

Albian volcanism in Marivan region: Indication of extension in the Sanandaj-Sirjan continental arc

Akhtar Nezamivand Chegini¹, Bahman Rahimzadeh²✉

¹ Ph. D. Student, Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, nezamivand62@gmail.com

² Assistant Professor, Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, b_rahimzadeh@Sbu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 3 December 2022

Accepted: 9 April 2023

Keywords

Bimodal volcanism
Subduction of Neotethys
Extension basin
Marivan
Sanandaj-Sirjan zone



 20.1001.1.22285210.1401.13.4.5.9

 10.22108/ijp.2023.135968.1287

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Marivan region located in the west of Kurdistan province, northwest of Iran and in the structural geological divisions of Iran (Stöcklin and Nabavi, 1973). The Mesozoic volcanic rocks are widespread in the Northern Sanandaj- Sirjan zone in comparison to the central and southern parts of this zone. The basic term of this volcanic belt with a calc-alkaline tendency is dominant where was formed in association with the Sanandaj-Sirjan arc magmatism in the Mesozoic which generated as a result of the subduction of the Neotethys oceanic crust under the active continental margin of Central Iran (Omran et al., 2008; Azizi and Jahangiri, 2008; Moinevaziri et al., 2015).

The studied area located in the Sanandaj Cretaceous volcanic belt (SVB) (Azizi and Moinevaziri, 2009), is characterized by the presence of basalts and andesite-basalts, often intruded shales, sandstones, and Cretaceous limestones. Rahimzadeh et al. (2021) investigated the North of Sanandaj-Sirjan magmatism in two basic and acidic phases and attributed their formation to a continental arc tectonic environment with extension. Also, the general age of the North Sanandaj-Sirjan zone magmatism varies from 110 to 130 million years (Barmian-Aptian). Ali et al. (2016) determined a bimodal model for the volcanic rocks of the Kata-rash region in Iraq Kurdistan (north of the study area), which originated 108 Ma (Albian) in an oceanic arc tectonic environment .

The main purpose of the present paper is to study the petrology and geochemistry of the volcanic rocks of the area, in order to determine their tectonic setting.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Nezamivand Chegini, A., Rahimzadeh, B. (2023) Albian volcanism in Marivan region: Indication of extension in the Sanandaj-Sirjan continental arc. *Petrological Journal*, 13(4), 107-126.

Regional Geology

The studied area is located in the north and east of Marivan city and is a part of the 1:100,000 geological map of Marivan (Sabzehi et al., 2009). Structurally, it is located in the northwestern part of Sanandaj-Sirjan zone. The rock units with Albian age, are a sequence of low metamorphosed volcanic-sedimentary rocks and consist of basaltic lavas, andesite-basalt, rhyodacite, pyroclastic, shale, calcareous shale, metamorphosed limestone, sandstone and minor amounts of conglomerate. A great volume of basic rocks is found in the north of Marivan while the acidic domes are seen in the east of the Marivan. The field relationships of volcano-sedimentary sequence indicates that the volcanic rocks erupted from deep to shallow marine environment (Rahimzadeh et al., 2021).

Research method

Eleven samples selected from the Marivan volcanic rocks for chemical analyses. The major elements were measured by ICP-OES method and trace and rare earth elements (REE) were measured by the ICP-MS method in the Canadian MS-Analyses laboratory.

Petrography

Cretaceous volcanic rocks with bimodal composition are often basic to slightly intermediate and acidic outcrops. The basic phase includes a large amount of basalt and a small amount of basaltic andesite and the acidic phase is composed of rhyolite and rhyodacite. Porphyritic and microlithic-glassy are the common textures in the rocks under study. The presence of zoned-plagioclases, quartz with embayed texture in rhyodacite, regrowth in crystals margin in both basic and acidic phases indicate the chemical imbalance of phenocrysts with melt in the magma forming these rocks.

Geochemistry

Based on the results of chemical analyses, the Marivan volcanic rocks are classified as the basic and acidic where the bimodality of rocks can be seen. The basic rocks show calc-alkaline with tholeiitic tendency whereas the acidic term display the calc-alkaline nature. The geochemical results in the spider diagrams show that the basic rocks of the

region are enriched in LREE and LILE (K, Cs and relatively Ba and Rb), and depleted in HFSE (Nb, Ti, P) except U and Th.

The acidic rocks are enriched in LILE (K, Cs, Rb, Th) except Sr and depletion of HFSE (P, Ti, Nb) except U and Zr. Nb and Ti depletion is one of the characteristic features of magmatic arcs. Also, these rocks have an LREE-enriched pattern in both the basic and acidic phases with a high LREE/HREE ratio and a specific negative Eu anomaly are found only in the acidic phase. The acidic rocks were originated from the lherzolitic spinel mantle with a 5 to 8% partial melting degree whereas the basic phase is generated from the lherzolitic spinel-garnet mantle with 10 to 22% partial melting degree.

Tectonic setting

This volcanic complex is a part of the Sanandaj-Sirjan magmatic arc, which shows both subduction and extensional components. Extension in the continental arc happened relation to roll-back or slab collapse (Wei et al., 2017; Rahimzadeh et al., 2021). Rollback occurs as a result of its pressure, the subducting crust turns back and breaks, and extension occurs for a short period. So, in this geodynamic environment, bimodal volcanism can be happened where basic term show the tholeiitic affinity. It's happened from continental arc position. In this tectonic setting environments, most of the volcanic rocks are basaltic rocks while in a typical continental arc such as the Andes arc and the Urumieh-Dokhtar abundant andesite rocks are widespread (Gill, 2010).

Conclusion

Marivan volcanic rocks are part of the northern Sanandaj-Sirjan zone continental arc, which is roll-back happened in the Albian and as a result occurred the local extension in the regional compression setting. Its signs include the presence of shales associated with volcanic rocks, the abundance of basalts over andesites, the tendency of calc-alkaline to tholeiitic nature in most of the basic rocks and as the several geodynamic diagrams display. However, the obvious evidence of subduction in the region can be seen as the depletion of Nb and Ti elements and enrichment of LILE and LREE compared to HFS elements.



ولکانیسم آلبین در منطقه مریوان: نشانه‌هایی از کشش در کمان قاره‌ای سندج-سیرجان

اختر نظامیوند چگینی^۱، بهمن رحیم‌زاده^۲ ✉

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی و معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، nezamivand62@gmail.com
^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی و معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، b_rahimzadeh@sbu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

در خاور و شمال مریوان گستره‌ای از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه با ترکیب بایومدال غالباً بازیک تا اندکی حد واسط و اسیدی رخمون دارند. قطب بازیک این مجموعه شامل حجم بزرگی از بازالت و کمی آندزیت‌بازالتی، سرشت غالب کالک‌آلکان با گرایش‌های توله‌ایتی و قطب اسیدی شامل ریولیت و ریوداسیت با سرشت کالک‌آلکان است. منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، خوردگی خلیجی کوارتز و همچنین، حاشیه رشد دوباره بلورها در هر دو فاز بازیک و اسیدی گویای نبود تعادل شیمیایی میان فنوکریست‌ها و مذاب در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی در نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های بازیک منطقه از عنصرهای LREE و LILE (K) و Cs و به‌طور نسبی (Rb و Ba) غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE (P و Ti, Nb) بجز U و Th تپی‌شدگی نشان می‌دهند. سنگ‌های اسیدی منطقه از عنصرهای LILE (K, Cs, Rb و Th) بجز Sr غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE (P, Ti و Nb) بجز U و Zr تپی‌شدگی نشان می‌دهند. تپی‌شدگی عنصرهای Nb و Ti از ویژگی‌های شاخص کمان‌های ماگمایی است. همچنین، این سنگ‌ها در هر دو قطب بازیک و اسیدی، الگوی غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی مشخص Eu تنها در قطب اسیدی نشان می‌دهند. تبلوربخشی در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی منطقه تأثیر به‌سزایی داشته است، قطب اسیدی منطقه از گوشته اسپینل لرزولیتی و درجه ذوب‌بخشی ۵ تا ۸ درصد و قطب بازیک از گوشته اسپینل گارنت لرزولیتی و با درجه ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۲۲ درصد پدید آمده‌اند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند این مجموعه آتشفشانی بخشی از کمان ماگمایی سندج-سیرجان در پایان کرتاسه زیرین (آلبین) بوده است که مؤلفه‌های فرورانشی و کششی را همراه با هم نشان می‌دهد.

تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۰۹/۱۲
تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

کلید واژه‌ها

ولکانیسم بایومدال
فرورانش نئوتتیس
پهنه کششی
مریوان
پهنه سندج-سیرجان



20.1001.1.22285210.1401.13.4.5.9
doi 10.22108/ijp.2023.135968.1287

مقدمه

پهنه سندج-سیرجان جای دارد و بر پایه پهنه‌بندی افتخارنژاد (Eftekharijad, 1981) این منطقه بخشی از پهنه همدان - ارومیه به‌شمار می‌رود.
پهنه سندج-سیرجان از فعال‌ترین پهنه‌های ساختمانی

منطقه مریوان در باختر استان کردستان، شمال‌باختری ایران و در پهنه‌بندی‌های رایج زمین‌شناسی ساختاری ایران مانند اشتوکلین و نبوی (Stöcklin and Nabavi, 1973) در

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: نظامیوند چگینی، ا.، رحیم‌زاده، ب. (۱۴۰۱) ولکانیسم آلبین در منطقه مریوان: نشانه‌هایی از کشش در کمان قاره‌ای سندج-سیرجان. پتروژورنی، ۱۳(۴)، ۱۰۷-۱۲۶.



ایران به شمار می‌رود که از پرکامبرین تاکنون فازهای مهم دگرگونی و ماگماتیسم را پشت سر گذاشته است (Eftekharnjad, 1981; Hassanzadeh and Wernike, 2016). این پهنه از سنگ‌های آذرین و دگرگونی گوناگونی ساخته شده است که به‌خاطر نوع سنگ‌های ماگمایی و سن آنها به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم شده است. فعالیت اصلی ماگمایی ژوراسیک در بخش مرکزی متمرکز است. گرانیتوئیدهای ژوراسیک به‌سوی شمال پهنه جوان‌تر می‌شوند که نشان‌دهنده یک الگوی شکاف قاره‌ای در حال گسترش برای بخش مرکزی است (Azizi and Srem, 2019). بر پایه پهنه‌بندی محل و سهندی (Mohajjel and Sahandi, 2008) منطقه مریوان زیرپهنه‌ایی با دگرریختی پیچیده از پهنه سنندج-سیرجان است. سنگ‌های بسیار دگرریخت و میلوئیتی‌شده، فراوانی واحدهای شیبستی، فیلیتی و سنگ‌های آذرین دگرگون از ویژگی‌های مهم این پهنه به‌شمار می‌روند. به باور ایشان این زیرپهنه با داشتن دو دگرریختی ناحیه‌ای عمده با فرورانش پوسته اقیانوسی تیس جوان و پیدایش کمرند آتشفشانی به سن ژوراسیک-پسین - کرتاسه‌آغازین و دیگری با برخورد سکوی عربی به صفحه ایران در کرتاسه پسین همراه با نفوذ توده‌های آذرین درونی گوناگون، از دیگر زیرپهنه‌های سنندج-سیرجان جدا می‌شود.

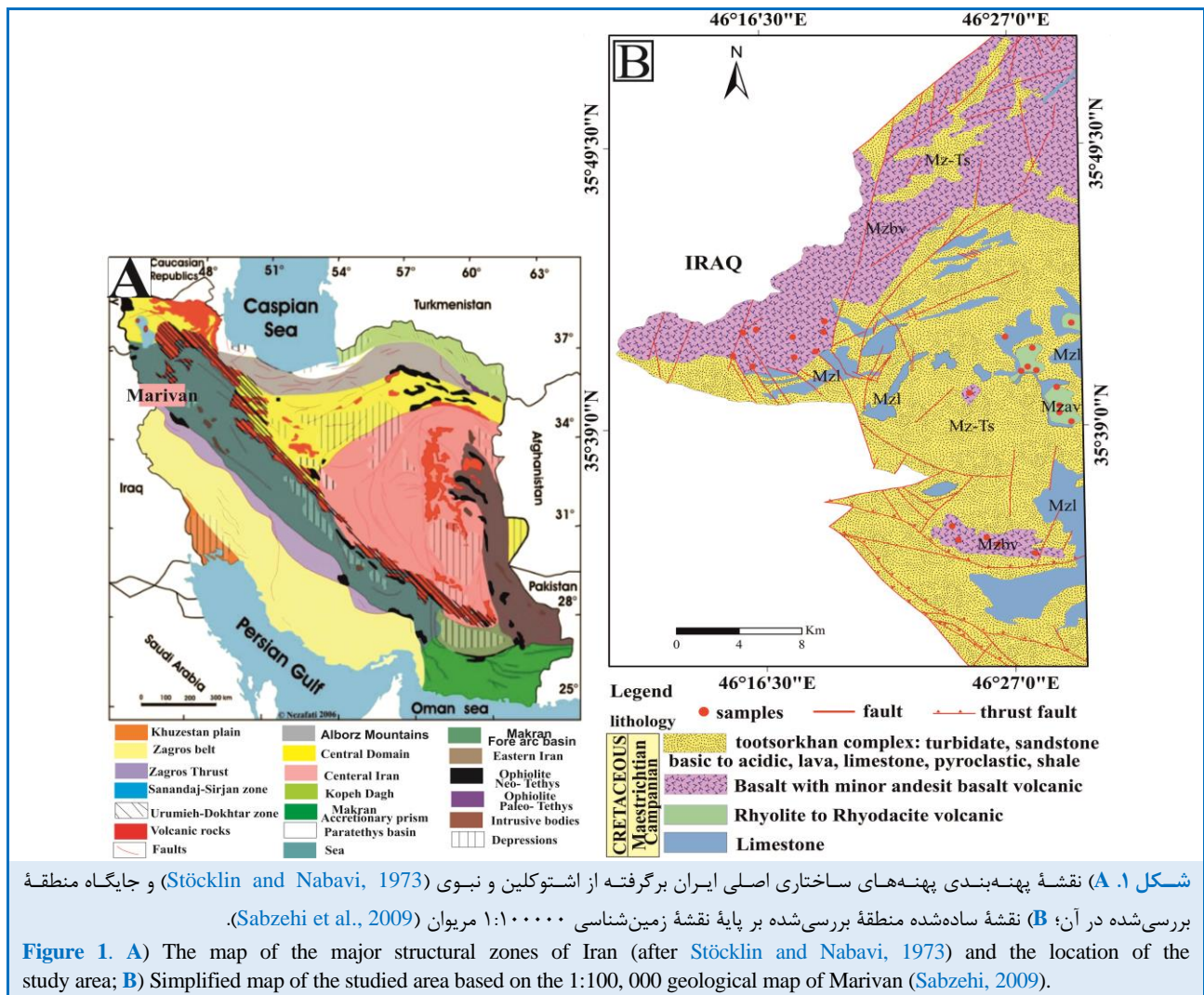
سنگ‌های آتشفشانی مزوزویک در پهنه سنندج-سیرجان شمالی به نسبت بخش‌های مرکزی و جنوبی این پهنه فراوانی بیشتری دارند. طیف بازیک سنگ‌های آذرین با گرایش کالک‌آلکان غالب است و در ارتباط با ماگماتیسم کماتی سنندج-سیرجان در مزوزویک و در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر حاشیه فعال قاره‌ای ایران مرکزی پدید آمده است (Omran et al., 2008; Azizi and Jahangiri, 2008; Moinevaziri et al., 2015). در بخش شمالی این پهنه کمپلکس‌های آتشفشانی موازی با گسل اصلی زاگرس دیده می‌شوند که از شمال به جنوب گسترش یافته‌اند. پی‌سنگ بخش جنوبی این پهنه دگرگونی است و چندین رویداد دگرگونی و دگرریختی را نشان می‌دهد. درجه دگرگونی در شمال پهنه سنندج-سیرجان کاهش می‌یابد (Sepahi and Athari, 2006; Azizi and Jahangiri, 2008; Shahbazi et al., 2010). به‌طور کلی، پدیده‌های دگرگونی در نیمه جنوب‌خاوری پهنه سنندج-سیرجان پیامد رخداد کوهزایی کیمبرین پیشین است؛ اما

در نیمه شمالی آن رویدادهای کیمبرین میانی به‌ویژه کوهزایی لارامید از عوامل پلوتونیسم و دگرگونی هستند (Eftekharnjad, 1981). عزیزی و معین‌وزیری (Azizi and Moinevaziri, 2009) در پهنه‌بندی جدید زمان ماگماتیسم را پارامتر مهمی برای تعیین پهنه زمین‌شناسی دانسته‌اند و سه کمان ماگمایی موازی هم را برای محیط زمین‌ساختی ولکانیسم کرتاسه -کواترن میان رورانگی بزرگ زاگرس و گسل تبریز در شمال‌باختری ایران پیشنهاد داده‌اند که عبارتند از کمرندهای آتشفشانی سنقر -بانه (SBV)، تبریز -همدان (HTV) و کمرند آتشفشانی کرتاسه سنندج (SCV). منطقه بررسی‌شده در کمرند ولکانیک‌های کرتاسه سنندج و بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان جای دارد که در آن بازلت و آندزیت‌بازالت‌ها در میان شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های کرتاسه یافت می‌شوند. رحیم‌زاده و همکاران (Rahimzadeh et al., 2021) ماگماتیسم سنندج-سیرجان شمالی را در دو فاز بازیک و اسیدی بررسی کرده‌اند و پیدایش آن را به محیط زمین‌ساختی کمان قاره همراه با کشش نسبت داده‌اند. همچنین، در پژوهش یادشده، سن کلی ماگماتیسم شمال پهنه سنندج-سیرجان ۱۱۰ تا ۱۳۰ میلیون سال پیش (بارمین -آپتین) به‌دست آمده است. سبزه‌ای و همکاران (Sabzehi et al., 2009) سن ولکانیک‌های خاور مریوان را کرتاسه پسین (کامپانین -ماستریشین) دانسته‌اند. قلی‌پور و همکاران (Gholipour et al., 2020) با سن‌سنجی U-Pb زیرکن نشان دادند سنگ‌های ماگمایی جنوب‌سکز در آغاز کرتاسه (آپتین -آلبین) و در محیط زمین‌ساختی کمان قاره‌ای همراه با کشش پدید آمده‌اند. علی و همکاران (Ali et al., 2016) سنگ‌های آتشفشانی منطقه که‌تشر در کردستان عراق در زمین‌درز زاگرس (شمال منطقه بررسی‌شده) را بايومدال و مرتبط با محیط زمین‌ساختی کمان اقیانوسی دانسته‌اند که در ۱۰۸ میلیون سال پیش (آلبین) متبلور شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه تا کنون بررسی نشده‌اند. موقعیت جغرافیایی خاص این مجموعه و نزدیکی آن به گسل زاگرس باعث شده است این مطالعه در منطقه با هدف تعیین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و محیط زمین‌ساختی این مجموعه انجام شود. این پژوهش با بررسی‌های دقیق صحرایی و داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل، به بررسی سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی ولکانیک‌های مریوان می‌پردازد.

زمین‌شناسی منطقه

شهرستان مریوان در باختر استان کردستان و در فاصله ۱۲۵ کیلومتری سنندج جای دارد. محدوده بررسی شده در شمال و خاور مریوان است و بخشی از

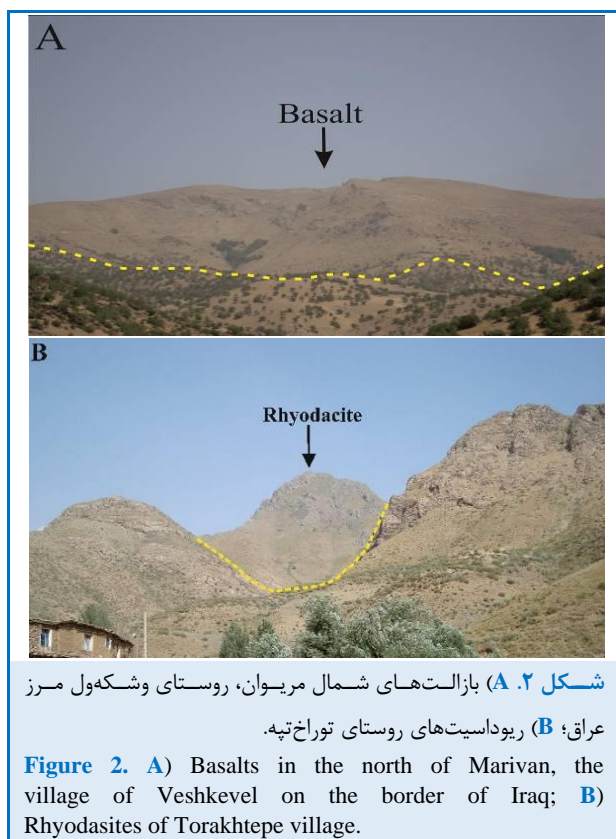
ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان (Sabzehi et al., 2009) به‌شمار می‌رود که از دیدگاه ساختاری در پهنه سنندج-سیرجان و در بخش شمال‌باختری آن جای دارد (شکل ۱- A).



آتشفشان کرتاسه در محیط زیردریایی، همراه با رسوب شیل سیاه و سنگ آهک میکربیتییک توسعه یافته است. سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت اسپیلیتی، گدازه بازالتی و آندزیتی، توف، آگلومرا، تراکیت، داسیت و ریولیت است (Azizi and Jahangiri, 2008). ارتباط مجموعه‌های آتشفشانی با شیل و سنگ آهک نشان‌دهنده فوران از محیط دریایی ژرف به کم‌ژرفاست (Rahimzadeh et al., 2021). مجموعه آتشفشانی -رسوبی کرتاسه بیشتر روی پی‌سنگ پرکامبرین

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی -رسوبی، کمی دگرگون شده با سن آلبین هستند (Ali et al., 2016; Rahimzadeh et al., 2021) که از گدازه‌های بازالت، آندزیت‌بازالت، ریوداسیت، آذرآوری، شیل، شیل‌آهکی، آهک دگرگون شده، ماسه‌سنگ و کمی کنگلومرا ساخته شده‌اند. حجم بزرگی از بازالت‌ها در شمال مریوان و گنبد‌های مرتفع ریوداسیتی در خاور منطقه دیده می‌شوند (Sabzehi et al., 2009) (شکل ۱- B).

ترکیب اسیدی دارند که این نکته در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان نیز باید اصلاح شود.



روش انجام پژوهش

برای شناسایی سنگ‌های منطقه و روابط صحرایی آنها بازدیدهای صحرایی انجام شد و در پایان از نمونه‌های مناسب سنگی ۲۵ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی آنها با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد (نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است). شمار ۱۱ نمونه از سنگ‌های سالم که دربرگیرنده همه واحدهای سنگی منطقه و با کمترین دگرسانی بودند برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی برگزیده شدند. سنجش عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی یا wt%) و به روش ICP-OES و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (بر پایه بخش در میلیون یا ppm) به روش ICP-MS (جدول ۱) در آزمایشگاه MS-Analyses کانادا انجام شد. نمودارهای لازم با کمک نرم‌افزارهای GCDKit و Excel رسم و سپس در نرم‌افزارهای CorelDraw باز رسم شدند.

-پالئوزوئیک با ناپیوستگی جای دارند (Saki, 2010; Badr et al., 2013; Daneshvar et al., 2019).

واحد آواری و ماسه‌سنگی (کمپلکس توت‌سرخان Mz

t-s): این گروه سنگی از توربیدیت‌های بسیار تیره‌رنگ از جنس ماسه‌سنگ، کنگلومرا، شیل با ساخت‌ها و بافت‌های کلاسیک توربیدیتی ساخته شده است که بخش بزرگی از شمال، شمال‌خاوری و خاور این برکه را پوشش می‌دهد. این مجموعه به احتمال بالا روی سطحی فرسایشی که واحدهای پیشین را در ترازهای مختلف بریده نهشته شده است.

واحد رسوب‌های آهک توربیدیتی (Mzl):

برونزدهای این واحد همیشه به صورت عدسی‌ها، لایه‌ها و توده‌های گسسته هستند. آهک‌های منطقه متوسط تا ضخیم لایه دگرگون‌شده با رنگ خاکستری روشن هستند. اسلیت‌ها و فیلیت‌ها و گاه آهک‌ها از واحدهای همبری سنگ‌های آتشفشانی هستند.

واحد آتشفشانی (Mzav):

بیشتر سنگ‌های آتشفشانی منطقه بازیگ هستند و بافت پورفیری دارند. این واحدهای آتشفشانی در دو بخش هستند؛ بخش بزرگی از این سنگ‌ها در شمال مریوان گسترده شده‌اند و بخش دیگرشان در خاور مریوان پراکنده‌اند (شکل ۲- A)، بازالت‌ها به‌گونه گسترده پروپیلیتی شده‌اند؛ آنچنان‌که بسیاری از برونزدها به سنگ‌های سبزرنگ با مقدار فراوانی اپیدوت دگرسان شده‌اند. سنگ‌های اسیدی به نسبت بسیار سالم‌تر هستند. این از ویژگی‌های فوران این سنگ‌های آتشفشانی در یک حوضه شبه‌دریایی است؛ اما سنگ‌های اسیدی در ولکانیسم بایومدال در مرحله نخست فوران می‌کنند که هنوز حوضه‌ای پدید نیامده است که باعث دگرسانی زیاد آنها شود.

واحد آتشفشانی (Mzav):

سنگ‌های آتشفشانی قطب اسیدی منطقه ریوداسیت‌ها یا کوارتزهای پورفیری، با میزان کمتری نسبت به سنگ‌های بازیگ دیده می‌شوند که بیشتر در خاور مریوان پراکنده‌اند. این مجموعه بیشتر به صورت گنبد‌های کوچک مقیاس غیرقابل تفکیک دیده می‌شوند که در واحدهای اسلیت و فیلیتی تزریق شده‌اند و با نزدیک شدن به پهنه میلیونیتی این سنگ‌ها و قطب بازیگ جهت‌یافتگی و بافت پورفیروبلاستیک می‌گیرند (شکل ۲- B). همان‌گونه‌که دیده شد برخی از واحدهای آتشفشانی در خاور مریوان

جدول ۱. داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی به روش ICP-OES (wt%) و عنصرهای کمیاب به روش ICP-MS (بر پایه ppm).

Table 1. Geochemical data of major elements by ICP-OES method (wt%) and rare elements by ICP-MS method (in ppm).

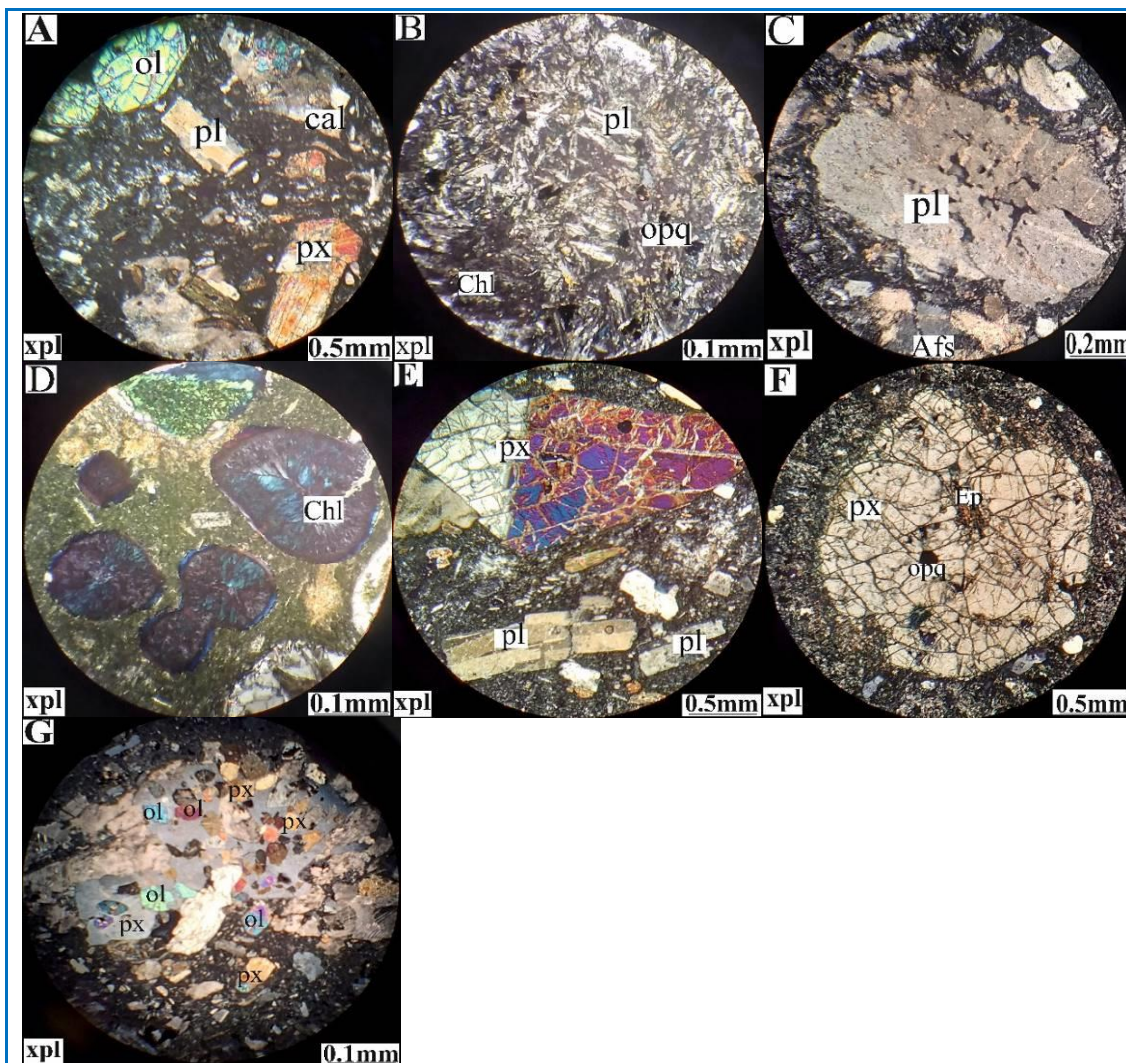
Rock type	Micro Gabbro Diorite	Basalt				Andesite Basalt		Rhyodacite			Rhyolite
Sample No.	Q4	IS1	V1	Q1	SS6	SS5	TT1	KT6	V2	KT1	IS4
SiO ₂	50.80	46.96	50.30	50.71	51.45	54.58	55.88	67.13	73.99	74.71	72.36
TiO ₂	2.58	0.89	1.00	2.15	1.15	0.85	1.33	0.78	0.23	0.28	0.32
Al ₂ O ₃	16.51	15.69	18.91	15.87	17.56	17.84	18.73	15.32	11.93	12.83	13.41
Fe ₂ O ₃ *	13.25	7.33	8.92	12.13	9.79	7.93	7.50	4.75	1.71	2.55	3.09
MnO	0.07	0.15	0.13	0.20	0.15	0.12	0.11	0.04	0.01	0.08	0.06
MgO	6.17	5.36	4.92	4.02	2.57	5.36	3.01	0.14	0.15	0.61	1.06
CaO	0.64	16.56	8.47	5.85	7.76	5.23	4.56	0.35	0.05	1.64	2.05
Na ₂ O	3.45	0.99	1.55	4.97	2.36	3.14	4.23	7.46	0.19	4.71	2.94
K ₂ O	1.74	0.07	2.79	0.18	3.03	1.81	2.13	1.53	8.96	2.20	4.06
P ₂ O ₅	0.33	0.16	0.25	0.31	0.38	0.24	0.40	0.19	0.03	0.04	0.05
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
LOI	4.30	6.32	2.69	3.79	2.71	3.55	3.04	0.83	0.94	0.85	1.51
Total	99.92	100.52	100.20	100.20	99.08	100.80	100.56	98.54	98.27	100.29	100.99
Sc	25.1	34.8	26.3	30.8	20.1	25.2	17.1	7.7	5.5	8.4	11.3
V	258	275	283	351	317	257	120	50	10	50	60
Cr	90	190	48	10	11	38	10	21	28	161	10
Co	47.5	26.8	23.6	22.3	33.2	22.3	16.3	3.4	0.7	5.1	22.6
Ni	60.5	62.6	26.7	1.6	8.7	14.7	3.5	1.7	1.2	12.7	1.6
Ga	23.7	16.7	18.1	19.9	18.9	17.4	20.5	19.8	17	10.8	13.5
Rb	30.8	1.6	92.2	2.3	75.1	57.5	78.3	28.1	188.9	51.6	80.1
Sr	159.4	166.6	545.6	189.1	750.1	669.7	659.7	45.5	12.5	139.1	187.3
Y	23.3	18.7	21.9	33.6	28	26.2	22.6	44.3	24.8	22.3	24.3
Zr	149	54	68	115	121	88	94	389	359	109	105
Nb	27.2	3.2	4.9	5.1	6.9	5.3	14.5	31.2	26	6.3	6.5
Tc	0.01	0.85	0.01	0.35	0.13	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.06
Sn	5	5	5	6	5	5	5	7	6	5	5
Cs	1.35	0.12	2.41	0.06	2.15	1.11	0.85	0.75	0.35	0.43	1.55
Ba	356.9	14.5	345.8	55.2	890.5	872.2	463.8	110.2	714.2	513.6	591.8
La	22.4	9	23.1	9.9	31	24.3	17.2	34.7	51	17.6	19
Ce	47.1	19.5	47.1	25.2	62.7	47	35.1	69.4	98	34.4	37.6
Pr	5.74	2.63	5.63	3.7	7.62	5.6	4.36	7.77	10.97	3.84	4.04
Nd	25.1	11.3	23.8	17.7	30.5	22.6	18.8	30.1	42.2	14.4	15.2
Sm	5.77	2.77	4.93	4.82	6.52	5.2	4.11	6.54	8.56	3.2	3.42
Eu	1.8	0.93	1.45	1.82	1.76	1.56	1.74	1.36	1.09	0.69	0.69
Gd	5.79	3	4.78	5.6	6.43	5.1	4.36	6.75	6.81	3.24	3.46
Tb	0.82	0.48	0.66	0.91	0.86	0.66	0.66	1.15	0.83	0.5	0.57
Dy	4.7	3.13	3.88	5.76	4.95	4.18	3.96	7.49	4.47	3.51	3.57
Ho	0.91	0.66	0.8	1.26	1	0.86	0.83	1.63	1.01	0.73	0.83
Er	2.52	2.01	2.32	3.51	2.82	2.71	2.29	5.09	3.57	2.29	2.58
Tm	0.32	0.28	0.34	0.52	0.4	0.37	0.32	0.8	0.61	0.35	0.42
Yb	1.99	1.92	2.18	3.46	2.75	2.5	2.28	5.62	4.75	2.8	2.92
Lu	0.27	0.32	0.34	0.51	0.42	0.42	0.35	0.87	0.75	0.41	0.47
Hf	4.4	1.6	2.1	3.2	3.3	2.8	2.8	10.6	9.9	3.6	3.6
Ta	1.8	0.2	0.3	0.4	0.5	0.4	1	2.2	2.7	0.5	1
W	1	1	1	1	65	29	2	1	2	2	223
Th	5.09	1.98	5.39	1.55	7.87	6.42	4.41	11.46	16.31	7.34	7.33
U	0.82	0.63	1.43	0.35	2.45	1.82	0.93	3.09	5.32	2.3	2.57
Ts	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
La/Sm	3.88	3.25	4.68	2.05	4.75	4.67	4.18	5.3	5.95	5.5	5.55
Sm/Yb	2.9	1.44	2.26	1.39	2.37	2.08	1.8	1.16	1.8	1.14	1.17

(شکل ۳- B) است. افزون بر این بافت‌ها، در برخی نمونه‌ها بافت بادامکی و پویی کلیتیک را به صورت بافت فرعی می‌توان نام برد. پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی الیون از درشت‌بلورهایی هستند که در زمینه‌ای از شیشه با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه ریزبلورهایی از کانی‌های کدر که گاهی حالت جریان‌ی دارند، دیده می‌شود.

سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی منطقه شامل بازالت، آندزیت‌بازالتی، ریولیت و ریوداسیت هستند و به دو گروه بازیک و اسیدی دسته‌بندی می‌شوند.

سنگ‌های بازیک: بافت غالب در این سنگ‌ها میکرولیتی-شیشه‌ای، پورفیریک (شکل ۳- A) و میکرولیتی



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک، کرتاسه خاور میوان. **(A)** بافت پورفیریک ساخته‌شده از بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیکروکسن، الیون در زمینه‌ای شیشه‌ای (نمونه بازالت)؛ **(B)** بافت میکرولیتی ساخته‌شده از ریزبلورهای پلاژیوکلاز (نمونه آندزیت‌بازالتی)؛ **(C)** بافت غربالی، خوردگی و انحلال در فنوکریست پلاژیوکلاز (نمونه آندزیت‌بازالتی)؛ **(D)** رشد شعاعی کلریت در حفره‌ها که بافت بادامکی را پدید آورده است (نمونه بازالتی)؛ **(E)** نمایی از درشت‌بلور پیروکسن با ماکل ساده همراه با بلورهای تیغهای پلاژیوکلاز با ماکل آلیتی در خمیره‌ای شیشه‌ای (نمونه بازالت)؛ **(F)** تجزیه درشت‌بلور پیروکسن به کلریت و اپیدوت (نمونه آندزیت‌بازالتی)؛ **(G)** بلورهای الیون درون فنوکریست پیروکسن که بافت پویی کلیتیک را پدید آورده‌اند (نمونه بازالتی).

Figure 3. Photomicrographs of intermediate and basic volcanic rocks of Cretaceous in the East of Marivan. **A)** Porphyritic texture consisting of plagioclase, clinopyroxene, and olivine crystals in a glassy groundmass (andesite-basalt sample); **B)** Microlithic texture composed of plagioclase microcrystals (andesite basaltic sample); **C)** Sieve texture, corrosion, and dissolution in plagioclase phenocrysts (andesite basaltic rock); **D)** Radial growth of chlorite in the cavities of basalt rocks created the amygdaloidal texture; **E)** Pyroxene phenocryst with simple twinning along with plagioclase lamellar crystals with albite twinning in glass paste (basalt sample); **F)** Decomposition of pyroxene phenocryst into chlorite and epidote (andesite-basalt sample); **G)** The poikilitic texture made of olivine crystals in a pyroxene phenocryst (basaltic sample).

کانی‌های کدر اولیه به صورت شکل‌دار و ثانویه‌ها به صورت بی‌شکل در سنگ‌های بررسی‌شده دیده می‌شوند و کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را می‌سازند.

سنگ‌های اسیدی: بافت شاخص سنگ‌های اسیدی منطقه پورفیریک است و گاه بافت‌های گلوپورفیریک و جریان‌ی در خمیرهای ریزبلور تا نهان‌بلور و شیشه‌ای را نیز می‌توان نام برد. کوارتز (۱۵-۲۰ درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۱۰-۱۵ درصد حجمی) و پلاژیوکلازها (۱۰-۱۵ درصد حجمی) از مهم‌ترین کانی‌های اصلی موجود هستند.

کوارتزها اغلب خوردگی خلیجی دارند (شکل ۴- A). خوردگی خلیجی از ویژگی سنگ‌های گدازه‌ای و نشانه‌ای از نبود تعادل هنگام تبلور ماگما (Tsuchiyama, 1985; Singer et al., 1995; Zellmer et al., 2003) و برداشته شدن فشار از روی آشیانه ماگمایی است (Shelly, 1993; Mbowou et al., 2015). کوارتزها ریزبلور تا حداکثر اندازه ۶ میلی‌متر هستند. درشت‌بلورهای کوارتز در شکل ۴- B دیده می‌شوند.

فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند و فرم بلورین و تخته‌ای دارند. بلورهای کوچک حداکثر ۲ میلی‌متر و بلورهای درشت ۶ میلی‌متر درازا دارند. ماکل شاخص پلی‌سینتتیک، ساده و گاه پری‌کلین (شکل ۴- C)، منطقه‌بندی و وجود میانبارهایی متفاوت از کانی‌هایی مانند آپاتیت از شواهد نامتعادل تبلور آنهاست. ماکل پلی‌سینتتیک با تیغه‌های ظریف نشان‌دهنده اسیدی بودن سنگ و آرام سرد شدن فنوکریست‌ها در ماگماست (شکل ۴- D). اختلاف بسیار و ناگهانی میان اندازه فنوکریست‌ها و زمینه را پیامد تبلور مرحله‌ای می‌دانند به گونه‌ای که بلورهای درشت در ژرفا پدید می‌آیند و نشان‌دهنده مراحل نخستین تبلور هستند (Shelly, 1993).

آلکالی‌فلدسپارها ماکل ساده دارند. گرد هم آمدن بلورهای آلکالی‌فلدسپار با دیگر کانی‌ها بافت گلوپورفیریک را پدید آورده است (شکل ۴- E) و

پلاژیوکلازها رایج‌ترین کانی این سنگ‌ها از دیدگاه حجمی است و نزدیک به ۱۵-۲۰ درصد از حجم سنگ را دربر گرفته‌اند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر با ماکل ساده، پلی‌سینتتیک و گاهی منطقه‌بندی و در برخی مقاطع حاشیه خورده شده و انحلالی و بافت غربالی (شکل ۳- C) دیده می‌شوند. بافت غربالی نشان‌دهنده نبود تعادل شیمیایی، بالآمدن سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار و خوردگی در لبه‌های این بلور را می‌توان پیامد تغییرات فشار و نبود تعادل شیمیایی درشت‌بلورها با ماگما (Renjith, 2014) هنگام خروج گدازه دانست.

خروج گاز ماگما بافت حفره‌دار را در سنگ پدید آورده است که با کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت یا سیلیس با بافت شعاعی پر شده‌اند (شکل ۳- D). بافت حفره‌دار نشان‌دهنده میزان چشمگیر سیال در ماگماست. کاهش فشار در هنگام بالا آمدن و گرانیروی کم ماگما مایه به هم پیوستن سیال‌ها در بالای ستون ماگمایی، رویداد فوران و در پایان پیدایش سنگ‌های حفره‌دار می‌شود (Barker, 1983).

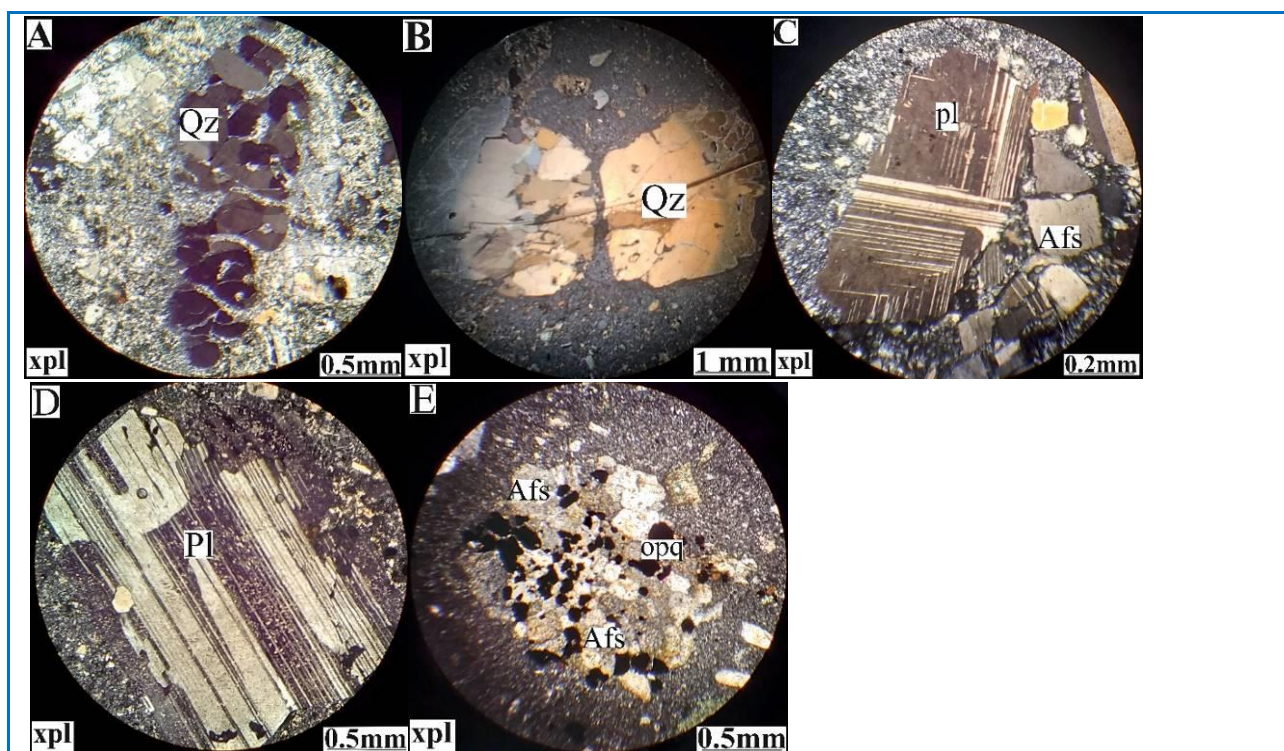
بلورهای کلینوپیروکسن گاه ماکل ساده و نواری نشان می‌دهند؛ رخ واضح دارند و ۱۰-۱۵ درصد حجم سنگ را دربر می‌گیرند (شکل ۳- E). درشت‌بلور کلینوپیروکسن شکستگی فراوان دارد و دگرسانی اندکی بیشتر در حاشیه بلور نشان می‌دهد. اپیدوت، کلریت و به‌طور محدودی کانی‌های کدر از کانی‌های ثانویه سنگ هستند (شکل ۳- F).

بلورهای الیوین را درشت‌بلورهای پیروکسن فرا گرفته‌اند و بافت پویی‌کیلیتیک را پدید آورده‌اند (شکل ۳- G). این بافت در پی رشد سریع و کاهش متقابل در انرژی سطحی، در اثر جذب مواد بیگانه به یک سطح بلوری پدید می‌آید (Shelly, 1993).

الیوین‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی تا ۱۰ درصد حجمی و شکستگی‌هایی در زمینه کانی، به صورت تک‌بلور یا اجتماعی در زمینه سنگ پراکنده هستند.

سنگ‌نگاری، آپاتیت، زیرکن و کانی کدر از کانی‌های فرعی گدازه‌های بررسی شده هستند. زیرکن و آپاتیت به‌صورت میان‌بارهایی در بلورهای آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز یافت می‌شوند. کانی‌های کدر نیز در خمیره پراکنده هستند.

می‌تواند از نشانه‌های جدایش ماگما باشد (Shelly, 1993). گردهمایی بلورها در کنار هم گویای بالآمدن سریع ماگماست. فنوکریست‌ها در هنگام بالا آمدن به‌یکدیگر چسبیده‌اند و این بافت را پدید آورده‌اند (Nelson and Montana, 1992). برپایه بررسی‌های



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی سنگ‌های اسیدی خاور مریوان. (A) فنوکریست کوارتز با خلیج خوردگی؛ (B) درشت‌بلورهای کوارتز در نمونه ریوداسیتی؛ (C) پلاژیوکلاز با ماکل پری‌کلین همراه با بلورهای خردشده آلکالی‌فلدسپار در نمونه ریولیت؛ (D) ماکل آلبیتی نازک و موازی هم در فنوکریست پلاژیوکلاز؛ (E) بافت گلومروپورفیری پدیدآمده از تجمع بلورهای آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های کدر.

Figure 4. Photomicrographs of acidic rocks in the East of Marivan. **A)** Quartz phenocrysts with corrosion gulf; **B)** phenocrysts of quartz in the rhyodacite sample; **C)** Plagioclase with pericline twinning along with crushed alkaline feldspar crystals in rhyolite sample; **D)** Thin and parallel albite twinning in the plagioclase phenocryst; **E)** Glomeroporphyritic texture formed by the accumulation of alkaline feldspar crystals and opaque minerals.

سنندج-سیرجان نیز گزارش شده است (Liu et al., 2020). ویژگی بایومدال مجموعه آتشفشانی مریوان یک محیط زمین‌ساختی کششی را نشان می‌دهد؛ اما حجم بالای آندزیت‌ها از نشانه‌های کمان‌قاره‌ای است (Kang et al., 2014; Zhang et al., 2014; Wei et al., 2017; Wang et al., 2018).

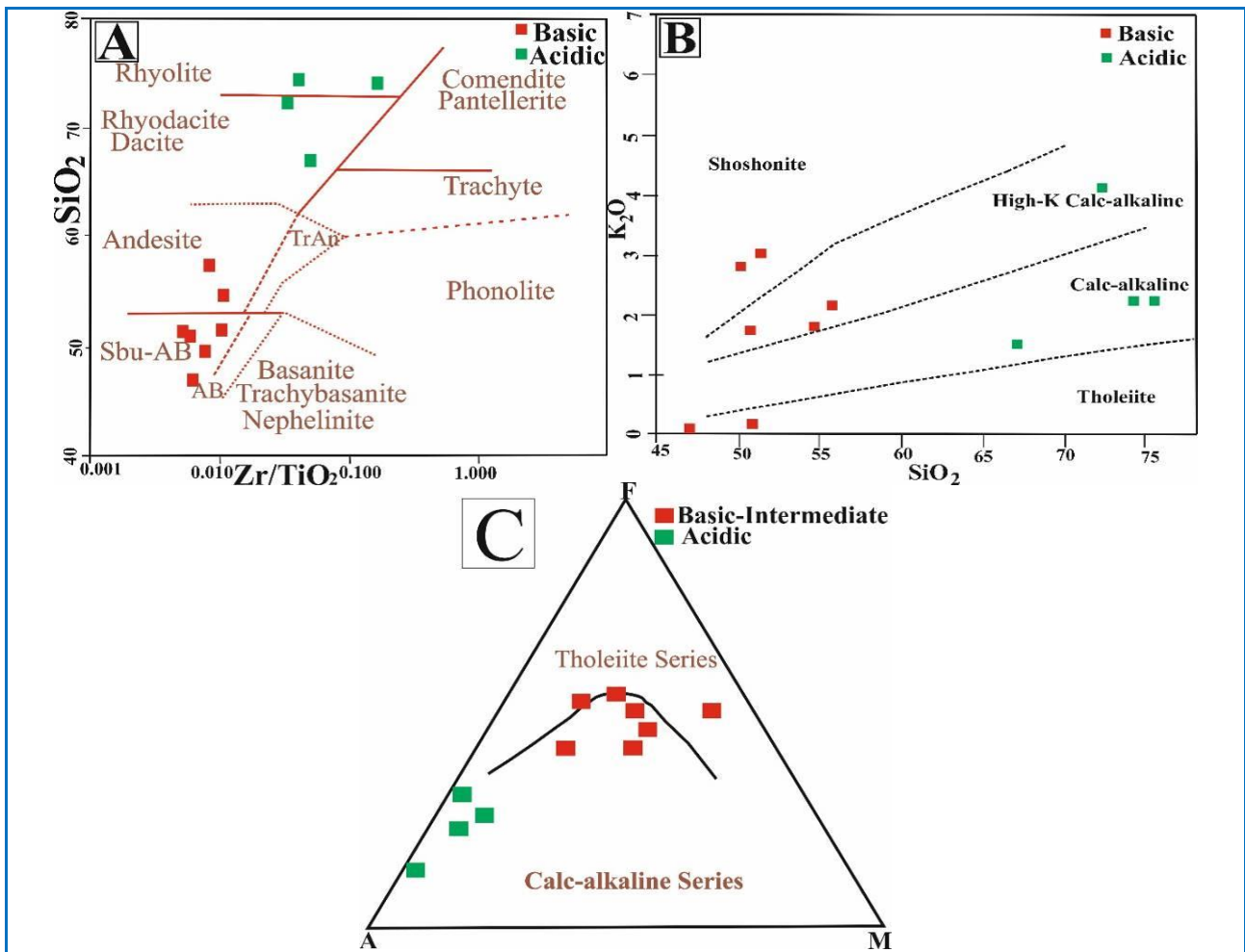
زمین‌شیمی

در بررسی‌های سنگ‌شناسی برپایه داده‌های تجزیه شیمیایی، نمونه‌ها در دو طیف بازیک و اسیدی جای می‌گیرند

در کمان‌های قاره‌ای سنگ غالب آندزیت است (Gill, 2010)؛ اما در منطقه بررسی شده با اینکه پهنه فرورانشی است، بازالت‌ها بخش بزرگی را در بر گرفته‌اند و قطب غالب سنگ‌های منطقه به‌شمار می‌روند. در این منطقه آندزیت‌ها بسیار اندک هستند و سنگ‌های اسیدی قطب دوم است که حجم بسیار کمی نسبت به بازیک‌ها دارند و شامل ریولیت‌ها و ریوداسیت‌ها هستند. در حقیقت، سنگ‌های منطقه بایومدال هستند (Ali et al., 2016; Gholipour et al., 2020; Rahimzadeh et al., 2021). ماگماتیسیم بایومدال در توده الوند در شمال پهنه

آندزیت‌بازالتی که با نهشته‌های رسوبی کم‌ژرفای دریایی درهم تنیده شده‌اند، گرایش ترکیبی کالک‌آلکان و سری توله‌ایتی در حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند (Gholipour et al., 2020). برای تعیین سرشت نمونه‌های بازیک و اسیدی منطقه و تفکیک دو سرشت کالک‌آلکان و توله‌ایتی، نمودار سه‌تایی AFM به کار برده شد. بر پایه این نمودار نمونه‌های اسیدی منطقه در گستره کالک‌آلکان و نمونه‌های بازیک در مرز محدوده توله‌ایتی و کالک‌آلکان جای گرفته‌اند و گرایش توله‌ایتی از خود نشان می‌دهند (شکل ۵- C).

و دوقطبی بودن سنگ‌ها به خوبی دیده می‌شود. در رده‌بندی نمونه‌ها روی نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 ، نمونه‌های بازیک منطقه در گستره بازالت و کمی آندزیت و نمونه‌های اسیدی در گستره ریولیت و ریوداسیت جای می‌گیرند (شکل ۵- A). برای بررسی ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه نمودار تغییرات K_2O در برابر SiO_2 به کار برده شد. بر پایه این نمودار بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان هستند؛ اما نمونه‌های بازیک افزون‌بر سرشت کالک‌آلکان گرایش توله‌ایتی را نیز نشان می‌دهند. سنگ‌های بازالت و



شکل ۵. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه مریوان روی نمودارهای رده‌بندی و تعیین سری ماگمایی. (A) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977); (B) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Floyd, 1977); (C) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971).

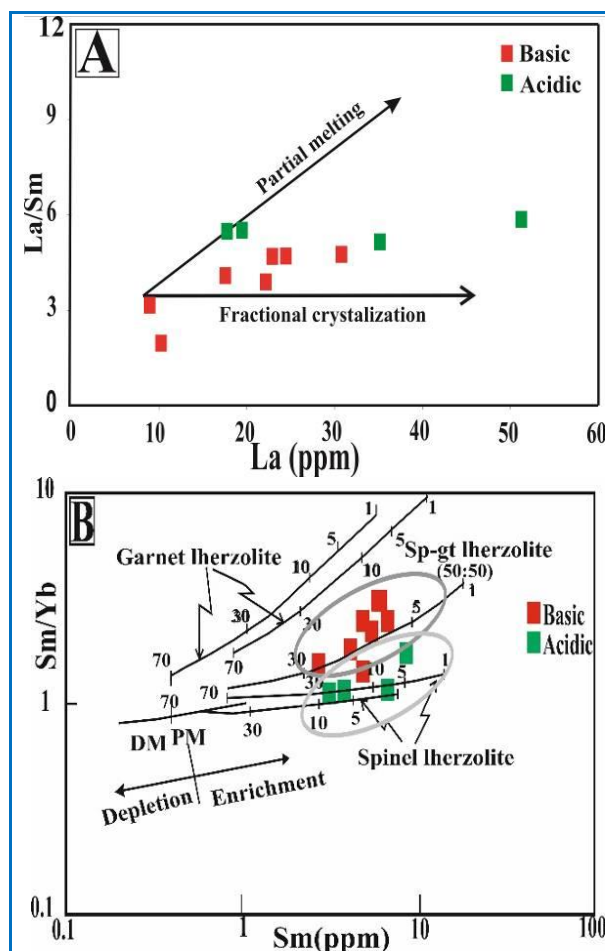
Figure 5. Composition of the volcanic rocks of the Marivan region on the classification and the magmatic series discrimination diagrams. A) Zr/TiO_2 versus SiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1977); B) SiO_2 versus K_2O diagram (Floyd, 1977); C) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971).

بر پایه نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb ، نمونه‌های اسیدی منطقه از گوشته اسپینل لرزولیتی خاستگاه گرفته‌اند و درجه ذوب‌بخشی ۵ تا ۸ درصد را نشان می‌دهند (شکل ۶- B). همچنین، نمونه‌های بازیک با خاستگاه اسپینل-گارنت لرزولیتی درجه ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۲۲ درصد را دارند (شکل ۶- B). خاستگاه ماگما گوشته‌ای و در بازه گذر از منحنی ذوب اسپینل لرزولیتی به اسپینل گارنت لرزولیت است (Wang et al., 2018; Ma et al., 2020; Elahi-Janatmakan et al., 2020).

نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه برای اندازه‌های بازیک (شکل ۷- A) نشان‌دهنده غنی‌شدگی از LILE (K, Cs) و به‌طور نسبی Ba و Rb) و LREE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE (Ti, Nb), Zr, P, U و Th هستند. این ویژگی‌ها از ویژگی‌های ماگماتیسیم در پهنه‌های فرورانش به‌شمار می‌روند (Saunders et al., 1980). بی‌هنجاری منفی P نشان‌دهنده جدایش آپاتیت در مراحل آغازین جدایش بلوری است (Fan et al., 2003). به باور وانگ و همکاران (Wang et al., 2004)، غنی‌شدگی از Cs نشانه آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای است. بی‌هنجاری منفی Ti و Nb پیامد فعالیت ماگمایی مرتبط با فرایندهای فرورانش (Rollinson, 1993; Lehmann and Sisson, 1996; Kuster and Harms, 1998; Dostal et al., 2001; Shang et al., 2004) و کمبود این عنصرها در خاستگاه است (Wu et al., 2003). همچنین، الگوی عنصرها در این نمودار نشان‌دهنده پایداری فازهای دارای این عنصرها در هنگام ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها در هنگام رخداد فرایند جدایش است (Wu et al., 2003). افت این عنصرها نشان‌دهنده مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی منطقه است؛ از این رو، نمونه‌ها ویژگی‌های کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهند (Richards, 2011).

نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه برای اندازه‌های اسیدی (شکل ۷- B) غنی‌شدگی

بر پایه نمودار La/Sm در برابر Sm ، هر دو گروه سنگی بازیک و اسیدی روند افقی نشان می‌دهند و نمونه‌ها پراکندگی چندانی ندارند. از این رو، خاستگاه ماگما برای هر دو گروه سنگی یکسان است، تبلوربخشی نقش مؤثری در پیدایش سنگ‌های منطقه داشته است و سنگ‌های اسیدی در نتیجه جدایش از سنگ‌های بازیک پدید آمده‌اند (شکل ۶- A). همچنین، حجم سنگ‌های اسیدی منطقه به نسبت سنگ‌های بازیک بسیار کم است. سنگ‌های آتشفشانی سیلیسی به‌طور گسترده و با حجم چشمگیری را نمی‌توان پیامد تبلوربخشی از ماگماهای بازالتی کمانی دانست (Zhu et al., 2008).



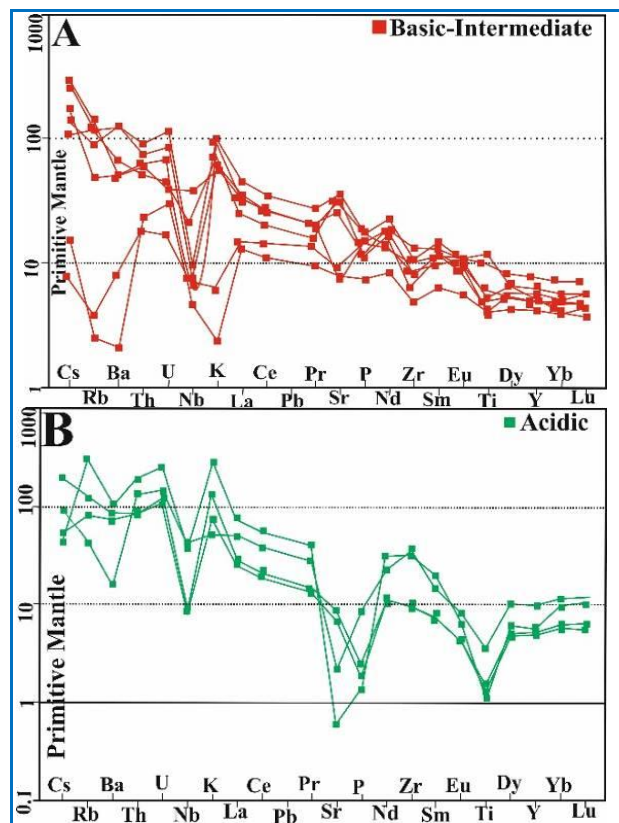
شکل ۶. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی خاور مریوان در (A) نمودار La/Sm در برابر La (McKenzie and Onions, 1991)؛ (B) نمودار Sm/Yb در برابر Sm (Zhao and Zhou, 2007).

Figure 6. Composition of the volcanic rocks in the east of Marivan in (A) The La versus La/Sm (McKenzie and Onions, 1991); (B) The Sm versus Sm/Yb diagram (Zhao and Zhou, 2007).

حضور ندارد. طبیعی است غنی‌شدگی این عنصر در سنگ‌های اسیدی از بازیک‌ها بیشتر است. بخشی از پراکندگی‌های آنومالی Rb در نمونه‌های بازیک پیامد دگرسانی است. افزایش آنومالی مثبت Rb به احتمال بالا پیامد جانشینی این عنصر به جای پتاسیم در ساختار کانی آلکالی‌فلدسپار است (Chatterjee and Bhattacharji, 2008). تهی‌شدگی Ti نشان‌دهنده تبلور بخشی اکسیدهای Fe-Ti و یا کلینوپیروکسن در مراحل آغازین جدایش و فوگاسیتة بالای اکسیژن در محیط خاستگاه است (Edward et al., 1994).

در نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (شکل‌های A-۸ و B-۸)، همه سنگ‌های آتشفشانی خاور مریوان (هم بازیک و هم اسیدی) نسبت به ترکیب کندریت از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ به گونه‌ای که یک روند شیب‌دار در عنصرهای خاکی کمیاب سبک دیده می‌شود. این غنی‌شدگی LREE ها در سنگ‌های اسیدی بیشتر از بازیک‌هاست. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند در ارتباط با درجه کم ذوب‌بخشی (Wilson, 1989) و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004) باشد. اما از عنصر Ho تا Lu روند شیب‌دار به یک الگوی سطح تبدیل می‌شود. این روند برای همه نمونه‌های آتشفشانی منطقه یکسان است. بی‌هنجاری منفی مشخص Eu (۰/۶۹ - ۱/۳۶) تنها در سنگ‌های اسیدی منطقه دیده می‌شود (شکل B-۸). آنومالی منفی Eu در سنگ‌های اسیدی نشان‌دهنده سرشت کالک‌آلکان ماگماست (Martin, 1999). به باور ویلسون (Wilson, 1989)، اگر بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های اسیدی با بی‌هنجاری منفی Sr همراه باشد، جدایش پلاژیوکلاز عامل پدید آمدن بی‌هنجاری منفی Eu است. با توجه به وجود بی‌هنجاری منفی Sr در نمودارهای بهنجارشده، جدایش پلاژیوکلاز سبب بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های اسیدی منطقه شده است.

از LILE (Th, Rb, Cs, K, مگر عنصر Sr)، تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE (Nb, Ti, P, مگر Zr, U و Th) را نشان می‌دهند. آنومالی مثبت K با گدازه‌های حاصل از پوستة زیرین سازگار است. جدایش پلاژیوکلاز سبب کاهش Sr و افزایش بی‌هنجاری منفی Eu در هنگام تبلور ماگما می‌شود (Barnes et al., 2001). بی‌هنجاری مثبت Zr در سنگ‌های اسیدی منطقه در ارتباط با آرایش سنگ‌های پوسته‌ای توجیه می‌شود (Khanna et al., 2015).



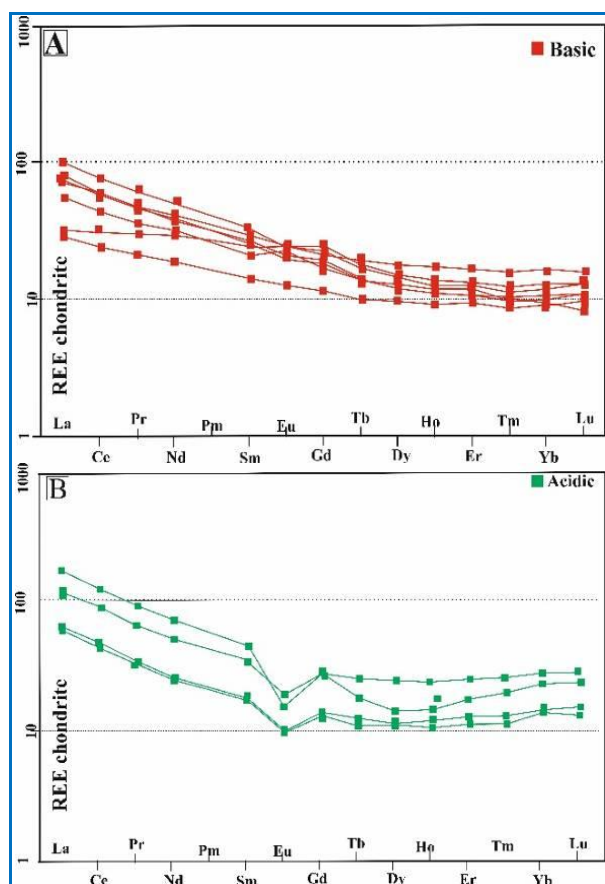
شکل ۷. نمودارهای بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه پیشنهادی سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی خاور مریوان؛ (A) سنگ‌های بازیک - حد واسطه؛ (B) سنگ‌های اسیدی.

Figure 7. Primitive mantle-normalized diagrams (normalization values: Sun and McDonough, 1989) for the volcanic rocks in the east of Marivan; (A) Basic-intermediate rocks; (B) Acidic rocks.

رفتار Ba و Rb نیز در این گروه سنگ‌ها با رفتار K کنترل می‌شود. به باور ویلسون (Wilson, 1989)، Rb از عنصرهایی است که در ماگمای اولیه

مرتبط است (Wei et al., 2017; Rahimzadeh et al., 2021). بر پایه نمودار Y در برابر Nb، بیشتر نمونه‌ها در میدان سنگ‌های کمان آتشفشانی و شماری دیگر در میدان درون‌صفحه‌ای رسم می‌شوند (شکل ۹-B). هونزیکر و همکاران (Hunziker et al., 2015) یک محیط شکاف قاره‌ای را برای کمپلکس دیوریت-ترونجمیت-پلاژیوگرانیت جازموریان پیشنهاد داده‌اند که در ۱۷۰ میلیون سال پیش متبلور شده‌اند. همچنین، عزیز و استرن (Azizi and Stern, 2019) فعالیت‌های آذرین ژوراسیک در بخش مرکزی پهنه سندرچ-سیرجان را به پیدایش ماگما در ارتباط با شکاف قاره‌ای در حال گسترش مرتبط می‌داند. بر پایه نمودار Nb/Zr در برابر Th/Zr، بیشتر نمونه‌های بازیک حد واسط و اسیدی منطقه در پی تأثیر سیال‌ها روی گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره، نسبت به مذاب‌های فرورانش شده روی گوشته، بیشتر غنی شده‌اند که این پدیده از ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش به‌شمار می‌رود (شکل ۹-C).

بخش شمالی پهنه سندرچ-سیرجان در منطقه مریوان کمان قاره‌ای است که با برگشت صفحه همراه شده است و در پی آن کشش موضعی رخ داده است. برگشت صفحه در پی فشارش رخ می‌دهد. پوسته فرو رو به عقب بر می‌گردد و می‌شکند و برای مدت کوتاهی کشش رخ می‌دهد و در آن محیط کششی ولکانیسم مرتبط با محیط کششی روی می‌دهد؛ اما محیط همچنان فرورانشی است و فضای فرورانش حاکم است. به دنبال کشش، سنگ‌های بازالتی به سطح زمین بالا می‌آیند؛ اما در کمانی معمولی مانند کمان آند و ارومیه-دختر، سنگ‌های آندزیت فراوان هستند (Gill, 2010). در پهنه سندرچ-سیرجان شمالی، توالی‌های بزرگی از سنگ‌های آهک، شیل، ماسه‌سنگ یافت می‌شوند که با توف و سنگ‌های بازالت و آندزیتی درهم آمیخته شده‌اند و نشان‌دهنده رسوبات‌های فلیش هستند. این ترکیب‌ها رخداد پهنه پیش‌کمانی در دوره کرتاسه را برای این ناحیه و در نزدیکی منطقه راندگی زاگرس پیشنهاد می‌کنند (Mohajjel and Fergusson, 2014).



شکل ۸. الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت پیشنهادی بوینتون (Boynton, 1984)؛ (A) سنگ‌های بازیک؛ (B) سنگ‌های اسیدی.

Figure 8. Chondrite-normalized rare earth elements diagram (normalization values: Boynton, 1984); (A) Basic rocks; (B) Acidic rocks.

جایگاه زمین‌ساختی

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی مریوان، از نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی گوناگونی بهره گرفته شد.

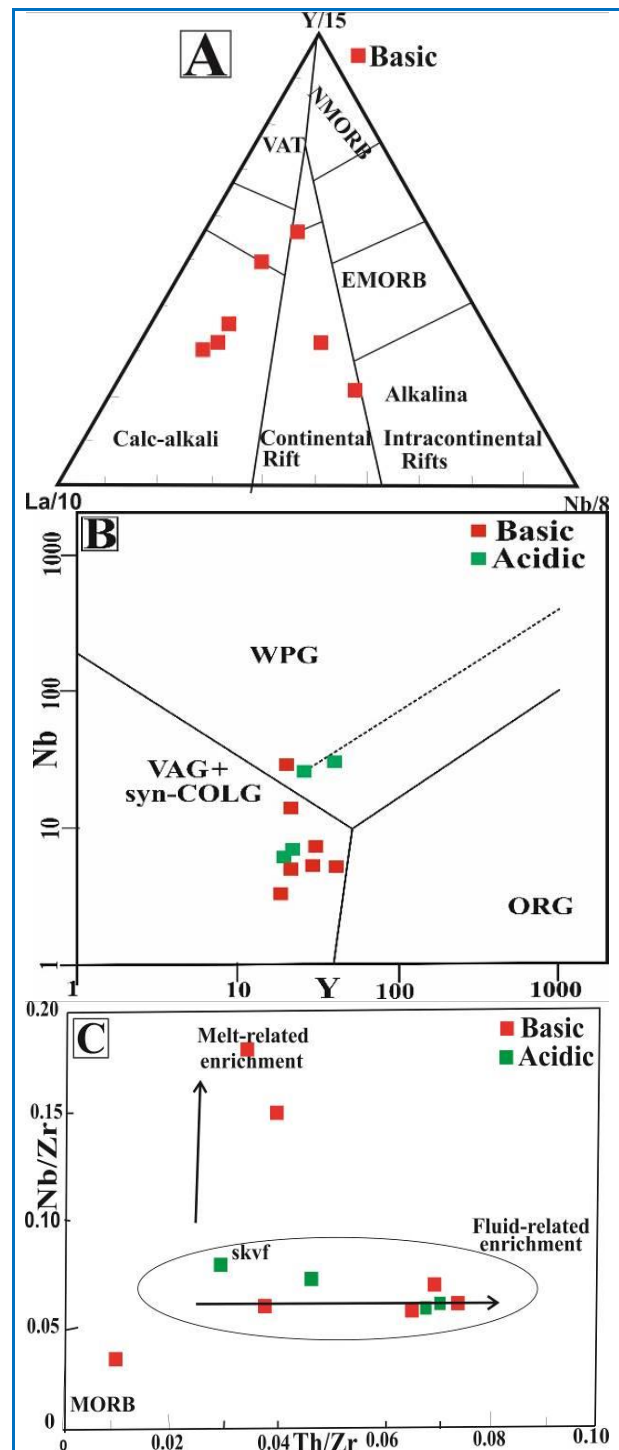
در نمودار تمایز ماگمایی بر پایه غلظت عنصرهای Y و La-Nb، بیشتر نمونه‌های بازیک در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکانل و شمار کمی هم در محدوده کششی جای گرفته‌اند که این ویژگی جایگاه زمین‌ساختی پهنه‌های فرورانشی مرتبط با کشش را نمایان می‌کند (شکل ۹-A). کشش در کمان قاره‌ای مرتبط با پشت کمانی چه‌بسا به برگشت (رول‌بک) صفحه^۱ و فروپاشی آن

¹ slab roll-back

به‌دنبال فرورانش نئوتتیس در زیر بلوک شمال‌باختری ایران که پیامد آن پیدایش پهنه پیش‌کمانی با ساختارهای هورست و گرابن در نزدیکی منطقه گودال و بدون فعالیت ماگمایی بوده است، برافروخته‌شدن فعالیت ماگمایی کالک‌آلکان با اندکی گرایش ترکیبی توله‌ایتی در سنگ‌های بازالت و آندزیت‌بازالتی دور از منطقه گودال را به دنبال داشته است (Gholipour et al., 2020). گرایش توله‌ایتی اندک سنگ‌های بازالتی با نشانه‌های کمان و نازک‌شدن پوسته پشت‌کمانی در پهنه سنندج-سیرجان رژیم کششی روی ناحیه فرورانشی را تأیید می‌کند (Karig, 1971; Saunders and Tarney, 1984). برای نمونه، نازک‌شدن پوسته قاره‌ای دور از پهنه فرورانشی در باختر اقیانوس آرام، رژیم حوضه‌مانند پشت‌کمانی و صعود مذاب‌های سست‌کراهی داغ بازالتی توله‌ایتی تا غنی از آلکان را به دنبال داشته است (Flower et al., 2001). به‌طور معمول، آشفشان بایومدال ویژگی توله‌ایتی و آلکان دارد؛ مانند شکاف آفریقای خاوری (Gasparon et al., 1993; Ngounouno et al., 2000; Corti et al., 2003). با این حال، برخی پهنه‌های کششی در حاشیه فعال قاره، ترکیب‌های منحصر به‌فردی از کالک‌آلکان تا توله‌ایتی و ماگماتیسم کالک‌آلکان و پرآلومینوس را برای سنگ‌های اسیدی نشان می‌دهند (Meng et al., 2011; Ali et al., 2016; Wei et al., 2017; Gholipour et al., 2020). در پهنه‌های همگرا، پهنه‌های کششی می‌توانند در هر دو پهنه پشت‌کمانی یا پیش‌کمان دیده شوند (Meng et al., 2011; Wei et al., 2017). برگشت و شکست صفحه فرورو نیز در هر دو پهنه کششی در پهنه پیش‌کمانی و پشت‌کمانی رخ می‌دهند (Zhang et al., 2011).

برداشت

سنگ‌های آشفشانی منطقه مریوان ترکیبی دو قطبی دارند که بخش بزرگی از آن در قطب بازیک و اندکی حد واسط جای می‌گیرند. این مجموعه شامل



شکل ۹. نمودارهای تکنوماگمایی برای تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آشفشانی خاور مریوان. (A) نمودار سه‌تایی La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989); (B) نمودار Nb-Y (Pearce et al., 1984); (C) نمودار Th/Zr-Nb/Zr (Kepezhinskis et al., 1997). Figure 9. Tectonomagmatic diagrams to discriminant the tectonic environment of the east Marivan volcanics. A) La/10-Y/15-Nb/8 diagram (Cabanis and Lecolle, 1989); B) Nb versus Y diagram (Pearce et al., 1984); C) Th/Zr versus Nb/Zr diagram (Kepezhinskis et al., 1997).

می‌رود که در آن کمانی قاره‌ای است با برگشت صفحه همراه شده است و در پی آن کشش موضعی رخ داده است. از نشانه‌های آن وجود شیل‌ها در صحرا به‌همراه این مجموعه آتشفشانی، فزونی بازالت‌ها بر آندزیت‌ها به‌گونه چشمگیر، گرایش سرشت کالک‌آلکالن به توله‌ایتی در بیشتر سنگ‌های بازیک منطقه را می‌توان نام برد. تهی‌شدگی از عنصرهای Nb و Ti و غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و LREE نسبت به عنصرهای HFSE از شواهد آشکار فرورانش در این منطقه به‌شمار می‌روند. از این‌رو، از دیدگاه ژئودینامیک، سنگ‌های منطقه مریوان را که هر دو ویژگی‌های فرورانش و کشش را با هم نشان می‌دهند می‌توان مرتبط با فرورانش و همراه با برگشت صفحه دانست.

سنگ‌های بازالت، آندزیت‌بازالتی، با سرشت غالب کالک‌آلکالن و گرایش‌های توله‌ایتی است که بیشتر در شمال مریوان دیده می‌شوند. قطب دوم بخش اسیدی است که شامل ریولیت و ریوداسیت‌ها با سرشت کالک‌آلکالن است و در خاور مریوان به‌صورت گنبد‌های بلند دیده می‌شوند. این مجموعه سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کمی دگرگون شده‌اند و سن کرتاسه (آلبین) دارند. تبلوربخشی و غنی‌شدگی ماگما با محلول‌های فرورانش در سنگ‌زایی ماگمای سازنده سنگ‌های کرتاسه منطقه مریوان دخالت بسیاری داشته است. ماگماتیسیم منطقه خاستگاه گوشته‌ای متشکل از اسپینل و اسپینل گارنت لرزولیتی داشته است. منطقه مریوان بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان به‌شمار

References

- Ali, S. A., Ismail, S. A., Nutman, A. P., Bennett, V. C., Jones, B. G. and Buckman, S. (2016) The intra-oceanic Cretaceous (~ 108 Ma) Kata-Rash arc fragment in the Kurdistan segment of Iraqi Zagros suture zone: Implications for Neotethys evolution and closure. *Lithos*, 260, 154-163.
- Azizi, H. and Jahangiri, A. (2008) Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45(4-5), 178-190.
- 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.
- Azizi, H. and Stern, R. J. (2019) Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova*, 31(5), 415-423.
- Badr, M. J., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M. (2013) The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 1-31.
- Barker, D. S. (1983) *Igneous rocks*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Barnes, S. J., Acterberg, E., Makovicky, E. and Li, C. (2001) Proton probe results for partitioning of platinum group elements between mono-sulphide solid solution and sulphide liquid. *South African Journal of Geology*, 104, 337-351.
- Boynton, W. V. (1984) Development in geochemistry. In: *Rare-earth elements geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Cabani, B. and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309(20), 2023-2029.
- Chatterjee, N. and Bhattacharji, S. O. M. D. E. V. (2008) Trace element variations in Deccan basalts: roles of mantle melting, fractional crystallization and crustal assimilation. *Journal Geological Society of India*, 71(2), 171.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P. and Sokoutis, D. (2003) Analogue

- modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*, 63(3-4), 169-247.
- Daneshvar, N., Maanijou, M., Azizi, H. and Asahara, Y. (2019) Petrogenesis and geodynamic implications of an Ediacaran (550 Ma) granite complex (metagranites), southwestern Saqqez, northwest Iran. *Journal of Geodynamics*, 132, 101669.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L. (2001) Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1-3), 149-170.
- Edward, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morrid, J. D., Leeman, W. P. and Harmon, R. S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgite-Beser Complex, East Java. *Journal of Petrology*, 35(6), 1557-1595.
- Eftekharnajad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society*, 82, 19-28 (in Persian).
- Elahi- Janatmakan, F., Maghdour- Mashhour, R. and Tabbakh Shabani, A. A. (2020) Comment on 'Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc' by Azizi and Stern in *Terra Nova*, 31(5), 415- 423, 2019. *Terra Nova*, 32(6), 468-472.
- Fan, W. M., Guo, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(1-2), 115-135.
- Flower, M. F. J., Russo, R. M., Tamaki, K. and Hoang, N. (2001) Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) 'high-tide mark': evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure. *Tectonophysics*, 333(1-2), 9-34.
- Gasparon, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A. and Tsegaye, A. (1993) Genesis of the Pliocene to Recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeyt area, central Ethiopia: Volcanological and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 17(2), 145-165.
- Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y. and Tsuboi, M. (2020) Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. *Geochemistry*, 81(1), 125687.
- Gill, R. (2010) *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Chichester, West Sussex, Wiley-Blackwell.
- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B. P. (2016) The Neotethyan Sanandaj- Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin- arc transitions. *Tectonics*, 35, 586- 621.
- Hunziker, D., Burg, J. P., Bouilhol, P. and von Quadt, A. (2015) Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics*, 34(3), 571-593.
- 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.
- Kang, Z. Q., Xu, J. F., Wilde, S. A., Feng, Z. H., Chen, J. L., Wang, B. D and Pan, H. B. (2014) Geochronology and geochemistry of the Sangri Group Volcanic Rocks, Southern Lhasa Terrane: implications for the early subduction history of the Neo-Tethys and Gangdese Magmatic Arc. *Lithos*, 200, 157-168.
- Karig, D. E. (1971) Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76(11), 2542-2561.
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M., Hochstaedter, A., Drummond, M. S., Hawdesworth, C. J., Koloskov, A., Maury, R. C. and Bellon, H. (1997) Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three- component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 61, 577-

600.

- Khanna, T. C., Sai, V. V. S., Bizimis, M. and Krishna, A. K. (2015) Petrogenesis of basalt-high-mg Andesite-adakite in the Neoproterozoic Veligallu greenstone terrance: geochemical evidence for a rifted back-arc crust in the eastern Dharwar craton, India. *Precambrian Research*, 258, 260-277.
- Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45, 177-195.
- Lehmann, W. P. and Sisson, V. B. (1996) Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33, 645-707.
- Liu, Y., Chu, X., Sun, J., Han, J., Ren, L., Gu, A. and Zhao, C. (2020). Early Cretaceous bimodal magmatism related epithermal mineralization: a case study of the Gaosongshan gold deposit in the northern Lesser Xing'an Range, NE China. *Ore Geology Reviews*, 121, 103563.
- Ma, Y. F., Liu, Y. J., Wang, Y., Qin, T., Chen, H., Sun, W. and Zang, Y. (2020) Late Carboniferous mafic to felsic intrusive rocks in the central Great Xing'an Range, NE China: petrogenesis and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 761-783.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3), 411-429.
- Mbowou, G. I. B., Botelho, N. F., Lagmet, C. A. and Ngounouno, I. (2015) Petrology of peraluminous and peralkaline rhyolites from the SE Lake Chad (northernmost Cameroon Line). *Journal of African Earth Sciences*, 112, 129-141.
- McKenzie, D. A. N. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021-1091.
- Meng, E., Xu, W. L., Pei, F. P., Yang, D. B., Wang, F. and Zhang, X. Z. (2011) Permian bimodal volcanism in the Zhangguangcai Range of eastern Heilongjiang Province, NE China: zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemical evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(2), 119-132.
- Mohajjel, M and Sahandi, R. (2008) Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan zone in the north western half and introduction of new sub-zones in it. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 32-38 (in Persian).
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3), 263-287.
- Moinevaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H. (2015) Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj-Sirjan zone as an evidence for active continental margin. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(5), 3077-3088.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Ngounouno, I., Déruelle, B. and Demaiffe, D. (2000) Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 21-44.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3-4), 380-398.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
- Rahimzadeh, B., Mahmoudi, S., Corfu, F., Ahadnejad, V. and Von Quadt, A. (2021) A unique period of bimodal volcanism at 130–110 Ma in the northern Sanandaj-Sirjan Zone: Evidence for an extensional setting. *Lithos*, 392, 106155.
- Raymond, L.A. (2002) the study of igneous sedimentary and Metamorphic rocks. 2nd edition, Mc Graw-Hill, New York.

- Renjith, M. L. (2014) Micro-textures in plagioclase from the 1994e 1995v eruption, Barren Island volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5, 113-126.
- Richards, J. P. (2011) High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106, 1075-1081.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical, England.
- Sabzehi, M., Ghorabjiri, A. and Eslamdoust, F. (2009) Geology Map of Marivan scale 1:100000. Geological survey of Iran, Tehran, IRI (in Persian).
- Saki, A. (2010) Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana research*, 17(4), 704-714.
- Saunders, A. D. and Tarney, J. (1984) Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. Geological Society, London, Special Publications, 16(1), 59-76.
- Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver, S. D. (1980) Tranveres geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 344-360.
- 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: Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 183, 93-106.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Abedini, M. V. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism: *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 668-683.
- Shang, G. K., Satir, M., Sieble, W., Nasifa, E. N., Taubuld, H., Liegeoise, J. P. and Tchoua, F. M. (2004) Geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematic: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40(1-2), 61-79.
- Shelly, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. classification, textures, microstructures and mineral preferred orientation. Chapman and Hall, London.
- Singer, B. S., Dungan, M. A. and Layne, G. D. (1995) Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist*, 80(7-8), 776-798.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373-389.
- Stöcklin, J. and Nabavi, M. H. (1973) Tectonic Map of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications formantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication, 42, 313-34. Geological Society of London, Oxford.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.
- Wang, K. L., Chung, S. L., O'REILLY, S. Y., Sun, S. S., Shinjo, R. and Chen, C. H. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45(5), 975-1011.
- Wang, W., Pandit, M. K., Zhao, J. H., Chen, W. T. and Zheng, J. P. (2018) Slab break-off triggered

lithosphere-asthenosphere interaction at a convergent margin: The Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India. *Lithos*, 296, 281-296.

- Wei, Y., Zhao, Z., Niu, Y., Zhu, D. C., Liu, D., Wang, Q. and Wei, J. (2017) Geochronology and geochemistry of the Early Jurassic Yeba Formation volcanic rocks in southern Tibet: Initiation of back-arc rifting and crustal accretion in the southern Lhasa Terrane. *Lithos*, 278, 477-490.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Wilson, B. M. (1989) *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3-4), 191-204.
- Zellmer, G. F., Sparks, R. S. G., Hawkesworth, C. J. and Wiedenbeck, M. (2003) Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: In sight from Sr and Br zonation in plagioclase phenocrysts. *Journal of Petrology*, 44(8), 1413-1413.
- Zhang, K. J., Tang, X. C., Wang, Y. and Zhang, Y. X. (2011) Geochronology, geochemistry, and Nd isotopes of early Mesozoic bimodal volcanism in northern Tibet, western China: Constraints on the exhumation of the central Qiangtang metamorphic belt. *Lithos*, 121(1-4), 167-175.
- Zhang, L. L., Liu, C. Z., Wu, F. Y., Ji, W. Q. and Wang, J. G. (2014) Zedong terrane revisited: An intra-oceanic arc within Neo-Tethys or a part of the Asian active continental margin? *Journal of Asian Earth Sciences*, 80, 34-55.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian research*, 152(1-2), 27-47.
- Zhu, D. C., Pan, G. T., Chung, S. L., Liao, Z. L., Wang, L. Q. and Li, G. M. (2008). SHRIMP zircon age and geochemical constraints on the origin of Lower Jurassic volcanic rocks from the Yeba Formation, southern Gangdese, South Tibet. *International Geology Review*, 50(5), 442-471.