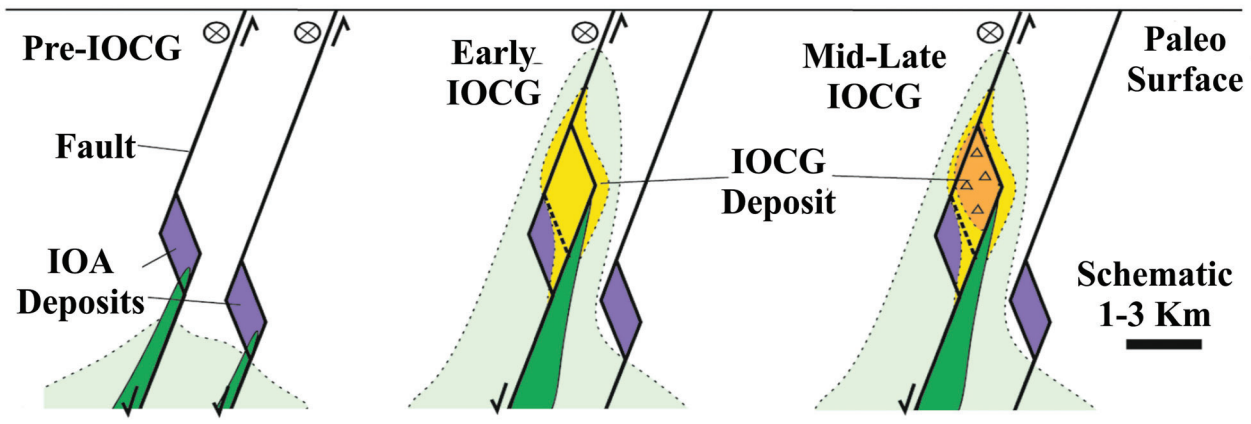
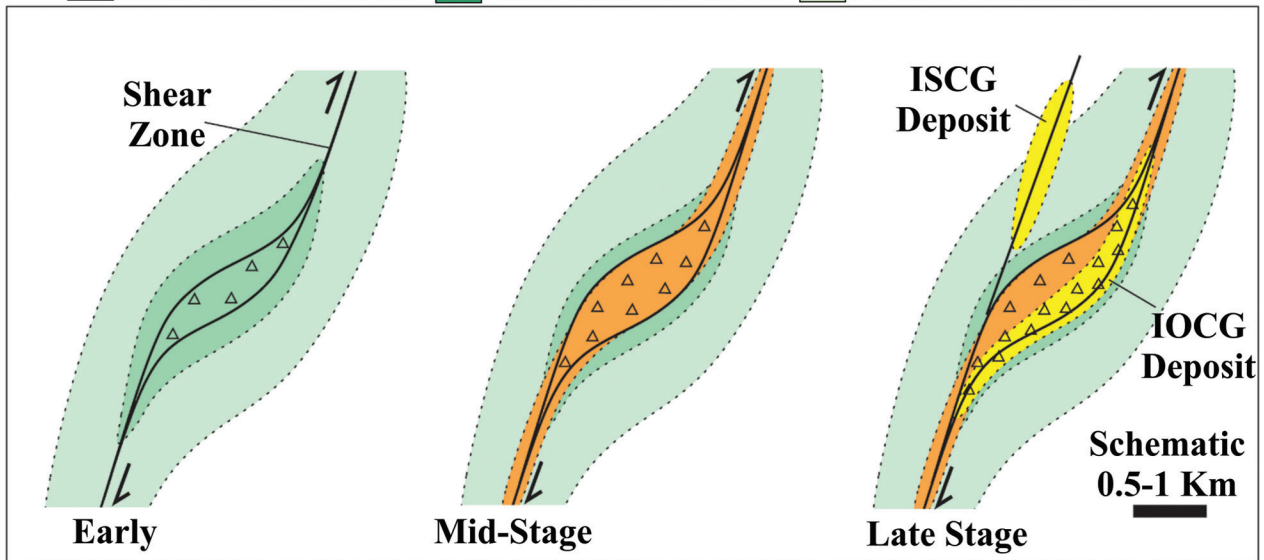


# زمین‌شناسی اقتصادی

Shear Zone with Cu-Au
  Shear Zone with Cu-Na
  Pervasive alteration





## صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

## سر دبیر و مدیر مسئول

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

[karimpur@um.ac.ir](mailto:karimpur@um.ac.ir)

## هیأت تحریریه

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمدحسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سیداحمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر فرهاد بوذری، دانشیار پژوهشی (دانشگاه بریتیش کلمبیا)

دکتر امیر مرتضی عظیم‌زاده، پژوهشگر ارشد (دانشگاه تکنولوژی لولنو)

## کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملکزاده شفارودی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## صفحه‌آرا

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## اطلاعات نشریه

شاپا چاپی: ۲۰۰۸-۷۳۰۶

شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

دوره انتشار: فصلنامه

پروانه انتشار

(وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی)

۱۳۸۸/۰۹/۰۲-۲۱۱۲۴

اعتبار علمی - پژوهشی

(کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور)

۱۳۸۹/۰۵/۰۹-۴۱۴۳

## تماس با نشریه

آدرس پستی: ایران، مشهد، میدان آزادی، پردیس

دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، نشریه زمین‌شناسی

اقتصادی

کد پستی: ۹۱۷۷۹۴۸۹۷۳

پست الکترونیکی: [econg@um.ac.ir](mailto:econg@um.ac.ir)

وبسایت: <https://econg.um.ac.ir>

تلفن: ۳۸۸۰۴۰۵۰ (۵۱) ۹۸+

نمابر: ۳۸۸۰۷۳۵۲ (۵۱) ۹۸+

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به صورت فصلنامه، در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم وابسته، به زبان فارسی و با چکیده مبسوط انگلیسی منتشر می‌شود.

### اهداف

- نشر مقاله‌های علمی
- گسترش پژوهش و ارتقای دانش زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- نشر آخرین دستاوردهای علمی پژوهشگران دانشگاه‌ها و مؤسسه‌های علمی در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم مرتبط با آن

### زمینه‌های موضوعی

- زمین‌شناسی اقتصادی
- اکتشافات ژئوشیمیایی
- اکتشافات ژئوفیزیکی
- سنجش از دور و اکتشاف منابع معدنی
- زمین‌شناسی محیط زیست

### بانک‌ها و نمایه‌نامه‌ها





با سلام

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای آمریکا، از ۱۰۴ سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود چهار نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن یادشده نقشی مهم در تولید مس و اقتصاد آمریکا در طول تمامی این سال‌ها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، آمریکا و چین را نام برد.

زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانی‌ها در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلیاژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاه‌های اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گام‌های مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور را فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- ۱) هدفمند کردن تحقیقات و پژوهش‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به توانایی و شرایط زمین‌شناسی و اولویت‌های تحقیقاتی - اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور، این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاه‌های اجرایی محقق خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرح‌های مزبور خواهند شد. در خصوص تعیین اولویت‌ها، مؤلفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: ۱- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، ۲- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، ۳- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، ۴- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، ۵- توجه جدی به مسایل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ۸- سایر مؤلفه‌ها.

(۲) رصد کردن آموزش و تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه‌یافته و بومی‌سازی و به‌روز رسانی آموزش و پژوهش زمین‌شناسی اقتصادی در ایران.

(۳) خوشبختانه نشریه زمین‌شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی-پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین‌شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می‌شود بهترین مقاله‌های علمی-پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

(۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

- ۱ ..... زایش رخداد معدنی سرب و روی توزلو (جنوب زنجان): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی .....  
 حامد دانشور، حسین کوهستانی، میر علی اصغر مختاری، افشین زهدی
- ۳۱ ..... زمین‌شیمی و کانی‌شناسی باطله‌های استخراج زغال‌سنگ: بررسی موردی معدن تخت، استان گلستان .....  
 آرین یداله‌زاده، گیتی فرقانی تهرانی
- ۵۵ ..... تحولات ماگمایی استوک مونزونیتی ائوسن بالایی کوه کلوت قندهاری (شمال غرب انارک، استان اصفهان) .....  
 مرضیه غدیرپور، قدرت ترابی، نرگس شیردشت‌زاده
- ۸۱ ..... رخداد معدنی مس - نقره ± طلا همراه با اکسید آهن ساق، جنوب شرقی تربت حیدریه: شواهدی از زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی و سیالات درگیر .....  
 محمد ساقی، محمدحسن کریم‌پور، علی اصغر سپاهی‌گرو
- ۱۱۵ ..... سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی توده نفوذی وینه، جنوب البرز مرکزی .....  
 سودابه اروچی، سمیه حیدری، امیرعلی طباطبائی، مرتضی دلاوری کوشان
- ۱۳۷ ..... تحولات زمین‌شناسی الیگوسن زیرین منطقه چاه‌علی‌خان (شمال شرق استان اصفهان): بر پایه بررسی دایک‌های آلتالی بازالت .....  
 شیدا امانی، ثمینه رجبی، قدرت ترابی، نرگس شیردشت‌زاده



## Genesis of Tozlou Pb-Zn Occurrence (South of Zanjan): Evidence from Geology, Mineralization, and Geochemistry

Hamed Daneshvar<sup>1</sup> , Hossein Kouhestani<sup>2\*</sup> , Mir Ali Asghar Mokhtari<sup>3</sup> , Afshin Zohdi<sup>4</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>4</sup> Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 06 May 2023  
Revised: 17 September 2023  
Accepted: 17 September 2023

#### Keywords

Pb-Zn Mineralization  
Intermediate-sulfidation Epithermal  
Qom Formation  
Tozlou  
Zanjan

#### \*Corresponding author

Hossein Kouhestani  
✉ [kouhestani@znu.ac.ir](mailto:kouhestani@znu.ac.ir)

### ABSTRACT

Tozlou Pb-Zn mineralization, ~250-300m long, and ~50m thick, is hosted by limestone units of the Qom Formation. The main mineralization zone occurred as vein-veinlets and vug infill textures, where mineralization is observed as Pb-Zn-bearing barite veins or supergene minerals (cerussite and smithsonite). Mineralization at Tozlou can be divided into five stages. Stage 1 is the decarbonatization of the limestone host rock, which is characterized by the increased porosity and permeability of the host rock. Stage 2 is categorized with dolomitization processes along with minor pyrite. Stage 3 occurred as Pb-Zn-bearing barite and calcite (calcite II) veins. Stage 4 includes late-stage calcite (calcite III) veins. Stage 5 is related to supergene processes. Hydrothermal alterations include decarbonatization, carbonatization ± silicification, and late carbonatization. Ore minerals include galena and pyrite along with minor sphalerite. Calcite, barite, and quartz are gangue minerals. Smithsonite, cerussite, and goethite are formed by supergene processes. The ore minerals show vein-veinlets, brecciated, disseminated, vug infill, colloform, cockade, replacement, and residual textures. The Chondrite-normalized rare earth elements pattern of ore samples, fresh and altered limestones is similar, which can indicate the major role of host rocks in the concentration of ore-forming elements. This pattern is almost similar for different ore samples, which can indicate that they have been formed by the same mineralization system. Characteristics of Tozlou occurrence are comparable with intermediate-sulfidation type of epithermal deposits.

### How to cite this article

Daneshvar, H., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Zohdi, A., 2023. Genesis of Tozlou Pb-Zn Occurrence (South of Zanjan): Evidence from Geology, Mineralization, and Geochemistry. *Journal of Economic Geology*, 15(4): 1–30. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.82203.1076>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Epithermal deposits are a group of base/precious-metal deposits that are formed by hydrothermal fluids in shallow environments under pressure/temperature changes and fluid-rock interactions (Hedenquist et al., 2000). Based on the host rock, epithermal deposits are divided into volcanic-hosted deposits and sedimentary-hosted deposits. According to the tectonic setting and magma type, they are divided into calc-alkaline magmas (including three subcategories of high-, intermediate-, and low-sulfidation) and alkaline magmas (White and Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005). These types of deposits include a continuous range of deposits formed by magmatic/meteoritic fluids and show different geometry, but have the same formation mechanism, especially the hydrothermal fluids circulation (Sillitoe and Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005).

Sedimentary rock-hosted deposits are divided into two groups: Carlin-type and sediment-hosted disseminated deposits. Carlin-type deposits are often formed as strata-bound or replacements at the boundary of rock units and are controlled by faults. They are distinguished by invisible Au in As-rich pyrite and arsenopyrite and do not show compatible spatial relationships to magmatic centers (Kuehn and Rose, 1992). Sediment-hosted disseminated deposits occurred as disseminated ore in sedimentary rocks (Hofstra and Cline, 2000). These deposits are physically and chemically comparable to Carlin-type deposits, but spatially and temporally are related to sub-volcanic porphyry intrusions (Theodore et al., 2000; Hofstra and Cline, 2000).

Tozlou Pb-Zn occurrence is 50km south of Qeydar in Zanzan province. This occurrence was first discovered/explored in 2017. Although general geological characteristics of Tozlou occurrence have been determined (Majidifard and Shafei, 2006), the mineralogy and origin of Tozlou occurrence have not been studied in detail. Here, detailed geology, mineralogy, alteration styles, and geochemistry of Tozlou occurrence are investigated to constrain the genetic model and type of its mineralization system. These results may have implications for future

exploration of base-metal mineralization in this region and nearby areas.

### Materials and methods

Comprehensive field and laboratory works have been carried out on Tozlou area. During the fieldwork, a detailed stratigraphic section of limestone units of Qom Formation was measured, sampled, and described. Fifty samples were collected from ore zones and limestone host rocks for laboratory analysis. Then, 34 thin and 15 polished-thin sections were prepared for mineralogical studies in the laboratory at the University of Zanzan, Iran. Fourteen typical samples from the ore zones and fresh/altered host limestone were analyzed for geochemical analysis using ICP-MS in Zarazma Analytical Laboratories, Tehran, Iran.

### Results and Discussion

The main rock units exposed in Tozlou occurrence belong to Eocene sequence, Lower Red Formation, Qom Formation, and Quaternary units. Small outcrops of gabbro-gabbro diorite (gb) can also be seen in this region. Eocene strata include brown thin-bedded sandstone (Unit E<sup>s</sup>), alternating tuff and shale (Unit E<sup>sh</sup>), and thin- to medium-bedded tuffs (Unit E<sup>l</sup>). Lower Red Formation includes a polygenetic conglomerate (Unit Ol<sup>lc</sup>) of Oligocene age. Qom Formation consists of massive- to medium-bedded cream-to-grey limestones (Unit OM<sub>q</sub><sup>l</sup>) and alternating marl and thin-bedded grey limestone (Unit OM<sub>q</sub><sup>ml</sup>). Quaternary units include terrigenous sediments.

Pb-Zn mineralization at Tozlou has ~250-300 m length and ~50 m thick and is hosted by limestone units of Qom Formation. The main mineralization zone occurred as vein-veinlets and vug infill textures, where mineralization is observed as Pb-Zn-bearing barite veins or supergene minerals (cerussite and smithsonite).

Decarbonatization, carbonatization±silicic, dolomitization, and late carbonatization are hydrothermal alterations in Tozlou area. Mineralization processes at Tozlou can be divided into five stages. Stage 1 comprises the decarbonatization of the limestone host rock, which is characterized by the increased porosity and permeability of the host rock. Stage 2 is represented by the dolomitization of the limestone host rock, which is accompanied by minor pyrite. Stage 3 occurs as Pb-Zn-bearing barite and calcite (calcite II)

veins. Stage 4 is characterized by late-stage calcite (calcite III) veins. Stage 5 is related to supergene processes.

Ore minerals include galena and pyrite along with minor sphalerite. Calcite, barite, and quartz are gangue minerals. Smithsonite, cerussite, and goethite are formed by supergene processes. The ore minerals show vein-veinlets, brecciated, disseminated, vug infill, colloform, cockade, replacement, and residual textures. The Chondrite-normalized rare earth

elements patterns of ore samples, fresh and altered limestones, are similar, which can indicate the major role of host rocks in the concentration of ore-forming elements. This pattern is almost similar for different ore samples, which can indicate that they have been formed by the same mineralization system. Despite carbonate host rock, we think that mineralization at Tozlou is similar to the intermediate-sulfidation style of epithermal base metal deposits.



## زایش رخداد معدنی سرب و روی توزلو (جنوب زنجان): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی

حامد دانشور<sup>۱</sup>، حسین کوهستانی<sup>۲\*</sup>، میر علی اصغر مختاری<sup>۳</sup>، افشین زهدی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۴</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

### چکیده

### اطلاعات مقاله

کانه‌زایی سرب و روی توزلو در پهنه‌ای به طول حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر و ضخامت حدود ۵۰ متر درون واحدهای آهکی سازند قم رخ داده است. سیمای اصلی کانه‌زایی به شکل رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی است که کانه‌زایی به صورت رگه‌های باریتی سرب و روی دار و یا کانی‌های برون‌زاد (سروزیت و اسمیت‌زونیت) مشاهده می‌شود. کانی‌سازی در توزلو به پنج مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول کانی‌زایی شامل کربنات‌زدایی سنگ میزبان آهکی است که با افزایش تخلخل و نفوذپذیری سنگ میزبان مشخص می‌شود. کانه‌زایی مرحله دوم شامل دولومیتی شدن سنگ میزبان آهکی همراه با اندکی پیریت است. مرحله سوم کانی‌زایی به صورت رگه-رگچه‌های باریتی و کلسیتی (کلسیت نسل دوم) سرب و روی دار است. کانی‌سازی مرحله چهارم دربردارنده رگچه‌های تأخیری کلسیتی (کلسیت نسل سوم) بوده و کانی‌زایی مرحله پنجم مربوط به فرایندهای برون‌زاد است. دگرسانی‌های موجود شامل کربنات‌زدایی، کربناتی ± سیلیسی، دولومیتی و کربناتی تأخیری هستند. گالن و پیریت همراه با اندکی اسفالریت، کانی‌های معدنی و کلسیت، باریت و کوارتز کانی‌های باطله است. اسمیت‌زونیت، سروزیت و گوتیت، در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. ساخت و بافت کانسنگ شامل انواع رگه-رگچه‌ای، برشی، دانه‌پراکنده، پُرکننده فضای خالی، گل کلمی، کاکلی، جان‌شینی و بازماندی است. الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ آهک‌های سالم و دگرسان شده مشابه است که می‌تواند بیانگر نقش عمده سنگ‌های میزبان در تمرکز عناصر کانه‌ساز باشد. این الگو برای نمونه‌های کانه‌دار مختلف تقریباً مشابه است که می‌تواند بیانگر تشکیل آنها از یک سامانه کانه‌زایی باشد. ویژگی‌های رخداد معدنی توزلو با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط قابل مقایسه است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۱۶  
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۶/۲۶  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۲۶

### واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی سرب-روی  
اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط  
سازند قم  
توزلو  
زنجان

### نویسنده مسئول

حسین کوهستانی  
kouhestani@znu.ac.ir ✉

### استناد به این مقاله

دانشور، حامد؛ کوهستانی، حسین؛ مختاری، میر علی اصغر و زهدی، افشین، ۱۴۰۲. زایش رخداد معدنی سرب و روی توزلو (جنوب زنجان): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۴): ۱-۳۰. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.82203.1076>

## مقدمه

قیدار در استان زنجان قرار دارد. این رخداد معدنی در سال ۱۳۹۷ توسط بخش خصوصی کشف و فعالیت‌های اکتشافی اولیه بر روی آن انجام شد. هرچند ویژگی‌های زمین‌شناسی عمومی این منطقه در قالب نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مرزبان (Majidifard and Shafei, 2006) مشخص شده و شواهد صحرائی نیز نشان می‌دهد که این رخداد معدنی از نوع رگه‌ای گرمابی با سنگ میزبان کربناته است؛ با این وجود تاکنون بررسی علمی دقیقی در ارتباط با کانه‌زایی که بتواند منشأ آن را تعیین کند، انجام نشده است. در این پژوهش، سعی شده است بر اساس شواهد صحرائی، کانه‌زایی، توالی هم‌یافتی و نوع دگرسانی‌های گرمابی، مدل زایشی رخداد معدنی توزلو بررسی و نوع کانه‌زایی آن تعیین شود. نتایج به دست آمده از این پژوهش می‌تواند در اکتشاف ناحیه‌ای کانسارهای سرب و روی در منطقه توزلو و مناطق مجاور مورد استفاده قرار گیرد.

## روش مطالعه

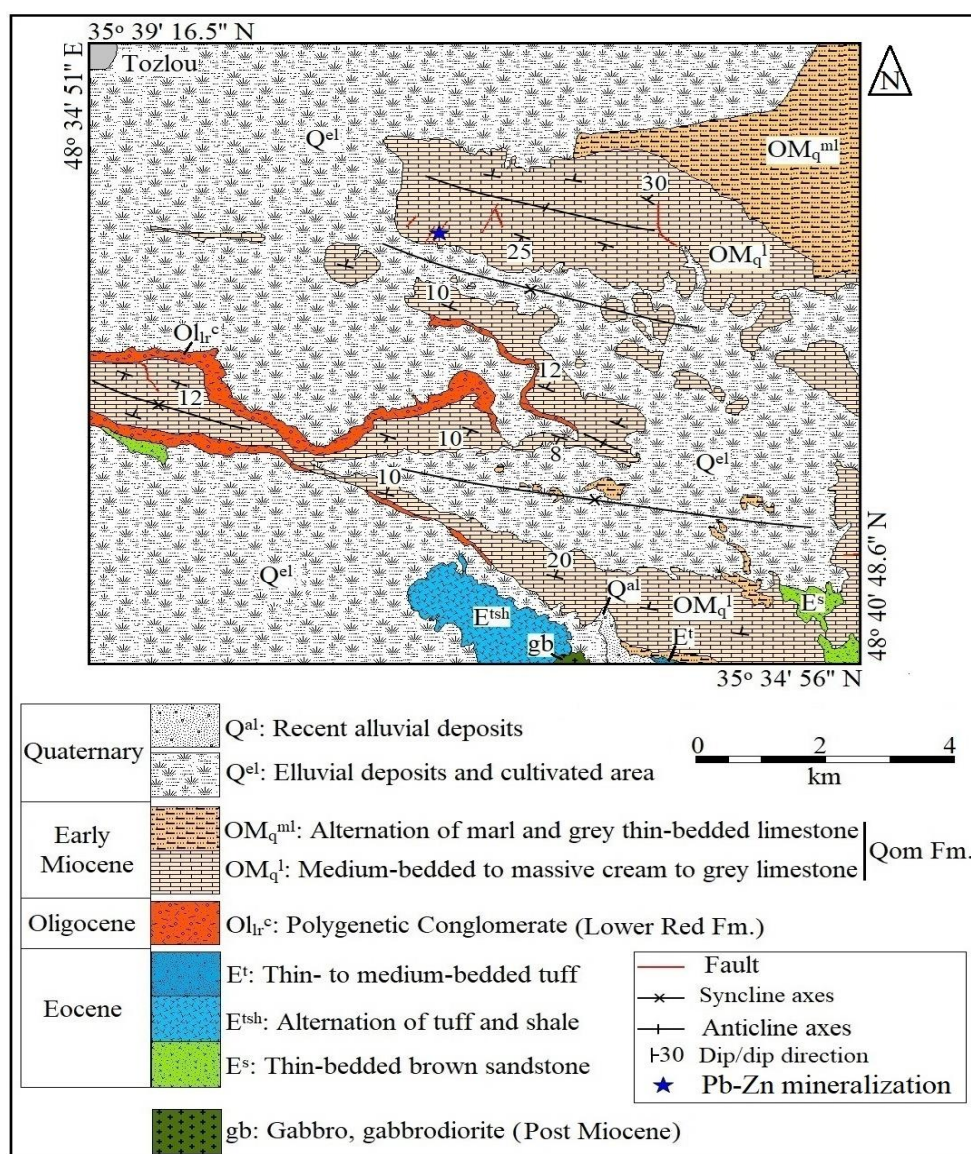
ابتدا پیمایش‌های صحرائی در منطقه انجام شد و ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰، از واحدهای سنگی و بخش‌های کانه‌دار، نمونه‌برداری (۵۰ نمونه) شد. همچنین، ستون چینه‌شناسی واحدهای رسوبی منطقه ترسیم و جایگاه ماده معدنی بر روی آن مشخص شد. سپس، تعداد ۳۴ مقطع نازک و ۱۵ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری تهیه و در دانشگاه زنجان بررسی شد. در مرحله بعد، بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، تعداد ۹ نمونه از بخش‌های کانه‌دار و ۲ نمونه از سنگ آهک‌های میزبان سالم و دگرسان‌شده، انتخاب و برای تعیین مقدار عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS تجزیه شدند. برای بررسی ضرایب همبستگی عناصر در بخش‌های کانه‌دار، علاوه بر ۱۱ نمونه اشاره شده، تعداد ۳ نمونه دیگر از کانسنگ سرب و روی دار به صورت تکه‌های خرده‌سنگی برداشت و به روش ICP-MS تجزیه شدند. تمامی تجزیه‌های شیمیایی در آزمایشگاه شرکت زرآزما، در تهران انجام شده است. برای این منظور،

ذخایر اپی‌ترمال، گروهی از کانسارهای فلزهای پایه و گران‌بها هستند که توسط سیالات گرمابی در محیط‌های کم‌عمق تحت تأثیر تغییرات فشار، حرارت و واکنش سیال-سنگ تشکیل می‌شوند (Hedenquist et al., 2000). این ذخایر بر اساس سنگ میزبان به دو گروه با میزبان آتشفشانی و رسوبی و با توجه به جایگاه زمین‌ساختی و نوع ماگما به دو گروه مرتبط با ماگماهای کالک‌آلکالن (شامل سه زیر رده سولفیداسیون بالا، متوسط و پایین) و آلکالن تفکیک می‌شوند (White and Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Gemmill, 2004; Simmons et al., 2005; Pirajno, 2009). ذخایر اپی‌ترمال طیف پیوسته‌ای از کانسارهای با منشأ سیالات ماگمایی و جوی را در بر گرفته و متناسب با شرایط تشکیل و نقش این سیالات، تظاهراتی متفاوتی از خود نشان می‌دهند؛ اما سازوکار تشکیل (به ویژه چرخش آب گرم) یکسانی دارند (Sillitoe and Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005). ذخایر با سنگ میزبان رسوبی با توجه به ارتباط آنها با سیالات ماگمایی به دو گروه نوع کارلین (با فاصله از ماگما) و دانه‌پراکنده با میزبان رسوبی (نزدیک به ماگما) تفکیک می‌شوند. کانسارهای نوع کارلین اغلب به صورت استراتاباند، صفحه‌ای و یا جانشینی در مرز واحدهای سنگی تشکیل شده و توسط گسل‌ها کنترل می‌شوند. کانه‌زایی در این ذخایر به صورت پیریت‌های طلا‌دار با بافت دانه‌پراکنده رخ داده و محتوای سولفید آن بسیار پایین است (Kuehn and Rose, 1992). کانسارهای با میزبان رسوبی به صورت دانه‌پراکنده در سنگ‌های رسوبی واقع شده‌اند (Hofstra and Cline, 2000). این ذخایر در برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی با ذخایر نوع کارلین مشابه هستند؛ اما از نظر مکانی و زمانی با توده‌های نیمه عمیق پورفیری ارتباط دارند (Theodore et al., 2000; Hofstra and Cline, 2000; Johnston, 2003). رخداد معدنی سرب و روی توزلو در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب

### زمین‌شناسی منطقه توزلو

با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزبان (Majidifard and Shafei, 2006) و بر اساس پیمایش‌های صحرایی در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه توزلو، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در این منطقه متعلق به توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن، سازند قرمز زیرین، سازند قم و واحدهای کواترنری است (شکل ۱).

ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش خردایش شده و سپس توسط آسیاب تنگستن کاربید به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. سپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی انتخاب و تجزیه شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب خاکی، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه به روش چند اسید و با استفاده از ماکروویو هضم شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۳ تا ۵ درصد بوده است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی رخداد معدنی سرب و روی توزلو

Fig. 1. Geological map of the Tozlou Pb-Zn occurrence

سازند قم مهم‌ترین واحد زمین‌شناسی در منطقه توزلو است (شکل ۱). با توجه به پژوهش‌های پیشین و جامعه فسیلی، سن این سازند در استان زنجان میوسن پیشین است (Mohammadi et al., 2013). با توجه به بررسی‌های صحرایی، سازند قم در منطقه توزلو به دو بخش قابل تفکیک است. بخش زیرین این سازند شامل توالی لایه‌های متوسط تا ضخیم لایه سنگ آهک کرم تا خاکستری (واحد  $OM_q^1$ ) است که به صورت هم‌شیب بر روی کنگلومرای سازند قرمز زیرین (واحد  $OIr^c$ ) قرار گرفته است (شکل ۲-۱) و (شکل ۲-۲). این واحد سنگی دارای قطعه‌های فسیلی فراوان بوده (شکل ۲-۲) و گاه دارای میان‌لایه‌های آهک مارنی است. واحد  $OM_q^1$  میزبان کانه‌زایی سرب و روی توزلو بوده و در منطقه کانه‌زایی در اثر دگرسانی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود. در نتیجه فرایندهای کربنات‌زدایی، بافت اسفنجی و حفره‌ای در سنگ‌های آهکی این واحد قابل مشاهده است. بخش بالایی سازند قم در منطقه توزلو شامل تناوب مارن و سنگ آهک خاکستری (واحد  $OM_q^{ml}$ ) است که بیشتر در بخش شمال‌شرقی منطقه گسترش دارد (شکل ۱). سنگ آهک‌های این واحد اغلب متوسط تا نازک‌لایه و لایه‌های مارنی آن، نازک‌لایه هستند.

بخش عمده منطقه توزلو توسط رسوبات درج‌ازاد و زمین‌های کشاورزی کواترنری (واحد  $Q^{el}$ ) پوشیده شده است (شکل ۱) و (شکل ۲-۱ و ۲-۲). توده گابرو-گابروئیدی (واحد gb) به صورت یک رخمون کوچک در بخش جنوبی منطقه توزلو دیده شده و به درون توالی شیلی و توفی ائوسن (واحد  $E^{tsh}$ ) نفوذ کرده است (شکل ۱). در مقیاس رخمون و نمونه دستی، این توده دارای بافت پورفیریتیک متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن است.

مهم‌ترین عناصر ساختاری در منطقه توزلو، تاقدیس‌ها و ناودیس‌های باز با روند کلی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است که اغلب درون واحدهای سنگی سازند قم و سازند قرمز زیرین رخ داده‌اند (شکل ۱). مجیدی‌فرد و شافعی (Majidifard and Shafei, 2006) تشکیل این چین‌ها را به فازهای دگرشکلی پس

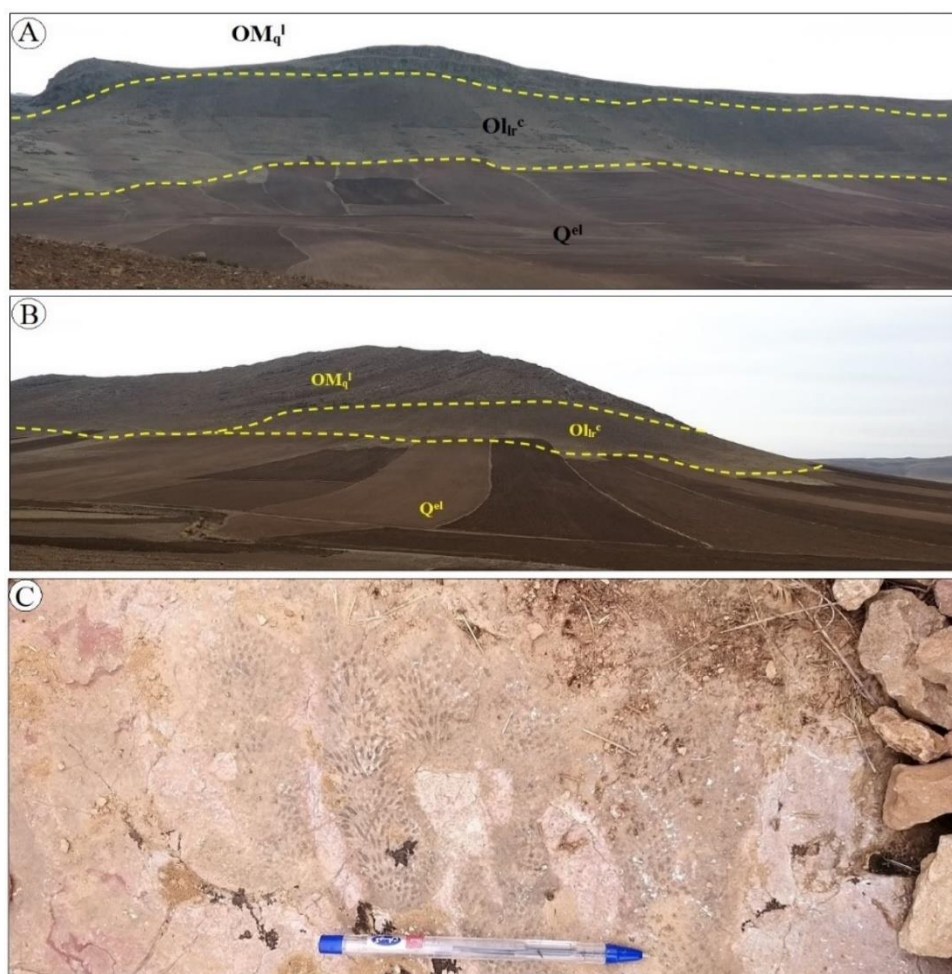
رخمون‌های کوچکی از توده گابرو-گابروئیدی در بخش جنوبی منطقه دیده می‌شود. توده گرانیتوئیدی تخت به سن میوسن (Haghighi Bardineh et al., 2017) در فاصله حدود ۱۵ کیلومتری جنوب‌شرقی رخداد معدنی توزلو واقع شده و به داخل واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه نفوذ کرده و به تشکیل کانه‌زایی آهن اسکارنی تخت منجر شده است (Mansouri et al., 2015).

واحد  $E^s$  متشکل از لایه‌های نازک ماسه‌سنگ به رنگ قهوه‌ای است که رخمون‌های کوچکی از آن در گوشه جنوب‌شرقی و حاشیه غربی منطقه دیده می‌شود (شکل ۱). این واحد توسط واحد کنگلومرای سازند قرمز زیرین (واحد  $OIr^c$ ) و لایه‌های آهکی سازند قم (واحد  $OM_q^1$ ) به صورت ناهم‌شیب پوشیده شده است. واحد  $E^{tsh}$  شامل توالی لایه‌های شیلی و توفی نازک‌لایه به رنگ‌های سبز تا خاکستری تیره است که در بخش‌های جنوبی منطقه رخمون دارد (شکل ۱). توده گابرو-گابروئیدی (واحد gb) به داخل این واحد تزریق شده است. هیچ واحد سنگی بر روی این توالی شیلی و توفی مشاهده نمی‌شود. واحد  $E^l$  به صورت محدود در مرز جنوبی منطقه رخمون‌داشته و از واحدهای توفی نازک تا متوسط لایه تشکیل شده است (شکل ۱). این واحد سنگی توسط توالی مارن و آهک نازک‌لایه سازند قم (واحد  $OM_q^{ml}$ ) پوشیده شده است. شاید بتوان این واحد سنگی را بخشی از توالی لایه‌های شیلی و توفی نازک‌لایه واحد  $E^{tsh}$  در نظر گرفت.

سازند قرمز زیرین در منطقه توزلو شامل کنگلومرای پلی‌ژنتیک قهوه‌ای-قرمز رنگ (واحد  $OIr^c$ ) به سن الیگوسن است. این واحد کنگلومرای بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ متر ضخامت داشته و در بخش‌های مرکزی و غربی منطقه رخمون دارد (شکل ۱). واحد  $OIr^c$  به صورت هم‌شیب توسط لایه‌های آهکی سازند قم (واحد  $OM_q^1$ ) پوشیده شده است (شکل ۲-۱ و ۲-۲). قطعه‌های سنگی این واحد کنگلومرای شامل توف، گدازه، ماسه‌سنگ، شیل و واحدهای آهکی و اسلیتی مربوط به کرتاسه و ائوسن است. قطر قله سنگ‌های موجود در کنگلومراها بیشینه به ۳۰ سانتی‌متر می‌رسد.

را قطع کرده‌اند (شکل ۱). شاخص‌ترین گسل در این منطقه، گسل نرمال موجود در منطقه کانه‌زایی سرب و روی با روند N40W و شیب حدود ۵۰ درجه به سمت شمال‌شرق است.

از میوسن مرتبط می‌دانند. به دلیل پوشش بخش زیادی از منطقه توزلو توسط زمین‌های کشاورزی، شناسایی ساختارهای گسلی در این منطقه مشکل است. با این وجود، تعدادی گسل نرمال با راستای اغلب شمال‌غربی - جنوب‌شرقی، توالی رسوبی سازند قم



شکل ۲. A: نمایی از واحد کنگلومرای سازند قرمز زیرین (واحد  $Ol_{lr}^c$ ) در منطقه توزلو که توسط واحدهای آهکی سازند قم (واحد  $OM_q^1$ ) پوشیده شده است (دید به سمت جنوب‌غرب)، B: نمایی از واحدهای آهکی سازند قم (واحد  $OM_q^1$ ) در منطقه توزلو که واحد کنگلومرای سازند قرمز زیرین (واحد  $Ol_{lr}^c$ ) را پوشانده‌اند (دید به سمت جنوب) و C: نمایی نزدیک از تجمع‌های فسیل مرجانی داخل واحدهای آهکی سازند قم (واحد  $OM_q^1$ ) در منطقه توزلو

**Fig. 2.** A: View of the conglomerate unit of the Lower Red Formation ( $Ol_{lr}^c$  unit) in the Tozlu area overlain by the limestone units of the Qom Formation ( $OM_q^1$  unit), looking southwest, B: A view of the limestone units of the Qom Formation ( $OM_q^1$  unit) in the Tozlu area overlying the conglomerate unit of the Lower Red Formation ( $Ol_{lr}^c$  unit), looking to the south, and C: A close-up view of the coral fossil accumulations within the limestone units of the Qom Formation ( $OM_q^1$  unit) in the Tozlu area

### چینه‌نگاری بخش آهکی سازند قم در منطقه توزلو

برای ترسیم ستون سنگ‌چینه‌ای بخش آهکی سازند قم در منطقه توزلو، پروفیلی به طول ۱۴۵ متر مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۳). زیربخش‌های مختلف این پروفیل از پایین به بالا به این شرح است: ۱- آهک ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن تا کرم به ضخامت ۱۵ متر که از متر ۱۰ متری دارای میکروفسیل است، ۲- آهک‌های متوسط لایه با میان لایه‌های مارن به رنگ کرم روشن تا زرد به ضخامت ۱۵ متر، ۳- آهک ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره تا کم‌رنگ حاوی مارن به ضخامت ۳ متر، ۴- مارن با میان لایه‌های آهک به رنگ کرم روشن تا زرد به ضخامت ۱۰ متر، ۵- آهک خاکستری روشن نازک تا متوسط لایه به ضخامت ۱۰ متر که ۳ متر اول شامل آهک‌های دارای ریزفسیل با بافت مادستونی و آهک‌های پرفسیل با بافت پکستونی بوده و حاوی جلبک قرمز و بریوزوا و فرامینفرهای بنتیک است، ۶- آهک‌های ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن به ضخامت ۱۰ متر، ۷- آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای کرم رنگ تا نخودی به ضخامت ۳۰ متر، ۸- آهک‌های نازک تا متوسط لایه با میان لایه‌های مارنی به رنگ قهوه‌ای روشن تا تیره به ضخامت ۱۰ متر، ۹- آهک‌های با رنگ خاکستری روشن به همراه رخساره جلبک قرمز به ضخامت ۵ متر، ۱۰- آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه نخودی رنگ با میان لایه‌های مارنی ۰/۵ متری خاکستری رنگ به ضخامت ۱۰ متر، ۱۱- آهک‌های نازک تا متوسط لایه با میان لایه‌های مارنی به رنگ خاکستری روشن به ضخامت ۱۵ متر، ۱۲- آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن تا کرم به ضخامت ۷ متر و ۱۳- آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای خاکستری روشن تا نخودی رنگ به ضخامت ۵ متر.

تمامی واحدهای سنگی یادشده، به صورت هم‌شیب و پیوسته بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند. با توجه به مشاهدات صحرائی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، چهار ریزرخساره رسوبی در سنگ آهک‌های سازند قم در منطقه توزلو، قابل شناسایی است. این ریزرخساره‌ها از مناطق کم‌عمق به سمت مناطق عمیق شامل

ریزرخساره باندستون استروماتولیتی، ریزرخساره مادستون تا وکستون حاوی پلوئید و اووئید، ریزرخساره باندستون حاوی مرجان و جلبک قرمز و ریزرخساره پکستون حاوی جلبک قرمز، خارپوست و فرامینفر بنتیک هستند (Daneshvar, 2023).

### کانه‌زایی

کانه‌زایی سرب و روی در رخداد معدنی توزلو با راستای کلی شمال‌شرقی - جنوب‌غربی درون واحدهای آهکی ضخیم لایه تا توده‌ای سازند قم (واحد<sup>۱</sup> OM<sub>q</sub>) رخ داده است. پهنه اصلی کانه‌زایی دارای رخنمون طولی حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر و ضخامت حدود ۵۰ متر است (شکل ۴- A). به دلیل عملکرد سیالات گرمابی، واحدهای کربناته میزبان به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. کانه‌زایی سرب و روی به صورت عدسی شکل، رگه - رگچه‌ای و گاه برشی در رخنمون‌های صحرائی قابل مشاهده است. رگه - رگچه‌های سرب و روی، روند عمومی لایه‌بندی (شمال‌غربی - جنوب‌شرقی) واحدهای کربناته میزبان را قطع کرده‌اند (شکل ۴- B و C). این رگه - رگچه‌ها تا ۳۰ متر درازا و ۰/۳ تا ۱ متر پهنا دارند. بیشترین گسترش کانه‌زایی به شکل رگه - رگچه‌های باریتی سرب و روی دار (شکل ۴- D و E) و کانی‌های برونزاد سروزیت و اسمیت‌زونیت به صورت رگه‌ای و پرکننده فضاهای خالی (شکل ۴- F) رخ داده است.

### کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

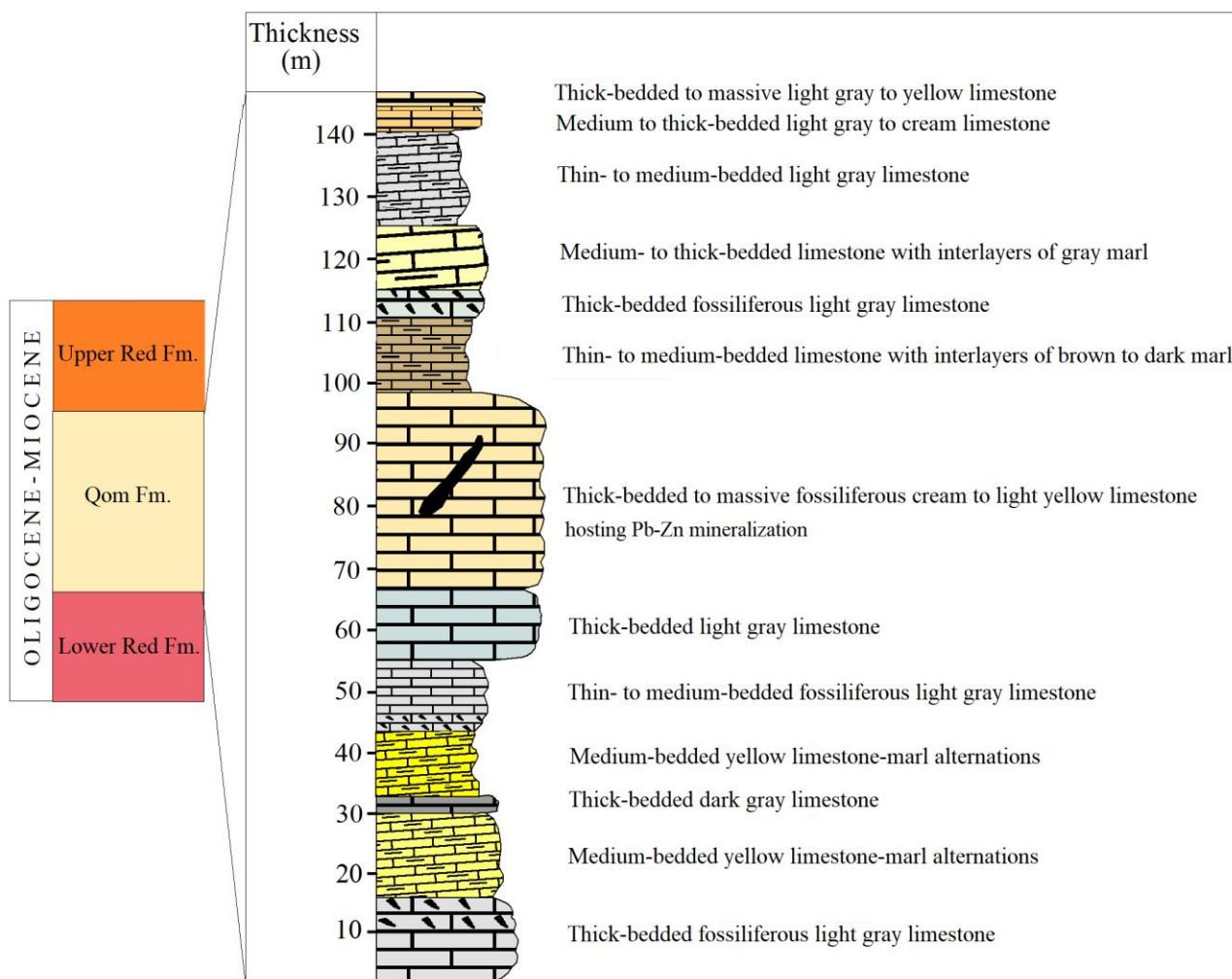
گالن و پیریت همراه با اندکی اسفالریت، کانی‌شناسی اصلی ماده معدنی در رخداد معدنی توزلو هستند. اسمیت‌زونیت، سروزیت و گوتیت، در اثر فرایندهای برونزاد تشکیل شده‌اند. کلسیت، باریت و کوارتز، کانی‌های باطله در این رخداد معدنی هستند. ساخت و بافت کانسنگ شامل انواع رگه - رگچه‌ای، برشی، دانه‌پراکنده، پُرکننده فضای خالی، گل کلمی، کاکلی، جان‌شینی و بازماندی است.

گالن کانه اصلی در رخداد معدنی توزلو است. گالن معمولاً از



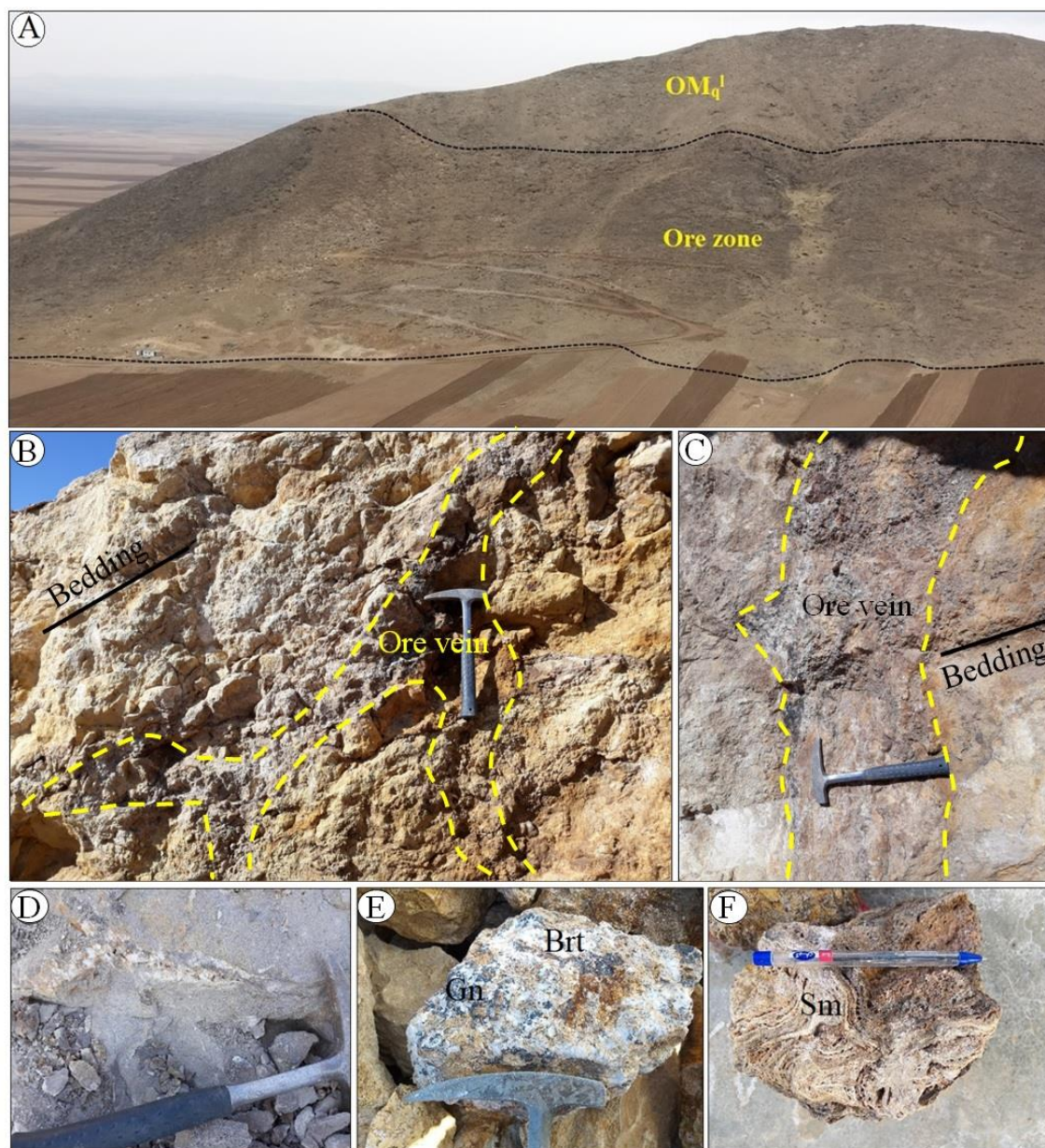
بلورهای ریز بی‌شکل با بافت دانه‌پراکنده در سیمان کلسیتی برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. اسمیت‌زونیت یکی از کانه‌های غالب موجود در رخداد معدنی توزلو است که اغلب به صورت بلورهایی با ساختار رشته‌ای و شعاعی در مسیر شکستگی‌ها و حفره‌های سنگ متمرکز شده است (شکل ۵-D). با توجه به فراوانی محدود اسفالریت در نمونه‌های بررسی شده، به نظر می‌رسد بخش عمده اسفالریت طی فرایندهای برون‌زاد به اسمیت‌زونیت دگرسان شده است.

حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها به سروزیت دگرسان شده است (شکل ۵-A). گاه این دگرسانی شدت بیشتری داشته و بقایای گالن به صورت بافت جزیره‌ای در متن سروزیت دیده می‌شود. در برخی نقاط، پیریت به صورت ادخال‌هایی داخل گالن دیده می‌شود (شکل ۵-B) که بیانگر تبلور پیریت قبل از گالن در توالی هم‌یافتی است. پیریت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و با بافت دانه‌پراکنده مشاهده می‌شود. پیریت‌ها اغلب به گوتیت دگرسان شده و بقایای اندکی از آنها با بافت جزیره‌ای باقی مانده است (شکل ۵-C). اسفالریت با فراوانی بسیار کم به صورت



شکل ۳. ستون سنگ‌چینه‌ای بخش آهکی سازند قم در منطقه توزلو

Fig. 3. Lithostratigraphy column of the limestone part of the Qom Formation in the Tozlu area



**شکل ۴.** تصویرهای صحرایی و نمونه دستی از پهنه کانه‌زایی در رخداد معدنی سرب و روی توزلو. A: نمایی از پهنه کانه‌زایی درون واحدهای آهکی سازند قم (دید به سمت شمال‌باختر). موقعیت ترانسه‌های اکتشافی در مرکز تصویر قابل مشاهده است، B و C: نماهایی نزدیک از رگه‌های کانه‌دار که لایه‌بندی واحدهای آهکی میزبان خود را قطع کرده‌اند، D و E: نماهایی نزدیک از رگه‌های باریتی سرب و روی‌دار و F: کانه‌زایی اسمیت‌زونیت در نمونه دستی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Gn: گالن، Sm: اسمیت‌زونیت).

**Fig. 4.** Field and hand specimen photographs of the mineralization zone in the Tozlu Pb-Zn occurrence. A: A view of the mineralization zone within the limestone units of the Qom Formation, looking northwest. The location of the exploration trenches are observed in the center of the photo, B and C: Close views of ore veins that cut the bedding of host limestone units, D and E: Close views of Pb-Zn-bearing barite veins, and F: Smithsonite mineralization in hand specimen. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Gn: galena, Sm: smithsonite).

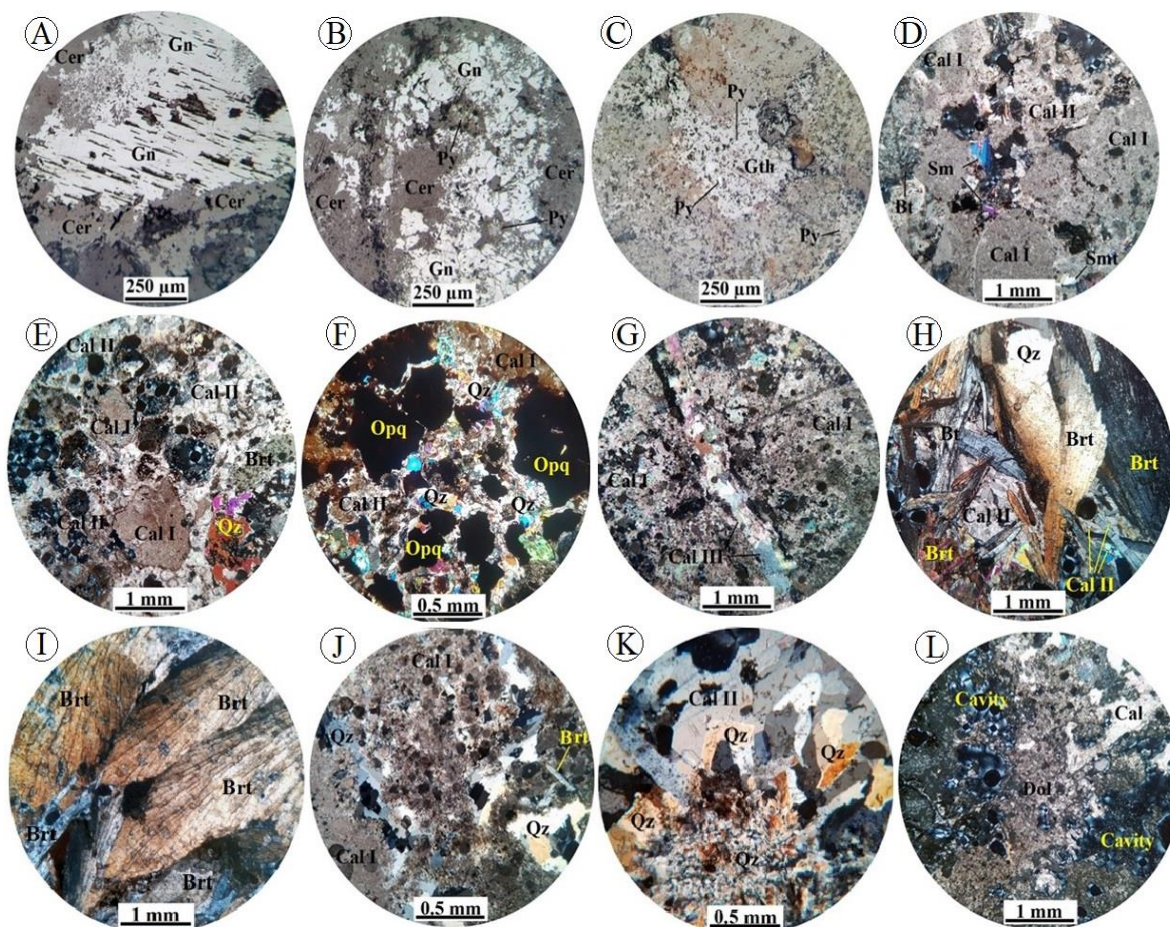
دگرسانی کربنات‌زدایی سبب انحلال کلسیت از سنگ‌های آهکی سازند قم شده و به صورت آهک متخلخل به رنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. این دگرسانی نقشی مهم در ایجاد فضاهای خالی و افزایش نفوذپذیری سنگ میزبان داشته و از مشخصه‌های مهم کانسارهای گرمابی است که تحت تأثیر سیالات گرمابی در سنگ‌های میزبان کربناته تشکیل می‌شوند. دگرسانی کربناتی محصول اضافه شدن کلسیت، دولومیت و کربنات‌های مضاعف آهن، منگنز، کلسیم و منیزیم در کربنات‌های اولیه است که تحت تأثیر سیالات گرمابی واقع شده‌اند. دو نوع دگرسانی کربناتی در رخداد معدنی توزلو قابل تفکیک است. دگرسانی کربناتی نوع اول اغلب به صورت رگه‌ای داخل پهنه کربنات‌زایی شده مشاهده شده و همراهی نزدیکی با کانه‌زایی سرب و روی دارد. کلسیت‌های گرمابی تشکیل شده طی این دگرسانی (کلسیت نسل دوم) نسبت به کلسیت‌های اولیه سنگ آهک سازند قم (کلسیت نسل اول)، درشت‌بلورتر و شفاف‌تر هستند (شکل ۵-۵ E و F). در برخی نقاط، تجمع‌های کوچکی از کوارتز با کلسیت‌های حاصل از این دگرسانی همراهی می‌شود (شکل ۵-۵ F). دگرسانی کربناتی نوع دوم شامل رگه-رگچه‌های کلسیتی تأخیری (کلسیت نسل سوم) است (شکل ۵-۵ J).

دگرسانی دولومیتی شدن شامل تشکیل بلورهای ریز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دولومیت است (شکل ۵-۵ L). دگرسانی دولومیتی شدن از شدت کمی در رخداد معدنی توزلو برخوردار بوده و بیشتر در حاشیه رگه-رگچه‌های باریتی-کلسیتی حاوی کانه‌زایی رخ داده است. دگرسانی برون‌زاد از گسترش قابل توجهی در منطقه توزلو برخوردار بوده و اغلب به صورت پهنه‌های هیدروکسید آهنی قابل مشاهده است که سبب تغییر رنگ قرمز و قهوه‌ای سنگ آهک‌های میزبان کانه‌زایی شده است. طی دگرسانی برون‌زاد، کانی‌هایی سولفیدی اولیه به اسمیت‌زونیت، سروزیت و گوتیت دگرسان شده‌اند. در بخش‌های سطحی، عمده کانه‌زایی سرب و روی منطقه مربوط به این دگرسانی است.

کلسیت باطله اصلی در رخداد معدنی توزلو بوده و به سه نسل قابل تفکیک است. نسل اول شامل بلورهای ریز کلسیت مربوط به سنگ میزبان آهکی سازند قم است (شکل ۵-۵ D). نسل دوم کلسیت در رگه‌های کلسیت-باریت  $\pm$  کوارتز کانه‌دار مشاهده می‌شود. بلورهای کلسیت این مرحله درشت‌تر از کلسیت‌های نسل اول بوده و اغلب فضای بین باریت‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۵-۵ D تا F). کلسیت‌های نسل سوم به صورت رگچه‌های تأخیری (ضخامت کمتر از ۰/۵ میلی‌متر) بوده و نسل‌های قبلی را قطع کرده‌اند (شکل ۵-۵ G). باریت اغلب به صورت بلورهای رشته‌ای و شعاعی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع میکروسکوپی دیده شده و ابعاد طولی بلورهای آن گاه تا یک سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۵-۵ H و I). باریت همراه با کلسیت‌های نسل دوم تشکیل شده و همراهی نزدیکی با کانه‌زایی سرب و روی دارد. فضای بین بلورهای باریت توسط کلسیت‌های نسل دوم و گاه بلورهای کوارتز پر شده است (شکل ۵-۵ H). کوارتز اغلب فضای بین بلورهای باریت و کلسیت نسل دوم را پر کرده است (شکل ۵-۵ F و H). کوارتز همچنین در مسیر شکستگی‌های کلسیت‌های نسل اول نیز قابل مشاهده است (شکل ۵-۵ J). در برخی نقاط، بلورهای کوارتز بر روی قطعه سنگ اولیه سیلیسی شده رشد کرده و سبب تشکیل بافت کاکلی شده‌اند (شکل ۵-۵ K). دولومیت به میزان کم و اغلب به صورت بلورهای ریز و متوسط، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در حاشیه شکستگی‌ها دیده می‌شود (شکل ۵-۵ L).

### دگرسانی گرمابی

بر اساس یافته‌های صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی گرمابی در رخداد معدنی توزلو شامل کربنات‌زدایی، کربناتی‌شدن، دولومیتی‌شدن و دگرسانی برون‌زاد است. دگرسانی کربنات‌زدایی حاصل انحلال کربنات‌ها در اثر واکنش محلول‌های گرمابی اسیدی با سنگ‌های کربناته است. این دگرسانی از گسترش زیادی در رخداد معدنی توزلو برخوردار بوده و پهنایی حدود ۵۰ متر و درازایی حدود ۳۰۰ متر دارد.



**شکل ۵.** تصویرهای میکروسکوپی (تصویرهای A تا C در نور بازتابی و بقیه در نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌شناسی و بافت ماده معدنی در رخداد معدنی سرب و روی توزلو. A: بلور درشت گالن که از حاشیه‌ها به سرزیت دگرسان شده است، B: ادخال‌های پیریت داخل گالن. دگرسانی گالن به سرزیت نیز دیده می‌شود، C: بقایای پیریت با بافت بازماندی داخل گوتیت، D: اسمیت‌زونیت در بین بلورهای کلسیت نسل اول و دوم، E: قطعه‌های سنگ میزبان آهکی (کلسیت نسل اول) با سیمان کلسیت نسل دوم، F: کلسیت نسل دوم و کوارتز در فضای بین کانی‌های کدر (اغلب گالن)، G: رگچه کلسیتی نسل سوم که بلورهای کلسیت نسل اول را قطع کرده است، H: بلورهای باریت همراه با کلسیت نسل دوم و کوارتز، I: باریت با بافت شعاعی، J: کوارتز با بافت پرکننده فضای خالی، K: بافت کاکلی کوارتز. کلسیت نسل دوم فضاهای خالی را پر کرده است و L: بلورهای ریز دولومیت در پهنه کانه‌زایی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Cer: سرزیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Gth: گوتیت، Opq: کانی کدر، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Sm: اسمیت‌زونیت).

**Fig. 5.** Photomicrographs (A to C in reflected light and the rest in transmitted cross-polarized light, XPL) of the ore mineralogy and texture in the Tozlou Pb-Zn occurrence. A: Coarse-grained galena crystal that altered to cerussite along the boundaries, B: Pyrite inclusions within galena. Alteration of galena to cerussite is also observed, C: Remnants of pyrite with relict texture within goethite, D: Smithsonite among the first and second generation of calcite crystals, E: Fragments of the limestone host rock (first-generation calcite) with second-generation calcite cement. F: Second-generation calcite and quartz in the vug between opaque minerals (mainly galena), G: Calcite veins of the third generation crosscut the first-generation calcite crystals, H: Barite crystals along with second-generation calcite and quartz, I: Barite with radial texture, J: Quartz with vug infill texture, K: Cockade texture of quartz. Calcite of the second generation filled the vugs, and L: Fine-grained dolomite crystals in the mineralized zone. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Cal: calcite, Cer: cerussite, Dol: dolomite, Gn: galena, Gth: goethite, Opq: opaque mineral, Py: pyrite, Qz: quartz, Sm: smithsonite).

### مراحل کانه‌زایی و توالی هم‌یافتی کانی‌ها

با توجه به مجموعه کانی‌شناسی، روابط بافتی و ارتباط قطع‌کنندگی، فرایند کانه‌زایی در رخداد معدنی سرب و روی توزلو به پنج مرحله قابل تفکیک است (شکل ۶).

مرحله اول کانی‌زایی شامل کربنات‌زدایی سنگ میزبان آهنی است که طی این فرایند، تخلخل و در نتیجه نفوذپذیری سنگ میزبان بیشتر شده و محیط برای ورود سیالات کانه‌دار آماده می‌شود. در این مرحله، هیچ کانی تشکیل نشده است. مرحله دوم کانه‌زایی شامل دولومیتی شدن سنگ میزبان آهنی است که در نتیجه ورود سیالات گرمابی، مسیرهای عبور سیالات به صورت محدود دولومیتی شده است. مقدار اندکی پیریت در این مرحله تشکیل شده است. کانی‌زایی مرحله سوم در بردارنده رگه-رگچه‌های باریتی و کلسیتی (کلسیت نسل دوم) سرب و روی دار است. در نتیجه عملکرد سیالات گرمابی و تنش حاصل از سیالات، سنگ میزبان کربنات‌زدایی و دولومیتی شده مرحله قبلی، متحمل

خردشدگی و شکستگی شده و کانی‌سازی به حالت برشی، رگه-رگچه‌ای و پُرکننده فضاها‌ی خالی تشکیل شده است. در نتیجه تراوش سیالات به داخل سنگ میزبان، کانه‌زایی دانه‌پراکنده نیز تشکیل شده است. کانه‌های تشکیل شده در این مرحله شامل گالن همراه با اندکی اسفالریت و پیریت با بافت دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای هستند که با رگه-رگچه‌های کلسیتی نسل دوم، باریت و مقدار اندکی کوارتز همراهی می‌شوند. مرحله چهارم کانی‌سازی شامل رگچه‌های تأخیری کلسیتی (کلسیت نسل سوم) است که مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. در مقیاس رخنمون، این رگچه‌ها از گسترش بسیار محدودی برخوردار بوده و بیشتر در مقاطع میکروسکوپی قابل شناسایی هستند. مرحله پنجم کانه‌زایی مربوط به فرایندهای برون‌زاد بوده و طی آن کانی‌های اسمیت‌زونیت، سرروزیت و گوتیت با بافت‌های گل‌کلمی، باقی‌مانده و جانشینی تشکیل شده‌اند.

	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	Supergene
Pyrite					
Galena					
Sphalerite					
Smithsonite					
Cerussite					
Goethite					
Calcite					
Barite					
Quartz					
Dolomite					
Vein-Veinlets					
Brecciated					
Disseminated					
Cockade					
Colloform					
Vuggy					
Vug Infill					
Relict					
Replacement					

شکل ۶. توالی هم‌یافتی، فراوانی نسبی و ساخت و بافت مواد معدنی و باطله در رخداد معدنی توزلو

Fig. 6. Paragenetic sequences showing the relative abundance, and structure and, texture of gangues and ore minerals at the Tozlu occurrence

## بحث و بررسی

## داده‌های زمین‌شیمیایی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی به دست آمده از نمونه‌های رخداد معدنی توزلو در جدول ۱ و جدول ۲ آورده شده است.

## ضرایب همبستگی عناصر

ضرایب همبستگی عناصر کانه‌ساز در رخداد معدنی توزلو که بر اساس داده‌های جدول ۱ و جدول ۲ محاسبه شده است، در جدول ۳ آورده شده و در شکل ۷ نشان داده شده است.

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی (بر حسب گرم در تن) برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان در رخداد معدنی توزلو. (T2: کانسنگ سرب و روی دار، T3 و T11: کانسنگ غنی از اسمیت‌زونیت، T4 و T15: کانسنگ گالن، T6 و T10: کانسنگ غنی از گالن، T12 و T13: رگه باریتی با گالن دانه پراکنده، T18: سنگ آهک دگرسان‌شده، T23: سنگ آهک سالم)

**Table 1.** Geochemical data (in ppm) for mineralized samples and host rocks from the Tozλου occurrence. (T2: Pb-Zn-bearing ore, T3 and T11: Sm-rich ore, T4 and T15: Gn ore, T6 and T10: Gn-rich Brt ore, T12 and T13: Brt vein with disseminated Gn, T18: Altered limestone, T23: Fresh limestone)

	Ag	As	Ba	Ca	Cd	Ce	Cu	Dy	Er	Eu	Fe	Gd
T2	34.9	52.2	>10000	>100000	80.9	1	18	0.1	0.2	5.85	2601	0.32
T3	0.6	79.5	4496	18737	563.6	<0.5	62	0.2	0.2	1.34	11380	0.33
T4	209.6	>100	191	16875	11.3	<0.5	48	<0.1	<0.1	<0.1	2675	0.14
T6	69.3	>100	786	76330	257.3	<0.5	54	<0.1	<0.1	0.16	21588	0.17
T10	76	72.5	1636	>100000	60.7	1	29	<0.1	0.2	0.45	3395	0.24
T11	10.7	52.5	4719	>100000	304.3	2	49	0.2	0.2	1.56	17369	0.38
T12	7.9	39	2004	>100000	100.7	<0.5	22	<0.1	<0.1	0.62	7708	0.19
T13	99.6	70.6	2522	74060	535.7	<0.5	85	<0.1	0.1	0.79	17529	0.24
T15	121.7	>100	2055	4653	5.4	<0.5	12	<0.1	<0.1	0.4	326	0.07
T18	1.3	18.4	514	>100000	4.1	<0.5	10	<0.1	<0.1	0.13	9107	0.16
T23	0.3	11.7	523	>100000	1.4	2	7	0.4	0.3	1.06	3622	0.46
	La	Lu	Mg	Mn	Mo	Nd	P	Pb	Pr	S	Sb	Sm
T2	1	0.1	1302	1872	1.7	2.9	302	>30000	0.4	6345	28.2	6.4
T3	<1	<0.1	5755	1938	3.5	3.2	217	4056	0.19	1053	35	0.5
T4	<1	<0.1	721	522	2.4	2.5	185	>30000	0.05	>30000	94.6	<0.1
T6	<1	<0.1	12527	838	7.4	2.7	212	>30000	0.09	5842	53.9	<0.1
T10	1	<0.1	1295	1489	1.1	3.2	271	>30000	0.33	4278	67	<0.1
T11	1	<0.1	7164	3116	4.7	3.9	363	15803	0.34	2344	20	0.8
T12	<1	<0.1	>20000	974	3.4	3.2	200	12340	0.15	2030	41.1	<0.1
T13	<1	<0.1	>20000	6263	4.5	3.1	193	>30000	0.15	3166	150.1	<0.1
T15	<1	<0.1	154	<5	1.3	2.7	137	>30000	<0.05	3819	21	<0.1
T18	<1	<0.1	>20000	3058	2.3	2.8	199	5047	0.21	255	5	<0.1
T23	1	<0.1	1934	2887	3	4.3	246	313	0.43	979	3	0.2
	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Tl	Tm	U	V	Y	Yb	Zn
T2	1091.4	0.3	0.1	<0.5	0.4	0.3	<0.1	6.6	13	1.8	0.43	11000
T3	105.8	<0.1	0.1	10.3	0.3	1.9	<0.1	2.9	7	1.6	0.11	>30000
T4	1329	<0.1	<0.1	0.8	0.2	0.7	<0.1	2.9	5	<0.5	<0.05	3541
T6	1065.7	<0.1	<0.1	1.5	0.2	6.6	<0.1	5.8	5	0.5	0.23	>30000
T10	1548.1	<0.1	0.1	1.8	0.3	0.2	<0.1	4.7	12	1.5	0.4	7245
T11	1012.2	<0.1	0.1	10.6	0.5	3.5	<0.1	4.9	27	1.4	0.46	>30000
T12	2380.3	<0.1	0.1	5.1	0.2	4	<0.1	2.1	10	0.9	0.26	28913
T13	3109	<0.1	0.1	5.3	0.3	3.4	<0.1	5.7	13	1.1	0.25	>30000
T15	427.2	<0.1	<0.1	0.7	0.2	<0.1	<0.1	3.3	2	<0.5	<0.05	267
T18	76.2	<0.1	<0.1	<0.5	0.3	3.1	<0.1	1.7	5	0.8	0.41	5948
T23	337.5	<0.1	0.2	5.2	0.5	0.3	<0.1	3	13	3	0.61	960

بر این اساس، سرب همبستگی مثبت متوسط با نقره (۰/۶۴) دارد که می‌تواند به حضور نقره در شبکه گالن دلالت داشته باشد. همبستگی بالای نقره با گوگرد (۰/۹۱) نیز منعکس کننده حضور نقره در شبکه کانی گالن است. بر همین اساس، سرب همبستگی منفی ضعیفی (۰/۱۳-) با روی دارد که احتمالاً مرتبط با دگرسانی و از بین رفتن اسفالریت در نمونه‌های حاوی گالن است. روی همبستگی مثبت قوی (۰/۸۲) با کادمیم دارد. این امر می‌تواند به دلیل شباهت ویژگی‌های شیمیایی  $Zn^{2+}$  با  $Cd^{2+}$  و جایگزینی  $Cd^{2+}$  به جای  $Zn^{2+}$  در ساختار کانی‌های روی‌دار باشد. نقره همبستگی مثبت متوسط با آنتیموان (۰/۶۲) دارد. همبستگی مثبت نقره و آنتیموان می‌تواند نشان‌دهنده همراهی این دو عنصر در سیالات گرمابی تأمین کننده عناصر کانه‌ساز باشد. همبستگی متوسط آنتیموان (۰/۶۵) و آرسنیک (۰/۴۸) با سرب نیز می‌تواند نشانه دیگری از همراهی این عناصر در سیالات گرمابی تأمین کننده عناصر کانه‌ساز باشد.

**جدول ۲.** داده‌های تجزیه شیمیایی (گرم در تن) برای نمونه‌های برداشت شده از کانسنگ سرب و روی‌دار در رخداد معدنی توزلو. nd: قرائت نشده

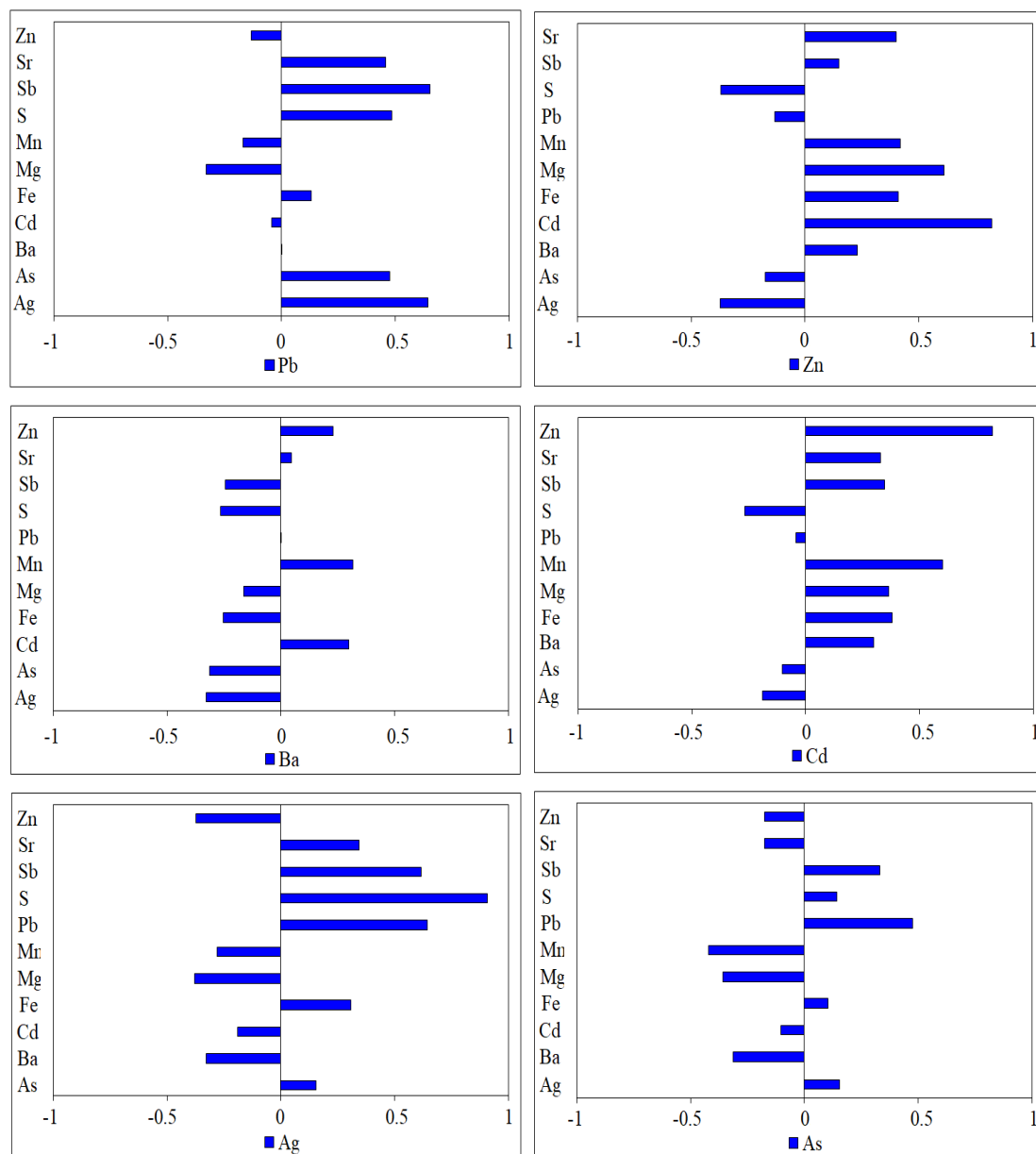
**Table 2.** Geochemical data (ppm) for samples collected from Pb-Zn-bearing ore at the Tozλου occurrence. nd: not detected

	Ag	Al	As	Ba	Be	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe
96-ZR-3330	24.8	3304	314.2	n.d	n.d	25524	16.4	2	5	38	<	10000
96-ZR-4478	2	1891	63.8	136	<1	10000	17.5	3	8	41	13	10000
96-ZR-3512	270.2	295	>100	164	<1	2621	13.2	1	1	12	86	28777
	K	La	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	S	Sb
96-ZR-3330	n.d	2	2	1072	88	11.4	n.d	5	2409	>30000	3463	69
96-ZR-4478	312	2	2	10492	394	6.2	362	10	156	593	405	11.4
96-ZR-3512	<1	<1	1	192	35	0.85	262	3	54	>30000	>30000	91.1
	Sc	Sr	Th	Ti	U	V	Y	Yb	Zn	Zr		
96-ZR-3330	<0.5	n.d	3.8		n.d	88	1	1.9	5558	n.d		
96-ZR-4478	<0.5	137	7.1	74	29	84	6	1.3	13872	7		
96-ZR-3512	<0.5	1421	1.8	23	<5	2	<0.5	0.2	2179	<5		

**جدول ۳.** ضرایب همبستگی عناصر (محاسبه شده بر مبنای جدول ۱ و جدول ۲) برای نمونه‌های برداشت شده از بخش‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توزلو

**Table 3.** Elemental correlation coefficient (calculated based on Table 1 and Table 2) for samples collected from mineralized zones at the Tozלו occurrence.

	Ag	As	Ba	Cd	Fe	Mg	Mn	Pb	S	Sb	Sr	Zn
Ag	1.00											
As	0.16	1.00										
Ba	-0.33	-0.31	1.00									
Cd	-0.19	-0.10	0.30	1.00								
Fe	0.31	0.10	-0.25	0.38	1.00							
Mg	-0.38	-0.36	-0.16	0.37	0.25	1.00						
Mn	-0.28	-0.42	0.32	0.60	0.12	0.52	1.00					
Pb	0.64	0.48	0.00	-0.04	0.13	-0.33	-0.17	1.00				
S	0.91	0.14	-0.26	-0.27	0.27	-0.42	-0.37	0.49	1.00			
Sb	0.62	0.33	-0.24	0.35	0.38	0.07	0.25	0.65	0.49	1.00		
Sr	0.34	-0.18	0.05	0.33	0.25	0.38	0.42	0.46	0.22	0.73	1.00	
Zn	-0.37	-0.18	0.23	0.82	0.41	0.61	0.42	-0.13	-0.37	0.15	0.40	1.00



شکل ۷. نمودار همبستگی عناصر کانه‌ساز برای نمونه‌های برداشت‌شده از بخش‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توزلو

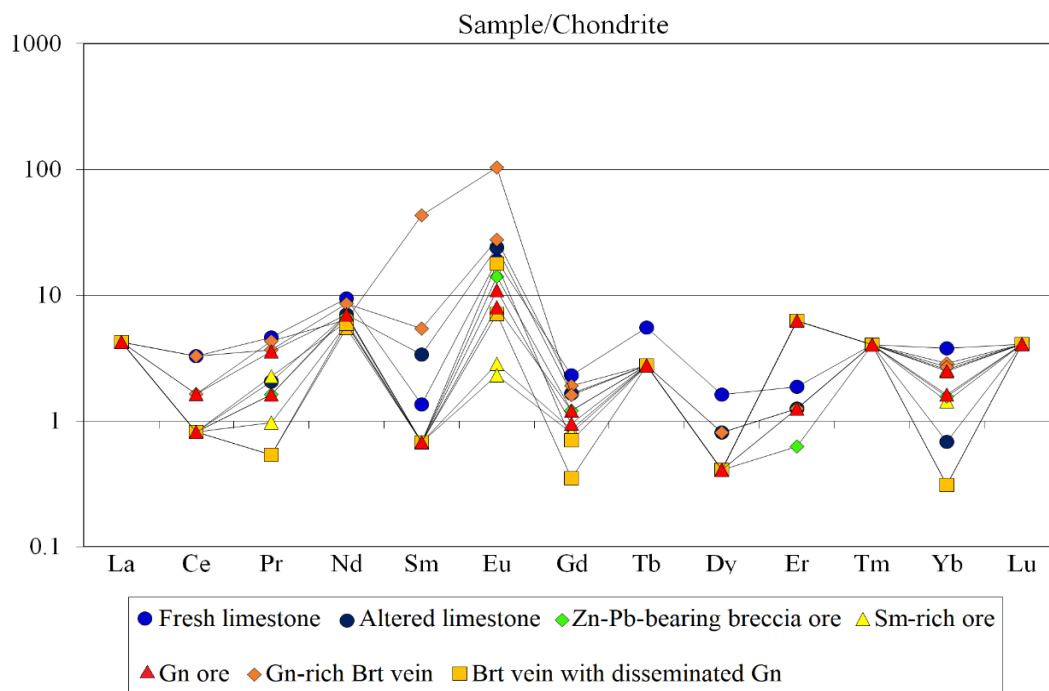
**Fig. 7.** Correlation chart of ore-forming elements for samples collected from mineralized zones at the Tozlu occurrence

تقریباً با الگوی این عناصر در سنگ آهک‌های میزبان مشابه است که می‌تواند بیانگر نقش عمده سنگ‌های میزبان در تمرکز عناصر کانه‌ساز باشد. الگوی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار مختلف تقریباً مشابه است که می‌تواند بیانگر تشکیل آنها از یک سامانه کانه‌زایی باشد.

### الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی

الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ آهک‌های سالم و دگرسان شده در شکل ۸ نشان داده شده است. بر اساس این شکل، الگوی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار





شکل ۸. الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ آهک‌های میزبان در رخداد معدنی توزلو که نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) به‌نجار شده‌اند.

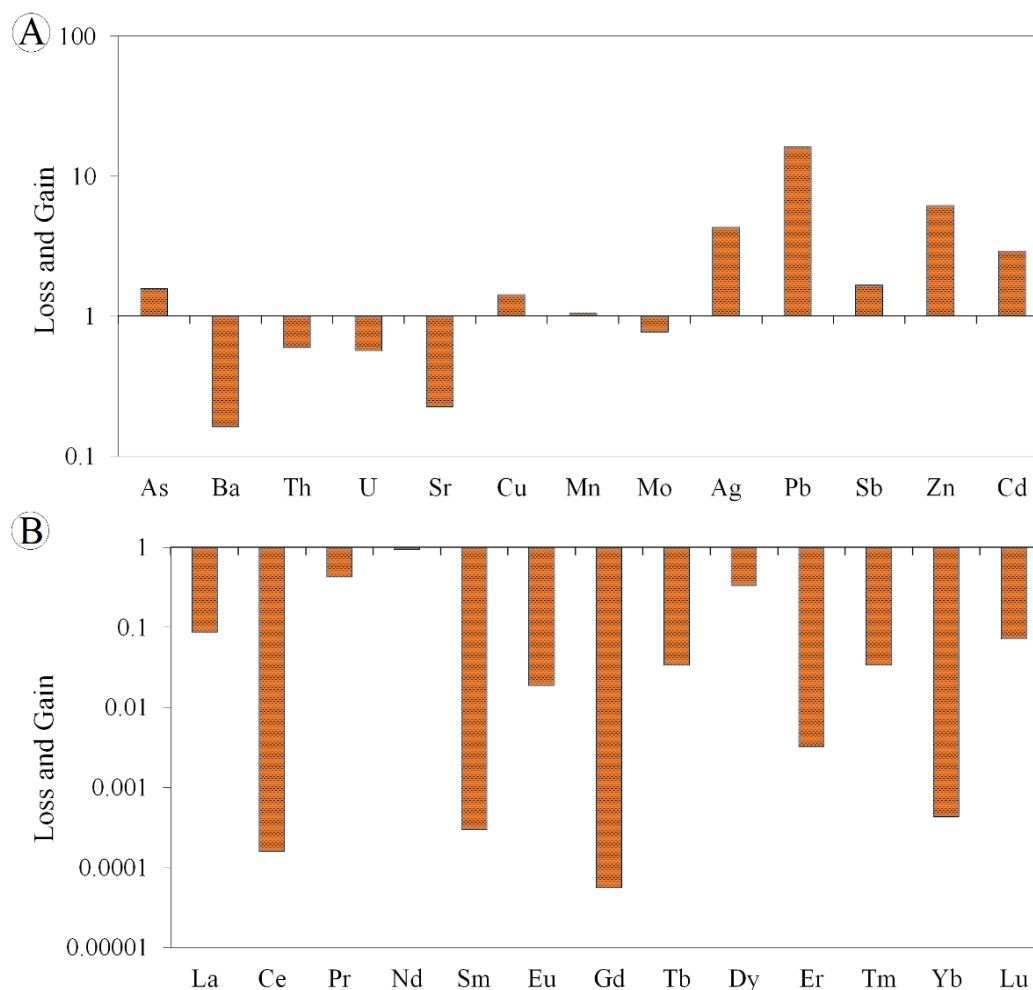
Fig. 8. A: Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE pattern for the mineralized samples and host limestone rocks in the Tozlu occurrence.

### تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر

برای بررسی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عنصری مرتبط با کانه‌زایی و دگرسانی در رخداد معدنی توزلو، داده مربوط به سنگ آهک دگرسان‌شده بر داده مربوط به سنگ آهک سالم و داده‌های نمونه‌های کانه‌دار بر داده‌های مربوط به سنگ آهک‌های سالم و دگرسان‌شده و میانگین پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003) به‌نجار شد تا عناصر اضافه و یا کم‌شده به سنگ طی دگرسانی و کانه‌زایی مشخص شود (شکل‌های ۹، ۱۰، ۱۱ و ۱۲). این روش کیفی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، نیاز به محاسبات موازنه جرم است که در این پژوهش انجام شده است. بر اساس شکل ۹-۸، سنگ آهک دگرسان‌شده در مقایسه با سنگ آهک سالم از عناصر باریم، توریم، اورانیم، استرانسیم و مولیبدن تهی و از عناصر نقره، سرب، روی، کادمیم و تا حدودی آرسنیک، مس و

منگنز غنی شده است. نمونه سنگ آهک دگرسان‌شده نسبت به سنگ آهک سالم از همه عناصر کمیاب خاکی تهی شده است (شکل ۹-۸).

نمونه‌های کانه‌دار در مقایسه با سنگ آهک سالم تقریباً از همه عناصر کمیاب به جز منگنز (یکی از نمونه‌های مربوط به رگه باریتی با گالن دلنه‌پراکنده از منگنز غنی شده است) غنی شده‌اند و تنها یکی از نمونه‌های مربوط به کانسنک گالن از عناصر باریم و روی و یکی از نمونه‌های کانسنک غنی از اسمیت‌زونیت از عنصر استرانسیم تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰-۸). در مقایسه با سنگ آهک سالم، تقریباً تمامی نمونه‌های کانه‌دار از عناصر کمیاب خاکی تهی شده‌اند و تنها برخی از نمونه‌های کانه‌دار از عناصری مانند ساماریم و ارییم و به‌طور محدود یوروپیم، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰-۸).

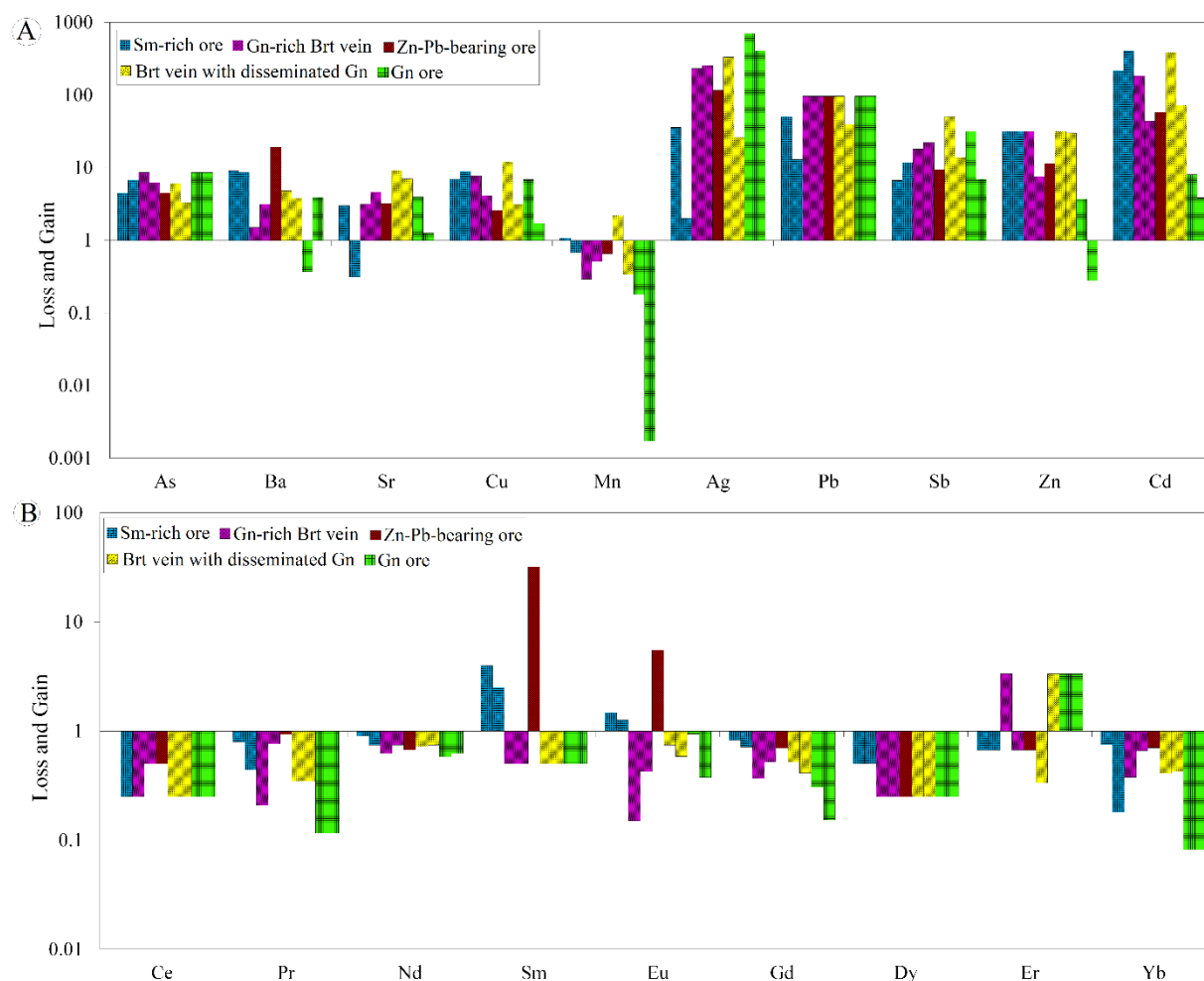


**شکل ۹. A:** نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای سنگ آهک دگرسان‌شده (نمونه شماره T18، جدول ۱) در رخداد معدنی توزلو که نسبت به سنگ آهک سالم (نمونه شماره T23، جدول ۱) بهنجار شده‌اند و **B:** نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای سنگ آهک دگرسان‌شده (نمونه شماره T18، جدول ۱) در رخداد معدنی توزلو که نسبت به سنگ آهک سالم (نمونه شماره T23، جدول ۱) بهنجار شده‌اند.

**Fig. 9. A:** Loss and gain histogram of rare elements for the altered limestone (sample T18, Table 1) in the Tozlu occurrence that normalized against fresh limestone (sample T23, Table 1), and **B:** Loss and gain histogram of REE for the altered limestone (sample T18, Table 1) in the Tozlu occurrence that normalized against fresh limestone (sample T23, Table 1).

۱۱-A). نمونه‌های کانه‌دار نسبت به سنگ آهک دگرسان‌شده از عناصر کمیاب خاکی ارییم و ایترییم (برخی از نمونه‌های کانه‌دار از عنصر ایترییم غنی شده‌اند) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی برای برخی از نمونه‌ها در عناصر پراسیودیم و گادولینیم نیز قابل مشاهده است (شکل ۱۱-B). بخش عمده عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱-B).

مشابه با سنگ آهک سالم، نمونه‌های کانه‌دار در مقایسه با سنگ آهک دگرسان‌شده نیز تقریباً از همه عناصر کمیاب به جز منگنز (یکی از نمونه‌های مربوط به رگه باریتی با گالن دانه‌پراکنده از منگنز غنی شده است) غنی شده‌اند و تنها نمونه‌های مربوط به کانسنگ گالن از عناصر ارییم و روی و یکی از نمونه‌های کانسنگ غنی از اسمیت‌زونیت از عناصر نقره و سرب تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل



شکل ۱۰. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توژلو که نسبت به سنگ آهک سالم (نمونه شماره T23، جدول ۱) بهنجار شده‌اند و B: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توژلو که نسبت به سنگ آهک سالم (نمونه شماره T23، جدول ۱) بهنجار شده‌اند.

**Fig. 10.** A: Loss and gain histogram of rare elements for the mineralized samples in the Tozlu occurrence that normalized against fresh limestone (sample T23, Table 1), and B: Loss and gain histogram of REE for the mineralized samples in the Tozlu occurrence that normalized against fresh limestone (sample T23, Table 1).

جذب، تجزیه به اجزاء، تغییرات دما، فشار، pH، Eh، آلکالینیتی و تمرکز سیال است (Humphris, 1984; Lottermoser, 1992). در فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی، سیالات غنی از کلر، فلورور و دی اکسید کربن در نسبت‌های بالای سیال/سنگ، موجب تحرک عناصر کمیاب خاکی می‌شوند (Murphy and Hynes, 1986; Whitford et al., 1988; Bienvenu et al., 1990). این

در مقایسه با میانگین داده‌های پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003)، نمونه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توژلو تقریباً در همه عناصر کمیاب غنی‌شدگی و در عناصر کمیاب خاکی، تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۲-A و B). معمولاً رفتار عناصر کمیاب خاکی در بخش‌های کانه‌زایی و دگرسانی تحت تأثیر فرایندهایی مانند واکنش سیال-سنگ، نهشت سیال،

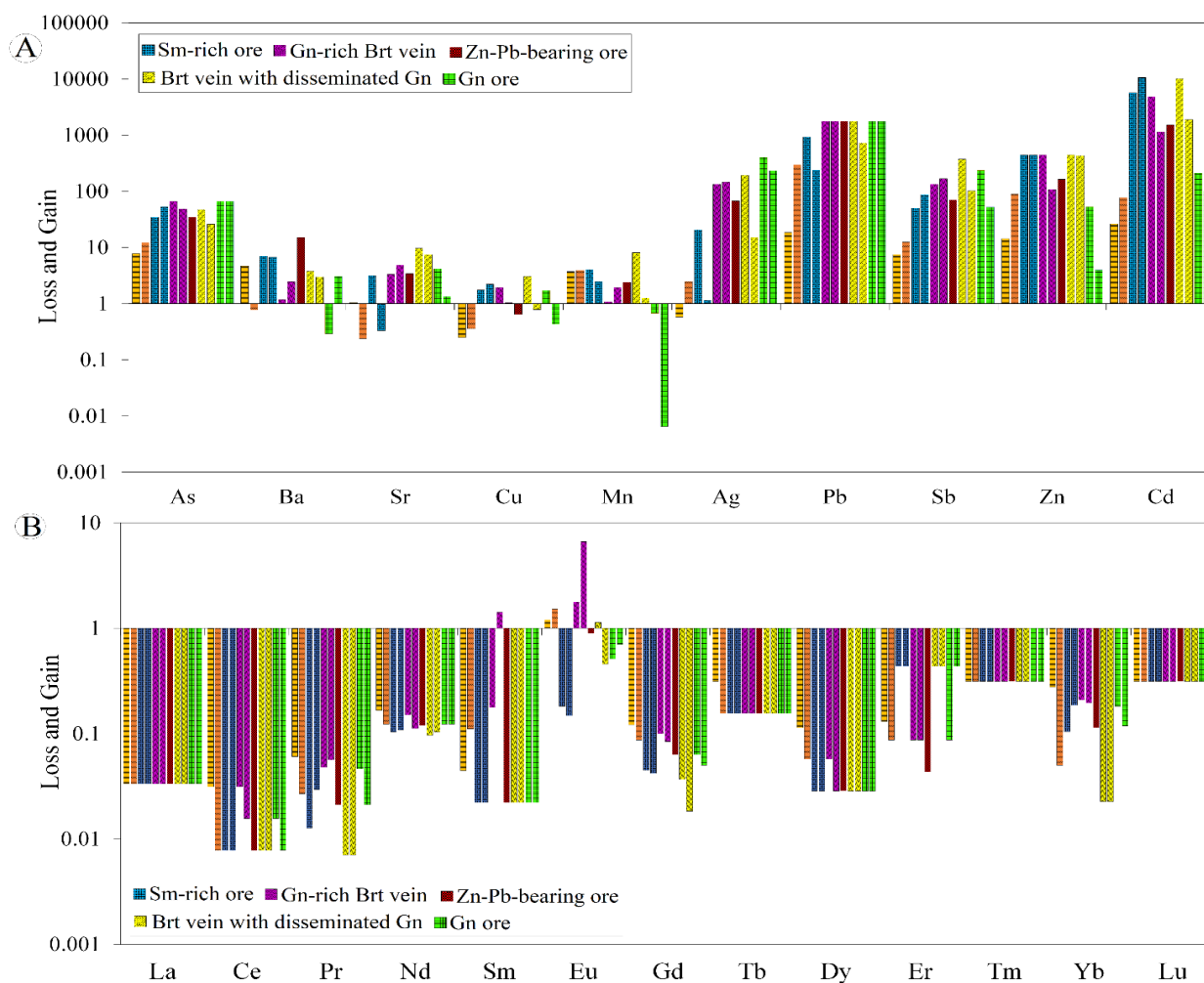
قاره‌ای در رخداد معدنی توزلو نشان می‌دهد که حجم و یا شیمی سیالات کانه‌ساز برای تحرک این عناصر در این کانسار کافی بوده است.

پژوهشگران معتقد هستند کمپلکس‌های هالوژنی و کربنیک، عامل اصلی انتقال و تحرک عناصر کمیاب خاکی هستند. کاهش نسبی در مقادیر عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار نسبت به سنگ آهک‌های میزبان سالم و دگرسان‌شده و میانگین داده‌های پوسته



شکل ۱۱. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توزلو که نسبت به سنگ آهک دگرسان‌شده (نمونه شماره T18، جدول ۱) بهنجار شده‌اند و B: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توزلو که نسبت به سنگ آهک دگرسان‌شده (نمونه شماره T18، جدول ۱) بهنجار شده‌اند.

**Fig. 11.** A: Loss and gain histogram of rare elements for the mineralized samples in the Tozlu occurrence that normalized against altered limestone (sample T18, Table 1), and B: Loss and gain histogram of REE for the mineralized samples in the Tozlu occurrence that normalized against altered limestone (sample T18, Table 1).



شکل ۱۲. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توزلو که نسبت به میانگین داده‌های پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003) بهنجار شده‌اند و B: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی توزلو که نسبت به میانگین داده‌های پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003) بهنجار شده‌اند.

**Fig. 12.** A: Loss and gain histogram of rare elements for the mineralized samples in the Tozlu occurrence that normalized against average continental crust data (Rudnick and Gao, 2003), and B: Loss and gain histogram of REE for the mineralized samples in the Tozlu occurrence that normalized against average continental crust data (Rudnick and Gao, 2003).

### نوع کانه‌زایی و الگوی تشکیل

رگه‌ای رخ داده است. ۲- دگرسانی‌های گرمایی در رخداد معدنی توزلو شامل کربنات‌زدایی، کربناتی‌شدن، دولومیتی‌شدن و دگرسانی برونزاد است. ۳- کانه‌زایی در رخداد معدنی توزلو شامل مجموعه کانیایی پیریت، گالن و اسفالریت است که با مجموعه کانی‌های باطله کلسیت، باریت و کوارتز همراهی می‌شوند. ۴- ساخت و بافت‌های کانه‌زایی اپی‌ترمال مانند رگه-رگچه‌ای، برشی، دانه‌پراکنده، پُرکننده

مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت در رخداد معدنی توزلو با انواع کانسارهای رگه‌ای فلزهای پایه (و گران‌بها) نشان می‌دهد کانه‌زایی در این رخداد معدنی را می‌توان در دسته کانسارهای اپی‌ترمال قرار داد. مهم‌ترین شواهد این مقایسه عبارتند از: ۱- کانه‌زایی در رخداد معدنی توزلو به صورت

تشکیل توالی رسوبی ژوراسیک و کرتاسه آغاز شده و سپس با یک نبود رسوب گذاری تا ائوسن (Majidifard and Shafei, 2006)، با تشکیل توالی‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، رسوبات تخریبی الیگوسن (سازند فرمز زیرین) و رسوبات آهکی و مارنی سازند قم به سن میوسن پیشین ادامه یافته است (شکل ۱۳-۱۳A). طی فرایندهای مربوط به فاز کوه‌زایی لارامید، توالی ژوراسیک متحمل دگرگونی ضعیف اسلیتی شده است (Majidifard and Shafei, 2006). در مرحله دوم، واحدهای سنگی منطقه تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی فاز کوه‌زایی پاسادنین چین خورده و گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی در آنها تشکیل شده است. هم‌زمان با این فرایندها، توده نفوذی گرانودیوریتی تا دیوریتی تخت به سن میوسن (۱۶ میلیون سال، Haghghi Bardineh et al., 2017) در واحدهای سنگی ژوراسیک، کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده است (شکل ۱۳-۱۳B). نفوذ این توده سبب تشکیل کانسارهای اسکارنی آهن درون واحدهای آهکی کرتاسه شده است (Mansouri et al., 2015). در مرحله سوم، توده‌های نیمه آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی به سن بعد از میوسن (Majidifard and Shafei, 2006) به داخل واحدهای سنگی منطقه نفوذ کرده‌اند (شکل ۱۳-۱۳C). این توده‌ها به عنوان موتور حرارتی عمل کرده و سبب چرخش سیالات جوی و توسعه پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی شده‌اند. هرچند رخنمونی از توده‌های مزبور در منطقه توزلو دیده نمی‌شود؛ اما در منطقه گوموش تپه و گویجه‌یلاق که در فاصله حدود ۳۰ کیلومتری شمال غرب رخداد معدنی توزلو واقع شده‌اند، توده‌های نیمه آتشفشانی داسیتی-ریوداسیتی عامل کانه‌زایی روی-سرب-مس (نقره) گوموش تپه (Salehi et al., 2015; Salehi et al., 2011) و سرب-روی (نقره) گویجه‌یلاق (Bagherpour et al., 2020) هستند. لذا شاید بتوان عملکرد سیالات گرمابی مشتق‌شده از بخش‌های عمقی توده‌های اسیدی مزبور را در تشکیل کانه‌زایی سرب و روی در رخداد معدنی توزلو مؤثر دانست. مرحله چهارم با بالا آمدگی منطقه و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش همراه بوده و طی آن ریخت‌شناسی امروزی منطقه حاصل شده است (شکل ۱۳-۱۳D).

فضای خالی، گل کلمی، کاکلی، جانشین و بازماندی به خوبی در رخداد معدنی توزلو توسعه یافته است. ۵- همبستگی مثبت عناصر کانه‌ساز سرب، نقره، آرسنیک و آنتیموان بیشترین شباهت را با ذخایر اپی‌ترمال نشان می‌دهد.

مقایسه ویژگی‌های رخداد معدنی سرب و روی توزلو با انواع کانسارهای اپی‌ترمال و کانسارهای با سنگ میزبان رسوبی (نوع کارلین) نشان می‌دهد که هرچند این رخداد معدنی از نظر سنگ میزبان و برخی از دگرسانی‌های گرمابی با کانسارهای نوع کارلین مشابهت دارد؛ اما از دیدگاه کانی‌شناسی کانسنگ، ساخت و بافت مواد معدنی و باطله، ساختارهای کنترل‌کننده کانه‌زایی، مقادیر سرب و روی و همبستگی عناصر کانه‌ساز به ویژه نقره، آرسنیک و آنتیموان، بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط (Hedenquist et al., 2000; Albinson et al., 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2003) دارد (جدول ۴). علاوه بر این، نتایج بررسی‌های اولیه ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع (نوع LV) در کانی‌باریت در رخداد معدنی توزلو که توسط بهره‌بردار معدن انجام شده است، دما و شوری سیالات کانه‌ساز را به ترتیب بین ۲۳۲ تا ۳۱۷ درجه سانتی‌گراد و ۵ تا ۱۱ درصد وزنی معادل نمک طعام مشخص کرده است. این نتایج نشان می‌دهد سیالات کانه‌ساز در این رخداد معدنی متعلق به یک سامانه  $H_2O-NaCl$  با دمای متوسط تا بالا و شوری متوسط هستند. این محدوده دما و شوری از ویژگی‌های سیالات کانه‌ساز در کانسارهای اپی‌ترمال فلزهای پایه و گران‌بهای نوع سولفیداسیون حدواسط است (Albinson et al., 2001; John, 2001; Simmons et al., 2005). در جدول ۵، ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی رخداد معدنی توزلو با برخی از کانسارهای اپی‌ترمال در شمال غرب ایران مقایسه شده است.

بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی، مراحل تکوین و تکامل رخداد معدنی توزلو را می‌توان به صورت یک توالی چهار مرحله‌ای خلاصه کرد (شکل ۱۳). مرحله نخست، با

**جدول ۴.** مقایسه ویژگی‌های اصلی رخداد معدنی توزلو با انواع کانسارهای اپی‌ترمال و کانسارهای با سنگ میزبان رسوبی (نوع کارلین)

**Table 4.** Comparison of main characteristics of the Tozlou occurrence with epithermal and sedimentary rock-hosted (Carlin-type) deposits

	Tozlou	Carlin	Epithermal		
			LS	IS	HS
<b>Host rock</b>	Limestone, Fm.	Qom Carboniferous dolomitic limestone, siltstone, and shale with calcareous interlayers	Basalt-rhyolite	Andesite-rhyodacite	
<b>Ore controls</b>	Faults fractures	and Reverse and normal faults with steep dips	Extensional to strike-slip faults		Arc parallel faults, diatreme, hyd. breccias
<b>Key minerals</b>	Py, Gn, Sp	Diss. auriferous Py, Mrc, Apy, Orp, Rlq, Stb, Brt	Sp, Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Apy, Prg, Acn	Fe-poor Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Stb	Sp, Eng, Lzn, Fmt, Cv, Dg
<b>Gangue minerals</b>	Cal, Brt, Qz, Dol	Cal, Qz, Jsp	Qz, Adl, non-Mn bladed Cal, Brt, Clt, Fl	Qz, Mn Cal, Brt	Qz, Alu, Anh, Brt
<b>Hydrothermal alteration</b>	Decarbonization, carbonatization, dolomitization	Decarbonization, silicification, argillic, dolomitization	Argillic, silicification, carbonatization	Sericitization, intermediate, argillic, silicification, propylitic	Sericitization, advanced argillic, silicification, propylitic
<b>Ore textures</b>	Vein-veinlet, brecciated, vug infill, colloform, disseminated, cockade	Replacement, disseminated, vug infill	Vein-veinlet, colloform, comb, replacement, brecciated, bladed, crustiform	Vein-veinlet, comb, vug infill, crustiform, cockade	Vuggy Qz, vein-veinlet, cockade, vug infill, comb, brecciated, replacement
<b>Metal signature</b>	Pb, Zn (Ag, As, Sb, Ba)	Au (Ag, As, Sb, Hg, Tl, Ba, Zn, Pb, F)	Au, Ag (Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg)	Au, Ag, Pb, Zn, Cu (Mo, As, Sb)	Au, Ag, Cu, As, Sb (Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg)
<b>Temperature and salinity</b>	232-317 °C, 5-11 wt.% NaCl eq.	150-320 °C, <10 wt.% NaCl eq.	120-330 °C, <10 wt.% NaCl eq.	140-320 °C, 12-32 wt.% NaCl eq.	180-330 °C, 3-10 wt.% NaCl eq.
<b>References</b>	Daneshvar (2023), This study	Hofstra and Cline (2000)	White and Hedenquist (1990), Cooke and Simmons (2000), Hedenquist et al. (2000), Albinson et al. (2001), Sillitoe and Hedenquist, 2003, Gemell (2004), Simmons et al. (2005), Andreeva et al. (2013), Saunders et al. (2014), Wang et al. (2019)		

Abbreviations: Acn: acanthite, Adl: adularia, Alu: alunite, Anh: anhydrite, Apy: arsenopyrite, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Clt: celestine, Cv: covellite, Dg: digenite, Dol: dolomite, Eng: enargite, Fl: fluorite, Fmt: famatinite, Gn: galena, HS: high-sulfidation, IS: intermediate-sulfidation, Jsp: jasperoid, LS: low-sulfidation, Lzn: luzonite, Mrc: marcasite, Orp: orpiment, Prg: pyrrargyrite, Py: pyrite, Rlq: realgar, Qz: quartz, Sp: sphalerite, Stb: stibnite, Tnt: tennantite, Ttr: tetrahedrite. Abbreviations after [Whitney and Evans \(2010\)](#).

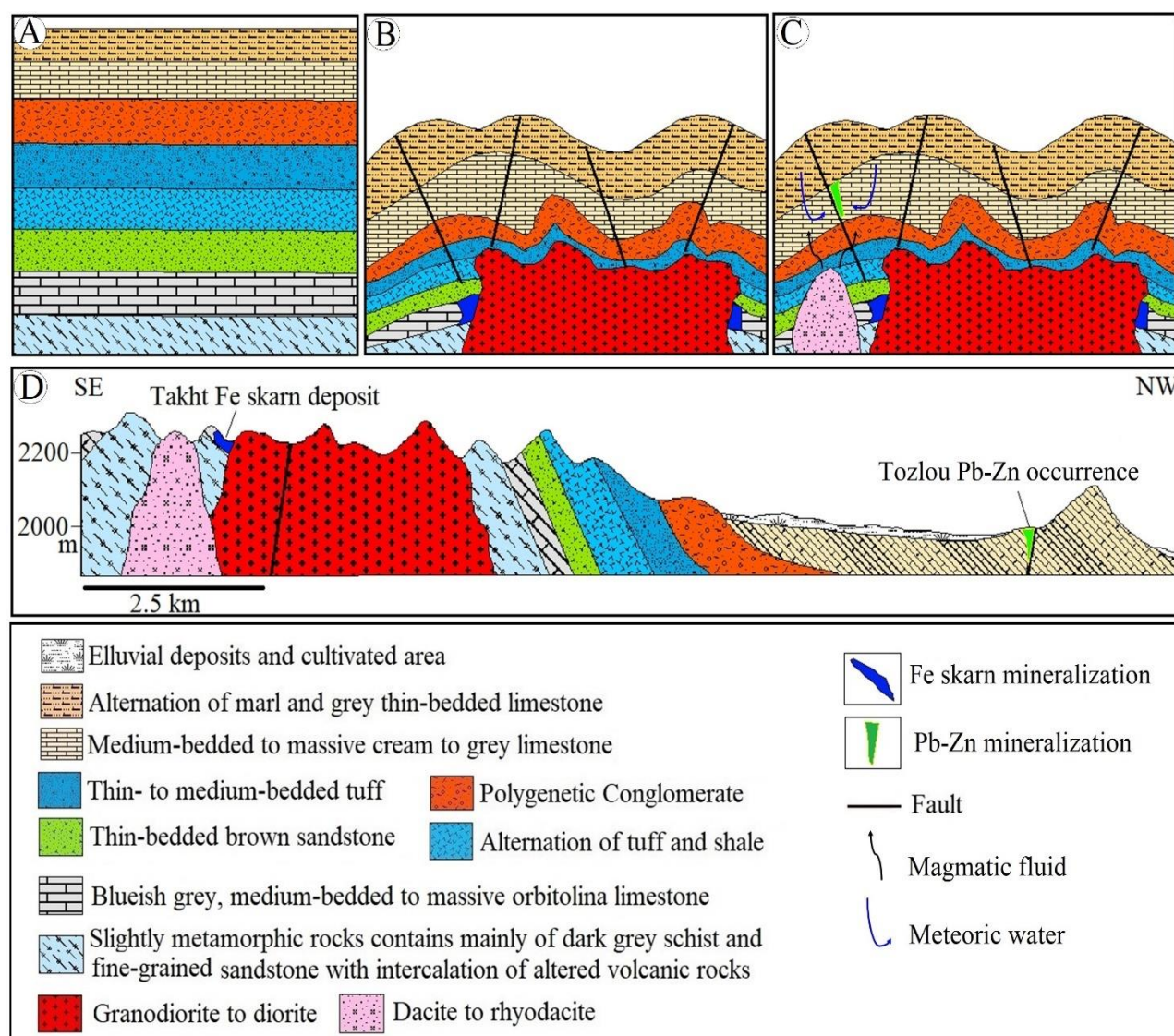
جدول ۵. مقایسه ویژگی‌های اصلی رخداد معدنی توزلو با برخی از کانسارهای اپی‌ترمال در شمال‌باختر ایران

Table 5. Comparison of main characteristics of the Tozlu occurrence with some epithermal deposits in NW Iran

	Tozlu	Qarekand	Dagh-Daali		Ay Qalasi
			Pakhibolaghi zone	Balderghani zone	
<b>Host rock</b>	Limestone, Qom Fm.	Limestone, shale	Jangotaran dolomitic limestone	Marl, sandstone, siltstone, and tuff units of Qom Fm.	Siltstone, sandstone, feldspar porphyry dyke
<b>Ore controls</b>	Faults and fractures	Faults and fractures	Faults and fractures		Normal faults and fractures
<b>Key ore minerals</b>	Py, Gn, Sp	Gn, Sp, Ccp, Py, Au	Py, Sp, Gn, Stb, Ccp	Sp, Gn, Rlg, Orp, Stb, Ccp	Py, Ccp, Sp, Gn, Tnt-Ttr
<b>Gangue minerals</b>	Cal, Brt, Qz, Dol	Qz, Ser, Brt	Qz, Cal, Brt	Qz, Brt, Cal	Qz, Ser-III, Alu, Jrs
<b>Hydrothermal alteration</b>	Decarbonization, carbonatization, dolomitization	Silicification, dolomitization, argillic	Argillic, silicification	Argillic, silicification, carbonatization	Silicification, phyllic, intermediate argillic
<b>Ore textures</b>	Vein-veinlet, brecciated, vug infill, colloform, disseminated, cockade	Brecciated, box work, bladed, crustiform, massive, comb, replacement	Vug infill, colloform, crustiform		Vein-veinlet, brecciated, vug infill, comb, crustiform, cockade
<b>Metal signature</b>	Pb, Zn (Ag, As, Sb, Ba)	Pb, Zn, Cu, Au	Zn, Pb (Sb)	Zn, Pb (As, Sb, Au)	Pb, Zn (Ag)
<b>Temperature and salinity</b>	232-317 °C, 5-11 wt.% NaCl eq.	80-220 °C, 6-13 wt.% NaCl eq.	174-260 °C, 4-7 wt.% NaCl eq.	145-234 °C, 2-11 wt.% NaCl eq.	238-391 °C, 9-21 wt.% NaCl eq.
<b>Mineralization type</b>	IS epithermal	LS epithermal	LS epithermal		IS epithermal
<b>References</b>	Daneshvar (2023), This study	Hassani Soughi et al. (2021)	Rahimsouri et al. (2018)		Shirkhani (2007), Mohammadi Niaei et al. (2015)

Abbreviations: Alu: alunite, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Dol: dolomite, Gn: galena, HS: high-sulfidation, Ill: illite, IS: intermediate-sulfidation, Jrs: jarosite, LS: low-sulfidation, Orp: orpiment, Py: pyrite, Rlg: realgar, Qz: quartz, Ser: sericite, Sp: sphalerite, Stb: stibnite, Tnt: tennantite, Ttr: tetrahedrite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010).





**شکل ۱۳.** تصویر شماتیک از مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی در رخداد معدنی توزلو. A: تشکیل توالی‌های سنگی ژوراسیک، کرتاسه، اتوسن، سازند قرمز زیرین و سازند قم، B: چین خوردگی واحدهای سنگی منطقه در اثر تنش‌های زمین‌ساختی فاز کوه‌زایی پاسادین در میوسن و نفوذ توده‌های گرانودیوریتی تا دیوریتی به داخل واحدهای سنگی ژوراسیک، کرتاسه و اتوسن. نفوذ این توده‌ها سبب تشکیل کانسارهای اسکارنی آهن تخت درون واحدهای آهکی کرتاسه شده است، C: نفوذ توده‌های نیمه‌آتشفشانی داسیتی-ریوداسیتی به سن پس از میوسن به داخل واحدهای سنگی منطقه. سیالات گرمایی مشتق شده از بخش‌های عمقی این توده‌های اسیدی سبب رخداد کانه‌زایی سرب و روی در منطقه شده است و D: بالا آمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش

**Fig. 13.** Schematic representation of mineralization evolution stages at Tozlou occurrence. A: Formation of Jurassic, Cretaceous, and Eocene rock units, Lower Red Formation, and Qom Formation, B: Folding of rock strata due to the tectonic stresses of the Pasadena orogenic phase in the Miocene and the intrusion of granodiorite to diorite plutons into the Jurassic, Cretaceous, and Eocene rock units. The intrusion of these plutons caused the formation of the Takht Fe skarn deposits in Cretaceous limestone units, C: The intrusion of post-Miocene dacite-rhyodacite subvolcanic domes within rock strata. Hydrothermal fluids derived from the deep parts of these acidic domes have caused Pb-Zn mineralization in the region, and D: Regional exhumation and development of weathering and erosion processes

## نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از این پژوهش به شرح زیر است:

(۱) رخداد معدنی توزلو هرچند از نظر سنگ میزبان و برخی از دگرسانی‌های گرمایی (کربنات‌زدایی و دولومیتی‌شدن) با کانسارهای نوع کارلین مشابه است؛ اما از دیدگاه کانی‌شناسی کانسنگ، ساخت و بافت مواد معدنی و باطله (رگه-رگچه‌ای، برشی، گل‌کلی، کاکلی)، ساختارهای کنترل‌کننده کانه‌زایی، مقادیر سرب و روی و همبستگی عناصر کانه‌ساز به ویژه نقره، آرسنیک و آنتیموان، بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط دارد. این نتیجه‌گیری با نتایج اولیه بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال که نشان‌دهنده دمای متوسط تا بالا (۲۳۲ تا ۳۱۷ درجه سانتی‌گراد) و شوری متوسط (۵ تا ۱۱ درصد وزنی معادل نمک طعام) برای سیالات کانه‌ساز است، همخوانی دارد.

(۲) تشابه روند الگوی بهنجارشده عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار و سنگ آهک‌های سالم و دگرسان‌شده بیانگر نقش عمده سنگ‌های میزبان در تمرکز عناصر کانه‌ساز است. تشابه این الگو برای نمونه‌های کانه‌دار مختلف نشان‌دهنده تشکیل آنها از یک سامانه کانه‌زایی است.

(۳) بررسی نمودارهای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در رخداد معدنی توزلو نشان‌دهنده تمرکز عناصر کانه‌ساز (مانند مس، سرب، روی، نقره، آرسنیک، آنتیموان، باریم، استرانسیم و کادمیم) در

بخش‌های کانه‌دار است. از طرف دیگر، تهی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی در بخش‌های کانه‌دار بیانگر تحرک این عناصر توسط سیالات کانه‌زا طی واکنش‌های سیال-سنگ است.

(۴) ارتباط فضایی نزدیک توده‌های نیمه آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی (سن بعد از میوسن) با کانسارهای گوموش‌تپه و گویجه‌یلاق (در مجاورت با منطقه مورد بررسی) بیانگر نقش این توده‌ها در تأمین حرارت برای چرخش سیالات و احتمالاً منشأ عناصر کانه‌ساز و سیالات گرمایی برای کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال فلزهای پایه (نقره) در این مناطق است. لذا بررسی مناطقی که مورد هجوم توده‌های نیمه آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی قرار گرفته است (جدای از نوع سنگ میزبان) می‌تواند از نظر اکتشاف این نوع از کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال حائز اهمیت باشد.

## تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

## قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش و از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر این مقاله منجر شده است، تشکر می‌نمایند.

## References

- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. and Chomiak, B., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. In: T. Albinson and C.E. Nelson (Editors), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 1–32. <https://doi.org/10.5382/SP.08.01>
- Andreeva, E., Matsueda, H., Okrugin, V.M., Takahashi, R. and One, S., 2013. Au-Ag-Te mineralization of the low-sulfidation epithermal Aginskoe deposit, Central Kamchatka, Russia. *Resource Geology*, 63(4): 337–349. <https://doi.org/10.1111/rge.12013>
- Bagherpour, H., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., Nabatian, Gh. and Mehdikhani, B., 2020. Intermediate-sulfidation style of epithermal base metal (Ag) mineralization at the Qoyjeh Yeylaq deposit, SW Zanjan, Iran. *Journal of Economic Geology*, 11(4): 545–564 (in Persian with extended English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v11i4.71615>
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. and Dmitriev, L. 1990. MORB alteration: Rare earth element/non-rare hydromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology*, 82: 1–14. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90070-N](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90070-N)
- Cooke, D.R. and Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton. pp. 221–244. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.06>
- Daneshvar, H., 2023. Geology, geochemistry, and genesis of the Tozlou Zn-Pb occurrence, south of Zanjan. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 70 pp. (in Persian with English abstract)
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors.), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 285–313. <https://doi.org/10.5382/SP.10.15>
- Gemmell, J. B., 2004. Low- and intermediate-sulfidation epithermal deposits. In: D.R. Cooke, C.L. Deyel and J. Pongratz (Editors), *24 Ct Gold Workshop*. University of Tasmania, Hobart, Australia, pp. 57–63. Retrieved August 16, 2023, from [https://catalogobiblioteca.ingemmet.gob.pe/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=40250&shelfbrowse\\_itemnumber=40250](https://catalogobiblioteca.ingemmet.gob.pe/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=40250&shelfbrowse_itemnumber=40250)
- Haghighi Bardineh, S.N., Zarei Sahamieh, R., Zamanian, H. and Ahmadi Khalaji, A., 2017. Geochemical, Sr-Nd isotopic investigations and U-Pb zircon chronology of the Takht granodiorite, west Iran: Evidence for post-collisional magmatism in the northern part of the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage. *Journal of African Earth Sciences*, 139: 354–366. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.030>
- Hassani Soughi, F., Calagari, A.A. and Sohrabi, G., 2021. Consideration of mineralization and characterization of fluid inclusions in the Gharehkand sediment-hosted gold-bearing vein-veinlets, southeast of Maragheh, East Azarbaijan. *Journal of Economic Geology*, 13(2): 387–409. (in Persian with extended English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i2.87317>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Hofstra, A.H. and Cline, J.S., 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton. pp. 163–220. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.05>
- Humphris, S.E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: P. Henderson (Editor), *Developments in Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 317–342. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50014-9>
- John, D.A., 2001. Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western USA: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism. *Economic Geology* 96(8): 1827–1853. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1827>
- Johnston, M.K., 2003. Geology of the Cove Mine, Lander County, Nevada, and a genetic model for the McCoy-Cove magmatic-hydrothermal system. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Nevada, Reno, Nevada, USA, 353 pp.

- Kuehn, C.A. and Rose, A.R., 1992. Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin gold deposit, Nevada. *Economic Geology*, 87(7): 1697–1721. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.7.1697>
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Majidifard, M.R. and Shafei, A., 2006. Geological map of Marzban, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Mansouri, S., Aliani, F., Maanijou, M., Sepahi Gerow, A.A. and Mostaghimi, M., 2015. Mineralogy and geochemistry of granitoids and associated iron skarn of Takht (north of Kaboodar Ahang). *Journal of Petrology*, 21: 157–176. (in Persian with English abstract) Retrieved April 24, 2023, from [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16197\\_5c6b8fe4ee86f4b580496929cfce37f9.pdf](https://ijp.ui.ac.ir/article_16197_5c6b8fe4ee86f4b580496929cfce37f9.pdf)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, Ch., Vaziri, M.R. and Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. *Carbonates and Evaporites*, 28(3): 321–345. <https://doi.org/10.1007/s13146-012-0120-7>
- Mohammadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015. The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb-Zn (Ag) mineralization in the Urumieh–Dokhtar volcanic belt of northwestern Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 192(3): 263–74. <https://doi.org/10.1127/njma/2015/0284>
- Murphy, J.B. and Hynes, A.J., 1986. Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb and Y in two meta-basaltic suites in the Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(8): 1138–1144. <https://doi.org/10.1139/e86-112>
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Berlin, 1250 pp. <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Rahimsouri, Y., Mehrabi, B. and Alipour, Sh., 2018. Mineralogy, geochemistry and fluid inclusion studies of Dagh-Daali Zn-Pb ( $\pm$ Au) deposit (northern Takab, northwest Iran). *Journal of Petrology*, 9(3): 217–244. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2019.114335.1110>
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, England, pp. 1–64. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Salehi, T., Ghaderi, M. and Rashidnejad-Omran, N., 2011. Mineralogy and geochemistry of rare earth elements in Qomish Tappeh Zn–Pb–Cu (Ag) deposit, southwest of Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 2(2): 235–254. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V2I2.7853>
- Salehi, T., Ghaderi, M. and Rashidnejad-Omran, N., 2015. Epithermal base metal-silver mineralization at Qomish Tappeh deposit, southwest of Zanjan. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 25(97): 329–346. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/GSJ.2015.41519>
- Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J. and Reed, M.H., 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, England, pp. 33–424. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>
- Shirkhani, M., 2007. Mineralogy, geochemistry and genesis of Ay Qalasi Pb-Zn deposit, SE Takab. Unpublished M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 143 pp. (in Persian with English abstract)
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcano-tectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*. *Economic Geology Special Publication 10*, Littleton, pp. 315–343. Retrieved April 24, 2023, from <https://www.researchgate.net/publication/285488888>
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors),

- One Hundredth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 485–522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Theodore, T.G., Kotlyar, B.B., Berger, V.I., Moring, B.C. and Singer, D.A., 2000. Implications of stream-sediment geochemistry in the northern Carlin trend, Nevada. U.S. Geological Survey, Menlo Park, Report 94025, 45 pp.
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.Y. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107: 434–456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 36(1–3): 445–474. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90063-G](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90063-G)
- Whitford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. and Craven, S.J., 1988. Rare earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia. *Chemical Geology*, 68(1–2): 105–119. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90090-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90090-3)
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>



## Geochemistry and Mineralogy of Coal Spoils: A Case Study of Takht Coal Mine, Golestan Province

Arian Yadollahi Zadeh<sup>1</sup>, Giti Forghani Tehrani<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> Msc Student, Department of Environmental Geology and Hydrology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Environmental Geology and Hydrology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 11 June 2023  
Revised: 17 September 2023  
Accepted: 17 September 2023

#### Keywords

Toxic Elements  
Acid Drainage  
Spoil  
Takht Coal Mine  
Eastern Alborz

#### \*Corresponding author

Giti Forghani Tehrani  
✉ [forghani@shahroodut.ac.ir](mailto:forghani@shahroodut.ac.ir)

### ABSTRACT

This study investigates the geochemical and mineralogical characteristics of Takht Coal Spoils in Minoodasht, Iran. For this purpose, six representative spoil samples were collected. The geochemistry of the samples were studied using XRF and ICP-OES analyses, microscopic studies, XRD, and SEM-EDX spectra. To examine the potential of Acid Mine Drainage (AMD) by the spoil samples, different static tests including pH and EC measurement of saturated paste, Acid-Base Accounting tests (ABA), and Net Acid Generation (NAG) / Net Acid Potential (NAP) test were applied. Based on the geochemical data, the studied samples are not enriched with Fe, Mn, Ni, Zn, low enriched with Cu and Cd, moderately enriched with Mo, significantly enriched with Sb and Pb, and strongly enriched with As. Quartz, muscovite, clinocllore and kaolinite are the major mineral phases in the studied samples. Static tests indicate that most of the samples are characterized by saturated paste pH<5.5, pH NAG<4.5, negative net neutralization potential (NNP), and positive NAPP values. NNP and NAG values as well as the position of the samples on the geochemical diagrams show that the formation of acid drainage is likely through the oxidation of spoils discarded around the mine. Regarding the environmental hazards imposed by acid mine drainage, the proper management of the spoils in the studied area deems necessary.

### How to cite this article

Forghani Tehrani, G. and Yadollahi Zadeh, A., 2023. Geochemistry and Mineralogy of Coal Spoils: A Case Study of Takht Coal Mine, Golestan Province. *Journal of Economic Geology*, 15(4): 31–53. (in Persian with English abstract)

<https://doi.org/10.22067/econg.2023.82856.1080>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Coal is one of the most important fossil fuels that has been used by humans since ancient times due to its unique properties. However, coal extraction typically results in environmental problems such as land destruction, mine collapse, mine explosions, land subsidence, surface and groundwater pollution, soil and air pollution, and the production of Acid Mine Drainage (AMD). AMD is produced through the oxidation of metal sulfides (especially pyrite) present in waste rock dumps, processing wastes, underground mine tunnels, and open-pit mines. Oxygen, moisture, and ferric iron resulting from the oxidation of iron-bearing sulfides (especially pyrite) are the most important factors in sulfide oxidation (Munksgaard et al., 2012). AMD is one of the most important environmental problems in mining industry and one of the main causes of water pollution (Mohanty et al., 2018; Rezaie and Anderson, 2020), which reduces the pH and enhances the electrical conductivity (EC) of water and increases the concentration of potentially toxic elements (especially copper, zinc, arsenic, manganese, cobalt, nickel, lead, cadmium, barium, and mercury) in the surrounding areas (Pan et al., 2021; Kavehei et al., 2021). Moreover, the detrimental effects of AMD persist for decades and even centuries after mine closure. Coal spoils are among the most important sources of AMD production, because they usually contain high amounts of sulfidic minerals (e.g., pyrite, chalcopyrite, and arsenopyrite). Considering the negative impacts of AMD on the whole ecosystem, especially in coal mines where very large amounts of spoils are produced during extraction of coal, the prediction of AMD formation is of great importance that is useful in proper managing of spoil's disposal and taking actions for preventing the formation of AMD (Kavehei et al., 2021). The aim of this study is investigating the geochemistry, mineralogy, and potential of AMD production by the coal spoils of Takht Coal Mine, located in Minoodasht County, Golestan Province, Iran. Coal extraction produces a large amount of waste materials, which are disposed around the mine tunnels. Since coal spoils is one of the most important sources for AMD production, examining their potential for acid generation is of great importance. Moreover, the geochemistry and

mineralogy of the studied spoils were investigated by XRF and ICP analyses, microscopic studies, XRD, and SEM-EDX spectra of the representative samples.

### Materials and methods

Five representative samples were taken from the waste rock (spoil) dumps disposed near the extraction tunnels, and one representative sample was taken from the spoils discarded around Takht Coal Mine. To obtain a representative sample at each station, at least 30 sub-samples were collected and mixed together. The weight of each sub-sample was approximately 3 kg. To identify the minerals present in the samples, polished sections were prepared and studied, and X-ray diffraction (XRD) and SEM-EDX analyses were implemented. The geochemical compositions of the studied samples were studied by X-ray fluorescence (XRF) (for major oxides and sulfur) and ICP-OES (for major and trace elements) analyses. To predict the potential of AMD production by the studied samples, the most common statistic tests were conducted using standard methods: 1) measuring pH and electrical conductivity (EC) of saturation pastes of the samples; 2) the modified Acid-Base Accounting (ABA) tests; and 3) Net Acid Generation (NAG) and Net Acid Potential (NAP) tests.

### Results and Discussion

The results showed that the spoils of Takht Coal Mine is not enriched with Fe, Mn, Ni, and Zr, significantly enriched with Sb, Pb, Mo, and extremely enriched with As. The high enrichment of toxic elements (i.e., As, Sb, and Pb) in the studied samples is likely due to the presence of pyrite and chalcopyrite in the samples, as confirmed by the mineralogical studies in which pyrite presents as framboidal aggregates and semi-idiomorphic particles. Moreover, the high concentration of potentially toxic elements in the studied samples must be considered a potential risk which may result in serious environmental impacts on the surrounding areas. The statistic tests showed that the pH values of samples 1, 2, 3, and 4 in the net Acid Generation (NAG) test are <4.5. On the other hand, these samples have a positive Net Acid Production Potential (NAPP) and a negative Net Neutralization Potential (NNP). On the other hand, in samples 5 and 6, NAG pH is greater than 4.5, and the pH value of the saturation paste is approximately neutral. The

two samples have the lowest sulfur among all samples. Moreover, XRD spectra showed that muscovite and quartz are present in these samples, which can prevent acid production or neutralize the produced acid. The results of the static tests showed that samples 5 and 6 have a negative NNP and a positive NAPP. Therefore, the possibility of acid production in the waste materials is uncertain.

### **Conclusion**

Considering the high concentrations of potentially toxic elements in the spoil samples of Takht Coal Mine, in the event of acid mine drainage formation, the surface and groundwater resources and soil of the studied area will be seriously affected. To reduce the

environmental impacts of Takht Coal Mine's spoils, taking proper measures is very relevant. Some possible measures include adding lime to the waste materials to neutralize the spoils, adding soil to the waste material, providing drainage channels under the waste dump bed to transfer produced acid into ponds containing lime materials, depositing waste material away from surface water paths, and separating pyrite from the waste material can be taken into account.

### **Acknowledgments**

The authors gratefully acknowledge the financial support of the Research Office of the Shahrood University of Technology.





## زمین‌شیمی و کانی‌شناسی باطله‌های استخراج زغال‌سنگ: بررسی موردی معدن تخت، استان گلستان

آرین یدالهی‌زاده<sup>۱</sup>، گیتی فرقانی تهرانی<sup>۲\*</sup> 

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی زیست‌محیطی و آب‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی زیست‌محیطی و آب‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
<p>در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی باطله‌های معدن زغال‌سنگ تخت واقع در شهرستان مینودشت استان گلستان مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور، ۶ نمونه معرف برداشت شد و بررسی‌های زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی شامل آنالیزهای ICP، XRF، بررسی مقاطع میکروسکوپی و طیف‌های XRD و SEM-EDX انجام شد. برای ارزیابی پتانسیل تولید زهاب اسیدی معدن توسط باطله‌های معدنی، آزمایش‌های استاتیک (شامل اندازه‌گیری pH و EC گل اشباع، آزمون‌های محاسبه اسید-باز (ABA) و آزمایش‌های تشکیل اسید خالص (NAG) و پتانسیل اسید خالص (NAP)) انجام شد. بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی، باطله‌های معدن تخت نسبت به Fe، Mn، Ni و Zn بدون غنی‌شدگی، نسبت به Cu و Cd دارای غنی‌شدگی اندک، نسبت به Mo دارای غنی‌شدگی متوسط، نسبت به Pb و Sb دارای غنی‌شدگی نسبتاً شدید و نسبت به As دارای غنی‌شدگی شدید هستند. کانی‌های موجود در باطله‌ها شامل کوارتز، مسکویت، کلینوکلر و کائولینیت است. نتایج آزمایش‌های استاتیک نشان داد که pH گل اشباع همه نمونه‌ها کمتر از ۵/۵، pH NAG بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۴/۵، مقدار NAG همه نمونه‌ها مثبت و مقدار پتانسیل خنثی‌سازی اسید (NNP) آنها منفی است. مقادیر پتانسیل اسید خالص (NAP) و تشکیل اسید خالص (NAP) و همچنین موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودارهای زمین‌شیمیایی بیانگر احتمال تشکیل زهاب در اثر اکسایش باطله‌های دورریزی شده در پیرامون معدن است. با توجه به خطرهای زیست‌محیطی ناشی از تشکیل زهاب اسیدی معدن در محدوده مورد بررسی، مدیریت زیست‌محیطی باطله‌ها ضروری است.</p>	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۲۱ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۶/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۲۶</p>
	<p><b>واژه‌های کلیدی</b></p> <p>عناصر سمی زهاب اسیدی باطله معدن تخت البرز شرقی</p>
	<p><b>نویسنده مسئول</b></p> <p>گیتی فرقانی تهرانی forghani@shahroodut.ac.ir </p>

### استناد به این مقاله

یدالهی‌زاده، آرین و فرقانی تهرانی، گیتی، ۱۴۰۲. زمین‌شیمی و کانی‌شناسی باطله‌های استخراج زغال‌سنگ: بررسی موردی معدن تخت، استان گلستان. زمین‌شناسی

اقتصادی، ۱۵(۴): ۳۱-۵۳. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.82856.1080>

## مقدمه

زغال‌سنگ یکی از مهم‌ترین سوخت‌های فسیلی است که به دلیل دارا بودن ویژگی‌های منحصربه‌فرد از دیرباز مورد استفاده بشر قرار گرفته است. با این وجود، بهره‌برداری از معادن زغال‌سنگ با مشکلات زیست‌محیطی بسیار متعددی مانند تخریب زمین، ریزش معدن، انفجار معدن، فرونشست زمین، آلودگی منابع آب سطحی و زیرزمینی، آلودگی خاک و هوا، و تولید زهاب اسیدی معدن همراه است. زهاب اسیدی معدن در اثر اکسایش سولفیدهای فلزی (به ویژه پیریت) موجود در توده‌های سنگ باطله، باطله‌های فراوری، تونل‌های معادن زیرزمینی و گودال‌های معادن رویاز (که علاوه بر آب‌های زیرزمینی، آب‌های ناشی از بارندگی و سیلاب‌ها نیز می‌توانند در آن نفوذ کنند) تولید می‌شود. اکسیژن هوا، رطوبت، و آهن فریک ناشی از اکسایش سولفیدهای آهن‌دار (به ویژه پیریت) مهم‌ترین عوامل اکسایش سولفیدها هستند (Munksgaard et al., 2012; Abfertawan et al., 2020). زهاب اسیدی معدن، به عنوان یکی از بزرگ‌ترین مشکلات زیست‌محیطی صنعت معدن‌کاری، و یکی از دلایل اصلی آلودگی محیط‌زیست به ویژه آلودگی آب‌های سطحی و زیرزمینی در سراسر دنیا شناخته شده است (Mohanty et al., 2018; Rezaie and Anderson, 2020)؛ زیرا علاوه بر کاهش pH و افزایش هدایت الکتریکی آب، باعث انتشار عناصر اصلی و جزئی سمی (به ویژه مس، روی، آرسنیک، منگنز، کبالت، نیکل، سرب، کادمیم، باریوم و جیوه) به محیط‌زیست می‌شود و به این طریق کیفیت محیط، حتی در فاصله‌های چند کیلومتری معدن را به شکل جدی تحت تأثیر قرار می‌دهد (Pan et al., 2021; Kavehei et al., 2021). همچنین اثرات مخرب زهاب اسیدی می‌تواند برای دهه‌ها و قرن‌ها پس از بسته شدن معدن باقی بماند. احتمال تشکیل زهاب اسیدی در معادن سولفید فلزی، فسفات‌های آذرین و زغال‌سنگ بیشتر از سایر معادن است (Tang et al., 2021). با توجه به مشکلات زیست‌محیطی ناشی از تشکیل زهاب اسیدی معدن، پیش‌بینی تولید زهاب به ویژه در معادن زغال‌سنگ که در

آنها حجم بسیار زیاد باطله معدنی در طی استخراج و فراوری ماده معدنی تولید می‌شود، بسیار ضروری است (Acharya and Kharel, 2020; Zwahlen et al., 2023). این پیش‌بینی به مدیریت صحیح باطله‌ها و انجام اقداماتی که مانع از تشکیل زهاب اسیدی می‌شوند و یا تشکیل زهاب را به تأخیر می‌اندازند، کمک می‌کند. جلوگیری از تشکیل زهاب اسیدی تقریباً غیرممکن بوده، و خنثی کردن زهاب اسیدی نیز فرایندی بسیار پرهزینه است (Elghali et al., 2023). بنابراین پیش‌بینی تولید زهاب اسیدی به عنوان اولین و مهم‌ترین گام در مدیریت تشکیل زهاب اسیدی، از اهمیت زیادی برخوردار است (Kavehei et al., 2021; Çelebi and Ribeiro, 2023; Moyo et al., 2023).

روش‌های مختلفی برای ارزیابی و پیش‌بینی پتانسیل تولید زهاب اسیدی معدن وجود دارد که آزمون‌های استاتیک و سینتیک از رایج‌ترین و معتبرترین این روش‌ها به شمار می‌روند. در آزمون‌های استاتیک، پتانسیل تولید زهاب اسیدی با استفاده از محاسبه نرمالیه و حجم اسید و باز مورد نیاز (به ترتیب برای انحلال کانی‌های کربناتی و خنثی کردن اسید) از طریق تیتراسیون، مشخص می‌شود. آزمون‌های سینتیک تکمیل‌کننده آزمایش‌های استاتیک هستند و در ارزیابی و پیش‌بینی تولید زهاب اسیدی نقشی مهم ایفا می‌کنند. در روش‌های سینتیک از آزمایش‌های مختلفی مانند سلول مرطوب، آزمایش ستونی و آزمایش صحرایی استفاده می‌شود (Lottemoser, 2010; Albert et al., 2022).

هدف از انجام این پژوهش، بررسی پتانسیل تولید زهاب اسیدی توسط باطله‌های حاصل از استخراج معدن زغال‌سنگ تخت، واقع در شهرستان مینودشت استان گلستان توسط روش‌های استاتیک است. همچنین پتانسیل باطله‌های زغال‌سنگ معدن تخت از نظر حضور عناصر اصلی و جزئی، مورد بررسی قرار گرفته است و ترکیب کانی‌شناسی باطله‌های معدنی با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی، آنالیز پراش پرتو ایکس، آنالیز میکروسکوپ الکترونی روبشی و طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس بررسی شده است.

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه تخت جزئی از مناطق زغال‌خیز البرز است و در دامنه شمالی رشته‌کوه‌های البرز شرقی واقع شده است. شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی را نشان می‌دهد.

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه متعلق به کامبرین است که شامل ماسه‌سنگ و کوارتز-آرنایت متوسط تا ضخیم لایه با چین‌بندی به رنگ قرمز تیره (سازند لالون) است. واحدهای جوان‌تر (سازند میلا متشکل از دولومیت متبلور ضخیم لایه، شیل و اسلیت) به صورت ناهمساز روی سازند لالون قرار گرفته‌اند و در جنوب مینودشت و آزادشهر این نهشته‌ها رخنمون دارند. سنگ‌های آذرین با ترکیب آندزیت و بازالت-آندزیت به رنگ قرمز تیره و به سن سیلورین در جنوب مینودشت با همبری بالایی و زیرین ناهمساز رخنمون دارند (نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

### روش مطالعه

#### نمونه‌برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها

در مجموع ۶ نمونه معرف از باطله‌های انبار شده در مجاورت تونل‌های استخراجی و سد باطله معدن زغال‌سنگ تخت برداشت شد. برای به دست آوردن نمونه معرف در هر ایستگاه، حداقل ۳۰ جزء نمونه برداشت و با یکدیگر مخلوط شد (Lottermoser, 2010). وزن هر جزء نمونه حدود ۳ کیلوگرم در نظر گرفته شد. برای آماده‌سازی نمونه‌ها، ابتدا هر نمونه تا ابعاد ۱ سانتی‌متر خرد شد و سپس به مدت ۲ ساعت در آون در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد خشک شد (Lawrence and Wang, 1996). پس از آن نمونه‌ها برای انجام آزمایش‌های استاتیک و آنالیزهای XRD، XRF و SEM توسط الک‌های مناسب، غربال شدند.

### بررسی‌های کانی‌شناسی

برای تشخیص کانی‌های موجود در نمونه‌ها، از بررسی مقاطع صیقلی، آنالیز پراش پرتو ایکس توسط دستگاه XRD فیلپس

تاکنون بررسی جامعی بر روی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی و پتانسیل تولید اسید در این منطقه انجام نشده است. با توجه به این که استخراج زغال‌سنگ باعث تولید انبوهی از مواد باطله می‌شود که معمولاً در اطراف تونل‌های معدن دپو می‌شوند و با در نظر گرفتن این موضوع که باطله‌های زغال‌سنگ از مهم‌ترین عوامل تولید زهاب اسیدی هستند، بررسی پتانسیل تولید زهاب اسیدی در این محدوده اهمیت زیادی دارد.

### موقعیت جغرافیایی و آب‌وهوایی منطقه

منطقه تخت در فاصله ۱۲ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان مینودشت، در طول جغرافیایی بین ۵۵ درجه و ۲۲ دقیقه تا ۵۵ درجه و ۲۸ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۲ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۱۲ دقیقه شمالی واقع شده است. میانگین ارتفاع منطقه از سطح دریا ۸۷۰ متر بوده و بالاترین نقطه ارتفاعی مربوط به بلندی‌های کوه الرگاه (۱۵۸۹ متر) و پست‌ترین نقطه مربوط به مینودشت (۱۵۰ متر) است. منطقه تخت دارای تابستان‌های گرم و مرطوب و زمستان‌های پربارش است و بیشتر نزولات به صورت برف در ارتفاعات رخ می‌دهد. بر اساس داده‌های آماری هواشناسی، مقدار متوسط بارندگی سالانه در منطقه حدود ۷۸۷/۳ میلی‌متر و متوسط درجه حرارت سالانه ۱۹/۳ درجه سانتی‌گراد است (اداره کل هواشناسی استان گلستان، ۱۳۹۹). بر اساس داده‌های دما و بارش، مقدار ضریب خشکی منطقه (معادله ۱) برابر با ۲۶/۹ است:

معادله ۱:

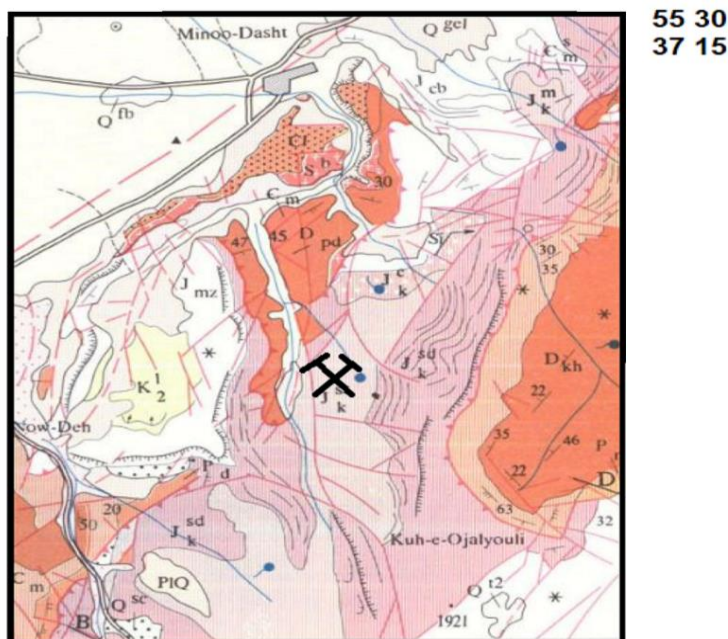
$$I = \frac{P}{T+10}$$

در این رابطه I برابر با ضریب خشکی، P برابر با مقدار بارش (برحسب میلی‌متر) و T درجه حرارت (برحسب درجه سانتی‌گراد) است.

با توجه به مقدار I برای منطقه (۲۶/۹) و بر اساس رده‌بندی دمارتن، منطقه مورد بررسی دارای اقلیم نیمه مرطوب (ضریب خشکی بین ۲۴ تا ۲۷/۹) است.

توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی روبشی اثر میدانی مدل  
Sigma 300- HV دانشگاه صنعتی شاهرود استفاده شد.

مدل D8- Advance Bruker Cu K $\alpha$  ( $\lambda=0.15406$  nm)  
دانشگاه دامغان و بررسی های میکروسکوپ الکترونی روبشی



55 15  
37 00

Q <sup>fb</sup>	flood basin and depression fill deposits
Q <sup>gcl</sup>	glacial colian deposits (low land loess)
PIQ	unconsolidated sandstone and conglomerate
K <sup>I</sup> <sub>2</sub>	limestone, marly limestone and shale
J <sup>mz</sup>	cherty limestone (Mozduran Formation)
J <sup>cb</sup>	cherty limestone (Chamanbid Formation)
J <sup>sd</sup> <sub>k</sub>	sandstone and coal seams (Kashafrud Formation)
J <sup>m</sup> <sub>k</sub>	coaly marl with interbedded sandstone
J <sup>ss</sup> <sub>k</sub>	shale and sandstone
J <sup>c</sup> <sub>k</sub>	quartzose conglomerate
C <sup>m</sup>	limestone with shale (Mobarak Formation)
D <sup>kh</sup>	limestone with shale (Khoshyeilagh Formation)
D <sup>pd</sup>	quartzose sandstone (PADEHA Formation)
S <sup>b</sup>	basaltic andesite-andesite
C <sup>s</sup> <sub>m</sub>	micaceous shale and slate (Mila Formation)

شکل ۱. نقشه زمین شناسی معدن تخت (بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گنبد کاووس)

Fig. 1. The geological map of the Takht Mine (from 1:250000 geological map of Gonbad-e- Kavus)

## تجزیه شیمیایی نمونه ها

برای تشخیص درصد گوگرد و اکسیدهای اصلی از دستگاه فلورسانس پرتو ایکس مدل Shimadzu-1800 دانشگاه صنعتی شاهرود و برای اندازه گیری غلظت عناصر اصلی و جزئی در نمونه ها از دستگاه ICP-OES مدل Scheme ME-02 شرکت زرآزما استفاده شد.

حد آشکارسازی دستگاه ICP-OES برای عناصر Pb, V, Zn, Co, Cr, Cu, La, Li, Mg, Na, Al, Ca, Fe, K, As, Mo, Sb, Sc, Th, Y, Ag و Cd برابر با ۰/۱ mg/kg، برای عناصر Be و Yb برابر با ۰/۲ mg/kg، برای عناصر Ba و Mn, Zr برابر با ۵ mg/kg، برای عنصر S برابر با ۵۰ mg/kg و برای عنصر Ti برابر با ۱۰ mg/kg است.

## محاسبه ضریب غنی شدگی

ضریب غنی شدگی یکی از مهم ترین روش های تشخیص شدت آلودگی نمونه های جامد زیست محیطی به عناصر بالقوه سمی است که به صورت زیر محاسبه می شود:

معادله ۲:

$$EF = (M_1/C_1) / (M_2/C_2)$$

در این رابطه  $M_1$  و  $C_1$  به ترتیب نشان دهنده غلظت عنصر مورد بررسی و غلظت عنصر مرجع (Al) در نمونه مورد بررسی و  $M_2$  و  $C_2$  به ترتیب نشان دهنده غلظت عنصر مورد بررسی و غلظت عنصر مرجع (Al) در نمونه مرجع (ترکیب میانگین پوسته زمین) هستند. با استفاده از مقادیر ضریب غنی شدگی می توان شدت غنی شدگی نمونه باطله را رده بندی کرد: کمتر از ۱ (بدون غنی شدگی)، بین ۱ تا ۳ (غنی شدگی اندک)، بین ۳ تا ۵ (غنی شدگی متوسط)، بین ۵ تا ۱۰ (غنی شدگی شدید)، بین ۱۰ تا ۲۵ (غنی شدگی خیلی شدید) و بیشتر از ۵۰ (غنی شدگی بسیار شدید) (Chen et al., 2007).

## بررسی پتانسیل تولید زهاب اسیدی توسط روش های

## استاتیک

در آزمایش های استاتیک، از توازن بین فرایندهای تولید اسید (اکسایش کانی های سولفیدی) و فرایندهای خنثی سازی اسید (انحلال کربنات ها و هوازگی سیلیکات ها) برای پیش بینی اولیه تولید اسید توسط باطله های معدنی استفاده می شود (Nugraha et al., 2009; Banerjee, 2013). در این آزمون ها، احتمال تولید یا مصرف اسید بدون در نظر گرفتن مؤلفه زمان محاسبه می شود. روش های تجربی متعددی برای آزمایش های استاتیک پیشنهاد شده اند. در این پژوهش، از ۳ روش استاتیکی برای بررسی پتانسیل تولید اسید باطله های معدن زغال سنگ تخت استفاده شد که عبارتند از:

## الف) اندازه گیری pH و هدایت الکتریکی گل اشباع:

۱۰ گرم باطله پودر شده (عبور کرده از الک ۶۰ مش) با ۱۰ میلی لیتر آب مقطر مخلوط شده و گل اشباع تهیه شد. پس از گذشت ۱۲ ساعت مقدار pH و هدایت الکتریکی توسط الکتروود pH و EC اندازه گیری شد (Lawrence and Wang, 1996).

ب) آزمایش های استاتیکی محاسبه اسید- باز (تصحیح شده): آزمون های ABA شامل سه مرحله است و در آنها توازن بین فرایندهای تولید و خنثی شدن اسید (به ترتیب توسط اکسایش کانی های سولفیدی و انحلال کربنات ها و سیلیکات ها) برآورد می شود. در مرحله اول، بیشینه پتانسیل تولید اسید، با در نظر گرفتن مقدار گوگرد کل نمونه و تبدیل آن به کیلوگرم اسید سولفوریک در هر تن باطله محاسبه می شود و یا درصد وزنی گوگرد به مقدار کربنات کلسیم موجود در هر تن باطله که برای خنثی کردن اسید لازم است، تبدیل می شود تا مقدار پتانسیل تولید اسید، AP به دست آید:

$$MPA = \text{wt. \% S} \times 30.625 \quad \text{معادله ۳:}$$

$$AP = \text{wt. \% S} \times 31.25 \quad \text{معادله ۴:}$$

در مرحله دوم، مقدار اسیدی که نمونه می تواند خنثی کند، توسط تیتراسیون برگشتی محاسبه می شود. به این منظور، آزمایش ظرفیت

در این رابطه،  $V$  برابر با حجم اسید سولفوریک (برحسب میلی‌لیتر) و  $W$  برابر با وزن نمونه (برحسب گرم) است. اگر نسبت ANC/MPA کمتر از یک باشد، ظرفیت تولید اسید بیشتر از خنثی‌سازی اسید خواهد بود و باطله زهاب اسیدی تولید می‌کند و یا احتمال تولید زهاب اسیدی زیاد است؛ اما اگر نسبت ANC/MPA بیشتر از یک باشد، باطله هیچ‌گونه زهاب اسیدی را تولید نمی‌کند (Lawrence and Wang, 1996).

پیش از انجام آزمون NP، ابتدا آزمون فیز (جدول ۱) انجام شد تا حجم (V) و نرمالیه (N) اسید و باز مورد استفاده در آزمایش مشخص شود. فیز صدایی است که در اثر اضافه کردن اسید به نمونه شنیده می‌شود.

خنثی‌سازی اسید و آزمایش پتانسیل خنثی‌سازی انجام می‌شود. برای انجام آزمون ظرفیت خنثی‌سازی اسید، به ۱۰ گرم نمونه عبور کرده از الک ۴۰۰ مش، ۱۰۰ میلی‌لیتر آب مقطر اضافه شد و نمونه به مدت ۱۵ دقیقه روی شیکر قراردادده شد و سپس pH ثبت شد. سپس نمونه با اسیدسولفوریک ۱ نرمال تیترا شد تا به pH به ۳/۵ برسد. ظرفیت خنثی‌سازی از معادله ۵ به دست می‌آید و واحد آن کیلوگرم سولفوریک به ازای یک تن باطله است. در این تخمین مقدار اسیدی که توسط نمونه می‌تواند خنثی یا مصرف شود، به دست می‌آید (Lawrence and Wang, 1996):

معادله ۵:

$$ANC (Kg H_2SO_4 t^{-1}) = \frac{V(ml) \times 0.049 \times 1000}{W(g)}$$

**جدول ۱.** حجم و نرمالیه اسید کلریدریک مورد استفاده بر اساس آزمایش فیز (Banerjee, 2013) در نمونه‌های باطله معدن تخت

**Table 1.** The volume and normality of applied hydrochloric acid based on the Fizz test (Banerjee, 2013) in spoil samples of the Takht Mine

Volume (ml)	Normality	Fizz test result
20	0.2	No
40	0.2	Slight
40	0.5	Moderate
80	0.5	Strong

رسید، آن را تکان داده تا واکنش کامل شود (هیچ جبابی از آن خارج نشود). سپس ۱۲۵ میلی‌لیتر آب مقطر به نمونه اضافه شد و به مدت یک دقیقه محلول جوشانده شد. پس از آن اجازه داده شد تا نمونه به اندازه دمای اتاق سرد شود. در این حالت درب نمونه‌ها باید بسته باشد. در مرحله بعد، نمونه با هیدروکسید سدیم مطابق با نرمالیه اسید مصرف‌شده تیترا شد تا pH به ۷ برسد و برای دست کم ۳۰ ثانیه ثابت بماند. اگر هیدروکسید سدیم استفاده شده برای رسیدن pH به ۷ کمتر از ۳ میلی‌لیتر باشد، اسید اضافه شده در مرحله قبلی کافی نبوده و آزمایش با استفاده از آزمایش فیز تکرار می‌شود. پتانسیل خنثی‌سازی (NP) از معادله زیر به دست می‌آید و

برای انجام این آزمایش، ۰/۵ گرم نمونه عبور کرده از الک ۱۸ مش در بشر ۱۰۰ میلی‌لیتری ریخته‌شد و چند قطره اسید کلریدریک ۲۵ درصد به آن اضافه شد. بر اساس صدایی که شنیده می‌شود، نتیجه آزمایش نیز به هیچ، ضعیف، متوسط و قوی (جدول ۱) تقسیم می‌شود (Hajizadeh Namaghi and Li, 2016) و بر این اساس حجم و نرمالیه اسید و نرمالیه باز مورد استفاده در آزمایش تعیین می‌شود. پس از انجام آزمایش فیز، ۲ گرم نمونه عبور کرده از الک ۶۰ مش در یک ارلن مایر ۲۵۰ میلی‌لیتری ریخته‌شد و در ابتدا ۲۰ میلی‌لیتر اسید کلریدریک ۰/۱ نرمال به آن اضافه‌شد. سپس ارلن را روی هیترا گذاشته وقتی به نقطه جوش

واحد آن کیلوگرم کربنات کلسیم به ازای یک تن باطله است:

معادله ۶:

$$NP \text{ (Kg CaCO}_3\text{t}^{-1}) = [(N \times V \text{ (ml) of HCl)} - (N \times V \text{ (ml) of NaOH})] \times 50 / W \text{ (g)}$$

در این رابطه، N برابر با نرمالیه اسید یا باز، V برابر با حجم نمونه (برحسب میلی‌لیتر) و W برابر با وزن نمونه (برحسب گرم) است. در این تخمین، مقدار کربنات کلسیمی که برای خنثی کردن اسید لازم است، به دست می‌آید.

در مرحله سوم، با استفاده از داده‌های مرحله‌های اول و دوم، پتانسیل تولید اسید خالص و یا پتانسیل خنثی‌سازی خالص محاسبه می‌شود:

معادله ۷:

$$NNP \text{ (Kg CaCO}_3\text{t}^{-1}) = NP \text{ (Kg CaCO}_3\text{t}^{-1}) - AP \text{ (Kg CaCO}_3\text{t}^{-1})$$

معادله ۸:

$$NAPP \text{ (Kg H}_2\text{SO}_4\text{t}^{-1}) = MPA \text{ (Kg H}_2\text{SO}_4\text{t}^{-1}) - ANC \text{ (Kg H}_2\text{SO}_4\text{t}^{-1})$$

با در نظر گرفتن یک ضریب اطمینان  $20 \pm$ ، NNP بیشتر از  $20+$  نشان‌دهنده عدم احتمال تولید اسید و NNP کمتر از  $20-$  نشان‌دهنده احتمال تولید اسید است. مقادیر بین  $20-$  و  $20+$  عدم قطعیت در تولید اسید را نشان می‌دهد. همچنین نسبت  $NP/AP >$  عدم احتمال تولید اسید، و  $NP/AP < 1$  احتمال تولید اسید را نشان می‌دهد. اگر NAPP مثبت به دست آید (به عبارت دیگر،  $ANC/MPA < 1$ )، نمونه دارای پتانسیل تولید اسید است؛ اما اگر NAPP منفی باشد (به عبارت دیگر  $ANC/MPA > 1$ )، نمونه فاقد پتانسیل تولید اسید است.

### ج) آزمایش تشکیل اسید خالص و آزمایش پتانسیل اسید خالص:

از این آزمون‌ها برای ارزیابی پتانسیل تولید اسید یک نمونه استفاده می‌شود. در این آزمایش‌ها، نمونه با پراکسید هیدروژن واکنش داده می‌شود. در زمان انجام آزمایش تشکیل اسید خالص، واکنش تولید اسید و خنثی‌سازی اسید می‌تواند به‌طور هم‌زمان رخ دهد. بنابراین، نتیجه نهایی نشان‌دهنده مقدار اسید خالص تولید شده

توسط نمونه است. برای انجام آزمون تشکیل اسید خالص،  $2/5$  گرم نمونه عبور کرده از الک  $200$  مش در بشر  $500$  میلی‌لیتری ریخته‌شد و  $250$  میلی‌لیتر پراکسید هیدروژن  $15$  درصد به نمونه اضافه و در بشر پوشانده شد. پس از  $24$  ساعت، نمونه‌ها به مدت  $2$  ساعت در داخل حمام آب در دمای  $70$  درجه قرار گرفتند. پس از سرد شدن نمونه‌ها در دمای اتاق،  $250$  میلی‌لیتر آب مقطر به نمونه‌ها اضافه شد و pH اندازه‌گیری شد. سپس نمونه‌ها فیلتر شدند و محلول به دست آمده با سدیم هیدروکسید تیترا شد تا pH آن به  $7$  برسد. اگر pH اولیه کمتر از  $2/5$  باشد، نمونه با سدیم هیدروکسید  $0/5$  مولار و اگر بیشتر باشد با سدیم هیدروکسید  $0/1$  مولار تیترا می‌شود. ماده جامد به دست آمده از فیلتراسیون پس از خشک شدن وزن می‌شود.  $pH \geq 4.5$  NAG و NAPP منفی نشان‌دهنده عدم تشکیل اسید توسط نمونه است. نمونه‌ای دارای پتانسیل تشکیل اسید است که پتانسیل تولید اسید آن بیشتر از خنثی‌سازی اسید باشد. در صورتی که NAPP مثبت و  $pH > 4.5$  NAG و یا وقتی که NAPP منفی و  $pH < 4.5$  NAG باشد، نمونه در رده نامشخص قرار می‌گیرد.

## نتایج و بحث

### غلظت عناصر اصلی و جزئی در نمونه‌های باطله

حضور عناصر اصلی و جزئی در باطله‌های زغال‌سنگ، یکی از عوامل مهمی است که به بروز اثرهای زیست‌محیطی منفی استخراج زغال‌سنگ منجر می‌شود و از این رو، بررسی غلظت و شدت غنی‌شدگی این عناصر در باطله‌ها اهمیت زیادی دارد. در جدول ۲، نتایج آنالیز XRF بر روی نمونه‌های برداشت‌شده از باطله‌های معدن زغال‌سنگ تخت ارائه شده است. با توجه به جدول ۲، اکسیدهای سیلیسیم ( $\text{SiO}_2$ ) و آلومینیم ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) به ترتیب با میانگین  $36/1$  و  $11/9$  درصد، دارای بیشترین غلظت در نمونه‌ها هستند. غلظت اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد بررسی به شکل زیر کاهش می‌یابد (مقادیر برحسب درصد):

ترکیب متوسط پوسته قاره ای (Mason and Moore, 1982) نشان می دهد. با توجه به نتایج به دست آمده، عناصر Sb, Pb, As, Cu, Mo, Zn نسبت به مقادیر متوسط پوسته ای (کلارک) غنی شدگی نشان می دهند. غنی شدگی زغال سنگ و باطله های ناشی از استخراج آن از عناصر جزئی سمی، احتمالاً به دلیل وجود کانی های سولفاتی، سولفیدی (به ویژه کالکوپیریت، پیریت، گالن، و اسفالریت)، کربناتی، و سیلیکاتی (مانند رس ها) است (Lottermoser, 2010).

$SiO_2 (36/1) > Al_2O_3 (11/9) > Fe_2O_3 (5/9) > K_2O (3/7) > MgO (1/5) > TiO_2 (1) > CaO (0/9) > S (0/4) > P_2O_5 (0/2) > Na_2O (0/1)$   
عناصر Si و Al در کانی هایی نظیر کوارتز، مسکویت و کانی های رسی حضور دارند. بر اساس نتایج به دست آمده، مقدار گوگرد نمونه ها بین 0/2 درصد (در نمونه 6) تا 0/8 درصد (در نمونه 1) متغیر است. جدول 3، غلظت عناصر جزئی را در نمونه های باطله معدن زغال سنگ تخت در مقایسه با مقادیر متوسط عناصر در

جدول 2. غلظت اکسیدهای اصلی و گوگرد (بر حسب درصد) در نمونه های باطله معدن تخت

Table 2. The concentration of major oxides and sulfur (%) in the spoil samples of the Thakt Mine

Sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	L.O.I
1	49.2	1.2	15.4	8.1	2.3	0.9	0.1	5.5	0.1	0.8	15.9
2	28.1	0.9	8.7	5.1	1.0	0.9	0.1	2.9	0.2	0.7	48.9
3	26.5	1.0	11.4	4.7	1.0	0.9	0.1	3.7	0.4	0.3	47.6
4	42.6	1.0	14.8	5.6	1.9	0.7	0.1	4.3	0.3	0.5	27.0
5	39.0	0.9	9.5	4.4	1.0	0.8	0.1	2.7	0.1	0.4	39.2
6	30.6	0.9	11.3	7.3	1.8	1.4	0.1	3.4	0.2	0.2	41.1
Min	26.5	0.9	8.7	4.4	1.0	0.7	0.1	2.7	0.1	0.2	15.9
Max	49.2	1.2	15.4	8.1	2.3	1.4	0.1	5.5	0.4	0.8	48.9
Average	36	1.0	11.9	5.9	1.5	0.9	0.1	3.7	0.2	0.4	36.6

جدول 3. غلظت عناصر اصلی و جزئی در نمونه های باطله معدن تخت در مقایسه با متوسط غلظت عناصر در پوسته زمین (مقادیر بر حسب mg/kg)

Table 3. The concentration of major and trace elements in the spoil samples of Takht Mine in comparison with the average concentration of elements in the Earth's crust (values in mg/kg)

Sample	Fe	Mn	Ni	Zn	Sb	Pb	Mo	Cu	Cd	As
1	28326	486	77	78	1.1	17	3.6	59	0.2	27.4
2	28616	290	80	122	1.1	33	4.0	102	0.2	18.8
3	28579	347	80	109	0.9	16	2.2	64	0.3	13.3
4	22954	402	50	53	1.0	424	6.7	235	0.2	21.3
5	38728	687	72	92	1.0	15	2.2	59	0.2	10.1
6	36552	624	70	105	1.0	21	0.6	63	0.2	12.8
Average	30361	472.6	71.5	93.1	1.0	87.6	3.2	97	0.2	17.2
Clark (Mason and Moore, 1982)	50000	950	75	70	0.2	15	1.5	55	0.2	1.5



زیرا این عناصر می‌توانند در ساختار کانی‌های سولفیدی بیان‌شده، به صورت جایگزینی یونی حضور داشته باشند ( Lottermoser, 2010). نتایج بررسی میکروسکوپی و آنالیز FESEM، درستی این موضوع را تأیید می‌کند. با توجه به غلظت زیاد عناصر جزئی در نمونه‌های باطله، در صورت تولید زهاب اسیدی توسط باطله‌های معدن تخت، این عناصر وارد منابع آب سطحی، زیرزمینی و خاک منطقه شده و باعث آلودگی محیط زیست می‌شوند.

در جدول ۴، مقادیر ضریب غنی‌شدگی عناصر بالقوه سمی در نمونه‌های باطله معدن تخت ارائه شده است. با توجه به نتایج به‌دست آمده، باطله‌های معدن تخت نسبت به عناصر Mn، Fe، Ni و Zn بدون غنی‌شدگی، نسبت به عناصر Cu و Cd دارای غنی‌شدگی اندک، نسبت به Mo دارای غنی‌شدگی متوسط، نسبت به Pb و Sb دارای غنی‌شدگی نسبتاً شدید و نسبت به عنصر As دارای غنی‌شدگی شدید هستند. دلیل غنی‌شدگی باطله‌ها نسبت به عناصر Pb، Sb، Mo، As حضور کانی‌های پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، مارکازیت، اسفالریت و گالن است؛

جدول ۴. ضریب غنی‌شدگی عناصر بالقوه سمی در نمونه‌های باطله معدن تخت

Table 4. Enrichment factor of potentially toxic elements in spoil samples of the Takht Mine

Sample	Zn	Sb	Pb	Ni	Mo	Mn	Fe	Cu	Cd	As
1	0.2	6.7	1.5	1.1	4.1	0.5	0.6	1.2	1.6	31.5
2	0.2	4.7	2.0	0.8	3.2	0.2	0.4	1.5	1.2	15.4
3	0.1	5.0	1.2	1.1	2.2	0.3	0.5	1.1	1.5	13.5
4	0.6	7.2	45.7	0.9	9.3	0.6	0.6	5.9	1.6	29.8
5	0.1	5.2	1.1	0.9	2.1	0.5	0.7	1.0	1.0	9.8
6	0.2	4.6	1.4	0.8	0.5	0.5	0.6	1.0	1.2	11.6
Average	0.2	5.6	8.8	0.9	3.6	0.4	0.6	2.0	1.3	18.6

### بررسی‌های بافتی و کانی‌شناسی

کانی‌های سولفیدی اصلی تشخیص داده شده توسط بررسی مقاطع صیقلی با میکروسکوپ نوری انعکاسی، شامل پیریت و کالکوپیریت است (شکل ۲-A تا D). در نمونه‌های مورد بررسی، پیریت به صورت فرامبوئیدی و همچنین ذرات نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل مشاهده می‌شود. اندازه ذرات پیریت و شکل‌های مختلف آن بر نرخ واکنش‌پذیری و اکسایش این کانی تأثیر بسیار مهمی دارد. هرچه ذرات پیریت کوچک‌تر باشند، مساحت سطحی بیشتری داشته و در نتیجه، واکنش‌پذیری و شدت اکسایش آنها افزایش می‌یابد. پیریت‌های فرامبوئیدی شامل بلورهای ریزدانه با اندازه کمتر از یک میکرومتر بوده که کنار یکدیگر تشکیل یک

همچنین نسبت NAG/NAPP کمتر از ۰/۵ نشان‌دهنده حضور گوگرد غیر سولفیدی (سولفات‌های اولیه، گوگرد آلی، گوگرد عنصری) در نمونه و کم‌بودن احتمال تولید زهاب اسیدی است. آزمایش پتانسیل اسید خالص شبیه به آزمایش تشکیل اسید خالص است؛ با این تفاوت که در این آزمایش از پراکسید هیدروژن غلیظ استفاده می‌شود و سپس محلول تیترو می‌شود:

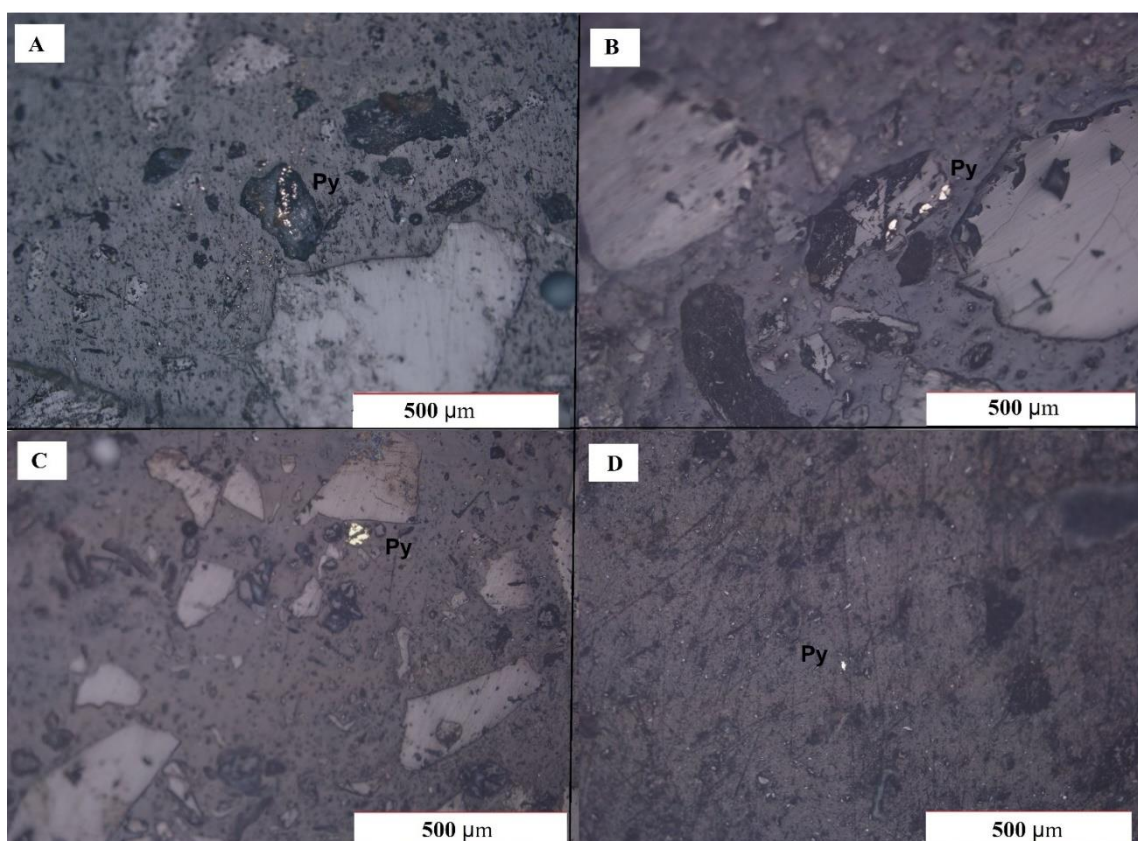
معادله ۹:

$$\text{NAP (KgCaCO}_3\text{t}^{-1}) = \frac{50ab}{c}$$

در این رابطه، a برابر با نرمالیت سدیم هیدروکسید، b برابر با حجم سدیم هیدروکسید بر حسب میلی‌لیتر و c برابر وزن نمونه بر حسب گرم است.

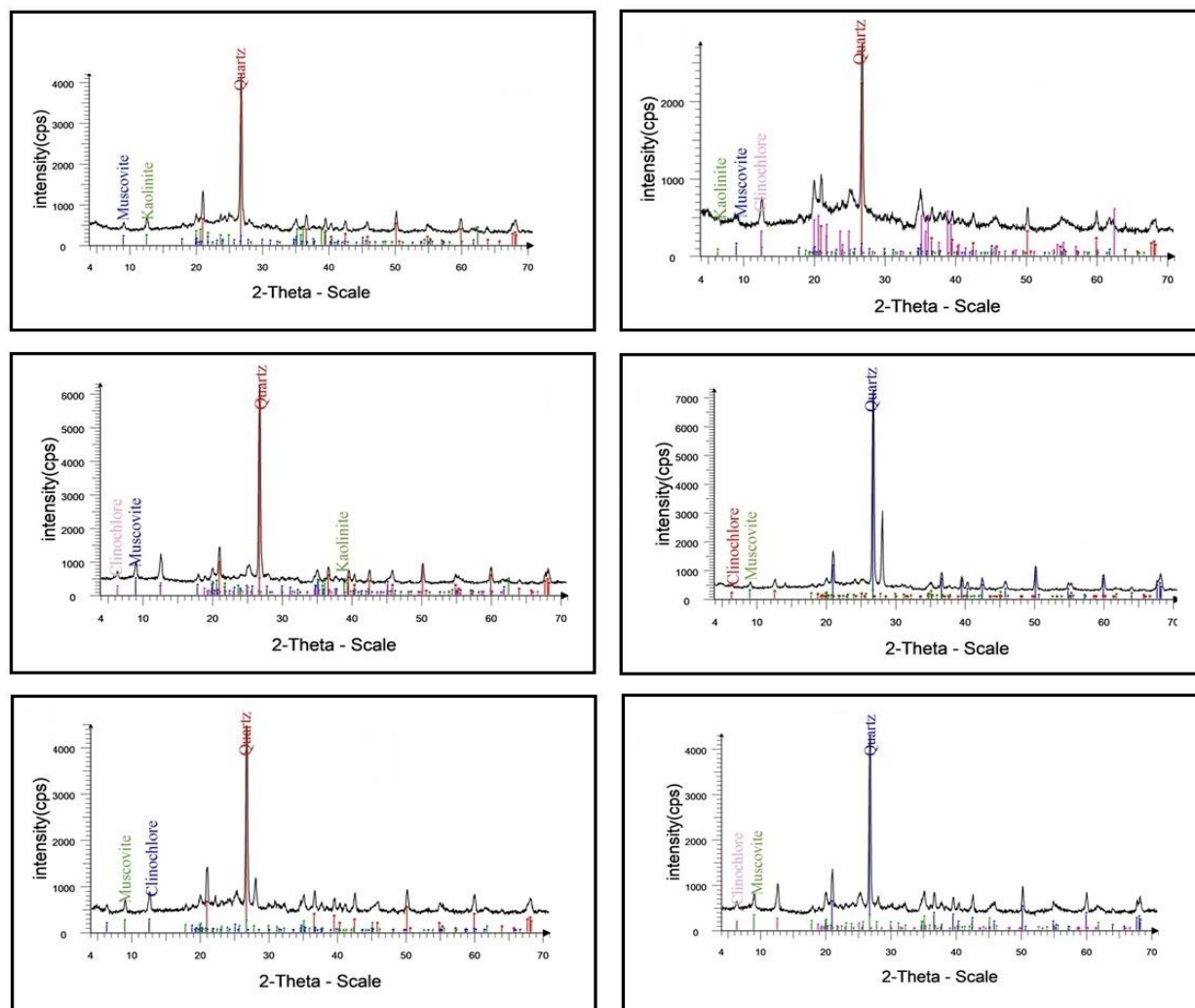
بر اساس نتایج XRD (شکل ۳)، کانی‌های موجود در ۶ نمونه باطله معدن تخت شامل کوارتز ( $\text{SiO}_2$ )، مسکویت ( $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$ )، کائولینیت ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) و کلینوکلر ( $(\text{Mg}_5\text{Al})(\text{Si}_2\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_{10}$ ) است. به طور کلی، کانی‌های سیلیکاتی (در درازمدت) می‌توانند در خنثی‌سازی اسیدهای تولید شده در اثر اکسایش پیریت نقش داشته باشند؛ زیرا هوازگی شیمیایی کانی‌های سیلیکاتی با مصرف یون‌های هیدروژن و یا تولید بی‌کربنات‌ها همراه است (Lottermoser, 2010). برای مثال، کائولینیت یک کانی رسی ثانویه است و احتمالاً از هوازگی پتاسیم فلدسپار ناشی می‌شود.

توده کروی شکل را می‌دهند که اندازه آن گاهی تا چند ده میکرون می‌رسد. پیریت‌های فرامبوئیدی به دلیل مورفولوژی خاص خود از دیگر شکل‌های پیریت (شکل دار، درشت‌دانه، بی‌شکل) واکنش‌پذیرترند؛ زیرا مساحت سطحی این ذرات زیاد است و همچنین وجود تخلخل بین آنها سرعت اکسایش را افزایش می‌دهد. از سوی دیگر، حضور عناصر جزئی مانند آرسنیک در کانی‌های سولفیدی به ویژه پیریت، نرخ تولید زهاب اسیدی را افزایش می‌دهد؛ زیرا وجود ناخالصی‌های عنصری در ساختار سولفیدها، باعث کاهش مقاومت این کانی‌ها در برابر اکسایش می‌شود (Lottermoser, 2010).



شکل ۲. تصویرهای مقاطع میکروسکوپی صیقلی پیریت‌های موجود در نمونه‌های باطله معدن تخت. A: پیریت نیمه‌شکل دار نمونه ۲، B: پیریت فرامبوئیدی نمونه ۱، C: پیریت نیمه‌شکل دار نمونه ۶ و D: پیریت نیمه‌شکل دار نمونه ۵

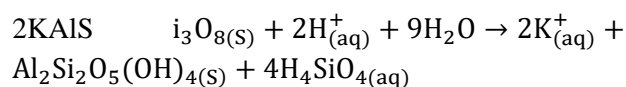
**Fig. 2.** The microphotographs of polished sections of pyrites in spoil samples of the Takht Mine. A: semi-idiomorphic pyrite in sample 2, B: framboidal pyrite in sample 1, C: semi-idiomorphic pyrite in sample 6, and D: semi-idiomorphic pyrite in sample 5.



شکل ۳. تصویرهای پراش پرتو ایکس در ۶ نمونه باطله معرف معدن تخت

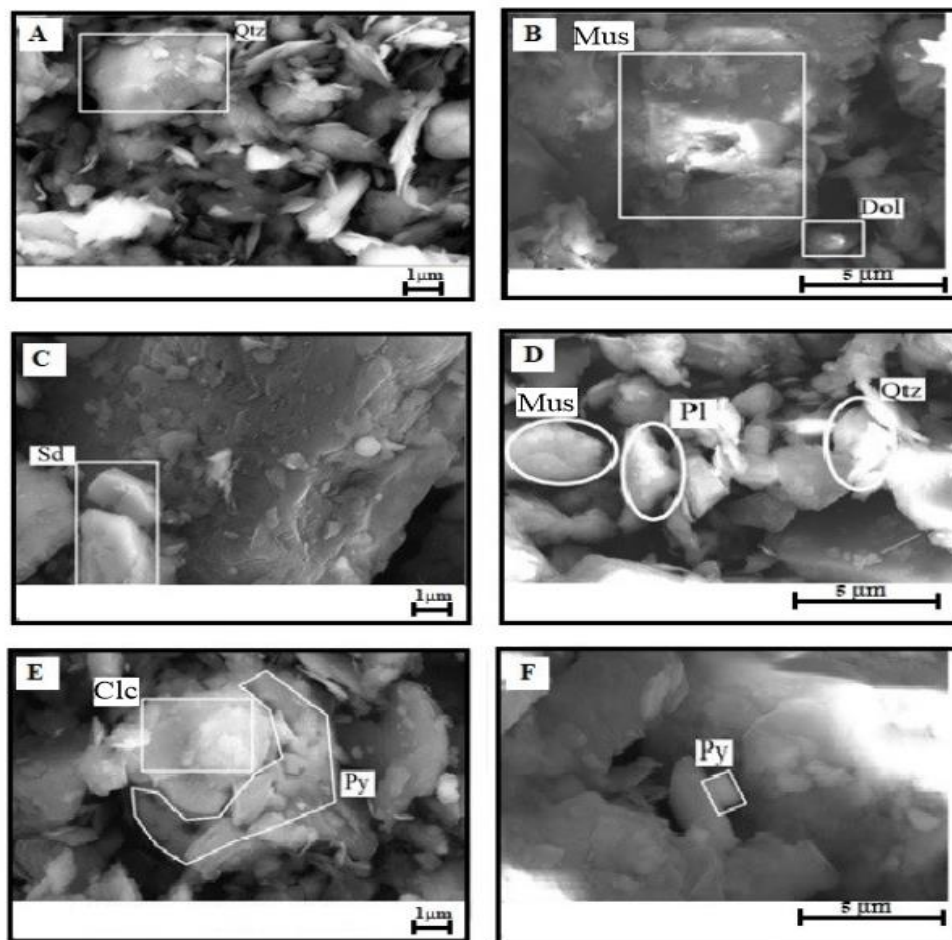
Fig. 3. The X-ray diffraction images of 6 representative spoil samples of the Takht Mine

معادله ۱۰:



(شکل ۴-ب)، کانی های کربناتی (دولومیت و سیدریت) (شکل ۴-ع)، پلاژیوکلاز (شکل ۴-د) و سولفیدها (پیریت) (شکل ۴-ا) و (F) است. کانی دولومیت یکی از کانی های کربناتی است که توانایی خنثی سازی اسید را در نمونه ها دارد Y زیرا واکنش این کانی با یون های هیدروژن باعث تولید یون های بی کربنات شده و از این طریق از تشکیل اسید جلوگیری می شود ( Lottermoser, 2010).

نتایج حاصل از آنالیز SEM و آنالیز EDX نمونه های باطله معدن زغال سنگ تخت بر روی ۶ نمونه معرف به ترتیب در شکل ۴ و شکل ۵ نشان داده شده است. بررسی تصویرهای SEM و نمودارهای EDX نشان می دهد که نمونه های مورد بررسی شامل کانی های کوارتز (شکل ۴-ا)، فیلسیلیکات ها (مسکویت)



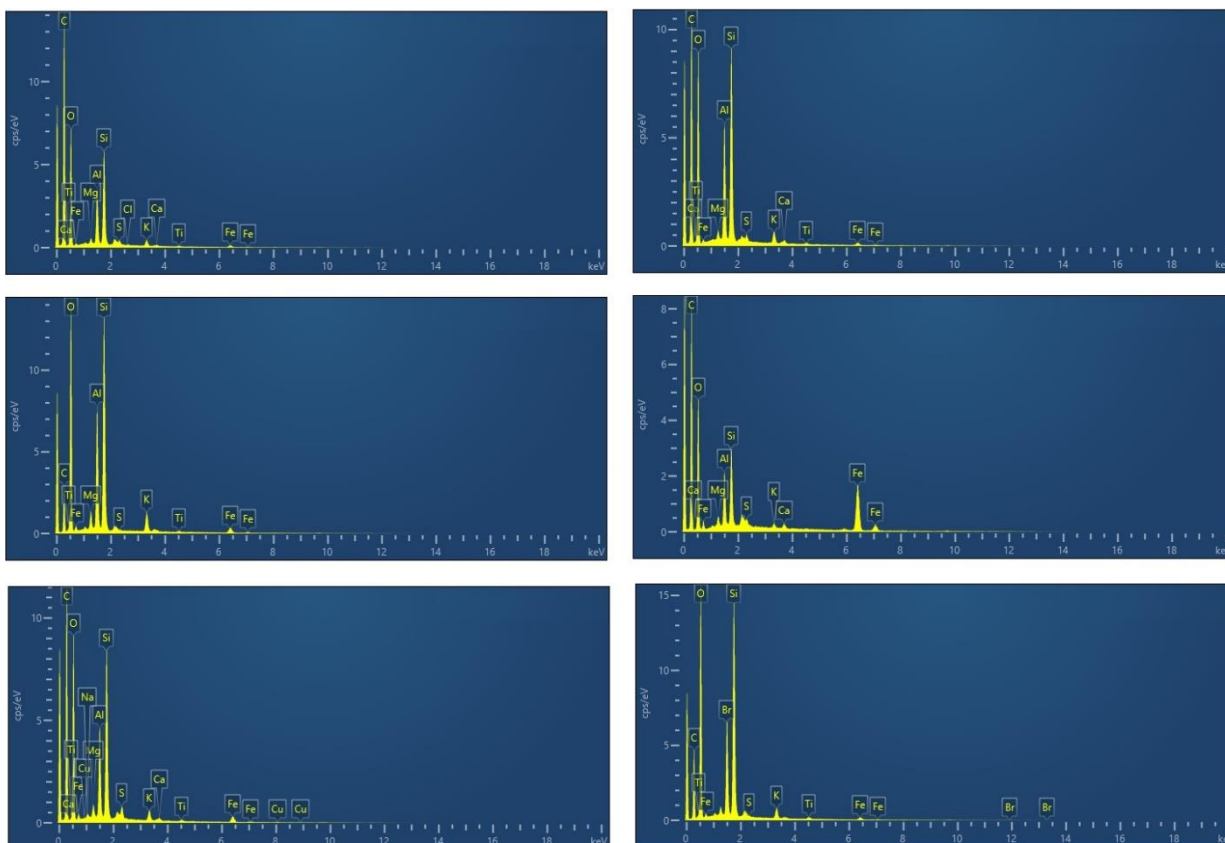
**شکل ۴.** تصاویرهای SEM از کانی‌های موجود در نمونه‌های باطله معدن تخت. A: کوارتز در نمونه شماره ۶، B: مسکویت و دولومیت در نمونه شماره ۵، C: سیدریت در نمونه شماره ۴، D: پلاژیوکلاز، مسکویت، و کوارتز در نمونه شماره ۱، E: پیریت در نمونه شماره ۵ و F: پیریت و کلینوکلر در نمونه شماره ۲. علائم اختصاری از وییتی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qtz: کوارتز، Mus: مسکویت، Dol: دولومیت، Sd: سیدریت، Pl: پلاژیوکلاز، Clc: کلینوکلر، Py: پیریت).

**Fig. 4.** The SEM images of minerals present in Takht Mine spoils. A: Quartz in sample No. 6, B: Muscovite and dolomite in sample No. 5, C: Siderite in sample No. 4, D: Plagioclase, muscovite, and quartz in sample No. 1, E: Pyrite in sample No. 5, and F: Pyrite and clinoclchlore in sample No. 2. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qtz: quartz, Mus: muscovite, Dol: dolomite, Sd: siderite, Pl: plagioclase, Clc: clinoclchlore, Py: pyrite).

است، در اثر کاهش pH افزایش می‌یابد (Balci and Demirel, 2018). نتایج به دست آمده از اندازه‌گیری pH و EC گل اشباع در جدول ۵ آمده است. همه نمونه‌های مورد بررسی دارای pH کمتر از ۵/۵ هستند و هدایت الکتریکی آنها کمتر از  $2000 \mu\text{s/cm}$  است. بنابراین بر مبنای آزمایش pH و EC گل

ارزیابی پتانسیل تولید اسید توسط روش‌های استاتیک بررسی پتانسیل تولید زهاب اسیدی باطله‌ها با استفاده از pH و EC گل اشباع کمتر بودن pH گل اشباع کمتر از ۵/۵، نخستین علامت برای احتمال تشکیل زهاب اسیدی است. هدایت الکتریکی نمونه‌ها که تحت تأثیر حضور کاتیون‌ها و آنیون‌ها و فرایند انحلال و شست‌وشو

اشباع، نمونه ها مشکوک به تولید زهاب هستند. با انجام سایر آزمون های استاتیک، احتمال یا عدم احتمال تشکیل اسید به صورت قطعی تر مشخص می شود.



شکل ۵. طیف های EDX نمونه های باطله معدن تخت

Fig. 5. The EDX spectra of the Takht Mine spoils

جدول ۵. pH و هدایت الکتریکی (EC) گل اشباع در نمونه های باطله معدن تخت

Table 5. pH and electrical conductivity (EC) of saturated paste extracts of spoil samples of the Takht Mine

Sample	pH	EC ( $\mu\text{s/cm}$ )
1	4.9	1623
2	5.2	1786
3	4.8	1736
4	5.1	1618
5	5.4	1713
6	5.2	1592

بر اساس نتایج آزمون ABA اصلاح شده (جدول ۶ و جدول ۷)، مقدار NAPP همه نمونه ها مثبت و مقدار NNP همه نمونه ها کمتر از ۲۰- است. بنابراین تمامی نمونه های مورد بررسی دارای پتانسیل تولید اسید هستند.

#### جدول ۶. نتایج ارزیابی MPA، ANC و NAPP در نمونه های باطله معدن تخت

Table 6. The results of MPA, ANC, and NAPP evaluations in spoil samples of the Takht Mine

Sample	NAPP (Kg H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> t <sup>-1</sup> )	ANC (Kg H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> t <sup>-1</sup> )	MPA (Kg H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> t <sup>-1</sup> )
1	21.9	2.4	24.4
2	19.9	1.4	21.4
3	8.1	0.9	9.1
4	12.8	2.4	15.3
5	10.2	1.9	12.2
6	4.6	1.4	6.1

نتایج به دست آمده از محاسبه NP و AP (جدول ۷) نشان می دهد که نسبت NP/AP (که با نسبت پتانسیل خنثی سازی نشان داده می شود) در تمام نمونه ها کمتر از یک است، در نتیجه تمامی نمونه ها پتانسیل تولید اسید را دارند. بیشترین پتانسیل تولید اسید متعلق به نمونه شماره ۱ (۲۵) است. این نمونه بیشترین مقدار گوگرد را در بین نمونه ها دارد. همچنین کمترین مقدار NP پتانسیل خنثی سازی مربوط به نمونه شماره ۲ (۵۵/۵) است.

#### جدول ۷. نتایج آزمایش های استاتیکی ABA باطله های معدن تخت

Table 7. The results of ABA static tests of the Takht Mine spoils

Sample	NP (kgCaCO <sub>3</sub> t <sup>-1</sup> )	NNP (kgCaCO <sub>3</sub> t <sup>-1</sup> )	AP (kgCaCO <sub>3</sub> t <sup>-1</sup> )	NPR= NP/AP	ANC/MPA
1	-45.5	-70.5	25.0	-1.8	0.1
2	-55.5	-77.3	21.8	-2.5	0.1
3	-54.2	-63.5	9.3	-5.8	0.1
4	-40.5	-56.1	15.6	-2.5	0.1
5	-35.5	-48.0	12.5	-2.8	0.1
6	-24.5	-30.4	6.2	-3.9	0.1

نتایج آزمایش NAG (جدول ۸) نشان می دهد که در باطله های شماره ۱، ۲، ۳ و ۴ که NAPP مثبت دارند، pH < 4.5 NAG و NAG > 5 است. به همین دلیل این باطله ها در رده PAF-HC (تولید کننده بالقوه اسید و ظرفیت بالا) قرار می گیرند. به عبارت

دیگر، ظرفیت تولید اسید این باطله‌ها بیشتر از ظرفیت خنثی‌سازی اسید آنهاست و بنابراین این نمونه‌ها، دارای پتانسیل تولید اسید هستند. در نمونه‌های شماره ۵ و ۶ NAPP مثبت و NAG  $\text{pH} \geq 4.5$  است و این نمونه‌ها در رده نامشخص قرار می‌گیرند. چنان‌که بیان شد، نمونه ۱ بیشترین درصد گوگرد را بین سایر نمونه‌ها دارد. حضور شکل‌های دانه‌ریز و فرامبوئیدی پیریت در این نمونه و حضور عناصر جزئی مانند آرسنیک در آن، باعث افزایش سرعت واکنش‌پذیری آن می‌شود.

جدول ۸. نتایج آزمون تشکیل اسید خالص (NAG) توسط باطله‌های معدن تخت

Table 8. The results of the Net Acid Generation (NAG) test by the Takht Mine spoils

sample	NAG pH	Molarity Base	Volume Base (ml)	NAG (Kg $\text{H}_2\text{SO}_4\text{t}^{-1}$ )	NAG/NAPP
1	3.6	0.1	7.5	14.7	0.7
2	3.0	0.1	23.5	46.0	2.3
3	3.2	0.1	12.5	24.5	3.2
4	3.3	0.1	12.0	23.5	1.8
5	5.6	0.1	3.0	5.8	0.6
6	4.8	0.1	3.3	6.4	1.3

اساس جدول ۹، باطله‌های شماره ۲ و ۵ دارای بیشترین NAP هستند. احتمالاً این نمونه‌ها ظرفیت خنثی‌سازی بیشتری نسبت به سایر نمونه‌ها دارند که ناشی از حضور کانی‌های کربناتی در آنهاست.

با توجه به جدول ۸، در تمام نمونه‌ها نسبت NAG/NAPP بیشتر از ۰/۵ است، بنابراین احتمال تولید زهاب اسیدی در این نمونه‌ها وجود دارد. به طور کلی، نتایج آزمون NAG با نتایج آزمون ABA تطابق دارد: آزمون ABA نشان‌داد که مقدار NNP نمونه‌ها کمتر از ۲۰- و نسبت NPR(NP/AP) کمتر از یک است. بر

جدول ۹. نتایج آزمون تشکیل اسید خالص (NAP) توسط باطله‌های معدن تخت

Table 9. The results of the Net Acid Potential (NAP) test by the Takht Mine spoils

Sample	NAP pH	Volume Base (ml)	Molarity Base	NAP (kg $\text{CaCO}_3\text{t}^{-1}$ )
1	3.3	22.4	0.1	22.4
2	2.8	26.3	0.1	26.3
3	3.5	21.5	0.1	21.5
4	2.9	22.2	0.1	22.2
5	3.7	23.6	0.1	23.6
6	3.4	21.7	0.1	21.7

NAG pH در مقابل NPR نمایش داده شده است. با توجه به شکل ۶-د، نمونه‌های ۵ و ۶ در رده نامشخص قرار دارند؛ زیرا NAG pH آنها بیشتر از ۴/۵ و NPR آنها منفی است. نمونه‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ در رده تشکیل اسید قرار دارند؛ زیرا در این نمونه‌ها NAG pH کمتر از ۴/۵ است و از سوی دیگر NPR آنها نیز منفی است.

#### نمودار درصد کل گوگرد و ظرفیت خنثی‌سازی اسید (ANC)

در شکل ۶-ع، NAP مثبت از NAPP منفی جدا می‌شود. از نسبت ANC/MPA به عنوان راهی برای ارزیابی احتمال خطر تولید اسید توسط باطله‌های معدنی استفاده می‌شود. NAPP منفی معادل با نسبت ANC/MPA بزرگ‌تر از یک است و نشان می‌دهد که زهاب اسیدی تولید نمی‌شود.

اگر NAPP مثبت و ANC/MPA کمتر از یک باشد، نمونه‌ها دارای پتانسیل تولید زهاب اسیدی هستند. NAPP صفر معادل با نسبت ANC/MPA برابر یک است. این نسبت معمولاً بین ۱ تا ۳ متغیر است. بر اساس یک قاعده کلی، اگر نسبت ANC/MPA از ۲ بیشتر باشد، به این معناست که به احتمال زیاد، مواد در pH خنثی باقی خواهند ماند (Sanliyuksel Yusel and Baba, 2016).

بر اساس شکل ۶-ع، تمام نمونه‌ها دارای ANC/MPA کمتر از یک و NAPP مثبت هستند. بنابراین تمام نمونه‌ها دارای پتانسیل تولید اسید هستند.

#### pH گل اشباع و تشکیل اسید خالص (NAG pH)

بر اساس شکل ۶-ف، نمونه‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ در محدوده تولید اسید متوسط قرار می‌گیرند؛ زیرا NAG pH این نمونه‌ها کمتر از ۴/۵ است. تولید اسید توسط نمونه‌های ۵ و ۶ به دلیل اینکه NAG pH آنها بیشتر از ۴/۵ است، نامشخص است که این نتیجه‌گیری با دیگر نمودارها تطابق دارد.

#### بررسی پتانسیل تولید زهاب اسیدی با استفاده از نمودارهای زمین‌شیمیایی

نمودار pH گل اشباع و پتانسیل خنثی‌سازی خالص (NNP) بر اساس شکل ۶-ا، NNP نمونه‌های مورد بررسی منفی است؛ اما با توجه به pH گل اشباع، نمونه‌ها در رده نامشخص از لحاظ تولید اسید قرار می‌گیرند. چنان‌که بیان شد، pH گل اشباع فقط یک گام اولیه برای مشخص شدن احتمال تولید اسید است.

#### نمودار پتانسیل خنثی‌سازی خالص (NNP) و تشکیل اسید خالص (NAG pH)

به طور کلی، احتمال تولید اسید در نمونه‌هایی با NNP بیشتر از ۳۰ و NAG pH بیشتر از ۴/۵ کم است؛ اما اگر NAG pH کمتر از ۴/۵ و NNP کمتر از ۲۰- باشد، خطر تولید اسید وجود دارد (Hajizadeh Namaghi and Li, 2016). شکل ۶-ب نشان می‌دهد که نمونه‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ دارای  $NAG\ pH \leq 4/5$  بوده و NNP آنها کمتر از ۲۰- است. بنابراین این نمونه‌ها دارای پتانسیل تولید اسید هستند. در حالی که نمونه‌های ۵ و ۶ با وجود اینکه NNP آنها کمتر از ۲۰- است؛ اما  $NAG\ pH \geq 4/5$  داشته و بنابراین، احتمال تولید اسید در این نمونه‌ها قطعی نیست.

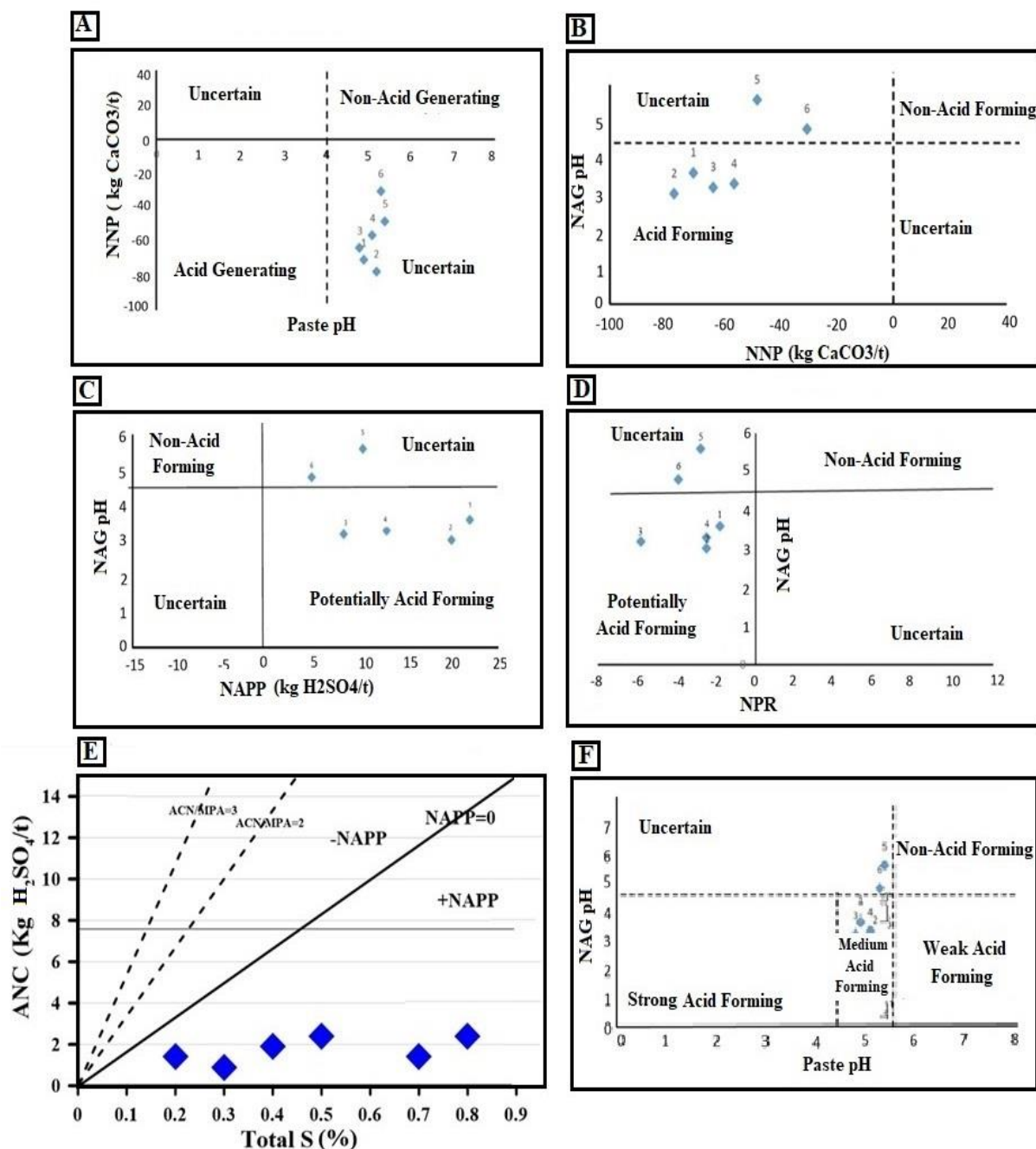
#### نمودار تولید اسید خالص (NAPP) و تشکیل اسید خالص (NAG-pH)

بر اساس نمودار NAPP در مقابل NAG pH، باطله‌ها در یکی از چند گروه عدم تولید اسید (NAF)، تولید اسید (PAF) و نامشخص (UC) قرار می‌گیرند (Hajizadeh Namaghi and Li, 2016). بر اساس شکل ۶-ج نمونه‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ در رده PAF (احتمال تشکیل اسید بالقوه) و نمونه‌های ۵ و ۶ در رده UC (نامشخص) قرار می‌گیرند.

#### نمودار نسبت NPR (NPR=NP/AP) و NAG pH

در شکل ۶-د، موقعیت نمونه‌ها در رده‌بندی زمین‌شیمیایی





شکل ۶. رده‌بندی نمونه‌های باطله معدن تخت بر اساس A: NNP و NAG pH، B: NNP و NAG pH، C: NAPP و NAG pH و NAF: (عدم تشکیل اسید) PAF: (تولید اسید) و UC: (نامشخص یا مشکوک)، D: بر اساس نسبت NPR و NAG pH، E: بر اساس درصد کل گوگرد و ANC و F: بر اساس pH گل اشباع و NAG pH (Hajizadeh Namaghi and Li, 2016; Sanliyuksel Yusel and Baba, 2016)

**Fig. 6.** Classification of the Takht Mine spoil samples based on (A) NNP and NAG pH, (B) NNP and NAG pH, (C) NAPP and NAG pH, NAF: (No Acid Formation) PAF: (Acid Formation) and UC: (Unknown or Suspect), (D) NPR and NAG pH Ratio, (E) Total Sulfur value and ANC, (F) pH of saturated paste and NAG pH (Hajizadeh Namaghi and Li, 2016; Sanliyuksel Yusel and Baba, 2016)

## نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که مقدار pH نمونه‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ در آزمایش تشکیل اسید خالص (NAG pH) کمتر از ۴/۵ است. از سوی دیگر، این نمونه‌ها دارای NAPP مثبت و NPR منفی هستند. در نمونه‌های دستی در تمامی این نمونه‌ها پیریت به صورت دانه‌ریز و دانه‌پراکنده حضور دارد. همچنین با توجه به بررسی میکروسکوپی مقاطع صیقلی در نمونه‌های بیان‌شده کانی پیریت به صورت دانه پراکنده و تجمع‌های فراموئیدی مشاهده می‌شود که جزو مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی است که باعث تولید زهاب اسیدی می‌شود. از سوی دیگر، در نمونه‌های شماره ۵ و ۶، NAG pH بیشتر از ۴/۵ است. همچنین pH گل اشباع این نمونه‌ها نزدیک به خنثی است. نمونه شماره ۵ دارای کمترین مقدار گوگرد در بین تمامی نمونه‌هاست. از سوی دیگر، در نمونه‌های شماره ۵ و ۶، در آنالیز پراش پرتو ایکس کانی‌های مسکویت و کوارتز مشاهده شد که وجود آنها در درازمدت می‌تواند مانع تولید اسید و با خنثی کردن اسید تولیدشده شود. نتایج آزمون‌های استاتیک نشان داد که این نمونه‌ها با وجود داشتن منفی و NAPP مثبت، دارای NAG pH بیشتر از ۴/۵ هستند. بنابراین

احتمال تولید اسید در این باطله‌ها نامشخص است. با توجه به غلظت زیاد عناصر بالقوه سمی در نمونه‌های باطله معدن زغال‌سنگ تخت، در صورت تشکیل زهاب اسیدی، منابع آب سطحی، زیرزمینی و خاک منطقه تحت تأثیر قرار خواهد گرفت. برای کاهش اثرهای زیست‌محیطی باطله‌های معدن تخت، می‌توان اقداماتی نظیر افزودن آهک به باطله‌ها جهت قلیایی کردن محیط دپوی باطله‌ها، افزودن خاک اره به باطله‌ها، ایجاد کانال‌های زهکشی در زیر بستر دپوها برای انتقال زهاب به حوضچه‌های حاوی مواد آهکی و دپو کردن باطله‌ها دور از مسیر آب‌های سطحی را مدنظر قرار داد.

## تعارض و منافع

هیچگونه تعارض منافی توسی نویسندگان بیان نشده است.

## قدردانی

نویسندگان مقاله مراتب سپاس خود را از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود به سبب فراهم آوردن امکان انجام این پژوهش ابراز می‌نمایند.

1. Acid Mine Drainage, AMD
2. X-Ray Diffraction, XRD
3. Scanning Electron Microscopy, SEM
4. Energy Dispersive X-ray Spectroscopy, EDX
5. Field Emission Scanning Electron Microscopy (FESEM)
6. X-ray fluorescence, XRF
7. Enrichment Factor, EF
8. Electrical Conductivity, EC
9. Acid-Base Accounting, ABA
10. Maximum Potential Acidity, MPA
11. Acid Potential, AP
12. Acid Neutralizing Capacity, ANC
13. Neutralization Potential, NP
14. Net Acid Producing Potential, NAPP
15. Net Neutralization Potential, NNP
16. Net Acid Generation
17. Net Acid Potential
18. Not Acid Forming
19. Potentially Acid Forming
20. Uncertain
21. Neutralization Potential Ratio, NPR

## References

- Abfertiawan, M.S., Palinggi, Y., Handajani, M., Pranoto, K. and Atmaja, A., 2020. Evaluation of Non-Acid-Forming material layering for the prevention of acid mine drainage of pyrite and jarosite. *Heliyon*, 6(11): e05590. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e05590>
- Acharya, B.S. and Kharel, G., 2020. Acid Mine Drainage from Coal Mining in the United States – An Overview. *Journal of Hydrology*, 588: 125061. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125061>
- Albert, R.P., Pinto, L.F.S., Miguel, P., Stumpf, L. and Leidemer, J.D., 2022. Acidification potential of geological materials in a coal mining area in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 120: 104103. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104103>
- Balci, N. and Demirel, C., 2018. Prediction of Acid Mine Drainage (AMD) and Metal Release Sources at the Küre Copper Mine Site, Kastamonu, NW Turkey. *Mine Water and the Environment*, 37: 56-74. <https://doi.org/10.1007/s10230-017-0470-4>
- Banerjee, D., 2013. Acid drainage potential from coal mine wastes environmental assessment through static and kinetic tests. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 11: 1365–1378. <https://doi.org/10.1007/s13762-013-0292-2>
- Çelebi, E.E. and Ribeiro, J., 2023. Prediction of acid production potential of self-combusted coal mining wastes from Douro Coalfield (Portugal) with integration of mineralogical and chemical data. *International Journal of Coal Geology*, 265: 104152. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2022.104152>
- Chen, C.W., Kao, C.M., Chen, C.F. and Dong, C.D., 2007. Distribution and accumulation of heavy metal in the sediments of Kaohsiung. *Chemosphere*, 66 (8): 1431–1440. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2006.09.030>
- Elghali, A., Benzaazoua, M., Taha, Y., Amar, H., Ait-khouia, Y. Bouzahzah, H. and Hakkou. R., 2023. Prediction of acid mine drainage: Where we are. *Earth-Science Reviews*, 241: 104421. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104421>
- Hajizadeh Namaghi H. and Li Sh., 2016. Acid-Generating and Leaching Potential of Soils in a Coal Waste Rock Pile in Northeastern China. *Soil and Sediment Contamination: An International Journal*, 25 (7): 776-791. <https://doi.org/10.1080/15320383.2016.1213701>
- Kavehei, A., Hose, G.C. and Gore, D.B., 2021. History of environmental contamination at Sunny Corner Ag Pb Zn mine, eastern Australia: A meta-analysis approach. *Environmental Pollution*, 273: 115752. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.115742>
- Lawrence, R.W. and Wang, Y., 1996. Determination of neutralizing potential for acid rock drainage prediction. Canadian Centre for Mineral and Energy Technology, Ottawa, Canada. MEND/NEDEM Report 1.16.3. Retrived August 20, 2023 from <https://mend-nedem.org/wp-content/uploads/2013/01/1.16.3.pdf>
- Lottermoser, B.G., 2010. *Mine Wastes: Characterization, treatment and environmental impacts*, (Third Edition). Springer Heidelberg Dordrecht London New York. 410 pp. Retrived August 28, 2023 from [https://www.usb.ac.ir/FileStaff/1623\\_2019-6-10-1-6-29.pdf](https://www.usb.ac.ir/FileStaff/1623_2019-6-10-1-6-29.pdf)
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982. *Principles of Geochemistry* (4th ed., 344 p.). New York, John Wiley and Sons. Retrived August 20, 2023 from [https://www.scirp.org/\(S\(i43dyn45teexjx455qIt3d2q\)\)/reference/referencespapers.aspx?referenceid=2789297](https://www.scirp.org/(S(i43dyn45teexjx455qIt3d2q))/reference/referencespapers.aspx?referenceid=2789297)
- Mohanty, A., Lingaswamy, M., Rao, G. and Sankaran, S., 2018. Impact of acid mine drainage and hydrogeochemical studies in a part of Rajrappa coal mining area of Ramgarh District, Jharkhand State of India. *Groundwater for Sustainable Development*, 7: 164–175. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2018.05.005>
- Moyo, A., Parbhakar-Fox, A., Meffre, S. and Cooke, D.R., 2023. Alkaline industrial wastes – Characteristics, environmental risks, and potential for mine waste management. *Environmental Pollution*, 323: 121292. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2023.121292>
- Munksgaard, N.C., Lottermoser, B.G. and Blake, K., 2012. Prolonged testing of metal mobility in mining-impacted soils amended with phosphate fertilisers. *Water, Air, and Soil Pollution*, 223(5): 2237-2255. <https://doi.org/10.1007/s11270-011-1019-y>

- Nugraha, C., Shimada, H., Sasaoka, T., Ichinose, M., Matsui, K. and Manege, I., 2009. Waste rock characteristics at tropical coal mine area: a case study of PT. Kaltim Prima Coal, Indonesia. *International Journal of JCRM*, 5(2): 77–82. <https://doi.org/10.11187/ijjcrm.5.77>
- Pan, Y., Ye, H., Li, X., Yi, X., Wen, Z., Wang, H., Lu, G. and Dang, G., 2021. Spatial distribution characteristics of the microbial community and multi-phase distribution of toxic metals in the geochemical gradients caused by acid mine drainage, South China. *Science of The Total Environment*, 774: 145660. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145660>
- Rezaie, B. and Anderson, A., 2020. Sustainable resolutions for environmental threat of the acid mine drainage. *Science of The Total Environment*, 717: 137211. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137211>
- Sanliyüksel Yucel, D. and Baba A., 2016. Prediction of acid mine drainage generation potential of various lithologies using static tests: Etili coal mine (NW Turkey) as a case study. *Environmental Monitoring and Assessment*, 188: 1–16. <https://doi.org/10.1007/s10661-016-5462-5>
- Tang, H., Lou, J.Zh., Zheng, L., Liu, Ch.Y., Li, H.H., Wu, G.N., Zeng, M.L. and Bai, X.S., 2021. Characteristics of pores in coals exposed to acid mine drainage. *Energy Reports*, 7: 8772–8783. <https://doi.org/10.1016/j.egy.2021.11.055>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. [http://0003-004X/10/0001-185\\$05.00/DOI:10.2138/am.2010.3371](http://0003-004X/10/0001-185$05.00/DOI:10.2138/am.2010.3371)
- Zwahlen, C., Rehn, A., Aiglsperger, Th. and Dold, B., 2023. Geochemical and mineralogical aspects of acid mine drainage associated with 100 years of coal mining in the arctic, Svalbard (78°N). *Journal of Geochemical Exploration*, 252: 107266. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107266>





## Magmatic Evolution of the Upper Eocene Monzonitic stock in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (Northwest of Anarak, Isfahan province)

Marzieh Ghadirpour<sup>1</sup> , Ghodrat Torabi<sup>2\*</sup> , Nargess Shirdashtzadeh<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, 14115-175, Tehran, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 04 October 2023  
Revised: 21 December 2023  
Accepted: 21 December 2023

#### Keywords

Stock  
Eocene  
Monzonite  
Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari  
Ashin Ophiolite  
Central Iran

#### \*Corresponding author

Ghodrat Torabi  
✉ [torabighodrat@sci.ui.ac.ir](mailto:torabighodrat@sci.ui.ac.ir)

### ABSTRACT

In central part of the Mesozoic Ashin ophiolite (Northwest of Anarak, Isfahan province, Iran), the Upper Eocene monzonitic stock cross cuts the Ashin ophiolite and Middle Eocene volcanic rocks. Amphibolite xenoliths are enclosed in the stock and associated Eocene volcanic rocks. Xenoliths are more abundant in the margin of the monzonitic stock. Rock-forming minerals of the stock are plagioclase with andesine to labradorite composition (An=34-60%), Alkali-feldspar with orthoclase composition (Or= 70.8 to 96.1%), diopsidic clinopyroxene with (Mg# =0.71-0.90), and phlogopite mica with (Fe#=0.3). Opaque minerals are magnetite and titanomagnetite (TiO<sub>2</sub>=1.6-4.4 wt.%). Main textures of samples from this intrusive body are granular, intergranular and poikilitic. Samples from the margin of this stock represent porphyritic texture.

Geochemistry of minerals and whole rock samples of this stock indicate that they belong to the calc-alkaline magmatic series and are similar to the samples from the continental magmatic arcs.

These magmatic rocks possibly were formed by subduction of the CEIM (Central-East Iranian Microcontinent) confining oceanic crusts (Ashin and Nain oceanic crusts) during Mesozoic and Early Cenozoic eras.

### How to cite this article

Ghadirpour, M., Torabi, Gh. and Shirdashtzadeh, N., 2023. Magmatic Evolution of the Upper Eocene Monzonitic stock in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (Northwest of Anarak, Isfahan province). *Journal of Economic Geology*, 15(4): 55–79. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.84438.1088>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Iran is a part of the Alpine-Himalayan orogenic system, including the Paleozoic to Cenozoic ophiolites, magmatic and metamorphic rocks (Takin, 1972; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Dercourt et al., 1986; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Shahabpour, 2007). The main pulse of the Paleogene and Neogene magmatic (volcanic and intrusive) activities of Iran can be attributed to the two Cenozoic subduction events, including the western Neo-Tethyan oceanic crust subduction beneath the Sanandaj-Sirjan block in the west and the eastern Neo-Tethyan oceanic crust subduction beneath the Central Iran (e.g., Shirdashtzadeh et al., 2022). The former subduction possibly caused to the formation of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, but the later subduction results is not well studied yet. In the this research, the target region is located in the west of the Yazd block (Central Iran), where the Eocene volcanic and plutonic rocks represent subduction-related characteristics (Jamshidzaei et al., 2021). The investigated subduction-related monzonitic stock that cross cuts the central part of the Ashin ophiolite in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari region, in the northwest of Anarak (Isfahan Province, Iran). The main lithologies in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari are Mesozoic lithologies of Ashin Ophiolite, Paleocene limestone, Eocene volcanic rocks, monzonitic stock, Lower Red Formation, and Akhoreh Formation. Ashin ophiolite was formed in the mesozoic (Shirdashtzadeh et al., 2022) and emplaced in the Late Paleocene (~60 Ma; Pirnia et al., 2020; Shirdashtzadeh et al., 2022), before than Eocene volcanism and plutonism. The studied monzonitic stock of the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari intrudes the Mesozoic Ashin ophiolite and Middle Eocene volcanic rocks.

The calc-alkaline affinity of the volcanic and plutonic rocks of the area, tectonic activity of the Great Kavir fault caused to the crushing and mylonitization of the surrounding rock units, as well as the alteration evidences in the field studies point to suitable conditions for the ore deposit exploration in the area (e.g., copper). In this research, the petrology, mineralogy, and whole rock geochemistry of the Upper Eocene monzonitic stock are considered. This research will expand our understanding of the geochemical nature of

subduction-related Cenozoic magmatism in Central Iran.

### Materials and methods

After detailed field studies and sampling, the selected fresh samples were used for microscopic thin section and polished-thin section studies by the polarizing binocular microscope (Olympus BH-2). The microprobe analyses were performed at the School of Natural Systems, College of Science and Engineering, Kanazawa University (Kanazawa, Japan) using a wavelength dispersive electron probe microanalyzer (EPMA) (JEOL JXA-8800R). The mineral analysis was achieved under an accelerating voltage of 20 kV, a probe current of 20 nA, and a focused beam diameter of 3 $\mu$ m. 14 whole rock samples analyses were performed by Bruker S4 PIONEER XRF in the central laboratory of the University of Isfahan and 3 samples were analyzed in the Isfahan Nuclear Technology Center by neutron activation analysis (NAA).

### Results

Based on the field relations, this gray to light gray pluton intrudes into the Middle Eocene volcanic rocks and belongs to the Upper Eocene. The Middle Eocene volcanic rocks and Upper Eocene monzonitic stock crosscut the Ashin Ophiolite. This Eocene stock and volcanic rocks contain amphibolite xenoliths with the same mineralogy and petrography. Xenoliths are more abundant in the margin of the monzonitic stock. Gradual decreasing of modal plagioclase content indicates that the xenoliths range from amphibolite (plagioclase + amphibole) to hornblende (only amphibole) in composition.

Rock-forming minerals of the stock are plagioclase with andesine to labradorite composition (An = 34-60 %), alkali-feldspar with orthoclase composition (Or = 70.8 to 96.1%), diopside clinopyroxene with Mg# = 0.71-0.90, and phlogopite mica with Fe# = 0.3. Opaque minerals are magnetite and titanomagnetite with TiO<sub>2</sub> = 1.6-4.4 wt%. The main textures of samples from this intrusive body are granular, intergranular and poikilitic. Samples from the margin of this stock represent porphyritic texture. The SiO<sub>2</sub> value in the whole rock compositions ranges from 47.9 to 61.65 wt.% (basic to intermediate). The average content of alkalis is 9.75 wt.%. The Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari rocks show sodic affinity by higher Na<sub>2</sub>O than K<sub>2</sub>O, based on the

Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> diagrams (Jaques et al., 1985). The Eocene intrusive and volcanic rocks of this area are similar in terms of mineralogy and texture. Petrography and whole rocks chemical analyses indicate that the studied stock is geochemically composed of gabbro, monzodiorite to monzonite in composition with metaluminous affinity. Monzonite is the predominant rock.

### **Tectonic setting**

Various tectonomagmatic discrimination diagrams are used to determine the tectonomagmatic setting of the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari stock. Mineral chemistry and whole rock geochemistry of the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari monzonitic stock indicate a calc-alkaline magmatic series similar to the

subduction-related magmas in the normal continental magmatic arcs formed during the mantle metasomatism. According to the the temporal and geological situation, as well as the geochemical characteristics of the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari stock, it is considered as a part of an arc magmatism, related to the subduction of Neo-Tethyan oceanic crust beneath the CEIM (Central–East Iranian Microcontinent) during the Late Mesozoic and Early Cenozoic eras.

### **Acknowledgments**

We are grateful to the University of Isfahan and the Department of Geology of Kanazawa University (Japan) for their supports. We are also grateful to anonymous reviewers for their useful comments and suggestions that improved the quality of this paper.





## تحولات ماگمایی استوک مونزونیتی ائوسن بالایی کوه کلوت قندهاری (شمال غرب انارک، استان اصفهان)

مرضیه غدیرپور<sup>۱</sup>، قدرت ترابی<sup>۲\*</sup>، نرگس شیردشت‌زاده<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۳</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
در بخش مرکزی افیولیت عشین (شمال غرب انارک، استان اصفهان، ایران)، یک استوک مونزونیتی متعلق به ائوسن بالایی، افیولیت عشین و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی را قطع کرده است. این توده نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن همراه، زینولیت‌هایی از جنس آمفیبولیت دارند. کانی‌های سازنده استوک شامل پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا لابرادوریت (۶۰-۳۴ wt.% An)، آلکالی فلدسپار با ترکیب غالب ارتوکلاز (Or=۹۶/۱-۷۰/۸ wt.%)، کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید با (Mg#=۰/۷۱-۰/۹۰) و میکا از نوع فلوگوپیت با (Fe#=۰/۳) است. کانی‌های کدر نیز از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند که دارای (TiO <sub>2</sub> =۱/۶-۴/۴wt.%) هستند. مهم‌ترین بافت‌های موجود در این توده نفوذی، گرانولار، اینترگرانولار و پوئی کیلیتیک بوده و در حاشیه توده بافت پورفیریتیک قابل مشاهده است. داده‌های زمین‌شیمیایی کانی‌ها و نمونه‌های سنگ کل این استوک نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن بوده و شباهت بسیار زیادی به سنگ‌های ماگمایی موجود در کمان‌های ماگمایی دارند. این ماگماتیسیم احتمالاً حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس حاشیه خرد قاره شرق-ایران مرکزی (پوسته‌های اقیانوسی عشین و ناین) در مزوزوئیک و ابتدای سنوزوئیک است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۱۲ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۹/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۳۰
	<b>واژه‌های کلیدی</b> استوک ائوسن مونزونیت کوه کلوت قندهاری افیولیت عشین ایران مرکزی
	<b>نویسنده مسئول</b> قدرت ترابی torabighodrat@sci.ui.ac.ir ✉

### استناد به این مقاله

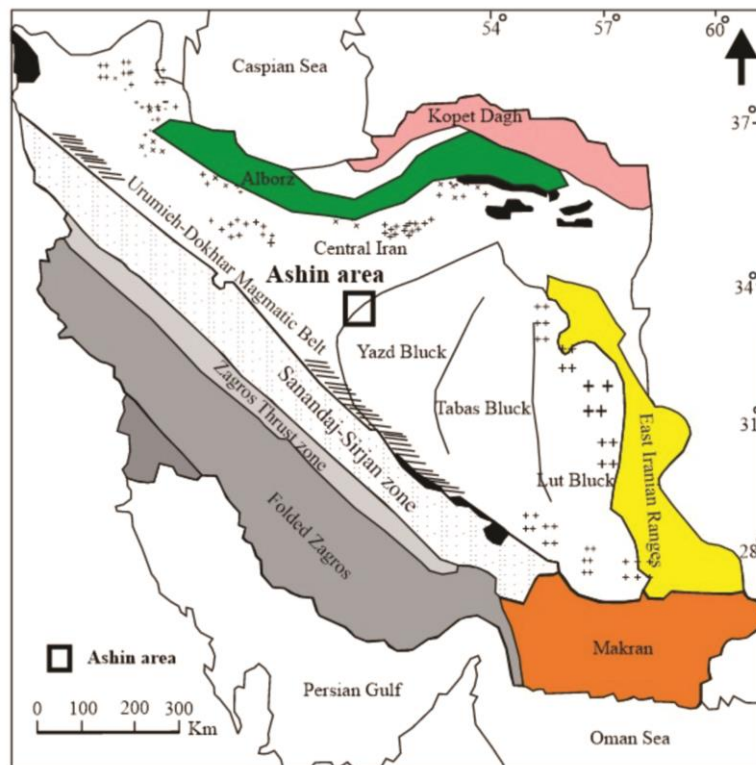
غدیرپور، مرضیه؛ ترابی، قدرت و شیردشت‌زاده، نرگس، ۱۴۰۲. تحولات ماگمایی استوک مونزونیتی ائوسن بالایی کوه کلوت قندهاری (شمال غرب انارک، استان

اصفهان). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۴): ۵۵-۷۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.84438.1088>

## مقدمه

در بخش‌های غربی بلوک یزد نیز ولکانیسم و پلوتونیسم مرتبط با ائوسن را می‌توان مشاهده کرد که دارای ویژگی‌های مرتبط با فرورانش هستند (Jamshidzaei et al., 2021). در بخش مرکزی افیولیت عشین (شمال غرب انارک) که کوه کلوت قندهاری نامیده می‌شود، یک استوک مونزوتیتی با سن ائوسن بالایی واحدهای سنگی قدیمی تر شامل افیولیت عشین و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده و خود توسط سازند قرمز زیرین و سازند فلیشی آخوره به سن الیگوسن زیرین پوشیده شده است (شکل ۱).

ایران زمین به عنوان بخشی از نوار مرکزی- غربی سامانه کوه‌زایی آلپ- هیمالیا به دلیل تحمل زمین ساخت خاص نواحی هم‌گرایی صفحات (Takin, 1972; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Dercourt et al., 1986; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Shahabpour, 2007) جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده‌ای به ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. شدت و اهمیت این رخداد در بخش‌های مختلف ایران قابل مشاهده است. در ایران مرکزی و



شکل ۱. موقعیت منطقه عشین در نقشه زون‌های ساختاری ایران برگرفته از آقانباتی (Aghanabati, 2004) با اندکی تغییر

Fig. 1. Location of the Ashin area in the map of structural units of Iran (Aghanabati, 2004) slightly changed

کانی‌های این استوک مورد بررسی قرار گرفته‌اند. امید است که انجام این پژوهش کمکی مهم در درک ماهیت ماگماتیسم سنوزوئیک این بخش از سرزمین ایران باشد. تاکنون بر روی

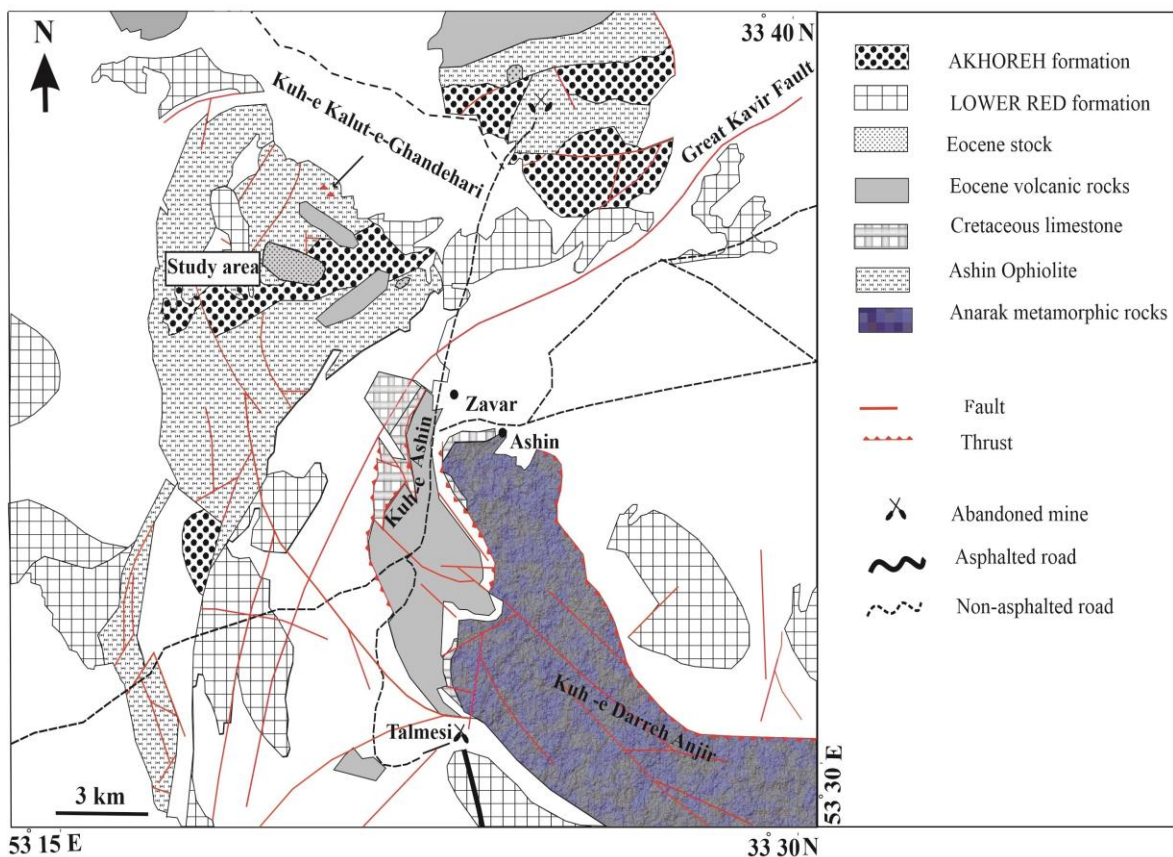
درون این استوک، قطعه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و زینولیت‌های آمفیبولیتی با اندازه‌های مختلف یافت می‌شود. در این پژوهش، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی نمونه‌های سنگ کل و

منطقه دیده می‌شود. شواهد دگرسانی در سنگ‌های میزبان، اهمیت احتمالی این منطقه از نظر اکتشاف کانسارهایی مانند مس را بیشتر می‌کند.

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

این منطقه در تقسیم‌های زمین‌شناسی ایران، جزئی از ایران مرکزی است و در کناره غربی بلوک یزد (نایین) قرار دارد (Aghanabati, 2004) (شکل ۱). کوه کلوت قندهاری بین طول‌های جغرافیایی  $53^{\circ} 15'$  تا  $53^{\circ} 30'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $33^{\circ} 30'$  تا  $33^{\circ} 40'$  شمالی قرار دارد (شکل ۲).

توده‌های نفوذی و آتشفشانی اطراف منطقه مورد بررسی پژوهش‌های بسیاری انجام شده است (Sarjoughian et al., 2015). با توجه به اهمیت این توده نفوذی، همچنین قطع کردن افیولیت منطقه و دارا بودن آن از زینولیت‌هایی که بررسی آنها سهم بسیار مهمی در دانش سنگ‌شناختی و درک ماهیت بخش‌های مختلف گوشته و پوسته قاره‌ای دارد، تصمیم گرفته شد پژوهش و بررسی بر روی استوگ موزونیتی انجام شود. نزدیک بودن این منطقه به گسل کویر بزرگ، خرد و گسلیده بودن سنگ‌های منطقه، کالک آلکالن بودن توده نفوذی مورد بررسی و وجود آثار کانه‌زایی مس به صورت محدود در بخش‌های مختلف



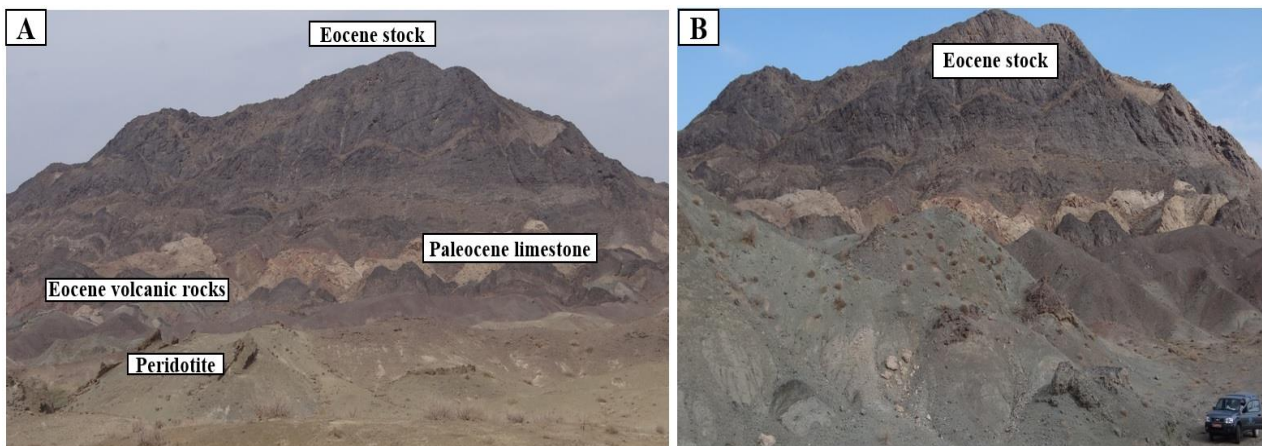
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه عشین تا کلوت قندهاری (شمال غرب انارک، ایران مرکزی) اقتباس شده از نبوی و هوشمندزاده (Nabavi and Houshmandzadeh, 1990)

Fig. 2. Simplified geological sketch map of the Ashin to Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari area (Northwest of Anarak, Central Iran) (Nabavi and Houshmandzadeh, 1990)

استوک، مونزونیت است که واحدهای سنگی قدیمی تر شامل افیولیت عشین و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده و سپس توسط سازند قرمز زیرین و سازند فلیشی آخوره پوشیده شده است. سازند قرمز زیرین در این منطقه از کنگلومرای قرمز، ماسه‌سنگ و مارن تشکیل شده و طبق بررسی‌های (Davoudzadeh, 1972) سن ائوسن-الیگوسن دارد. این واحد سنگی در قسمت‌هایی از جنوب و شرق استوک مورد بررسی دیده می‌شود. سازند رسوبی آخوره نیز که یک توالی از ماسه‌سنگ، شیل، گری وک و کنگلومرا به سن الیگوسن زیرین است (Davoudzadeh, 1972)، همه واحدهای سنگی منطقه را پوشانده است. بر اساس نتایج بررسی‌های صحرائی می‌توان گفت که سن این توده نفوذی نیز احتمالاً ائوسن بالایی است (شکل ۳- A و B).

مهم‌ترین واحدهای سنگی موجود در کوه کلوت قندهاری از قدیم به جدید شامل واحدهای افیولیت عشین، سنگ آهک‌های پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، استوک مونزونیتی، سازند قرمز زیرین و سازند فلیشی آخوره هستند. مجموعه افیولیتی عشین از واحدهای سنگی پریدوتیت و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده گوشته (هارزبورگیت، دونیت و لرزولیت)، توده‌های نفوذی گابرویی، پیروکسنیت، دایک‌های دیابازی، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای، رودنگیت، گدازه‌های بالشی، پلاژیوگرانیت‌ها، لیستونیت و سنگ‌های دگرگون (دایک‌های آمفیبولیتی برگ‌واره‌دار، آمفیبولیت و اسکارن) تشکیل شده است (Torabi, 2004; Shirdashtzadeh et al., 2014; Shirdashtzadeh et al., 2022).

در استوک کوه کلوت قندهاری طیف سنگی گابرو تا مونزودیوریت و مونزونیت دیده می‌شود. واحد سنگی عمده این



شکل ۳. A: تصویر صحرائی استوک مونزونیتی کوه کلوت قندهاری (شمال غرب انارک)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، واحدهای رسوبی پالئوسن و پریدوتیت‌های افیولیت عشین (نگاه به شمال) و B: تصویری نزدیک‌تر از استوک مونزونیتی ائوسن بالایی (نگاه به شمال شرق)

**Fig. 3.** A: Field photographs of the Eocene monzonitic stock in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (Northwest of Anarak), Eocene volcanic rocks, Paleocene sedimentary rocks, and peridotites of the Ashin Ophiolite (View to the North), and B: A closer view of the Upper Eocene monzonitic stock (View to the Northeast)

ائوسن بوده است. این مطلب با پژوهشی که سن جای‌گیری این افیولیت را در حدود ۶۰ میلیون سال پیش در پالئوسن دانسته است

به این ترتیب می‌توان گفت زمان جای‌گیری احتمالی افیولیت عشین در اواخر پالئوسن و پیش از رخداد ولکانیسم و پلوتونیسم

روش فعال‌سازی نوترونی (NAA) در مرکز تحقیقات و تولید سوخت هسته‌ای اصفهان مورد آنالیز زمین‌شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۵).

### سنگ‌نگاری

در این بخش سنگ‌نگاری استوک مونزونیتی بیان می‌شود و از طرفی به دلیل شباهت‌های کانی‌شناسی که این استوک با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دارد، از سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی نیز صحبت شده است. سنگ‌نگاری زینولیت‌ها نیز از این نظر حائز اهمیت است که در هر دو واحد نفوذی و آتشفشانی ائوسن دیده می‌شوند.

### سنگ‌نگاری استوک مونزونیتی

در کوه کلویت قندهاری طیف سنگی تقریباً گسترده‌ای از گابرو تا مونزودیوریت و مونزونیت دیده می‌شود. سنگ اصلی و غالب این استوک، مونزونیت است. نمونه‌های این استوک در صحرا به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن دیده می‌شوند. این توده نفوذی دارای اندازه‌های مختلفی از زینولیت‌های تیره‌رنگ آمفیبولیتی است (شکل ۴-۱). سنگ‌های این استوک اغلب دارای ساخت گرانولار بوده و در حاشیه استوک دارای ساخت پورفیریتیک هستند.

از لحاظ کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی سازنده این توده نفوذی شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن هستند. میکا، مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانی‌های فرعی این استوک به شمار می‌روند (جدول ۱). چنان‌که گفته شد، در این منطقه طیف سنگی از گابرو تا مونزودیوریت و مونزونیت دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها اغلب نیمه‌شکل‌دار بوده و بزرگی آنها به یک میلی‌متر نیز می‌رسد. گاه در بخش‌هایی از بلورهای کلینوپیروکسن آثار دگرسانی به کلریت و کانی‌های کدر در محل شکستگی‌ها و اطراف آنها دیده می‌شود. بلورهای نیمه‌شکل‌دار آمفیبول نیز با فراوانی ۵ درصد حجمی نزدیک به فراوانی کلینوپیروکسن‌ها دیده

نیز (Pirmia et al., 2020; Shirdashtzadeh et al., 2022) همخوانی دارد. این استوک در تصویرهای ماهواره‌ای به شکل یک بیضی کشیده (قطر بزرگ حدود ۶۴۰ متر و قطر کوچک حدود ۱۶۰ متر) با امتداد تقریبی شرقی-غربی دیده می‌شود. ساخت عمده قابل مشاهده در نمونه‌های این توده نفوذی هنگام نمونه‌برداری، پورفیریتیک در حاشیه توده و گرانولار در بخش‌های داخلی است. در مناطق اطراف، رخنمون‌های کوچک‌تری از این توده نفوذی قابل مشاهده است. در درون این استوک، همچون سنگ‌های آتشفشانی، زینولیت‌های آمفیبولیتی با اندازه‌های مختلف دیده می‌شود. سن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه انارک به روش K-Ar، ۴۲ تا ۵۳ میلیون سال (ائوسن زیرین تا میانی) به دست آمده است (Aistov et al., 1984). این سنگ‌های آتشفشان از نظر ترکیب شیمیایی بسیار گسترده بوده و شامل سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان (Sayari, 2006; Ghaderi Rehnani, 2019; Khalili Gelsefidi, 2020; Ansari Kish, 2020)، کالک‌آلکان پتاسیم بالا (Goli, 2013) و شوشونیتی (Torabi, 2006) هستند. بررسی فسیل‌شناسی سنگ آهک‌های موجود در کوه کلویت قندهاری وجود دو دسته سنگ آهک‌های پلاژیک پالتوسن زیرین و سنگ آهک‌های بنتیک پالتوسن بالایی را نشان می‌دهد (Serra-keel et al., 1998).

### روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرائی و نمونه‌برداری، تهیه مقاطع نازک و بررسی سنگ‌نگاری آنها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2 در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه اصفهان انجام شد و نمونه‌های مناسب برای آنالیز شیمیایی کانی‌ها انتخاب شد. آنالیز شیمیایی کانی‌ها با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب JEOL EPMA مدل JXA-8800 (WDS) با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kv و جریان 20 nA در دانشگاه کاناواوا ژاپن انجام شده است (جدول‌های ۲، ۳ و ۴). ۱۴ نمونه سنگ کل در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان با استفاده از روش XRF و ۳ نمونه نیز توسط

خاکستری تیره دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بافت پورفیریتیک و جریان (تراکیتی) دارند. از نظر نوع کانی‌های سازنده سنگ، نمونه‌های استوک و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه شباهت‌های بسیار زیادی دارند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای درشت بلورهای پلاژیو کلاز، آمفیبول، کلینوپروکسن، مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند (جدول ۱). زمینه این سنگ‌ها اغلب از فلدسپار تشکیل شده است. پلاژیو کلازها در برخی موارد سرسیتی شده‌اند. کانی کلریت نیز در بخش‌هایی از زمینه سنگ و همچنین در درون درز و شکاف‌ها قابل مشاهده است. این سنگ‌ها از نظر سنگ‌نگاری، اغلب آندزیت محسوب می‌شوند که دارای زینولیت‌های آمفیبولیت در اندازه‌های مختلف هستند (شکل ۴-۲).

### سنگ‌نگاری زینولیت‌ها

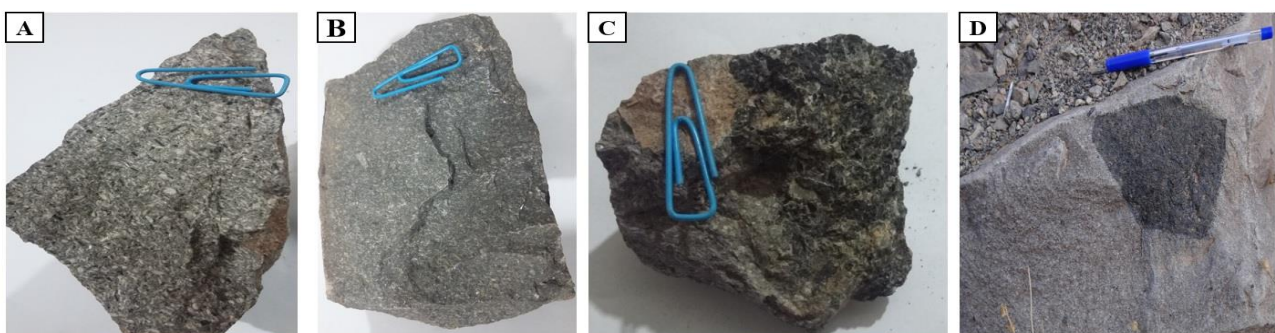
در بررسی‌های صحرایی، می‌توان به فراوانی زینولیت‌های تیره‌رنگ آمفیبولیت را در درون استوک و سنگ‌های آتشفشان مشاهده کرد. قطر زینولیت‌ها در صحرا و نمونه دستی از چند میلی‌متر تا چند دسی‌متر است (شکل ۴-۳ و ۴-۴)؛ به گونه‌ای که گاه قطر این زینولیت‌ها به ۸۰ سانتی‌متر نیز می‌رسد. زینولیت‌ها در بعضی نمونه‌ها دارای برگ‌وارگی هستند.

می‌شوند و اغلب آثار دگرسانی به کانی‌های ثانویه‌ای مانند اپیدوت، کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر را نشان می‌دهند. پلاژیو کلازها دارای فراوانی نزدیک به ۴۰ تا ۶۰ درصد حجمی بوده و نیمه‌شکل دار هستند. طول برخی از آنها در برخی موارد به چند میلی‌متر نیز می‌رسد. برخی از پلاژیو کلازها دارای ماکل پلی‌سینتیک هستند و برخی منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل ۵-۱). این کانی گاهی در اثر دگرسانی سوسوریتی شده و کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلسیت و کلریت از آن پدید آمده‌اند. از نظر میکروسکوپی نیز بافت‌های آذرین اصلی آنها شامل گرانولار، میکروگرانولار (شکل ۵-۲)، اینترگرانولار، پورفیریتیک و گلوپورفیریتیک است. برخورد بین استوک و زینولیت آمفیبولیتی به صورت واضح دیده می‌شود (شکل ۵-۳).

از لحاظ کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی سازنده این توده نفوذی در بخش‌های گابرویی شامل پلاژیو کلاز و کلینوپروکسن بوده و مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانی‌های فرعی آن به شمار می‌روند. با کم شدن مقدار پلاژیو کلاز و افزایش مقدار فلدسپار پتاسیم‌دار، نام سنگ به سمت مونزودیوریت و مونزونیت تغییر می‌کند.

### سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ائوسن

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در صحرا به رنگ خاکستری تا

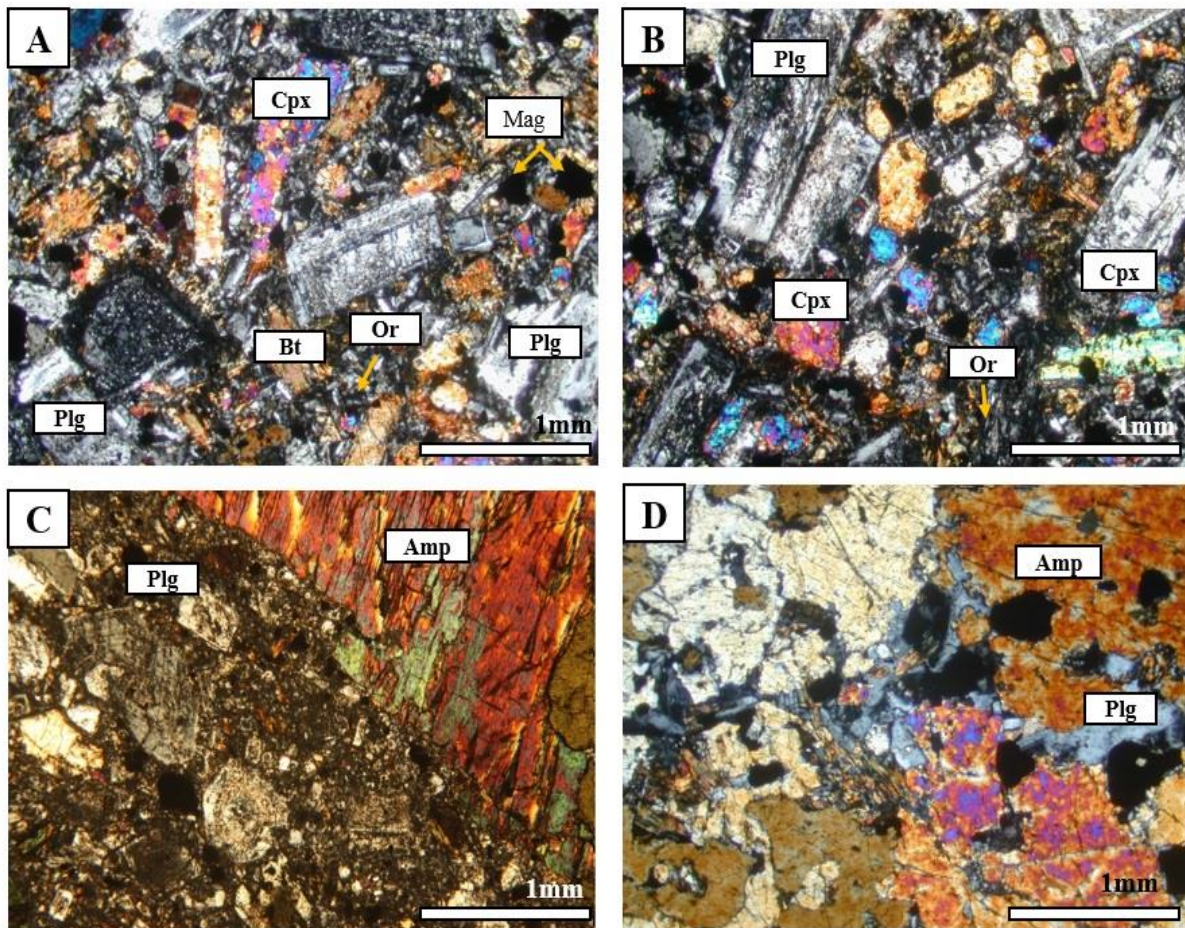


شکل ۴. تصاویر نمونه‌های دستی سنگ‌های منطقه مورد بررسی. A: نمونه استوک مونزونیتی، B: آتشفشان ائوسن، C و D: زینولیت‌های آمفیبولیتی درون استوک مونزونیتی (کوه کلوت قندهاری، شمال غرب انارک)

**Fig. 4.** Photographs of the hand specimens from the studied rocks; A: Monzonitic stock B: Eocene volcanic rock, C and D: Amphibolitic xenolith in monzonitic stock (Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari, Northwest of Anarak)

هورنبلندیت نامید. مهم‌ترین بافت‌های این زینولیت‌ها، گرانوبلاستیک، پوئی کیلوبلاستیک و نماتوبلاستیک هستند. زینولیت‌های آمفیبولیتی این منطقه بدون کوارتز هستند. کانی‌های سازنده آمفیبولیت‌ها از نظر ریخت‌شناسی به صورت شکل دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۵-D).

این سنگ‌ها از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، میکا، مگنتیت و تیتانومگنتیت تشکیل شده‌اند (جدول ۱). کلینوپیروکسن‌ها در برخی موارد رفتاری شکننده از خود نشان می‌دهند. با توجه به کانی‌شناسی زینولیت‌ها می‌توان گفت که ترکیب عمومی آنها آمفیبولیت است. در برخی نمونه‌های زینولیت، مقدار پلاژیوکلاز بسیار کم بوده است و می‌توان سنگ را



شکل ۵. تصاویرهای میکروسکوپی (XPL). A و B: استوک مونزونیتی، C: برخورد توده نفوذی و زینولیت و D: زینولیت آمفیبولیت (کوه کلوت قندهاری، شمال غرب انارک) علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوایز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Plg: پلاژیوکلاز، Or: اتوکلاز، Amp: آمفیبول، Cpx: کلینوپیروکسن، Bt: بیوتیت، Mag: مگنتیت).

**Fig. 5.** Photomicrographs (XPL). A and B: Monzonitic stock, C: Intrusive body and Amphibolite xenolith contact, and D: Amphibolite xenolith (Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari, Northwest of Anarak). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Plg: Plagioclase; Or: Orthoclase; Amp: Amphibole; Cpx: Clinopyroxene; Bt: Biotite; Mag: Magnetite).

جدول ۱. کانی‌شناسی استوک مونزونیتی، سنگ آتشفشانی ائوسن و زینولیت‌های کوه کلوت قندهار

Table 1. Mineralogy of monzonitic stock, Eocene volcanic rock and Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari xenolith

Rock type	Minerals
Volcanic rocks	Plagioclase, amphibole, clinopyroxene, magnetite, Ti-Magnetite, chlorite
Monzonite stock	Plagioclase, orthoclase, amphibole, clinopyroxene, mica, magnetite, Ti-Magnetite, Calcite, Epidote, Chlorite
Xenolith	Amphibole, plagioclase, clinopyroxene, mica, Ti-Magnetite

## شیمی کانی

## استوک مونزونیتی

و جدول ۲) و کانی‌های کدر دارای ترکیب تیتانومگنتیت ( $TiO_2=5/6wt. \%$ ) هستند (جدول ۴). از نظر کانی‌شناسی و بافت، استوک مونزونیتی و سنگ آتشفشان ائوسن به یکدیگر شباهت دارند.

بررسی نتایج آنالیز شیمی کانی‌ها، با استفاده از دستگاه میکروپروب نشان می‌دهد که پلاژیوکلازهای موجود در این استوک مونزونیتی، دارای ترکیب آندزین تا لابرادوریت ( $60\%$ - $34An$ ) هستند (جدول ۳) (شکل ۶-۱). فلدسپارهای پتاسیم موجود در این سنگ‌ها نیز از نوع ارتوکلاز ( $96/1\%$ - $70/8Or$ ) است (جدول ۳ و شکل ۶-۱). کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید ( $90/1-0/0Mg\#$ ) و میکاها از نوع فلوگوپیت با  $Fe\#=0/3$  هستند (جدول ۲ و شکل ۶-۱). کانی‌های کدر نیز از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند که دارای  $TiO_2=1/4-6/4wt. \%$  هستند (جدول ۴).

## زینولیت‌ها

پلاژیوکلازها دارای ترکیب لابرادوریت تا بیتونیت ( $84/1\%$ - $51/2An$ ) بوده و فلدسپارهای پتاسیم از نوع ارتوکلاز ( $30\%$ - $Or$ ) هستند (جدول ۳ و شکل ۶-۱). کلینوپیروکسن‌ها دارای ماهیت دیوپسید هستند ( $85/0-76/0Mg\#$ ) (جدول ۲ و شکل ۶-۱). آمفیبول‌های زینولیت‌ها دارای ترکیب پارگاسیت و مگنیزوهایستینگسیت ( $78/0-65/0Mg\#$ ) هستند (شکل ۶-۱) و میکاها نیز از نوع فلوگوپیت ( $3/0Fe\#$ ) هستند (جدول ۲ و شکل ۶-۱). کانی‌های کدر نیز ترکیب تیتانومگنتیت ( $3/5wt. \%$ ) دارند (جدول ۴).

## سنگ‌های آتشفشان ائوسن

در سنگ‌های آتشفشان ائوسن که اغلب ترکیب آندزیت دارند، پلاژیوکلازها دارای ترکیب آندزین تا لابرادوریت ( $52/3\%$ - $31/7An$ ) هستند (جدول ۳) (شکل ۶-۱). آلکالی فلدسپارهای پتاسیم موجود در این سنگ‌ها، به صورت سانیدین دیده می‌شوند که محدود به زمینه هستند ( $72/7-67/4Or$ ) (جدول ۳ و شکل ۶-۱). کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب دیوپسید هستند ( $80/0-73/0Mg\#$ ) (جدول ۲ و شکل ۶-۱). آمفیبول‌های موجود در آتشفشان‌ها دارای طیف ترکیب مگنیزوهایستینگسیت و هورنبلند هایستینگسیتی منیزیم‌دار ( $76/0-62/0Mg\#$ ) هستند (شکل ۶-۱).

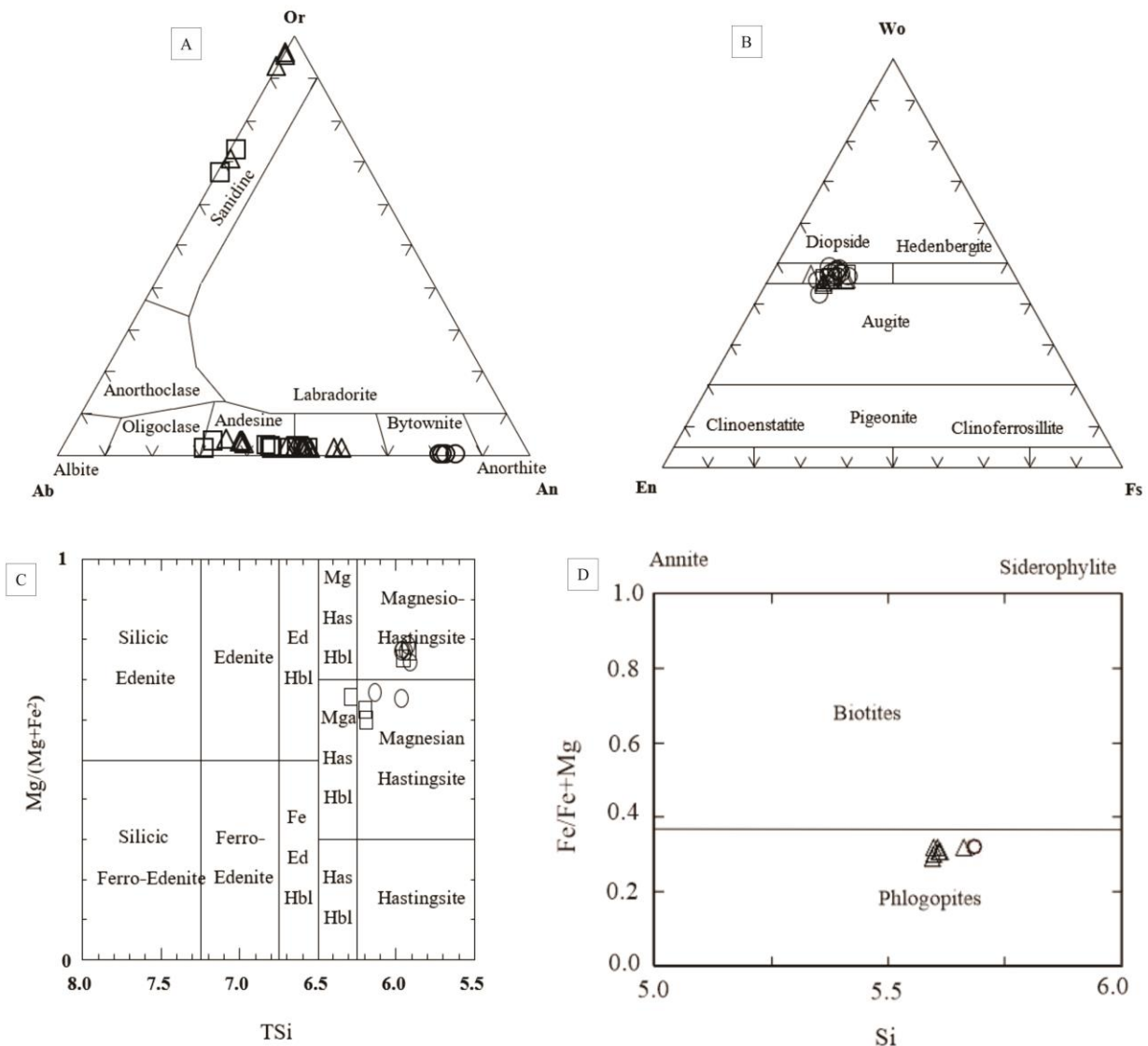
## زمین‌شیمی

بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل (جدول ۵)، مقدار  $SiO_2$  سنگ‌های مورد بررسی از  $47/9$  تا  $61/65$  درصد وزنی در نوسان است که نشان می‌دهد سنگ‌های مورد نظر اغلب از نوع بازیک تا حدواسط هستند. میانگین مقدار عناصر آلکالی بالاست و به  $9/75$  درصد وزنی نیز می‌رسد. در نمودار رده‌بندی TAS (Le Maitre et al., 1989) نمونه‌ها ترکیبی از مونزونیت تا گابرو



نشان می‌دهند (شکل ۷-۱). طبق نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) سری ماگمایی سازنده این سنگ‌ها کالک‌آلکالن است (شکل ۷-۲). از نظر ضریب اشباع‌شدگی آلومینیم (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌های مورد بررسی مت‌آلومینوس هستند (شکل ۷-۳). در این سنگ‌ها مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  از

بیشتر است که نشان‌دهنده سدیک بودن سنگ‌های منطقه است؛ به گونه‌ای که طبق نمودار  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Jaques et al., 1985) سنگ‌های منطقه کوه کلوت قندهاری، ماهیت سدیک را نشان می‌دهند (شکل ۷-۴ و ۷-۵).



شکل ۶. A: نمودار پلاژیوکلازها (Deer et al., 1992)، B: نمودار پیروکسن‌ها (Morimoto, 1989)، C: نمودار آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997) و D: نمودار میکاها (Rieder et al., 1998)

**Fig. 6.** A: Plagioclase diagram (Deer et al., 1992), B: Clinopyroxene diagram (Morimoto, 1989), C: Amphibole diagram (Leake et al., 1997), and D: Mica diagram (Rieder et al., 1998)

**جدول ۲.** نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری پیروکسن بر اساس ۱۶ اکسیژن، آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن، میکا بر اساس ۲۲ اکسیژن درون نمونه‌های استوک مونزونیتی، سنگ آتشفشانی و زینولیت‌های آمفیبولیتی کوه کلوت قندهاری

**Table 2.** Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of clinopyroxene based on 6 oxygens, amphibole based on 23 oxygens, biotite based on 22 oxygens in monzonitic stock, volcanic rock and xenolith of Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari

Sample	212	62	64	Sample	31	211	41	Sample	215	47	50
Analysis	340	B	B	Analysis	A	17	B	Analysis	318	B	A
Mineral	Amp	Amp	Amp	Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Mineral	Bt	Bt	Bt
<b>Rock type</b>	Volcanic	Xenolith	Xenolith	<b>Rock type</b>	Intrusive	Volcanic	Xenolith	<b>Rock type</b>	Volcanic	Xenolith	Intrusive
SiO <sub>2</sub>	40.73	40.77	40.46	SiO <sub>2</sub>	52.91	51.86	49.94	SiO <sub>2</sub>	38.2	33.94	37.42
TiO <sub>2</sub>	2.44	2.43	2.44	TiO <sub>2</sub>	0.33	0.56	0.69	TiO <sub>2</sub>	5.64	4.55	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.13	14.2	14.11	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	2.87	3.53	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.9	15.2	13.71
FeO	11.6	11.53	11.71	FeO	8.23	7.7	9.44	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.03	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0.05	MnO	0.75	0.47	0.56	FeO	12.6	14.65	13.27
MnO	0.14	0.15	0.16	MgO	13.91	14.09	12.1	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0
MgO	13.36	13.62	13.2	CaO	22.23	22.27	21.9	MnO	0.13	0.29	0.16
CaO	12.01	11.75	11.67	Na <sub>2</sub> O	0.35	0.37	0.73	MgO	16.2	17.43	15.54
Na <sub>2</sub> O	2.33	2.53	2.4	K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.02	BaO	0	0	0
K <sub>2</sub> O	1.29	1.1	1.08	Total	100.1	100.2	98.91	CaO	0	0.2	0.02
Total	98.03	98.08	97.23	TSi	1.967	1.919	1.88	Na <sub>2</sub> O	0.69	0.36	0.78
TSi	5.953	5.929	5.939	TAl	0.033	0.081	0.11	K <sub>2</sub> O	8.81	4.51	8.72
TAl	2.047	2.071	2.061	M1Al	0.03	0.044	0.04	Total	96.3	91.16	95.62
TFe <sup>3</sup>	0	0	0	M1Ti	0.009	0.016	0.02	CTotal	96.3	91.16	95.62
TTi	0	0	0	M1Fe <sup>3</sup>	0.011	0.032	0.08	Si	5.57	5.20	5.531
SumT	8	8	8	M1Fe <sup>2</sup>	0.18	0.13	0.17	AlIV	2.42	2.79	2.469
CAI	0.38	0.361	0.379	M1Cr	0	0.001	0	AlVI	0.02	0.05	0.081
CCr	0	0	0	M1Mg	0.771	0.777	0.68	Ti	0.61	0.52	0.667
CFe <sup>3</sup>	0.46	0.6	0.58	M <sub>2</sub> Fe <sup>2</sup>	0.065	0.075	0.04	Fe <sup>2</sup>	1.54	1.87	1.64
CTi	0.26	0.26	0.26	M <sub>2</sub> Mn	0.02	0.01	0.01	Cr	0	0	0
CMg	2.911	2.953	2.889	M <sub>2</sub> Ca	0.885	0.883	0.88	Mn	0.01	0.038	0.02
CFe <sup>2</sup>	0.956	0.803	0.857	M <sub>2</sub> Na	0.025	0.027	0.05	Mg	3.53	3.982	3.424

**ادامه جدول ۲.** نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری پیروکسن بر اساس ۱۶ اکسیژن، آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن، میکا بر اساس ۲۲ اکسیژن درون نمونه‌های استوک مونزونیتی، سنگ آتشفشانی و زینولیت‌های آمفیبولیتی کوه کلوت قندهاری

**Table 2 (Continued).** Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of clinopyroxene based on 6 oxygens, amphibole based on 23 oxygens, biotite based on 22 oxygens in monzonitic stock, volcanic rock and xenolith of Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari

Sample	212	62	64	Sample	31	211	41	Sample	215	47	50
Analysis	340	B	B	Analysis	A	17	B	Analysis	318	B	A
Mineral	Amp	Amp	Amp	Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Mineral	Bt	Bt	Bt
<b>Rock type</b>	Volcanic	Xenolith	Xenolith	<b>Rock type</b>	Intrusive	Volcanic	Xenolith	<b>Rock type</b>	Volcanic	Xenolith	Intrusive
CMn	0.017	0.018	0.02	M <sub>2</sub> K	0	0	0.001	Ba	0	0	0
CCa	0	0	0	Sumcat	4	4	3.99	Ca	0	0.033	0.003
SumC	5	5	5	Ca	45.99	46.94	49.30	Na	0.19	0.107	0.224
BMg	0	0	0	Mg	40.04	41.32	37.90	K	1.63	0.882	1.644
BFe <sup>2</sup>	0	0	0	Fe <sup>2</sup> Mn	13.95	11.73	12.79	Cations	15.5	15.39	15.53
BMn	0	0	0	JD1	1.33	1.42	2.33	FeFeMg	0.3	0.32	0.32
BCa	1.881	1.831	1.835	AE1	0	0	0.635	MgFeMg	0.7	0.68	0.68
BNa	0.119	0.169	0.165	CFTS1	0.563	1.751	4.065	Fe#	0.3	0.3	0.3
SumB	2	2	2	CTTS1	0.479	0.823	1.069				
ANa	0.541	0.544	0.519	CATS1	0.204	0.881	0				
AK	0.241	0.204	0.202	WO1	44.70	43.18	43.19				
Sum_A	0.782	0.748	0.721	EN1	40.00	41.055	37.149				
Sumcat	15.78	15.74	15.721	FS1	12.71	10.88	11.559				
Sumoxy	23	23	23	Q	1.901	1.866	1.779				
Mg#	0.75	0.78	0.77	J	0.05	0.053	0.107				
				WO	45.74	46.14	47.049				
				EN	39.82	40.62	36.17				
				FS	14.43	13.22	16.781				
				WEF	97.44	97.25	94.385				
				JD	1.87	1.579	1.863				
				AE	0.685	1.166	3.752				
				Mg#	0.75	0.79	0.76				

**جدول ۳.** نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم بر اساس ۱۸ اکسیژن درون نمونه‌های استوک مونزونیتی، سنگ آتشفشانی و زینولیت‌های آمفیبولیتی

**Table 3.** Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of plagioclase and K-feldspar based on 8 oxygens in monzonitic stock, volcanic rock and xenolith

Sample	27	84	55	211	215
Analysis	A	C	B	13	316
Mineral	plg	plg	plg	Kfs	Kfs
Rock type	Intrusive	Volcanic	Xenolith	Volcanic	Intrusive
SiO <sub>2</sub>	55.49	56.4	54.74	66.52	65.11
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.03	0.02	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.59	27.29	27.9	18.2	18.27
FeO*	0.36	0.32	0.24	0.09	0.12
MnO	0	0.02	0	0.01	0
MgO	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03
CaO	9.7	9.01	10.28	0.19	0.03
Na <sub>2</sub> O	5.66	6.05	5.2	3.55	0.41
K <sub>2</sub> O	0.38	0.35	0.32	11.49	15.9
Total	99.22	99.48	98.74	100.08	99.87
Si	2.519	2.547	2.497	3.018	3.007
Al	1.475	1.451	1.499	0.972	0.994
Ti	0	0.001	0.001	0.001	0
Fe <sub>2</sub>	0.014	0.012	0.009	0.003	0.005
Mn	0	0.001	0	0	0
Mg	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002
Ca	0.472	0.436	0.502	0.009	0.001
Na	0.498	0.53	0.46	0.312	0.037
K	0.022	0.02	0.019	0.665	0.937
Cations	5.002	4.999	4.989	4.981	4.983
X	3.994	3.999	3.997	3.991	4.001
Z	1.008	1	0.992	0.99	0.982
Ab	50.2	53.8	46.9	31.6	3.8
An	47.6	44.2	51.2	0.9	0.1
Or	2.2	2	1.9	67.4	96.1
Type	Andesine	Andesine	Labradorite	Sanidine	Orthoclase

## جدول ۴. نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های تیره درون نمونه‌های استوک مونزونیتی

Table 4. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of Opaque mineral in monzonitic stock

Sample	215	215	215
Analysis	313	314	322
Mineral	Ti-Mag	Ti-Mag	Ti-Mag
SiO <sub>2</sub>	0.41	0.47	0.06
TiO <sub>2</sub>	1.69	1.71	4.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.79	1.19
FeO*	84.29	85.27	84.89
MnO	0.25	0.31	0.76
MgO	0.12	0.1	0.6
CaO	0.04	0.03	0
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.01	0
K <sub>2</sub> O	0	0.01	0
Total	87.63	88.7	91.97
Si	0.01	0.01	0.002
Al	0.03	0.03	0.05
Ti	0.05	0.05	0.13
Fe <sup>2+</sup>	1.05	1.05	1.07
Fe <sup>3+</sup>	1.82	1.82	1.68
Mn	0.008	0.01	0.02
Mg	0.007	0.006	0.03
Ca	0.001	0.001	0.00
Na	0.004	0.0008	0.00
K	0	0.0005	0.00
Total	3	3	3

**جدول ۵.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های استوک مونزونیتی کوه کلوت قندهاری. عنصرهای اصلی بر اساس درصد وزنی و عنصرهای کمیاب بر اساس ppm آورده شده‌اند. n.d.= not detected

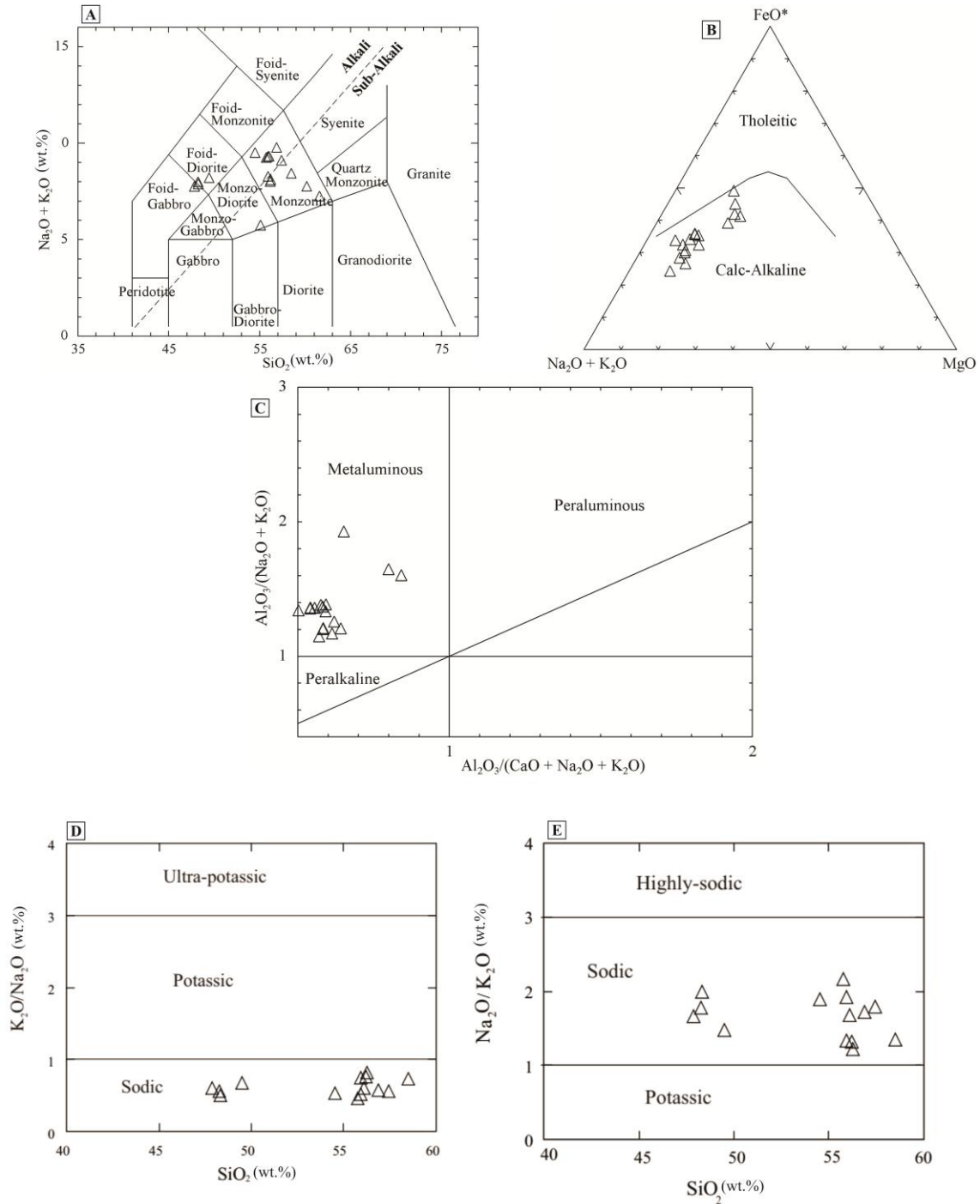
**Table 5.** Whole rocks geochemical compositions of samples from the monzonitic stock in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (Major elements in wt.%, and trace elements in ppm). n.d.= not detected

Sample No.	M23-I	M24-I	M30-I	M32-I	M33-I	M34-I	M68-I	M70-I	M72-I
Rock type	Gabbro	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Gabbro	Gabbro	Monzonite	Monzonite	Gabbro
SiO <sub>2</sub>	48.27	55.93	56.08	55.77	48.3	47.89	54.52	57.44	49.49
TiO <sub>2</sub>	1.34	0.73	0.78	0.69	1.37	1.51	0.80	0.72	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.6	16.3	16.1	16.3	15.6	14.9	15.8	16.5	16.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.67	5.85	6.34	5.5	9.68	10.55	6.61	5.24	8.53
MnO	0.21	0.19	0.17	0.19	0.19	0.21	0.20	0.17	0.48
MgO	4.05	1.69	2.58	1.92	4.5	3.81	1.99	1.89	3.74
CaO	9.54	7.95	6.46	7.91	9.54	10.2	7.68	7.43	8.54
Na <sub>2</sub> O	5.1	6.1	5.82	6.32	5.24	4.84	6.21	5.83	4.89
K <sub>2</sub> O	2.87	3.18	3.48	2.92	2.62	2.9	3.27	3.25	3.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.60	0.32	0.35	0.31	0.56	0.59	0.36	0.28	0.48
LOI	2.21	0.89	1.06	1.18	1.75	1.92	1.96	0.56	2.94
Total	99.47	99.14	99.24	99.01	99.4	99.32	99.41	99.32	99.55
Rb	n.d.	87.48	76.55	76.55	54.7	n.d.	87.49	87.49	87.49
Sr	1573	1667.5	1384	1289	1348	1526	1372	1478	1336
Ba	435.4	457.76	468.9	n.d.	n.d.	468.9	435.4	424.3	n.d.
Zr	324.2	243.14	243.1	202.6	243	324.2	243.1	202.6	202.6
S	2497	9788	7866	1463	3246	4495	4994	7391	1299
Cl	670	600	390	500	590	580	360	500	280
Cu	575.8	300.	300.4	287.9	513	613.4	375.5	300.4	363
Zn	286.3	124.	136.9	174.2	249	286.3	99.58	87.13	709.5
Y	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

**ادامه جدول ۵.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های استوک مونزونیتی کوه کلوت قندهاری. عنصرهای اصلی بر اساس درصد وزنی و عنصرهای کمیاب بر اساس ppm آورده شده‌اند. n.d.= not detected

**Table 5 (Continued).** Whole rocks geochemical compositions of samples from the monzonitic stock in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (Major elements in wt.%, and trace elements in ppm). n.d.= not detected

Sample No.	M74-I	M13-I	M40-I	M42-I	M44-I	DO1	215	214
Rock type	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzodiorite	Monzonite	Monzonite
SiO <sub>2</sub>	56.89	56.19	55.95	58.5	56.25	60.2	55.1	61.6
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.84	0.92	0.72	0.88	0.47	1.28	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.4	15.5	15.9	15.8	15.3	18.1	16.2	17.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.07	6.08	6.26	5.41	6.17	4.07	8.91	3.60
MnO	0.2	0.22	0.18	0.20	0.22	0.14	0.18	0.12
MgO	1.66	2.03	1.9	1.11	1.83	1.49	2.55	1.70
CaO	7	8.64	8.65	8.18	8.96	5.62	9.07	6.09
Na <sub>2</sub> O	6.17	4.54	4.72	4.84	4.44	5.16	3.92	4.64
K <sub>2</sub> O	3.58	3.45	3.54	3.58	3.64	2.59	1.81	2.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.29	0.34	0.26	0.3	n.d.	n.d.	n.d.
LOI	2.63	1.42	0.60	0.66	1.24	2.16	0.93	1.99
<b>Total</b>	99.3	99.21	98.98	99.27	99.24	97.8	99.0	96.2
Rb	109.4	120.3	120.3	120.3	153.1	88	54	80
Sr	1384	2200	2046	2531	2495	876	534	541
Ba	491.3	524.7	446.6	602.9	558.2	436	388	364
Zr	243.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S	6992	5244	1283	5494	7491	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	1300	540	740	640	540	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	275.4	788.6	363	450.6	463.1	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	124.5	236.5	248.9	248.9	248.9	77	108	64
Y	n.d.	63.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.



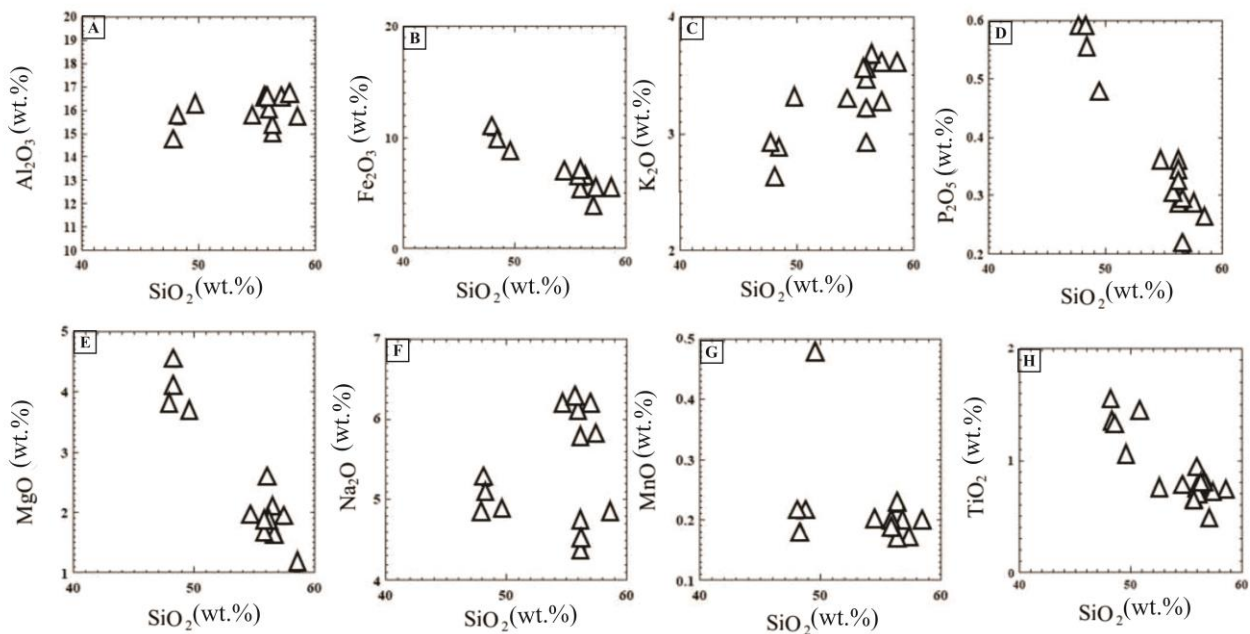
شکل ۷. A: نمودار TAS و نام گذاری سنگ‌های توده نفوذی کوه کلوت قندهاری (Le Maitre et al., 1989); B: نمودار تعیین نوع سری ماگمایی در این سنگ‌ها (Jaques et al., 1985); C: نمودار A/CNK-A/NK (Maniar and Piccoli, 1989); D و E: نمودارهای بررسی نسبت سدیم و پتاسیم

Fig. 7. A: TAS (Total alkalis versus Silica) diagram and classification of the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari samples (Le Maitre et al., 1989), B: Magmatic series diagram (Irvine and Baragar, 1971), C: A/CNK-A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989), D and E: Na vs K ratios diagrams (Jaques et al., 1985)



SiO<sub>2</sub> نیز کم شدن مقدار آپاتیت موجود در سنگ با افزایش SiO<sub>2</sub> است. افزایش مقدار Na<sub>2</sub>O، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> نیز به وسیله فراوانی فلدسپارها کنترل می شود (شکل ۸- A تا H).

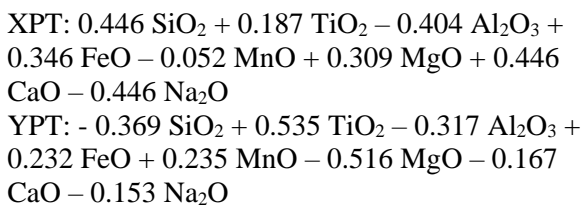
با توجه به نمودارهای هارکر می توان نتیجه گرفت که مقدار TiO<sub>2</sub> و MgO، MnO، Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در این سنگ ها با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub> روند کاهشی نشان می دهند که بیانگر کاهش مقدار کانی های فرومیزین با پیشرفت تفریق است. دلیل کاهش مقدار



شکل ۸. نمودارهای هارکر نمونه های استوک کوه کلوت قندهاری (شمال غرب انارک)

Fig. 8. Harker diagrams for Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari stock samples (Northwest of Anarak)

روش یاووز (Yavuz, 2013) ۳/۴ کیلو بار است.



### محیط و خاستگاه زمین ساختی

برای تعیین محیط زمین ساختی رخداد ماگماتیسزم کوه کلوت قندهاری با استفاده از نتایج تجزیه سنگ کل، از نمودارهای تکتونوماگمایی (Muller and Groves, 1997) استفاده شده

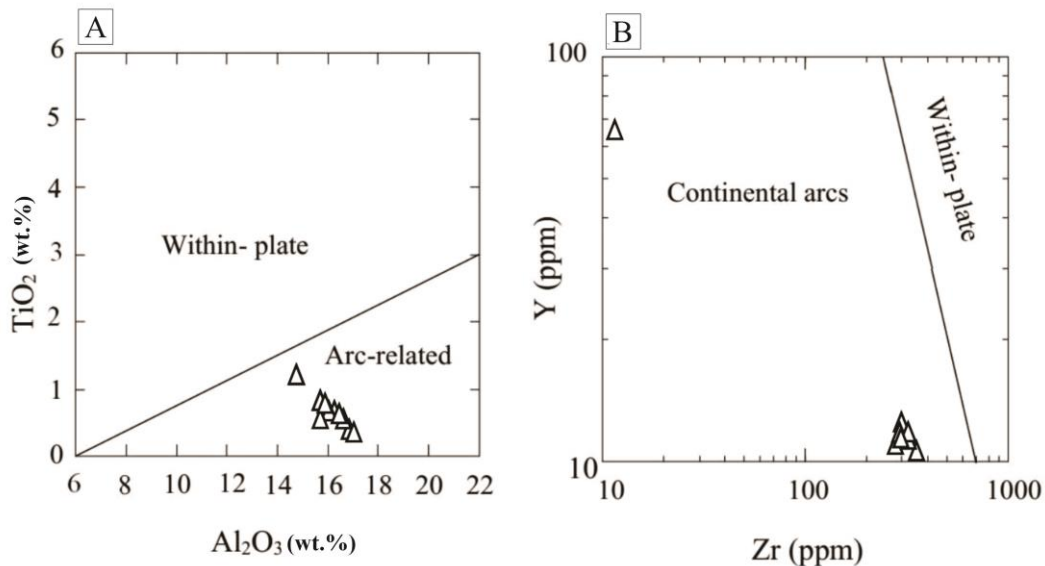
### بحث

#### ترموبارومتري بر اساس شیمی کانی کلینوپيروکسن

ترمومتري بر اساس شیمی پيروکسن نشان می دهد که پيروکسن های منطقه در بازه دمایی ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد و به طور میانگین در دمای ۹۵۰ درجه سانتی گراد متبلور شده اند (Soesoo, 1997)؛ به عبارت دیگر این بازه دمایی نشان دهنده تغییرات دما در هنگام تبلور پيروکسن هاست. ترکیب شیمیایی پيروکسن ها، ابزاری مهم برای سنجش فشار در سنگ های آذرین محسوب می شود. میانگین بارومترهای محاسبه شده برای کلینوپيروکسن ها نیز با استفاده از روش سوئسو (Soesoo, 1997) ۳/۲ کیلو بار و بر اساس

عنصر Y در مقابل Zr، محیط تشکیل سنگ‌های نفوذی ائوسن بالایی کوه کلوت قندهاری یک کمان ماگمایی حاشیه فعال پوسته قاره‌ای بوده و پیدایش این سنگ‌ها ارتباطی با ماگماتیسم درون صفحه‌ای نداشته است (شکل ۹-ب). با توجه به اینکه این سنگ‌ها در درون افیولیت عشین قرار داشته و آن را قطع کرده‌اند، عامل رخداد ماگماتیسم مربوط به تشکیل آنها را می‌توان به فرورانش پوسته اقیانوسی عشین و ناین نسبت داد.

است (شکل ۹). بر اساس این نمودارها، محیط تشکیل سنگ‌های نفوذی کوه کلوت قندهاری، یک کمان ماگمایی است که ویژگی یک ماگماتیسم مرتبط با فرورانش به زیر مناطق قاره‌ای را دارد. بر اساس نمودار  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Muller and Groves, 1997) محیط زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها محیطی مرتبط با فرورانش و قوس است (Sarjoughian et al., 2015; Ghadirpour et al., 2023) (شکل ۹-ا). همچنین در نمودار



شکل ۹. نمودارهای زمین‌شیمیایی تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های استوک کوه کلوت قندهاری برگرفته از مولر و گروز (Muller and Groves, 1997). A: نمودار  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و B: نمودار Y در مقابل Zr

**Fig. 9.** Tectonic setting geochemical diagrams of the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari stock samples. A:  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ratios diagram; B: Y vs Zr ratios diagram (Muller and Groves, 1997)

مونزودیوریت و مونزونیت بوده و متعلق به سری کالک‌آلکان هستند. مت‌آلومینوس بودن این سنگ‌ها از دیگر ویژگی آنهاست. بر اساس ترموبارومتري شیمی کانی کلینوپیروکسن، دمای تشکیل سنگ‌های توده نفوذی ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و عمق ۳/۲ کیلو بار تشکیل شده‌اند. در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی منطقه کلوت قندهاری زینولیت‌هایی از جنس آمفیبولیت دیده می‌شود که با کاهش مقدار پلاژیوکلاز، آمفیبولیت‌ها به هورنبلندیت تغییر

## نتیجه‌گیری

سنگ‌های نفوذی کوه کلوت قندهاری (استوک اغلب مونزونیت) به سن ائوسن بالایی در شمال غرب انارک، در نزدیکی گسل کویر بزرگ و در درون افیولیت ملانژ عشین برونزد دارند. این توده نفوذی، افیولیت عشین، سنگ آهک‌های پالتوسن و ولکانیک‌های ائوسن میانی را قطع کرده و همراه با رسوبات سازند قرمز زیرین و سازند آخوره مشاهده می‌شود. طیف این سنگ‌ها از نوع گابرو تا

پیشنهاد کرد که فرورانش پوسته اقیانوسی عشین- ناین می تواند در پتروژنز این سنگ ها دخالت داشته باشد.

### تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

### تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت های مالی دانشگاه اصفهان و دانشگاه کاناواوا ژاپن تشکر می نمایند.

می کنند. استوک مونزونیتی و سنگ ولکانیک ائوسن از نظر کانی شناسی و بافت به یکدیگر شباهت دارند. شواهد صحرایی نشان می دهد که ماگمای برگرفته از ذوب گوشته، در حین عبور از درون پوسته قاره ای قطعه هایی از جنس آمفیولیت (زینولیت) را با خود به سطح زمین آورده است. ماگمای سازنده این سنگ ها دارای ویژگی های زمین شیمیایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر قاره بوده و شیبه سنگ های آذرین موجود در یک محیط کمان آتشفشانی هستند. با توجه به وجود افیولیت عشین می توان

## 1. Aluminum saturation index (ASI)

## References

- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L. and Kiristaev, V., 1984. Geology of the Khur area (Central Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 20, 131 pp.
- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Ansari Kish, R., 2020. Petrology of Eocene-Oligocene volcanic rocks in the Band-e-Siah Mountain (NW of Anarak, Isfahan province) (in Persian). M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran, 117 pp.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of Geological Society of London*, 139(5): 605–614.  
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265.  
<https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Davoudzadeh, M., 1972. Geology and petrology of the area north of Nain, Central Iran. Geological Survey of Iran, Report 14, 89 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and J. Zussman., 1992. An introduction to the rock-forming minerals (2nd ed.), Longman London, 696 pp.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L. and Pechersky, D.H., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1–4): 241–315.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)
- Ghaderi Rehnani, M., 2019. Petrology of Eocene volcanic rocks in the northwest of Zavar (NE of Anarak, Isfahan Province) (in Persian). M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran, 125 pp.
- Ghadirpour, M., Torabi, Gh., Ghaderi, M., Bayat, F. and Shirdashtzadeh, N., 2023. Magmatic evolution of the Andesitic Eocene volcanic rocks in the Kuh-e- Kalut-e-Ghandehari (NW of Anarak, Isfahan province), *Journal of crystallography and mineralogy*, 31(3): 497–508.  
<https://doi.org/10.61186/ijcm.31.3.497>
- Goli, Z., 2013. Petrology of Eocene volcanic rocks in southwest of Choupanan (NE of Anarak, Isfahan Province) (in Persian). M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran, 150 pp.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian. Journal of Earth Science*, 8(5): 523–548.  
<https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jamshidzadei, A., Torabi, G., Morishita, T. and Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: Roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145(1): 101844.  
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101844>
- Jaques, A.L., Creaser, R.A., Ferguson, J. and Smith, C.B., 1985. A review of the alkaline rocks of Australia. *Verhandeling van die Geologiese Vereniging van Suid-Afrika*, 88(2): 311–334. Retrieved August 1, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/gssa/sajg/article-abstract/88/2/311/122026>
- Khalili Gelsefidi, R., 2020. Petrology of Eocene volcanic rocks in the Gooreh Mountain (NW of Anarak, Isfahan Province) (in Persian). M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran, 248 pp.
- Leake, B.E., Wolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles, Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names, *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623–651.  
<https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Le Maitre, R.W.P., Bateman, A. Dudek, J.L., Keller, M.J., Le bas, P.A., Sabaine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A.R., Woolly, B.R. and Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of term. Blackwell, Oxford, 195 pp.  
<https://www.researchgate.net/publication/234448684>.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.

- [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 21(4): 397–412.  
[https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 27(1): 143–156.  
<https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Springer, Berlin, 398 pp. Retrieved August 1, 2023 from  
<https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-319-92979-8>
- Nabavi, M.H. and Houshmandzadeh, A., 1990. Geological Map of Anarak, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Pirnia, T., Saccani, E., Torabi, G., Chiari, M., Gorecan, S. and Barbeo, E., 2020. Cretaceous tectonic evolution of the Neo-Tethys in Central Iran: Evidence from petrology and age of the Nain-Ashin ophiolitic basalts. *Geoscience Frontiers*, 11(1): 57–81.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.008>
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Yu. S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas, *The Canadian Mineralogist*, 36(3): 905–912.  
<https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- Sarjoughian, F., Ahmadian, J. and Kananian, A., 2015. The composition of the major minerals in the Nasrand intrusive rocks and its dikes. *Petrology* 21(6): 35–54. (in Persian) Retrieved August 1, 2023 from  
[https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16202\\_e34f7b5bac19bdb188651619bb1deaf5.pdf](https://ijp.ui.ac.ir/article_16202_e34f7b5bac19bdb188651619bb1deaf5.pdf)
- Sayari, M., 2006. Petrology of Eocene volcanic rocks in north of Anarak area (NE of Isfahan province) (in Persian). M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran, 119 pp.
- Serra-keel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Maria Samsó, J., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin of Geological Society of France* 169(2): 281–299. Retrieved August 1, 2023 from  
<https://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-abstract/169/2/281/88097/Larger-foraminiferal-biostratigraphy-of-the>
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Science*, 30(5–6): 652–665.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.02.004>
- Shirdashtzadeh, N., Furnes, H., Miller, N., Luise Dantas, E., Torabi, Gh., 2022. Subduction initiation of the Neo-tethys ocean in central Iran based on U-PB geochronology, geochemical and ND isotope data of the Ashin ophiolite. *Ophiolite*, 47(2): 155–171.  
<https://doi.org/10.4454/ofioliti.v47i2.557>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S.N.H., Samadi, R. and Gazel, E., 2014. Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 273(1): 89–120.  
<https://doi.org/10.1127/0077-7749/2014/0418>
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1): 55–60.  
<https://doi.org/10.1080/11035899709546454>
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(21): 147–150. <https://doi.org/10.1038/235147a0>
- Torabi, G., 2004. Petrology of Anarak area ophiolites (NE of Isfahan province, Iran). Ph.D. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 240 pp.
- Torabi, G., 2006. Petrology of volcanic shoshonites in south of Ashin, and age determination of igneous carbonates by using the fission track method (west of Anarak, North-east of Isfahan province). *Journals of University of Isfahan, Basic Sciences*, 25(3): 1–13. (in Persian) Retrieved August 1, 2023 from  
<https://sid.ir/paper/55884/en>

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.  
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yavuz, F., 2013. Win Pyrox: A windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *American Mineralogist*, 98(7): 1338–1359.  
<https://doi.org/10.2138/am.2013.4292>





## Sagh iron oxide Cu-Ag±Au mineral occurrence, SE of Torbat-e-Heydarieh: evidence of Geology, mineralization, geochemistry and fluid inclusion

Mohammad Saghi<sup>1</sup>, Mohammad Hassan Karimpour<sup>2\*</sup> , Ali Asghar Sepahi Gerow<sup>3</sup>

<sup>1</sup> M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>2</sup> Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposits of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 15 August 2023  
 Revised: 20 September 2023  
 Accepted: 20 September 2023

#### Keywords

Geology  
 Mineralization  
 Geochemistry  
 Iron oxide Cu-Au deposits  
 Sagh  
 Khaf-Kashmar-Bardaskan  
 magmatic belt

#### \*Corresponding author

Mohammad Hassan Karimpour  
 ✉ [karimpur@um.ac.ir](mailto:karimpur@um.ac.ir)

### ABSTRACT

Sagh mineral occurrence is located southeast of Torbat-e-Heydarieh, Khorasan Razavi province, and in the eastern part of the Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt. The rock units of area are divided into two categories: intrusions (monzonite, monzodiorite, diorite, and syenite) in the southern half, and conglomerate in the northern half. One square kilometer of continuous mineralization may be observed as stockwork, while there are other locations where it has a linear trend and is supported by intrusive rocks. Primary minerals include specularite, chalcopryrite, pyrite, galena, and sulfosalt, and secondary minerals include malachite, goethite, hematite, chalcocite, caveolite, and anglesite. The mineralization textures are vein-veinlet, disseminated, replacement, and cloform, mainly with a strong chloritic-silicified alteration. The average amount of copper is 0.8 with a maximum of more than 3%, the average amount of silver is 24.4 with a maximum of more than 113 ppm, and the average amount of gold is 44 with a maximum of 250 ppb. The average amount of lead is 761 ppm with a maximum of 0.4% and the average amount of zinc is 430 ppm with a maximum of 0.1%. The formation temperature of ore-forming fluid is between 159 and 328 °C and the salinity is between 7.2 and 16.7 wt.% equiv. NaCl. The mixing of magmatic fluids with meteoric waters with low temperatures and salinity was the most important mechanism of mineral formation. Based on the evidence of tectonic setting, lithology, type of alteration, shape, and state of mineralization, and the presence of abundant specularity with copper, silver, and gold anomalies, probably the Sagh area is iron oxide Cu-Ag±Au type.

### How to cite this article

Saghi, M., Karimpour, M.H. and Sepahi Gerow, A.A., 2023. Sagh iron oxide Cu-Ag±Au mineral occurrence, SE of Torbat-e-Heydarieh: evidence of Geology, mineralization, geochemistry and fluid inclusion. *Journal of Economic Geology*, 15(4): 81–114. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.83949.1084>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

The geological settings, hydrothermal alteration, and mineralizing fluid compositions vary among the deposits of “IOCG-type” (Hitzman et al., 1992; Sillitoe, 2003). However, they belong to a family of Cu ±Au deposits that include substantial hydrothermal alkali (Na/Ca/K) alteration and a lot of low-Ti iron oxide (magnetite and/or hematite). According to Williams et al. (2005), these deposits likewise exhibit strong structural constraints and a temporal but not a tight geographical relationship with igneous rocks. They formed in rift or subduction settings (Hitzman, 2002) from the Late Archean to the Pliocene (Groves et al., 2010).

Sagh mineral occurrence is located the southeast of Torbat-e-Heydarieh, Khorasan Razavi province, and in the eastern part of the Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt (Fig.1). This belt has a high potential for iron oxide copper-gold type deposits and sometimes skarn and porphyry copper (Karimpour, 2004).

The purpose of this research is geological studies and determine the relationship of intrusions with mineralization, examine the total paragenesis sequence, geochemistry, fluid inclusions studies and finally determine the mineralization model, and the formation of mineral occurrences in the Sagh area, for the first time is done.

### Materials and methods

To investigate the lithology, alteration, and mineralization of the Sagh area, 61 samples were taken mainly from the intrusions. 32 samples for the thin section and 10 samples for the polished thin section and polished block were selected, prepared, and studied. Then, the geological and alteration-mineralization map with a scale of 1:5000 was prepared in Arc GIS software. Furthermore, for geochemical studies of mineralization zones and veins, 24 samples were taken and sent to the Zarazma laboratory for analysis. Analysis was done by the ICP-OES method. Furthermore, 11 samples were selected for gold analysis with Fire assay, and sent to Zarazma laboratory. Using a cooling and heating system made by Linkam Company, model THM 600, microthermometric tests and salinity determination were performed on 2 wafers of quartz minerals and 31 fluid inclusions at Ferdowsi University of

Mashhad.

### Result

The rock units of the area are divided into two categories: subvolcanic and plutonic intrusions in the southern half and conglomerate units in the northern half. Intrusive rocks are composed of monzonite, monzodiorite, diorite and syenite. Mineralization can be seen in the form of stockwork in a wide and continuous zone with an area of about one square kilometer, but in some places, it has a linear trend (NE-SW and NW-SE trend) which is hosted by intrusive rocks. Primary minerals include specularite, chalcopyrite, pyrite, galena, and sulfosalt, and secondary minerals include malachite, goethite, hematite, chalcocite, covellite, and anglesite. Vein-veinlet, disseminated, replacement, and cloform mineralization textures are seen, with a dominant chloritic-silicified alteration. The average concentration of copper is 0.8%, with a maximum concentration of more than 3%, silver is 24.4 ppm, with a maximum concentration of more than 113 ppm, and gold is 44 ppb, with a maximum concentration of more than 250 ppb, according to geochemical data. The average amount of lead is 761 ppm with a maximum of 0.4% and the average amount of zinc is 430 ppm with a maximum of 0.1%. Based on fluid inclusions studies, the formation temperature of ore-forming fluid is between 159 and 328 °C, and the salinity is between 7.2 and 16.7 wt.% equiv. NaCl.

### Discussion and Conclusion

Comparing the characteristics of Sagh prospect area with other copper-bearing deposits shows that this area is very similar to iron oxide copper-gold deposits. An empiric definition of IOCG deposits is summarized as having the following five characteristics (Williams et al., 2005): (1) copper, with or without gold, as economic metals, (2) hydrothermal ore styles and strong structural controls, (3) abundant magnetite and/or hematite, (4) Fe oxides with Fe/Ti ratios greater than those in most igneous rocks and bulk crust, and (5) no clear spatial associations with igneous intrusions as, for example, displayed by porphyry and skarn ore deposits. Sillitoe (2003) proposed a close genetic relationship between IOCG deposits in northern Chile, and dioritic plutons. Mineralization in the Sagh area has a close relationship with monzonitic, monzodiorite,

and diorite, which are similar to Kuh-e-Zar, Bahariyeh, Namaq, Fadiheh, Chenar, and other KKBMB deposits (Table 3).

The main alteration related to mineralization in the Sagh is propylitic-silicified, and its propylitic alteration is characterized by chlorite mineral. Extensive chlorite alteration in the Sagh area is similar to Monteverde deposit in Peru (Vila et al., 1998), Mont-del-Aigle in Canada (Simard et al., 2006), Kuh-e-Zar Tarbat Heydarieh (Karimpour et al., 2017), and other IOCG type deposits in the KKBMB belt (Almasi et al., 2015; Taghadosi and Malekzadeh Shafaroudi, 2018; Najmi et al., 2023; Sahebi Khader et al., 2021; Behnamnia et al., 2023) and Qala Zari (Karimpour, 2005) in the Lut block, where the temperature and salinity of ore-fluid are lower than some IOCG type deposits in the world.

Based on the available evidence, the mineral occurrence of the Sagh includes 1) the presence of oxidant intrusions formed in the subduction zone in the KKBMB, 2) mineral paragenesis of specularite, chalcopyrite, pyrite, and galena, 3) structural control of mineralization, 4) copper, silver, gold, and lead geochemical anomaly, 5) chloritic-silicified alteration, which is very compatible with iron oxide copper-silver-gold systems. The location of this area in the KKBMB belt, which has great potential for

IOCG deposits, and near other IOCG deposits that have many similarities (Almasi et al., 2015; Karimpour et al., 2017; Sahebi Khader et al., 2021; Najmi et al., 2023), is a confirmation of this claim.

Although monzonitic, monzodiorite, diorite, and syenitic intrusions are the host rock of mineralization and mineralization is controlled by structures and faults, this magmatism can be represented of source rock at deep. The mineral paragenesis of the Sagh and the abundance of specularite with sulphide minerals of copper, lead, and silver, which are associated with quartz and chlorite, show that mineralization generated from a high  $fO_2$ , Fe-Si rich ore fluid.

The metal originated from an oxidant magmatism from deep, and moved up through faults, joints, and fractures. The mixing of magmatic ore solution with higher temperature and salinity with meteoric water with lower temperature and salinity has finally led to the deposition of sulfides, and the formation of mineralization. Temperature-salinity and alteration evidence show that we are currently in the upper parts of the system, and we need more information. The relevance of this magmatic belt in eastern Iran as a significant metallogenic zone for deposits of copper, gold, and silver is growing as more and more IOCG mineral occurrences are found there.



## رخداد معدنی مس - نقره ± طلا همراه با اکسید آهن ساق، جنوب شرقی تربت حیدریه: شواهدی از زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی و سیالات درگیر

محمد ساقی<sup>۱</sup>، محمدحسن کریم‌پور<sup>۲\*</sup>، علی اصغر سپاهی گرو<sup>۳</sup> 

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
رخداد معدنی ساق در جنوب شرقی تربت حیدریه، استان خراسان رضوی و در بخش شرقی کمربند ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه به دو دسته کلی توده‌های نفوذی (مونزونیت، مونزودیوریت، دیوریت و سینیت) در نیمه جنوبی و واحد کنگلومرا در نیمه شمالی تقسیم می‌شود. کانی‌سازی در یک زون پیوسته به وسعت حدود یک کیلومتر مربع به شکل استوک ورک دیده می‌شود؛ ولی در برخی نقاط روند خطی داشته و در توده‌های نفوذی تشکیل شده است. کانی‌های اولیه شامل اسپیکیولاریت، کالکوپیریت، پیریت، گالن و سولفوسالت بوده و کانی‌های ثانویه شامل مالاکیت، گوتیت، همتیت، کالکوسیت، کولیت و آنگلزیت است. بافت کانه‌زایی به صورت رگه-رگچه، پراکنده، جانشینی ثانویه و کلوform اغلب همراه با دگرسانی کلریتی-سیلیسی شدید دیده می‌شود. میانگین مقدار مس ۰/۸ با بیشینه بیش از ۳ درصد، میانگین مقدار نقره ۲۴/۴ با بیشینه بیش از ۱۱۳ گرم در تن، میانگین مقدار طلا ۴۴ با بیشینه ۲۵۰ میلی گرم در تن، میانگین مقدار سرب ۷۶۱ گرم در تن با بیشینه ۰/۴ درصد و میانگین مقدار روی ۴۳۰ گرم در تن با بیشینه ۰/۱ درصد است. دمای تشکیل سیال کانه‌ساز بین ۱۵۹ تا ۳۲۸ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۷/۲ تا ۱۶/۷ درصد وزنی است. مخلوط‌شدگی سیال ماگمایی با آب‌های جوی با دما و شوری پایین مهم‌ترین سازوکار تشکیل کانی‌سازی بوده است. بر اساس شواهد موقعیت زمین‌ساختی، سنگ‌شناسی، نوع دگرسانی، شکل و حالت کانی‌سازی، وجود اسپیکیولاریت فراوان همراه با آنومالی مس، نقره و طلا، احتمالاً کانی‌سازی در منطقه ساق از نوع مس-نقره ± طلا همراه با اکسید آهن است.	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۲۴</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۶/۲۹</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۲۹</p> <p><b>واژه‌های کلیدی</b></p> <p>زمین‌شناسی کانی‌سازی زمین‌شیمی کانسارهای مس-طلا همراه با اکسید آهن ساق کمربند ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن</p> <p><b>نویسنده مسئول</b></p> <p>محمدحسن کریم‌پور karimpur@um.ac.ir </p>

### استناد به این مقاله

ساقی، محمد؛ کریم‌پور، محمدحسن و سپاهی گرو، علی اصغر، ۱۴۰۲. رخداد معدنی مس - نقره ± طلا همراه با اکسید آهن ساق، جنوب شرقی تربت حیدریه: شواهدی از زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی و سیالات درگیر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۴): ۸۱-۱۱۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.83949.1084>

## مقدمه

کانسارهای اکسید آهن همراه با مس - طلا، نخستین بار توسط هیتzman و همکاران (Hitzman et al., 1992) معرفی شد و در ادامه توسط پژوهشگران بعدی توصیف و دسته‌بندی شدند. ذخایر IOCG بین ۱ تا ۵ درصد تولیدات جهانی مس و طلا را شامل می‌شوند و بعد از ذخایر پورفیری بیشترین ذخایر مس و طلا را دارا هستند. هیتzman (2002) این نوع کانسارها را به دو گروه نوع مگنتیت-آپاتیت و کانسارهای اکسید آهن همراه با مس - طلا طبقه‌بندی کرد. کریم‌پور (Karimpour, 2004) کانسارهای اکسید آهن را به دو گروه نوع مگنتیت و نوع مس - طلای همراه با اکسید آهن تقسیم کرده است. در این تقسیم‌بندی کانسارهای نوع مگنتیت به سه زیردسته ذخایر مگنتیت-آپاتیت، مگنتیت-عناصر نادرخاکی و حاوی مگنتیت تفکیک شده است. از طرفی کانسارهای نوع مس - طلای همراه با اکسید آهن نیز به سه زیردسته ذخایر IOCG همراه با مگنتیت (مس - طلا- اورانیوم- عناصر نادرخاکی)، IOCG همراه با مگنتیت (مس - طلا) و IOCG همراه با اسپیکولاریت (مس - طلا) تقسیم شده است. کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2006) این تقسیم‌بندی را کامل تر کرده و قسمت IOCG را به ۶ قسمت افزایش می‌دهند: ۱- ذخایر IOCG نوع اسپیکولاریت حاوی طلا، ۲- ذخایر IOCG نوع اسپیکولاریت حاوی مس و طلا، ۳- ذخایر IOCG نوع اسپیکولاریت- مگنتیت حاوی مس و طلا، ۴- ذخایر IOCG نوع مگنتیت حاوی مس و طلا، ۵- ذخایر IOCG نوع مگنتیت حاوی طلا و ۶- ذخایر IOCG نوع اسپیکولاریت- مگنتیت حاوی مس، طلا، اورانیوم و عناصر نادرخاکی. به طور کلی، ذخایر IOCG دارای ویژگی‌های متمایزکننده و کلی زیر هستند (Hitzman et al., 1992, Hitzman, 2002; Barton and Johnson, 1996; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Chen et al., 2011):

(۱) ذخایری با محتوای تیتانیم پایین هستند که دارای دو کانه اصلی مگنتیت، اسپیکولاریت (هماتیت) و یا هر دو نوع هستند،

(۲) ذخایری دارای مس هستند که می‌توانند دارای طلا یا بدون آن باشند،

(۳) دارای طیف گسترده‌ای از دگرسانی گرمابی هستند،

(۴) ذخایری با کنترل ساختاری بسیار بالا هستند و تشکیل ذخیره ارتباط نزدیکی با این ساختارها دارد،

(۵) تشکیل ذخیره مرتبط با توده‌های نفوذی بوده؛ ولی موقعیت فضایی و مکانی توده‌های نفوذی با محل ذخیره به طور آشکار مشخص نیست و رابطه مکانی واضحی با ذخیره وجود ندارد،

(۶) دارای سنگ میزبان‌های متنوعی از گرانیت تا واحدهای آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری هستند،

(۷) این ذخایر در محیط‌های زمین‌ساختی متنوعی از ریفت درون قاره‌ای تا زون‌های فرورانش تشکیل شده‌اند و

(۸) در گستره وسیع سنی یعنی از آرکن تا پلیوسن مشاهده می‌شوند.

منطقه اکتشافی ساق در جنوب شرقی تربت حیدریه در استان خراسان رضوی بین طول‌های جغرافیایی ۴۹° ۵۹' و ۳۹° ۵۱' ۵۹ و عرض‌های جغرافیایی ۴۵° ۵' ۳۳" و ۳۵° ۵' ۵۶" قرار دارد. منطقه ساق در شرق کمر بند ماگمایی خواف- کاشمر- بردسکن واقع شده است (شکل ۱- A). این کمر بند ماگمایی اغلب از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاهی مافیک تشکیل شده که توده‌های نفوذی با سن ائوسن میانی در آن نفوذ کرده‌اند. شواهد زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که ماگماتیسم این کمر بند در زون فرورانش حاشیه قاره تشکیل شده است (Karimpour et al., 2006; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2014; Golmohammadi et al., 2015; Almasi et al., 2015; Shafaii Moghaddam et al., 2015; Karimpour et al., 2017; Hossieni et al., 2018).

این کمر بند، پتانسیل بالایی برای کانسارهای نوع IOCG و گاهی اسکارن و مس پورفیری دارد (Karimpour, 2004). از مهم‌ترین رخدادهای کانه‌زایی KKBMB می‌توان به کانی‌سازی اسکارن آهن سنگان (Golmohammadi et al., 2015)، ذخیره IOCG

شوری بر روی ۲ مقطع دو برصیقل از کانی کوارتز و ۳۱ سیال درگیر انجام شد. آزمایش‌های مربوطه با استفاده از یک دستگاه سردکننده و گرم‌کننده ساخت شرکت لینکام مدل THM 600 در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. دقت کار دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن  $\pm 1$  درجه سانتی‌گراد و محدوده حرارتی دستگاه بین (۱۹۰-) تا (۶۰۰+) درجه سانتی‌گراد است. مقدار شوری در سامانه  $H_2O-NaCl$  با استفاده از نرم‌افزار (Lecumberri-Sanchez) HOKIEFLINCS- $H_2O-NaCl$  (Steele-MacInnis et al., 2012; et al, 2012) محاسبه شد.

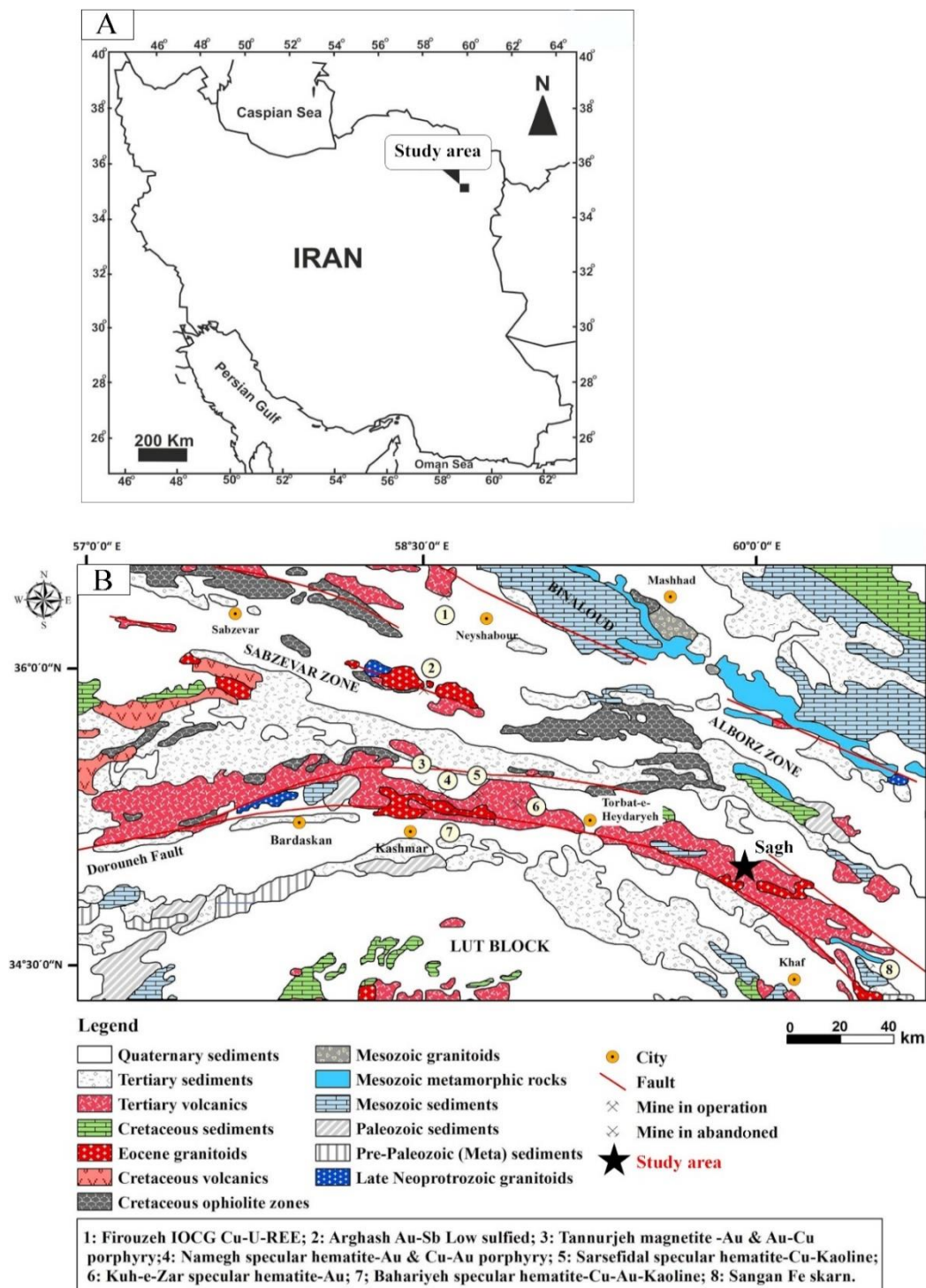
### زمین‌شناسی

کمربند ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن در جنوب اقیانوس‌های سبزواری-تربت حیدریه در طی کرتاسه تا پلیو-کواترنر گسترش یافته است که از یک سو تا افغانستان و از سوی دیگر تا بیارجمند ادامه دارد. این کمربند طولی بیش از ۳۵۰ کیلومتر و عرض متغیر از ۱۵ تا ۹۰ کیلومتر دارد. کمربند ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن با گسترش شرقی-غربی و خمیدگی به سوی شمال، در شمال گسل درونه (گسل کویر بزرگ) جای گرفته است. این کمربند ماگمایی اغلب از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاهی مافیک با سن ترشیاری تشکیل شده که توده‌های گرانیتوئیدی سری مگنتیت نوع I ائوسن با ترکیب اغلب گرانیت تا مونزونیت در آنها نفوذ کرده‌اند. فعالیت‌های ماگمایی در KKBMB در قالب فوران‌های آتشفشانی با تشکیل سنگ‌هایی نظیر توف‌های خاکستری تیره و گاه ایگنمبریتی شروع شده و با تشکیل گدازه‌های آندزیتی ادامه یافته است. سپس بر روی این واحدها، ضخامت زیادی از توف‌های برشی-ماسه‌ای، برش‌های آتشفشانی و ایگنمبریت قرار گرفته است و آخرین محصول فعالیت‌های آتشفشانی در این زمان گدازه‌هایی با ترکیب آندزیت-تراکی آندزیت و آلکالی‌بازالت است (Karimpour et al., 2006).

کوه زر تربت حیدریه (Karimpour et al., 2017) در شرق کمربند، طلا-مس پورفیری تنورچه (Karimpour et al., 2018; Hossieni et al., 2006)، مگنتیت-اسپیکولاریت-مس-طلای شهرک (Yousefi et al., 2008)، منطقه اکتشافی چنار (Behnamnia et al., 2023)، منطقه IOCG فدیبه (Sahebi Khader et al., 2021)، آهن-مس نامق (IOC) در شمال شرق کاشمر (Taghadosi and Malekzadeh, 2018)، کانی‌سازی‌های نوع IOCG شمال شرق کاشمر (Almasi et al., 2015)، کانسار IOCG بهاریه (Najmi et al., 2023) و ذخایر غیرفلزی مهمی چون کائولن بهاریه، اوچ پلنگ و سرسفیدال اشاره کرد (شکل ۱-B). هدف از این پژوهش، بررسی‌های زمین‌شناسی و تعیین ارتباط توده‌های نفوذی با کانی‌سازی، بررسی مجموع توالی هم‌یافتی، زمین‌شیمی ماده معدنی و بررسی‌های سیالات درگیر و در نهایت تعیین مدل کانی‌سازی و نحوه تشکیل رخداد معدنی در محدوده ساق است که برای نخستین بار انجام شده است.

### روش مطالعه

برای بررسی سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی منطقه اکتشافی ساق، تعداد ۶۱ نمونه اغلب از نیمه جنوبی محدوده و توده‌های نفوذی عمیق تا نیمه عمیق برداشت شد. تعداد ۳۲ نمونه سنگی برای مقطع نازک و ۱۰ نمونه برای مقطع نازک صیقل و بلوک صیقل انتخاب، تهیه و مطالعه شدند. سپس نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی-کانی‌سازی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ در نرم افزار Arc GIS تهیه شد. همچنین برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی زون‌ها و رگه‌های کانی‌سازی، تعداد ۲۴ نمونه خرده سنگی برداشت و برای تجزیه به آزمایشگاه زرآما ارسال شد. تجزیه به روش ICP-OES (روش آماده‌سازی نمونه چهار اسید بوده است) انجام شد. همچنین پس از بررسی نتایج آنالیزها و بر اساس مقادیر عناصر مس و نقره، تعداد ۱۱ نمونه خرده سنگی برای تجزیه طلا با Fire assay انتخاب شده و به آزمایشگاه زرآما ارسال شد. بررسی‌های دماسنجی و تعیین



شکل ۱. A: موقعیت منطقه اکتشافی ساق در شمال شرق ایران و B: نقشه زمین شناسی ساده شده کمربند ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن (KKBMB) و موقعیت محدوده ساق بر روی آن

**Fig. 1.** A: Location of Sagh prospect area in northeast of Iran, and B: Simplified geological map of Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt (KKBMB) and location of Sagh area on it

بر اساس بررسی‌های پترولوژیکی در بخش‌های مختلف KKBMB، توده‌های نفوذی از ذوب بخشی گارنت-اسپینل لرزولیت گوه گشته‌ای در بالای اسلب اقیانوسی نئوتیتس فرورانده شده به زیر صفحه جنوب غرب اوراسیا تشکیل شده و ضمن صعود به سمت بالا اندکی با پوسته بالایی آلوده شده‌اند. سن توده‌ها با استفاده از روش U-Pb در کانی زیرکن بین ۳۹/۳ تا ۴۲ میلیون سال (اوسن میانی) تعیین شد (Karimpour et al., 2006; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2014; Almasi et al., 2015; Golmohammadi et al., 2015; Shafaii Moghaddam et al., 2015; Karimpour et al., 2017; Hossieni et al., 2018).

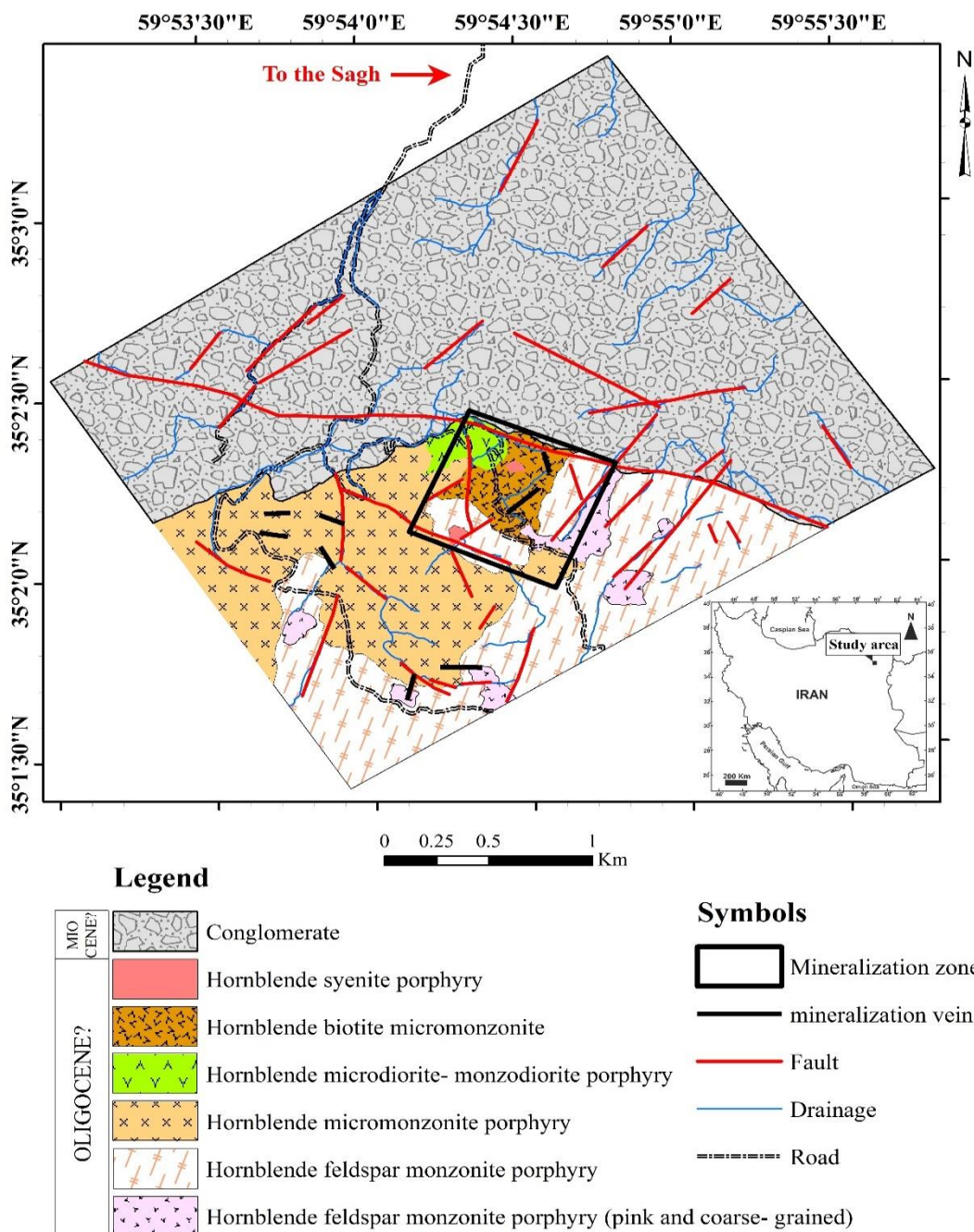
بر اساس بررسی‌های صحرائی و میکروسکوپی، واحدهای سنگی محدوده اکتشافی ساق به دو دسته کلی توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق در نیمه جنوبی و واحد رسوبی کنگلومرا در نیمه شمالی تقسیم می‌شود. از لحاظ سنی، توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق از قدیم به جدید عبارتند از: هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (درشت بلور به رنگ صورتی)، هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری، هورنبلند میکرومونزونیت پورفیری، هورنبلند میکرودیوریت-مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند بیوتیت میکرومونزونیت و هورنبلند سینیت پورفیری. هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (درشت بلور به رنگ صورتی) در جنوب، جنوب شرقی و جنوب غربی منطقه مورد بررسی رخنمون دارد (شکل ۲) این واحد در صحرا ریخت شناسی صخره ساز دارد و ویژگی آن بافت پورفیری تا سری ایت و وجود فلدسپارهای سفید تا صورتی بسیار درشت (تا ۵ سانتی متر) در زمینه دانه درشت است (شکل ۳-A). پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز در نمونه دستی دیده می‌شود.

هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری یکی از گسترده ترین توده‌های نفوذی نیمه عمیق منطقه ساق است که در جنوب و به سمت جنوب شرقی و غربی رخنمون دارد (شکل ۲). این واحد در صحرا ریخت شناسی صخره ساز دارد و ویژگی آن بافت پورفیری

با زمینه خاکستری دانه ریز و وجود فلدسپارهای سفید نسبتاً درشت (تا ۲ سانتی متر) است (شکل ۳-B). هورنبلند میکرومونزونیت پورفیری در مرکز و غرب منطقه ساق قرار دارد. این مجموعه در واحد فلدسپار مونزونیت پورفیری نفوذ کرده است (شکل ۲). این واحد دارای ریخت شناسی صخره ساز و ویژگی آن بافت پورفیری است. دگرسانی پروپلیتیک متوسط در بخش‌های مرکزی این توده مشاهده می‌شود؛ اما بخش زیادی از این مجموعه دارای دگرسانی ضعیف است (شکل ۳-C). آثاری از کانی سازی اسپکیولاریت و گاهی مالاکیت در این واحد دیده می‌شود. هورنبلند میکرودیوریت-مونزودیوریت پورفیری در مرکز محدوده مورد بررسی رخنمون دارد (شکل ۲). این واحد در صحرا دارای ریخت شناسی تپه ماهور و دارای بافت پورفیری است. دگرسانی پروپلیتیک-سیلیسی شدید این توده را تحت تأثیر قرار داده است و یکی از مهم ترین واحدهای سنگی مرتبط با کانی سازی است (شکل ۳-D). هورنبلند بیوتیت میکرومونزونیت دارای بافت گرانولار با ریخت شناسی صخره ساز در بخش مرکزی محدوده مورد بررسی قرار دارد (شکل ۳-E و شکل ۲). کلریت، اپیدوت و کوارتز فراوان در این واحد دیده می‌شود. دگرسانی پروپلیتیک-سیلیسی شدید این توده را نیز تحت تأثیر قرار داده است. این واحد یکی از دیگر واحدهای سنگی مهم مرتبط با کانی سازی است. هورنبلند سینیت پورفیری دو رخنمون کوچک در مرکز منطقه ساق دارد (شکل ۲). این واحد دارای بافت پورفیری است. به دلیل داشتن درشت بلورهای آلکالی فلدسپار فراوان رنگ این توده صورتی رنگ است. کانی سازی در این واحد نیز دیده می‌شود (شکل ۳-F).

بخش اعظم منطقه در نیمه شمالی منطقه ساق پوشیده از کنگلومراست (شکل ۲). این واحد ریخت شناسی بسیار خشن و صخره ساز دارد (شکل ۳-G). اندازه قطعه‌های کنگلومرا از چند سانتی متر تا چند ده سانتی متر متغیر بوده و شامل انواع توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق است (شکل ۳-H). از آنجایی که توده‌های نفوذی مختلف در کنگلومرا دیده می‌شود، کنگلومرا

جوان تر از همه توده هاست. ضخامت زیاد کنگلومرا و رخنمون توده های نفوذی در سطح نشان می دهد که منطقه حداقل ۱/۵ تا ۲ کیلومتر تحت تأثیر فرسایش قرار گرفته است.



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه اکتشافی ساق

Fig. 2. Geological map of Sagh prospect area





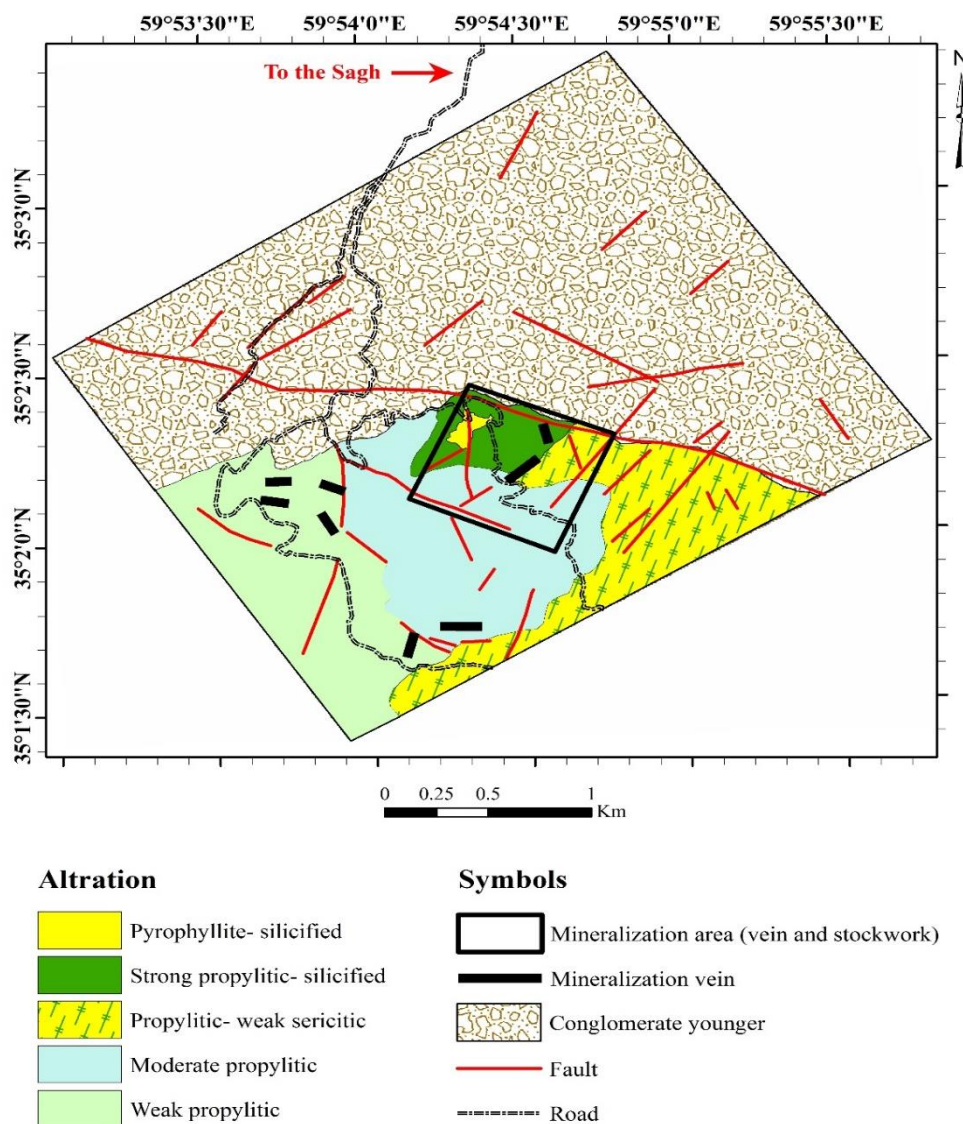
**شکل ۳.** نمایی از واحدهای سنگی مختلف منطقه اکتشافی ساق، A: هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (صورتی و درشت بلور) (دید به جنوب غرب)، B: هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (دید به جنوب)، C: هورنبلند مونزونیت پورفیری (دید به غرب)، D: هورنبلند میکرودیوریت-مونزودیوریت پورفیری (دید به شمال غرب)، E: هورنبلند بیوتیت میکرومونزونیت (دید به شمال شرق)، F: هورنبلند سینیت پورفیری (دید به شرق)، G: کنگلومرا (دید به شمال شرق) و H: قطعه‌های توده نفوذی داخل کنگلومرا

**Fig. 3.** A view of different rock types of Sagh prospect area. A: Hornblende feldspar monzonite porphyry (pink and coarse-grained) (view to the SW), B: Hornblende feldspar monzonite porphyry (view to the S), C: Hornblende monzonite porphyry (view to the W), D: Hornblende microdiorite-monzodiorite porphyry (view to the NW), E: Hornblende biotite micromonzonite (view to the NE), F: Hornblende syenite porphyry (view to the E), G: Conglomerate (view to the NE), and H: intrusion fragments within conglomerate.

## دگرسانی

بر اساس بررسی های صحرایی، دگرسانی فقط در نیمه جنوبی محدوده اکتشافی ساق و منطق بر توده های نفوذی نیمه عمیق به ویژه قسمت جنوب شرقی دیده می شود. این زون های دگرسانی به

۵ دسته زیر تقسیم می شود (شکل ۴): ۱- پیروفیلیت- سیلیسی، ۲- پروپیلیتیک- سیلیسی شدید، ۳- پروپیلیتیک- سربستیک ضعیف، ۴- پروپیلیتیک متوسط و ۵- پروپیلیتیک ضعیف.



شکل ۴. نقشه دگرسانی- کانی سازی منطقه اکتشافی ساق

Fig. 4. Alteration-mineralization map of Sagh prospect area

است (شکل ۵-۵A). عرض زون دگرسانی شده حدود ۲۰ الی ۴۰ متر و طول آن نزدیک به ۲۵۰ متر است که درون زون گسلی

زون دگرسانی پیروفیلیت- سیلیسی تقریباً در مرکز محدوده، یک ذخیره نیمه اقتصادی از ماده معدنی غیرفلزی را به وجود آورده

که بیشتر واحدهای آذرین را تحت تأثیر قرار داده است، دگرسانی پروپلیتیک متوسط است. این زون دگرسانی در جنوب محدوده و منطبق بر توده‌های هورنبلند میکرومونزونیت پورفیری، هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری و هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (درشت بلور به رنگ صورتی) گسترش یافته است (شکل ۴). کانی‌های اصلی زون پروپلیتیک متوسط شامل کلریت، اپیدوت و کلسیت هستند (شکل ۵-E). کلریت‌های موجود اغلب از تجزیه کانی هورنبلند (بین ۲۰ تا ۴۵ درصد) همراه با اپیدوت (کمتر از ۱۰ درصد) ایجاد شده‌اند. کلسیت نیز از تبدیل درشت بلورهای هورنبلند (حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد) و پلاژیوکلاز (حدود ۲۵ تا ۵۰ درصد) به دست آمده است.

بخشی از رگه - رگچه‌های کانهدار همراه با زون پروپلیتیک ضعیف رخ داده است. این زون دگرسانی در جنوب و جنوب غربی محدوده و منطبق بر توده هورنبلند میکرومونزونیت پورفیری، هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری و هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (درشت بلور به رنگ صورتی) قابل مشاهده است (شکل ۴). مهم‌ترین شاخصه این زون نبود اپیدوت و حضور کلریت و کلسیت به عنوان کانی‌های ثانویه این زون است. کانی کلریت از تبدیل هورنبلندها (کمتر از ۵ درصد) و کلسیت در نتیجه تجزیه هورنبلند و پلاژیوکلاز (کمتر از ۵ تا ۱۰ درصد) به وجود آمده است (شکل ۵-F).

### کانی‌سازی

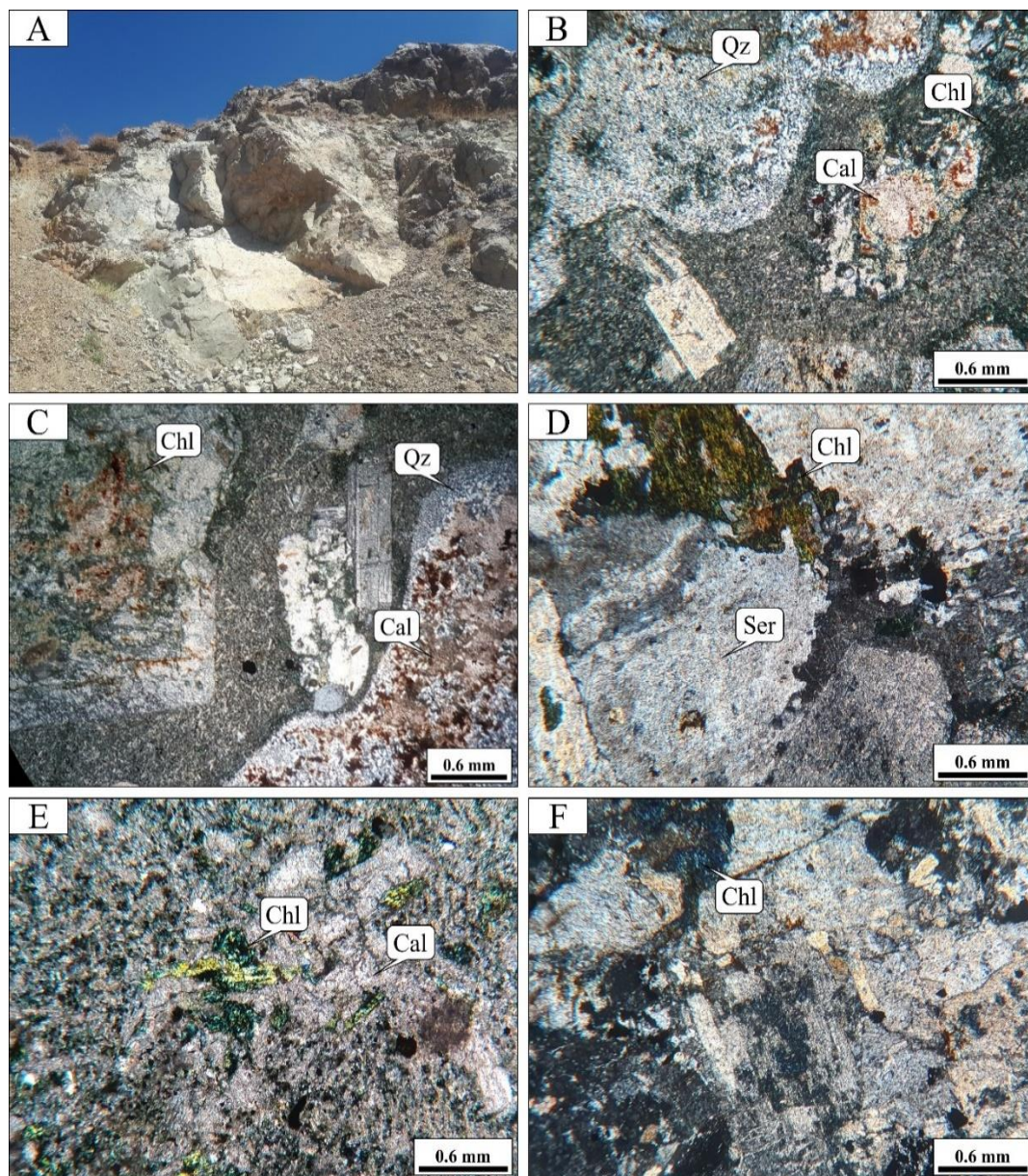
کانی‌سازی در محدوده اکتشافی ساق با کنترل ساختاری فقط در نیمه جنوبی محدوده و به میزبانی توده‌های نفوذی نیمه عمیق و عمیق هورنبلند میکرودیوریت - مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند بیوتیت میکرومونزونیت، هورنبلند سینیت پورفیری و کمی هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (درشت بلور به رنگ صورتی) رخ داده است. روند گسل‌های منطقه اغلب شمال شرق - جنوب غرب و شمال غرب - جنوب شرق است.

واقع شده است. تجزیه پراش پرتو ایکس نشان می‌دهد که پهنه رسی شده محدوده اکتشافی ساق دارای ترکیب کانی‌شناسی پیروفیلیت، دیاسپور و جزئی کوارتز است.

زون پروپلیتیک - سیلیسی شدید مهم‌ترین دگرسانی همراه با کانی‌سازی است که توده‌های هورنبلند میکرودیوریت - مونزودیوریت و میکرومونزونیت پورفیری را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۴). کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این زون هستند. کلریت اغلب در نتیجه جان‌نشینی و تبدیل هورنبلندها ایجاد شده است و به صورت رگچه‌های ظریف در متن سنگ مشاهده می‌شود (۲۰ تا ۲۵ درصد). اپیدوت‌های موجود از تبدیل پلاژیوکلاز و هورنبلندهای اولیه ایجاد شده است و در نزدیکی کانی‌های سولفیدی در متن سنگ نیز حضور دارد (کمتر از ۱ درصد). کلسیت در نتیجه تجزیه شدگی کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز و گاه آلکالی فلدسپار تشکیل شده است (۱۰ تا ۱۵ درصد). کوارتز ثانویه با فراوانی (۲۰ تا ۲۵ درصد) به صورت تجمعات سیلیسی ریزدانه (کمتر از ۰/۱ میلی متر) در متن سنگ و رگچه‌ای قابل رؤیت است (شکل ۵-B و C).

گسترده‌گی دگرسانی پروپلیتیک - سرسیتیک ضعیف در منطقه اکتشافی ساق از زون پروپلیتیک - سیلیسی شدید بیشتر بوده و رخنمون‌های آن در جنوب و جنوب شرقی محدوده و منطبق بر توده‌های هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری و هورنبلند فلدسپار مونزونیت پورفیری (درشت بلور به رنگ صورتی) قابل رؤیت است (شکل ۴). کانی‌های کلریت، کلسیت و به طور جزئی سرسیت کانی‌های اصلی این زون محسوب می‌شوند. بخشی از کانی‌های فلدسپاتی این واحد سنگی مانند آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز به سرسیت تبدیل شده‌اند و درشت بلورهای فلدسپاتی نیز بین ۵ تا ۱۰ درصد سرسیتی شده‌اند. پلاژیوکلاز و هورنبلند بین ۵ تا ۲۰ درصد به کانی کلریت و کمتر از ۱۰ درصد به کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-D).

یکی از گسترده‌ترین دگرسانی‌های موجود در منطقه اکتشافی ساق

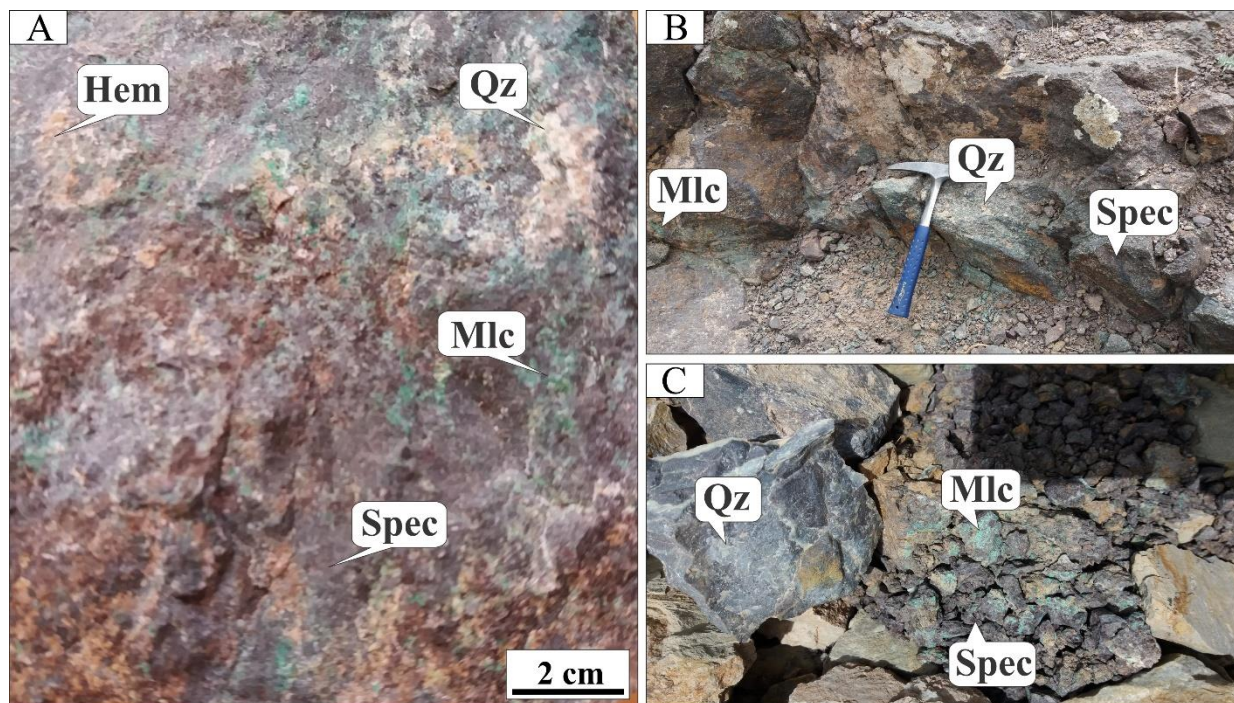


**شکل ۵.** نمایی از دگرسانی‌های مختلف منطقه اکتشافی ساق. A: زون پیروفیلیت-سیلیسی در صحرا (دید به شمال شرق)، B: کلریت، کلسیت و کوارتز در زون پروپیلیتیک-سیلیسی شدید (XPL)، C: تبدیل پلاژیوکلاز به کلریت و کلسیت در زون پروپیلیتیک-سیلیسی شدید (XPL)، D: کلریت و کلسیت در زون پروپیلیتیک-سرسیتیک ضعیف (XPL)، E: کلریت و کلسیت در زون پروپیلیتیک متوسط (XPL) و F: کلریت در زون پروپیلیتیک ضعیف (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Chl: کلریت، Qz: کوارتز، Cal: کلسیت، Ser: سرسیت).

**Fig. 5.** A view of different alteration types of Sagh prospect area. A: Pyrophyllite-silicified zone in field (view to the NE), B: Chlorite, calcite and quartz in strong propylitic-silicified zone (XPL), C: Plagioclase altered to chlorite and calcite in strong propylitic-silicified zone (XPL), D: Chlorite and calcite in propylitic-weak sericitic zone (XPL), E: Chlorite and calcite in moderate propylitic (XPL), and F: Chlorite in weak propylitic zone (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Chl: chlorite, Qz: quartz, Cal: calcite, Ser: sericite).

جنوب شرق دیده می شود (شکل ۴).  
کانی سازی اغلب به صورت رگه- رگچه، پراکنده، جانمایی ثانویه و کلو فرم دیده می شود. کانی های اولیه شامل اسپکیولاریت، کالکوپیریت، پیریت، گالن و سولفوسالت بوده و کانی های ثانویه شامل مالاکیت، گوتیت، هماتیت، کالکوسیت، کولیت و آنگلیزیت است. مهم ترین دگرسانی همراه با کانی سازی زون پروپیلیتیک- سیلیسی شدید است (شکل ۶- A تا C).

کانی سازی در منطقه اغلب یک زون وسیع و پیوسته به وسعت حدود یک کیلومتر مربع را به شکل استوک و رک دربر می گیرد؛ ولی در برخی نقاط روند خطی داشته و از زون های گسلی پیروی می کند. کانی سازی در بخش استوک و رک به طول ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر و ضخامت تا ۴۰ متر با امتداد شمال شرق- جنوب غرب دیده می شود. تراکم رگچه ها در این بخش تا ۲۰ رگچه در متر می رسد؛ اما در بخش های رگه ای کانی سازی تا طول ۵۰ متر و ضخامت تا حدود ۵ متر با روندهای شمال شرق- جنوب غرب و شمال غرب-



شکل ۶. نمای صحرایی از کانی سازی های موجود در منطقه اکتشافی ساق. A: مالاکیت و اسپکیولاریت همراه با اکسید آهن ثانویه و کوارتز، B: مالاکیت همراه با اکسید آهن ثانویه و کمی اسپکیولاریت و C: مالاکیت همراه با اسپکیولاریت و کوارتز. علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانز اقتباس شده است (Whitney and Evans, 2010) (Spec: اسپکیولاریت، Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Mlc: مالاکیت).

**Fig. 6.** A view of mineralization in Sagh prospect area. A: Malachite and specularite associated with secondary iron oxide and quartz, B: Malachite associated with secondary iron oxide and minor specularite, and C: Malachite associated with specularite and quartz. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Spec: specularite; Qz: quartz, Hem: hematite, Mlc: malachite)

شناسایی شده در منطقه اکتشافی ساق است. همچنین در قسمت هایی که رگچه ها دارای تراکم بالاتری هستند، یکدیگر را

**بافت ماده معدنی**  
رگه- رگچه ای: بافت رگه- رگچه ای اصلی ترین و مهم ترین بافت

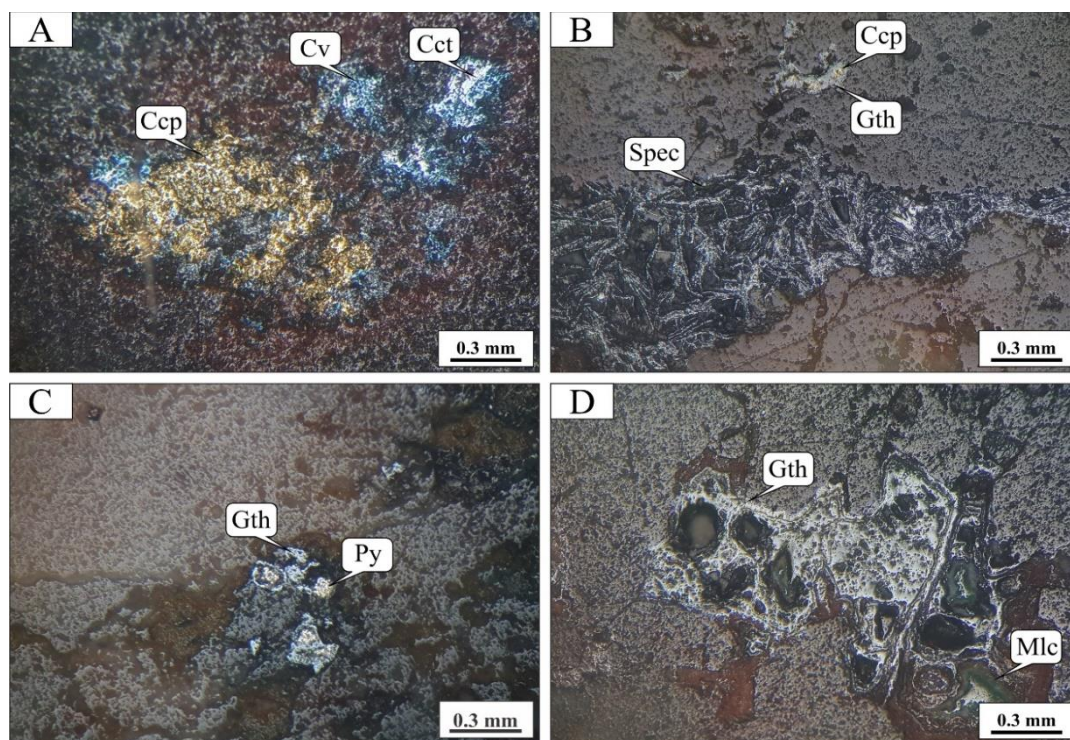
تشکیل شده‌اند. این بافت گسترش چندانی در منطقه مورد بررسی نداشته و تنها در اطراف رگه‌های کانی‌سازی قابل مشاهده است (شکل ۷-۷C).

**جانشینی:** در منطقه اکتشافی ساق کولیت، کالکوسیت، مالاکیت و گوتیت اغلب جانشین کالکوپیریت، گوتیت همچنین جانشین پیریت و انگلزیت جانشین گالن شده است (شکل ۷-۷A تا C).

**کلوفرم:** این بافت اغلب در بخش اکسیدان منطقه ساق حضور دارد. بافت کلوفرم در کانی‌گوتیت مشاهده می‌شود (شکل ۷-۷D).

به صورت داربستی قطع کرده و به نوعی حالت بافت استوک‌ورک به خود می‌گیرند. بافت رگه-رگچه‌ای در واحد هورنبلند بیوتیت میکروموزونیت حضور پررنگ‌تری دارد. سه نوع رگه-رگچه در زون کانی‌سازی منطقه اکتشافی ساق قابل تفکیک است که عبارتند از: (۱) کوارتز+ اسپیکولاریت+ کالکوپیریت± گالن± سولفوسالت، (۲) کوارتز+ اسپیکولاریت+ کالکوپیریت+ پیریت و (۳) کوارتز+ کالکوپیریت (شکل ۷-۷A و B).

**دانه پراکنده:** بافت دانه‌پراکنده در بخش‌هایی از منطقه اکتشافی ساق داخل توده‌های نفوذی قابل مشاهده است. کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و جزئی اسپیکولاریت به صورت پراکنده



**شکل ۷.** انواع بافت در منطقه اکتشافی ساق. A: رگچه اسپیکولاریت (PPL)، B: رگچه کالکوپیریت‌دار و تبدیل آن به کولیت و کالکوسیت (PPL) C: بافت پراکنده پیریت و تبدیل آن به گوتیت (PPL) و D: بافت کلوفرم در گوتیت (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Spec: اسپیکولاریت، Ccp: کالکوپیریت، Gth: گوتیت، Cv: کولیت، Cct: کالکوسیت، Py: پیریت، Mlc: مالاکیت).

**Fig. 7.** Different texture of Sagh prospect area. A: Specularite veinlet (PPL), B: Chalcopyrite-bearing veinlet and its convert to covellite and chalcosite (PPL), C: Disseminated texture of pyrite and its conversion to goethite (PPL), and D: Colofrom texture of goethite (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Spec: specularite, Ccp: chalcopyrite, Gth: goethite, Cv: covellite, Cct: chalcosite, Py: pyrite, Mlc: malachite).

### توصیف انواع رگه - رگچه ها

**کوارتز + اسپیکولاریت + کالکوپیریت ± گالن ± سولفوسالت:** ضخامت این نوع رگه - رگچه ها بین ۰/۵ تا ۱۵ میلی متر متغیر است. در این نوع رگه - رگچه اسپیکولاریت اصلی ترین و فراوان ترین کانه اولیه موجود است. این کانه در تعدادی از رگه - رگچه ها دارای فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد و در برخی دیگر بین ۷۰ تا ۷۵ درصد متغیر است. این کانی به صورت بلورهای سوزنی و تیغه ای درون رگه - رگچه ها دیده می شود و اندازه بلورهای آن از حدود ۰/۱ تا ۱ میلی متر متغیر است. کالکوپیریت مهم ترین کانه سولفیدی حاوی مس در این رگچه است. این کانه با فراوانی حدود ۳ تا ۵ درصد به صورت بی شکل و اغلب پراکنده درون رگه - رگچه ها دیده می شود و اندازه دانه های آن از حدود ۰/۵ تا ۱/۵ میلی متر متغیر است. علاوه بر این، تحت تأثیر فرایند هوازدگی و اکسایش کالکوپیریت های موجود از حاشیه در حال تبدیل به کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و گوتیت هستند. گالن دیگر کانی اولیه موجود در این نوع رگچه ها است. گالن با رخ مثلثی و فراوانی جزئی مشاهده می شود که از حاشیه توسط انگلیزیت جانشین شده است. سولفوسالت نقره دار دیگر کانه اولیه موجود در این رگه - رگچه ها با فراوانی بسیار جزئی به صورت دانه پراکنده درون این رگه - رگچه ها حضور دارد. فراوانی هر دو کانه گالن و سولفوسالت در این نوع رگه - رگچه ها کمتر از ۱ درصد است. کوارتز نیز مهم ترین کانی باطله همراه با کانه ها در این رگه - رگچه ها است که گاهی در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد حجم آنها را اشغال کرده است.

**کوارتز + اسپیکولاریت + کالکوپیریت + پیریت:** این نوع رگچه ها دارای ضخامت متغیر بین ۱ تا ۳ میلی متر هستند. در نمونه دستی و میکروسکوپی، سوزن ها و تیغه های اسپیکولاریت به صورت دانه های پراکنده با ابعاد تقریبی ۰/۵ تا ۱/۵ میلی متر در زمینه ای از کوارتز دیده می شود. اسپیکولاریت مهم ترین کانه موجود در این نوع رگه - رگچه ها است که به طور میانگین در حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی آنها را فرا گرفته است. کالکوپیریت به صورت دانه های بی شکل پراکنده با اندازه تقریبی ۰/۲ تا ۱

میلی متر و فراوانی بین ۶ تا ۷ درصد قابل مشاهده است که در حال تبدیل به مالاکیت است. پیریت دیگر کانه سولفیدی با فراوانی کمتر از ۱ تا ۳ درصد به صورت افشان و پراکنده درون این رگه - رگچه ها حضور دارد. اندازه دانه های آن از کمتر ۰/۵ میلی متر است و در برخی نقاط در حال تبدیل به گوتیت و سایر کانی های آهن دار است. کوارتز به عنوان مهم ترین کانی باطله در حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد حجم این نوع رگچه ها را در بر می گیرد. اندازه دانه های تجمعی کوارتز تا ۲ میلی متر متغیر است.

**کوارتز + کالکوپیریت:** ضخامت این رگه - رگچه ها بین ۱/۵ تا ۲ میلی متر متغیر است. کانی شناسی این نوع رگه - رگچه ها نسبتاً ساده و متشکل از کالکوپیریت و کوارتز است. کالکوپیریت به عنوان اصلی ترین کانه حاوی مس به صورت پراکنده درون این رگچه ها است که ابعاد بلورهای بی شکل آن بین ۰/۲ تا ۲/۵ میلی متر متغیر است. این کانی سولفیدی در برخی از رگچه ها بین ۸ تا ۱۰ درصد و در برخی بیش از ۹۵ درصد فراوانی دارد. بخش عمده این کانی تحت تأثیر فرایندهای اکسیدان و سوپرژن به مالاکیت و گوتیت تبدیل شده است. کوارتز تنها کانی باطله موجود در این رگه - رگچه ها دارای فراوانی متغیر بین ۵ تا ۹۰ درصد حجمی بوده که به صورت دانه ریز تا دانه متوسط تجمعی کنار یکدیگر قرار گرفته اند.

### کانی شناسی ماده معدنی

**اسپیکولاریت:** اسپیکولاریت فراوان ترین و اصلی ترین کانه شناسایی شده در منطقه اکتشافی ساق است (شکل ۸-۸). این کانی به صورت بلورهای تیغه ای و سوزنی شکل به صورت پراکنده درون رگه - رگچه هایی با ضخامت متغیر مشاهده می شود. در این رگچه ها کالکوپیریت، پیریت، گالن و کوارتز کانی های اصلی همراه اسپیکولاریت هستند. فراوانی اسپیکولاریت در این رگچه ها متغیر بوده و در بخش هایی بین ۳ تا ۵ درصد و در برخی قسمت ها تا حدود ۷۰ درصد است. اندازه سوزن ها و تیغه های اسپیکولاریت بین ۰/۱ تا ۰/۵ میلی متر متغیر است.

**کالکوپیریت:** کالکوپیریت، کانه اصلی اولیه مس در منطقه

سولفیدی منطقه شده‌اند. مقدار هماتیت کمتر از گوتیت است (شکل ۸-۱).

**انگلزیت:** انگلزیت مهم‌ترین کانی برون‌زاد حاوی سرب در منطقه اکتشافی ساق بوده که با بافت عمده جانشینی در حاشیه کانی گالن ایجاد شده است (شکل ۸-۲).

### توالی هم‌یافت

کانی‌سازی اصلی در منطقه اکتشافی ساق درون توده‌های نیمه‌عمیق - عمیق مرتبط با دگرسانی پروپیلیتیک - سیلیسی شدید رخ داده است. ترتیب تشکیل کانه‌های فلزی هیپوزن درون رگه - رگچه‌ها به ترتیب شامل کالکوپیریت، پیریت و اسپیکولاریت است. شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که کالکوپیریت و پیریت در برخی قسمت‌ها توسط اسپیکولاریت قطع شده است. در ادامه کانی گالن و سولفوسالت نیز تشکیل شده‌اند. در زون اکسیدان کانی‌های مالاکیت، کوولیت، کالکوسیت، انگلزیت، هماتیت و گوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۹).

کوارتز به عنوان فراوان‌ترین کانی باطله در قالب رگه - رگچه‌های سیلیسی دارای اسپیکولاریت و کانی‌های سولفیدی دیده می‌شود. این کانی اولین کانی تشکیل شده همراه با کانی‌های فلزی بوده است. کلریت نیز با گسترش زیاد و اپیدوت و کلسیت با مقدار کمتر همراه با کوارتز در تمام مراحل کانی‌سازی دیده می‌شود. سریسیت و پیروفیلیت نیز به صورت تأخیری در بخش‌هایی محدود از کانی‌سازی مشاهده می‌شوند (شکل ۹).

### زمین‌شیمی ماده معدنی

نتایج عناصر مهم مس، نقره، طلا، سرب و روی در نمونه‌های خرده سنگی برداشت شده از زون‌ها و رگه‌های کانی‌سازی منطقه ساق در جدول ۱ ارائه شده است.

**مس:** مقدار مس در منطقه ساق بسیار بالا و امیدبخش است. این عنصر بین ۴۵ تا ۳۳۰۲۶ گرم در تن متغیر است. این در حالی است که مقدار زمینه عنصر مس در سنگ‌های آذرین حدواسط بین ۲۰ تا ۴۰ گرم در

اکتشافی ساق است. کالکوپیریت به صورت پراکنده و بی‌شکل و با مقدار ۳ تا ۵ درصد و گاهی تا ۹۵ درصد همراه با اسپیکولاریت، کوارتز و پیریت درون رگچه‌ها دیده می‌شود. اندازه دانه‌های بی‌شکل آن از ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر متغیر است. کالکوپیریت به عنوان یک کانه هیپوزن تحت تأثیر فرایندهای اکسایش و سوپرژن قرار گرفته و به کانه‌های ثانویه کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و نیز گوتیت تبدیل شده است (شکل ۸-۳ و ۸-۴).

**پیریت:** این کانه سولفیدی به صورت دانه پراکنده و افشان با ابعادی کمتر از ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر درون رگچه‌ها مشاهده می‌شود. پیریت‌های موجود اغلب نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و در حدود ۱ تا ۳ درصد حجم کل رگه - رگچه‌های کانه‌دار منطقه اکتشافی ساق را در برمی‌گیرند. به نظر می‌رسد بخش عمده‌ای از پیریت‌های توسط گوتیت جانشین شده است (شکل ۸-۵).

**گالن:** فراوانی گالن کمتر از ۵ درصد است. بلورهای پراکنده و بی‌شکل این کانه سولفیدی حاوی سرب بین ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر در تغییر بوده و این کانی در بعضی قسمت‌ها از حاشیه یا محل رخ‌ها به انگلزیت تبدیل شده است (شکل ۸-۶).

**سولفوسالت:** یکی از کانی‌های شناسایی شده در منطقه ساق سولفوسالت است. این کانی به صورت شکل‌دار و اندازه کمتر از ۰/۳ میلی‌متر به میزان خیلی جزئی در زون هیپوزن کانی‌سازی دیده می‌شود (شکل ۸-۷).

**کوولیت و کالکوسیت:** این کانه‌های سولفیدی مس نیز به صورت ثانویه طی مرحله برون‌زاد (سوپرژن) اغلب به صورت جانشینی و بی‌شکل درون رگچه - رگچه‌ها ایجاد شده است. این کانی‌ها جانشین کالکوپیریت شده‌اند. هر دو کانی کوولیت و کالکوسیت حجم اندکی داشته و فراوانی آنها به کمتر از ۱ درصد می‌رسد (شکل ۸-۸ و ۸-۹).

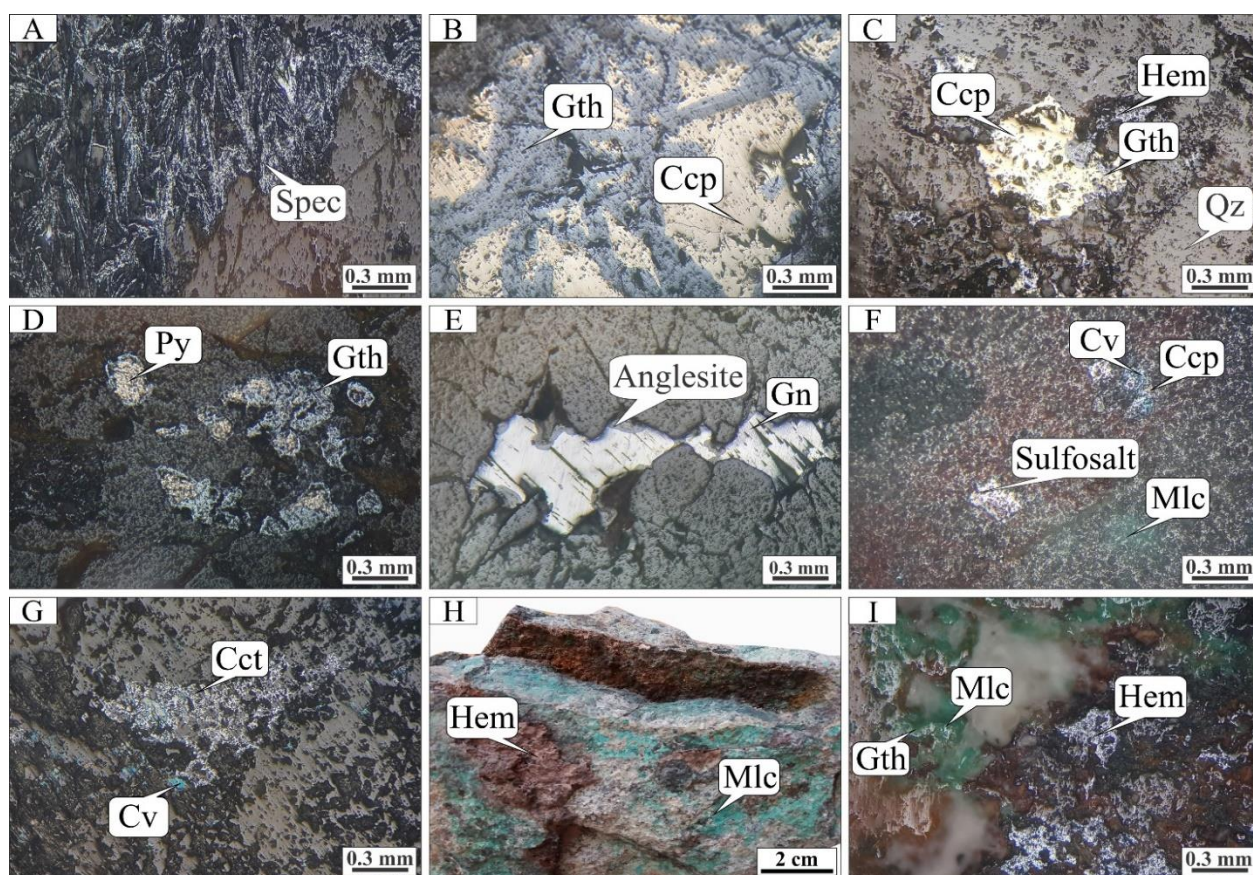
**مالاکیت:** مالاکیت فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی ثانویه مس است که جانشین کالکوپیریت شده است. مقدار آن در منطقه بین ۱۰ تا ۵۰ درصد در برخی نقاط متغیر است (شکل ۸-۱۰ و ۸-۱۱).

**هماتیت و گوتیت:** هماتیت و گوتیت جانشین کانی‌های



مقدار زمینه عنصر نقره در سنگ‌های آذرین حدواسط کمتر از ۰/۵ گرم در تن است. تعداد ۵ نمونه بین ۵۱ تا ۱۱۳ و ۴ نمونه بین ۲۶ تا ۵۰ گرم در تن نقره دارند (شکل ۱۰-B). با توجه به قیمت نقره این عنصر بسیار مهم‌تر از مس در منطقه ساق است. آثاری از کانی‌های سولفوسالت در بلوک‌های صیقلی دیده شده است که نقره در قالب این کانی‌ها و در ساختار کانی گالن در منطقه حضور دارد.

تن است. تعداد ۷ نمونه از ۲۴ نمونه آنالیز شده بین ۱ تا بیش از ۳ درصد دارای مس هستند و ۱۲ نمونه بین ۰/۱ تا ۱ درصد مس دارند (شکل ۱۰-A). بنابراین مقدار مس بسیار قابل توجه و کاملاً اقتصادی است که با توجه به آثار زیاد مالاکیت و کانی اولیه کالکوپیریت قابل توجه است. نقره: مقدار نقره بین ۱ تا ۱۱۳ گرم در تن متغیر است؛ در حالی که



شکل ۸. انواع کانه‌ها در منطقه اکتشافی ساق. A: اسپیکولاریت، B: تبدیل کالکوپیریت به گوتیت، C: تبدیل کالکوپیریت به گوتیت و هماتیت، D: تبدیل پیریت به گوتیت، E: تبدیل گالن به آنگلیت، F: سولفوسالت، G: کالکوسیت و کولیت، H: مالاکیت و هماتیت در نمونه دستی و I: مالاکیت، گوتیت و هماتیت (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Spec: اسپیکولاریت، Ccp: کالکوپیریت، Gth: گوتیت، Hem: هماتیت، Gn: گالن، Cv: کولیت، Cct: کالکوسیت، Py: پیریت، Mlc: مالاکیت، Qz: کوارتز).

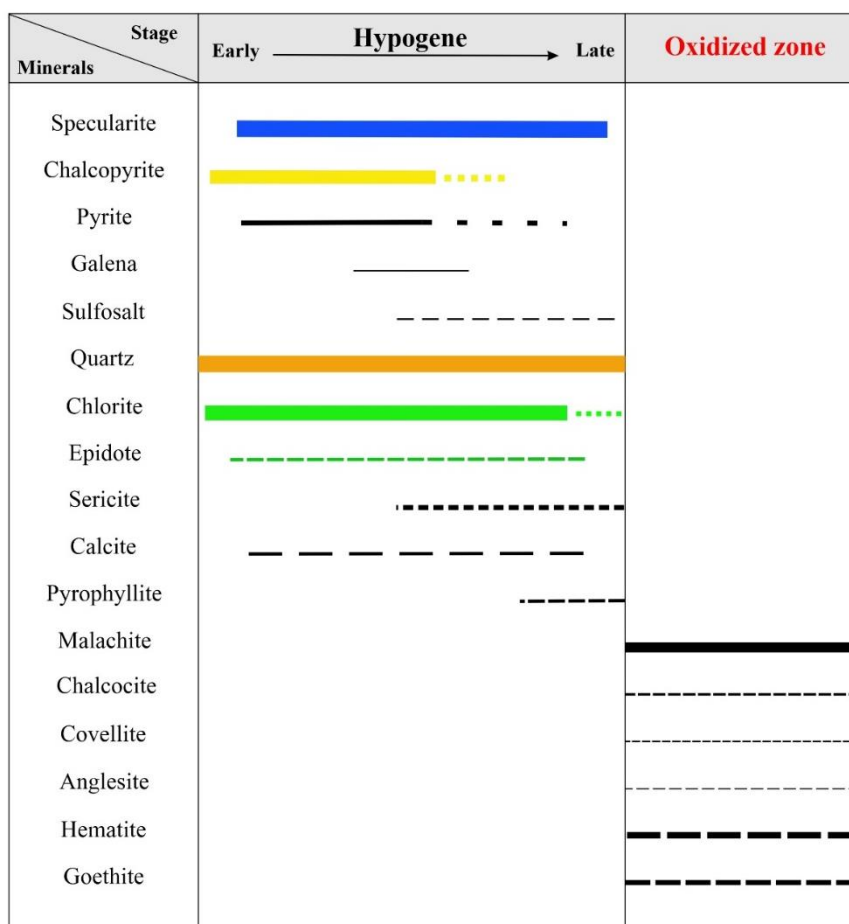
**Fig. 8.** Different ores of Sagh prospect area. A: Specularite, B: Convert of chalcopyrite to goethite, C: Convert of chalcopyrite to goethite and hematite, D: Convert of pyrite to goethite, E: Convert of galena to anglesite, F: Sulfosalt, G: Chalcosite and covellite, H: Malachite and hematite in hand specimen, and I: Malachite T goethite and hematite (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Spec: specularite, Ccp: chalcopyrite, Gth: goethite, Hem: hematite, Gn: galena, Cv: covellite, Cct; chalcosite, Py: pyrite, Mlc: malachite, Qz: quartz).

نمونه‌ها قابل توجه است (شکل ۱۰-D). این عنصر در قالب کانی گالن و آنگلزیت باتوجه به وجود این کانی در مقاطع صیقلی در منطقه حضور دارد.

**روی:** مقدار روی بین ۷ تا ۱۱۷۰ گرم در تن متغیر است؛ در حالی که مقدار زمینه عنصر روی در سنگ‌های آذرین حدواسط بین ۲۰ تا ۳۰ گرم در تن است. تعداد ۴ نمونه بین ۷۰۰ تا ۱۱۷۰ گرم در تن و ۱۰ نمونه بین ۳۰۰ تا ۷۰۰ گرم در تن روی دارند. مقدار روی نیز در نمونه‌ها قابل توجه بوده و آنومالی بالایی نشان می‌دهد؛ اگرچه کانی روی دار در بلوک‌های مورد بررسی دیده نشده است.

**طلا:** مقدار طلا بین ۵ تا ۲۵۰ میلی گرم در تن متغیر است؛ در حالی که مقدار زمینه عنصر طلا در سنگ‌های آذرین حدواسط ۵ میلی گرم در تن است. تعداد ۱ نمونه بین ۸۵ تا ۲۵۰ و ۵ نمونه بین ۶ تا ۸۴ میلی گرم در تن طلا دارند (شکل ۱۰-C). بالاترین مقادیر طلا در نمونه ۱۹ دیده می‌شود که دارای استوک‌ورک‌های فراوان کوارتز-اسپکیولاریت با مقادیر جزئی مالاکیت تقریباً در مرکز محدوده است.

**سرب:** مقدار سرب بین ۱۰ تا ۴۳۳۸ گرم در تن متغیر است؛ در حالی که مقدار زمینه عنصر سرب در سنگ‌های آذرین حدواسط بین ۲۰ تا ۳۰ گرم در تن است. تعداد ۵ نمونه بین ۱۵۰۰ تا بیش از ۴۰۰۰ گرم در تن و ۳ نمونه بین ۳۰۰ تا ۱۵۰۰ گرم در تن سرب دارند. مقدار سرب نیز در



شکل ۹. توالی هم‌یافت کانی‌های فلزی و غیرفلزی منطقه اکتشافی ساق

Fig. 9. Paragenesis sequence of metallic and non-metallic minerals of Sagh prospect area

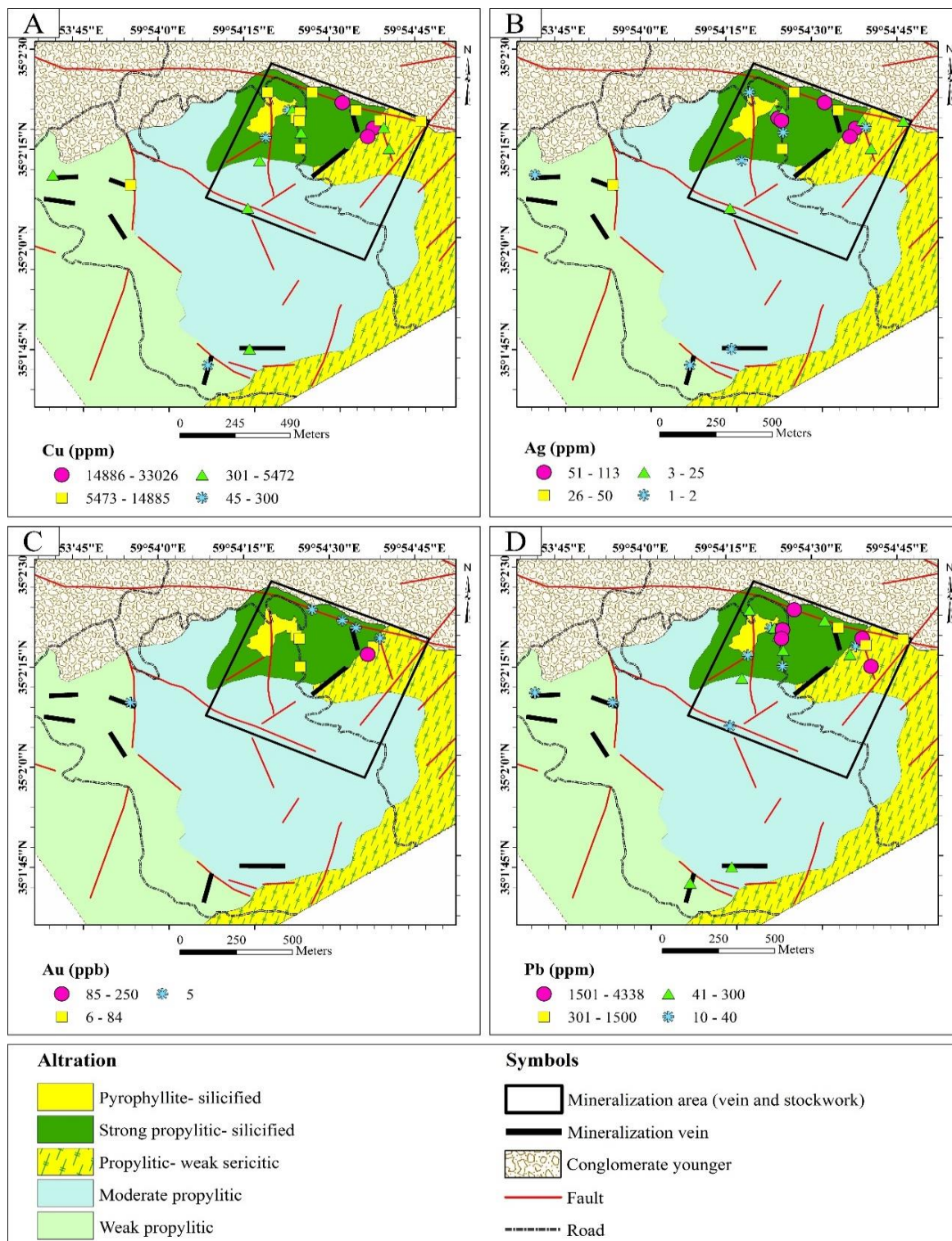
جدول ۱. نتایج آنالیز مس، نقره، طلا، سرب و روی نمونه‌های خرده‌سنگی منطقه اکتشافی ساق (طلا بر اساس میلی گرم در تن و بقیه عناصر گرم بر تن است)

Table 1. Results of Cu, Ag, Au, Pb and Zn from Sagh chip composite samples (Au is ppb and other elements are ppm)

	X	Y	Ag	Cu	Pb	Zn	Au
1	59.905161	35.0396	1.76	7731	150	226	
2	59.907341	35.039566	48.33	8679	3865	595	5
3	59.908803	35.03908	68.8	33026	167	348	5
4	59.909449	35.038758	32.77	9566	722	310	5
5	59.910276	35.037972	80.08	27357	28	420	9
6	59.910617	35.038297	22.79	8436	2872	361	5
7	59.910782	35.038005	0.79	393	454	147	
8	59.911002	35.037116	2.28	5472	4338	1170	
9	59.904694	35.036778	0.54	624	55	179	
10	59.906167	35.038833	<0.5	45	18	9	
11	59.906361	35.038833	6.66	1450	115	528	7
12	59.906528	35.0385	59.26	10116	144	586	55
13	59.905028	35.037722	<0.5	116	10	7	
14	59.90675	35.03875	13.57	7334	2231	747	
15	59.906694	35.038389	55.22	7803	1916	511	55
16	59.90675	35.037889	0.91	1762	270	287	
17	59.906694	35.037222	26.3	14885	27	338	84
18	59.903918	35.028931	1.27	2400	54	249	
19	59.910000	35.037639	113.34	27790	204	566	250
20	59.912611	35.038222	4.46	10613	504	1083	
21	59.904038	35.034796	3.11	2633	21	444	
22	59.894594	35.03641	1.28	2659	14	186	
23	59.898368	35.035905	39.68	8886	24	907	5
24	59.909806	35.0375	0.74	217	58	136	

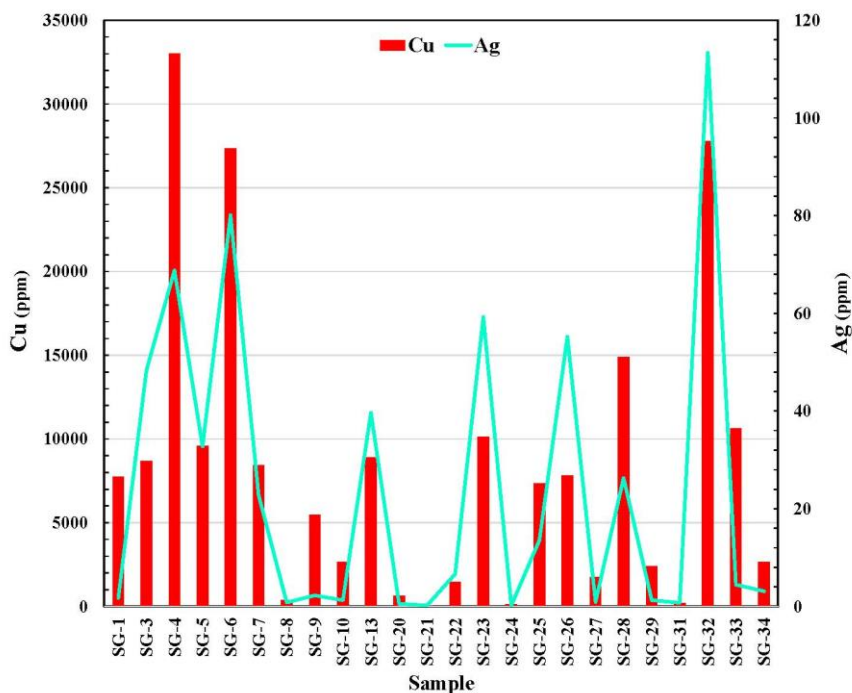
افزایش یافته است، حتماً مقدار طلا بالا نیست. اگرچه که بالاترین طلا در همان نمونه با بیشترین مقدار مس دیده می‌شود. بین دو عنصر نقره و طلا هیچ گونه هماهنگی مثبتی در منطقه اکتشافی ساق دیده نمی‌شود (شکل ۱۳)؛ به طوری که در نمونه‌هایی که نقره افزایش یافته است، حتماً مقدار طلا بالا نیست. البته بیشترین مقدار طلا با بیشترین مقدار نقره در یک نمونه دیده شده است.

بین دو عنصر مس و نقره هماهنگی مثبتی در منطقه اکتشافی ساق دیده می‌شود (شکل ۱۱)؛ به طوری که هر جایی که افزایش یافته است، مقدار نقره نیز افزایش نشان می‌دهد. مس در قالب کانی کالکوپیریت و نقره در قالب کانی‌های گالن و سولفوسالت در محدوده حضور دارد. بین دو عنصر مس و طلا هیچ گونه هماهنگی مثبتی در منطقه اکتشافی ساق دیده نمی‌شود (شکل ۱۲)؛ به طوری که در نمونه‌هایی که مس



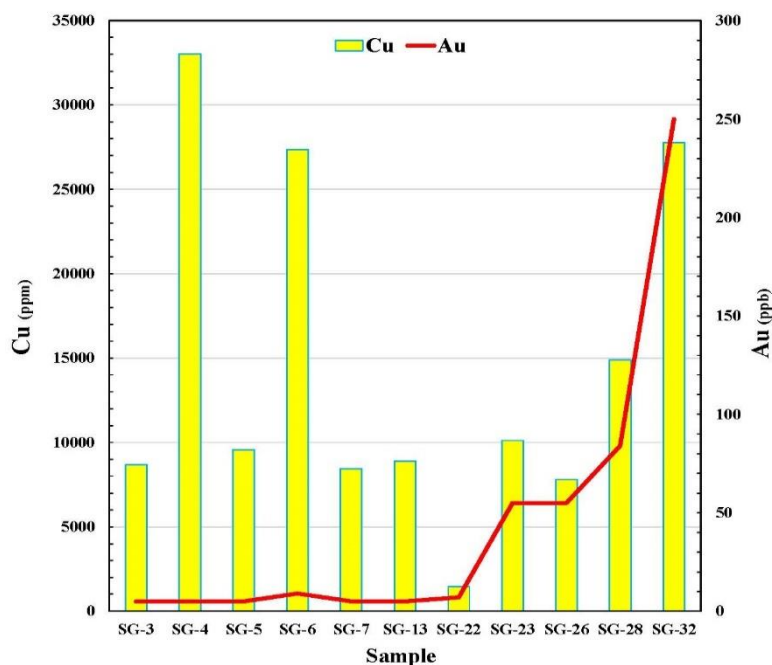
شکل ۱۰. نقشه‌های زمین‌شیمیایی- دگرسانی منطقه اکتشافی ساق. A: عنصر مس، B: عنصر نقره، C: عنصر طلا و D: عنصر سرب

**Fig. 10.** Geochemical-alteration map of Sagh prospect area. A: Cu element, B: Ag element, C: Au element, and D: Pb element



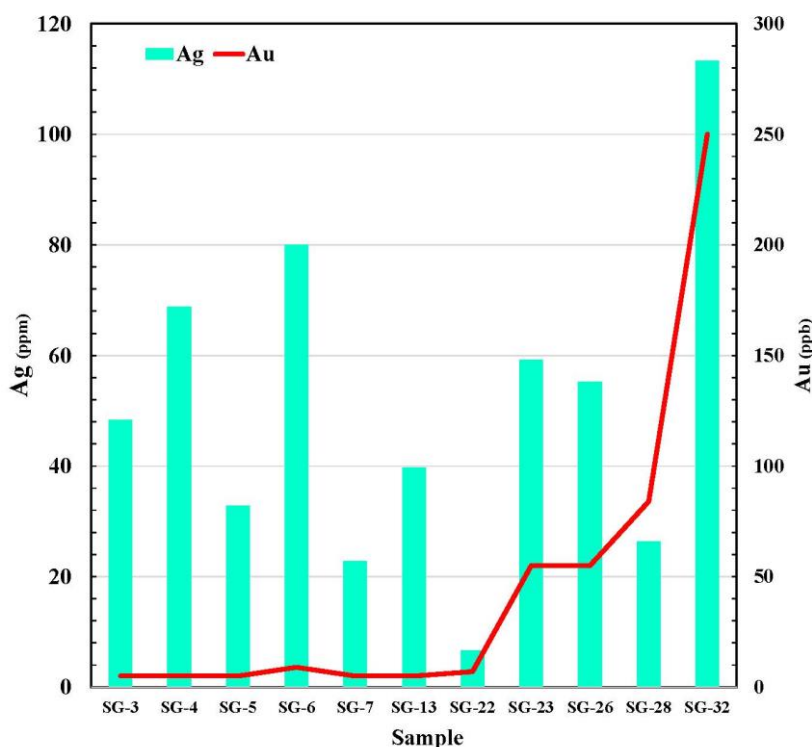
شکل ۱۱. رابطه مس و نقره در منطقه اکتشافی ساق

Fig. 11. Relation of Cu and Ag in the Sagh prospect area



شکل ۱۲. رابطه مس و طلا در منطقه اکتشافی ساق

Fig. 12. Relation of Cu and Au in the Sagh prospect area



شکل ۱۳. رابطه نقره و طلا در منطقه اکتشافی ساق

Fig. 13. Relation of Ag and Au in the Sagh prospect area

جدول ۲ ارائه شده است.

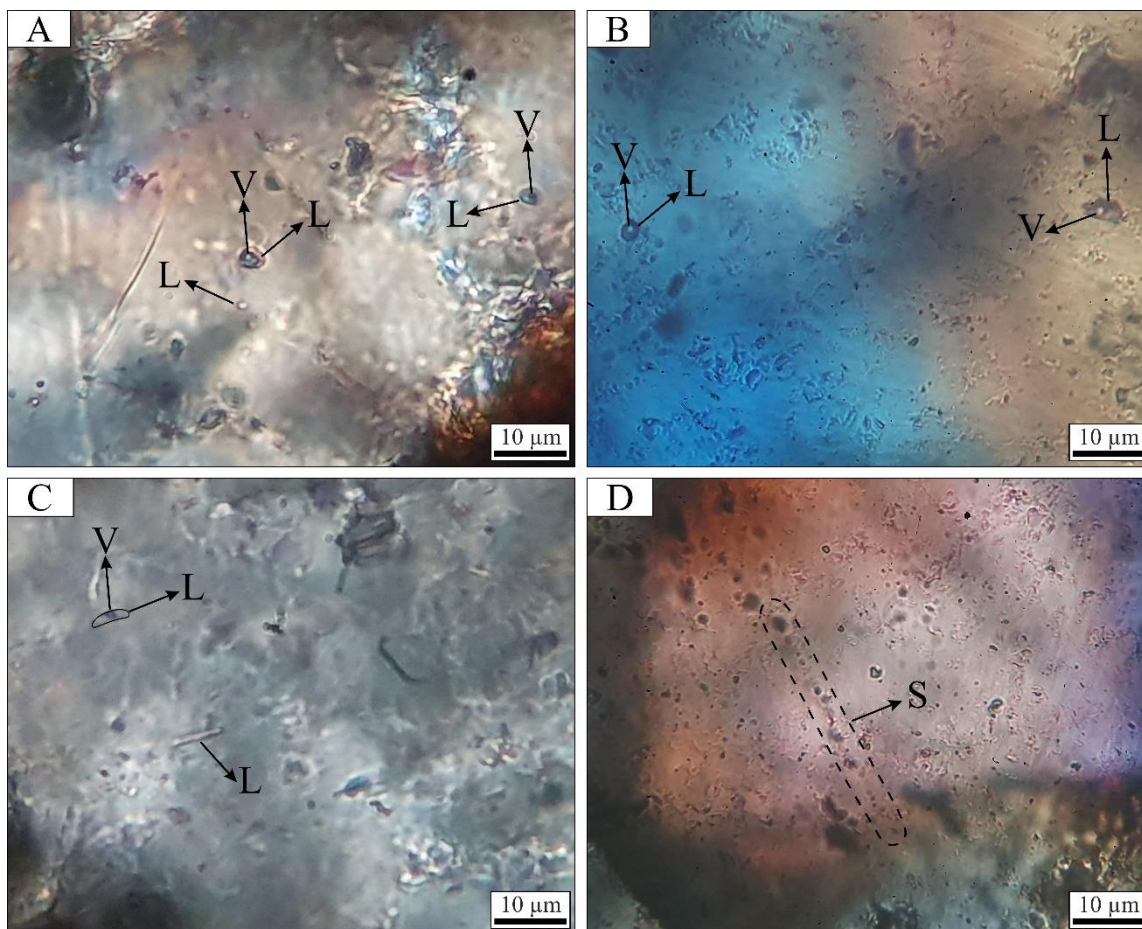
بر اساس ریزدماسنجی انجام شده، دمای همگن شدن ( $T_h$ ) در سیالات درگیر منطقه اکتشافی ساق در محدوده بین ۱۵۹ تا ۳۲۸ درجه سانتی گراد با میانگین ۲۴۱ درجه سانتی گراد است (شکل ۱۵-A). دو دسته دمایی کاملاً مجزا از ۱۵۹ تا ۲۰۵ و ۲۴۹ تا ۳۲۸ درجه سانتی گراد برای دو نمونه رگچه دیده می شود. مقدار دمای اولین ذره یخ ذوب شده ( $T_{fm}$ ) در دو نمونه نشان می دهد که نوع املاح علاوه بر NaCl می تواند شامل  $CaCl_2$  و KCl نیز باشد. مقدار آخرین دمای ذوب یخ ( $T_m$ ) در دو رگچه متفاوت است؛ به طوری که در رگچه دما بالا از ۱۱/۳- تا ۱۲/۸- و در رگچه دما پایین از ۴/۵- تا ۶/۳- درجه سانتی گراد متغیر است (شکل ۱۵-B). محاسبه میزان شوری بر اساس سامانه  $H_2O-NaCl$ ، مقدار شوری را بین ۷/۲ و ۱۶/۷ درصد وزنی با میانگین ۱۱/۶ درصد وزنی برای

### بررسی سیالات درگیر

پس از بررسی های دقیق سنگ نگاری، تعداد ۲ مقطع دو برصیقل از رگچه کوارتز+ اسپیکولاریت+ کالکوپیریت± گالن± سولفوسالت برای بررسی های سیالات درگیر انتخاب و ریزدماسنجی بر روی آن انجام شد. بر اساس بررسی های ریزدماسنجی انجام شده بر روی کانی کوارتز، اندازه سیالات درگیر بررسی شده حدود ۳ تا ۷ میکرون است؛ اما اغلب آنها دارای اندازه ۶ میکرون هستند. اغلب سیالات درگیر در نمونه های بررسی شده شکل دار و به صورت کروی، بیضوی، میله ای و بی شکل است. بر اساس تقسیم بندی های متداول از لحاظ منشأ (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985)، سیالات درگیر بررسی شده از نوع دو فاز غنی از مایع (LV) و تک فاز مایع (L) هستند (شکل ۱۴-A تا D). خلاصه نتایج دماسنجی بر روی سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع در

درصد وزنی و رگچه دما پایین دارای شوری پایین تر بین ۷/۲ تا ۹/۶ درصد وزنی است (شکل ۱۵-C).

سیالات درگیر نشان می دهد. دو شوری متفاوت برای دو نمونه دیده می شود. رگچه دما بالا دارای شوری بالاتر بین ۱۵/۳ تا ۱۶/۷



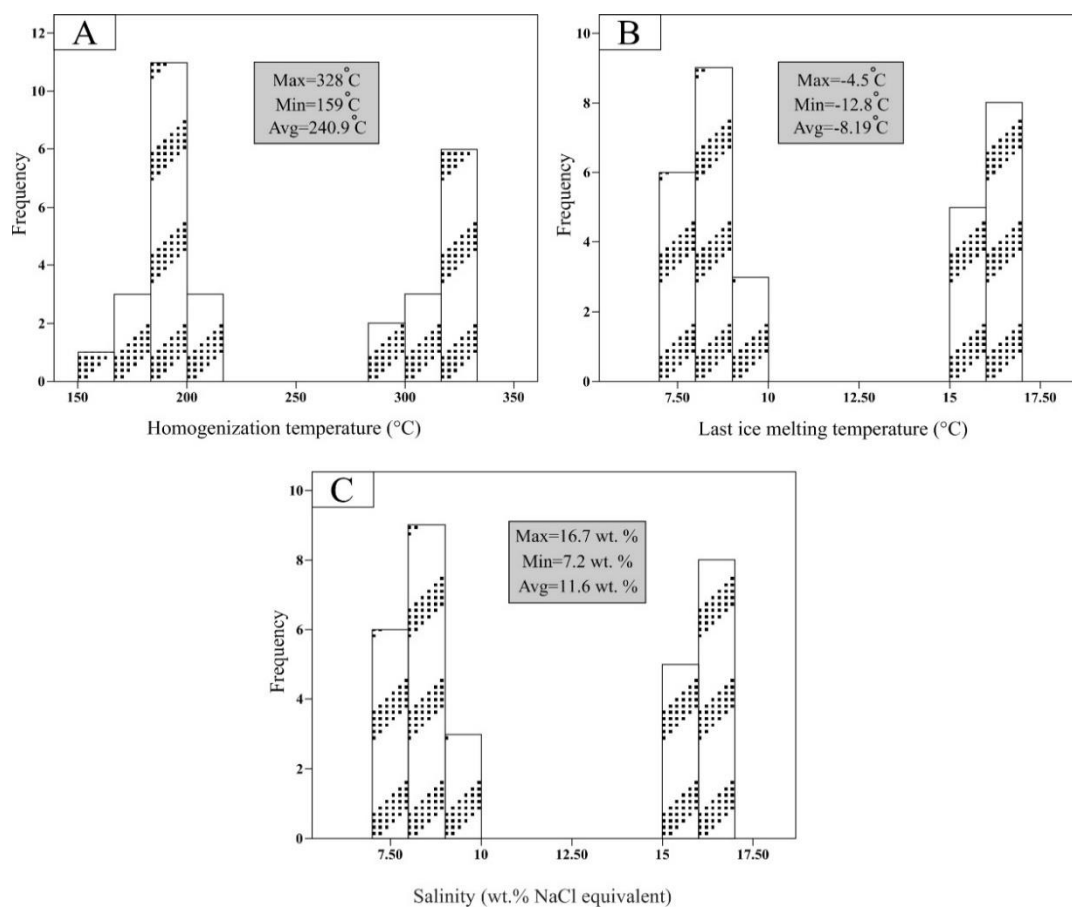
شکل ۱۴. تصویرهایی از سیالات درگیر در رگچه های کانهدار منطقه اکتشافی ساق. A، B و C: دو فاز غنی از مایع (LV) و تک فاز مایع (L) و D: سیالات درگیر ثانویه (S)

**Fig. 14.** Images of fluid inclusions in ore-bearing veinlets of Sagh prospect area. A, B and C: Two phases liquid-rich (LV) and liquid mono-phase (L), and D: Secondary fluid inclusions (S)

جدول ۲. خلاصه نتایج ریزدماسنجی و تعیین شوری سیالات درگیر نوع LV در کانی کوارتز در رگچه های کانهدار منطقه اکتشافی ساق

**Table 2.** Simplified results of microthermometry and determination of salinity of LV-type fluid inclusions within quartz mineral in ore-bearing veinlets of Sagh prospect area

Sample No.	number	Th (°C)	T <sub>fm</sub> (°C)	T <sub>m ice</sub> (°C)	Salinity (wt.% NaCl equiv)
SG28	18	159-205	-48.6 to -46	-6.3 to -4.5	9.6 to 7.2
SG7	13	294-328	-49.6 to -49	-12.8 to -11.3	16.7 to 15.3



شکل ۱۵. هیستوگرام‌های ریزدماسنجی منطقه اکتشافی ساق. A: دمای همگن شدن، B: آخرین دمای ذوب یخ و C: شوری

**Fig. 15.** Microthermometry histograms of Sagh prospect area. A: Homogenization temperature, B: Last ice melting temperature, and C: Salinity

## بحث

### تکامل سیال کانه‌دار

و دما- شوری پایین مطابقت دارد (شکل ۱۶). فرایند مخلوط‌شدگی سیال نقش مهمی در ته‌نشست کانی‌های فلزی در ذخایر گرمابی دارد (Fan et al., 2011; Gu et al., 2011; Zhai et al., 2013). عناصر فلزی از ماگمای مادر در عمق توسط محلول ماگمایی با دما و شوری بالا حمل شده و به دلیل حرارت بالای توده نفوذی به طرف بالا حرکت می‌کند. آب‌های جوی با دما و شوری پایین از فضای درز و شکستگی‌ها و گسل‌ها به عمق راه پیدا کرده و با محلول ماگمایی مخلوط می‌شوند و فرایند همرفتی-مخلوط‌شدگی سیال ماگمایی و جوی ایجاد می‌شود (شکل ۱۷). مقدار دما و شوری سیالات در گیر منطقه اکتشافی ساق در نمودار

بر اساس بررسی‌های سیالات درگیر، دمای تشکیل ماده معدنی در منطقه اکتشافی ساق بین ۱۵۹ تا ۳۲۸ درجه سانتی‌گراد بوده و از محلولی محتوی نمک‌های  $\text{CaCl}_2$ ،  $\text{KCl}$  و  $\text{NaCl}$  با درجه شوری بین ۷/۲ تا ۱۶/۷ درصد به وجود آمده است. قرارگیری سیالات درگیر در منطقه اکتشافی ساق در نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری (Shepherd et al., 1985)، نشان‌دهنده دو مرحله مجزای دما و شوری در تشکیل رگچه‌های کانه‌دار است. این دو مرحله با روند مخلوط‌شدگی بین دو سیال دما- شوری بالا



طلا همراه با اکسید آهن همان IOCG دارد (جدول ۳). مهم ترین ویژگی فراوانی مقدار کانی اسپیکولاریت همراه با کانی سازی مس است.

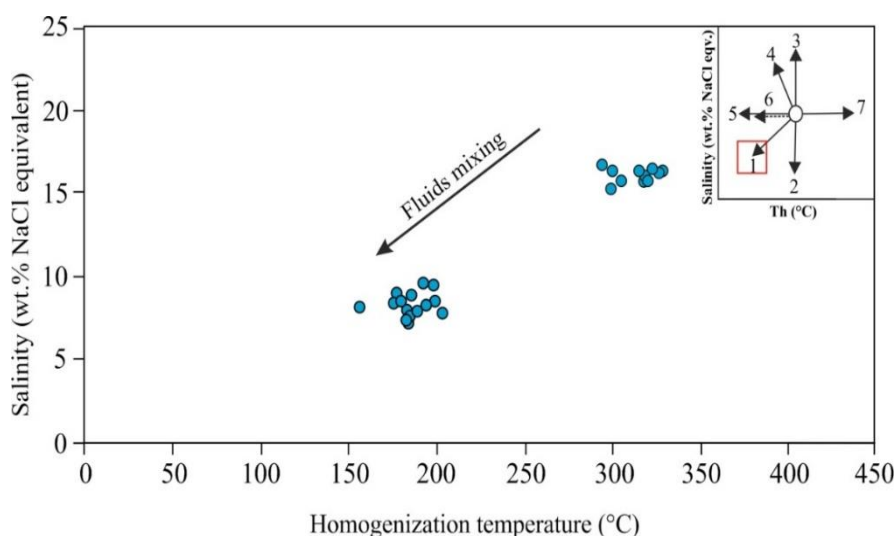
موقعیت زمین ساختی KKBMB که منطقه ساق بر روی آن قرار گرفته، کمان ماگمایی زون فروانش است (Karimpour et al., 2006; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2014; Shafaii Moghaddam et al., 2015; Golmohammadi et al., 2015; Almasi et al., 2015; Karimpour et al., 2017; Hossieni et al., 2018

که مشابه با ذخایر IOCG است. کانسارهای IOCG در محیط های کوهزایی، ریفت داخل قاره و محیط کششی وابسته به زون فروانش تشکیل می شوند (Hitzman, 2002; Williams et al., 2005).

دما- فشار، نشان می دهد که دست کم بخشی از کانی سازی در فشار بین ۱۰ تا ۲۰ مگاپاسکال و بخشی از آن در فشار کمتر از ۱۰ مگاپاسکال تشکیل شده است. این مقدار فشار با عمق کمتر از یک کیلومتر بر اساس فشار لیتواستاتیک مطابقت دارد (شکل ۱۸). لذا این بخش از کانی سازی که در حال حاضر قابل دیدن است، در عمق کم تشکیل شده است و برای به دست آوردن اطلاعات بیشتر نیازمند اطلاعات عمقی و بررسی بیشتر سیالات در گیر در اعماق مختلف هستیم.

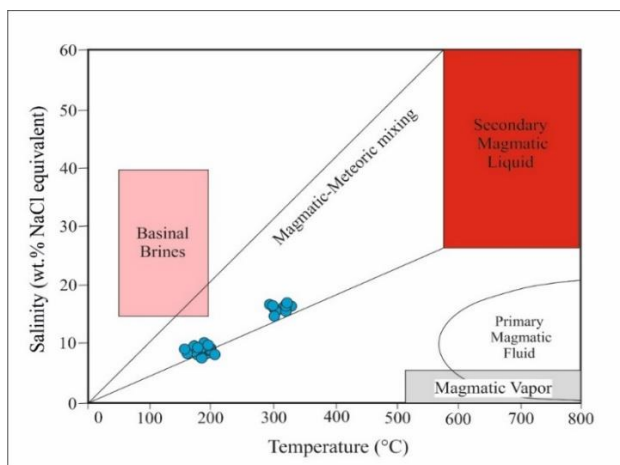
### مدل کانی سازی

مقایسه ویژگی های منطقه اکتشافی ساق با دیگر کانسارهای مس دار نشان می دهد که این منطقه شباهت زیادی به ذخایر مس-



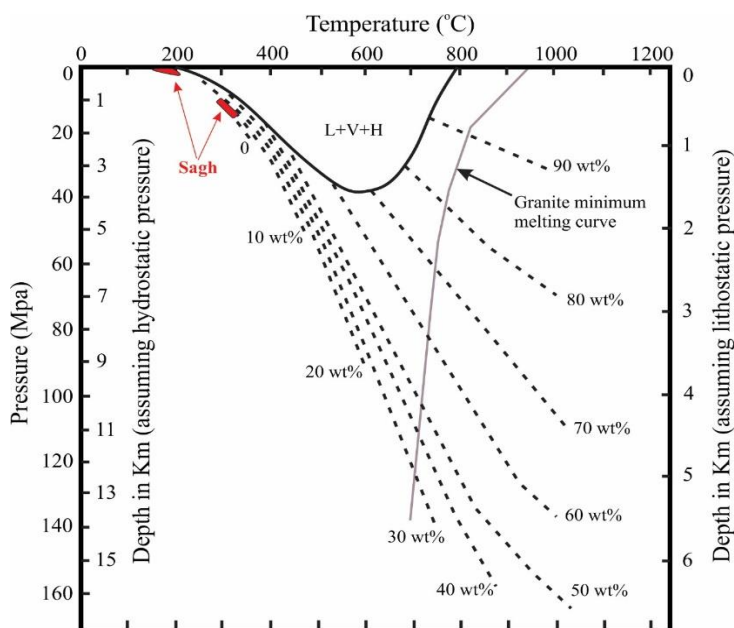
شکل ۱۶. دمای همگن شدن در مقابل شوری سیالات در گیر در منطقه اکتشافی ساق. روندهای ممکن تکامل سیال در نمودار دما-شوری، شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985)، روند ۱ سیال اولیه A با سیال سرد کم شوری B مخلوط شده است، روند ۲ و ۳ نتیجه مخلوط شدن سیال A هم دما با سیال B با شوری متفاوت، روند ۴ نشان می دهد که شوری فاز باقی مانده افزایش یافته است، روند ۵ نشان دهنده سرد شدن سیال A، روند ۶ نشان دهنده گردنکشی سیال در گیر، روند ۷ نشان دهنده تراوش سیال در گیر در طول گرمایش

**Fig. 16.** Homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Sagh prospect area. Several possible trends of fluid evolution in a temperature-salinity diagram from Shepherd et al. (1985). Trend 1 represents primitive fluid A mixed with cold and low salinity fluid B, trends 2 and 3 represent the result of fluid A isothermally mixing with different salinity fluid B, trend 4 represents the salinity of residual phase increased, caused by boiling of fluid A, trend 5 represents cooling of fluid A, trend 6 represents necking of the fluid inclusion, trend 7 represents leakage of fluid inclusions during heating



شکل ۱۷. نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری سیالات درگیر در منطقه اکتشافی ساق. محدوده انواع مختلف سیال از بین (Beane, 1983)

**Fig. 17.** Homogenization temperature versus salinity diagram for fluid inclusions in the Sagh prospect area. Fields for various fluid types after Beane (1983)



شکل ۱۸. نمودار دما-فشار نشان دهنده روابط فازی در سامانه NaCl-H<sub>2</sub>O در فشارهای لیتواستاتیک و هیدرواستاتیک (Fournier, 1999). L= مایع، V= بخار، H= حالت. خطوط ناپیوسته مقدار NaCl حل شده در شورابه را نشان می دهد. خط خاکستری کامل نشان دهنده منحنی ذوب حداقل گرانیات است. خط تیره نشان دهنده مرز سه فازی، L+V+H، برای سامانه NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O با Na/K در محلول ثابت شده در تعادل با آلپیت و فلدسپار پتاسیم در حرارت نشان داده شده است. موقعیت سیالات درگیر ساق روی آن رسم شده است.

**Fig. 18.** Pressure-Temperature diagram showing phase relationships in the NaCl-H<sub>2</sub>O system at lithostatic and hydrostatic pressures (Fournier, 1999). L= liquid, V= vapor, H= halite. Thin dashed lines are contours of constant wt percent NaCl dissolved in brine. Filled gray line indicates granite minimum melting curve. Filled dark line shows the three-phase boundary, L+V+H, for the system NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O with Na/K in solution fixed by equilibration with albite and K-feldspar at the indicated temperatures. Location of Sagh fluid inclusions data plotted on it.

IOCG وجود دارد؛ ولی رابطه مکانی مشخصی دیده نمی‌شود. این توده‌های نفوذی معمولاً مافیک تا فلسیک آلکالن تا کالک آلکالن هستند. کانی‌سازی در منطقه اکتشافی ساق رابطه نزدیکی با توده‌های مونزونیتی، مونزودیوریتی و دیوریتی دارد که مشابه مناطق کوه‌زر، بهاریه، نامق، فدیپه، چنار و دیگر ذخایر KKBMB است (جدول ۳).

بر طبق پولارد (Pollard, 2000)، توده‌های نفوذی همراه با IOCG معمولاً گرانیت است؛ در حالی که سیلیتو (Sillitoe, 2003) پیشنهاد کرد که یک رابطه ژنتیکی بین ذخایر IOCG شمال شیلی و توده‌های دیوریتی وجود دارد. هیتزمان و همکاران (Hitzman et al., 1992)، ویلیام و همکاران (Williams et al., 2005) و گرو و همکاران (Groves et al., 2010) پیشنهاد دادند که رابطه زمانی واضح بین توده‌های نفوذی و کانسارهای

جدول ۳. مقایسه منطقه اکتشافی ساق با کانسارهای مهم IOCG دنیا و برخی ذخایر IOCG شرق ایران

Table 3. Comparison of Sagh prospect area with important IOCG deposits of world and some IOCG deposits of east of Iran

Deposit	Olympic Dam (Australia)	Candelaria (Chile)	Mont-de-l Aigle (Canada)	Qale Zari (Lut block, Iran)	Baharieh (KKBMB, Iran)
Tectonic setting	Anorogenic	Back-arc basins	Intracontinental orogenic collapse	Subduction-related arc magmatism	Subduction-related arc magmatism
Intrusive rocks	Granite	Diorite	Mafic to felsic	Felsic intrusions in region	Monzodiorite to diorite
Alteration	Albitic, potassic, propylitic, sericitic, argillic, silicified	Potassic, silicified, Carbonate, actinolite	Potassic, Sodic, chloritic, Silicified	Propylitic, silicified	Chloritic, silicified
Deposit style	Breccias	Breccias, stockwork, veins, replacement	Breccias, stockwork, veins	Vein, veinlet	vein
Ore minerals	Chalcopyrite, magnetite, specularite, pyrite, bornite, pitchbelende	Chalcopyrite, specularite, magnetite, pyrite,	Chalcopyrite, specularite, magnetite, pyrite	Chalcopyrite, specularite, pyrite, shalerite, galena, sulfosal	Chalcopyrite, specularite, pyrite
Geochemistry	Ag, U, Cu, Au, REE	Mo, LREE, Cu, Au Zn, As	Cu, Au	Pb, Ag, Zn, Au, Cu	Cu ± Au
Fluid inclusions study	T=100-300°C S=7-42 wt. %	T=220-310°C S=12-24 wt. %	T=280-347°C S=0-26 wt. %	T=240-360°C S=1-6 wt. %	T=271-500°C S=7.9-26.3 wt. %
Ref.	Hitzman, 2002; Pollard, 2000	Marschik and Fontbote, 2001; Sillitoe, 2003; Marschik et al., 2003	Simard et al., 2006	Karimpour, 2005	Najmi et al., 2023

## ادامه جدول ۳. مقایسه منطقه اکتشافی ساق با کانسارهای مهم IOCG دنیا و برخی ذخایر IOCG شرق ایران

**Table 3 (Continued).** Comparison of Sagh prospect area with important IOCG deposits of world and some IOCG deposits of east of Iran

Deposit	Kuh-e-Zar (KKBMB, Iran)	Chenar (KKBMB, Iran)	Nameq (KKBMB, Iran)	Sagh (KKBMB, Iran)
Tectonic setting	Subduction-related arc magmatism	Subduction-related arc magmatism	Subduction-related arc magmatism	Subduction-related arc magmatism
Intrusive rocks	Monzonite to syenogranite	Diorite	-	Monzonite, monzodiorite, diorite, syenite
Alteration	Silicified, chloritic, minor sericitic, albitic	Chloritic, silicified	Chloritic, silicified	Chloritic, silicified
Deposit style	Breccias, stockwork, veins	Breccias, veins	vein	stockwork, veins
Ore minerals	Specularite, minor chalcopryrite, pyrite, galena	Chalcopryrite, specularite, pyrite	Chalcopryrite, specularite, magnetite	Chalcopryrite, specularite, pyrite, shalerite, galena, sulfosalt
Geochemistry	Ag, W, Au, Cu, LREE	Cu	Cu	Cu, Ag, Au, Pb
Fluid inclusions study	T=248-491°C S=4-19.2 wt. %	T=307-400°C S=13.4-15.5 wt. %	T=300-496°C S=11-22 wt. %	T=159-328°C S=7.2-16.7 wt. %
Ref.	Karimpour et al., 2017	Behnamnia et al., 2023	Taghadosi and Malekzadeh Shafaroudi, 2018	This study

عمق کمتر کندلاریا و المپیک دم دیده می شود و آلپیتی شدن در ذخایر IOCG کم دما گسترش ندارد (Hitzman et al., 1992; Sillitoe, 2003). دگرسانی کلریتی گسترده در منطقه ساق شبیه کانسار مونتو ورده پرو (Vila et al., 1998)، مونتدل-آیگل کانادا (Simard et al., 2006)، کوه زر تربت حیدریه (Karimpour et al., 2017)، دیگر کانسارهای نوع IOCG کمربند KKBMB (Almasi et al., 2015; Taghadosi and

دگرسانی اصلی مرتبط با کانی سازی در منطقه اکتشافی ساق پروپیلیتی-سیلیسی شدید است که پروپیلیتی آن نیز بیشتر با کانی کلریت مشخص می شود. دگرسانی های آلپیتی، پتاسیک، سیریسیتی، آرژیلیک و پروپیلیتی در کانسارهای IOCG دیده شده است. الیور و همکاران (Oliver et al., 2004) علت تشکیل آلپیتی شدن را مخلوط شدن سیالات گوگردار ماگمایی و شورابه ها در ناحیه کلانگری تعیین کرده اند. دگرسانی پتاسیک در

اکتشافی ساق از مقدار طلا در سنگ میزبان اطلاعاتی در دسترس نیست؛ اما مخلوط شدن سیال و سرد شدن عاملی مهم برای تشکیل کانی سازی بوده است. از طرفی مقدار آنالیزهای انجام شده برای طلا بسیار محدود بوده و شاید نتوان بر اساس آن برای مقدار عیار طلا در منطقه قضاوت کرد. این موضوع نیاز به آنالیزهای سطحی و عمقی زیادی دارد؛ اما مقدار مس و نقره بسیار بالا و قابل توجه است.

### نتیجه گیری

رخداد معدنی ساق با توجه به شواهد موجود شامل: ۱- وجود توده های نفوذی اکسیدان تشکیل شده در زون فرورانش در KKBMB، ۲- هم یافت مینرالی اسپکیولاریت، کالکوپیریت، پیریت و گالن، ۳- کنترل ساختاری کانی سازی، ۴- آنومالی زمین شیمیایی مس، نقره، طلا، سرب و ۵- دگرسانی کلریتی-سیلیسی، انطباق زیادی با سامانه های مس-نقره-طلا همراه با اکسید آهن (IOCG) دارد. قرارگیری این منطقه در کمربند KKBMB که پتانسیل زیادی برای کانسارهای نوع IOCG دارد و در نزدیکی دیگر ذخایر IOCG که شباهت های زیادی با هم دارند، تأییدی بر این مدعاست.

توده های نفوذی مونزونی، مونزودیوریتی، دیوریتی و سینییتی سنگ میزبان کانی سازی هستند و کانه زایی توسط ساختارها و گسل ها کنترل می شود؛ ولی این ماگماتیسیم می تواند نماینده توده های نفوذی منشأ در عمق باشد. هم یافت مینرالی منطقه اکتشافی ساق و فراوانی اسپکیولاریت همراه با کانی های سولفیدی مس، سرب و نقره که با باطله کوارتز و کلریت همراه است، نشان می دهد که کانی سازی از یک محلول فوق اکسیدان غنی از سیلیس و آهن همراه با عناصر فلزی از یک ماگماتیسیم فوق اکسیدان از عمق نشأت گرفته و از طریق گسل ها و درز و شکستگی ها به سمت بالا حرکت کرده است. مخلوط شدن محلول کانه دار ماگمایی با دما و شوری بالاتر با آب های جوی با دما و شوری کمتر در نهایت به ته نشست سولفیدها و تشکیل کانی سازی منجر شده است. شواهد

Malekzadeh Shafaroudi, 2018; Najmi et al., 2023; (Sahebi Khader et al., 2021; Behnamnia et al., 2023

و قلعه زری (Karimpour, 2005) در بلوک لوت است که دما و شوری پایین تری دارند.

شوری سیالات درگیر المپیک دم بین ۷ تا ۴۲ درصد وزنی متغیر است (Haynes et al., 1995). شوری محلول کانه دار در ساق شبیه به کوه زر تربت حیدریه ۵ تا ۲۰ درصد وزنی (Karimpour et al., 2017)، بهاریه ۷ تا ۲۶ درصد وزنی (Najmi et al., 2023) و دیگر کانه زایی های IOCG در KKBMB در شرق ایران و موندل-آیگل کانادا صفر تا ۲۶ درصد وزنی (Simard et al., 2006) و کندلاریا شیلی ۱۲ تا ۲۴ درصد وزنی (Marschik and Fontbote, 1998) و در مجموع پایین است. شوری بالای سیال در ذخایر IOCG رابطه ای مستقیم با گسترش دگرسانی آلیتی (Pollard, 2000; Pollard, 2001; Oliver et al., 2004) یا ورود شورابه ها و مواد تبخیری دارد (Barton and Johnson, 1996).

بر اساس نظر سیلیتو (Sillitoe, 2003)، کانسارهای IOCG به وسیله عیار بالای مس نسبت به کانسارهای مس پورفیری (بیش از ۱ درصد) و تنوعی از عیارهای پایین طلا مشخص می شوند. برای مثال کانسار ترسا دل کولمو در شیلی عیار ۰/۸ درصد مس با آنومالی طلای بسیار پایین دارد (Hopper and Correa, 2000)؛ در حالی که مونتروساس پرو ۱/۲ درصد مس و ۶ گرم در تن طلا دارد (Injoque, 2002). میانگین عیار طلای کوه زر ۳ گرم در تن و مس کمتر از ۰/۵ درصد است (Karimpour et al., 2017). ژو (Zhu, 2016) عقیده دارد که مقدار طلا در کانسارهای IOCG و عوامل کنترل کننده آن مشخص نیست. او پیشنهاد می کند که برای اکتشاف کانسارهای IOCG غنی از طلا باید روی سنگ میزبان غنی از طلا و سازوکارهای ته نشست کافی برای این عنصر مانند سرد شدن، واکنش سیال-سنگ و مخلوط شدن سیال تمرکز کرد. در مجموع کانسارهای غنی از طلا دارای محلول کانه دار کم دما هستند (Zhu, 2016). در منطقه

### تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

### قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه فردوسی مشهد طی طرح شماره ۶۰۳۱۸/۳ مورخ ۱۴۰۲/۴/۲۴ انجام شده است. از آقای مهندس علی اکبر اکبری به خاطر کمک‌های بی‌دریغ در زمان عملیات صحرایی صمیمانه سپاسگزاریم

دما- شوری و دگرسانی نشان می‌دهد که در حال حاضر در بخش‌های بالایی سامانه هستیم و اثبات بیشتر مدل و نحوه تشکیل کانی‌سازی نیاز به اطلاعات عمقی و آنالیزهای بیشتر دارد. اکتشاف هرچه بیشتر رخدادهای معدنی نوع IOCG در KKBMB بر اهمیت این کمربند ماگمایی در شرق ایران به عنوان یک زون متالوژنی مهم مس و طلا و نقره و این نوع ذخایر می‌افزاید.

1. Iron Oxide Copper Gold: IOCG
2. Iron Oxide-Apatite: IOA
3. Khaf-Kashmar-Bardaskan Magmatic Belt: KKBMB
4. X-Ray Diffraction

## References

- Almasi, A., Karimpour, M.H., Ebrahimi Nasrabadi, Kh., Rahimi, B., Klötzli, U. and Santos, J.F., 2015. Geology, mineralization, U-Pb dating and Sr-Nd isotope geochemistry of intrusive bodies in northeast of Kashmar. *Journal of Economic Geology*, 7(1): 69–90. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22067/econg.v7i1.44721>
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization. *Geology*, 24(3): 259–262. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0259:ESMFIR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0259:ESMFIR>2.3.CO;2)
- Beane, R.E., 1983. The Magmatic–Meteoritic Transition. Geothermal Resources Council, Special Report 13, pp. 245–253.
- Behnamnia, O., Malekzadeh Shafaroudi, A., Mazloumi Bajestani, A. and Hajimirzajan, H., 2023. Mineralization, geochemistry and fluid inclusion studies in the Chenar prospect area, east of Kashmar: Evidence of copper mineralization with iron oxide. *Advanced Applied Geological Journal*. In press. (in Persian with English abstract)
- Chen, H., Kyser, T.K. and Clark, A.H., 2011. Contrasting fluids and reservoirs in the contiguous Marcona and Mina Justa iron oxide–Cu (–Ag–Au) deposits, south-central Perú. *Mineralium Deposita*, 46: 677–706. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0343-x>
- Fan, H.R., Hu, F.F., Wilde, S.A., Yang, K.F. and Jin, C.W., 2011. The Qiyugou gold-bearing breccia pipes, Xiong'er shan region, central China: Fluid-inclusion and stable-isotope evidence for an origin from magmatic fluids. *International Geology Reviews* 53(1): 25–45. <https://doi.org/10.1080/00206810902875370>
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, 94(8): 1193–1212. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193>
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S.A., 2014. Petrology and U-Pb zircon dating of intrusive rocks from A, C-south, and Dardvay districts, Sangan iron stone mine, Khaf. *Journal of Economic Geology*, 5(9): 155–174. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22067/econg.v5i2.31716>
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S.A., 2015. Alteration mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 545–563. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.005>
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D. and Hitzman, M.W., 2010. Iron oxide copper–gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3): 641–654. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.641>
- Gu, L.X., Wu, C.Z., Zhang, Z.Z., Franco, P., Ni, P., Chen, P.R. and Xiao, X.J., 2011. Comparative study of ore-forming fluids of hydrothermal copper-gold deposits in the lower Yangtze River Valley, China. *International Geology Reviews*, 53(5–6): 477–498. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.533873>
- Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T. and Reed, M.H., 1995. Olympic Dam ore genesis: a fluid-mixing model. *Economic Geology*, 90(2): 281–307. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.2.281>
- Hitzman, M.W., 2002. Iron oxide–Cu–Au deposit: what, where, when, and why. In: T.M. Porter, (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold And Related Deposits: a Global Perspective V1*. PGC Publishing, Adelaide, pp. 9–26. Retrieved June 3–5, 2023 from [https://books.google.com/books/about/Hydrothermal\\_Iron\\_Oxide\\_Copper\\_gold\\_Related.html?id=NXpXAAAAMAAJ](https://books.google.com/books/about/Hydrothermal_Iron_Oxide_Copper_gold_Related.html?id=NXpXAAAAMAAJ)
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1–4): 241–287. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90121-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90121-4)
- Hopper, D. and Correa, A., 2000. The Panulcillo and Teresa de Colmo copper deposits: two contrasting examples of Fe-ox-Cu-Au mineralisation from the Coastal Cordillera of Chile. In: T.M. Porter, (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective 2*, PGC Publishing, Adelaide, 1: 177–189. Retrieved June 3–5, 2023 from

- <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-14panulcillo-and-teresa-de-colmodhopper.pdf>
- Hossieni, R., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Petrography, geochemistry, U-Pb dating and Sr-Nd isotopes of igneous rocks in Tannurjeh porphyry Au-Cu prospect area (NE Kashmar). *Petrological Journal*, 9(1): 45–70. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22108/ijp.2017.82019.0>
- Injoque, E.J., 2002. Fe oxide-Cu-Au deposits in Peru: An integrated view. In: T.M. Porter, (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits. A global perspective 2*, PGC Publishing, Adelaide, 2: 97–113. Retrieved June 3–5, 2023 from  
<https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-07iocg-peru.pdf>
- Karimpour, M.H., 2004. Mineralogy, Alteration, source rock, and tectonic setting of Iron–Oxides Cu–Au deposits and examples of Iran. 11<sup>th</sup> symposium of Iranian Crystallography and Mineralogy Society, Department of Geology, University of Yazad, Yazad, Iran, pp. 184–189. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H., 2005. Comparison of Qaleh Zari Cu-Au-Ag deposit with other Iron Oxides Cu-Au (IOGC-type) deposits, a new classification. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 13(1): 167–184. Retrieved September 10, 2023 from  
<https://ijcm.ir/article-1-734-en.html>
- Karimpour, M. H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2006. Geochemistry, petrology, and Mineralization of Tannurjeh porphyry gold-copper. *Journal of Science (University of Tehran) (JSUT)* 3(33): 173–185. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Mazloumi Bajestani, A., Keith Schader, R., Stern, Ch.R., Farmer, L. and Sadeghi, M., 2017. Geochemistry, geochronology, isotope and fluid inclusion studies of the Kuh-e-Zar deposit, Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt, NE Iran: Evidence of gold-rich iron oxide–copper–gold deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, 183(Part A): 58–78.  
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.10.001>
- Lecumberri-Sanchez P., Steel-MacInnis M. and Bodnar R.J., 2012. A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92: 14–22.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.044>
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Golmohammadi, A., 2013. Zircon U–Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-North and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 64: 256–271.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.028>
- Marschik, R. and Fontboté, L., 1998. Copper (–Iron) mineralization and superposition of alteration events in the Punta del Cobre belt, Northern Chile. In: F. Camus, R.H. Sillitoe, R. Peterson, (Editors), *Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny*, Society of Economic Geology, Specific Publication, 5: 171–190.  
<https://doi.org/10.5382/SP.05.12>
- Marschik, R. and Fontboté, L., 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu–Au–Zn–Ag deposits. Chile. *Economic Geology*, 96(8): 1799–1826.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1799>
- Marschik, R., Fontignie, D., Chiaradia, M. and Voldet, P. 2003. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotope composition of granitoids of the Early Cretaceous Copiaco plutonic complex (27° 30'S), Chile. *Journal of South America Earth Sciences*, 16(5): 381–398. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00104-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00104-4)
- Najmi, F., Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Simon, R.P., 2023, The Bahariyeh iron oxide copper–gold deposit, Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt, NE Iran: Constraints from geochemical, fluid inclusions, and O-S isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 159: 105501.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105501>
- Oliver, N.H.S., Cleverley, J.S., Mark, G., Pollard, P.J., Fu, B., Marshall, L.J., Rubenach, M.J., Williams, P.J. and Baker, T., 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron–oxide–copper–gold deposits, eastern Mount Isa block, Australia. *Economic Geology*, 99(6): 1145–1176.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1145>
- Pollard, P.J., 2001. Sodic (–calcic) alteration in Fe–oxide–Cu–Au districts: an origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl ± CaCl<sub>2</sub>–KCl fluids. *Mineralum Deposita*, 36: 93–100.  
<https://doi.org/10.1007/s001260050289>



- Pollard, P.J., 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu–Au mineralization. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: a global perspective 1*, PGC Publishing, Adelaide, 1: 27–41. Retrieved June 3–5, 2023 from <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-04magmatic-fluid-and-metal-sourceppollard.pdf>
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. In: P.E. Ribbe (Editor), *Reviews in Mineralogy 12*. Mineralogy Society of America, 12:644 pp. Retrieved June 3–5, 2023 from [https://www.scirp.org/\(S\(i43dyn45teexj455qlt3d2q\)\)/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1868459](https://www.scirp.org/(S(i43dyn45teexj455qlt3d2q))/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1868459)
- Sahebi Khader, J., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazloumi Bajestani, A., 2021. Mineralogy, structure and texture and geochemistry of Fadiheh Cu-Au mineral occurrence, northwestern Torbat Heydariyeh. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 30(1): 57–74. <http://dx.doi.org/10.52547/ijcm.30.1.57>
- Shafaii Moghadam, H., Li, X.-H., Ling, X.-X., Santos, J.F., Stern, R.J., Li, Q. and Ghorbani, Gh., 2015. Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos*, 216-617: 118-135. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.012>
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. London, UK: Blackie. Press, London, 239 pp.
- Sillitoe, R.M., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view. *Mineralum Deposita*, 38: 787–812. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0379-7>
- Simard, M., Beaudoin, G., Bernard, J. and Hupe, A., 2006. Metallogeny of the Mont-de-l’Aigle IOCG deposit, Gaspé Peninsula, Québec, Canada. *Mineralum Deposita*, 41: 607–636. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0061-y>
- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P. and Bodnar, R.J., 2012. HOKIEFLINCS-H<sub>2</sub>O-NACL: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H<sub>2</sub>O–NaCl. *Computer in Geosciences*, 49: 334–337. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022>
- Taghadosi, H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Mineralogy, Alteration, geochemistry, and fluid inclusion studies of Fe oxide-copper mineralization of Namegh area, NE Kashmar. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 26(3): 541-554. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.29252/ijcm.26.3.541>
- Vila, T., Lindsay, N. and Zamora, R., 1998. Geology of the Manto Verde copper deposit, northern Chile: a specularite-rich hydrothermal tectonic breccia related to the Atacama fault zone. In: F. Camus, R.H. Sillitoe, R. Petersen, (Editors), *Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny*. Society of Economic Geology, Special Publication, 5: 157–170. <https://doi.org/10.5382/SP.05.11>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. and Marschik, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, Space-time distribution, and possible modes of origin. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Ricards (Editors), *100<sup>th</sup> Anniversary of Economic Geology*, Society of Economic Geologists pp. 371–405. <https://doi.org/10.5382/AV100.13>
- Yousefi, L., Haidarian Shahri, M.R. and Karimpour, M.H., 2008. Geology, mineralogy, fluid inclusion thermometry and ground magnetic of Shahrak Magnetite-Specularite Cu-Au prospecting area, Torbat-eHeydariyeh, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16(3): 505–516. (in Persian with English abstract) Retrieved June 3, 2023 from <http://ijcm.ir/article-1-631-en.html>
- Zhai, D.G., Liu, J.J., Wang, J.P., Yao, M.J., Wu, SH., Fu, C., Liu, Z.J., Wang, S.G. and Li, Y.X., 2013. Fluid evolution of the Jiawula Ag-Pb-Zn deposit, Inner Mongolia: mineralogical, fluid inclusion, and stable isotopic evidence. *International Geology Reviews*, 55(2): 204–224. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.692905>
- Zhu, Z., 2016. Gold in iron oxide copper–gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 72(Part 1): 37–42. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.001>



## Petrography, Geochemistry, and Petrogenesis of Plutonic Rocks in Vineh Area, South of Central Alborz

Soudabeh Oruji<sup>1</sup>, Somayeh Heidari<sup>2</sup>, Amir Ali Tabbakh Shabani<sup>3\*</sup> , Morteza Delavari Koshan<sup>4</sup>

<sup>1</sup> MSc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Ph.D. student, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 28 June 2023  
Revised: 10 October 2023  
Accepted: 14 October 2023

#### Keywords

Plutonic Rocks  
Shoshonite  
Arc Magmatism  
Central Alborz  
Vineh  
Karaj

#### \*Corresponding author

Amir Ali Tabbakh Shabani  
✉ [aatshabani@khu.ac.ir](mailto:aatshabani@khu.ac.ir)

### ABSTRACT

The intrusive body in the south of Vineh, located in the north of Karaj city, is one of the several late Eocene plutons that intruded into the volcano-sedimentary Karaj Formation in the south of Central Alborz. This intrusive body comprises monzogabbro, monzodiorite, monzonite, and syenite with an alkaline shoshonitic nature and geochemically is cogenetic, evolved through fractional crystallization. The rocks are medium to coarse-grained with a dominant hypidiomorphic granular texture and consist of plagioclase, olivine, clinopyroxene, amphibole, orthoclase, and quartz. Titanite, apatite, biotite, and opaque occur as accessory minerals, whereas, epidote, chlorite, calcite, and iddingsite as secondary minerals. Geochemical data such as LREE enrichment relative to HREE, Pb positive anomaly, and depletion of Nb, Ta, Zr, Ti, as well as major, minor, and trace element data indicate that primary magma of these rocks formed in an active continental margin under the influence of Neo-Thetys subduction components beneath Central Iranian microplate. Alternatively, based on tectonic discrimination diagrams, the study of plutonic rocks is mainly attributed to the post-collision tectonic regime. Therefore, it seems that the magma originated from a low degree of partial melting (3 to 5 percent) of phlogopite-spinel peridotite source at a depth of about 60 to 65 km in an extensional back-arc basin as a result of slab rollback in the late Eocene, following the subduction of Neo-Thetys in Central Iran. The generated melt during the ascent underwent assimilation and fractional crystallization in lower depth magma chamber.

### How to cite this article

Oruji, S., Heidari, S., Tabbakh Shabani, A.A. and Delavari Koshan, M., 2023. Petrography, Geochemistry, and Petrogenesis of Plutonic Rocks in Vineh Area, South of Central Alborz. *Journal of Economic Geology*, 15(4): 115–136. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.83035.1081>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

The intrusive body in the south of Vineh, located in the north of Karaj city, is one of the several Late Eocene bodies that intruded into the volcano-sedimentary Karaj Formation in the south of Central Alborz zone. The evolution of the Cenozoic Alborz Magmatic Arc Belt (AMAB) is regarded as the back arc of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB) which is related to the Neo-Tethys subduction and the continental collision between the Arabian and Eurasian plates (e.g., [Asiabanha and Foden, 2012](#); [Maghdour-Mashhour et al., 2015](#); [Sepidbar et al., 2021](#)). One of the most considerable episodes of magmatism in Iran was an extensive flare-up magmatism that developed principally in the UDMB and the AMAB throughout the Eocene-Oligocene ([Berberian and King, 1981](#); [Verdel et al., 2011](#); [Asiabanha and Foden, 2012](#)). This magmatism is distinguished by intermediate rock compositions from calc-alkaline to shoshonitic nature occurring in an extensional arc setting ([Verdel et al., 2011](#); [Agard et al., 2011](#); [Shafaii Moghadam et al., 2018](#)). In Central Alborz, several Late Eocene intrusive bodies intruded Karaj Formation such as Mobarakabad gabbro, Lavasan syenite, Shekarnab monzonite, and Karaj Dam basement gabbro to monzonite sill. In the south of Karaj Dam basement sill in Vineh village area, an outcrop of monzogabbro to syenite sill hosted by the Karaj Formation is investigated to clarify the petrological and geochemical characteristics. To achieve this purpose, field relationships, rock textures, and chemical analyses for different rock types are presented. The data and the findings of previous studies (e.g., [Asiabanha and Foden, 2012](#); [Maghdour-Mashhour et al., 2015](#); [Sepidbar et al., 2021](#)) are subsequently employed to infer the type of the geodynamic regime of the Alborz throughout the Cenozoic.

### Regional geology

The study area is located in the north of Karaj city between the northern geographical latitude of 35° 51' 02" and 35° 54' 10", eastern longitude of 51° 00' 23" and 51° 03' 17", and geologically in southern-central Alborz structural zone ([Figure 1](#)). The dominant rock types in the area consist of basic lavas, tuffs, and clastic rocks accumulated from the Middle to Late Eocene, creating 3 to 5 km thick Karaj Formation in

Central Alborz ([Dedual, 1967](#)). The Karaj Formation in the study area was intruded by Vineh sill that seems to be coeval with the Karaj Dam basement sill during Late Eocene-Early Oligocene ([Maghdour-Mashhour et al., 2015](#)). The contact of the intrusion with country rocks is sharp in the field.

### Method

Thirty rock specimens from different outcrops were collected from Vineh sill. Subsequently, based on field evidence and thin section petrography, 8 specimens were selected and analyzed by ICP-OES (major elements) and ICP-MS (trace elements) techniques at Zarazma Company. The accuracy of measurements was within 5% for major and 10%-15% for trace elements. [Table 1](#) shows the results of chemical analyses.

### Results

Vineh intrusive rocks with mainly hypidiomorphic texture are composed essentially of plagioclase, clinopyroxene, and olivine as well as minor amphibole, biotite, and K-feldspar. In monzonite and syenite, amphibole, biotite, and K-feldspar are dominant in addition to plagioclase and clinopyroxene. Chlorite, calcite, epidote, and iddingsite are secondary minerals, whereas apatite, titanite, zircon, and opaque are minor. The rocks are porphyritic at the margin and have medium to coarse-grained equigranular texture in the center of the sill. The geochemistry of eight specimens plotted on the rock classification diagram of [Middlemost \(1994\)](#) shows monzodiorite, monzonite, and syenite ([Figure 5A](#)), and on the normative diagram of [Streckeisen and LeMaitre \(1979\)](#), monzogabbro, monzodiorite, monzonite, syenite, and alkali feldspar syenite ([Figure 5B](#)). This intrusive body with an alkaline shoshonitic affinity is geochemically cogenetic and evolved through fractional crystallization.

### Discussion

Geochemical data show that the rocks are alkaline and shoshonitic in nature and the chondrite-normalized REEs diagram, exhibits LREE enrichment relative to HREEs. In the primitive mantle-normalized multi-element diagram ([Sun and McDonough, 1989](#)), the patterns of rocks show enrichment of LILE (e.g., Ba and Rb), Pb positive anomaly, and depletion of HFSE (Nb, Ta, Ti, Zr), the

outstanding characteristics of subduction-related magmatism. It seems that the magma originated from a low-degree partial melting (3 to 5 percent) of a phlogopite spinel-lherzolite mantle at a depth of 60 to 65 km in an extensional back-arc basin due to slab rollback following the subduction of Neo-Thetys beneath Central Iran. In other words, the parent magma formed as a result of fluids and sediments derived from the Neo-Tethys oceanic crust caused metasomatism of subcontinental lithospheric mantle followed by extension-related decompression melting of phlogopite spinel-lherzolite mantle by the

heat supplied by rising of the asthenosphere. The generated melt during the ascent underwent assimilation and fractional crystallization in lower depth magma chambers.

#### **Acknowledgments**

The authors are very grateful to the reviewers of the Journal of Economic Geology for their constructive ideas in improving the scientific structure of the article.



## سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی توده نفوذی وینه، جنوب البرز مرکزی

سودابه اروجی<sup>۱</sup>، سمیه حیدری<sup>۲</sup>، امیرعلی طباطبائی شعبانی<sup>۳\*</sup> ID، مرتضی دلآوری کوشان<sup>۴</sup> ID<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران<sup>۲</sup> دانشجوی دکتری، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران<sup>۳</sup> دانشیار، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران<sup>۴</sup> دانشیار، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

## چکیده

## اطلاعات مقاله

توده نفوذی وینه، واقع در شمال شهرستان کرج یکی از چندین توده نفوذی جنوب البرز مرکزی در ائوسن پایانی است که در سازند رسوبی-آتشفشانی کرج نفوذ کرده است. این توده متشکل از چهار واحد سنگی مونزوگابرویی، مونزودیوریتی، مونزوتیتی و سینیتی است که از لحاظ زمین‌شیمیایی ماهیت آلکالن و شوشونیتی دارد و در نمودارهای زمین‌شیمیایی روندهای پیوستگی و خویشاوندی از راه تبلور تفریقی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز، الیون، کلینوپیروکسن، آمفیبول، ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های فرعی آپاتیت، بیوتیت و کدر و ثانویه اپیدوت، کلریت، ایدنگزیت و کلسیت تشکیل شده‌اند و بافت غالب آنها هیپیدومورف گرانولار است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها نظیر غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE و آنومالی مثبت Pb و تهی‌شدگی عناصر Ta, Zr, Ti و Nb نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای اولیه این سنگ‌ها به حاشیه فعال قاره‌ای است که تحت تأثیر مؤلفه‌های فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی بوده است. از طرفی بر اساس نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، سنگ‌های نفوذی منطقه به ماگماتیسزم حوضه کششی پشت کمان نسبت داده می‌شوند. بنابراین، چنین تصور می‌شود که ماگمای تشکیل‌دهنده توده نفوذی وینه از یک گوشته غنی‌شده یا متاسوماتیزه با ترکیب اسپینل لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی پایین (۳ تا ۵ درصد) در اعماق حدود ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری، تشکیل شده که در حین صعود به سطح زمین تحت تأثیر فرایند هضم و تبلور تفریقی در مخازن ماگمایی کم‌عمق جای‌گیری کرده است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۰۷

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۷/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۲۲

## واژه‌های کلیدی

سنگ‌های پلوتونیک

شوشونیت

ماگماتیسزم کمانی

البرز مرکزی

وینه

کرج

## نویسنده مسئول

امیرعلی طباطبائی شعبانی

aatshabani@khu.ac.ir ✉

## استناد به این مقاله

اروجی، سودابه؛ حیدری، سمیه؛ طباطبائی شعبانی، امیرعلی و دلآوری کوشان، مرتضی، ۱۴۰۲. سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی توده نفوذی وینه، جنوب البرز مرکزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۴): ۱۱۵-۱۳۶. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.83035.1081>

## مقدمه

کمر بند ماگمایی البرز یک جزء ساختاری مهم در محدوده آلپ-همالیا است که در فاصله ۲۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتری شمال زمین‌درز بیتلیس-زاگرس قرار دارد. سنگ‌های ماگمایی این مجموعه تنوعی از فوران‌های زیر دریایی کم‌عمق تا فوران‌های خشکی را نشان می‌دهند. (Asiabanha and Foden, 2012). یکی از مهم‌ترین رویدادهای تاریخ ماگمایی ایران، ماگماتیسیم گسترده ائوسن در مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر و کمر بند ماگمایی البرز است (Berberian and King, 1981; Verdel et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012). این فاز ماگمایی با سنگ‌های حدواسط با ماهیت کالک‌آلکالن تا پتاسیک مشخص می‌شود که در یک سامانه کمان / پشت کمان یا در محیط کشش کمانی رخ داده است (Allen et al., 2003; Hassanzadeh et al., 2011; Verdel et al., 2011; Agard et al., 2004). در جنوب البرز مرکزی، محصول این فوران‌ها سازند کرج است که در یک رژیم کششی نهشته‌شده است (Allen et al., 2003; Ballato et al., 2011). در ائوسن پایانی- الیگوسن، هم‌زمان با فاز کوه‌زایی پیرنه، نهشته‌های ائوسن و قدیمی‌تر چین‌خورده و توده‌های آذرین نیمه عمیق، هم راستا با روند ساختاری ناحیه، جای گرفته‌اند (Alavi, 1996).

در البرز مرکزی توده‌های نفوذی متعددی وجود دارد که از آن جمله می‌توان به توده‌های آذرین بنیان سد کرج، لواسان بزرگ، رودهن- مبارک‌آباد اشاره کرد. توده نفوذی بنیان سد کرج یکی از مهم‌ترین و بزرگ‌ترین توده‌های نفوذی جنوب البرز مرکزی است که در طول فاز ماگمایی ائوسن پایانی در سازند رسوبی- آتشفشانی کرج نفوذ کرده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های پتاسیم بالا شامل گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت و مونزونیت است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). البرز مرکزی از دیر باز مورد توجه و بررسی بسیاری از زمین‌شناسان بوده است (Dedual, 1967; Hassanzadeh et al., 2004; Ballato et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012; Maghdour-

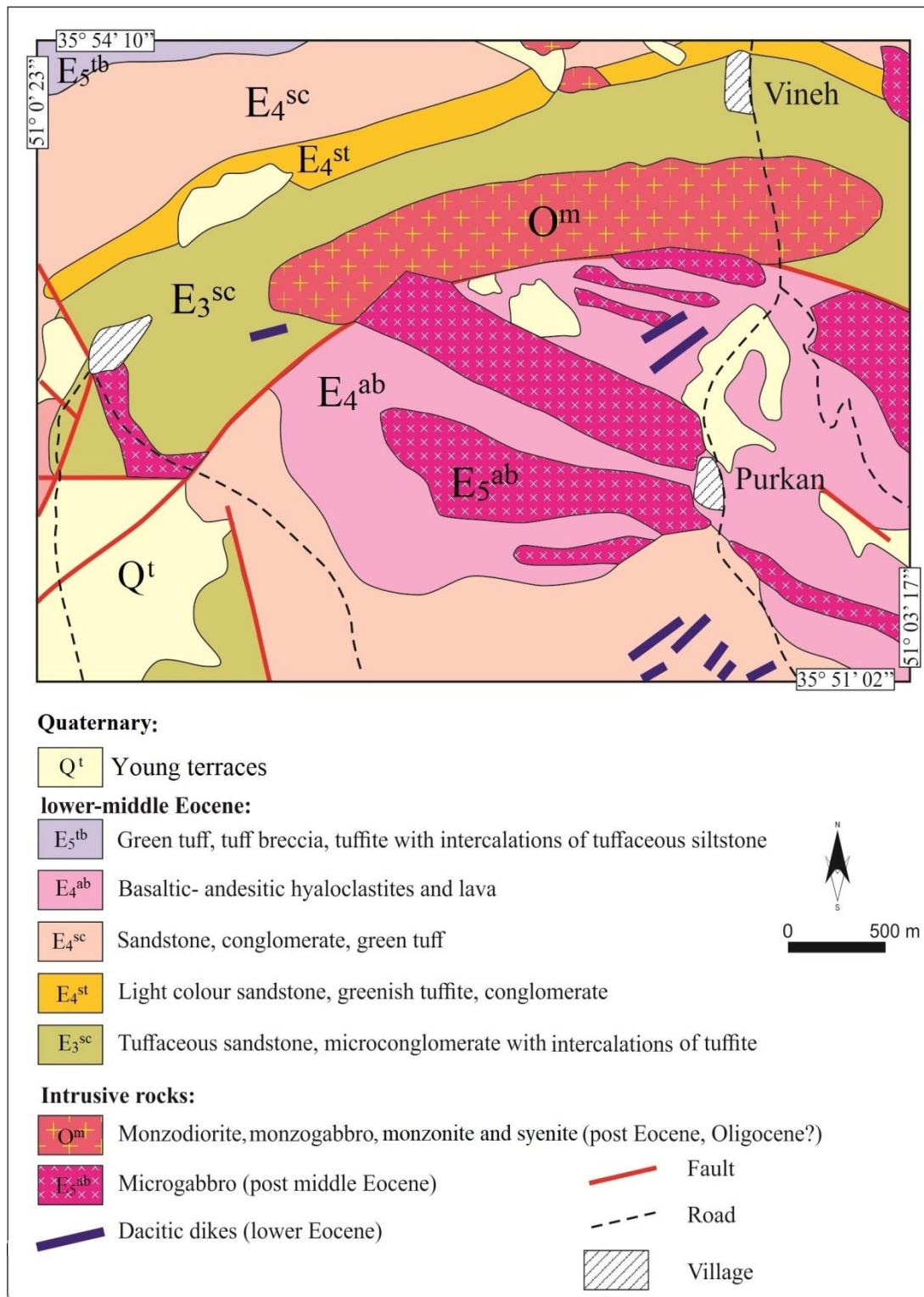
Mashhour et al., 2015; Ashrafi et al., 2018; Shafaii Moghadam et al., 2018; Ahmadvand et al., 2020).

واقع، این بررسی در یک محدوده کوچک در راستای کارهای انجام‌شده قبلی برای درک روشن‌تر از نحوه توسعه و تکامل البرز مرکزی انجام‌شده است. بنابراین، در جنوب توده نفوذی بنیان سد کرج یعنی در جنوب وینه، رخنمونی از سنگ‌های پلوتونیک با ترکیب عمدتاً مونزوگابروی- مونزودیوریتی وجود دارد که بررسی تفصیلی از دیدگاه سنگ‌شناسی بر روی آنها انجام‌نشده است که موضوع این پژوهش است. این توده نفوذی که در نقشه به صورت آپوفیز و سیل است، به احتمال قوی هم‌زمان با توده نفوذی بنیان سد کرج در طول ائوسن پسین- الیگوسن پیشین در بین لایه‌های رسوبی- آتشفشانی توف‌های میانی و بالایی سازند کرج نفوذ کرده است.

## زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (Amini and Emami, 1993) و در محدوده‌ای با عرض جغرافیایی "۵۱°۰۲'۳۵" تا "۵۴°۱۰'۵۴" شمالی و طول جغرافیایی "۵۱°۰۲'۲۳" تا "۵۱°۰۳'۱۷" شرقی واقع شده است (شکل ۱). این گستره، از نظر تقسیم‌بندی کشوری در شمال غرب استان تهران و شمال شرق شهرستان کرج قرار گرفته است و جزو نواحی کوهستانی جنوب البرز مرکزی به حساب می‌آید و در محدوده‌ای قرار گرفته که توسط اشتوکلین (Stocklin, 1974) پهنه ترشیری جنوبی نامیده شده است. دسترسی به محدوده مورد نظر از راه جاده کرج- چالوس و جاده فرعی منشعب‌شده از ابتدای جاده کرج- چالوس به سمت شرق امکان‌پذیر است. این جاده پس از عبور از روستاهای کندر، نمرک و پورکان در شمال به روستای وینه می‌پیوندد.

واحد اصلی و گسترده لیتولوژی موجود در محدوده مورد بررسی، رخنمون‌های سنگی آتشفشانی- رسوبی سازند کرج به سن ائوسن پایینی- میانی است (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی محدوده وینه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (Ammini and Emami, 1993)

Fig. 1. Geological map of Vineh area, modified from the 1:100,000 geological map of Tehran (Ammini and Emami, 1993)

صورت گدازه آشکار شده و در محیط رسوبی فعالیت به صورت انفجاری بوده است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). در ائوسن میانی تا پایانی، چندین توده نفوذی و دایک به داخل سازند کرج و سنگ‌های دیگر در البرز نفوذ کرده‌اند (Berberian and King, 1981). توده نفوذی بنیان سد کرج یکی از مهم‌ترین و بزرگ‌ترین توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی است که در طول فاز ماگمایی ائوسن پایانی در سازند رسوبی - آتشفشانی کرج نفوذ کرده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های پتاسیم بالا با ترکیب گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت و مونزونیت است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). توده آذرین نفوذی وینه به صورت آپوفیز و سیل از دیگر توده‌های پلوتونیک منطقه شمال‌شرق کرج است که به احتمال هم‌زمان با توده نفوذی بنیان سد کرج در طول ائوسن - الیگوسن در بین لایه‌های رسوبی - آتشفشانی سازند کرج نفوذ کرده است (شکل ۲).

فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن در البرز و آذربایجان، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های دریایی است که به طور عمده سن ائوسن میانی دارند و در چینه‌شناسی ایران "سازند کرج" نامیده شده است (Dedual, 1967). این سازند با گسترشی از دامغان تا کوه‌های تالش (البرز مرکزی و غربی)، نشان‌دهنده تکاپوهای انفجاری شدید آتشفشان‌های زیردریایی در زمان ائوسن است که گاه تا ۳۰۰۰ متر ضخامت دارد. از نظر خاستگاه، سازند کرج شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، رخساره‌های حدواسط (توفیت و ماسه سنگ‌های توفی) و رخساره‌های رسوبی (سنگ آهک و شیل) است. واحدهای آتشفشانی سازند کرج منحصر به ردیف‌های آذرآواری نیست. در این سازند می‌توان روانه‌های گدازه را با ویژگی‌ها و جایگاه چینه‌شناسی متفاوت دید. محدوده مورد بررسی شامل سنگ‌های آتشفشانی به طور عمده به شکل گدازه و نیز واحدهای آذرآواری (توف و توفیت) است. سنگ‌های این منطقه ضمن فعالیت در محیط ساحلی و دریایی کم‌کم و بیشتر قاره‌ای پدیدار شده‌اند که در محیط اخیر به



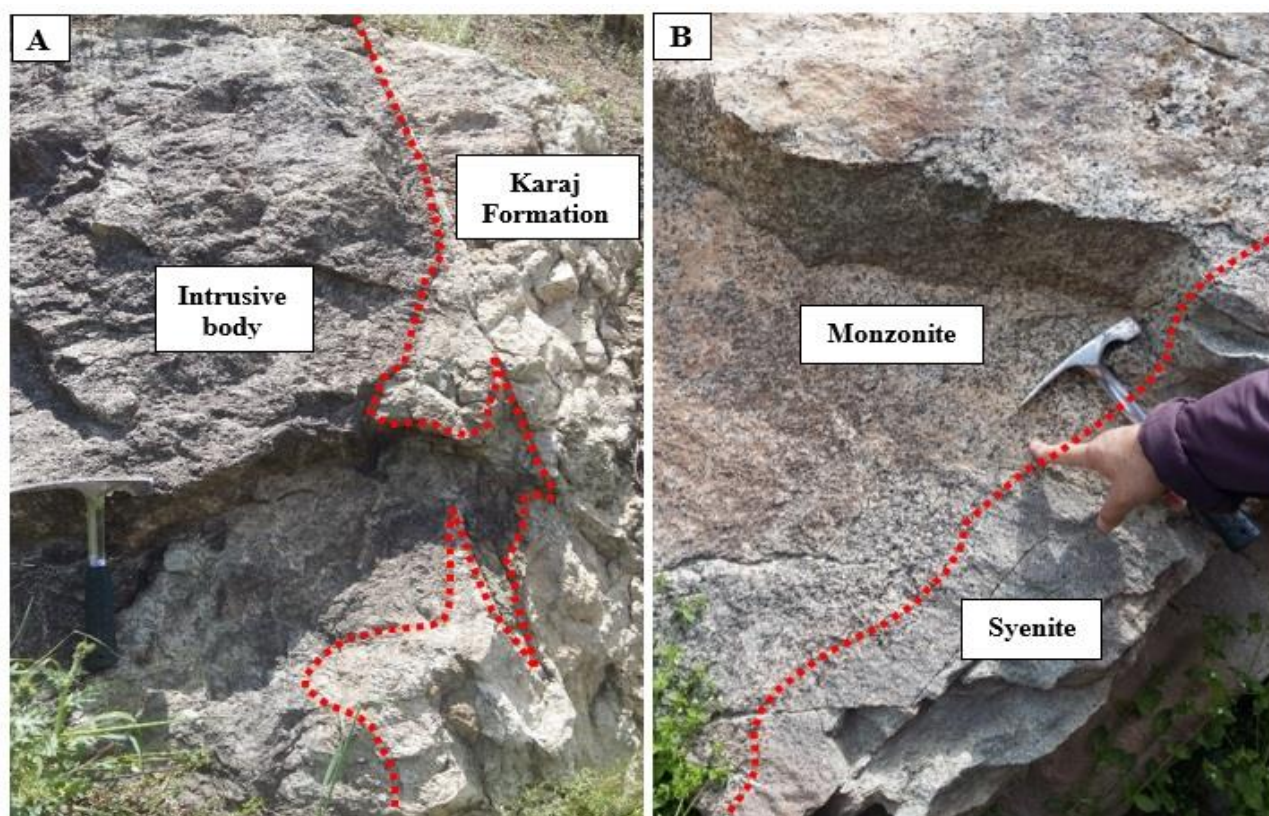
شکل ۲. نمایی از مرز توده نفوذی وینه و توف‌های توده‌های ضخیم لایه سازند کرج (دید به سمت جنوب‌شرق)

**Fig. 2.** The view of the border of intrusive body of Vineh and the thick tuff layers of the Karaj Formation (view towards the southeast)



آذرین این توده از حاشیه پایینی (محل برخورد توده نفوذی با توف ضخیم لایه) به سمت مرکز، دارای تنوع دانه‌بندی از دانه‌ریز (در حاشیه انجماد سریع) تا متوسط تا درشت دانه به سمت مرکز توده هستند. مرز بین این سنگ‌ها تدریجی و در مواردی شارپ است (شکل ۳-ب).

توده یادشده به وضوح در میان توف‌های ضخیم لایه سازند کرج (عضو توف میانی) نفوذ کرده است (شکل ۳-ا). بررسی سنگ‌نگاری از محل تماس توده آذرین، مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت و اکتینولیت را در توف نشان می‌دهد که بر دگرگونی رخساره آلیت-اپیدوت دلالت می‌کند. سنگ‌های



شکل ۳. ا: برخورد توده نفوذی وینه با توف میانی سازند کرج و ب: برخورد مشخص بخش سینیتی و مونزونیتی به صورت دو پالس ماگمایی مجزا

**Fig. 3. A:** The contact of Vineh intrusive body with middle tuff of Karaj Formation. **B:** The sharp contact of syenite with monzonite as two distinct magma pulses

نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند، انتخاب شد. عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS و اکسیدهای اصلی ابتدا از طریق ذوب قلیایی آماده و بعد به روش ICP-OES در شرکت زرآما تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی در جدول ۱ ارائه شده است.

### روش پژوهش

برای بررسی ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری توده نفوذی وینه، دو مرحله عملیات صحرایی انجام شد و ۳۰ نمونه سنگی برداشت شد. از میان این نمونه‌ها، ۲۵ مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه خوارزمی بررسی شد. با در نظر گرفتن موقعیت صحرایی و ویژگی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۸

**جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های توده نفوذی وینه، اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی، عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm نشان داده شده‌اند. نام سنگ‌ها بر پایه میدلموست (Middlemost 1994). Mz Di: مونزودیوریت، Mz: مونزونیت، Sy: سینیت

**Table 1.** The results of chemical analysis of the intrusive rocks of Vineh, major oxide elements are in weight percent, trace and rare earth elements in ppm. The rock name is based on Middlemost (1994). Mz Di: monzodiorite, Mz: monzonite, Sy: syenite

Sample	PU-1	PU-10	PU-14	V-16	V-17	PU-16	V-14	V-18
Rock	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz	Mz	Sy
SiO <sub>2</sub>	52.11	51.92	52.2	53.8	53.72	56.07	57.56	63.69
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.98	1.04	1.09	1.01	1.30	1.09	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.91	17.88	18.57	17.99	18.25	16.38	16.75	15.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.08	2.98	2.94	2.86	2.75	3.18	2.38	2.04
FeO	5.14	4.97	4.91	4.77	4.59	4.29	3.21	2.76
MnO	0.20	0.17	0.17	0.17	0.17	0.13	0.16	0.12
MgO	3.78	4.10	3.39	2.86	2.84	2.18	1.66	0.88
CaO	6.81	7.62	6.92	7.38	7.42	4.54	5.14	1.91
Na <sub>2</sub> O	3.54	3.44	3.38	3.37	3.52	4.84	3.6	4.93
K <sub>2</sub> O	3.05	2.61	3.24	3.11	3.07	4.28	5.98	5.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.50	0.47	0.59	0.61	0.55	0.73	0.67	0.22
LOL	2.15	2.14	1.94	1.3	1.42	1.5	1.31	0.54
Total	99.26	99.28	99.29	99.31	99.30	99.42	99.51	99.59
Sc	19.6	21.3	18.7	18.3	18.6	19	17.2	12.8
V	191	206	184	177	179	173	115	34
Cr	64	78	49	39	38	33	26	24
Co	26.8	28.6	22.9	21.5	21.7	17.3	11.5	7.5
Ni	26	29	20	14	15	7.0	6.0	3.0
Rb	63	51	61	58	55	81	137	117
Sr	759	831	791	747	814	712	651	547
Y	25.2	25	27.3	29.2	29.3	38.6	41.2	40.6
Zr	67	51	18	69	79	44	42	29
Nb	14.6	17.1	17.3	21.5	18.5	16.9	24.7	30.7
Ta	0.82	0.91	1.01	0.94	0.99	0.86	1.06	1.02
Cs	1.3	1.1	1.1	1.1	1.1	0.7	1.1	0.9
Ba	759	682	786	705	996	867	1196	1043
Hf	2.22	1.93	1.38	2.26	2.43	1.83	1.82	1.83
Pb	14	18	23	17	48	13	36	36
La	25	25	27	29	29	39	39	42
Ce	47	45	47	54	55	71	77	75
Pr	5.5	5.19	5.88	6.48	6.38	8.18	9.25	8.61
Nd	22.8	21.7	24.5	26.2	26.2	34.2	37.7	32.9
Sm	4.79	4.45	4.97	5.25	5.2	7.0	7.5	6.48

**ادامه جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های توده نفوذی وینه، اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی، عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm نشان داده شده‌اند. نام سنگ‌ها بر پایه میدلموست (Middlemost 1994). Mz Di: مونزودیوریت، Mz: مونزونیت، Sy: سینیت

**Table 1 (Continued).** The results of chemical analysis of the intrusive rocks of Vineh, major oxide elements are in weight percent, trace and rare earth elements in ppm. The rock name is based on Middlemost (1994). Mz Di: monzodiorite, Mz: monzonite, Sy: syenite

Sample	PU-1	PU-10	PU-14	V-16	V-17	PU-16	V-14	V-18
Rock	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz	Mz	Sy
Be	1.8	1.9	1.6	2.0	2.0	2.6	2.9	3.7
Th	4.51	4.11	3.56	4.73	4.69	5.35	6.04	8.89
U	1.2	1.0	1.08	1.3	1.5	1.2	1.4	2.15
Eu	1.47	1.44	1.53	1.61	1.61	1.86	1.95	1.73
Gd	4.49	4.25	4.66	4.93	4.86	6.51	6.87	5.94
Tb	0.72	0.67	0.73	0.81	0.77	0.99	1.07	0.97
Dy	3.73	3.7	3.98	4.17	4.04	5.49	5.95	5.58
Er	2.46	2.35	2.61	2.66	2.62	3.33	3.72	3.55
Tm	0.33	0.31	0.35	0.36	0.35	0.44	0.5	0.5
Yb	2.8	2.6	2.9	2.5	2.2	3.1	3.2	2.86
Lu	0.34	0.32	0.34	0.36	0.34	0.44	0.5	0.5

آنجایی که آهن به صورت تفکیک نشده گزارش می‌شود، محاسبه آهن دو و سه ظرفیتی به روش میدلموست (Middlemost, 1989) تعیین شد.

افزون بر این، کانی‌های فرضی محاسبه شده به روش نرم CIPW نیز در جدول ۲ نشان داده شده است. نتایج به دست آمده پس از انجام اصلاحات لازم با استفاده از نرم‌افزارهای GCDKit ، Excel و رسم نمودارهای لازم، تحلیل و پردازش شدند. از

**جدول ۲.** نتایج محاسبه نرم CIPW نمونه‌های توده نفوذی وینه. Mz Di: مونزودیوریت، Mz: مونزونیت، Sy: سینیت

**Table 2.** Results of the CIPW norm calculation for the intrusive rocks of Vineh. Mz Di: monzodiorite, Mz: monzonite, Sy: syenite

Sample	PU-1	PU-10	PU-14	V-16	V-17	PU-16	V-14	V-18
Rock	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz Di	Mz	Mz	Sy
quartz	0.00	0.00	0.00	1.77	1.04	0.00	1.56	5.39
orthoclase	18.45	15.79	19.56	18.65	18.44	25.70	35.85	36.41
albite	30.66	29.79	29.21	28.93	30.27	41.62	30.90	41.98
anorthite	24.53	26.24	26.48	25.13	25.33	10.49	12.05	3.55
apatite	1.28	1.20	1.50	1.54	1.39	1.86	1.70	0.56
ilmenite	1.94	1.91	2.02	2.10	1.95	2.51	2.10	1.59
magnetite	2.17	2.12	2.09	2.04	1.96	2.04	1.55	1.30
diopside	5.55	7.68	3.85	6.64	7.01	6.32	7.84	3.86
hypersthene	9.23	10.62	11.31	12.60	12.15	5.07	6.05	5.36
olivine	5.51	4.03	3.36	0.00	0.00	3.85	0.00	0.00

## سنگ‌نگاری

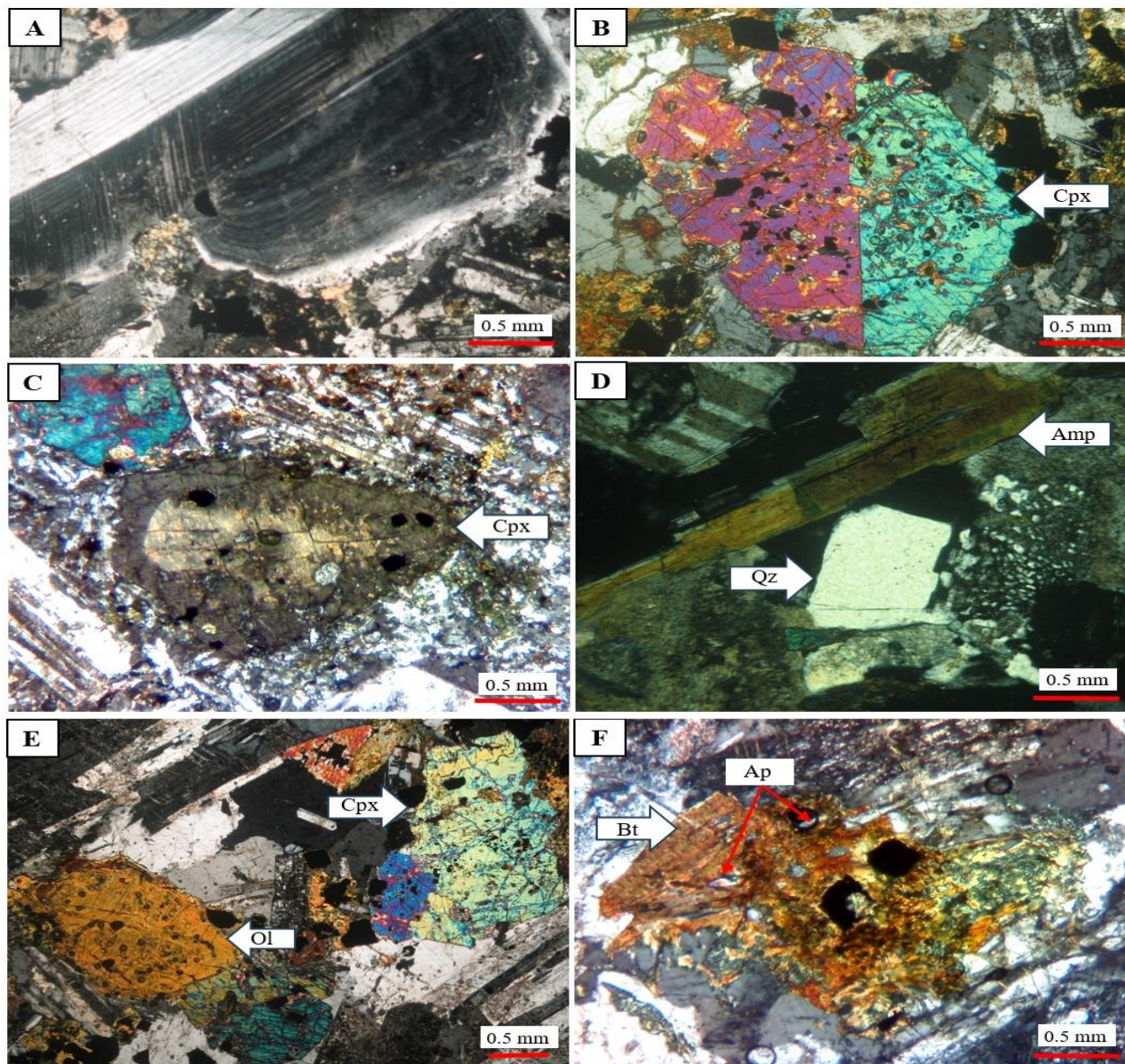
مقطع نازک از تمام بخش‌های سنگی توده آذرین نفوذی وینه تهیه و برای تجزیه و تحلیل مودال و بررسی‌های سنگ‌نگاری استفاده شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان داد که بیشتر نمونه‌ها تقریباً سالم و دگرسانی اندکی دارند. بر اساس مشاهده‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آذرین این توده از حاشیه پایینی (محل برخورد توده نفوذی با توف ضخیم لایه) به سمت مرکز، شامل مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت است. بافت این سنگ‌ها در محل تماس با سنگ دیواره ریز دانه است؛ ولی به تدریج به سمت مرکز توده بافت آنها همسان‌دانه می‌شود. بافت غربالی و حاشیه‌های جذب و خورده شده در پلاژیوکلاز، پیروکسن و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول به عنوان بافت‌های نامتعادل در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۴-A, B, C, D). پلاژیوکلاز کانی غالب نمونه‌هاست که به صورت شکل دار و نیمه شکل دار و اندازه متغیر از کمتر از ۲ میلی‌متر، بین ۲ تا ۵ میلی‌متر و بیش از ۵ میلی‌متر دیده می‌شود و در برخی موارد این کانی به کلسیت و سیریسیت دگرسان شده است. دانه‌های کلینوپیروکسن اندازه متوسط بین ۱ تا ۳ میلی‌متر دارند که به صورت بین دانه‌ای میان بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. برخی از این بلورها به صورت خودشکل ماکل دار دیده می‌شوند (شکل ۴-B). فلدسپار قلیایی در سنگ‌های مافیک بسیار کم است؛ ولی درصد آن به سمت سنگ‌های سینیتی افزایش می‌یابد. بلورهای فلدسپار قلیایی اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر دارند و به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل بوده و اغلب به سیریسیت دگرسان شده‌اند و سطح آنها کم و بیش به حالت ابری است. به طور کلی میزان بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های مونزوگابرویی و مونزودیوریتی (۵۵ تا ۶۰ درصد، کلینوپیروکسن ۱۴ تا ۲۲ درصد) و الوین (۸ تا ۱۲ درصد) حجمی است که به طور بخشی ایدنگستی شده و یا توسط کلسیت و کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۴-E) و دارای اندازه‌ی ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر هستند. بیوتیت در نمونه‌های مونزوگابرویی به صورت درشت بلور بی‌شکل دگرسان‌شده به

کلریت دیده می‌شود (شکل ۴-F). بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های مونزونیت و سینیت (۴۵ درصد)، ارتوکلاز (۲۴ تا ۳۵ درصد) آمفیبول معمولاً به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه‌ی حدود ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر دیده می‌شود که در مواردی به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند و حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتز در نمونه‌های مونزونیتی و سینیت دیده می‌شود و به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر و کمتر از ۵ درصد حجمی دیده می‌شود. این کانی دارای خاموشی موجی است و گاهی به صورت هم‌رشد با فلدسپارها متبلور شده و بافت گرانوفیری را نشان می‌دهد (شکل ۴-D). کانی کدر، آپاتیت و تیتانیت کانی‌های فرعی هستند (کمتر از ۵ درصد)؛ در حالی که کلسیت، سیریسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن رایج‌ترین کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

## زمین‌شیمی سنگ کل

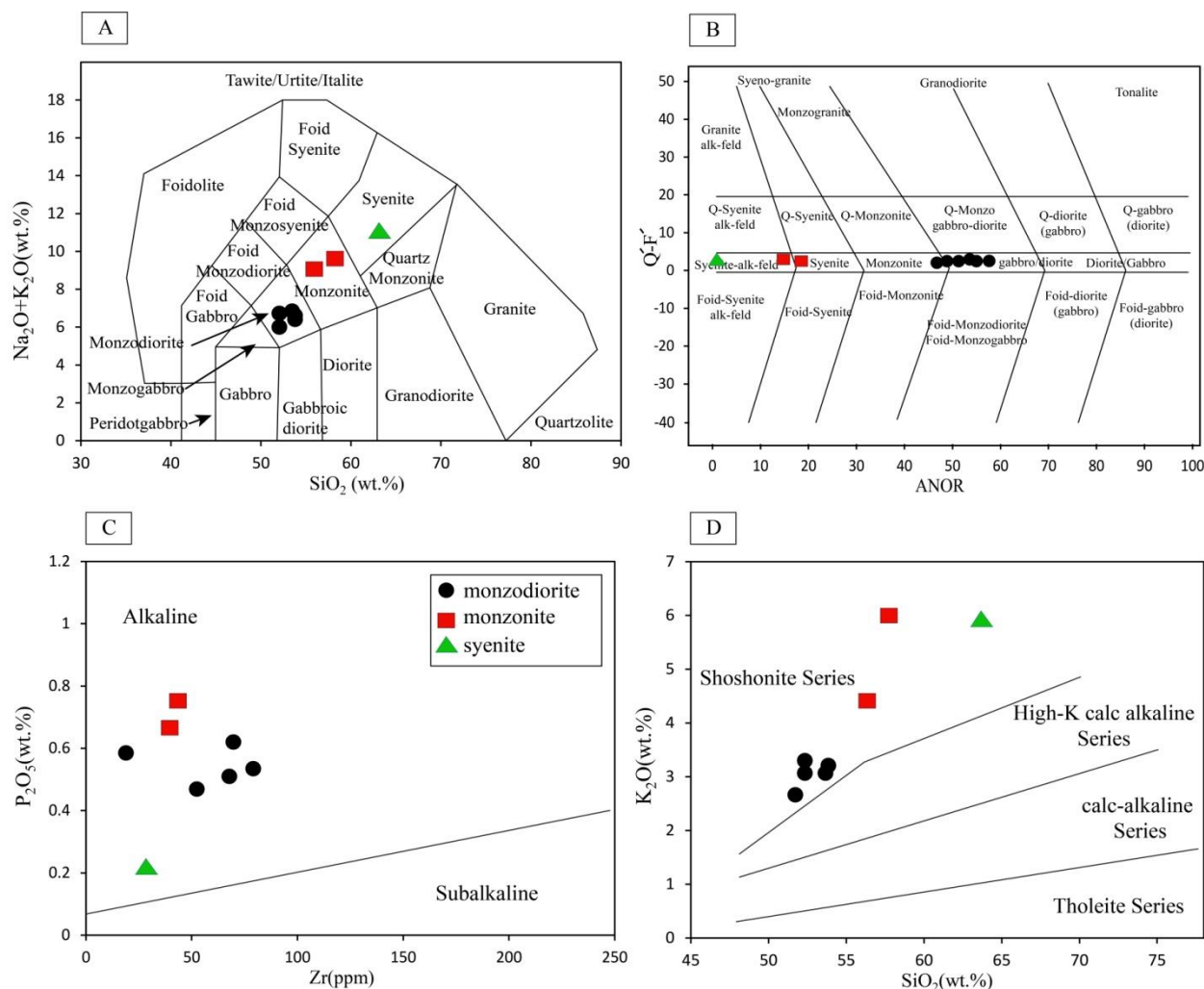
تجزیه شیمیایی سنگ‌های توده نفوذی وینه در نمودار میدلموست (Middlemost, 1994)، در محدوده‌های مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). همچنین، بر اساس طبقه‌بندی نورماتو (جدول ۲)، اشتریکایزن و لومتر (Streckeisen and LeMaitre, 1979)، نمونه‌ها در محدوده مونزوگابرو-مونزودیوریت، مونزونیت، سینیت و آلکالی فلدسپار سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-B).

برای تعیین ماهیت ماگمایی، بر پایه مرز تقسیم‌بندی سری‌های آلکالن از سری ساب‌آلکالن (Winchester and Floyd, 1977)، سنگ‌های مورد بررسی، در محدوده آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۵-C). همچنین بر اساس تغییرات  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) که سنگ‌ها در چهار سری تولیتی، کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تقسیم می‌شوند، نمونه‌های توده نفوذی وینه در محدوده شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-D).



**شکل ۴.** تصویرهای میکروسکوپی سنگ‌های توده نفوذی وینه (در نور XPL). A: نمایی از منطقه‌بندی در بلور پلاژیوکلاز در مونزوگابرو، B: بلور کلینوپروکسن ماکل دار خودشکل در مونزوگابرو، C: نمایی از منطقه‌بندی بلور کلینوپروکسن در مونزودیوریت، D: بافت گرانوفیری به همراه بلور آمفیبول در سینیت، E: بافت هیپیدیومورف گرانولار و بلورهای پلاژیوکلاز، الیون دگرسان‌شده و کلینوپروکسن در مونزوگابرو و F: تصویری از بلور بیوتیت که به کلریت دگرسان‌شده، به همراه بلورهای سوزنی آپاتیت به صورت ادخال در آن در مونزوگابرو. علائم اختصاری کانیوها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپروکسن، Qz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Ap: آپاتیت، Ol: الیون).

**Fig. 4.** Micrographs of the intrusive rocks of Vineh (in XPL). A: Zoning of plagioclase crystal in monzogabbro, B: Twinned clinopyroxene euhedral crystal in monzogabbro, C: Zoning in clinopyroxene crystal in monzodiorite, D: Granophyric texture with amphibole crystal in syenite, E: Granular hypidiomorph texture with plagioclase, altered olivine, and clinopyroxene in monzogabbro, F: Biotite crystal altered to chlorite, acicular inclusions of apatite in microgabbro. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: clinopyroxene, Qz: quartz, Amp: amphibole, Bt: biotite, Ap: apatite, Ol: olivine).



شکل ۵. A: موقعیت نمونه‌های توده نفوذی وینه در طبقه بندی میدلموست (Middlemost 1994)، B: در نمودار طبقه‌بندی نورماتیو - (Q' (F') - ANOR) (Streckeisen and LeMaitre, 1979)، در این نمودار محور Y نشان‌دهنده درجه اشباع از سیلیس سنگ است که سنجشی از مقدار کوارتز  $[Q = Q / (Q + Or + Ab + An)]$  و یا مقدار فلدسپاتوئید  $[F = (Ne + Lc + Kp) / (Ne + Lc + Kp + Or + An + Ab)]$  است و محور X منعکس کننده تغییرات ترکیب فلدسپار  $[ANOR = 100 * An / (Or + An)]$ . ماهیت سنگ‌های مورد بررسی، C: در نمودار (Winchester and Floyd, 1977) و D: در نمودار (Peccerillo and Taylor, 1976)

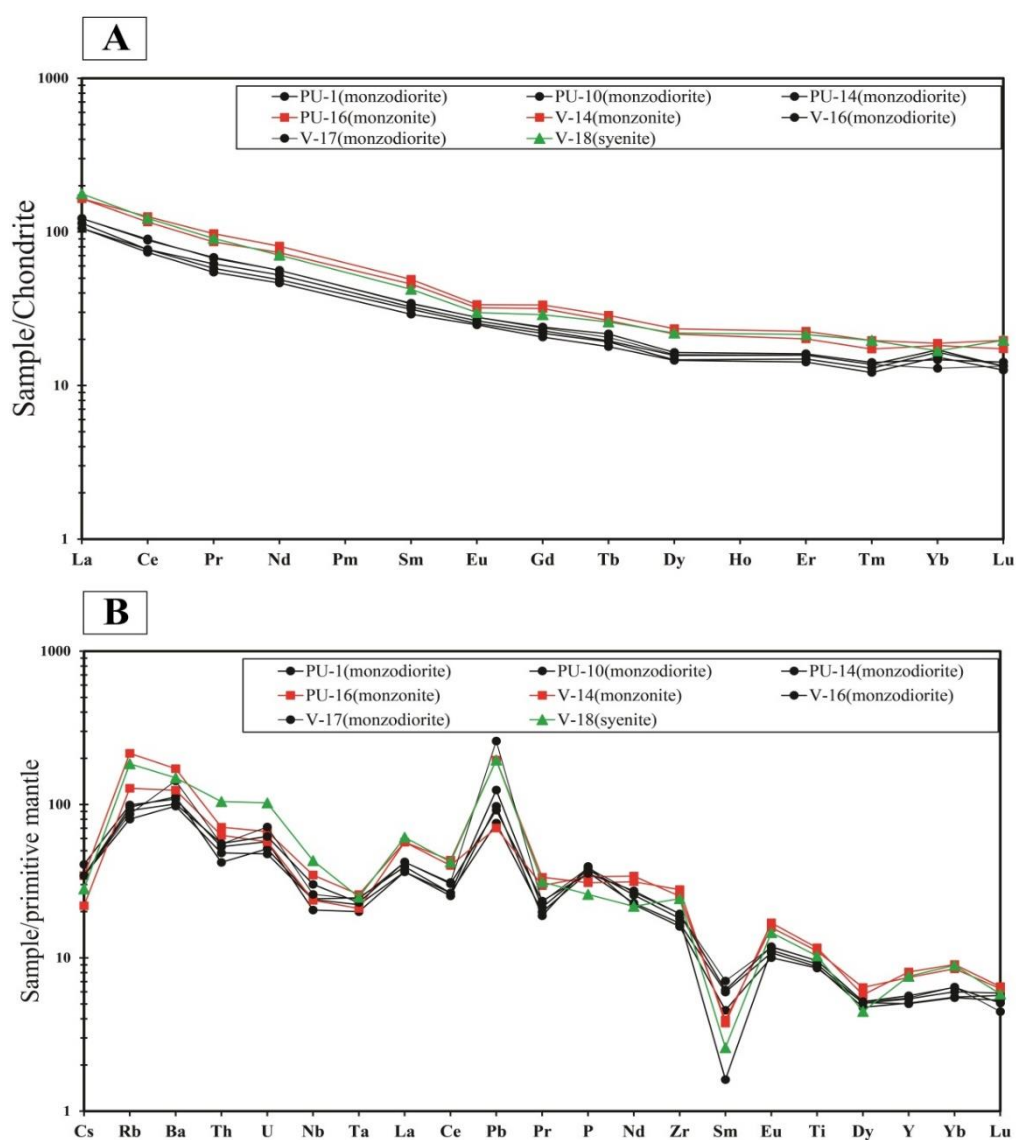
Fig. 5. A: The plot of Vineh intrusive samples in rock classification of Middlemost (1994), B: in  $[Q' (F') - ANOR]$  normative classification of (Streckeisen and LeMaitre, 1979), Y-axis indicates the rate of silica saturation  $[Q = Q / (Q + Or + Ab + An)]$  and the X axis shows the composition of feldspar  $[ANOR = 100 * An / (Or + An)]$ . The nature of study rocks, C: in the diagram of Winchester and Floyd, (1977), and D: and in the diagram of Peccerillo and Taylor (1976)

بررسی عناصر نادر خاکی و کمیاب بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های نفوذی جنوب وینه در شکل ۶-A و B ارائه شده است. در نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به

بررسی عناصر نادر خاکی و کمیاب بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های نفوذی جنوب وینه در شکل ۶-A و B ارائه شده است. در نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به

درجه پایین ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004) و یا تشکیل ماگمای این سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد؛ زیرا که یکی از ویژگی‌های بارز مناطق فرورانش غنی‌شدگی از عناصر LREE در مقایسه با عناصر HREE است.

کندریت (Boynton, 1984) (شکل ۶-۱)، نمونه‌های منطقه از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به مقادیر همین عناصر در کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. میزان پایین HREE نسبت به LREE می‌تواند به علت باقی‌ماندن گارنت در سنگ خاستگاه (Rollinson, 1993)،



شکل ۶. A: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و B: نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های توده نفوذی وینه (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6. A: Chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984), and B: and normalized primitive mantle multi-element diagram (Sun and McDonough, 1989) for the samples from Vineh intrusive body

یک منطقه نسبت داده شده است، که به طور چشم‌گیری به وسیله مواد پوسته‌ای آلاینش یافته باشند (Azer and Farahat, 2011).

### جایگاه زمین‌ساختی

بر اساس نمودار نسبت Nb/Th در برابر Y (Jenner et al., 1991) که به منظور جداسازی محیط‌های مرتبط با بازالت‌های کمانی و دیگر محیط‌های وابسته به بازالت‌های غیر کمانی است، نمونه‌های بازیک و حد واسط توده نفوذی جنوب وینه تهی‌شدگی از عنصر نیوبیم و غنی‌شدگی از عنصر توریم نشان می‌دهند و بنابراین نسبت Nb/Th در این نمونه‌ها پایین و برابر با  $3/2$  تا  $4/6$  هستند. در نتیجه نمونه‌های بازیک تا حد واسط منطقه اغلب در قلمرو محیط‌های مرتبط با کمان واقع می‌شوند (شکل ۷-۷). بر اساس نمودار تغییرات Y در برابر Zr بر گرفته از مولر و گروز (Muller and Groves, 1997) که برای جداکردن سنگ‌های پتاسیک محیط‌های درون صفحه‌ای از کمان‌های ماگمایی به کار می‌رود، تمامی نمونه‌های نفوذی منطقه جنوب وینه در محدوده کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۷-۸). بر اساس مقادیر Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) که در تمایز محیط‌های تکتونوماگمایی بازالت‌های درون صفحه‌ای تولیتی و آلکالی از محیط‌های مورب نرمال و مورب غنی‌شده و همچنین محیط بازالت‌های کمان آتشفشانی است (شکل ۷-۹)، کلیه نمونه‌های بازیک توده نفوذی وینه در محدوده بازالت‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی ترسیم شده‌اند. همچنین در نمودار Y در مقابل نسبت La/Nb (Floyd et al., 1991)، نمونه‌های منطقه مورد بررسی در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۰).

### بحث

چنان‌که بیان‌شد نمونه‌های توده نفوذی وینه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شوشونیت‌ها را نشان می‌دهند. این نمونه‌ها دارای نسبت بالای  $K_2O/Na_2O$ ، تمرکز بالای عناصر ناسازگار با شعاع

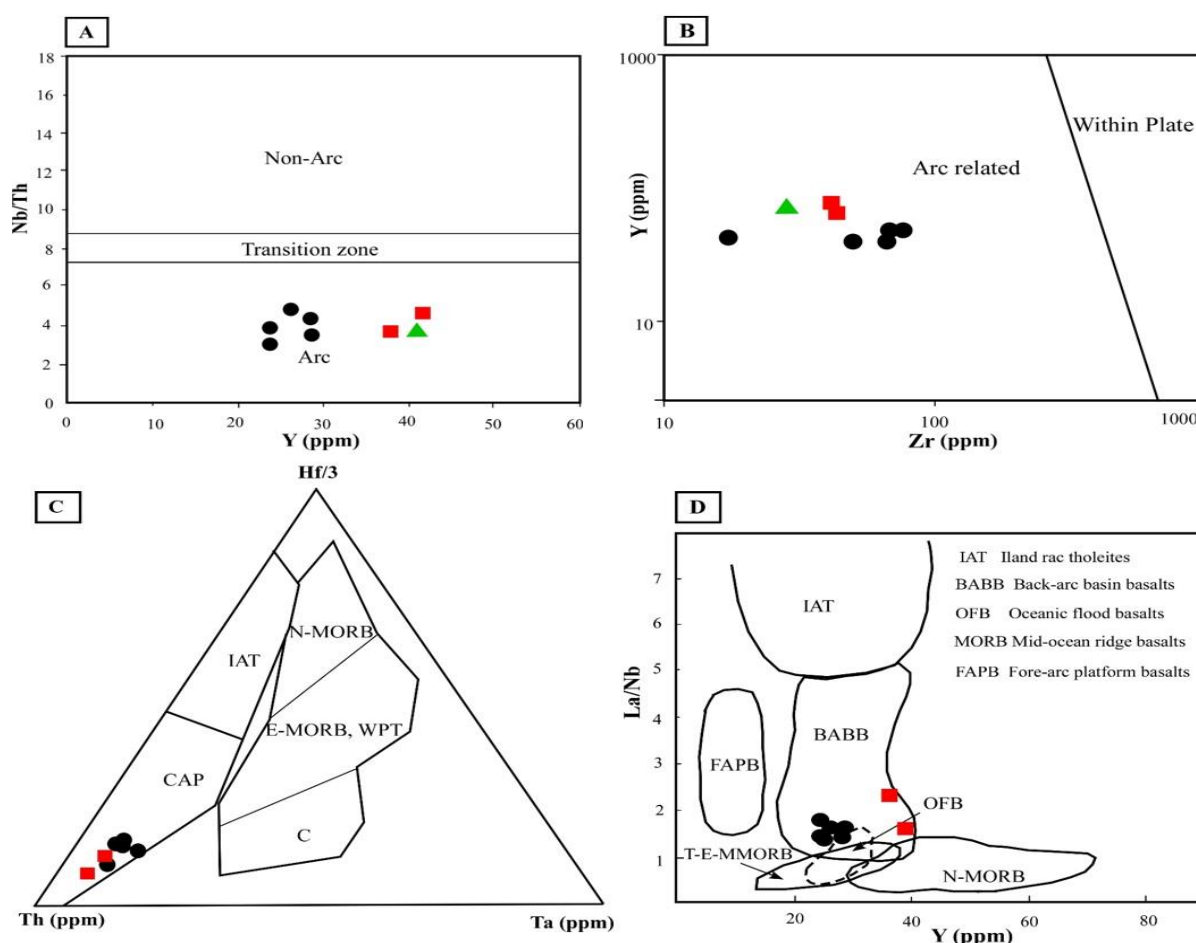
بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده عمق نسبتاً زیاد منشأ ماگماست؛ زیرا عناصر HREE معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. بنابراین می‌توان گفت درجه‌های ذوب‌بخشی پایین به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در خاستگاه از مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs محسوب می‌شوند. از طرفی از آنجایی که LREEs نسبت به HREEs ناسازگارتر هستند، اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها سبب می‌شود LREEs تا حدی ناسازگارتر از HREEs باشند و بنابراین در مذاب تولیدشده، عناصر LREE غلظت بیشتری نسبت به عناصر سنگین داشته باشند. بنابراین در طی روند تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند.

همچنین در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۶-۸)، غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE مشاهده می‌شود. این الگوها تهی‌شدگی خفیف از عناصر Nb، Ti و Ta به همراه تهی‌شدگی شدید از Zr نشان می‌دهند که ویژگی ماگماتیسیم مرتبط با مناطق فرورانش است (Varol et al., 2014). رولینسون (Rollinson, 1993)، آنومالی منفی Ti و Nb را ویژگی بارز سنگ‌های پوسته‌ای و شرکت مواد پوسته در فرایندهای ماگمایی می‌داند. این الگوها همچنین از عناصر U، Ba، Sr، Rb و Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر LILE (مانند U، Pb، Rb، Ba و Sr) در نمونه‌های توده نفوذی وینه را می‌توان به متاسوماتیسیم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو و یا آلاینش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای نسبت داد (Atherton and Gani, 2002). همچنین شاید بتوان غنی‌شدگی Pb در الگوهای نمونه‌های بررسی‌شده را به تأثیرهای متفاوت مواد پوسته‌ای نسبت داد (Varol et al., 2014)، به علاوه، غنی‌شدگی از Rb می‌تواند بیانگر آلاینش با مواد پوسته‌ای باشد (Coban et al., 2012). از طرفی تهی‌شدگی Ce در این الگوها قابل مشاهده است. تهی‌شدگی این عنصر به خاستگاه ماگمای مولد سنگ‌های



می‌رسد که ماگمای پدیدآورنده این سنگ‌ها مشابه با ماگمای ایجادشده در مناطق وابسته به فرورانش باشد که دارای غنی‌شدگی LILEs نسبت به HFSEs به وسیله فعالیت‌های متاسوماتیزم سیالات مشتق‌شده از اسلب فرورانشی با رسوبات کف اقیانوسی هستند (Cameron et al., 2003). از طرفی نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها نیز بیانگر تشکیل ماگمای پدیدآورنده آنها در مناطق فرورانش است.

یونی بالا، آنومالی منفی مشخص Nb، Zr و Ti (شکل ۶-B) و نسبت پایین Nb/La (۰/۰-۴۳/۷۴) هستند. همه این ویژگی‌ها به این نکته اشاره دارند که این نمونه‌ها از یک منشأ گوشته‌ای مثل N-MORB و یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی مشتق نشده‌اند که اغلب دارای (Nb/La > 1) (Smith et al., 1999) و آنومالی مثبت Ti و Nb در نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه هستند (Hofmann, 1997). در عوض، به نظر

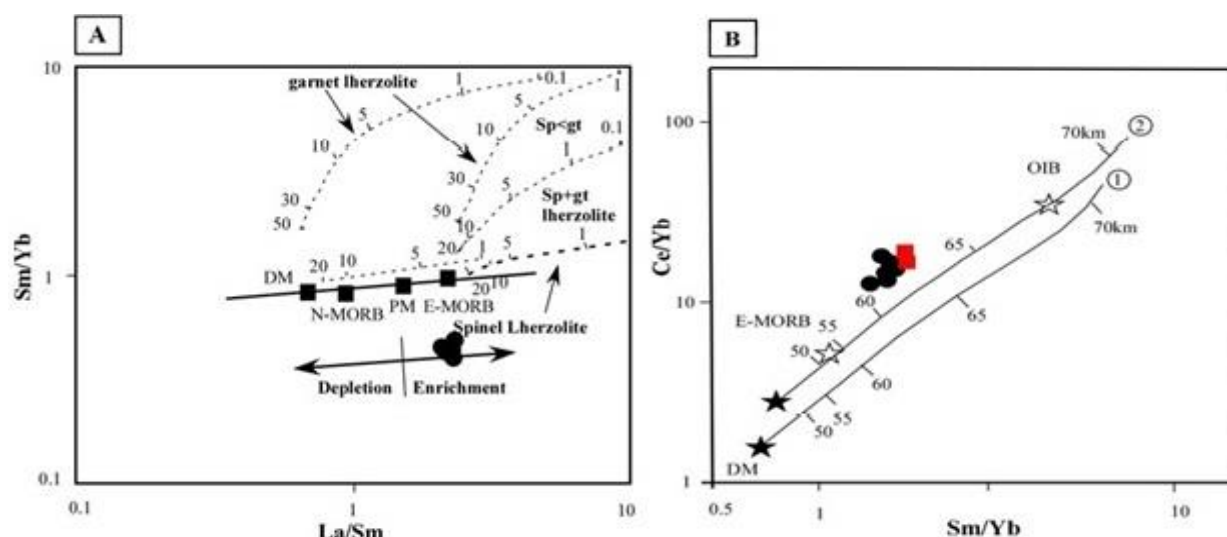


شکل ۷. موقعیت نمونه‌های توده نفوذی وینه در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی. A: بر اساس نسبت Nb/Th در برابر Y (Jenner et al., 1991)، B: بر اساس عناصر Zr در برابر Y (Muller and Groves, 1997). موقعیت نمونه‌های بازیک توده نفوذی وینه در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی، C: نمودار مثلثی Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) و D: نمودار Y در مقابل La/Nb (Floyd et al., 1991)

**Fig. 7.** The plot of study samples of Vineh intrusive body in the tectonic discrimination diagrams. A: Based on Nb/Th ratio versus Y (Jenner et al., 1991) Y, B: Zr versus Y (Muller and Groves, 1997). The plot of the basic samples of Vineh in the tectonic discrimination diagrams, C: Ternary diagram of Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980), and D: Y versus La/Nb diagram (Floyd et al., 1991)

در دو گوشته تهی شده و گوشته غنی شده محاسبه شده است، ماگمای مادر سنگ‌های مورد بررسی، از یک گوشته اسپینل لرزولیتی غنی شده و در اعماق بین ۶۰ تا ۶۵ کیلومتر به دست آمده است (شکل ۸-ب). چنان‌که با استفاده از نتایج بررسی نمودارهای عنکبوتی همچون غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE مشاهده شد، می‌توان این‌گونه استدلال کرد که توده نفوذی وینه از ذوب‌بخشی حدود ۱ تا ۴ درصدی یک منشأ اسپینل لرزولیتی که در تماس با شماره‌های مشتق‌شده از پوسته اقیانوسی فرورونده از عناصر کمیاب غنی شده، نشأت گرفته است.

از نمودار تغییرات نسبت‌های Sm/Yb در مقابل La/Sm برای توصیف و ارزیابی خاستگاه نمونه‌های مونزوگابرویی که مادر نمونه‌های حدواسط تا اسیدی هستند، استفاده شده است (شکل ۸-ا). بر اساس این نمودار، مونزوگابروهای منطقه در محدوده گوشته غنی شده یا متاسوماتیزه قرار گرفته‌اند و گواهِ بر منشأ اسپینل لرزولیتی با درجه ذوب‌بخشی حدود ۱ تا ۴ درصدی این سنگ‌هاست که مشابه با نتایج به دست آمده از توده بنیان سد کرج است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). در مدل‌سازی ارائه‌شده (La Fleche et al., 1998) که بر اساس ذوب‌بخشی



شکل ۸. A: تغییرات نسبت عناصر نادر خاکی در سنگ‌های توده نفوذی وینه بر حسب نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm. روند گوشته‌ای (Mantle array) در این شکل (خط ضخیم) توسط ترکیب گوشته تهی شده نوع مورب (DM) (McKenzie and O'Nions, 1991) و گوشته اولیه (PM) (Sun and McDonough, 1989) مشخص می‌شود. منحنی‌های ذوب‌بخشی برای منشأ گوشته‌ای اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت با ترکیب‌های گوشته تهی شده نوع مورب و گوشته اولیه (Aldanmaz et al., 2000)، خطوط و اعداد روی منحنی‌های ذوب نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی برای یک منشأ گوشته‌ای است. در این نمودار ترکیب N-MORB و E-MORB (Sun and McDonough, 1989) نیز آورده شده است و B: تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های نفوذی منطقه از یک گوشته اسپینل لرزولیتی در اعماق بین ۶۰-۶۵ km بر اساس مدل‌سازی است (La Fleche et al., 1998). مرز بین محدوده گارنت‌دار و اسپینل‌دار منطبق با عمق ۶۵ کیلومتر است.

**Fig. 8.** A: The variation of rare earth element ratios in the rocks of Vineh in the Sm/Yb versus La/Sm diagram. The mantle array in this figure (thick line) is characterized by the combination of the depleted mantle (DM) (McKenzie and O'Nions, 1991) and primitive mantle (PM) (Sun and McDonough, 1989). Partial melting curves are shown for spinel lherzolite and garnet lherzolite sources with depleted mantle compositions of oblique type and primary mantle (Aldanmaz et al., 2000). In addition, lines and numbers on the melting curves indicate the degree of partial melting for a mantle source. In addition, this diagram shows the composition of N-MORB and E-MORB (Sun and McDonough, 1989), and B: Generation of the parent magma is presented from the lherzolitic spinel mantle at the depths of 60-65 km, based on the modeling of La Fleche et al. (1998). The boundary between the garnet and spinel ranges corresponds to a depth of 65 km.

## تکامل ژئودینامیکی

به طور قطع، ارائه مدل ژئودینامیکی مناسب و منطقی باید بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی، شواهد زمین‌شناسی، صحرایی و واقعیت‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای و ناحیه‌ای صورت گیرد. به این منظور، در این بخش نظریه‌های ارائه‌شده در ارتباط با الگوی تکتونوماگمایی سایر مناطق هم‌جوار نیز مورد توجه قرار خواهد گرفت. با استفاده از اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی نمونه‌های توده نفوذی وینه در ارتباط با ماهیت و نوع ماگماتیسم و محیط زمین‌ساختی آنها در نمودارهای مورد استفاده مشخص شد که ۱- نمونه‌های این توده دارای ماهیت آلکالن و شوشونیتی هستند و ۲- محیط زمین‌ساختی آنها دو ویژگی متفاوت مناطق فرورانش و ماگماتیسم بازالت‌های حوضه پشت کمان را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه توده مورد بررسی جزو قلمرو ماگماتیسم ترشیری البرز مرکزی است، بنابراین از نظر محیط زمین‌ساختی با آنها در ارتباط است. لذا جا دارد که ابتدا نظریه‌های مختلف درباره علل ایجاد ماگماتیسم ترشیری البرز مرکزی را به بحث بگذاریم و سپس با توجه به ارائه الگوهای تکتونوماگمایی از پژوهشگران مختلف برای وابستگی منطقی این توده با جایگاه و خاستگاه تکتونوماگمایی البرز مرکزی، با توجه به نمودارهای ارائه‌شده و به دنبال آنها ضمن ارائه یک نتیجه کلی درباره محیط و موقعیت زمین‌ساختی آن به ارائه بهترین مدل زمین‌ساختی در ارتباط با ایجاد و منشأ این توده پردازیم.

بررسی‌های انجام شده بر روی سیل بنیان سد کرج توسط مقدور مشهور و همکاران (Maghdour-Mashhour et al., 2015)، نشان‌دهنده متاسوماتیسم و غنی‌شدگی گسترده منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها در اثر فرورانش است که این مستلزم فرورانش در یک مدت زمان طولانی است. در این مورد متاسوماتیسم در هنگام حرکت صفحه عربی از گندوانا به سمت اوراسیا (بسته‌شدن نئوتیس) به طور مؤثری از کرتاسه پایانی تا پالئوسن پایانی ترکیب عناصر کمیاب در گوه گوشته‌ای را تغییر می‌دهند؛ اما ماگماتیسم تا زمانی که کشش و ذوب در اثر کاهش فشار در ائوسن آغاز

شود، اتفاق نمی‌افتد. بنابراین ترکیب عناصر کمیاب شوشونیت‌های سیل بنیان سد کرج مربوط به ذوب حاصل از کاهش فشار در مناطق کششی است و در عین حال از یک سنگ منشأ متاسوماتیزه‌شده ناشی از فرورانش به وجود آمده است که باعث می‌شود تشخیص آنها از شوشونیت‌هایی که فقط در مناطق کمان به وجود می‌آیند، مشکل شود (Verdel et al., 2011). کشش زمین‌ساختی مورد بحث و ذوب حاصل از آن در ائوسن و در زمان عقب‌نشینی اسلب فرورانشی رخ داده است (Hassanzadeh et al., 2004; Verdel et al., 2011) و سازند کرج و توده‌های نفوذی آن در یک محیط پشت کمان به وجود آمده است (Ballato et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012).

پژوهش‌های انجام شده بر روی سنگ‌های آتشفشانی بخشی از ارومیه-دختر و البرز (Verdel et al., 2011) نشان داده‌اند که ماگماتیسم گسترده ائوسن با گرایش به سری ماگمایی کالک آلکالن، در الیگوسن جای خود را به ماگماتیسم با گرایش به سری آلکالن می‌دهد و دلیل این پدیده را تغییر از یک رژیم ژئودینامیکی فرورانش (فشارشی) به رژیم زمین‌ساختی کششی می‌دانند که دلیل آن را **عقب‌گرد صفحه** اقیانوسی فرورونده است. به این صورت که عقب‌گرد صفحه اقیانوسی نئوتیس در ائوسن موجب ایجاد یک محیط کششی شده و در اثر کاهش فشار ناشی از کشش، ذوب گوشته لیتوسفری که در قبل تحت تأثیر محلول‌های حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی دچار هیدراسیون شده بود، انجام شده است. از شواهد پشتیبانی‌کننده عقب‌گرد اسلب فرورانشی و زمین‌ساخت کششی در البرز در پژوهش‌های پیشین می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- کاهش نرخ فرورانش در ائوسن به دلیل کم‌شدن باز شدگی دریای هند که باعث عقب‌نشینی اسلب فرورانشی نئوتیس و در پی آن کشش زمین‌ساختی در ایران مرکزی شده است.
- شواهد چینه‌شناسی فرونشینی همراه آتشفشان در البرز در زمان ائوسن (Hassanzadeh et al., 2004; Verdel et al., 2011) و حضور رسوبات دریایی کم‌عمق بین لایه‌ای با توالی

2022). در مرحله بعدی شکست صفحه اقیانوسی فرورونده، جدایش لایه‌ای لیتوسفر گوشته‌ای و زمین ساخت کششی ایجاد شده در اثر عقب‌گرد صفحه اقیانوسی نئوتیس موجب ذوب‌بخشی لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای متاسوماتیسم شده به وسیله فرورانش شده است.

### نتیجه گیری

توده نفوذی وینه شامل طیفی از سنگ‌های مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت است که احتمالاً هم‌زمان با توده نفوذی بنیان سد کرج در طول ائوسن-الیگوسن در بین لایه‌های رسوبی-آتشفشانی سازند کرج نفوذ کرده است. داده‌های زمین‌شیمیایی غنی‌شدگی LREE را در مقایسه با HREE نشان می‌دهد همچنین تهی‌شدگی Ta, Zr, Nb و Ti نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای اولیه به حاشیه فعال قاره است. ماهیت شوشونیتی سنگ‌های نفوذی نشانه‌های مربوط به فرورانش واضح را نشان می‌دهد که در یک محیط پشت‌کمان کششی تشکیل شده‌اند. داده‌های عناصر کمیاب، یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه شده با ترکیب اسپینل لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی پایین در اعماق حدود ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری را به عنوان منشأ اصلی ماگما نشان می‌دهد.

### تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

ولکانیک‌های پالئوژن (Berberian and King, 1981) و شواهد آتشفشان‌های زیر دریایی.

۳) همراهی سری رسوبی ولکانیک سازند کرج با گسل‌های نرمال (Shahidi et al., 2007)، توالی رسوبات و ولکانیک‌های سنوزوئیک در منطقه تالش آذربایجان که یک دوره تدریجی گذر از کشش به فشارش را در پایان ائوسن-اوایل الیگوسن نشان می‌دهند (Vincent et al., 2005). همچنین اطلاعات چینه‌شناسی و توضیح گسلش نرمال پالئوژن همراه با شواهد زمین‌شیمیایی و داده‌های ژئوکرونولوژیکی می‌توانند بیانگر یک کشش پوسته‌ای گسترده در ائوسن باشند. بنابراین، نازک شدن لیتوسفری ناشی از کشش به دنبال عقب‌گرد اسلب فرورانشی نئوتیس در اواخر ائوسن بهترین توضیح برای ذوب‌بخشی فشار پایین سنگ منشأ سیل بنیان سد کرج در اواخر ائوسن است (Maghdour-Mashhour et al., 2015). چنین کشش زمین‌ساختی و عقب‌گرد اسلب فرورانشی با بالا آمدگی محلی آستنسفر و مهاجرت گسترده ولی تدریجی رو به بالای مرز لیتوسفر-آستنسفر دنبال می‌شود و باعث فراهم شدن حرارت لازم برای ذوب‌بخشی لیتوسفر گوشته‌ای متاسوماتیزه شده، می‌شود که نتیجه آن تشکیل مذاب شوشونیتی است (Karsli et al., 2018).

پژوهش‌های انجام‌شده در مناطق هم‌جوار نیز نشان‌دهنده متاسوماتیسم و غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای این سنگ‌ها در اثر فرورانش است (Ashrafi et al., 2018; Shafaii Moghadam et al., 2018; Ahmadvand et al., 2020; Heidari et al.,

1. Zagros-Bitlis geosuture
2. Rare Earth
3. Alkaline Fusion
4. LREE
5. HREE
6. LILEs
7. OIBs
8. slab roll-back

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, M.J.R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Ahmadvand, A., Ghorbani, M.R., Mokhtari, M.A.A., Chen, Y., Amidon, W., Santos, J.F. and Paydari, M., 2020. Lithospheric mantle, asthenosphere, slab and crustal contribution to petrogenesis of Eocene to Miocene volcanic rocks from the west Alborz Magmatic Assemblage, SE Ahar, Iran. *Geological Magazine*, 157(3): 1–32. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000527>
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102(1–2): 67–95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25(5): 659–672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)
- Amini, M. and Emami, H., 1993. Geological map of Tehran, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Ashrafi, N., Jahangiri, A., Hasebe, N. and Eby, N., 2018. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Eocene-Oligocene alkaline intrusions from the Alborz- Azerbaijan magmatic belt, NW Iran. *Geochemistry*, 78(4): 432–461. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.10.004>
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Atherton, M.P. and Ghani, A.A., 2002. Slab Breakoff: A model for Caledonian, Late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62(3–4): 65–85. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00111-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00111-1)
- Azer, M.K. and Farahat, E.S., 2011. Late Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of Wadi Rufaiyil, southern Sinai, Egypt: A case of transition from late- to post-collisional magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(6): 1187–1203. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.06.016>
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from Late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 123(1–2): 106–131. <http://dx.doi.org/10.1130/B30091.1>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, volume 2, pp.63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.J., Patino, L.C., Matias, O. and Feigenson, M.D., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1–4): 21–50. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00304-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00304-9)
- Coban, H., Karacık, Z. and Ece, Ö., 2012. Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region. *Lithos*, 140–141: 119–141. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.12.006>
- Dedual, E., 1967. Zur Geology des mittleren und unteren Karaj Tales, zentral Elbourz (Iran). ETH University, Zurrich, Switzerland, 123 pp.
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S.L. and Gökçen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic

- mélange, south Turkey. *Chemical Geology* 89(3-4): 263–280.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90020-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90020-R)
- Hassanzadeh, J., Axen, G.J., Guest, B., Stockli, D.F. and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. *Geological Society of America Abstracts with program* 36(5): 434. Retrieved September 28, 2023, from [https://scholar.google.com/citations?view\\_op=view\\_citation&hl=en&user=kze419gAAAAJ&start=100&pagesize=100&sortby=pubdate&citation\\_for\\_view=kze419gAAAAJ:5nxA0vEk-isC](https://scholar.google.com/citations?view_op=view_citation&hl=en&user=kze419gAAAAJ&start=100&pagesize=100&sortby=pubdate&citation_for_view=kze419gAAAAJ:5nxA0vEk-isC)
- Heidari, S., Tabbakh Shabani, A.A., Hassanpour, Sh. and Maghdour-Mashhour, R., 2022. Petrology of the Paleogene shoshonitic volcanism in north Sarab area, NW Iran: Geochemical, Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Journal of Asian Earth Sciences*: X, 8: 100–109. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100109>
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219–229. <https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Jenner, G.A., Dunning, G.R., Malpas, J., Brown, M. and Brace, T., 1991. Bay of islands and little port complexes, revisited age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction- zone origin. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28(10): 1635–1652.  
<https://doi.org/10.1139/e91-146>
- Karsli, O., Aydin, F., Uysal, I., Dokuz, A., Kumral, M., Kandemir, R., Budakoglu, M. and Ketenci, M., 2018. Latest Cretaceous “A<sub>2</sub>-type” granites in the Sakarya Zone, NE Turkey: Partial melting of mafic lower crust in response to roll-back of Neo-Tethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 302–303: 312–328.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.025>
- La Fleche, M.R., Camire, G. and Jenner, G.A., 1998. Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebec, Canada. *Chemical Geology*, 148(3-4): 115–136.  
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00002-3)
- Maghdour-Mashhour, R., Esmaeily, D., Tabbakh Shabani, A.A., Chiaradia, M. and Latypov, R., 2015. Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt. *Geochemistry*, 75(2): 237–260.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.03.001>
- McKenzie, D. and O’Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5): 1021–1091.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26.  
[http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock systems. *Earth-Sciences Reviews* 37(3–4): 215–224.  
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 238 pp.  
<http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-23051-1>
- 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>
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, UK. 344 pp.
- Sepidbar, F., Orhan Karsli O., Palin R.M. and Casett, F., 2021. Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran. *Lithos*, 400–401: 10640.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106401>
- Shafaii Moghadam, H., Griffin, W.L., Kirchenbaur, M., Garbe-Schonberg, D., Zakie Khedr, M., Kimura, J.I., Stern, R.J., Ghorbani, G., Murphy, R., O’Reilly, S.Y., Arai, S.H. and Maghdour-Mashhour, R., 2018. Roll-Back, Extension and Mantle Upwelling Triggered Eocene Potassic Magmatism in NW Iran. *Journal of Petrology*, 59 (7): 1417–1465.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>
- Shahidi, A., Barrier, E., Brunet, M.F., Saidi, A. and Muller, C., 2007. Tectonic evolution of Alborz since Mesozoic (Iran). European Geological Union (EGU) Conference, 9, 11074. Retrieved September 28, 2023, from [https://www.researchgate.net/publication/258505594\\_Tectonic\\_Evolution\\_of\\_the\\_Alborz\\_in\\_Mesozoic\\_and\\_Cenozoic#fullTextFileContent](https://www.researchgate.net/publication/258505594_Tectonic_Evolution_of_the_Alborz_in_Mesozoic_and_Cenozoic#fullTextFileContent)

- Smith, E.I., Sanchez, A., Walker, J.D. and Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large- scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107(4): 433–448. <https://doi.org/10.1086/314355>
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373–389. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00150-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0)
- Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society of London, Special Publication 4: 213–234. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.12>
- Streckeisen, A.L. and Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 136: 169–206. Retrieved September 28, 2023, from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8020382343>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in Ocean Basins* Geological Society of London, Special Publication 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Varol, E., Temel, A., Yürür, T., Gourgaud, A. and Bellon, H., 2014. Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280: 14–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.04.014>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1–20. Retrieved September 28, 2023, from <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2010TC002809>
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the south Caspian region. *Geological Society of America Bulletin* 117(11–12): 1513–1533. <https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- 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)
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- 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*, 50(1): 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)



## The Lower Oligocene geological evolution of the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province); constrains from the study of alkali basalt dikes

Sheyda Amani<sup>1</sup>, Samineh Rajabi<sup>2\*</sup> , Ghodrat Torabi<sup>3</sup> , Nargess Shirdashtzadeh<sup>4</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Ph.D., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>4</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, 14115-175, Tehran, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 17 October 2023  
Revised: 12 December 2023  
Accepted: 12 December 2023

#### Keywords

Dike  
Alkali basalt  
Lower Oligocene  
Chah-e-Alikhan  
Central Iran

#### \*Corresponding author

Samineh Rajabi  
✉ [rajabisamneh@yahoo.com](mailto:rajabisamneh@yahoo.com)

### ABSTRACT

The Lower Oligocene basic dikes are cropped out in the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province, North of the Daq-e-Sorkh desert). These dikes show NE-SW and NW-SE trends and cross cut the Eocene volcanic rocks and associated flysches. NW-SE dikes are younger and cut the NE-SW ones. These dikes are similar in petrography and are composed of plagioclase, clinopyroxene, olivine, sanidine, Cr-spinel and ilmenite. Zeolite, serpentine, calcite and magnetite are secondary minerals. These dikes represent the porphyritic, glomeroporphyritic, poikilitic and trachytic textures. Intergranular and granular textures can be seen at the center of the larger dikes. These basalts are enriched in alkalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), LREE and LILE (Cs, Rb, Ba, Pb) and have high values of LREE/HREE ratio ( $\text{La}/\text{Yb}=8.9\text{-}10$ ). In the classification diagrams, which are based on the incompatible elements and HFSEs, they are classified as alkali basalts. The primitive magma of these basaltic dikes has been produced by partial melting of a garnet-spinel lherzolite of the mantle previously suffered the carbonate metasomatism. The formation of the alkali basalt dikes of the Chah-e-Alikhan area can be ascribed to the former subduction of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) confining oceanic crust and decompression melting induced by the extensional basin of the Anarak–Jandaq area in Early Oligocene. The primary basaltic magma has been formed by low degree of partial melting of a metasomatised mantle lherzolite during continental crust extension episode in the lower Oligocene and has been ascent through the faults.

### How to cite this article

Amani, Sh., Rajabi, S., Torabi, Gh. and Shirdashtzadeh, N., 2023. The Lower Oligocene geological evolution of the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province); constrains from the study of alkali basalt dikes. *Journal of Economic Geology*, 15(4): 137–158. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.84766.1090>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

In the Northwest of CEIM (Central-East Iranian Microcontinent), along the Great Kavir fault, volumes of alkali basalts with the lower Oligocene age are outcropped as volcanic and subvolcanic (Dike) rocks. In this research, the subvolcanic exposures of this basic magmatism in the the Chah-e-Alikhan area is discussed. The Lower Oligocene basic dikes are cropped out in the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan, Northeast of Zavareh, and Northwest of the CEIM). These dikes show NE-SW and NW-SE trends and cross cut the Eocene volcanic rocks and associated flyshes. In this paper, the geological and petrological aspects, as well as the geodynamic setting of alkali basalt dikes of the Chah-e-Alikhan area are discussed. Study of these dikes, as a part of the Cenozoic alkaline magmatism from Northwest of the CEIM, will be useful in understanding the geodynamical evolution of the Central Iran.

### Analytical method

The method of study is including petrography (field, library and microscopic studies) and whole rocks geochemical analysis of rocks. 13 fresh whole rock samples of alkali basalts from the Chah-e-Alikhan area were selected for the major and trace elements chemical analyses.

Whole rock geochemical analyses carried out by using a Bruker S4 Pioneer XRF at the Central Laboratory of the University of Isfahan. Trace element compositions of the selected samples were achieved by ICP-MS (Inductively coupled plasma-mass spectrometry) at the Zarazma Mineral Studies Company (Tehran, Iran).

### Results and discussion

The rock-forming minerals of the Chahe-e-Alikhan basic dikes are Cr-spinel, olivine, clinopyroxene, plagioclase, sanidine and ilmenite. Zeolite, serpentine, calcite and magnetite are secondary minerals which are formed as a result of the alteration of primary minerals. Petrographical characteristics indicate that these dikes are alkali basalt and represent the porphyritic, glomeroporphyritic and trachytic textures. Intergranular and granular textures can be seen at the

center of the larger dikes.

These basalts are enriched in alkalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4.5\text{-}5.4$  wt%), LILEs (Cs, Rb, Ba, Pb) and have high values of LREE/HREE ratio ( $\text{La}/\text{Yb}=8.9\text{-}10$ ). Trace elements ratio diagrams such as  $\text{La}/\text{Nb}$  versus  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\text{Dy}/\text{Yb}$  against  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\text{Sm}/\text{Yb}$  versus  $\text{La}/\text{Yb}$  (Bogaard and Worner, 2003) and  $\text{Ce}/\text{Yb}$ - $\text{Ce}$  (Ellam, 1992) are used in order to determination of the depth, type and degree of partial melting of the source rock. Based on the geochemical characteristics and diagrams, the primitive magma of the Chah-e-Alikhan alkali basalts possibly have been produced by about 5 to 10 percent partial melting of a garnet-spinel lherzolite, which is located at the depth of about 105 km, as a part of a mixed asthenospheric–lithospheric mantle. The elevated values of the  $\text{Zr}/\text{Hf}$  ratio and the  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{TiO}_2$  diagram (Zeng et al., 2010) indicate that the primitive magma of the studied basic dikes previously suffered the carbonate metasomatism.

The Chah-e-Alikhan alkali basalts show high values of the Alkalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), enrichment in LREE, HFSE and LILE. The subducted oceanic slab is the source of carbon and LILEs are the mobile components of subduction (Shaw et al., 2003). Considering that Cs is a highly fluid mobile element, enrichment in Cs relative to Rb suggests that the fluid phases derived from a subducting slab are probably the metasomatic agents.

The lower Oligocene alkaline magmatism in the Chah-e-Alikhan area and the enrichment of the mantle with incompatible elements (metasomatism) can be attributed to two oceanic crust subduction events: (1) Northeast ward Neotethys subduction along the Zagros Thrust Zone beneath the Central Iran from the Triassic to the Eocene (Torabi, 2010); and (2) Subduction of an oceanic crust along the Great Kavir Fault, which is situated to the western margin of the CEIM. The spreading of the last ocean crust started in the Triassic and ended in the Eocene. The remnants of this oceanic crust are found as ophiolitic melanges on the western side of the CEIM, such as the Nain, Surk, and Ashin ophiolites (Rajabi and Torabi, 2012; Torabi, 2010). The geological history and position of the Chah-e-Alikhan alkali basalt dikes suggests that the the carbonate metasomatism of the mantle peridotites can be attributed to the subduction of the CEIM confining oceanic crust.

Several tectonic discrimination diagrams have been used for determination of the tectonic setting of the Chah-e-Alikhan basalts. The La/Yb versus Th/Nb (Hollocher et al., 2012), Ta/Yb against Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000) and DF1 versus DF2 (Verma and Agrawal, 2011) diagrams suggest a within-plate (continental) tectonic setting.

The activity of the major faults of the area such as Great Kavir, Chah Mishury and Chah Gireh Faults has been created a suitable inter-plate extensional system to ascending the Lower Oligocene alkali basalt magma in the Chah-e-Alikhan area.

### **Conclusion**

The Lower Oligocene alkali basalts of the Chah-e-Alikhan area is a part of the intra-continental alkaline magmatism crosscuts the Eocene volcanic rocks. The

area provides a setting to study the Cenozoic alkaline magmatism of the northwest of the CEIM.

These basalts are enriched in total Alkalies, TiO<sub>2</sub>, LREE and LILEs. They have been produced by about 5 to 10 percent degree of partial melting of a garnet-spinel bearing lherzolite of a mixed lithospheric-asthenospheric mantle which is previously metasomatised. The mantle enrichment can be ascribed to the subduction of the CEIM confining oceanic crust beneath the Central Iran from the Triassic to the Eocene. The Great Kavir Fault and related faults have played an important role in the Lower Oligocene alkaline magmatism in northwest of the CEIM.

### **Acknowledgments**

The authors thank the University of Isfahan for financial support.



## تحولات زمین‌شناسی الیگوسن زیرین منطقه چاه‌علی‌خان (شمال شرق استان اصفهان): بر پایه بررسی دایک‌های آلکالی بازالت

شیدا امانی<sup>۱</sup>، ثمینه رجبی<sup>۲\*</sup>، قدرت ترابی<sup>۳</sup>، نرگس شیر دشت‌زاده<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۴</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۷۵-۱۴۱۱۵، تهران، ایران

### چکیده

در منطقه چاه‌علی‌خان (شمال شرق استان اصفهان، شمال کویر دق سرخ)، دایک‌های بازیک به سن الیگوسن زیرین رخنمون دارند. این دایک‌ها با دو روند عمومی NW-SE و NE-SW به درون واحدهای آتشفشانی و فلیش‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند. دایک‌های با امتداد شمال غرب- جنوب شرق جوان تر بوده و دایک‌های شمال شرق- جنوب غرب را قطع کرده‌اند. هر دو سری دایک از نظر سنگ‌نگاری مشابه بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، ایوین، سانیدین، اسپینل کروم‌دار و ایلمنیت تشکیل شده‌اند. زئولیت، کلریت، سرپانتین، کلسیت و مگنتیت کانی‌های ثانویه هستند. این دایک‌ها دارای بافت‌های پورفیری، گلووموپورفیری، پوئی کیلیتیک، میکروولیتی پورفیری، تراکیتی (جریانی) و در بخش‌های داخلی دایک‌ها اینترگرانولار و گرانولار هستند. این بازالت‌ها از عناصر آلکالی، LREE و LILE غنی بوده و دارای نسبت بالای LREE/HREE ( $La/Yb=9/10-8/0$ ) هستند و در نمودارهای طبقه‌بندی که بر اساس عناصر کم تحرک و HFSEs ترسیم شده‌اند، آلکالی بازالت نامیده می‌شوند. ماگمای سازنده این دایک‌های بازالتی در اثر ذوب بخشی یک گوشته لرزولیتی اسپینل و گارنت دار که از قبل متاسوماتیسم کربناته شده، داشته است، ایجاد شده است. تشکیل دایک‌های آلکالی بازالتی چاه‌علی‌خان را می‌توان به فرورانش پوسته اقیانوسی اطراف خرد قاره شرق ایران مرکزی و ذوب ناشی از کاهش فشار در یک سامانه کششی پس از برخورد در منطقه انارک- جندق نسبت داد. این مذاب بازالتی حاصل درجه‌های پایین ذوب بخشی یک گوشته لرزولیتی متاسوماتیسم شده است که در شرایطی که پوسته قاره‌ای در الیگوسن زیرین دچار کشش شده، تولید شده و از طریق گسل‌های منطقه صعود کرده است.

### اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۲۵

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۹/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۱

### واژه‌های کلیدی

دایک

آلکالی بازالت

الیگوسن زیرین

چاه‌علی‌خان

ایران مرکزی

### نویسنده مسئول

ثمینه رجبی

rajabisamineh@yahoo.com ✉

### استناد به این مقاله

امانی، شیدا؛ رجبی، ثمینه؛ ترابی، قدرت و شیردشت‌زاده، نرگس، ۱۴۰۲. تحولات زمین‌شناسی الیگوسن زیرین منطقه چاه‌علی‌خان (شمال شرق استان اصفهان): بر پایه

بررسی دایک‌های آلکالی بازالت. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۴): ۱۳۷-۱۵۸. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.84766.1090>

## مقدمه

بازالت‌های آلکالن سنگ‌های کم حجمی هستند که اطلاعات مفیدی پیرامون تاریخ زمین‌شناسی منطقه و فرایندهای اعماق گوشته و پوسته مانند غنی‌شدگی گوشته و ذوب آن در اختیار قرار می‌دهند. این سنگ‌ها اغلب دارای غنی‌شدگی از آلکالی‌ها ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) هستند (Dostal, 2017) و حاصل درجه‌های پایین تا متوسط ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری هستند که از قبل در اثر متاسوماتیسم، غنی شده‌اند. این غنی‌شدگی از REE، Th، U، HFSE و مواد فرار است (Fitton and Upton, 1987). بر اساس ترکیب شیمیایی آنها را به انواع سنگ‌های آلکالن ضعیف (با مقادیر بیشتر  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و مقادیر کمتر آلکالی‌ها، CaO، عناصر به شدت ناسازگار و نسبت‌های Ca/Al، La/Yb و Sm/Yb) و سنگ‌های آلکالن قوی (با مقادیر کمتر  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و مقادیر بیشتر آلکالی‌ها، CaO عناصر به شدت ناسازگار و نسبت‌های Ca/Al، La/Yb و Sm/Yb) تقسیم می‌کنند (Zeng et al., 2010). این ویژگی‌ها ناشی از تفاوت درجه ذوب‌بخشی است؛ به این ترتیب که بازالت‌های آلکالن قوی حاصل درجه پایین ذوب‌بخشی و بازالت‌های آلکالن ضعیف حاصل درجه‌های پایین تا متوسط ذوب‌بخشی هستند (Zhang et al., 2020). بازالت‌های آلکالن در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی درون صفحه قاره‌ای و درون صفحه اقیانوسی تشکیل می‌شوند. برخی دیگر از بازالت‌های آلکالن مرتبط با مناطق فرورانش هستند؛ به این ترتیب که پس از توقف فرورانش با تغییر تنش‌های فشاری به کششی، محیط تشکیل و صعود این قبیل ماگماها فراهم می‌شود (Fitton and Upton, 1987). بسیاری از این بازالت‌های آلکالن حاوی زینولیت و زینوکریست هستند و بررسی این بیگانه سنگ‌ها می‌تواند پنجره‌ای در شناخت ماهیت اعماق پوسته و گوشته باشد (Rajabi et al., 2014).

شناخت تحولات ماگمایی ایران در بخش‌ها و زمان‌های مختلف نیازمند شناسایی رخنمون‌های موجود، بررسی ماهیت و ارتباط میان آنهاست. تاکنون رخنمون‌های متعددی از ماگماتیسم آلکالن از

بخش‌های مختلف ایران (Shakerardakani et al., 2017)؛ پالئوزوئیک (Moradi et al., 2022) و به ویژه ایران مرکزی از زمان پالئوزوئیک (Torabi and Hemmati, 2011; Bayat and Torabi, 2011) تا سنوزوئیک بررسی شده‌اند. در حاشیه شمالی ایران مرکزی (شمال گسل کویر بزرگ)، آلکالی بازالت‌های الیگوسن-میوسن در مناطق گرمسار و سبزوار بررسی شده‌اند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این آلکالی بازالت‌ها نشان داده است که از یک گوشته غنی‌شده پریدوتیتی و یا پریدوتیتی-پروکسنیتی منشأ گرفته‌اند و در یک محیط کششی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند (Ghasemi et al., 2011; Ghasemi et al., 2016)؛ همچنین ماگماتیسم آلکالن سنوزوئیک در حاشیه شمال غربی خرد قاره شرق ایران مرکزی و گسل کویر بزرگ نیز در مناطق پیس کوه، تویره و کافر کوه (به ترتیب از شرق به غرب) معرفی و بررسی شده‌اند (Torabi, 2022; Salim et al., 2014; Rajabi et al., 2010). در منطقه چاه‌علی‌خان (واقع در غرب منطقه تویره) نیز رخنمون دیگری از ماگماتیسم آلکالن سنوزوئیک به عنوان آخرین فاز ماگماتیسم آلکالن ایران مرکزی (الیگوسن زیرین) وجود دارد. در این پژوهش برای نخستین بار به شناسایی و بررسی این دایک‌ها پرداخته می‌شود و امید است که با بررسی آنها شناخت تحولات ماگمایی ایران مرکزی کامل‌تر شود.

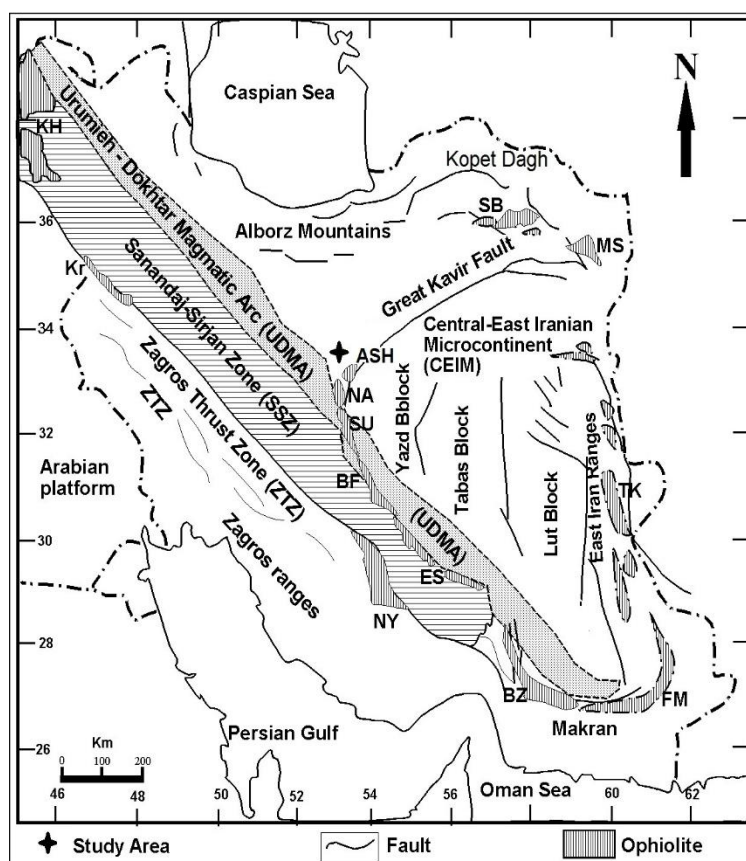
## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه چاه‌علی‌خان در فاصله ۲۱۰ کیلومتری شمال‌شرق شهر اصفهان و در شمال کویر دق سرخ با محدوده عرض جغرافیایی  $33^{\circ} 40'$  تا  $33^{\circ} 46'$  شمالی و طول جغرافیایی  $52^{\circ} 56'$  تا  $53^{\circ} 00'$  شرقی قرار دارد. از لحاظ زمین‌شناسی این منطقه در حاشیه غربی خرد قاره شرق ایران مرکزی، ۵۰ کیلومتری غرب افیولیت عشین و گسل کویر بزرگ قرار دارد (شکل ۱ و ۲). این گسل، مهم‌ترین گسل این ناحیه است. علاوه بر منطقه چاه‌علی‌خان، دایک‌های آلکالی بازالتی در مناطق پیس کوه جندق، تویره،

و در دره چاه‌علی‌خان رخنمون واضحی دارند. این دایک‌ها تمام واحدهای سنگی قدیمی‌تر این منطقه را قطع کرده‌اند و در محل تماس آنها با توف‌ها و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، دگرگونی خفیف به همراه کانه‌زایی آهن و مس (مالاکیت، آزوریت، کالکوپریت و هماتیت) قابل مشاهده است. روند عمومی این دایک‌ها به دو صورت شمال‌شرق-جنوب‌غرب و شمال‌غرب-جنوب‌شرق است (شکل ۳-A و B).

باباخالد و کافرکوه نیز دارای رخنمون‌های بسیار خوبی هستند (Torabi, 2010; Rajabi et al., 2014; Salim et al., 2022).

واحدهای سنگی منطقه چاه‌علی‌خان از قدیم به جدید شامل ریولیت، توف و آندزیت‌های ائوسن، فلیش‌های ائوسن بالایی تا الیگوسن زیرین (کنگلومرات و ماسه‌سنگ) و دایک‌های بازیک (الیگوسن زیرین) است (شکل ۲، شکل ۳-A و B). واحدهای فلیشی این منطقه معادل فلیش‌های ائوسن جندق (پس کوه) هستند

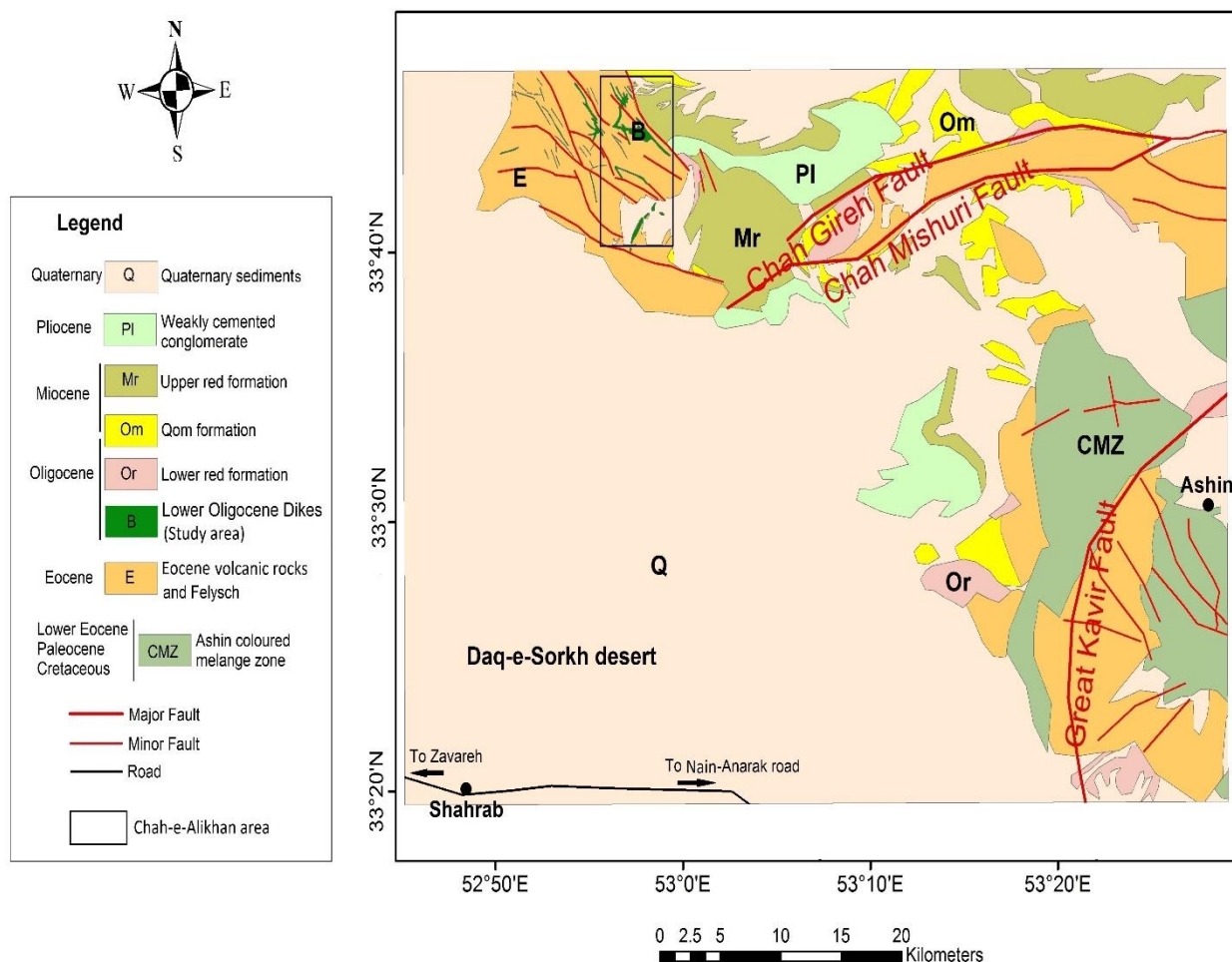


شکل ۱. واحدهای ساختاری مهم ایران برگرفته از رضایی و تاگر (Ramezani and Tucker, 2003) با تغییرات و موقعیت منطقه چاه‌علی‌خان. مخفف‌های به کار رفته برای نام افیولیت‌ها (KH: خوی، KR: کرمانشاه، NY: نیریز، BZ: بند زیارت، NA: ناین، BF: بافت، ES: اسفندگه، FM: فوج مسکوتان، TK: چهل کوره، MS: مشهد، SB: سبزوار، Ashin: عشین، SU: سورک)

**Fig. 1.** The main structural units of Iran (Ramezani and Tucker, 2003) and location of the Chah-e-Alikhan area. The abbreviations for the names of the ophiolites (KH: Khoy; KR: Kermanshah; NY: Neyriz; BZ: Band Ziarat; NA: Nain; BF: Baft; ES: Esfandagheh; FM: Fanuj-Maskutan; TK: Tchhel Kureh; MS: Mashhad; SB: Sabzevar; ASH: Ashin; SU: Surk)

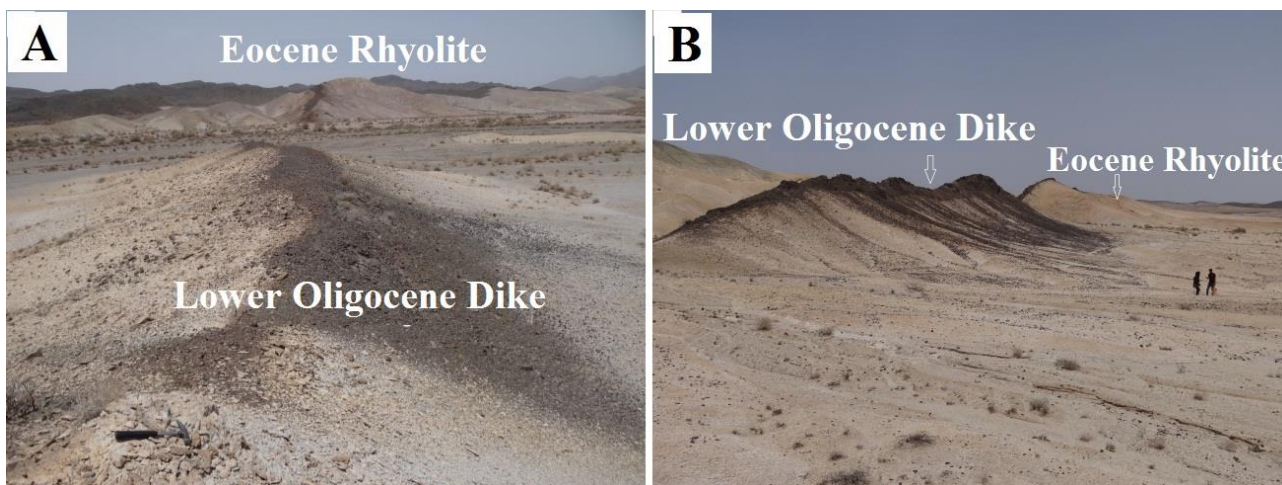
در بررسی‌های صحرایی، فقط انکلاوهایی از واحدهای آتشفشانی ائوسن منطقه در درون این دایک‌ها یافت شد. پژوهش شرکوسکی و همکاران (Sharkovski et al., 1984) روی دایک‌های الیگوسن زیرین بخش‌های مرکزی ایران و تعیین سن آنها با روش K-Ar عدد ۳۳ میلیون سال (الیگوسن زیرین) را نشان می‌دهد که با نتایج بررسی‌های صحرایی و روابط واحدهای سنگی همخوانی دارد.

طول این دایک‌ها تا حدود ۶ کیلومتر و ضخامت آنها تا حدود ۱۵ متر نیز است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که حوادث زمین‌ساختی بعد از ورود ماگما به درون شکستگی‌ها و سرد شدن آن، باعث ایجاد جابه‌جایی‌ها و بودینه شدن برخی از دایک‌ها شده است. هرچه ضخامت دایک بیشتر باشد، دگرسانی کمتری در آن مشاهده می‌شود. این دایک‌ها دارای حاشیه سرد شده بوده و بخش‌های داخلی آنها دانه درشت‌تر هستند؛ به طوری که از حاشیه به مرکز دایک‌ها، بافت سنگ از پورفیری به گرانولار تغییر می‌یابد.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده شمال شهرباب (استان اصفهان) و موقعیت منطقه چاه‌علی‌خان (مستطیل). برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم و سرخشاد (Sharkovski et al., 1984)

**Fig. 2.** Simplified geological map of the north of the Shahrab (Isfahan Province) and location of the Chah-e-Alikhan area (Rectangle). The map is taken from Kuh-e-Dom and Sorkhshad geological maps, 1:100000 (Sharkovski et al., 1984)



شکل ۳. تصاویرهای صحرایی از دایک‌های آلکالی بازالت منطقه چاه‌علی‌خان. (تصویر A: دید به سمت شمال و تصویر B: دید به سمت شرق)

**Fig. 3.** Field photos of the alkali basalt dikes of the Chahe-e-Alikhan area. (A: the photo was taken facing North, and B: the photo was taken facing East)

## روش مطالعه

برای بررسی ماهیت دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان، پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای و بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری انجام شد. از تمام واحدهای سنگی منطقه با تأکید بر نمونه‌های سالم، ۵۷ نمونه برداشت شد و سپس از تمام نمونه‌ها، مقاطع نازک تهیه شد. مقاطع نازک در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه اصفهان با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان Olympus BH-2 مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت. تعداد ۱۳ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌ها که دارای کمترین دگرسانی بودند به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان برای انجام آنالیز فلورسانس اشعه ایکس فرستاده شد که این آنالیز با استفاده از دستگاه (S4 PIONEER Bruker) انجام شد. در مرحله بعد، ۱۰ نمونه از همان سنگ‌هایی که آنالیز XRF شده بودند، انتخاب و جهت آنالیز با دستگاه ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) به شرکت زرآرما ارسال شد. در آنالیز انجام شده میزان آهن این سنگ‌ها به صورت  $Fe_2O_3^*$  ارائه شده است. به منظور تفکیک  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  از روابط ارائه شده توسط لومایتر (Le Maitre 1976) استفاده شده است. نتایج این آنالیزها در

جدول ۱ آمده است.

## سنگ‌نگاری

نمونه‌های برداشت شده از دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان در نمونه دستی سیاه تا سبز تیره هستند. بافت پورفیری در اغلب نمونه‌ها به خوبی قابل مشاهده است. نمونه‌های مربوط به مرکز دایک‌ها کمی دانه درشت‌تر هستند و بافت‌های پورفیری، گلوپورپورفیری، پوئی کیلیتیک، میکرولیتی پورفیری، تراکتی (جریانی)، غربالی، اینترگرانولار و گرانولار در این سنگ‌ها قابل مشاهده هستند. در نمونه‌هایی که بافت پورفیری دارند، درشت بلورها شامل الیون، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۴-A). بلورهای ریز اسپینل کروم‌دار درون برخی از درشت بلورهای الیون مشاهده می‌شوند (شکل ۴-B و C). درشت بلورها در زمینه‌ای از همان کانی‌ها به اضافه سائیدین و ایلمنیت قرار دارند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری می‌توان اغلب این نمونه‌ها را آلکالی بازالت و در بعضی موارد آلکالی الیون بازالت نامید. از دگرسانی الیون‌ها، سرپانتین و مگنتیت ایجاد شده و ایلمنیت‌ها نیز از اطراف در برخی موارد تبدیل به مگنتیت شده‌اند.

**جدول ۱.** نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ کل دایک‌های بازیک منطقه چاه‌علی‌خان (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر خاکی و کمیاب بر حسب ppm)

**Table 1.** Whole rock chemical analyses of the basic dikes from the Chahe-e-Alikhan area (Major elements in wt.%; Trace and rare earth elements in ppm)

Sample	V11	V14	V17	V18	V20	V21	V23	V25	V26	V28	V29	V31	V32
SiO <sub>2</sub>	43.80	44.47	44.26	44.20	44.35	42.44	44.06	44.65	44.08	44.70	44.36	44.30	44.63
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.83	0.86	0.80	0.86	0.81	0.89	0.80	0.77	0.78	0.82	0.84	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	16.10	15.30	15.70	15.90	14.30	15.90	16.20	15.50	16.20	15.70	15.50	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13.11	11.34	11.65	12.14	11.22	11.09	12.05	10.82	11.19	10.95	11.77	11.72	11.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Cal)	4.95	4.61	4.74	4.82	4.56	4.29	4.78	4.30	4.44	4.35	4.56	4.65	4.45
FeO (Cal)	7.42	6.11	6.28	6.66	6.05	6.18	6.61	5.93	6.13	6.00	6.56	6.43	6.40
MnO	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.24	0.19	0.19	0.20	0.22	0.21	0.22
MgO	6.31	7.11	6.97	7.29	6.54	6.35	7.43	7.60	7.20	8.12	7.64	7.31	8.63
CaO	12.57	11.64	12.24	11.75	12.04	14.64	11.79	12.03	11.99	11.70	12.15	12.63	11.70
Na <sub>2</sub> O	3.35	3.82	3.74	3.86	3.94	3.30	3.64	3.79	3.80	3.49	3.32	3.41	3.28
K <sub>2</sub> O	1.54	1.39	1.49	1.32	1.50	1.51	1.37	1.24	1.29	1.27	1.31	1.36	1.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.29	0.29	0.27	0.30	0.26	0.31	0.29	0.24	0.30	0.27	0.29	0.28
LOI	1.55	1.85	1.66	1.70	1.95	3.41	1.45	1.64	2.67	1.56	1.64	1.51	1.42
Total	99.09	99.06	98.68	99.24	98.81	98.31	99.13	99.25	98.93	99.27	99.20	99.07	99.26
Cr	677	670		647	630	605	623		684		745	741	751
Ni	227	183		187	187	175	179		211		229	217	219
Co	38	40		41	39	38	40		40		41	41	41
Sc	30	29		31	29	29	30		30		30	31	31
V	212	218		218	210	211	216		214		209	207	207
Cu	70	64		72	79	66	57		84		73	74	65
Pb	19	50		10	17	16	5		10		9	10	10
Zn	71	76		70	81	71	71		76		70	73	68
Cd	0.30	0.10		0.30	0.40	0.40	0.30		0.50		0.10	0.20	0.10
Sn	1.80	0.70		0.90	0.80	0.70	0.80		0.70		0.90	0.70	1.00
Mo	4.50	0.50		0.50	1.40	0.50	0.50		1.00		2.00	0.50	0.50
Rb	35	33		34	36	36	35		33		36	35	35
Cs	0.60	0.50		0.90	0.60	0.80	0.70		1.30		1.20	0.90	1.00
Ba	320	289		318	268	342	268		269		248	247	281
Sr	719	699		678	703	695	719		785		578	562	580
Ta	0.80	0.70		0.80	0.70	0.70	0.70		0.70		0.80	0.70	0.80
Nb	11.9	10.8		12.2	11.6	12.1	11.6		11.3		11.2	11.5	11.9
Hf	2.30	2.10		2.10	2.30	2.30	2.40		2.10		2.20	2.20	2.40
Zr	62	59		52	59	60	62		52		59	60	59
Y	17	17		16	17	17	18		16		16	16	16
Th	2.70	2.40		2.60	2.60	2.70	2.50		2.50		2.50	2.60	2.60
U	0.50	0.50		0.50	0.50	0.50	0.50		0.44		0.40	0.50	0.50



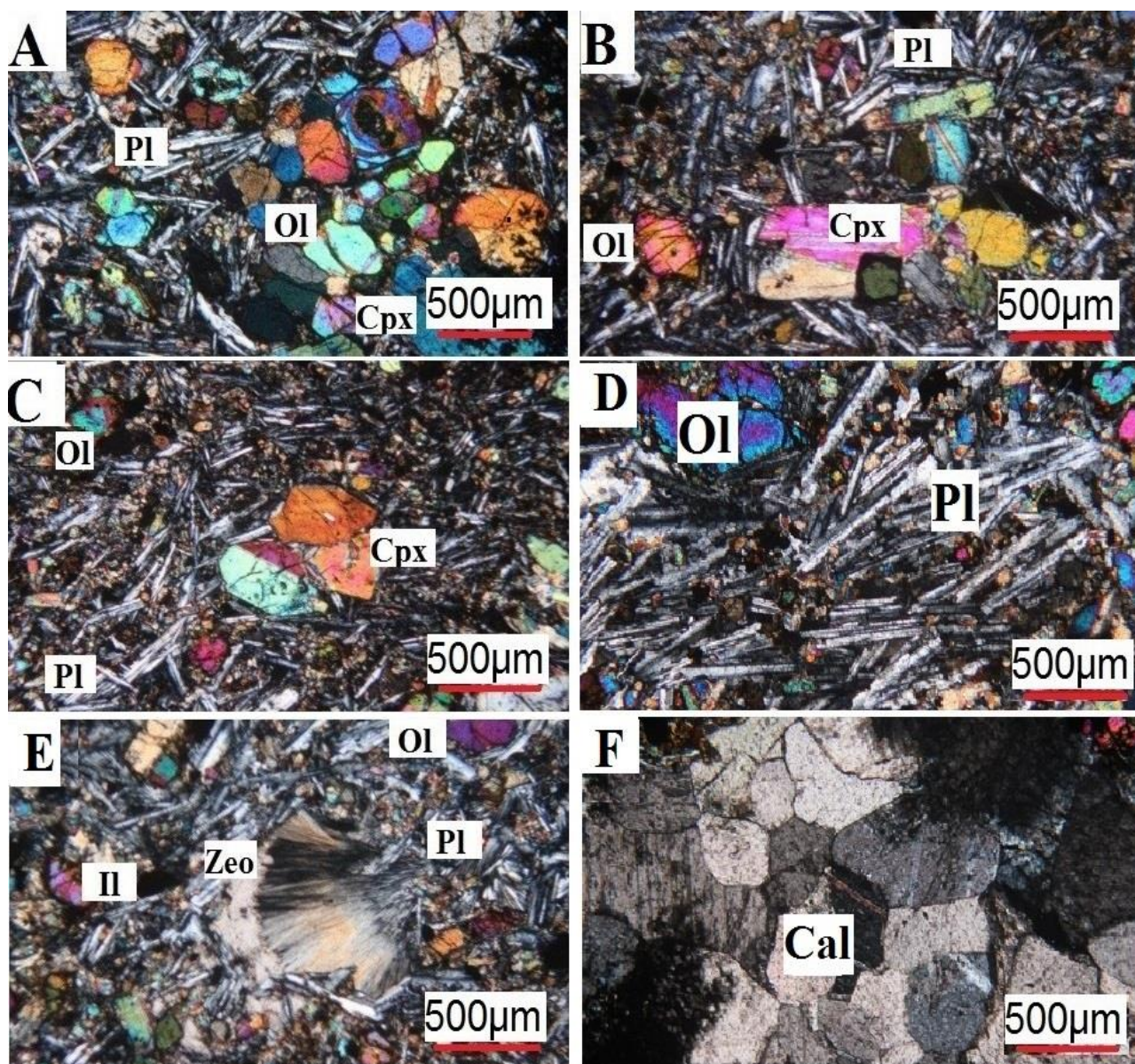
**ادامه جدول ۱.** نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ کل دایک‌های بازیک منطقه چاه‌علی‌خان (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر خاکی و کمیاب بر حسب ppm)

**Table 1 (Continued).** Whole rock chemical analyses of the basic dikes from the Chahe-e-Alikhan area (Major elements in wt.%; Trace and rare earth elements in ppm)

Sample	V11	V14	V17	V18	V20	V21	V23	V25	V26	V28	V29	V31	V32
La	22.00	22.00		20.00	22.00	20.00	21.00		20.00		19.00	19.00	19.00
Ce	38.00	40.00		46.00	35.00	43.00	41.00		33.00		41.00	32.00	36.00
Pr	3.95	3.31		3.93	3.86	4.10	3.75		3.86		3.13	3.32	3.38
Nd	17.90	16.20		18.00	18.30	19.10	17.30		17.90		15.50	16.30	16.50
Sm	3.20	3.00		3.20	3.20	3.60	3.20		3.30		2.90	2.90	3.20
Eu	1.18	1.03		1.20	1.17	1.27	1.19		1.11		1.08	1.14	1.14
Gd	2.03	1.75		2.00	2.03	2.22	2.08		1.82		1.93	1.74	1.94
Tb	0.50	0.40		0.50	0.50	0.60	0.40		0.40		0.40	0.50	0.50
Dy	3.20	2.80		3.00	3.20	3.50	3.00		2.90		2.90	3.10	3.10
Er	1.80	1.70		1.90	1.80	2.00	1.80		1.80		1.80	1.80	1.80
Tm	0.40	0.30		0.30	0.40	0.40	0.40		0.40		0.40	0.40	0.40
Yb	2.19	2.18		2.09	2.19	2.14	2.18		2.15		2.08	2.09	2.12
Lu	0.30	0.30		0.30	0.30	0.30	0.30		0.30		0.30	0.30	0.30
Mg#	48.64	55.24	54.08	54.17	53.43	52.98	54.82	58.03	55.88	59.34	56.09	55.11	59.67

مشاهده می‌شوند. بلورهای این کانی در برابر دگرسانی مقاوم بوده و در برخی موارد دارای شکستگی هستند. فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که هم به صورت درشت بلور و هم در زمینه به صورت میکروولیت مشاهده می‌شود. وجود پلاژیوکلاز در دو اندازه متفاوت نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز در دو مرحله تشکیل شده است؛ به طوری که بلورهای درشت‌تر در عمق بیشتر و بلورهای ریزتر در حین صعود ماگما متبلور شده‌اند. تصویری از بافت اینترگرانولار مربوط به بخش‌های میانی نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۴-D قابل مشاهده است. شکستگی‌ها و حفره‌ها در این سنگ‌ها توسط کلسیت و کانی ثانویه زئولیت پر شده است (شکل ۴-E و F).

بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع نازک این دایک‌ها نشان می‌دهد که ترتیب تبلور کانی‌ها به صورت اسپینل کروم‌دار، الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و سانیدین بوده است. الیون به صورت درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با قطر تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. این کانی در بعضی موارد ایدینگستی شده و گاهی بافت غربالی دارد. برخی بلورهای الیون دارای منطقه‌بندی بوده و شکستگی‌های موجود در آنها با سرپانتین پر شده است. برخی الیون‌ها دارای ادخال‌هایی از اسپینل‌های کروم‌دار هستند که در نور پلاریزه به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۴-B و C). این اسپینل‌ها شکل‌دار بوده و در بعضی قسمت‌ها از اطراف به مگنتیت کروم‌دار و فریت کرومیت تبدیل شده‌اند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن با قطر کمتر از ۱ میلی‌متر



**شکل ۴.** تصویرهای میکروسکوپی دایک‌های آلکالی بازالت چاه‌علی‌خان (XPL). A: بلورهای الیون، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز و بافت گلومروپورفیری، B: بافت پورفیری و وجود ادخال اسپینل کروم‌دار در درون الیون، C: فنو کریست‌های الیون و کلینوپروکسن در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، D: نمونه‌ای از بافت اینترگرانولار از بخش‌های میانی دایک‌های چاه‌علی‌خان، E: تصویری از زئولیت به عنوان کانی ثانویه که حفره‌ها را پر کرده است و F: قسمتی از یک رگه حاوی بلورهای کلسیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: الیون، Cpx: کلینوپروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Il: ایلمنیت، Zeo: زئولیت، Cal: کلسیت).

**Fig. 4.** Microphotographs of the Chah-e-Alikhan alkali basalt dikes. A: Olivine, clinopyroxene and plagioclase crystals with glomeroporphyritic texture, B: The porphyritic texture and olivine with Cr-spinel inclusion, C: Phenocrysts of olivine and clinopyroxene in a groundmass of plagioclase microlites, D: The sample of the intergranular texture from inner parts of the Chah-e-Alikhan dikes, E: Zeolite as the secondary mineral which fills the cavities, and F: the part of a vein containing calcite crystals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Pl: plagioclase, Il: Ilmenite, Zeo: zeolite, Cal: calcite).

## زمین‌شیمی سنگ کل

دایک‌های الیگوسن زیرین منطقه چاه‌علی‌خان دارای  $\text{SiO}_2$  (۴۲/۴۴ تا ۴۴/۷۰)،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۱۴/۳ تا ۱۶/۲)، و  $\text{TiO}_2$  (۰/۷۵ تا ۱) درصد وزنی هستند (جدول ۱). مجموع عناصر آلکالی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در این سنگ‌ها ۴/۵ تا ۵/۴ درصد وزنی است و نسبت  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$  را از خود نشان می‌دهند که نشان‌دهنده ماهیت سدیک این سنگ‌هاست (شکل ۵-۱). مقدار LOI این سنگ‌ها ۱/۴ تا ۳/۴ درصد وزنی اندازه‌گیری شده و بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز نشان می‌دهند که اغلب نمونه‌ها تحت تأثیر دگرسانی قابل توجهی قرار نگرفته‌اند (شکل ۵-۲). با این وجود، برای پرهیز از تأثیرهای دگرسانی، در نام‌گذاری و طبقه‌بندی این سنگ‌ها از عناصر کم‌تحرك و عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) نیز استفاده شد. در نمودارهای TAS (Cox et al., 1979; Le Maitre, 2002)  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  و (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌های تفریت و بازائیت، آلکالی‌بازالت و بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳، C، D و E).

خط تفکیک‌کننده محدوده‌های آلکالی از ساب‌آلکالی در نمودارهای TAS نیز بیانگر آلکالی بودن این نمونه‌هاست. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌های تفریت و بازائیت با نتایج به دست آمده از محاسبه نرم آنها سازگار است. محاسبه نرم سنگ‌های آنالیزشده، نشان‌دهنده حضور تا ۲/۶ درصد حجمی نفلین نورماتیت است که تأییدکننده ماهیت آلکالی و همچنین سدیک بودن این سنگ‌هاست. بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ترکیب زمین‌شیمیایی سنگ کل، این سنگ‌ها آلکالی‌بازالت هستند. موقعیت مشابه نمونه‌های آنالیزشده از دایک‌های چاه‌علی‌خان در نمودارهای طبقه‌بندی TAS و عناصر غیر متحرک نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از لحاظ زمین‌شیمی چندان دچار تغییر نشده‌اند و از این رو می‌توان گفت داده‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها ویژگی‌های اولیه و واقعی آنها را نشان می‌دهد و دارای ماهیت آلکالی و سدیک هستند. ترکیب شیمیایی

تقریباً نزدیک این نمونه‌ها احتمالاً بیانگر این است که پدیده‌های تفریق و جدایش بلوری در حین صعود و تبلور ماگما، تأثیر گسترده‌ای نداشته است.

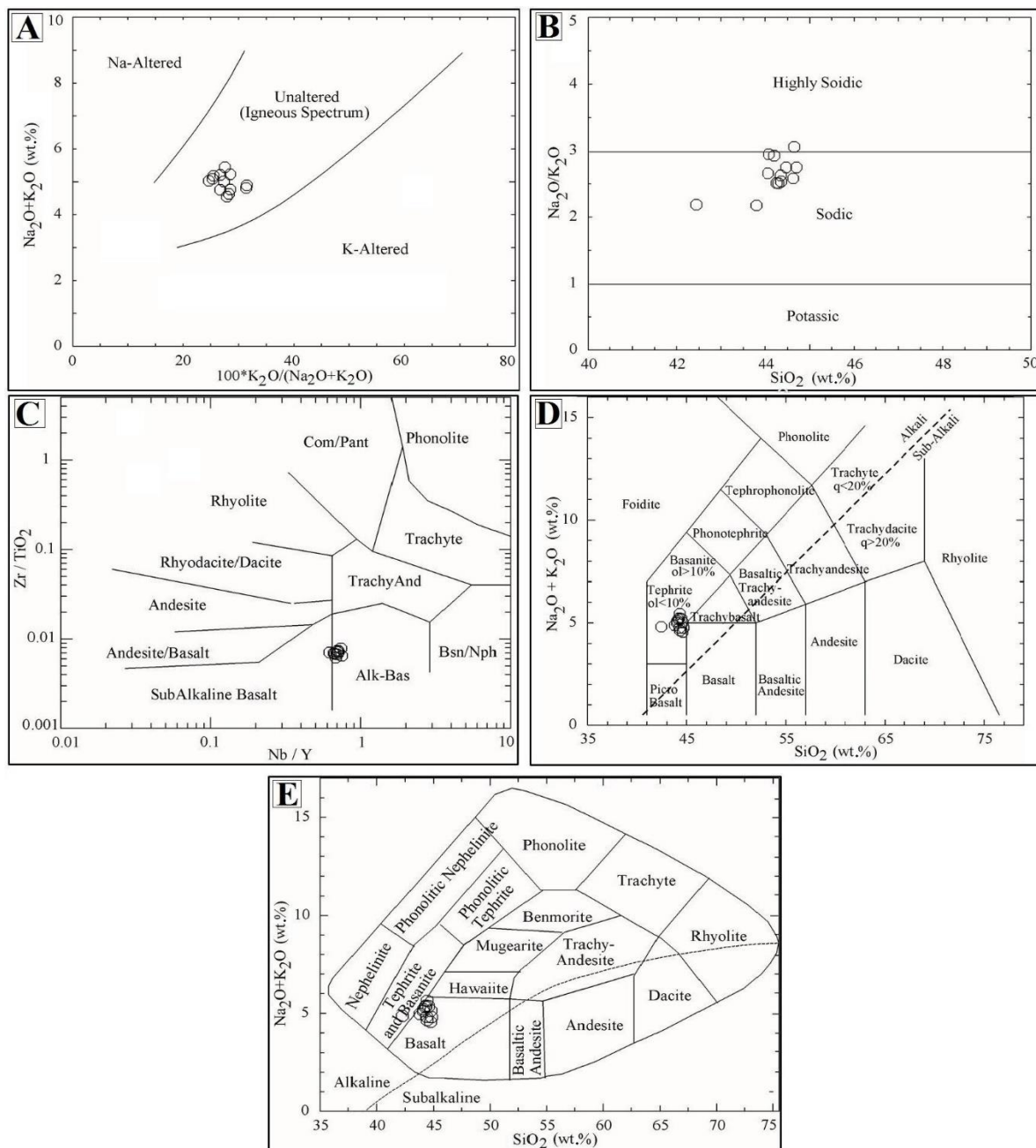
الگوی عناصر نادر خاکی بهنجارشده نسبت به کندریت کلیه نمونه‌های آنالیز شده دایک‌های چاه‌علی‌خان روند مشابهی دارند که نشان‌دهنده وجود منشأ یکسان و ماهیت مشابه آنهاست (شکل ۶-۱). در این نمودارها، LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد و نسبت  $\text{La}/\text{Yb}$  آنها ۸/۹ تا ۱۰/۰ است.

در نمودار بهنجارسازی عناصر مختلف نسبت به گوشته اولیه، LIEEs ( $\text{Ba}$ ،  $\text{Cs}$  و  $\text{Rb}$ ) نسبت به HREE غنی‌شدگی دارند و الگوی این نمودارها در کل شیب منفی به سمت راست نشان می‌دهد. کلیه نمونه‌ها از  $\text{Cs}$  غنی هستند و مقدار آن نوسان دارد. این نمونه‌ها در محل عناصر  $\text{K}$ ،  $\text{Pb}$  و  $\text{Sr}$  آنومالی مثبت نشان می‌دهند (شکل ۶-۲).

## ذوب‌بخشی، ایجاد ماگمای اولیه و تعیین سنگ منشأ

در الگوی بهنجارشده عناصر نسبت به کندریت و گوشته اولیه، دایک‌های چاه‌علی‌خان غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند (شکل ۶-۱). بررسی‌ها نشان‌دهنده است که می‌توان با استفاده از میزان فراوانی عناصر ناسازگار  $\text{Ce}$  و  $\text{Yb}$  عمق ایجاد ماگما را برآورد کرد. از آن جایی که نسبت  $\text{Ce}/\text{Yb}$  به ضخامت گوشته حساس است و تفریق ماگما به روش تبلوربخشی روی مقدار این نسبت تأثیرگذار نیست، می‌توان از آن در تخمین عمق احتمالی جدایش ماگما از سنگ منشأ استفاده کرد (Ellam, 1992).

موقعیت آلکالی‌بازالت‌های چاه‌علی‌خان در نمودار  $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Ce}$  نشان می‌دهد که ماگمای آنها در عمق حدود ۱۰۵ کیلومتری از سنگ منشأ خود ایجاد شده است (شکل ۷-۱). همچنین موقعیت این سنگ‌ها در نمودار  $\text{Nb}/\text{La}-\text{La}/\text{Yb}$  (Abdel-Fattah et al., 2004) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها متعلق به زون انتقالی گوشته لیتوسفری و استنوسفری است (شکل ۷-۲).

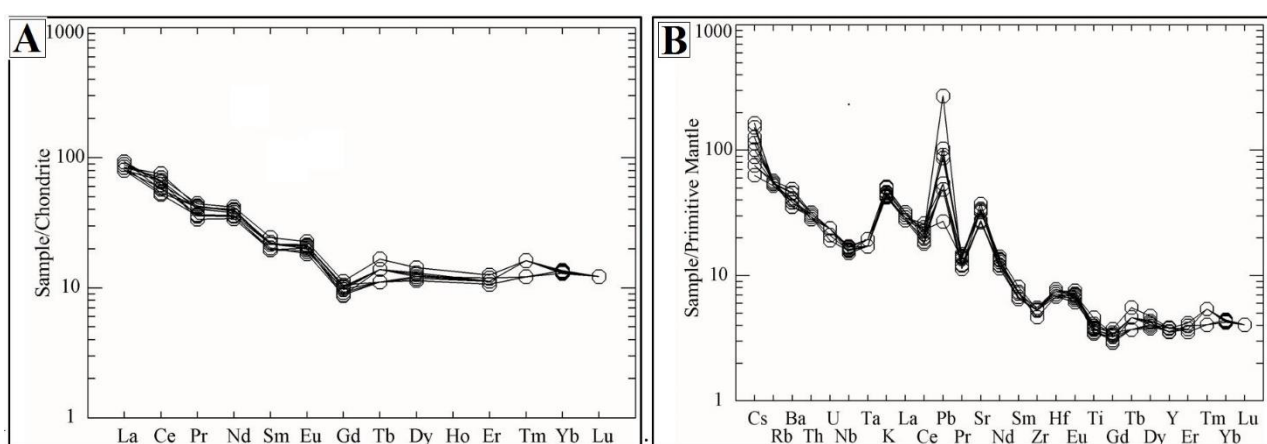


شکل ۵. نمودارهای زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگ کل دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان، A: نمودار  $(Na_2O+K_2O) - K_2O \cdot 100 / (Na_2O+K_2O)$  بر گرفته از هاکس (Hughes, 1973)، B: نمودار  $K_2O/Na_2O - SiO_2$  بر گرفته از ژاکوب و همکاران (Jaques et al., 1985)، C: نمودار  $Zr/TiO_2 - Nb/Y$  بر گرفته از وینچستر و فلویید (Winchester and Floyd, 1977)، D: نمودار  $SiO_2$  در برابر مجموع آلکالی‌ها (TAS) بر گرفته از لوماپتر (Le Maitre, 2002) و E: نمودار سنگ‌های آتشفشانی  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$  بر گرفته از کاکس و همکاران (Cox et al., 1979)

**Fig. 5.** The whole rocks geochemical diagrams of the dikes from the Chah-e-Alikhan area. A:  $(Na_2O+K_2O) - K_2O \cdot 100 / (Na_2O+K_2O)$  diagram (Hughes, 1973), B:  $K_2O/Na_2O$  versus  $SiO_2$  classification diagram (Jaques et al., 1985), C:  $Zr/TiO_2$  against  $Nb/Y$  diagram (Winchester and Floyd, 1977), D: Total Alkalis versus Silica (TAS) diagram (Le Maitre, 2002), and E: volcanic rocks classification diagrams (Cox et al., 1979)

(CV). در این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بین لرزولیت‌های گارنت‌دار و اسپینل‌دار قرار می‌گیرند. موقعیت آلکالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان در این نمودارها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آنها حاصل حدود ۵ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی یک پریدوتیت گارنت و اسپینل‌دار بوده است (شکل ۷-D و C).

با استفاده از نمودارهای عناصر نادر خاکی نیز می‌توان نوع و درصد ذوب‌بخشی سنگ منشأ ماگماهای بازالتی را مشخص کرد (Bogaard and Worner, 2003; Zeng et al., 2010). موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای Sm/Yb-La/Yb، Dy/Yb-La/Yb وجود یک منشأ لرزولیتی اسپینل و گارنت‌دار را برای ماگمای سازنده این سنگ‌ها تأیید می‌کند (شکل ۷-D و



شکل ۶. A: نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان نسبت به کندریت (مقادیر عناصر کندریت برگرفته از مکدوناف و سان (McDonough and Sun, 1995) و B: نمودار چند عنصری بهنجارسازی دایک‌های مورد بررسی نسبت به گوشته اولیه (مقادیر عناصر گوشته اولیه برگرفته از سان و مکدوناف (Sun and McDonough 1989)

**Fig. 6.** A: Chondrite normalized REE patterns of the Chah-e-Alikhan dikes. The REE contents of chondrite are taken from McDonough and Sun (1995), and B: Primitive mantle normalized spidergram of the dikes. The trace and REE contents of the primitive mantle are taken from Sun and McDonough (1989)

متاسوماتیسم گوشته

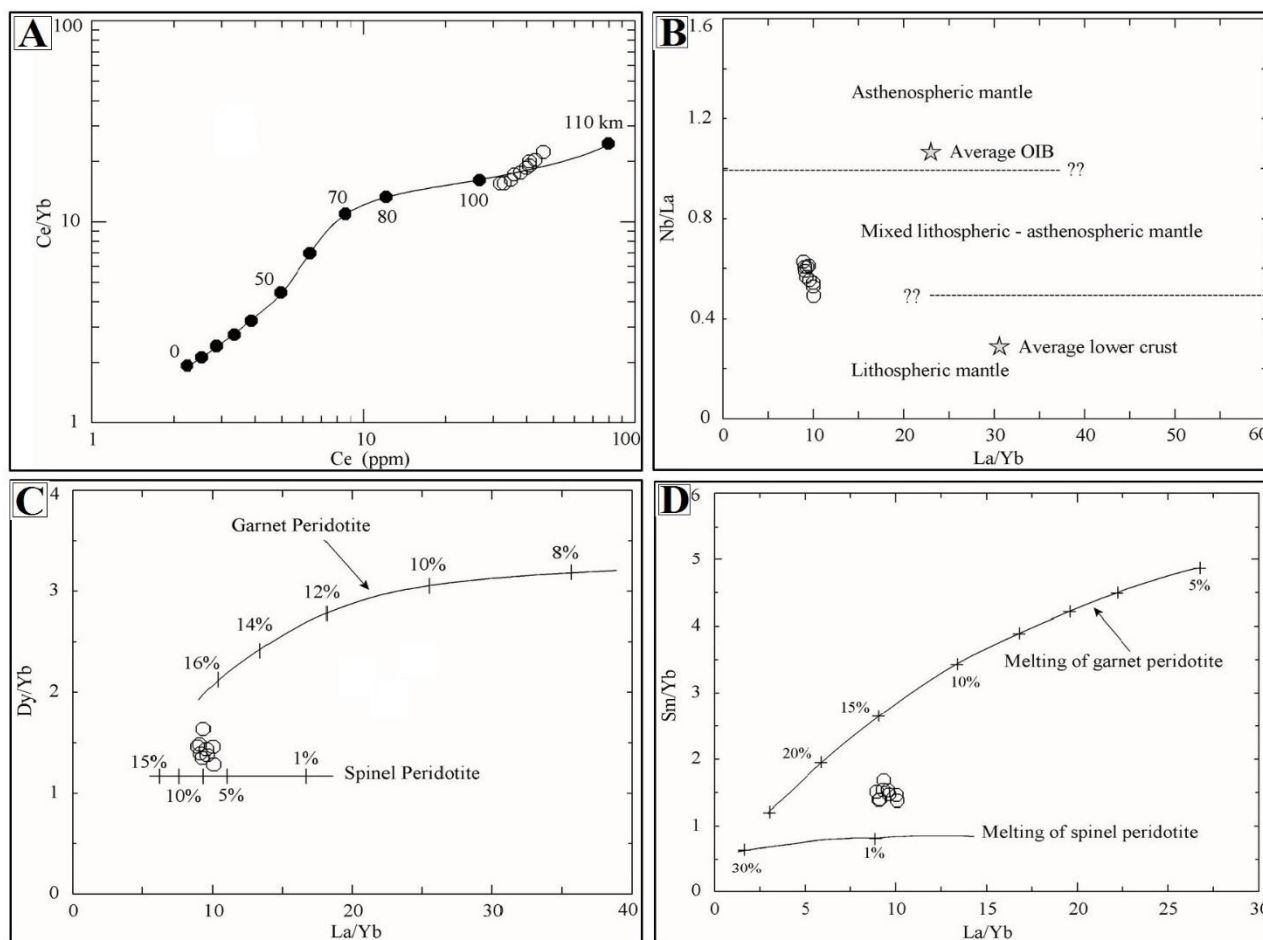
چنان‌که در نمودارهای شکل ۶ نشان داده شده است، غنی‌شدگی از LILE نسبت به HREE مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده غنی‌بودن ماگمای مولد این سنگ‌ها از عناصر ناسازگار است. بررسی‌ها نشان‌دهنده است که برای ایجاد این چنین ماگماهای غنی از عناصر ناسازگار و مواد فرار، احتیاج به یک گوشته از قبل غنی‌شده در اثر متاسوماتیسم است و از ذوب گوشته لرزولیتی خشک، چنین ماگماهای غنی شده‌ای تولید نمی‌شود (Torabi, 2010; Rajabi

در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (et al., 2014; Salim et al., 2022) در مقابل  $\text{TiO}_2$  (Zeng et al., 2010) موقعیت چهار سنگ منشأ پیشنهاد شده برای آلکالی بازالت‌ها نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، ماگمای سازنده دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان حاصل ذوب یک پریدوتیت کربناته‌شده است (شکل ۸).

اضافه شدن سیالات کربناتیته به غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار (به جز Hf, Zr, K و Ti) در یک گوشته تهی از این عناصر منجر می‌شود. به این ترتیب، ذوب این چنین گوشته کربناته‌ای باعث

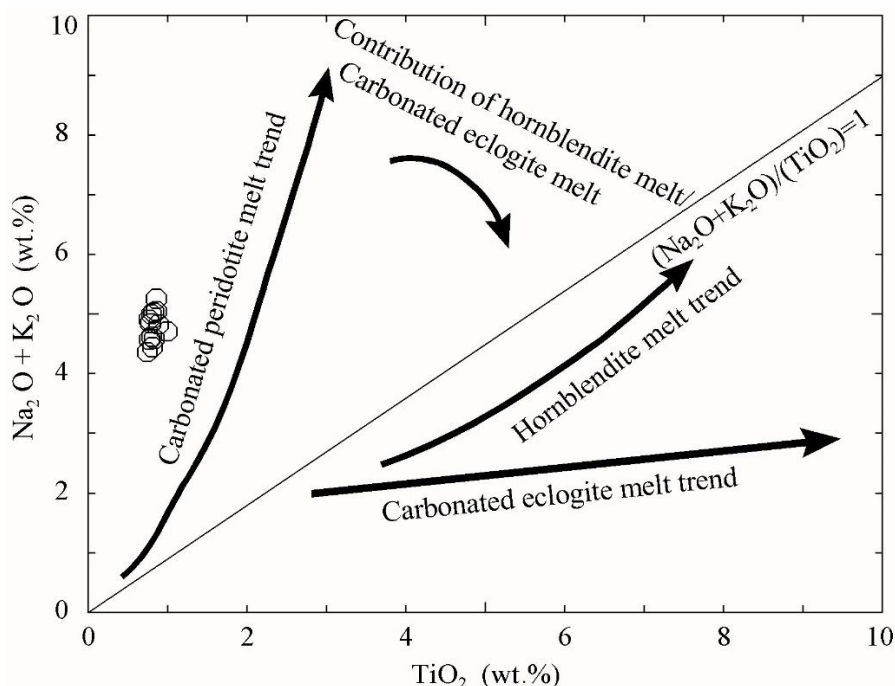
مذاب‌هایی منجر می‌شود که در آنها La نسبت به Ca و Yb نسبت به Al غنی‌شدگی دارند و مقدار بالایی از Zr/Hf و مقدار کمی از Ti/Eu وجود دارد (Rudnick et al., 1993). از طرف دیگر، افزایش درجه ذوب‌بخشی به کاهش تأثیرهای متاسوماتیسم کربناته منجر می‌شود (Zeng et al., 2010).

تشکیل یک مذاب غنی از عناصر ناسازگار می‌شود که آنومالی منفی از Hf، Zr، K و Ti دارد. Rb و Cs عناصری هستند که در جریان تبلور یا ذوب‌بخشی تغییر نمی‌کنند، یا تغییر جزئی دارند و مشابه هم رفتار می‌کنند. وجود تفاوت در رفتار این جفت عنصر ناشی از تأثیر سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده بر ماگمای مولد این سنگ‌هاست. به طور کلی، متاسوماتیسم کربناته به ایجاد



**شکل ۷.** نمودارهای زمین‌شیمیایی تعیین عمق، نوع و درجه ذوب‌بخشی سنگ منشأ ماگمای سازنده دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان. A: نمودار Ce در برابر Ce/Yb برگرفته از الام (Ellam, 1992)، B: نمودار Nb/La در برابر La/Yb برگرفته از عبدالفتاح و همکاران (Abdel-Fattah et al., 2004)، C و D: نمودارهای برآورد درجه ذوب‌بخشی سنگ منشأ (منحنی‌های ذوب گارنت و اسپینل به ترتیب برگرفته از بوگارد و ورنر و ژنگ و همکاران (Bogaard and Worner, 2003; Zeng et al., 2010)

**Fig. 7.** Geochemical plots for determination of the depth, type and degree of partial melting of source rock for the Chah-e-Alikhan dikes, A: Ce/Yb versus Ce graph (Ellam, 1992), B: Nb/La against La/Yb plot (Abdel-Fattah et al., 2004), C and D: Graphs to estimation of the degree of partial melting of source rock (Bogaard and Worner, 2003; Zeng et al., 2010; respectively)



شکل ۸. نمودار  $\text{TiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) بر گرفته از ژنگ و همکاران (Zeng et al., 2010)، و موقعیت نمونه‌های آنالیز شده دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان

Fig. 8.  $\text{TiO}_2$  versus ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) diagram (Zeng et al., 2010) and the situation of the analyzed samples of dikes from the Chah-e-Alikhan area

(Torabi, 2010; Rajabi et al., 2014)

### محیط زمین‌ساختی

در نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساخت  $\text{Th}/\text{Nb}$ - $\text{La}/\text{Yb}$  (Gorton and )  $\text{Th}/\text{Yb}$ - $\text{Ta}/\text{Yb}$  (Hollocher et al., 2012)، (Schandl, 2000) (شکل ۹-A و B) و  $\text{DF1}$ - $\text{DF2}$  (Verma ) (and Agrawal, 2011) (شکل ۹-C و D) نمونه‌های آنالیز شده منطقه چاه‌علی‌خان در محدوده آلکالی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. مقدار  $\text{DF1}$  و  $\text{DF2}$  در این نمودارها برای تفکیک محیط‌های درون صفحه‌ای و درون صفحه‌ای از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$\text{DF1}$  و  $\text{DF2}$  در نمودار شکل ۹-C:

در آلکالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان، میزان  $\text{Cs}$  نوسان نشان می‌دهد،  $\text{La}$  نسبت به  $\text{Yb}$  غنی‌شدگی دارد ( $\text{La}/\text{Yb} = 1.0-1.9$ ) و نسبت بالای  $\text{Zr}/\text{Hf}$  (۲۸ تا ۲۵) و کم  $\text{Ti}/\text{Eu}$  (۰/۰ تا ۳۹/۵۰) در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۶-B). این ویژگی‌ها بیانگر تأثیر متاسوماتیسم کربناته بر منشأ ماگمای مولد بازالت آلکالن چاه‌علی‌خان است. از طرفی، مقدار  $\text{Ca}/\text{Al}$  این سنگ‌ها حدود ۱ است که از مقدار این نسبت در گوشته اولیه (۱/۱) کمتر است و در نمودار عنکبوتی آنومالی منفی از عناصر  $\text{K}$  وجود ندارد (جدول ۱ و شکل ۶-B). این وضعیت با توجه به تأثیر ذوب‌بخشی که این سنگ‌ها متحمل شده‌اند (۵ تا ۱۰ درصد) توجیه می‌شود. بنابراین می‌توان گفت منشأ گوشته‌ای بازالت چاه‌علی‌خان تحت تأثیر متاسوماتیسم کربناته قرار داشته است؛ ولی ذوب‌بخشی باعث کم‌شدن برخی شواهد زمین‌شیمیایی تأثیر این دگرسانی شده است

$$DF1_{(IAB-CRB-OIB)_{t2}} = -0.6146 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 2.3510 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.6828 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.1911 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 22.7253$$

$$DF2_{(IAB-CRB-OIB)_{t2}} = 1.3765 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) - 0.9452 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 4.0461 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) - 2.0789 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 22.2450$$

DF1 و DF2 در نمودار شکل ۹-D:

$$DF1_{(IAB-CRB-MORB)_{t2}} = -6624 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 2.4498 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.2867 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.0920 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 18.7466$$

$$DF2_{(IAB-CRB-MORB)_{t2}} = 0.4938 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 3.4741 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) - 3.8053 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 2.0070 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 3.3163$$

در منطقه انارک - خور - جندق (بخش شمال غربی CEIM) طیف گسترده‌ای از سری‌های ماگمایی از کالک‌آلکان به شوشونیتی و در نهایت آلکان را از پالتوسن تا الیگوسن زیرین نشان داده است. این ماگماتیسیم مربوط به فرورانش فعال پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر CEIM است (Jamshidzaei et al., 2021) و بیانگر وجود یک رژیم زمین‌ساختی پیچیده است (Aistov et al., 1984). ماگماتیسیم کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی منطقه احتمالاً نشان‌دهنده مراحل پایانی کوه‌زایی و شروع بسته‌شدن حوضه اقیانوسی است (Goli et al., 2021). افیولیت‌های ناین، عشین و سورک بقایای این پوسته اقیانوسی هستند. آغاز بسته‌شدن این حوضه اقیانوسی در ائوسن زیرین باعث تغییر تنش‌ها از حالت کششی به فشارشی شده است (Salim et al., 2022). نازک‌شدن گوشته لیتوسفر پس از اواخر مراحل کوه‌زایی می‌تواند باعث افزایش حرارت و وقوع ماگماتیسیم بازالتی شود (Turner et al., 1992). ویژگی‌های شیمیایی ماگمایی که در این شرایط تولید می‌شود، به بالا آمدن آدیاباتیک و درجه ذوب ناشی از کاهش فشار بستگی دارد. حجم مذاب حاصل از گسترش پوسته قاره‌ای نیز بستگی به ضخامت پوسته و دمای بالقوه گوشته

غنی‌شدگی از LILE، LREE، نوسانات نسبت Cs/Rb و رخداد متاسوماتیسیم کرناته به وجود یک صفحه اقیانوسی فرورونده و سیالات آزاد شده از آن نسبت‌داده می‌شود (Shaw et al., 2003). پوسته اقیانوسی از قبل فرورانش یافته محتمل‌ترین علت متاسوماتیسیم گوشته در حوزه‌های مرتبط با فرورانش است. پوسته اقیانوسی فرورونده حاوی مقادیر قابل توجهی از آلکالی‌ها و مواد تبخیری برای آزاد کردن و تأثیر گذاشتن بر پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای است (Kiseeva et al., 2017).

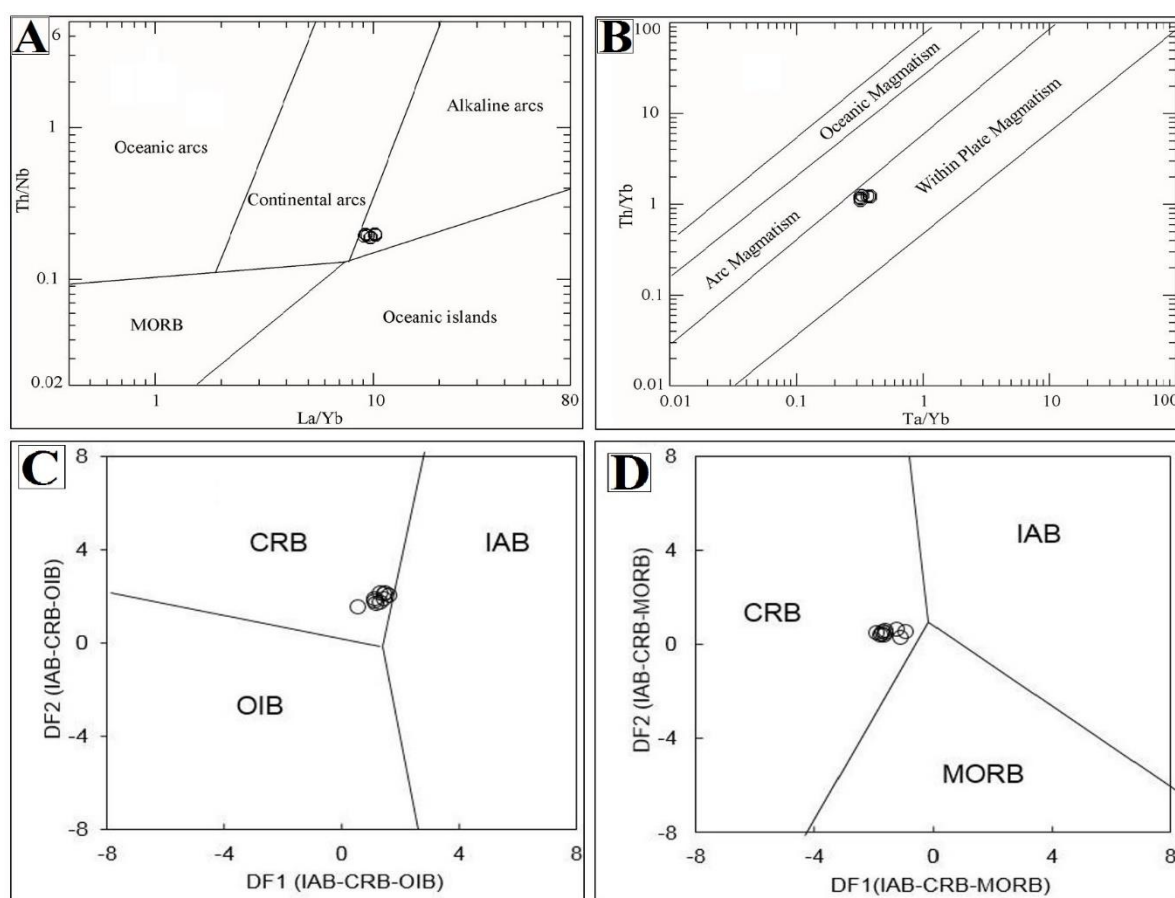
چنان‌که نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی نشان می‌دهند، آلکالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان ویژگی‌های مشابه با آلکالی بازالت‌های قاره‌ای را نشان می‌دهند و از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی در شمال غرب CEIM قرار دارند. تاریخ زمین‌شناسی منطقه انارک - خور - جندق (ایران مرکزی، شمال غرب CEIM) نشان می‌دهد که ماگماتیسیم سنوزوئیک در اواخر پالتوسن آغاز شده و در الیگوسن اولیه پایان یافته است. علت اصلی این ماگماتیسیم طولانی مدت، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در اطراف CEIM از تریاس بالایی تا ائوسن زیرین است (Torabi, 2010; Torabi, 2011; Rajabi et al., 2014). ماگماتیسیم سنوزوئیک



آلکالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان نشان می‌دهد که این مذاب بازالتی حاصل درجه‌های پایین ذوب‌بخشی یک گوشته لرزولیتی متاسوماتیسم شده است که در شرایطی که پوسته قاره‌ای منطقه در الیگوسن زیرین دچار کشش شده، تولید شده است و در امتداد گسل‌های منطقه مانند کویر بزرگ و دیگر گسل‌های مرتبط با آن صعود کرده است.

بالایی دارد (McKenzie and Bickle, 1988). عمق موهو در این منطقه حدود ۴۰ کیلومتر است (Mohammadi et al., 2013).

از این رو، تشکیل دایک‌های آلکالی بازالتی چاه‌علی‌خان را می‌توان به فرورانش سابق پوسته اقیانوسی محدود کننده CEIM و ذوب ناشی از کاهش فشار در یک سامانه کششی پس از برخورد در منطقه انارک - جندق در اوایل الیگوسن نسبت داد. ویژگی‌های



**شکل ۹.** نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی و موقعیت دایک‌های آلکالی بازالت منطقه چاه‌علی‌خان، A:  $La/Yb - Th/Nb$  بر گرفته از (Hollocher et al., 2012)، B:  $Ta/Yb - Th/Yb$  بر گرفته از گورتون و شاندل (Gorton and Schandl, 2000)، C و D: نمودار  $DF1 - DF2$  بر گرفته از ورما و آگروال (Verma and Agrawal, 2011). IAB: Island Arc Basalt; CRB: Continental Rift Basalt; OIB: Oceanic Island Basalt; MORB: Mid Ocean Ridge Basalt

**Fig. 9.** Discrimination geotectonic diagrams and the situation of the Alkalibasalt dikes from the Chah-e-Alikhan area; A:  $La/Yb - Th/Nb$  diagram (Hollocher et al., 2012), B:  $Ta/Yb - Th/Yb$  diagram (Gorton and Schandl, 2000), C and D:  $DF1 - DF2$  diagram (Verma and Agrawal, 2011). IAB: Island Arc Basalt; CRB: Continental Rift Basalt; OIB: Oceanic Island Basalt; MORB: Mid Ocean Ridge Basalt

**نتیجه‌گیری**

ماگماتیسیم آلکالن سنوزوئیک در امتداد گسل کویر بزرگ رخنمون‌های متعددی دارد. این سنگ‌ها واحدهای قدیمی‌تر (سنگ‌های آتشفشانی و فلیش‌های ائوسن) را قطع کرده‌اند و در حاشیه آنها آثار دگرسانی، پختگی و کانه‌زایی وجود دارد. بررسی این دایک‌ها نشان می‌دهد که ماهیت بازیک دارند و متعلق به سری ماگمایی آلکالن هستند و ماگمای سازنده آنها حاصل درجه‌های پایین ذوب‌بخشی یک گوشته لرزولیتی اسپینل و گارنت‌دار بوده که در گذشته تحت تأثیر متاسوماتیسیم کربناته و سیالات آزاد شده از فرورائش یک صفحه اقیانوسی قرار داشته است. فرورائش پوسته اقیانوسی نتوتیس در حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی احتمالاً عامل متاسوماتیسیم گوشته و ایجاد ماگمای آلکالن بوده

است. وجود افیولیت‌های عشین، نایین و سورک شواهدی از رخداد این فرورائش هستند. محیط زمین‌ساختی این دایک‌ها شبیه به آلکالی بازالتهای درون صفحه‌ای می‌است و گسل کویر بزرگ و گسل‌های فرعی مرتبط با آن در ایجاد محیط کششی و برون‌زد سنگ‌های آلکالن مؤثر بوده‌اند.

**قدردانی**

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان قدردانی می‌کنند.

**تعارض منافع**

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Central- East Iranian Microcontinent (CEIM)
2. X-Ray Fluorescence (XRF)
3. cross polarized light

## References

- Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A.M. and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon. *Geological Magazine*, 141(5): 545–63. <https://doi.org/10.1017/S0016756804009604>
- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L., Kiristaev, V. and Romanko, E., 1984. *Geology of the Khur Area (Central Iran)*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 20, 132 pp.
- Bayat, F. and Torabi, G., 2011. Alkaline lamprophyric province of Central Iran. *Island Arc*, 20(3): 386–400. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2011.00776.x>
- Bogaard, P.J.F. and Worner, G., 2003. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology*, 44(3): 569–602. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.569>
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhursts, R.J., 1979. *The interpretation of Igneous rocks*, Allen and Unwin, London, 450 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Dostal, J., 2017. Rare earth element deposits of alkaline igneous rocks. *Resources* 6(3): 34. <https://doi.org/10.3390/resources6030034>
- Ellam, R., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2): 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)
- Fitton, J.G. and Upton, B.G.J., 1987. *Alkaline Igneous Rocks*, Blackwell, London, 576 pp.
- Ghasemi, H., Barahmand, M. and Sadeghian, M., 2011. The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin. *Petrological Journal*, 2(7): 77-94. (in Persian with English abstract) Retrieved November 1 2023 from [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16081.html?lang=en](https://ijp.ui.ac.ir/article_16081.html?lang=en)
- Ghasemi, H., Rostami Hossuri, M., Sadeghian, M. and Kadkhodaye Arab, F., 2016. Back-arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Northern edge of Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 25(99): 239–252. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.40915>
- Goli, Z., Torabi, G. and Arai, S., 2021. High-K calc-alkaline Eocene volcanic rocks from the Anarak area (Central Iran): A key structure for the early stages of oceanic basin closure and the beginning of collision. *Geotectonics*, 55(4): 600–617. <https://doi.org/10.1134/S0016852121040075>
- Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5): 1065–1073. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.38.5.1065>
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western Gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4): 357–416. <https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Hughes, C.J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109(6): 513–527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, G. and Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: Roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145 (1): 101844. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101844>
- Jaques, A.L., Creaser, R.A., Ferguson, J. and Smith, C.B., 1985. A review of the alkaline rocks of Australia. *Geological Society of South Africa*, 88: 34–311. Retrieved October 14, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/gssa/sajg/article/88/2/311/122026/A-review-of-the-alkaline-rocks-of-Australia>
- Kiseeva, E.S., Kamenetsky, V.S., Yaxley, G.M. and Shee, S.R., 2017. Mantle melting versus mantle metasomatism- “The chicken or the egg” dilemma. *Chemical Geology*, 455(20): 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.026>
- Le Maitre, R.W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17(4): 589–637. <https://doi.org/10.1093/petrology/17.4.589>
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*, 2nd edn. Cambridge University Press, New York, 236 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>

- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McKenzie, D.P. and Bickle, M.J. 1988. Volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3): 625–679. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>
- Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E. and Sadidkhouy, A., 2013. New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves. *Journal of Seismology*, 17(3): 883–895.  
<https://doi.org/10.1007/s10950-013-9359-2>
- Moradi, S., Khaksar, T., Nazarinia, A. and Hussain, A., 2022. Petrology and geochemistry of Plio-Quaternary high-Nb basalts from Shahr-e-Babak area: Insights into post-collision magmatic processes in the Kerman Cenozoic Magmatic Arc. *Geologica Acta*, 20(8): 1–19.  
<https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2022.20.8>
- Rajabi, S. and Torabi, G., 2012. Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the narrowest Mesozoic ophiolitic zone from central Iran (Yazd province). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie - Abhandlungen*, 265(1): 49–78.  
<https://doi.org/10.1127/0077-7749/2012/0245>
- Rajabi, S., Torabi, G. and Arai, S., 2014. Oligocene crustal xenolith-bearing alkaline basalt from Jandaq area (Central Iran): implications for magma genesis and crustal nature. *Island Arc*, 23(2): 125–141.  
<https://doi.org/10.1111/iar.12063>
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 65–622. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Rostami-Hossouri, M., Ghasemi, H., Pang, K.N., Shellnutt, J.G., Rezaei-Kahkhaei, M., Miao, L., Mobasher, M., Iizuka, Y., Lee, H-Y. and Lin, T-H., 2020. Geochemistry of continental alkali basalts in the Sabzevar region, northern Iran: implications for the role of pyroxenite in magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(5): 1–22.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-020-01687-z>
- Rudnick, R.L., McDonough, W.F. and Chappell, B.W., 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 463–475.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90076-L](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90076-L)
- Salim, H., Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Sahlabadi, M. and Morishita, T., 2022. Early Oligocene continental alkalibasalts of the Central Toveireh area (Southwest of Jandaq, Isfahan Province, Iran). *Geotectonics*, 56(2): 241–256.  
<https://doi.org/10.1134/s001685212202011x>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Liu, X., Genser, J., Monfaredi, B. and Masoudi, F., 2017. Geochemical and isotopic evidence for Carboniferous rifting: mafic dikes in the central Sanandaj-Sirjan zone (Dorud-Azna, West Iran). *Geologica Carpathica*, 68(3): 229–247.  
<https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0017>
- Sharkovski, M., Susov, M., Krivyakin, B., Morozov, L., Kiristaev, V. and Romanko, E., 1984. Geology of the Anarak Area (Central Iran), Geological Survey of Iran, Technoexport, Report 19: 143 pp.
- Shaw, A.M., Hilton, D.R., Fischer, T.P., Walker, J.A. and Alvarado, G.E., 2003. Contrasting He-C relationships in Nicaragua and Costa Rica: insights into C cycling through subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3–4): 499–513.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00401-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00401-1)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry, (Editors) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society London, Special Publications, 42(1): 313–345.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dikes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19(2): 277–291.  
<https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00705.x>
- Torabi, G., 2011. Middle Eocene volcanic shoshonites from western margin of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust. *Petrology*, 19(7): 675–689.  
<https://doi.org/10.1134/S0869591111030039>

- Torabi, G. and Hemmati, O., 2011. Alkaline basalt from the Central Iran, a mark of previously subducted Paleo-Tethys oceanic crust. *Petrology*, 19(7): 690–704.  
<https://doi.org/10.1134/S0869591111070034>
- Turner, S., Sandiford, M. and Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on post orogenic magmatism. *Journal of Economic Geology*, 20(10): 931–934.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0931:SGACCO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0931:SGACCO>2.3.CO;2)
- Verma, S.P. and Agrawal, S., 2011. New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1): 24–44. Retrieved October 14, 2023 from <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57220090003>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 249–284.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zeng, G., Chen, L.H., Xu, X.S., Jiang, S.Y. and Hofmann, A.W., 2010. Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology*, 273(1–2): 35–45.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.009>
- Zhang, G., Peng, R., Qiu, H., Wen, H., Feng, Y., Chen, B., Zhang, L., Liu, S. and Liu, T., 2020. Origin of Northeast Fujian basalts and limitations on the heterogeneity of mantle sources for Cenozoic alkaline magmatism across SE China: Evidence from zircon U-Pb dating petrological, whole-rock geochemical, and isotopic studies. *Minerals* 10(9): 1–18.  
<https://doi.org/10.3390/min10090770>

- مقاله‌ای که برای بررسی و چاپ به نشریه ارسال می‌شود، نباید قبلاً در نشریه داخلی و خارجی دیگری به چاپ رسیده باشد، همچنین هم‌زمان (تا اعلام نظر نهایی این نشریه) به نشریه‌های دیگر داخلی و یا خارجی ارسال نشود. چاپ خلاصه مقاله ارائه‌شده در کنفرانس‌ها، سمپوزیوم‌ها و سمینارهای داخلی و خارجی این محدودیت را ندارد.
- در مقاله‌هایی که از پایان‌نامه ارشد یا دکتری استخراج شده است، اسامی اساتید راهنما و مشاور ذکر شود.
- در صورتی که مقاله برگرفته از طرح پژوهشی مصوب دانشگاه یا طرح پژوهشی مراکز تحقیقاتی است، باید اسامی پژوهشگران و محل انجام پژوهش ذکر شود.
- نشریه در رد، قبول و ویراستاری مقاله آزاد است.
- دریافت مقاله فقط از طریق وبسایت نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، به آدرس <https://econg.um.ac.ir> امکان‌پذیر است.
- مقاله‌ها توسط متخصصان موضوعی داوری می‌شوند و در صورت تصویب و پذیرش مقاله، در فهرست مقاله‌های آماده انتشار سایت نشریه قرار می‌گیرند و بعد از ویراستاری و صفحه‌آرایی به نوبت به شماره‌ای خاص اختصاص داده می‌شوند.
- داوری مقاله دوسو ناشناس است (در کلیه مراحل بررسی مقاله، داوران و نویسندگان از اسامی یکدیگر مطلع نخواهند شد).
- تکمیل و ارسال فرم تعهدنامه، تعارض منافع و مشخصات نویسندگان الزامی است (برای دریافت فرم‌ها به سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی فرم مراجعه شود).
- ایمیل نویسنده مسئول حتی‌الامکان، ایمیل سازمانی باشد.
- اطلاعات بیشتر و کامل‌تر را در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی شرایط و ضوابط ارسال مقاله) مشاهده نمایید.

### سیاست دسترسی آزاد

این نشریه تحت مجوز بین‌المللی **Creative Commons Attribution (CC BY 4.0)** است و به صورت دسترسی آزاد و بدون هزینه در دسترس خوانندگان و نویسندگان قرار می‌گیرد. تمام هزینه‌های نشریه توسط دانشگاه فردوسی مشهد تأمین می‌شود.

### انواع مقاله قابل پذیرش

- مقاله پژوهشی
- مقاله مروری
- یادداشت پژوهشی
- نقد علمی

### بخش های مقاله

مقاله شامل بخش های زیر باشد. اطلاعات کامل درباره هر بخش را در راهنمای نگارش (سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی راهنما) مشاهده نمایید.

- عنوان (فارسی و انگلیسی)
- نام نویسندگان و وابستگی سازمانی (فارسی و انگلیسی)
- چکیده (فارسی و انگلیسی)
- واژه های کلیدی (فارسی و انگلیسی)
- مقدمه
- روش مطالعه
- بحث و بررسی
- نتیجه گیری
- تعارض منافع
- قدردانی
- منابع

### تدوین مقاله

در زیر خلاصه‌ای از راهنمای تدوین مقاله آورده می‌شود. اطلاعات کامل درباره نگارش مقاله را در [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی راهنما) مشاهده نمایید.

- مقاله با نرم‌افزار WORD تایپ شود.
- متن مقاله به زبان فارسی باشد.
- مقاله دارای چکیده فارسی و چکیده مبسوط انگلیسی (طبق ساختار مشخص شده در [راهنمای نگارش](#)) باشد.
- نسخه اولیه به صورت تک ستونی تهیه شود.
- تعداد صفحه‌های مقاله از ۲۵ صفحه (شامل متن، شکل، جدول و منابع) تجاوز نکند.
- حاشیه صفحه‌ها از بالا ۳/۵، از پایین ۲/۵، از راست و چپ ۲ سانتی‌متر باشد. سایز صفحه A4 و فاصله سطرها ۱/۵ (1.5 lines) تنظیم شود.
- اندازه و فونت قلم‌هایی که در نوشتن مقاله استفاده می‌شود را در فایل [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه مشاهده نمایید.
- هنگام تنظیم مقاله از به کار بردن واژه لاتین که هم‌ارز فارسی دارد، خودداری شود.
- منابع انتهایی مقاله با نیم سانتی‌متر فرورفتگی (Hanging) تنظیم شوند و از آوردن عدد و خط تیره در کنار منابع خودداری شود.
- تیترهای اصلی و فرعی شماره نداشته باشند.
- تمام عددها در متن مقاله، فارسی باشد و در صورت اعشاری بودن، ممیز به صورت (/) نوشته شود (عدد فقط در جدول و شکل به انگلیسی است).
- توضیح شکل (زیرنویس) و توضیح جدول (بالانویس) به دو زبان فارسی و انگلیسی باشد (در فارسی و انگلیسی مطابق هم باشند).
- در توضیح شکل و جدول به نام منطقه مورد بررسی اشاره شود.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

### شکل

- شکلی که برای نشان دادن موقعیت جغرافیایی منطقه در ایران، استان و یا بخش کوچک‌تری نشان داده می‌شود، باید طول و عرض جغرافیایی، جهت شمال و مقیاس خطی داشته باشد و موقعیت (طول و عرض جغرافیایی) به درجه، دقیقه و ثانیه تنظیم شود.
- نقشه راهنما داشته باشد و در راهنما ترتیب سنی واحدهای سنگی از قدیم به جدید رعایت شود.
- به صورت رنگی و با کیفیت مناسب و مطلوب تهیه شود.
- کلمه، حرف، عدد و ... به کار رفته در داخل شکل، فقط به زبان انگلیسی باشد.
- علائم اختصاری شکل در زیرنویس آن شکل توضیح داده شوند (با ذکر منبع).
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.



### جدول

- در نرم افزار WORD تایپ شود.
- جدول در صفحه عمودی تایپ شود (Portrait).
- موقعیت باید به درجه، دقیقه و ثانیه ذکر شود.
- کلمه و حرف به کار رفته در داخل جدول به زبان انگلیسی (با سایز ۱۰ و فونت Times New Roman) باشد و در صورت اعشاری بودن اعداد، ممیز به صورت نقطه (.) نوشته شود.
- جدول به دلیل انگلیسی بودن باید از چپ به راست تنظیم شود.
- فاقد خط‌های عمودی باشد.
- در توضیح جدول (بالانویس)، واحد اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و فرعی ذکر شود.
- ترتیب اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی استفاده شده در جدول‌ها به ترتیب ظرفیت شیمیایی باشد.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

### فرمول

- معادله و فرمول چپ‌چین شود.
- شماره‌گذاری فرمول، یک سطر بالاتر از فرمول قرار گیرد.

### منابع

- منابع استفاده شده در مقاله، از منابعی باشند که به صورت کتاب، نشریه علمی، پایان‌نامه و ... بوده و قابل دسترسی توسط خواننده باشد. از منابع غیر قابل دسترس و منابع غیر علمی مانند درسنامه، جزوه استفاده نشود.
- استناد به منبع در متن مقاله (استنادهای درون متنی) و همچنین منابع انتهایی مقاله (برون متنی) باید به انگلیسی نوشته شوند (اگر در مقاله از منبع فارسی استفاده شده باشد، باید اطلاعات منبع به زبان انگلیسی برگردانده شود).
- اگر منبع مورد استفاده در مقاله، فارسی باشد؛ برای تبدیل اطلاعات کتابشناختی آن به انگلیسی، باید تمام اطلاعات آن (مانند نام نویسنده (نویسندگان)، عنوان منبع (نام نشریه، کتاب، گزارش) و سایر اطلاعات مورد نیاز) از صفحه عنوان انگلیسی یا سایت اینترنتی منبع گرفته شود. از ترجمه شخصی اطلاعات منابع فارسی خودداری نماید.
- سال‌های شمسی به میلادی تبدیل شوند (در استنادهای درون متنی و منابع برون متنی).
- اطلاعات کامل همه استنادهای درون متنی (طبق نمونه‌های ذکر شده) در انتهایی مقاله آورده شود. هر منبعی که در متن مقاله، شکل و جدول و توضیح آنها آمده باشد، اطلاعات کامل آن حتماً باید در انتهایی مقاله ذکر شود و همچنین هر منبعی که در انتهایی مقاله آمده باشد، باید در درون متن نیز به آن استناد شده باشد.
- نحوه نوشتن منابع برون متنی و استنادهای درون متنی در ادامه آمده است.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

### ارجاع درون‌متنی (استناد درون‌متنی):

به دلیل این که منابع فارسی به کار رفته در مقاله باید به انگلیسی برگردانده شوند، لازم است ارجاع درون‌متنی منابع فارسی نیز به انگلیسی ذکر شوند. ارجاع در متن مقاله طبق موارد زیر باشد:

- ارجاع به منبعی با یک نویسنده: بین نام خانوادگی نویسنده و سال نشر ویرگول قرار می‌گیرد. مانند: (Sheikhi, 1995)
- ارجاع به منبعی با دو نویسنده: بین نام خانوادگی دو نویسنده کلمه and قرار می‌گیرد و بعد از ویرگول، سال نشر منبع ذکر می‌شود. مانند: (Salavati and Fahim Guilani, 2014)
- ارجاع به منبعی با بیش از دو نویسنده: بعد از نام خانوادگی نویسنده اول، عبارت et al. و سپس بعد از ویرگول سال نشر می‌آید. مانند: (Ghourchi et al., 2014)
- ارجاع به بیش از یک منبع: اگر بخواهیم در یک محل به چند منبع ارجاع دهیم، ارجاع مانند نمونه‌های بالا صورت می‌گیرد؛ با این تفاوت که همه داخل یک پرانتز قرار می‌گیرند و با نقطه ویرگول از هم جدا می‌شوند و ترتیب آوردن آنها بر اساس سال نشر از قدیم به جدید است. مانند: (Bardossy and Aleva, 1990; Arehart, 1996; Habibzadeh et al., 2014)
- هرگاه در متن، توضیح شکل و جدول (زیرنویس و بالانویس)، به طور مستقیم به منبع و نویسنده‌ای اشاره شود، باید ابتدا نام نویسنده منبع به فارسی و بعد در داخل پرانتز همراه با سال نشر به انگلیسی (سال میلادی) بیاید. مثال: کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2012)

### ارجاع برون‌متنی (منابع انتهایی مقاله):

- منابع استفاده شده در کل مقاله فقط به زبان انگلیسی و سال میلادی باشد.
- برای استناد به مقاله‌های فارسی، از عنوان، نام نویسندگان و سایر اطلاعات کتابشناختی مورد نیاز در صفحه عنوان انگلیسی، چکیده انگلیسی و یا صفحه انگلیسی سایت منبع استفاده کنید و از ترجمه شخصی آن خودداری نمایید:
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین دارند، به صفحه انگلیسی سایت منبع مراجعه کنید.
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین ندارند، به صفحه عنوان انگلیسی و مشخصات انگلیسی پشت جلد مراجعه نمایید.
- برای استناد به آثار خارجی ترجمه شده به فارسی، نام نویسندگان فرنگی و عنوان انگلیسی یا عنوان اصلی اثر ذکر شود و سپس نام مترجم پس از عبارت (Translated by) بیاید و بعد سایر اطلاعات کتابشناختی منبع ترجمه شده به زبان انگلیسی آورده شود (لازم است محل نشر و ناشر کتاب یا اثر ترجمه شده بیاید و نه اثر اصلی).
- منابع بر اساس حروف الفبای نام نویسندگان آورده می‌شود.
- نام همه نویسندگان ذکر شود و از آوردن عبارت "et al." و others به جای آوردن نام سایر نویسندگان منبع، خودداری شود.
- نام منبع (نشریه، کتاب و ...) و ناشر مخفف نباشد و به طور کامل آورده شود.
- برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز منتشر نشده‌اند، به جای سال نشر از in press استفاده شود.
- برای مقاله منتشر شده در نشریه، آوردن شماره نشریه (Issue) و شماره جلد الزامی است (طبق نمونه)، در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

- منابعی که در اصل به زبان فارسی و دارای چکیده انگلیسی هستند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت ( in Persian with English abstract) در انتها مشخص شوند.
- منابعی که در اصل به زبان فارسی هستند و چکیده انگلیسی ندارند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.
- برای مقاله‌های منتشر شده که DOI دارند، آوردن DOI در پایان هر منبع الزامی است (DOI با آدرس دقیق ذکر شود).  
مثال: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>
- برای سایر منابعی که از سایت‌های اینترنتی گرفته شده‌اند و DOI ندارند، آدرس صفحه اینترنتی را بیاورید. بدین صورت که مانند دیگر منابع همه اجزاء را با توجه به نوع منبع آورده و در پایان آدرس اینترنتی را بعد از تاریخ بازیابی بیاورید. تاریخ بازیابی را به شکل زیر بیاورید:

Retrieved September 26, 2018 from <http://:.....>

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2013. Geochemistry of stream sediments, waters and Uranium and Thorium anomalies on Nyshabour turquoise mine and its environmental impacts in the lives of rural areas. Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography, 21(1): 3–18. (in Persian with English abstract) Retrieved April 22, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-326-fa.html>

- اطلاعات هر منبع با توجه به نوع منبع، دقیقاً مانند نمونه‌های زیر نوشته شود. همه اجزاء مشخص شده در نمونه‌ها ذکر شوند. از آوردن اجزاء اضافی خودداری شود و اجزاء نیز در جای مشخص شده قرار گیرند. علائم نگارشی نیز دقیق و طبق فرمت باشد (به اجزاء، علائم نگارشی، فاصله و طرز قرار گرفتن هر جزء در نمونه‌ها توجه شود).

### منابع برون متنی (با اطلاعات کامل) طبق نمونه‌های زیر تنظیم شوند:

برای نشان دادن بهتر، اجزاء و علائم نگارشی منابع با رنگ‌های متفاوت اعمال شده است.

### مقاله منتشر شده در نشریه (Journal Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام نشریه، دوره نشریه (جلد)، شماره نشریه، شماره صفحه ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: برای مقاله، آوردن شماره ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، شماره دوره و شماره نشریه (Issue) الزامی است. در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

Ghourchi, N., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, S., 2014. Geology, alteration, age dating and petrogenesis of intrusive bodies in Halak Abad prospect area, NE Iran. Journal of Economic Geology, 6(1): 23–48. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.23015>

### مقاله ارائه شده در همایش (سمپوزیوم، کنگره، میتینگ و ... علمی) (Conference Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام همایش، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Majidifar, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2013. Geology, mineralization and geochemistry of Koli prospect area, northeast of Ghaen, South Khorasan province. 5<sup>th</sup> Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Retrieved September 26, 2018 from [https://www.researchgate.net/publication/273575902\\_Geology\\_mineralization\\_and\\_geochemistry\\_of\\_Ko\\_li\\_prospect\\_area\\_northeast\\_of\\_Ghaen\\_South\\_Khorasan\\_province](https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Ko_li_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province)

### بخشی (فصلی) از کتاب، انتشارات ویژه (به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد) (Book Section)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان بخش (فصل) کتاب، ویراستار، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره صفحه ابتدایی و انتهایی بخش کتاب، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: در صورتی که یک ویراستار اصلی داشته باشد، به جای (Editors) از (Editor) استفاده می شود. در این قسمت ابتدا حرف اول نام کوچک ویراستاران و سپس نام خانوادگی می آید و صفحه نیز، صفحه ابتدایی و انتهایی بخش یا فصل کتاب مورد نیاز است.

Lentz, D.R., 1994. Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages. In: D.R. Lentz (Editor), *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Canada, pp. 69-99. [https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6\\_128](https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_128)

### کتاب (Book)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها توضیح: برای کتاب، آوردن شماره کل صفحه های کتاب الزامی است.

Bardossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. *Lateritic bauxite*. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.

### ترجمه کتاب (Book Translated)

نویسنده (نویسندگان)، مترجم (مترجمان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها توضیح: برای محل نشر و ناشر، باید اطلاعات ترجمه کتاب بیاید و نیازی به محل و ناشر اثر اصلی نیست.

Mason, B. and Moore, K.B. (translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. *Principles of Geochemistry*. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp.

### پایان نامه (Thesis)

نویسنده، سال نشر، عنوان پایان نامه، درجه پایان نامه، نام دانشگاه، نام شهر، کشور، شماره کل صفحه‌ها  
توضیح: برای رساله دکتری به جای M.Sc. از Ph.D. استفاده می‌شود.

Sheikhi, R., 1995. Study of economic geology of Shahrak Fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp.

### کارگاه علمی (Workshop)

برگزارکننده (برگزارکنندگان)، سال برگزاری، عنوان، نام کارگاه، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری،  
(تاریخ برگزاری)، DOI یا آدرس اینترنتی

Calvin, W.M., Kratt, C. and Faulds, J.E., 2005. Infrared spectroscopy for drillhole lithology and mineralogy. Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, United States (21 February 2005). Retrieved September 26, 2018 from <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2005/calvin.pdf>

### نقشه (Map)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان نقشه، ناشر

توضیح: در صورت داشتن محل نشر، می‌توانید آن را بعد از ناشر بیاورید.

Karimpour, M.H., Ashouri, A. and Saadat, A., 2009. Geological map of Taherabad, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.

### گزارش (Report)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان گزارش، ناشر، محل نشر، شماره گزارش، شماره کل صفحه‌ها

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A.M., 1966. Geology of Tarom district western part (Zanjan area, northwest Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 8, 40 pp.

### منابع اینترنتی (Internet Resources)

هر منبع اینترنتی را با توجه به نوع منبع به شکل‌های ذکر شده قبل در آورده و در پایان، آدرس صفحه اینترنتی آن منبع بعد از تاریخ بازیابی آورده شود. مثال:  
Retrieved September 26, 2018 from <https://.....>

این نشریه عضو کمیته بین‌المللی اخلاق در انتشار (COPE) است و از آیین‌نامه اجرایی قانون پیشگیری و مقابله با تقلب در آثار علمی پیروی می‌کند.

منشور اخلاق نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بر مبنای رهنمودهای ارائه‌شده توسط کمیته اخلاق انتشار (COPE) طراحی شده است و از کلیه کاربران انتظار می‌رود به اصول اخلاقی ذکر شده پایبند باشند. بدیهی است هرگونه سرقت علمی یا سایر رفتارهای غیر اخلاقی به حذف مقاله از فرایند داوری منجر خواهد شد. این منشور جهت تعیین وظایف و تعهدات نویسندگان، سردبیر، اعضای هیئت تحریریه و داوران تنظیم شده است.

### انتشار و تألیف

- مقالات پژوهشی در فرایند داوری به‌وسیله هیئت‌داوران و کارشناسان علمی که از طرف سردبیر یا مدیر مسئول یا هر دو انتخاب می‌شوند، به‌صورت محرمانه و بی‌نام ارزیابی می‌شوند.
- ملاک ارزیابی مقالات بر اصالت، کیفیت علمی، صحت ارائه و اهمیت پرداختن صحیح به سبک نگارش فارسی است.
- بر اساس تصمیم داوران و کمیته تحریریه، مقالات پذیرفته، تجدیدنظر و یا رد می‌شوند.
- نسخه تجدیدنظر شده به کمیته تحریریه مربوطه ارائه و تصمیم‌گیری نهایی بر اساس تصمیم کمیته انجام می‌شود.
- مقالات رد شده در پایگاه اطلاعاتی نشریه نگهداری می‌شوند.
- پذیرش مقاله منوط به تأیید الزامات قانونی و تسلیم تعهدنامه نویسندگان (شامل پذیرفتن مسئولیت، کپی‌رایت و سرقت علمی) است و پس از آن به‌عنوان مقاله پذیرفته شده در فهرست مقالات پیش از انتشار قرار گرفته و به‌صورت آنلاین نمایش داده می‌شود.
- سرقت علمی به‌وسیله گروه تحقیق در دانشگاه و ارجاع متقابل آن، قبل از پذیرش مورد بررسی قرار می‌گیرد.

### نویسندگان

- گواهی اصالت مقاله توسط نویسندگان در هنگام ارسال مقاله به صورت الکترونیکی تسلیم می‌شود، همچنین باید گواهی شود که مقاله ارسال‌شده در نشریه دیگری چاپ‌نشده است و یا در دست بررسی برای چاپ نیست.
- اصلاحات و دیدگاه‌های پیشنهادی کمیته داوران ظرف مدت ۳۰ روز از تاریخ ابلاغ، به مدیر مسئول نشریه ارجاع‌داده شود.
- تقدیر و تشکر و وابستگی سازمانی نویسندگان در مقاله آورده شود و هرگونه مغایرت منافع بین نویسندگان و یا سازمان‌ها ذکر شود.
- از گزارش خطا و اشتباه در آثار منتشرشده که به بهبود کیفیت مقالات کمک می‌کند، استقبال می‌شود.
- نویسندگان بعد از تکمیل فرایند ارزیابی مقاله، حق انصراف از چاپ را ندارند.

### داوران

- رازداری و محرمانه‌بودن اطلاعات مقاله در همه زمینه‌ها رعایت شود. فرایند داوری مقالات به صورت مخفیانه و بی‌نام انجام می‌شود؛ درحالی‌که حفظ اصالت مقالات در اولویت قرار می‌گیرد.
- فرایند داوری باید در اسرع وقت انجام شود و دیدگاه‌های مربوط به اصالت مقاله، صرف‌نظر از پیشنهادها در مورد تجدیدنظر، رد

- و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهادهاى داوران در خصوص مقالات منتشرشده باید در قالب فرم‌های داوری و در بخش دیدگاه‌های مربوط به نویسنده و سردبیر، به آنها ارائه شود.
- سرقت علمی شامل هم‌پوشانی مقاله با دیگر مقالات چاپ شده، باید به اطلاع برسد؛ به طوری که هیئت تحریریه بتواند تصمیم نهایی را در مورد رد یا پذیرش مقاله اتخاذ کند.
- داوران باید از داوری مقالاتی که تضاد منافع دارند، امتناع کنند.

### سردبیران

- همه سردبیران مسئول (سردبیر، مدیر مسئول و هیئت تحریریه) اختیار تام در رد یا قبول هر مقاله داشته و کیفیت کلی مقالات منتشر شده بر عهده آنهاست.
- سردبیران همیشه باید استراتژی‌هایی را به منظور بالا بردن کیفیت مقالات، پیشنهاد داده و اجرا کنند.
- صحت و سقم سابقه تحصیلی نویسنده قبل از بررسی مقاله باید ارزیابی شود.
- اصالت و کیفیت مقاله، صحت مطالب ارائه شده و مرتبط بودن با زمینه انتشارات باید تنها ویژگی برای پذیرفتن یا رد مقالات باشد.
- تصمیم نهایی نباید بدون ادله محکم لغو شود.
- ناشناس بودن هویت داوران و نویسندگان تا زمانی که تصمیمی در مورد مقاله اتخاذ نشده است، باید حفظ شود.
- ویراستاران راه حلی برای مسائل اخلاقی و مشکلاتی از قبیل تقابل نویسندگان در ارتباط با مقالات چاپ شده یا چاپ نشده آنها، پیدا کنند.
- رد مقالات بر اساس سوءظن امکان پذیر نیست.
- تضاد منافع میان اعضای هیئت تحریریه، نویسندگان و داوران باید به درستی و بر اساس دستورالعمل کمیته اخلاق نشر (COPE) حل و فصل شود.

### بیانیه سرقت علمی آثار

- همه قوانین تعریف شده توسط کمیته اخلاق نشر (COPE) باید توسط اعضای هیئت تحریریه، داوران و نویسندگان اجرایی شود.
- مقاله در مرحله اول (فرایند بررسی سردبیر) می‌تواند از روند خارج شود؛ اما زمانی که در فرایند داوری قرار می‌گیرد، انصراف از روند داوری مشمول پرداخت جریمه به هیئت تحریریه است.
- هر تغییر عمده در مقاله پذیرفته شده با ارائه ادله قابل انجام است.
- همه اعضای هیئت تحریریه و نویسندگان، باید هر نوع اصلاحی را صادقانه و به‌طور کامل انجام دهند.
- اخلاق نشر باید در مقاله رعایت شود. سرقت علمی و یا ارائه داده‌های تقلبی موجب می‌شود که نویسندگان به‌عنوان ناقضان قوانین کمیته اخلاق نشر (COPE) تلقی شوند و نام آنها در فهرست سیاه این کمیته قرار گیرد که اتخاذ تصمیم بر عهده هیئت تحریریه است.





## Contents

---

<b>Genesis of Tozlou Pb-Zn Occurrence (South of Zanjan): Evidence from Geology, Mineralization, and Geochemistry</b> .....	<b>1</b>
Hamed Daneshvar, Hossein Kouhestani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Afshin Zohdi	
<b>Geochemistry and Mineralogy of Coal Spoils: A Case Study of Takht Coal Mine, Golestan Province</b> .....	<b>31</b>
Arian Yadollahi Zadeh, Giti Forghani Tehrani	
<b>Magmatic Evolution of the Upper Eocene Monzonitic stock in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (Northwest of Anarak, Isfahan province)</b> .....	<b>55</b>
Marzieh Ghadirpour, Ghodrat Torabi, Nargess Shirdashtzadeh	
<b>Sagh iron oxide Cu-Ag±Au mineral occurrence, SE of Torbat-e-Heydarieh: evidence of Geology, mineralization, geochemistry and fluid inclusion</b> .....	<b>81</b>
Mohammad Saghi, Mohammad Hassan Karimpour, Ali Asghar Sepahi Gerow	
<b>Petrography, Geochemistry, and Petrogenesis of Plutonic Rocks in Vineh Area, South of Central Alborz</b> .....	<b>115</b>
Soudabeh Oruji, Somayeh Heidari, Amir Ali Tabbakh Shabani, Morteza Delavari Koshan	
<b>The Lower Oligocene geological evolution of the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province); constrains from the study of alkali basalt dikes</b> .....	<b>137</b>
Sheyda Amani, Samineh Rajabi, Ghodrat Torabi, Nargess Shirdashtzadeh	



Journal of Economic Geology as Quaterly in the field of economic geology and related sciences is published in Persian with English abstract.

#### Aims

- The publication of Scientific- Research papers;
- Development of research and promotion of knowledge geological and geochemical exploration;
- Dissemination of latest scientific achievements of universities and academic institutions.

#### Scope

- Economic Geology
- Geochemical Exploration
- Geophysical Exploration
- Remote Sensing and Mineral Exploration
- Environmental Geology
- Petrology
- Mining Engineering Sciences

### Indexing and Abstracting

Scopus®

GeoRef

DOAJ  
DIRECTORY OF  
OPEN ACCESS  
JOURNALS

ULRICHSWEB™  
GLOBAL SERIALS DIRECTORY

Google  
Scholar

EBSCOhost

ISC  
پایگاه اطلاعاتی علوم جهان اسلام

SID  
پایگاه اطلاعات علمی  
جهاد دانشگاهی

magiran®





## Journal Information

**Print ISSN:** 2008-7306

**Online ISSN:** 2423-5865

**Publication:** Quarterly

**Publication authorization**  
(Ministry of Culture and Islamic  
Guidance)

No. 21124, 23 November 2009

**Scientific- Research grade**  
(Ministry of Science, Research and  
Technology)

No. 4143, 31 July 2010

## Contact Us

**Mailing Address:** Ferdowsi University of  
Mashhad (FUM) campus, Azadi Sq.,  
Mashhad, Khorasan Razavi, Iran

**P.O. Box:** 9177948973

**Email:** [econg@um.ac.ir](mailto:econg@um.ac.ir)

**Website:** <https://econg.um.ac.ir>

**Phone:** +98 (51) 38804050

**Fax:** +98 (51) 38807352

## Publisher

Ferdowsi University of Mashhad

## Director-in-Charge

### Editor-in-Chief

Mohammad Hassan Karimpour  
Professor, Ferdowsi University of Mashhad  
[karimpur@um.ac.ir](mailto:karimpur@um.ac.ir)

## Editorial Board

**Dr. Mohammad Hassan Karimpour**  
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

**Dr. Charles R. Estern**  
(Prof., University of Colorado, U.S.A.)

**Dr. Mohammad Hossein Adabi**  
(Prof., Shahid Beheshti University)

**Dr. Ebrahim Rastad**  
(Associate Prof., Tarbiat Modares University)

**Dr. Gholam Reza Lashkaripour**  
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

**Dr. Abbas Moradian**  
(Associate Prof., Shahid Bahonar University)

**Dr. Seyed Reza Moussavi Harami**  
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

**Dr. Seyed Ahmad Mazaheri**  
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

**Dr. Majid Ghaderi**  
(Prof., Tarbiat Modares University)

**Dr. Farhad Bouzari**  
(Research Associate, The University of British  
Columbia)

**Dr. Amir Morteza Azim Zadeh**  
(Senior Researcher, Luleå University of  
Technology)

## Executive Director

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

## Consultant

Dr. Azadeh Malekzadeh Shafaroudi (Ferdowsi  
University of Mashhad)

## Persian Editor

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

## Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306  
ISSN (E): 2423-5865

# JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 15, No. 4, 2023, Serial No. 39

## CONTENTS

- Genesis of Tozlou Pb-Zn Occurrence (South of Zanjan): Evidence from Geology, Mineralization, and Geochemistry** 1  
Hamed Daneshvar, Hossein Kouheštani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Afshin Zohdi
- Geochemistry and Mineralogy of Coal Spoils: A Case Study of Takht Coal Mine, Golestan Province** 31  
Arian Yadollahi Zadeh, Giti Forghani Tehrani
- Magmatic Evolution of the Upper Eocene Monzonitic stock in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (Northwest of Anarak, Isfahan province)** 55  
Marzieh Ghadirpour, Ghodrat Torabi, Nargess Shirdashtzadeh
- Sagh iron oxide Cu-Ag±Au mineral occurrence, SE of Torbat-e-Heydarieh: evidence of Geology, mineralization, geochemistry and fluid inclusion** 81  
Mohammad Saghi, Mohammad Hassan Karimpour, Ali Asghar Sepahi Gerow
- Petrography, Geochemistry, and Petrogenesis of Plutonic Rocks in Vineh Area, South of Central Alborz** 115  
Soudabeh Oruji, Somayeh Heidari, Amir Ali Tabbakh Shabani, Morteza Delavari Koshan
- The Lower Oligocene geological evolution of the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province); constrains from the study of alkali basalt dikes** 137  
Sheyda Amani, Samineh Rajabi, Ghodrat Torabi, Nargess Shirdashtzadeh