

برآورد مدل ارتفاعی البرز شمالی با استفاده از زیرساخت گسلی منطقه

چیسنا پناهی و قار^۱، بهزاد وثوقی^{۲*} و سعید حاجی آقاجانی^۳

۱. کارشناس ارشد، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

۲. دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

۳. دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۴/۱۲/۱، پذیرش نهایی: ۹۶/۳/۲)

چکیده

توپوگرافی، غالباً حاصل چگونگی حرکت صفحه‌های تکتونیک و گسل‌ها نسبت به هم است و اگر پس از شناسایی کامل ویژگی‌های تکتونیک گسل‌های منطقه مورد بررسی، این اندرکنش‌ها را مدل‌سازی کنیم، به مدلی کاربردی خواهیم رسید که توپوگرافی منطقه را بازسازی می‌کند. با توجه به لرزه‌خیزی زیاد کشور ایران و ضرورت تحقیق این موضوع، سعی بر آن است که در منطقه‌ای نسبتاً لرزه‌خیز، توپوگرافی منطقه بازسازی شود؛ سپس از مجموعه تغییرات مشاهده شده در نمای زمین و مقایسه با توپوگرافی حاصل از مطالعات ماهواره‌ای، به کنترل ساختاری بر گسل‌های منطقه دست پیدا شود. با انجام این تحقیق، بر اساس مدل‌سازی رابطه بین تکتونیک و توپوگرافی در منطقه البرز شمالی، به معیاری جهت شناخت مشخصات گسل‌ها خواهیم رسید. بدین منظور با استفاده از مدل ارتفاعی واقعی منطقه از یک سو و همچنین تغییر شاخص‌های مربوط به گسل‌ها و ایجاد چینش‌های مختلف از ترکیب گسل‌ها، به تخمین ارتفاعات منطقه پرداختیم و با در نظر گرفتن بازه تغییرات برای پنج شاخص نرخ لغزش افقی در راستای امتداد و شیب، نرخ لغزش قائم، زمان فعالیت و شیب گسل، در قالب استفاده از شبکه عصبی، بهترین مقدار را برای این شاخص‌ها محاسبه کرده و با این مقادیر جدید شاخص‌ها، توپوگرافی منطقه را مدل‌سازی کردیم. نتایج حاکی از وجود اختلاف بین ۸۵- تا ۲۳۶ متر بین مدل ارتفاعی محاسبه شده و مدل ارتفاعی واقعی منطقه است. همچنین خطای جزر میانگین مربعات ۶۱/۱ متر بین دو مدل ارتفاعی مذکور به دست آمد. نتایج تحقیق با توجه به متغیر فرض کردن تنها پنج شاخص و دخیل کردن ۹ گسل در محاسبات و در نظر نگرفتن عوامل فرسایش و رسوب‌گذاری در شکل نهایی توپوگرافی زمین، نتایج قابل قبولی است.

واژه‌های کلیدی: تکتونیک صفحه‌ای، توپوگرافی، ساختار گسلی، شبکه عصبی.

۱. مقدمه

توپوگرافی و تکتونیک صفحه‌ای را مدل‌سازی و نتایج مطالعات و پژوهش‌های خود را در مقاله‌ای منتشر کردند. این برنامه با استفاده از الگوریتم المان مرزی، محاسبات میدان جابه‌جایی قائم را در مورد زلزله منطقه نیومادرید ممکن ساخته و همچنین برای محاسبه جابه‌جایی ناشی از حرکت گسل‌ها، از مدل اکادا (Okada model) استفاده می‌کند. در مورد طیف وسیعی از مدل‌های مستدل، میدان جابه‌جایی سطحی سه‌بعدی بررسی شده و از برنامه المان مرزی سه‌بعدی جدیدی برای محاسبه میدان جابه‌جایی سطحی، استفاده شده است (گمبرگ، ۱۹۹۳).

پیشرفت در مباحث مدل‌سازی حرکت تکتونیک‌های بزرگ‌مقیاس، همراه با رشد سریع تکنولوژی امور

در دهه‌های گذشته، تحقیقاتی از این دست که ارتباط بین فرآیندهای تکتونیک (Tectonics processes) بزرگ‌مقیاس و روند تکاملی طولانی‌مدت نمای زمین را نشان دهد، نتایج قابل توجهی داشته؛ به طوری که موضوعات جدیدی درباره رابطه بین فرآیندهای تکتونیک و روند تکامل توپوگرافی (Topography) سطح زمین، مطرح شده است.

موریساوا و هک (۱۹۸۵)، از مورفوتکتونیک (Morphotectonics) به عنوان مشخص‌کننده رابطه بین تکتونیک و عوارض سطحی یاد کرده‌اند و معتقدند که با داشتن این ارتباط، می‌توان فعل و انفعالات تکتونیک را، از طریق مطالعه اشکال و ناهمواری‌های سطح زمین استنتاج کرد. گمبرگ و ایس (۱۹۹۴)، وابستگی

محاسباتی، متخصصان ژئودزی را به خصوص در ارتباط با وابستگی بین تکتونیک و توپوگرافی، به استفاده از چنین مدل‌سازی‌هایی سوق داده است.

الکساندر ویت‌تیکر (۲۰۱۲)، مطرح کرد که برای حل این موضوع معکوس و رمزگشایی و تبدیل ریخت‌شناسانه آن به‌طور مؤثر، بهتر است درک صحیحی از چگونگی واکنش‌نمای متناظر زمین و فرسایش ناشی از تغییرات عامل تکتونیک یا شرایط اقلیمی پیرامون داشته باشیم.

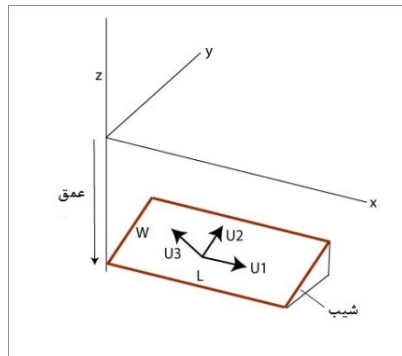
در این مقاله، ابتدا بر اساس مدل‌سازی حرکت و لغزش نسبی ۹ گسل اصلی در منطقه البرز شمالی نسبت به هم و اندرکنش صفحات تکتونیک‌شان، مدل توپوگرافی منطقه تولید شده و پس از تأیید این مدل‌سازی و مقایسه آن با مدل ارتفاعی واقعی، بررسی می‌شود که «آیا می‌توان با تغییر دادن و تدقیق آن دسته از پارامترهای موجود برای گسل‌ها که دقت کمتری دارند مانند نرخ حرکت گسل و آغاز فعالیت گسل، به نتیجه مقبول‌تری در مورد توپوگرافی رسید و نتایج را بهبود بخشید؟»

به‌منظور مدل‌سازی، از برنامه گرافیکی 3D-def که در قالب کد فرترن (Fortran code) توسط گمبرگ و ایس طراحی شده است، کمک خواهیم گرفت. به‌این ترتیب به مشخصات گسل‌های منطقه، از قبیل طول و عرض جغرافیایی، زاویه شیب، زاویه آزیموت، مدت‌زمان فعالیت و طول و عرض صفحه گسل و نوع گسل از منظر نحوه حرکت بلوک‌ها و اطلاعاتی از این دست، به‌عنوان ورودی برنامه گرافیکی نیازمندیم. در این مدل‌سازی، پنج پارامتر از مشخصات گسل‌ها، به‌عنوان مجهول در نظر گرفته خواهد شد: نرخ لغزش افقی در راستای امتداد و در راستای شیب و نرخ لغزش قائم بر صفحه گسل، مدت‌زمان فعالیت و شیب گسل. همان‌طور که در بخش مدل‌سازی بیان خواهد شد؛ فلسفه اصلی مدل‌سازی توپوگرافی توسط برنامه 3D-def، این است که اهم تغییر شکل پوسته‌ای معمولاً به مرزهای صفحات لیتوسفری محدود شده و تغییر شکل

تولید شده از حرکت تکتونیک‌ها، دور از مرزهای صفحات تکتونیک، تعریف نمی‌شود زیرا تنها در مرزهای مؤثر است که تأثیر فعل و انفعالات بین صفحات، ملموس‌تر است. بنابراین ما با تأکید بیشتر بر متغیر فرض کردن انواع لغزش‌ها در امتداد مرزهای گسل‌ها، تأثیر تغییرات شاخص‌هایی را از گسل بررسی کرده‌ایم که از نقش کلیدی‌تری در تعیین توپوگرافی سطح زمین برخوردارند؛ البته به‌جز موقعیت جغرافیایی گسل‌ها، دیگر شاخص‌های گسل، متغیر فرض شده‌اند. لازم به ذکر است که از مدل ارتفاعی واقعی ASTER با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر به‌عنوان داده‌های واقعی از توپوگرافی منطقه استفاده خواهد شد. دقت ارتفاعی این مدل، ۴ تا ۶ متر و دقت مسطحاتی آن ۰/۰۰۰۲ درجه است.

۲. مدل‌سازی

گمبرگ و ایس (۱۹۹۴) با طراحی برنامه المان مرزی سه‌بعدی، توپوگرافی منطقه لرزه‌خیز نیومادرید مرکزی را بر پایه داده‌های تکتونیک، مدل‌سازی کردند. ورودی این برنامه، مقادیر مربوط به ویژگی گسل‌های منطقه نیومادرید و خروجی آن میدان جابه‌جایی سه‌بعدی، تنش و کرنش در داخل و روی سطح نیم‌فضای الاستیک است. این برنامه با استفاده از الگوریتم المان مرزی، محاسبات میدان جابه‌جایی قائم را در مورد زلزله مربوط به منطقه نیومادرید ممکن ساخته و همچنین برای محاسبه جابه‌جایی ناشی از حرکت گسل‌ها، از مدل اُکادا استفاده می‌کند. مدل غیرخطی اُکادا، رابطه بین پارامترهای هندسی و فیزیکی گسل را با مشاهدات جابه‌جایی ارتوگونال (Orthogonal) بیان می‌کند. با استفاده از مدل اُکادا می‌توان جابه‌جایی‌های ناشی از یک منبع نقطه‌ای و مستطیل‌شکل محدود را در فضای نیمه‌محدود هموژن (Homogeneous) و ایزوتروپیک (Isotropic) با استفاده از قانون‌های الاستیسیته خطی (Linear elasticity) کلاسیک در سه امتداد x ، y و z به دست آورد.



شکل ۱. منبع نیروی مستطیلی شکل در مدل آکادا (آکادا، ۱۹۹۲).

المان‌های سطح مستطیلی در نیم‌فضای همگن نشان داده شده‌اند. تغییر شکل در هر نقطه مشاهداتی (x, y, z) در واقع موقعیت ثانی آن است.

میدان جابه‌جایی با بردار جابه‌جایی تعریف می‌شود:

$$U = u_x \hat{x} + u_y \hat{y} + u_z \hat{z} \quad (1)$$

تنسور گرادیان جابه‌جایی: $\left[\frac{\partial u_{ik}}{\partial \xi_j} \right]$

استرس، استرین و تنسور دوران جسم صلب همه از $\left[\frac{\partial u_{ik}}{\partial \xi_j} \right]$ قابل محاسبه‌اند. در الگوریتم المان مرزی، تعامل یک المان با دیگر المان‌ها با حل مجموعه‌ای از معادلات خطی فرمول‌بندی می‌شود. برای هر المان، نقطه مشاهداتی (x_i, y_i, z_i) یا در مرکز المان واقع شده یا مجموعه‌ای از جابه‌جایی‌ها و یا شرایط مرزی تنش در آن‌جا مشخص شده است.

برای نمونه در شرایط مرزی تنش می‌توانیم مجموعه‌ای از معادلات خطی زیر را بنویسیم:

$$\tau_s(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^n (A_{ij}^{ss} D_j^s + A_{ij}^{sd} D_j^d + A_{ij}^{sn} D_j^n) + \tau_s^b \quad (2)$$

$$\tau_d(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^n (A_{ij}^{ds} D_j^s + A_{ij}^{dd} D_j^d + A_{ij}^{dn} D_j^n) + \tau_d^b \quad (3)$$

$$\sigma_n(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^n (A_{ij}^{ns} D_j^s + A_{ij}^{nd} D_j^d + A_{ij}^{nn} D_j^n) + \sigma_n^b \quad (4)$$

که در آن:

τ_s, τ_d : کشش روی المان در راستای امتداد و شیب،

σ_n : تنش کششی نرمال،

متغیرهای $\tau_s^b, \tau_d^b, \sigma_n^b$: اجزای کشش و تنش نرمال در

جزء مرتبط با میدان جابه‌جایی،

D_j^d, D_j^s, D_j^n : مؤلفه‌های جابه‌جایی نسبی به ترتیب در

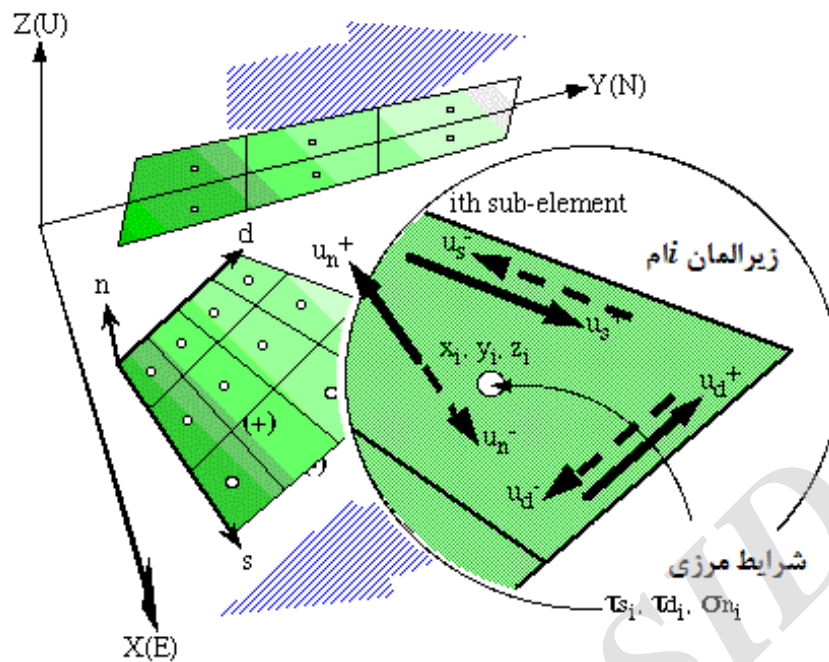
راستای امتداد، شیب و راستای نرمال بر گسل هستند.

معادلات گرین $A_{ij}^{ss}, \dots, A_{ij}^{nn}$ نیز توسط مدل آکادا

(۱۹۹۲) محاسبه می‌شوند.

پارامترهای ورودی مدل به دو دسته پارامترهای هندسی و فیزیکی تقسیم می‌شود. برای پارامترهای هندسی، می‌توان به طول، عرض، شیب، عمق و بردارهای لغزش گسل اشاره کرد و در مورد پارامترهای فیزیکی نیز ضرایب لامه (Lamé coefficients) برای ماده الاستیک ایزوتروپیک را می‌توان برشمرد. در واقع، مدل آکادا جهت مدل‌کردن تغییر شکل‌های ناشی از حرکت گسل‌ها نسبت به هم استفاده می‌شود. این مدل شامل روابط تحلیلی برای محاسبه میدان تغییر شکل ناشی از یک منبع نیروی نقطه‌ای و سپس انتگرال‌گیری از این روابط روی صفحه گسل (منبع نیروی مستطیلی شکل محدود) در داخل نیم‌فضای الاستیک است.

بردارهای جابه‌جایی برای نقاط مشاهدات، خروجی این مدل هستند. گمبرگ و ایس (۱۹۹۴) بیان کردند اهمیت تغییر شکل پوسته‌ای، معمولاً به مرزهای صفحات لیتوسفری محدود می‌شود؛ در محلی که تکنونیک صفحه‌ای، طبیعت و منشأ تغییر شکل را در توپوگرافی به وضوح نشان می‌دهد. تغییر شکل تولید شده از حرکت تکنونیک‌ها، دور از مرزهای صفحات تکنونیک تعریف نمی‌شود زیرا تنها در مرزهای مؤثر است که تأثیر فعل و انفعالات بین صفحات، ملموس‌تر است. در واقع عمدتاً به این دلیل که سطح لرزه‌خیزی و تغییر شکل در مناطق درون‌صفحه‌ای در مقایسه با مرز صفحات کمتر است، اهمیت کنترل تغییر شکل‌ها و ثبت آن‌ها مربوط به مرز صفحات است (گمبرگ و ایس، ۱۹۹۴). این الگوریتم را با توجه به مدل‌سازی گسل‌ها و تغییر شکل الاستیک ناشی از آن‌ها بررسی می‌کنیم. گسل‌ها توسط



شکل ۲. الگوریتم المان مرزی سه بعدی (گمبرگ و ایس، ۱۹۹۴).

d به شیب و n به مؤلفه نرمال مربوط است. ضرایب A ، توابع گرین برای نیم‌فضای الاستیک هستند که در مدل آکادا معرفی شده‌اند. اصطلاح المان که در این برنامه تعریف شده، نشانگر یک صفحه جداشدگی (گسل) است که شیب و امتداد خاص خود را دارد و امکان دارد صفحه یک گسل یا یک مرز جابه‌جایی یا یک سد باشد (هلمز، ۱۹۶۵).

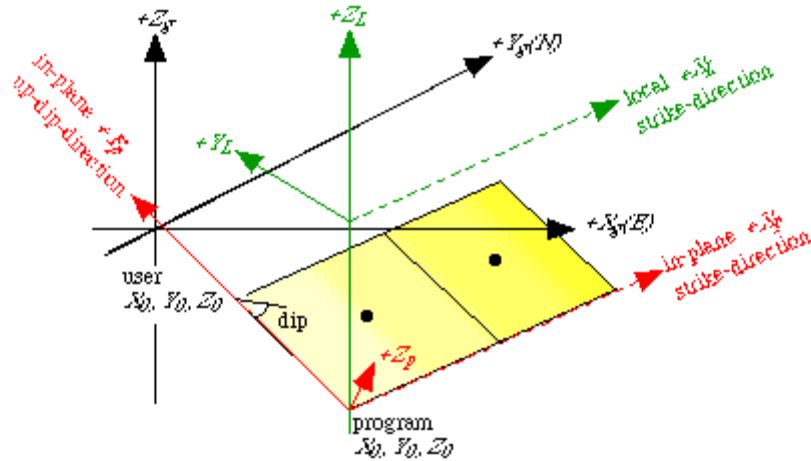
همچنین برای هر المان، یک نقطه مرجع تعریف شده است که موقعیت صفحه گسل‌ها را نسبت به هم در سیستم مختصات جهانی تعیین می‌کند؛ جهت روشن شدن تعریف دقیق نقطه شروع گسل (نقطه مرجع) لازم است به چگونگی تعریف گسل در برنامه گرافیکی 3D-def مراجعه کنیم. در این برنامه، سه نوع سیستم مختصات جهانی، محلی و صفحه‌ای برای داده‌های ورودی و نتایج خروجی وجود دارد؛ این سیستم‌های مختصات در یک نیم‌فضا تعریف شده و با سیستم مختصات‌هایی که به فرض در مورد کره وجود دارند، متفاوت‌اند. در شکل ۳، سیستم‌های مختصات و نقطه مرجع نشان داده شده است.

معادلات شرایط مرزی مشابهی در مورد همه‌ی آنها استفاده می‌شود. شرایط مرزی جابه‌جایی، بنا بر معادلات گرین مناسب تغییر می‌کند. مجموعه‌ای از معادلات مرتبط با شرایط مرزی بر هر المان و جزءهای مجهول جابه‌جایی نسبی D_j^d ، D_j^s و D_j^n به آسانی با تشکیل یک ماتریس معکوس ساده قابل حل است. با در نظر گرفتن شرایط مرزی در کل سطح المان، به جای این که فقط در مرکز المان در نظر گرفته شود، در حل مسئله تقریب خواهیم داشت.

با توجه به روابط بالا، با فرض در اختیار داشتن مقادیر مربوط به کشش در راستای امتداد و شیب دو گسل و همچنین مقادیر استرس نرمال دو گسل، با حل دستگاه معادلات زیر (ماتریس معکوس) می‌توان مقادیر مربوط به جابه‌جایی‌های نسبی را برای دو گسل تعیین کرد.

$$\begin{pmatrix} T_1^s \\ T_1^d \\ \sigma_1^n \\ T_2^s \\ T_2^d \\ \sigma_2^n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_{11}^{ss} & A_{11}^{sd} & A_{11}^{sn} & A_{12}^{ss} & A_{12}^{sd} & A_{12}^{sn} \\ A_{11}^{ds} & A_{11}^{dd} & A_{11}^{dn} & A_{12}^{ds} & A_{12}^{dd} & A_{12}^{dn} \\ A_{11}^{ns} & A_{11}^{nd} & A_{11}^{nn} & A_{12}^{ns} & A_{12}^{nd} & A_{12}^{nn} \\ A_{21}^{ss} & A_{21}^{sd} & A_{21}^{sn} & A_{22}^{ss} & A_{22}^{sd} & A_{22}^{sn} \\ A_{21}^{ds} & A_{21}^{dd} & A_{21}^{dn} & A_{22}^{ds} & A_{22}^{dd} & A_{22}^{dn} \\ A_{21}^{ns} & A_{21}^{nd} & A_{21}^{nn} & A_{22}^{ns} & A_{22}^{nd} & A_{22}^{nn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} D_1^s \\ D_1^d \\ D_1^n \\ D_2^s \\ D_2^d \\ D_2^n \end{pmatrix} \quad (5)$$

همان‌طور که گفته شد در روابط بالا، اندیس s به امتداد،



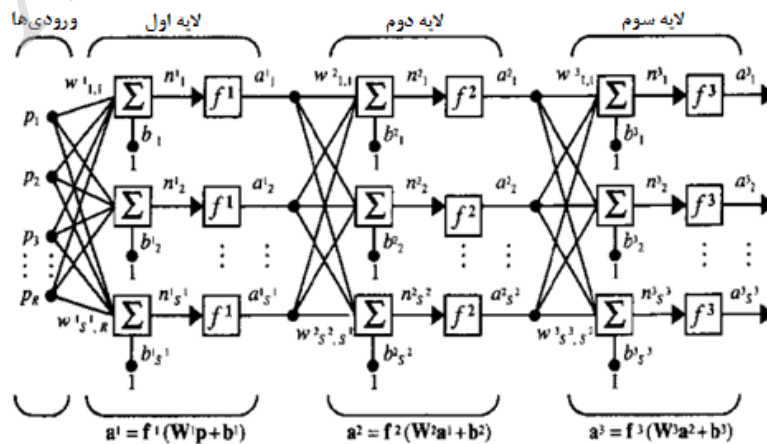
شکل ۳. نقطه مرجع برنامه و نقطه مرجع از دید ناظر (گمبرگ و ایس، ۱۹۹۳).

انعطاف و تطبیق دارد و بدون از دست دادن اطلاعات قبلی می‌تواند موارد جدید را بپذیرد.

در حالت کلی، یک شبکه عصبی زیستی، مجموعه‌ای از نرون‌های به صورت فیزیکی به هم متصل یا از لحاظ عملکردی به هم وابسته است. هر نرون می‌تواند به تعداد بسیار زیادی از نرون‌ها وصل بوده و تعداد کل نرون‌ها و اتصالات بین آن‌ها، می‌تواند بسیار زیاد باشد. ورودی با P نمایش داده شده است که پس از اعمال وزن w با بایاس b جمع گردیده و با اعمال تابع محرک f ، خروجی نرون را نتیجه می‌دهد که با نماد a نمایش داده شده است. ورودی‌ها می‌توانند خروجی‌های نرون‌های دیگر باشند؛ پس با تعمیم این مفهوم و به هم پیوستن چند لایه، یک شبکه عصبی تشکیل می‌شود. در شکل ۴ یک نمونه شبکه عصبی با سه لایه ملاحظه می‌شود.

۳. بهینه‌سازی با استفاده از روش‌های غیر کلاسیک یا تکاملی

شبکه‌های عصبی با توانایی چشم‌گیر خود در استخراج نتایج از داده‌های پیچیده می‌توانند در استخراج و شناسایی الگوهای حاکم بر این داده‌ها مفید واقع شوند. یک شبکه عصبی مصنوعی به صورت خودکار، داده‌هایی را که در طول آموزش دریافت کرده است، سازمان‌دهی می‌کند و قادر به دسته‌بندی ورودی‌ها جهت حصول خروجی مناسب است. این شبکه قادر است تنها با بررسی تعداد محدودی نمونه، یک قانون کلی از آن استخراج نماید؛ در صورت نبود این ویژگی، شبکه باید بتواند بی‌نهایت واقعیت و روابط را به خاطر سپارد. یک شبکه عصبی هم به حد کافی پایدار است تا اطلاعات فراگرفته خود را حفظ کند و هم قابلیت



شکل ۴. یک شبکه عصبی با سه لایه (هیگان و همکاران، ۲۰۰۴).

محاسبه y به کمک مقادیر x_1, x_2, \dots, x_n از نرون‌های لایه میانی شروع می‌شود و سپس به نرون لایه خروجی می‌رود؛ در الگوریتم پسانتشار خطا، محاسبه مشتقات جزئی از نرون لایه خروجی شروع شده و سپس مشتقات جزئی متناظر با لایه محاسبه می‌شود. به همین دلیل، این الگوریتم را پسانتشار خطا می‌نامند.

داده‌های ورودی در شبکه عصبی به سه زیرمجموعه تقسیم می‌شوند:

مجموعه آموزش: برای آموزش شبکه عصبی مورد استفاده قرار می‌گیرد؛

مجموعه آزمون: برای کنترل کردن عملکرد کلی شبکه عصبی با استفاده از داده واقعی است؛ در مورد حل مسئله در این تحقیق، مجموعه زوج ورودی‌های مسئله که شامل چینش‌های ساختار متفاوت گسل‌ها با مقادیر احتمالی برای مشخصات تکنیکی‌شان، به اضافه خروجی مدل ارتفاعی متناظر با هر یک از ساختارهای گسلی فرض شده است، به عنوان مجموعه آموزش و آزمون استفاده می‌شوند.

مجموعه ارزیابی: هدف این مجموعه، ارزیابی توانایی شبکه آموزش دیده برای کار با مجموعه داده جدید است که مدل ارتفاعی واقعی منطقه بدین منظور در این تحقیق به کار گرفته می‌شود.

جهت مدل‌سازی توپوگرافی و به دنبال آن، مقایسه‌اش با مدل ارتفاعی واقعی منطقه، از مشخصات گسل‌های مورد بحث، پنج پارامتر را مجهول در نظر گرفته‌ایم که بنا بر محدوده تغییرات این مشخصه‌ها در طول زمان یا مطالعات پیشین انجام گرفته بر روی این گسل‌ها، دست به ایجاد حالت‌های ممکن و چینش‌های احتمالی این مشخصه‌ها زده‌ایم؛ یعنی به عنوان ورودی برنامه، ترکیب‌های ممکن گسل‌ها با مقادیر متفاوت برای ویژگی‌های تکنیکی‌شان را ایجاد کرده‌ایم. سپس با توجه به این چینش‌های احتمالی و ترکیب‌های ممکن و ایجاد توپوگرافی‌های متناظر با هر یک، می‌خواهیم ببینیم کدام توپوگرافی تولید شده، شباهت بیشتری با مدل عینی آن، یعنی مدل ارتفاعی واقعی خواهد داشت؛ بنابراین با

شبکه عصبی پرسپترون چندلایه (Multilayer Perceptron) از متداول‌ترین نوع شبکه‌های عصبی است که تعمیمی از پرسپترون یک‌لایه است. یک پرسپترون یک‌لایه، ناحیه تصمیم‌گیری نیم‌صفحه تشکیل داده و تنها قادر به حل مسائل خطی است؛ بنابراین پرسپترون‌های چندلایه مطرح شدند که برای حل مسائل غیرخطی پیچیده قابل استفاده هستند و می‌توانند الگوهای ورودی مختلفی را از هم جدا کنند. در بسیاری از مسائل پیچیده که به حل معادلات بفرنج غیرخطی منجر می‌شود، یک شبکه پرسپترون چندلایه می‌تواند به سادگی با تعریف اوزان و توابع محرک مناسب، استفاده شود. شبکه پرسپترون چندلایه، از یک لایه ورودی، یک یا چند لایه میانی و یک لایه خروجی تشکیل می‌شود. تعداد نرون‌های ورودی، با تعداد متغیرهای ورودی شبکه عصبی و تعداد نرون‌های خروجی با تعداد متغیرهای خروجی مورد انتظار، مساوی است. تعداد نرون‌های لایه‌های میانی به کاربرد شبکه عصبی بستگی دارد (زیلوچیان، ۲۰۰۱).

یکی از موفق‌ترین الگوریتم‌های آموزش شبکه، الگوریتم پسانتشار خطا است که در واقع همان روش گرادینان نزولی برای خطای کمترین مربعات است. این روش، بر مبنای کمینه‌کردن خطای تعریف شده بر اساس وزن‌ها و تابع محرک شبکه عمل می‌کند و لازم است تابع محرک شبکه، معلوم شده باشد؛ زیرا تعدیل وزن‌ها، به مشتقات جزئی خطا نسبت به وزن‌ها وابسته است.

اگر بخواهیم شبکه‌ای، مقدار خروجی مورد انتظار l را به ازای یک دسته پارامتر ورودی x_1, x_2, \dots, x_n تولید کند، باید عبارت زیر را کمینه کنیم:

$$J = (y - \hat{y}(x_1, x_2, \dots, x_n))^2 \quad (6)$$

که در آن $\hat{y}(x_1, x_2, \dots, x_n)$ همان خروجی شبکه است. در این صورت باید وزن‌های موجود در شبکه را به صورت زیر تعدیل کنیم:

$$w(k+1) = w(k) - \lambda \frac{\partial J}{\partial w} \quad (7)$$

که در این روابط، λ نرخ یادگیری است. در حالی که

تکتونیکی‌شان از یک طرف و توپوگرافی حاصل شده و متناظر با هریک از طرف دیگر، به‌عنوان ورودی شبکه عصبی استفاده می‌کنیم.

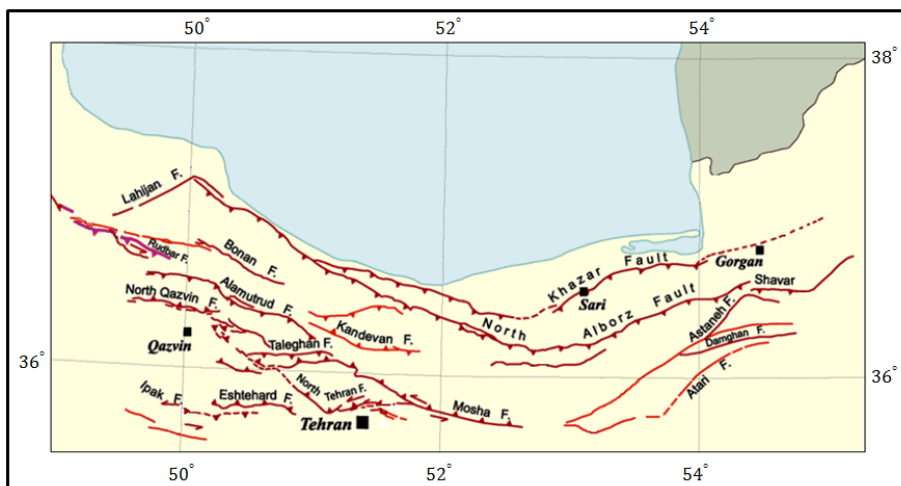
۴. معرفی منطقه و خواص ژئودینامیکی آن

فلات ایران، محدوده اصلی کشور ایران در ادوار مختلف تاریخی بوده است؛ بر پایه وجوه تاریخی، می‌توان چنین تقسیم‌بندی کرد: سرزمین نسبتاً مرتفعی که از نظر موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناختی، در نیم‌کره شمالی، در قاره آسیا (اوراسیای مرکزی) واقع شده و گسترش این فلات در آسیای جنوبی، آسیای جنوب غربی و قفقاز مشاهده می‌شود. در چارچوب جهانی، فلات ایران در محل تلاقی صفحه‌های تکتونیکی عربستان (عربستان-آفریقا)، هند (هند-استرالیا) و اوراسیا (اروپا-آسیا) واقع شده است. در روند حرکت این صفحات نسبت به هم و برخوردشان در طول زمان، پوسته فلات ایران، دچار تغییرشکل شده و چین‌خوردگی‌ها و رشته‌کوه‌هایی چون زاگرس در غرب، البرز و کپه‌داغ در شمال و شمال‌شرق و رشته‌کوه‌های مرکزی و کوه‌های خاوری (شرقی) تشکیل شده‌اند.

منطقه مورد مطالعه در این مقاله، بخشی از رشته‌کوه البرز است؛ در واقع منطقه البرز شمالی همان‌طور که در شکل ۵ نشان داده شده است گسل‌های خزر، البرز شمالی، کندوان، المات‌رود، طالقان، قزوین، آستانه، دامغان و رودبار را شامل می‌شود. این گسل‌ها، گسل‌های مطالعاتی ما در این مقاله هستند و در محدوده‌ای مستطیلی‌شکل با عرض جغرافیایی حدود ۱۵۰ کیلومتر و طول جغرافیایی ۱۰۰۰ کیلومتر واقع شده‌اند.

در جدول ۱، به معرفی ویژگی گسل‌های انتخابی می‌پردازیم. مشخصات تکتونیکی این گسل‌ها که به‌عنوان داده ورودی مدل‌سازی استفاده خواهند شد، در جدول ۲ آمده است. همچنین به مدل ارتفاعی منطقه مورد نظر به‌عنوان داده واقعی نیازمندیم که از مدل ارتفاعی رقومی ASTER با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر استفاده خواهد شد.

مسئله‌ای مواجهیم که باید بهترین جواب را برای آن محاسبه نماییم. بهترین جواب، خود دلالت بر وجود بیش از یک جواب برای مسئله دارد. چگونگی تعریف بهترین جواب به نوع مسئله، روش حل، خطاهای مجاز نسبی و نحوه فرمول‌بندی مسئله بستگی دارد. به این منظور، لازم است ابتدا هدف سیستم مورد مطالعه روشن شود؛ هدفی وابسته به مجهولات مسئله که باید با یافتن مقادیری برای این متغیرها، بهینه شود و در واقع کمینه اختلاف بین مدل توپوگرافی ایجادشده با مدل ارتفاعی واقعی منطقه حاصل شود. انتخاب نوع بهینه‌سازی، بسیار امر مهمی است و با توجه به نیاز کاربر به مسئله، باید مناسب‌ترین روش بهینه‌سازی انتخاب گردد. روش‌های بهینه‌سازی، به دو دسته عمده کلاسیک و تکاملی تقسیم‌بندی می‌شود. روش‌های غیر کلاسیک یا تکاملی، به دنبال یافتن جواب بهینه سراسری هستند. این روش‌ها با استفاده از اپراتورهای مخصوص خود در فضای جستجو به نقاط جدیدی می‌رسند و از لحاظ آماری هم به سمت موقعیت‌های بهینه‌تری در فضای جستجو حرکت می‌کنند. این روش‌ها به جستجوی هوشمندانه، در فضای جستجوی بزرگ‌تر ولی متناهی با استفاده از روش‌های آماری متکی هستند. در اغلب این مسائل، مدل به‌طور کامل قابل‌تعریف نیست و از روش‌های تصادفی و طبیعی برای یافتن جواب بهینه استفاده می‌کند که از این بابت، برای بهینه کردن پدیده‌های طبیعی موفق عمل می‌کنند. این الگوریتم‌ها، سرعت همگرایی کمتری نسبت به مدل‌های کلاسیک بهینه‌سازی دارند ولی از موفقیت بیشتری برای یافتن جواب بهینه سراسری برخوردار هستند؛ البته این روش‌ها، تحلیلی آماری از کمیت‌ها ارائه نمی‌دهند. برای حل مسئله بهینه‌سازی در مورد مدل‌سازی توپوگرافی منطقه، با یک مسئله غیرخطی مواجهیم؛ بنابراین جهت برآورد پارامترهای مجهول، از شبکه عصبی مصنوعی (Artificial Neural Network) به‌عنوان یک روش تکاملی در قالب استفاده از جعبه ابزار شبکه عصبی تحت کد متلب استفاده می‌کنیم. همان‌طور که گفته شد از ترکیب‌های ممکن گسل‌ها با مقادیر متفاوت برای ویژگی‌های



شکل ۵. گسل‌های فعال منطقه البرز شمالی.

جدول ۱. معرفی ویژگی گسل‌های انتخابی.

نام گسل	طول گسل	راستای گسل	تخمین تقریبی زمان فعالیت گسل از روی شواهد	توضیحات	چگونگی لغزش گسل (حسامی آذر و همکاران، ۱۳۹۲)
خزر	حدود ۶۰۰ کیلومتر (بربریان، ۱۹۸۳)	راستای خم‌دار شرقی-غربی و شیب به سمت جنوب	در گسل خزر، زمین‌لغزش‌های متعددی مشاهده شده است که به گمان، مربوط به آغاز دوران کواترنری بوده و به فعالیت‌های زمین‌ساختی مربوط است.	بیشینه جابه‌جایی قائم نسبی ۳۰۰۰ متری، برای دو میلیون سال اخیر مشاهده شده است (بربریان، ۱۹۸۳).	شیب‌لغز معکوس
البرز شمالی	حدود ۴۵ کیلومتر	راستای شمال غربی-جنوب شرقی و با شیب به سمت جنوب غربی	این گسل، نهشته‌های الیگومیوسن را از سوی جنوب شرقی بر روی نهشته‌های کواترنری رانده است. همچنین می‌توان جنبش گسل را در نهشته‌های کواترنری مشاهده کرد.	ادامه شمال غربی این گسل، به طول حدود ۹۳ کیلومتر، به‌عنوان یک گسل احتمالی به نام گسل ساوه شناخته شده است که روشن است با پذیرش پیوستگی آن‌ها، طول گسل بیشتر خواهد بود.	شیب‌لغز معکوس
کندوان	طول گسل کندوان به ۲۰۰ کیلومتر می‌رسد (زاتچی و همکاران، ۲۰۰۶)	راستای شمال غربی-جنوب شرقی با شیب عمومی به سوی شمال و شمال شرق	در راستای این گسل، سازند کرج ائوسن از سوی جنوب بر روی مارن‌های نتوژن و نهشته‌های کواترنری در شمال دره المات رود رانده شده است.	در ناحیه کندوان، شیب گسل ۳۰ تا ۶۰ درجه به سوی شمال است، اما به سمت غرب و در ناحیه علم‌کوه، شیب آن به ۷۰ تا ۹۰ درجه می‌رسد (گلاس، ۱۹۶۵). در غرب انگوران، حدود هزار متر جابه‌جایی عمودی ناشی از لغزش شیب‌لغز گسل دیده می‌شود (آسترو، ۱۹۶۶).	شیب‌لغز معکوس
المات رود	حدود ۵۲ کیلومتر	راستای شمال غربی-جنوب شرقی با شیب ۳۰ درجه به سمت شمال غرب	در راستای این گسل، سازند کرج ائوسن از سوی جنوب بر روی مارن‌های نتوژن و نهشته‌های کواترنری در شمال دره المات رود رانده شده است.		شیب‌لغز معکوس
طالقان	حدود ۱۲۰ کیلومتر	راستای شرقی-غربی با شیب به سمت جنوب (بربریان و بیتر، ۱۹۹۹)	در راستای این گسل، رسوبات آبرفتی کواترنری را به روشنی بریده و همراه با آن‌ها، آبراهه‌ها را نیز به شکل چپ‌برجابه‌جا کرده است.	نرخ لغزش برشی بر روی گسل طالقان، ۰/۶ میلی‌متر در سال و نرخ لغزش به‌صورت کوتاه‌مدتی، یک میلی‌متر در سال برآورد شده است (نظری، ۲۰۰۶).	راستالغز چپ‌گرد (گست و همکاران، ۲۰۰۶)
قزوین شمالی	حدود ۹۰ کیلومتر	راستای شمال غربی-جنوب شرقی با شیب حدود ۶۰ درجه به سوی جنوب غرب			شیب‌لغز معکوس
آستانه	حدود ۱۰۰ کیلومتر (گست و همکاران، ۲۰۰۶)	راستای شمال شرقی-جنوب غربی با شیب به سوی شمال غرب			راستالغز چپ‌گرد
دامغان	حدود ۱۷۵ کیلومتر	راستای شرقی-غربی با شیب به سوی شمال	جابه‌جایی‌های متعدد چپ‌گرد در نهشته‌های جوان کواترنری ناشی از لغزش راستالغز گسل مشاهده می‌شود.		شیب‌لغز معکوس
رودبار	حدود ۵۷ کیلومتر	راستای غرب شمال-غرب-شرق جنوب شرق با شیب عمومی به سوی شمال (نظری، ۲۰۰۶)	به گمان بربریان و واکر، شیب گسیختگی همراه با زمین‌لرزه ۱۹۹۰ رودبار، نزدیک به قائم است (بربریان و واکر، ۲۰۱۰).		راستالغز چپ‌گرد (بربریان و واکر، ۲۰۱۰)

جدول ۲. مشخصات تکنونیک گسل‌های فعال منطقه (حسامی آذر و همکاران، ۱۳۹۲).

نام گسل	طول نقطه شروع گسل		عرض نقطه شروع گسل		زاویه شیب گسل (درجه)	زاویه آزمون گسل (درجه)	طول صفحه گسل (کیلومتر)
	(به درجه)	در سیستم مرکاتور (کیلومتر)	(به درجه)	در سیستم مرکاتور (کیلومتر)			
خزر (۱)	۵۰/۹۸۳۳۷	-۴۴۸/۶۶۲	۳۶/۶۹۹۱۳	۴۴۱۲/۳۲۵	۱۱۰	۳۴	۱۴۸/۹۸۵
خزر (۲)	۵۲/۵۴۱۶۵	-۲۷۴/۶	۳۶/۳۵۸۸۵	۴۳۶۵/۰۲۳	۷۶	۳۴	۳۳/۴۶۲۶۵
خزر (۳)	۵۳/۵۶۸۱۷	-۱۵۹/۹۳۷	۳۶/۶۸۳۰۱	۴۴۱۰/۰۷۹	۷۶	۳۴	۱۱۷/۴۱۰۱
البرز شمالی (۱)	۵۰/۰۱۷۳۸	-۵۵۶/۵۶۴	۳۷/۱۹۳۷۸	۴۴۸۱/۴۶۱	۱۱۲	۸۰	۲۵۳/۸۴۴۲
البرز شمالی (۲)	۵۲/۴۸۵۹۸	-۲۸۰/۸۱۹	۳۶/۱۸۶۲۸	۴۳۴۱/۱۱۳	۷۸	۸۰	۱۸۴/۶۲۴۹
البرز شمالی (۳)	۵۲/۱۲۱۷۱	-۳۲۱/۵۰۸	۳۶/۳۲۸۴۲	۴۳۶۰/۸۰۳	۱۱۰	۸۰	۳۱/۱۴۱۵۳
کندوان (۱)	۵۱/۳۷۱۵۱	-۴۰۵/۳۰۶	۳۶/۱۵۱۸۴	۴۳۳۶/۳۴۸	۲۹۰	۶۰	۳۹/۸۴۱۳
کندوان (۲)	۵۱/۷۴۶۸۶	-۳۶۳/۳۷۹	۳۶/۱۴۱۳۷	۴۳۳۴/۹	۲۷۱	۶۰	۳۳/۹۴۳۴
الماترود (۱)	۵۰/۳۵۱۵۱	-۵۱۹/۲۴۱	۳۶/۴۴۷۹۷	۴۳۷۷/۳۹۱	۱۰۸	۳۰	۱۸/۹۵۷۷۸
الماترود (۲)	۴۹/۶۹۷۹۴	-۵۹۲/۲۴۶	۳۶/۵۷۷۷۱	۴۳۹۵/۴۲۳	۹۵	۳۰	۴۴/۳۸۴۳۴
الماترود (۳)	۵۰/۱۸۶۴۹	-۵۳۷/۶۷۴	۳۶/۵۳۳۶	۴۳۸۹/۱۵	۱۲۵	۳۰	۱۸/۹۸۹۷۲
الماترود (۴)	۵۰/۳۱۹۳۱	-۵۲۲/۸۳۸	۳۶/۴۳۵۴۵	۴۳۷۵/۶۵۳	۱۰۲	۳۰	۴۸/۱۴۸۲۳
الماترود (۵)	۵۰/۸۲۰۱۳	-۴۶۶/۸۹۶	۳۶/۳۲۱۲	۴۳۵۹/۸۰۲	۱۲۰	۳۰	۲۳/۲۸۵۷۱
الماترود (۶)	۴۹/۶۹۳۳۱	-۵۹۲/۷۶۳	۳۶/۵۶۶۳۳	۴۳۹۳/۸۲۶	۸۳	۳۰	۶/۸۶۸۲۸۳
طالقان (۱)	۵۰/۵۰۲۲۲	-۵۰۲/۴۰۷	۳۶/۰۸۱۵۷	۴۳۲۶/۶۳۱	۸۳	۶۰	۱۵/۶۱۷۲۸
طالقان (۲)	۵۰/۶۷۳۰۹	-۴۸۳/۳۲۱	۳۶/۱۰۲۰۸	۴۳۲۹/۴۶۶	۹۳	۶۰	۱۲/۱۴۰۵۶
طالقان (۳)	۵۰/۸۰۶۴۴	-۴۶۸/۴۲۵	۳۶/۰۹۳۷	۴۳۲۸/۳۰۸	۷۷	۶۰	۶/۴۴۰۵۱
طالقان (۴)	۵۰/۸۷۴۶۲	-۴۶۰/۸۰۹	۳۶/۱۰۹۱۱	۴۳۳۰/۴۳۸	۸۸	۶۰	۲۱/۳۴۹۶
طالقان (۵)	۵۱/۱۱۱۱۱	-۴۳۴/۳۹۳	۳۶/۱۱۴۸۹	۴۳۳۱/۲۳۸	۱۰۶	۶۰	۵/۲۱۳۱۱۵
قزوین شمالی (۱)	۴۹/۶۳۱۶۳	-۵۹۹/۶۵۳	۳۶/۳۸۶۳	۴۳۶۸/۸۳۱	۲۷۶	۴۱/۵	۶/۶۵۶۲۹
قزوین شمالی (۲)	۵۰/۰۷۵۱۳	-۵۵۰/۱۱۳	۳۶/۳۶۶۱۶	۴۳۶۶/۰۳۷	۲۷۵	۴۱/۵	۴۳/۹۰۱۷
قزوین شمالی (۳)	۵۰/۱۱۶۰۳	-۵۴۵/۵۴۵	۳۶/۳۲۲۵۲	۴۳۶۲/۷۵۸	۳۰۰	۴۱/۵	۴/۵۳۶۵۰۸
قزوین شمالی (۴)	۵۰/۲۸۵۲۷	-۵۲۶/۶۴	۳۶/۳۵۴۵۱	۴۳۶۴/۴۲۱	۲۶۵	۴۱/۵	۱۵/۴۲۹۱۵
آستانه (۱)	۵۴/۶۱۸۲۵	-۴۲/۶۴۲	۳۶/۴۷۹۹۸	۴۳۸۱/۸۳۷	۹۱	۷۰	۲۷/۰۶۴۰۴
آستانه (۲)	۵۴/۳۱۶۶۸	-۷۶/۱۰۴۳	۳۶/۴۸۸۱۸	۴۳۸۲/۹۷۶	۴۸	۷۰	۳۷/۸۲۵۷۹
دامغان	۵۴/۵۶۹۹	-۴۸۰/۴۲۷	۳۶/۲۵۵۹۵	۴۳۵۰/۷۶	۸۱	۷۰	۸۴/۰۴۱۸۸
رودبار (۱)	۴۹/۷۲۷۵۸	-۵۸۸/۹۳۵	۳۶/۷۲۹۳۳	۴۴۱۶/۵۳۳	۲۹۸	۹۰	۹/۲۳۲۲۵۳
رودبار (۲)	۴۹/۶۶۲۷۹	-۵۹۵/۹۴۹	۳۶/۷۳۸۸۴	۴۴۱۷/۸۵۹	۲۸۰	۴۵	۵/۸۰۰۷۹۹
رودبار (۳)	۴۹/۵۶۰۳۷	-۶۰۷/۶۱۳	۳۶/۷۹۳۳۳	۴۴۲۵/۴۵۶	۳۰۰	۴۵	۱۱/۱۴۳۴۷
رودبار (۴)	۴۹/۴۵۶۴۱	-۶۱۹/۲۲۵	۳۶/۸۰۲۴۵	۴۴۲۶/۷۲۹	۲۷۵	۴۵	۹/۳۶۳۴۰۵
رودبار (۵)	۴۹/۲۳۹۴۶	-۶۴۳/۴۵۹	۳۶/۸۴۴۴	۴۴۳۲/۵۸۲	۹۵	۸۸	۱۵/۴۹۹۰۸
رودبار (۶)	۴۹/۲۳۸۹۵	-۶۴۳/۵۱۶	۳۶/۸۴۵۰۲	۴۴۳۲/۶۶۹	۱۱۲	۸۸	۱۳/۹۳۴۲۷

لازم به ذکر است که حتی با فرض داشتن نقشه‌های بسیار دقیق از کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها قادر به شناسایی تمام گسل‌های فعال نیستیم؛ چراکه بسیاری از زمین‌لرزه‌ها در نتیجه فعالیت گسل‌هایی ایجاد شده‌اند که در زیر رسوبات مدفون بوده و مستقیماً به سطح زمین نمی‌رسند. همچنین حرکات تدریجی زمین در طرفین گسل‌های فعال در یک دوره زمانی طولانی لزوماً با ایجاد زمین‌لرزه بزرگ همراه نیست (حسامی آذر و همکاران، ۱۳۹۲). نسخه قدیمی گسل‌های فعال تهیه شده توسط دکتر حسامی آذر و همکاران، نقشه‌ای است که در محیط adobe illustrator تهیه و بعدها در نسخه جدید رقومی شده

گسل‌های فعال ایران را می‌توان شواهد مستقیم تغییرشکل کنونی پوسته در ایران دانست. شناسایی گسل‌های فعال بر اساس داده‌های لرزه‌ای در مناطقی نظیر ایران که از نظر ساختاری پیچیده و ناهمگن است، بسیار دشوار است. این موضوع از آن‌جا ناشی می‌شود که لرزه‌خیزی در چنین مناطقی به تعداد معدودی گسل منفرد و مجزا محدود نیست، بلکه در نتیجه فعالیت پهنه‌های گسلی به پهنای چندصد کیلومتر است. به این ترتیب، به دلیل تراکم زیاد گسل‌های فعال در ایران و همچنین دقت کم داده‌های لرزه‌ای، گاهی سرچشمه بعضی از زمین‌لرزه‌ها به بیش از یک گسل نسبت داده شده است (حسامی آذر و همکاران، ۱۳۹۲).

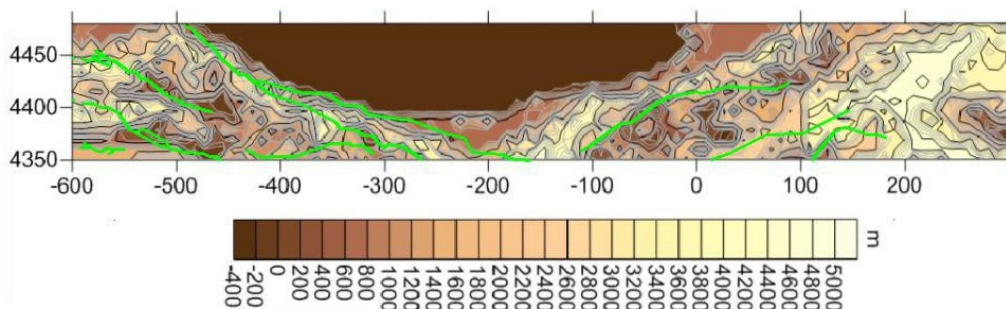
بلوک‌های گسل نسبت به یکدیگر است که بنا بر نوع حرکت، سه حالت متفاوت وجود دارد. بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی لغزش افقی در راستای امتداد گسل و نرخ لغزش‌های برآورد شده در گسل‌های منطقه، بازه تغییرات آن‌ها را می‌توان از ۳- تا ۳+ میلی‌متر در سال در نظر گرفت. بنا بر مطالعات صورت گرفته بر روی لغزش افقی در راستای شیب گسل و نرخ لغزش‌های برآورد شده در گسل‌های منطقه، بازه تغییرات آن‌ها را می‌توان از ۳- تا ۳+ میلی‌متر در سال در نظر گرفت. بنا بر مطالعات صورت گرفته بر روی لغزش عمودی و نرخ لغزش‌های برآورد شده در گسل‌های منطقه، بازه تغییرات آن‌ها را می‌توان از ۰/۵- تا ۲+ میلی‌متر در سال در نظر گرفت. به دلایل ذکر شده از روش شبکه عصبی، به منظور دستیابی به بهترین مقادیر مربوط به پارامترهای گسل‌های منطقه استفاده کردیم.

مدل ارتفاعی منطقه که با استفاده از تغییر شاخص‌های گسل‌های موجود در منطقه قصد دستیابی به آن را داریم، در شکل ۶ ملاحظه می‌گردد. همچنین گسل‌های مورد مطالعه، به رنگ سبز مشخص شده‌اند. همان‌طور که مشهود است منطقه مورد بررسی، در بازه ۶۰۰- تا ۳۰۰ کیلومتر محور افقی و بازه ۴۳۵۰ تا ۴۴۸۰ کیلومتر محور عمودی سیستم مختصات مرکاتور قرار دارد. با استفاده از نمونه‌های آموزش و ارزیابی شبکه عصبی در ۱۲۰ اپک آموزش داده شده و با رسیدن خطای ارزیابی به مقداری ثابت، آموزش شبکه به پایان می‌رسد. شکل ۷ خطای مرحله آموزش و خطای مرحله ارزیابی را در ۱۲۰ اپک نشان می‌دهد.

است. خطای مکانی ایجاد شده در فرآیند رقومی کردن از روی تصویر اجتناب‌ناپذیر است. این خطا حدود ۱ تا ۳ کیلومتر برآورد گردیده که در مطالعات محلی، تحلیل خطر حوزه نزدیک و ... خطایی قابل توجه است. در نسخه فعلی گسل‌های فعال ایران، محل گسل‌ها به دقت و با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، توپوگرافی SRTM، مدل‌های ارتفاعی رقومی و نقشه‌های زمین‌شناسی اصلاح گردیده است. برای تهیه نقشه جدید از نرم‌افزار Arc GIS 9.3 استفاده شده است. داده‌های توپوگرافی SRTM در تطابق کامل با تصاویر ماهواره‌ای Landsat است و این دو مبنای ردیابی گسل‌ها قرار گرفته‌اند (حسامی آذر و همکاران، ۱۳۹۲).

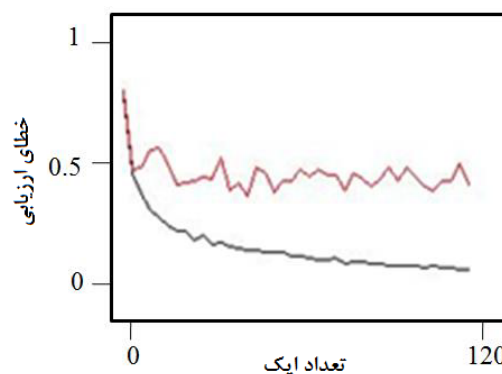
۵. نتایج عددی

گسل‌ها و تغییرات آن‌ها از شروع دوران کوتاه‌تری تاکنون بررسی می‌شود. در این دوران، بنا به اینکه چه زمانی فعالیت گسل محسوس‌تر بوده است، بازه‌ای تعریف می‌کنیم که از حدود دو و نیم میلیون سال پیش آغاز شده است و تاکنون ادامه دارد. بنابراین طبق این تحقیق، به دست می‌آوریم آغاز فعالیت هر یک از گسل‌ها، به آغاز دوره کوتاه‌تری برمی‌گردد یا پایان دوره کوتاه‌تری. همچنین در این بازه زمانی متغیر، تغییرات دیگر چهار پارامتر ذکر شده را بررسی می‌کنیم. بسته به تحقیقات صورت گرفته درباره شیب گسل‌های منطقه، بازه ۳۰ تا ۹۰ درجه انتخاب شد؛ البته در مورد گسل‌هایی که اندازه‌گیری مشخصی در مورد شیب آن‌ها موجود نبود، بسته به گسل‌های مشخص اطرافشان، برآورد صورت گرفته است. لغزش نسبی که با واحد میلی‌متر در سال سنجیده می‌شود، حرکت نسبی



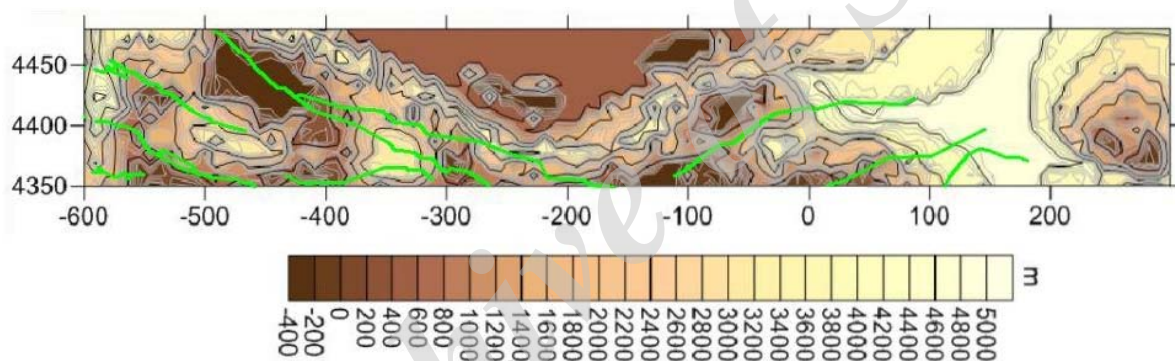
شکل ۶. مدل ارتفاعی منطقه مورد نظر.

کرده‌ایم که نتایج آن در شکل ۹ ملاحظه می‌شود. در جدول ۳ ارزیابی آماری مدل‌ها آمده است که شامل خطای جذر میانگین مربعات، اختلاف کمینه و بیشینه بین مدل ارتفاعی واقعی و مدل ارتفاعی محاسبه‌شده است. نتایج حاکی از وجود اختلاف ۸۵- تا ۲۳۶ متری، بین مدل ارتفاعی به‌دست‌آمده و مدل ارتفاعی واقعی است که در بازه ارتفاعی ۳۹۶- تا ۵۲۲۳ متری در مدل ارتفاعی واقعی (منطقه مطالعاتی) به دست آمده است. همچنین بازه ارتفاعی مدل ارتفاعی محاسبه‌شده، از ۴۸۱- تا ۴۹۸۷ متری، برآورد شده است. این نتایج با توجه به متغیر فرض کردن تنها پنج شاخص و دخیل کردن ۹ گسل در محاسبات و در نظر نگرفتن عامل فرسایش در شکل نهایی توپوگرافی زمین، نتایج قابل قبولی است.

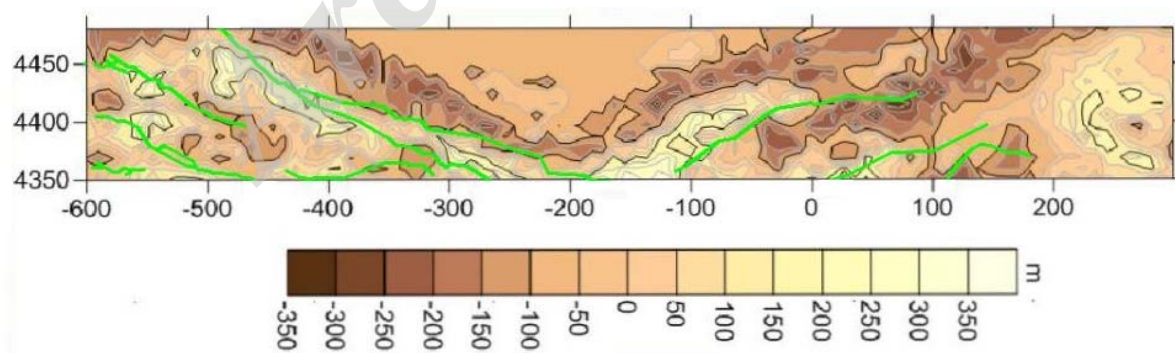


شکل ۷. خطای مرحله آموزش (منحنی مشکی) و خطای مرحله ارزیابی (منحنی قرمز).

پس از تعیین مقادیر مربوط به شاخص‌های هر گسل با استفاده از شبکه عصبی، این مقادیر شاخص‌ها را به عنوان ورودی به برنامه 3D-def معرفی و مدل ارتفاعی منطقه را محاسبه کرده‌ایم. نتیجه این محاسبه در شکل ۸ آمده است. سپس این نتیجه را با مدل ارتفاعی واقعی مقایسه



شکل ۸. مدل ارتفاعی محاسبه‌شده بر مبنای مقادیر خروجی مشخصات گسل‌ها از روش شبکه عصبی.



شکل ۹. اختلاف بین مدل ارتفاعی محاسبه‌شده و مدل ارتفاعی واقعی.

جدول ۳. ارزیابی آماری مدل ارتفاعی محاسبه‌شده بر مبنای مدل ارتفاعی واقعی منطقه.

خطای جذر میانگین مربعات (متر)	بیشینه اختلاف بین دو مدل (متر)	کمینه اختلاف بین دو مدل (متر)
۶۱/۱۰	۲۳۶	-۸۵

در جدول‌های ۴ و ۵ مقایسه بین نتایج به دست آمده با سایر شاخص‌ها قابل ملاحظه است. نتایج تحقیقات پیشین، در ارتباط با آغاز فعالیت گسل و

جدول ۴. مقایسه نتایج این تحقیق با نتایج تحقیقات پیشین در مورد آغاز فعالیت گسل (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۹۲).

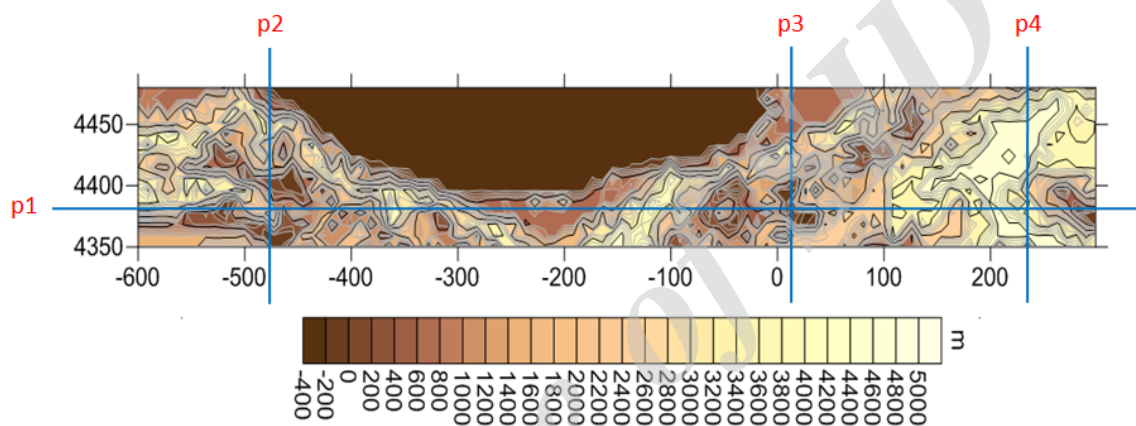
آغاز فعالیت گسل		گسل
تحقیقات پیشین	این تحقیق	
آغاز دوره کوتاه‌تری	آغاز دوره کوتاه‌تری	خزر
آغاز دوره کوتاه‌تری	آغاز دوره کوتاه‌تری	البرز شمالی
—	پایان دوره کوتاه‌تری	کندوان
آغاز دوره کوتاه‌تری	آغاز دوره کوتاه‌تری	المات رود
—	پایان دوره کوتاه‌تری	طالقان
—	آغاز دوره کوتاه‌تری	قزوین
آغاز دوره کوتاه‌تری	آغاز دوره کوتاه‌تری	آستانه
آغاز دوره کوتاه‌تری	آغاز دوره کوتاه‌تری	دامغان
—	پایان دوره کوتاه‌تری	رودبار

جدول ۵. مقایسه نتایج عددی این تحقیق با تحقیقات پیشین.

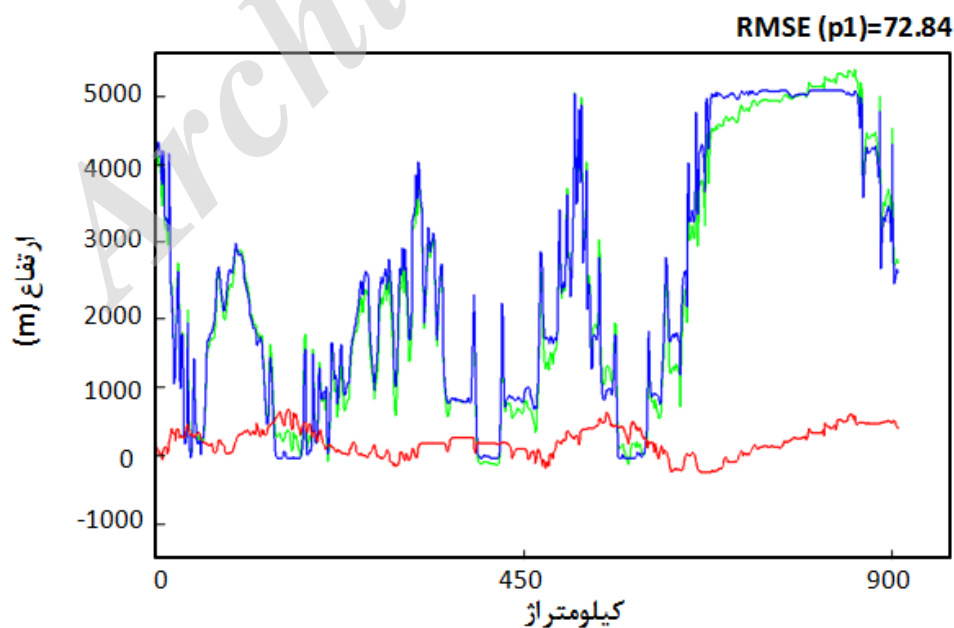
شیب (درجه)	نرخ لغزش عمود بر صفحه گسل (میلی متر در سال)		نرخ لغزش افقی در راستای شیب گسل (میلی متر در سال)		نرخ لغزش افقی در راستای امتداد گسل (میلی متر در سال)		
	این تحقیق	این تحقیق	این تحقیق	این تحقیق	این تحقیق	این تحقیق	
حسامی آذر و همکاران	—	—	—	—	—	—	
۶۰	۴۶	۰/۴	۰/۸	۰/۳	—	۱/۲	گسل خزر
۶۰	۶۲	۰/۱	—	۰/۶	—	-۰/۱	گسل البرز شمالی
۶۰	۷۴	۰/۵	—	-۰/۲	—	۱/۷	گسل کندوان
۷۰	۲۷	—	—	-۰/۷	—	۰/۱	گسل المات رود
۳۰	۶۳	-۰/۵	۱/۶	۱/۸	۰/۶	۰/۴	گسل طالقان
۴۵	۵۱	—	۱/۶	-۰/۹	—	۱/۱	گسل قزوین
۸۰	۳۸	—	۰/۱	۳/۳	—	۱/۲	گسل آستانه
۸۰	۵۴	—	۰/۴	—	۲/۱	۰/۳	گسل دامغان
۶۰	۶۷	—	۱/۴	—	۰/۷	-۰/۱	گسل رودبار

است که تراکم گسل‌های درگیر در ایجاد مدل‌سازی کمتر بوده و به دنبال آن توپوگرافی متناظر، اختلاف بیشتری در مقایسه با مدل ارتفاعی واقعی خواهد داشت. در مورد ارتفاع مدل باقیمانده در پروفیل طولی، بازه اختلاف از ۲۵۰- تا ۵۵۰ متر متغیر است اما به دلیل تعداد داده‌های بیشتر، خطای جذر میانگین مربعات کمتری در مقایسه با پروفیل‌های عرضی دارد. مدل باقیمانده، در پروفیل عرضی در موقعیت p4، از یکنواختی بیشتری برخوردار بوده و بیشتر در محدوده ۲۰۰- تا ۴۰۰ متر تغییر کرده است.

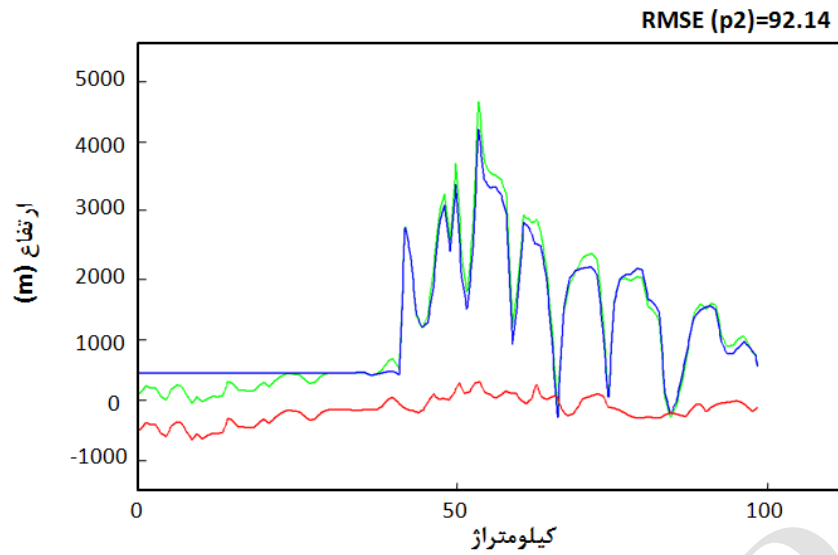
در شکل‌های ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴، پروفیل طولی در موقعیت p1 و پروفیل‌های عرضی در موقعیت‌های p2، p3 و p4 بر روی مدل ارتفاعی واقعی، مدل ارتفاعی محاسبه‌شده و مدل ارتفاعی اختلاف (باقیمانده) رسم شده است. خطای جذر میانگین مربعات در پروفیل طولی، ۷۲/۸۴ متر است که با توجه به شرایط تعریف مسئله و دخیل بودن تنها گسل‌های اصلی در مدل‌سازی، عدد قابل قبولی است. در مورد پروفیل‌های عرضی، پروفیل p4، خطای جذر میانگین مربعات بالاتری دارد و قابل‌انتظار نیز هست، زیرا در محدوده‌ای انتخاب شده



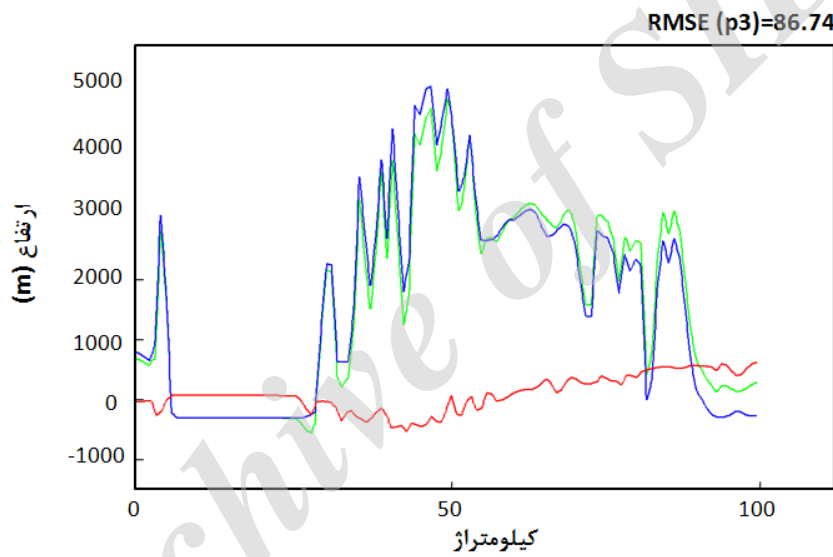
شکل ۱۰. موقعیت پروفیل‌های عرضی و پروفیل طولی در مدل ارتفاعی واقعی.



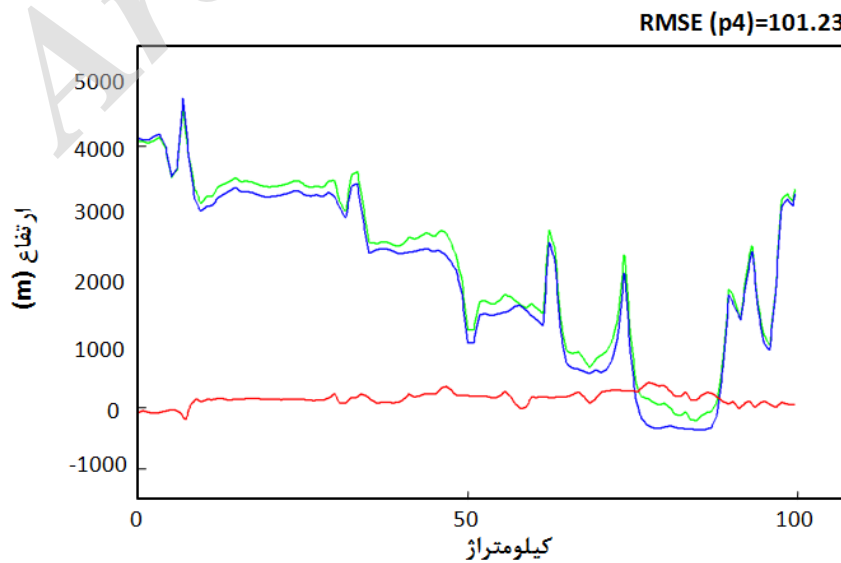
شکل ۱۱. پروفیل p1: مدل ارتفاعی واقعی (رنگ سبز)، مدل ارتفاعی محاسبه‌شده (رنگ آبی) و اختلاف دو مدل (رنگ قرمز).



شکل ۱۲. پروفیل p2: مدل ارتفاعی واقعی (رنگ سبز)، مدل ارتفاعی محاسبه شده (رنگ آبی) و اختلاف دو مدل (رنگ قرمز).



شکل ۱۳. پروفیل p3: مدل ارتفاعی واقعی (رنگ سبز)، مدل ارتفاعی محاسبه شده (رنگ آبی) و اختلاف دو مدل (رنگ قرمز).



شکل ۱۴. پروفیل p4: مدل ارتفاعی واقعی (رنگ سبز)، مدل ارتفاعی محاسبه شده (رنگ آبی) و اختلاف دو مدل (رنگ قرمز).

۶. نتیجه گیری

ارتفاعی نهایی محاسبه گردید. نتایج حاکی از وجود اختلاف ارتفاع بین ۸۵- تا ۲۳۶ متر و خطای جذر میانگین مربعات ۶۱/۱۰ متر، بین مدل به دست آمده و مدل ارتفاعی واقعی منطقه است. نتایج با توجه به متغیر فرض کردن تنها پنج شاخص و دخیل کردن ۹ گسل در محاسبات و در نظر نگرفتن عامل فرسایش و رسوب گذاری در شکل نهایی توپوگرافی زمین، نتایج قابل قبولی است.

مراجع

حسامی آذر، خ.، مبین، پ.، طبسی، ه. ۱۳۹۲، نسخه جدید نقشه گسل های جنبا در ایران (لوح فشرده).
 وحدتی دانشمند، ب.، کوه پیما، م.، شیخ الاسلامی، م.، جوادی، ح.، اسدی سرشار، م.، آقا حسینی، ا. ۱۳۹۲، دانش نامه گسله های ایران، نشر رهی.

Asserto, R., 1966, Geological map of upper Djajrud and Lar valleys (Central Alborz, Iran). Milano, Inst. Geol. Univ. Milano: Publ. N.232, 86p.
 Berberian, M., 1983, The southern Caspian: a compressional depression floored by trapped Modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Science 20. 163-183.
 Berberian, M. and Yeats, R. S., 1999, Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 120-139.
 Berberian, M. and Walker, R., 2010, The Rudbar Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. Geophys. J. Int. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04705.x
 Gluse, M., 1965, Die geologie des gebietes nordlich des Kandovan passes (zentral Elborz). Mitt.Geol., Inst. E.T.H.V.48.165pp. Zurich.
 Gomberg, J. S., 1993, Tectonic deformation in the New Madrid seismic zone: inferences from map-view and cross-sectional boundary element models: J. Geophys. Res. 98, 6639- 6664.
 Gomberg, J. S. and Ellis, M. A., 1993, 3D-DEF: A user's manual, U.S. Geol. Surv. Open File Rep, p. 93-547.
 Gomberg, J. S. and Ellis, M. A., 1994, Topography and tectonics of the central New Madrid Seismic zone: results of numerical experiments using a three-

در این مقاله، امکان سنجی مدل سازی ارتفاعات منطقه، با استفاده از مشخصات گسل بررسی شد. بدین منظور منطقه البرز انتخاب شد و با استفاده از برنامه گرافیکی 3D-def، مدل سازی ارتفاعی آن انجام گرفت. برای شیب گسل های منطقه بازه ۳۰ تا ۹۰ درجه، برای لغزش افقی در راستای امتداد گسل و عمود بر آن ۳- تا ۳+ میلی متر در سال و برای نرخ لغزش عمودی بازه ۰/۵- تا ۰/۲+ میلی متر در سال در نظر گرفته شده است. با ایجاد چینش های احتمالی از مقادیر پارامترهای گسل ها و تولید توپوگرافی های متناظر با هریک و مقایسه با مدل ارتفاعی واقعی منطقه به عنوان داده واقعی، در قالب استفاده از شبکه عصبی، بهترین و مناسب ترین مقادیر شاخص های مربوط به ۹ گسل مورد بررسی در منطقه محاسبه شد. سپس با تعریف آن ها به عنوان ورودی جدید برنامه 3D-def، مدل

dimensional boundary-element program: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 20299-20310.

Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J., 2006, Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. Geosphere, V.2, No. 1, p. 35-52.
 Hagan, M. T., Demuth, H. B. and Beale, M., 2004, Neural Network Design, China Machine Press.
 Holmes, A., 1965, Principles of physical geology, (second edition), London: Nelson.
 Morisawa, M. and Hack, J. T., 1985, Tectonic geomorphology, The binghamton symposia in geomorphology, int. series 15, sept. 1984. allen & unwin, Boston.
 Nazari, H., 2006, Analyse de tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: «Approche morphotectonique et paleoseismologique» PhD thesis, University de movtpellier II.
 Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seismol. Soc. Am., p. 1018-1040.
 Whittaker, AC., 2012, How do landscapes record tectonics and climate: Lithosphere, v. 4, p.160-164.
 Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R. and Sabouri, J., 2006, Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology, 28, 2023-2037.

Zilouchian, A., 2001, Fundamentals of Neural Networks, in Zilouchian A and Jamshidi M (ed.) Intelligent Control Systems Using Soft Computing Methodologies, CRC Press LLC.

Archive of SID

Digital Terrain Model (DTM) of the North Alborz region based on its underneath faulting

Panahi Vaghar, Ch.¹, Voosoghi, B.^{2*} and Haji Aghajany, S.³

1. M.Sc., Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran

2. Associate Professor, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran

3. Ph.D. Student, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran

(Received: 20 Feb 2016, Accepted: 23 May 2017)

Summary

Topography is usually resulted from the patterns of the plate tectonics and faults in relation to each other. If we can produce a model for these actions and reactions after the complete recognition of the fault characteristics based on their slip rates in the considered region, an applied model is obtained which reconstructs the topography of the region. A more important fact is that this model which illustrates the relation between topography (as the super-structure) and faults interaction of the considered region (as the infra-structure), can be used as a criterion to recognize the undiscovered fault's structures of the study area. It can provide us a chance to determine the fault parameters such as slip rates. Iran is known as an area which is subjected to the high possibility of the earthquakes as a natural hazard. Thus earthquake studies are important to investigate this hazard. In this study, a model of the topography is constructed in the region which is prone to earthquakes. The model is compared with the digital terrain models (DTM) of the area resulted from the satellite image data sets. This comparison provides us a structural control on the faults of the region. Our case study is modeling the relationship between faulting and the topography in the North Alborz. Results of the study let us obtain criteria for understanding and prediction of the fault structures that have created the topography. In order to achieve this goal, we consider a DTM of Alborz region. With variation of the parameters of the faults and creating various fault models, an estimate of the elevation model of the region is constructed for the life time of the faults. We consider the variation domains for five parameters of the activity period, slope, horizontal slip rates in length and slope directions and the vertical slip rate of the main faults of the region. The optimum values of these parameters are obtained based on the neural network optimization method. Then, the topography of the region is modeled based on the numerical results of the method for the unknown fault parameters. We use the algorithm of the method with some selected variation ranges for the values of the parameters for each selected fault of the region. For the slope parameter of the faults, a range of 30 to 90 degrees, for the horizontal slip rate on the length direction and the slope direction of the fault, a range of -3 to +3 mm per year and for the vertical slip rate, a range of -0.5 to +2 mm per year have been considered as variation ranges of the unknown parameters in the algorithm. These variation ranges are considered based on the previous studies on geodynamic setting of the region. The parameters of the nine main active faults in the North Alborz region make the assumed fault system of the region and the modeled topography of the region to be generated. Comparison of the modeled topography with the real elevation model of the region can be evaluated as how changing the data of fault parameters and the possible reconfiguration of these parameters, such as the slip rate, time activity and the slope fault can obtain more suitable results in the modeling. In other words, the method can be used to determine which configuration and fault structure in study region will lead us to a more consistent model and provides us the possibility of modeling the topography of the region based on the fault structures. The numerical results show the differences from -85 m to 236 m between the model result and the real elevation model. In addition, the root mean square error between the DTM and the model is 61.1 m which is an acceptable result, due to the fact that only five parameters are variable and just nine faults are calculated while ignoring the effects of erosion and sedimentation of soil in the final format of the earth topography. More accurate results can be obtained by increasing the number of faults and their parameters in the model.

Keywords: Plate tectonics, Fault parameters, Topography, Neural network.

*Corresponding author:

vosoghi@kntu.ac.ir