Researches in Earth Sciences

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

Research Article

Source and geodynamics of dolerites of Kuhrang salt dome

Pardis Jafari[1], Nahid Shabanian Boroujeni[1*], Alireza Davoudian Dehkordi[1], Hossein Azizi[2]

1-Department of Natural Engineering, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

2-Department of Mining Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Received: 25 Jul 2019 Accepted: 07 Jan 2020

Extended Abstract

Introduction

Formation and rocks of Kuhrang salt dome in Zagros zone, Chaharmahal Va Bakhtiari province, are equivalent to the same units in the Hormuz Formation of Persian Gulf. Evaporate basins of Late Precambrian – Early Cambrian resulted in the deposition of Hormuz and similar series (Arian and Noroozpour, 2015; Motiei, 2001). The basins were formed due to the extensional tectonic phase, as a continental rift, in the continental crust of Iran and neighboring countries occurred during Infracambrian (Nabavi, 1976; Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981). Acidic and mostly alkaline magmatism is dominated in the rifts resulting from the extensional phase (Berberian and King, 1981).

Magmas of the continental rifts mainly have alkaline nature and they are rich volatile material (e.g. halogens and CO_2) and LILE (Lithophile large ion elements), indicating they are driven from enriched sources of the mantle (Wilson, 1989; Bailey, 1983). In the continental rift regions, the lavas mostly form during the fractional crystallization of basaltic magmas which are contaminated by the variant degree of crustal sources (Wilson, 1989).

The aim of the paper is the determination of geochemical characters, tectonic setting and source of the doleritic rocks of Kuhrang salt dome by using whole-rock analyses.

Materials and Methods

After field sampling and microscopic studies, 8 fresh samples were analyzed for whole-rock geochemical determination by ICP-ES and ICP-MS methods in ACME lab (Vancouver, Canada).

Results and Discussion

The igneous rocks of Kuhrang salt dome display the including textures (intergranular and sometimes ophitic). Their mineralogy consists of plagioclase, pyroxene, amphibole, titanite and leucoxene. Compositionally, the rocks have 47.02-48.10 %wt. of SiO_2. Therefore they plot in field of basic igneous rocks. The rocks display variable contents of K_2O (3.34-4.28 wt.%), medium values of Na_2O (1.11-2.37 wt.%), MgO (5.21-6.29 wt.%) and $Fe_2O_3^*$(3.93-4.60 wt.%).

In the Zr/TiO2-Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977), the studied rocks are plotted in basalt field and have sub-alkaline nature. Also, the samples display tholeiitic nature on the Ce/Yb-Ta/Yb diagram (Pearce, 1982).

Citation: Jafari, P. et al, 2020. Source and geodynamics of dolerites of Kuhrang salt dome, *Res. Earth. Sci:* 11(1), (32-46)
DOI: 10.52547/esrj.11.1.32

* Corresponding author E-mail address: shabanian.nahid@sku.ac.ir

Copyright: © 2020 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY). license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Shahid Beheshti University

Researches in Earth Sciences

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

The chondrite normalized REE patterns show low enrichment in the LREEs relative to HREEs, which confirm E-MORB nature for their origin. Geochemical diagrams (e.g. Zr/Y-Zr (Pearce and Norry, 1979); Zr/4-Y-2 Nb (Meschede, 1986); Zr/117-Th- Nb/16 (Wood, 1980); Ti-Zr (Pearce, 1982)) show that the rocks have occurred in tectonic setting of intracontinental rift. TiO_2 concentrations (2.38-2.48 wt.%) are relatively high in the rocks suggesting asthenospheric mantle (enrichment mantle) as their source. Moreover, flat patterns in HREEs (Tb_N/Yb_N= 1.58-1.74) and CaO/Al_2O_3 ratios (0.48-0.66) demonstrate spinel-mantle sources rather than garnet ones. Enrichment of Ba, Rb, K and $K_2O>Na_2O$ and Rb/Sr-Ba/Rb diagram (Furman and Graham, 1999) reveal a mantle source involvement of phlogopite (Rosenthal et al, 2009).

Conclusion

Basic magma of Kuhrang salt dome doleritic rocks, show sub-alkaline nature (tholeiite) with various K_2O contents. It has been formed in tectonic setting of intra- continental rift due to low partial melting of phlogopite spinel lherzolite of asthenospheric mantle.

Keywords: Intra continental rifts, Dolerite, Salt dome, Zagros.

Copyright: © 2020 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY). license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

منشاء و ژئودینامیک دلریت‌های گنبد نمکی کوهرنگ

پردیس جعفری[۱] ناهید شبانیان بروجنی*[۱]، علیرضا داودیان دهکردی[۱]، حسین عزیزی[۲]

۱-گروه مهندسی طبیعت، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران
۲-گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۵/۳
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۱۰/۱۷

چکیده

در این مقاله به بررسی خصوصیات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های مافیک ناحیه کوهرنگ به عنوان بخشی از پهنه ساختاری زاگرس در استان چهارمحال و بختیاری پرداخته می‌شود. سنگ‌های آذرین گنبد نمکی کوهرنگ دارای بافت اینترگرانولار و گاهی افتیک با کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، تیتانیت و لوکوکسن می‌باشند. این سنگ‌ها حاوی ۴۸/۱۰ -۴۷/۰۲ درصد وزنی سیلیس بوده و از نظر ترکیبی در محدوده سنگ‌های آذرین بازیک قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها میزان K_2O متغیر (۲۸/۳۴-۴/۱ درصد وزنی)، Na_2O متوسط (۱/۱۱–۲/۳۷ درصد وزنی)، MgO (۵/۲۱–۶/۲۹ درصد وزنی) و $Fe_2O_3^*$ (۳/۹۳- ۴/۶۰ درصد وزنی) را نشان می‌دهند. میزان TiO_2 در آنها نسبتا بالاست. در نمودار به هنجار شده به کندریت غنی‌شدگی از LREEs نسبت به عناصر HREEs مشاهده می‌شود که بیانگر ماهیت E-MORB برای ماگمای منشا این سنگ‌هاست. نمودارهای ژئوشیمیایی، شکل‌گیری سنگ‌های منطقه در محیط درون صفحه و ریفت قاره‌ای را نشان می‌دهد که دارای منشا مانتوی آستنوسفری بوده و آلایش پوسته‌ایی چندانی را متحمل نشده است. نسبت CaO/Al_2O_3 برابر ۰/۶۶-۰/۴۸ به همراه الگوی تخت در HREE موید یک منشا مانتویی اسپینل‌دار است.

واژه‌های کلیدی: ریفت‌های درون قاره‌ای، دلریت، گنبد نمکی، زاگرس.

*- نویسنده مسئول: Email: shabanian.nahid@sku.ac.ir

مقدمه

کوه‌های زاگرس بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر با جهت NW - SE از شرق ترکیه تا سیستم گسل میناب -زندان در جنوب ایران امتداد دارد (Sarkarinejad et al, 2009; Stöcklin, 1968; Haynes and McQuillan, 1974). این رشته کوه نتیجه برخورد میان صفحه عربی و صفحه سیمرین است. بیش از ۱۰۰ ساختار برآمدگی نمک در نواحی کوه زاگرس و خلیج فارس قابل تشخیص است (Kent, 1979; Talbot and Alavi, 1996; Khodabakhshnezhad and Arian, 2016). بیش‌تر بیرون‌آمدگی ساختار نمک به مرکز و قسمت شرق زاگرس و منطقه خلیج فارس وابسته است (Khodabakhshnezhad and Arian, 2016). منطقه گنبد نمکی کوهرنگ در پهنه زاگرس و در استان چهارمحال بختیاری واقع شده است که با سری هرمز مطابقت دارد. هرمز و سری‌های مشابه در حوضه‌های تبخیری در زمان پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین نهشته شدند (Arian and Noroozpour, 2015; Motiei, 2001). شواهد زمین‌شناسی حاکی از آن است که سرزمین ایران و کشورهای همجوار در طی اینفراکامبرین دچار فاز کششی بوده و حالت ریفتی داشته است (نبوی، ۱۳۵۵؛ Stöcklin, 1968; Berbrian and King, 1981). در این ریفت‌ها ماگماتیسم اسید و اکثرا آلکالن از رونق خاصی برخوردار بوده است (Berbrian and King, 1981). ویژگی عمومی ماگماهای CRZ (مناطق ریفت قاره‌ای) ماهیت آلکالن، غنی بودن از مواد فرار (هالوژن‌ها و CO_2) و غنی بودن از LILE است که بیانگر اشتقاق از منابع غنی مانتو هستند (Wilson, 1989; Bailey, 1983). در این مناطق، اکثر گدازه‌ها محصول تبلور بخشی ماگماهای بازالتی هستند که ممکن است با درجات متفاوت توسط مواد پوسته‌ایی آلوده شده باشد (Wilson, 1989). بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، تعیین محیط زمین‌ساختی و منشاء تشکیل سنگ‌های دلریتی گنبد نمکی کوهرنگ با استفاده از آنالیز سنگ کل هدف این مقاله می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه

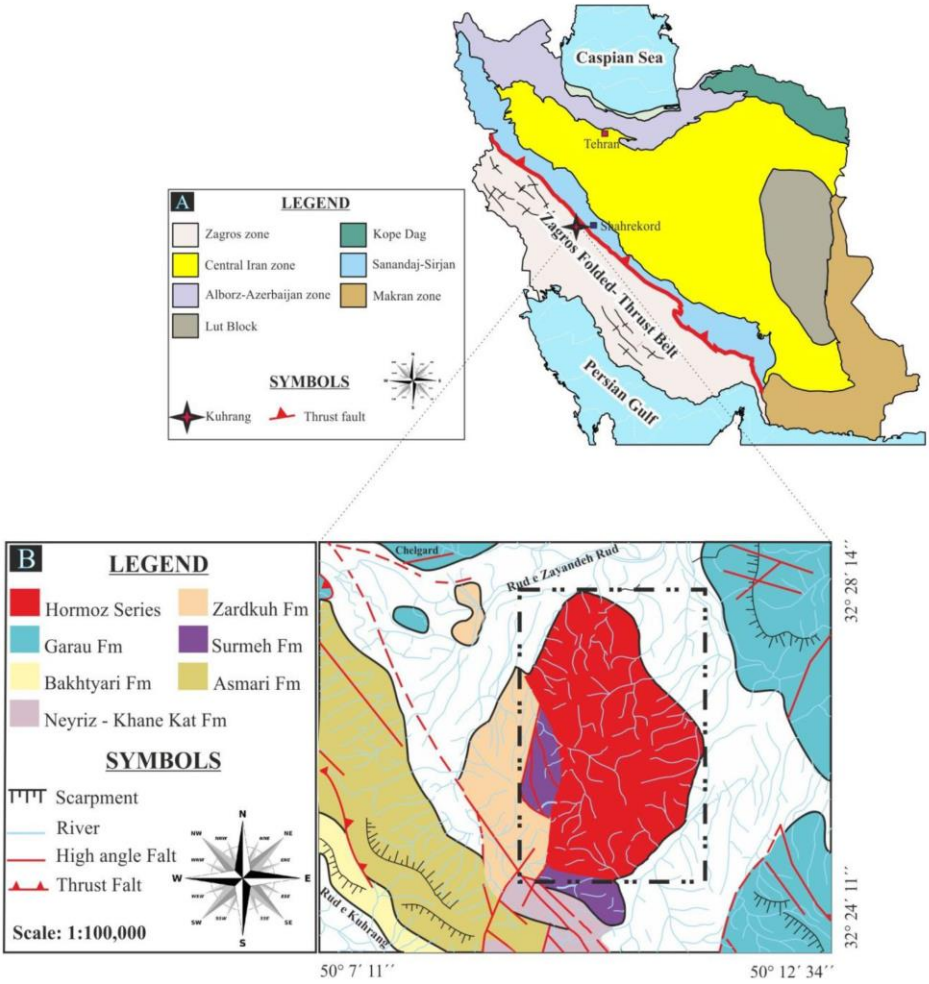
زمین‌شناسی منطقه

به‌طور کلی ۱۶ گنبد نمکی در استان چهارمحال بختیاری گزارش شده است. گنبد نمکی کوهرنگ در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی ″۱۵ ′۸ °۵۰ تا ″۱۱ ′۱۲ °۵۰ و عرض‌های جغرافیایی ″۵ ′۲۵ °۳۲ تا ″۲ ′۲۸ °۳۲ در استان چهارمحال و بختیاری و در نزدیکی شهر چلگرد مرکز شهرستان کوهرنگ واقع شده است (شکل ۱ A, B). از لحاظ زمین ساختاری گنبد نمکی کوهرنگ در پهنه زاگرس قرار دارد و در امتداد دیگر گنبدهای نمکی منطقه می‌باشد. گنبدهای نمکی در این استان در تماس مستقیم با گسل‌های مهم منطقه قرار دارند. گسل اردل با درازای ۱۵۰ کیلومتر شیب به سوی شمال غرب و راستای شمال غرب - جنوب شرق و به موازات جنوبی راندگی زاگرس در گستره اردل- ناغان قرار دارد. گنبد نمکی کوهرنگ نیز بر راستای گسل اردل منطبق است (اصفهانی، ۱۳۷۲).

مواد و روش‌ها

از منطقه موردنظر از نمونه‌های سالم با استفاده از GPS نمونه‌برداری شد. سپس به منظور مطالعات پتروگرافی، ۲۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ Olympus مدل 50 X بررسی انجام گردید. پس از این مرحله به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی ۸ نمونه مناسب، برای بررسی عناصر اصلی و کمیاب

به روش ICP-MS & ICP-AES انتخاب و در آزمایشگاه ACME کانادا آنالیز شدند (شکل ۱).



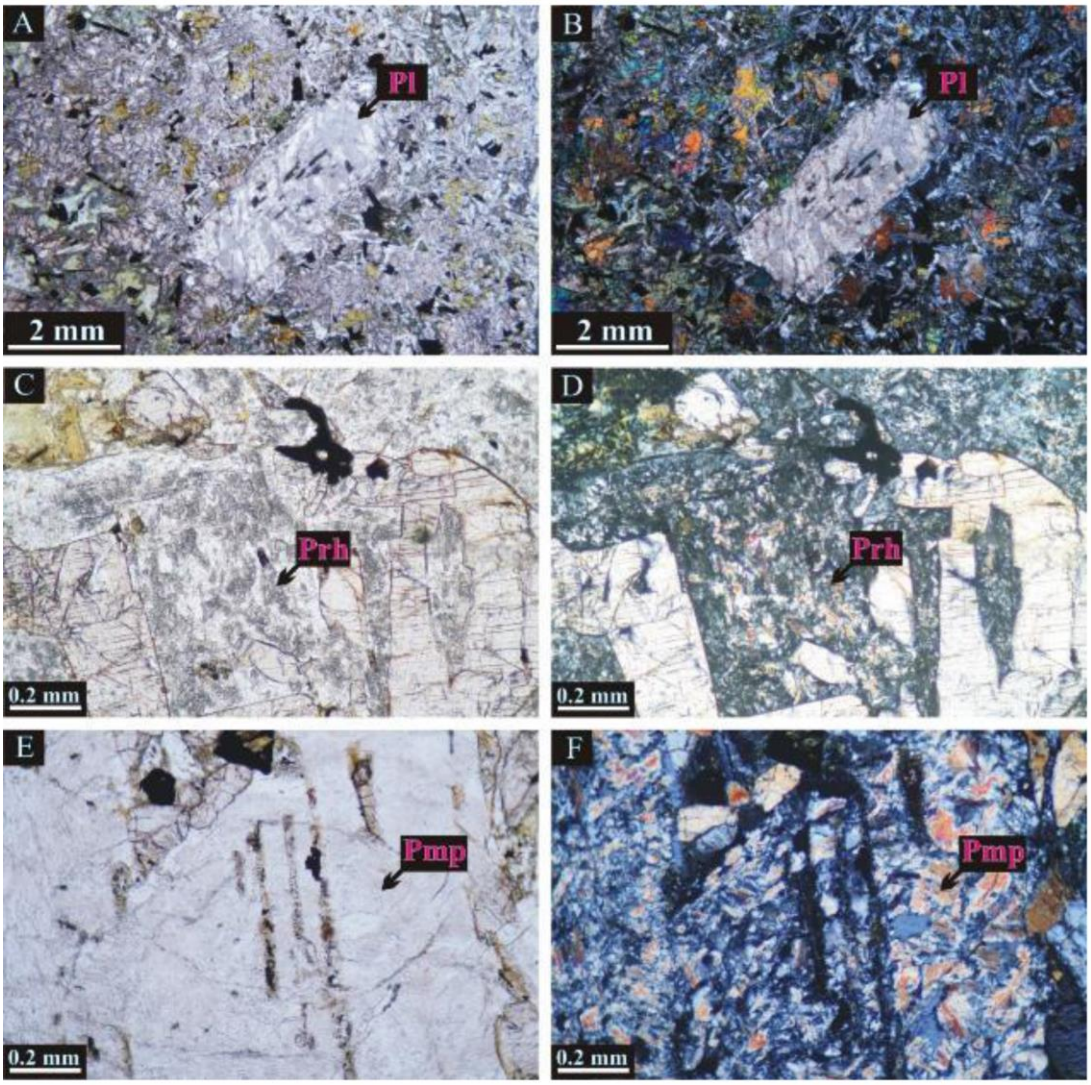
شکل۱: A) موقعیت منطقه، B) نقشه زمین‌شناسی ساده از منطقه مورد مطالعه، بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی بابا حیدر، منطقه مورد مطالعه با مربع مشخص شده است.

نتایج

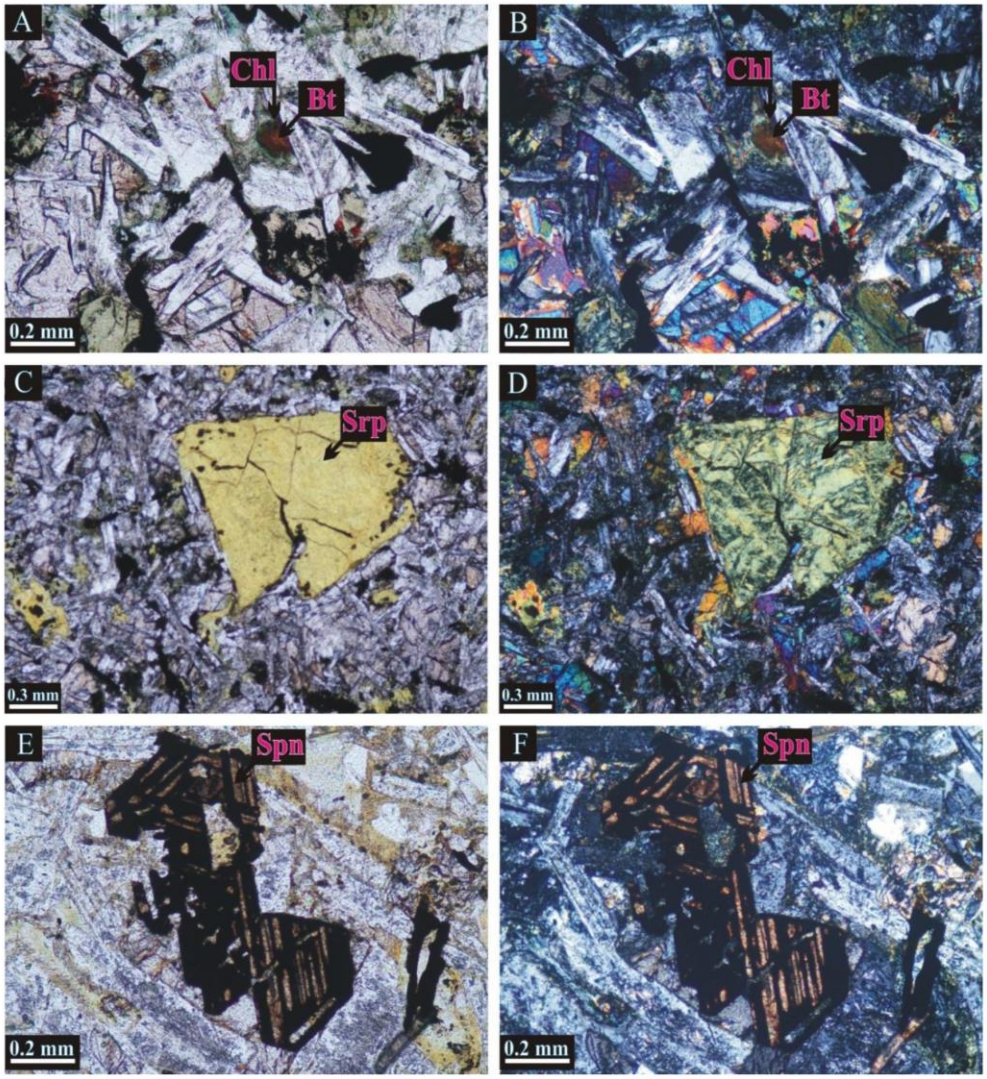
سنگ‌نگاری

براساس مشاهدات صحرایی، این گنبد نمکی از نظر سنگ‌شناسی از دو بخش آذرین و رسوبی تشکیل شده است. بخش آذرین گنبد نمکی کوهرنگ را دلریت تشکیل داده که دارای رنگ سبز متمایل به سیاه و پورفیر پلاژیوکلاز بوده و آغشتگی به آهن را نشان می‌دهند. در مقاطع میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت اینترگرانولار و گاهی افتیک هستند، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی بوده، اغلب نیمه‌شکل‌دار و به صورت لات‌های کشیده هستند. آثار تجزیه در پلاژیوکلاز به صورت سوسوریتی و پرهنیت-پومپله‌ایت مشاهده می‌گردد (شکل ۲). بعد از پلاژیوکلازها دومین کانی فراوان، پیروکسن‌ها هستند. کلینوپیروکسن‌ها در برخی مقاطع آلتره نشده و سالم هستند، ولی بعضا از حاشیه آثار تجزیه‌ای را نشان می‌دهند و اورالیتی و کلریتی

می‌گردند. کلریت با چندرنگی سبز کم‌رنگ تا سبز نیز به مشاهده می‌شوند که حاصل تجزیه‌ی پیروکسن‌ها هستند، برخی موارد بیوتیت بر روی کلریت در حال تشکیل است (شکلA۳ و B). سرپانتین‌ها محصول تجزیه ارتوپیروکسن‌ها هستند (شکل C۳ و D). اسفن لوکوکسن‌ها درصد حجمی کمی از سنگ را به صورت کانی فرعی تشکیل می‌دهند. لوکوکسن‌ها پسویدومورف ایلمنیت هستند و از نظر فرم شکل‌دار هستند و اکثرا بین لات‌های پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند (شکل E۳ و F).



شکل ۲: A) نمایش فنوکریست پلاژیوکلاز (Pl) سوسوریتی شده در PPL. B) نمایش همان تصویر در نور XPL (۱,۲۵X). C) نمایش پرهنیت (Prh) در نور PPL. D) نمایش همان تصویر در نور XPL (۱۰X). E) نمایش پومپله‌ایت (Pmp) در نور PPL. F) نمایش همان تصویر در نور XPL (۱۰X) (Whitney and Evans, 2010).

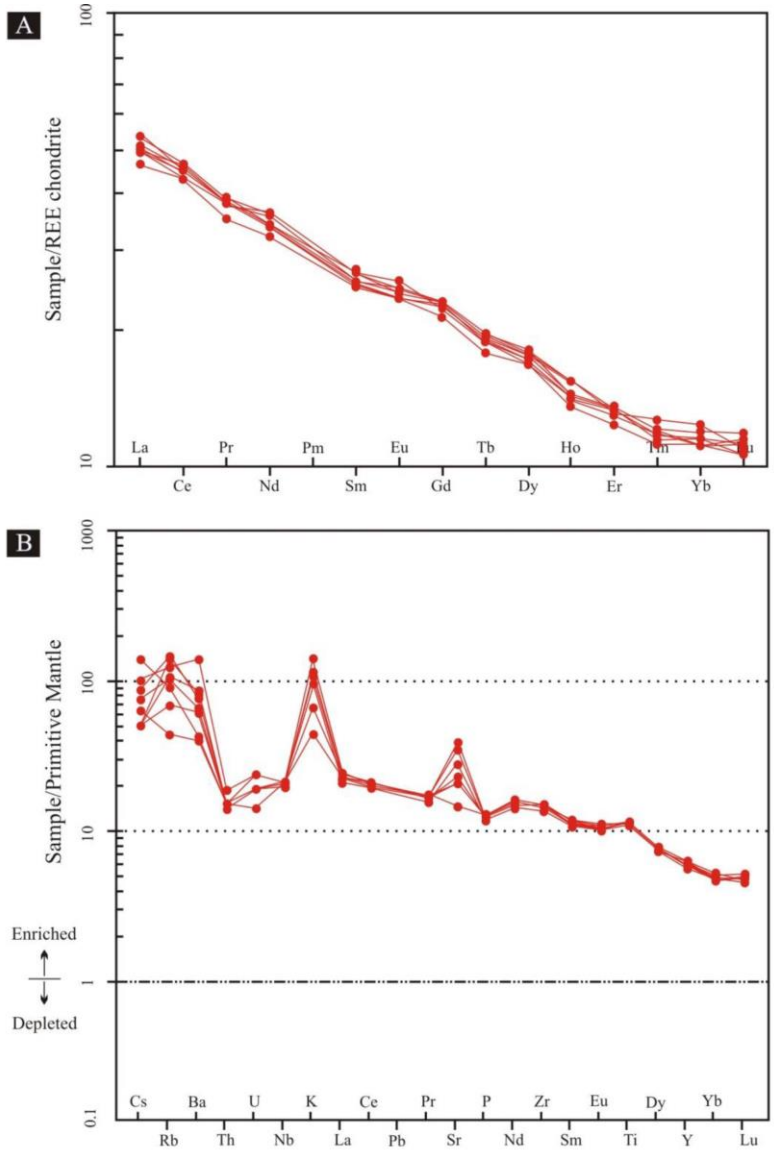


شکل ۳: A) نمایش تجزیه کلریت (Chl) و بیوتیت (Bt) در نور PPL. B) نمایش همان تصویر در نور XPL (۱۰X). C) نمایش سرپانتین (Srp) در نور PPL. D) نمایش همان تصویر در نور XPL (۴X). E) نمایش لوکوکسن (Spn) در نور PPL. F) نمایش همان تصویر در نور XPL (۱۰X).

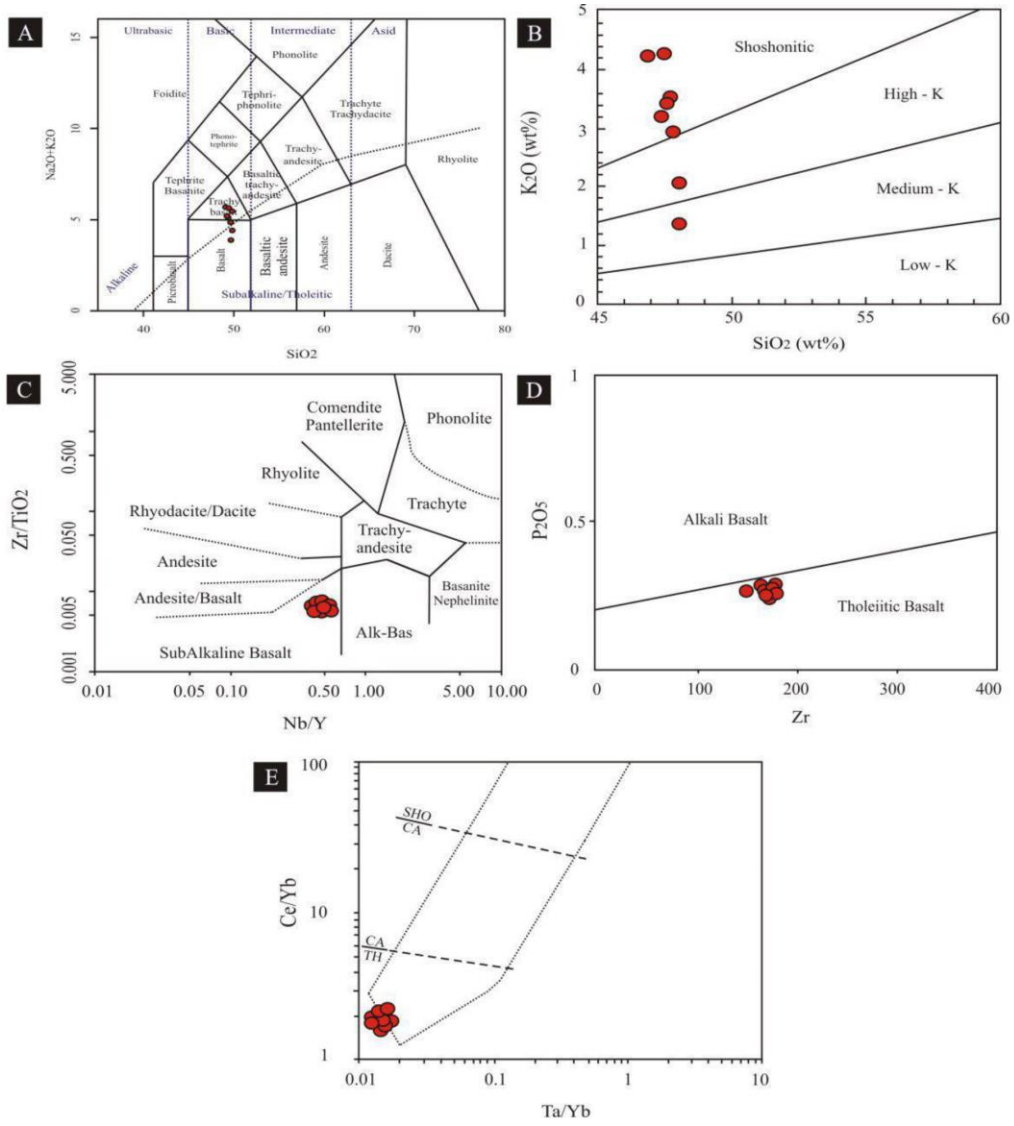
ژئوشیمی

نتایج آنالیز سنگ کل هشت نمونه دلریت در جدول ۱ آورده شده است. این سنگ‌ها دارای K_2O متغیر (۱/۳۴ – ۴/۲۸ درصد وزنی) و Na_2O متوسط (۱/۱۱ – ۲/۳۷ درصد وزنی) می‌باشند. نسبت K_2O/Na_2O بین ۱/۲ – ۱/۸ و میزان MgO بین ۵/۲۱ – ۶/۲۹ درصد وزنی در نمونه-های مورد مطالعه متغیر می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه دارای عدد منیزیمی بالا (۷۵-۶۶٪)، Ni بین ۵۰- ۵۹ قسمت در میلیون، Cr بین ۷۹/۴۸ - ۴۳۷/۱۴ قسمت در میلیون می‌باشند. در الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های گنبد نمکی کوهرنگ نرمالایز شده به کندریت (Boynton, 1984)، عناصر LREE غنی‌شدگی بیش‌تری (La_N/Sm_N = ۲/۱۵ – ۱/۸۵ و ۴/۱۵ – La_N/Yb_N = ۴/۵۵) نسبت به HREE دارد. آنومالی مشخص Eu (۰/۹۷ – ۱/۰۵=*Eu/Eu) وجود ندارد. (شکل۴A). همچنین در نمودار نرمالایز

شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) غنی‌شدگی از K, Rb, Ba, Sr مشاهده می‌شود. در رده‌بندی TAS (Le Bas et al, 1986، شکل A۵) سنگ‌ها در محدوده تراکی بازالت تا بازالت قرار گرفته در نمودار K_2O در برابر SiO_2 در قلمرو پتاسیم متوسط تا بالا (شکل B۵) قرار می‌گیرند. در نمودار Zr/TiO2-Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977؛ شکل C۵) سنگ‌های مورد مطالعه دارای ترکیب بازالتی و ماهیت ساب آلکالن می‌باشند که طبق نمودار P_2O_5–Zr (شکل D ۵)، Ce/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1982؛ شکل E۵) نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت تولئیتی می‌باشند.



شکل ۴: A) دیاگرام نرمالایز به REE Chondrite (Boynton, 1984). B) دیاگرام نرمالایز به Primitive Mantle (Sun and McDonough, 1989).



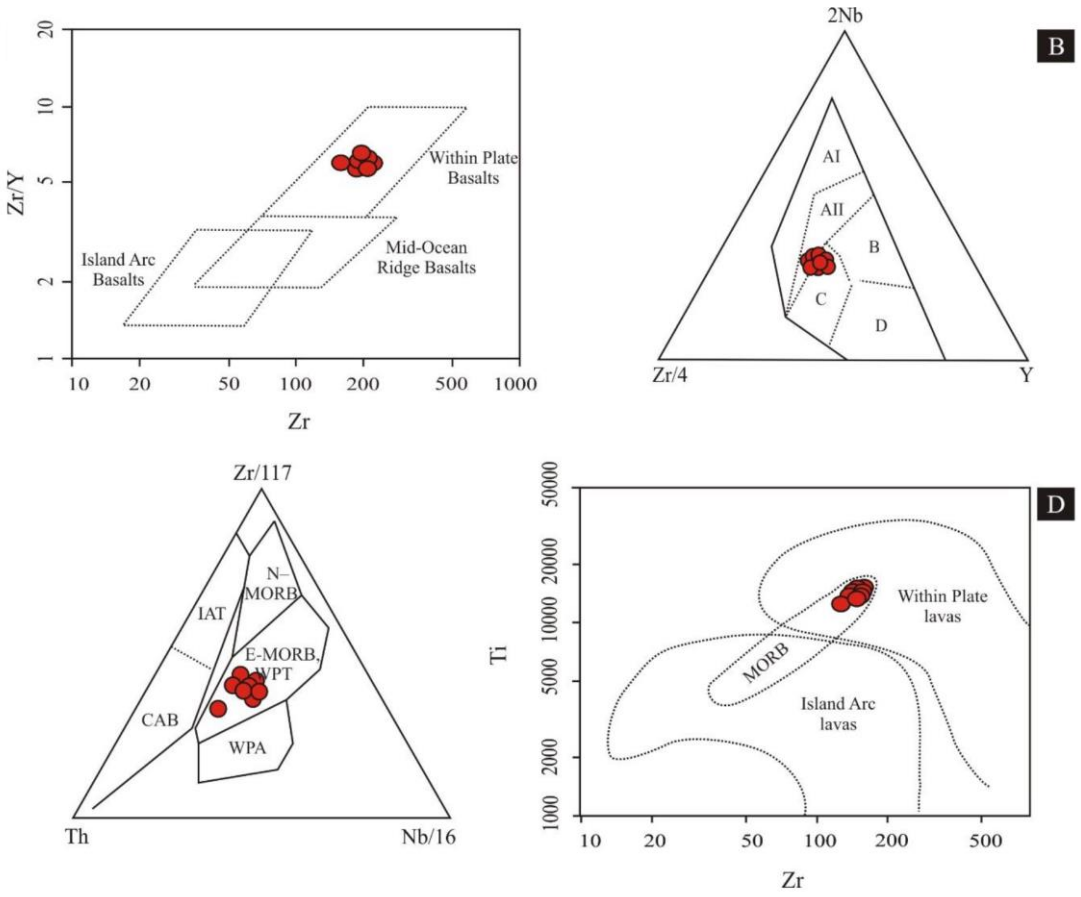
شکل ۵: A) دیاگرام TAS (Le Bas et al, 1988) تقسیم‌بندی شیمیایی سنگ‌ها را براساس مجموع آلکالی‌ها به سیلیس را نشان می‌دهد. B) دیاگرام K_2O- SiO_2 (Ringwood, 1989; Yang et al, 2007). C) دیاگرام Nb/Y - Zr/TiO_2 (Winchester and Floy, 1979) محدوده ساب آلکالی بازالت را از آلکالی بازالت جدا می‌کند. D) دیاگرام P_2O_5 – Zr محدوده آلکالی بازالت از تولئیت بازالت توسط یک خط (Miyashiro, 1974) تفکیک می‌گردد. E) دیاگرام Ce/Yb – Ta/Yb (Pearce, 1982) سری‌های سنگی را از یکدیگر متمایز می‌سازد.

محیط تکتونیکی و پتروژنز

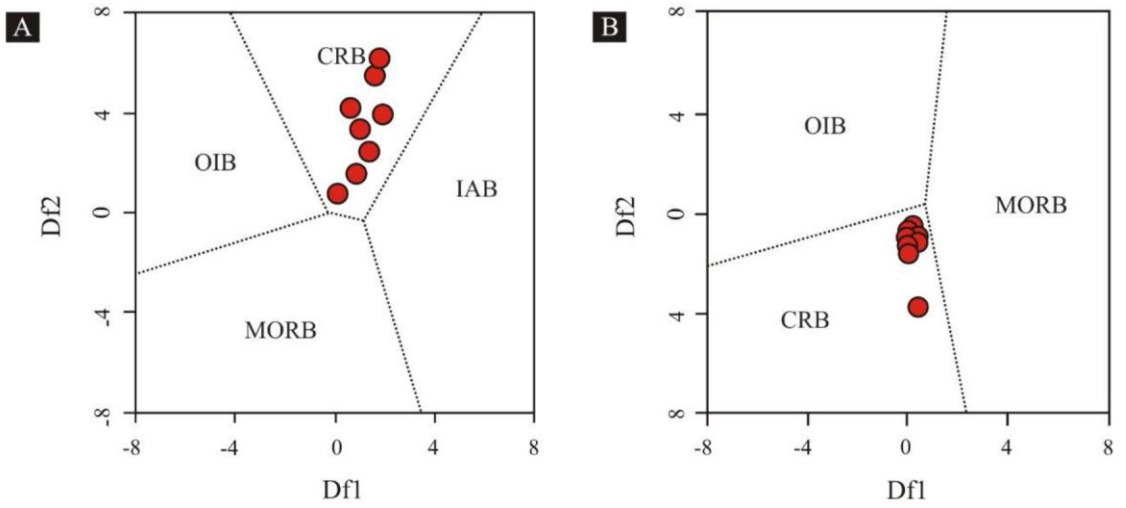
تعیین محیط تکتونیکی براساس عناصری (Ti, P, Zr, Y, Nb, REE) است که کم‌تر تحت‌تاثیر دگرگونی و دگرسانی قرار می‌گیرند (Hellman et al, 1976; Dostal et al, 1989). بر همین اساس، برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های دلریتی گنبد نمکی کوهرنگ از دیاگرام‌های متمایز کننده استفاده شد، با توجه به این دیاگرام‌ها که براساس متغیرهای: Zr/Y-Zr (Pearce and Norry, 1979؛ شکل ۶A)، Zr/4-Y-2Nb (Meschede, 1986؛ شکل ۶B)، Zr/117-Th-Nb/16 (Wood, 1980؛ شکل ۶C)، Ti - Zr (Pearce, 1982؛ شکل ۶D)

می‌باشند، نمونه‌ها در محیط درون صفحه‌ای و همچنین E-MORB قرار می‌گیرند. همچنین نسبت Th/Ta نمونه‌های مورد بررسی بین ۱/۶-۱/۵ می‌باشد که این نسبت کم‌تر از ۳ ملاکی برای E-MORB (Saccani and Photiades, 2005) بودن نمونه‌های گنبد نمکی کوهرنگ است. براساس دیاگرام‌های متمایز کننده ورما (Verma, 2012)، ورما و همکاران (Verma et al, 2006)، اگراول (Agrawal et al, 2008) که براساس متغیر Df_1, Df_2 محیط‌های تکتونیکی را تفکیک کرده‌اند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت ریفت قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل A۷ و B). ماگمای سنگ‌های مافیک درون صفحه می‌تواند به وسیله ذوب بخشی مانتو لیتوسفر قاره‌ای، مانتو آستنوسفری یا هر دو تولید شده باشد (Wang et al, 2008; Mc Donough, 1990; McKenzie and O'nions, 1995)، بیش‌تر ماگماهای اولیه در مناطق ریفت‌های قاره‌ای دارای منشا آستنوسفری می‌باشند (McKenzie and Bickle, 1988; Harangi, 1994). غنی‌شدگی از K, Rb, Ba, Srدر نمودار به هنجار شده به مانتوی اولیه (Sun and McDonough, 1989، شکلB۴) می‌تواند نشان‌هنده آلودگی پوسته‌ایی ماگمای منتج از مانتو و یا نشان از یک منشا مانتوی غنی شده می‌باشد. با توجه به این که نسبت Nb/U بین ۲۹/۸ – ۵۰/۳ متغیر است (این نسبت برای OIB و MORB برابر ۱۰±۴۷؛ Hofmann et al, 1986)، احتمال منبع مانتویی غنی شده بیش‌تر از آلودگی پوسته‌ایی است. از نسبت La/Ta می‌توان برای تشخیص منبع ماگمای برای محیط‌های وابسته به ریفت و همچنین به عنوان شاخصی برای آلودگی پوسته‌ای استفاده می‌شود (Fitton et al, 1988; Leat et al, 1988; Thompson and Morrison, 1988)، به طور که نسبت La/Ta <22 یک منبع آستنوسفری را نشان می‌دهد (Leat et al, 1988) و نسبت ۳۰ < شاخص آلودگی پوسته‌ای است (Chukwu and Obiora, 2014). نسبت La/Ta در دلریت‌های گنبد نمکی کوهرنگ ۱۶/۷-۱۸ می‌باشد که نشان‌دهنده یک منشا ماگمای آستنوسفری برای این سنگ‌ها می‌باشد. عناصر HFSE(Ti, Y, Zr, Nb, Hf, Ta) در محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای دارای تمرکز بالایی هستند که بازتاب عمق منابع ماگمای آستنوسفری است (Müller and Groves, 2000). میزان پایین HREE نسبت به LREE در نمودار به هنجار شده به کندریت می‌تواند به دلیل درجه پایین ذوب بخشی (٪۱۵ >) خاستگاه مانتو یا آلودگی توسط پوسته (Srivastava and Singh, 2004)، باقی ماندن گارنت در منبع (Clague and Frey, 1982) یا به دلیل سابداکشن مواد قاره‌ای/ اقیانوسی درون مانتو یا در حقیقت، متاسوماتیسم مانتو باشد (Srivastava, 2006). میزان بالای TiO2 برابر ۳۸/۴۸-۲/۲ درصد وزنی نشان‌دهنده گوشته غنی شده (آستنوسفری) می‌باشد. نسبت CaO/Al_2O_3 برابر ۰/۶۶-۰/۴۸ به همراه الگوی تخت در HREE (Tb_N/Yb_N= 1.58-1.74) موید یک منشا مانتویی اسپینل‌دار است تا گارنت‌دار (Ayalew et al, 2016). با توجه به غنی‌شدگی Ba, Rb, K و $K_2O>Na_2O$ منشا مانتویی حاوی فلوگوپیت است (Rosenthal et al, 2009). نمودار Rb/Sr – Ba/Rb (Furman and Graham, 1999) حضور فلوگوپیت در خاستگاه ماگما نشان می‌دهد (شکل A۸). براساس نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb نمونه‌ها در محدوده اسپینل لرزولیت قرار دارند (شکل B۸) و حاصل ذوب بخشی درجه پایین (۵-۴ درصدی) مانتوی آستنوسفریک می‌باشند. اما میزان پایین Dy/Yb (2.22-2.45) در سنگ‌های

دلریتی نشانه از اختلاط مذاب با منشاهای اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت است. براساس این نمودار بین تقریبا صفر تا ۴۰ درصد مذاب حاصله دارای منشا گارنت لرزولیتی است. تولید ماگما وابسته به درجه پایین ذوب بخشی منبع مانتو آستنوسفریک غنی شده است (Polat et al, 1997; Alici et al, 2001; Lustrino and Wilson, 2007). ذوب بخشی مانتو آستنوسفری نتیجه بالا آمدن فعال پلومهای گوشته یا بالا آمدگی غیر فعال است (Kolb et al, 2012) (شکل‌های ۶، ۷ و ۸).



شکل ۶: A) دیاگرام متمایز کننده بازالت براساس متغیرهای Zr/Y - Zr (Pearce and Norry, 1979) بازالت جزایر کمانی (Island Arc)، پشته میان اقیانوسی (MORB) و بازالت درون صفحه‌ای (Within plate) را جدا می‌کند. B) دیاگرام متمایز کننده بازالت براساس متغیرهای Zr/4- Y –2 Nb (Meschede, 1986) بازالت درون صفحه آلکالی (AI, AII)، تولئیت بازالت درون صفحه (C, AII)، E-MORB (B)، N-MORB (D) و بازالت کمان ولکانیک (C, D). C) دیاگرام متمایز کننده بازالت براساس متغیرهای ZR/117- Th – Nb/16 (Wood, 1980) بازالت تولئیت درون صفحه‌ای E-MORB، بازالت N-MORB، بازالت کالکوآلکالن (CAB)، بازالت آلکالن درون صفحه‌ای (WPT) و تولئیت جزایر کمانی (IAT) را از هم متمایز می‌نماید. D) دیاگرام متمایز کننده بازالت براساس متغیرهای Ti - Zr (Pearce, 1982) محدوده‌های بازالت درون صفحه‌ای (Within plate)، مورب (MORB) و جزایر کمانی (Island Arc) را از هم تفکیک می‌نماید.

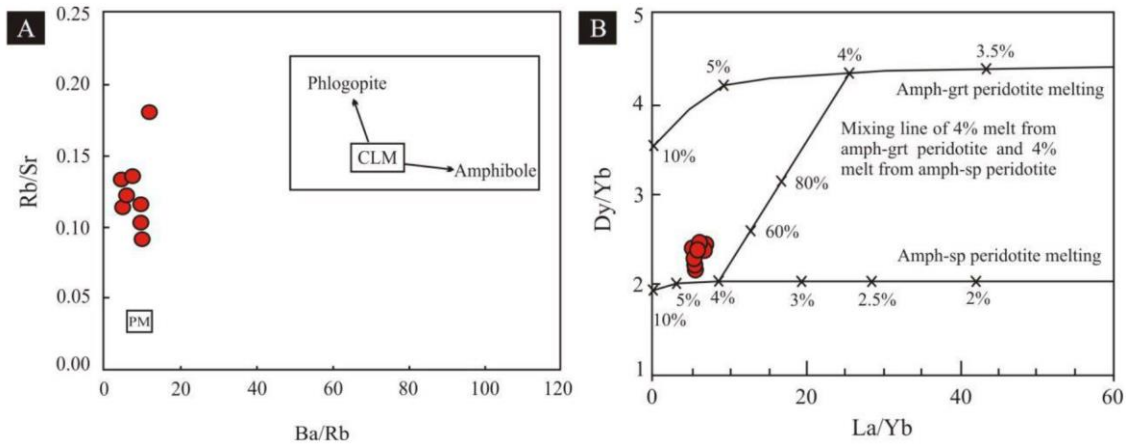


شکل ۷: A)دیاگرام (Verma et al, 2006) براساس متمایز کننده Df_1 (MORB, OIB, CRB, IAB) و Df_2 (MORB, OIB, CRB, IAB) به بازالت مورب (MORB)، بازالت جزایر اقیانوسی (OIB)، بازالت ریفت قاره‌ای (CRB)، و بازالت جزایر کمانی (IAB) را تفکیک می‌نماید.

$Df1 = -4.6761 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)adj + 2.5330 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)adj - 0.3884 \cdot \ln(Fe_2O_3/SiO_2)adj + 3.9688 \cdot \ln(FeO/SiO_2)adj + 0.8980 \ln(MnO/SiO_2)adj - 0.5832 \cdot \ln(MgO/SiO_2)adj - .2896 \cdot \ln(CaO/SiO_2)adj - 0.2704 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)adj + 1.0810 \cdot \ln(K_2O/SiO_2)adj + 0.1845 \cdot \ln(P_2O_5/SiO_2)adj + 1.5445$ (3)$DF_2 = 0.6751 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)adj + 4.5895 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)adj + 2.0897 \cdot \ln(Fe_2O_3/SiO_2)adj + 0.8514 \cdot \ln(FeO/SiO_2)adj - 0.4334 \cdot \ln(MnO/SiO_2)adj + 1.4832 \cdot \ln(MgO/SiO_2)adj - 2.3627 \cdot \ln(CaO/SiO_2)adj - 1.6558 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)adj$

B)دیاگرام (Agrawal et al, 2008) براساس Df_1 (MORB, OIB, CRB) و Df_2 (MORB, OIB, CRB) بازالت ریفت قاره‌ای (CRB)، بازالت مورب (MORB)، بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) تقسیم‌بندی می‌کند.

$DF1 = -0.5558 \log (La/Th) - 1.4260 \log (Sm/Th) + 2.2935 \log (Yb/Th) - 0.6890 \log (Nb/Th) + 4.1422$
$DF2 = -0.9207 \log (La/Th) + 3.6520 \log (Sm/Th) - 1.9866 \log (Yb/Th) + 1.0574 \log (Nb/Th)$



شکل ۸: A)نمودار Rb/Sr – Ba/Rb (Furman and Graham, 1999)، کانی‌شناسی منشا را نشان می‌دهد، B)نمودار Dy/Yb-La/Yb (Ayalew et al, 2016) نرخ ذوب بخشی مانتو را نشان می‌دهد.

جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-MS و ICP-AES برای سنگ‌های دلریتی گنبد نمکی کوهرنگ.

Sample	JAF-14	JF-10	JF-12	JF-13	JF-14	JF-15	JF-16	JF-9
SiO_2 (wt %)	47.60	47.34	47.02	48.05	47.45	47.87	47.59	48.10
TiO_2	2.46	2.45	2.48	2.49	2.46	2.42	2.38	2.47
Al_2O_3	13.76	13.86	13.80	13.83	14.22	14.11	14.05	13.47
$Fe_2O_3^*$	4.60	4.56	4.50	3.93	4.23	4.21	4.26	4.22
MnO	0.45	0.24	0.26	0.28	0.24	0.24	0.25	0.28
MgO	5.64	6.29	6.27	5.74	5.89	5.50	5.21	6.07
CaO	7.60	6.61	7.04	9.06	7.68	8.26	7.90	8.07
Na_2O	1.60	1.11	1.19	2.37	1.68	1.78	1.83	2.20
K_2O	3.42	4.28	4.24	1.34	3.20	2.91	3.35	2.02
P_2O_5	0.28	0.27	0.27	0.28	0.27	0.27	0.26	0.28
LOI	0.02	0.73	0.51	0.53	0.56	0.51	0.51	0.51
Sum	99.73	99.67	99.70	99.73	99.73	99.74	99.71	99.68
Ba (ppm)	977	534	569	280	460	297	601	429
Rb	78.90	92.80	88.80	27.90	65.20	57.70	67.40	43.90
Sr	443.80	821.50	739.40	310.20	488.20	443.10	589.10	432.80
Zr	160.1	162.0	164.00	167.10	166.50	163.20	153.80	168.80
Nb	14.90	14.90	15.10	15.30	14.90	15.20	14.00	14.80
Ni	54	56	54	57	52	50	55	59
Co	46.00	43.60	41.60	45.40	43.10	45.30	44.60	45.20
Cr	158.96	205.32	119.22	125.84	132.46	79.48	529.87	437.14
La	15.60	16.70	15.30	15.80	15.60	15.40	14.40	16.60
Ce	37.20	36.70	35.10	37.10	36.20	36.20	34.70	37.50
Pr	4.62	4.68	4.61	4.78	4.60	4.64	4.30	4.77
Nd	21.30	20.50	20.30	20.60	21.80	20.50	19.30	21.70
Sm	5.01	4.89	4.95	4.98	5.17	5.23	4.84	5.20
Eu	1.77	1.73	1.73	1.81	1.81	1.88	1.72	1.77
Gd	5.94	5.88	5.83	5.85	5.99	5.75	5.53	5.99
Tb	0.91	0.89	0.92	0.90	0.93	0.89	0.84	0.93
Dy	5.65	5.51	5.62	5.53	5.81	5.41	5.39	5.73
Ho	1.10	1.00	1.03	1.01	1.02	1.02	0.97	1.11
Er	2.81	2.71	2.84	2.83	2.81	2.79	2.59	2.74
Tm	0.39	0.38	0.38	0.39	0.37	0.38	0.36	0.41
Yb	2.31	2.31	2.41	2.49	2.41	2.40	2.34	2.57
Lu	0.36	0.37	0.34	0.38	0.36	0.36	0.34	0.35
Y	26.90	27.10	27.50	27.50	28.80	28.10	25.70	28.2
Cs	0.80	0.70	0.40	0.50	0.60	1.10	0.40	0.40
Ta	0.80	1.00	0.90	1.00	1.00	0.90	0.90	1.00
Hf	4.10	4.00	4.30	4.20	4.30	4.10	3.90	4.10
Th	1.60	1.30	1.30	1.30	1.30	1.30	1.20	1.30
U	0.50	0.30	0.30	0.30	0.50	0.40	0.40	0.40
V	292	290	293	291	285	284	278	291
W	0.80	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
Ga	21.20	20.00	18.30	20.40	18.30	19.30	20.10	19.50
Sc	33	32	33	33	33	32	32	32
Be	2	<1	<1	<1	3	4	2	2

L.O.I: Loss of Ignition Fe_2O_3*: Fe_2O_3 as a total Iron

نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی به دست آمده از سنگ‌های آذرین همراه گنبد نمکی کوهرنگ نتایج ذیل حاصل شده است:

-این سنگ‌ها از یک ماگمای بازیک نوع ساب آلکالن (تولئیتی) با K_2O متغیر حاصل شده‌اند.

-محیط تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها ریفت قاره‌ایی است.

-ماگمای این سنگ‌های بازیک از ذوب بخشی اندک گوشته آستنوسفری حاصل شده است که غالبا دارای ترکیب فلوگوپیت اسپینل لرزولیت می‌باشد.

سپاس‌گزاری

از دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد به خاطر حمایت مالی از پایان نامه کارشناسی ارشد سپاسگزاری می‌گردد.

منابع

-اصفهانی، ف.، ۱۳۷۲. پترولوژی سنگ آذرین و دگرگونی گنبد نمکی چهارمحال بختیاری، رساله کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان.

-مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باباحیدر.

-نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۱۰ ص.

-Agrawal, S., Guevara, M. and Verma, S.P., 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements: International Geology Review, v. 50, p.1057-1079.

-Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Vidal, P. and Gundogdu, M.N., 2001. Quaternary tholeiitic to alkaline volcanism in the Karasu Valley, Dead Sea Rift Zone, Southeast Turkey: Sr-Nd-Pb-O isotopic and trace-element approaches to crust-mantle interaction: International Geology Review, v. 43, p. 120-138.

-Arian, M. and Noroozpour, H., 2015. Tectonic Geomorphology of Iran's Salt Structures: Open Journal of Geology, v. 5 (02), p. 61-79.

-Ayalew, D., Jung, S., Romer, R., Kersten, F., Pfänder, J. and Garbe-Schönberg, D., 2016. Petrogenesis and origin of modern Ethiopian rift basalts: Constraints from isotope and trace element geochemistry: Lithos, v. 258, p.1-14.

-Bailey, D., 1983. The chemical and thermal evolution of rifts: Tectonophysics, v. 94, p. 585-597.

-Berberian, M. and King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian journal of earth sciences, v. 18, p. 210-265.

-Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, Rare earth element geochemistry: Elsevier.

-Chukwu, A. and Obiora, S.C., 2014. Whole-rock geochemistry of basic and intermediate intrusive rocks in the Ishiagu area: further evidence of anorogenic setting of the Lower Benue rift, southeastern Nigeria: Turkish Journal of Earth Sciences, v. 23(4), p. 427-443.

-Clague, D.A. and Frey, F.A., 1982. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: implications for the

oceanic mantle below Hawaii: Journal of Petrology, v. 23(3), p.447-504.
-Dostal, J., Wilson, R.A. and Keppie, J.D., 1989. Geochemistry of Siluro-Devonian Tobique volcanic belt in northern and central New Brunswick (Canada): tectonic implications: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26(6), p. 1282-1296.
-Fitton, J., James, D., Kempton, P., Ormerod, D. and Leeman, W., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States: Journal of Petrology, v. 1, p. 331-349.
-Foley, S., Venturelli, G., Green, D.H. and Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models: Earth-Science Reviews, v. 24 (2), p. 81-134.
-Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province: Lithos, v. 48(1), p. 237-262.
-Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, W., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary science letters, v. 79, p. 33-45.
-Harangi, S., 1994. Geochemistry and petrogenesis of the Early Cretaceous continental rift-type volcanic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary: Lithos, v. 33(4), p. 303-321.
-Haynes, S.J. and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 739-744.
-Hellman, P.L., Smith, R.E. and Henderson, P., 1979. The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 71, p. 23-44.
-Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, W., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution: Earth and Planetary science letters, v. 79, p. 33-45.
-Kent, P., 1979. The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran: Journal of petroleum geology, v. 2, p. 117-144.
-Khodabakhshnezhad, A. and Arian, M., 2016. Salt Tectonics in the Southern Iran: International Journal of Geosciences, v. 7(03), p. 367.
-Kolb, M., Paulick, H., Kirchenbaur, M. and Münker, C., 2012. Petrogenesis of mafic to felsic lavas from the Oligocene Siebengebirge volcanic field (Germany): implications for the origin of intracontinental volcanism in Central Europe: Journal of Petrology, v. 53(11), p. 2349-2379.
-Leat, P., Thompson, R., Morrison, M., Hendry, G. and Dickin, A., 1988. Compositionally-Diverse Miocene—Recent Rift-Related Magmatism in Northwest Colorado: Partial Melting, and Mixing of Mafic Magmas from 3 Different Asthenospheric and Lithospheric Mantle Sources: Journal of Petrology, v. 3, p. 351-377.
-Le Bas, M., Maitre, R.L., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of petrology, v. 27, p. 745-750.
-Lustrino, M. and Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province: Earth-Science Reviews, v. 81(1), p. 1-65.
-McDonough, W., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle: Earth and Planetary Science Letters, v. 101, p. 1-18.
-McKenzie, D. and Bickle, M., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the

lithosphere: Journal of petrology, v. 29, p. 625-679.
-McKenzie, D. and O'nions, R.K., 1995. The source regions of ocean island basalts: Journal of petrology, v. 36, p. 133-159.
-Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb□ 1bZr□ 1bY diagram, Chemical geology, v. 56, p. 207-218.
-Motiei, H., 2001. Simplified table of rock units in southwest Iran: Tehran, Keyhan Exploration and Production Services.
-Müller, D. and Groves, D.I., 2000. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization, Berlin: Springer, 311 p.
-Murphy, J.B., 2007. Igneous rock associations 8. Arc magmatism II: geochemical and isotopic characteristics: Geoscience Canada, v. 34(1), p. 7-35.
-Norman, M.D., 1998. Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 130(3), p. 240-255.
-Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries: Andesites, v. 8, p. 525-548.
-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, v. 69, p. 33-47.
-Pfänder, J.A., Jung, S., Münker, C., Stracke, A. and Mezger, K., 2012. A possible high Nb/Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the global Nb budget–Evidence from continental basalts from Central Germany: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 77, p. 232-251.
-Polat, A., Kerrich, R. and Casey, J., 1997. Geochemistry of Quaternary basalts erupted along the East Anatolian and Dead Sea fault zones of Southern Turkey: implications for mantle sources: Lithos, v. 40, p. 55-68.
-Rosenthal, A., Foley, S., Pearson, D.G., Nowell, G.M. and Tappe, S., 2009. Petrogenesis of strongly alkaline primitive volcanic rocks at the propagating tip of the western branch of the East African Rift: Earth and Planetary Science Letters, v. 284, p. 236-248.
-Saccani, E. and Photiades, A., 2005. Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide–Hellenide ophiolitic mélanges: Island Arc, v. 14(4), p. 494-516.
-Sarkarinejad, K., Godin, L. and Faghih, A., 2009. Kinematic vorticity flow analysis and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology related to inclined extrusion of the HP–LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran: Journal of Structural Geology, v. 31(7), p. 691-706.
-Sen, G., Frey, F.A., Shimizu, N. and Leeman, W.P., 1993. Evolution of the lithosphere beneath Oahu, Hawaii: rare earth element abundances in mantle xenoliths: Earth and Planetary Science Letters, v. 119(1), p. 53-69.
-Srivastava, R.K. and Gautam, G.C., 2009. Precambrian mafic magmatism in the Bastar craton, Central India: Journal of the Geological Society of India, v. 73(1), p. 52-72.
-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, v. 23(3), p. 373-389.
-Srivastava, R.K., 2006. Geochemistry and petrogenesis of Neoarchaean high-Mg low-Ti mafic igneous rocks in an intracratonic setting, Central India craton: Evidence for boninite magmatism: Geochemical Journal, v. 40(1), p. 15-31.
-Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review, AAPG Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.
-Sun, S.S. and McDonough, W.S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, p. 313-345.
-Talbot, C. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros: Geological Society, London, Special Publications, v. 100, p. 89-109.
-Thompson, R. and Morrison, M., 1988. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: an example from the British Tertiary Province: Chemical Geology, v. 68, p.1-15.
-Verma, S.P., 2012. Application of multi-dimensional discrimination diagrams and probability calculations to acid rocks from Portugal and Spain: Comunicações Geológicas, v. 99, p. 79-93.
-Verma, S.P., Guevara, M. and Agrawal, S., 2006. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log—ratio transformation of major-element data: Journal of Earth System Science, v. 115, p. 485-528.
-Wang, X.L., Zhou, J.C., Qiu, J.S., Jiang, S.Y. and Shi, Y.R., 2008. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic mafic rocks from western Hunan, South China: implications for petrogenesis and post-orogenic extension: Geological Magazine, v. 145(02), p. 215-233.
-Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach: London, Unwyn Hyman.
-Winchester, J. and Floyd, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical geology, v. 20, p. 325-343.
-Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province: Earth and planetary science letters, v. 50(1), p. 11-30.
-Wu, Y.W., Li, C., Xu, M.J., Xiong, S.Q., Fan, Z.G., Xie, C.M. And Wang, M., 2016. Petrology and geochemistry of metabasalts from the Taoxinghu ophiolite, central Qiangtang, northern Tibet: Evidence for a continental back-arc basin system, Austrian Journal of Earth Sciences, v. 109(2), p. 166-177.
-Yang, J.H., Sun, J.F., Chen, F., Wilde, S.A. and Wu, F.Y., 2007. Sources and petrogenesis of Late Triassic dolerite dikes in the Liaodong Peninsula: Implications for post-collisional lithosphere thinning of the eastern North China Craton: Journal of Petrology, v. 48(10), p. 1973-1997.