean G., and Dubois P.(2000), “Relationship between profile length and roughness parameters for natural surfaces,” Int. J. Remote Sens., vol. 21, no. 17, pp. 3375–3381.

[6] Zribi, M., Ciarletti V., Taconet O., Paillé J., Boissard P. (2000), “Characterisation of the soil structure and microwave backscattering based on numerical three dimensional surface representation analysis with a Brownian model”, Remote Sens. Environ., vol. 72, Issue 2, Pages 159–169.

[7] Fung A. K., Li Z., and Chen K. (1992) “Backscattering from a randomly rough dielectric surface”, IEEE Geosci. Remote Sens. Letters vol.30, no.2, pp. 356,369.

[8] Fung, A. K. (1994), “Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications”, Boston, MA, USA: Artech House.

[9] Fung, A. and K. Chen (2004), “An update on the IEM surface backscattering model”, IEEE Geosci. Remote Sens. Letters vol.1, no.2, pp. 75,77.

[10] Leclerc, G., N. Beaulieu (2001), “A simple method to account for topography in the radiometric correction of radar imagery”, Int. J. Remote Sens., vol. 22, Iss. 17.

[11] Hajnsek, G. I. (2007), “Inversion of Surface Parameters Using Polarimetric SAR”, Thesis, Friedrich-Schiller-Universität Jena.

[12] Baghdadi, N., Holah N., Zribi M. (2006), “Calibration of the Integral Equation Model for SAR data in C-band and HH and VV polarizations”, Int. J. Remote Sens., vol. 27, Iss. 4.

[13] Verhoest, N. E., H. Lievens, W. Wagner, J. Álvarez Mozos, M. S. Moran, and F. Mattia (2008), “On the soil roughness parameterization problem in soil moisture retrieval of bare surfaces from synthetic aperture radar”, Sensors 8.7, pp.4213,4248.

[14] Fernandez-Diaz, J. C. (2010), “Characterization of Surface Roughness of Bare Agricultural Soils Using Lidar”, Thesis, University of Florida.

[15] Mandelbrot, B. B. (1983), “The Fractal Geometry of Nature”, New York: W. H. Freeman.

[16] Franceschetti, G., A., Iodice, S., Maddaluno, D., Riccio (2006), “A fractal-based theoretical framework for retrieval of surface parameters from electromagnetic backscattering data”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol.38, no.2, pp.641,650.

[17] Aghanabati S.A. (2014), “Geology of Iran”, Geological Survey of Iran (GSI), Tehran, Iran.

[18] Lutgens F. K., Tarbuck E., Tasa D. (2011), “Essentials of Geology”. 11th edn, Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall.

[19] Motiei H. (2003), “Geology of Iran : Stratigraphy Of Zagros”, 2nd ed., Geological Survey of Iran (GSI), Tehran, Iran.

[20] Shimada, M.; Isoguchi, O.; Tadono, T.; Isono, K. (2009), “PALSAR Radiometric and Geometric Calibration,” IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol.47, no.12, pp.3915,3932.

[21] Martinez, A. and Byrnes A. P. (2001), “Modeling Dielectric-constant values of Geologic Materials: An Aid to Ground-Penetrating Radar Data Collection and Interpretation”, Current Research in Earth Sciences, Bulletin 247, part 1.

Archive of SID

www.SID.ir