


Research Article

Geochemistry and tectonic setting of volcanic rocks in the Mahiroud volcano-plutonic complex, Southeast of Sarbisheh (Eastern Iran)

Sahar Benashidiyan¹, Ahmad Ahmadi Khalaji² , Peyman Skandarnia³
Shahriar Keshtgar⁴, Zahra Tahmasbi⁵

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, khalaji@gmail.com

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

³ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, p-eskandarnia@stu.scu.ac.ir

⁴ Ph.D Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Birjand University, Birjand, Iran, shahriar.keshtgar@gmail.com

⁵ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, tahmasebi.z@lu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 11 April 2023

Accepted: 18 September 2023

Keywords

Subalkali basalt

Island arc

Mahiroud

Sistan Suture Zone

Eastern Iran



 10.22108/ijp.2023.137324.1297

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Mahiroud volcano-plutonic complex as an anticline (Lahnu-Mahiroud) forms a part of the Sistan suture zone (SiSuZ), and lies in the northern part of the Sistan suture zone (SiSuZ). According to [Tirrul et al. \(1983\)](#), the Mahiroud complex, which includes a series of metamorphosed intrusive and extrusive rocks, is related to the rifting of the ocean, and they also believe that the general nature of this complex is ophiolitic, but because layered gabbros and ultramafic rocks do not outcrop, this issue is not certain. [Delavari et al. \(2017\)](#) by studying the volcanic rocks of southern Gazik in the vicinity of the Mahiroud volcano-plutonic complex, believe these rocks belong to the magmatism of the island arc. Also, [Keshtgar et al. \(2019\)](#) studied the tonalitic stock of the Mahiroud volcano-plutonic complex and attributed these rocks to the environment above the subduction zones, especially the present-day island arc (IAT). The main purpose of the present study is to study and to determine the tectonomagmatism of the volcanic rocks of the Mahiroud volcano-plutonic complex.

Regional Geology

The oldest rocks of the studied area related to the

ophiolitic and ultrabasic rocks of the Lower Cretaceous, and after that, the volcano-plutonic rocks of Mahiroud

 Corresponding Author

To cite this article: Ben Rashidiyan, S., Ahmadi Khalaji, A., Skandarnia, P., Keshtgar, Tahmasbi, Z. (2024) Geochemistry and tectonic setting of volcanic rocks in the Mahiroud volcano-plutonic complex, Southeast of Sarbisheh (Eastern Iran). *Petrological Journal*, 15(2), 129-152.

along with sandstone, limestone and shales of the Upper Cretaceous were exposed. The sequences of flysch sediments from Paleocene to Pliocene exist in this area, so that the Oligo-Miocene magmatism can also be seen in it. The largest outcrop of the Mahiroud complex is located in the southern part of this belt and consisting of two parts: (1) The western part, which mainly includes pillow lava, andesite, tuff, and conglomerate. (2) The eastern part, including a complex of sheeted dykes and diabase trending approximately north - south.

Analytical Methods

50 samples of the rocks under study with the least amount of weathering and alteration were collected from which, 20 thin sections were prepared for microscopic studies. Among these samples, 11 samples were selected for ICP-MS geochemical analysis for minor elements and AF-01-Lithium Fusion for major elements at the Zarazma Laboratory in Tehran. GCDkit, Excel and Corel Draw software were used to check the chemical results.

Petrography

The rocks of the studied area include volcanic rocks ranging from andesite- basalt, basalt and diabase, crosscutting by a tonalitic stock of Upper Cretaceous (Keshtgar et al., 2019). The boundary between the sedimentary-volcanic units of this area is mainly fault type and is generally cut by two sets of strike-slip faults in the northwest and northeast directions. The texture of these volcanic rocks is amygdaloid and porphyry. Euhedral, subhedral or anhedral. plagioclase forms a high-volume percentage of these rocks, Also, anhedral and subhedral amphiboles with Carlsbad twins can be seen as micro and macro crystals. Small volume of subhedral. pyroxenes and anhedral alkali feldspars are present. Secondary minerals include sericite, chlorite, epidote, calcite and iron oxide (opaque mineral).

Whole Rocks Chemistry

The whole rock analysis results of the investigated volcanics show that these rocks are classified as

andesite-basalt, subalkali basalt and dacite-rhyodacite, placed mostly in the range of tholeiite series (low potassium) of the volcanic arc. This volcanic group is related to the Raskoh volcanic arc of Pakistan. The $(Tb/Yb)_N$ values less than 1.8 of these samples indicate the depth of magma melting in the range of 80 km and less than that from a spinel peridotite source. Therefore, the volcanic rocks of Mahiroud area composed of spinel lherzolite melting and the depth is less than the stability field of garnet in the island arc.


Discussion

The Mahiroud rocks are related to orogenic and tholeiitic basalts of island arc. Compared to N-MORB, these rocks show enrichment in LILE and depletion of HFSE Enrichment in LILE is one of the characteristics of island arcs, which are formed due to the metasomatized of the subducted plate. Also, the Ce negative anomaly in these volcanic rocks is consistent with the characteristics of the island arc, which is the result of the formation of fluids caused by the melting and dewatering of the pelagic sediments of the subducting oceanic plate. The formation of these MORB-type in the subduction zones indicates the melting caused by the release of pressure and the rise of the mantle; It possibly related to the fracture of the thinned arc crust.

Conclusion

The volcanic rocks of Mahiroud volcanic-intrusive complex show a range of, andesite-basalt, subalkali basalt and dacite-rhyodacite. The texture of these volcanic rocks is amygdaloid and porphyry type and their constituent minerals are mainly plagioclase, amphibole, pyroxene, and quartz. The geochemical characteristics of the studied volcanics show that the parent magma is tholeiitic nature (low potassium) originated from the melting of spinel peridotite at a depth, lower than the stability field of garnet. In terms of tectonic setting, most of the samples ranging from volcanic arc basalts and are consistent with the samples of the Raskoh volcanic arc of Pakistan.

زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آتشفشانی - درونی ماهیرود، جنوب‌خاوری سربیشه (خاور ایران)

سحر بن‌رشیدیان^۱، احمد احمدی خلجی^۲ ، پیمان اسکندرنیا^۳
شهریار کشتگر^۴، زهرا طهماسبی^۵

^۱ کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، khalagi@gmail.com

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، ahmadikhaj.a@lu.ac.ir

^۳ کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، p-eskandarnia@stu.scu.ac.ir

^۴ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، بیرجند، بیرجند، ایران shahriar.keshthgar@gmail.com

^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، tahmasebi.z@lu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود بخشی از مجموعه آتشفشانی-درونی ماهیرود در جنوب‌خاوری سربیشه در استان خراسان جنوبی به‌شمار می‌روند. این سنگ‌ها به سن کرتاسهٔ پسین در زمین‌درز سیستان جای می‌گیرند. ترکیب بیشتر آنها، بازالت‌های ساب‌آلکان (توله‌ایتی)، آندزیت-بازالت با دایک‌های داسیت-ریوداسیت است. کانی‌های اصلی سازندهٔ بازالت‌های ساب‌آلکان (توله‌ایتی) و آندزیت-بازالت‌ها عبارتند از: پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول و کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز کانی‌های اصلی سازندهٔ دایک‌های داسیت-ریوداسیت هستند. بر پایهٔ مجموعه نمودارهای تمایز جایگاه زمین‌ساختی، سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود به ماگماتیسیم جزیره‌های کمانی (پهنه‌های فرورانشی) مربوط هستند. سنگ‌های آتشفشانی یادشده نسبت به ترکیب N-MORB از LILE غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILE از ویژگی‌های جزیره‌های کمانی است که در پی دگرسانی صفحهٔ فرورونده و آزادشدن آب روی می‌دهد. ناهنجاری منفی عنصر Ce در این سنگ‌های آتشفشانی نیز با ویژگی‌های جزیره‌های کمانی همخوانی دارد که این ناهنجاری پیامد پیدایش سیالات ناشی از ذوب و آزدایی رسوبات پلاژیک صفحهٔ اقیانوسی فرورونده است. پیدایش این بازالت‌های نوع MORB در پهنه‌های فرورانش نشان‌دهندهٔ ذوب در پی برداشته‌شدن فشار و بالا آمدن گوشته است و می‌تواند با شکستگی پوستهٔ کمانی نازک‌شده مرتبط باشد. مقدارهای (Tb/Yb)_N کمتر از ۱/۸ این نمونه‌ها نشان‌دهندهٔ ژرفای ذوب ماگما در نزدیک به ۸۰ کیلومتری و کمتر از آن از یک منبع اسپینل‌پریدوتیتی است. بنابراین سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود از ذوب اسپینل لرزولیت و عمق کمتر از میدان پایداری گارنت در جزیره‌های کمانی پدید آمده‌اند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۰۱/۲۲

تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۶/۲۷

کلید واژه‌ها

بازالت ساب‌آلکان
جزیره‌های کمانی
ماهیرود
زمین‌درز سیستان
خاور ایران



doi 10.22108/ijp.2023.137324.1297

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: بن‌رشیدیان، س.، احمدی خلجی، ا.، اسکندرنیا، پ.، کشتگر، ش.، طهماسبی، ز (۱۴۰۳) زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آتشفشانی-درونی ماهیرود، جنوب‌خاوری سربیشه (خاور ایران). پتروژئولوژی ۱۵(۲)، ۱۲۹-۱۵۲.

مقدمه

در مناطق مختلف زمین‌ساختی، سنگ‌های آتشفشانی مانند بازالت‌ها ویژگی‌های شیمیایی منحصر به فردی نشان می‌دهند که آنها را از یکدیگر متمایز می‌کند (Pearce and Norry, 1979). از میان آنها، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) اطلاعات ارزشمندی درباره ترکیب گوشته بالایی هستند (Ding et al., 2014). افزون بر این، چه‌بسا در هنگام صعود و مهاجرت، ماگمای بازالتی دچار آمیختگی ماگمایی و تبلور بخشی شود که اطلاعات آن در ترکیب MORB‌ها به‌جا می‌ماند (Rubin and Sinton, 2007). بنابراین، MORB‌ها کلید درک تکامل ماگما در مراکز گسترش هستند (Zheng, 2009). همچنین، ویژگی‌های عنصرهای اصلی و کمیاب آنها می‌تواند اطلاعات بسیاری درباره سرشت و تاریخچه منابع آنها ارائه دهد، به شرط آنکه بتوان فرایندهای فیزیکی و شیمیایی درگیر در طول تکامل ماگمایی (مانند ذوب بخشی، جدایش بلورین، آمیختگی ماگمایی، آلیش و...) را رمزگشایی کرد. افزون بر بازالت‌های مراکز گسترش پشته‌های میان اقیانوسی، در برخی مناطق پیش‌کمانی^۱ (مانند کمان‌های IBM و آمریکای مرکزی)، بازالت‌هایی با ترکیب عنصرهای کمیاب همانند ترکیب MORB یافت می‌شوند (Shervais et al., 2019). همچنین، بازالت‌های نوع MORB گاه در جزیره‌های کمانی (مانند: کمان وانواتو) پدیدار می‌شوند و با بازالت‌های کمانی مرتبط هستند (Sorbadere et al., 2013). این بازالت‌های کمانی را همانند بازالت‌های میان‌اقیانوسی نیز می‌توان به انواع معمولی و غنی‌شده، به ترتیب همانند E-MORB و N-MORB غنی‌شده، دسته‌بندی کرد. به‌طور ویژه، بازالت‌های کمانی نوع E-MORB با نبود کاهش در HFSE و محتوای Nb کمابیش بالا شناخته می‌شوند. بر پایه پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، الگوی

ناهنجاری مثبت از عنصرهای Sr، Ba و K همراه با بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های بازالت‌های نوع N-MORB جزیره‌های کمانی به‌شمار می‌روند. پیدایش این بازالت‌های نوع MORB در پهنه‌های فرورانش که نشان‌دهنده ذوب در پی برداشته شدن فشار و بالا آمدن گوشته هستند، با شکستگی پوسته کمانی نازک‌شده مرتبط است؛ مانند گسل‌های ژرف در پوسته، فرورانش خط‌الراس میانی اقیانوسی و فرورانش اولیه پوسته اقیانوسی باشد. با توجه به آنچه گفته شد و بررسی‌ها روی استوک تونالیتی مجموعه آتشفشانی-درونی ماهیروود (Keshthgar et al., 2019) و سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (Delavari et al., 2017)، محیط تکتونوماگماتیسم منطقه ماهیروود پیچیده است و جای بحث دارد. لذا با توجه به این پیچیدگی و همچنین، بحث‌هایی که درباره خاستگاه این سنگ‌ها وجود دارد، این مطالعه روی سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آتشفشانی-درونی ماهیروود انجام گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

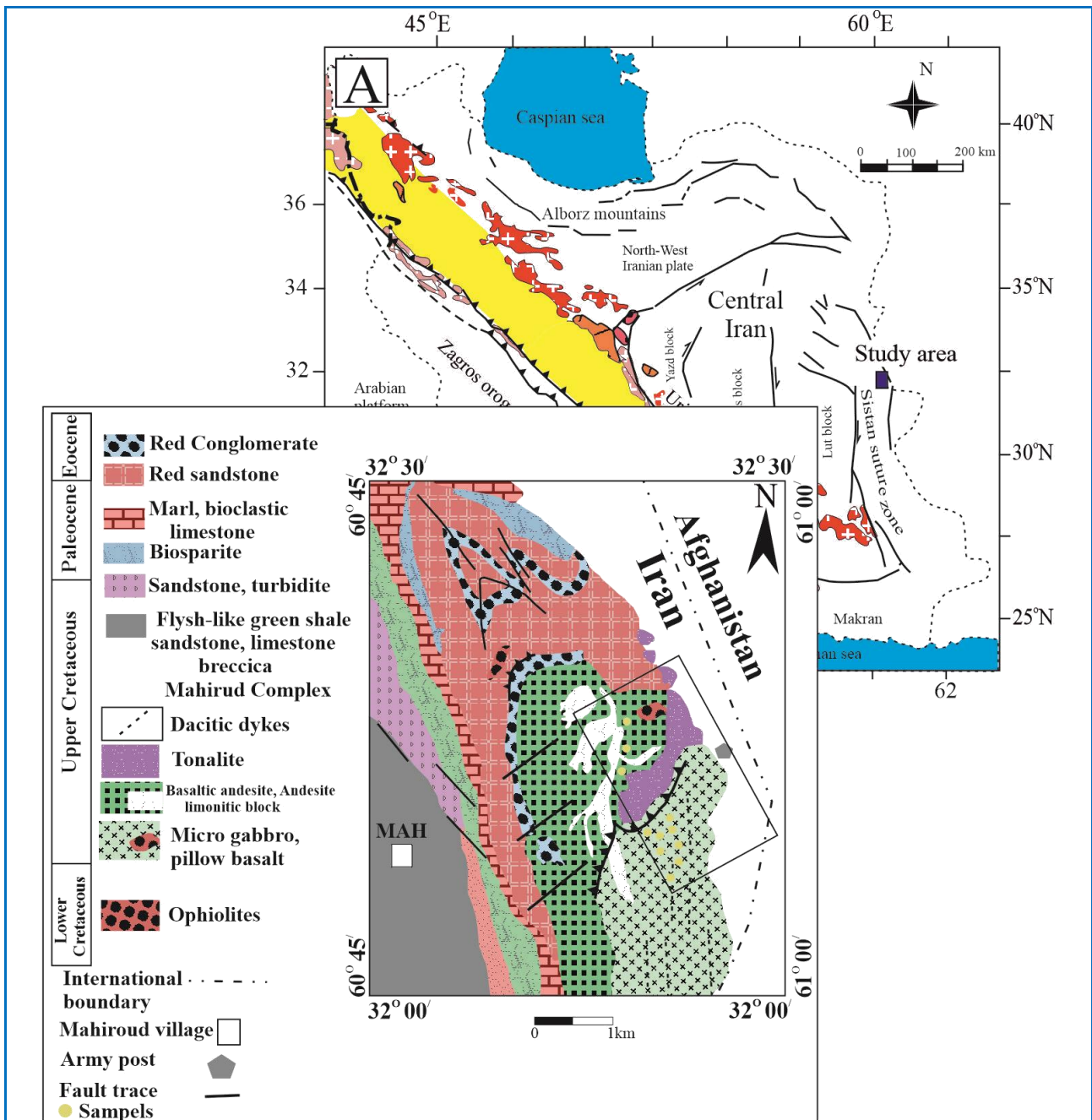
پهنه زمین‌درز سیستان در خاور ایران جای دارد. این پهنه با درازای ۷۰۰ کیلومتر و روند شمالی-جنوبی در امتداد منطقه مرزی ایران و افغانستان جای گرفته است (Bröcker et al., 2013) و منطقه فرورانش به‌خوبی حفظ‌شده‌ای را نشان می‌دهد که شواهدی برای بسته‌شدن دماغه‌ای از اقیانوس نئوتتیس در شمال در آغاز کرتاسه تا پالئوسن به‌علت همگرایی میان بلوک لوت در ایران مرکزی و خردقاره افغانستان ارائه می‌دهد (Tirrul et al., 1983). منشور برافزایشی دگرریخت‌شده زمین‌درز سیستان در هنگام فرورانش حوضه کوچک اقیانوسی نئوتتیس (اقیانوس سیستان) پدیدار شده است (Tirrul et al., 1983). این پهنه از حوضه‌های به‌جامانده‌ای است که در اثر برخورد و حرکت بلوک لوت به‌سوی بلوک افغانستان میان دو خردقاره جای گرفته است (Bröcker et al.,

^۱ fore-arc

آتشفشانی در مناطق نخیلاب و رود شور و همچنین، بخشی از مجموعه گرانیتوییدی زاهدان دید که به سن کرتاسه پسین و ائوسن هستند (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi et al., 2016). کمپ و گریفیس (Camp and Griffis, 1982) چین خوردگی، گسل خوردگی‌های راستالغز مزدوج و ماگماتیسیم الیگو-میوسن و پیدایش سنگ‌های آذرین کوه‌لار، آساگی و تک‌تار را پیامد رویدادهای پس از برخورد بلوک لوت و افغان می‌دانند. بقایای سنگ کره اقیانوسی این پهنه از دیدگاه سنی به کرتاسه میانی مربوط هستند و به احتمال بالا با پشته‌های میانی اقیانوسی پدید آمده‌اند (Zarrinkoub et al., 2012). بخش شمالی این پهنه تحت تأثیر انواع سنگ‌های آذرین درونی، آتشفشانی، ولکانوکلاستیک و نیمه‌آتشفشانی قرار گرفته است که از کرتاسه پسین آغاز شده و تا کواترنری ادامه داشته است (Richards et al., 2012).

مجموعه آتشفشانی-درونی ماهیروود (چشمه استاد)، به صورت طاق‌دیسی با نام لاهنو-ماهیروود در بخش شمالی زمین‌درز سیستان دیده می‌شود. روند کلی این مجموعه SSE-NNW است. کهن‌ترین سنگ‌های این منطقه به سنگ‌های افیولیتی و فراپازی دوره کرتاسه پیشین مربوط هستند و پس از آن سنگ‌های آتشفشانی-درونی ماهیروود به همراه ماسه‌سنگ، آهک و شیل‌های دوره کرتاسه پسین رخنمون دارند (Guillou et al., 1981). در پایان، توالی‌های رسوبات فلیشی از دوره‌های پالئوسن تا پلیوسن در منطقه وجود دارند؛ به گونه‌ای که ماگماتیسیم الیگو-میوسن نیز در آن دیده می‌شود (شکل ۱). به باور تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) مجموعه ماهیروود با بازشدگی اقیانوسی مرتبط است. آنها باور دارند که سرشت عمومی این مجموعه، افیولیتی است؛ اما چون گابروهای لایه‌ای و سنگ‌های فرامافیک رخنمون ندارند، این موضوع قطعیت ندارد.

زمین‌درز سیستان شامل یک آمیزه زمین‌ساختی از سنگ‌های متافیولیتی است که درون سنگ‌های با درجه پایین دگرگونی شامل سنگ‌های الترامافیک، مافیک و شیست‌های پلیتی جای گرفته است. برخی بلوک‌های آمیزه تحت تأثیر شرایط دما-فشار رخساره‌های اکلوزیت، شیست آبی و یا اپیدوت آمفیبولیت قرار گرفته‌اند (Bröcker et al., 2013). بر پایه بررسی‌های تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983)، زمین‌درز سیستان را می‌توان به دو واحد اصلی دسته‌بندی کرد: پهنه اقیانوس سیستان یا حوضه پیش‌کمانی سفیدابه در خاور و مجموعه نه-راتوک (گوه افزایشی «آمیزه رنگین») در باختر. در هر دو مجموعه نه-راتوک و سفیدابه، سنگ‌های آذرین به خوبی دیده می‌شوند؛ این سنگ‌ها نشان‌دهنده مرحله کاملی از پیدایش کافت قاره‌ای-فرورانش-برخورد و رخساره‌های پس از برخورد در زمین‌درز سیستان هستند (Camp and Griffis, 1983; Tirrul et al., 1982). بر پایه بررسی‌های افتخارنژاد (Eftekharnjad, 1981)، پیدایش حوضه فلیشی خاور ایران پیامد بازشدگی در کرتاسه پیشین میان بلوک لوت در باختر و هلمند در خاور بوده است که جایگاهی مناسب برای جایگیری مواد گوشته اقیانوسی و نهشته‌های فیلش‌گونه را فراهم کرده است. بر پایه بررسی‌های جدید، ستبرای پهنه برخوردی سیستان نزدیک به ۱۲۰ کیلومتر است که بخش زیرین سنگ‌کره در پاسخ به برخورد قاره‌ای فروافتاده (delaminated) است (Namvaran et al., 2020). برخی از الگوها بر سیستم فرورانش به‌سوی خاور زیر بلوک افغانستان تأکید دارند (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983; Sacconi et al., 2010)؛ اما الگوهای دیگر فرورانش به‌سوی باختر (Eftekharnjad, 1981) و فرورانش نامتقارن را پیشنهاد می‌کنند (Arjmandzadeh et al., 2011). نشانه فرورانش پوسته اقیانوسی در خاور ایران را می‌توان در سنگ‌های آذرین درونی و



شکل ۱. جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه ماهیرود (A) نقشه زمین‌شناسی ایران (Ghasemi and Talbot, 2006); (B) نقشه ساده‌شده‌ای از منطقه ماهیرود (Guillou et al., 1981).

Figure 1. Geographical and geological setting of Mahiroud area (A) Geological map of Iran (Ghasemi and Talbot, 2006); (B) Simplified map of the Mahiroud area (Guillou et al., 1981).

انجام بررسی‌های میکروسکوپی شمار ۲۰ مقطع نازک تهیه شد. از میان این نمونه‌ها، ۱۱ نمونه برای انجام آزمایش زمین‌شیمیایی ICP-MS برای عنصرهای کمیاب و فرعی و روش ذوب قلیایی (AF-01-Lithium Fusion) برای عنصرهای اصلی از سنگ‌های منطقه

روش انجام پژوهش

برای بررسی سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آتشفشانی- درونی ماهیرود، در بازدید میدانی شمار ۵۰ نمونه از این سنگ‌ها با کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی برداشت شد. از نمونه‌های برداشت‌شده برای

انتخاب و به آزمایشگاه زراآزما تهران فرستاده و تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. برای بررسی داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه‌های شیمی سنگ کل و رسم نمودارها از نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و CorelDraw بهره گرفته شد.

جدول ۱. داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ماهیروود به روش‌های AF-01-Lithium Fusion و ICP-MS.

Table 1. Geochemical data of volcanic rocks in the Mahiroud area by AF-01-Lithium Fusion and ICP-MS methods.

Sample No.	P-1	20	P-2	P-3	P-5	25	26	28-B	21	24	28-A
Lithology	Andesite -Basalt		Sub alkaline Basalt						Dacite-Rhyodacite		
SiO ₂	53.36	54.65	52.87	48.87	48.34	56.75	54.23	53.13	68.64	71.27	70.2
TiO ₂	2.24	0.67	2.05	2.01	1.4	0.69	0.68	0.72	0.52	0.47	0.42
Al ₂ O ₃	15.04	14.73	14.33	14.57	14.67	16.15	17.37	16.68	12.96	12.57	13.35
Fe ₂ O ₃	12.05	7.51	10.94	10.84	9.94	8.32	8.13	8.87	5.4	4.68	4.3
MnO	0.14	0.14	0.16	0.16	0.21	0.24	0.15	0.22	0.13	0/1	0.18
MgO	1.61	3.75	2.1	2.27	7.61	4.56	4.57	5.86	2.12	1.81	1.31
CaO	5.5	6.63	7.83	13.35	11.31	2.71	5.38	4.14	1.21	0.89	1.71
Na ₂ O	7.06	1.97	6.02	3.44	3.21	6.79	5.88	4.74	5.28	5.51	4.82
K ₂ O	0.17	0.43	0.12	0.1	0.27	0.17	0.19	1.36	1.47	0.94	1.7
P ₂ O ₅	0.4	0.18	0.27	0.28	0.12	0.1	0.1	0.1	0.12	0.1	0.1
LOI	2.56	8.94	3.3	4.13	2.92	3.47	3.27	4.18	2.11	1.65	1.9
Total	100.13	99.6	99.99	100.2	100	99.95	99.95	100	99.96	99.99	99.99
Ba	19	286	17	10	39	31	18	92	98	55	165
Rb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	12	6	<1	14
Sr	115	303.7	113.9	84.9	136.7	181.7	282.1	237.5	71.5	54.3	209.1
Y	39.4	16.4	30.9	29.8	23	12.9	13.1	13.7	20.2	21.8	21.1
Zr	145	65	106	102	75	36	34	35	81	89	75
Nb	2.8	2.2	4.9	4	4.6	2.4	2.8	3.5	2.9	2.6	2.7
Th	<0.1	0/31	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.34	0.45	0.15
Pb	30	10	28	12	8	8	9	11	7	6	12
Zn	74	66	89	74	70	81	66	71	81	59	53
Cu	36	109	19	31	91	289	101	138	20	37	24
Ni	7	15	16	17	73	16	17	17	4	5	4
V	200	188	306	276	226	227	247	261	104	73	70
Cr	20	73	45	35	219	27	33	37	10	13	18
Hf	3.51	1.6	2.78	2.61	1.7	<0.5	<0.5	<0.5	2.03	2.39	1.83
Sc	24.9	26.1	28.6	27.7	38.2	30.7	31.2	32.4	19.8	17.3	17.1
Ta	0.13	0.1	0.27	0.23	0.27	0.14	0.12	0.11	0.15	0.14	0.14
U	0.4	0.3	0.2	0.4	0.1	0.1	0.1	0.12	0.3	0.3	0.2
Sn	1.5	0.9	1.3	1.1	1	0.7	0.6	0.7	1	1.3	1.2
Mo	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.9	<0.1
Tm	0.7	0.31	0.57	0.53	0.42	0.24	0.24	0.26	0.38	0.39	0.38
La	7	6	6	6	4	2	2	2	4	5	4
Ce	28	16	19	20	14	4	6	5	14	14	13
Pr	2.87	1.62	2.05	2	1.11	0.61	0.64	0.66	1.45	1.63	1.18
Nd	15.9	8.5	11.4	11.3	7.4	4.1	4.2	4.3	7.9	8.7	6.8
Sm	4.9	2.18	3.71	3.57	2.54	1.21	1.19	1.27	2.13	2.29	1.98
Eu	2	0.67	1.34	1.49	0.97	0.41	0.46	0.52	0.6	0.59	0.65
Gd	6.22	1.88	4.44	4.46	3.15	1.21	1.14	1.32	2.21	2.4	2.07
Tb	1.03	0.45	0.83	0.8	0.66	0.36	0.34	0.37	0.51	0.52	0.52
Dy	7.61	2.97	5.95	5.85	4.53	2.23	2.23	2.39	3.51	3.64	3.61
Er	5.02	1.95	3.89	3.84	2.93	1.45	1.44	1.52	2.51	2.67	2.54
Tm	0.7	0.31	0.57	0.53	0.42	0.24	0.24	0.26	0.38	0.39	0.38
Yb	4.8	2.1	4	3.9	3.1	1.9	1.9	2	2.5	2.4	2.3
Lu	0.63	0.28	0.52	0.5	0.36	0.18	0.18	0.19	0.38	0.38	0.37

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های میدانی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه ماهیرود طیفی از سنگ‌های آندزیت-بازالت، داسیت-ریوداسیت و بازالت بالشی^۲ (بازالت‌های توله‌ایتی) را دربر می‌گیرند (شکل ۲) که با یک استوک تونالیتی به سن کرتاسه پسین (Keshtgar et al., 2019) قطع شده‌اند. مرز میان واحدهای رسوبی-آتشفشانی منطقه بیشتر از نوع گسلی است و عموماً با دو دسته گسل راستالغز در راستای شمال‌باختری و شمال‌خاوری قطع شده‌اند. واحدهای سنگی آتشفشانی اصلی منطقه ماهیرود عبارتند از:

بازالت‌های ساب‌آلکان (توله‌ایتی)

در منطقه ماهیرود، بازالت‌های ساب‌آلکان (توله‌ایتی) گسترش بالایی دارند. از دیدگاه ویژگی‌های صحرایی، این سنگ‌ها رنگ‌های سطح هوازده سبز تیره تا خاکستری دارند. وجود ساخت بالشی از ویژگی‌های بارز این بازالت‌ها به‌شمار می‌رود (شکل ۲-C). این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، غربالی، میکرولیتی و بادامکی نشان می‌دهند. در این بازالت‌ها، آمفیبول‌ها به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و سوزنی‌شکل با ماکل ساده هستند که بیشترشان تجزیه و کلریتی شده‌اند (شکل ۳-A). گاه پلاژیوکلاز به‌صورت میکرولیتی و پیروکسن به‌صورت ریزدانه در میان آنها دیده می‌شود (شکل ۳-B). گاه نیز پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل ساده و تکراری دیده می‌شوند (شکل ۳-C). در این نوع سنگ‌ها، پلاژیوکلاز به‌صورت ریزبلور تا درشت‌بلور با بافت غربالی نیز یافت می‌شود. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در متن ریزدانه، بافت پورفیری را پدید آورده است (شکل ۳-C). بیشتر پیروکسن‌ها به‌صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار در زمینه سنگ یافت می‌شوند. پیروکسن‌ها به‌صورت ریزبلور و درشت‌بلور در سنگ دیده می‌شوند. پیروکسن‌های درشت در زمینه ریز بلور، بافت پورفیری را پدید آورده‌اند (شکل ۳-C).

آندزیت-بازالت

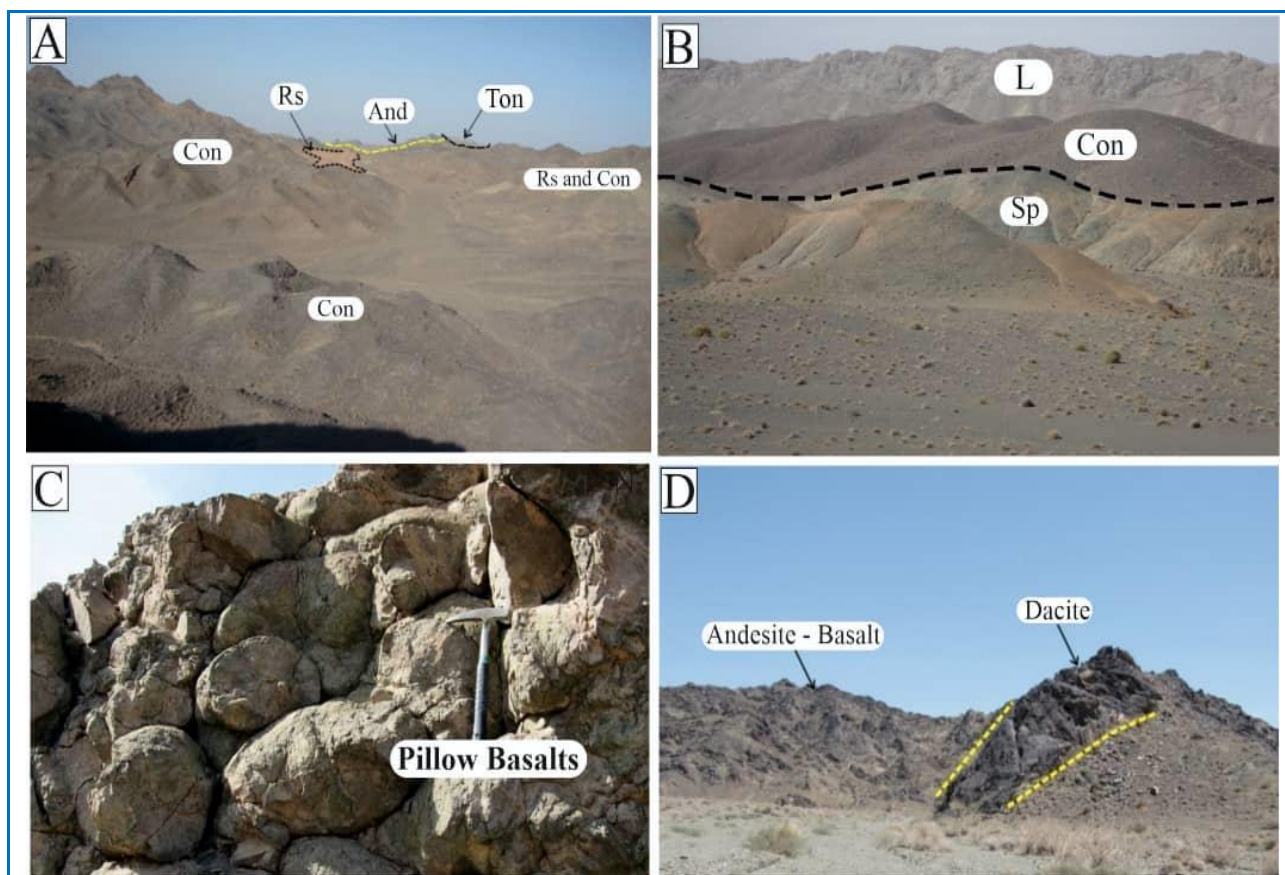
این گدازه‌ها به رنگ قهوه‌ای تیره تا قهوه‌ای مایل به

سرخ دیده می‌شوند. آندزیت - بازالت‌ها بافت حفره‌ای دارند که با کانی‌های ثانوی پر شده‌اند. بافت‌های رایج این سنگ‌ها میکروپورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند. کانی‌ها اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول است. درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز به‌صورت درشت بلور یا میکرولیتی در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با ماکل تکراری و ساده است. این کانی به‌صورت ریزبلور تا درشت‌بلور حضور دارد. گاه بافت گلومروپورفیری که در اثر اجتماع بلورهای پلاژیوکلاز پدید آمده است در سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-D). پیروکسن‌ها از دیگر کانی‌های مهم این سنگ‌ها هستند. پیروکسن شکستگی نشان می‌دهد و به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با ماکل ساده دیده می‌شود. گاه در پی تجمع پیروکسن‌ها بافت گلومروپورفیری نیز پدید آمده است. آمفیبول به‌همراه پیروکسن به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و سوزنی هستند (شکل ۳-E). کانی‌های ثانوی در این سنگ‌ها شامل زئولیت با ماکل پروانه‌ای (شکل ۳-F)، کانی کدر که به‌صورت میانبار در کانی زئولیت یافت می‌شود (شکل ۳-F) و کانی کلسیت به‌صورت نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۳-G). کلریت نیز در پی تجزیه پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها پدید آمده است (شکل ۳-D).

داسیت - ریوداسیت

واحد داسیت-ریوداسیت در بخش‌های مختلف کمپلکس ماهیرود همراه گدازه‌های آندزیت-بازالتی دیده می‌شود و بیشتر به‌صورت دایک است (شکل ۳-D). گاه سنگ‌های داسیتی ساخت منشوری دارند. این سنگ‌ها بافت‌های میکروپورفیری، گلومروپورفیری و غربالی نشان می‌دهند (شکل ۳-H). در این واحدهای سنگی، پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۳-H). همچنین، این کانی‌ها به‌صورت ریزبلور تا درشت‌بلور، بافت غربالی دارند (شکل ۳-H). در این سنگ‌ها، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه بافت پورفیری را پدید آورده‌اند (شکل ۳-H). کوارتز با حاشیه گردشده و بسیار دانه‌ریز نیز در زمینه سنگ دیده می‌شود.

² Pillow Basalts



شکل ۲. تصاویرهای صحرایی از واحدهای سنگی منطقه ماهیرود (A) حضور آندزیت (And)، تونالیت (Ton)، کنگلومرا (Con) و ماسه‌سنگ سرخ (Rs) در منطقه ماهیرود (دید رو به شمال)؛ (B) جایگاه گدازه‌های بازالتی (Sp) در کنار کنگلومرا (Con) و آهک‌ها (L) (دید رو به جنوب‌خاوری)؛ (C) تصویر بازالت‌های بالشی منطقه ماهیرود (دید رو به شمال)؛ (D) دایک داسیتی درون آندزیت-بازالت‌ها (دید رو به جنوب‌خاوری).

Figure 2. Field images of the rock units in the Mahiroud area: **A**) The presence of andesite (And), tonalite (Ton), conglomerate (Con) and red sandstone (Rs) in the Mahiroud area (view to the north); **B**) The location of basaltic lavas (Sp) next to conglomerate (Con) and limestones (L) (view to the southeast); **C**) Image of Pillow Basalts in Mahiroud area (view to the north); **D**) Dacite dyke within andesite-basalts (view to southeast).

همچنین، آن جایی که از عنصرهای کمیاب نامتحرک مانند REE و HFSE که در برابر عوامل ثانوی که ترکیب سنگ را تحت تأثیر قرار می‌دهند، مقاوم هستند و به تغییر و تأثیرات گرمایی حساسیت کمتری دارند برای رده‌بندی سنگ‌ها و تعیین سری ماگمایی بهره گرفته شده است؛ به گونه‌ای که بر پایه نمودار نسبت Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y ، نمونه‌های ماهیرود در محدوده‌های بازالت ساب‌آلکان (توله‌ایتی)، بازالت-آندزیت و آندزیت جای می‌گیرند (شکل ۴ - B). این نمونه‌ها با چندین محدوده

نتایج و بحث

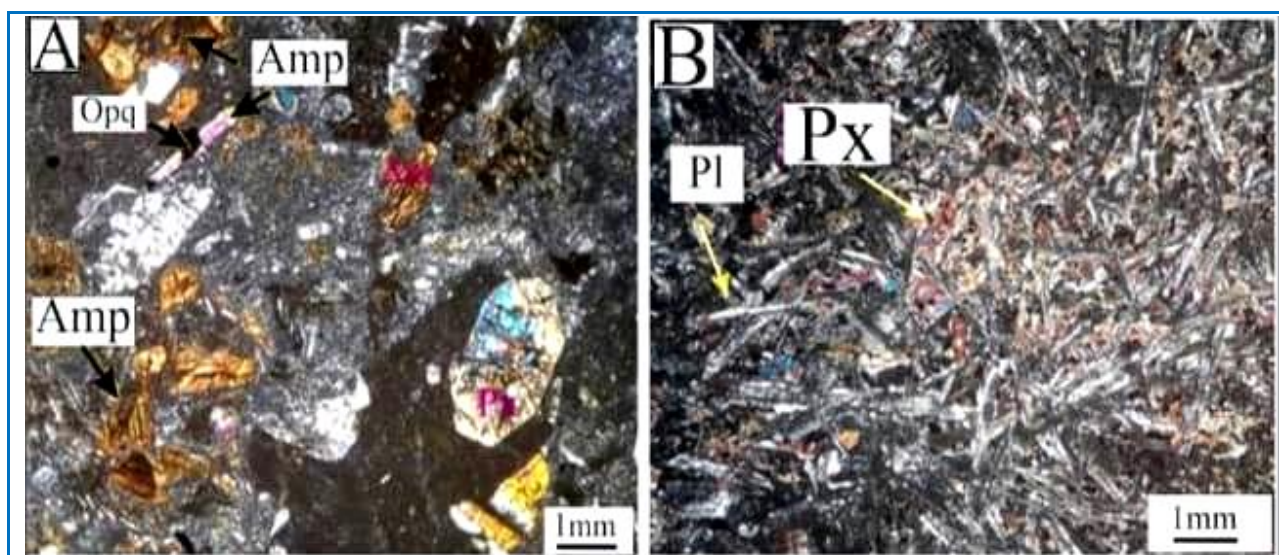
زمین‌شیمی

داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ کل نمونه‌های آتشفشانی منطقه ماهیرود در جدول ۱ آورده شده‌اند. بر پایه این تجزیه‌ها، در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (شکل ۴-A)، نمونه‌های ماهیرود در محدوده‌های بازالت، بازالت-آندزیت، بازالت-تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت تا داسیت-ریوداسیت جای می‌گیرند.

مرزی میان این دو جای می‌گیرند. البته در شکل ۴-A شماره کمی از نمونه‌ها (دو نمونه) با N-MORB همپوشانی دارند. از نظر مقایسه نمونه‌های ماهیروود با نمونه‌های مربوط به کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان که از نوع کمان اقیانوسی است، نمونه‌های ماهیروود با آندزیت و بازالت‌های این کمان همپوشانی و نزدیکی دارند که در شکل ۴-B این همانندی به خوبی دیده می‌شود.

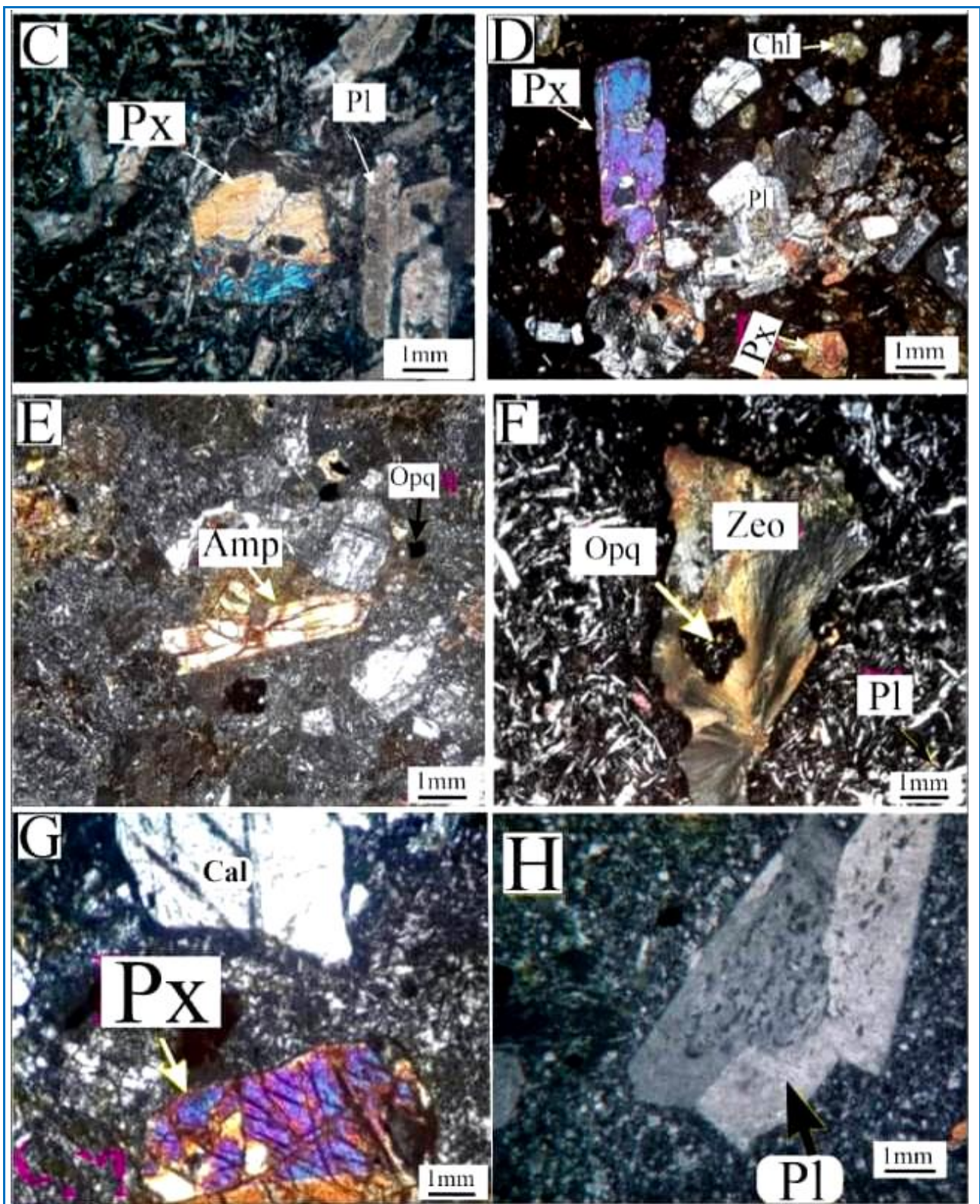
زمین‌شیمیایی شامل بازالت‌های مورب نرمال مربوط به کمربند کوهزایی آلبانید-هیند (Saccani et al., 2003)، دریای جنوبی چین E-MORBs (Sun et al., 2020)، آندزیت، بازالت و آذرآواری‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان (Nicholson et al., 2010; Siddiqui et al., 2015) مقایسه شده‌اند.

نمونه‌های آتشفشانی ماهیروود از نظر مقایسه با ترکیب N-MORB و E-MORB در محدوده‌های



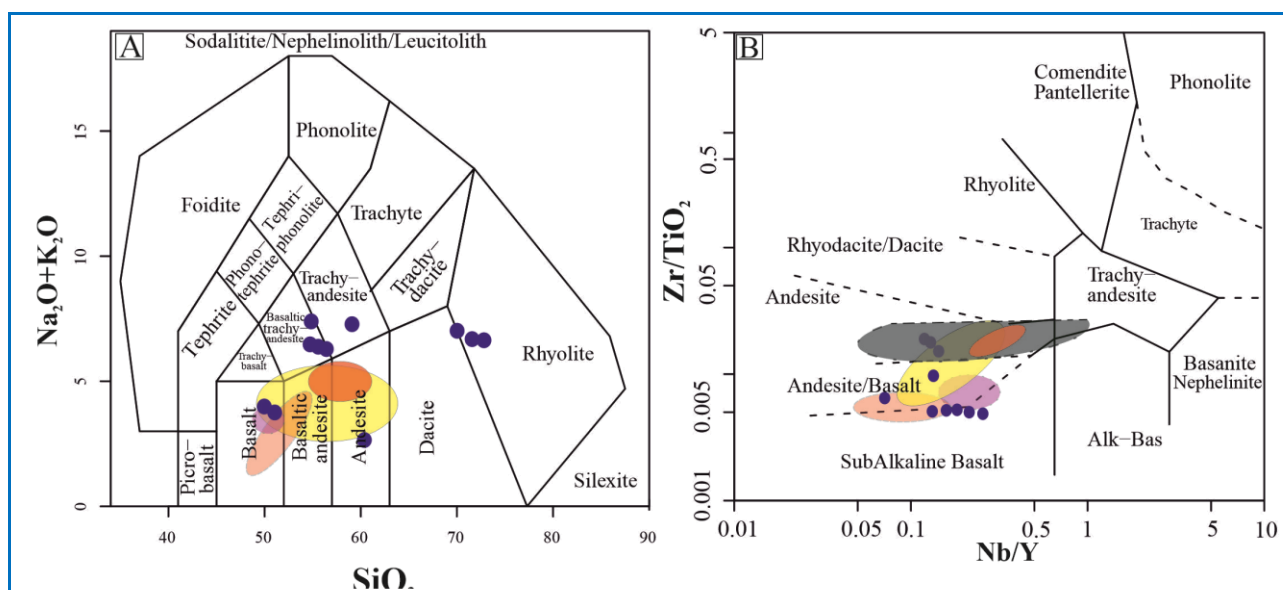
شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ماهیروود (A) آمفیبول‌های بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار با ماکل ساده و کانی‌های کدر در بازالت‌های ساب‌آلکالن (توله‌ایتی)؛ (B) پیروکسن‌های بی‌شکل و پلاژیوکلازهای میکرولیتی در بازالت‌های ساب‌آلکالن (توله‌ایتی)؛ (C) پیروکسن و پلاژیوکلاز شکل‌دار در بازالت‌های ساب‌آلکالن (توله‌ایتی)؛ (D) پیروکسن‌های بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار با ماکل ساده که در برخی موارد به کلریت تجزیه شده‌اند در آندزیت-بازالت‌ها؛ (E) آمفیبول‌های بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار با ماکل ساده و کانی‌های کدر در آندزیت-بازالت‌ها؛ (F) کانی ثانویه ژئولیت به همراه پلاژیوکلازهای بی‌شکل و کانی‌های کدر در آندزیت-بازالت‌ها؛ (G) کلسیت و پیروکسن در آندزیت-بازالت‌ها؛ (H) پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با بافت غربالی با کوارتزهای ریزبلور در واحد داسیت-ریوداسیت (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از: Whitney and Evans (2010)).

Figure 3. Microscopic images of volcanic rocks in the Mahiroud area: **A)** Anhedral and subhedral amphiboles with Carlsbad twinning and opaque mineral in sub alkaline basalts (Tholeiitic); **B)** Anhedral pyroxene and microlites of plagioclase in sub alkaline basalts (Tholeiitic); **C)** Euhedral plagioclase and pyroxene in sub alkaline basalts (Tholeiitic); **D)** Anhedral and subhedral pyroxenes with Carlsbad twinning and altered to chlorite in andesite - basalts; **E)** Anhedral and subhedral amphiboles with Carlsbad twinning and opaque in andesite - basalts; **F)** Zeolite as a secondary mineral, anhedral plagioclase and opaque in andesite - basalts; **G)** Calcite and pyroxene in andesite - basalts; **H)** Euhedral to Subhedral plagioclase with sieved texture and quartz in dacite-rhyodacites (Abbreviations of minerals are from Whitney and Evans (2010)).



شکل ۳. ادامه.

Figure 3. Continued.



شکل ۴. نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود در (A) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994); (B) نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) (منابع محدوده‌ها: بازالت‌های نرمال کمر بند کوهزایی آلبانید-هلنید (Saccani et al., 2003); E-MORBs در بای جنوبی چین (Sun et al., 2020); آندزیت، بازالت و آذرآواری‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان (Nicholson et al., 2010; Siddiqui et al., 2012; Siddiqui et al., 2015)).

Figure 4. Classification of Mahiroud volcanic rocks in (A) SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagram (Middlemost, 1994); (B) Nb/Y versus Zr/TiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1977) (normal basalts related to the Albanide-Hellenide orogenic belt (Saccani et al., 2003); E-MORBs from the Southwest Sub-Basin, South China Sea (Sun et al., 2020); andesite, basalt and volcanoclastics related to the Rasko volcanic arc in Pakistan (Nicholson et al., 2010; Siddiqui et al., 2012; Siddiqui et al., 2015)).

برابر Nb/Y ، نمونه‌های ماهیروود در محدودهٔ توله‌ایتی جای می‌گیرند (شکل ۵-C) که نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ ماهیروود حاصل ذوب نسبی کم فشار اسپینل لرزولیت هستند و ذوب در ژرفای کمتر از میدان پایداری گارنت رخ داده است. در شکل ۵-D نیز نمونه‌ها افزون‌بر پیروی از روند منحنی، در محدودهٔ مرزی توله‌ایتی-کالک‌آلکان جای می‌گیرند و نوعی غنی‌شدگی از آهن در هنگام تبلور بخشی را نشان می‌دهند که از Irvine and Baragar, 1971). بر پایهٔ نمودار P_2O_5 در برابر Zr سنگ‌های منطقه در محدودهٔ بازالت‌های توله‌ایتی جای می‌گیرند که این نمونه‌ها با محدودهٔ

تعیین سری ماگمایی و خاستگاه

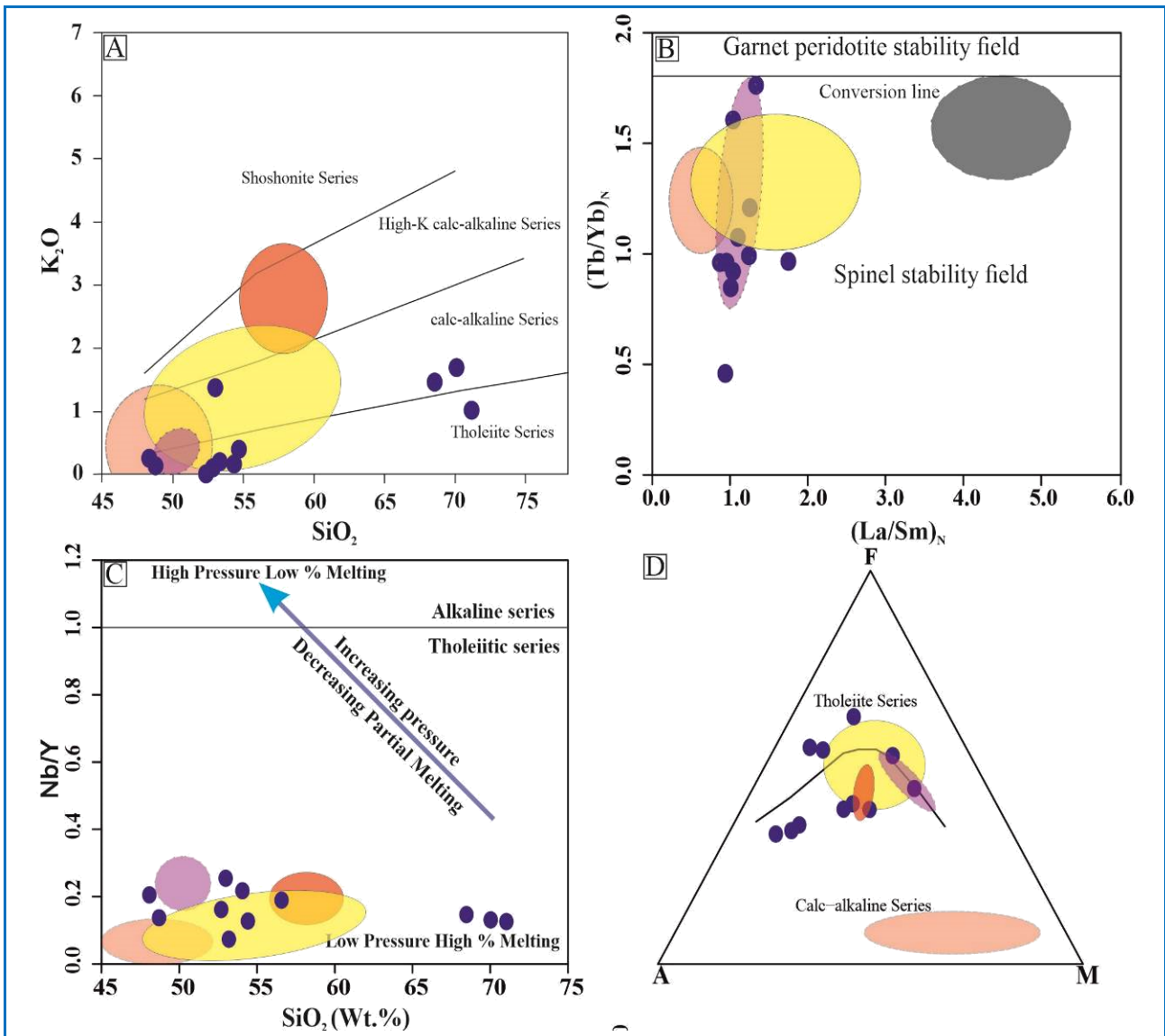
بر پایهٔ نمودار مقدار SiO_2 در برابر K_2O ، بیشتر نمونه‌ها در محدودهٔ سری توله‌ایتی (کم پتاسیم) جای می‌گیرند و سه نمونه نیز با ترکیب داسیت-ریوداسیت در محدودهٔ سری کالک‌آلکان (پتاسیم متوسط) جای می‌گیرند (شکل ۵-A). در نمودار بهنجارشده به ترکیب کندریت $(\text{La}/\text{Sm})_N$ در برابر $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ (شکل ۵-B)، مقدار $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ نمونه‌های آتشفشانی ماهیروود همگی از ۱/۸ کمتر است و در ناحیهٔ اسپینل پریدوتیت جای می‌گیرند که نشان‌دهندهٔ ژرفای پیدایش ماگما در محدودهٔ ۸۰ کیلومتر و کمتر از آن است. در نمودار SiO_2 در

MORB در مجموعه یوجنشین دقیقاً در راستای منحنی ذوب اسپینل-لرزولیت جای می‌گیرند که نشان می‌دهد آنها از یک خاستگاه گوشته کمابیش کم ژرف‌تر با اسپینل به‌عنوان یک فاز پایدار سرچشمه می‌گیرند و نمونه‌های منطقه ماهیروود نیز در این محدوده جای می‌گیرند. بر پایه آنچه که در نمودار دیده می‌شود بیشتر نمونه‌ها دچار ذوب ۱۰ تا ۲۰ درصد شده‌اند و تنها سه نمونه کمتر از ۱۰ درصد هستند. همچنین، این نمونه‌ها، بر بازالت‌های نرمال کمر بند کوهزایی آلبانید-هلند، E-MORB دریای جنوبی چین و هم‌روند با بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان هستند. بر پایه نمودار Nb/Y در برابر TiO_2/Yb ، بیشتر نمونه‌ها (مگر سه نمونه بازالتی) در محدوده N-MORB جای می‌گیرند (شکل ۶-B) و نمونه‌های ماهیروود با محدوده N-MORB کمر بند کوهزایی آلبانید-هلند و بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان همپوشانی دارند. بر پایه نمودار Zr در برابر Ti/1000، بیشتر نمونه‌های منطقه ماهیروود (مگر سه نمونه بازالتی) در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۶-C). بر پایه نمودار Zr در برابر Zr/Y که شاخص خوبی برای تفکیک میان بازالت‌های جزیره‌های کمانی، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای است (Pearce and Norry, 1979)، نمونه‌های بازیک‌تر منطقه در محدوده ترکیبی بازالت جزیره‌های کمانی جای گرفته‌اند و دیگر نمونه‌ها که ترکیب اسیدی‌تر و محتوای Zr/Y بیشتری دارند در محدوده MORB جای گرفته‌اند. در این نمودار، نمونه‌های ماهیروود همپوشانی خوبی با بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان که از نوع کمان اقیانوسی است نشان می‌دهند (شکل ۶-D).

بازالت‌های نرمال کمر بند کوهزایی آلبانی-هلند همپوشانی دارند و روندی همانند بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان نشان می‌دهند (شکل ۵-E). در نمودار Zr در برابر Y که دو محیط درون صفحه‌ای و مرتبط با کمان آتشفشانی را از هم تفکیک می‌کند، سنگ‌های منطقه ماهیروود در محدوده کمان آتشفشانی جای می‌گیرند و همان‌گونه که دیده می‌شود این نمونه‌ها همپوشانی کمی با بازالت‌های میان اقیانوسی نرمال مربوط به کمر بند کوهزایی آلبانید-هلند، بازالت‌های میان اقیانوسی نرمال (Sun and McDonough, 1989) و E-MORB دریای جنوبی چین نشان می‌دهند؛ اما با بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان همپوشانی و روند همانندی دارند (شکل ۵-F).

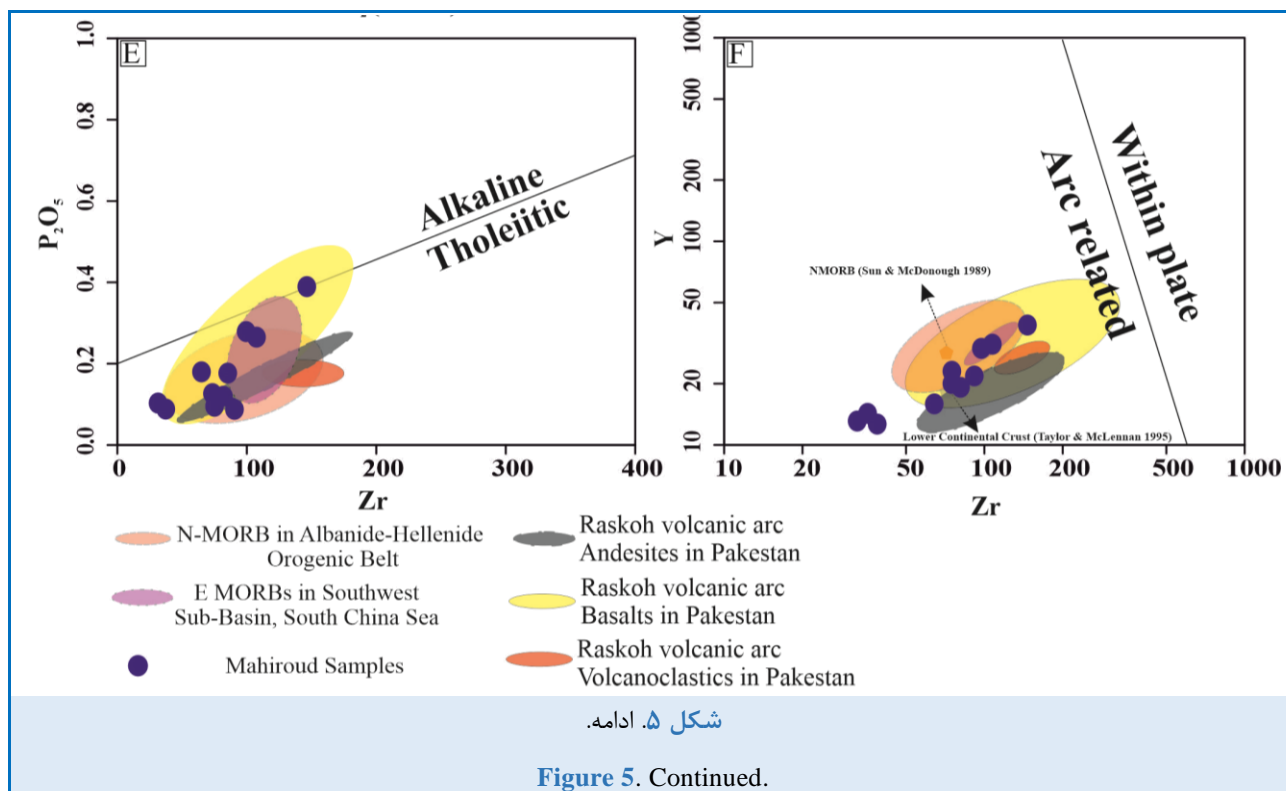
خاستگاه گوشته‌ای و درجه ذوب بخشی سنگ‌های آتشفشانی مافیک در نمودار La/Yb برابر Yb و منحنی‌های ذوب بخشی برای منابع گارنت و اسپینل-لرزولیت (Baker et al., 1997) بررسی می‌شود (شکل ۶-A). سه روند متمایز در این نمودار دیده می‌شوند که روند موازی محور افقی مربوط به گارنت-لرزولیت، روند منحنی شکل مربوط به اسپینل-گارنت-لرزولیت و روند موازی محور عمودی مربوط به اسپینل-لرزولیت است. در این نمودار، برای شاخص، از ترکیب دو گروه سنگ در مجموعه یوجنشین^۳ (Bi et al., 2017) بهره گرفته شده است. نمونه‌های OIB مجموعه یوجنشین در یک منطقه انتقالی میان منحنی‌های ذوب گارنت-لرزولیت و اسپینل-لرزولیت جای گرفته‌اند که نشان می‌دهد ماگما از ذوب بخشی گوشته ژرف‌تر در ناحیه پایداری گارنت خاستگاه گرفته است. نمونه‌های

³ Yuejinshan Complex



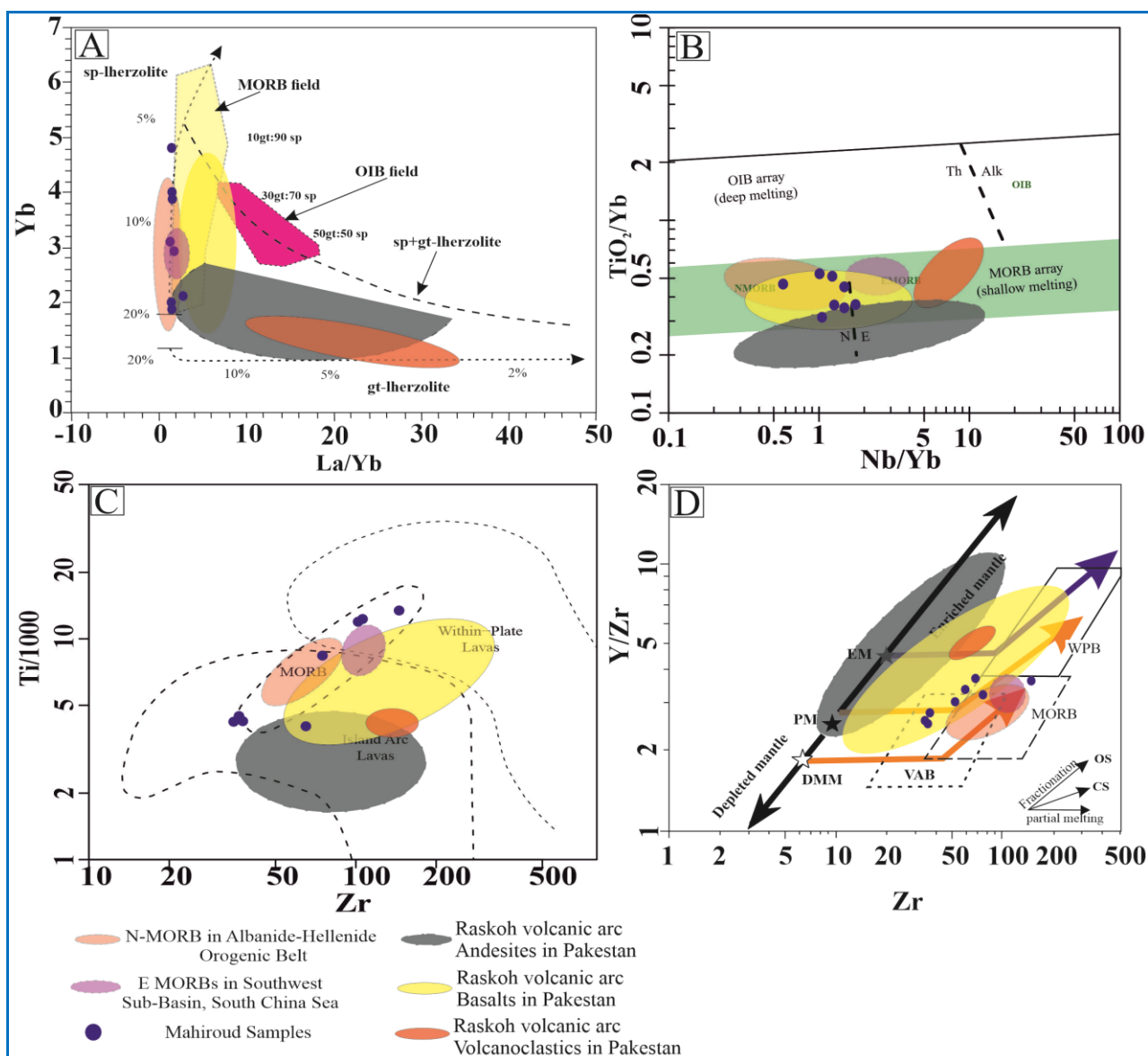
شکل ۵. سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود در **A**) نمودار تعیین سری ماگمایی SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976); **B**) نمودار $(\text{La}/\text{Sm})_N$ در برابر $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ (بهنجارشده به ترکیب کندریت) (Furman et al., 2004); **C**) نمودار Nb/Y در برابر SiO_2 (Furman et al., 2004); **D**) نمودار AFM برای تفکیک سری توله‌ایتی از کالک آلکان (Irvin and Barragar, 1971); **E**) تفکیک سری آلکان و توله‌ایتی در نمودار Zr در برابر P_2O_5 (Winchester and Floyd, 1977); **F**) تفکیک محیط درون صفحه‌ای و مرتبط با کمان آتشفشانی در نمودار Zr در برابر Y (Müller and Groves, 1997).

Figure 5. Mahiroud volcanic rocks in **A**) SiO_2 versus K_2O diagram for magmatic series discrimination (Peccerillo and Taylor, 1976); **B**) $(\text{La}/\text{Sm})_N$ versus $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ diagram, normalized to chondrite composition (Furman et al., 2004); **C**) SiO_2 versus Nb/Y diagram (Furman et al., 2004); **D**) AFM discrimination diagram for calc-alkaline and tholeiitic series (Irvin and Barragar, 1971); **E**) Zr versus P_2O_5 discrimination for alkaline and tholeiitic series (Winchester and Floyd, 1977); **F**) Zr versus Y discrimination diagram for within-plate and volcanic arc setting (Müller and Groves, 1997).



نسبت Sm/Yb را تغییر نمی‌دهد؛ زیرا ضریب تفریق هر دو عنصر Sm و Yb همانند هم هستند؛ اما با افزایش درجات ذوب‌بخشی چه‌بسا محتوای Sm مذاب‌ها کاهش یابد (Aldanmaz et al., 2000). عنصر Yb معمولاً با گارنت سازگارتر است تا کلینوپیروکسن یا اسپینل که در آن نسبت Sm/Yb در سنگ‌ها باید به کانی‌شناسی منبع بازالت حساس باشد. در نمودار Sm/Yb در برابر Sm ، منحنی‌های مذاب برای اسپینل-لرزولیت و گارنت-لرزولیت رسم شده است (شکل C-۷). ترکیب مودال اسپینل-لرزولیت به صورت $Ol: 53\%$ ، $Opx: 27\%$ ، $Cpx: 17\%$ و $Sp: 3\%$ و گارنت-لرزولیت به صورت $Ol: 60\%$ ، $Opx: 20\%$ ، $Cpx: 10\%$ و $Grt: 10\%$ است (Walter, 1998; Kinzler, 1997). در این نمودار شکل C-۷ نمونه‌ها روی خط اسپینل-لرزولیت و روند ذوب ۱۰ تا ۲۰ درصد جای گرفته‌اند و در محدوده بازالت‌های نرمال، منطبق بر N-MORBs کمر بند کوهزایی آلبانید-هلند و همچنین نمونه‌های بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان جای دارند.

بر پایه نمودار Ce/Yb در برابر Ce که ژرفای ذوب‌بخشی را نشان می‌دهد، نمونه‌های بازالتی-آندزیتی منطقه ماهیرود در ژرفای ۳۰ تا ۵۰ کیلومتری و بازالت‌های توله‌ایتی در ژرفای کمتر از ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری جای گرفته‌اند و نمونه‌های بازالتی-آندزیتی ماهیرود با محدوده N-MORB کمر بند کوهزایی آلبانید-هلند همخوانی دارند؛ اما نمونه‌های بازالت توله‌ایتی به لحاظ ژرفا، مگر یک نمونه، هیچ همپوشانی با محدوده N-MORBs کمر بند کوهزایی آلبانید-هلند نشان نمی‌دهند و همانند نمونه‌های بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان هستند (شکل A-۷). در نمودار Gd/Yb در برابر Gd ، نمونه‌های منطقه ماهیرود در محدوده گارنت-آمفیبول-فلوگوپیت-لرزولیت جای گرفته‌اند و محدوده بیشتر از ۱۰ درصد ذوب‌بخشی را نشان می‌دهند (شکل‌های B-۷ و C-۷). همچنین، در این نمودارها، روند و همپوشانی بازالت‌های توله‌ایتی ماهیرود همانند بازالت‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان است (شکل B-۷). ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته اسپینل لرزولیتی



شکل ۶. سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود در (A) نمودار La/Yb در برابر Yb (Baker et al., 1997)؛ (B) نمودار Nb/Y در برابر TiO₂/Yb (Pearce and Norry, 1979)؛ (C) نمودار Zr در برابر Ti/1000 (Pearce, 2008)؛ (D) نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979).

Figure 6. Mahiroud volcanic rocks in (A) La/Yb versus Yb diagram (Baker et al., 1997); (B) Nb/Yb versus TiO₂/Yb diagram (Pearce, 2008); (C) Zr versus Ti/1000 diagram (Pearce, 2008); (D) Zr versus Zr/Y diagram (Pearce and Norry, 1979).

نیز به نوبه خود با محیط تکتونوماگمایی که در آن پدید آمده‌اند مرتبط است.

یکی از نسبت‌های تعیین‌کننده محیط خاستگاه ماگما، نسبت Ba/La است؛ به گونه‌ای که این نسبت برای N-MORB برابر با ۴-۱۰ و برای E-MORB و بیشتر بازالت‌های درون‌صفحه‌ای برابر با ۱۰-۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیشتر از ۱۵ است (Gill, 1981). مقدار نسبت

تعیین محیط زمین‌ساختی

یکی از اهداف اصلی این پژوهش ارزیابی سرشت و اهمیت زمین‌ساختی رویدادهای ماگمایی است که در منطقه ماهیروود در زمین‌درز سیستان رخ داده است. به گفته بسیاری از پژوهشگران (مانند: Pearce, 1982)، تفاوت‌های ترکیبی میان انواع ماگما به ویژگی‌های منابع مختلفی بستگی دارد که از آنها خاستگاه گرفته‌اند و آن

گوشته‌ای را می‌توان برشمرد (Wilson, 1989). الگوی ناهنجاری مثبت از عنصرهای Ba, Sr و K همراه با بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های جزیره‌های کمائی است (Pearce et al., 1984). ناهنجاری منفی عنصر Ce در سنگ‌های آتشفشانی جزیره‌های کمائی نشانه پیدایش سیالات پدیدآمده ناشی از ذوب و آزدایی رسوبات پلاژیک پوسته اقیانوسی فرورونده است. آنومالی ضعیف عنصر Eu پیامد تمرکز آن در کانی پلاژیوکلاز است. در شکل A-10 و B-10، نمونه‌های منطقه ماهیروود از نظر روند عنصرها و همچنین، همخوانی در غنی‌شدگی و تهی‌شدگی بیشترین شباهت را با N-MORB کمربند کوهزایی آلبانید-هیلند و آندزیت، بازالت و آذرآواری‌های کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان دارند.

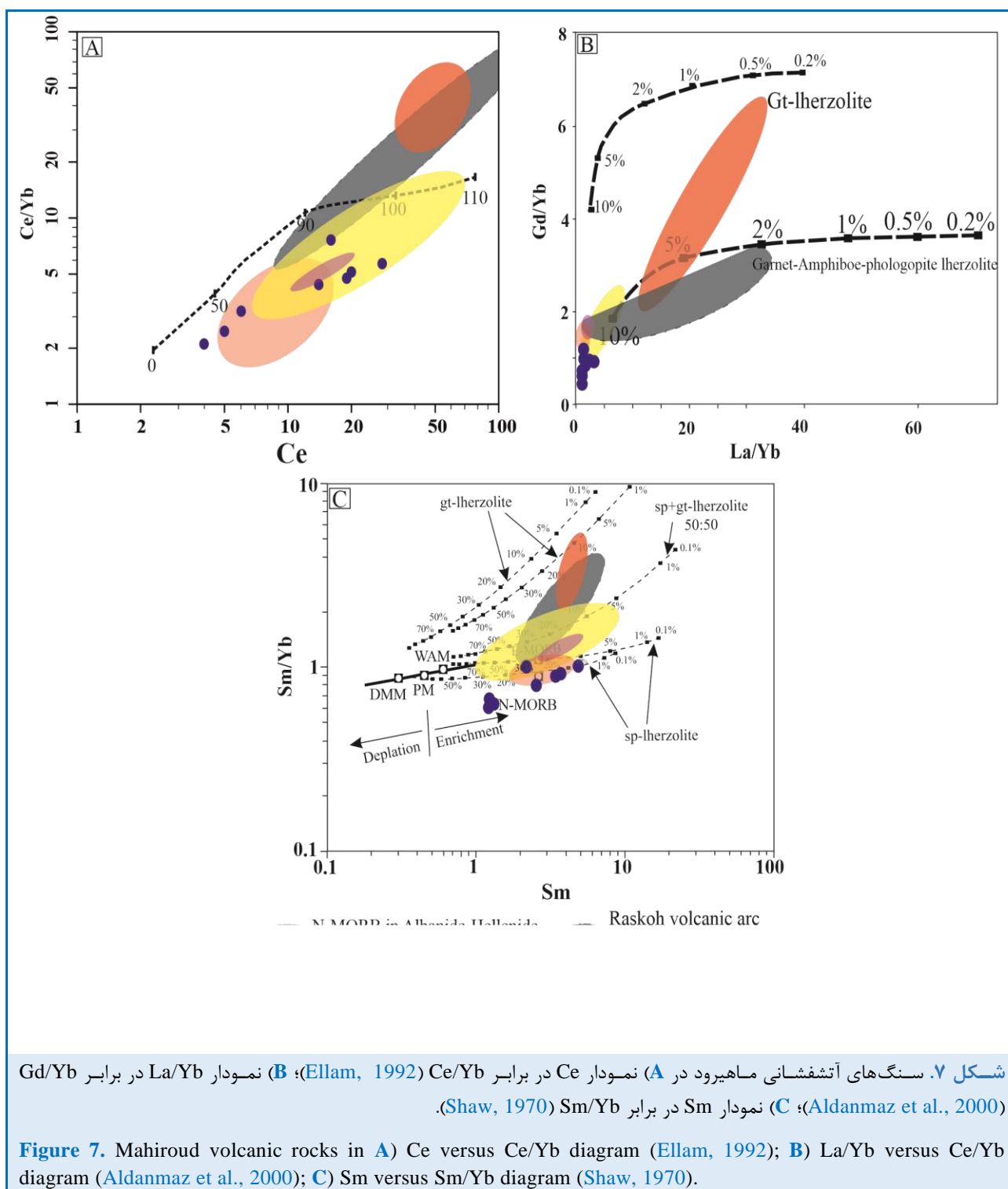
در شکل‌های A-11 و B-11 که نمونه‌ها نسبت به ترکیب گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، عنصرهای Nb, Rb, Th, La, Ce, Ti و P آنومالی منفی و عنصرهای Cs, Pb, Ba, K و Sr آنومالی مثبت دارند. غنی‌شدگی از LILE به‌همراه تهی‌شدگی از HFSE به ویژه Nb, Ta و Zr از ویژگی‌های مناطق کمائی (فرورانشی) است (Stolz et al., 1990). غنی‌شدگی از عنصرهای ناسازگار با پتانسیل یونی کم مانند Rb, Ba, K و Sr را در کنار آنومالی منفی عنصرهای ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند Nb, Ti و P را دلیلی بر ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانش می‌دانند (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Ti بیشتر با کانی‌های تیتانیوم‌دار مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل و برخی آمفیبول‌ها کنترل می‌شود.

در شکل‌های A-12 و B-12 عنصرهای کمیاب نسبت به ترکیب کندریت بهنجار شده‌اند. در این نمودار آنومالی شاخص، آنومالی منفی Nb و Ti است این رخداد می‌تواند پیامد دگرنهادشدن گوشته باشد. به باور برخی پژوهشگران آنومالی منفی Nb و Ti از ویژگی‌های ماگمای وابسته به محیط فرورانشی است (Castillo, 2006). سنگ‌های آتشفشانی منطقه ماهیروود در این نمودار، غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE نشان نمی‌دهند که این پدیده نیز از ویژگی‌های توله‌ایت‌های جزیره‌های کمائی است (شکل‌های A-12 و B-12).

یادشده در کمان‌های آتشفشانی، از مناطق کششی و مناطق پشت کمائی بیشتر است (Gill, 1981). در سنگ‌های ماهیروود میانگین این نسبت برابر با ۲۰ است که نشان می‌دهد سنگ‌های منطقه ماهیروود در کمان‌های آتشفشانی پدید آمده‌اند. برخی نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی در شکل ۸ نشان داده شده است. سنگ‌های ماهیروود در شکل‌های A-8 و B-8 در محدوده‌های مربوط به بازالت‌های نوع کوهزایی و بازالت‌های توله‌ایتی جای می‌گیرند؛ اما در شکل C-8، این سنگ‌ها در محدوده N-MORBs و در شکل D-8 که بر پایه تغییرات در غلظت V در برابر Ti است و به‌عنوان ابزاری برای سنجش فعالیت اکسیژن ماگما و پدیده‌های جدایش بلورین به‌کار می‌رود، نمونه‌های ماهیروود در محدوده توله‌ایت جزیره‌های کمائی جای می‌گیرند و با محدوده MORB همپوشانی کمی نشان می‌دهند (Rollinson, 1993).

الگوی توزیع عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌های سری‌های ماگمایی مختلف در جزیره‌های اقیانوسی در شکل ۹ آورده شده است (شکل‌های A-9, B-9 و C-9). همان‌گونه که در شکل D-9 نشان داده شده است نمونه‌های ماهیروود از روندی همانند توله‌ایت جزیره‌های کمائی (شکل B-9) پیروی می‌کنند. الگوی بهنجار شده عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های ماهیروود نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)، الگویی صاف را نشان می‌دهد (شکل D-9) که از ویژگی‌های ماگماهای توله‌ایتی جزیره‌های کمائی به‌شمار می‌رود و همچنین، از میان محدوده‌های بررسی شده بیشترین انطباق را با آندزیت‌های کمان آتشفشانی راسکو نشان می‌دهد.

سنگ‌های منطقه ماهیروود که نسبت به ترکیب N-MORB بهنجار شده‌اند (شکل‌های A-10 و B-10) از LILE غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در جزیره‌های کمائی، غنی‌شدگی از LILE در پی دگرنهادشدن گوشته روی می‌دهد. این نیز پیامد سیالات آبداری است که از پوسته فرورونده به درون گوه گوشته‌ای در ژرفاهای گوناگون نفوذ کرده است و موجب دگرنهادشدن و در نتیجه پیدایش مناطق خاستگاه بازالت‌های کمائی می‌شوند (Wilson, 1989). تهی‌شدگی از HFSE دلایل مختلفی می‌تواند داشته باشد؛ برای نمونه، درجات بالای ذوب‌بخشی و توزیع آنها در خاستگاه



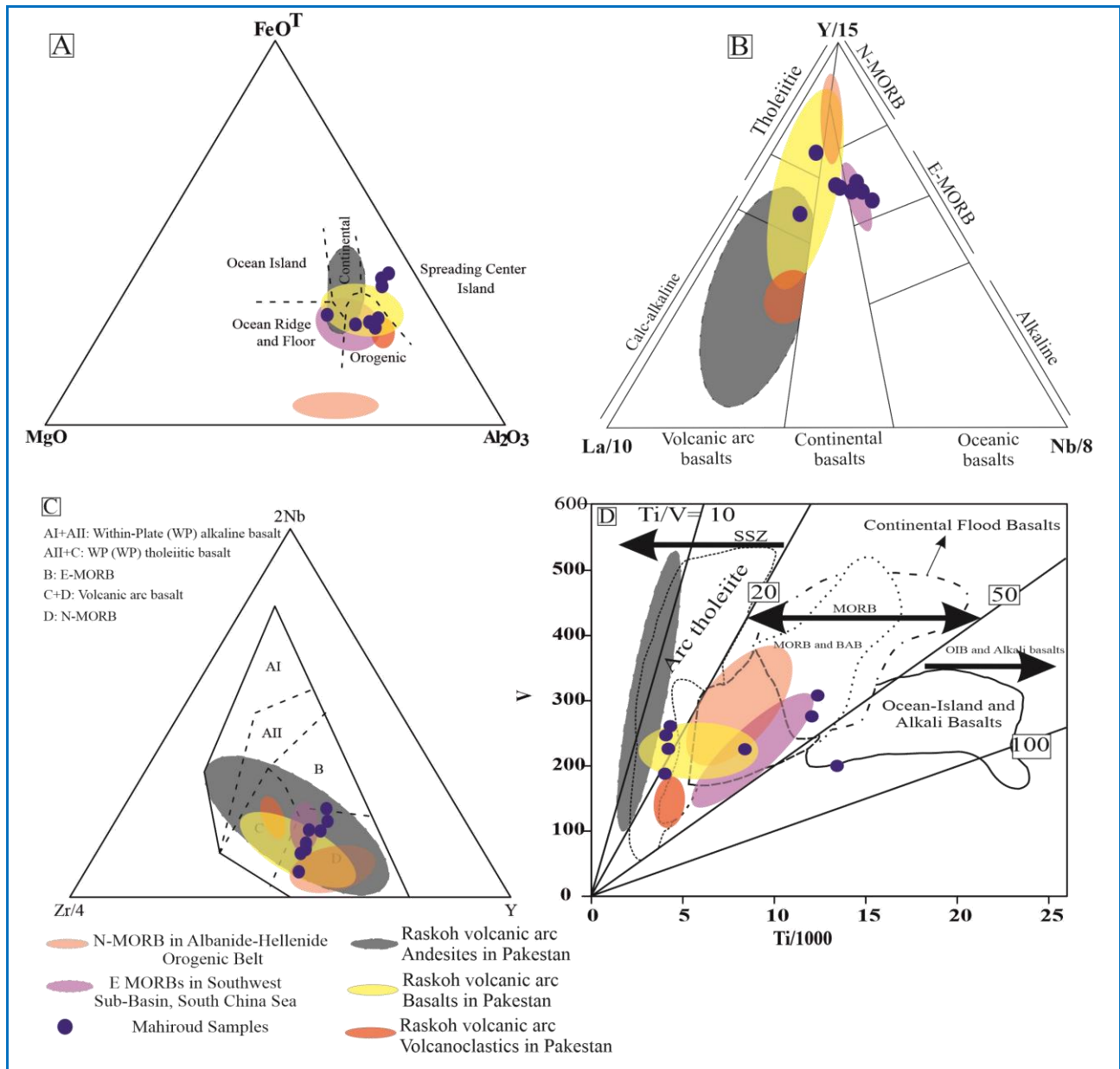
پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول از کانی‌های اصلی آنها به‌شمار می‌روند. داسیت-ریوداسیت‌ها بیشتر به‌صورت دایک هستند و گاه ساخت منشوری دارند. این سنگ‌ها بافت‌های میکروپورفیری، گلومروپورفیری و غربالی دارند و پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌ها اصلی آنها به‌شمار می‌روند. بازالت‌های ساب‌آلکان (توله‌ایتی) در

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی منطقه ماهیروود طیفی از سنگ‌های آندزیت-بازالت، داسیت-ریوداسیت و بازالت بالشی (بازالت‌های توله‌ایتی) را در بر می‌گیرند. آندزیت-بازالت‌ها بافت‌های میکروپورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری دارند و

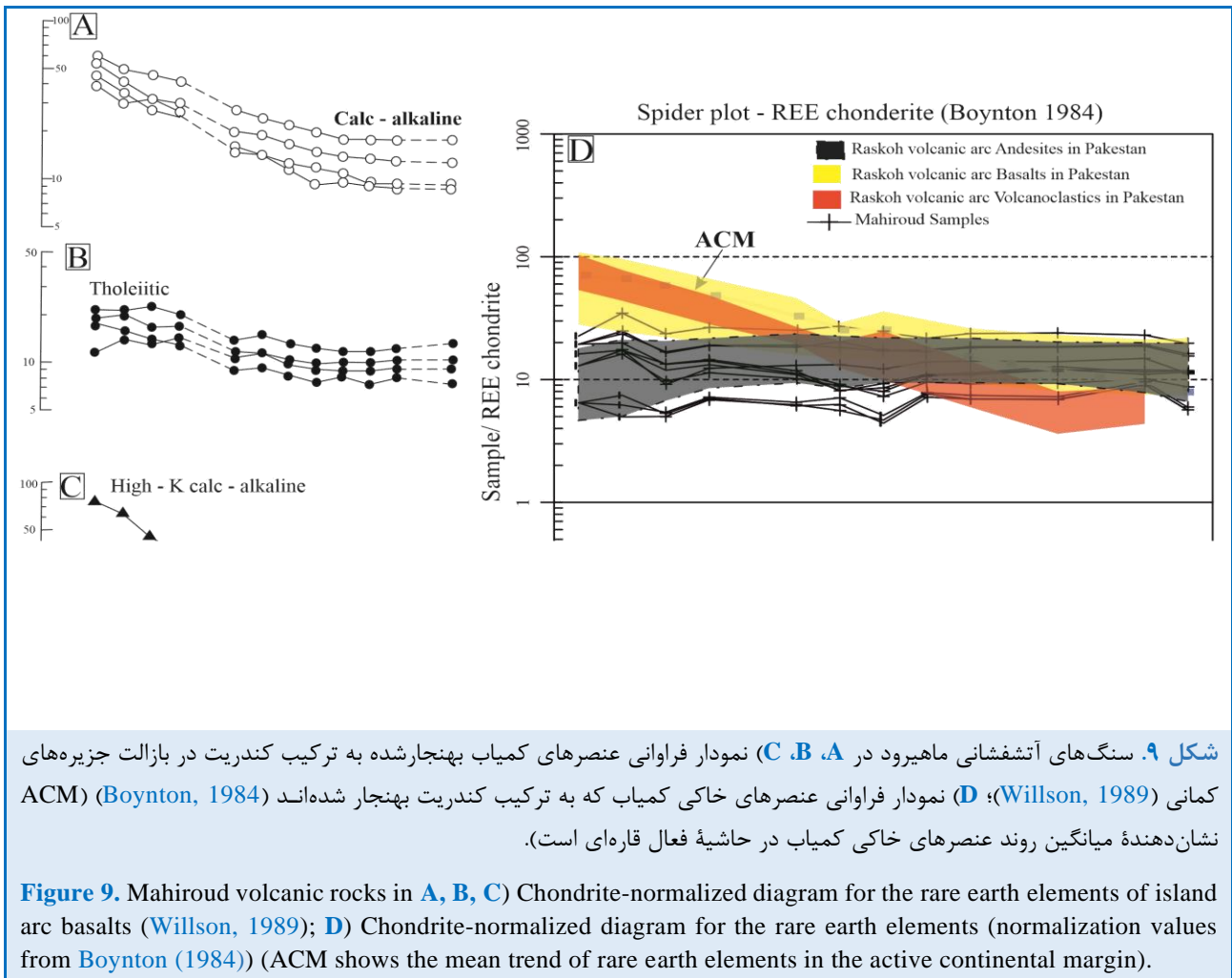
آنها هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود نشان می‌دهد ماگمای سازنده این سنگ‌ها از نوع توله‌ایتی (کم پتاسیم) است و از ذوب اسپینل پریدوتیت در ژرفای کمتر از میدان پایداری گارنت پدید آمده است.

منطقه ماهیروود گسترش و وسعت بسیاری دارند. از ویژگی‌های صحرایی بارز آنها وجود ساخت بالشی است. این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، غربالی، میکرولیتی و بادامکی دارند. پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول از کانی‌ها اصلی سازنده

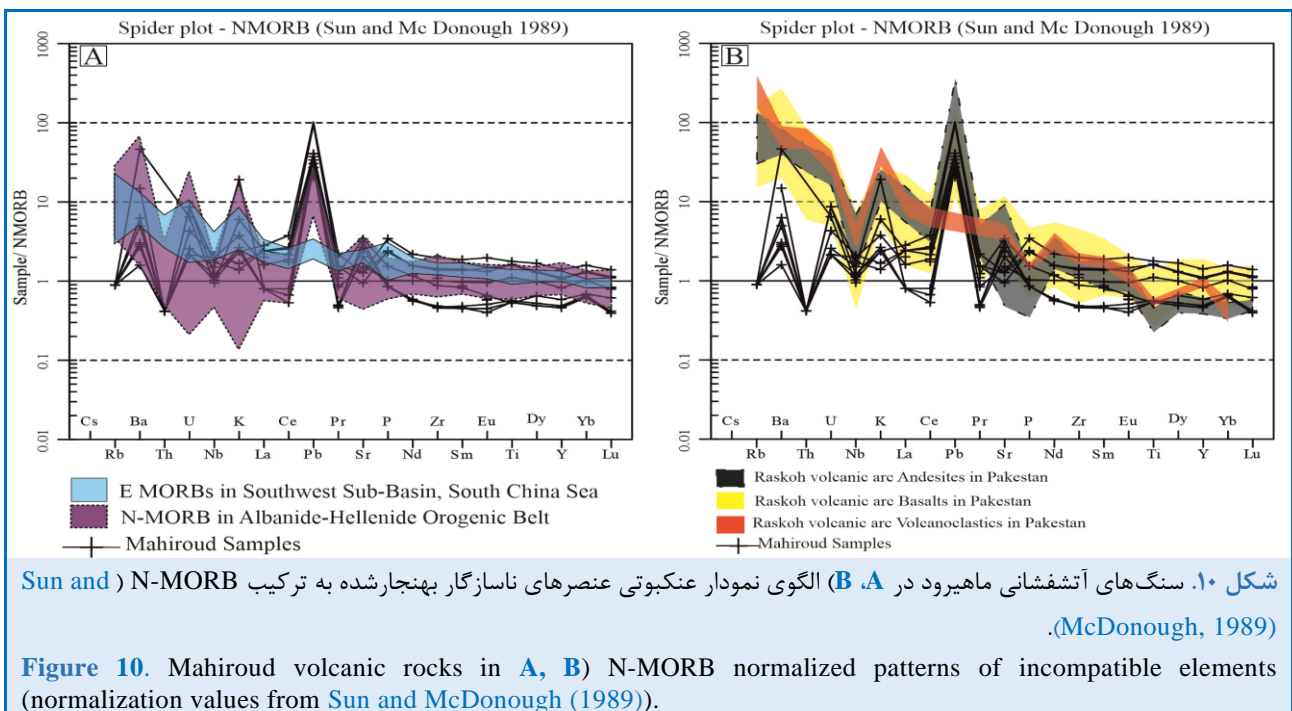


شکل ۸. سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود در **A** نمودار سه‌تایی FeO^T - MgO - Al_2O_3 (Pearce et al., 1977); **B** نمودار سه‌تایی $Y/15$ - $La/10$ - $Nb/8$ (Cabanis and Lecolle, 1989); **C** نمودار سه‌تایی $2Nb$ - $Zr/4$ - Y (Meschede, 1986); **D** نمودار $Ti/1000$ در برابر V (Rollinson, 1993).

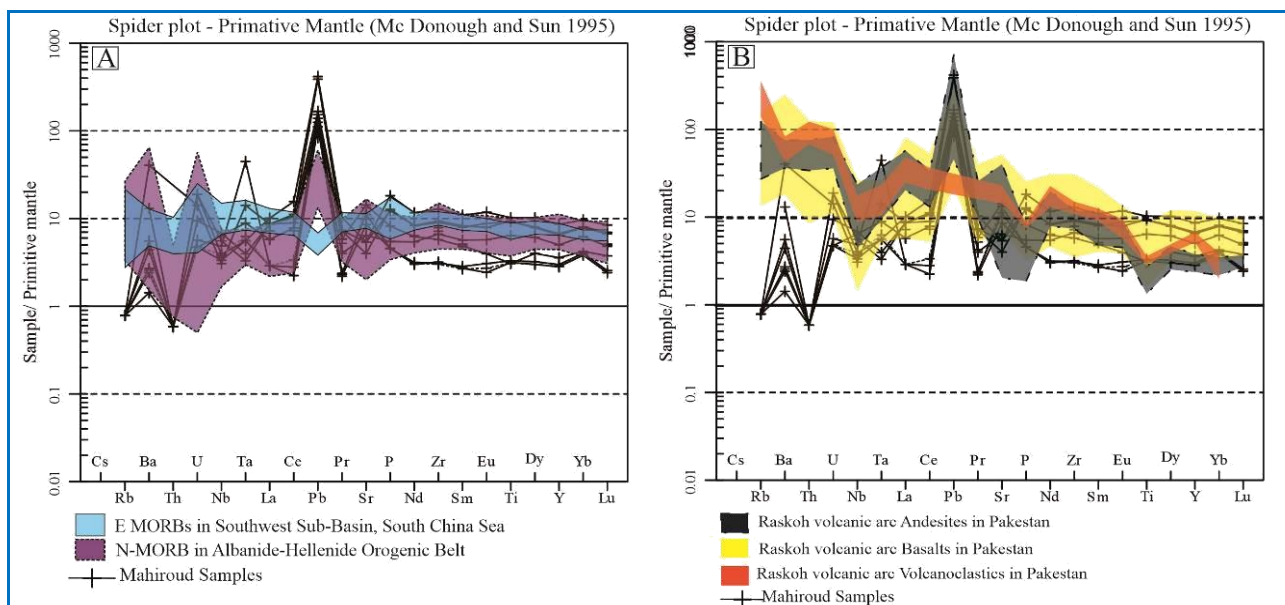
Figure 8. Mahiroud volcanic rocks in **A**) FeO^T - MgO - Al_2O_3 diagram (Pearce et al., 1977); **B**) $Y/15$ - $La/10$ - $Nb/8$ diagram (Cabanis and Lecolle, 1989); **C**) $2Nb$ - $Zr/4$ - Y diagram (Meschede, 1986); **D**) $Ti/1000$ versus V diagram (Rollinson, 1993).



شکل ۹. سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود در **A, B, C**) نمودار فراوانی عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت در بازالت جزیره‌های کمانی (Willson, 1989); **D**) نمودار فراوانی عنصرهای خاکی کمیاب که به ترکیب کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984) (ACM نشان‌دهنده میانگین روند عنصرهای خاکی کمیاب در حاشیه فعال قاره‌ای است).

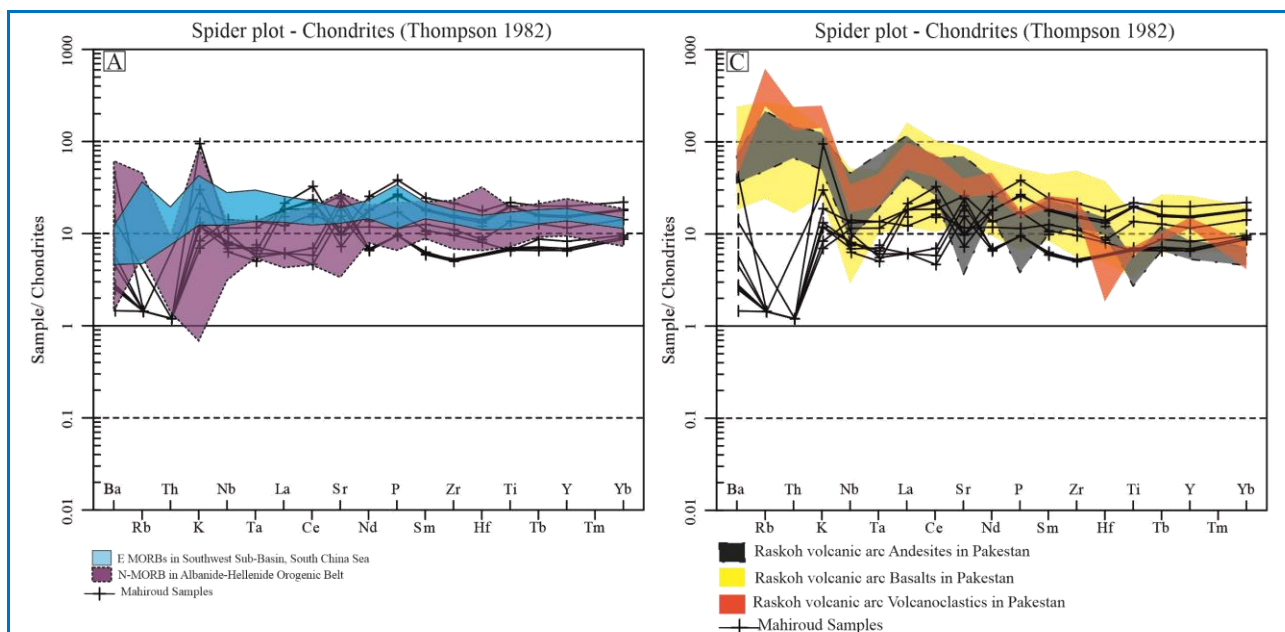


شکل ۱۰. سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود در **A, B**) الگوی نمودار عنکبوتی عنصرهای ناسازگار بهنجار شده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۱۱. سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود در (A, B) الگوی نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

Figure 11. Mahiroud volcanic rocks in (A, B) Primitive mantle normalized patterns of incompatible elements (normalization values from Sun and McDonough (1989)).



شکل ۱۲. سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود در (A, B) الگوی نمودار عنکبوتی عنصرهای ناسازگار به ترکیب کندریت (Thompson, 1982).

Figure 12. Mahiroud volcanic rocks in (A, B) Chondrite-normalized patterns of incompatible elements (normalization values from Thompson (1982)).

ماهیرود با نمونه‌های بازالتی کمان آتشفشانی راسکوی پاکستان نیز گواهی بر این نوع محیط زمین‌ساختی است. جایگاه زمین‌ساختی کمان آتشفشانی این سنگ‌های آتشفشانی همانند

از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، بیشتر نمونه‌های منطقه ماهیرود در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی اقیانوسی جای می‌گیرند. همخوانی نمونه‌های بازالت‌های ساب‌آلکان منطقه

بررسی‌های انجام‌شده روی استوک تونالیتی مجموعه آتشفشانی-درونی ماهیرود و سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک
در نزدیکی این مجموعه چه‌بسا تاکیدی بر ماگماتیسم جزیره‌های کم‌انی در منطقه ماهیرود است.

References

- 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, 67-95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M., and Homam, S.M. (2011) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 283-296. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.02.014>
- Baker, J., Menzies, M., Thirlwall, M., and Macpherson, C.G. (1997) Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. *Journal of Petrology*, 38, 1359-1390. <https://doi.org/10.1093/etroj/38.10.1359>
- Bayetgoll, A., Monaco, P., Jalili, F. and Mahmudy Gharai, M.H (2016) Depositional environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. *Cretaceous Research*, 60, 28-81. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.10.015>
- Bi, J.H., Ge, W.C., Yang, H., Wang, Z.H., Tian, D.X., Liu, X.W., Xu, W.L., and Xing, D.H. (2017) Geochemistry of MORB and OIB in the Yuejinshan Complex, NE China: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145, 475-493. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.025>
- Boynnton, W.V. (1984) Geochemistry of the Rare Earth Elements. *Meteorite Studies. Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry*, 2, 63-114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., and Salimi, Z. (2013) New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170-171, 17-34. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.012>
- Cabanis, 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. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Series II*, 309, 2023-2029. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:130943641>
- Camp, V.E. and Griffis, R.J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15, 221-239. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7)
- Castillo, P.R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51, 257-268. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>
- Delavari, M., Dolati, A., and Alipoorian, E. (2017) Geochemistry of volcanic rocks from the south of Gazik (east of Birjand): implications for the evolution of Sistan Ocean (eastern Iran). *Petrological Journal*, 8, 21-42 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/IJP.2017.82010.0>
- Ding, X., Li, J., Zheng, C., Huang, W., Cui, R., Dou, Y., and Sun, Z. (2014) Chemical composition of the basalts on East Pacific rise (1.5 N~ 1.5 S) and South Mid-Atlantic ridge (13.2 S). *Marine Geology & Quaternary Geology*, 34, 57-66. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1140.2014.05057>
- Eftekharnjad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society*, 82, 19-28.
- Ellam, R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20, 153-156. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2)
- Furman, T., Bryce, J.G., Karson, J., and Iotti, A. (2004) East African Rift System (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya. *Journal of Petrology*, 45, 1069-1088. <https://doi.org/10.1093/etrology/egh004>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Gill, J.B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- Guillou, Y., Maurizot, P., and De la Villcon, H. (1981) Mahiroud Quadrangle map, Scale 1: 100000.

- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Keshtgar, S., Boomeri, M., and Bagheri, S. (2019) Mineral chemistry of Tonalitic Stock of Mahirud complex, Sistan suture zone, East of Iran. *Researches in Earth Sciences*, 10, 94-107(in Persian). <https://doi.org/10.52547/esrj.10.3.94>
- Kinzler, R.J. (1997) Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid ocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 102, 853-874. <https://doi.org/10.1029/96JB00988>
- 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, 207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Middlemost, E.A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mohammadi, A., Burg, J. P., Bouilhol, P., and Ruh, J. (2016) U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. *Lithos*, 248, 293-308. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.003>
- Müller, D. and Groves, D.I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer, Berlin. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-23051-1>
- Namvaran, M., Tatar, M., and Motavalli-Anbaran, S.H. (2020) Imaging the 2–D crust and upper mantle structure of the Iranian plateau resolved by potential field and seismic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 300, 106445. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106445>
- Nicholson, K., Khan, M., and Mahmood, K. (2010) Geochemistry of the Chagai–Raskoh arc, Pakistan: Complex arc dynamics spanning the Cretaceous to the Quaternary. *Lithos*, 118, 338-348. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.05.008>
- 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, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>
- Pearce, J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Thorpe, R.S., ed. *Orogenic andesites and related rocks*, Chichester, England, John Wiley and Sons, pp. 528-548. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., and Birkett, T.C. (1977) The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 121-132. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90193-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90193-5)
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A., and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107, 295-332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 352p. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Rubin, K.H. and Sinton, J.M. (2007) Inferences on mid-ocean ridge thermal and magmatic structure from MORB compositions. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 257-276. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.035>
- Saccani, E., Photiades, A., and Padoa, E. (2003) Geochemistry, petrogenesis and tectono-magmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks from the Koziakas Mélange (Western Thessaly, Greece). *Ophioliti*, 28, 43-57. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v28i1.189>
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., and Amini, S. (2010) Petrological and geochemical constraints on the

- origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117, 209-228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016>
- Shaw, D.M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Shervais, J.W., Reagan, M., Haugen, E., Almeev, R.R., Pearce, J.A., Prytulak, J., Ryan, J.G., Whattam, S.A., Godard, M., and Chapman, T. (2019) Magmatic response to subduction initiation: Part 1. Forearc basalts of the Izu Bonin arc from IODP Expedition 352. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 314-338. <https://doi.org/10.1029/2018GC007731>
- Siddiqui, R.H., Jan, M.Q., and Khan, M.A. (2012) Petrogenesis of late Cretaceous lava flows from a Cenozoic island arc: The Raskoh arc, Balochistan, Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 59, 24-38. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.004>
- Siddiqui, R.H., Khan, M.A., Jan, M.Q., Kakar, M.I., and Kerr, A.C. (2015) Geochemistry and petrogenesis of Oligocene volcanoclastic rocks from the Chagai arc: implications for the emplacement of porphyry copper deposits. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 8655-8667. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1815-6>
- Sorbadere, F., Schiano, P., Métrich, N., and Bertagnini, A. (2013) Small-scale coexistence of island-arc and enriched-MORB-type basalts in the central Vanuatu arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 1305-1321. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0928-8>
- Stolz, A., Varne, R., Davies, G., Wheller, G., and Foden, J. (1990) Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 585-601. <https://doi.org/10.1007/BF00302497>
- Sun, S.S. and McDonough, W. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun, K., Wu, T., Liu, X., Chen, X. G., and Li, C.F. (2020) Litho-geochemistry of the mid-ocean ridge basalts near the fossil ridge of the southwest sub-basin, South China Sea. *Minerals*, 10, 465. <https://doi.org/10.3390/min10050465>
- Thompson, B.M. (1982) Growth and development of *Pseudocalanus elongatus* and *Calanus* sp. in the laboratory. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 62(2), 359-372. <https://doi.org/10.1017/S0025315400057337>
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2)
- Walter, M.J. (1998) Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39, 29-60. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.1.29>
- Whitney, D. and Evans, B. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. 466p. Unwin Hyman, London, <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., and Lee, H.Y. (2012) Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154, 392-405. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>
- Zheng, J. (2009) Comparison of mantle-derived materials from different spatiotemporal settings: Implications for destructive and accretional processes of the North China Craton. *Chinese Science Bulletin*, 54, 3397-3416. <https://doi.org/10.1007/s11434-009-0308-y>