

Research Article

Petrogenesis and Tectonic Implications of Bakter intrusive complex (South Sonqor, West of Iran)

Jamal Meshmayi¹, Shahriar Mahmoudi² , Mir Ali Asghar Mokhtari³

¹ Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, meshmayi@gmail.com

² Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, s.mahmoudi@khu.ac.ir

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Zanjan University, Zanjan, Iran, amokhtari@znu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 28 May 2023

Accepted: 08 May 2024

Keywords

Neotethys

Back Arc

Gabbro-Syenite

Trace Elements

Bakter

Sanghar

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Sanandaj-Sirjan Zone formed a piece of the northeastern section of the Gondwana continent during the Paleozoic era and separated it from the Asian plate by the Paleo-Tethys Ocean (Golonka, 2004). During the Middle and Late Triassic, coinciding the closure of the Paleo-Tethys, a rift called the Neo-Tethys Sea developed along the Zagros region, separating the Sanandaj-Sirjan zone from the Arabian plate (part of Gondwana). Crustal subduction is thought to have initiated in the Late Triassic to Early Jurassic (Berberian, 1981). This subduction led to the deformation of rocks and emplacement of intrusive masses during the Late Triassic in the southern part of the Sanandaj-Sirjan zone, and the emplacement of various masses from gabbroic to granitic rocks during the earlier times in the northern part of the zone from the Middle Jurassic (Shahbazi et al., 2010; Mahmoudi et al., 2011) to the Middle Cretaceous (Ghalamghash et al., 2009) and Early Eocene (Ahadnejad et al., 2010). The closure of the Neo-Tethys Sea and the subduction of the oceanic crust are often been associated with the emplacement of ophiolites along the Zagros Zone during the Late Cretaceous to Paleocene (Agard et al., 2005), in addition to some granitoid bodies of the Upper Eocene to Oligocene. According to (Berberian 1981 and Azizi and Moinevaziri, 2009), these bodies and their ages indicate the continuation of the oceanic crustal termination and the collision between the Arabian plate and Central Iran during the Neogene.



 10.22108/ijp.2024.137533.1298

 Corresponding Author

To cite this article: Meshmayi, J., Mahmoudi, S., Mokhtari, M.A.A. (2024) Petrogenesis and Tectonic Implications of Bakter intrusive complex (South Sonqor, West of Iran). *Petrological Journal*, 15(3), 1-22.



Several valuable studies have been conducted on the magmatism of intrusive masses within the Sanandaj-Sirjan Zone, including the southern Dehgalan (Sarjoughian et al., 2015), northwest of Azna (Shabanian et al., 2009), Cheshme Sefid (Davoudian et al., 2007), Qorveh-Mobarakabad (Azizi and Asahara., 2013), southeastern Saqqez, and Almoghlaq batholith.

Regional Geology

The study area is located in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Zone, southeast of the city of Sanandaj in Kermanshah Province. It lies within the geographical longitudes of '35°47 to '30°47 east and latitudes of '35°34 to '38°34 north, within the southwestern portion of the 1:100,000 Sanandaj geological sheet. The upper Cretaceous phyllitic units are intruded by syenitic-gabbroic intrusive masses and have undergone metamorphism and transformation into hornfels due to neighboring intrusive masses and associated metamorphism. The geological map at a scale of 1:25,000 (Mokhtari and Kohestani, 2018) has delineated the rock units of the area (Figure 1).

Research Methodology

Following the field studies and mapping with satellite images, field observations were conducted. Microscopic studies were carried out on the collected samples. Following the examination of thin sections of the rocks, 12 samples exhibiting the least evidence of secondary processes, including mineral alteration, cavity filling, and the presence of secondary veins and fractures, were selected. Subsequently, the samples were dispatched and sent to the Zara-Azma Laboratory for chemical analysis. This entailed the determination of the abundance of trace and rare earth elements using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) and major oxides using the fusion method.

Petrography:

The study area consists of gabbro, syenite, alkali syenite, and quartz syenite. The dominant textures are hypidiomorphic granular, poikilitic, perthitic, and granophyric in the syenites, as well as sieve-textured fabric. All rock types trending northeast-southwest.

1. Gabbroic Intrusions:

Gabbroic intrusions are present in the southern part of the Baetar intrusive complex and at the margin of the syenitic intrusion. In the northern margin of the syenitic

intrusion, two small outcrops of gabbroic intrusion are observed, where one is in contact with the syenitic intrusion, and the other is within the units of hornfelsed shale, siltstone, and metamorphosed sandstone of Upper Cretaceous era.

2. Syenitic Intrusion:

In the central region of the Bakter intrusive complex, the outcrops of syenitic intrusion are widespread. The syenitic intrusion is in close proximity to the gabbroic intrusion, particularly in the southern region.

Geochemistry

Based on whole rock geochemical data, especially the La/Yb vs. La ratio, these rocks share the same genesis. Geochemical data, including LREE enrichment compared to HREE, positive Pb anomaly, and depletion of Nb and Ti, reveal the divergent regimes in a back-arc zone, through which the primary magmatic melts are generated in the Bakter intrusive complex. The presented geochemical patterns indicate that the parental magma of the studied rock group is derived from an enriched or metasomatized garnet lherzolite with a degree of partial melting within 5% to 15% range.

Conclusion

Field studies, petrography, and geochemical analysis run on the subject region reveal that it is composed of mafic and felsic rocks, with the felsic rocks mainly consisting of syenite, alkaline syenite, and quartz syenite, while the mafic rocks are of a gabbroic composition. Spider diagrams normalized to primitive mantle compositions reveal the enrichment in large-ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) compared to high field strength elements (HFSE), with negative anomalies observed in niobium (Nb) and titanium (Ti). The parental magma of the studied plutonic rocks is derived from low degrees of partial melting (5-15%) of a garnet-bearing lherzolite source at depths of 95-110 kilometers. Considering that the intrusive rocks of the Baetar region are associated with post-collisional activities and the presence of a thin and stretched lithosphere is appropriate for their formation, it is assumed that a secondary subduction with a slab break-off mechanism occurred in the Sanandaj-Sirjan Zone for a relatively long period after the initial collision.

سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه آذرین درونی بکتر (جنوب سنقر، باختر ایران)

جمال مشمای^۱، شهریار محمودی^۲، میرعلی اصغر مختاری^۳

^۱ دانشجوی دکتری، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، meshmayi@gmail.com

^۲ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، s.mahmoudi@khu.ac.ir

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، amokhtari@znu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

مجموعه آذرین درونی بکتر در شهرستان سنقر، استان کرمانشاه و در پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان جای دارد. این مجموعه شامل گابرو، سینیت، آلکالی سینیت و کوارتز سینیت است. در بررسی‌های سنگ‌نگاری سینیت‌ها، بافت‌های هیپایدومورف گرانولار، پوی کیلیتیک، پرتیت و گرانوفیری و همچنین، بافت غربالی دیده می‌شود. آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کلینوپیکروکسن، آمفیبول و بیوتیت از کانی‌های اصلی سینیت‌ها هستند. ویژگی‌های بافتی مانند بافت‌های ناتعادلی (مانند بافت غربالی در پلاژیوکلاز) را می‌توان پیامد تحولات ماگمایی در هنگام جایگزینی در آشیانه‌های ماگمایی متعدد و آمیختگی فازهای جدایش‌یافته در این آشیانه‌های فرعی با پوسته و ماگمای مافیک دانست. ذوب‌بخشی و آمیختگی مهم‌ترین عوامل پیدایش سنگ‌های آذرین درونی منطقه هستند. نسبت $L\alpha/Yb$ در برابر $L\alpha$ رخداد این فرایند را آشکار می‌کند. داده‌های به‌دست‌آمده در این پژوهش شامل غنی‌شدگی عنصرهای LREE در مقایسه با HREE، آنومالی مثبت Pb، تهی‌شدگی عنصرهای Nb و Ti و دیگر داده‌ها، نقش احتمالی آلیش پوسته‌ای در بخش‌های اسیدی مجموعه بکتر است. روندهای دیده‌شده در تحول ماگمای سازنده این توده آذرین درونی وابستگی مذاب‌های مادر این توده آذرین درونی به فازهای کششی پس از برخورد و پشت‌کمان ماگمایی را نشان می‌دهند. الگوهای زمین‌شیمی نشان می‌دهند ماگمای مادر مجموعه سنگی بکتر شامل بخش اسیدی (سینیتی) و بخش بازیک (گابرویی) از یک گوشته غنی‌شده یا دگرنهادشده با ترکیب گارنت لرزولیت با درجه ذوب بخشی ۵ تا ۱۵ درصد پدید آمده است. با توجه به بررسی نمودارهای زمین‌شیمیایی، توده‌های آذرین درونی بکتر در پی سازوکار زمین‌ساختی کششی یا نازک‌شدگی پوسته‌ای در یک پهنه پس‌برخوردی میان دو پوسته قاره‌ای رخ داده‌اند. این سنگ‌ها در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی در پهنه دگرگونی-ماگمایی و پس از برخورد پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و عربی در پهنه سنندج-سیرجان پدید آمده‌اند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۰۳/۰۷

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۲/۱۹

کلید واژه‌ها

نئوتتیس
پهنه کششی پشت‌کمان
سینیت
عنصرهای کمیاب
توده بکتر
سنقر



doi 10.22108/ijp.2024.137533.1298

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: مشمای، ج.، محمودی، ش.، مختاری، م.ع.ا. (۱۴۰۳) سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه آذرین درونی بکتر (جنوب سنقر، باختر ایران). پتروژئولوژی، ۱۵ (۳)، ۱-۲۲.



مقدمه

در دوران پالئوزوئیک، پهنه سنندج-سیرجان بخشی از شمال خاوری قاره گندوانا بوده است که اقیانوس پالئوتتیس آن را از ورقه آسیا جدا می کرده است (Golonka, 2004). در تریاس میانی و پایانی و همزمان با بسته شدن پالئوتتیس، یک کافت در امتداد زاگرس فعلی به نام دریای نئوتتیس پدید آمده است که پهنه سنندج-سیرجان را که بخشی از آسیا از ورقه عربی (سرزمین گندوانا) بوده است، از آن جدا می کرده است. گمان می رود فرورانش پوسته نئوتتیس از تریاس پایانی تا ژوراسیک آغازین آغاز شده است (Berberian, 1981) این فرورانش باعث دگررختی سنگها و نفوذ توده های آذرین در تریاس پایانی در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان و نفوذ چندین توده سنگ های گابرویی تا گرانیتی در زمان های جوان تر در بخش شمالی این پهنه شده است. بسیاری از مجموعه های گرانیتوئیدی پهنه سنندج-سیرجان در ژوراسیک میانی (Shahbazi et al., 2010 et al., 2011; Mahmoudi et al., 2010) تا کرتاسه میانی به پایانی (Ghalamghash et al., 2009) و ائوسن آغازی جایگیری کرده اند. بسته شدن دریای نئوتتیس و محو پوسته اقیانوسی بیشتر توسط فرورانش افیولیت ها در امتداد پهنه زاگرس در کرتاسه پایانی و پالئوسن زیرین (Agard et al., 2005) و برخی توده های گابرویی در ائوسن بالایی به الیگو-میوسن مشخص می شود و به باور برخی پژوهشگران مانند بربریان (Berberian, 1981) و عزیزی و معین وزیری (Azizi and Moinevaziri, 2009)، سن این توده ها نشان می دهد پایان فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و برخورد ورقه عربی با ایران مرکزی در نئوژن نیز ادامه داشته است.

بیشتر پژوهشگران برای پیدایش گرانیتوئیدهای پهنه سنندج-سیرجان که گرانیتوئیدهای الموقلاق نیز از آنها به شمار می رود، موقعیت های کمان آتشفشانی و درون صفحه ای را گزارش کرده اند (Ahadnejad et al., 2010). گرانیتوئیدهای تیپ A با حجم کم از مناطقی

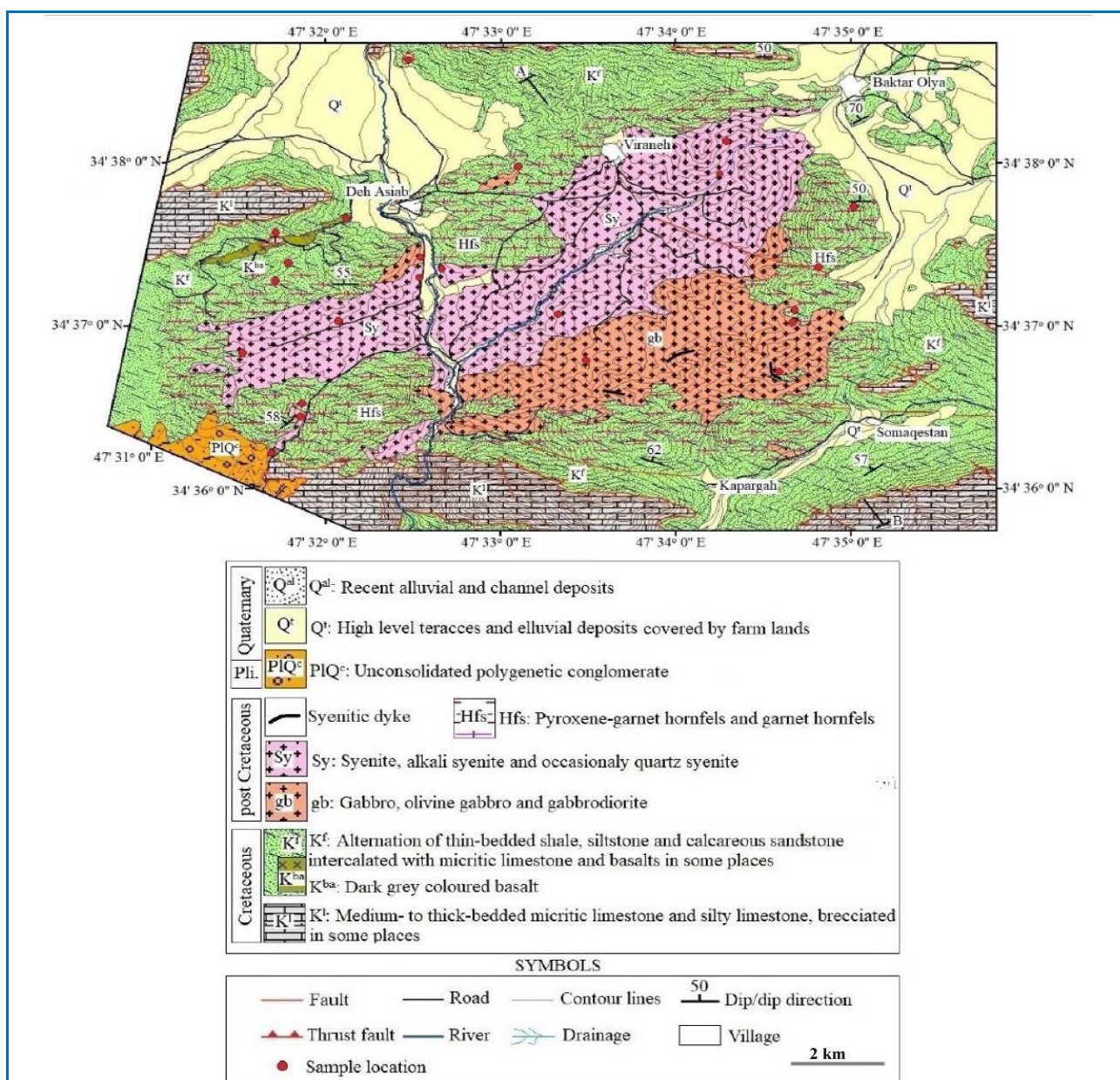
مانند جنوب دهگلان (Sarjoughian et al., 2015)، شمال باختری ازنا (Shabanian et al., 2009)، چشمه سفید (Davoudian et al., 2007)، قروه-مبارک آباد (Azizi and Asahara, 2013) و جنوب خاوری سقز (Sepahi et al., 2014) گزارش شده اند که پیدایش آنها پیامد کشش در کمان آتشفشانی دانسته شده است. برخی پژوهشگران توده های گابرو سینی را پیامد فرایندهای شکست صفحه فرورونده و ذوب دوباره در پی این شکستگی می دانند (Fazlnia, 2019). در پهنه سنندج-سیرجان پژوهش های ارزشمندی درباره ماگماتیسیم توده های آذرین درونی انجام شده است که از میان آنها می توان توده های جنوب دهگلان (Sarjoughian et al., 2015)، شمال باختری ازنا (Shabanian et al., 2009)، چشمه سفید (Davoudian et al., 2007)، قروه-مبارک آباد (Azizi and Asahara, 2013)، جنوب خاوری سقز و باتولیت الموقلاق را نام برد (Azizi and Asahara, 2013) که نشان دهنده اهمیت بررسی این دسته از سنگها در پهنه سنندج-سیرجان است که محل برخورد بلوک ایران با صفحه عربی به شمار می رود. بررسی ها در این منطقه شامل بررسی های اکتشافی روی کانه زایی های احتمالی مرتبط با هاله دگرگونی همبری این منطقه هستند. بررسی های سنگ شناسی انجام شده اولیه بوده اند و نیاز به بررسی های تکمیلی در زمین شیمی و سنگ زایی این مجموعه آذرین است. بررسی های اولیه کانی زایی در مجموعه بکتر نشان دهنده ارتباط نزدیک زمین شیمی و ژئودینامیک توده با کانه زایی در منطقه است. روندهای تولید ماگما و عوامل موثر در جایگیری این توده ها هدف اصلی این پژوهش است. همچنین، در این پژوهش ویژگی های سنگ شناسی، زمین شیمیایی و خاستگاه این توده ها، تکامل و تحول این بخش از پهنه سنندج-سیرجان از دیدگاه ژئودینامیکی و ارتباط سیالات ماگمایی با سنگ دربرگیرنده این توده ها بررسی می شود.

زمین شناسی منطقه

منطقه بکتر در بخش شمال باختری پهنه سنندج-

فلیش‌گونه کرتاسه بالایی هستند. رخنمون سنگ‌های آهکی کرتاسه با همبیری گسله روی دیگر واحدهای سنگی جای گرفته است. واحدهای فلیشی کرتاسه بالایی با توده‌های آذرین درونی سینیتی-گابرویی قطع شده‌اند و در همبیری با توده‌های آذرین درونی دچار دگرگونی همبیری شده‌اند و به هورنفلس تبدیل شده‌اند. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ (Mokhtari and Kohestani, 2018) واحدهای سنگی منطقه را نشان داده‌اند (شکل ۱).

سیرجان، جنوب‌خاوری شهر سنقر در استان کرمانشاه و در فاصله طول‌های جغرافیایی ۴۷°۳۰' تا ۴۷°۳۵' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۴°۳۵' تا ۳۴°۳۸' شمالی و در بخش جنوب‌باختری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر جای دارد (Mokhtari and Kohestani, 2018). بررسی‌ها در منطقه بکتر نشان می‌دهند بخش بزرگی از واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در بکتر به سن کرتاسه هستند (Mokhtari and Kohestani, 2018). گسترده‌ترین واحدهای سنگی منطقه عبارتند از توالی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مجموعه آذرین درونی بکتر (Mokhtari and Kohestani, 2018).

Figure 1. Geological map of Bakter intrusive igneous complex (Mokhtari and Kohestani, 2018).

کمیاب (بر پایه ppm) به روش ICP-MS در آزمایشگاه تحقیقاتی ملی استرالیا و ۱۲ نمونه نیز برای بررسی فراوانی اکسیدهای اصلی (بر پایه wt%) به روش ذوب قلیایی در آزمایشگاه شرکت زرآزما در تهران تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱).

روش‌های تجزیه شیمیایی و نمونه‌ها

برای این کار با در نظر گرفتن جایگاه جغرافیایی و ویژگی‌های سنگ‌نگاری، شمار ۱۷ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند برگزیده شدند و برای بررسی فراوانی عنصرهای کمیاب و عنصرهای خاکی

جدول ۱. داده‌های XRF به‌دست‌آمده از تجزیه عنصرهای اصلی در ترکیب سنگ‌کل توده آذرین درونی بکتر (بر پایه درصد وزنی).

Table 1. The XRF results of major elements (in weight percent) in the whole-rock composition of Bakter intrusion.

Sample No.	BK-54	BK-43	BK-48	BK-45	BK-52	BK-53	BK-58	BK-51	BK-59	BK-56	BK-49	BK-47
Rock	Gabbro						Syenite					
SiO ₂	45.12	47.62	48.68	49.83	50.83	58.87	63.89	63.96	64.35	64.36	64.5	65.38
TiO ₂	1.82	1.24	2.18	0.66	1.41	0.52	0.43	0.18	0.24	0.05	0.42	0.12
Al ₂ O ₃	14.59	14.09	16.79	18.46	15.66	18.77	16.87	16.69	17.82	17.3	16.13	17.48
Fe ₂ O ₃ ^T	13.07	10.24	12.54	6.2	10.52	5.98	5.11	4.57	3.13	4.02	4.71	2.93
MnO	0.22	0.14	0.14	0.08	0.14	0.12	0.1	0.06	0.08	0.07	0.07	<0.05
MgO	3.69	3.63	2.29	6.14	5.87	0.16	0.16	0.11	0.13	0.07	0.14	0.06
CaO	14.74	15.88	8.35	12.56	8.79	2.3	0.47	0.64	0.53	0.94	0.5	0.54
Na ₂ O	3.02	2.86	4.71	3.04	3.69	6.86	6.52	7.44	7.03	7.85	6.86	7.52
K ₂ O	1.42	1.21	1.39	0.67	1.07	6.2	5.42	5.35	5.51	4.88	5.84	5.42
P ₂ O ₅	0.76	0.85	0.28	0.18	0.37	0.06	0.05	0.15	0.2	0.04	0.16	<0.05
LOI	1.08	2.17	2.07	2.00	1.65	0.25	0.78	0.49	0.7	0.31	0.60	0.46
Total	99.53	99.93	99.42	99.82	100	100.09	99.75	99.64	99.72	99.85	99.93	99.91

در حاشیه شمالی توده سینیتی و در نزدیکی روستای ده‌آسیاب دینور نیز دو رخنمون کوچک از توده گابرویی، یکی در همبری توده سینیتی و دیگری درون واحدهای شیلی، سیلت‌سنگی و ماسه‌سنگی هورنفلسی‌شده کرتاسه دیده می‌شود (شکل ۲-ب). روند کلی توده‌های گابرویی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری است. بیشتر توده‌های گابرویی مزوکرات هستند و گاهی بخش‌های ملانوکرات نیز در برخی بخش‌ها دیده می‌شوند. در بخش‌های حاشیه توده‌های گابرویی، رگه‌هایی از گابروهای پگماتوئیدی نیز دیده می‌شوند. چندین انکلاو از سنگ‌های هورنفلسی‌شده در ابعاد کمتر از ۲ سانتیمتر تا بیشتر از چندین متر درون توده‌های گابرویی یافت شد. همچنین، در برخی بخش‌ها، توالی از واحد شیل، سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ کرتاسه به صورت کلاهدک روی توده گابرویی و سینیتی دیده می‌شود که دچار دگرگونی همبری شده است و

سنگ‌نگاری

ویژگی‌های صحرایی

رخنمون‌های متعددی با ترکیب‌های متفاوت از بازیک (گابرو و البوین گابرو) اسیدی (سینیت تا آلکالی سینیت و کوارتز سینیت) در بخش مرکزی منطقه بکتر با روند کلی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری در میان واحدهای سنگی مختلف بروز دارند. این توده‌ها عموماً با سنگ آهک‌های به سن کرتاسه پوشیده شده‌اند که در همبری با توده دچار دگرگونی همبری شده‌اند (شکل ۲-ا). در ادامه با توجه به بازدیدهای میدانی به توصیف هر یک از آنها پرداخته می‌شود.

توده گابرویی

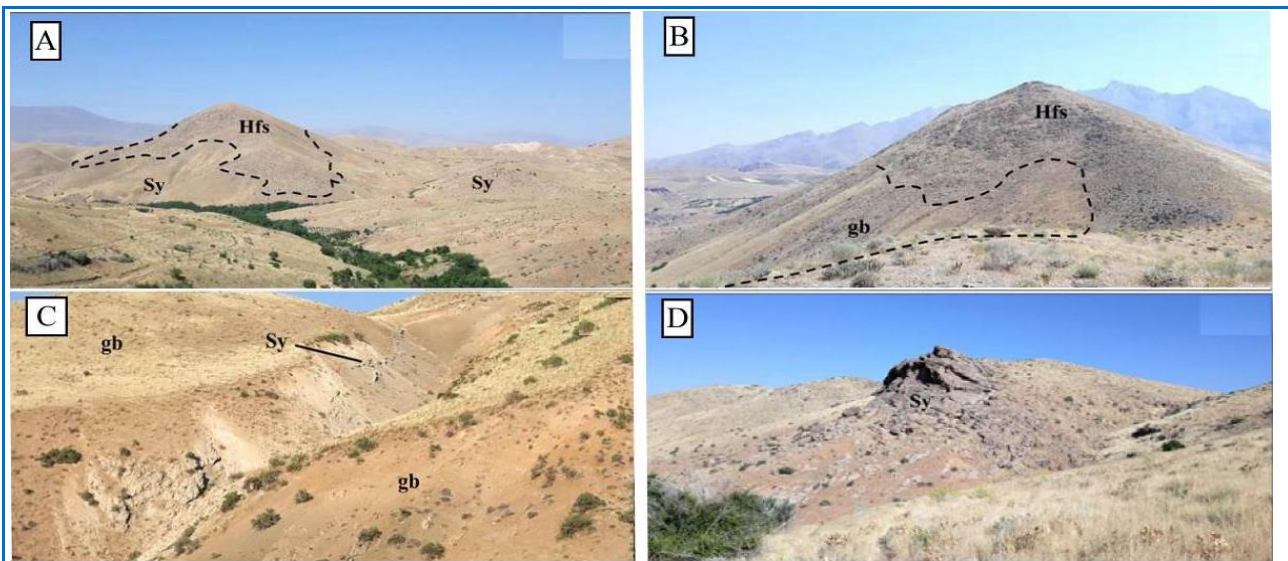
توده‌های گابرویی در بخش جنوبی توده آذرین درونی بکتر و در حاشیه توده سینیتی رخنمون دارند.

هورنفلس‌ها را پدید آورده است. همچنین، گابرویی دیده می‌شوند که نشان‌دهنده تزریق این فاز رخنمون‌هایی از دایک‌های سینیتی درون توده‌های در توده اصلی گابرویی هستند.

جدول ۲. داده‌های تجزیه شیمیایی ICP-MS برای عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در ترکیب سنگ کل توده بکتر (بر پایه ppm).

Table 2. The ICP-MS results of whole-rock composition for the of Bakter intrusion (in ppm).

Sample No.	BK-54	BK-43	BK-48	BK-45	BK-52	BK-53	BK-58	BK-51	BK-59	BK-56	BK-49	BK-47
Rock	Gabbro						Syenite					
Cs	3.4	94.6	1.3	2.1	3.9	2.7	5.4	3.1	54.6	3.2	4.6	3.4
Zr	109	184	116	50	103	501	208	176	153	65	123	206
V	1	105	119	112	155	4	2	6	125	2	2	3
Cr	6	38	10	56	122	7	8	6	27	6	10	5
Co	1.2	24.9	25.2	25	33.9	1.1	5.4	2.7	24	1.4	1.6	<1
Ni	<1	46	11	62	82	<1	7	<1	30	<1	<1	<1
Cu	36	25	29	45	45	18	15	52	32	22	9	13
Zn	157	108	147	55	101	62	96	359	134	84	134	100
As	9.5	3	3.1	6.7	6.5	5.7	4.8	3.7	3.8	11	5.3	2.7
Rb	148	68	60	28	66	224	138	316	130	156	290	258
Sr	7.4	673.5	635.6	405.1	374.4	8.4	147.3	11.5	685.7	13	7.8	10.4
Y	15.7	37.4	21.3	14.5	29.9	15.2	21.7	7.7	33.9	9.9	23.7	14
Nb	5.6	8	9.2	10.2	9.9	18.2	7.6	17.5	4.5	1.5	65.2	15.3
La	29	25	13	10	12	13	16	9	22	17	79	15
Ce	66	61	33	23	33	63	48	26	62	47	133	37
Pr	4.17	7.27	3.94	2.61	4.4	2.22	2.46	2.21	5.02	2.1	21.08	3.98
Nd	15.6	40.2	19.5	13.6	21.1	8.7	9	10.5	21.4	7.1	75.4	14.5
Sm	3.42	8.06	3.87	2.22	4.78	2.33	2.81	1.34	5.2	1.71	12.54	2.35
Eu	0.10	2.23	1.69	1.10	1.66	0.10	1.25	0.11	1.60	0.1	0.31	0.10
Gd	3.34	7.42	4.50	3.07	4.82	2.22	2.25	2.14	4.82	2.14	9.44	2.93
Tb	0.51	1.39	0.82	0.56	1.05	0.42	0.51	0.31	0.9	0.34	1.53	0.48
Dy	2.75	9.29	5.37	3.42	6.75	2.72	3.33	1.79	5.87	1.54	6.55	3.16
Er	1.79	4.84	2.93	1.83	4.02	1.71	2.5	1.44	3.61	0.97	3.32	1.96
Tm	0.3	0.7	0.46	0.31	0.63	0.39	0.43	0.34	0.46	0.16	0.54	0.39
Yb	2.9	3.8	2.6	1.6	3.2	3.7	2.8	2.2	3.5	1.4	3.1	2.2
Lu	0.43	0.85	0.47	0.27	0.56	0.63	0.48	0.61	0.54	0.26	0.73	0.49
Hf	2.28	6.26	3.86	2.05	3.6	8.09	3.83	4.88	2.87	1.61	4.37	5.58
Ta	3.69	1.9	1.01	2.12	1.27	1.54	2.3	1.33	1.01	2.15	5.02	1.48
Pb	15	16	16	3	14	4	17	49	21	11	28	3
Th	15.36	4.02	3.05	0.72	1.41	4.30	7.24	1.64	2.49	4.95	32.94	4.92
U	1.1	1.4	1.3	0.6	0.56	0.7	1.5	0.4	1	0.6	3.6	1.11
Ba	3	145	242	110	157	22	688	36	194	20	6	14
(La/Sm) _N	5.47	2	2.17	2.91	1.62	3.60	3.68	4.34	2.73	6.42	4.07	4.12
(La/Yb) _N	7.17	4.72	3.59	4.48	2.69	2.52	4.10	2.93	4.51	8.71	18.28	4.89
Eu/Eu*	0.09	0.88	1.24	1.29	1.06	0.13	1.52	0.18	0.98	0.16	0.09	0.12



شکل ۲. A) نمایی از واحد شیلی-آهکی به صورت کلاهک روی توده سینیتی و تبدیل آن به هورنفلس (Hfs) (دید رو به جنوب‌باختری)؛ **B)** نمایی از مرز توده گابرویی با واحد K^f و تبدیل واحدهای سنگی یادشده به هورنفلس (دید رو به شمال)؛ **C)** نمایی از دایک سینیتی درون توده گابرویی (دید رو به شمال)؛ **D)** نمایی از توده سینیتی با رخنمون سنگی که در باختر روستای بکتر سفلی (دید رو به جنوب‌باختری) (K^f : واحد فیلیشی کرتاسه).

Figure 2. A) A view of the shale-limestone unit in the form of a cap on the syenite body and its transformation into hornfels (Hfs) (view towards the southwest); **B)** A view of the boundary of the gabbro mass with the K^f unit and the conversion of the metamorphosed rock units to hornfels (view to the north); **C)** A view of the syenite dike inside the gabbro intrusive body (view to the north); **D)** A view of the syenite intrusion with a stone outcrop in the west of the Bakter village (view towards the southwest) (K^f = Cretaceous flysch unit).

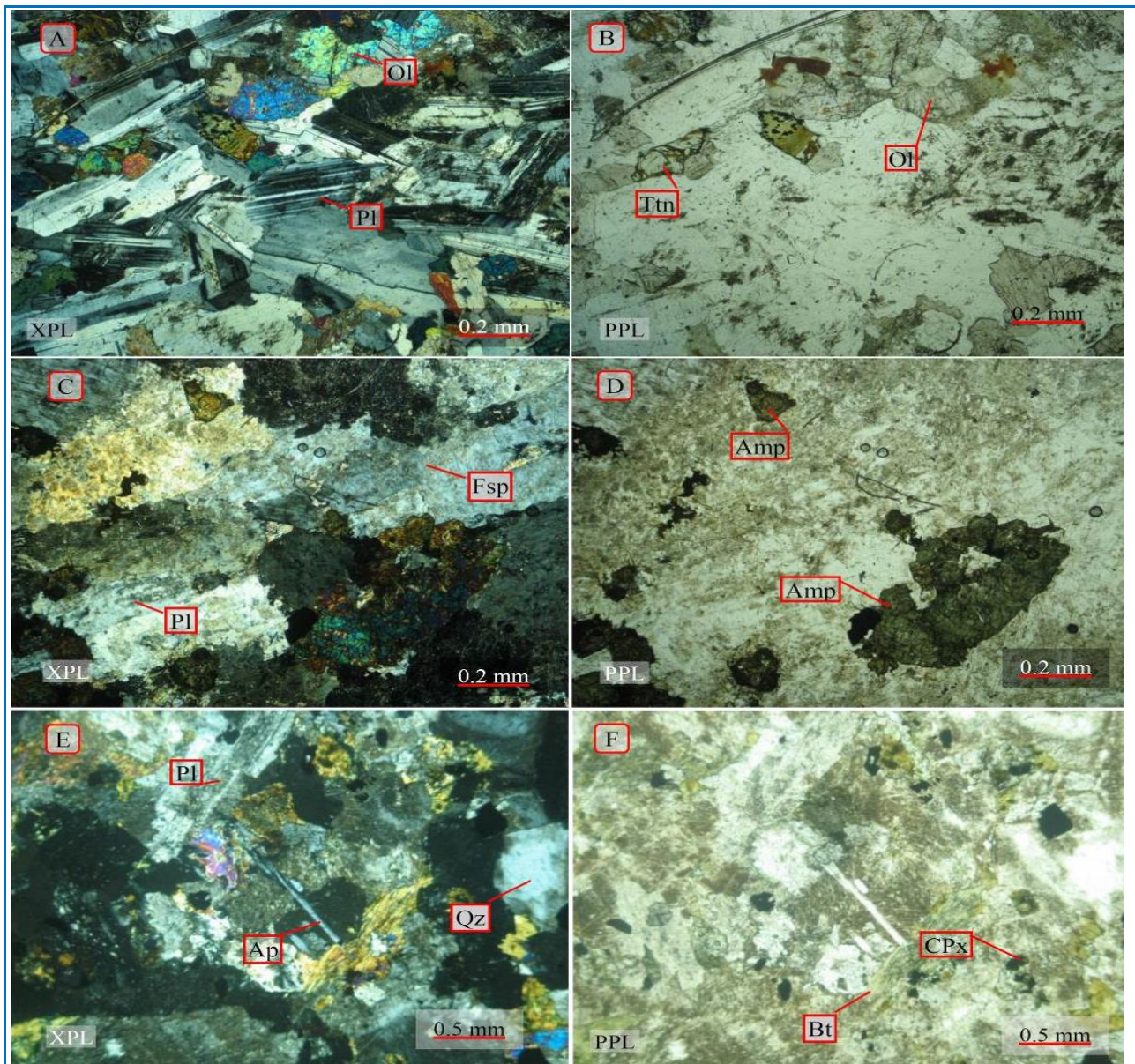
کلینوپیروکسن (بیش از ۱۰ درصد حجمی کانی‌های اصلی) و کانی فرعی الیوین نیز در نمونه‌های بازیک‌تر سازنده این سنگ‌ها دیده می‌شود که با کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه کلسیت، سربیسیت، کلریت، اپیدوت همراهی می‌شوند. ویژگی‌های کانی‌شناسی سنگ‌های گابرویی به شرح زیر است: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی این سنگ‌هاست که نزدیک به ۴۵ تا ۶۵ درصد حجمی این سنگ را دربر گرفته است. پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازه آنها از ۳ تا ۷ میلی‌متر در نوسان است. ماکل پلی سینتتیک در پلاژیوکلازها معمول است و با توجه به زاویه خاموشی، بیشترشان ترکیب لابرادوریت دارند (شکل ۳-۱A). در برخی نمونه‌ها، این کانی‌ها به کلسیت و سربیسیت دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن، دومین کانی فراوان در این سنگ‌ها با فراوانی نزدیک به ۲۰ تا ۴۵ درصد حجمی است و به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. ابعاد این کانی به ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر می‌رسد.

توده سینیتی

در بخش میانی توده آذرین درونی بکتر، رخنمون گسترده‌ای از توده سینیتی با روند کلی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع و بیشتر هوازده و آرنی‌شده دیده می‌شود. این توده از اطراف و به‌ویژه از سمت جنوب با توده گابرویی فراگرفته شده است. در بخش شمال‌خاوری توده سینیتی به صورت دایک و توده گابروها را قطع می‌کند (شکل ۲-۱C).

ویژگی‌های میکروسکوپی

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که توده‌های آذرین درونی منطقه بکتر شامل گابرو، سینیت، آلکالی سینیت و کوارتز سینیت هستند. بافت بیشتر این سنگ‌ها گرانولار است؛ اما بافت‌های غربالی، گرانوفیری، پرتیتی، پویی کیلیتیک نیز در آنها دیده می‌شود. در سنگ‌های سینیتی پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار کانی اصلی و کمتر از ۲ درصد کوارتز دیده می‌شود. در گابروها افزون‌بر کانی اصلی پلاژیوکلاز، بلورهای آمفیبول،



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی گابروهای و سینیت‌های توده آذرین درونی بکتر (تصویرهای A، C و E در PPL و دیگر تصویرها در XPL گرفته شده‌اند). **A**) بافت هیپایدیومورف گرانولار همراه با بلورهای پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن و بیوتیت؛ **B**) تبلور بلور آمفیبول در فضای میان پلاژیوکلازها؛ **C**) بافت هیپایدیومورف گرانولار همراه با بلورهای ارتوکلاز آرژیلی شده؛ **D**) پلاژیوکلاز با بافت غربالی و آمفیبول با زمینه‌ای از بلورهای ریز کوارتز و کانی کدر؛ **E**) بلورهای ارتوکلاز با دگرسانی به کانی‌های رسی، پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن و سوزن‌های آپاتیت؛ **F**) بافت گرانولار همراه با بلورهای ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز. زمینه‌ای از بلورهای ریز کوارتز، کانی‌های کدر و آمفیبول پدید آمده است (کوارتز سینیت) (نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) است).

Figure 3. Photomicrographs of gabbros and syenites in the Bakter intrusive body (A, C, and E are in XPL, the others in PPL). **A**) Granular hypidiomorphic texture with plagioclase, olivine, clinopyroxene, and biotite crystals; **B**) Amphibole crystal crystallization in the spaces between plagioclase crystals; **C**) Granular hypidiomorphic texture with argillized orthoclase crystals; **D**) Plagioclase with a sieve texture and amphibole with a background of small quartz crystals, a cloudy mineral; **E**) Orthoclase crystals with alteration to clay minerals, plagioclase, amphibole, clinopyroxene, and apatite needles; **F**) Granular texture with orthoclase crystals, plagioclase, amphibole, and quartz. The background is composed of fine quartz crystals, opaque minerals, and amphibole (quartz syenite) (Abbreviations are from Whitney and Evans (2010)).

برخی بلورهای کلینوپیروکسن دگرسانی به کلریت یا اکتینولیت را نشان می‌دهند. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. میانگین اندازه این کانی برابر با $0/5$ تا 2 میلی‌متر است و نزدیک به 50 تا 80 درصد حجمی این سنگ‌ها را در بر می‌گیرد. در برخی بخش‌ها، ارتوکلاز به سریسیت دگرسان شده است. بخش بزرگی از بلورها ماکل دوتایی و بافت پرتیتی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و اندازه آنها از $0/5$ تا 2 میلی‌متر در نوسان است. این کانی‌ها نزدیک به 10 تا 30 درصد حجمی از این سنگ‌ها را در بر می‌گیرند. برخی از آنها سالم و برخی به کانی‌های رسی و کلسیت دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها ماکل نواری دارند و با توجه به زاویه خاموشی از نوع الیگوکلاز هستند. آمفیبول، مهم‌ترین کانی فرومنیزین در سینیت‌های منطقه است و نزدیک به 5 تا 20 درصد حجمی این سنگ‌ها را در بر می‌گیرد. به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با میانگین اندازه نزدیک به $0/2$ تا 3 میلی‌متر است. زاویه رخ و زاویه خاموشی نشان می‌دهد آمفیبول بیشتر از نوع سدیک است و چندرنگی سبز پر رنگ-قهوه‌ای نشان می‌دهد. وجود درشت بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها می‌تواند گویای سرشت غنی از سیال ماگما باشد (Shelly, 1993) (شکل ۳-D).

کانی‌های فرعی شامل کوارتز، کلینوپیروکسن، آپاتیت و کدر هستند. کلینوپیروکسن دیگر کانی فرومنیزین سازنده این سنگ‌هاست که فراوانی اندکی دارد و به صورت بلورهای کوچک بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارد و حداکثر نزدیک به 2 درصد حجمی این سنگ‌ها را در بر می‌گیرد. کوارتز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های $0/1$ تا $0/5$ میلی‌متر دیده می‌شود. بیشتر بلورهای کوارتز خاموشی موجی دارند و حداکثر نزدیک به 2 درصد حجمی این سنگ‌ها را در بر می‌گیرند. آپاتیت با شکل‌های سوزنی عموماً به صورت میانبار در کانی‌هایی مانند ارتوکلاز دیده می‌شود و منجر به پیدایش بافت پویی کیلیتیک در این کوارتز شده است. همچنین، کانی‌های ثانویه شامل کلسیت، سریسیت و کانی‌های رسی هستند که از دگرسانی ارتوکلاز و

برخی بلورهای کلینوپیروکسن دگرسانی به کلریت یا اکتینولیت را نشان می‌دهند. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل الیوین با فراوانی نزدیک به 3 تا 4 درصد حجمی در برخی از این سنگ‌ها دیده می‌شوند و میانگین اندازه آنها $0/5$ تا 2 میلی‌متر است. این بلورها گاه به صورت سودومورف با ایدینگزیت جایگزین شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و تیتانیت (شکل ۳-B) و کانی‌های کدر هستند. کانی ارتوکلاز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با میانگین اندازه $0/2$ تا 1 میلی‌متر در این سنگ‌ها دیده می‌شود. این کانی گاه ماکل کارلسباد نشان می‌دهد و کمتر از 5 درصد حجمی این سنگ‌ها را در بر گرفته است. بیوتیت به صورت بلورهای ورقه‌ای با فراوانی نزدیک به 1 تا 5 درصد حجمی و در ابعاد کمتر از $0/1$ تا $0/5$ میلی‌متر دیده می‌شود و تا اندازه‌ای کلریتی شده است. بلورهای آمفیبول با چندرنگی قهوه‌ای با فراوانی نزدیک به 1 تا 26 درصد حجمی دیده می‌شوند. ابعاد بلورهای آمفیبول برابر با $0/2$ تا $0/5$ میلی‌متر است. کانی‌های کدر به صورت میانبار در کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین یافت می‌شوند. همچنین، گاه به صورت مستقل در زمینه سنگ نیز دیده می‌شوند. کانی‌های ثانویه شامل کلسیت و سریسیت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز، کلریت حاصل از دگرسانی بیوتیت، ایدنگزیت از دگرسانی الیوین و اکتینولیت حاصل از دگرسانی پیروکسن هستند.

سینیت‌ها

این سنگ‌ها در سطوح تازه به رنگ روشن (لوکوکرات) دیده می‌شوند (شکل ۲-D). در نمونه دستی، کانی‌های پیروکسن و آلکالی‌فلدسپار دیده می‌شوند. در زیر میکروسکوپ، بافت اصلی آنها هیپ ایدیومورف گرانولار است و گاه بافت پویکیلیتیک و پرتیتی نشان می‌دهند (شکل ۳-C). بلورهای آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و آمفیبول کانی‌های اصلی و کوارتز، کلینوپیروکسن، آپاتیت و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی یافت می‌شوند. ویژگی‌های کانی‌شناسی سینیت‌ها به شرح زیر است:

ارتوکلاز کانی اصلی سازنده سینیت‌هاست که به صورت

پلاژیوکلاز پدید آمده‌اند.

آلکالی‌سینیت

آلکالی‌سینیت‌ها فراوانی کمتری نسبت به سینیت‌های منطقه بکتر دارند و در مقایسه با سینیت‌ها در نمونه دستی به رنگ روشن تری هستند. در زیر میکروسکوپ، بافت غالب در این سنگ‌ها گرانولار است؛ اما بافت‌های دیگری مانند بافت پویی‌کیلیتیک نیز در آنها دیده می‌شوند (شکل ۳-۳-E). کانی‌های اصلی آنها شامل آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند و کلینوپیروکسن، کوارتز، آپاتیت (شکل ۳-۳-F) و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی این گروه سنگی دانسته می‌شوند. ویژگی‌های کانی‌شناسی این سنگ‌ها به شرح زیر است:

آلکالی‌فلدسپار کانی فراوان در این سنگ‌ها با فراوانی نزدیک به ۸۲ تا ۸۷ درصد حجمی است و به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در این سنگ حضور دارد. برخی بلورها بافت پرتیتی دارند. ابعاد بلورهای آلکالی‌فلدسپار به ۴ میلیمتر می‌رسد. این بلورها دچار دگرسانی به کانی‌های رسی شده‌اند. برخی بلورهای آلکالی‌فلدسپار، میانبار پیروکسن دارند. پلاژیوکلاز با فراوانی نزدیک به ۵ درصد حجمی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد تا ۳ میلیمتر دیده می‌شود. ماکل نواری در پلاژیوکلازها وجود دارد و با توجه به زاویه خاموشی پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز-آلبیت هستند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با چندرنگی قهوه‌ای-آبی و فراوانی نزدیک به ۳ تا ۶ درصد حجمی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. ابعاد بلورهای آمفیبول به ۰/۵ تا ۳ میلیمتر می‌رسد. کلینوپیروکسن دیگر کانی فرومنیزین سازنده این سنگ‌هاست که فراوانی اندکی دارد و به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و گاه تا ۱۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را در بر می‌گیرد. کانی‌های فرعی شامل کوارتز، و کانی‌های کدر هستند. کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در فضای میان دیگر کانی‌ها در ابعاد کمتر از یک میلیمتر و با فراوانی نزدیک به ۲ درصد حجمی دیده می‌شود. کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های رسی و کلسیت هستند که از دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز پدید آمده‌اند. همچنین، شکستگی‌های مشخصی در برخی

پلاژیوکلاز پدید آمده‌اند.

کوارتز سینیت

کوارتز سینیت‌ها کمترین حجم سنگ‌های آذرین درونی منطقه بکتر را در بر می‌گیرند و در اصل می‌توان گفت محصول پایانی جدایش بلورین ماگما هستند. این سنگ‌ها به رنگ روشن (لوکوکرات) دیده می‌شوند و در زیر میکروسکوپ بافت اصلی آنها گرانولار است و گاه بافت پویی‌کیلیتیک نشان می‌دهند. بلورهای آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز کانی‌های اصلی و آمفیبول و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی آنها را تشکیل می‌دهند. ویژگی‌های کانی‌شناسی این سنگ‌ها به صورت زیر است:

آلکالی‌فلدسپار کانی اصلی این سنگ‌ها با فراوانی نزدیک به ۷۸ درصد حجمی و به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است. بخش عمده بلورها ماکل دوتایی و بافت پرتیتی دارند. دگرسانی ضعیف به کانی‌های رسی در آلکالی‌فلدسپارها دیده می‌شود. ابعاد بلورهای آلکالی‌فلدسپار به ۱ میلیمتر می‌رسد. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد نزدیک به یک میلیمتر حضور دارد. به علت دگرسانی به کانی‌های رسی، ماکل نواری ضعیف در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۱۰ تا ۱۲ درصد حجمی است و با توجه به زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز هستند. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل کوچک (کمتر از ۰/۵ میلیمتر) و با فراوانی نزدیک به ۵ درصد در میان دیگر کانی‌ها دیده می‌شود. کانی‌های فرعی شامل آمفیبول و کانی‌های کدر هستند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با فراوانی نزدیک به ۴ درصد حجمی در فضای میان دیگر کانی‌ها یافت می‌شوند. با توجه به چندرنگی قهوه‌ای تا آبی، آمفیبول‌ها از نوع سدیک هستند. بزرگی آمفیبول‌ها به یک میلیمتر می‌رسد.

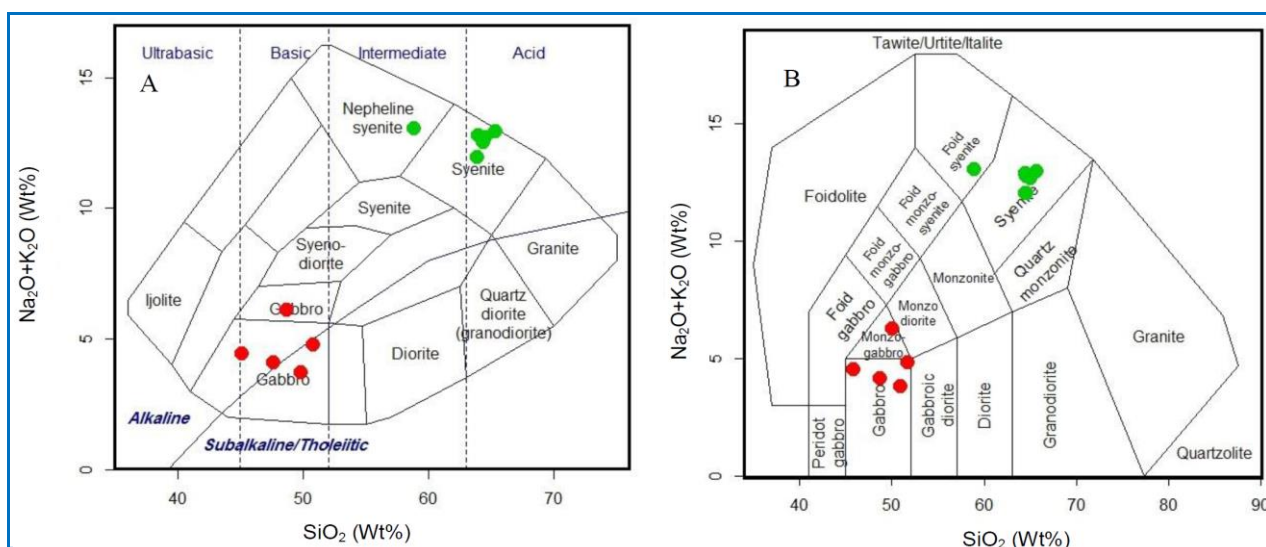
کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های رسی و کلسیت هستند که از دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز پدید آمده‌اند. همچنین، شکستگی‌های مشخصی در برخی

سینیت جای گرفته‌اند. بر پایه نمودار پیشنهادی میدل ماست (Middlemost, 1997) که بر پایه مجموع (Na_2O+K_2O) در برابر سیلیس است، سنگ‌های توده آذرین درونی منطقه بکتر در محدوده گابرو، مونزوگابرو، سینیت و یک نمونه نیز در محدوده کوارتز سینیت جای می‌گیرند (شکل ۴-ب).

نمونه‌ها دیده می‌شوند که با هیدروکسیدهای آهن پر شده‌اند و حتی بلورهای حاشیه شکستگی را نیز آغشته کرده‌اند.

زمین‌شیمی عنصرهای اصلی و کمیاب

برای رده‌بندی سنگ‌ها از نمودار پیشنهادی کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) بهره گرفته شد (شکل ۴-ا) که در این نمودار نمونه‌ها در محدوده گابرو و



شکل ۴. ترکیب سنگ‌های آذرین درونی بکتر در نمودارهای مجموع آلكالی در برابر سیلیس (TAS). (A) نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979)؛ (B) نمودار میدل‌ماست (Middlemost, 1997) (دایره سبز: سینت؛ دایره سرخ: گابرو).

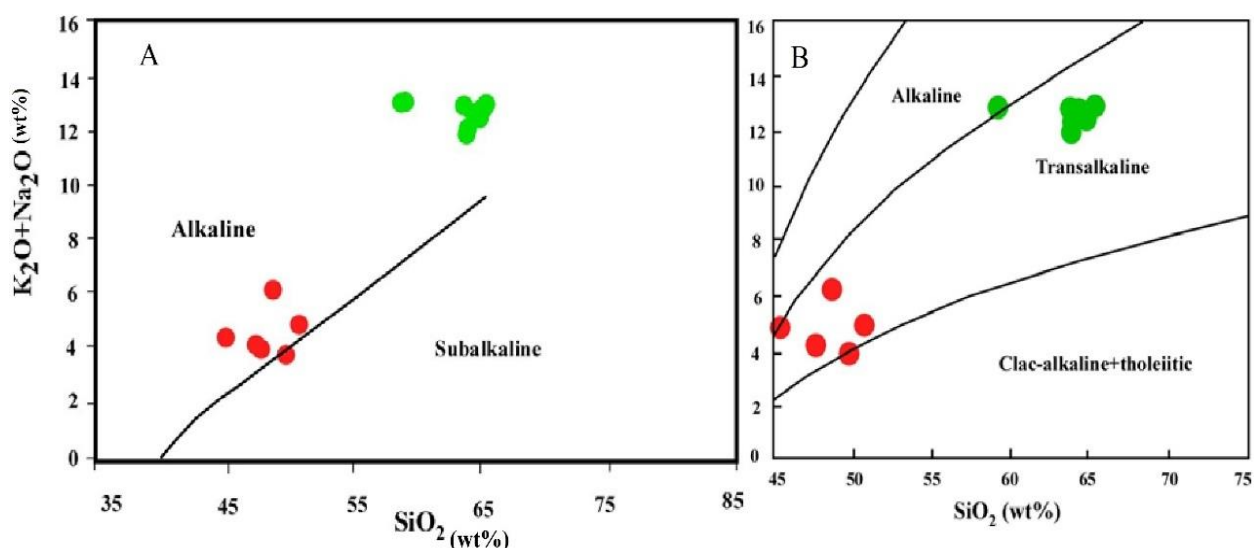
Figure 4. The composition of Bakter intrusive rocks in the total alkali versus silica (TAS) diagrams. **A)** TAS diagram by Cox et al. (1979); **B)** TAS diagram by Middlemost (1997) (Green circle: syenite; red circle: gabbros).

گرفته شد (شکل ۴-ا). این نمودار مرز جداکننده محدوده سری آلكالن از سری ساب آلكالن (کالك آلكالن یا توله‌ایتی) را نیز نشان می‌دهد. بر پایه این نمودار، نمونه‌های توده آذرین درونی بکتر در محدوده آلكالن جای می‌گیرند. نمودار TAS پیشنهادی میدلموست (Middlemost, 1997) که از سری نمودارهای TAS بر پایه نسبت Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 است، در تعیین سری‌های آلكالن، ترانس آلكالن (محدوده گذر از ساب آلكالن به آلكالن) و کالك آلكالن+توله ایتی بر پایه اکسید عنصرهای اصلی به کار برده می‌شود. بر پایه این نمودار، نمونه‌های بکتر در محدوده ترانس آلكالن جای گرفته‌اند (شکل ۴-ب).

در این نمودار نامگذاری بر پایه نسبت مجموع آلكالی در برابر SiO_2 انجام می‌گیرد. در این نمودار افزون بر مرزبندی سنگ‌های گوناگون، محدوده سنگ‌های آلكالن و ساب آلكالن نیز از هم جدا می‌شود. بر پایه این نمودار نمونه‌های سنگی توده آذرین درونی بکتر در محدوده گابرو، سینیت، نقلین سینیت جای می‌گیرند و سرشت آلكالن نشان می‌دهند (شکل ۴-ا).

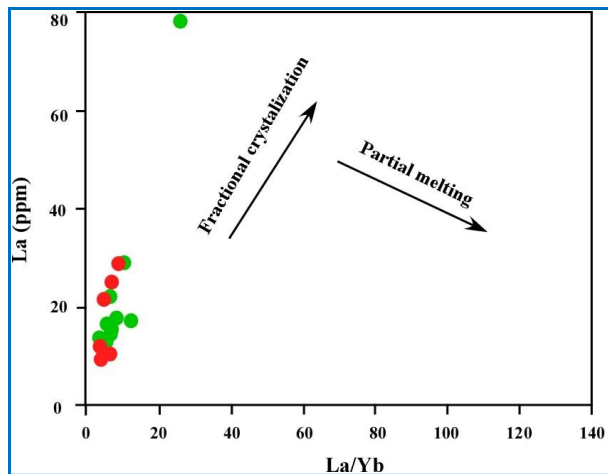
سری ماگمایی

برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها، از نمودار مجموع آلكالی (Na_2O+K_2O) در برابر سیلیس پیشنهادی ابروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) بهره



شکل ۵. ترکیب سنگ‌های آذرین درونی بکتر در نمودارهای تعیین سری‌های آکالن، ترانس آکالن (محدوده گذر از ساب‌آکالن به آکالن) و کالک‌آکالن+توله‌ایتی بر پایه اکسید عنصرهای اصلی. **(A)** نمودار TAS (Irvine and Baragar, 1971); **(B)** نمودار TAS (Middlemost, 1997) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴).

Figure 5. Composition of Bakter intrusive rocks in the discrimination diagrams for alkaline, trans-alkaline (transition range from sub-alkaline to alkaline) and calc-alkaline + tholeiitic series based on major element oxides. **A)** TAS diagram (Irvine and Baragar, 1971); **B)** TAS diagram (Middlemost, 1997) (Symbols are the same as Figure 4).



شکل ۶. بررسی روند ذوب‌بخشی و تبلوربخشی سنگ‌های آذرین درونی منطقه بکتر در نمودار نسبت La/Yb در برابر La (Wang et al., 2007) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴).

Figure 6. Partial melting and fractional crystallization of Bakter intrusive rocks in La/Yb versus La ratio diagram (Wang et al., 2007) (Symbols are the same as Figure 4).

تفسیر خاستگاه گوشته‌ای

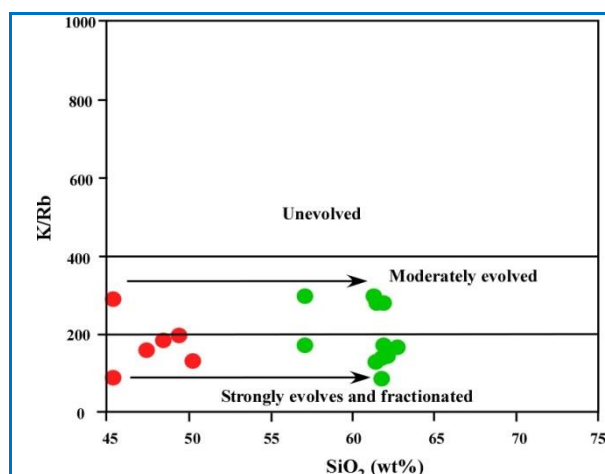
بر پایه نمودار نسبت La/Yb در برابر La ، روند نمونه‌های منطقه بکتر همانند روند جدایش بلوری نشان می‌دهند (شکل ۶). بنابراین با توجه به روند دیده‌شده در این نمودار و روندهای کمابیش منظم در نمودارهای هارکر و داده‌های عنصرهای کمیاب دلیل کافی برای هم‌خاستگاه بودن گابروها با سینیت‌ها به دست نمی‌آید. می‌توان گفت فرایند تبلوربخشی، فرایند اصلی در پیدایش آنها بوده است.

همچنین، برای تعیین درجه و نوع تفریق ماگمایی سنگ‌های منطقه، نمودار نسبت K/Rb در برابر افزایش سیلیس به کار برده شد. در این نمودار، نمونه‌های منطقه بکتر در محدوده بسیار تا کمابیش تکامل‌یافته و جدایش‌یافته جای می‌گیرند (شکل ۷).

تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب (شکل ۸)، عنصرهای LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی اندکی نشان می‌دهند. نسبت $(La/Yb)_N$ ، که نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE به HREE است برابر با $2/52$ تا $18/28$ و نسبت $(La/Sm)_N$ که نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE به MREE است برابر با ۲ تا $6/42$ است.

در نمودار تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب (شکل ۸-۱) Eu، در نمونه‌های سینیتی ناهنجاری منفی مشخصی دارد و در یک نمونه گابرویی نیز آنومالی منفی ضعیف نشان می‌دهد؛ اما در بیشتر نمونه‌های گابرویی، آنومالی مثبت ضعیف را نشان می‌دهد (جدول ۲). ناهنجاری Eu در سنگ‌های سینیتی نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز و یا به‌جای‌ماندن آن در فاز تفالۀ سنگ خاستگاه (شکل ۸-۱) برای سنگ‌های منطقه بکتر هنگام رخداد ذوب بخشی است. از آنجایی که در گابروها، پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی در سنگ‌های بکتر به‌شمار می‌رود، نبود ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌های گابرویی در ارتباط با تمرکز پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها و نبود جدایش بلوین آن است. بر پایه روابط صحرائی، سنگ‌نگاری و شیمی سنگ کل و عنصرهای کمیاب می‌توان دریافت وجود تبلور بخشی به چندین دلیل مانند نبود فازهای سنگی میان دو قطب اسیدی و بازیک چندان محتمل به‌نظر نمی‌رسد و در این مجموعه سنگی تقریباً منتفی است؛ اما احتمال وجود خاستگاه مشترک مذاب با توجه به ویژگی‌های مشترک زمین‌شیمیایی یادشده وجود دارد.

برای توجیه غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عنصرهای کمیاب مانند عنصرهای با تحرک بالا و با شعاع یونی بزرگ (LILE) و همچنین، عنصرهای کم‌تحرک با قدرت میدان بالا (HFSE)، نمودار عنکبوتی به‌نچارشده به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) به‌کار برده شد (شکل ۸-۲). در این نمودار، غنی‌شدگی LILE به همراه آنومالی عنصرهای HFSE دیده می‌شود. این الگوها ناهنجاری منفی واضحی از عنصرهای Ti، Nb و Ba در نمونه‌های برداشته‌شده از گابروها و گروه سنگ‌های سینیتی را نشان می‌دهند که این موضوع با



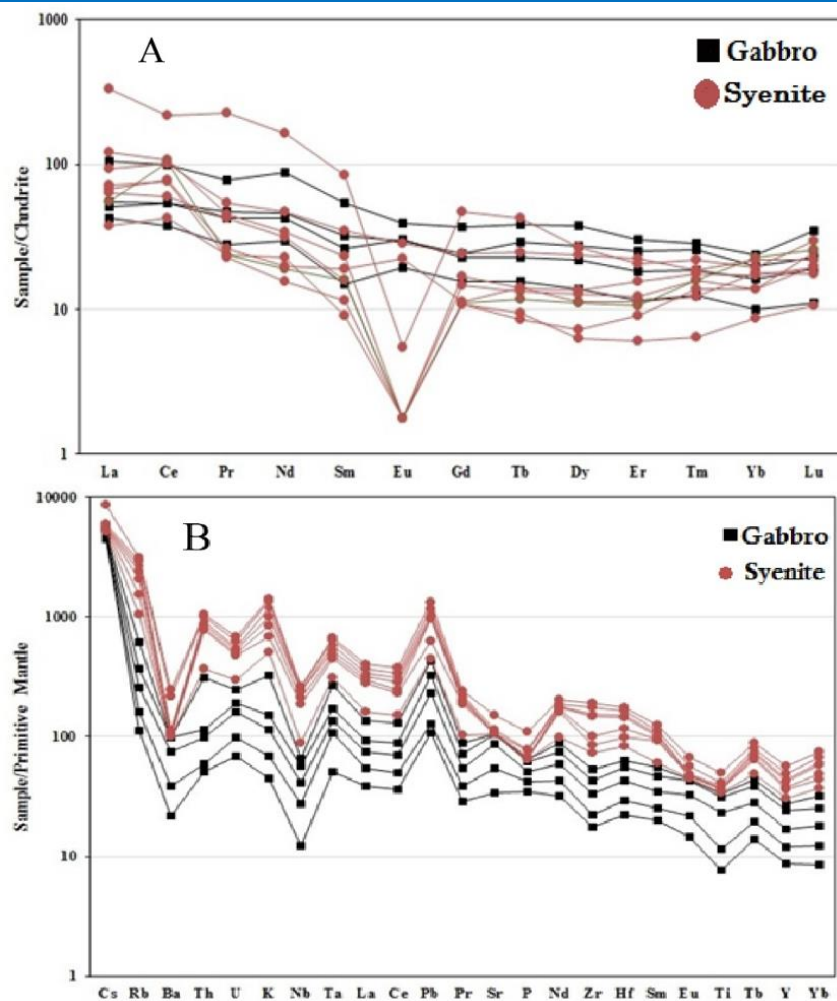
شکل ۷. ترکیب سنگ‌های آذرین درونی بکتر در نمودار سیلیس در برابر نسبت K/Rb (Belvin, 1992) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴).

Figure 7. Composition of Bakter intrusive rocks in the silica versus K/Rb plot (Belvin, 1992) (Symbols are the same as Figure 4).

برای به‌نجارسازی نمونه‌های بکتر به ترکیب کندریت، ترکیب پیشنهادی مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995) به‌کار برده شد (شکل ۸). به باور ویلسون (Wilson, 1989)، اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در پی فرایندهای تبلور بخشی با یکدیگر مرتبط باشند، باید مقدار عنصرهای کمیاب و نسبت‌های آنها در یک سری سنگی، به‌طور ثابت و پیوسته تغییر کند. در این نمودار، الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب در نمونه‌های مختلف، کمابیش موازی است. الگوی موازی نمونه‌ها، خاستگاه واحد و تحول آنها در هنگام رخداد فرایندهای تبلور بخشی ماگما را نشان می‌دهد. با توجه به الگوی عنصرهای کمیاب خاکی می‌توان گفت در پدیده ذوب بخشی، با پیشرفت مراحل ذوب بخشی عنصرهای خاکی کمیاب سبک به آرامی غنی می‌شوند و به‌سوی عنصرهای سنگین این غنی‌شدگی به آرامی کاسته می‌شود و در آخرین عنصر این گروه یعنی Lu، همه مراحل جدایش بلورین با هم همخوانی می‌یابند؛ اما در پدیده جدایش بلوری، با پیشرفت تبلور کانی‌ها، غنی‌شدگی همه عنصرها به یک اندازه رخ می‌دهد. به‌گفته دیگر، همه مراحل جدایش بلورین روندی کمابیش موازی نشان می‌دهند (Nelson and Montana, 1992). در نمودار

غنی‌شدگی از Rb و تهی‌شدگی از Y و HREE در الگوهای نمونه‌های بکتر را شاید بتوان پیامد هضم پوسته‌ای دانست. همچنین، غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند Cs و K چه بسا نشانه مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Harris et al., 1986).

ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای در دیگر مناطق جهان قابل مقایسه است (Varol et al., 2014; Jung et al., 2019; Zhang et al., 2023). تهی‌شدگی از HFSE (مانند: Ti, Nb) و الگوهای با غنی‌شدگی از LILE (مانند: Rb و Pb, Th) را به عوامل مختلفی مانند ماگماتیسم مرتبط با فرورانش و دخالت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی وابسته می‌دانند (Streck, 2014).



شکل ۸. ترکیب سنگ‌های آذرین درونی بکتر در (A) نمودار الگوی عنصرهای نادر به‌ترکیب کندریت؛ (B) نمودار چند عنصری به‌ترکیب گوشته اولیه (ترکیب کندریت و گوشته اولیه از مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995)).

Figure 8. Composition of Bakter intrusive rocks in (A) chondrite-normalized diagram for rare earth element; (B) Multi-element primitive mantle-normalized diagram (normalization values from McDonough and Sun, 1995).

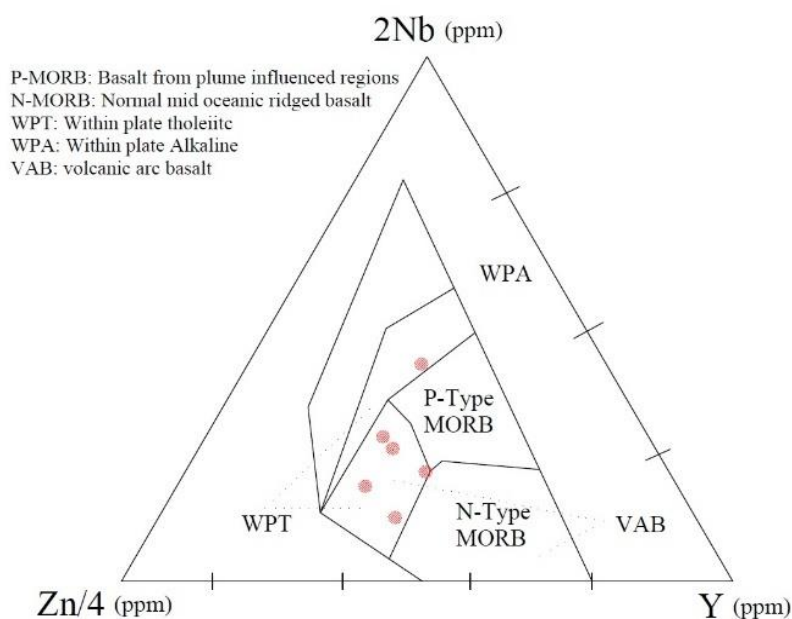
زمین‌ساختی سنگ‌هایی با ترکیب بازیک تا حد واسط است. نمودار پیشنهادی مشده (Meschede, 1986) بر پایه این عنصرها نشان می‌دهد گابروهای

سنگ‌زایی و جایگاه تکتونوماگمایی

نسبت عنصرهای کمیاب Zr, Y و Nb ابزاری بسیار کارآمدی در تعیین خاستگاه مذاب‌ها و جایگاه

ارتباطی با کمان‌های حاشیه قاره‌ای ارتباطی ندارند. نگاهی دقیق‌تر از دیدگاه تکتوماگماتیسم نشان می‌دهد امکان رخداد محیط‌های درون‌صفحه‌ای در زمان‌های پس از برخورد میان پوسته قاره‌ای خردقاره ایران مرکزی و صفحه عربی که تحت تأثیر نیروهای کششی حاصل از مراحل پس‌برخوردی به دو صفحه یادشده پدید آمده‌اند وجود داشته است.

مجموعه آذرین بکتر در محدوده بازالت‌های درون‌صفحه‌ای جای دارد (شکل ۹). در نمودار یادشده بخشی از منطقه درون‌صفحه‌ای با منطقه‌ای که ترکیب مذاب‌های حاصل از کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره در آن جای می‌گیرد همپوشانی دارد. البته محتوای آلکالن نمونه‌های منطقه بکتر این واقعیت را گوشزد می‌کند که مجموعه یادشده



شکل ۹. ترکیب سنگ‌های آذرین درونی بکتر در نمودار سه‌تایی 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986).

Figure 9. Composition of Bakter gabbro samples in ternary diagram of 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986).

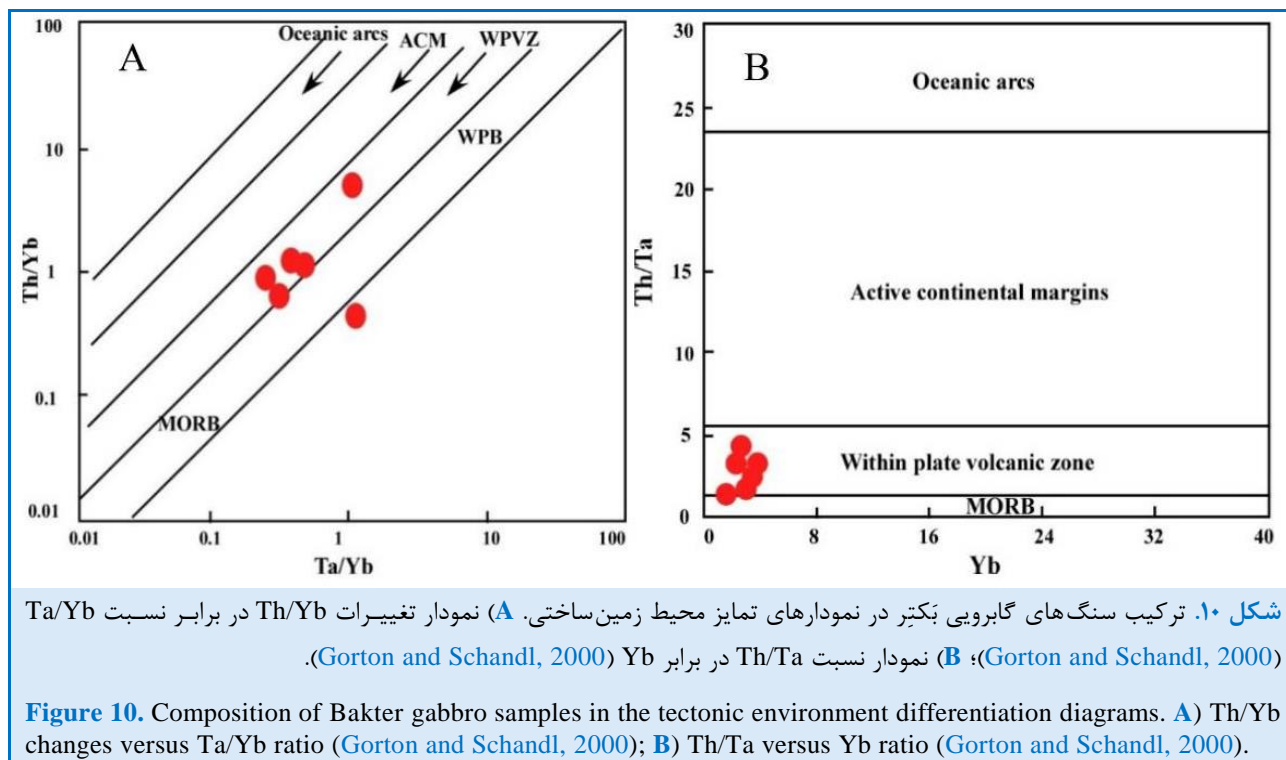
سیلابی اقیانوسی با مقدار کم نسبت La/Nb از بازالت‌های مرتبط با محیط‌های فرورانشی کمانی، توله‌ایت جزیره‌های کمانی، بازالت‌های پهنه پشت کمان و بازالت‌های پلاتفرم پیشانی کمان که در آنها مقدار عنصر لانتانیم افزایش و میزان عنصر نیوبیم و ایریدیم کاهش می‌یابد، به کار برده می‌شود. همان‌گونه که در این نمودار دیده می‌شود، نمونه‌های گابرویی منطقه بکتر مقدار بالایی از نسبت La/Nb (برابر با $1/6$ تا $5/2$) را نسبت به محیط‌های پشت‌های میان‌اقیانوسی و بازالت‌های سیلابی اقیانوسی نشان می‌دهند و با محیط‌های پشت کمانی و حوضه پلاتفرمی پیش کمانی شباهت دارند (شکل ۱۱).

نمودارهای Th/Yb در برابر Th/Ta و Ta/Yb در برابر Yb

در نمودارهای لگاریتمی Th/Yb و Ta/Yb (شکل ۱۰-۱۰A) و نسبت Th/Ta در برابر Yb (شکل ۱۰-۱۰B) رسم شده است، سنگ‌های گابرویی در محدوده سنگ‌های نواحی آتشفشانی درون‌صفحه‌ای (WPVZ) جای می‌گیرند.

نمودار Y در برابر نسبت La/Nb

نمودار Y در برابر نسبت La/Nb برای جداکردن بازالت‌های پشت‌های میان‌اقیانوسی (مورب نرمال، مورب غنی‌شده و مورب حد واسط) و بازالت‌های



در La/Sm به کار برده شد. ترکیب نمونه‌های منطقه در محدوده سنگ‌های با خاستگاه گوشته غنی شده یا دگرنهادشده جای دارد. همچنین، خاستگاه آنها با روند ذوب‌بخشی گارنت لرزولیت همخوانی دارد (شکل ۱۲-۱۲-۱۲) و نشان‌دهنده رخداد نزدیک به ۵ تا ۱۵ درصد ذوب‌بخشی در خاستگاه است. از این رو، همان‌گونه که در بررسی نمودارهای عنکبوتی دیده شد (مانند غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE)، به‌طور کلی داده‌های زمین‌شیمیایی مجموعه آذرین درونی بکتر نشان‌دهنده پیدایش مجموعه آذرین درونی بکتر از ذوب‌بخشی نزدیک به ۵ تا ۱۵ درصدی یک خاستگاه گارنت لرزولیتی هستند. افزون‌بر این، در نمودار پیشنهادی ترنر و هاگورد (Turner and Hawkesworth, 1995) وجود یک خاستگاه مذاب گارنت لرزولیتی با بیشینه ۲۰ درصد محتوای اسپینل و با درصد مذاب ۵ تا ۱۰ درصد محتمل‌تر است (شکل ۱۲-۱۲-۱۲).

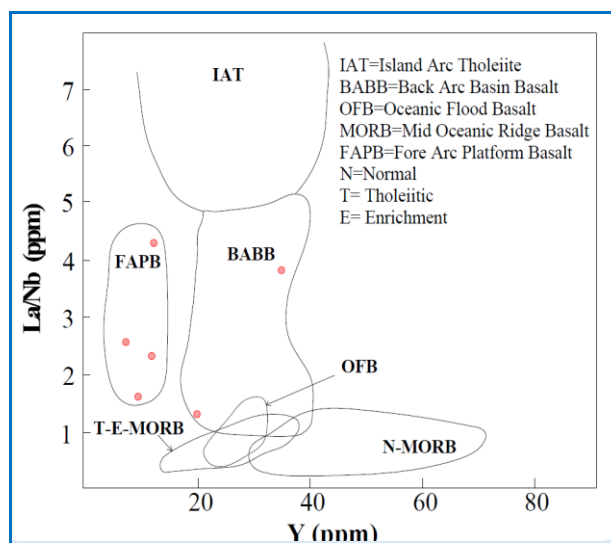
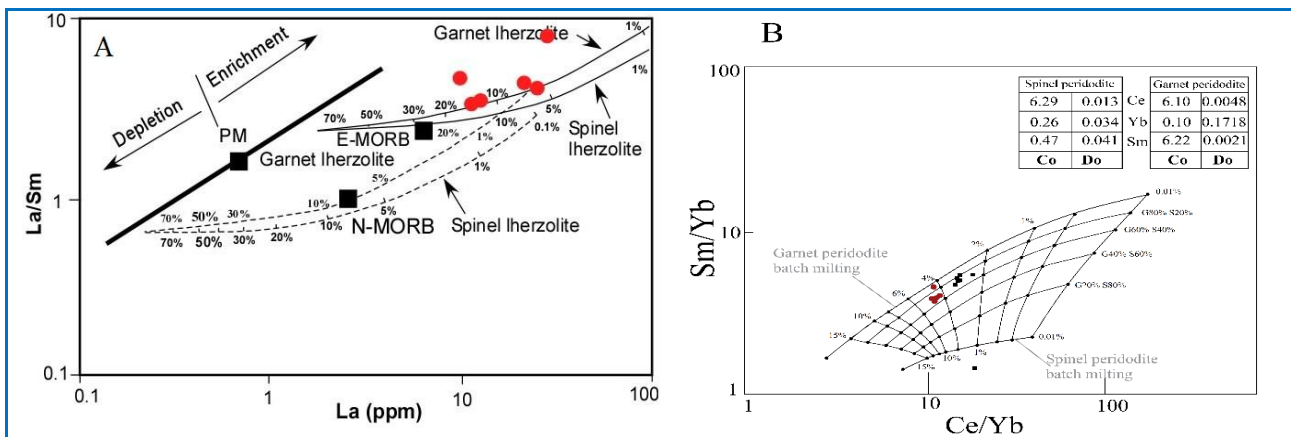


Figure 11. Composition of Bakter gabbro samples in Y versus La/Nb diagram (Floyd et al., 1991).

تعیین خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی سنگ‌های منطقه

برای تعیین خاستگاه ماگمایی و برآورد میزان ذوب‌بخشی در نمونه‌های گابرویی، نمودار La در برابر



شکل ۱۲. ترکیب سنگ‌های گابرویی بکتر در (A) نمودار La در برابر La/Sm (Aldanmaz et al., 2000); (B) نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Yb در برابر Sm/Yb (منحنی‌های به‌دست‌آمده از معادلات ذوب جزئی و دسته‌ای برگرفته از شاو (Shaw, 1970) هستند. غلظت Sm، Yb و Ce اسپینل و پریدوتیت گارنت از مک‌دوناف (McDonough, 1990) است. خطوط آمیختگی اسپینل و گارنت پریدوتیت گارنت با معادله لانگمویر و همکاران (Langmuir et al., 1978) رسم شده‌اند. برای به کمترین اندازه‌رساندن اثرات جدایش بلورین بر ترکیب ماگما بر پایه روش پیشنهادی ترنر و هاکسورث (Turner and Hawkesworth, 1995) و با کمک رگرسیون خطی کمینه مربعات مقادیر به ترکیب ماگمای اولیه اصلاح شدند).

Figure 12. Composition of Bakter gabbro samples in (A) La versus La/Sm plot (Aldanmaz et al., 2000); (B) Plot of Sm/Yb versus Ce/Yb plot (The partial and batch melting curves are based on the equations by Shaw (1970). The concentration of Sm, Yb and Ce of spinel and garnet peridotite is from (McDonough, 1990). Mixing lines between spinel and garnet peridotite with the equation of Langmuir et al. (Langmuir et al., 1978). In order to minimize the effects of subtraction on the magma composition, the values were modified to the original magma composition using least squares linear regression, based on the method by Turner and Hawkesworth (1995)).

به هنگام ذوب‌بخشی یا تبلور بخشی از یکدیگر جدایش نمی‌یابند و نسبت‌های آنها نشان‌دهنده مقدار این نسبت‌ها در خاستگاه ماگماست. میانگین این نسبت‌ها در سنگ‌های منطقه بکتر به ترتیب برابر ۵/۵۲ و ۱۲/۳۲ است که این مقدار بسیار کمتر از میانگین بازالت‌های اقیانوسی (MORB, OIB) است و نشان‌دهنده ارتباط این سنگ‌ها با کمان‌های آتشفشانی و یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای است (Keskin et al., 1998). افزون بر این، شواهد زمین‌شیمیایی مانند پراکندگی در روند نمودارهای تغییرات عنصرهای اصلی و فرعی نسبت به مقدار سیلیس فرایند تفریق به‌عنوان عامل اصلی و در کنار آن آلیش ماگما در هنگام بالآمدن، فرایند محتمل و قابل بحث است که در ادامه به بررسی نقش آلیش پوسته‌ای در نمونه‌های مجموعه آذرین درونی بکتر پرداخته می‌شود.

بحث و برداشت

بی‌گمان پیشنهاد الگوی تکتونوماگمایی مناسب و منطقی باید بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی، ویژگی‌های زمین‌شناسی، صحرایی و واقعیت‌های زمین‌شناسی

بر پایه شواهد بالا و با در نظر گرفتن خاستگاه گارنت لروزولیتی، پیدایش و جداسازی این ماگماها از گوشته بالایی باید در ژرفای بیشتر از ۷۰ کیلومتری رخ داده باشد که با محدوده فشارهای لازم برای پایداری کانی گارنت همخوانی دارد. نمودار Ce در برابر Ce/Yb برای تعیین ژرفای خاستگاه مذاب سنگ‌های آذرین درونی مناطق مختلف جهان به کار برده می‌شود. در این نمودار نسبت بالای Ce/Yb (>10) نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی کم و به‌جاماندن گارنت در فاز به‌جامانده است و نسبت کم Ce/Yb نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی بالا و به‌جاماندن اسپینل در فاز به‌جای‌مانده است. همان‌گونه که در این نمودار دیده می‌شود، نمونه‌های مجموعه آذرین بکتر با نسبت Ce/Yb بالا ژرفای نزدیک به ۹۵ تا ۱۱۰ کیلومتری را نشان می‌دهند (شکل ۱۳).

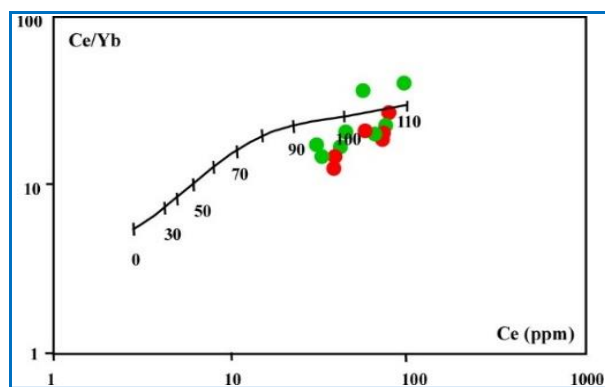
بررسی نقش آلیش پوسته‌ای

برای بررسی نقش آلیش پوسته‌ای، نسبت‌های عنصرهایی مانند Ce/Pb و Nb/U بسیار کارآمد است؛ زیرا این عنصرهای

سیلیس‌دار و یا اندک مذاب‌های آبدار غنی از Sr و LILE، U و Pb رادیوژنیک تولید شده و با صعود این سیالات و دگرنهادن گویشته سنگ‌کره‌ای، زمینه ذوب و پیدایش ماگمای غنی شده از این عنصرهای را فراهم می‌کند. هر چند پژوهشگران این پهنه آزادسازی عنصرها از بخش‌های در حال ذوب گویشته سنگ‌کره‌ای را به عنصرهای متحرک محدود می‌دانند، اما گفته می‌شود Th نیز همانند عنصرهای LILE و LREE تحت تأثیر بخشی از سنگ‌کره قرار می‌گیرند که در حال ذوب است (Pearce and Peate, 1995) و به همراه سیالات به بخش بالایی وارد می‌شوند. غنی‌شدگی از Sr رادیوژنیک را هر چند می‌توان به سیالات آزادشده از تیغه فرورونده نسبت داد؛ اما برخی آن را پیامد دخالت سیالات جداشده از مناطق ژرف‌تر گویشته سست‌کره‌ای می‌دانند (Zindler et al., 1984). یکی از شواهدی که تا اندازه‌ای این موضوع را در محیط پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های آذرین درونی بکتر نشان می‌دهد آنومالی مثبت عنصر Ta است. به باور ویلسون (Willson, 1989)، سیالات حاصل از پهنه فرورانش در پی به جاماندن Ta در فاز کانی‌های تیتانوفریک مانند اسفن و ایلمنیت از این عنصر فقیر می‌شوند و از این رو، این عنصر آنومالی منفی شدیدی را در نمودارهای عنکبوتی به نمایش می‌گذارد. غنی‌شدگی بالای از عنصر Ta مانند محیط‌های کافت قاره‌ای است. بررسی نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات Th/Yb در برابر نسبت Ta/Yb (Gorton and Schandl, 2000) و نمودار نسبت Th/Ta در برابر Yb (Schandl and Gorton, 2002) نشان می‌دهد مجموعه آذرین درونی بکتر به ماگماتیسم درون صفحه‌ای مربوط است و در پی فرایندهای کششی پس از کوه‌زایی پدید آمده است.

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و بررسی‌های زمین‌شیمیایی روی مجموعه آذرین درونی بکتر نشان می‌دهد این مجموعه با سن پس از کرتاسه از دو بخش مافیک و حد واسط ساخته شده است. مجموعه سنگ‌های حد واسط بیشتر شامل سینیت، آلکالی سینیت و کوارتز سینیت است و سنگ‌های مافیک با ترکیب متوسط گابرویی دیده می‌شوند. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آلکان دارند. همخوانی میان عنصرهای اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (نمودارهای هارکر) گویای آنست که نمونه‌های گابرویی نماینده مذاب‌های گویشته‌ای هستند و تحولات ترکیبی را در هنگام فرایند تبلور موجبات تحول به سوی نمونه‌های سینیتی نشان

منطقه‌ای و ناحیه‌ای و همچنین، داده‌های ژئوکرونولوژی دقیق انجام شود. بر پایه اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی برای توده‌های آذرین درونی منطقه بکتر در این پژوهش، این مجموعه آذرین درونی سرشت آلکان دارد و محیط زمین‌ساختی آن ویژگی‌های ماگماتیسم کشش درون صفحه‌ای و پس از برخورد را نشان می‌دهد که وجود مقدار Ta بالا در این سنگ‌ها مهر تأییدی بر تعلق آنها به فعالیت‌های ماگمایی پس از برخورد است (Harris et al., 1986).



شکل ۱۳. ترکیب سنگ‌های آذرین درونی بکتر در نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992) برای تعیین ژرفای ماگمای سازنده سنگ‌ها (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴).

Figure 13. Composition of Bakter intrusive rocks in Graph of Ce/Yb versus Ce (Ellam, 1992) to determine the formation depth of the magma (Symbols are the same as Figure 4).

با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های منطقه مانند مقدار بالای برخی عنصرهای LILE (مانند: Cs, Rb) و آنومالی منفی عنصرهای Ti و Nb در نمودارهای عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ترکیب گویشته اولیه و مقادیر به نسبت کم HREE و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت، ماگمای پدیدآورنده این سنگ‌ها همانند ماگمای پدیدآمده در مناطق وابسته به فرورانش است و با نتایج نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی همخوانی دارد. به باور ویلسون (Willson, 1989)، دگرسانی گرمایی در نزدیک پشته‌های میان‌اقیانوسی سبب غنی‌شدگی بازالت‌ها از عنصرهای LILE و Sr می‌شود. سپس در هنگام فرورانش، بر اثر فشار و حرارت، سیالات

(HFSE) (آنومالی های منفی عنصرهای نیوبیم و تیتانیوم) با شواهد غنی شدگی خاستگاه ماگما توسط مؤلفه های فرورانشی تفسیر شده است که به احتمال بالا از رویدادهای فرورانشی پیش از برخورد به ارث مانده است. حضور این مؤلفه فرورانشی به خوبی با الگوهای عنصرهای چندعنصری و نمودارهای نسبت های Rb/Y در برابر Nb/Y و Th/La در برابر Sm/La نشان داده شده است. ماگمای مادر سنگ های آذرین درونی منطقه بکتر، از راه نرخ کم ذوب بخشی (۵ تا ۱۵ درصدی) یک منبع گارنت لرزولیت و از ژرفای ۹۵ تا ۱۱۰ کیلومتری خاستگاه گرفته است. بر پایه نمودارهای متمایزکننده محیط زمین ساختی، سنگ های مورد مطالعه ویژگی های ماگماتیسیم مرتبط با پسابر خوردی و کششی را نشان می دهد.

می دهند. نمودارهای عنکبوتی سنگ های آذرین درونی منطقه بکتر که بر پایه داده های ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده اند، غنی شدگی از عنصرهای LILE و تهی شدگی از عنصرهای HFSE را نشان می دهند. غنی شدگی از عنصرهای LILE چه بسا پیامد درجات کم ذوب بخشی از خاستگاه گوشته ای، نقش گوشته دگرنهادشده و آلودگی با مواد پوسته ای در پیدایش سنگ های منطقه باشد. آنومالی منفی Ti و Nb گویای وابستگی ماگمای سازنده آنها به محیط های زمین ساختی کششی وابسته به رژیم های پسابر خوردی پوسته های قاره ای است. ویژگی غنی شدگی از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای با شدت میدان بالا

References

- Agard, p., Labrousse, L., Elvevold, S., and Lepvrier, C. (2005) Discovery of Paleozoic Fe-Mg carpholite in Motalafjella, Svalbard Caledonides: A milestone for subduction-zone gradients. *Geology*, 33(10), 761-764. <https://doi.org/10.1130/G21693.1>
- Ahadnejad, V., Valizadeh, M. V., Deevsalar, R., and Rezaei-Kakhkhaei, M. (2010) 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*, 26(1), 61-75. <http://dx.doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0149>
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 67-95. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Azizi, H. and Asahara, Y. (2013) Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision. *International Geology Review*, 55(1), 1523-1540. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2013.782959>
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47(4), 167-179. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2008.12.002>
- Blevin, P. L. and Chappell, B. W. (1992) The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia, *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 305-316. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007987>
- Berberian, F. and King G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2), 210-265. <http://dx.doi.org/10.1139/e81-019>
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. 450, George Allen and Unwin.
- Davoudian, A.R., Hamedani, A., Shabaniyan, N., and Mackizadeh, M.A. (2007) Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 184(2), 117-129. <http://dx.doi.org/10.1127/0077-7757/2007/0085>
- De Paolo, D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Ellam, R.M. (1992) Lithospheric as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2), 153-156. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0153:LTAACO%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0153:LTAACO%3E2.3.CO;2)

- Fazlnia, A. (2019) Petrogenesis and tectonic significance of Sardasht syenite–monzonite–gabbro–appinite intrusions, NW Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 108(1), 49-66. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1641-7>
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S.L., and Gökçen, N. (1991) Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic mélange, south Turkey. *Chemical Geology*, 89(3-4), 263–280. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90020-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90020-R)
- Ghahamghash, J., Nédélec, A., Bellon, H., Abedini, M.V., and Bouchez, J.L. (2009) The Urumieh plutonic complex (NW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj–Sirjan zone during Cretaceous times–Part I: Petrogenesis and K/Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(5), 401-415. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.02.002>
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1), 235-273. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- Gorton, M.W. and Schandl, E.S. (2000) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc - related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks”, *Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065-1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics*, Geological Society, Special Publications, 19(1), 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jung, S., Pfänder, J.A., Nebel, O., Willbold, M., Hoernes, S., Berndt, J., and Pack, A. (2023) High- K andesites as witnesses of a continental arc system in the Western Alps, Italy: constraints from HFSE and Hf–Nd–Sr–Pb–O isotope systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178(2), 2-23. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01983-w>
- Keskin, M., Pearce, J.A. and Mitchell, J.G. (1998) Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision related volcanism on the Eezurum-Kars plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 355-404. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00063-8)
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N., and Hart, S.R. (1978) A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(1), 380–392. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90053-5)
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., and Mohajjel, M. (2011) U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3), 238-249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>
- McDonough, W.F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1), 1–18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90119I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90119I)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. (1995) The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120(2-4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. *Chemical geology*, 56(3-4), 207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Middlemost, P.E.A.K. (1997) *Magma, Rocks, and Planetary Development*. 299, Longman, Harlow. <https://doi.org/10.1017/S0016756897388256>
- Mokhtari, A.A. and Kohestani, H. (2018) Geological map 1/25000 Bakter area, Sanghar area. Organization for Development and Modernization of Mines and Mining Industries of the country.
- Nelson, S.T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11-12), 1242–1249.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1), 251-285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>

- Plank, T., Kelley, K.A., Murray, R.W. and Stern, L.Q. (2007) Chemical composition of sediments subducting at the Izu-Bonin trench. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(4), 1525-2027. <https://doi.org/10.1029/2006GC001444>
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M. and Ahmadian, J. (2015) Transition from I-type to A-type magmatism in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: an extensional intracontinental arc. *Geological Journal*, 51(3), 387-404. <https://doi.org/10.1002/gj.2637>
- Schandl, E.S. and Gorton M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3), 629-642. <https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.97.3.629>
- Sepahi, A.A., Shahbazi, H., Siebel, W., and Ranin, A. (2014) Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from the Marivan pluton. *Geochronometria*, 41(3), 207–215. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0156-z>
- Shabanian, N., Khalili, M., Davoudian, A.R., and Mohajjel, M. (2009) Petrography and geochemistry mylonitic granite of Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 185(3), 233–248. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0121>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., and Vousoughi Abedini, M. (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>
- Shaw, D.M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochemistry Cosmochimistry Acta*. 34(2), 237–243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)900098](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)900098)
- Shelly, D. (1993) *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. 445, Chapman and Hall, London.
- Streck, M. (2014) Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284(1), 79-94. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.005>
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. 349, Blackwell, Oxford, UK.
- Turner, S. and Hawkesworth, C. (1995) The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, 120(3-4), 295–314. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00143-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00143-V)
- Varol, E., Temel, A., Yürür, T., Gourgaud, A., and Bellon, H. (2014) Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280(1), 14-29 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.04.014>
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Xu, W., Ma, J., and He, B. (2007) Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(10), 2609–2636. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.03.008>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. 466, Unwin Hyman, London. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winter, J.D. (2001) *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. 697 p., Prentice Hall. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.39.5.1503>
- Zhang, Z.H., Qin, J.F., Lai, S.C., Long, X.P., Ju, Y.J., Wang, X.Y., Zhu, Y., and Zhang, F.Y. (2019) Origin of Late Permian syenite and gabbro from the Panxi rift, SW China: The fractionation process of mafic magma in the inner zone of the Emeishan mantle plume. *Lithos*, 346–347(1), 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105160>
- Zindler, A., Staudigel, H., and Batiza, R. (1984) Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2), 95-175. [https://doi.org/10.1016/0012821X\(84\)900049](https://doi.org/10.1016/0012821X(84)900049)