

Mineralogy, Geochemistry, and Tectonic Setting of the Gabbroic Rocks in the Dashtak Salt Dome, Chaharmahal and Bakhtiari Province, Iran

Masoumeh Najafi¹, Nahid Shabanian^{*2}, Ali Reza Davoudian Dehkordi²

¹ Ph.D. Candidate in Petrology, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University

² Professor, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University

Extend Abstract

Introduction

The Dashtak salt dome, located in the High Zagros of southwestern Iran. Zagros Orogeny composed of Pan-African metamorphic basement in conjunction with Phanerozoic sequence [18-19-20] and is structurally associated with the closure of the Neo-Tethys Ocean and the Arabia–Eurasia collision [17]. It is containing of evaporitic units of the Hormuz Series. The Hormuz Series, the main source of most Zagros salt domes, consists of evaporites and associated sediments deposited under an extensional tectonic regime along northern Gondwana during the late Precambrian [19-27]. The salt domes also contain mafic to felsic igneous rocks such as diabase, basalt, and rhyolite, reflecting late Precambrian magmatism [e.g., 24]. Investigating intraplate alkaline magmatism is particularly significant because such volcanic activity often occurs independently of plate boundaries and convergent zones, providing valuable insights into the internal dynamics of mantle and thermo-tectonic processes. This type of magmatism is commonly associated with the ascent of enriched or metasomatized mantle sources. Therefore, the geochemical and petrogenetic studies of rocks can enhance our understanding of the composition, origin, and melting conditions of the mantle in intra-continental regions [1]. The purpose of this study is to identify the geochemistry, petrogenesis and tectonic framework of the magmatic rocks from the Dashtak salt dome based on whole-rock geochemical analysis.

Material and methods

A total of 20 representative igneous rock samples were collected from the Dashtak salt dome for petrographic and geochemical investigation. Whole-rock major and trace element concentrations were determined at Kansaran Binaloud Laboratory (Tehran) using standard analytical techniques, including XRF and ICP-MS.

Results and Discussion

Two types of magmatic rocks are present in the Dashtak salt dome: intrusive (micro-gabbro) and extrusive (basalt and andesite). According to the petrographic observations, the Intrusive rocks exhibit granular and intergranular textures, while the extrusive rocks show porphyritic and glomeroporphyritic textures. Pseudomorphed olivine, clinopyroxene, and plagioclase are the main minerals in both rock types. Amphibole and biotite are late-stage magmatic minerals, whereas Chlorite, epidote, titanite (sphene), and Fe-oxides are secondary minerals. Whole-rock geochemical analyses of Dashtak igneous rocks reveal SiO_2 contents between 54.5–56.8 wt.% and total alkalis ranging from 4.05 to 10.15 wt.%, classifying them as alkaline basalts. Despite moderate to high LOI values (3.4–7.9 wt.%), the relative immobility of Na_2O , K_2O , and CaO against Zr suggests limited alteration for these elements. Spider diagrams and REE patterns show enrichment in LILEs and LREEs (e.g., $\text{Ce}_N/\text{Nb}_N = 6.4$ to 10.7), consistent with a metasomatized mantle source. High Mg# (45.63–72.45) and relatively low Cr and Ni contents imply an evolved magma. Trace element ratios (e.g., Nb/Th, Nb/U) and lack of Ti anomalies argue against significant crustal contamination. Discrimination diagrams (e.g., Nb/Y vs. Zr/Ti and La/Sm vs. La) and high ratios such as Nb/Sm and Zr/La point to an asthenospheric mantle source with minor garnet-bearing influence during partial melting. Dy/Yb and Sm/Yb vs. La/Yb plots further support melting at the spinel–garnet transition zone (~60–70 km depth). Tectonic discrimination diagrams (e.g., Ti vs. Zr and DF1–DF2) consistently place the samples within the intraplate continental rift field. Additionally, $\text{Nb/La} > 0.6$, $\text{Sm/Nd} < 0.3$, and $\text{Ba/La} > 10$ are consistent with EMORB–OIB-like magmatism in a continental back-arc setting. These geochemical characteristics, alongside petrographic evidence, suggest that the Dashtak igneous rocks formed during the Late Neoproterozoic to Early Cambrian within extensional rift basins along the northern Gondwanan margin, possibly in response to the rollback of the Proto-Tethyan subducting slab.

Conclusion

The integration of petrographic, geochemical, and tectonic evidence indicates that the Dashtak igneous rocks originated from an enriched asthenospheric mantle source, modified by limited crustal interaction. Their emplacement within an extensional tectonic regime, likely a continental back-arc basin associated with the Proto-Tethyan slab rollback during the Late Neoproterozoic to Early Cambrian, highlights the dynamic mantle processes active beneath the northern margin of Gondwana. These findings contribute valuable insights into the nature of intraplate alkaline magmatism and its geodynamic implications in the evolution of the Zagros hinterland.

Key words: Geochemistry, intra-plate magmatism, Zagros zone, Dashtak salt dome

Abstract

The Dashtak salt dome is located in Ardal County, Chaharmahal and Bakhtiari Province, southwestern Iran. The magmatic rocks associated with this salt dome are genetically linked to the Hormuz Series and occur as scattered outcrops, comprising both intrusive rocks (microgabbros) and extrusive rocks (basalts and andesites). Petrographic investigations reveal diverse textural features, including granular, intergranular, amygdaloidal, porphyritic, and glomeroporphyritic textures. Primary minerals identified in thin sections consist of clinopyroxene, plagioclase, and olivine pseudomorphed by chlorite, while biotite and greenish-blue amphiboles are considered late-stage minerals. Secondary phases include chlorite, apatite, epidote, and iron–titanium oxides. The studied rocks exhibit SiO_2 contents ranging from 54.54 to 56.77 wt. %, MgO ranging from 5.56 to 13.52 wt. %, and total iron (FeO^t) contents between 7.80 and 13.46 wt.%, collectively classifying them as mafic igneous rocks. Furthermore, the relatively wide variation in magnesium number ($\text{Mg\#} = 45.63\text{--}72.45$) suggests notable magmatic differentiation. The widespread occurrence of titanium-rich minerals (sphene/titanite), enrichment of large-ion lithophile elements (LILEs) relative to high field strength elements (HFSEs) in chondrite-normalized multi-element diagrams, along with geochemical discriminant plots, all support an alkaline affinity for these samples. Moreover, geochemical diagrams indicate that the rocks formed in an intraplate continental setting, derived from an enriched mantle source near the garnet–spinel transition zone with minor crustal contamination.

Key words: Geochemistry, intra-plate magmatism, Zagros zone, Dashtak salt dome

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های گابرویی گنبد نمکی دشتک، چهارمحال و بختیاری، ایران

معصومه نجفی^۱، ناهید شبانیان بروجنی^{۲*}، علیرضا داودیان دهکردی^۲

^۱ دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

^۲ استاد دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

shabanian.nahid@sku.ac.ir; nahid.shabanian@gmail.com

Shabanian.nahid@sku.ac.ir; Shabanian.nahiahid@sku.ac.ir

چکیده

گنبد نمکی دشتک در استان چهارمحال و بختیاری و در شهرستان اردل واقع شده است. سنگ‌های ماگمایی این گنبد نمکی در ارتباط با سری هرمز بوده و به صورت قطعات پراکنده یافت می‌شوند و شامل سنگ‌های آذرین درونی (میکروگابرو) و بیرونی (بازالت و آندزیت) می‌باشند. در مطالعات سنگ‌نگاری، بافت‌های دانه‌ای (گرانولار)، بین دانه‌ای (اینترگرانولار)، بادامکی، پورفیری و گلوپورفیری در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. الیوین‌های جایگزین شده توسط کلریت (سودومورف)، کلینوپیکس و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اولیه، بیوتیت و آمفیبول‌های سبز - آبی به عنوان کانی‌های تاخیری و کلریت، آپاتیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن و تیتان به عنوان کانی‌های ثانویه در مقاطع حضور دارند. این سنگ‌ها، محتوای SiO_2 بین ۵۴/۵۴ تا ۵۶/۷۷ درصد وزنی دارند و محتوای MgO از ۵/۵۶ تا ۱۳/۵۲ و FeO^t از ۱۳/۴۶ تا ۷/۸۰ درصد وزنی متغیر می‌باشد که از نظر ترکیبی در محدوده‌ی سنگ‌های آذرین مافیک طبقه بندی می‌شوند. همچنین، محتوای عدد منیزیمی (۴۵/۶۳ تا ۷۲/۴۵)، موید تفریق یافتگی ماگما است. حضور گسترده‌ی کانی‌های حاوی تیتانیوم (اسفن/تیتانیت) و تیتانواژیت، غنی شدگی LILES نسبت به HFSEs در نمودار به‌هنگار شده به‌کندريت به همراه نتایج حاصل از نمودارهای ژئوشیمیایی معرف ماهیت آلوکالین برای نمونه‌های مورد مطالعه است. علاوه بر این در نمودارهای ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه در یک محیط درون صفحه‌ی قاره‌ای و از یک منشا گوشته‌ای غنی شده در مرز انتقالی گارنت - اسپینل با میزان آلودگی پوسته‌ای اندک تشکیل شده‌اند.

کلمات کلیدی: ژئوشیمی، ماگماتیسم درون صفحه‌ای، پهنه زاگرس، گنبد نمکی دشتک

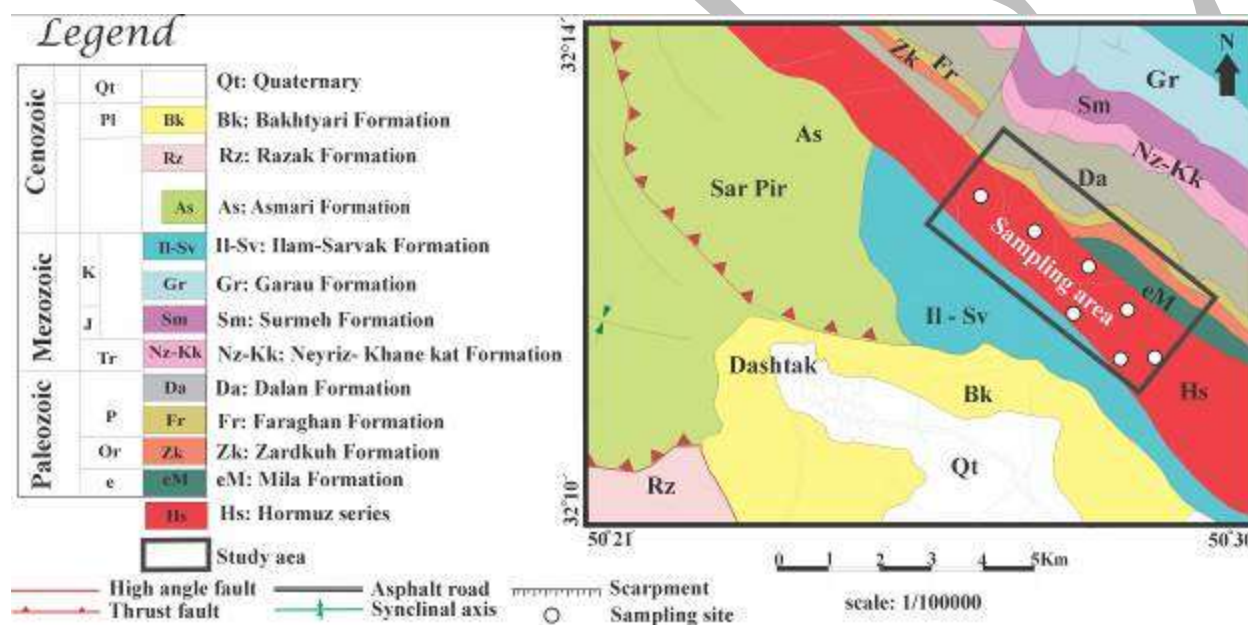
مقدمه

ماگماتیسم درون صفحه‌ای (Intraplate alkaline magmatism) به عنوان یکی از فرآیندهای مهم ژئودینامیکی، معمولاً مستقل از حاشیه‌ی صفحات و اغلب در نواحی داخل صفحات تکتونیکی یا در نواحی کششی قاره‌ای رخ می‌دهد و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها بیانگر گوشته‌ی متاسوماتیسم شده‌ی زیرقاره‌ای است [۱]. ریف‌ها به عنوان ساختارهای درون صفحه‌ای کششی، در محیط‌های متنوعی از جمله مناطق فرورانش، برخورد قاره‌ای، صعود پلوم‌های گوشته‌ای و مرزهای ترانسفورم شکل می‌گیرند [۲]. در ریف‌های مرتبط با فرورانش، مانند حوضه‌های پشت‌کمان، فرونشست ناشی از عقب‌رفت صفحه فرورونده موجب کشش پوسته می‌شود مانند دریای ژاپن [۳] و دریای سیاه [۴]. ریف‌های کوهزایی در اثر تنش‌های ناشی از برخورد قاره‌ای و فشردگی پوسته شکل می‌گیرند. نمونه‌های بارز آن‌ها ریف بایکال در آسیا و سامانه ریف‌تی سنوزویک اروپا (ECRIS) هستند که نتیجه فشارهای حاصل از برخورد هند و آسیا یا کوهزاد آلپ به شمار می‌روند [۵،۶]. ریف‌های با منشا پلوم نیز گرچه در زمین امروزی نادرند، اما نمونه‌ی شاخص آن در ریف شرق آفریقا دیده می‌شود که در اثر صعود یک ابرپلوم از مرز هسته/گوشته ایجاد شده است [۷،۸]. این نوع ریف‌ها معمولاً شامل مرحله‌ای از فعالیت ماگمایی شدید، بالا آمدن پوسته و سپس ایجاد گسل‌های کششی هستند [۲]، ریف‌های مرتبط با گسل‌های ترانسفورم نیز در اثر حرکات امتدادی در نواحی کششی اطراف گسل‌های امتدادلغز به وجود می‌آیند. نمونه‌هایی مانند حوضه دریای مرده، ریف گلف کالیفرنیا، و ریف‌های Ngaoundere و Abu Gabra در آفریقا از جمله مثال‌های شاخص این گروه‌اند [۹،۱۰]. ماگماتیسم درون صفحه‌ای غالباً ماهیت آلوکال دارد؛ گرچه به علت درجه ذوب بخشی، میزان کشش و یا سرعت صعود ماگما می‌تواند ماهیت تحولی نیز داشته باشد [۱۱]. در ایران شواهد متعددی از ماگماتیسم آلوکال درون صفحه‌ای در پهنه‌های ایران مرکزی [۱۱،۱۲]، ارومیه دختر [۱۳]، البرز مرکزی [۱۴]، سنج - سیرجان [۱۵] و پهنه‌ی زاگرس [۱۶] گزارش شده است. مطالعه ماگماتیسم آلوکال درون صفحه قاره‌ای از آن جهت اهمیت دارد که این نوع فعالیت آتشفشانی اغلب مستقل از مرزهای صفحه‌ای و زون‌های همگرا رخ می‌دهد و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی پیرامون دینامیک درونی گوشته و فرآیندهای گرمایی - تکتونیکی ارائه دهد. چنین ماگماتیسمی غالباً با صعود گوشته غنی شده و یا متاسوماتیسم شده همراه است و بررسی ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی سنگ‌های حاصل از این فرآیندها به درک بهتر ترکیب، منبع و شرایط ذوب گوشته در نواحی غیر حاشیه‌ای کمک می‌کند [۱]. در این مطالعه، به بررسی سنگ‌های ماگمایی گنبدنمکی دشتک از طریق مطالعات سنگ نگاری و ژئوشیمی سنگ کل و به منظور تعیین ماهیت ماگمای مادر و تفسیر محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه پرداخته می‌شود.

جایگاه زمین شناسی منطقه

کوهزاد زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا به شمار می‌رود که در پی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد قاره‌ای میان صفحات عربی و اوراسیا شکل گرفته است. این فرآیند تکتونیکی هنوز هم با نرخ حدود ۲۲ میلی‌متر در سال و روند شمالی - جنوبی ادامه دارد [۱۷]. کوهزاد زاگرس متشکل از پی‌سنگ دگرگونی پان آفریکن و توالی‌های ضخیم فانروزوئیک و بقایای نئوتتیس است [۱۸، ۱۹، ۲۰]. بر اساس [۲۱] کوهزایی زاگرس به دو بخش: کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس و زون جوش‌خورده زاگرس تقسیم می‌شود. زون جوش‌خورده شامل گسل اصلی زاگرس، پهنه سندنچ - سیرجان، کمربند افیولیتی کرتاسه بالایی و کمان ماگمایی ارومیه - دختر است. کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس عمدتاً از رسوبات پلاتفرم مزوزوئیک و پالئوزوئیک تشکیل شده و خود به دو زیرپهنه زاگرس مرتفع یا داخلی و زاگرس چین‌خورده یا خارجی تقسیم می‌شود. زون چین‌خورده با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق در جنوب غرب ایران گسترش یافته و دارای ساختارهایی از قبیل تاقدیس، ناودیس و گسل‌های معکوس است [۲۲]. زون زاگرس مرتفع یا داخلی (زون خورده شده یا زون رورانده) که با توپوگرافی بلند مشخص می‌شود، عمدتاً شامل سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک با درجات متفاوتی از فرسایش است [۲۲، ۲۳]. این زون موازی با زون چین‌خورده و در شرق آن قرار دارد. اغلب گنبد‌های نمکی ایران [۲۴] در زون‌های زاگرس و ایران مرکزی واقع شده‌اند. گنبد‌های نمکی زاگرس، از جمله گنبد‌های نمکی استان چهارمحال و بختیاری [۱۶]، غالباً در ارتباط با سری هرمز واقع شده‌اند و در مقابل این واحدهای تبخیری در ایران مرکزی به سری‌های دسو به سن پروتروزوئیک و سازند راور مرتبط هستند [۲۵، ۲۶]. سری تبخیری هرمز، به عنوان منشأ اغلب گنبد‌های نمکی زاگرس، با تبخیری‌هایی نظیر سنگ نمک، سنگ گچ به همراه سنگ‌های رسوبی، کربنات‌ها، شیل، ماسه سنگ، آهک‌های استروماتولیتی و مارن‌های رنگی همراه است [۱۹]. منشأ این سری به اواخر نفوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین باز می‌گردد و گویای یک محیط رسوب‌گذاری جزر و مدی تا سبخایی است [۱۱]. گنبد‌های نمکی زاگرس سنی مشابه با رسوبات تبخیری عربستان، عمان، قطر و امارات دارند و بیانگر سیستم کششی حاکم بر حاشیه‌ی شمالی گندوانا در زمان ادیاکاران (انتهای پرکامبرین) هستند [۲۷]. فعالیت ماگمایی گسترده در زمان پرکامبرین پایانی باعث شد گنبد‌های نمکی، حاوی قطعات سنگی آذرین متنوعی نیز باشند. حضور دایک‌های دیابازی، توف، ایگنمبریت، بازالت، و ریولیت در این گنبدها به خوبی مستند شده است [۲۴]. گنبد نمکی دشتک (شکل ۱) در شمال‌شرق شهرستان اردل (استان چهارمحال و بختیاری) و در مختصات جغرافیایی تقریبی $50^{\circ}21'$ تا $50^{\circ}30'$ طول شرقی و $32^{\circ}10'$ تا $32^{\circ}14'$ عرض شمالی واقع شده است. این گنبد، یکی از چندین ساختار نمکی فعال در زاگرس مرتفع به شمار می‌رود که در نتیجه فرآیند دیاپیرسم به درون واحدهای بالادست نفوذ کرده است. اگرچه در مورد زمان آغاز حرکت نمک‌ها اختلاف نظرهایی وجود دارد [پالئوزوئیک: ۲۸، پرمین: ۲۹، سیلورین: ۳۰]. با این حال، شواهد ساختاری از جمله جای‌گیری گنبدها در تاج چین‌ها، حاکی از ماهیت پیش‌رسوب‌گذاری و پیش‌کوه‌زایی این سازه‌هاست [۳۰، ۳۱].

در محدوده‌ی مورد مطالعه رسوبات پالئوزوئیک و سنوزوئیک رخنمون دارند و قدیمی‌ترین واحدهای چینه‌شناسی مربوط به سری هرمز هستند که حاوی قطعات پراکنده‌ی سنگ‌های ماگمایی هستند. در منطقه‌ی مورد مطالعه، گنبد‌های نمکی در اطراف روستاهای دهنو (شکل ۲، الف) و کریم آباد (شکل ۲، ب) قلعه رشید (شکل ۲، پ)، برونزد دارند. فراوان‌ترین سنگ‌های ماگمایی مشاهده شده در این منطقه شامل آندزیت، بازالت و میکروگابروها هستند (شکل ۲؛ ت، ث و ج). علاوه بر این برش‌های گسلی نیز به صورت قطعات پراکنده در منطقه دیده می‌شود. کانی‌زایی اپیدوت، اولیژیست و کلسیت به عنوان کانی‌های فرعی و به صورت رگچه‌ای و پرکننده حفرات در سنگ‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است.



شکل ۱. نقشه ساده شده از منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باباحیدر، شرکت ملی نفت ایران).

روش انجام پژوهش

به منظور مطالعه‌ی سنگ‌های آذرین گنبد نمکی دشتک، تعداد ۲۰ نمونه سنگ آذرین جهت تهیه‌ی مقاطع نازک و انجام مطالعات سنگ‌نگاری انتخاب شدند. با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌هایی که کمتر تحت تاثیر فرایندهای ثانویه قرار گرفتند ۷ نمونه انتخاب شدند. بدین منظور ابتدا نمونه‌ها در آزمایشگاه جدایش کانی دانشگاه شهرکرد توسط آسیاب فکی خرد و به قطعات کوچک تبدیل شدند. سپس نمونه‌ها به مدت دو الی سه دقیقه و طی دو مرحله در آسیاب دیسکی پودر گردید و جهت آنالیز عناصر اصلی و کمیاب در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفتند. همچنین اندازه‌گیری L.O.I. در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد در این آزمایشگاه انجام پذیرفت. با توجه به محتوای بالای L.O.I. (بیش از دو درصد وزنی)، مقادیر عناصر اصلی

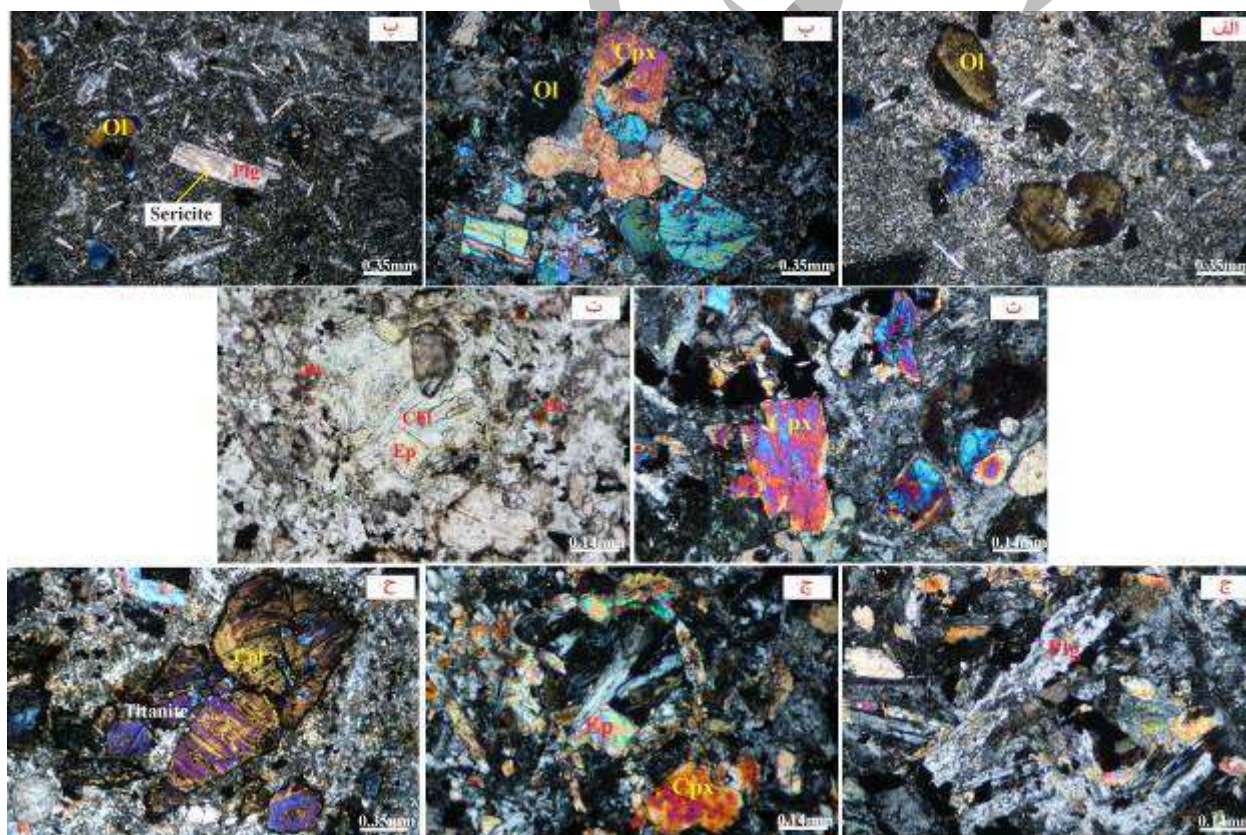
با حذف آب و در حالت خشک محاسبه گردید. نتایج حاصل از ژئوشیمی سنگ کل توسط نرم افزارهای GCDkit و Statistica تجزیه و تحلیل شد. نمودارهای مربوطه توسط نرم افزار CorelDraw تصحیح گردید.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آذرین گنبد نمکی دشتک بر اساس مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک شامل سنگ‌های آذرین بیرونی (آندزیت و بازالت) و سنگ‌های آذرین درونی (میکروگابرو) می‌باشند. در مقاطع پتروگرافی (شکل ۳. الف، ب و پ)، سنگ‌های بیرونی بافت پورفیری، گلومروپورفیری و بادامکی نشان می‌دهند. کانی‌های اولیه در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن می‌باشند و در زمینه‌ای ریز بلور از پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره (اکسیدهای آهن و تیتان) قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلازها در دو نسل فنوکریست و میکروکریست قابل مشاهده هستند و به سربسیت تجزیه شدگی نشان می‌دهند. الیوین‌ها خودشکل تا نیمه شکل‌دار هستند و به صورت سودومورف (شکل دروغین) در مقاطع مشاهده می‌شوند، به کلریت تبدیل شده‌اند و در حواشی بلورها اکسید آهن آزاد شده است. کلینوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای منفرد یا در اجتماعات گلومروپورفیری قابل مشاهده هستند و با اینکه در مجاورت الیوین‌ها قرار گرفته‌اند اما به شدت الیوین‌ها تحت تاثیر دگرسانی قرار نگرفته‌اند. این گروه کانی‌ها گاهی ماکل دارند و در نور متقاطع پلاریزه به رنگ آبی - ارغوانی تا نارنجی هستند و تیتانو - اوژیت می‌باشند. در حواشی کلینوپیروکسن‌ها تیتانیت (اسفن) تشکیل شده است و در برخی موارد در حاشیه در حال تبدیل به آمفیبول‌های سبز - آبی هستند. سنگ‌های درونی (شکل ۳. ث، ج، چ) بافت دانه‌ای (گرانولار) و بین دانه‌ای (اینترگرانولار) نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین به عنوان کانی‌های اولیه در این سنگ‌ها حضور دارند. پلاژیوکلازها حواشی خوردگی و بافت غربالی دارند و سوسوریتی شده‌اند. پیروکسن‌ها غالباً نیمه شکل-دار بوده، در نور متقاطع پلاریزه دارای رنگ‌های انترفرانس درجه بالا هستند. الیوین‌ها کاملاً به کلریت تبدیل شده‌اند. مشابه گروه سنگ‌های قبلی، کلریتی شدن تمام الیوین‌ها و عدم تاثیر دگرسانی شدید در کلینوپیروکسن‌های مجاور آن‌ها، همچنین وجود آپاتیت‌های سوزنی به همراه حضور دو نسل متفاوت پلاژیوکلاز و بافت غربالی در آن‌ها می‌توانند شواهدی برای اختلاط ماگمایی و یا هضم باشد [۳۲، ۳۳، ۳۴]. در هر دو گروه سنگی بیوتیت به عنوان کانی تاخیری حضور دارد، اپیدوت و تیتانیت نیز به عنوان کانی‌های ثانویه در هر دو گروه سنگی مشاهده می‌شوند (شکل ۳. ت و ح). حضور گسترده‌ی کانی‌های حاوی تیتانیوم (تیتانیت) به همراه آپاتیت و حضور کلینوپیروکسن [۳۵] از ویژگی‌های معمول بازالت‌های درون صفحه‌ای آلکالن است.



شکل ۲. رخنمون گنبد‌های نمکی دشتک. الف: دهنو (دید به سمت شمال شرق). ب: کریم آباد (دید به سمت شمال شرق). پ: قلعه رشید (دید به سمت شمال). تصاویر ت، ث، ج: نمونه‌ای از سنگ‌های ماگمایی گنبد‌های نمکی دشتک. ت: میکروگابرو. ث: بازالت. ج: آندزیت.



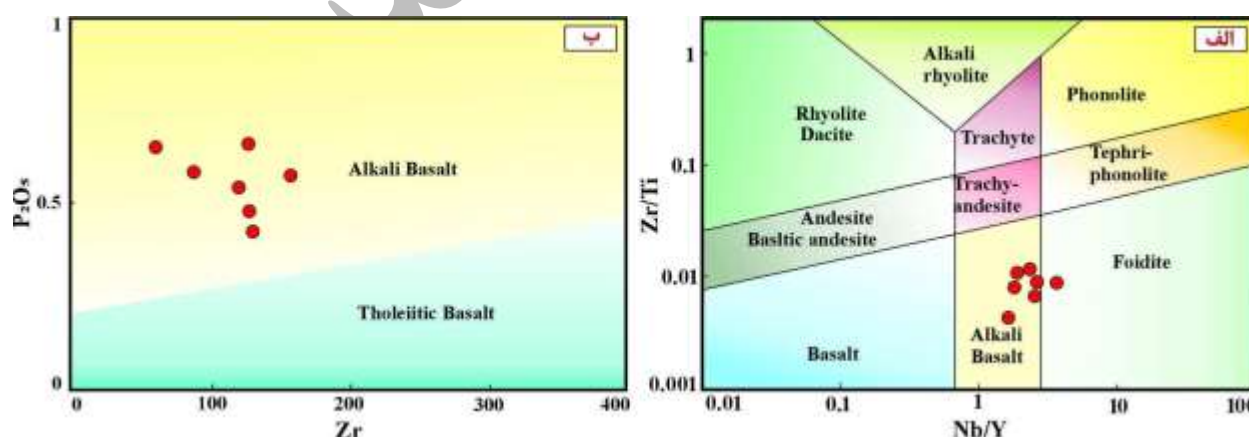
شکل ۳. الف، ب و پ: تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین بیرونی (پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر، نور پلاریزه (XPL)). الف: الیوین‌های جایگزین شده توسط کلریت. ب: اجتماع کلینوپیروکسن‌ها در کنار الیوین. پ: درشت بلور پلاژیوکلاز در کنار الیوین جایگزین شده توسط کلریت (سودومورف شده) در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای ریزبلور و تیتانیت. ت: تصویری از بیوتیت‌های تاخیری و کانی‌های ثانویه (پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر، نور پلاریزه (XPL)).

دید ۱,۲ میلی‌متر، نور عادی (PPL)، ث، ج، چ: تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های درونی. (پهنای میدان دید ۱,۲ میلی‌متر، نور پلاریزه (XPL)).
 ث: بلور نیمه شکل‌دار کلینوپیروکسن. ج: پلاژیوکلاز دارای حواشی خوردگی. چ: اپیدوت حاوی رنگ‌های تداخلی بالا در کنار کلینوپیروکسن. ح:
 حضور کلریت و تیتانیت به عنوان کانی‌های ثانویه که از تجزیه‌ی کانی‌های اولیه حاصل شده‌اند (پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر، نور پلاریزه
 (XPL)). Ol: الیون، Cpx: کلینوپیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت.

ژئوشیمی

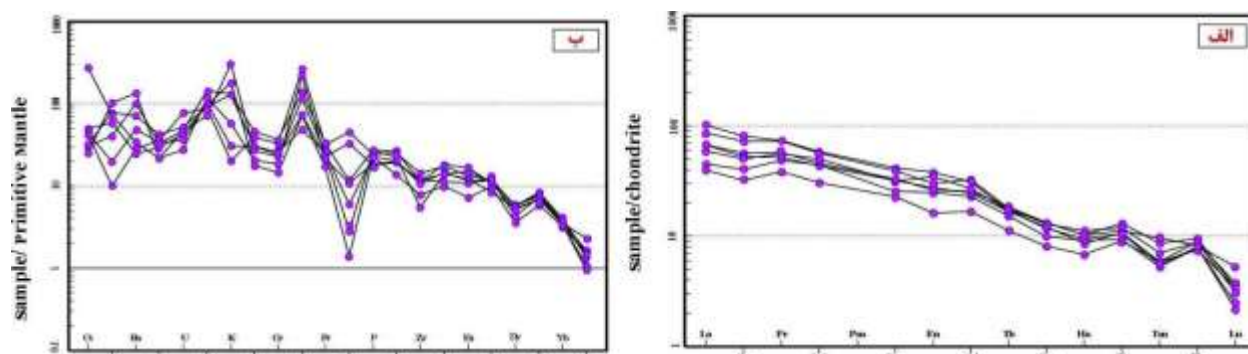
نتایج آنالیز سنگ کل برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به محتوای بالای LOI (۳/۳۷ تا ۷/۹۲)، مقادیر عناصر اصلی با حذف آب و در حالت خشک محاسبه گردید. بر این اساس، محتوای SiO_2 بین ۵۴/۵۴ تا ۵۶/۷۷ درصد وزنی، محتوای Al_2O_3 ۱۴/۹۶ تا ۱۹/۲۵ درصد وزنی، محتوای MgO از ۵/۵۶ تا ۱۳/۵۲ و FeO^t از ۱۳/۴۶ تا ۷/۸۰ درصد وزنی متغیر می‌باشد. مجموع عناصر آلکالی در نمونه‌ها ۴/۰۵ تا ۱۰/۱۵ درصد وزنی اندازه‌گیری شد. محتوای $\text{Mg\#}$ (عدد منیزیومی) در نمونه‌ها (۴۵/۶۳ تا ۷۲/۴۵) درصد وزنی و مقادیر کروم (۸۸/۳۹ تا ۳۰۳/۱۷) و نیکل (۳۸/۸ تا ۱۷۵/۹) ppm می‌باشد.

بر اساس نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y [۳۶]، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). نمودار P_2O_5 در برابر Zr [۳۷] نیز بیانگر ماهیت آلکالن برای نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل ۴-ب). در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی در برابر کندریت [۳۸] غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) دیده می‌شود ($\text{Ce}_N/\text{Nb}_N = ۶/۴$ تا $۱۰/۷$) (شکل ۵-الف). در الگوی عناصر به‌هنگار شده به‌گوشته‌ی اولیه [۳۹] غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) نسبت به عناصر با مقاومت میدانی بالا (HFSEs) مشاهده می‌شود (شکل ۵-ب).



شکل ۴. نمودارهای دسته‌بندی برای سنگ‌های بازالتی. الف. نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y [۵۱] که نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌ی بازالت‌های آلکالن قرار گرفته‌اند. ب. نمودار P_2O_5 در برابر Zr برای تعیین ماهیت ماگما [۶۹] که نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکالن قرار می‌گیرند.

محتوای LOI متوسط تا بالا برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک (به طور متوسط ۵/۲۱ درصد) دال بر اعمال فرآیندهای



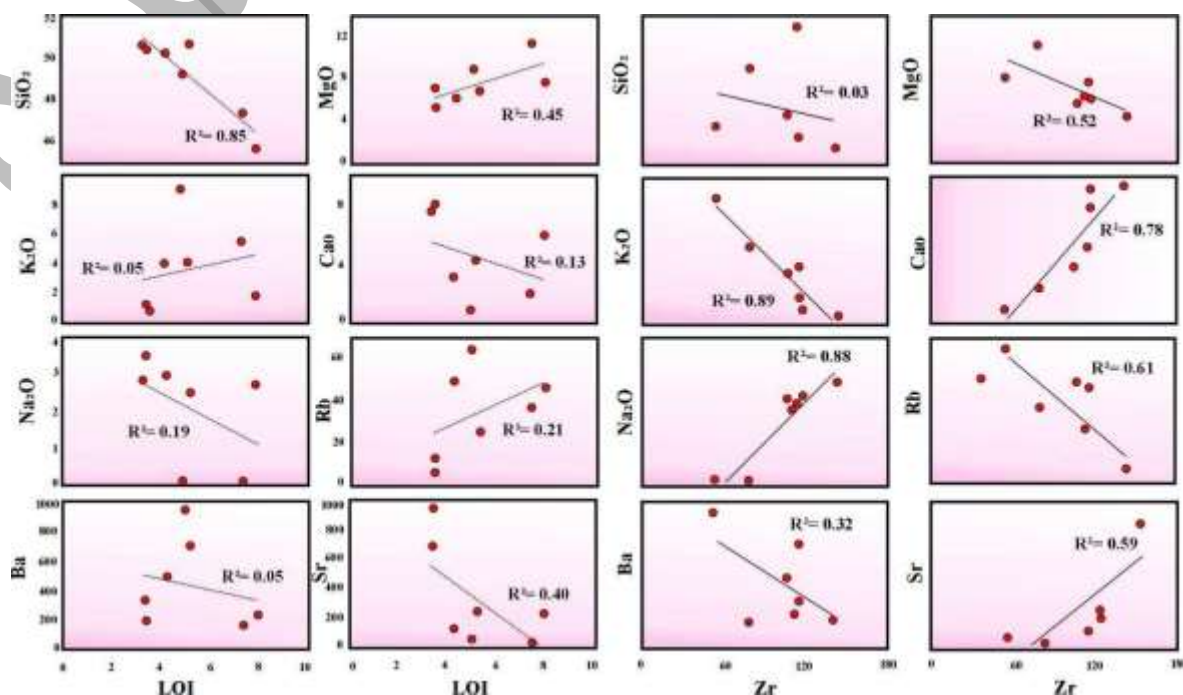
شکل ۵. الف: الگوی REE به هنجار شده به کندریت [۳۸]. ب: الگوی REE و عناصر کمیاب به هنجار شده به گوشته اولیه [۳۹] برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک.

ثانویه از قبیل دگرسانی گرمایی می‌باشد که منجر به تشکیل کانی‌های ثانویه مانند کلریت، اپیدوت، و اکسیدهای آهن و تیتان شده است، که بیانگر اعمال فرآیندهای ثانویه می‌باشند. بنابراین احتمال تغییر در ترکیب عناصر اصلی و عناصر متحرک مانند (Rb, Ba, Sr) وجود دارد [۴۰]. تغییرات عناصر اصلی و عناصر لیتوفیل بزرگ یون در برابر محتوای LOI به منظور بررسی اثر دگرسانی پیشنهاد شده است [۴۱]. از طرفی نسبت عناصر اصلی در برابر عناصر غیر متحرک مانند Zr نیز برای بررسی تاثیر دگرسانی بر تحرک عناصر، مورد استفاده قرار می‌گیرد. عناصر CaO , K_2O و Na_2O همبستگی مثبت قوی با Zr و عدم همبستگی با افزایش محتوای LOI نشان می‌دهند که بیانگر عدم تحرک این عناصر در طی فرآیندهای ثانویه است. در مقابل، SiO_2 با Zr همبستگی ضعیف دارد و با افزایش LOI کاهش یافته است و موید تحرک این عنصر و تغییر در محتوای اولیه آن است. در حالی که MgO , Ba , Sr و Rb به میزان کمتری تحت دگرسانی قرار گرفته‌اند. محتوای عدد منیزی (۲۱/۸۶ تا ۴۶/۲۲) کروم (۸۸/۳۹ تا ۳۰۳/۱۷) و نیکل (۳۸/۸ تا ۱۷۵/۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از گوشته اولیه است [۱] و بیانگر تحول یافتگی ماگما می‌باشد.

بر اساس نمودار La/Sm در برابر La [۴۲] گرچه ذوب بخشی نسبت به تبلور بخشی فرایندی غالب است اما تبلور تفریقی نیز در روند تحول ماگما نقش داشته است (شکل ۷-الف). همبستگی مثبت ($R^2 = 0.96$) بین La و Sm/Nb در سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که پیروکسن در منشا حضور دارد. در واقع عنصر La در فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز می‌تواند به صورت اندکی ناسازگار عمل کند اما این عنصر در پیروکسن نسبت به Sm سازگارتر است [۴۳]. نمودار V در برابر Cr [۴۴] روند تفریق کلینوپیروکسن را برای نمونه‌ها مشخص می‌کند (شکل ۷-ب).

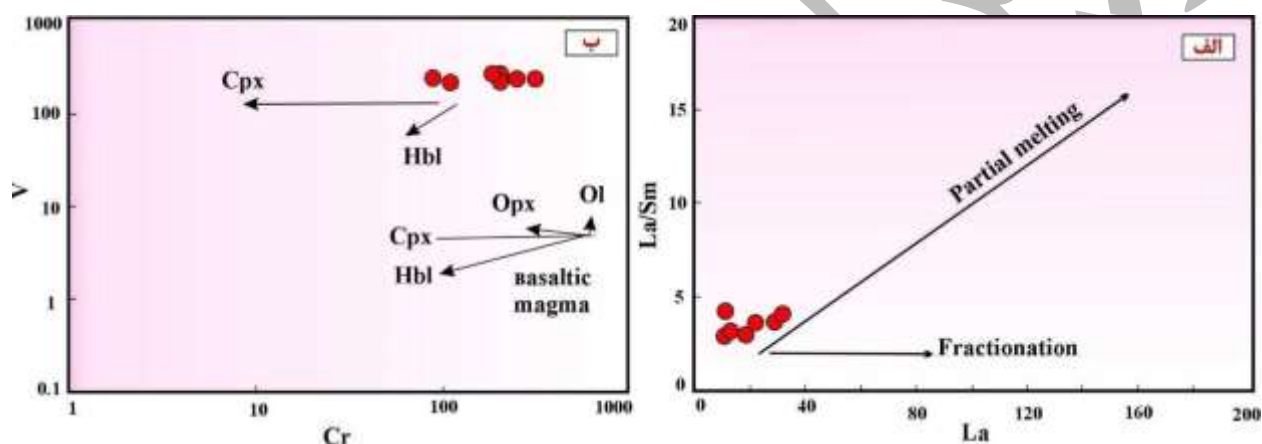
ماگمای آلکالن درون صفحه‌ای می‌تواند از ذوب بخشی درجه پایین گوشته‌ی لیتوسفری [۴۵]. ذوب بخشی گوشته‌ی متاسوماتیسم شده و غنی از LREEs و LILEs [۴۶،۴۷] و یا برهمکنش مذاب آستونسفری یا لیتوسفر قاره‌ای حاصل شود [۴۸]. غنی‌شدگی K و Pb می‌تواند نشان دهنده آلودگی پوسته‌ای باشد. آلودگی پوسته‌ای فرایندی تقریباً اجتناب‌ناپذیر برای ماگماهای با منشأ گوشته‌ای است [۴۹]. به طور میانگین نسبت‌های بالای Nb/Th (۲۸/۷)، Nb/U (۸۲/۲) و Nb/La (۳/۷)، برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک بیانگر ماهیت مانتویی و نبود آلودگی مهم پوسته‌ای است. علاوه بر این فقدان آنومالی منفی و مشخص Ti، بی‌هنجاری مثبت اندک Nb [۵۰] و عدم حضور قابل توجه بلورهای زیرکن در نمونه‌های مورد مطالعه [۵۱] شواهدی بر عدم تاثیر پوسته بر تحولات ماگما است. همچنین نسبت عناصر با مقاومت میدانی بالا به عناصر نادر خاکی نیز می‌تواند معیاری برای تشخیص ماهیت منشأ بازالت باشد [۵۲]. به طوری که نسبت‌های بالاتر از یک، بیانگر منشأ آستونسفری و کمتر از یک، تاثیر لیتوسفر یا آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهد. این نسبت‌ها برای نمونه‌های دشتک بیشتر از یک محاسبه شد (به عنوان مثال: Nb/Sm = ۸/۲۱ تا ۱۶/۷۸ و Zr/La = ۳/۳۰ تا ۹/۱۲) که بیانگر منشأ آستونسفری برای آن‌هاست. از طرفی برخی از نمونه‌ها محتوای Th بالاتر از ۲/۵ ppm دارند که می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته‌ای باشد [۵۳]. بر اساس نمودارهای Th/Nb در برابر Nb/Y [۵۴] و Th در برابر Y [۵۵]، نمونه‌ها دور از تاثیر پوسته‌ی قاره‌ای و در محدوده‌ی E-MORB-OIB قرار گرفتند (شکل ۸-الف و ب).

با تمام این تفاسیر می‌توان گفت نقش پوسته در تحولات ماگمای مورد مطالعه، کم اهمیت است. علاوه بر آلودگی پوسته‌ای، غنی‌شدگی گوشته نیز می‌تواند سبب افزایش محتوای LILEs و LREEs شود [۵۳]. نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار مانند Th، Nb، La و Yb شاخص‌های مناسبی برای تفسیر منشأ گوشته‌ای هستند [۵۶]. در نمودارهای TiO₂/Yb در برابر Nb/Y [۵۷] و نمودار Th_N در برابر Nb_N [۵۸]، نمونه‌ها در محدوده‌ی گوشته‌ی غنی شده و محدوده‌ی MORB-OIB قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف و ب).

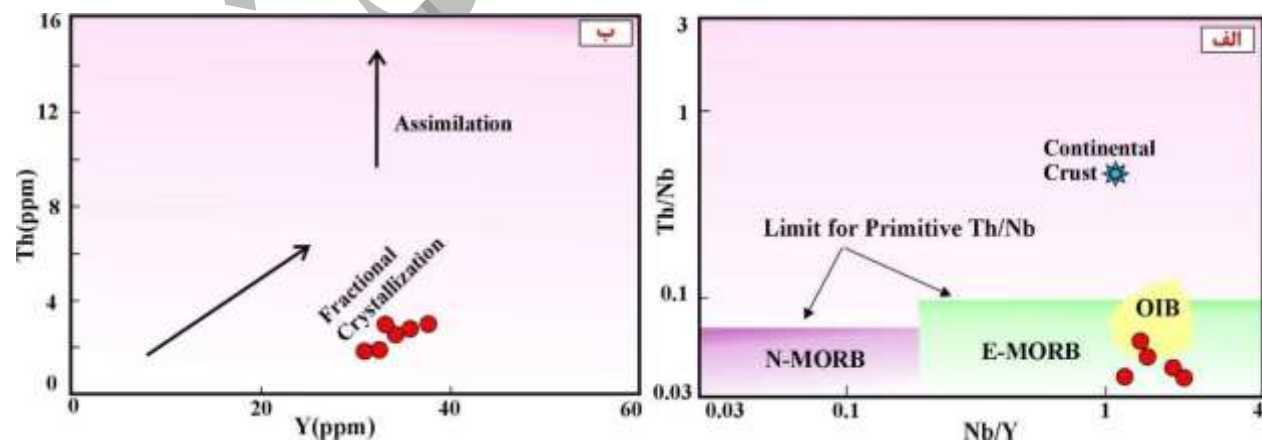


و ب).

شکل ۶. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و متحرک در برابر محتوای آب اضافی [LOI] (۴۱)، و Zr برای بررسی اثر دگرسانی بر عناصر. خاستگاه ماگمایی سنگ‌های گنبدنمکی دشتک، بر اساس نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb [۵۹،۶۰] (شکل ۱۰-الف) محدوده‌ی پایداری اسپینل و تا حدودی متمایل به گارنت است. بر اساس نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm [۶۱] مرز انتقال اسپینل-گارنت (شکل ۱۰-ب) برای نمونه‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌گردد. مرز انتقال گارنت - اسپینل در عمق ۶۰ تا ۷۰ کیلومتری رخ می‌دهد اما حساس بودن بسیاری از عناصر کلیدی به فشار، سبب دشواری تمایز بین اسپینل پریدوتیت و گارنت پریدوتیت می‌شود [۶۳،۶۲].



شکل ۷. الف: نمودار La/Sm در برابر La [۴۲] برای تشخیص روند ذوب بخشی و تفریق در تحول ماگما. ب: نمودار V در برابر Cr [۴۴] برای



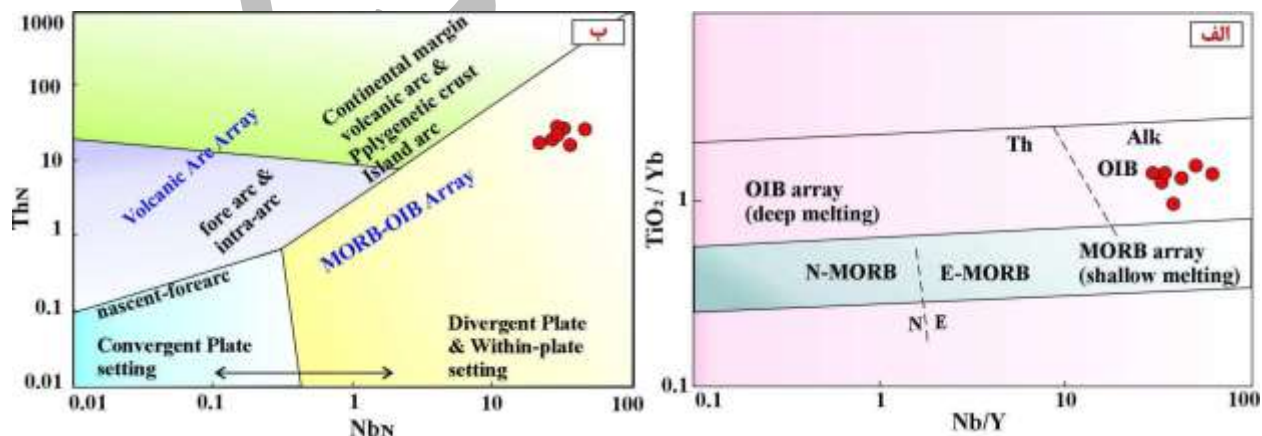
بررسی روند تفریق کانی‌ها.

شکل ۸. نمودارهای تعیین نقش پوسته در تحولات ماگما. الف: نمودار Th/Nb در برابر Nb/Y [۵۴] ب: N: ب: نمودار Th در برابر Y، تعیین کننده ی تاثیر پوسته در تحول ماگما [۵۵].

محیط زمین‌ساختی

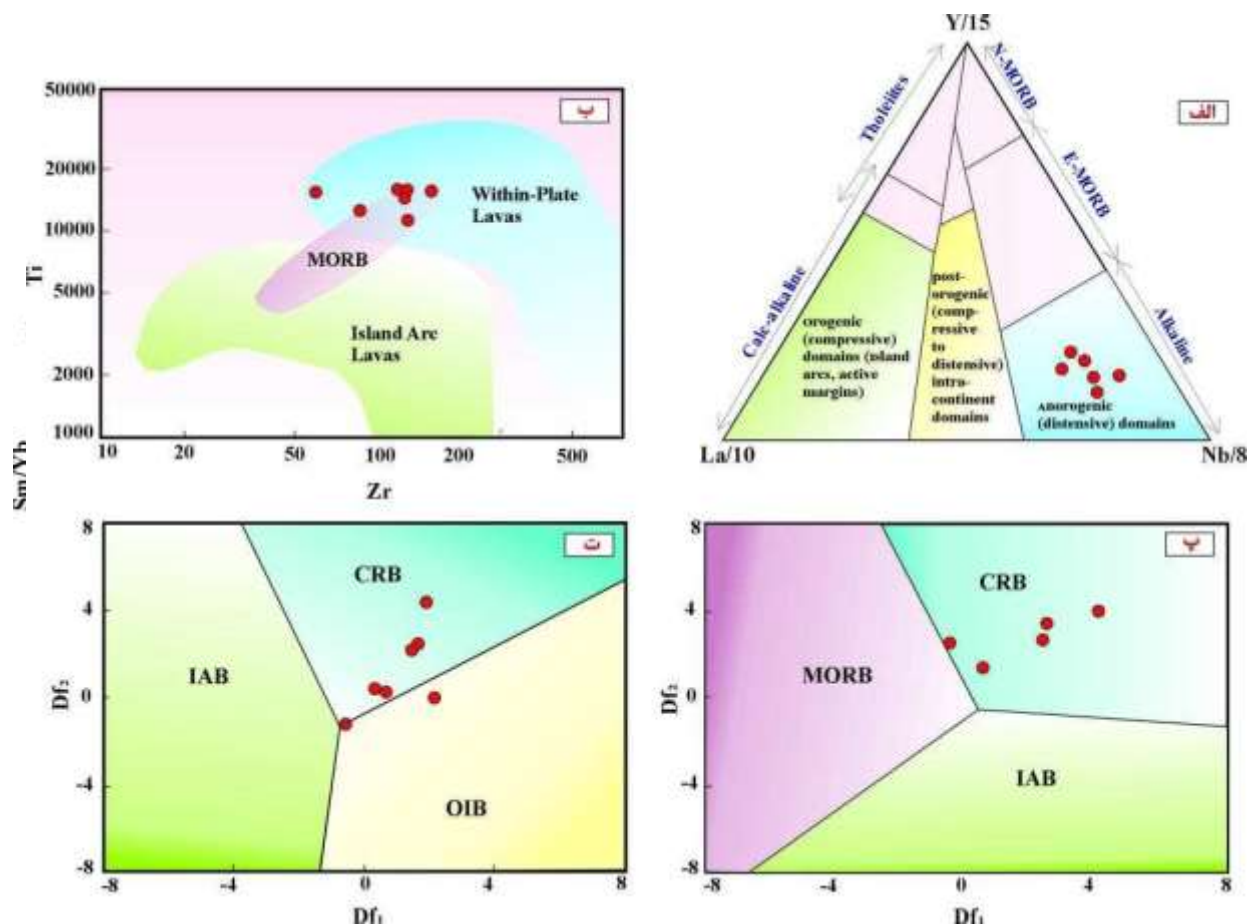
عناصری مانند (Ti, Zr, Nb, Y, P) در شرایط دگرگونی و دگرسانی تحرک کمتری دارند [۶۴]. بنابراین استفاده از این عناصر در تعیین محیط زمین‌ساختی حائز اهمیت است. به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک از نمودار مثلثی [۶۵] (شکل ۱۱-الف) و نمودار Ti در برابر Zr [۶۶] (شکل ۱۱-ب) استفاده شد. نمودارهای مذکور بیانگر موقعیت زمین‌ساختی درون صفحه ای برای نمونه های مورد مطالعه است. همچنین، نمونه‌های گنبد نمکی دشتک در نمودارهای تفکیک کننده‌ی محیط تکتونیکی بر مبنای متغیرهای Df1 و Df2 [۶۷]، از نوع بازالت‌های درون صفحه‌ی قاره‌ای می‌باشند (شکل ۱۱-پ و ت). که با نتایج بدست آمده توسط [۶۹،۶۸،۱۶،۳۰] همخوانی دارند. از طرفی، به اعتقاد [۷۰] حوضه‌های پشت کمان قاره‌ای (Continental Back-Arc Basin) می‌توانند ویژگی‌های E-MORB و یا OIB-Like نشان دهند و ماگماهای تشکیل شده در این محیط‌ها نسبت‌های

$Nb/La < 0.6$ ، $Sm/Nd > 0.3$ و $Ba/La < 10$ دارند. این نسبت برای نمونه های مورد مطالعه به طور میانگین، به $3/79$ ، $22/0$ و $5/21$ می‌باشد. و با نسبت‌های ارائه شده برای حوضه‌های پشت کمان درون قاره‌ای تطابق دارند. با توجه به نبود آنومالی منفی Ti و Nb، (ماگماتیسم وابسته به فروانش در حاشیه‌ی فعال قاره [۷۱]) برای سنگ‌های گنبدنمکی دشتک صدق نمی‌کند. به طور کلی، بر اساس نتایج سنگ‌نگاری، نمودارها و نسبت‌های ژئوشیمیایی و نمودارهای تعیین محیط تکتونیک، می‌توان چنین استنباط کرد که سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک در پرکامبرین بالایی - کامبرین زیرین [۱۸] در ریف‌های کششی و در قالب حوضه‌های پشت کمان در شمال گندوانا (احتمالاً متأثر از عقب‌گرد پوسته‌ی فرورونده‌ی پروتوتیس [۷۲]) تشکیل شده‌اند.



شکل ۹. نمودارهای تفکیک کننده ی منشا گوشته ای غنی شده و تهی شده. الف: نمودار TiO_2/Yb در برابر Nb/Y [۵۷]. ب: نمودار Th_N در برابر Nb_N [۵۸].

شکل ۱۰. نمودارهای تعیین خاستگاه ماگمایی. الف: نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb [۵۹، ۶۰]. ب: نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm [۶۱].



شکل ۱۱. نمودار متمایز کننده ی محیط های تکتونیکی. الف: نمودار مثلثی [۶۵]. ب: نمودار Ti در برابر Zr [۶۶]. پ و ت: نمودارهای تفکیک کننده ی محیط تکتونیکی بر مبنای متغیرهای Df_1 و Df_2 [۶۷].

نتیجه گیری

سنگ های ماگمایی گنبد نمکی دشتک به عنوان بخشی از ماگماتیسم هرمز در گروه بازالت های آکالن قرار می گیرند. نبود بی-هنجاری مشخص Eu بیانگر عدم تاثیر پلاژیوکلاز در تولید ماگمای سازنده ی این سنگ ها است و بر اساس نمودارهای تعیین خاستگاه ماگمایی، ماگما از مرز انتقالی اسپینل - گارنت منشا گرفته است. به علت وجود مقادیر بالای Ti و حضور گسترده ی کانی های حاوی تیتانیوم (تیتانیت/تیتانواوژیت)، همچنین غنی شدگی LREEs و نتایج حاصل از نمودارهای ژئوشیمیایی، محیط

تکتونیکي درون صفحه قاره‌ای (ریفت/ حوضه پشت کمان قاره‌ای) برای سنگ‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود. این محیط‌های درون صفحه قاره‌ای در ارتباط با فعالیت کششی انتهای پرکامبرین - ابتدای کامبرین در شمال گندوانا تشکیل شده‌اند.

تشکر و قدردانی

از دانشکده‌ی منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد به دلیل حمایت مالی این تحقیق، سپاسگزاری می‌گردد. ^۱ نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل برای سنگ‌های ماگمایی گنبد نمکی دشتک (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی، کمیاب و REE ها بر حسب ppm).

Sample	So-03	So-06	So-011	So-016	So-04	So-07	So-017
SiO ₂ (wt. %)	۵۴٫۹۶	۵۴٫۳۵	۵۶٫۷۸	۵۴٫۵۴	۵۴٫۵۵	۵۴٫۷۸	۵۵٫۹۳
TiO ₂	۲٫۸۳	۲٫۷۵	۲٫۶۲	۳٫۰۲	۱٫۹۹	۲٫۷۴	۲٫۴۹
Al ₂ O ₃	۱۸٫۷۷	۱۴٫۹۶	۱۷٫۹۷	۱۶٫۲۵	۱۵٫۶۶	۱۹٫۲۵	۱۷٫۶۰
Fe ₂ O ₃ *	۳٫۷۶	۳٫۸۵	۳٫۰۵	۴٫۲۱	۴٫۰۰	۳٫۳۷	۳٫۷۷
MnO	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۰۷
MgO	۶٫۸۷	۵٫۵۷	۷٫۷۵	۹٫۱۷	۷٫۵۶	۹٫۸۴	۱۳٫۵۲
CaO	۳٫۲۹	۸٫۵۳	۴٫۵۷	۷٫۱۲	۸٫۲۵	۰٫۸۶	۲٫۲۹
Na ₂ O	۳٫۲۵	۳٫۷۸	۲٫۸۳	۳٫۲۴	۳٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۳
K ₂ O	۴٫۲۳	۰٫۶۶	۴٫۴۵	۲٫۰۵	۰٫۹۸	۱۰٫۱۱	۶٫۴۴
P ₂ O ₅	۰٫۵۴	۰٫۵۷	۰٫۶۶	۰٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۶۵	۰٫۵۹
L.O.I	۴٫۲۳	۳٫۴۲	۵٫۲۲	۷٫۹۲	۳٫۳۷	۴٫۹۲	۷٫۳۶
Sum	۹۸٫۶۱	۹۵٫۱۹	۱۰۰٫۷۹	۱۰۰٫۲۰	۹۶٫۶۷۵	۱۰۱٫۷۸۱۴	۱۰۲٫۸۳
Ba (ppm)	۴۹٫۰۰	۱۹۷٫۰۰	۶۹۷٫۰۰	۲۳۳٫۰۰	۳۳۹٫۰۰	۹۴۰٫۰۰	۱۷۳٫۰۰
Rb	۴۹٫۵۶	۶٫۳۴	۲۵٫۹۳	۴۶٫۷۸	۱۲٫۶۲	۶۴٫۸۷	۳۷٫۰۷
Sr	۱۲۵٫۴۰	۹۴۲٫۰۰	۲۴۳٫۹۰	۲۲۹٫۳۰	۶۹۶٫۳۰	۵۸٫۴۰	۲۹٫۰۰
Zr	۱۱۹٫۰۰	۱۵۸٫۰۰	۱۲۷٫۰۰	۱۲۸٫۰۰	۱۳۰٫۰۰	۶۱٫۰۰	۸۸٫۰۰
Nb	۶۵٫۹۴	۶۳٫۱۶	۱۰۴٫۴۳	۸۳٫۶۱	۷۲٫۹۱	۵۱٫۲۸	۶۷٫۱۷
Ni	۳۸٫۸۰	۶۸٫۸۰	۱۰۹٫۰۰	۱۶۲٫۴۰	۱۴۳٫۶۰	۱۳۱٫۱۰	۱۷۵٫۹۰
Co	۲۲٫۳۱	۳۶٫۲۴	۲۹٫۹۴	۴۰٫۵۹	۴۲٫۹۷	۱۷٫۳۸	۵۸٫۴۰
Zn	۷۳٫۰۰	۲۰۰٫۰۰	۱۰۴٫۰۰	۳۵۸٫۰۰	۸۴٫۰۰	۸۳٫۰۰	۲۲٫۰۰
Cr	۸۸٫۳۹	۱۰۵٫۴۴	۲۰۱٫۰۸	۱۸۹٫۶۴	۲۶۱٫۱۱	۳۰۳٫۱۷	۲۱۷٫۰۳
Y	۳۷٫۸۰	۳۵٫۹۰	۳۱٫۴۰	۳۳٫۴۰	۳۲٫۳۰	۳۴٫۳۰	۲۶٫۵۰
Cs	۰٫۲۵	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۲٫۱۷	۰٫۳۵	۰٫۲۰	۰٫۳۹
Hf	۳٫۴۹	۵٫۷۰	۵٫۴۱	۳٫۴۸	۵٫۰۷	۱٫۲۰	۳٫۱۷
Th	۳٫۵۵	۳٫۰۷	۲٫۸۱	۱٫۸۷	۲٫۸۴	۱٫۸۶	۲٫۴۸
U	۱٫۰۹	۱٫۶۲	۰٫۹۸	۰٫۵۸	۰٫۷۵	۰٫۹۶	۰٫۹۰
V	۲۲۹٫۹۰	۲۰۷٫۹۰	۲۲۱٫۱۰	۲۳۹٫۸۰	۲۲۵٫۴۰	۲۲۴٫۲۰	۲۲۱٫۸۰
W	۱٫۰۶	۰٫۸۶	۱٫۰۲	۰٫۷۲	۰٫۵۶	۰٫۳۷	۰٫۸۴
Sn	۱٫۳۷	۱٫۶۲	۲٫۰۰	۱٫۸۲	۱٫۴۶	۱٫۵۳	۱٫۳۸
Mo	۱٫۳۴	۰٫۶۸	۱٫۲۵	۰٫۹۶	۱٫۲۵	۰٫۶۱	۱٫۱۶
Cu	۴٫۰۳	۲٫۱۵	۹٫۹۰	۱٫۱۳	۲۲٫۹۰	۵٫۲۰	۰٫۹۵
Pb	۳٫۴۷	۱۸٫۷۲	۹٫۷۴	۱۵٫۴۲	۵٫۲۶	۸٫۱۵	۵٫۰۷

As	٢,٠٦	٤١,٥١	١٦٨,٨٦	٧٥,٣٠	٤٢,٣٨	١٠,٢٢	١٠٧,٧٠
Cd	٠,٣١	٠,٥٢	٠,٣٩	٠,٣٩	٠,٤٠	٠,٢٥	٠,٣١
Sb	١,٥٨	٠,٢٩	٠,٦٠	٠,٩٣	٠,٨٩	٠,٥٨	١,١١
Bi	٠,٨٣	٠,٩٢	٠,٨٦	٠,٨٩	٠,٨٦	٠,٧٧	٠,٨٢
Ag	٠,٣٩	١,٤٤	١,٠٨	٠,٦٤	١,١١	٠,١٧	٠,٠٣
Tl	٠,٠٣	٠,٠١	٠,٠٤	٠,١٨	٠,٠٣	٠,١٠	٠,٠٣
Se	١,٢١	١,١٧	٠,٦٤	١,٢٨	٠,٩٣	١,٣٦	٠,٨٢
Ga	١٨,٤١	١٤,٢٤	٢٢,٠٥	١٥,٤٩	١٦,٤١	٢٤,٢٠	١٥,٥٤
Be	١,٤٨	١,٣٩	٠,٥٥	١,٠٣	٠,٩٠	٠,٥٥	٠,٦٥
La	٢١,٠٢	٢٦,٦٩	٣١,٤٦	١٤,٠٢	٢٠,٩١	١٨,٤٣	١٢,٢٧
Ce	٤٥,٩٨	٥٨,٦٩	٦٥,١٥	٣٢,٥٢	٤٢,٤٧	٤٠,٢٧	٢٥,٨٧
Pr	٧,٠١	٨,٨١	٩,٠٠	٥,٩٠	٦,٣٣	٦,٨٣	٤,٧٣
Nd	٢٧,٢٩	٣٤,٢٢	٣٥,٣٧	٢٦,٦٧	٢٦,٠٨	٣٠,١٠	١٨,٢٨
Sm	٦,٤٠	٧,٦٩	٨,١٣	٤,٩٨	٦,٢٣	٦,١٣	٤,٤٦
Eu	١,٩٤	٢,٢٣	٢,٨٠	١,٨٣	٢,٠١	٢,٥٥	١,٢٠
Gd	٦,٥٤	٨,٤١	٨,٠٢	٥,٩٥	٦,٣٧	٦,٩٦	٤,٣٢
Tb	٠,٨٧	٠,٨٥	٠,٨١	٠,٧٢	٠,٧٩	٠,٨١	٠,٥٣
Dy	٤,٢٥	٤,١٢	٣,٨١	٣,١٨	٣,٨٨	٤,٢٩	٢,٦٢
Ho	٠,٧٤	٠,٨١	٠,٦٨	٠,٦٦	٠,٦٢	٠,٧٣	٠,٤٩
Er	٢,٧٤	٢,٥١	٢,٢٠	١,٩٦	٢,٢٤	٢,٣٥	١,٩٠
Tm	٠,٢٨	٠,٢٣	٠,١٨	٠,١٧	٠,١٩	٠,٣١	٠,١٩
Yb	١,٩٩	١,٨٢	١,٦٨	١,٦٤	١,٨٥	١,٧٣	١,٥٧
Lu	٠,١١	٠,١٠	٠,٠٧	٠,٠٨	٠,١٢	٠,١٧	٠,١١

L.O.I.=Loss on ignition; Fe₂O₃*=as Fe total.

منابع

- [1] Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- [2] Merle, O., 2011. *A simple continental rift classification*. Tectonophysics, 513(1-4), pp.88-95.
- [3] Jolivet, L., Tamaki, K. and Fournier, M., 1994. *Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), pp.22237-22259.
- [4] Nikishin, A.M., Zieger, P.A., Panov, D.I., Nazareviech, B.P., BRUNET, M.F. and Steohenson, R.A., 2001. *Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain*. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle (1993), 186, pp.295-346.
- [5] Deverchère, J., 1999. *Rifting continental: causes, effets, évolution — Exemple du rift Baikal*. HDR Géosciences Azur. 276 pp.

- [6] Dèzes, P., Schmid, S., Ziegler, P., 2004. *Evolution of the European Cenozoic rift system; interaction of the Pyrenean and Alpine orogens with the foreland lithosphere*. Tectonophysics 389, 1–33.
- [7] Ebinger, C., Sleep, N.H., 1998. *Cenozoic magmatism in central and east Africa resulting from impact of one large plume*. Nature 395, 788–791.
- [8] Corti, G., 2009. Continental rift evolution: from rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa. Earth-science reviews, 96(1-2), pp.1-53.
- [9] Freund, R., Zak, I. and Garfunkel, Z.W.I., 1968. *Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea Rift*. Nature, 220(5164), pp.253-255.
- [10] Browne, S.E. and Fairhead, J.D., 1983. *Gravity study of the central African rift system: a model of continental disruption: 1. The Ngaoundere and Abu Gobra rifts*. In *Developments in geotectonics* (Vol. 19, pp. 187-203). Elsevier.
- [11] Gansser, A. (1992). *The enigma of the Persian salt dome inclusions*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 85(3), 825-846.
- [12] Torabi, G. and Hemmati, O., 2011. *Alkaline basalt from the Central Iran, a mark of previously subducted Paleo-Tethys oceanic crust*. Petrology, 19, pp.690-704.
- [13] Salehi N and Torkian A. (2014). *The study of petrography, geochemistry and petrogenesis of the basaltic rocks, NE-Qorveh (Kurdistan) (in Persian)*. Petrology, 5 (19), 37-52.
- [14] Delavari, M., Rostami, F. and Dolati, A., 2017. *The Central Alborz Permian basaltic magmatism: an evidence of southern passive continental margin of Paleo-Tethys*. Petrological Journal, 8(29), pp.53-74.
- [15] Hosseini M., Davoudian AR., Shabanian N., Azizi H. (2013). *Mineralogy, Geochemistry and petrogenesis of amphibolites in the northeastern Yancheshmeh, southeastern Zayandeh-roud lake (in Persian)*. Iranian Journal of crystallography and mineralogy.27(1), 19-30.
- [16] Taghipour, S., Khalili, M., Mackizadeh, M.A., Kananian, A. and Taghipour, B., 2013. *Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of igneous inclusions within three inactive diapirs, Zagros belt, Shahrekord, Iran*. Geological Magazine, 150(1), pp.72-88.
- [17] Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., ... & Wortel, R. (2011). *Zagros orogeny: a subduction-dominated process*. Geological Magazine, 148(5-6), 692-725.
- [18] Berberian, M. and King, G.C.P. 1981. *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*. Can. J. Earth sci., 18(2)210-285.
- [19] Alavi, M., 2007. *Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran*. American Journal of science, 307(9).
- [20] Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., ... & Walker, J. D. (2008). *U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement*. Tectonophysics, 451(1-4), 71-96.
- [21] Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. *Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran*. International Geology Review, 56(3), pp.263-287.
- [22] Stöcklin, J. (1968). *Salt deposits of the Middle East*.
- [23] Afsari, N., Sodoudi, F., Farahmand, F. T., & Ghassemi, M. R. (2011). *Crustal structure of northwest Zagros (Kermanshah) and Central Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic PS converted phases*. Journal of Seismology, 15(2), 341-353.
- [24] Kent, P. E. (1979). *The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran*. Journal of petroleum geology, 2(2), 117-144.
- [25] Stöcklin, J. (1961). *Lagoonal formations and salt domes in East Iran*.
- [26] Ghasempour, M.R., Davoudian, A.R., Shabanian, N., Moeinzadeh, H. and Nakashima, K., 2020. *Geochemistry and mineral chemistry of gabbroic rocks from Horjand of Kerman province, Southeast of Iran: Implications for rifting along the northeastern margin of Gondwana*. Journal of Geodynamics, 133, p.101675.
- [27] Stern, R.J., Moghadam, H.S., Pirouz, M. and Mooney, W., 2021. *The geodynamic evolution of Iran*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 49(1), pp.9-36.

- [28] Jahani, S., Callot, J.P., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2009. *The eastern termination of the Zagros Fold- and- Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting*. Tectonics, 28(6).
- [29] Motiei, H., 1995. *Petroleum geology of Zagros*. vol. 1and2, Geological Survey of Iran Publications. p1009(In Farsi).
- [30] Motamedi, H., Sepehr, M., Sherkati, S., & Pourkermani, M. (2011). *Multi- phase Hormuz salt diapirism in the southern Zagros, SW Iran*. Journal of Petroleum Geology, 34(1), 29-43.
- [31] Kent, P.E. 1958. *Recent studies of south Persian salt diapirs*. Association of Petroleum Geologists
- [32] Wright, T.L. and Helz, R.T., 1996. *Differentiation and magma mixing on Kilauea's east rift zone: a further look at the eruptions of 1955 and 1960. Part II. The 1960 lavas*. Bulletin of Volcanology, 57, pp.602-630
- [33] Vernon, R.H., 1984. *Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment*. Nature, 309(5967), pp.438-439.
- [34] Reubi, O., Nicholls, I.A. and Kamenetsky, V.S., 2003. *Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 119(1-4), pp.255-274.
- [35] Fitton, J.G. and Upton, B.G.J., 1985. *Alkaline igneous rocks: a review symposium*. Journal of the Geological Society, 142(4), pp.697-708.
- [36] Pearce, J.A. and Wyman, D.A., 1996. *A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, pp.79-113.
- [37] Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical geology, 20, pp.325-343.
- [38] Boynton, W.V., 1984. *Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*. In *Developments in geochemistry (Vol. 2, pp. 63-114)*. Elsevier.
- [39] Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), pp.313-345.
- [40] 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(1), pp.33-47.
- [41] Hikov, A., 2013. *Geochemistry of hydrothermally altered rocks from the Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogorie*. Geologica balcanica, 42(1-3), pp.3-28.
- [42] Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Zhao, K.D. and Ling, H.F., 2006. *Petrogenesis of Late Jurassic Qianlishan granites and mafic dykes, Southeast China: implications for a back-arc extension setting*. Geological Magazine, 143(4), pp.457-474.
- [43] Mahood, G. and Hildreth, W., 1983. *Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47(1), pp.11-30.
- [44] Rollinson, H., 2014. *Plagiogranites from the mantle section of the Oman Ophiolite: models for early crustal evolution*.
- [45] Fitton, J.G., 1987. *The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism*. Geological Society, London, Special Publications, 30(1), pp.273-291.
- [46] Edgar, A.D., Lloyd, F.E., Forsyth, D.M. and Barnett, R.L., 1989. *Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 103, pp.277-286.
- [47] Dawson, J.B., 1987. *The kimberlite clan: relationship with olivine and leucite lamproites, and inferences for upper-mantle metasomatism*. Geological Society, London, Special Publications, 30(1), pp.95-101.
- [48] Menzies, M., 1987. *Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior*. Geological Society, London, Special Publications, 30(1), pp.15-27.
- [49] Castillo, P.R., Janney, P.E. and Solidum, R.U., 1999. *Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting*. Contributions to mineralogy and petrology, 134(1), pp.33-51.

- [50] Reichow, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Al'Mukhamedov, A.I. and Medvedev, A.Y., 2005. *Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia*. *Lithos*, 79(3-4), pp.425-452.
- [51] Zhou, R., Long, X., Zhai, M., Zhang, S., Zhao, B., Zhao, J. and Zhu, X., 2021. *Geochemical characteristics of the early Neoarchean komatiite from the North China Craton: evidence for plume–craton interaction*. *Precambrian Research*, 357, p.106143.
- [52] Ali, S. and Ntaflou, T., 2011. *Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region*. *Lithos*, 121(1-4), pp.176-188.
- [53] Xu, X., Song, S., Su, L., Li, Z., Niu, Y. and Allen, M.B., 2015. *The 600–580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China: Links between the Qilian-Qaidam block and SE*
- [54] Kamenov, B.K., 2004. *The olivine basalts from Livingston Island, West Antarctica: Petrology and geochemical comparisons*. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, Sofia, 41, pp.71-98.
- [55] Gołuchowska, K., Barker, A.K., Manecki, M., Majka, J., Kościńska, K., Ellam, R.M., Bazarnik, J., Faehrich, K. and Czerny, J., 2022. *The role of crustal contamination in magma evolution of Neoproterozoic metaigneous rocks from Southwest Svalbard*. *Precambrian Research*, 370, p.106521.
- [56] Manikyamba, C., Pahari, A., Santosh, M., Subramanyam, K.S.V. and Reddy, G.H., 2022. *Geochemistry of basalts in unravelling the mantle processes and crustal evolution: Insights from the greenstone belts of western Dharwar Craton*. *Geosystems and Geoenvironment*, 1(4), p.100070.
- [57] Pearce, J.A., 2008. *Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*. *Lithos*, 100(1-4), pp.14-48.
- [58] Saccani, E., 2015. *A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics*. *Geoscience Frontiers*, 6(4), pp.481-501.
- [59] Jung, C., Jung, S., Hoffer, E. and Berndt, J., 2006. *Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hoheifel, Germany*. *Journal of Petrology*, 47(8), pp.1637-1671.
- [60] Li, X., Niu, M., Yan, Z., Yakymchuk, C., Fu, C., Li, C., Sun, Y., Wu, Q., He, J. and Cao, W., 2022. *Early Paleozoic continental arc mafic magmatism in the North Qaidam tectonic belt: Implications for subduction of the Proto-Tethyan oceanic lithosphere*. *Lithosphere*, 2022(1).
- [61] Álvaro, J.J., Pouclet, A., Ezzouhairi, H., Soulaïmani, A., Bouougri, E.H., Imaz, A.G. and Fekkak, A., 2014. *Early Neoproterozoic rift-related magmatism in the Anti-Atlas margin of the West African craton, Morocco*. *Precambrian Research*, 255, pp.433-442.
- [62] Furman, T., 2007. *Geochemistry of East African Rift basalts: an overview*. *Journal of African Earth Sciences*, 48(2-3), pp.147-160.
- [63] Van Westrenen, W., Blundy, J.D. and Wood, B.J., 2001. *High field strength element/rare earth element fractionation during partial melting in the presence of garnet: Implications for identification of mantle heterogeneities*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(7).
- [64] Dostal, J., Wilson, R.A. and Keppie, J.D., 1989. *Geochemistry of Siluro-Devonian Tobiue volcanic belt in northern and central New Brunswick (Canada): tectonic implications*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(6), pp.1282-1296
- [65] Cabanis, B. and Lecolle, M., 1989. *The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination*. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie 2. Science de la Terre*, 309, p.20
- [66] Pearce, J.A., 1982. *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Orogenic andesites and related rocks*, pp.528-548.
- [67] 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*, 115, pp.485-528.
- [68] Ahankoub M. (2014). *Petrology and geochemistry of igneous rocks in Ardal (Chaharmahal va Bakhtiari) (in Persian)*. The 2nd National conference on applied petrology, Islamic Azad university, Isfahan.

- [69] Jafari, P., Shabanian Boroujeni, N., Davoudian Dehkordi, A. and Azizi, H., 2020. *Source and geodynamics of dolerites of Kuhrang salt dome (In Persian)*. Researches in Earth Sciences, 11(1), pp.32-46.
- [70] Wang, Y., Zhao, G., Fan, W., Peng, T., Sun, L. and Xia, X., 2007. *LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dykes from western Shandong Province: implications for back-arc basin magmatism in the Eastern Block, North China Craton*. Precambrian Research, 154(1-2), pp.107-124.
- [71] Faramarzi, N.S., Amini, S., Schmitt, A.K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S.M.H. and Mortazavi, S.M., 2015. *Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation*. Lithos, 236, pp.203-211.
- [72] Asadi Sarshar, M., Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Santos, J.F., Stern, R.J., Ottley, C.J., Sarkarinejad, K., Sepidbar, F. and O'Reilly, S.Y., 2022. *Geochronology and geochemistry of exotic blocks of Cadomian crust from the salt diapirs of SE Zagros: The Chah-Banu example*. International Geology Review, 64(10), pp.1409-1430.