

Research Article

## Investigating the temporal evolution of deformation pattern based on the integration of structural and thermochronometric data in the Bozgoosh-Chehel Noor Mountain Range, NW Iran

Asghar Ahmadi<sup>1\*</sup>, Ebrahim Gholami<sup>2</sup>, Mohammadmahdi Khatib<sup>2</sup>, Saeed Madanipour<sup>3</sup>,  
Ali Mehrvarz Damerchi<sup>3</sup>

1- Department of Geology, Payam-e-Noor University, Iran

2- Department of geology, Faculty of science, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Department of Earth Sciences, Tarbiat Modares University

**Keywords:** *Exhumation, Uplift, Deformation, Thermochronometric, Alborz.*

### 1-Introduction

The convergence of the Arabian and Eurasian plates since the Late Cretaceous has caused the evolution of the Iranian Plateau as the middle part of the Alpine-Himalayan mountain range and has also led to the development of erosional discontinuities in the stratigraphic sequence in mountain ranges such as Alborz and Zagros (Berberian and King 1981; Berberian 1983; Sengor 1990; Ziegler 2001). Alborz mountain range is an open V-shaped intracontinental mountain range located on the southern margin of the Caspian Sea. This outcrop has been affected by extensional and compressive tectonics during the Late Triassic (Zanchi et al., 2006) and under compression during the Tertiary (Guest et al., 2006), respectively.

Advances in low-temperature thermochronometry and outcrop dating with cosmogenic isotopes have significantly increased our ability to resolve the timing and rates of erosional processes (von Blanckenburg, 2005; Reiners and Brandon, 2006). New techniques in apatite and zircon ((U-Th)/He) dating have increased the temperature range and the precision of mineral cooling age (Farley, 2002). Thermochronology measures the time and speed at which rocks approach the surface and cool due to exhumation (Reiners and Brandon, 2006). Effective tectonic phases in a region are the most critical factors affecting erosion, so it is necessary to identify them to study the temporal and spatial erosion patterns.

So far, no study has been conducted regarding temperature-chronometry in the Bozgoosh mountain range and Chehelnoor mountain range located in the northwest of the Iranian plateau to estimate the cooling phases as well as the rate of local uplift and uplift and their adaptation to deformation patterns. Therefore, this study attempts to provide a model of the history of these mountain ranges' temporal and spatial evolution by combining the structural data and low-temperature chronometric temperature.

### 2-Material and methods

Plotting the information related to the age of the samples against their height on the diagram is one of the best methods to estimate the amount of tectonic erosion using temperature-age data. The tectonic erosion rate is determined by the slope of the best line connecting the samples (Ehlers, 2005). Three final thermal models are obtained based on interpreting temperature-age data on the age-height diagram. In the first model, it is assumed that the isotherm associated with the desired thermal window is located at a constant height compared to the sea level, and the samples taken from the surface have passed through the desired thermal window at the same height. This model is used for regions with short wavelength topography (< 10 km) and negligible erosion rate (Stuwe et al., 1994; Ehlers, 2005). Sampling can be done from any topographical point. The second final model is based on the assumption that the thermal isotherm follows

\* Corresponding author: ahmadipnu@yahoo.com

DOI: 10.22055/AAG.2023.43708.2370

Received: 2023-05-27

Accepted: 2023-09-01

the topographic pattern. Unlike the first model, the second model does not have the same height, and different points have the same depth as the ground surface. This model can be used in areas where the topography has a long wavelength ( $> 40$  km) and significant erosion rate. Sampling is done in vertical profiles; each sample has passed through the thermal window at the same depth. In the first and second models, the slope shows the best line of tectonic erosion rate. If this line continues with the same slope until the y-axis is interrupted, the desired thermal window temperature will be determined (Ehlers, 2005). The third model is closer to reality and has fixed the defects of the other two models, in which the base height of the thermal window isotherm and its depth concerning the ground surface is different in different parts of the orogen. Thermo-tectonic processes control spatial changes of the isotherm. Therefore, in the third model, the connecting line does not show the position of the samples in the age-height diagram of the erosion rate. In such models, more complex interpretations are needed to estimate the tectonic erosion rate according to the controlling factors of thermal window isotherm changes (Ehlers, 2005).

Information on the tectonic erosion of rocks with a depth of 4 to 6 km is also obtained from the temperature-chronometric method, although this method is inactive in the areas. The range of temperature sensitivity process of (U-Th)/He is 40 to 80 °C and detection of tectonic erosion at a depth of 1.5 to 2.5 km (Farley and Stockli, 2002).

In the studied area, bedrock sampling was done to estimate temperature age. Sampling has been done in both structural processes with proper distribution of rock units with various age changes and a high probability of apatite mineral presence. Thirty-one samples were taken, but due to the sensitivity and very high cost of the analysis, finally, five samples were found suitable for temperature-age analysis by helium/apatite method in the laboratory of UCL University, England. 5 appropriate samples were sent to the laboratory of the Beijing Academy of Sciences to obtain the absolute age of the samples and perform thermal modeling of at least three intrusive masses in the study area.

### 3-Results and discussions

Although the thermo-chronometric data of low-temperature apatite/helium from the western part of Bozgoosh and Chehelnoor mountain do not show the exhumation rate in terms of elevation according to the age versus elevation models, their distribution pattern indicates a suitable trend of the cooling pattern and transition between these two elevations. Although the samples from both mountain ranges were taken from the same structural and stratigraphic levels, the difference in the cooling process in the data indicates the difference in the beginning of the Cenozoic uplift in these two mountain ranges. The ages of 19 to 25 Ma years were determined from the samples CN-TG2, BG-G1, BG-G2, and CN-TM3 in the Bozgoosh mountain range, and the age of 15.2 million years in the sample GK-G1 in Chehel Noor mountain range.

According to the comfortable sequence from Precambrian to Jurassic rocks, tectonic relaxation has been established in the study area. There was no significant deformation, and the sedimentation rate was low (Balling, 2014). A small outcrop of Cretaceous rocks and an angular discontinuity with Cenozoic sediments indicate a significant late Cretaceous deformation and erosion processes in the study area. Late Cretaceous metamorphic evidence has been observed in Zanjan (Stocklin and Nabavi, 1965), in the Alborz Mountains (Zanchi et al., 2006; Yassaghi and Madanipour, 2008), and the Kopedagh region (Lasemi 1995), which indicates that in the Cretaceous the end of the northern part of Iran has been affected by the shortening event. At about 21 Ma, the extensional phase changed to the Miocene compressional phase, which begins this metamorphism before the deposition of the Upper Red Formation (Ballato et al., 2008). The absence of significant faults on the surface and the results of the kinematic models in the Iranian plateau indicate the subsurface duplex ridges that caused the folding and erosion of the surface and related to the shortening of the Miocene (Balling, 2014). Both mountain ranges' temperature-chronometric data indicate that metamorphism affected them during the Arabian-Eurasian continental collision in the early Oligocene and middle Miocene.

### 4-Conclusion

Using the integration of structural data and analyzing temperature-chronometric data, the low-temperature age of the cooling of the Bozgoosh mountain range (19-25 million years) and the Chehelnoor-Qaiflankuh mountain range (15 million years) was obtained. The age obtained is comparable with the results of the

analysis of the Central Bogoosh and the age of the beginning of metamorphism in the Talash mountain range. The beginning of the deformation of the Bozgoosh mountain range is the beginning and older of the Oligocene mountain range. The origin of metamorphism in the Chehelnoor-Kaiflankoh mountain range is related to the middle Miocene. Therefore, these two structural processes can't start metamorphism simultaneously. As a result of a single metamorphism, they were formed at different times under the influence of regional shortening.

## 5-References

- Ballato, P., Nowaczyk, N.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., 2008. Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, northern Iran. *Tectonics* 27(6). <https://doi.org/10.1029/2008TC002278>
- Balling, P., 2014. Deformation styles and exhumation patterns in the Northern Iranian Plateau: An integrated balanced cross sections and low-temperature thermochronology (AHe and ZHe) study. M.sc Thesis, University of Potsdam, P. 81.
- Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Geodynamics Series* 3, 5– 32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>
- Berberian, M. 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Science* 20, 163-183p. <https://doi.org/10.1139/e83-015>
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206(1), 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01069-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01069-5)
- Ehlers, T.A., 2005. Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 315-350. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.12>
- Farley, K.A., Stockli, D.F., 2002. (U–Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime, in Phosphates: Geochemical, geobiological, and materials importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48, 559-577. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.15>
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2(1), 35–52. <https://doi.org/10.1130/GES00019.1>
- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh basin, NE Iran- facies, palaeoenvironments and sequences. *Sedimentary Geology* 99(3), 151-164. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00041-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00041-6)
- Reiners, P.W., Brandon, M.T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion: Annual Review of Earth and Planetary Sciences 34, 419–466. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202>
- Sengor, A.M.C., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C., (Eds.) *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society, London, Special Publications PP. 797-831. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49>
- Stocklin, J., Nabavi, M.S.M., 1965. Geology and Mineral Resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran). Technical report, Geological Survey of Iran (GSI). Doc. No: k3596
- Stuwe, K., White, L., Brown, R., 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms; application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 124(1-4), 63-74. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00068-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00068-9)
- von Blanckenburg, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 462–479. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>
- Yassaghi, A., Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Moshfa Fault, Central Alborz Range, Iran. *Journal of Structural Geology* 30(12), 1507–1519. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.006>

- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28, 2023-2037. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020>
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia* 6(3), 445-504. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0603445>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Ahmadi, A., Gholami, E., Khatib, M., Madanipour, S., Mehrvarz Damerchi, A., 2024. Investigating the temporal evolution of deformation pattern based on the integration of structural and thermochronometric data in the Bozgoosh-Chehel Noor Mountain Range, NW Iran. *Adv. Appl. Geol.* 14(1), 186-201.

DOI: 10.22055/AAG.2023.43708.2370

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_18657.html](https://aag.scu.ac.ir/article_18657.html)

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

## مطالعه الگوی فرایش و سبک دگرشکلی بر اساس داده های ساختاری و دما-سن سنجی،

### کوهزاد البرز، شمال غرب ایران

اصغر احمدی\*

گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ایران

ابراهیم غلامی

گروه زمین شناسی- دانشکده علوم- دانشگاه بیرجند

محمد مهدی خطیب

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

سعید معدنی پور

استاد گروه تکتونیک دانشگاه تربیت مدرس تهران

علی مهرورز دیمرچی

گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت مدرس

\*ahmadipnu@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۱۰

### چکیده

رشته کوه های بزقوش-چهل نور در بخش غربی کوهزاد البرز قرار گرفته است. این منطقه از لحاظ روند شکل گیری، رشد و تکامل خود دارای تاریخچه زمین ساختی مشابه با البرز غربی می باشد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه شامل رسوبات پالئوژن و نئوژن است؛ اگرچه واحدهای سنگی قدیمی تر به سن پرکامبرین تا اواخر کرتاسه در شرق رشته کوه بزقوش، شمال رشته کوه چهل نور و بخش هایی از بلندی های قافلانکوه (ادامه رشته کوه چهل نور) نیز رخنمون یافته است. رشته کوه بزقوش دارای روند تقریبی شرقی- غربی و رشته کوه چهل نور با روند تقریبی شمالی- جنوبی تقریباً عمود نسبت به یکدیگر قرار گرفته اند. گسل گرمه چای با سازوکار معکوس چپ بر و گسل جنوبی بزقوش با سازوکار معکوس راست بر مهم ترین گسل های منطقه هستند و نقش عمده ای در شکل گیری این ارتفاعات دارند. تاکنون مطالعه دما- سن سنجی به منظور تعیین زمان شکل گیری اولیه، نرخ فرایش و فرازش در این منطقه انجام نشده است. نتایج آنالیزهای دما- سن سنجی درجه حرارت پایین اورانیوم- توریم/ هلیوم در آپاتیت و تلفیق آن با داده های ساختاری نشان داد سن سردشدگی رشته کوه بزقوش (۱۹-۲۵ میلیون سال) و سن سردشدگی رشته کوه چهل نور- قافلانکوه (۱۵ میلیون سال) می باشد. بنابراین احتمالاً شروع دگرشکلی رشته کوه بزقوش الیگوسن آغازی و در رشته کوه چهل نور- قافلانکوه میوسن میانی بوده است.

**واژه های کلیدی:** فرایش، فرازش، دگرشکلی، دما- سن سنجی، البرز.

### ۱- مقدمه

شکل گیری کوهزادها (Orogens) ناشی از فرآیندهای زمین ساختی است. کوهزادها طیف گسترده ای از پدیده ها، از جمله هوازدگی، فرسایش، آب و هوا، هیدرولوژی، انتقال و رسوبگذاری رسوبات، توزیع های زیستی و منابع طبیعی و خطرات را کنترل می کنند. همچنین معماری کوهزادها حاوی سرخ هایی از پویایی همرفت گوشته و حرکت صفحات زمین ساختی می باشد.

همگرایی صفحات عربی و اوراسیا از زمان کرتاسه پایانی- سنوزوئیک باعث تکامل فلات ایران به عنوان بخش میانی کوهزاد آلپ- هیمالیا شده و همچنین منجر به ایجاد ناپیوستگی های فرسایشی در توالی چینه شناسی در کوهزادهایی مانند البرز و زاگرس شده است (Berberian and King, 1981; Berberian, 1983; Sengor, 1990; Ziegler, 2001). کوهزاد البرز یک کمربند کوهزاد درون قاره ای به شکل V باز در حاشیه جنوبی دریای خزر قرار گرفته است. این کوهزاد در طول تریاس پایانی (Zanchi et al., 2006) و در طول ترشیر



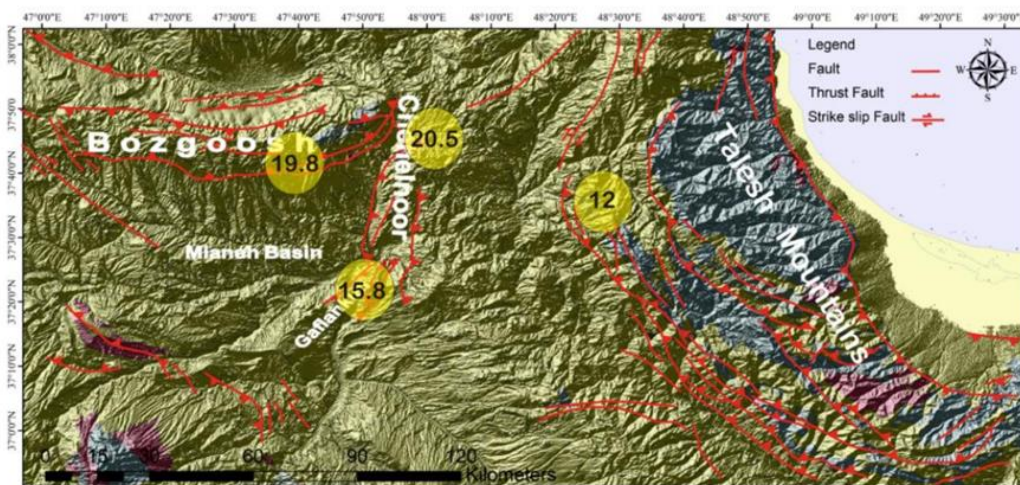
تاکون مطالعه‌ای در رابطه با دما-سن‌سنجی در رشته کوه بزقوش و رشته کوه چهل‌نور واقع در شمال غربی فلات ایران به منظور تخمین مراحل سردشدگی و همچنین نرخ فرآیند فرایش و فرازش محلی و انطباق آن‌ها با الگوهای دگرشکلی انجام نشده است. بنابراین در این مطالعه سعی شده است تا با تلفیق داده‌های ساختاری و دما-سن‌سنجی درجه حرارت پایین به عنوان الگویی از تاریخچه تکامل زمانی و مکانی این رشته‌کوه‌ها ارائه شود.

## ۲- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه غربی کوهزاد البرز در بین عرض‌های جغرافیایی  $37^{\circ} 30'$  تا  $38^{\circ} 00'$  و بین طول‌های  $47^{\circ} 30'$  تا  $48^{\circ} 30'$  واقع شده است. این منطقه از نظر زمین‌ساختی در بخش عمده‌ای از روند شکل‌گیری، رشد و تکامل خود سرگذشت مشابه با البرز را طی نموده است. منطقه مورد مطالعه در محل پیوستگاه رشته کوه‌های بزقوش شرقی-چهل‌نور (منطقه مورد مطالعه) با دو روند ساختاری متفاوت به ترتیب شرقی-غربی و شمال‌شمال‌شرقی-جنوب‌جنوب‌شرقی می‌باشد. گسل گرمه‌چای با سازوکار چپ‌بر معکوس و گسل جنوبی بزقوش با سازوکار معکوس راست‌بر از موثرترین گسل‌های منطقه می‌باشند و نقش عمده‌ای در شکل‌گیری این رشته‌کوه‌ها داشته‌اند (شکل ۱). براساس داده‌های سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS) تغییر واضحی در جنبش‌ساختی گسل‌های مذکور، به عبارتی از رژیم زمین‌ساخت ترافشارشی (گسل گرمه‌چای) به معکوس (گسل جنوبی بزقوش) انجام گرفته است (Hessami et al., 2003).

(Guest et al., 2006) به ترتیب تحت تاثیر زمین‌ساخت کششی و فشارشی بوده است.

پیشرفت‌ها در دمانگاری دمای پایین و سن‌سنجی رخنمون با ایزوتوپ‌های کیهان‌زا، توانایی ما را برای حل زمان‌بندی و نرخ فرآیندهای زمین‌ساختی و فرسایشی بسیار افزایش داده است (Von Blanckenburg, 2005; Reiners and Brandon, 2006). زوش‌های جدید در سن‌سنجی آپاتیت و زیرکون (U-Th)/He، دامنه تعیین دما و دقت سن سردشدگی کانی را افزایش داده است (Farley, 2002). دما-سن‌سنجی، زمان و سرعت نزدیک شدن سنگ‌ها به سطح زمین و سردشدن در نتیجه فرآیند فرایش را اندازه‌گیری می‌کند (Reiners and Brandon, 2006). فازهای زمین‌ساختی موثر در یک منطقه به عنوان مهم‌ترین عامل موثر بر فرایش هستند، بنابراین برای مطالعه الگوی زمانی و مکانی فرایش نیازمند شناسایی این فازها در منطقه است. تعیین سن زمانی یک کانی ویژه از پنجره دمایی (Closure Temperature) توسط روش دما-سن‌سنجی مشخص می‌شود و مطالعه مربوط به سن سردشدگی یک سنگ در طی فرآیند فرایش می‌باشد (Dadson, 1973). کانی‌های مختلف دارای پنجره دمایی متفاوت هستند بنابراین با استفاده از توالی دما-سن‌سنجی بر روی یک نمونه مسیر سردشدگی در پوسته مشخص می‌شود. در میان روش‌های مختلف، مناسب‌ترین گزینه در کوهزادهای جوان و فعال، روش سن‌سنجی آپاتیت و زیرکون (U-Th)/He به علت محدود بودن پنجره حرارتی پایین ( $30-160^{\circ}\text{C}$ ) است (Lisker et al., 2009).



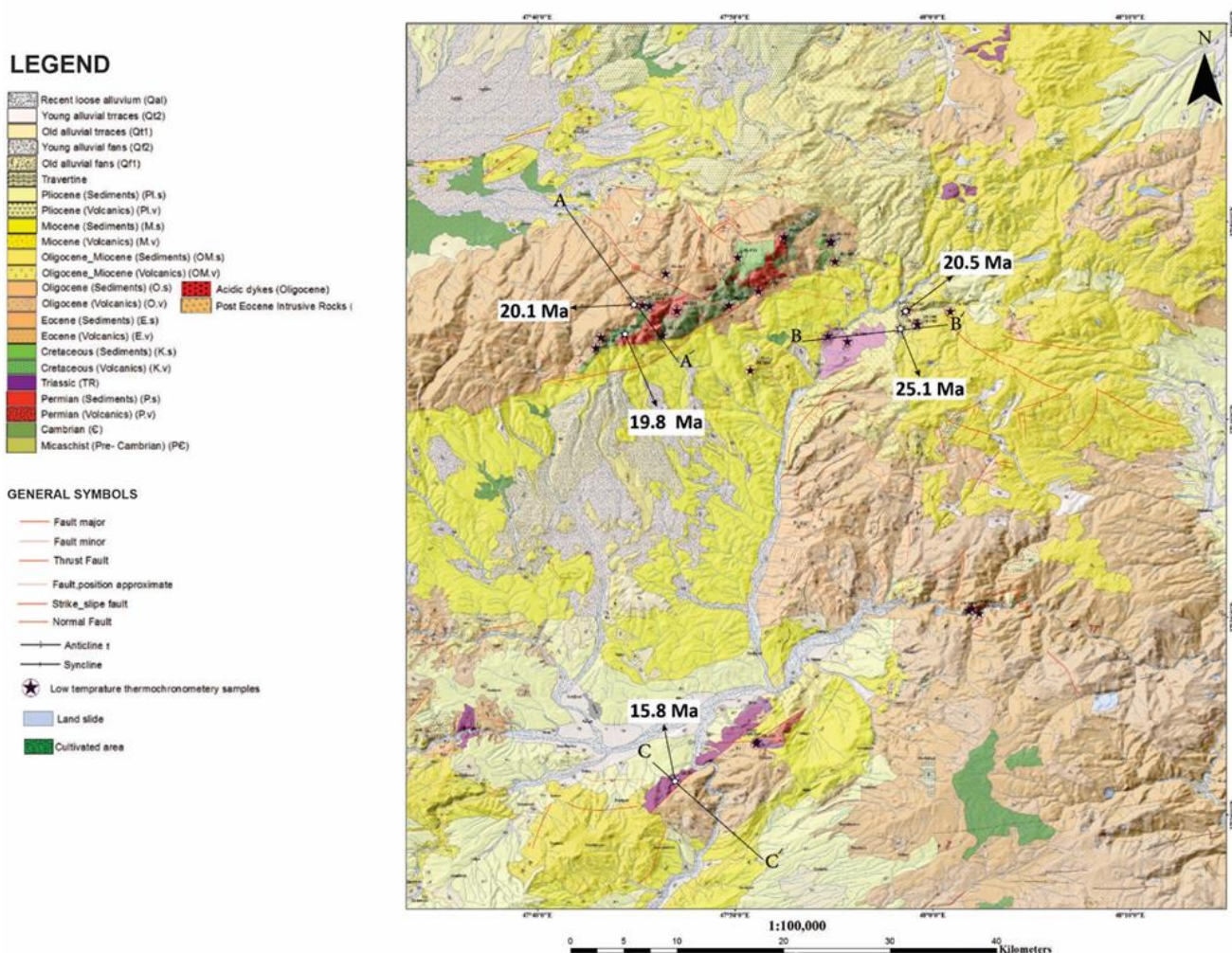
شکل ۱- نقشه حاشیه شمال غربی فلات ایران و توزیع سردشدگی در منطقه مورد مطالعه. گسل‌ها از Berberian و Yeats (۱۹۹۹).

Fig. 1. Map of the northwest edge of the Iranian plateau and distribution of cooling in the study area. Faults adopted from Berberian and Yeats (1999).

است. در واقع این مرحله در ارتباط با سردشدگی ماگما مربوط به پلوتونیسیم ترشیر در البرز می باشد (Berberian and Berberian, 1981).

در منطقه مورد مطالعه بیشتر واحدهای سنگی شامل سنگهای آتشفشانی و رسوبات پالئوژن و نئوژن است. اگرچه واحدهای سنگی قدیمی تر سن پرکامبرین؟ (سنگهای دگرگونی) تا اواخر کرتاسه نیز در شرق رشته کوه بزقوش، شمال رشته کوه چهل نور و بخش هایی از بلندیهای قافلانکوه مشاهده می گردد (شکل ۲).

اولین مطالعه در رابطه با تاریخچه حرارتی و فرآیند فرایش در البرز محدود به بخش کوچکی در جنوب غرب البرز مرکزی انجام گرفته است (Axen et al., 2001; Guest et al., 2006). نتایج مربوط به سنسنجی ((U-Th)/He) از دو توده نفوذی علم کوه و اکاپل در البرز مرکزی، نشانگر ایزوترمهای حرارتی در بازه زمانی ۲۰ تا ۴۰ میلیون سال پیش ثابت بوده است و آرامش زمین ساختی در این زمان را نشان می دهد. قدیمی ترین مرحله سردشدگی در نمونه های توده های نفوذی با سن ائوسن میانی مربوط به ۳۹ میلیون سال پیش



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و محل برش عرضی.  
Fig. 2. Geological map of the study area and location of cross section

مشخص نموده است (Bigdeli et al., 2014). سازند فجن، قدیمی ترین رسوبات سنوزوئیک در منطقه مورد مطالعه است.

مطالعات پتروفابریک سنگ های موجود در منطقه سه مرحله دگرشکلی D1, D2, D3 و دو مرحله دگرگونی M1 و M2 را



افکنه‌ای دچار فرازش شده‌اند. این گسل در جنوب رشته کوه چهل‌نور باعث راندگی واحدهای سنی میوسن بر روی واحدهای مارنی پلیوسن به سمت غرب و دگرریختی در بلوک‌های فرادیواره و فرودیواره گسل شده است (شکل ۳). همراه با این راندگی جابجایی چپ‌بر نیز در سطوح لغزشی مشاهده می‌شود (شکل ۴). سطوح شیب‌لغز مذکور نمود بارزی از فرآیند تقسیم‌شدگی جابجایی در یک سامانه امتدادلغز همگرا (convergent strike-slip/ Transpressional) می‌تواند باشد.

راستای میانگین گسل گرمه‌چای ۰.۲۰ و شیب آن E۷۵ می‌باشد که نشانگر مولفه غالب چپ‌بر است و بسته به میل خطوط خش‌لغز مولفه‌های نرمال یا معکوس را نشان می‌دهند (شکل ۵). دگرریختی در یک پهنه چند صد متری در میان سطوح گسل با امتدادی موازی با راستای دره رودخانه گرمه‌چای توزیع شده است. با بررسی عکس هوایی و شواهد ریخت‌زمین‌ساخت جابجایی چپ‌بر در اثر گسل گرمه‌چای در شمال رودخانه گرمه‌چای، کانال رودخانه را بریده (River offset) است (شکل ۶).

این سازند به رویداد دگرریختی ناحیه‌ای کرتاسه بالایی-پالئوسن مرتبط است. عمده رخنمون منطقه در رشته کوه بزقوش مربوط به سازند کرج که به صورت ناهمساز بر روی سازند فجن قرار گرفته است.

ساختارهای اصلی منطقه رشته کوه‌های بزقوش و چهل‌نور در اثر جنبش گسل‌های فشاری و امتدادلغز تشکیل و تکامل یافته‌اند (Faridi, 2013). بعد از گسلش، چین‌خوردگی از مهم‌ترین ساختارهای دگرریختی موثر بر واحدهای سنگی منطقه است. در مقیاس‌های مختلف میکروسکوپی تا ناحیه‌ای چین قابل مشاهده است. اثر سطح محوری چین‌ها در بخش‌های شمالی رشته کوه چهل‌نور شمالی-جنوبی و در رشته کوه بزقوش شرقی-غربی است. اگرچه در برخی از چین‌ها اثر سطح محوری دارای تغییر روند است که ناشی از جابجایی گسل‌ها در مجاورت آن‌هاست.

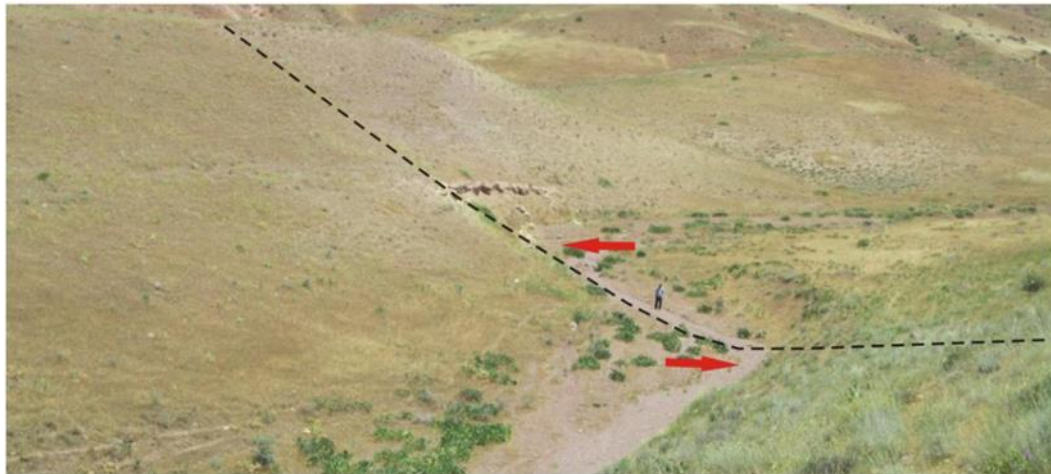
یکی از سیماهای مورفوتکتونیک در منطقه، رودخانه گرمه‌چای است که عملکرد گسل فعال گرمه‌چای باعث تغییر راستای مسیر و شکل توپوگرافی رودخانه شده است. همچنین به علت زمین‌ساخت فعال، تراس‌های آبرفتی و رسوبات مخروط



شکل ۳- راندگی واحدهای سنگی میوسن بر روی لایه‌های مارنی پلیوسن در جنوب رشته کوه چهل‌نور بر اثر عملکرد گسل گرمه‌چای (نگاه به شمال).

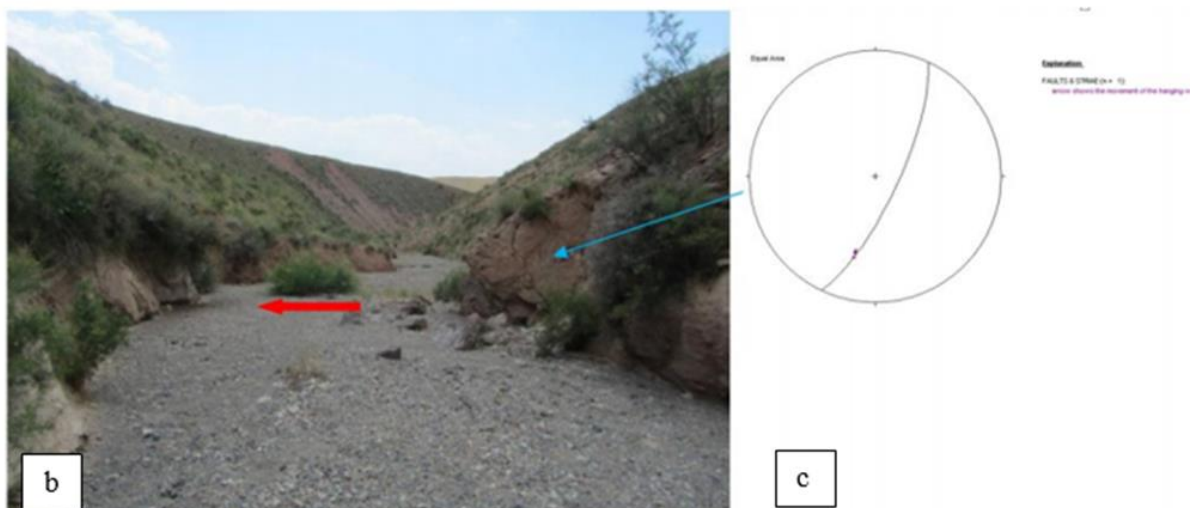
Fig. 3. Thrusting of Miocene rock units on the Pliocene Marl layers in the south of Chehel Noor due to Garmechai Fault activity





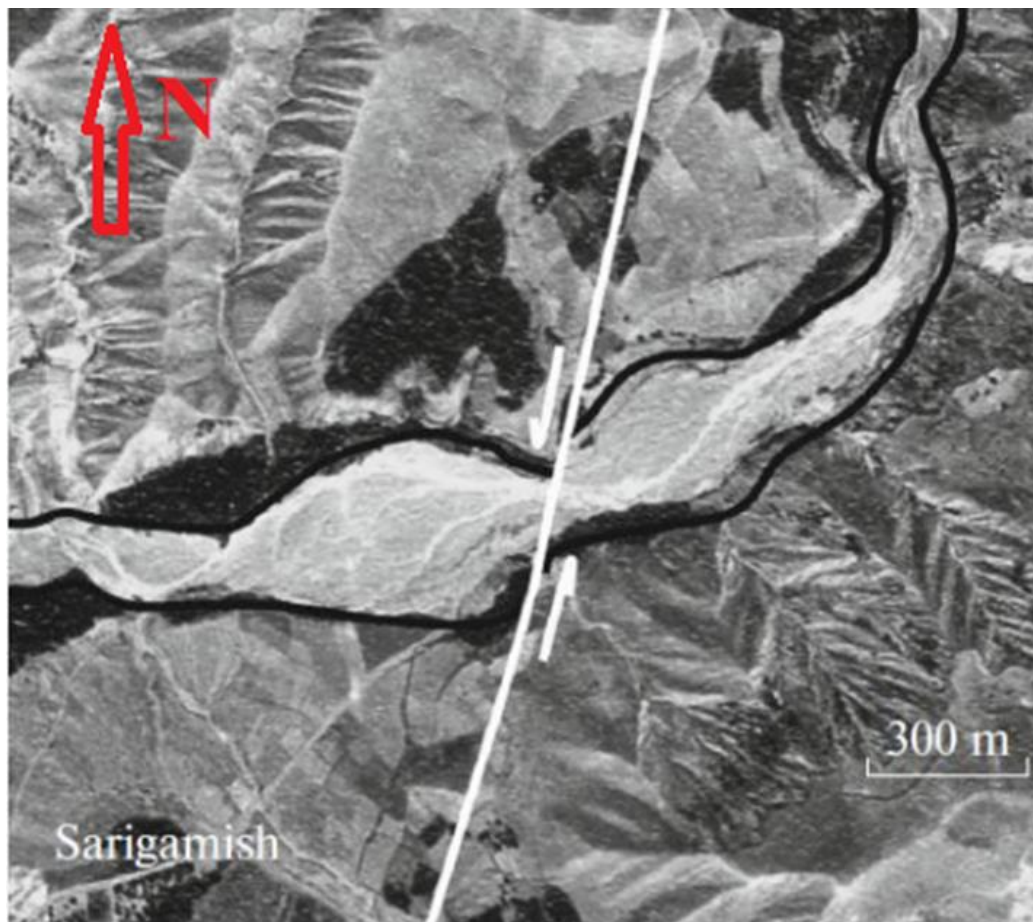
شکل ۴- انحراف مسیر آبراهه در اثر گسلس چپبر (نگاه به شرق).

Fig. 4. Deflection of drainage rout due to left lateral faulting (view to east)



شکل ۵- (a) جابجایی چپبر با مولفه معکوس در سنگهای آذرآواری میوسن در پهنه گسلی گرمهچای (نگاه به شمال. بلوکها با فلش قرمز مشخص شده‌اند). (b) انحراف مسیر آبراهه در اثر گسلس چپبر نگاه به غرب و (c) تصویر استرایوگرافیکی از اندازه‌گیری گسل.

Fig. 5. (a) Left-lateral displacement with reverse component in Miocene pyroclastic rocks in Garmechai fault zone (view to north) (blocks are marked with red arrows), (b) Deflection of the drainage due to the left- lateral faulting (view to west) and (c) Stereographic image of the fault measurement.



شکل ۶- عکس هوایی نشان دهنده جابجایی چپ بر دره گرمه‌چای در شمال شرق روستای ساری‌قمیش (Faridi, 2013).

Fig. 6. Aerial photo of the left lateral movement of the Garmechai valley in the northeast of Sari-Qomish village (Faridi, 2013).

### ۳- روش پژوهش

باشد استفاده می‌شود (Stuwe et al., 1994; Ehlers, 2005). نمونه‌برداری از هر نقطه توپوگرافی می‌تواند انجام شود. مدل نهایی دوم بر این فرض استوار است که ایزوترم حرارتی، از الگوی توپوگرافی تبعیت می‌کند (شکل ۷). مدل دوم برخلاف مدل اول ارتفاع یکسان نمی‌باشد و نسبت به سطح زمین نقاط مختلف عمق یکسانی دارند. این مدل در مناطقی که توپوگرافی دارای طول موج بلند ( $< 40 \text{ Km}$ ) و نرخ فرسایش قابل توجه بوده قابل استفاده است. نمونه‌برداری در نیمرخ‌های قائم انجام می‌گیرد، یعنی هر نمونه در عمق مشابه از پنجره حرارتی گذر نموده است. در مدل اول و دوم شیب بهترین خط نرخ فرسایش زمین‌ساختی را نشان می‌دهد. در صورت ادامه این خط با همان شیب تا قطع شدن محور  $y$ ، دمای پنجره حرارتی مورد نظر مشخص خواهد شد (Ehlers, 2005). مدل سوم بیشتر به واقعیت نزدیک‌تر

ترسیم اطلاعات مرتبط با سن نمونه‌ها در برابر ارتفاع آن‌ها بر روی نمودارهای مرتبط، یکی از بهترین روش‌ها برای تخمین میزان فرسایش در اثر فرآیندهای زمین‌ساختی با استفاده از داده‌های دما-سن‌سنجی است. نرخ فرسایش زمین‌ساختی با شیب بهترین خطی که نمونه‌ها را به هم متصل می‌کند، مشخص می‌شود (Ehlers, 2005). سه مدل حرارتی نهایی براساس تفسیر داده‌های دما-سن‌سنجی بر روی نمودار سن-ارتفاع حاصل می‌شود. در مدل اول فرض بر این است که ایزوترم مرتبط با پنجره حرارتی مورد نظر، در ارتفاع ثابتی نسبت به سطح دریا قرار گرفته و نمونه‌هایی که از سطح برداشته شده‌اند در ارتفاع مشابه از پنجره حرارتی مورد نظر گذر کرده‌اند (شکل ۷). این مدل برای مناطقی که توپوگرافی دارای طول موج کوتاه ( $> 10 \text{ Km}$ ) و نرخ فرسایش ناچیز

هلیوم مشتق از ساماریوم، نرخ سردشدگی، آسیب تابش هستند.

برداشت نمونه برای دما-سن سنجی درجه حرارت پایین می‌تواند بر روی نمونه سنگی و یا آواری حوضه آبریز مجاور یا درون کوهزاد صورت گیرد. از واحدهای سنگ بستر از مغزه‌های حفاری عمیق نمونه‌برداری برای محاسبه نرخ فرسایش زمین‌ساختی انجام شود تا نیمرخ قائم مناسبی تهیه شود و تا جایی که سن‌ها به صفر تمایل یابد، نمونه برداشت می‌شود (House et al., 1998).

در منطقه مورد مطالعه برای تخمین دما-سن سنجی نمونه‌برداری بر روی سنگ بستر انجام شده است. نمونه‌برداری در هر دو روند ساختاری با پراکندگی مناسب از واحدهای سنگی با تغییرات سنی متنوع و احتمال بالای حضور کانی آپاتیت صورت گرفته است. ۳۱ نمونه برداشت شد اما با توجه به حساسیت و هزینه بسیار بالا آنالیز، در نهایت ۵ نمونه برای آنالیز دما-سن سنجی به روش هلیوم/آپاتیت در آزمایشگاه دانشگاه UCL انگلستان مناسب تشخیص داده شدند (جدول ۱). ۵ نمونه مناسب به آزمایشگاه آکادمی علوم پکن ارسال شد تا سن مطلق نمونه‌ها بدست آید و مدل‌سازی حرارتی حداقل ۳ توده نفوذی در منطقه انجام شود.

برای آماده‌سازی نمونه‌ها (استخراج کانی‌های سنگین آپاتیت و زیرکن) مراحل مختلفی شامل خردایش اولیه، الک کردن نمونه‌ها، لاک‌شویی، خشک نمودن نمونه‌ها، مغناطیس‌گیری، استفاده از مایع سنگین بروموفرم، استفاده از مایع سنین یدیدمتلین و در نهایت جداسازی کانی‌های سنگین با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی است. برای دستیابی به سن سردشدگی معنادار و قابل مقایسه زمین‌شناسی انتخاب دانه‌های منفرد آپاتیت با اندازه مشابه برای به حداقل رسیدن خطا ضروری است. پس از انتخاب بلورها از همه آن‌ها عکس گرفته و مشخصات آن‌ها از قبیل شکل ظاهری، نوع و وضعیت نوک بلورها، طول و عرض در سه بعد اندازه‌گیری شده و سپس درون یک تیوپ پلاتینیوم یا نیوبیوم مخصوص بسته‌بندی می‌شوند (Farley et al., 1996).

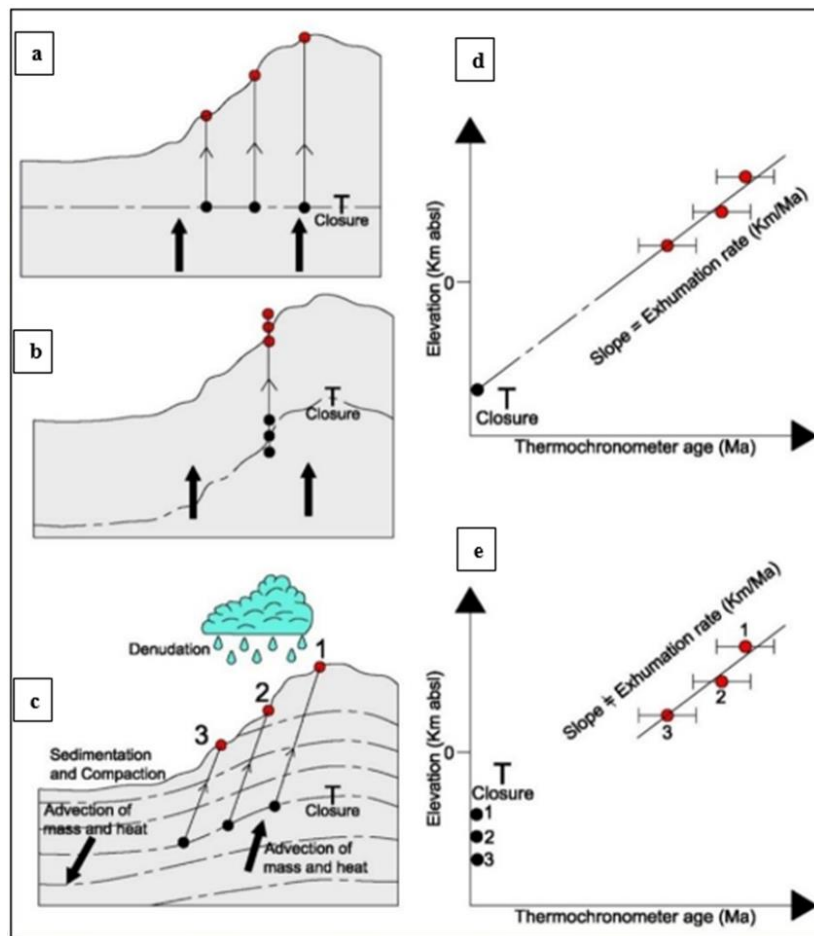
بوده و نقص‌های دو مدل دیگر در آن برطرف شده است. در این مدل نه تنها ارتفاع پایه ایزوترم پنجره حرارتی، بلکه عمق آن نسبت به سطح زمین در نقاط مختلف کوهزاد متفاوت است (شکل ۷). تغییرات فضایی ایزوترم توسط فرآیندهای حرارت-زمین‌ساختی (Thermo-Tectonic processes) کنترل می‌شوند. بنابراین در مدل سوم خط وصل کننده موقعیت نمونه‌ها در نمودار سن-ارتفاع نرخ فرسایش را نشان نمی‌دهد (شکل ۶). در چنین مدل‌هایی با توجه به فاکتورهای کنترل‌کننده تغییرات ایزوترم پنجره حرارتی برای تخمین نرخ فرسایش زمین‌ساختی نیاز به اطلاعات فرسایش زمین‌ساختی سنگ‌های با عمق ۴ تا ۶ کیلومتر را از روش دما-سن سنجی نیز بدست می‌آید. محدوده حساسیت دمایی روش  $(U-Th)/He$  40 تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد و آشکارسازی فرسایش زمین‌ساختی در عمق ۱/۵ تا ۲/۵ کیلومتر است (Farley and Stockli, 2002). این روش بر پایه رشد درونی ذرات  $\alpha$  ناشی از تخریب سری U و Th می‌باشد. میزان هلیوم در یک کانی در زمان t به صورت زیر تشکیل می‌شود:

رابطه ۱

$$He = 8238U [exp(\lambda_{238t}) - 1] + 47235U [exp(\lambda_{235t}) - 1] + 6232Th [exp(\lambda_{232t}) - 1]$$

در این رابطه، اتم‌های زمان حاضر،  $^{238}U$ ،  $^{235}U$  و  $^{232}Th$  هستند و  $\lambda$  ثابت تخریب و t زمان تجمع یا به عبارتی سن هلیوم می‌باشد (Farley, 2002; Ehlers and Farley, 2003). زمانی که نمونه از پنجره حرارتی گذر می‌کند توسط اندازه‌گیری ایزوتوپ مادر و دختر انجام می‌شود. روش‌های اندازه‌گیری هلیوم موجود در نمونه با خارج کردن از بلور با استفاده از لیزر و یا در کوره‌های حرارتی است (Ehlers and Farley, 2003). پس از اندازه‌گیری میزان هلیوم، آپاتیت را حل نموده و میزان اورانیوم و توریم را با استفاده از روش آنالیز ICP-MS اندازه می‌گیرند.

عوامل موثر بر دما-سن سنجی درجه حرارت پایین شامل سیال، تغییرات اندازه دانه، شکل بلور، شکستگی در دانه،



شکل ۷- توضیح شماتیک مدل‌های حرارتی جهت تفسیر داده‌های دما-سن‌سنجی بر روی نمودار سن-ارتفاع (a) مدل حرارتی با ایزوترم افقی (b) مدل حرارتی با ایزوترم منطبق با تغییرات توپوگرافی (c) طرح شماتیک مدل سوم با ایزوترم حرارتی هر نمونه (d) طرح شماتیک داده‌های دما-سن‌سنجی بر روی دیاگرام سن-ارتفاع برای شکل (e) طرح شماتیک داده‌های دما-سن‌سنجی بر روی دیاگرام سن-ارتفاع برای شکل (Ehlers, 2005).  
 Fig. 7. Schematic explanation of thermal models to interpret temperature-age data on the age-elevation diagram. (a) Thermal model with horizontal isotherm (b) Thermal model associated with isotherm correlated with topographic variations (c) Schematic design of model 3 with thermal isotherm of each sample (d) Schematic design of temperature-age data on the age-elevation diagram (e) Schematic design of temperature-age data on the age-elevation diagram for Figure c (Ehlers, 2005).

جدول ۱- مشخصات نمونه‌های ارسالی به آزمایشگاه آکادمی علوم پکن

Table 1- Specifications of the samples sent to the laboratory of the Beijing Academy of Sciences

Sample No.	Latitude(N) Longitude(E)	Elevation(m)	Lithology (formation)	Stratigraphic age
BG-G1	N 37 45.792 E 47 44.906	2990m	Quartz diorite	Post Eocene
BG-G2	N 37 44.312 E 47 44.422	2526m	Quartz diorite	Post Eocene
CN-TG2	N 37 45.263 E 47 58.345	1552m	Granite	Post Eocene
CN-TM3	N 37 44.596 E 47 58.371	1824m	Micaschist	Precambrian?
GK-G1	N 37 21.706 E 47 46.995	1261m	Granodiorite	Post Eocene



#### ۴- بحث و نتایج

نتایج آزمایشگاهی نمونه‌های دما-سنسنجی در منطقه مورد مطالعه در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده است.

اگرچه داده‌های دما-سنسنجی درجه حرارت پایین آپاتیت/ هلیوم از بخش غربی بزقوش و کوه چهل‌نور از نظر ارتفاعی طبق مدل‌های سن در برابر ارتفاع نرخ فرایش را نشان نمی‌دهد اما الگوی توزیع آن‌ها روند مناسبی از الگوی سردشدگی و انتقال بین این دو ارتفاعات را مشخص می‌کند

(جدول ۲ و ۳). با وجود اینکه نمونه‌ها از هر دو رشته کوه از ترازهای ساختاری و چینه‌شناسی یکسان برداشت شده است اما تفاوت در روند سردشدگی در داده‌ها نشانگر تفاوت شروع فرایش سنوزوئیک در این دو رشته کوه است. سن‌های ۱۹ تا ۲۵ میلیون سال از نمونه‌های CN-TG2، BG-G1، BG-G2، CN- و TM3 در رشته کوه بزقوش و سن ۱۵/۲ میلیون سال در نمونه GK-G1 در رشته کوه چهل‌نور مشخص گردید. سه برش عرضی از منطقه تهیه شد (شکل ۸).

جدول ۲- نتایج آنالیز دما-سنسنجی درجه حرارت پایین از رشته کوه چهل‌نور.

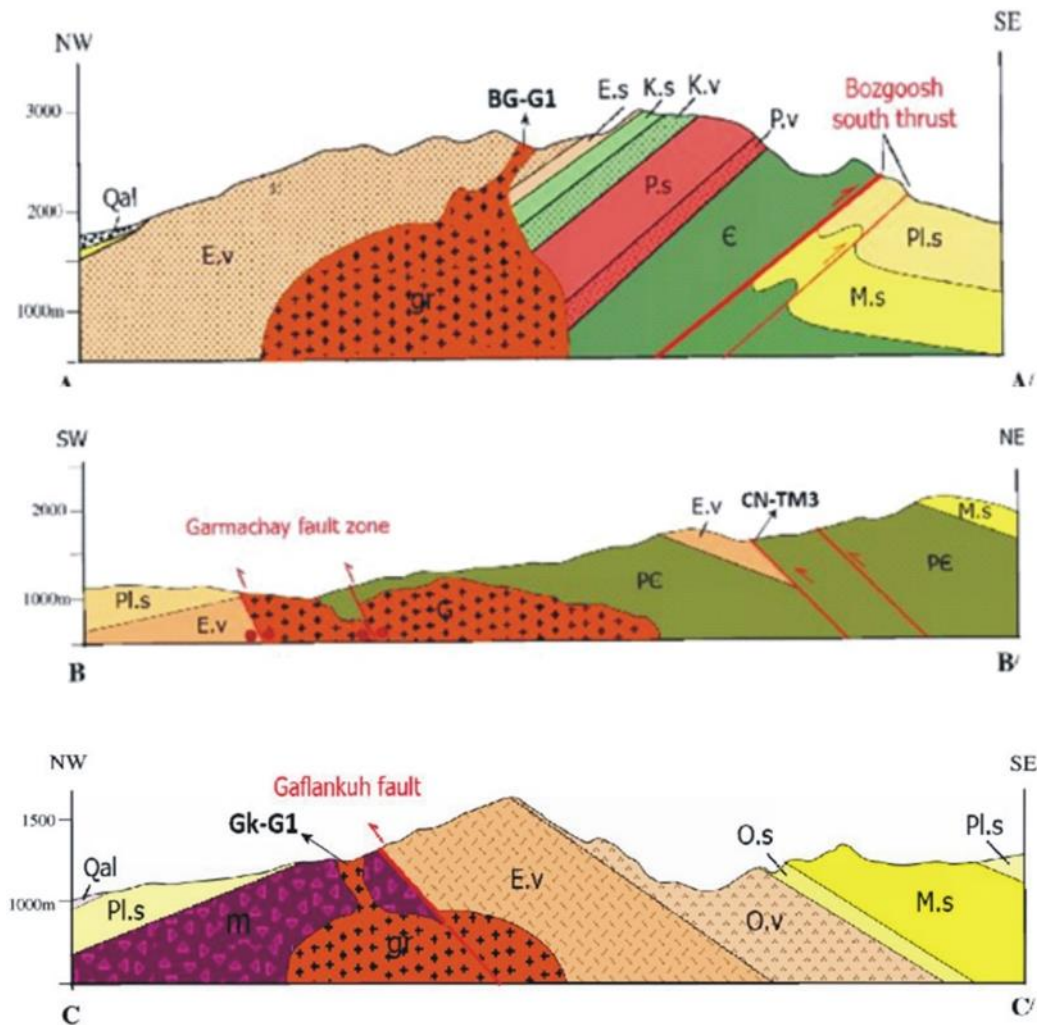
Table 2- The results of low temperature thermochronometric analysis from Chehelnoor mountain range

Sample No.	Lithology (formation)	<sup>4</sup> He (ncc)	Th (ppm)	U (ppm)	Sm (ppm)	Th/U ratio	Grain Length (μm)	Grain width (μm)	R*	F <sub>T</sub>	Raw Age (Ma)	Correctd Age (Ma)	Error (±1σ)	[eU]
GK-G1-A	Granodiorite	1.527	33.7	18.4	429.6	1.88	398	191	115.5	0.87	12.2	14.1	0.99	26.3
GK-G1-B	Granodiorite	0.845	32.6	12.7	472.7	2.65	382	157	97.7	0.84	13.1	15.6	1.09	20.3
GK-G1-C	Granodiorite	0.853	30.4	10.5	612.9	2.96	430	156	99.0	0.84	13.0	15.4	1.08	17.7
GK-G1-D	Granodiorite	0.83	34.0	33.3	412.1	1.05	331	139	86.2	0.82	9.9	12.0	0.84	41.3
GK-G1-E	Granodiorite	1.041	36.0	13.6	696.6	2.72	275	186	104.2	0.85	14.2	16.7	1.17	22.0
GK-G1-F	Granodiorite	1.165	41.5	30.8	431.4	1.38	247	159	90.2	0.83	14.4	17.4	1.22	40.5

جدول ۳- نتایج آنالیز دما-سنسنجی درجه حرارت پایین از رشته کوه بزقوش غربی.

Table 3. The results of low temperature thermochronometric analysis from western Bozgoosh mountain range

Sample No.	Lithology (formation)	<sup>4</sup> He (ncc)	Th (ppm)	U (ppm)	Sm (ppm)	Th/U ratio	Grain Length (μm)	Grain width (μm)	R*	F <sub>T</sub>	Raw Age (Ma)	Correctd Age (Ma)	Error (±1σ)	[eU]
CN-TG2-A	Granite	0.145	23.4	4.6	371.3	5.21	166	130	70.1	0.77	14.2	18.4	1.29	10.1
CN-TG2-B	Granite	0.07	24.1	4.4	436.1	5.67	152	91	52.5	0.70	14.9	21.5	1.50	10.0
CN-TG2-C	Granite	0.093	29.6	10.7	316.5	2.84	156	86	50.6	0.69	13.8	20.0	1.40	17.6
CN-TG2-D	Granite	0.069	21.7	3.5	365.3	6.41	202	84	52.2	0.69	15.4	22.2	1.56	8.6
BG-G1-A	Quartz diorite	0.359	14.8	3.4	309.1	4.42	250	179	98.9	0.84	17.6	20.9	1.46	6.9
BG-G1-B	Quartz diorite	0.342	7.2	1.6	139.5	4.59	405	205	122.7	0.87	16.7	19.1	1.34	3.3
BG-G1-C	Quartz diorite	0.756	42.2	10.3	805.7	4.21	321	169	100.3	0.84	11.2	13.3	0.93	20.2
BG-G1-D	Quartz diorite	0.531	12.1	2.8	253.7	4.37	273	230	121.4	0.87	17.4	20.1	1.40	5.7
BG-G1-E	Quartz diorite	0.606	19.8	4.8	354.2	4.23	372	191	114.0	0.86	13.1	15.2	1.07	9.5
BG-G1-F	Quartz diorite	0.454	23.3	5.6	453.8	4.30	328	180	105.9	0.85	10.6	12.5	0.87	11.0
BG-G2-A	Quartz diorite	0.767	12.3	3.1	226.4	4.02	294	229	123.6	0.87	22.9	26.3	1.84	6.0
BG-G2-B	Quartz diorite	0.383	9.9	2.5	209.7	4.12	316	210	118.2	0.87	15.6	18.0	1.26	4.8
BG-G2-C	Quartz diorite	0.265	15.3	4.0	327.1	3.94	272	206	112.1	0.86	8.2	9.6	0.67	7.6
BG-G2-E	Quartz diorite	0.208	20.3	4.8	423.0	4.30	277	148	87.6	0.82	9.7	11.8	0.83	9.6
BG-G2-F	Quartz diorite	0.221	14.9	3.3	293.7	4.71	282	158	92.6	0.83	12.6	15.2	1.07	6.8
CN-TM3-D	Micaschist	0.124	29.6	7.6	311.7	4.00	166	99	57.2	0.72	15.7	21.7	1.52	14.5
CN-TM3-E	Micaschist	0.499	60.0	21.2	666.4	2.90	211	96	58.7	0.73	21.9	29.9	2.09	35.3



شکل ۸- نتایج دما-سنسنجی نمونه‌های برداشت شده از منطقه بر روی برش عرضی نشان داده شده است. این برش‌ها تقریباً عمود بر روند ساختارهای اصلی در هر پهنه است. محل برش‌های عرضی در شکل ۲ مشخص شده است.

Fig. 8. The results of thermochronometric of the samples taken from the area are shown on the cross section. These sections are almost perpendicular to the trend of the main structures in each zone. The location of cross sections is shown in Fig. 2.

مشاهده شده است که نشان‌دهنده این است که در کرتاسه پایانی بخش شمالی ایران تحت تاثیر رخداد کوتاه‌شدگی قرار گرفته است. در حدود  $Ma 21$  فاز کششی به فشارشی می‌وسن تغییر نمود، که شروع این دگرشکلی قبل از رسوب‌گذاری سازند سرخ بالایی است (Ballato et al., 2008). نبود گسل‌های بزرگ در سطح و نتایج مدل‌های جنبش‌شناختی در فلات ایران نشانگر ساختارهای پشته‌ای (Duplex) زیرسطحی است که باعث چین‌خوردگی و فرایش سطح و مربوط به کوتاه‌شدگی می‌وسن بوده است (Balling, 2014). قدیمی‌ترین سن سردشدگی مربوط به ناحیه بزقوش مرکزی است. داده‌های دما-

در منطقه مورد مطالعه با توجه به توالی هم‌ساز از سنگ‌های پرکامبرین تا ژوراسیک، آرامش زمین‌ساختی برقرار بوده است و در این زمان دگرشکلی عمده‌ای حاکم نبوده و نرخ رسوب‌گذاری نیز زیاد بوده است (Balling, 2014). در منطقه مورد مطالعه رخنمون اندکی از سنگ‌های کرتاسه و ناپیوستگی زاویه‌دار با رسوبات سنوزوئیک نشانگر دگرشکلی بزرگ کرتاسه پایانی همراه با فرآیندهای فرسایشی است. شواهد دگرشکلی کرتاسه پایانی در زنجان (Stocklin and Nabavi, 1965)، در کوه‌های البرز (Zanchi et al., 2006; Yassaghi and Madanipour, 2008) و در منطقه کپه‌داغ (Lasemi, 1995)

شروع دگرشکلی رشته کوه بزقوش الیگوسن آغازی و قدیمی تر از رشته کوه چهل نور است. در رشته کوه چهل نور- قافلانکوه آغاز دگرشکلی مربوط به میوسن میانی است. بنابراین احتمال شروع دگرشکلی این دو روند ساختاری در یک زمان و در نتیجه بخش شدگی، یک دگرشکلی تنها نبوده و در زمان های مختلف و تحت تاثیر بازسازی مجدد، راستاهای کوتاه شدگی ناحیه ای شکل گرفته اند. علاوه بر این، نتایج این بررسی نشانگر این است که پیوستگاه رشته کوه های چهل نور و بزقوش غربی در واقع بخشی از رشته کوه بزقوش می باشد.

#### قدردانی

از حمایت های مادی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بیرجند تشکر و قدردانی می گردد. همچنین از هیات تحریریه و داوران محترم مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته که با نظرات خود باعث بهبود کیفیت این مقاله گردیدند نیز سپاسگزاری می گردد.

سن سنجی هر دو رشته کوه نشانگر آن است که دگرشکلی در طی برخورد قاره ای عربی- اورسیا در بازه های الیگوسن آغازی و میوسن میانی بر آن ها تاثیر گذار بوده است. اگرچه رشته کوه بزقوش در بازه زمانی قدیمی تری دگرشکل شده و در ادامه با روند ملایمی سرد شده است. رشته کوه چهل نور مانند بخش جنوبی کوه های طالش (Madanipour et al., 2017) فاز دگرشکلی جوان تر میوسن میانی را متحمل شده و پس از رشته کوه بزقوش دچار دگرشکلی سنوزوئیک پایانی شده و سریعتر نسبت به آن سرد شده است.

#### ۵- نتیجه گیری

با تلفیق داده ساختاری و آنالیز داده های دما- سن سنجی درجه حرارت پایین سن سردشدگی رشته کوه بزقوش (۱۹-۲۵ میلیون سال) و رشته کوه چهل نور- قافلانکوه (۱۵ میلیون سال) بدست آمد. سن بدست آمده با نتایج آنالیزهای بزقوش مرکزی و سن آغاز دگرشکلی در رشته کوه های طالش قابل قیاس است.

#### مراجع

- Axen, G.J., Lam P.S., Grove M., Stockli D.F., Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology* 29, 559- 562. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0559:EOTWCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0559:EOTWCA>2.0.CO;2)
- Ballato, P., Nowaczyk, N.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., 2008. Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, northern Iran. *Tectonics* 27(6). <https://doi.org/10.1029/2008TC002278>
- Balling, P., 2014. Deformation styles and exhumation patterns in the Northern Iranian Plateau: An integrated balanced cross sections and low-temperature thermochronology (AHe and ZHe) study. M.sc Thesis, University of Potsdam, P. 81.
- Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Geodynamics Series* 3, 5- 32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>
- Berberian, F., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 5, 101-117. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, M. 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Science* 20, 163-183p. <https://doi.org/10.1139/e83-015>
- Berberian, M., Yeats, R.S., 1999. Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America* 20, 120-139. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890010120>
- Bigdeli, R., Sohrabi, M., Izadyar, J., Masoudi, F., 2014. The study of deformation in Neybaghi metamorphic complex, northeast of Myaneh. The 8th National Conference of Geology, Payam Noor University, Arak. <https://civilica.com/doc/349137>.
- Dadson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40(3), 259-274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206(1), 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01069-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01069-5)

- Ehlers, T.A., 2005. Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 315-350. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.12>
- Faridi, M., 2013. Geology of the Garmechai region (northeast of the Myaneh) with emphasize on the structural geology of the Garmechai dame site. Mahab Ghods Company. Internal report 312, P. 40.
- Farley, K.A., Stockli, D.F., 2002. (U-Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime, in *Phosphates: Geochemical, geobiological, and materials importance*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48, 559-577. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.15>
- Farley, K., Wolf, R., Silver, L., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(21), 4223-4229. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00193-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7)
- Farley, K.A., 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 819-844. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.18>
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2(1), 35-52. <https://doi.org/10.1130/GES00019.1>
- Hessami, K., Pantosi, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M., Fegghi, K., Solaymani, S., 2003. Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals Geophysics* 46, 903-915. <https://doi.org/10.4401/ag-3461>
- House, M.A., Wernicke, B.P., Farley, K.A., 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature* 396, 66-69. <https://doi.org/10.1515/9781501509056-020>
- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh basin, NE Iran- facies, palaeoenvironments and sequences. *Sedimentary geology* 99(3), 151-164. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00041-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00041-6)
- Lisker, F., Ventura, B., Glasmacher, U.A., 2009. *Thermochronological Methods: From Palaeotemperature Constraints to Landscape Evolution Models*. Geological Society, London, Special Publications 324, 1-23. <https://doi.org/10.1002/gj.1283>
- Madanipour, S., Ehlers, T.A., Yassaghi, A., Enkelmann, E., 2017. Accelerated middle Miocene exhumation of the Talesh Mountains constrained by U-Th/He thermochronometry: Evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau. *Tectonics* 36(8), 1538-1561. <https://doi.org/10.1002/2016TC004291>
- Reiners, P.W., Brandon, M.T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 419-466. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202>
- Sengor, A.M.C., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C., (Eds.) *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. London, Special Publications PP. 797-831. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49>
- Stocklin, J., Nabavi, M.S.M., 1965. *Geology and Mineral Resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran)*. Technical report, Geological Survey of Iran (GSI). Doc. No: k3596
- Stuwe, K., White, L., Brown, R., 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms; application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 124(1-4), 63-74. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00068-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00068-9)
- von Blanckenburg, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 462-479. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>
- Yassaghi, A., Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. *Journal of Structural Geology* 30(12), 1507-1519. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.006>
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28, 2023-2037. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020>
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia* 6(3), 445-504. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0603445>