

Mineral chemistry and geochemistry of Kabbarik syenite stock, North of Zanjan

Alireza Ravankhah ¹ , Mohsen Moayyed ², Mohammadali Shirinzadeh ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran, ravankhah@uma.ac.ir

² Professor, Earth Science Department, Natural Sciences Faculty, University of Tabriz, Tabriz, Iran, moayyed@tabrizu.ac.ir

³ M.Sc. in Exploration Mining Engineering, Arak University, Arak, Iran, alishirin045@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 29 January 2023

Accepted: 21 October 2023

Keywords

Syenite
Eocene
Calc-alkaline
Post-collision
Kabbarik
Tarom



 [10.22108/ijp.2023.136589.1292](https://doi.org/10.22108/ijp.2023.136589.1292)

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The study area, Tarom, is situated in northwestern Iran, within the Zanjan province. Geologically, it falls within the western Alborz zone, a volcanic-plutonic belt, oriented northwest-southeast. This region, extending from Qazvin (west of Taleghan) to the north-northwest of Miane and north of the Manjil embayment, is bounded by the Abhar-Zanjan-Miane axis to the south (Ghorbani, 2009). Within this mountain range, numerous intrusive masses, primarily granodiorite, have intruded into the Eocene volcanic rocks. These masses, including the Bakhtar Takhestan, Khorasanlu, Zaker, and Chal masses, follow a northwest-southeast trend, aligning with the overall orientation of the Tarom mountains. They are arranged in two parallel rows, cutting through the older volcanic formations.

Geology of the area

The most important rock units in the Tarom Mountains consist of Eocene pyroclastic rocks, including andesite, rhyolite, basalt, andesite basalt, and rhyodacite, as well as shear tuff and andesite tuff. The region's main elevations are composed of Eocene volcanic and volcano-clastic rocks, along with Oligocene intrusive masses, which form the bulk of the mountain unit. Oligocene trachytic deposits, which are deposited on the Eocene units at an angle of approximately 23 degrees, are exposed in the northern part of the Kabbarik syenitic porphyroid stock. The syenitic porphyroid stock has intruded into the Eocene volcanic and volcano-clastic rocks.

 Corresponding Author

To cite this article: Ravankhah, A., Moayyed, M., Shirinzadeh, M. (2024) Mineral-chemistry and geo-chemistry of Kabbarik syenite stock, North of Zanjan. *Petrological Journal*, 15(1), 139-158.

Research Method

This study is grounded in field surveys, sampling of the slightly intrusive mass, and the examination of thin sections. Additionally, chemical analyses were conducted on ten samples from Zarazma Company to determine major, minor, and trace elements using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Two samples were also analyzed using electron microscopy. To analyze the mineral composition of Kabbarik rocks for major elements, a JEOL JXA-8100 Superprobe electron microprobe (EMP) equipped with an Oxford Instruments INCA EDS system was employed at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science. A 5-micron spot size, a 20 nA beam current, and a 15 keV accelerating voltage were utilized during these analyses.

Petrography

The intrusive Kabbarik stock exhibits a porphyritic texture, characterized by euhedral to subhedral phenocrysts of alkali feldspar. Its primary mineral composition includes alkali feldspar (Orthoclase) constituting 65-70 Vol.%, followed by 10-15 Vol.% clinopyroxene (diopside), 5-7 Vol.% anorthoclase, and 3-5 Vol.% secondary minerals such as olivine, altered to iddingsite. Minor amounts of apatite, zircon, and dark minerals are also present. Orthoclase phenocrysts often display Carlsbad and polysynthetic twinning. Megacrysts of Orthoclase may contain tiny inclusions of olivine and clinopyroxene, exhibiting a poikilitic texture. Some crystals exhibit a sieve texture, and in certain cases, overgrowth on plagioclase results in a Rapakivi texture. Clinopyroxene (diopside) crystals are generally euhedral to subhedral, with some containing small dark mineral inclusions distributed along their edges and conforming to their shape. Subhedral crystals of iddingsitized olivine are scattered throughout the rock matrix in small quantities. The

overall texture of the microlithic rock remains porphyritic.

Mineral Chemistry

The chemical composition of clinopyroxene and alkali feldspar minerals from the syenitic stock was analyzed using a JEOL JXA-8200 electron microscope at the Department of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences.

Based on relevant diagrams, the clinopyroxenes were classified as diopside-type (Eby et al., 1998; Morimoto, 1988). The chemical composition of the pyroxenes indicates a sub-alkaline, volcanic arc magmatic setting. EPMA analysis of the alkali feldspars revealed an anorthoclase composition (Deer et al., 1991).

Whole Rock Geochemistry

The chemical analysis of significant, rare, and rare earth elements (ICP-MS) reveals a calc-alkaline composition for the intrusive mass of the syenite zone and its parent magma. Normalized spider diagrams compared to chondrite demonstrate a clear enrichment of light rare earth elements (LREE) and incompatible elements relative to heavy rare earth elements (HREE) in the examined rocks. Based on tectonic environment diagrams, the studied samples are classified as post-collisional.

Results

The predominant rock formations in the Taron Mountains consist of Eocene volcanic and volcanoclastic rocks, which constitute the bulk of the mountain range. The investigated syenitic stock, intruding into the overlying rocks, dates back to the Oligocene epoch. Based on spider diagrams, the absence of significant heavy rare earth element (HREE) depletion suggests a mantle that has been metasomatized by subduction-related fluids. Studies indicate that the analyzed samples originated in a setting associated with an arc and a post-collisional environment.

شیمی کانی و زمین‌شیمی استوک سینیتی کبریک، شمال زنجان

علیرضا روان‌خواه^۱ , محسن مؤید^۲، محمدعلی شیرین‌زاده^۳^۱ استادیار، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران، ravankhah@uma.ac.ir^۲ استاد، دانشکده علوم طبیعی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، moayyed@tabrizu.ac.ir^۳ کارشناسی ارشد مهندسی معدن اکتشاف، دانشگاه اراک، اراک، ایران، alishirin045@gmail.com

چکیده

اطلاعات مقاله

محدوده کبریک بخشی از ارتفاعات طارم است که در شمال زنجان و شمال‌باختری ایران در پهنه البرز باختری جای دارد. در رشته کوه‌های طارم، توده‌های آذرین درونی بسیاری با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری رخنمون دارند که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند. در این پژوهش، ترکیب سنگ‌شناسی استوک سینیت کبریک که درون سنگ‌های آتشفشانی و ولکانو-کلاستیک ائوسن تزیق شده است، ارزیابی شده است. ساخت استوک کبریک پورفیری است و آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز)، کلینوپیروکسن، آنورتوکلاز از کانی‌های اصلی، الیوین از کانی‌های فرعی و اندکی آپاتیت، زیرکن و کانی تیره از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. در توده یادشده، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها دیوپسید است و ترکیب آلکالی‌فلدسپار در گستره آنورتوکلاز جای می‌گیرد. ماگمای سازنده این توده بر پایه شیمی سنگ کل سرشت کالک‌آلکان دارد. بر پایه نمودارهای عنکبوتی، LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همچنین، بررسی دیگر داده‌های زمین‌شیمیایی نیز نشان می‌دهند توده یادشده در محیط تکتونوماگمایی پس‌برخوردی پدید آمده است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۱۱/۰۹

تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۷/۲۹

کلید واژه‌ها

سینیت

ائوسن

کالک‌آلکان

پس‌برخوردی

کبریک

طارم



doi: 10.22108/ijp.2023.136589.1292

مقدمه

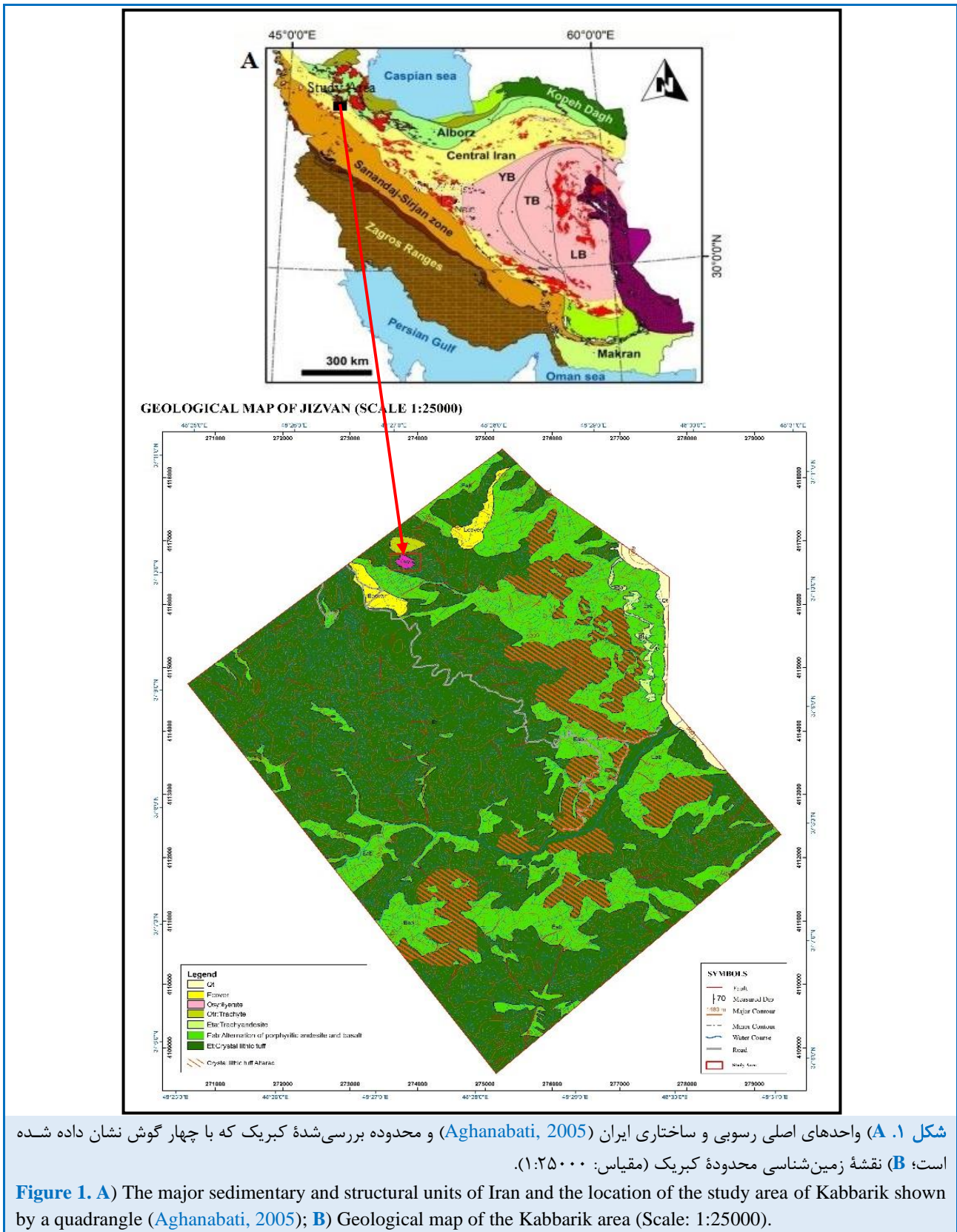
منطقه کبریک در شمال‌باختری ایران و شمال استان زنجان جای دارد. طارم از دیدگاه پهنه‌بندی واحدهای زمین‌شناسی ایران (Nabavi, 1977) در پهنه البرز باختری جای دارد و بر پایه (Aghanabati, 2005) بخشی از پهنه ایران مرکزی شمرده می‌شود (شکل‌های A-1 و B-1). این نوار ولکانو-پلوتونیک روند شمال‌باختری-

جنوب‌خاوری دارد. پهنه طارم- هسجین از قزوین (باختر طالقان) آغاز می‌شود و تا شمال- شمال‌باختری میانه و شمال نواحی فروافتادگی منجیل ادامه دارد و از جنوب به محور اهر- زنجان- میانه می‌رسد. در حقیقت از دید ساختاری، این کمربند از شمال، جنوب و باختر به گسل‌های بزرگ سفیدرود (در شمال) و ادامه گسل تبریز-سلطانیه و سلطانیه- تاکستان (در جنوب) می‌رسد و از

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: روان‌خواه، ع. ر.، مؤید، م.، شیرین‌زاده، م. ع. (۱۴۰۳) شیمی کانی و زمین‌شیمی استوک سینیتی کبریک، شمال زنجان. پتروژئولوژی ۱۵(۱)، ۱۳۹-۱۵۸.

باختر با گسل آستارا- مریوان محدود می شود (Ghorbani, 2009).



شکل ۱. A) واحدهای اصلی رسوبی و ساختاری ایران (Aghanabati, 2005) و محدوده بررسی شده کبریک که با چهار گوش نشان داده شده است؛ B) نقشه زمین شناسی محدوده کبریک (مقیاس: ۱:۲۵۰۰۰).

بررسی‌های پیشین نشان می‌دهند سرزمین ایران در بازه زمانی پالئوزوویک فازهای مختلفی از رخدادهای زمین‌ساختی کشتی مرتبط با زایش پهنه‌های اقیانوسی تیبسی را پشت سر گذاشته است (Berberian and King, 1981; Derakhshi and Ghasemi, 2014; Ghasemi and Dayhimi, 2015; Azizi et al., 2017; Delavari et al., 2019). زمین‌شناسی و زمین‌ساخت البرز باختری-آذربایجان در برابر دیگر مناطق ایران پیچیدگی‌های خاصی دارد و رویدادهای مهمی از مزوزوویک تا سنوزوویک را در خود ثبت کرده است. با فعالیت فاز کوهزایی آلی از ائوسن تا کواترنری، ماگماتیسم گسترده‌ای در پهنه البرز باختری-آذربایجان رخ داده است (Verdel et al., 2011; Allen et al., 2013). در البرز باختری رخداد فاز کشتی ائوسن تا الیگوسن آغاز فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای را به دنبال داشته است. در پی رخداد فاز کوهزایی پیرنه (الیگوسن زیرین) سری‌های ائوسن در البرز باختری چین‌خورده و گسل‌های کشتی به موازات محور چین‌خوردگی‌ها پدید آمده‌اند. در آذربایجان شرقی و طارم، به‌ویژه در شمال زنجان چین‌هایی با روند خاوری-باختری پدید آمده‌اند (Moayyed, 2001). پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان که در بخش باختری پهنه ماگمایی البرز جای دارد، تکاپوی ماگمایی گسترده‌ای، به‌ویژه در سنوزوویک و با سرشت کالک‌آلکان داشته است (Moayyed, 2001). سنگ‌های آتشفشانی منطقه زنجان و کوه‌های طارم بیشتر به سازند کرج نسبت داده شده‌اند (Ghorbani et al., 2013; Nabatian et al., 2014). موید (Moayyed, 2001) با بررسی دقیق سنگ‌های ماگمایی پهنه ماگمایی ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز باختری-آذربایجان، سری سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی ائوسن-الیگوسن منطقه هشتجین را کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی دانسته و محیط زمین‌ساختی آن را کمان ماگمایی پس‌خوردی دانسته است. در کوه‌های طارم، واحدهای پرکامبرین به‌صورت سنگ‌های دگرگونی و گرانیته در چند نقطه بیرون‌زدگی دارند. پالئوزوویک زیرین (کامبرین و اردوویسین) و دونین بالایی و کربونیفر در کوه‌های طالش چندین رخمون دارند. ژوراسیک شامل نهشته‌های سازند شمشک و آهک لار و کرتاسه شامل

نهشته‌های آهک اربیتولین‌دار است (نقشه زمین‌شناسی Stöcklin and Eftekharneshad, ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان (1969) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماسوله (Device and Ghoreishi, 1969). در این رشته کوه‌ها، توده‌های آذرین درونی بسیاری با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری به پیروی از روند کوه‌های طارم یافت می‌شوند. این توده‌ها (توده باختر تاکستان، توده خراسانلو، توده ذاکر و توده چال) بیشتر گرانودیوریتی هستند و در امتداد هم و در دو ردیف موازی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند. در پهنه طارم بیشتر بررسی‌های انجام‌شده بر پایه کانه‌زایی‌های موجود بوده‌اند و در آنها کمتر به بررسی سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی ماگماتیسم منطقه پرداخته شده است (Ebrahimi et al., 2016). بر پایه پژوهش‌های (Kheirkhah and Karimi, 2021)، بررسی‌های سنگ‌شناختی، گدازه‌های حد واسط الیگوسن منطقه اوچ‌بلاغ در شمال زنجان و جنوب‌باختری طالش در بلوک البرز باختری-آذربایجان و بخشی از زیرپهنه طارم - هشجین، ترکیب آندزیت-تراکی آندزیتی دارند و گوشته بالایی خاستگاه ماگمای سازنده گدازه‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده است (Kheirkhah and Aghaali, 2018) که در یک جایگاه زمین‌ساختی کوهزایی مرتبط با فرورانش برون ریخته‌اند. توده‌های آذرین درونی منطقه ذاکر در خاور زنجان در بلوک البرز باختری-آذربایجان و بخشی از زیرپهنه طارم - هشجین، با ترکیب کوارتزومونونیت و میکرودیوریت تا کوارتزیدیوریت سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک ائوسن را قطع کرده‌اند و سنی جوان‌تر از ائوسن از خود نشان می‌دهند (Rezanajad, 2013). توده‌های آذرین درونی میکرودیوریت تا کوارتزیدیوریت دگرسانی پروپیلیتیک و توده کوارتزومونونیت پورفیری دگرسانی سرپسیتیک از خود نشان می‌دهند (Nabatian et al., 2016). سنگ‌های سینیتی یک بخش فرعی از سلسله آذرین هستند که بیشتر آنها در شمال‌باختری پهنه سندانج-سیرجان در جاهایی مانند ارومیه (Jafari et al., 2018)، پیرانشهر (Mazhari et al., 2009)، سردشت (Fazlnia, 2019)، سقز (Sepahi and Athari, 2006)، آلموقولا (Amiri et al., 2017; Jamshidi-Badr, et al., 2018)، گلپایگان (Davoudian et al., 2007) و دهگلان

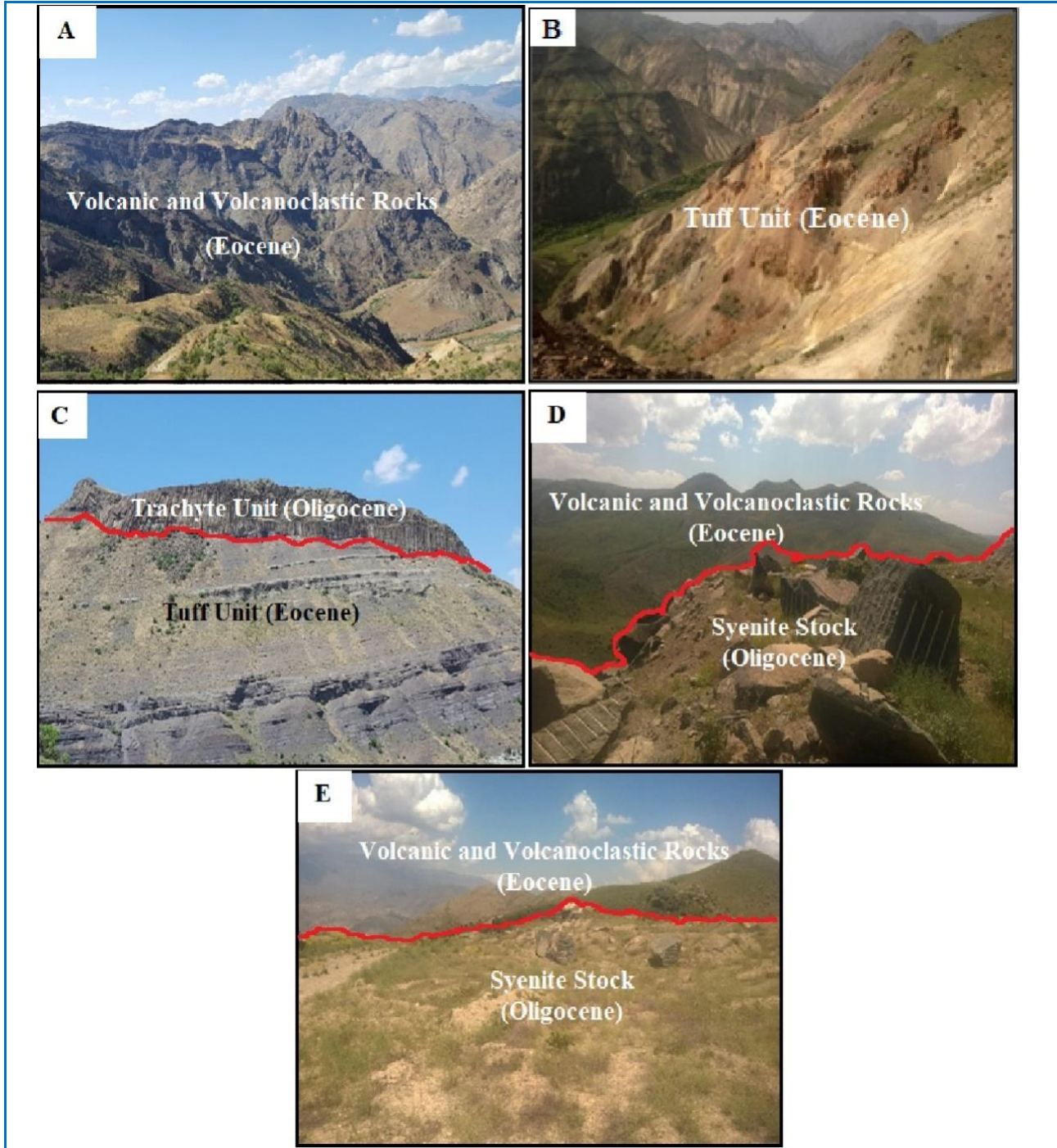
زمین‌شناسی منطقه

پی‌سنگ کهن پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان از سنگ‌های دگرگونی ساخته شده است که در شمال‌باختری لاهیجان، جنوب‌باختری خوی، شمال تبریز و شمال-شمال‌باختری زنجان رخنمون دارند. سن این پی‌سنگ، نئوپروتروزویک بالایی-کامبرین زیرین است (Shafaii and Moghadam et al., 2015). به‌طور کلی، روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه طارم، همسان با دیگر مناطق البرز باختری WNW-ESE است که جایگیری و پراکندگی سطحی توده‌های آذرین درونی منطقه نیز از روند گفته شده پیروی می‌کند. توده‌های آذرین درونی طارم با سن ائوسن بالایی شامل توده زنجان (کوارتزمونزودیوریت)، ذاکر (کوارتزمونزونیت)، مروارید (مونزوگرنایت تا سینوگرنایت) و کوه تبر (میکروکوارتزودیوریت پورفیری) هستند که به درون واحدهای آتشفشانی و آذرآواری سازند کرج نفوذ کرده‌اند (Nabatian, 2008). میزبان توده‌های آذرین درونی طارم، بیشتر فوران‌های آتشفشانی زیردریایی (سازند کرج) شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های تراکیتی، تراکی‌آندزیتی، آندزیتی و الیوین‌بازالتی است (Nabatian, 2008). به‌طور کلی، روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه طارم، همسان با دیگر مناطق البرز باختری روند WNW-ESE دارد. جایگیری و پراکندگی سطحی توده‌های آذرین درونی منطقه کبریک نیز از روند یادشده پیروی می‌کند. مهم‌ترین واحدهای سنگی در کوه‌های طارم متشکل از واحدهای آذرآواری ائوسن (آندزیت، ریولیت، بازالت، آندزیت بازالت و ریوداسیت همراه با توف برشی و توف آندزیتی) هستند. در کوه‌های طارم نیز مانند ایران مرکزی و البرز مرکزی حرکت‌های پالئوسن با بیرون‌ریختن سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی پالئوسن ادامه یافته است (Moeinvaziri, 1997). رخنمون‌های منطقه که ارتفاعات اصلی محدوده را ساخته‌اند، متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک ائوسن و توده‌های آذرین درونی مربوط به الیگوسن (به‌علت نبود انجام سن‌سنجی مطلق روی استوک یادشده، از آن جایی که این پهنه ادامه پهنه ولکانو-پلوتونیک طارم به‌سوی باختر و شمال‌باختری است و با توجه به شباهت‌های ترکیبی توده‌های گرانیتویدی پهنه طارم و

(Sarjoughian et al., 2016) جای دارند. گمان می‌رود بیشتر آنها در یک محیط زمین‌ساختی کششی پدید آمده‌اند و یا در ارتباط با گرانیتویدهای نوع A رخ داده‌اند (Sepahi and Athari, 2006; Davoudian et al., 2007; Mazhari et al., 2009; Sarjoughian et al., 2016; Amiri et al., 2017). سنگ‌زایی بقایای سینیت همچنان موضوع بحث برانگیزی است و برخی الگوها در تضاد مستقیم با نتایج بررسی‌های تجربی هستند. یکی از پیامدهای این الگوهای زایشی این است که ماگماهای سینیتی را می‌توان در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی در یک چرخه کوهزایی جای داد (Adetunji et al., 2018). با وجود این، به‌طور کلی فرض می‌شود که بیشتر ماگماتیسیم سینیتی ویژگی محیط‌های پس از کوهزایی، درون‌صفحه‌ای و کششی است (Kaul and Cordiani, 2000; Martin and Devito, 2005; Yang et al., 2005); اگرچه شواهدی نشان می‌دهند سینیت‌ها می‌توانند در محیطی هم‌زمان با کوهزایی در هنگام فرورانش پدید آیند (Chen et al., 2003; Yan and Jiang, 2019). سینیت‌ها بر پایه کانی‌شناسی به دو دسته هیپرسولوس (بی‌پلاژیوکلاز و با یک آلکالی‌فلدسپار پرتیتی یا آنتی‌پرتیتی) و ساب‌سولوس (دارای پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار) دسته‌بندی می‌شوند. سینیت‌ها به دو صورت دیده می‌شوند: توده‌های نیمه‌زرف مستقل و کوچک و رخساره‌های آذرین محلی و کوچک مرتبط با توده‌های گرانیتویدی بزرگ. بر پایه سن‌سنجی به روش U-Pb برای سینیت بردکیش (مجموعه پلوتونیک ارومیه) سن $91/1 \pm 0/8$ میلیون سال پیش (تورونین) برآورد شده است. تجزیه شیمیایی سنگ کل با پیدایش ماگمای سینیتی در یک سیستم کمان با تبلوربخشی یک ماگمای مادر مافیک با مقداری خرج پوسته‌ای سازگار است (Jafari et al., 2020). بررسی نخستین گزارش علمی این استوک سینیتی در منطقه کبریک و اینکه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ هسجین این استوک شناسایی نشده است؛ همچنین، برای نخستین بار در یک نوشتار پژوهشی معرفی می‌شود و پیشینه‌ای برای این بررسی وجود ندارد تا بتوان یافته‌های آن را با بررسی‌های پیشین مقایسه کرد؛ پس لازم است ترکیب سنگ‌شناسی بر پایه مودال کانیایی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و کانی‌شیمی این استوک ارزیابی و شناخته شود و تلاش این پژوهش در این راستاست.

است) هستند که بخش بزرگی از واحد کوهستانی را ساخته‌اند (شکل ۲-۱A).

ادامه این پهنه به سوی شمال‌باختری ایران (پهنه ارسباران)، این استوک هم‌سن توده‌های این دو منطقه دانسته شده



شکل ۲. ۱A) رخمون واحدهای آتشفشانی ائوسن در منطقه کبریک؛ ۱B) فرسایش‌پذیری و نفوذپذیری شدید واحدهای توفی نسبت به گدازه‌های بازالتی و آندزیتی و رخداد فرسایش تفریقی؛ ۱C) دم تراکیتی مربوط به الیگوسن که به صورت دگرشیبی زاویه‌دار روی واحدهای توف جای گرفته است؛ ۱D، ۱E) نمایی از استوک پورفیروئید سینیتی کبریک (دید رو به شمال‌باختری).

Figure 2. A) Outcrop of Eocene volcanic rocks in Kabbarik area; B) Erodibility and extreme permeability of tuff units compared to basaltic and andesitic lavas and creating differential erosion; C) Oligocene trachytic tail, which is placed on the tuff units as an angular unconformity; D, E) A view of Kabbarik syenitic porphyroid stock (NW view)

کوره الکتریکی با دمای نزدیک به ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد گذاشته شد و اختلاف جرم حاصل به عنوان LOI یادداشت شد. سنجش عنصرهای اصلی به روش فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) روی قرص‌های تهیه‌شده از پودر سنگ انجام شد. آماده‌سازی نمونه در روش XRF به صورت تهیه نمونه‌های پودری انجام می‌شود که شامل خشک کردن، خردایش، نمونه‌گیری و نرمایش است و در پایان، قرص فشرده تهیه می‌شود. فرایند فشرده‌سازی پودر سازنده قرص‌ها شامل آسیاب کردن نمونه برای به دست آوردن یک پودر خوب با حالت ایده‌آل، اندازه ذرات کمتر از ۷۵ میکرومتر و سپس مخلوط کردن آنها با چسب مناسب و اعمال فشار نزدیک به ۲۰ تا ۳۰ نیوتن بر مخلوط همگن درون قالب به مدت زمان ۱۵ ثانیه برای ساخت قرص نمونه‌ها در قالب یا رینگ‌های مخصوص است. قرص هر نمونه با دستگاه XRF در شرکت زرآما تجزیه شد و مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی آن اندازه‌گیری شد.

مقدار عنصرهای فرعی و کمیاب نیز با دستگاه ICP-MS در شرکت زرآما به دست آورده شد. در روش ICP-MS، هضم هر نمونه هم به صورت ذوب با کمک لیتیم متابورات و سپس انحلال در اسید نیتریک رقیق بود و هم از تجزیه چند اسیدی و به کارگیری هضم میکروویو بهره گرفته شد. در این روش آستانه آشکارسازی برای همه اکسیدها نزدیک به ۰/۰۵ درصدوزنی بود.

سنگ‌نگاری

استوک سینیتی کبریک ساخت پورفیری دارد و با فنوکریستال‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آلکالی‌فلدسپار شناخته می‌شود. رنگ آن در نمونه دستی خاکستری مایل به سبز است و یک توده آذرین درونی نیمه‌آشفشانی مزوکرات شمرده می‌شود. بافت کلی سنگ میکروولیتی پورفیریک است (شکل ۳-۱). کانی‌های اصلی سازنده آن شامل بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز) به صورت فنوکریستال تا مگاکریستال (۶۵ تا ۷۰ درصدحجمی، مجموع میکروکریستال‌های ارتوکلاز در خمیره و مگاکریستال‌ها)، کلینوپیروکسن (دیوپسید) شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (۱۰ تا ۱۵ درصدحجمی)، آنورتوکلاز (۵ تا ۷ درصدحجمی)، کانی‌های فرعی الیوین دگرسان شده به ایدنگسیت (۳ تا ۵ درصدحجمی) به همراه مقادیر اندکی آپاتیت، زیرکن (شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲)

فرسایش‌پذیری و نفوذپذیری شدید واحدهای توفی متعلق به سازند کرج به میزان چشمگیری در رخساره زمین‌ریخت‌شناسی این بخش تأثیر گذاشته است و در نزدیکی آنها گدازه‌های آندزیتی و بازالتی مربوط به ائوسن (بر پایه اطلاعات نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ هسجین و وجود فسیل‌های نومولیتس و دیسکوسیکلینا در لابلائی توف‌ها و گدازه‌های یادشده (Moayyed, 2001)) جای می‌گیرند و بیشتر آنها صخره‌ساز هستند و در رخداد فرسایش تفریقی^۱ نقش عمده‌ای دارند (شکل ۲-۲). در منطقه کبریک به فاصله کمی از استوک سینیتی، رخنمون‌های بزرگی از توده‌های کوارتزموونزیتی تا گرانودیوریتی گلجین-رشت‌آباد به سن الیگوسن دیده می‌شوند که درون سنگ‌های آشفشانی و ولکانو-کلاستیک ائوسن تزیق شده‌اند و این ویژگی احتمال جدایش ماگمایی این سینیت‌ها از ماگمای مادر این توده‌ها را افزایش می‌دهد. روانه‌های تراکیتی مربوط به الیگوسن که با دگرشیمی زاویه‌دار نزدیک به ۲۳ درجه روی واحدهای ائوسن جای گرفته‌اند (Moayyed, 2001) (شکل ۲-۲)، در بخش شمال استوک پورفیریوید سینیتی کبریک رخنمون دارند. در شکل‌های ۲-۲ D و ۲-۲ E جایگاه استوک پورفیریوید سینیتی نشان داده شده است.

روش انجام پژوهش

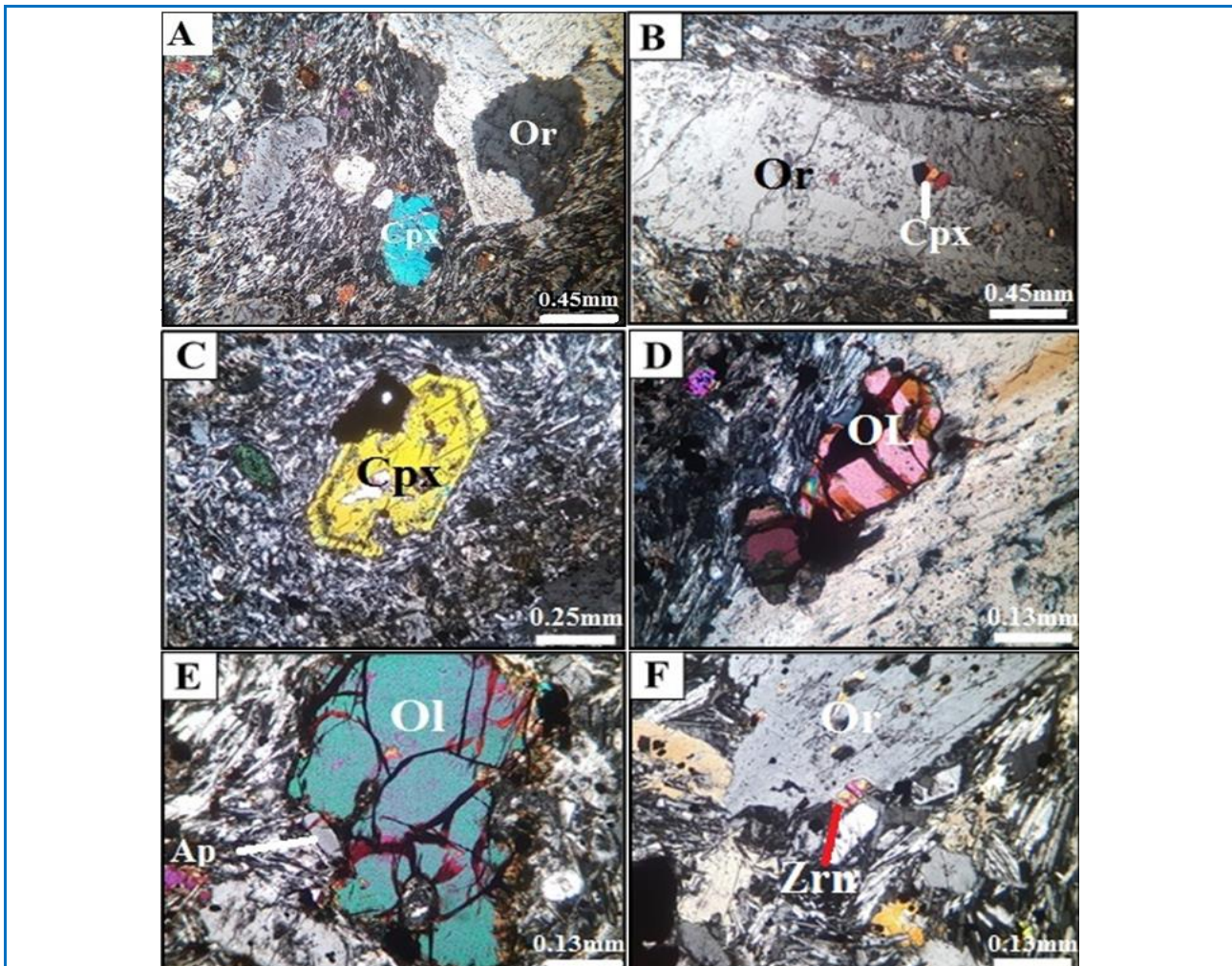
این پژوهش بر پایه بررسی‌های میدانی، نمونه‌برداری از استوک کبریک، مطالعه مقاطع نازک و داده‌های به دست آمده از تجزیه شیمیایی (۱۰ نمونه سنگ) در شرکت زرآما برای تجزیه عنصرهای اصلی (XRF)، فرعی و کمیاب (ICP-MS) و ۲ نمونه سنگی ریزکاو الکترونی انجام شده است. تجزیه عنصرهای اصلی کانی‌های منتخب سازنده سنگ‌های در منطقه کبریک در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین با استفاده از ریزکاو الکترونی JEOL JXA-8100 Superprobe (EMP) با سیستم Oxford Instruments INCA EDS با باریکه پرتوی به قطر ۵ میکرون تجزیه شدند. جریان پرتو ۲۰ نانوآمپر و ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵keV لحاظ شده است.

در شرکت زرآما نخست میزان مواد فرار (LOI) اندازه‌گیری شد، بدین گونه که جرم معینی از پودر هر نمونه در

¹ Differential erosion

را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۳-ب). برخی بلورهای ارتوکلاز بافت غربالی نیز دارند. در برخی بخش‌ها، تجمعات گلومروپورفیریک از ارتوکلاز دیده می‌شود.

و کانی کدر است. فنوکریستال‌های ارتوکلاز ماکل کارلسباد و پلی‌سینتتیک نشان می‌دهند و مگاکریستال‌های آن میانبارهای ریزی از الیون و کلینوپیروکسن دارند که بافت پویی‌کیلیتیک



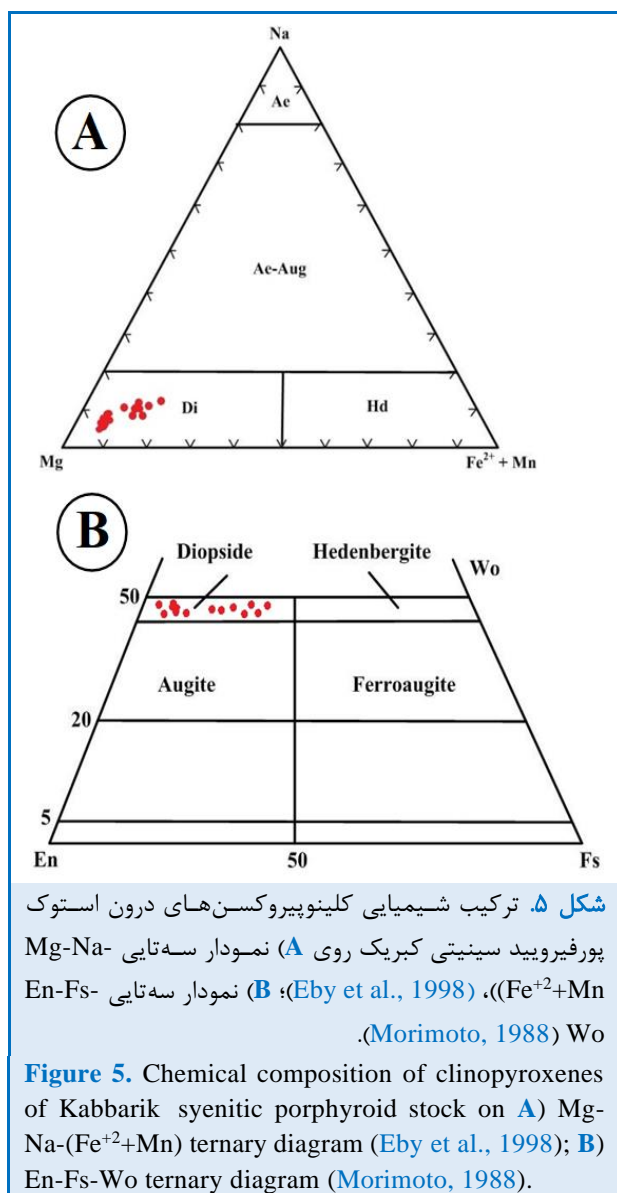
شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از (A) بافت میکرولیتی پورفیری و فنوکریستال‌های ارتوکلاز و کلینوپیروکسن در خمیره میکرولیتیک؛ (B) مگاکریستال ارتوکلاز با میانبارهای ریز کلینوپیروکسن؛ (C) فنوکریستال شکل‌دار کلینوپیروکسن با خلیج‌خوردگی و میانبارهای ریز کانی تیره که از شکل بلور پیروی کرده‌اند؛ (D) فنوکریستال الیون که اندکی به ایدنگسیت دگرسان شده است؛ (E) بلور آپاتیت در کنار فنوکریستال الیونی که اندکی به ایدنگسیت دگرسان شده است؛ (F) بلور زیرکن در حاشیه فنوکریستال ارتوکلاز (نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است).

Figure 3. Photomicrographs (in XPL) of (A) porphyritic microlithic texture and orthoclase and clinopyroxene phenocrysts in the microlithic groundmass; (B) Orthoclase megacrysts with small inclusions of clinopyroxene; (C) Euhedral clinopyroxene phenocrysts with corrosion gulf and small dark mineral inclusions following the crystal shape; (D) Olivine phenocryst slightly altered to iddingsite; (E) Apatite crystal next to olivine phenocryst that is slightly altered to iddingsite; (F) Zircon crystal at the edge of an orthoclase phenocryst (Mineral abbreviations are from Whitney and Evans, 2010).

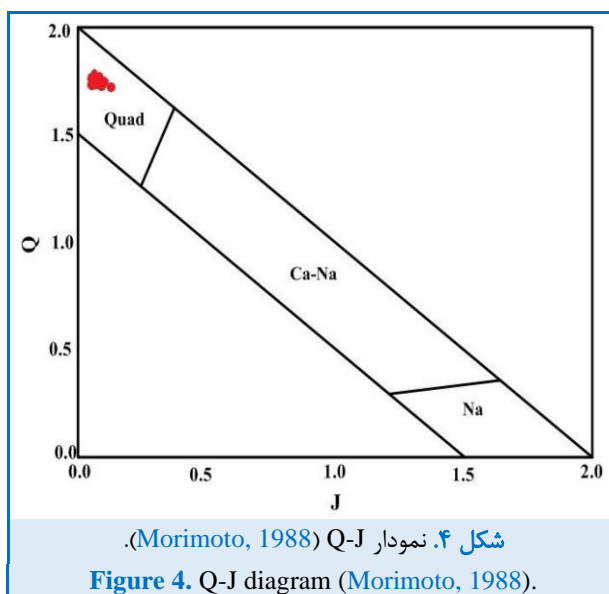
دارند که موازی حاشیه‌های بلور و به پیروی از شکل آن پراکنده شده‌اند (شکل ۳-ج). در برخی بخش‌ها تجمعات گلومروپورفیریک از این کانی دیده می‌شود. بلورهای

بلورهای کلینوپیروکسن (دیوپسید) شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. برخی بلورهای کلینوپیروکسن خلیج‌خوردگی دارند و میانبارهای ریزی از کانی‌های کدر

در بررسی الگوی توزیع عنصرهای کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی، مقدار عنصرهای کمیاب ناسازگار و خاکی کمیاب نمونه‌های منطقه نسبت به ترکیب گرانیته پشته اقیانوسی (ORG) و کندریت بهنجار شده‌اند. الگوی عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ORG (گرانیته‌های پشته اقیانوسی) درباره سنگ‌های منطقه و مقایسه آن با الگوهای رسم شده برای سنگ‌های گرانیته‌ای از محیط‌های گوناگون زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) نشان می‌دهد الگوی ترکیبی سنگ‌های بررسی شده با الگوی گرانیته‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) همخوانی خوبی نشان می‌دهد (شکل ۸-ا).



برای رده‌بندی کلینوپروکسن‌های موجود در استوک پورفیروئید سینیتی منطقه از نمودار دو متغیره Q-J (Morimoto, 1988) بهره گرفته شده است. بر پایه این رده‌بندی نمونه‌ها در محدوده Quad (آهن - منیزیم - کلسیم) (کلسیک) جای گرفته‌اند (شکل ۴).



بر پایه نمودارهای سه‌تایی Mg-Na-(Fe²⁺+Mn) (شکل ۵-ا) و En-Fs-Wo (شکل ۵-ب)، ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌ها از نوع دیوپسید ارزیابی می‌شود. برای نام‌گذاری فلدسپارها در سنگ‌های منطقه کبریک از نمودار آل‌بیست NaAlSi₃O₈ (Ab) - آنورتیست CaAl₂Si₂O₈ (An) - ارتوز KAlSi₃O₈ (Or) بهره گرفته شده است (Deer et al., 1991). بر پایه این رده‌بندی، ترکیب آلکالی فلدسپارها در استوک پورفیروئید سینیتی در گستره آنورتوکلاز جای می‌گیرد (شکل ۶). داده‌های به‌دست آمده از تجزیه این کانی در جدول ۲ نشان داده شده‌اند.

زمین‌شیمی سنگ کل

در جدول ۳ داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های استوک پورفیروئید سینیتی منطقه کبریک آورده شده است. بر پایه نسبت Na₂O+K₂O در برابر SiO₂، نمونه‌های یادشده در محدوده ترکیبی سینیت جای می‌گیرند (شکل ۷).

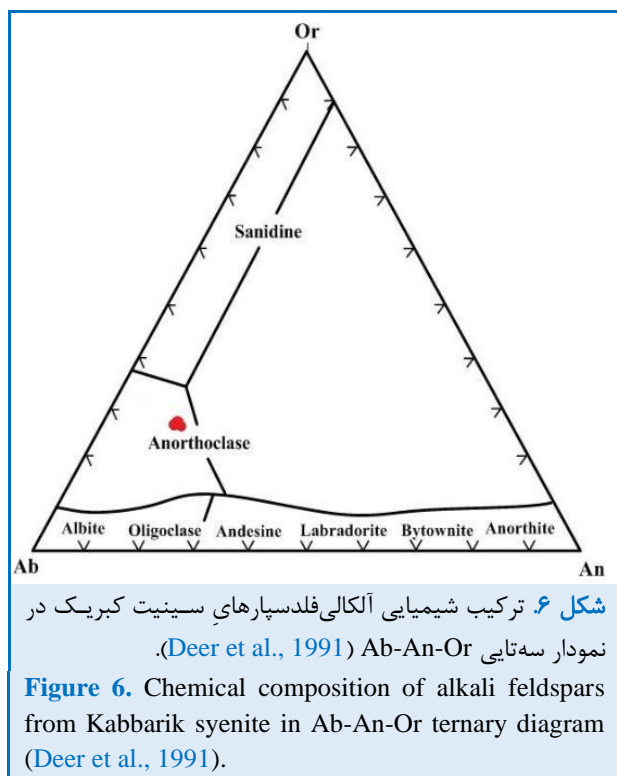


Figure 6. Chemical composition of alkali feldspars from Kabbarik syenite in Ab-An-Or ternary diagram (Deer et al., 1991).

جدول ۲. داده‌های تجزیه نقطه‌ای آلکالی فلدسپارها در سینیت کبریک به همراه فرمول ساختاری (بر پایه ۸ اتم اکسیژن) و سازنده‌های پایانی.

Table 2. The EPMA analytical data of alkali feldspars in Kabbarik syenite, the calculated structural formula (based on 6 oxygen) and the end members.

Point No.	PKB1	PKB2	PKB3
SiO ₂	64.69	64.84	64.69
TiO ₂	0.06	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	22.39	22.33	22.25
FeO	0.17	0.17	0.18
MnO	0.02	0.00	0.02
MgO	0	0.00	0.01
CaO	1.57	1.37	1.47
Na ₂ O	6.49	6.20	6.2
K ₂ O	5.89	6.32	6.33
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00
Sum	101.29	101.28	101.20
Si ⁴⁺	2.86	2.87	2.86
Ti ⁴⁺	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	1.17	1.16	1.16
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	0.07	0.06	0.07
Na ⁺	0.55	0.53	0.53
K ⁺	0.33	0.36	0.36
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00
Sum	4.99	4.99	4.99
a(ab, Na)	0.82	0.83	0.82
a(an, Ca)	0.1	0.1	0.1
a(Or,K)	0.17	0.15	0.16

جدول ۳. داده‌های به دست آمده از تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی)، کمیاب و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) نمونه‌های سینیت کبریک.

Table 3. Results of chemical analysis of major (in wt%), rare, and rare earth (in ppm) elements in the Kabbarik syenite samples.

Sample No.	HAB-01	HAB-02	HAB-03	HAB-04	HAB-05	HAB-06	HAB-07	HAB-08	HAB-09	HAB-10
SiO ₂	59.84	61.36	59.92	58.94	60.34	59.48	61.12	60.91	58.9	60.52
Al ₂ O ₃	17.04	15.74	16.42	16.77	15.82	16.78	15.94	15.86	16.72	16.32
Fe ₂ O ₃	5.72	5.58	5.83	5.62	5.71	5.68	5.71	5.51	5.69	5.78
CaO	2.64	2.47	2.46	2.48	2.08	2.51	2.38	2.34	2.58	2.36
MgO	0.76	0.72	0.66	0.72	0.64	0.75	0.78	0.72	0.84	0.66
Na ₂ O	6.72	6.54	6.67	6.44	6.98	6.64	6.38	6.54	6.45	6.98
K ₂ O	5.72	5.44	5.66	5.62	5.84	5.77	5.32	5.24	5.61	5.57
TiO ₂	0.83	0.82	0.81	0.86	0.77	0.84	0.75	0.81	0.94	0.85
MnO	0.192	0.193	0.212	0.21	0.214	0.194	0.196	0.214	0.204	0.196
P ₂ O ₅	0.24	0.23	0.23	0.26	0.21	0.27	0.23	0.22	0.24	0.22
L.O.I.	1.04	0.86	0.94	1.02	0.94	0.85	1.32	1.48	1.88	0.54
Li	12	16	11	15	12	17	15	11	14	16
Be	4.2	4.3	4.4	4.6	3.9	4.2	3.6	3.8	4.4	4.9
S	77	121	78	102	114	88	86	109	92	88
Sc	6.3	6.5	7.4	6.9	6.4	6.8	6.9	7.3	8.1	6.9
V	16	15	17	14	13	17	18	19	14	15
Cr	4	6	3	3	2	5	3	2	2	1
Co	4.3	3.8	4.4	3.9	4.2	4.4	3.7	4.2	5.3	4.5
Cu	34	28	19	31	38	42	37	29	18	31
Ni	5	4	4	6	4	6	5	8	3	5
Zn	108	100	106	98	102	94	102	108	110	112
Ga	161.4	159.8	167.2	173.2	171.4	168.9	170.6	172.4	164.2	174.2
As	4	4.2	4.7	4.4	5.4	4.8	5.3	4.7	5.6	5.1
Se	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Rb	86	87	90	92	96	88	94	85	92	82
Sr	238.4	204.3	214.3	222.6	234.2	244.6	216.2	225.4	239.4	235.1

جدول ۳. ادامه.

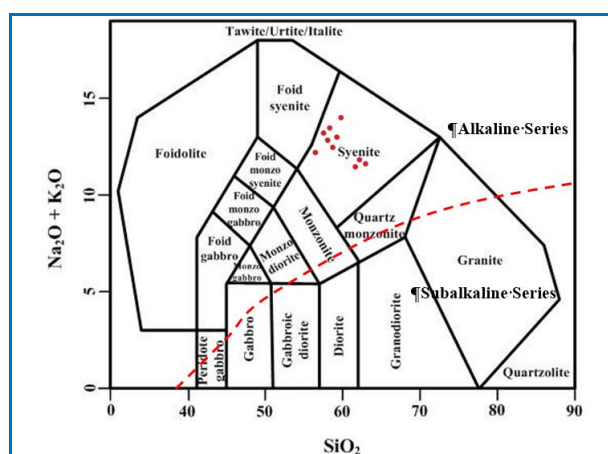
Table 3. Continued.

Sample No.	HAB-01	HAB-02	HAB-03	HAB-04	HAB-05	HAB-06	HAB-07	HAB-08	HAB-09	HAB-10
Y	37.8	38.2	37.6	38.4	38.3	36.9	37.4	38.2	37.5	37.3
Zr	496	477	489	497	506	492	508	516	485	501
Nb	71.6	75.8	77.1	75.6	82.1	73.2	75.4	79.1	74.9	80.3
Mo	3	5	4	2	5	7	5	4	2	5
Ag	2.6	2.8	2.4	2.4	1.6	1.4	3.4	1.8	1.6	2.8
Cd	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3
In	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Sn	3.2	3.1	2.8	3.6	2.2	3.1	3.7	2.4	3.6	3.1
Sb	1.3	0.8	1.4	0.9	1.5	0.9	1.1	1.2	1.4	1.6
Te	0.15	0.12	0.14	0.15	0.11	0.18	0.15	0.18	0.12	0.11
Cs	1.8	1.7	2.1	2.3	2.1	2.4	1.7	2.6	2.9	1.8
Ba	476	448	482	471	493	489	482	458	496	477
La	56.2	58.3	58.9	59.1	60.4	57.9	56.8	58.9	60.7	58.1
Ce	134	128	131	129	135	136	129	134	131	130
Pr	12.68	13.45	12.88	12.64	13.28	12.14	13.12	12.95	13.12	12.92
Nd	44.9	47.2	46.5	47.1	44.6	44.9	45.7	46.9	47.1	45.9
Sm	9.12	9.68	9.72	9.76	9.12	9.14	9.36	9.62	9.12	9.58
Eu	2.12	2.26	2.19	2.17	2.12	2.18	2.22	2.13	2.12	2.24
Gd	6.58	7.04	6.66	6.72	6.32	6.45	6.82	6.38	7.04	6.58
Tb	1.23	1.34	1.29	1.32	1.24	1.25	1.26	1.32	1.41	1.32
Dy	7.86	8.51	7.82	8.36	8.44	7.78	8.26	8.48	7.98	8.52
Ho	1.15	1.13	1.16	1.19	1.05	1.17	1.09	1.15	1.26	1.17
Er	5.08	5.36	5.16	5.24	5.32	5.12	5.28	5.36	5.24	5.14
Tm	0.72	0.74	0.76	0.78	0.67	0.73	0.77	0.68	0.76	0.72
Yb	3.94	4.08	4.14	3.96	4.02	3.84	4.08	3.94	4.12	4.14
Lu	0.66	0.65	0.63	0.66	0.71	0.62	0.68	0.64	0.71	0.66
Hf	11.4	11.5	12.3	11.9	11.1	11.4	11.7	10.9	12.4	11.8
Ta	6.61	6.67	6.81	6.54	6.97	6.77	6.58	6.91	6.58	6.62
W	1	1	3	4	2	2	3	6	4	2
Tl	0.33	0.28	0.32	0.24	0.34	0.28	0.22	0.26	0.33	0.35
Pb	3	2	2	5	4	3	5	2	6	4
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	8.44	8.78	8.34	8.45	8.82	8.34	8.71	8.08	8.56	8.62
U	2.9	3.2	2.8	3.4	3.6	2.8	2.9	3.4	3.9	3.7

نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) برای سنگ‌های سینیتی کبریک در شکل ۸-B نشان داده شده است. بررسی روند تغییرات میانگین عنصرهای کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب کندریت در سنگ‌های سینیتی کبریک نشان‌دهنده غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) و عنصرهای ناسازگار نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) است.

بحث

برای ارزیابی و بررسی سرشت ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش مذاب سازنده استوک پورفیروئید سینیتی منطقه کبریک، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در

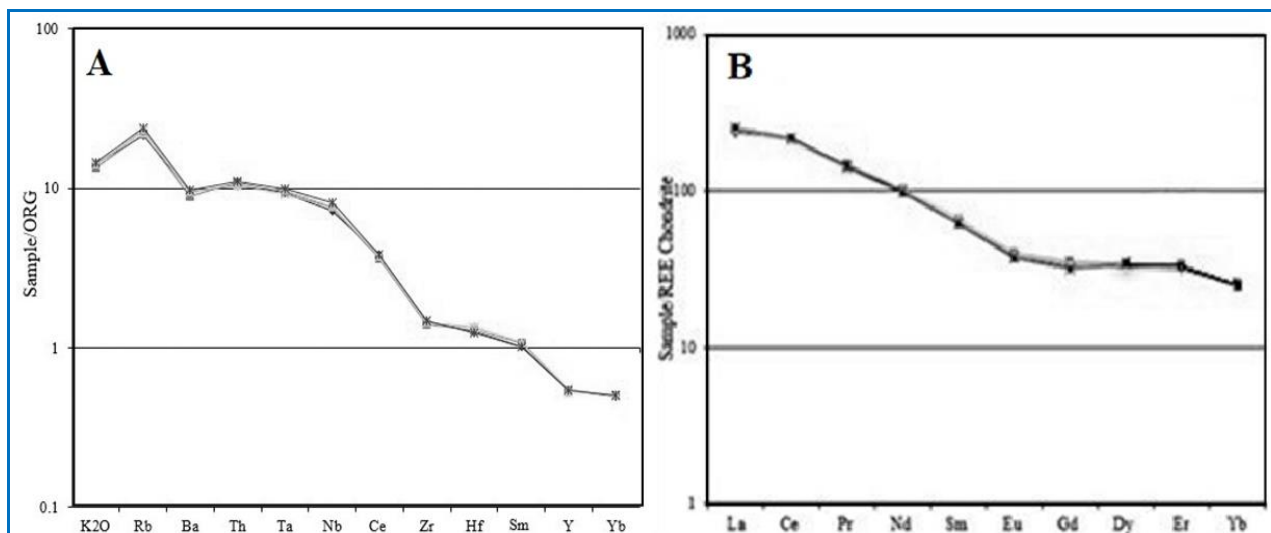


شکل ۷. ترکیب سینیت‌های منطقه کبریک در نمودار مجموع آلكالی در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994).

Figure 7. Composition of Kabbarik syenite in total alkali versus SiO_2 diagram (Middlemost, 1994).

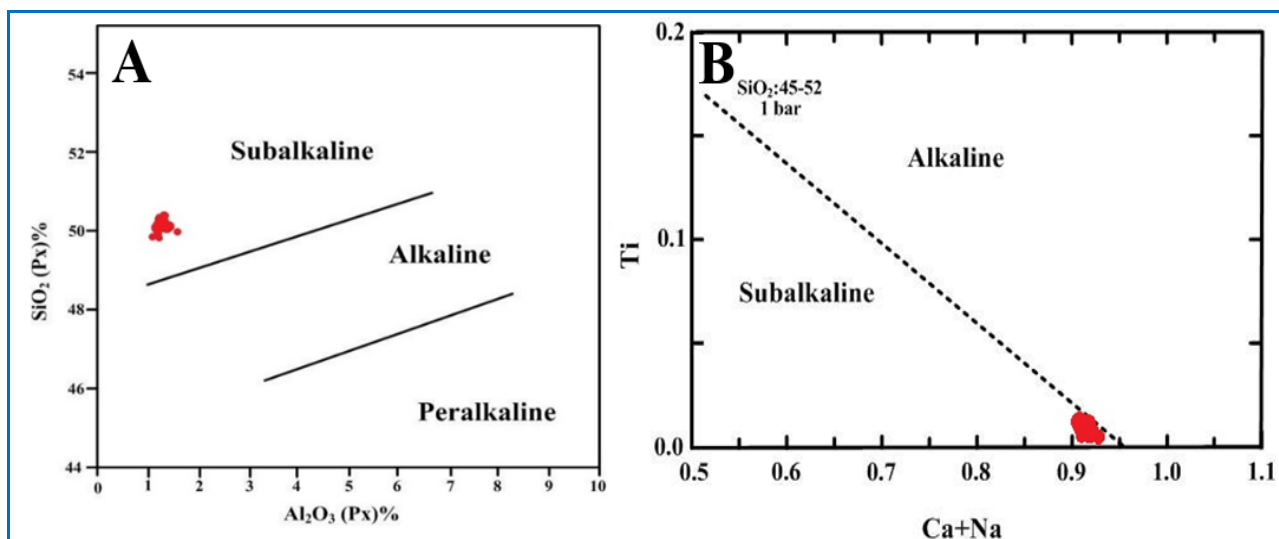
همچنین، بر پایه نمودار دوتایی $Ti + Cr$ در برابر Ca ، نمونه‌ها در محدوده کمان آتشفشانی جای دارند (شکل ۱۰).

نمودارهای دوتایی $SiO_2-Al_2O_3$ (شکل ۹- A) و Ti در برابر $Ca+Na$ (شکل ۹- B) بررسی شد. بر پایه این نمودارها، نمونه‌ها در گستره ساب‌آلکانل جای دارند.



شکل ۸. نمودار عنکبوتی بهنجار شده سنگ‌های سینیتی منطقه کبریک به A ترکیب ORG (Pearce et al., 1984)؛ B ترکیب REE Chondrite (Boynton, 1984).

Figure 8. Normalized spider diagrams for Kabbarik syenitic rocks A) ORG composition (Pearce et al., 1984), B) Chondrite composition (Boynton, 1984).

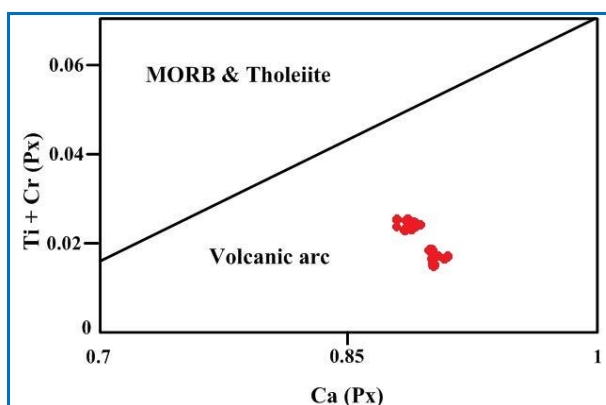


شکل ۹. ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های سینیتی کبریک در A نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962)؛ B نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ (Leterrier et al., 1982).

Figure 9. Composition of clinopyroxenes in the Kabbarik syenitic rocks in A) SiO_2 versus Al_2O_3 diagram (Le Bas, 1962); B) Ti versus $Ca+Na$ diagram (Leterrier et al., 1982).

ترکیب عنصرهای خاکی کمیاب مکملی در کنار دیگر اطلاعات به دست آمده از مجموعه سنگی به شمار می‌رود که امکان پیشنهاد الگوی سنگ‌شناختی را برای ما فراهم می‌آورد. برپایه این داده‌ها، سنگ‌های سینیتی کبریک مایعات مختلفی هستند که از یک توالی خاص ماگمایی (فرایند تبلوربخشی یا ذوب‌بخشی سنگ‌های خاستگاه) جدایش یافته‌اند؛ زیرا تغییرات و الگوی پراکندگی این عنصرها در سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی خاستگاه و درجه ذوب و تعادل بلور-مایع کنترل می‌شود که هنگام تکامل ماگما رخ می‌دهند. بالابودن عنصرهای LILE در این نمونه‌ها و تهی‌شدگی از عنصرهای HREE می‌تواند پیامد نقش پوسته‌ای و یا پیدایش ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه از مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین و یا پیامد نرخ کم ذوب و درجه جدایش بلوری بسیار بالای ماگمای حاصل از گوشته بالایی باشد. غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE با الگوی کمابیش مسطح HREE نشان‌دهنده ماگمایی با سرشت کالک‌آلکان هستند (Machado et al., 2005). گفتنی است که شیب نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی کمیاب کاهش یافته و تهی‌شدگی شدید از HREE دیده نمی‌شود. این موضوع می‌تواند گویای گوشته دگرنهاده توسط سیال‌های فرورانشی باشد. آنومالی منفی Eu نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز از ماگما و تحول آن به سوی سینیت خواهد بود. بررسی‌های تجربی نشان داده‌اند با خروج ۱۷ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۱۶ درصد حجمی پیروکسن و ۲ درصد حجمی ایلمنیت، از یک ماگمای مونزونیتی یک ماگمای سینیتی پدید می‌آید (Middlemost, 1994).

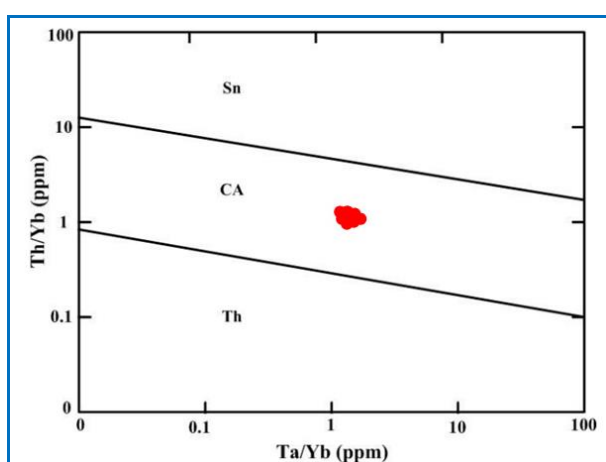
برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهای دوتایی TiO_2 در برابر Al_2O_3 (شکل ۱۲- A) و Zr/Al_2O_3 در برابر TiO_2/Al_2O_3 بهره گرفته شد (Muller and Groves, 1993) (شکل ۱۲- B). با توجه به این نمودارها، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده مرتبط با کمان (AR) جای دارند. همچنین، بر پایه نمودار سه‌تایی Nb^*50 (Muller and Groves, 1993) Zr^*3-Ce/P_2O_5 ، همه نمونه‌های یادشده در محیط پس‌برخوردی جای دارند (شکل ۱۲- C).



شکل ۱۰. ترکیب کلینوپروکسن‌های نمونه‌های سینیتی کبریک در نمودار Ca در برابر Ti+Cr (Leterrier et al., 1982).

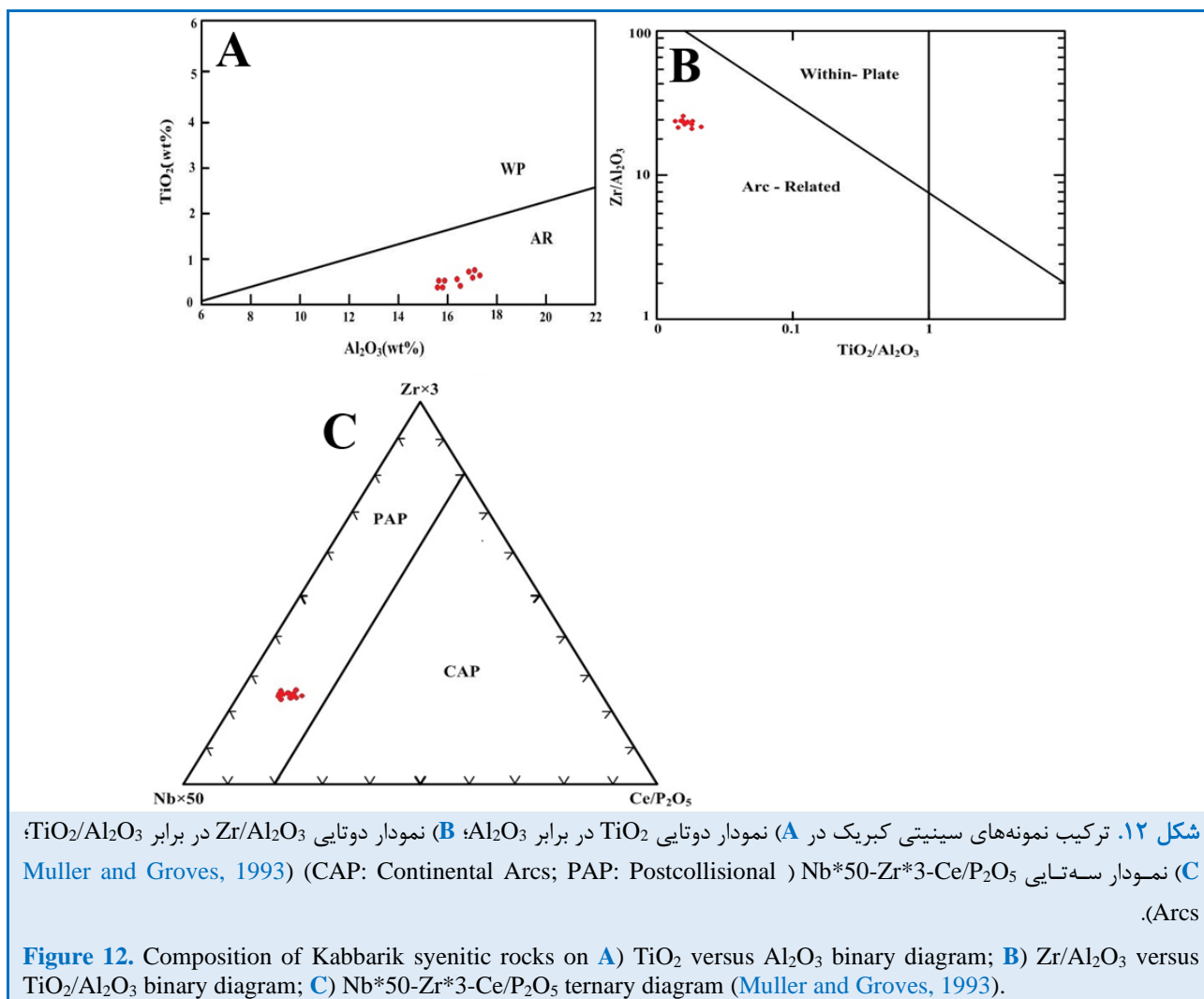
Figure 10. Composition of clinopyroxenes in the Kabbarik syenitic rocks in Ca versus Ti+Cr diagram (Leterrier et al., 1982).

تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین از مهم‌ترین مباحث در بررسی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین هر منطقه و تعیین محیط زمین‌ساختی آنهاست. همچنین، شناخت نوع سری ماگمایی سازنده سنگ‌ها کلید اساسی در حل مسائل سنگ‌زایی و به‌ویژه جایگاه ژئودینامیکی منطقه کبریک شمرده شود. بر پایه نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb که برای تمایز سری‌های شوشونیتی، کالک‌آلکان و توله‌ایتی پیشنهاد شده است، ماگمای مادر سینیت‌های منطقه از نوع کالک‌آلکان شناخته شد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. ترکیب نمونه‌های سینیتی کبریک در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983).

Figure 11. Composition of Kabbarik syenitic rocks on Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983).



پیروکسن‌ها، نوع پیروکسن‌ها در توده کبریک دیوپسید و ترکیب آلکالی‌فلدسپار، آنورتوکلاز به‌دست آمد. بر پایه نمودارهای عنکبوتی، نبود تهی‌شدگی شدید از HREE چه‌بسا گویای گوشته دگر نهاده توسط سیال‌های فرورانشی باشد. بررسی‌ها نشان می‌دهند نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده مرتبط با کمان و در یک محیط پس برخوردی پدید آمده‌اند. گمان می‌رود استوک سینیتی کبریک از جدایش بلورین ماگمای مادر توده‌های کوارتزمونزونیتی تا گرانودیوریتی گلجین-رشت‌آباد (در فاصله کمتر از استوک سینیتی) پدید آمده باشند. آنومالی منفی Eu نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز از ماگما و تحول آن به سینیت خواهد بود. بررسی‌های تجربی نشان داده‌اند با خروج ۱۷ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۱۶ درصد حجمی پیروکسن و ۲ درصد حجمی ایلمنیت، از یک ماگمای مونزونیتی یک ماگمای سینیتی پدید می‌آید.

برداشت

میزبان توده‌های آذرین درونی طارم، بیشتر فوران‌های آتشفشانی زیردریایی (سازند کرج) شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های تراکیتی، تراکی‌اندزیتی، آندزیتی و الیون‌بازالتی است. به‌طور کلی، روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه طارم، با دیگر مناطق البرز باختری WNW-ESE همسان است و جای‌گیری و پراکندگی سطحی توده‌های آذرین درونی منطقه کبریک نیز از روند یادشده پیروی می‌کند. مهم‌ترین واحدهای سنگی در کوه‌های طارم متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک ائوسن هستند که بخش بزرگی از واحد کوهستانی را تشکیل داده‌اند. استوک پورفیروید سینیتی کبریک درون سنگ‌های یادشده تزریق شده است و سنی نزدیک به الیگوسن دارد. بر پایه کانی‌شیمی، ماگمای مادر این توده ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن) بوده است. بر پایه ترکیب شیمیایی

References

- Adetunji, A., Olarewaju, V.O., Ocan, O.O., Macheva, L., and Ganevc, V.Y. (2018) Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of Iwo quartz potassic syenite, southwestern Nigeria: Constraints on petrogenesis, timing of deformation and terrane amalgamation. *Precambrian Research*, 307, 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.015>
- Aghanabati, A. (2005) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Allen, M.B., Kheirkhah, M., Nill, I., Emami, M.H., and Mcleod, C. (2013) Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran. *Journal of Petrology* 54(5), 887- 911. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs090>
- Amiri, M., Ahmad Khalaji, A., Tahmasbi, Z., Santos, S.J., Zarei Sahamieh, R., and Zamanian, H. (2017) Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of the Almogholagh batholith in the Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 134, 113–133. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.018>
- Azizi, H., Kazemi, T., and Asahara, Y. (2017) A- type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. *Journal of Geodynamics* 108: 56- 72. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.003>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210- 265. <https://doi.org/10.1139/e81-163>
- Boynton, W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, In: Henderson P., (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier 63-114.
- Chen, J.F., Xie, Z., Li, H.M., Zhang, X.D., Zhou, T.X., Park, Y.S., Ahn, K.S., and Chen, D.G. (2003) U–Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. *Geochemical Journal*, 37(1), 35–46. <https://doi.org/10.2343/geochemj.37.35>
- Davoudian, A., Hamedani, A., Shabani, N., and Mackizadeh, M. A. (2007) Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpaygan in the Sanandaj- Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 184(2), 117–129. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2007/0085>
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1991) *An introduction to the Rock-forming minerals*. Longman Scientific and Technical.
- Delavari, M., Arab Asadi, F., and Mohammadi, A. (2019) Paleozoic magmatism in the southwest of Julfa (northwestern Iran): Geochemical characteristics, U- Pb dating and tectonic setting. *Iranian Journal of Petrology*, 10(2), 99- 120. <https://doi.org/10.22108/ijp.2019.117112.1136> (in Persian).
- Derakhshi, M., and Ghasemi, H. (2014) Ordovician- Devonian magmatism in the north of Shahrood: implication for long lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz. *Iranian Journal of Petrology*, 5(18), 105- 122. https://ijp.ui.ac.ir/article_16171_en.html?lang=en (in Persian).
- Device, H., and Ghoreishi, A. (1969) Geological map of the Masouleh area 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Ebrahimi, M., Kouhestani, H., Mokhtari, M., and Feizi, M. (2016) Petrology and geochemistry of the Aqkand acidic volcanic rocks and perlites, North of Zanjan. *Journal of Geoscience*, 26(101), 99-110. <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41039> (in Persian).
- Eby, G.N., Woolley, A.R., Din, V.I.C., and Platt, G. (1998) Geochemistry and petrogenesis of nepheline syenites: Kasungu–Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa alkaline province, Malawi. *Journal of Petrology*, 39(8), 1405-1424. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1405>
- Fazlnia, A. (2019) Petrogenesis and tectonic significance of Sardasht syenite–monzonite–gabbro–appinite intrusions, NW Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 49–66. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00531-018-1641-7>
- Ghasemi, H., and Dayhimi, M. (2015) Devonian Alkaline Basic Magmatism in Eastern Alborz, North of Shahrood: Evidence for Paleotethys Rifting. *Iranian Journal of Geology*, 8(32), 1-19.

<https://dorl.net/dor/20.1001.1.17357128.1393.8.32.3.6> (in Persian).

- Ghorbani, M. (2009) Economic geology of Iran. Arian Zamin Publications. <https://publish.arianzamin.com> (in Persian).
- Ghorbani, M.R., Ahmadi, A.R., Tiepolo, M., and Langone, A. (2013) Clinopyroxene chemistry in Tertiary alkaline volcanic rocks from Taleghan, Central Alborz, Iran: implications for two parental melts. *Chemie der Erde, Geochemistry*, 73(4), 565-568. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2013.09.003>
- Jafari, A., Fazlnia, A.N., and Jamei, S. (2018) Geochemistry, petrology and geodynamic setting of the Urumieh plutonic complex, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: New implication for Arabian and Central Iranian plate collision. *Journal of African Earth Sciences*, 139, 421-439. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.11.039>
- Jafari, A., Moayyed, M., and Williams, I.S. (2020) The age and geochemistry of the Bardkish syenite, northwest Iran: Syenite formation during Neo-Tethyan subduction. *Island Arc*, 29(1), e12375. <https://doi.org/10.1111/iar.12375>
- Jamshidibadr, M., Collins, A.S., Salomao, G.N., and Costa, M. (2018) U-Pb zircon ages, geochemistry and tectonic setting of felsic and mafic intrusive rocks of Almogholagh complex, NW Iran. *Periodico di Mineralogia*, 87(1), 21-53. <https://doi.org/10.2451/2018PM761>
- Kaul, P.F.T., and Cordiani, U.G. (2000) Geochemistry of Serra do Mar granitic magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geoëncias*, 30(1), 115-119. <https://repositorio.usp.br/bitstreams>
- Kherikhah, M., and Karimi, A. (2021) The Geothermobarometric of Uchbolaq trachyandesites lavas, research on the Early-Cenozoic volcanism in Tarom-Hashtjin magmatic zone. *Journal of Petrology*, 12(4), 101-120. <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.130813.1254> (in Persian).
- Kherikhah, M., and Aghaali, E. (2018) Petrographical investigation of the prismatic columns rocks in the North of Zanjan (NW Iran). 2nd Trigger International Conference, Tehran, Iran. <https://trgr.ut.ac.ir> (in Persian).
- Le Bas, M.J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4), 267-288. https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1962AmJS.260.267L/doi:10.2475/ajs.260.4.267
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of palaeo-volcanic series. *Earth and Planetary Sciences*, 59(1), 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Machado, A.T., Chemale, Jr.F., Conceicao, R.V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O., and Schmus, W.R.V. (2005) Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso- Cenozoic igneous rocks from the South Shetland arc, Antarctica. *Lithos*, 82(3-4), 435- 453. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.026>
- Martin, R.F., and Devito, C. (2005) The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *The Canadian Mineralogist*, 43(6), 2027-2048. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2027>
- Mazhari, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, P., and Williams, I. S. (2009) The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: A marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society*, 166(1), 53-69. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-022>
- Middlemost, E.A.K. (1994) Naming material in the magma - igneous rock system. *Earth Sciences Reviews* 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Moayyed, M. (2001) Petrological investigations of the Tertiary volcanic-plutonic belt of western Alborz-Azerbaijan with a special view on Hashtjin region. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, 328 pages, (in Persian).
- Moein Vaziri, H. (1997) An introduction to magmatism in Iran. Tarbiat Moalem University Publications,

Tehran, 440 pp (in Persian).

- Morimoto, N. (1988) The Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 425-433.
- Muller, D., and Groves, D.I. (1993) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8(5), 383-406. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(93\)90035-W](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90035-W)
- Nabatian, G. (2008) Geology, geochemistry and genesis of Sorkhe-Dizaj iron oxide apatite deposit, southeast of Zanjan. MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.Y., von Quadt, A., and Bernroider, M. (2014) Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184, 324-345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>
- Nabatian, G., Jiang, S., Honarmand, M., and Neubauer, F. (2016) Zircon U–Pb ages, geochemical and SrNd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom–Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos*, 244, 43-58. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.020>
- Nabavi, M.H. (1977) An introduction to the geology of Iran. Publications of the Geological Organization of the country, 109 pages, (in Persian).
- Pearce, J. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental magams. *Continental Basalts and mantle xenoliths*, 1983, 230-249. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573387448936656128>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., 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>
- Rezanajad, H. (2013) Petrological investigation of volcanic and plutonic rocks of Kaj Kolah-Zhaker area, Northeast of Zanjan. Conference of Economic Geology Association of Iran.
- 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 für Mineralogie Abhandlungen*, 183(1), 93–106. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2006/0063>
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z.C., Stern, R.J., Santos, J.F., and Wu, Y.B. (2015) Cadomian (Ediacaran- Cambrian) arc magmatism in the ChahJam- Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 27(1), 439- 452. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014>
- Stöcklin, J., and Eftekharneshad, B. (1969) Geological map of the Zanjan area 1:250000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3), TC3008. <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Yan, X., and Jiang, S.Y. (2019) Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous shoshonitic syenites in the northern Wuyi Mt Range, Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 180, 103877. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.103877>
- Yang, J.H., Chung, S.L., Wilde, S.A., Wu, F. Y., Chu, M.F., Lo, C.H., and Fan, H.R. (2005) Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence. *Chemical Geology*, 214(1-2), 99–125. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.08.053>