



Research Article

## Petrography, Geochemistry, and Tectonic Setting of Bjakan-Durkan Intrusive Rocks, Southeastern Iran

Azizollah Tajvar<sup>1</sup> , Nasim Elyaspour<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Oceanography, Faculty of Marine Science, Chabahar University of Maritime and Marine Sciences, Chabahar, Iran, [tajvar@cmu.ac.ir](mailto:tajvar@cmu.ac.ir)

<sup>2</sup> Geology Lecturer, Education and Training Center, Chabahar Free Zone, Iran, [bazzi.cmu@gmail.com](mailto:bazzi.cmu@gmail.com)

### ARTICLE INFO

Received: 09 May 2026

Accepted: 01 July 2026

### Keywords

A-Type Granites

Calc-Alkaline

Extensional Tectonics

Bjakan – Durkan

Sanandaj – Sirjan



 10.22108/ijp.2026.148847.1387

### Introduction

The Bajkan-Durkan complex is located in southeastern Iran within the Makran accretionary wedge (Figure 1a). Despite various interpretations, the origin and tectonic setting of the intrusive rocks of this complex remain unclear and controversial. The Bajkan-Durkan complex consists of a southern part, referred to as the Bajkan, which mostly consists of sedimentary and metamorphic rocks (schist and amphibolite-schist) and undifferentiated metamorphic units, and a northern part, referred to as the Durkan, which mostly comprises intermediate to acidic igneous rocks (Figure 1b). McCall et al. (1985) reported several Permian and Jurassic fossil assemblages from the southern part and suggested that the shallow sediments of this assemblage were deposited in a shallow continental margin environment. Hunziker et al. (2015) also determined the age of the igneous units in the northern part to be between 175 and 170 million years and suggested that they were formed on an active continental margin. In previous studies (Hunziker et al., 2015; Dolati, 2010; McCall et al., 1985), the relationship between the Bajkan-Durkan intrusive rocks and the rock units forming the Makran accretionary wedge has remained unclear, and various interpretations have been proposed. Therefore, in this study we aim to identify the main rock units of the Bajkan-Durkan complex and examine their relationships with each other through field observations, petrology, mineralogy, and geochemistry of the igneous rocks. Furthermore, using geochemical tools and various diagrams, we provide insights into tectonic setting and geodynamics of this region.

### Method

The Bajkan-Durkan complex is located in the northwestern part of the Makran accretionary wedge, south-southwest of the North Makran ophiolite mélangé. This belt is nearly 250 km long in the WNW-ESE direction and between 5-25 km

wide in the SSW-NNE direction. Initially, a geological map of the study area was prepared based on satellite imagery and existing geological maps using ArcGIS 10.4 software. The resulting geological map was subsequently refined based on the results of petrological investigations. During

 Corresponding Author

**To cite this article:** Tajvar, A., Elyaspour, N. (2026) Petrography, Geochemistry, and Tectonic Setting of Bjakan-Durkan Intrusive Rocks, Southeastern Iran. *Petrological Journal*, 17(3), 83-108.



fieldwork in the Bajkan-Durkan complex, 25 rock samples were collected from igneous units and 18 thin sections were prepared for detailed petrographic and mineralogical investigations. Following petrographic examination, 12 samples showing the least degree of alteration were selected for whole-rock major and trace element analyses. Major-elements concentrations were determined by X-ray fluorescence (XRF), whereas trace-element concentrations were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at ZarAzma Minerals Research Company. Finally, the geochemical data were processed, and various geochemical diagrams were constructed using Icpet, GCDKit, and Minpet software.

### Results and discussions

Based on petrological studies, the Bajkan-Durkan intrusive rocks have been classified into three groups: granite, diorite, and plagiogranite. Potassium feldspar (3 mm), plagioclase (< 0.1 mm), and quartz, along with amphibole, biotite, zircon, ilmenite, and hematite, are the main rock-forming minerals (Figure 2). Granular and semi-granular, micrographic and granophyric textures, resulting from intergrowth of quartz and feldspar, along with traces and evidence of perthitization and replacement of biotite by chlorite, are observed in most samples. This petrographic features (i. e. perthitic and granophyric textures) together with the geochemical data (Eu anomaly, the high ratio of  $(La/Lu)_N = 2.85-13.92$ ) suggest that the rocks were derived from a differentiated magma (Kong et al., 2018). The Bajkan-Durkan granitoids exhibit geochemical characteristics of A-type, met-aluminous granites and a high-K calc-alkaline magmatic affinity (Figures 5-6). The enrichment of LREE and LILE, high Zr contents (71-133 ppm), and negative anomalies of Nb, P, Ba, and Ti in these rocks suggest a crustal-derived melt (Bonin, 2007) (Figure 9a). Based on discriminant tectonic diagrams, the Bajkan-Durkan granitoids plot within the field of volcanic arc granites (VAG) and intraplate granites (WPG) (Figure 10). Based on the Agrawal (1995) method, these granitoids have positive R values and belong to orogenic granites (Table 2). The occurrence of syn- and post-orogenic granite characteristics in the Bajkan-Durkan granites suggests that these granitoids formed in a post-collisional or post-orogenic tectonic environment, potentially associated with active continental margin subduction magmatism and related events (Woodard, 2010).

### Conclusion

The Bajkan-Durkan complex is located in the

Makran zone and among the sediments forming the Makran accretionary wedge. However, the intrusive rocks of this complex do not appear to be genetically related to the Makran accretionary wedge. Based on field observations, petrographic and geochemical characteristics of the Bajkan-Durkan granitoid rocks, these rocks exhibit continental-crustal affinities and were formed contemporaneously with the granitoid rocks of the Sanandaj-Sirjan zone (Figure 10). The Bajkan-Durkan granitoids, like their coeval intrusive rocks in the Sanandaj-Sirjan zone, are A-type granites, that formed in an extensional magmatism along the margin of the Eurasian continental plate, resulting from the subduction of the Neotethys beneath the central Iran microcontinent. A transition from a compressional to extensional tectonic regime (as a result of the subducting slab roll-back) during Late Jurassic-Early Cretaceous, together with the emergence of a pull-apart extensional basin played an important role in the formation of A-type granitoids in the Sanandaj-Sirjan/Bajkan-Durkan zone.



## سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین درونی باجکان-دورکان، جنوب‌خاوری ایران

عزیزالله تاج‌ور<sup>۱</sup> , نسیم الیاس‌پور<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه اقیانوس‌شناسی، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه دریانوردی و علوم دریایی چابهار، چابهار، ایران، [tajvar@cmu.ac.ir](mailto:tajvar@cmu.ac.ir)

<sup>۲</sup> مدرس زمین‌شناسی، آموزش و پرورش منطقه آزاد چابهار، ایران [bazzi.cmu@gmail.com](mailto:bazzi.cmu@gmail.com)

### اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۵/۰۲/۱۹

تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۴/۱۰

### کلید واژه‌ها

گرانیت‌های A-type

کالک‌آلکالن

زمین‌ساخت کششی

باجکان-دورکان

سندج-سیرجان

### چکیده

مجموعه باجکان-دورکان در جنوب‌خاوری ایران و در منشور برافزایشی مکران جای دارد. با وجود تفسیرهای گوناگون، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین درونی این مجموعه همچنان مبهم و مورد بحث است. واحدهای سنگی مجموعه باجکان-دورکان پی‌سنگ دگرگونی-سوبی دارند که با سنگ‌های آذرین درونی حد واسط تا اسیدی و نهشته‌های کربناته پوشیده شده‌اند. سنگ‌های آذرین درونی در سه گروه گرانیت، دیوریت و پلاژیوگرانیت رده‌بندی شده‌اند. پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز از سازنده‌های اصلی و آمفیبول، بیوتیت، زیرکن، ایلمنیت و هماتیت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بافت‌های دانه‌ای و نیمه‌شکل‌دار، میکروگرافیک و گرانوفیریک که از درهم‌رشدی کوارتز و فلدسپار پدید آمده‌اند، به‌همراه نشانه‌هایی از پرتیتی‌شدن و جایگزینی بیوتیت با کلریت در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شوند. گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گرانیت‌های A-type مت‌آلومین را نمایش می‌دهند و سرشت ماگمایی کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا دارند. غنی‌شدگی نسبت به LILE، LREE همراه با ناهنجاری منفی Nb، P، Ba و Ti در این سنگ‌ها گویای مذاب جداشده از خاستگاه پوسته‌ای آنهاست. بر پایه نمودارهای زمین‌ساختی، این گرانیت‌ها در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) جای گرفته‌اند و به گرانیت‌های پس از کوهزایی<sup>۱</sup> تعلق دارند. بر پایه موقعیت جغرافیایی و شواهد سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی مجموعه باجکان-دورکان ادامه جنوب‌خاوری پهنه سندج-سیرجان است و گرانیت‌های این مجموعه در زمین‌ساخت فرورانشی با کشش‌های موضعی همانند پهنه کششی-جدایشی<sup>۲</sup> پدید آمده‌اند.

doi: 10.22108/ijp.2026.148847.1387



<sup>1</sup> post-collision granites

<sup>2</sup> pull-apart



## مقدمه

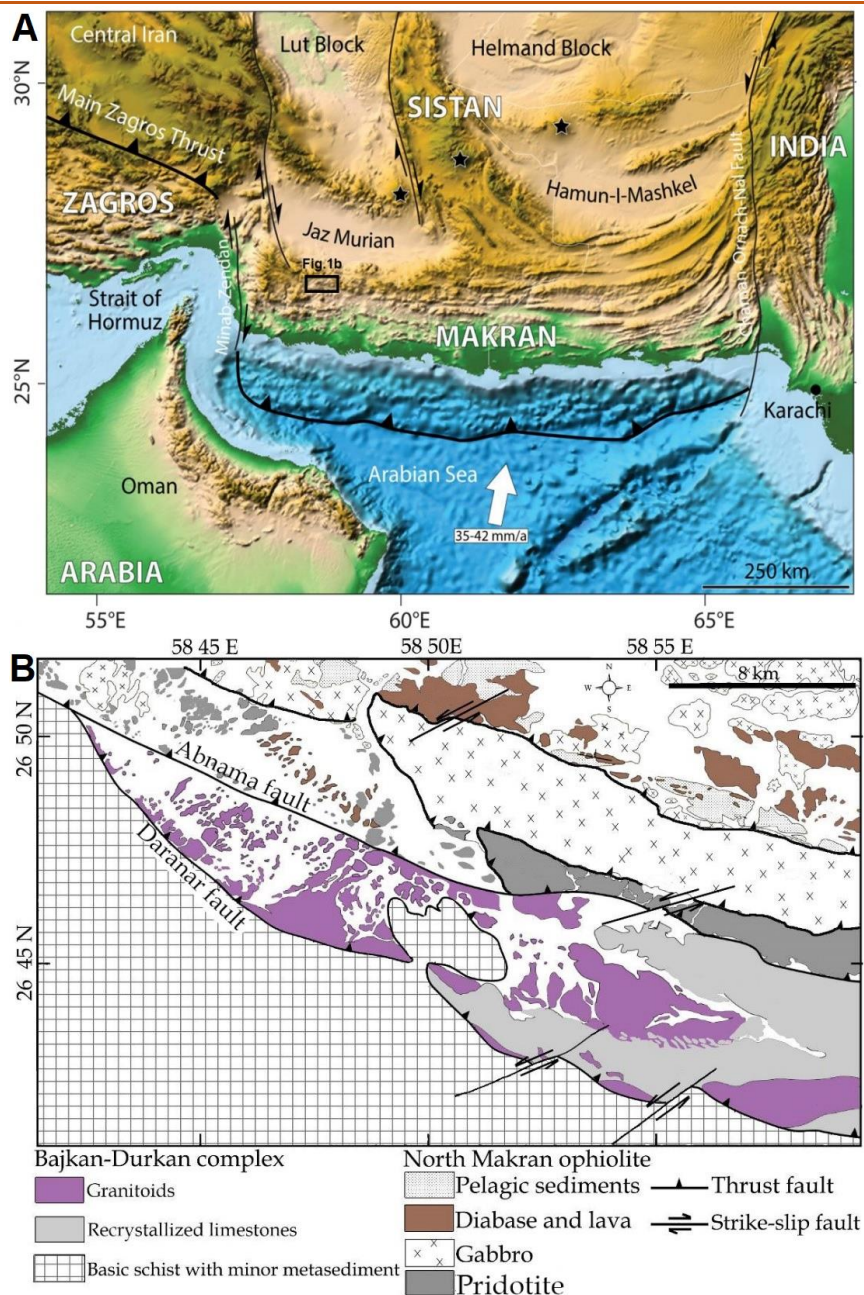
سرگذشت زمین‌شناسی جنوب‌خاوری ایران تحت‌تأثیر همگرایی میان تخته عربی و اوراسیا است. تخته عربی ۳۵ میلیون سال پیش به سندج-سیرجان و ایران مرکزی برخورد کرده است و به پیدایش رشته‌کوه زاگرس با روند NW-SE در ایران انجامیده است (Zhu et al., 2022; Bonnet et al., 2020; Mouthereau et al., 2012; Agard et al., 2011). امروزه سنگ‌کره اقیانوسی هند در جنوب‌خاوری که به زیر سنگ‌کره قاره‌ای اوراسیایی ایران و پاکستان فرورانده می‌شود، منشور برافزایشی مکران را پدید آورده است (Khan et al., 2024; Burg, 2018) (شکل ۱- A). بخش بزرگی از رسوبات منشور برافزایشی مکران خاستگاه قاره‌ای دارند و مقدار اندکی رسوبات پلاژیک دارد که روی پوسته اقیانوسی نهشته شده‌اند (Burg, 2018). سن این رسوبات از شمال به جنوب کم می‌شود. بخش‌های ساحلی را رسوبات و پادگانه‌های آبرفتی کواترنری پایانی فراگرفته‌اند و در بخش شمالی نیز آمیزه افیولیتی شمال مکران جای دارد که سن جایگیری آن کرتاسه پسین دانسته شده است (Dolati, 2010; Haghipour et al., 2012).

حضور سنگ‌های آذرین درونی حد واسط تا اسیدی و واحدهای دگرگونی-رسوبی همراه آنها که به ترتیب به سن ژوراسیک و پرمین دانسته می‌شوند، مجموعه‌ای به نام باجکان-دورکان را در میان واحدهای رسوبی منشور برافزایشی مکران پدید آورده است (شکل ۱- A)، سوال برانگیز و مبهم است. افتخارنژاد و همکاران (Eftekharnajad et al., 1979) واحدهای آذرین باجکان-دورکان را بخشی از افیولیت شمال مکران دانسته‌اند. به باور ایشان جدایش بلوری ماگما در مراحل گوناگون، واحدهای الترامافیک، مافیک، حد واسط و اسیدی را پدید آورده است. به باور ارشدی‌خمسه (Arshadi-Khamseh, 1982) و دولتی (Dolati, 2010)، سنگ‌های آذرین حد واسط و اسیدی مجموعه باجکان-دورکان هیچ‌گونه ارتباطی با افیولیت شمال مکران ندارند. به باور ایشان، این سنگ‌ها که دربردارنده مقدار کمابیش بالای کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار هستند در ژوراسیک میانی در یک محیط

کافتی در کرانه قاره‌ای کم‌ژرفا جایگیری کرده‌اند. مک‌کال و همکاران (McCall et al., 1985) که از این منطقه چندین مجموعه فسیلی به سن پرمین و ژوراسیک را گزارش کرده‌اند بر این باور هستند که رسوبات کم‌ژرف این مجموعه در محیط کم‌ژرفای کرانه قاره نهشته شده‌اند. بررسی‌های اخیر (Hunziker et al., 2015) در این منطقه نیز سن واحدهای آذرین را ۱۷۰ تا ۱۵۳ میلیون سال پیش گزارش کرده‌اند. این پژوهشگران با مقایسه سنگ‌های آذرین این منطقه و پهنه سندج-سیرجان، سه مرحله ماگماتیسم برای پیدایش این سنگ‌های آذرین پیشنهاد کرده‌اند؛ اما جزئیاتی از زمین‌شیمی واحدهای سنگی، محیط زمین‌ساختی پیدایش و ماگمای پدیدآورنده سنگ‌های آذرین درونی ارائه نکرده‌اند. از این‌رو، در پژوهش پیش رو تلاش شده است با بهره‌گیری از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین مجموعه باجکان-دورکان، واحدهای سنگی اصلی این مجموعه شناسایی شوند، ارتباط آنها با یکدیگر بررسی شود و سپس به یاری ابزارهای زمین‌شیمیایی و نمودارهای گوناگون، اطلاعات ارزشمندی درباره ویژگی‌های زمین‌جنشی و زمین‌ساختی منطقه ارائه شود.

## زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

مجموعه باجکان-دورکان در بخش شمال‌باختری منشور برافزایشی مکران و در سمت جنوب-جنوب‌باختری آمیزه افیولیتی شمال مکران جای دارد. این باریکه در راستای WNW-ESE نزدیک به ۲۵۰ کیلومتر درازا و در راستای SSW-NNE نزدیک به ۵ تا ۲۵ کیلومتر پهنا دارد. بیشترین برونزد واحدهای سنگی این مجموعه در بخش‌های باختری منطقه مکران شمالی است و به‌سوی خاور، کم‌کم از ستبرای واحدهای سنگی کاسته می‌شود و به‌سوی خاور آرام‌آرام ناپدید می‌شوند؛ به‌گونه‌ای که به‌سوی خاور تنها برونزدهای کمابیش کوچکی از این سنگ‌ها دیده می‌شوند. در انتهای بخش‌های خاوری نیز نهشته‌های آهکی و ماسه‌سنگ دیده می‌شوند و هیچ برونزدی از سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه باجکان-دورکان دیده نمی‌شود.



**شکل ۱. A)** تصویر ماهواره‌ای جنوب‌خاوری ایران که منشور برافزایشی مکران و واحدهای زمین‌ساختی پیرامون آن نشان داده شده‌اند. میزان همگرایی ورقه‌های عربی و اوراسیا بر پایه‌ی دی‌مت و همکاران (DeMets et al., 2010) آورده شده است. منطقه مورد مطالعه با چهارگوش نشان داده شده است. ستاره‌های سیاه‌رنگ از باختر به خاور آتشفشان‌های بزمان، تفتان و کوه سلطان هستند. توپوگرافی زمینه از <http://www.worldmapsonline.com/earth-topographic-bathymetric.htm> گرفته شده است؛ **B)** نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده مجموعه باجکان - دورکان که روی آن پراکندگی واحدهای سنگی منطقه و ساختارهای زمین‌شناسی نشان داده شده است (برگرفته و تصحیح‌شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رمشک (Morgan et al., 1987)).

**Figure 1. A)** Satellite image of Southeastern Iran showing Makran accretionary prism and the surrounding tectonic units. The convergence rate between the Arabian and Eurasian plates, after DeMets et al. (2010) is also shown. Study area is indicated by a rectangle. The black stars, from west to east, represent Bazman, Taftan, and Kuh-e Soltan volcanoes. The background topography was obtained from <http://www.worldmapsonline.com/earth-topographic-bathymetric.htm>; **B)** Simplified geological map of Bajkan-Durkan complex showing the distribution of rock units and geological structures (modified after 1:100000 Remeshk geological maps (Morgan et al., 1987)).

### روش انجام پژوهش

نخست به کمک تصاویرهای ماهواره‌ای و نقشه‌های پیشین و با کمک نرم‌افزار ArcGIS 10.4 نقشه زمین‌شناسی منطقه تهیه شد. سپس با بررسی‌های سنگ‌شناسی نقشه زمین‌شناسی تصحیح شد. در ادامه با بازدیدهای میدانی از مجموعه باجکان - دورکان، ۲۵ نمونه سنگی از سنگ‌های آذرین برداشت شد و ۱۸ مقطع نازک میکروسکوپی از آنها تهیه و بررسی دقیق کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، شمار ۱۲ نمونه که کمترین میزان دگرسانی را نشان می‌دادند برای تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب برگزیده شدند. تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی به روش XRF و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به روش ICP-MS در شرکت مطالعات مواد معدنی زرآرما انجام شد. پس از تجزیه و تحلیل داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی، پردازش داده‌ها و ترسیم نمودارهای زمین‌شیمیایی و زمین‌ساختی در نرم افزارهای GCDKit, Igpet و Minpet انجام شد.

### سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی و رده‌بندی اشتريکایزن (Streckeisen, 1974)، گرانیتوئیدهای بررسی‌شده در منطقه باجکان - دورکان در سه گروه گرانیت، دیوریت و پلاژیوگرانیت دسته‌بندی می‌شوند. گرانیت‌ها بافت پورفیری مشخص دارند و رنگ هوازده آنها خاکستری است (شکل A-۲) و درون واحدهای سنگ‌آهک نفوذ کرده‌اند و یا با آنها پوشیده شده‌اند (شکل B-۲). در برخی بخش‌ها، سنگ‌های آذرین درونی دیوریتی و پلاژیوگرانیت این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند. همچنین، پلاژیوگرانیت‌ها به‌صورت توده‌های کوچک و پراکنده برونزد دارند (شکل C-۲). به‌سوی باختر و شمال‌باختری، توده‌های گرانیت، دیوریت و پلاژیوگرانیت فراوانی بیشتری دارند و دایک‌های دیابازی به فراوانی و دایک‌های پلاژیوگرانیت با فراوانی کمتر درون آنها تزریق شده‌اند (شکل‌های D-۲ و E-۲). این دایک‌ها بیشتر روند

مجموعه باجکان-دورکان از یک بخش شمالی به نام دورکان (که بیشتر دربردارنده سنگ‌های آذرین حد واسط تا اسیدی است) و بخش جنوبی به نام باجکان (که بیشتر دربردارنده سنگ‌های رسوبی و دگرگونی (شیست‌سبز و آمفیبولیت) و واحدهای دگرگونی تفکیک‌نشده است) تشکیل شده است (شکل B-۱). گسل راندگی درانار که در سرتاسر منطقه وجود دارد (شکل B-۱)، این دو بخش را از یکدیگر جدا کرده است. امتداد این گسل NW-SE است و شیب آن به‌سوی NE است. در پی عملکرد این گسل واحدهای گرانیتوئیدی و سنگ‌آهک‌های بازتبلور یافته دورکان با جابه‌جایی در راستای SSW روی واحدهای رسوبی-دگرگونی باجکان رانده شده‌اند. بخش جنوبی (باجکان) را سنگ‌های رسوبی و واحدهای تفکیک‌نشده دگرگونی دربر گرفته‌اند و واحدهای آذرین دورکان در این بخش برونزد ندارند. به باور مک‌کال و همکاران (McCall et al., 1985)، این واحدهای رسوبی دگرگونی در پرمین و ژوراسیک نهشته شده‌اند. واحدهای جوان‌تر که گسترش کمتری دارند، نهشته‌های کم‌ژرفا و سنگ‌آهک‌های نریپتیک کرتاسه پیشین به‌همراه توربیدایت‌های ائوسن هستند که به‌صورت ناپیوسته سنگ‌آهک‌ها و دیگر واحدهای باجکان را می‌پوشانند (Eftekhari-Nezhad et al., 1979). در بخش شمالی مجموعه باجکان-دورکان برونزدهای فراوانی از واحدهای گرانیتوئیدی با اندازه‌های گوناگون (از ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر درازا و از ۲ تا ۳ کیلومتر پهنا) دیده می‌شوند. نقشه زمین‌شناسی بخش باختری مجموعه باجکان-دورکان، گویای چگونگی پراکندگی واحدهای سنگی در این منطقه است (شکل B-۱). همان‌گونه که در این نقشه زمین‌شناسی نیز به‌خوبی دیده می‌شود، در بسیاری بخش‌ها سنگ‌آهک‌ها، سنگ‌های گرانیتوئیدی را دربر گرفته‌اند. ارتباط این واحدهای رسوبی و آذرین با یکدیگر و دگرسانی کمابیش شدید سنگ‌های آهکی در همبری با گرانیتوئیدها نشان می‌دهد گرانیتوئیدها از دیدگاه سنی جوان‌تر هستند و درون سنگ‌آهک‌ها نفوذ کرده و سبب بازتبلور آنها شده‌اند.

این گرانیت‌ها هایپرسالووس (تک‌فلدسپاری) هستند. این ویژگی از ویژگی‌های مهم گرانیت‌های A-type به‌شمار می‌رود (Clark, 1992).

دیوریت‌ها نیز در نمونه‌دستی به‌صورت دانه‌ای هستند و رنگ نزدیک به سفید آنها نشان‌دهنده حضور فراوان پلاژیوکلاز (۷۰ تا درصد حجمی) در ترکیب آنهاست. در مقاطع نازک نیز ماکل پلی‌سینتیک به‌نمایش می‌گذارند (شکل ۲-H). بلورهای سبز مایل به قهوه‌ای هورنبلند با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی، پس از پلاژیوکلاز بیشترین فراوانی را در دیوریت‌ها دارند (شکل ۲-H). کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار از دیگر کانی‌ها به‌شمار می‌روند. ایلمنیت مهم‌ترین کانی فرعی دیوریت‌هاست. دیوریت‌ها بیشتر بافت دانه‌ای و نیمه‌شکل‌دار دارند؛ هرچند بافت‌های درهم‌رشدی نیز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-H).

پلاژیوگرانیت‌ها در مقاطع نازک به‌صورت تمام‌بلورین هستند و بافت دانه‌ای دارند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۲ میلیمتر) در زمینه‌ای دانه‌ریزتر شامل کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار بافت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار به پلاژیوگرانیت‌ها داده‌اند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر نیمه‌شکل‌دار هستند و ماکل پلی‌سینتیک دارند. دانه‌های کوارتز گردشده هستند و فلدسپارها ماکل پلی‌سینتیک به‌نمایش می‌گذارند (شکل ۲-I). دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت، پرهنیت و آلbit در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود.

### زمین‌شیمی

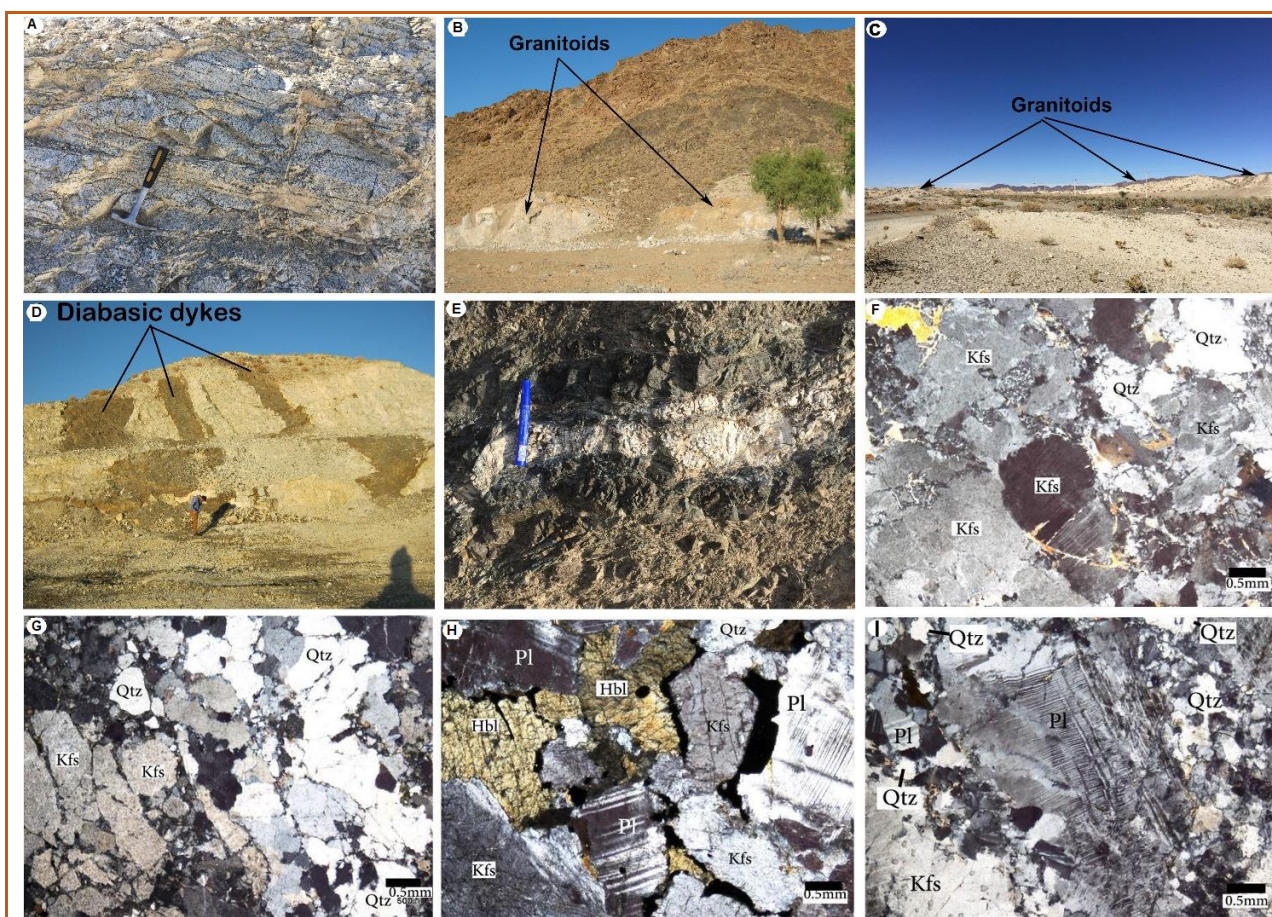
داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی واحدهای آذرین درونی مجموعه باجکان-دورکان در جدول ۱ آورده شده است. بر پایه داده‌های این جدول، گرانیتوئیدهای بررسی‌شده دربردارنده مقادیر نسبتاً بالایی سیلیس در ترکیب خود هستند؛ به‌گونه‌ای که مقدار  $\text{SiO}_2$  میان ۲۹/۵۸ تا ۷۳/۶۰ متغیر بوده و مقدار میانگین آن برابر ۶۸/۸۴ درصد وزنی است. مقدار میانگین  $\text{K}_2\text{O}$  برابر با ۲/۴۶ و میانگین  $\text{Na}_2\text{O}$  برابر با ۴/۴۲ اندازه‌گیری شده است. اگرچه میانگین غلظت  $\text{Na}_2\text{O}$  در سنگ‌های بررسی‌شده بیشتر از  $\text{K}_2\text{O}$  بوده و گویای سرشت

W-E و NW-SE دارند. بررسی روابط این دایک‌ها با سنگ میزبان‌شان نشان می‌دهد دایک‌های پلاژیوگرانیتی و دیابازی نسبت به گرانیت‌ها و دیوریت‌ها جوان‌تر هستند. سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ‌های توربیدیتی به سن ائوسن و مارن به‌طور محلی همه واحدهای بالا را به‌صورت ناپیوسته می‌پوشانند (Eftekhari-Nezhad et al., 1979).

بررسی‌های میکروسکوپی واحدهای گرانیتوئیدی بخش دورکان نشان می‌دهد گرانیت‌ها به‌صورت تمام‌بلورین و با بافت دانه‌ای هستند (شکل ۲-F)؛ هرچند در برخی نمونه‌ها در پی رخداد فرایندهای زمین‌ساختی هنگام پیدایش، بافت پروتومیلونیتی در آنها پدید آمده است (شکل ۲-G). پتاسیم‌فلدسپار (۳ میلیمتر) با فراوانی نزدیک به ۴۰ درصد حجمی، مهم‌ترین کانی سازنده گرانیت‌هاست که به‌صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار در کنار هم با مرز مستقیم جای گرفته‌اند. نشانه‌هایی از بافت‌های پرتیتی در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود. بلورهای دانه‌ریزتر (کوچک‌تر از ۱/۰ میلیمتر) شامل پلاژیوکلاز (۳۰ درصد حجمی) و کوارتز (۲۵ درصد حجمی) هستند و مهم‌ترین کانی‌های فرعی آنها نیز بیوتیت و اکسیدهای آهن هستند. در برخی نمونه‌ها نیز جایگزینی بیوتیت با کلریت دیده می‌شود و در برخی دیگر، اپیدوت مهم‌ترین کانی ثانویه است. رگه‌های کلسیت نیز درون ریزشکستگی‌ها پدید آمده‌اند. بافت‌های گرافیک، میکروگرافیک و پرتیت و آنتی‌پرتیت که پیامد هم‌رشدی آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند در بسیاری نمونه‌ها دیده می‌شوند. این بافت اخیر پیامد فرایند اکسولوشن (محلول جامد) یا پیامد فرایند دگرنهادشدن در پی واکنش میان محلول‌های گرمابی و فلدسپارهای تازه‌متبلور شده است (Cox, 2013). بافت گرانوفیری و تا اندازه‌ای بافت میکروگرافیک نیز نشان‌دهنده تبلور سریع و همزمان کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار در نقطه یوتکتیک و یا تبلور از مذابی فراسردشده در ژرفای کم است (Best, 2003). از این‌رو، وجود اورتوکلازهای پرتیتی‌شده و نیز مقادیر کمابیش اندک پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه باجکان دورکان نشان می‌دهد بیشتر

دورکان ۴/۱۸ درصد وزنی است که گویای غلظت پایین این اکسید در نمونه‌های بررسی شده است. غلظت اکسید آهن نیز به صورت آهن کل (FeOt) در واحدهای آذرین درونی باجکان-دورکان متغیر بوده و میان ۰/۱۹ تا ۱/۷۱ درصد وزنی اندازه‌گیری شده است.

سدیک برای این سنگ‌هاست؛ ولی با این حال گرانیتهای باجکان-دورکان نسبت به عنصرهای آلکالی غنی هستند. میزان  $Al_2O_3$  نیز در نمونه‌های بررسی شده میان ۱۱/۴۵ تا ۱۹/۰۴ متغیر بوده و مقدار میانگین آن برابر ۱۴/۶۴ درصد وزنی است. مقدار میانگین CaO در گرانیتهای باجکان-



**شکل ۲.** تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از سنگ‌های آذرین درونی باجکان-دورکان. **(A)** نمایی نزدیک از گرانیتهای باجکان-دورکان؛ **(B)** نفوذ گرانیتهای درون واحدهای سنگ آهک؛ **(C)** پراکندگی واحدهای آذرین درونی کوچک در منطقه باجکان-دورکان؛ **(D)** نفوذ دایک‌های دیابازی درون گرانیتهای؛ **(E)** رگه (دایک) پلاژیوگرانیته در واحدهای رسوبی؛ **(F)** بافت دانه‌ای و کانی‌های سازنده گرانیتهای باجکان-دورکان؛ **(G)** بافت پروتومیلونیتی در گرانیتهای؛ **(H)** ماکل پلی‌سینتتیک و حضور هورنبلند در گرانیتهای بررسی شده؛ **(I)** درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در گرانیتهای باجکان-دورکان. همه تصاویرهای میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند. کته‌نوشت کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021).

**Figure 2.** Field and microscopic photographs of Bajkan-Durkan intrusive rocks. **(A)** A close up of the Bajkan-Durkan granites; **(B)** Intrusion of granitoids into limestone units; **(C)** Small and scattered outcrops of intrusive rocks; **(D)** Intrusion of diabase dikes into the granitoids; **(E)** a plagiogranite vein (dike) within the sedimentary units; **(F)** Granular texture and rock-forming minerals of Bajkan-Durkan granitoids; **(G)** Protomylonitic texture in granitoids; **(H)** Polysynthetic twinning and hornblende in the studied granitoids; **(I)** Coarse crystals of the plagioclase forming granitoids of Bajkan-Durkan. All photomicrographs were taken under cross-polarized light (XPL). Mineral abbreviations are after Warr (2021).

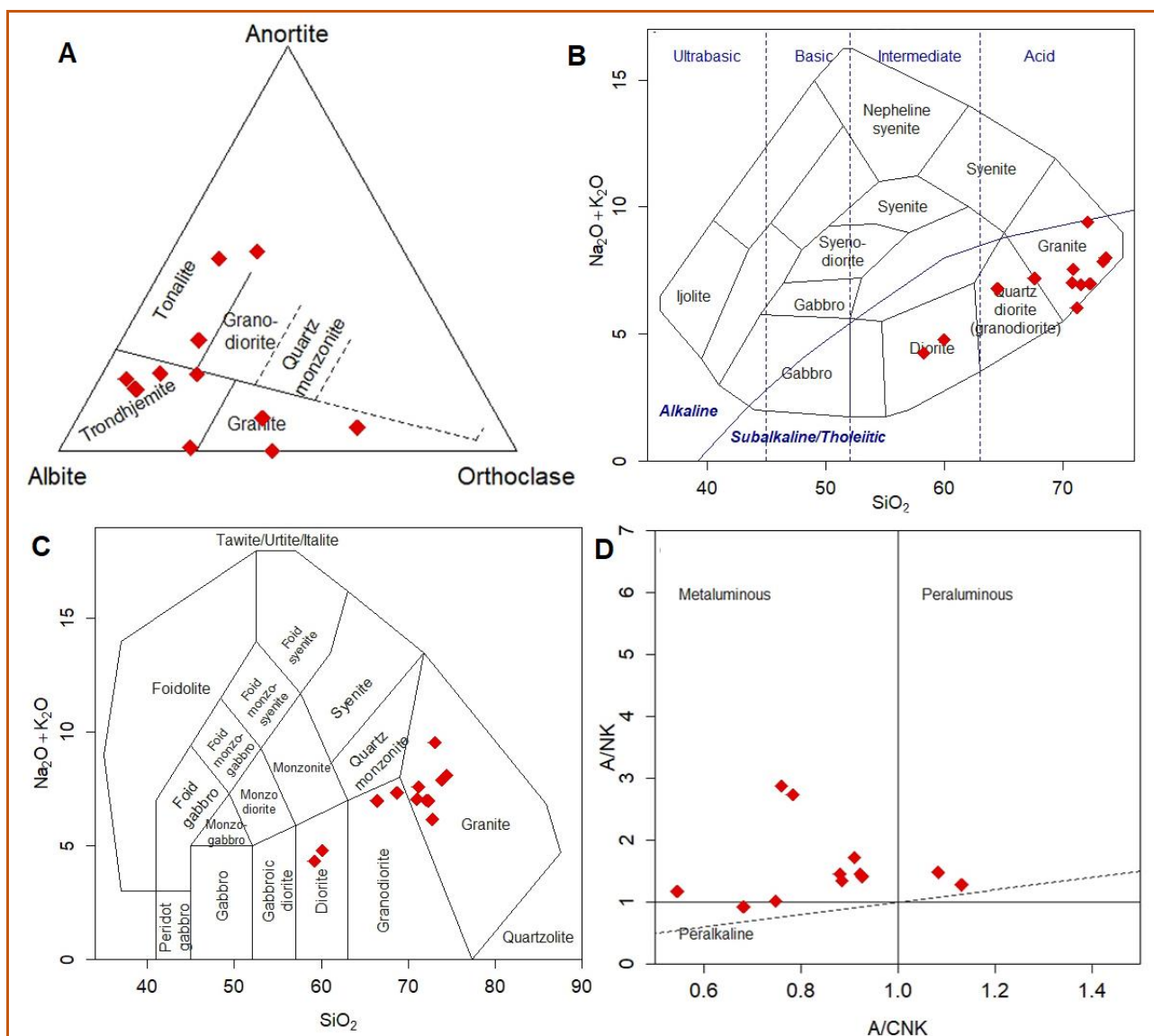
**جدول ۱.** داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئید باجکان-دورکان (اکسید عنصرهای اصلی بر پایهٔ درصدوزنی؛ عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب بر پایهٔ ppm).

**Table 1.** Geochemical data of granitoids in Bajkan – Durkan (Major elements' oxides in weight percent; trace elements in ppm).

| Sample                          | D-7   | D-13  | D-4   | D-8   | D-21   | D-11  | D-17  | D-28   | D-31   | D-15  | D-6   | D-33   |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                | 72.1  | 71.16 | 58.29 | 73.37 | 73.6   | 60.01 | 64.49 | 67.59  | 70.77  | 71.54 | 72.28 | 70.89  |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.15  | 0.25  | 1.94  | 0.11  | 0.18   | 0.16  | 0.53  | 0.37   | 0.33   | 0.27  | 0.07  | 0.07   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 11.7  | 13.32 | 17.21 | 11.45 | 12.5   | 19.04 | 17.13 | 16.08  | 16.12  | 14.56 | 14.72 | 11.89  |
| FeOt                            | 1.15  | 1.44  | 0.92  | 1.44  | 1.71   | 1.17  | 0.19  | 1.71   | 0.9    | 0.87  | 1.08  | 1.32   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> | 1.5   | 1.9   | 1.86  | 1.46  | 1.91   | 1.63  | 1.81  | 0.93   | 1.25   | 1.65  | 1.06  | 1.06   |
| MnO                             | 0.1   | 0.03  | 0.11  | 0.02  | 0      | 0.16  | 0.04  | 0.08   | 0.02   | 0.03  | 0.03  | 0.05   |
| MgO                             | 0.1   | 0.61  | 4.83  | 1.31  | 0.3    | 1.5   | 1.1   | 1.02   | 0.94   | 0.31  | 0.16  | 0.35   |
| CaO                             | 2.44  | 2.88  | 8.61  | 2.2   | 0.66   | 10.12 | 4.85  | 3.26   | 2.17   | 3.08  | 3.6   | 6.39   |
| Na <sub>2</sub> O               | 4.5   | 4.75  | 3.04  | 4.98  | 2.1    | 2.59  | 4.7   | 6.46   | 5.93   | 5.91  | 4.65  | 3.54   |
| K <sub>2</sub> O                | 4.9   | 1.27  | 1.2   | 2.86  | 5.9    | 2.19  | 2.07  | 0.73   | 1.09   | 1.03  | 2.32  | 4.01   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0.02  | 0.16  | 0.43  | 0.12  | 0.011  | 0.24  | 0.18  | 0.11   | 0.1    | 0.01  | 0.01  | 0.01   |
| LOI                             | 1.5   | 2.23  | 1.66  | 1.07  | 1.14   | 0.57  | 2.91  | 2.13   | 0.89   | 0.71  | 0.43  | 1.07   |
| Total                           | 100.1 | 100   | 100.1 | 100.3 | 100.01 | 99.38 | 100   | 100.47 | 100.51 | 99.97 | 100.4 | 100.65 |
| Ba                              | 245   | 164   | 278   | 306   | 357    | 721   | 597   | 203    | 392    | 400   | 479   | 326    |
| Ce                              | 31.7  | 58.5  | 93.3  | 31.7  | 61.8   | 81.2  | 52.7  | 97.4   | 44.7   | 72.2  | 74.8  | 102.1  |
| Co                              | 1     | 5.3   | 15.2  | 10.2  | 0.1    | 32    | 23.3  | 6.5    | 7      | 6.7   | 3.2   | 5.3    |
| Cr                              | 43.6  | 27    | 35    | 2     | 50     | 11    | 6     | 4      | 22     | 4     | 2     | 4      |
| Cs                              | 0.91  | 0.3   | 0.2   | 0.1   | 0.2    | 0.1   | 0     | 0.1    | 0.2    | 0     | 0.1   | 0      |
| Cu                              | 3.1   | 2.3   | 17.1  | 2.5   | 4      | 11.4  | 2.4   | 1.1    | 8      | 2.3   | 2.2   | 3.5    |
| Dy                              | 3.91  | 7.1   | 5.6   | 2.9   | 7.87   | 4.1   | 7.9   | 6.3    | 8.7    | 5.4   | 4.1   | 6.1    |
| Er                              | 2.11  | 2.4   | 2.1   | 2     | 2.29   | 3.9   | 3.8   | 2.7    | 3.02   | 2.5   | 2.1   | 4.1    |
| Eu                              | 0.34  | 0.5   | 0.8   | 0.3   | 0.77   | 0.8   | 0.22  | 0.52   | 0.7    | 0.4   | 0.48  | 0.39   |
| Gd                              | 4.45  | 6.3   | 7.8   | 6.5   | 7.3    | 4.2   | 7.6   | 6.6    | 4.4    | 5.1   | 7.2   | 8.1    |
| Hf                              | 4.75  | 5.8   | 4.7   | 4.4   | 3.9    | 5.3   | 4.5   | 4      | 5.6    | 5.5   | 4.5   | 4.1    |
| La                              | 13.6  | 15.8  | 27.4  | 21.1  | 26.3   | 41.9  | 37.6  | 50.9   | 35.4   | 46.9  | 32.5  | 41.4   |
| Ho                              | 0.79  | 0.98  | 1.42  | 0.59  | 1.1    | 1.14  | 0.91  | 1.42   | 0.89   | 1.11  | 1.5   | 1.21   |
| Lu                              | 0.31  | 0.57  | 0.43  | 0.44  | 0.53   | 0.31  | 0.32  | 0.41   | 0.53   | 0.41  | 0.48  | 0.51   |
| Nb                              | 11.1  | 14.3  | 11.8  | 12.2  | 13.1   | 15.3  | 14.8  | 12.6   | 12.5   | 15.8  | 13.4  | 11.1   |
| Nd                              | 16.9  | 25    | 43.2  | 13.1  | 24.8   | 38.9  | 22.1  | 48.3   | 18.9   | 36.5  | 31.8  | 50.9   |
| Ga                              | 29.7  | 31.7  | 38.9  | 30.1  | 29.6   | 34.9  | 28.8  | 27.6   | 31.9   | 30    | 33.7  | 29.4   |
| Pb                              | 2.2   | 2.7   | 1.7   | 5.6   | 1.9    | 0.6   | 0.5   | 5.4    | 1.2    | 1     | 5.2   | 1.1    |
| Pr                              | 14.1  | 14.2  | 11.2  | 6.7   | 14.12  | 11.8  | 7.5   | 12.1   | 4.8    | 13.7  | 8.5   | 6.2    |
| Rb                              | 110   | 121   | 70    | 134   | 90     | 65    | 61    | 55     | 101    | 92    | 74    | 84     |
| Sc                              | 4.8   | 13.6  | 28.1  | 4.9   | 5.1    | 20.2  | 1.9   | 4.5    | 2.9    | 4.4   | 0.1   | 0.9    |
| Sm                              | 3.3   | 5     | 6.7   | 8.4   | 7.4    | 2.3   | 2.4   | 1.8    | 7.7    | 9.1   | 5.3   | 9.1    |
| Sr                              | 41    | 38.5  | 42    | 43.7  | 47.9   | 64    | 57.9  | 27.1   | 51.9   | 49    | 57.3  | 46     |
| Ta                              | 1.9   | 1.7   | 1.8   | 1.7   | 1.6    | 1.6   | 1.4   | 1.7    | 1.5    | 1.7   | 1.6   | 1.8    |
| Tb                              | 0.59  | 1.1   | 0.85  | 0.54  | 0.82   | 0.77  | 1.2   | 1.09   | 1.2    | 0.72  | 0.68  | 0.56   |
| Th                              | 11.2  | 14.3  | 10.2  | 9.4   | 16.1   | 8.2   | 11.2  | 12.1   | 13.7   | 12.3  | 13.1  | 7.9    |
| Ti                              | 1875  | 1524  | 11629 | 635   | 765    | 6962  | 3160  | 2229   | 1949   | 1643  | 406   | 404    |
| Ni                              | 4.3   | 2.9   | 5.8   | 2.5   | 3      | 1.9   | 4.1   | 3.6    | 1.8    | 2.9   | 3.4   | 1      |
| Tm                              | 0.33  | 0.6   | 0.39  | 0.38  | 0.65   | 0.54  | 0.61  | 0.41   | 0.31   | 0.56  | 0.46  | 0.52   |
| U                               | 3.6   | 3.2   | 4.2   | 3.6   | 3.3    | 3.3   | 4.1   | 3.3    | 3.2    | 3.6   | 4     | 3.5    |
| V                               | 5     | 4.9   | 326.5 | 17    | 54     | 227   | 79.3  | 34.8   | 29.1   | 28    | 8.6   | 66.7   |
| Y                               | 22    | 29    | 42    | 20    | 32     | 40    | 27.1  | 42.9   | 25.2   | 35    | 38    | 45     |
| Yb                              | 3.2   | 4.6   | 3.8   | 4.1   | 3.33   | 3.9   | 3.9   | 3.6    | 4.4    | 3.5   | 3.1   | 4.1    |
| Zn                              | 10    | 20.8  | 33.5  | 16.8  | 17     | 94.7  | 34.6  | 53.3   | 29.9   | 10.9  | 22.6  | 12.5   |
| Zr                              | 90    | 86    | 95    | 80.2  | 71     | 110   | 133   | 71     | 128    | 121   | 105   | 96     |

شد. همان گونه که در این سه نمودار دیده می شود در نمودار نورماتیو نمونه ها در گستره گرانیت، تروجمیت و تونالیت و در نمودارهای TAS در گستره گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت جای گرفته اند (شکل های A-۳، B-۳ و C-۳).

برای رده بندی زمین شیمیایی گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان از نمودار سه تایی آلبیت (Ab)، آنورتیت (An) و ارتوکلاز (Or) نورماتیو (شکل A-۳)، نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی (TAS) (شکل های B-۳ و C-۳) بهره گرفته



شکل ۳. نمودارهای زمین شیمیایی و رده بندی گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان در (A) نمودار سه تایی و نورماتیو Ab-An-Or (O'Connor, 1965); (B) نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی (TAS) (Le Bas et al., 1986); (C) نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی (Middlemost, 1994); (D) نمودار نسبت مولی A/CNK در برابر A/NK برای تعیین اندیس آلومینیم در گرانیتوئیدها (Shand, 1943).

**Figure 3.** Geochemical and classification diagrams of granitoids of Bajkan – Durkan on (A) Normative Ab-An-Or ternary diagram (O'Connor, 1965); (B)  $SiO_2$  versus total alkali (TAS) diagram (Le Bas et al., 1986); (C)  $SiO_2$  versus total alkali (Middlemost, 1994); (D) A/CNK versus A/NK molar ratio diagram for determining the aluminum index in granitoids (Shand, 1943).

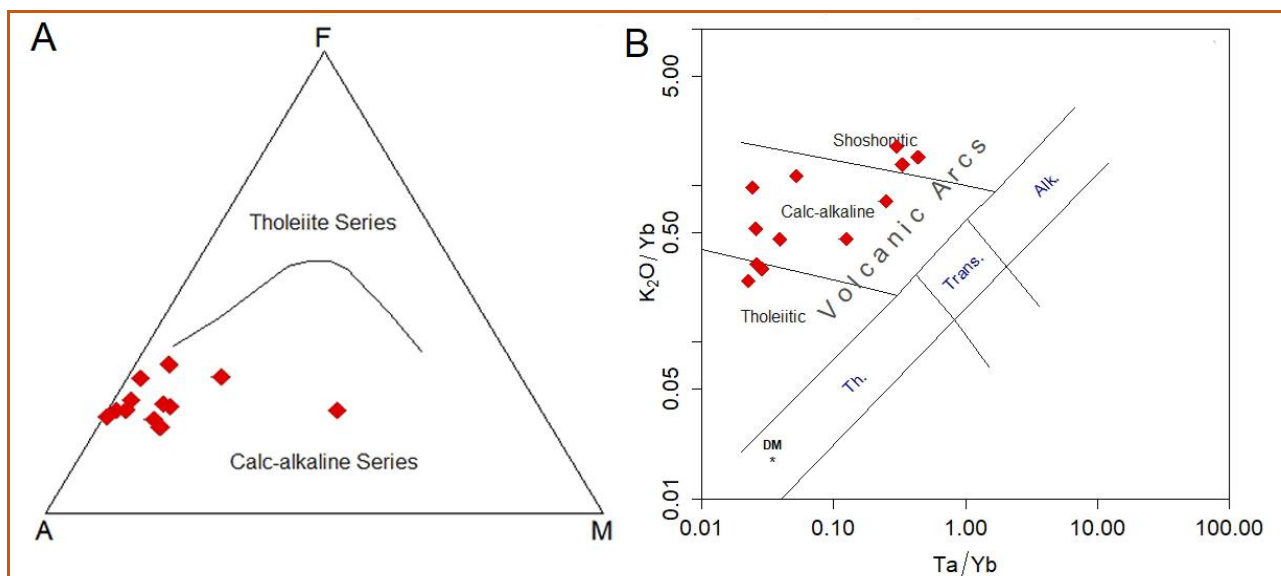
و در پی دگرسانی دچار فرایندهای ثانویه نمی‌شوند (Jiang et al., 2010; Bedard, 1999). از این رو، در این پژوهش با به‌کارگیری داده‌های زمین‌شیمیایی و به یاری نمودارهای گوناگون، خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی باجکان-دورکان بحث و بررسی شده است. برای تعیین سرشت ماگمایی گرانیت‌های باجکان-دورکان دو نمودار AFM و نمودار Ta/Yb در برابر K<sub>2</sub>O/Yb به کار برده شد (شکل‌های A-۴ و B-۴). در نمودار AFM همه نمونه‌ها سرشت ماگمایی کالک‌آلکان نشان می‌دهند (شکل A-۵). اما در نمودار Ta/Yb در برابر K<sub>2</sub>O/Yb بخش بزرگی از نمونه‌ها سرشت ماگمایی کالک‌آلکان دارند؛ هرچند سه نمونه سرشت ماگمایی شوشونیتی و دو نمونه سرشت توله‌ایتی نشان می‌دهند و یک نمونه نیز در مرز میان توله‌ایتی و کالک‌آلکان جای گرفته است (شکل B-۴).

به باور چاپل و وایت (Chappell and White, 2001)، درجهٔ اشباع از آلومین سنگ‌های آذرین گویای نوع مذابی است که از آن خاستگاه گرفته‌اند. از این رو، برای برآورد اندیس آلومین در گرانیت‌های باجکان-دورکان نمودار A/CNK در برابر A/NK به کار برده شد. در این نمودار، بیشتر گرانیت‌های بررسی‌شده (مگر دو نمونه) در گسترهٔ متاآلومینیوس جانمایی شده‌اند (شکل D-۴).

### بحث و بررسی

#### خاستگاه گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان

پیشینهٔ به‌کارگیری ویژگی‌های زمین‌شیمیایی برخی عنصرهای ردیاب مانند Ta, Yb, Nb, Ce, Ga و ... برای پی‌بردن به خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین به چند دهه می‌رسد؛ زیرا این عنصرها در دگرسانی‌های ضعیف، متوسط و یا حتی شدید به‌صورت نامتحرك رفتار می‌کنند



**شکل ۴.** نمودارهای تعیین سرشت ماگمایی گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان (A) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ (B) نمودار Ta/Yb در برابر K<sub>2</sub>O/Yb (Pearce, 1982).

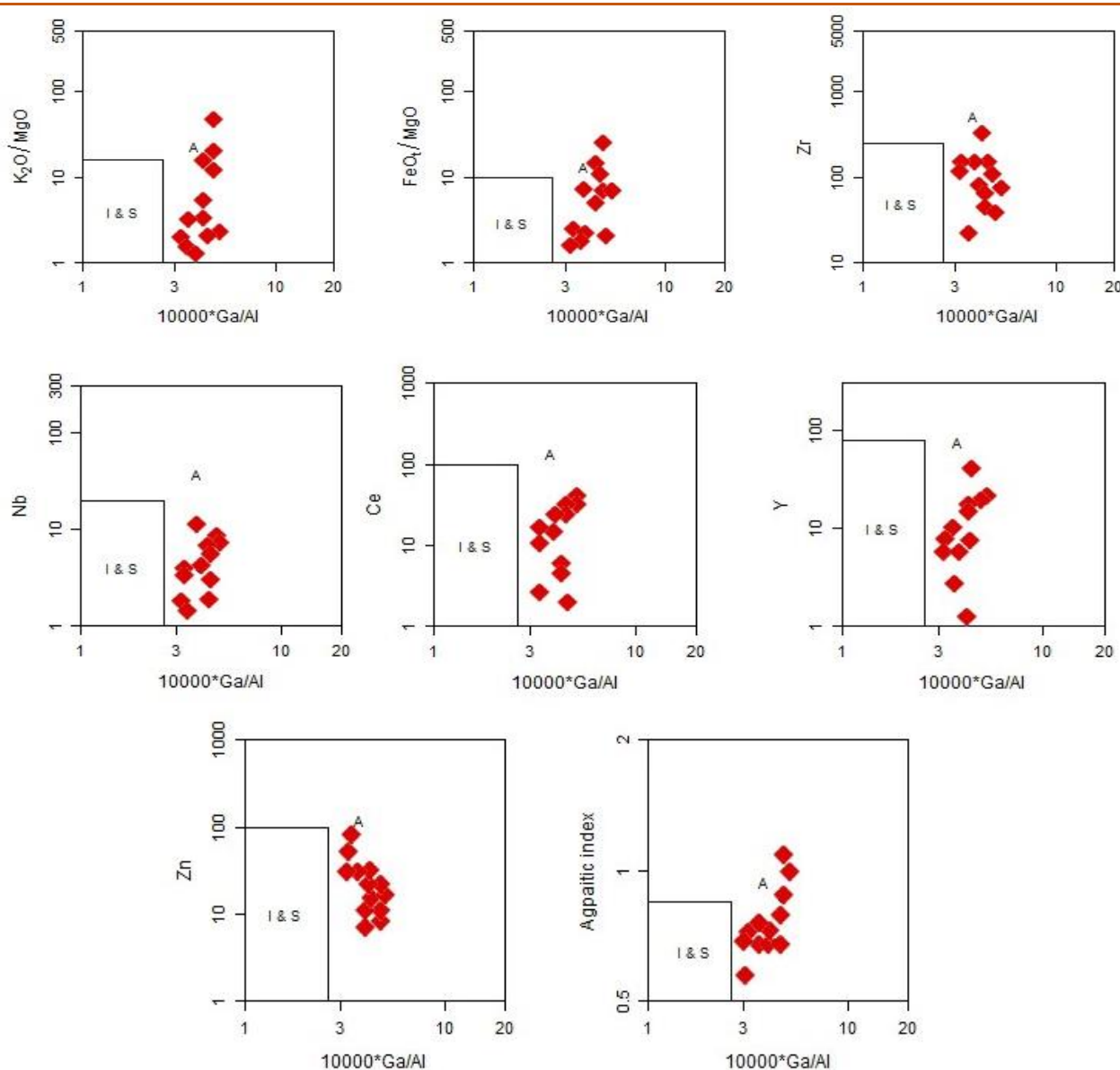
**Figure 4.** Discrimination diagrams for magmatic affinity of the Bajgan-Durkan granitoids. **A)** AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971); **B)** Ta/Yb versus K<sub>2</sub>O/Yb diagram (Pearce, 1982).

دورکان در گسترهٔ گرانیت‌های A-type جای گرفته‌اند (شکل ۵). همان‌گونه که در نمودارها آشکار است، در این سنگ‌ها مجموع عنصرهای Y, Ce, Nb, Zr و نیز نسبت

برای تعیین نوع گرانیت‌های بررسی‌شده نمودارهای رده‌بندی والن و همکاران (Whalen et al., 1987) به کار رفته است. در این نمودارها، گرانیتوئیدهای باجکان-

(Eby, 1990) برای گرانیت‌های A-type پیشنهاد شده است، همخوانی دارد (شکل ۶). گرانیت‌های A-type در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگونی مانند جزیره‌های کمانی، کافت‌های درون‌قاره‌ای، کمان‌های آتشفشانی، پهنه‌های فروورانش و گسل‌های انتقالی پدید می‌آیند (Bonin, 2007; Eby, 1992).

Ga/Al مقدار بالایی دارند. این ویژگی‌ها از شاخصه‌های مهم گرانیت‌های A-type به‌شمار می‌روند. افزون‌بر این، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این گرانیت‌ها مانند سرشت کالک‌آلکان، پتاسیم‌بالا، نسبت بالای Ga/Al و غنی‌شدگی نسبت به عنصرهای HFS (مانند: U, Th, Nb, Ta, Zr, Pb و Ga) با تعاریفی که توسط ایبی



شکل ۵. تعیین نوع گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان در نمودارهای رده‌بندی گرانیت‌های نوع A، I و S (Whalen et al., 1987).

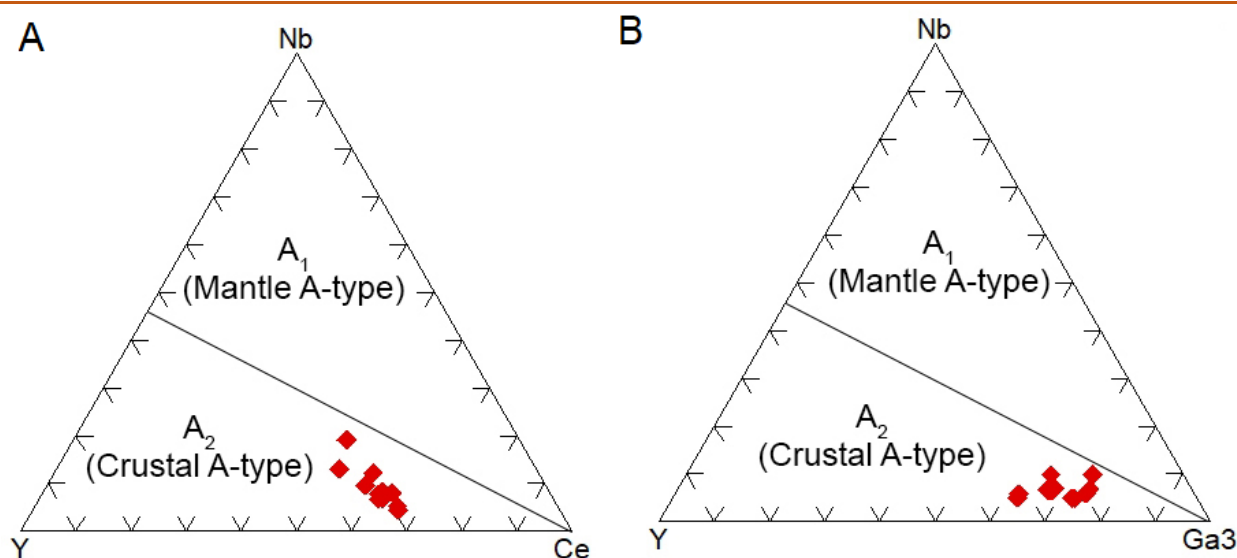
**Figure 5.** Bajkan-Durkan granitoids in the discrimination diagrams for A, I and S-types granites (Whalen et al., 1987).

زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای A-type را به دو گروه

سان و همکاران (Sun et al., 2015) از دیدگاه

کافت‌های قاره‌ای یا در پی ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای پدید آمده‌اند. گروه  $A_2$  ویژگی‌های مذاب جدا شده از پوسته قاره‌ای یا پوسته زیرراندی را نشان می‌دهد و بخشی از چرخه ماگماتیسم برخورد قاره‌ای و یا ماگماتیسم کمان آتشفشانی است. در نمودارهای سه‌تایی Nb، Y و  $Ga \times 3$  و Ce-Y-Nb و گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان در گستره گرانیت‌های نوع  $A_2$ -type جای گرفته‌اند (Eby, 1992) (شکل‌های A-۶ و B-۶).

رده‌بندی کرده‌اند: گروه نخست ( $A_1$ ) که با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همانند بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) شناخته می‌شوند و نسبت  $Y/Nb < 1/2$  دارند. در گروه دوم ( $A_2$ ) نسبت  $Y/Nb > 1/2$  بوده و با بازالت جزیره‌های کمانی (IAB) یا کرانه قاره‌ای فعال مقایسه می‌شوند. جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه این دو نوع گرانیت نیز متفاوت است؛ به گونه‌ای که گروه  $A_1$  نشان‌دهنده مذاب‌های جدا شده از خاستگاه گوشته‌ای است که در



شکل ۶. نمودارهای رده‌بندی گرانیتوئیدهای A-type (Eby, 1992). (A) نمودار سه‌تایی Nb-Ga $\times$ 3-Y؛ (B) نمودار سه‌تایی Nb-Ce-Y.

**Figure 6.** Discrimination diagram for A-type granites (Eby, 1992). **A)** Ga $\times$ 3-Y-Nb ternary diagram; **B)** Ce-Y-Nb ternary diagram.

اگرچه برخی نمونه‌ها روند تبلور بخشی از خود نشان می‌دهند. این امر می‌تواند به دلیل پیدایش در جایگاه زمین‌ساختی گوناگون باشد که در ادامه بحث و بررسی خواهد شد. فرایندی که در سرشت گرانیتوئیدهای نوع I و نوع A در پهنه سهندج-سیرجان مانند گرانیت ازنا (Shabanian et al., 2018)، گرانیت حسن‌رباط (Esfahani et al., 2010)، گرانیت شهرکرد (Riyahi et al., 2024; Badr et al., 2018; Emami and Tavakoli, 2014)، گرانیت بوبین-میان‌دشت (Khalili, 2014)، گرانیت میشو (et al., 2020)، گرانیت قروه (Azizi et al., 2020) نیز گزارش

فرایندهای گوناگون ذوب‌بخشی و تبلور بخشی در پیدایش و دگرگونی گرانیت‌های A-type دخیل هستند. برای بررسی نقش فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلور بخشی در دگرگونی ماگمای گرانیتوئیدهای بررسی‌شده نمودارهای Th در برابر Th/Nd و نمودار La در برابر La/Sm به کار برده شدند (Kong et al., 2018) (شکل‌های A-۷ و B-۷). همان‌گونه که در این نمودارها نیز به خوبی دیده می‌شود، گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان بیشتر در راستای روند ذوب‌بخشی جانمایی شده‌اند. این ویژگی گویای آنست که نقش فرایند ذوب‌بخشی در پیدایش ماگمای سازنده این گرانیتوئیدها بیشتر است.

شده است.

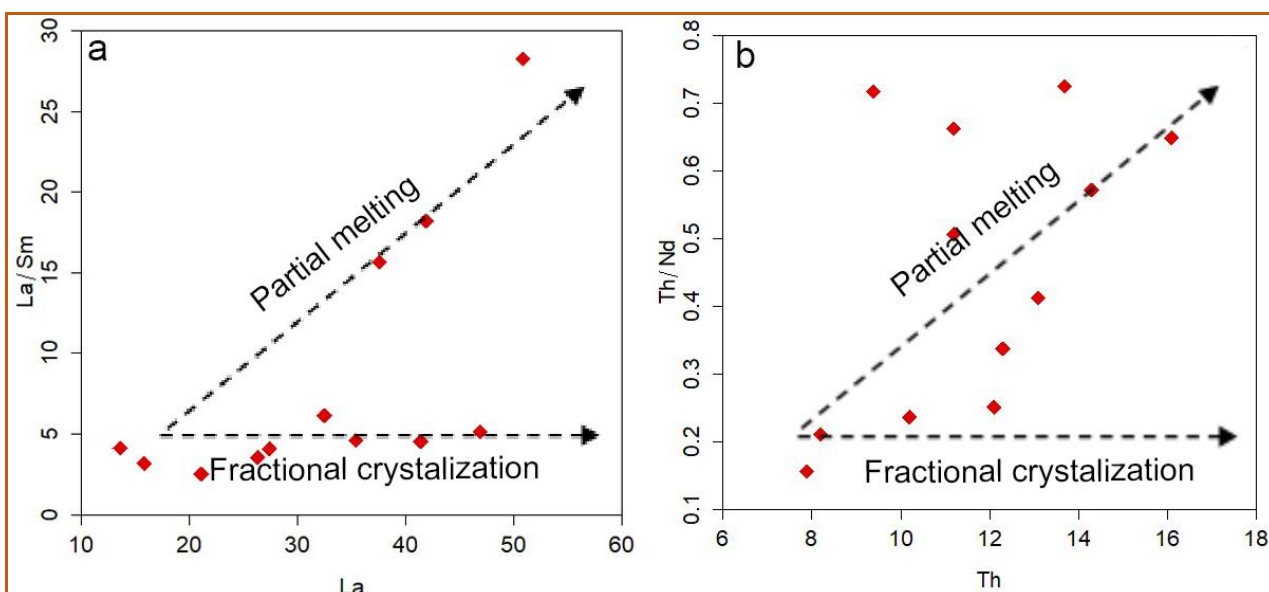
پوسته زیررانده شده و ذوب بخشی سنگ های پوسته زیرین (شامل سنگ های TTG) به پیدایش ماگمای گرانیت های نوع I انجامیده است. در این مرحله، گرمای حاصل از ماگمای مافیک، سنگ های گرانولیتی پوسته زیرین را ذوب کرده و بجامانده آنها را به چارنوکیته تبدیل کرده است. در ادامه، تغییر در وضعیت ژئودینامیک منطقه و رخداد عقب گرد تخته فرورانشی<sup>۵</sup> بالاآمدگی سست کره را فراهم کرده است. این بالاآمدگی رخداد کشش در بخش های زیرین پوسته زیرین را در پی داشته است و گرمای برخاسته از ماگمای مافیک سنگ های چارنوکیته پوسته زیرین را دچار ذوب بخشی کرده است. در پایان، گرانیتوئیدهای نوع A در یک سازوکار زمین ساخت کششی در محیط کرانه قاره ای فعال پدید آمده اند.

همان گونه که گفته شد، گرانیت های A بررسی شده در گستره A<sub>2</sub> جای می گیرند. این گروه از گرانیت ها در محیط های کششی پس از برخورد<sup>۳</sup> و یا پس از کوهزایی<sup>۴</sup> پدید می آیند و با گرانیت های A<sub>1</sub> که در جایگاه زمین ساختی درون صفحه ای پدید می آیند، تفاوت دارند. بر این پایه، گمان می رود گرانیت های بررسی شده در یک محیط زمین ساخت کششی و در یک سیستم فرورانش پدید آمده اند. در این الگو، گرانیت های نوع A به دنبال ذوب بخشی سنگ های چارنوکیته پدید آمده اند؛ بدین گونه که ماگماتیسم حاصل از فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، ماگمای مافیک با خاستگاه گوشته ای پدید آورده است. این ماگمای مافیک در بخش های زیرین

<sup>5</sup> slab roll-back

<sup>3</sup> Post-collisional

<sup>4</sup> Post-orogenic



شکل ۷. بررسی روند دگرگونی ماگمای سازنده گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان در (A) نمودار Th/Nd در برابر Th (Kong et al., 2018); (B) نمودار La/Sm در برابر La (Kong et al., 2018).

**Figure 7.** Magmatic differentiation trends of the Bajgan–Durkan granitoids on. **A)** Th/Nd versus Th diagram (Kong et al., 2018); **B)** La/Sm versus La diagram (Kong et al., 2018).

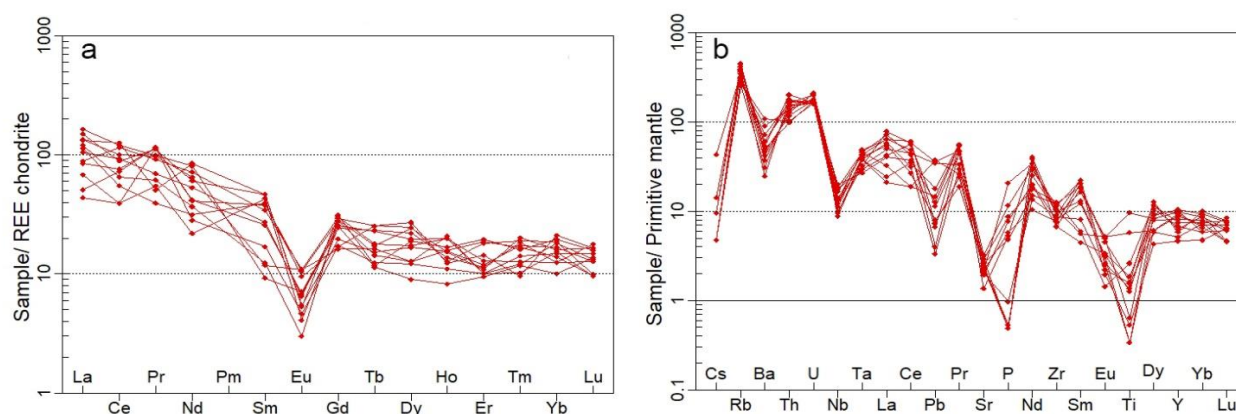
نادر سبک (LREE) (La, Nd, Pr و Ce) اندکی غنی شدگی نشان می دهند. غنی شدگی اندک LREE نسبت به HREE و الگوی تخت و مسطح HREE

در شکل ۸-A گرانیتوئیدهای بررسی شده به ترکیب کندریت بهنجار شده اند (Boynton, 1984). همان گونه که در شکل به خوبی دیده می شود، نمونه ها از عنصرهای خاکی

ذوب باشد. از سوی دیگر، ناهنجاری منفی Sr و Eu که با جدایش پلاژیوکلازها در ارتباط است، به تبلور آپاتیت نیز انجامیده است و مقدار P و ناهنجاری منفی آن را کاسته است. غنی‌شدگی نسبت به عنصرهای سنگ‌دوست درشت‌یون (LILE) همراه با تهی‌شدگی عنصرهایی مانند Nb و Ti از ویژگی‌های پوسته‌قاره‌ای است و می‌تواند نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای و یا ذوب دوباره آن در تولید مذاب‌های گرانیتوئیدی باشد (Zhao et al., 2013). با توجه به نمودارهای شکل ۸ و همچنین، برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند غنی‌شدگی نسبی از LREEها و عنصرهای با شدت میدان بالا (LILE) و تهی‌شدگی نسبی HREEها و HFSEها در سنگ‌های بررسی‌شده، این سنگ‌های آذرین از مذاب جدایش‌یافته‌ای پدید آمده‌اند (Wilson, 1989) که ویژگی‌های آن با ماگما‌های پدیدآمده از مذاب پوسته‌ای همخوانی دارد (Zhao and Zhou, 2009; Zhao et al., 2013).

گویای نبود مشارکت گارنت در خاستگاه مذاب پدیدآورنده است. در این نمودار ناهنجاری منفی Eu آشکار است. ناهنجاری منفی این عنصر با جدایش فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی ارتباط مستقیم دارد (Wu et al., 2002). افزون‌بر این، ناهنجاری منفی این عنصر گویای خاستگاه و مذاب تهی از Eu در سنگ‌های گرانیتی است (Wilson and Downes, 1992).

در نمودار چندعنصری بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۸-B)، نمونه‌های گرانیتوئیدی بررسی‌شده در عنصرهایی مانند Rb, U, Th و Pr ناهنجاری مثبت و در برخی عنصرها مانند Nb, P, Ba و Ti ناهنجاری منفی نمایش می‌دهند. ناهنجاری منفی Ti به جدایش فازهای دربردارنده این عنصر مانند کانی‌های تیتانیت و تیتانومگنتیت وابسته است. ناهنجاری منفی Ba نیز می‌تواند در ارتباط با حضور بیوتیت یا فلدسپار در خاستگاه



شکل ۸. نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب و چندعنصری بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه برای گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان. (A) ترکیب کندریت برگرفته از بویتون (Boynton, 1984)؛ (B) ترکیب گوشته اولیه برگرفته از مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995).

**Figure 8.** Chondrite-normalized rare earth element (REE) and primitive mantle-normalized multi-element patterns for the Bajgan-Durkan granitoids. **A)** Chondrite values from Boynton (1984); **B)** Primitive mantle values from McDonough and Sun (1995).

گرانیت‌های با خاستگاه مناطق برخوردی و کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کوهزایی هم‌زمان با برخورد (syn-COLG) امکان شناسایی و تعیین محیط زمین‌ساختی پیدایش آنها را فراهم می‌کند.

### جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان

سنجش ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان با گرانیت‌های پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون مانند گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (ORG)،

بر این پایه، برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای بررسی‌شده نمودارهای Rb در برابر Ta+Yb و Nb، Y+Nb در برابر Y و Ta در برابر Yb به کار برده شده‌اند (شکل‌های A-۹، B-۹، C-۹ و D-۹). همان‌گونه که در این نمودارها نیز نشان داده شده است، بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در مرز میان گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) جانمایی شده‌اند. چندین پژوهشگر جای‌گرفتن گرانیت‌های نوع A در گستره گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای را بررسی کرده‌اند. به باور ایبی (Eby, 1992) گرانیت‌های نوع A در دمای بالا پدید می‌آیند و از این‌رو، از عنصرهای ناسازگار مانند Rb، Nb، Y و Ta غنی می‌شوند. از آنجایی که نمودار شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) نیز بر پایه این عناصر استوار است، گرانیت‌های نوع A در گستره گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای جانمایی می‌شوند. به باور سیلوستر (Sylvester, 1989) نیز گرانیت‌های قلیایی پس از برخورد (گرانیت‌های نوع A) بسیار همانند گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای هستند؛ اما نشانه‌های گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد و کمان آتشفشانی<sup>۶</sup> را نیز از خود نشان می‌دهند. وی بر این باور است این‌گونه گرانیت‌ها چه‌بسا به سادگی با

<sup>۶</sup> volcanic arc and syn-collisional granites

گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) اشتباه گرفته شوند. افزون‌بر این، از نمودار سه‌تایی Rb/30-Hf-3Ta نیز برای تعیین محیط زمین‌ساختی پیدایش گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان بهره گرفته شد (Harris et al., 1986) (شکل E-۹). در این نمودار، گرانیتوئیدهای بررسی‌شده در گستره گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های پس از برخورد قاره‌ها (Group 3) جای گرفته‌اند. در نمودار سه‌تایی Y/15-La/10-Nb/8 نیز گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان سرشت ماگمایی کالک‌آلکالین نمایش می‌دهند و در گستره گرانیت‌های پس از کوهزایی در کرانه قاره‌ای فعال جای گرفته‌اند (شکل F-۹). برای شناسایی گرانیت‌های کوهزایی از غیرکوهزایی روش اگراوال (Agrawal, 1995) به کار برده شد. در این روش، این دو نوع گرانیت بر پایه داده‌های عنصرهای اصلی مانند K<sub>2</sub>O، Na<sub>2</sub>O، MgO و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> از یکدیگر شناخته می‌شوند. محاسبات این روش بر پایه رابطه زیر انجام شد و داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند.

$$Di = 0.929241 \times Fe_2O_3 - 2.570311 \times MgO + 1.246346 \times Na_2O + 1.266569 \times K_2O - 11.75422$$

$$Ci = 0.291$$

$$Mi = -0.4898$$

$$(1) R = (Di - Ci) / (Mi - Ci)$$

**جدول ۲.** داده‌های R به‌دست‌آمده برای تعیین نوع گرانیت‌های کوهزایی و غیرکوهزایی به روش اگراوال (Agrawal, 1995).

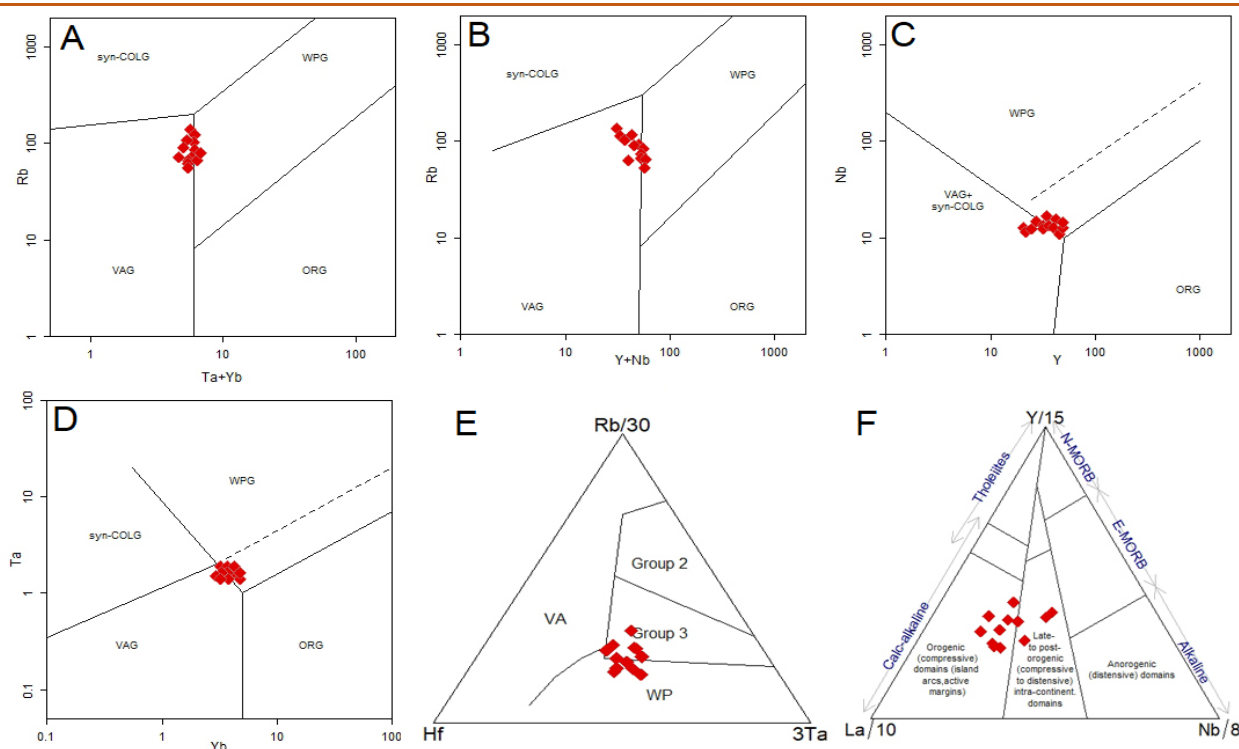
**Table 2.** Calculated R results for determination the orogenic and non-orogenic granites by using the method of Agrawal (1995).

| Sample | Di       | Di-Ci    | Mi-Ci   | R        |
|--------|----------|----------|---------|----------|
| D-7    | 1.197356 | 0.906356 | -0.7808 | -1.1608  |
| D-13   | -4.02787 | -4.31887 | -0.7808 | 5.531334 |
| D-4    | -17.1317 | -17.4227 | -0.7808 | 2.31386  |
| D-8    | -3.93545 | -4.22645 | -0.7808 | 5.412968 |
| D-21   | -0.66038 | -0.95138 | -0.7808 | 1.218467 |
| D-11   | -8.0932  | -8.3842  | -0.7808 | 10.73796 |
| D-17   | -4.42001 | -4.71101 | -0.7808 | 6.033571 |
| D-28   | -4.53575 | -4.82675 | -0.7808 | 6.181804 |
| D-31   | -4.23737 | -4.52837 | -0.7808 | 5.799653 |
| D-15   | -2.3473  | -2.6383  | -0.7808 | 3.378968 |
| D-6    | -2.44653 | -2.73753 | -0.7808 | 3.506052 |
| D-33   | -2.17783 | -2.46883 | -0.7808 | 3.16192  |

کوهزایی و همچنین، برخی ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I در برخی نمونه‌های بررسی‌شده به محیط زمین‌ساختی پیدایش آنها وابسته است و نشان‌دهنده پیدایش این گرانیتوئیدها در محیط زمین‌ساختی پس از برخورد و یا پس از کوهزایی است که بیشتر در ارتباط با ماگماتیسم فرورانش کرانه قاره‌ای فعال و رخدادهای مرتبط با آن است. به گفته دیگر، ماگماتیسم نفوذی‌های باجکان-دورکان در محیط کرانه فعال قاره‌ای به شکستگی‌های پشت‌کمان ماگمایی وابسته است که در پی ذوب پوسته قاره‌ای پدید آمده‌اند. از ویژگی‌های این نوع گرانیتوئیدها پیدایش در محیط‌های کششی مربوط به شکستگی‌های کششی موضعی است (Woodard, 2010).

بر پایه محاسبات انجام شده، نمونه‌های گرانیت بررسی‌شده در باجکان-دورکان به علت مقدارهای مثبت R به گرانیت‌های کوهزایی تعلق دارند (جدول ۲). مقدار R منفی تنها در یک نمونه از گرانیت‌های بررسی‌شده به دست آمد که چه بسا به فرایندهای ثانویه مانند دگرنگ‌شدن و یا دگرسانی وابسته باشد.

جای گرفتن گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان در گستره مشترک میان گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG)، جانمایی آنها در گستره گرانیت‌های هم‌زمان و پس از کوهزایی در کرانه قاره‌ای فعال از یک سوی، و از سوی دیگر داشتن شاخصه‌های گرانیت‌های



**شکل ۹.** نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان. **(A)** نمودار Ta+Yb در برابر Rb؛ **(B)** نمودار Y+Nb در برابر Rb؛ **(C)** نمودار Nb در برابر Y؛ **(D)** نمودار Ta در برابر Yb؛ **(E)** نمودار سه‌تایی Rb/30-Hf-3Ta (Pearce et al., 1984)؛ **(F)** نمودار سه‌تایی Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989). گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی؛ VAG: گرانیت‌های کمان آتشفشانی؛ WPG: گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای؛ syn-COLG: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد؛ Group 2: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد قاره‌ای؛ Group 3: گرانیت‌های پس از برخورد قاره‌ای.

**Figure 9.** Tectonic setting discrimination diagrams of Bajkan-Durkan granitoids. **(A)** Ta+Yb versus Rb diagram; **(B)** Rb versus Y+Nb diagram; **(C)** Nb versus Y diagram; **(D)** Ta versus Yb diagram (Pearce et al., 1984); **(E)** Rb/30-Hf-3Ta ternary diagram (Harris et al., 1986); **(F)** Y/15-La/10-Nb/8 ternary diagram (Cabanis and Lecolle, 1989) (ORG: ocean ridge granite; VAG: volcanic arc granite; WPG: within-plate granite; syn-COLG: Syn-collision granites; Group 2: Syn-collision granites; Group 3: post-collision granites).

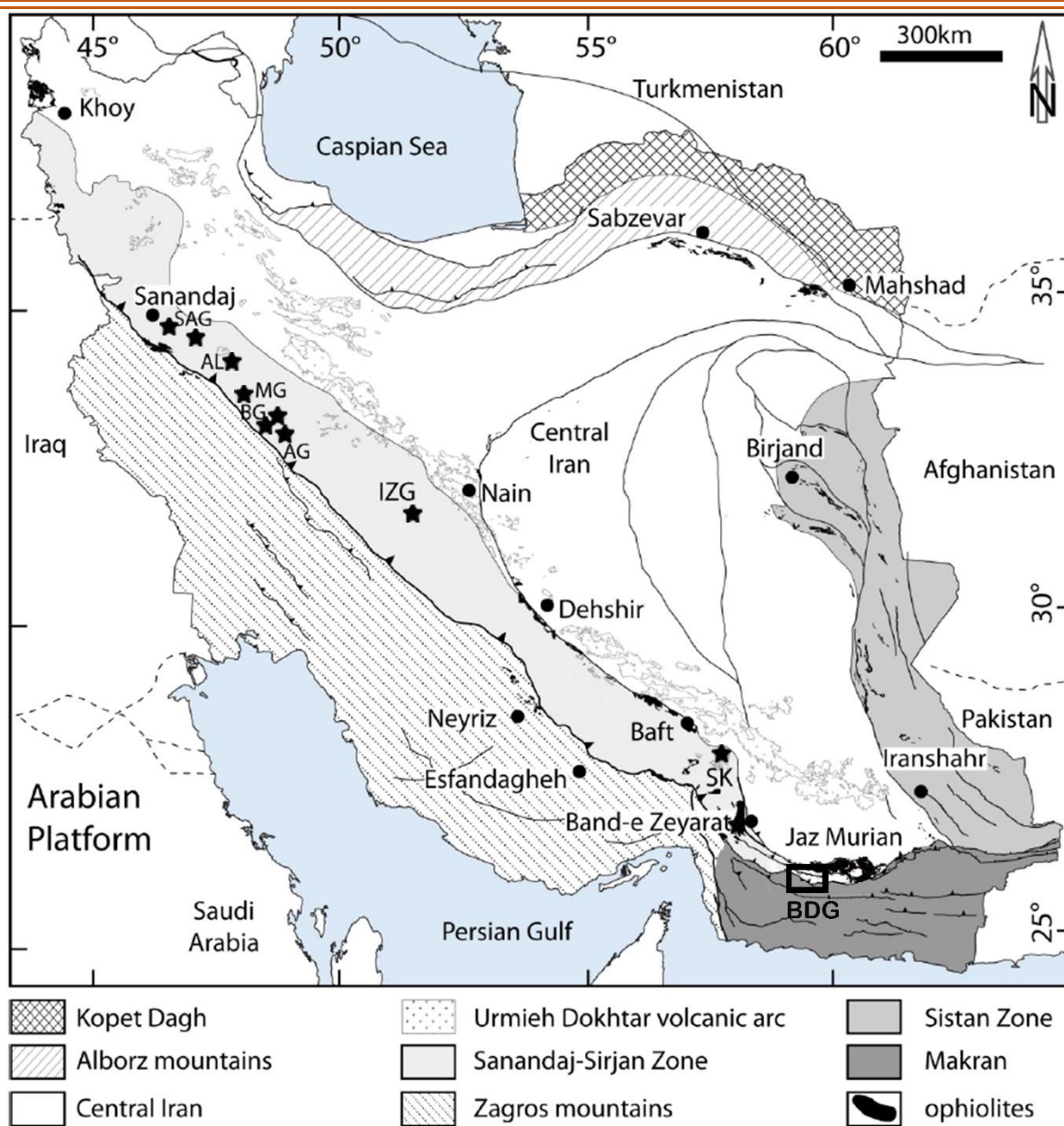
سیرجان، توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه در پی فروزش تختۀ اقیانوسی نئوتیس به زیر تختۀ قاره‌ای ایران مرکزی پدید آمده‌اند. بسیاری پژوهشگران سرشت گرانیتوئیدهای سنندج-سیرجان را از گرانیت‌های نوع A دانسته‌اند (Yajam et al., 2021; Shahbazi et al., 2006; Sepahi and Athari, 2015) و برخی نیز از تغییر ماگماتیسم از نوع I به نوع A در پهنه سنندج-سیرجان یاد کرده‌اند (Sarjoughian et al., 2016). این تغییر سرشت و پیدایش گرانیتوئیدهای نوع A در پهنه سنندج-سیرجان در پی تغییر ژئودینامیک منطقه از رژیم زمین‌ساخت فشارشی (ماگماتیسم کمانی)<sup>۷</sup> را پیامد زمین‌ساخت کششی (ماگماتیسم پشت کمانی)<sup>۸</sup> در پی فرایند عقب‌گرد تختۀ فروزانی نئوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی دانسته‌اند (Ghasemi and Talbot, 2006; Fergusson et al., 2016; Azizi and Stern, 2019; Salehi and Tadayan, 2020; Shirmohammadi et al., 2020). به باور یاجم و همکاران (Yajam et al., 2015) فعالیت ماگمایی در این پهنه نزدیک به ۱۶۰ تا ۱۴۰ میلیون سال پیش رخ داده است. این ماگماتیسم با نفوذ سنگ‌های مافیک تا حد واسط کالک‌آلکال وابسته به کمان آغاز شده و با نفوذ گرانیتوئیدهای نوع I ادامه یافته است. پس از آن، ماگماتیسم نفوذی گرانیتوئیدهای آلکال نوع A رخ داده است. به باور عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020)، تغییر ماگماتیسم از نوع I به نوع A در زمان ژوراسیک در پهنه سنندج-سیرجان پیامد آشفستگی و به هم‌ریختگی هندسۀ فروزش تختۀ اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی است. به باور آنها در ژوراسیک پیشین با ایست فروزش، نبود ماگماتیسم رخ داده است و پس از آن در ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین با تغییر ژئودینامیک منطقه از زمین‌ساخت فشارشی به زمین‌ساخت کششی این دو نوع ماگماتیسم گرانیتوئیدی نوع I و نوع A روی داده‌اند.

افزون بر روابط صحرایی و بررسی داده‌های زمین‌شیمیایی، موقعیت جغرافیایی گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان نیز ارتباط این گرانیتوئیدها با فروزش امروزی در پهنه مکران را منتفی می‌سازد؛ به گونه‌ای که گرانیتوئیدهای بزمان و میرآباد که ماگماتیسم برآمده از فروزش مکران دانسته می‌شوند، در بخش شمالی فروافتادگی جازموریان (که پهنه پشت کمان ماگمایی دانسته می‌شود) جای دارند و سن آنها نیز از ۷/۵ تا ۰/۸۴ میلیون سال پیش به دست آمده است (Pang et al., 2014). بر پایه داده‌های به دست آمده از این پژوهش، گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان بسیار همانند واحدهای آذرین اسیدی پهنه سنندج-سیرجان هستند و ادامه جنوب‌خاوری این پهنه به شمار می‌روند. پهنه سنندج-سیرجان، با روند NW-SE از سنندج در شمال‌باختری تا سیرجان در جنوب‌خاوری ایران با درازای نزدیک به ۲۰۰۰ کیلومتر و پهنای میان ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر، میان رشته‌کوه‌های زاگرس در سمت SSW و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در سمت NNE جای دارد (شکل ۱۰). پهنه سنندج-سیرجان دربردارندۀ واحدهای دگرگونی به همراه سنگ‌های آذرین حد واسط تا اسیدی است (Shirmohammadi et al., 2023; Nouri et al., 2023; Karimpour et al., 2022; Davoudian et al., 2022). سن بیشتر گرانیتوئیدهای این منطقه از ۱۴۴ تا ۱۸۷ میلیون سال پیش (ژوراسیک) است (Heidari et al., 2022; Zare-Shooli et al., 2021; Shahbazi et al., 2021; Azizi and Stern, 2019; Ahadnejad et al., 2011). مهم‌ترین توده‌های گرانیتوئیدی این پهنه، همان گونه که در شکل ۱۰ نیز نشان داده شده است، گرانیتوئیدهای ملایر، بروجرد، الوند، الیگودرز و صوفی‌آباد هستند. هانزیکر و همکاران (Hunziker et al., 2015) سن گرانیتوئیدهای باجکان-دورکان را ژوراسیک میانی-پسین برآورد کرده‌اند و از این دیدگاه با گرانیتوئیدهای سنندج-سیرجان قابل مقایسه هستند.

با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی پهنه سنندج-

<sup>7</sup> arc-magmatism

<sup>8</sup> backarc-magmatism



**شکل ۱۰.** نقشه زمین‌ساختاری ایران که در آن جایگاه گرانیتویدهای با سن ژوراسیک در پهنه سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان با ستاره سیاه‌رنگ نشان داده شده است. سن گرانیتویدها برگرفته شده از: گرانیتوید صوفی‌آباد یا SAG (Azizi and Stern, 2019)، گرانیتوید الوند یا AL (Shahbazi et al., 2010)، گرانیتوید ملایر یا MG (Aghazadeh et al., 2011)، گرانیتوید بروجرد یا BG (Khalaji et al., 2007)، گرانیتوید الیگودرز یا AG (Esna-Ashari et al., 2012)، گرانیتویدهای زاگرس درونی یا IZG (Omran et al., 2008)، گرانیتوید سرخ‌کوه یا SKG (Karimpour et al., 2011)، گرانیتویدهای دورکان یا BDG (Hunziker et al., 2015). منطقه بررسی‌شده با چهارگوش نشان داده شده است.

**Figure 10.** Geostructural map of Iran and the location of Jurassic granites in the Sanandaj-Sirjan/Bajkan-Durkan zone is indicated by black stars. The reference of granitoids' age are: Soufi Abad Granitoid (SAG) (Azizi and Stern, 2019); Alvand Granitoid (AL) (Shahbazi et al., 2010); Malayer Granitoid (MG) (Aghazadeh et al., 2011); Borujerd Granitoid (BG) (Khalaji et al., 2007); Aligoudarz Granitoid (AG) (Esna-Ashari et al., 2012); Inner Zagros Granitoid (IZG) (Omran et al., 2008); Sorkh Koh Granitoid (SKG) (Karimpour et al., 2011); Bajkan-Durkan Granitoid (BDG) (Hunziker et al., 2015).

## برداشت

در جنوب خاوری ایران، در بخش شمال باختری پهنه مکران و در مجموعه‌ای به نام باجکان-دورکان، توده‌های آذرین درونی با ترکیب گرانیت، دیوریت و پلاژیوگرانیت درون نهشته‌های رسوبی و واحدهای دگرگونی تفکیک نشده (شامل شیست سبز، میکاشیست، آمفیبولیت و...) نفوذ کرده‌اند. بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز سازنده‌های اصلی و آمفیبول، بیوتیت، زیرکن، ایلمنیت و همتایت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. گرانیتویدهای باجکان-دورکان بیشتر سرشت ماگمایی کالک‌آلکالن دارند و بر پایه شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم در گروه گرانیت‌های متاآلومین جای می‌گیرند. غنی‌شدگی این سنگ‌ها نسبت به LREE، همراه با ناهنجاری مثبت Rb در کنار تهی‌شدگی نسبت به HFSE، HREE و ناهنجاری منفی Nb و Ti گویای خاستگاه مذاب پوسته‌ای برای این سنگ‌ها در گستره پایداری پلاژیوکلاز، بدون حضور گارنت است. گرانیتویدهای باجکان-دورکان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گرانیت‌های نوع A-type نمایش می‌دهند و به زیرگروه A<sub>2</sub>-type تعلق دارند. جانمایی این سنگ‌ها در گستره مشترک میان گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) (که از ویژگی‌های

گرانیت‌های نوع A-type به‌شمار می‌رود)، بروز شاخصه‌های گرانیت‌های نوع I در برخی از نمونه‌های بررسی شده و جای گرفتن نمونه‌ها در گستره محیط زمین‌ساختی پس از برخورد و یا پس از کوهزایی در ارتباط با جایگاه زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌هاست. بدین گونه که در یک محیط زمین‌ساختی کرانه قاره‌ای فعال، گرانیتویدهای نوع I به دنبال ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین در یک سامانه فشارشی و در محیط کمان آتشفشانی پدید آمده‌اند. در ادامه، گرانیتویدهای نوع A در پی ذوب بخشی سنگ‌های چارنوکیته پوسته زیرین که به دنبال زیرراندگی‌های ماگمای مافیک گوشته‌ای آگیری شده‌اند، پدید آمده‌اند. به گفته دیگر، پیدایش گرانیتویدهای نوع A در ارتباط با ماگماتیسیم کششی در سیستم فرورانس سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و پیامد عقب‌گرد تخته فرورو بوده است. تغییر سازوکار زمین‌ساختی از فشارشی به کششی (در پی عقب‌گرد تخته فرورو) در ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین، شکستگی‌های موضعی و یا پیدایش پهنه کششی همانند سازوکار کششی - جدایشی<sup>۹</sup> نقش مهمی در جایگیری گرانیتویدهای نوع A باجکان-دورکان داشته است.

<sup>۹</sup> pull-apart

## References

- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z., and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5-6), 980-1008. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000380>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148, 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046>
- Agrawal, S. (1995) Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by major element compositions. *The Journal of Geology*, 103, 529-537. <http://www.jstor.org/stable/3007077>
- Ahadnejad, V., Valizadeh, M. V., Deevsalar, R., and Rezaei-Kahkhaei, M. (2011) Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 261(1), 61. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0149>
- Ahankoub, M., Jahangiri, A., and Moayyed, M. (2012) Study cause of tetrad effect in REE pattern in Misho A-type granitoides Complex, NW of Iran. *Petrological Journal*, 3(10), 65-78.

[https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16099\\_8eaa18932c4642dff16fd16b7bf65b80.pdf?lang=en](https://ijp.ui.ac.ir/article_16099_8eaa18932c4642dff16fd16b7bf65b80.pdf?lang=en)

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z., and Miri, M. (2018). Petrology and geochemistry of some granitoid and intermediate rocks in southwest of the Qorveh area (Kurdistan). *Petrological Journal*, 9(1), 21-44. <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.100707.1000>
- Arshadi-Khamseh, S. (1982) *Geologische und Petrographische Untersuchungen des Fanuj-Gebietes (Baluchestan/Makran/SE-Iran) unter besonderer Berücksichtigung des Ophiolith-Komplexes*. Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen. Aachen: Technische Hochschule Aachen.
- Azizi, H., and Stern, R.J. (2019) Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova*, 31(5), 415-423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>
- Azizi, H., Asahara, Y., Minami, M., and Anma, R. (2020) Sequential magma injection with a wide range of mixing and mingling in Late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 200, 104469. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104469>
- Badr, A., Davoudian, A. R., Shabanian, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F. and Yamamoto, K. (2018) A- and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism. *Lithos*, 300, 86-104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.008>
- Bédard, J.H. (1999) Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. *Journal of petrology* 40(12), p. 1853-1889. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.12.1853>
- Best, M.G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Publishing Company, 2nd edition, Malden, USA.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1-2), 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>
- Bonnet, G., Agard, P., Whitechurch, H., Fournier, M., Angiboust, S., Caron, B., and Omrani, J. (2020) Fossil seamount in southeast Zagros records intraoceanic arc to back-arc transition: New constraints for the evolution of the Neotethys. *Gondwana Research* 81, 423-444. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.10.019>
- Burg, J.-P. (2018) Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews* 185, 1210-1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>
- Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cabanis, B., and Lecolle, M. (1989) The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie 2. Science de la Terre*, 309, 20.
- Chappell, B.W., and White, A.J. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian journal of earth sciences*, 48(4), p. 489-499. <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Clarke, B.D. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall Publisher, London, UK
- Cox, K.G. (2013) *The interpretation of igneous rocks*. Springer Science & Business Media.
- Davoudian, A.R., Bendokht, M., Shabanian, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., and Genser, J. (2022) Geochronology and geochemistry of the Ediacaran orthogneisses from the north Shahrekord (Sadegh-Abad), Sanandaj-Sirjan Zone: Insights into magmatic evolution of the

- Iranian basement. Geological Journal, 57(7), 2788-2811. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/gj.4440>
- DeMets, C., Gordon, R.G., and Argus, D.F. (2010) Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181, 1-80. <https://doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Dolati, A. (2010) Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran. [Ph.D. thesis]. Swiss Institute of Technology (ETH).370 P. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-006226348>
- Eby, G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1-2), 115-134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby, G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), 641-644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Eftekhari-Nezhad, J., Arshadi, S., Mahdavi, M.A., Morgan, K.H., McCall, G.J.H., and Huber, H. (1979) Fannuj Quadrangle Map 1:250'000. Tehran: Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran.
- Emami, S.N., and Khalili, M. (2014). Volcanic and subvolcanic rocks dating in the north of Shahrekord by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method, a new approach regarding the occurrence and duration of the Jurassic volcanism in the Sanandaj-Sirjan zone. *Petrological Journal*, 5(18), 1-14. [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16166.html?lang=en](https://ijp.ui.ac.ir/article_16166.html?lang=en)
- Esfahani, M.M., Khalili, M., Kochhar, N., and Gupta, L.N. (2010) A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(3), 207-218. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.05.010>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A. A. (2012) Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1), 11-22. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Fergusson, C. L., Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. (2016) The Sanandaj–Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U–Pb evidence of late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis. *Gondwana Research*, 40, 43-57. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.006>
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Haghipour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., and Faridi, M. (2012) Rate of crustal shortening and non-Coulomb behavior of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters* 355, 187-198. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.001>
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen & Company.
- Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 67-81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.0>
- Heidari, S., Shabani, A.A.T., Hassanpour, S., and Maghdour-Mashhour, R. (2022) Petrology of the Paleogene shoshonitic volcanism in north Sarab area, NW Iran: Geochemical, Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Journal of Asian Earth Sciences*, 8: 100109. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100109>
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P., and von Quadt, A. (2015) Jurassic rifting at the Eurasian Tethys

- margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran, *Tectonics* 34, 571–593. <https://doi.org/10.1002/2014TC003768>.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A.F. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Jiang, Y.H., Jin, G.D., Liao, S.Y., Zhou, Q., and Zhao, P. (2010) Geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, central China: implications for a continental arc to continent–continent collision. *Lithos*, 117(1-4), 183-197. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.014>
- Karimpour, M.H., Shirdashtzadeh, N., and Sadeghi, M. (2022) Tectonomagmatic settings of Jurassic granitoids in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: A review. *Geologos*, 28. <https://reference-global.com/2/v2/download/pdf/10.2478/logos-2022-0002>
- Karimpour, M.H., Stern, C., Farmer, L., and Saadat, S. (2011) Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1), 19-54. <https://doi.org/10.22059/jgeope.2011.22162>
- Khalaji, A.A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V., and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6), 859-877. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>
- Khan, U., Khan, M., Shiguo, W., and Gao, J. (2024) Geodynamics and Structural Evolution of Makran Accretionary Prism, Arabian-Eurasian Convergent Plate Boundary. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 17684). <https://doi:10.5194/egusphere-egu24-17684>
- Kong, H., Li, H., Wu, Q. H., Xi, X. S., Dick, J. M., and Gabo-Ratio, J. A. S. (2018) Co-development of Jurassic I-type and A-type granites in southern Hunan, South China: Dual control by plate subduction and intraplate mantle upwelling. *Geochemistry*, 78(4), 500-520. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.08.002>
- Le Bas, M.J., Lemaître, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3), 745-750. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1570572699163927296>
- Loiselle, M.C. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am.*, 11, 468. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1570854175500761344>
- McCall, G.J.H., Eftekhari-Nezhad, J., Samimi-Namin, M., and Arshadi, S. (1985) Explanatory Text of the Fannuj Quadrangle Map 1:100,000. In: McCall, G. J. H. (ed.). Tehran, Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.
- McDonough, W.F., and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E.A. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Morgan, K.H., McCall, G.J.H., and Huber, H. (1987) Geological map of Remeshk, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., and Vergés, J. (2012) Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532, 27-60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>
- Nouri, F., Azizi, H., Stern, R.J., and Asahara, Y. (2023) The Sanandaj-Sirjan Zone (W. Iran) was a Jurassic passive continental margin: Evidence from igneous rocks of the Songhor area. *Lithos*,

- 440, 107023. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107023>
- O'Connor, J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US geological survey professional paper B, 525, 79-84.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3-4), 380-398. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Chiu, H.Y., and Li, X.H. (2014). On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(6), 2151-2169. <https://doi.org/10.1002/2014GC005262>
- Pearce, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Orogenic andesites and related rocks, 528-548. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>
- Pearce, J.A., Harris, N.B., and Tindle, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Riyahi, F., Shabanian, N., and Davoudian, A. (2024) Fractal analysis of quartz grain boundary sutures gneissic granite of Abadchi, north of Shahrekord. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 32(1), 113-126. (in Persian) <https://doi.org/10.61186/ijcm.32.1.113>
- Salehi, M.A., and Tadayon, M. (2020) Early Cretaceous sedimentary provenance and structural evolution of the central Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: implications for palaeogeographic reconstructions of the northern Neo-Tethyan margin. *International Geology Review*, 62(11), 1359-1386. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1647120>
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., and Ahmadian, J. (2016) Transition from I-type to A-type magmatism in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: An extensional intra-continental arc. *Geological Journal*, 51(3), 387-404. <https://doi.org/10.1002/gj.2637>
- Sepahi, A.A., and Athari, S.F. (2006) Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 183(1), 93-106. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2006/0063>
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y., and Liu, X. (2018) U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research*, 306, 41-60. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037>
- Shahbazi, H., Taheri Maghami, Y., Azizi, H., Asahara, Y., Siebel, W., Maanijou, M., and Rezai, A. (2021) Zircon U–Pb ages and petrogenesis of late Miocene adakitic rocks from the Sari Gunay gold deposit, NW Iran. *Geological Magazine*, 158(10), 1733-1755. <https://doi.org/10.1017/S0016756821000297>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., and Abedini, M.V. (2010) Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian earth sciences*, 39(6), 668-683. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014>
- Shand, S.J. (1943) *The eruptive rocks*, 2nd Editio., 444 p. John Wiley. New York.
- Shirmohammadi, M., Sepahi Gerow, A.A., Maanijou, M., and Tourkian, A. (2020). Geochemistry and petrogenesis of south Qorveh A-type granitoids (northwest of Sanandaj- Sirjan zone): An

- evidence for active continental margin tensional tectonic. *Petrological Journal*, 11(3), 85-110. <https://doi.org/20.1001.1.22285210.1399.11.3.5.3>
- Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Santos, J.F., Maanijou, M., Torkian, A., and Vahidpour, H. (2023) Geochemistry and Sr–Nd isotopic characteristics of ferroan-magnesian metaluminous granites of the NW Sanandaj–Sirjan zone, Iran: granite formation in a compressional–extensional setting during Late Jurassic time. *Geological Magazine*, 160(6), 1065-1089. <https://doi.org/10.1017/S0016756823000146>
- Streckeisen, A. (1974) Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773–786. <https://doi.org/10.1007/BF01820841>
- Sun, F., Xu, X., Zou, H., and Xia, Y. (2015) Petrogenesis and magmatic evolution of ~ 130 Ma A-type granites in Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98, 209-224. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.11.018>
- Sylvester, P.J. (1989). Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97(3), 261-280. <https://doi.org/10.1086/629302>
- Tavakoli, N., Davoudian, A.R., Shabanian, N., Azizi, H., Neubauer, F., Asahara, Y., and Bernroider, M. (2020) Zircon U-Pb dating, mineralogy and geochemical characteristics of the gabbro and gabbro-diorite bodies, Boein–Miandasht, western Iran. *International Geology Review*, 62(13-14), 1658-1676. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1583139>
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95(4), 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291-320. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Press, London, UK.
- Wilson, M., and Downes, H. (1992) Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208(1-3), 173-182. <https://doi.org/10.4324/9781315843698>
- Woodard, J. (2010) Genesis and emplacement of carbonatites and lamprophyres in the Svecofennian Domain. 50 p., University of Turku, Finland. <https://www.utupub.fi/bitstream/handle/10024/63297/AnnalesAII252Woodard.pdf?sequence>
- Wu, F.Y., Sun, D.Y., Li, H.M., Jahn, B.M., and Wilde, S. (2002) A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187(1-2), 143-173. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00018-9)
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J. H., Ghalamghash, J., Razavi, S.M.H., and Bea, F. (2015) The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 13(1), 25-43. <https://www.redalyc.org/pdf/505/50538715002.pdf>
- Zare-Shooli, M., Tahmasbi, Z., Ao, S., Zhang, H.F., Saki, A., Ahmadi-Khalaji, A., and Karsli, O. (2021) Petrogenesis and U-Pb zircon geochronology of migmatization during Neo-Tethyan Jurassic magmatic arc extension: The Boroujerd example, western Iran. *Lithos*, 398, 106278. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106278>
- Zhao, T.P., and Zhou, M.F. (2009) Geochemical constraints on the tectonic setting of Paleoproterozoic A-type granites in the southern margin of the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(2-3), 183-195. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.05.005>
- Zhao, K.D., Jiang, S.Y., Chen, W.F., Chen, P.R., and Ling, H.F. (2013) Zircon U–Pb chronology and

elemental and Sr–Nd–Hf isotope geochemistry of two Triassic A-type granites in South China: implication for petrogenesis and Indosinian transtensional tectonism. *Lithos*, 160, 292-306.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.001>

Zhu, R., Zhao, P., and Zhao, L. (2022) Tectonic evolution and geodynamics of the Neo-Tethys Ocean. *Science China Earth Sciences* 65, 1-24. <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9845-7>