




## Normalized Full Gradient Study of Bouguer Gravity Anomaly Profile of NorthWestern Iran

Alipour, A.<sup>1</sup>  | Motaghi, Kh.<sup>1</sup>  | Mousavi, Z.<sup>1</sup> 

1. Department of Geophysics, Faculty of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran.

Corresponding Author E-mail: [akoalipour@iasbs.ac.ir](mailto:akoalipour@iasbs.ac.ir)

(Received: 2 Oct 2022, Revised: 29 Oct 2022, Accepted: 10 Jan 2023, Published online: 30 Aug 2023)

### Summary

The potential field data like Gravity data, Magnetic data, Self-potential data, and other natural source data are accessible but hard to interpret and model. Numerous research presents ideas for modeling the potential data; however, they are mostly based on inverse or forward modeling needing a priori constraints and information. In complicated geology and tectonic setting, we do not have convenient access to a priori information to define the constraints. So, we must develop a pure geophysical interpretation method without geological constraints and minimum complexity. In this research, the Normalized Full Gradient's ability to find the gravity anomaly model was studied. The Normalized Full Gradient method is an effective method for determining anomalous bodies, such as the distribution of oil and gas fields or structural boundaries. The Normalized Full Gradient method depends on the downward analytical continuation of normalized full gradient values of gravity data. Analytical continuation discriminates certain structural anomalies which cannot be distinguished in the observed gravity field. The Normalized Full Gradient of the gravity anomaly is often used rather than the gravity anomaly itself for detecting underground spaces because it is stable and indicates the locations of source bodies. The weakness of the Normalized Full Gradient is the 3D modeling limitation, as we can only calculate the 2D response in practice. On the other hand, the responses can not describe the negative and positive parts of the anomaly. But a unique advantage of the Normalized Full Gradient is, that it does not need the primary information for gravity data modeling. In this research, we used the Normalized Full Gradient for the large-scale Bouguer gravity anomaly interpretation. Bouguer gravity anomaly wavelengths contain information about density distributions of upper mantle and lithosphere structures. A gravity profile is most often a combination of relatively sharp anomalies that must be of shallow origin and very deep and large anomalies with a regional nature.

The study profile has a 400 (km) length from SW to NE of North Western Iran, and Sahand, North Tabriz Fault, and Sabalan are the most important structures in the study area. The Normalized Full Gradient synthetic model data study provides the opportunity for the real data recovered model judgment. So, we first showed the Normalized Full Gradient recovered model of the synthetic data test and then based on the resolution of the Normalized Full Gradient used, it provides the lithospheric density of North Western Iran. The result shows the low-density mantle wedge which is probably is beneath the North Tabriz Fault that is responsible for the formation of distinct lithosphere conditions. So, the wedge can explain the complicated tectonic setting of North Western Iran. The mantle wedge has more than 50 (km) wide and more than 40 (km) depth. seemingly, this mantle wedge directly affects the North Tabriz Fault, Sahand, and Sabalan in the shallower depth. The sharpest effect is for the North Tabriz Fault in the shallower part of the mantle wedge and following the shape of the wedge, we can see a sharper effect on the Sabalan in comparison with Sahand.

**Keywords:** Gravity data, Normalized Full Gradient, NorthWestern Iran, Sahand and Sabalan, North Tabriz Fault.

Cite this article: Alipour, A., Motaghi, Kh., & Mousavi, Z. (2023). Normalized Full Gradient Study of Bouguer Gravity Anomaly Profile of NorthWestern Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 49(2), 407-421. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.349077.1007458>

E-mail: (1) [kmotaghi@iasbs.ac.ir](mailto:kmotaghi@iasbs.ac.ir) | [z.mousavi@iasbs.ac.ir](mailto:z.mousavi@iasbs.ac.ir)



# استفاده از روش گرادیان کامل نرمال برای مطالعه خط برداشت بی‌هنجاری بوگه در شمال غرب ایران

اکو علیپور<sup>۱</sup> | خلیل متقی<sup>۱</sup> | زهرا موسوی<sup>۱</sup>

۱. گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان، زنجان، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: [akoalipour@iasbs.ac.ir](mailto:akoalipour@iasbs.ac.ir)

(دریافت: ۱۴۰۱/۷/۱۰، بازنگری: ۱۴۰۱/۸/۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۱۰/۲۰، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۶/۸)

## چکیده

در این تحقیق از روش گرادیان کامل نرمال جهت ارائه مدل زیر سطحی یک خط برداشت بی‌هنجاری بوگه با طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر در شمال غرب ایران استفاده شده است، مهم‌ترین ساختارهای واقع بر این خط برداشت از غرب به شرق: سه‌پند، گسل شمال تبریز و سیلان است. برای ارائه مدل کلی از ساختار زیرسطحی منشأ بی‌هنجاری در مقیاس لیتوسفر در شمال غرب ایران، از داده‌های مدل مصنوعی برای مطالعه قدرت بازیابی روش گرادیان کامل نرمال استفاده شده است. نتایج استفاده از مدل مصنوعی نشان می‌دهد که گرادیان کامل نرمال می‌تواند ساختار کلی لیتوسفر با تباین چگالی مناسب را بازیابی کند. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از خط برداشت مورد مطالعه از روش گرادیان کامل نرمال در شمال غرب ایران، ناحیه بین سه‌پند، گسل شمال تبریز و سیلان شدیداً متأثر از گوه‌ای احتمالاً کم‌چگال با عرض بیش از ۵۰ کیلومتر، مدفون در عمق بیش از ۴۰ کیلومتر می‌باشد که کم‌عمق‌ترین پاسخ آن زیر گسل شمال تبریز است. بر اساس مدل به‌دست‌آمده، سیلان و سه‌پند نیز به تناسب شکل قرارگیری گوه تحت‌تأثیر این ساختار عمیق قرار گرفته‌اند. این اثر برای عمق‌های کمتر از ۴۰ کیلومتر با شدت بیشتری برای سیلان و با شدت کمتری برای سه‌پند در مدل گرادیان کامل نرمال بازیابی شده است.

واژه‌های کلیدی: داده گرانی‌سنجی، گرادیان کامل نرمال، شمال غرب ایران، سه‌پند و سیلان، گسل شمال تبریز.

## ۱. مقدمه

زمین‌گرایی سطحی و شواهد سنگ‌شناسی مورد تفسیر و مدل‌سازی قرار داده‌اند. در این گونه مدل‌ها بیشتر سیگنال گرانی مشاهده‌ای در ارتباط با شکل مرز لیتوسفر-استوسفر است. نمونه‌هایی از مطالعاتی که ساختار لیتوسفر ایران را با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی مورد مطالعه و تفسیر قرار داده‌اند؛ متولی و همکاران (۲۰۱۱)، جیمینز-مونت و همکاران (۲۰۱۲)، تونینی و همکاران (۲۰۱۵) و تکنیک و همکاران (۲۰۱۹) می‌باشد. اکثر مطالعات پیشین در منطقه شمال غرب ایران مطالعات لرزه‌ای بوده است. نمونه‌هایی از مطالعات اولیه مستقل لرزه‌ای در شمال غرب ایران، پژوهش آسوده (۱۹۸۲)، دهقانی و مکرسی (۱۹۸۴)، مانزینو و پریستلی (۱۹۹۸)؛ نمونه‌هایی از مطالعه

شمال غرب ایران؛ از غرب به آناتولی (Anatolia)، از شمال به قفقاز کوچک (Lesser Caucasus) و فروافتادگی کورا (Kura Depression)، از جنوب به کوه‌های زاگرس و ایران مرکزی و از شرق به تالش و کوه‌های البرز محدود است (مرتضی‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۸). مطالعات فراوانی در ارتباط با واحدهای متفاوت ژئوتکتونیک در این منطقه صورت گرفته است، اکثر آنها مطالعات زمین‌شناسی نزدیک به سطح زمین می‌باشند و ارتباط بین واحدهای سطحی و ساختارهای عمیق هنوز به روشنی مشخص نمی‌باشد (تکنیک و همکاران، ۲۰۱۹). در مطالعات گذشته داده‌های گرانی‌سنجی معمولاً به‌همراه مدل‌های ژئوئید، توپوگرافی و گاه‌ها با توجه به شارهای

استناد: علیپور، اکو؛ متقی، خلیل و موسوی، زهرا (۱۴۰۲). استفاده از روش گرادیان کامل نرمال برای مطالعه خط برداشت بی‌هنجاری بوگه در شمال غرب ایران. مجله فیزیک زمین

و فضا، ۴۹(۲)، ۴۰۷-۴۲۱. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.349077.1007458>

رایانامه: (۱) [mousavi@iasbs.ac.ir](mailto:mousavi@iasbs.ac.ir) | [kmotaghi@iasbs.ac.ir](mailto:kmotaghi@iasbs.ac.ir)



هرچه بهتر هندسه ساختار زیرسطحی و افزایش چشم‌گیر دقت همگرایی و کاهش عدم‌یکتایی مدل نهایی داده‌های گرانی‌سنجی (به‌عنوان مثال؛ لین و ژادانوف، ۲۰۱۸؛ تیان و وانگ، ۲۰۱۸) و همچنین دسترسی به داده‌های زمینی گرانی‌سنجی در ایران که با تلاش ادامه‌دار سازمان زمین‌شناسی کشوری با دقت و پوشش مناسبی در مناطق وسیعی، برای مقاصد ثانویه مانند تفاسیر زمین‌شناسی در دسترس هستند؛ اهمیت مطالعه داده‌های گرانی‌سنجی بیش از پیش آشکار می‌شود. در این مطالعه سعی شده است با نشان دادن قابلیت یکی از روش‌های سریع و کارآمد که راه‌کاری متفاوت از حل مسئله وارون یا ادغام اطلاعات متنوع زمین‌شناسی دارد، قابلیت این روش در ارائه مدلی سریع و دقیق از ساختار لیتوسفر شمال‌غرب ایران تحقیق شود. روش مورد علاقه این پژوهش روش گرادیان کامل نرمال است. این روش یکی از روش‌های تفسیر نقاط ویژه (singular points) در منحنی میدان پتانسیل است (السیوا و پاستیکا، ۲۰۱۹). تفسیر نقاط ویژه در روش‌هایی چون ادامه فروسو (downward continuation) که اطلاعات منحنی میدان پتانسیل را با استفاده از توابع و تبدیلات مختلف در طول موج‌های مختلف از بی‌هنجاری بازسازی می‌کنند، اطلاعات مهمی از موقعیت ساختار زیر سطحی فراهم می‌کند (السیوا و پاستیکا، ۲۰۱۹). مهم‌ترین روش تعیین موقعیت ساختار از نقاط ویژه منحنی میدان پتانسیل روش گرادیان کامل نرمال است، معرفی و توسعه این روش بین سال‌های ۱۹۶۵ تا ۱۹۸۸ توسط برزکین و همکاران در پژوهش‌هایی به زبان روسی به‌منظور سرعت بخشیدن به اکتشاف میدان‌های نفتی انجام شده است (السیوا و پاستیکا، ۲۰۱۹). استفاده مفید این روش در سال‌های اخیر مورد توجه پژوهشگرانی چون آیدین (۱۹۹۷)، ژنگ و همکاران (۲۰۰۲)، دوندورور (۲۰۰۵)، آیدین (۲۰۰۷)، سیندرجی و همکاران (۲۰۰۸)، آقاجانی و همکاران (۲۰۰۹)، الف وب، کارسلی و باپراک (۲۰۱۰)، پاموکچو و آکچیک (۲۰۱۱)، شوان و همکاران (۲۰۱۵) و (۲۰۱۸)، سلیمانی و همکاران (۲۰۱۸) و السیوا و پاستیکا (۲۰۱۹) قرار گرفته است، که نقش پررنگی در معرفی این

توموگرافی‌های سائزیمیکی در پژوهش هرن و نی (۱۹۹۴)، اللازکی و همکاران (۲۰۰۴)، لو و همکاران (۲۰۱۲)، اللازکی و همکاران (۲۰۱۴)؛ تحقیق عمق موهو (Moho) در پژوهش‌های زور و همکاران (۲۰۰۳)، تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۰)، مرتضی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۳)، باولی و همکاران (۲۰۱۶)، مرتضی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۸) و تحقیق مرز لیتوسفر-استوسفر در مطالعات تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۰)، مرتضی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۸) در دسترس است. برخی از محققان مانند مولینارو و همکاران (۲۰۰۵)، عمرانی و همکاران (۲۰۰۸)، آگارد و همکاران (۲۰۱۱) بر اساس شواهد سنگ‌شناسی و پل و همکاران (۲۰۱۰) بر اساس مطالعات لرزه‌ای، شواهدی از ورقه ورقه شدن لیتوسفر (lithospheric delamination) یا شکستن ورقه (slab break-off) در مراحل مختلف از فرورانش و برخورد زاگرس را عامل اصلی اثرگذار در لیتوسفر شمال‌غرب ایران دانسته‌اند (باولی و همکاران، ۲۰۱۶).

داده‌های میدان پتانسیل از جمله داده‌های گرانی‌سنجی داده‌هایی نسبتاً در دسترس و کم‌هزینه اما سخت تفسیر هستند. تعداد زیادی از مطالعات برای مدل‌سازی مستقل این داده‌ها روش‌هایی ارائه داده‌اند. این روش‌ها اکثراً بر اساس مدل‌سازی وارون و پیشرو داده‌های میدان پتانسیل ارائه شده‌اند. مشکل اصلی در این روش‌ها نیاز به قیدها و اطلاعات اولیه بسیار زیاد برای تعیین مدلی نزدیک و توجیه‌کننده پیچیدگی‌های زمین مورد مطالعه است (ویلیامز، ۲۰۰۸). گاه‌ا اطلاعات اولیه مورد نیاز در حدی هستند که تنها استفاده داده‌های میدان پتانسیل توضیح روشن‌تر نتایج سایر روش‌های ژئوفیزیکی چون روش‌های لرزه‌ای است. داده‌هایی از این دست معمولاً بدون توجیه اقتصادی مناسب غیر قابل دسترس هستند. اما با توجه به پوشش مناسب و افزایش دقت داده‌های گرانی‌سنجی ماهواره‌ای در دهه‌های اخیر، افزایش دقت ابزارهای اندازه‌گیری زمینی، هوابرد، دریایی و ماهواره‌ای، خصوصاً افزایش دقت پاسخ حل الگوریتم‌های وارون با استفاده از تانسور کامل گرادیان‌های گرانی‌سنجی به‌منظور توصیف

محاسبه می‌باشد (برزکین، ۱۹۷۳). رابطه (۳) تعریف ادامه فروسو با استفاده از بسط فوریه برای  $\Delta g(x)$  در هر عمق چشم‌داشتی  $z$  است (بلیکلی، ۱۹۹۵).

$$G(x, z) = \sum_{n=0}^{\infty} (A_n \cos\left(\frac{n\pi x}{L}\right) + B_n \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right)) \exp\left(\frac{n\pi z}{L}\right) \quad (2)$$

$$\Delta g(x, z) = \sum_{n=1}^N B_n \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \exp\left(\frac{n\pi z}{L}\right) \quad (3)$$

مقدار  $B_n$  در رابطه (۴) نیز از قاعده سیمپسون، ذوزنقه‌ای و فیلون قابل محاسبه می‌باشد.

$$B_n = \frac{2}{L} \int_0^L \Delta g(x, 0) \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) dx \quad (4)$$

در رابطه (۶) برای محو کردن اثرات فرکانس بالا و افزایش پایداری بسط سینوسی از ضریب هموارساز  $Q$  (رابطه ۵) برای محاسبه مجدد رابطه (۳) استفاده شده است (برزکین، ۱۹۶۷). این فاکتور ( Lanczos smoothing term) نام دارد و در مقالات مختلف مقدار  $q$  ۱ تا ۲ برای داده‌های گرانی و مغناطیس پیشنهاد شده است. همچنین اوروچ در سال ۲۰۱۱ روشی بهینه برای محاسبه مقدار  $q$  برای انواع داده‌های میدان پتانسیل پیشنهاد کرده است.

$$Q = \left( \frac{\sin\left(\frac{n\pi}{N}\right)}{\frac{n\pi}{N}} \right)^q \quad (5)$$

$$\Delta g(x, z) = \sum_{n=1}^N B_n \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \exp\left(\frac{n\pi z}{L}\right) \cdot \left( \frac{\sin\left(\frac{n\pi}{N}\right)}{\frac{n\pi}{N}} \right)^q \quad (6)$$

از آنجا که فرمول ادامه فروسو در رابطه (۶) با افزایش عمق، حالت میرا شونده دارد، لذا توصیف عمق‌های زیاد را ناممکن می‌سازد. یکی از مهم‌ترین ضعف‌های ادامه فروسو ناپایداری در عمق‌های زیاد است که محدودیتی بسیار جدی خصوصاً در حالت سه‌بعدی است (بلیکلی، ۱۹۹۵). برای حالت دوبعدی روش گرادیان کامل نرمال پیشنهاد می‌دهد، با استفاده از جفت هیلبرت مشتق‌های افقی (رابطه ۷) و قائم (رابطه ۸)  $\Delta g(x, z)$  برآیند تبدیل هیلبرت  $\Delta g(x, z)$  محاسبه شود و از سیگنال تقویت‌شده به جای سیگنال

روش به زبان غیرروسی و گسترش آن در مطالعات متنوع زمین‌شناسی و اکتشافی داشته‌اند.

## ۲. مبانی نظری

روش گرادیان کامل نرمال در دو بعد با اپراتور بدون بعد  $G_N(x_i, z_j)$  برای هر تابع میدان پتانسیل  $G(x_i, z_j)$  برای خط برداشت داده  $x_i$  برای  $i$  داده برداشت‌شده و  $z_j$  یعنی  $j$  عمق چشم‌داشتی قابل محاسبه خواهد بود (برزکین، ۱۹۷۳):

$$G_N(x_i, z_j) = \frac{\sqrt{\left(\frac{\partial G(x_i, z_j)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G(x_i, z_j)}{\partial z}\right)^2}^v}{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sqrt{\left(\frac{\partial G(x_i, z_j)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G(x_i, z_j)}{\partial z}\right)^2}^v} \quad (1)$$

مقدار  $M$  تعداد داده‌های مشاهده‌ای و مقدار  $v$  تحت عنوان درجه اپراتور گرادیان کامل نرمال است که تقویت قله سیگنال بی‌هنجاری نسبت به عرض آن را کنترل می‌کند. مقدار  $v=1$  مناسب برای داده‌های گرانی‌سنجی می‌باشد (آیدین، ۱۹۹۷). از درجات بالاتر نیز جایی که سیگنال ثبت‌شده عرض نازکی نسبت به قله دارد استفاده می‌شود (کارسلی، ۲۰۰۱). محاسبات گرادیان کامل نرمال با سری فوریه توسعه داده شده است. سری فوریه بر اساس مجموع توابع پریودیک سینوسی و کسینوسی قابل گسترش است. اما جایی که از داده‌های مشخص و محدود استفاده می‌شود، می‌توان تنها با قسمت سینوسی یا کسینوسی رابطه را بسط داد (ریکیتاکه و همکاران، ۱۹۷۶). استفاده از قسمت سینوسی بسط فوریه به‌عنوان روشی مناسب‌تر برای استفاده در محاسبات ژئوفیزیکی پیشنهاد شده است (یونگ، ۱۹۶۱). در رابطه (۲) بسط فوریه یک تابع پریودیک بر اساس مؤلفه  $x$  در خط برداشت بی‌نهایت  $L$  در هر عمق چشم‌داشتی  $z$  تا بی‌نهایت نشان داده شده است. اگر  $A_n$  و  $B_n$  ضرایب فوریه باشند، برای داده گرانی‌سنجی  $\Delta g(x)$  که در محدوده متناهی  $(0, L)$  قابل تعریف است، رابطه (۳) تنها با بسط قسمت سینوسی رابطه (۲) بر اساس مؤلفه  $x$  در خط برداشتی متناهی  $L$  در هر عمق چشم‌داشتی  $z$  تا  $N$  هارمونیک قابل

اصلی استفاده شود.

استفاده از روش پیشنهادی پژوهش آفاجانی و همکاران (۲۰۰۹، الف وب؛ ۲۰۱۱) کافی است در بازه  $n$  های محدود شده، بیشینه‌ای برای پاسخ گرادیان کامل نرمال در طیف صعودی  $n$  مشاهده شود.  $n=N$  همواره به‌زای مقادیری بیشینه از پاسخ گرادیان کامل نرمال در طیف صعودی  $n$  قابل مشاهده است. برای روشن‌تر شدن توضیحات با استفاده از بی‌هنجاری مدل مصنوعی شکل ۱-ب که پاسخ مدل مصنوعی زیرسطحی، شامل دو دایک ۴۵ درجه با شیب مخالف و چگالی یکسان ( $0.1 \text{ gr/cm}^3$ ) است، توانایی روش گرادیان کامل برای ارائه مدلی کلی از ساختار زیرسطحی تحقیق شده است. در مطالعاتی از جمله؛ لی و الدنبرگ (۱۹۹۸)، ژانگ و ونگ (۲۰۱۵)، وطن‌خواه و همکاران (۲۰۱۸) و لین و ژادانوف (۲۰۱۸) مدل‌های مصنوعی مشابهی برای صحت‌سنجی الگوریتم‌های مدل‌سازی داده‌های گرانی‌سنجی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=14$  در شکل ۱-ج نشان داده شده است. موقعیت قرارگیری مدل مصنوعی زیرسطحی با بلوک‌های سیاه بر روی مدل بازیابی شده از روش گرادیان کامل نرمال در شکل ۱-ج نشان داده شده است. همچنین راهنمای رنگی بدون بعد مدل بازیابی شده در سمت راست شکل نمایش داده شده است.

با توجه به شکل ۱-الف که منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  در  $n$  های صعودی را نشان می‌دهد،  $n=12, 14, 16$  مقادیر محتمل  $N$  هستند. در میان این مقادیر، بر اساس منحنی خط چین بیشینه پاسخ تنها در  $N=14$  یک مقدار بیشینه پاسخ نسبی قابل مشاهده است. در شکل ۲-الف تا ی به‌ترتیب بازیابی پاسخ روش گرادیان کامل در  $N=6-15$  نشان داده شده است. در این شکل نیز موقعیت قرارگیری مدل مصنوعی زیرسطحی با بلوک‌های سیاه بر روی مدل بازیابی شده از روش گرادیان کامل نرمال نشان داده شده است. همان‌گونه که از شکل ۲ و نمودار بیشینه پاسخ شکل ۱-الف مشخص است، با افزایش مقدار  $N$  پاسخ‌های گرادیان کامل نرمال کم‌کم تقویت می‌شوند. با توجه به

$$\Delta g_x(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cos\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \exp\left(\frac{n\pi z}{L}\right) \cdot \left(\frac{\sin\left(\frac{n\pi}{N}\right)}{\frac{n\pi}{N}}\right)^q \quad (7)$$

$$\Delta g_z(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \exp\left(\frac{n\pi z}{L}\right) \cdot \left(\frac{\sin\left(\frac{n\pi}{N}\right)}{\frac{n\pi}{N}}\right)^q \quad (8)$$

برآیند تبدیل هیلبرت  $\Delta g(x, z)$  یا هر تابع میدان پتانسیل  $G(x, z)$  صورت کسر رابطه (۱) است (برزکین، ۱۹۷۳) و همان مفهوم سیگنال تحلیلی دو بعدی است (نیقیان، ۱۹۷۴). اگر این رابطه در هر سطح  $z$  با میانگین حسابی آن سطح نرمال شود، مخرج کسر رابطه (۱) به‌دست می‌آید، که نهایتاً مفهوم گرادیان کامل نرمال می‌باشد.

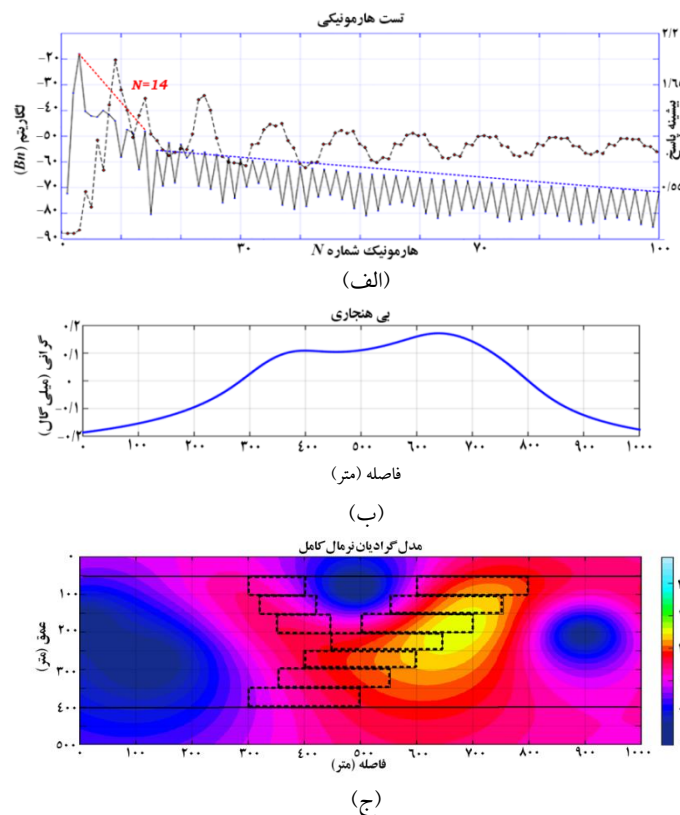
### ۳. آزمایش روش گرادیان کامل نرمال با استفاده از داده مدل مصنوعی

یکی از مهم‌ترین پارامترها در رابطه (۶) تعیین مقدار  $N$  است. دقت پاسخ نهایی به‌شدت به تعیین دقیق این مقدار وابسته است. محققانی چون برزکین (۱۹۸۸)، آیدین (۱۹۹۷)، دوندورور (۲۰۰۵)، سیندرجی و همکاران (۲۰۰۸)، آفاجانی و همکاران (۲۰۰۹، الف وب؛ ۲۰۱۱)، اوروج (۲۰۱۱) و شوان و همکاران (۲۰۱۸) روش‌هایی را به این منظور پیشنهاد داده‌اند. با تست روش‌های پیشنهادی مطالعات گذشته، در این پژوهش از ترکیب دو روش برای تعیین دقیق مقدار  $N$  استفاده شده است. ابتدا با استفاده از روش پیشنهادی مطالعه اوروج (۲۰۱۱) طیف لگاریتمی  $B_n$  برای  $n$  های صعودی رسم خواهد شد، سپس موقعیت بارزترین شکستگی در این طیف به‌صورت نسبی تعیین می‌شود. تعیین مقدار دقیق  $n=N$  با این روش کاری دشوار خواهد بود، اما محدوده کوچکی از  $n$  ها را برای تعیین مقدار دقیق  $N$  در اختیار مفسر قرار می‌دهد. سپس با

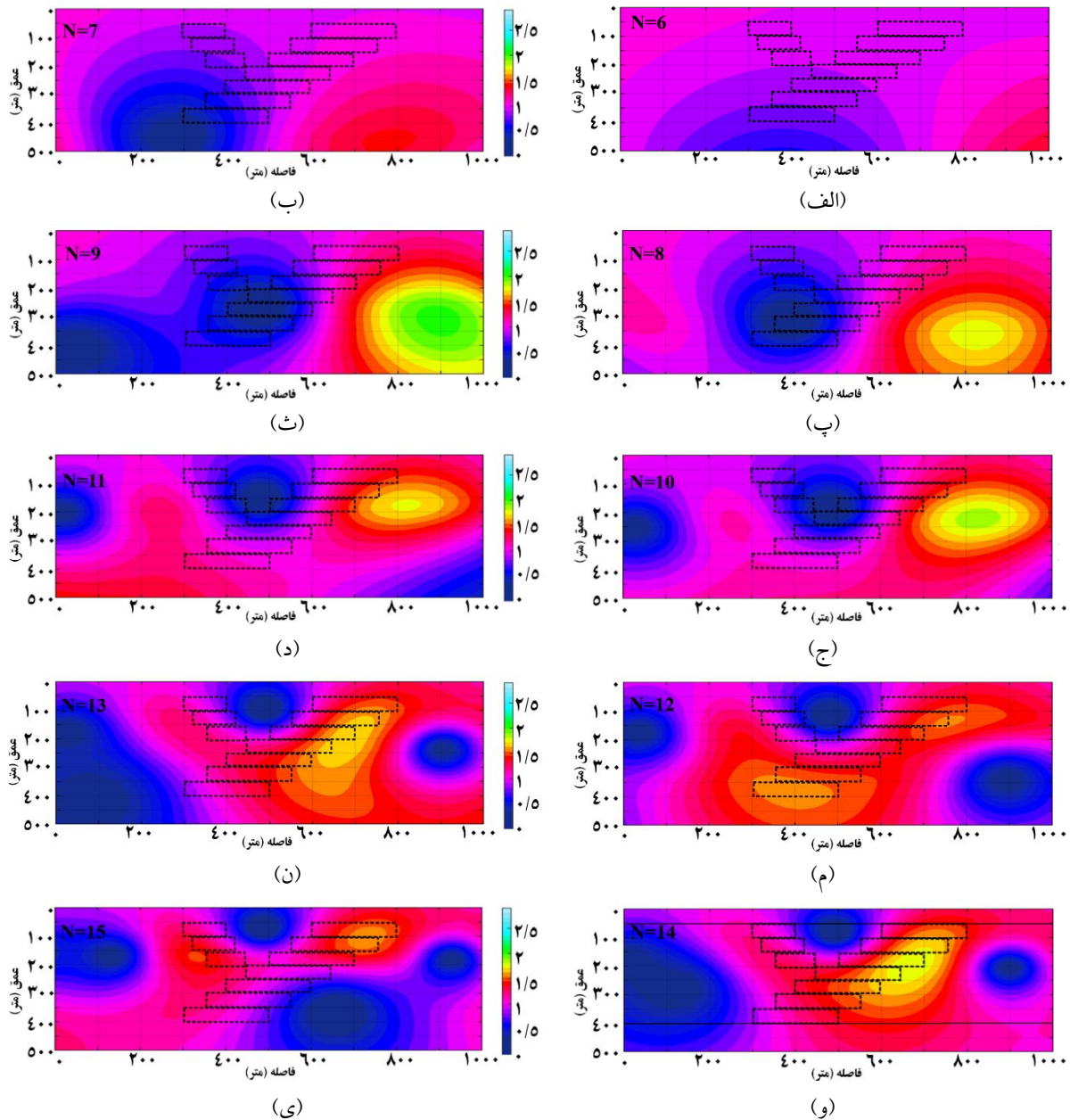
قابل مشاهده است. این پاسخ پاسخی قابل قبول در مرز شکستگی منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  در  $n$ های صعودی می باشد که محل دقیق ساختار را با تغییر در شیب منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  یا افت سرعت تغییرات طول موجی در محل ساختار نشان می دهد.

با توجه به مدل بازیابی شده در  $N=14$  و مقایسه این مدل با نتایج مدل های مصنوعی مشابه بازیابی شده در نتیجه مطالعات پژوهشگرانی چون لی و الدنبرگ (۱۹۹۸)، ژانگ و ونگ (۲۰۱۵)، وطن خواه و همکاران (۲۰۱۸) و لین و ژادانوف (۲۰۱۸) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=14$  می تواند توصیف نسبتاً قابل قبولی از ساختار زیرسطحی مورد مطالعه ارائه دهد. هر چند این مدل جزئیات کامل مدل مصنوعی داده گرانی سنجی را بازیابی نمی کند، اما در الگوریتمی سریع، بدون اعمال هیچ قید یا اطلاعات اولیه ای هندسه کلی مدل مصنوعی تفسیر پذیر خواهد بود.

این شکل اولین بیشینه پاسخ در  $N=9$  تشکیل شده است (شکل ۲-ث). این بیشینه پاسخ در نمودار شکل ۱-الف نیز قابل مشاهده است. نحوه تشکیل اولین پاسخ بیشینه به ازای  $N=6, 7, 8, 9$ ، در شکل ۲-الف، ب، پ، ث روندی صعودی را برای بازیابی این پاسخ نشان می دهد. در  $N=10, 11$ ، در شکل ۲-ج، د میرا شدن این پاسخ قابل مشاهده است. بیشینه پاسخ  $N=9$  به دلیل عدم وجود شواهد طول موجی کافی در منحنی طیفی لگاریتم  $B_n$  در  $n$ های صعودی پاسخ معتبری به منظور بازیابی مدل نمی باشد. برای انتخاب صحیح مقدار  $N$  علاوه بر بیشینه پاسخ، مشاهده یک شکستگی نسبی در طیف منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  در  $n$ های صعودی نیز الزامی می باشد. با نزدیک شدن به محل شکستگی نسبی منحنی لگاریتم  $B_n$  در شکل ۱-الف به ازای  $N=14$  یک بیشینه پاسخ دیگر تشکیل می شود (شکل ۲-و). مراحل تشکیل و میرا شدن این پاسخ در  $N=12, 13, 14, 15$ ، در شکل ۲-م، ن، و، ی



شکل ۱. (الف) منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  و منحنی خط چین بیشینه پاسخ در طیف صعودی  $n$  را نشان می دهد. دو خط چین راست قرمز و آبی تمایز در شیب نمودار، در دو بازه مختلف  $n$  را نشان می دهند. (ب) بی هنجاری ناشی از مدل مصنوعی مشخص شده در شکل ۱-ج که با بلوک های سیاه منطبق بر مدل بازیابی شده گرادیان کامل نرمال در این شکل مشخص شده است. این مدل شامل دو دایک ۴۵ درجه با شیب مخالف و چگالی یکسان ( $0.1 \text{ gr/cm}^3$ ) است. (ج) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=14$ .



شکل ۲. (الف) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=6$  (ب) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=7$  (پ) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=8$  (ث) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=9$  (ج) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=10$  (د) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=11$  (م) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=12$  (ن) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=13$  (و) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=14$  (ی) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال در  $N=15$ . مقیاس رنگی پاسخ گرادیان کامل نرمال در سمت راست شکل نشان داده شده است. موقعیت مدل مصنوعی با بلوک‌های خط‌چین منطبق بر پاسخ‌های مقادیر مختلف  $N$  نشان داده شده است.

ارومیه دختر؛ شامل ولکانیسم‌ها و سنگ‌های نفوذی آذرین، البرز و جنوب حوضه دریای خزر و نهایتاً رخ نمون‌های افیولیتی از واحدهای اصلی تشکیل دهنده شمال‌غرب ایران می‌باشند. در شکل ۳ واحدهای اصلی تکتونیکی ایران که خود اصلاح‌شده نقشه سازمان

#### ۴. مطالعه پروفیل بی‌هنجاری بوگه در شمال‌غرب ایران

##### ۴-۱. زمین‌شناسی شمال‌غرب ایران

بر اساس شکل ۳ چین‌خوردگی‌های زاگرس؛ شامل گسل مرتفع زاگرس و گسل اصلی زاگرس، منطقه دگرریختی سندانج سیرجان، منطقه ایران مرکزی، کمان ماگمایی

زمین‌شناسی کشوری ایران می‌باشد؛ نمایش داده شده است. گسل‌های فعال مشخص شده با خط سیاه با استفاده از نتایج (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) روی نقشه مشخص شده است. همچنین محدوده مورد مطالعه در تحقیق با کادری مستطیلی، خط برداشت داده گرانی‌سنجی با یک خط راست سفید روی نقشه و راهنمای این نقشه در زیر آن نمایش داده شده است. موقعیت سهند، سبلان و گسل شمال تبریز؛ موقعیت دریای خزر و دریاچه ارومیه؛ موقعیت سنگ‌های نفوذی و آذرین به رنگ قرمز و رخ‌نمون‌های افیولیتی به رنگ خاکستری نیز روی این نقشه نشان داده شده است.

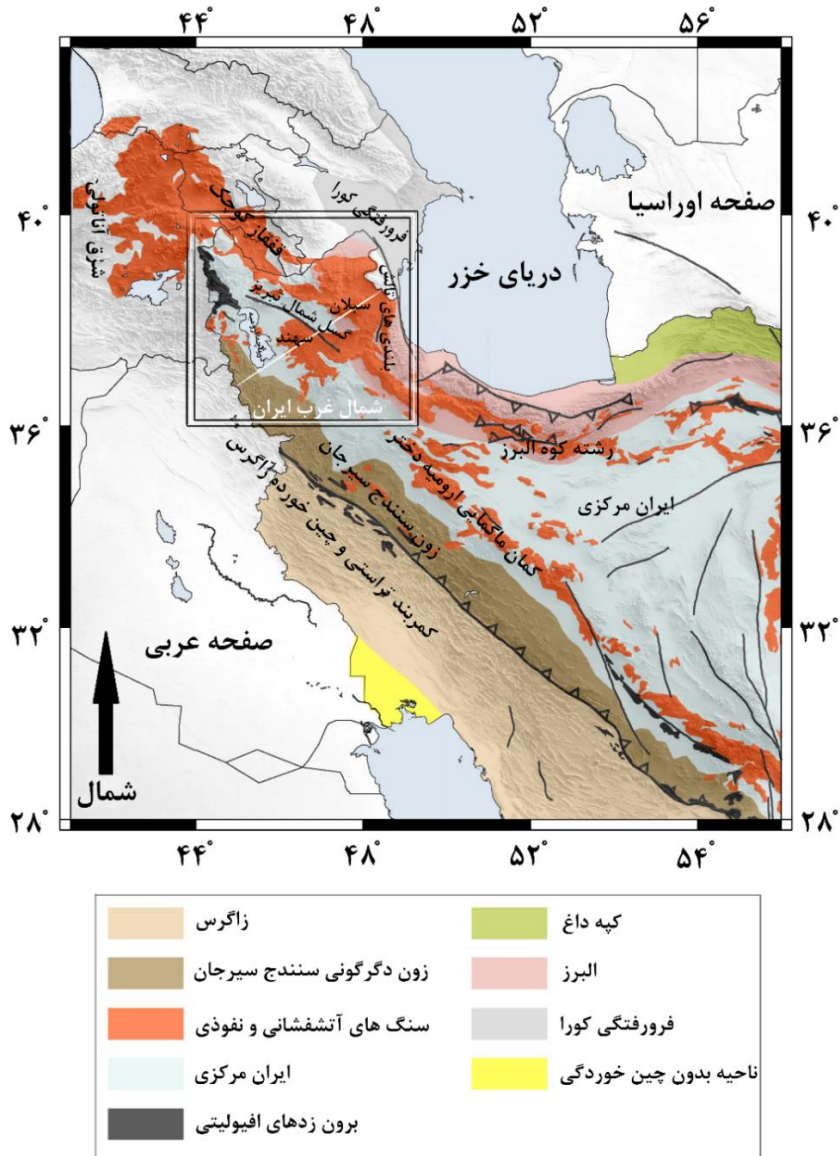
دگرشکلی در این منطقه به شدت متأثر از برخورد ورقه عربی با ایران مرکزی است. این برخورد با شواهدی از ماگماتیسیم ترشیری، فرورانش‌های پیشین و افیولیت‌های اخیر مشخص می‌شود. چهارچوب تکتونیکی شمال غرب ایران کاملاً متأثر از تشکیل کمربند کوهستانی زاگرس در طی زمان زمین‌شناسی مزوزوئیک تا زمان حال، در اثر همگرایی ورق عربی و اوراسیا می‌باشد. در طول این دوره با بسته شدن اقیانوس نئوتیس، دو پوسته قاره‌ای عربی و ایران مرکزی ۱۲ تا ۲۷ میلیون سال پیش (ایگان و همکاران، ۲۰۰۹؛ مک کواری و ون‌هینسبرگن، ۲۰۱۳؛ پیروز و همکاران، ۲۰۱۷) در امتداد گسل تراستی زاگرس با یکدیگر برخورد کردند (پل و همکاران، ۲۰۱۰؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۷). در حدود ۳/۵ میلیون سال پیش همزمان با پلیوسن سازماندهی مجدد در تکتونیک اصلی زاگرس در اثر همگرایی موب ورقه عربی و ایران مرکزی رخ داد (آکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹؛ الف و ب؛ رابرت و همکاران، ۲۰۱۴) که نتیجه آن تشکیل گسل جوان زاگرس بوده است. آگارد و همکاران (۲۰۱۱) جدایش ورقه اقیانوسی در برخورد ورقه عربی-اوراسیا را به دو زمان زمین‌شناسی نسبت می‌دهد، پالوسن-ائوسن که فاز اصلی جدایش ورقه در ۶۰ تا ۴۰ میلیون سال پیش است و جدایش ورق اقیانوسی منطقه‌ای

(با ابعاد حدود ۱۰۰ کیلومتر) با شواهدی از آداکیت از ۱۰ میلیون سال پیش که ولکانیسم شمال غرب را نیز در ارتباط با آن می‌داند. ولکانیسم‌های بعد از برخورد نئوژن-کواترنری کمربند آتشفشان‌های طولانی و گسسته‌ای را به موازات مرز برخورد ورقه عربی و اوراسیا تشکیل داده‌اند. ترکیبات آتشفشانی در این کمربند خصوصیات ژئوشیمیایی مشترکی با ماگمای مربوط به فرورانش دارند، با این وجود پس از فرورانش نیز به صورت ضعیف در ارتباط با برخورد قاره‌ای به فعالیت خود ادامه داده‌اند (اشمیت و همکاران، ۲۰۲۱). مکانیسم‌های بالقوه تولید ماده مذاب در غیاب فرورانش شامل شکستن ورقه، لایه‌لایه شدن لیتوسفر و یا مشارکت سنگ‌های زودگذاز پوسته یا رسوباتی سطحی حین فرورانش و یا برخورد هستند که به طور تصادفی در زمان و مکان توزیع می‌شود (اشمیت و همکاران، ۲۰۲۱).

در شمال غربی ایران، دو مرکز بزرگ آتشفشانی پس از برخورد، سهند و سبلان هستند که در فواصل ۱۵۰ و ۳۰۰ کیلومتری خط عمود بر برخورد زمین‌درز زاگرس قرار گرفته‌اند و سنگ‌های مرتبط با ماگماتیسیم ائوسن-اولیگوسن، ماگماتیسیم ناشی از ارومیه-دختر را پوشانده‌اند (قلمقاش و همکاران، ۲۰۱۶). بر اساس قدیمی‌ترین سن، شروع ماگماتیسیم برای سهند حدود ۱۰ میلیون سال پیش و برای سبلان حدود ۵ میلیون سال پیش است (اشمیت و همکاران، ۲۰۲۱).

نهایتاً شکل تنش فعال در شمال غرب ایران؛ رژیم تنش فشارشی منطقه‌ای که توسط همگرایی ورق عربی و اوراسیا کنترل می‌شود و رژیم تنش امتدادلغز که تحت تأثیر فرار تکتونیکی شرق سوی آناتولی عمل می‌کند، می‌باشد (نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱). پژوهش افلاکی و همکاران (۲۰۲۱) نشان داده است که احتمالاً گسل شمال تبریز نیز یک مرز لیتوسفری است که مستقیماً متأثر از برخورد ورقه عربی و اوراسیا می‌باشد.





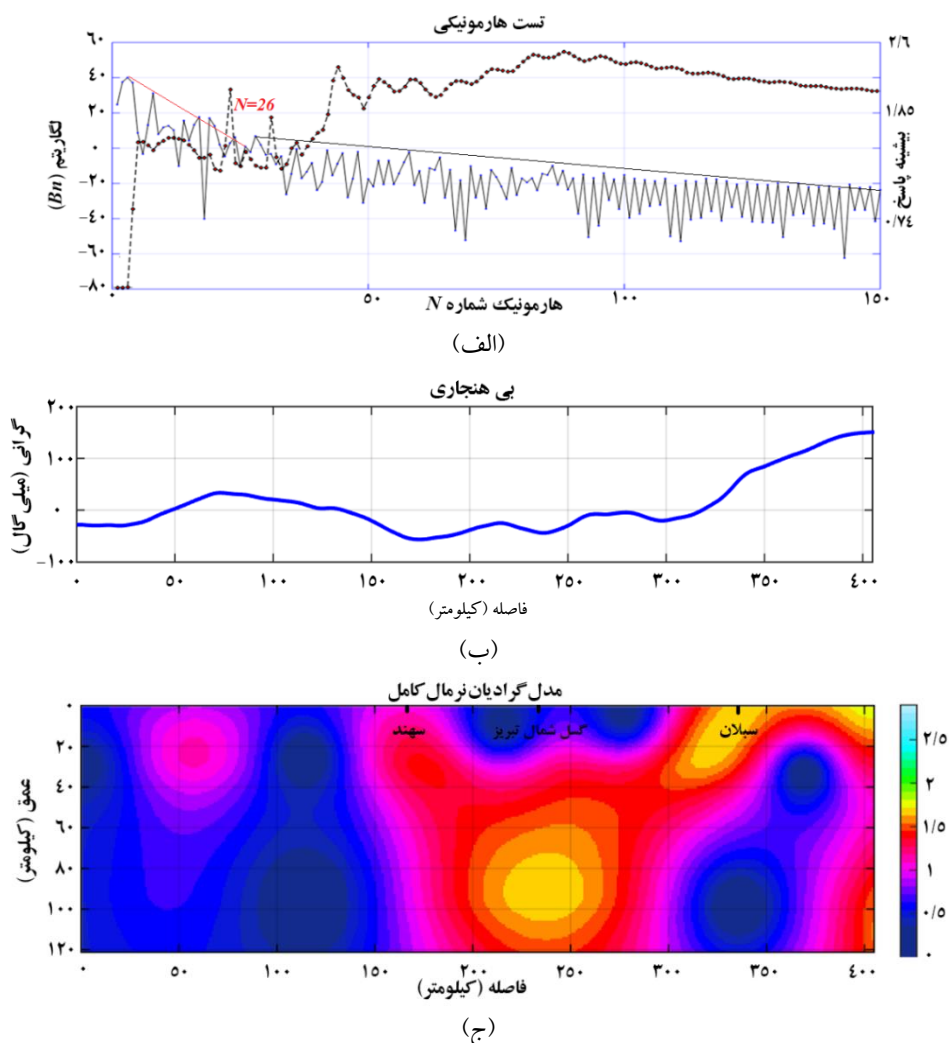
شکل ۳. نقشه واحدهای تکتونیکی متمایز ایران (تغییریافته نقشه سازمان زمین‌شناسی ایران، [HTTP://www.ngdir.ir](http://www.ngdir.ir)). خط‌های سیاه محل گسل‌های اصلی ایران را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). کادر مربعی متمایز در روی نقشه، شمال‌غرب ایران را نشان می‌دهد که موقعیت سهند، سبلان و گسل شمال تبریز به رنگ سیاه، همچنین موقعیت خط برداشت داده‌های گرانی با یک خط راست سفید روی آن مشخص شده است (بعد از متقی و همکاران، ۲۰۱۸).

۲-۴. مدل گرادیان کامل نرمال خط برداشت داده‌های

گرانی‌سنجی شمال‌غرب ایران

داده‌های گرانی‌سنجی زمینی مورد استفاده در این پژوهش شامل بیش از ۵۰ داده شتاب گرانش زمین در خط برداشتی به طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر است. این داده‌ها با تلاش پیوسته و طولانی‌مدت سازمان نقشه‌برداری ایران تهیه شده است. بر اساس اطلاعات شبکه برداشت فاصله تقریبی بین داده‌ها ۸ کیلومتر است. لذا این داده‌ها، داده‌ی

مناسبی برای مطالعه لیتوسفر و گوشته بالایی شمال‌غرب ایران می‌باشد. در شکل ۳ خط برداشت داده‌های گرانی‌سنجی با یک خط راست سفید در کادر مستطیلی که مشخص‌کننده محدوده مطالعه در شمال‌غرب ایران می‌باشد، نشان داده شده است. خط برداشت به‌گونه‌ای انتخاب شده است که ساختار لیتوسفری زیرسطحی سهند، گسل شمال تبریز و سبلان از روش گرادیان کامل نرمال به‌خوبی قابل‌بازیابی باشد.



شکل ۴. (الف) منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  و منحنی خط چین بیشینه پاسخ در طیف صعودی  $n$  را نشان می‌دهد. دو خط راست قرمز و سیاه تمایز در شیب نمودار، در دو بازه مختلف  $n$  را نشان می‌دهند. (ب) بی‌هنجاری بوگه خط برداشت سفید رنگ مشخص شده در کادر مستطیلی متمایز شمال غرب ایران در شکل ۳. (ج) پاسخ روش گرادیان کامل نرمال برای خط برداشت داده‌های شمال غرب در  $N=26$ . موقعیت سهند، گسل شمال تبریز و سبلان روی مدل نشان داده شده است.

مختلف  $n$  نشان می‌دهند. شکل ۴-ب بی‌هنجاری بوگه خط برداشت مورد مطالعه در شمال غرب ایران را نشان می‌دهد و شکل ۴-ج مدل گرادیان کامل نرمال این خط برداشت را نشان می‌دهد. راهنمای رنگی پاسخ مدل در سمت راست و همچنین موقعیت سهند، گسل شمال تبریز و سبلان روی این مدل نشان داده شده است. با توجه به مدل به دست آمده سهند، گسل شمال تبریز و سبلان شدیداً متأثر از گوه‌ای احتمالاً کم‌چگال با عرض بیش از ۵۰ کیلومتر، مدفون در عمق بیش از ۴۰ کیلومتری می‌باشد که کم‌عمق‌ترین پاسخ آن زیر گسل شمال تبریز قرار

شکل ۴-الف منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  و منحنی خط چین بیشینه پاسخ در طیف صعودی  $n$  را برای تعیین هارمونیک بهینه  $n=N$  به منظور بازیابی مدل گرادیان کامل نرمال خط برداشت مورد مطالعه شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. تنها هارمونیک بهینه منحنی پیوسته لگاریتم  $B_n$  برای  $n$ های صعودی منطبق بر یک ماکزیمم نسبی از منحنی خط چین بیشینه پاسخ در مرز شکستگی طیف هارمونیک است، که این مرز با دو خط راست قرمز و سیاه روی منحنی طیفی مشخص شده است. دو خط راست قرمز و سیاه تمایز در شیب نمودار را در دو بازه

بالایی، مناطق کم سرعت پوسته در محل سهند و سبلان به یک گوه کم سرعت لرزه‌ای مشترک، در مقیاس گوشته بالایی مرتبط می‌شوند. اگر رفتار مناطق کم سرعت در توموگرام لرزه‌ای مطالعه باولی و همکاران (۲۰۱۶) قابل مقایسه با نواحی کم چگال بازیابی شده در مقطع عمقی مدل گرادیان کامل نرمال داده‌های گرانی سنجی (شکل ۴-ج) در حد فاصل سهند و سبلان باشد، هر دو مدل تحلیل مشترکی از ساختار لیتوسفر در این ناحیه ارائه می‌دهند. سهند و سبلان ساختارهایی جوان با گسترش در نئوژن پایانی هستند. محققان بر این باورند که آتش‌فشان‌های پس از برخورد سهند و سبلان دارای مشخصه‌های ژئوشیمیایی در ارتباط با گوشته بالایی هستند (به‌عنوان مثال؛ چیو و همکاران، ۲۰۱۳). پس ناحیه کم چگال بازیابی شده از داده گرانی در گوشته بالایی زیر سهند و سبلان نیز (مانند گوه کم سرعت لرزه‌ای مشترک) همسو با نتایج مطالعات ژئوشیمیایی، ارتباط سهند و سبلان را با گوشته بالایی نشان می‌دهد. بر اساس شواهد لرزه‌ای نیز (اللازکی و همکاران، ۲۰۰۴؛ ۲۰۱۴) گوشته بالایی نسبتاً گرمی در این ناحیه وجود دارد. توموگرام‌های لرزه‌ای  $Pn$  به ذوب بخشی گوشته در این ناحیه اشاره کرده‌اند (اللازکی و همکاران، ۲۰۰۳؛ ۲۰۰۴؛ ۲۰۱۴). مطالعات دیگری نیز به نازک‌شدگی لیتوسفر در این ناحیه اشاره کرده‌اند (به‌عنوان مثال؛ سنگور و همکاران، ۲۰۰۳؛ کسکین، ۲۰۰۳؛ مگی و پرستلی، ۲۰۰۵).

بر اساس مدل به‌دست‌آمده از شکل ۴-ج کم عمق‌ترین محل قرارگیری گوه کم چگال زیر سطحی زیر گسل شمال تبریز قرار می‌گیرد که احتمالاً نازک‌ترین قسمت لیتوسفر در این ناحیه می‌باشد و این نازک‌شدگی احتمالاً اساس تشکیل مرز لیتوسفری ذکر شده در پژوهش افلاکی و همکاران (۲۰۲۱) یا گسل شمال تبریز است. مدل‌های ژئودتیکی (ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ ورنانت و چری، ۲۰۰۶؛ جامور و همکاران، ۲۰۱۱؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹) نیز گسل شمال تبریز را بخشی از مرزی که حوزه‌های تکتونیکی

گرفته است. بر اساس مدل به‌دست‌آمده، سبلان و سهند نیز به تناسب شکل قرارگیری گوه تحت‌تأثیر این ساختار عمیق قرار گرفته‌اند. این اثر برای عمق‌های کمتر از ۴۰ کیلومتر با شدت بیشتری برای سبلان و با شدت کمتری برای سهند در مدل گرادیان کامل نرمال بازیابی شده است. با توجه به مدل به‌دست‌آمده گوه کم چگال زیر سطحی بازیابی شده، نقش بسیار مهمی در نازک‌شدگی احتمالی لیتوسفر در خط برداشت مورد مطالعه دارد و احتمالاً مهم‌ترین منبع در شکل‌گیری و آرایش سهند، گسل شمال تبریز و سبلان است.

##### ۵. بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج پژوهش‌های پیشین در شمال غرب ایران و بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی برخی از محققان مانند مولینارو و همکاران (۲۰۰۵)، عمرانی و همکاران (۲۰۰۸)، آگارد و همکاران (۲۰۱۱) و همچنین مطالعات لرزه‌ای پل و همکاران (۲۰۱۰)، ورقه شدن لیتوسفر یا شکستن ورقه در مراحل مختلف از فرورائش و برخورد زاگرس، عامل اصلی اثرگذار در لیتوسفر شمال غرب ایران است (باولی و همکاران، ۲۰۱۶). بر اساس نتایج مدل به‌دست‌آمده از این پژوهش احتمال وجود هر دو سازو کار یا هر یک از این سازوکارها در تشکیل چنین ناحیه کم چگالی زیر سهند، گسل شمال تبریز و سبلان وجود دارد. همچنین، چنین گوهی کم چگالی به صورت محلی احتمالاً شاهدی بر نازک‌شدگی لیتوسفر (مرتضی‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۸) در این ناحیه می‌باشد که عوارض سطحی آن شامل سهند و سبلان و هم‌سو با پژوهش افلاکی و همکاران (۲۰۲۱)، حتی گسل شمال تبریز نیز باشد.

بر اساس نتایج توموگرافی لرزه‌ای باولی و همکاران (۲۰۱۶)، در مقیاس پوسته سهند و سبلان با نواحی کم سرعت لرزه‌ای قابل تشخیص می‌باشند. این نواحی در سهند با پاسخی سطحی‌تر، در مقیاس پوسته بالایی (کمتر از ۱۵ کیلومتر) و در سبلان ریشه‌دارتر و در مقیاس پوسته پایینی قابل مطالعه می‌باشد. با افزایش عمق تا گوشته

شمال غرب داشته است. به علاوه این روش را می توان برای سایر داده های میدان پتانسیل نیز به کار برد. پس توسعه این روش و روش های مشابه گام مفیدی در مطالعه داده های میدان پتانسیل می باشد.

شمالی و جنوبی را از هم جدا می کند، در نظر گرفته اند. بر اساس نتایج این مطالعه با استفاده از گرادیان کامل نرمال مدلی با قابلیت توضیح ساختار لیتوسفر شمال غرب ایران نتیجه شده است. مهم ترین بحث درباره روش گرادیان کامل نرمال این است که بدون هیچ قید یا اطلاعات اولیه ای نتایجی همسو با نتایج مطالعات اخیر

#### منابع

- Aflaki, M., Shabanian, E., Sahami, S., & Arshadi, M. (2021). Evolution of the stress field at the junction of Talesh – Alborz – Central Iran during the past 5 Ma: Implications for the tectonics of NW Iran. *Tectonophysics*, 821, 229115. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229115>.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., & Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6), 692–725.
- Aghajani, H., Moradzadeh, A., & Zeng, H.L. (2009a). Estimation of depth to salt domes from normalized full gradient of gravity anomaly and examples from the USA and Denmark. *Journal of Earth Science*, 20, 1012–1016. <https://doi.org/10.1007/s12583-009-0088-y>.
- Aghajani, H., Moradzadeh, A., & Zeng, H.L. (2009b). Normalized full gradient of gravity anomaly method and its application to the Mobaruz Sulfide body. Canada. *World Applied Sciences Journal*, 6 (3), 393–400.
- Aghajani, H., Moradzadeh, A., & Zeng, H.L. (2011). Detection of high-potential oil and gas fields using normalized full gradient of gravity anomalies: A case study in the Tabas Basin, Eastern Iran. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1851–1863. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0169-y>.
- Al-Lazki, A. I., Al-Damegh, K. S., El-Hadidy, S. Y., Ghods, A., & Tatar, M. (2014). Pn velocity structure beneath Arabia–Eurasia Zagros collision and Makran subduction zones, Geological Society, London. *Special Publications*, 392(1), 45–60.
- Al-Lazki, A.I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N., & Mohamad, R. (2004). Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates. *Geophysical Journal International*, 158, 1024–1040.
- Al-Lazki, A.I., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R., & Barazangi, M. (2003). Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions. *Geophysical Research Letters*, 30(24). <https://doi.org/10.1029/2003GL017391>.
- Asudeh, I. (1982). Seismic structure of Iran from surface and body wave data. *Geophys J R Astron Soc*, 71, 715–730.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., & Hassanzadeh, J. (2001). Exhumation of the westcentral Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, 29, 559–562.
- Aydın, A. (1997). Evaluation of Gravity Data in Terms of Hydrocarbon by Normalized Full Gradient, Variation and Statistic Methods, Model Studies and Application in Hasankale-Horasan Basin (Erzurum), Ph.D. Thesis, Karadeniz Technical Univ., Natural and Applied Sciences Institute, Trabzon, Turkey.
- Aydın, A. (2007). Interpretation of gravity anomalies with the normalized full gradient (NFG) method and an example. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 2329–2344. <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0271-y>.
- Bavali, K., Motaghi, K., Sobouti, F., Ghods, A., Abbasi, M., Priestley, K., Mortezaejad, G., & Rezaeian, M. (2016). Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 253, 97–107.
- Berezkin, V.M. (1967). Application of the total vertical gradient of gravity for determination of the depth to the sources of gravity anomalies, *Razvedochnaya Geofizika (Exploration Geophysics)*, 18, 69–79.
- Berezkin, V.M. (1973). Application of gravity exploration to reconnaissance of oil and gas reservoirs (in Russian), Nedra Publishing House.
- Berezkin, V.M. (1988). Method of the Total Gradient in Geophysical Prospecting, Moscow, Nedra. (in Russian).
- Blakely, R. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, 136.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., & Iizuka, Y. (2013). Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163, 70–87.

- Dehghani, G.A., & Makris, J. (1984). The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrb Geol Palaontol Abh*, 168, 215–229.
- Dondurur, D. (2005). Depth estimates for slingram electromagnetic anomalies from dipping sheet-like bodies by the normalized full gradient method. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 2179–2195. <https://doi.org/10.1007/s00024-005-2711-x>.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R., & Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1), 27–34. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.029>.
- Egan, S.S., Mosar, J., Brunet, M.F., & Kangarli, T. (2009). Subsidence and uplift mechanisms within the South Caspian Basin: insights from the onshore and offshore Azerbaijan region, Geological Society, London. *Special Publications*, 312(1), 219–240.
- Elysseieva, I.S., & Pasteka, R. (2019). Review Paper: Historical development of the total normalized gradient method in profile gravity field interpretation. *Geophysical Prospecting*, 67, 188–209. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12704>.
- Ghalamghash, J., Mousavi, S. Z., Hassanzadeh, J., & Schmitt, A. K. (2016). Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (Northwestern Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 192–207.
- Hearn, T.M., & Ni, J. (1994). Pn velocities beneath continental collision zones, the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 117, 273–283.
- Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H. (2003). Major Active Faults of Iran, Edition 2003, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J., & Garcia-Castellanos, D. (2012). 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*, 190, 1311–1324. [doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x).
- Jung, K. (1961). *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik*, Akademische Verlagsgesellschaft Gees und Portig KG, Leipzig, 94–95.
- Karsli, H. (2001). The Usage of Normalized Full Gradient Method in Seismic Data Analysis and a Comparison to Complex Envelope Curves: Ph.D. Thesis, Karadeniz Technical Univ., Natural and Applied Sciences Institute, Trabzon, Turkey.
- Karsli, H., & Bayrak, Y. (2010). Application of the normalized total gradient (NTG) method to calculate envelope of seismic reflection signals. *Journal of Applied Geophysics*, 71, 90–97. [doi: 10.1016/j.jappgeo.2010.05.002](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2010.05.002).
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24). <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S.A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P., & Aghamohammadi, A. (2019). An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophysical Journal International*, 17 (2), 832–843. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz045>.
- Li, Y., & Oldenburg, D.W. (1998). 3-D inversion of Gravity Data. *Geophysics*, 63, 109–119. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444302>
- Lin, W., & Zhdanov, M.S. (2018). Joint multinary inversion of gravity and magnetic data using Gramian constraints. *Geophysical Journal International*, 215(3), 1540–1557. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy351>.
- Lü, Y., Liu, B., Pei, S., Sun, Y., Toksöz, M.N., & Zeng, X. (2012). Pn tomographic velocity and anisotropy beneath the Iran region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102 (1), 426–435.
- Maggi, A., & Priestley, K. (2005). Surface waveform tomography of the Turkish Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 160, 1068–1080.
- Mangino, S., & Priestley, K. (1998). The crustal structure of the Southern Caspian region. *Geophysical Journal International*, 133, 630–648.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Ch´ery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., & Vernant, P. (2006). Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 252 (1), 180–188. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.038>.
- McQuarrie, N., & van Hinsbergen, D.J.J. (2013). Retrodeforming the Arabia–Eurasia collision zone: age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology*, 41, 315–318.
- Molinaro, M., Zeyen, H., & Laurencin, X. (2005). Lithospheric structure beneath the South-Eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off. *Terra Nova*, 17, 1–6. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00575.x>
- Mortezanejad, G., Aziz Zanjani, A., Ghods, A., & Sobouti, F. (2013). Insights into the crustal structure and the seismotectonics of the Talesh

- region using the local and teleseismic data. *Geosciences*, 88(2), 38–47.
- Mortezanejad, G., Rahimi, H., Romanelli, F., & Panza G. F. (2018). Lateral variation of crust and upper mantle structures in NW Iran derived from surface wave analysis. *Journal of Seismology*, 23, 77–108, doi.org/10.1007/s10950-018-9794-1.
- Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Shabaniyan, E., Mahmoudabadi, M., & Priestley, K. (2018). Lithospheric seismic structure of the West Alborz Talesh ranges, Iran. *Geophysical Journal International*, 215(3), 1766–1780.
- Motaghi, K., Shabaniyan, E., Tatar, M., Cuffaro, M., & Doglioni, C. (2017). The south Zagros suture zone in teleseismic images. *Tectonophysics*, 694, 292–301.
- Motavalli Anbaran, S.H., Zeyen, H., Brunet, M.F., & Ardestani, V.E. (2011). Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling. *Tectonics*, 30. doi:10.1029/2011TC002934
- Nabighian, M.N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39, 85–92.
- Niassarifard, M., Shabaniyan, E., Solaymani Azad, S., & Madanipour, S. (2021). New tectonic configuration in NW Iran: Intracontinental dextral shear between NW Iran and SE Anatolia. *Tectonophysics*, 811, 228886, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228886.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., & Jolivet, L. (2008). Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106 (3), 380–398.
- Oruç, B. (2011). Source Location and Depth Estimation Using Normalized Full Gradient of Magnetic Anomalies. *Yerbilimleri*, 33 (2), 177-192.
- Pamukçu, O.A., & Akçig, Z. (2011). Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and Discontinuities of its Crust. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 901–917. https://doi.org/10.1007/s00024-010-0145-6.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., & Péquegnat, C. (2010). Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), Geological Society, London. *Special Publications*, 330, 5–18. doi:10.1144/SP330.2
- Pirouz, M., Avouac, J.-P., Gualandi, A., Hassanzadeh, J., Kirschvink, J.L., & Bahroudi, A. (2017). Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening. *Earth and Planetary Science Letters*, 477, 168–182.
- Rikitake, T., Sato, R., & Hagiwara, Y. (1976). *Applied Mathematics for Earth Scientists*, Terra Scientific Publishing Co., Tokyo.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., & Nadariya, M. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111 (B5). https://doi.org/10.1029/2005JB004051
- Robert, M.M., Letouzey, J., Kavooosi, M.A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J., & Aghababaei, A. (2014). Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 68–87.
- Sengor, A.M.C., Ozeren, S., Zor, E., & Genc, T. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N–S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8045. https://doi.org/10.1029/2003GL017858
- Schmitt, A., Ghalamghash, J., Chaharlang, R., Hassanzadeh, J., & Mousavi, S. (2021). Migration of post collisional volcanism in Northwestern Iran at plate tectonic velocities, EGU2020-3709, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-3709
- Shabaniyan, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., & Abbassi, M.R. (2009a). Quaternary sliprates along the north-eastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, north-east Iran). *Geophysical Journal International*, 178, 1055–1077. https://doi.org/10.1111/j.1365-46X.2009.04183.x
- Shabaniyan, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, M.R., & Cochem' e, J.J. (2009b). New tectonic configuration in NE Iran: active strike-slip faulting between the Kopeh Dagh and Binalud mountains. *Tectonics*, 28, TC5002. https://doi.org/10.1029/2008TC002444
- Sindirgi, P., Pamukçu, O., & Özyalin, S. (2008). Application of normalized full gradient method to self potential (SP) data. *Pure and Applied Geophysics*, 165, 409–427. https://doi.org/10.1007/S00024-008 0308-X
- Soleimani Monfared, M., Aghajani, H., & Heydarinejad, Saeid. (2018). structure of giant buried mud volcanoes in the south caspian basin: enhanced seismic image and field gravity data by using NFG method, Interpretation.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari,

- N., & Ghassemi, M.R. (2010). Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions. *Journal of Seismology*, 14(4), 823–836.
- Teknik, V., Ghods, A., Thybo, H., & Artemieva, M.A. (2019). Crustal density structure of the Northwestern Iranian Plateau. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56, 1347–1365. [dx.doi.org/10.1139/cjes-20180232](https://doi.org/10.1139/cjes-20180232).
- Tian, Y., & Wang, Y. (2018). Inversion of the density structure of the lithosphere in the North China Craton from GOCE satellite gravity gradient data. *Earth Planets Space*, 70, 173. <https://doi.org/10.1186/s40623-0180942-1>
- Tunini, L., Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., Vergés, J., & Villaseñor, A. (2015). Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: A petrological-geophysical study. *Geophysical Journal International*, 200, 596–614. [doi:10.1093/gji/ggu418](https://doi.org/10.1093/gji/ggu418).
- Vatankhah, S., Renaut, R.A., & Ardestani, V.E. (2018). Total variation regularization of the 3-D gravity inverse problem using a randomized generalized singular value decomposition. *Geophysical Journal International*, 213, 695–705. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy014>.
- Vernant, P., & Chery, J. (2006). Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia–Eurasia collision zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246 (3), 197–206. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.021>
- Williams, N.C. (2008). Geologically-constrained UBC–GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew–Wiluna greenstone belt, Western Australia: University of British Columbia.
- Xuan, S., Shen, C., Shen, W., Wang, J., & Li, J. (2018). Crustal structure of the SouthEastern Tibetan Plateau from gravity data: new evidence for clockwise movement of the Chuan–Dian rhombic block. *Journal of Asian Earth Sciences*, 159, 98–108. <https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2018.03.018>
- Xuan, S.B., Shen, C.Y., & Tan, H.B. (2015). Tectonic implications of images of Bouguer gravity anomaly and its normalized full gradient in Lushan–Kangding area. *Chinese Journal of Geophysics*, 58, 4007–4017 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, H.L., Meng, X.H., Yao, C.L., Li, X.M., Lou, H., Guang, Z.N., & Li, Z.P. (2002). detection of reservoirs from normalized full gradient of gravity anomalies and its application to Shengli oil field, East China. *Geophysics*, 67, 1138–1147.
- Zhang, Y., & Wong, Y.S. (2015). BTTB-based numerical schemes for three-dimensional gravity field inversion. *Geophysical Journal International*, 203 (1), 243–256. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv301>
- Zor, E., Sandvol, E., Gorbuz, C., Turkelli, N., Seber, D., & Barazangi, M. (2003). The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8044. <https://doi.org/10.1029/2003GL018192>