

## Original Research Paper

# Determining copper deposit type in the northwest of Nain (Isfahan province): evidence of mineralization, fluid inclusion, and geochemistry

Farzaneh Khademian<sup>1</sup>, Zahra Alaminia<sup>\*2</sup>, Alireza Nadimi<sup>1</sup>, and Ali Ghasemi<sup>3</sup><sup>1</sup> Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran<sup>3</sup> Geochemistry Research Group, Academic Center for Education, Culture and Research (ACECR) on IUT, Isfahan, Iran

## ARTICLE INFO

*Article history:*

Received: 2024 August 06

Accepted: 2025 May 20

Available online: 2025 July 22

*Keywords:*

Mineralization

Geochemistry

Fluid inclusion

Basaltic andesite lava

Eocene

Manto-type copper

Nain

## ABSTRACT

The northwest Nain copper deposit is located in the Eocene volcanic-sedimentary sequence of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. The copper bodies are found in specific porous units, such as andesitic volcanic breccias, amygdale basalt, and andesite, and are mainly controlled by steep dipping fault zones. The alteration in the northwest of Nain involves epidote-chlorite, siliceous, and hematite alteration associated with mineralization. The major copper sulfides found are chalcopyrite, covellite, and chalcocite, which display disseminated, open-space filling, vein-veinlet, and replacement textures. Manto-type copper mineralization in this area is attributed to the mixing of primary hydrothermal fluid with basin and sea waters, with temperatures ranging from 149 to 321°C, and their average salinity is 7.7% wt.% NaCl equiv. The host units exhibit enrichment in light rare earth elements (LREE) and large ion lithophile elements (LILE), and depletion in high field strength elements (HFSE). These geochemical features, along with trace element modeling, suggest that all the host rocks were mainly formed by fractional crystallization of a common parental magma derived from partial melting of an enriched subcontinental lithospheric mantle source, and that the magma assimilated crustal materials during ascent and emplacement. Based on indicators such as tectonic setting, host rock, mineralization controlling factors, mineralogy, and texture, the copper deposit in the exploration area of Northwest Nain can be classified as a Manto-type deposit.

## 1. Introduction

The Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA) in Iran is recognized as one of the metallogenic belts with significant potential for world-class copper mineralization (e.g., Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Asadi et al., 2014; Zarasvandi et al., 2013, 2015; 2018). Recent studies of Iran's UDMA and other structural zones


have identified Manto-type copper deposits linked with volcanic and pyroclastic strata. The Safafoulad (Kahyaz) and Mehrandoo exploration areas are situated 50 km northwest of Nain City (NW Nain) in Isfahan Province. This study examines the petrography, alteration, mineralization, fluid inclusions, and geochemistry of

\* Corresponding author: Zahra Alaminia; E-mail: alaminia@um.ac.ir

**Citation:**

Khademian, F., Alaminia, Z., Nadimi, A.R., and Ghasemi, A., 2025. Determining copper deposit type in the northwest of Nain (Isfahan province): evidence of mineralization, fluid inclusion, and geochemistry. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(2), 136, 37-64. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.471833.2154>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2025.471833.2154

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.2.3.6



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

mineral deposits in the central part of the UDMA to determine the type and origin of copper mineralization. We present new geochemical data that enhance our understanding of the tectono-magmatic evolution of northwest Nain and how magmatism in the UDMA has influenced regional mineralization. New data obtained from combined fluid inclusion microthermometry on representative samples is presented for the first time. These data provide important information on the fluids associated with different stages of mineralization, including ore-forming fluids and materials. The results are discussed in relation to proposed ore genetic models and fluid sources for the deposit, introducing and elaborating on a new Manto-type model.

## 2. Research methodology

Field geological studies and sampling of rock units and mineralized zones were carried out in the northwest Nain area (Kahyaz and Mehrandoo). Fifty thin sections and ten double-polished sections were prepared for petrological and mineralogical analysis. Fluid inclusion thermometry was performed on four polished sections at Tarbiat Modarres University. Additionally, 22 samples were sent to ZarAzma Iran Company's laboratory for analysis using XRF and ICP-MS methods. The geochemical analyses were processed and interpreted using specialized software and graphic tools, including CorelDRAW, Photoshop 7.0, Excel, GCDkit 6.0, and FLINCOR.

## 3-Results

### 3.1. Regional geology and local geology

The NW Nain exploration area covers around 120 km<sup>2</sup> and is located in the central west of Iran's UDMA region. This region contains a belt of Eocene-Oligocene volcanic and pyroclastic rocks trending east-west, along with Oligo-Miocene intrusive bodies and limited younger dike outcrops.

These rocks are composed of basalt to andesite volcanic sedimentary sequences that formed from the early to late Eocene, with a thickness exceeding one kilometer. The sequence includes various types of lava, such as basalt, basaltic andesite, and andesite, along with their pyroclastic equivalents: andesitic tuff, rhyolitic tuff, and andesitic volcanic breccia. The volcanic sequence includes dacite and rhyolite domes, which can have thicknesses of several hundred meters.

### 3.2. Host rocks

The host rocks in the NW Nain exploration area include basaltic andesite, porphyry andesite, and, in rare cases, volcanic breccia. These units have a porous and reductive nature, especially in the presence of pyrite, creating a favourable environment for copper mineralization in the studied exploration zone. Proper permeability plays a significant role in the formation of this type of deposit.

### 3.3. Petrography

Petrographic studies indicate that the volcanic rocks in the region consist of basic to intermediate types, including basalt, basaltic andesite, and andesite. These units consist of plagioclase,

clinopyroxene, and olivine phenocrysts embedded in a fine-grained to microlithic groundmass. Along with the primary minerals, alteration minerals such as chlorite, calcite, and epidote are also present in these rocks.

### 3.4. Controlling structures

Previous studies have shown that mineralization generally occurs near the intersection of E-W and NW-SE trending faults, aligning with the area's general trend. Mineralization along the NW-SE faults highlights the beneficial impact of E-W faulting activity on the dilation of extension fractures related to the NW-SE fracture system, which enhances mineralization in the connected extensional zones. Investigation of the highly fractured areas between the Kecho Mesqal and Zafarghand faults reveals that copper deposits are associated with maximum fracture density zones northwest of Nain.

### 3.5. Alteration and mineralization

In the exploration area of NW Nain, the host rocks have been exposed to hydrothermal alteration. Based on field studies and the relationships of textures, these alterations can be categorized into two main types: extensive regional propylitic alteration and silicification-carbonate alteration, alongside less significant argillic alteration associated with the mineralization. Propylitic alteration is the most common type of alteration in the study area, observed in all volcanic units of the area. This alteration typically manifests as chloritic-epidotic alteration, hematization, and carbonate alterations at the boundary of Eocene lava-tuff units, along with associated mineralization effects. The mineralized parts are either massive and continuous as veins, or irregular and discontinuous as thin veinlets, or disseminated. The mineralization is primarily characterized by abundant pyrite, chalcopyrite, covellite, and chalcocite, with lesser amounts of hematite and magnetite. These minerals exhibit open-space filling, veinlet-vein, and replacement textures.

### 3.6. Analysis methods and results

#### 3.6.1. Fluid inclusion

To investigate the physical and chemical characteristics of the fluid inclusions in the formation of ore, we conducted microthermometric studies at Tarbiat Modarres University. These studies were performed using a Leitz microscope equipped with a THMSG600 screen and a Linkam model. Given the small size of the samples, we used only the LWD80X objective lens to analyze a total of 22 samples.

#### 3.6.2. Petrography of fluid inclusions

In terms of the number and the volumetric proportions of phases present in the fluid inclusion at room temperature, four major types of inclusions can be recognized in the NW Nain copper deposit: Single-vapor inclusions (type 1), two-phase vapor-rich fluid inclusions (type 2; vapor/liquid ratios  $\geq 60$  vol.%), two-phase liquid-rich fluid inclusions (type 3; vapor/liquid ratios  $< 50$  vol.%) and Liquid-vapor-one daughter mineral inclusions.

### 3.6.3. Microthermometric data of fluid inclusions

The physicochemical characteristics of ore-forming fluids in the northwest of Nain indicate the mixing of primary hydrothermal fluids with basin and seawater. According to the graph depicting homogenization temperature versus salinity (Pirajno, 2009), chloride ions are the primary ligands involved in the transport of metals.

### 3.6.4. Volcanic host rock analysis

In this study, after preparing thin sections and conducting petrographic and mineralogical investigations of these units, 22 volcanic host rocks were analyzed using X-ray fluorescence (XRF) spectrometry and lithium metaborate fusion inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS).

## 4. Discussions

### 4.1. Tectonic setting of the volcanic rocks and mineralization

As mentioned earlier, the volcanic rocks in the NW Nain, similar to those found in the UDMB, display geochemical signatures that suggest they formed in a volcanic arc environment along the northern edge of the Neo-Tethys, as part of an active continental margin. The observed shift from large-volume effusive activity, such as basalt, basaltic andesite, and andesite, to a more violent explosive nature, exemplified by volcanic breccia and tuff, in the NW Nain exploration area, suggests that open-conduit conditions are present. This change is most likely due to the increased permeability of the volcanic rocks, which promotes copper mineralization. Crucially, the main faults in this exploration area coincided with the volcanic system, thereby increasing the permeability of the surrounding rocks. As a result, the Cenozoic (Eocene to Early Oligocene) tectonic-magmatic evolution significantly impacts regional large-scale mineralization control.

### 4.2. Petrogenesis

Geochemical features and trace element modeling suggest that all host rocks were primarily formed through the fractional crystallization of a common parental magma, which originated from the partial melting of an enriched subcontinental lithospheric mantle source. We believe that the lithospheric mantle source enrichment is influenced more by metasomatism caused by the melting of sediments and fluids released from the subducting slab of the subduction zone, which is also contaminated with crustal materials during magma ascent.

### 4.3. The occurrence of copper deposits in the northwest of Nain

#### 4.3.1. Source and origin of copper

Compared to volcanic rocks, the distribution of rare earth elements (REEs) in the host rock is likely influenced by ligand-rich hydrothermal fluids. These fluids transport REEs in complexes that leach out of the rock body. The primitive-mantle-normalized trace element patterns indicate that the volcanic rocks and associated ores are proportionately rich in Pb, while Nd–Lu is relatively flat.

The northwest Nain copper deposits appear to be closely linked to the surrounding volcanic rocks. The europium (Eu) anomalies in the copper ores of the northwest Nain deposit show a consistent pattern: as one moves from deeper to shallower deposits, the Eu anomalies increase ( $>1$ ). This indicates that the ore-forming fluids transitioned from reducing to oxidizing conditions at higher temperatures (Yang et al., 2012).

### 4.4. Model of mineralization

In this region, extensive volcanic activity has led to forming a thick sequence of lavas and pyroclastic units. The temperature drops as more lava units crystallize (Hoefs, 2009). The ongoing volcanic activity has resulted in the burial of rock formations in the area. The pressure created by diagenesis and dehydration of pyroclastic units raises oxide fluids and basin water. These fluids, which have flowed through lavas and pyroclastic flows, contain high levels of copper and other minerals. Additionally, the host rock units of NW Nain's copper reserves are rich in mafic minerals, which all contain copper in their structures. When hydrothermal fluids move through fault zones, high temperatures cause the crystalline structures of minerals to break down. This process can release metals, like copper, in chloride complexes from volcanic rocks, thereby enriching these minerals with those metals. This area may show initial signs of low-grade copper mineralization. Following the formation of primary copper ore, tectonic activity causes an uplift in the area, resulting in fractures and faults. These conditions enable the oxidant fluid to reach the upper sections of the sequence. The fluid containing copper flows through breccia units and breccia tuff, as well as the fractures in basalt and basaltic andesite volcanic rocks. This process has led to mineralization accompanied by chlorite alteration (Khademian et al., 2024a).

## 5. Conclusion

Based on the volcanic-sedimentary nature of the host sequence in the NW Nain exploratory area, studies suggest that the copper reserve likely formed in a subduction-related extensional basin within the arc. The magma that forms the volcanic units originates from the melting of an enriched subcontinental lithospheric mantle. As magma moves upward, the process of fractional crystallization leads to the formation of various volcanic units. Cu bodies are restricted to specific porous units (e.g., andesitic volcanic breccias, amygdale basalt, basaltic andesite, and andesite) and are primarily controlled by steep-dipping fault zones. Alterations in the copper reserve in the NW Nain region are epidote-chlorite, siliceous, and hematite alteration related to mineralization. Chalcopyrite, chalcocite, covellite, and malachite minerals are typically found in open spaces and veinlets in the host rock. The copper mineralization in this area is likely caused by mixing primary hydrothermal fluid with basinal and seawater. The reserve is likely associated with the copper-rich volcanic activity that leaches and transports copper from volcanic rock through the chloride complex.

# تعیین نوع کانسار مس در شمال باختر نائین (استان اصفهان): براساس شواهد کانی سازی، میانبار سیال و زمین شیمی

فرزانه خادمیان<sup>۱</sup>، زهرا اعلمی نیا<sup>۲\*</sup>، علیرضا ندیمی<sup>۱</sup> و علی قاسمی<sup>۳</sup><sup>۱</sup> گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران<sup>۲</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران<sup>۳</sup> گروه پژوهشی ژئوشیمی، مرکز آموزشی جهاد دانشگاهی صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

## چکیده

کانسار مس شمال باختر نائین در توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. سنگ میزبان کانه زایی واحدهای آتشفشانی متخلخل مانند بازالت بادامکی، آندزیت بازالت، آندزیت و برش های آتشفشانی آندزیتی هستند و بیشتر توسط مناطق گسلی شیب دار کنترل می شود. دگرسانی های مرتبط با کانه زایی مس در این محدوده، شامل دگرسانی های اپیدوتی- کلریتی، سیلیسی و هماتیتی است. سولفیدهای اصلی مس عبارتند از کالکوسیت، کالکوپیریت و کولیت که دارای بافت پر کننده فضای خالی، رگه- رگچه ای و جانیشینی هستند. اختلاط سیال گرمایی اولیه با شورابه های حوضه ای و دریایی با دمای ۱۴۹ تا ۳۲۱ درجه سانتی گراد و متوسط شوری ۷/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام (NaCl) مسئول کانی سازی مس در این محدوده است. این واحدهای میزبان، غنی شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی شدگی در عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) نشان می دهند. این ویژگی های زمین شیمیایی همراه با مدل سازی عناصر کمیاب نشان می دهند که واحدهای آتشفشانی میزبان کانه زایی، در نتیجه تبلور بخشی از ماگمای والد با منشا گوشته غنی شده زیر سنگ کره قاره ای ایجاد شده است و این ماگما طی صعود و استقرار دچار آلایش پوسته ای شده است. این کانه زایی به احتمال قوی، حاصل رخداد فعالیت آتشفشانی غنی از مس، شستشو و حمل مس توسط کمپلکس کلریدی از سنگ های آتشفشانی است. با توجه به ویژگی هایی مانند محیط زمین ساختی، سنگ میزبان، عوامل کنترل کننده کانه زایی، کانی شناسی، ساخت و بافت، می توان کانسار مس در منطقه شمال باختر نائین را در رده کانسارهای نوع مانتو قرار داد.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۳۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۴/۰۱

کلیدواژه ها:

کانه زایی

زمین شیمی

میانبار سیال

گدازه آندزیت- بازالت

ائوسن

مس نوع مانتو

نائین

## ۱- پیش نوشتار

را با عبار بالا (تا بیش از ۸ درصد وزنی) ایجاد نموده است (Benavides et al., 2007). این کانسارها به طور گسترده در توالی های آتشفشانی- رسوبی از ژوراسیک تا ائوسن توزیع شده اند و بیشتر از نظر ساختاری توسط شکستگی ها (گسل ها و درزه ها) کنترل می شوند (Wilson and Zentilli, 2006; Pollard, 2006). مطالعات گوناگونی بر روی کانسارهای مس نوع مانتو انجام شده است که بر زمین شناسی، ویژگی های میانبارهای سیال، ایزوتوپی، سن سنجی و شیمی کانی تمرکز دارد (Wilson et al., 2003a; Tristán-Aguilera et al., 2006; Oliveros et al., 2008; Carrillo-Rosúa et al., 2014; Cai et al., 2016; Maghfouri et al., 2017; Shen et al., 2020; Zhao et al., 2020). در سال های اخیر، این نوع ذخایر در بسیاری از مناطق در سراسر جهان

ایران دارای ایالت های زمین ساختی و فلز زایی گوناگونی است که حاوی منابع و ذخایر فلزی مختلف به ویژه مس است. نوار ماگمایی ارومیه- دختر در ایران یکی از زیرپهنه های فلز زایی با پتانسیل بالا برای رخداد کانی سازی مس در سطح جهانی به شمار می رود (e.g., Shafei et al., 2009; Richards et al., 2012; Asadi et al., 2014; Zarasvandi et al., 2013, 2015, 2018). مطالعات اخیر بر روی نوار ارومیه- دختر و سایر پهنه های ساختاری، به شناسایی کانه زایی های مس نوع مانتو در واحدهای آتشفشانی و آذر آوری انجامیده است.

کانسارهای مس نوع مانتو که برای نخستین بار در شیلی توصیف شد، در ناحیه کردیلرای ساحلی و کردیلرای مرکزی (آند مرکزی) کمربند فلز زایی مهمی از مس

\* نویسنده مسئول: زهرا اعلمی نیا؛ E-mail: alamina@um.ac.ir

## ماخذ نگاری:

خادمیان، ف.، اعلمی نیا، ز.، ندیمی، ع. ر. و قاسمی، ع.، ۱۴۰۴، تعیین نوع کانسار مس در شمال باختر نائین (استان اصفهان): براساس شواهد کانی سازی، میانبار سیال و زمین شیمی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵ (۲)، ۳۷-۶۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.471833.2154>

doi: 10.22071/gsj.2025.471833.2154

doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.2.3.6

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

کانه‌زایی مس در شمال‌باختر نائین پیشنهاد می‌شود.

## ۲- روش پژوهش

به منظور دست‌یابی به اهداف پژوهش، بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و پهنه‌های کانه‌دار منطقه شمال‌باختر نائین (مهراندو و کهپاز) انجام شد. سپس تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک و نازک-صیقلی و ۱۰ عدد مقطع دوبر صیقلی تهیه و مورد مطالعه سنگ‌شناختی و کانه‌نگاری قرار گرفت. مطالعات داماسنجی میانبارهای سیال بر روی ۴ مقطع صیقلی در دانشگاه تربیت مدرس انجام شد. همچنین، تعداد ۲۲ نمونه برای انجام آنالیز به روش XRF و ICP-MS به آزمایشگاه شرکت زرآما ایران ارسال شد. مقدار کمی این آنالیزها به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. پردازش و تحلیل آنالیزهای زمین‌شیمیایی توسط نرم‌افزارهای گرافیکی و تخصصی (CorelDRAW، Photoshop 7.0، Excel، GCDkit 6.0، FLINCOR) انجام و مورد بررسی قرار گرفت.

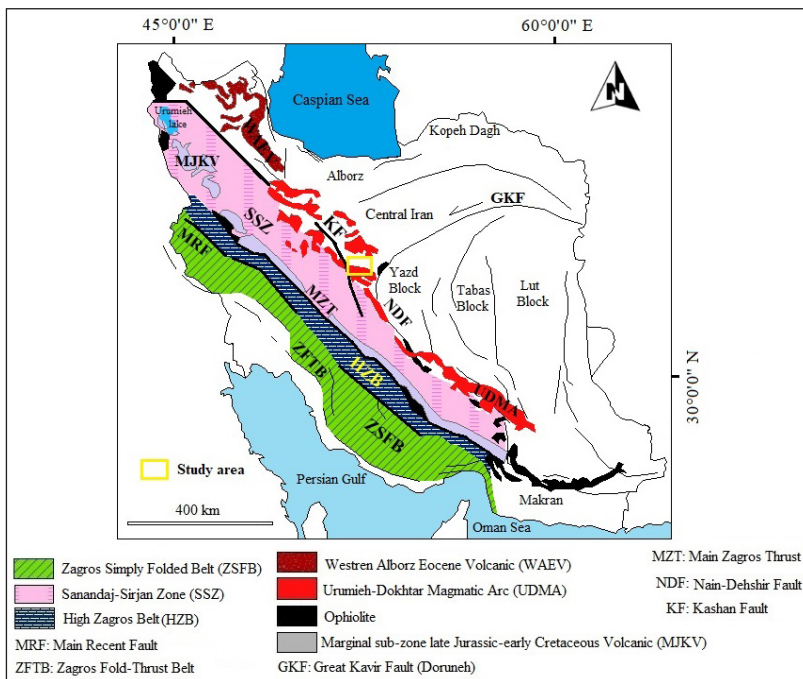
## ۳- داده‌ها و اطلاعات

### ۳-۱- زمین‌شناسی ناحیه‌ای و محلی

محدوده اکتشافی شمال‌باختری نائین با گسترش تقریبی ۱۲۰ کیلومتر مربع، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در باختر پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). بیرون‌زدگی‌های بسیار محدودی از قدیمی‌ترین واحدها در میان دو گسل زفره و ظفرند قرار دارند که شامل مجموعه دره‌می از سنگ‌های آتشفشانی زیر دریایی، رادیولاریت، گدازه‌های بالشی ژوراسیک و آهک پلاژیک کرتاسه می‌باشد که توسط گسل پی سنگی قم-زفره از سنگ‌های اتوسن جدا شده‌اند (کنعانیان و همکاران، ۱۳۹۳).

به غیر از آند مرکزی شناسایی شده است، به‌عنوان نمونه کانسارهای Dongxiang (Cai et al., 2016)، Hongguleng (Shen et al., 2020) و Hongshanliang (Zhao et al., 2020) در چین و کانسارهای ماری، وشنوه، کوشکویه و عباس‌آباد در ایران (Boveiri et al., 2013; Movahednia et al., 2022)؛ ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۴). از ویژگی‌های کانسارهای مس نوع مانتو در ایران، کنترل چینه‌شناسی قوی بر روی نهشته‌های فلزی است (Boveiri et al., 2013; Maghfouri et al., 2017) در حالی که، در کانسارهای مس مانتو چین، کانی‌سازی به واحدهای متخلخل آتشفشانی-رسوبی محدود شده و توسط پهنه‌های گسلی با شیب تند کنترل می‌شود (Shen et al., 2020).

مناطق مهراندو و کهپاز در ۵۰ کیلومتری شمال‌باختری شهر نائین، در استان اصفهان واقع شده است. مطالعات پیشین بر روی زمین‌شناسی، سن‌سنجی و سنگ‌زایی واحدهای آتشفشانی در شمال‌باختر نائین متمرکز شده است. با این وجود، پژوهش‌های اندکی در مورد ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی کانه‌زایی مس در این منطقه وجود دارد، بنابراین نوع این نهشته‌های معدنی به خوبی شناخته شده نیست. این مطالعه بر روی سنگ‌نگاری، دگرسانی، کانی‌سازی، میانبارهای سیال و شیمی نهشته‌های حاوی مس در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر تمرکز دارد تا نوع و منشأ کانی‌سازی مس را تعیین کند. شناسایی دقیق این نوع کانی‌سازی می‌تواند به مشخص کردن رویدادهای کانی‌سازی مشابه در امتداد نوار فلززایی ارومیه-دختر بیانجامد و اکتشاف را کارآمدتر نماید. در این پژوهش، داده‌های زمین‌شیمیایی جدیدی ارائه می‌شود که به پژوهشگران در درک تکامل تکتونو-ماگمایی شمال‌باختر نائین و چگونگی تأثیر ماگماتیسم بر کانی‌سازی در این منطقه کمک می‌کند. داده‌های جدید به‌دست‌آمده از میانبارهای سیال اطلاعات مهمی را در مورد سیال‌های مرتبط با مراحل مختلف کانی‌سازی ارائه می‌دهند. نتایج در پرتو الگوهای زایشی کانه‌زایی و منابع سیال کانه‌ساز مورد بررسی قرار می‌گیرد و الگویی برای

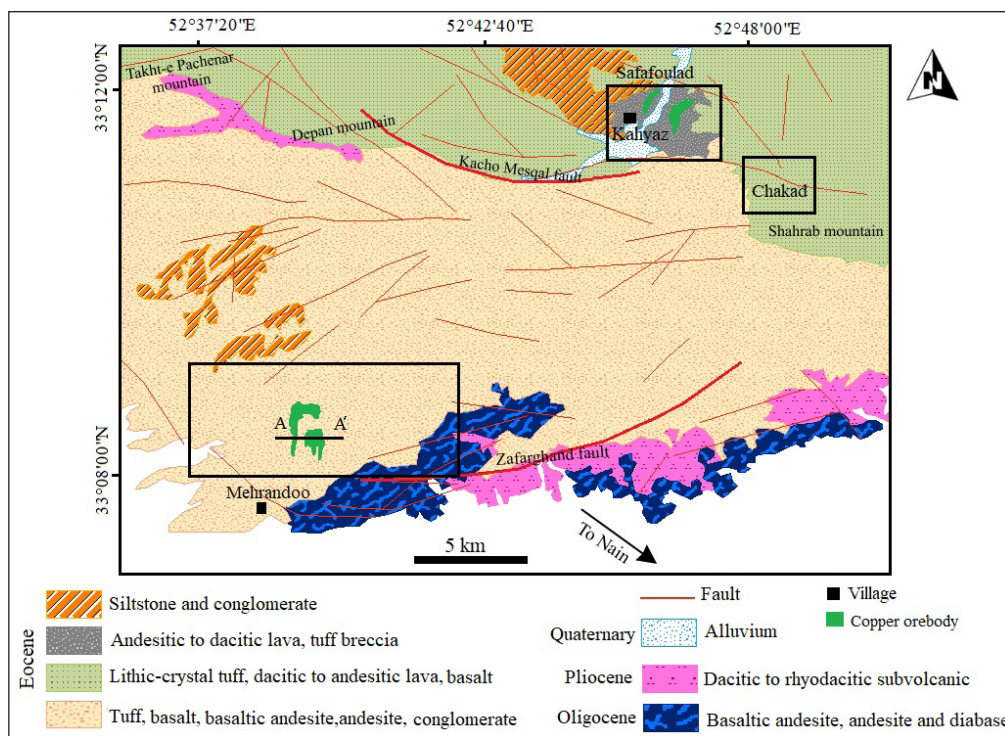


شکل ۱- واحدهای اصلی رسوبی و ساختمانی ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی (چهار گوش زرد) (Mohajel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Azizi and Moinevaziri, 2009). MJKV: زیر پهنه حاشیه‌ای آتشفشانی ژوراسیک-پسین - کرتاسه اولیه، UDMA: کمان ماگمایی ارومیه-دختر، WAEV: آتشفشان اتوسن البرز باختری، ZSFB: زاگرس چین خورده، SSZ: پهنه سندج-سیرجان، HZB: کمر بند زاگرس مرتفع، GKF: گسل کویر بزرگ، ZFTB: کمر بند زاگرس چین خورده، MZT: راندگی اصلی زاگرس، MRF: گسل اصلی اخیر، NDF: گسل نائین-دهشیر، KF: گسل کاشان.

Figure 1. The major sedimentary and structural units of Iran and the location of the study area (yellow rectangle) (Mohajel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Azizi and Moinevaziri, 2009). GKF: Great Kavir Fault, HZB: High Zagros Belt, KF: Kashan Fault, MJKV: Marginal sub-zone late Jurassic-early Cretaceous Volcanic, MRF: Main Recent Fault, MZT: Main Zagros Thrust, NDF: Nain-Dehshir Fault, SSZ: Sanandaj-Sirjan Zone, UDMA: Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, WEAV: Western Alborz Eocene Volcanic, ZFTB: Zagros-Folded Thrust Belt, ZSFB: Zagros Simply Folded Zone.

آن‌ها مانند توف آندزیتی، توف ریولیتی و برش آتشفشانی آندزیتی است. توالی آتشفشانی همچنین حاوی گنبد‌های داسیت و ریولیت است که سبب آن‌ها می‌تواند تا چند صد متر برسد. در این نواحی، نخستین مرحله فعالیت آتشفشانی به صورت جریانی بوده و جریان‌های گدازه‌های حجیم (مانند بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت پورفیری) ایجاد کرد. فعالیت‌های آتشفشانی به صورت انفجاری ادامه یافته و انواع برش‌های آتشفشانی و توف آتشفشانی را به وجود آورده است که به احتمال در بخش‌های بسیاری، توسط جریان‌های گدازه اولیه پوشیده شده‌اند. پس از آن، واحد توفی رسوب نموده و با ماسه سنگ توفی درهم می‌آمیزد. در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه، بر روی این واحدها گدازه‌های آندزیت پورفیری به صورت پراکنده قرار می‌گیرد. چندین دایک مافیک با روند خاوری-باختری (دیاباز؛ حدود ۱-۵/۰ متر عرض) در سنگ‌های آتشفشانی حدواسط و اسیدی و واحدهای آذرآواری شناسایی شده‌اند. وجود دایک‌های مافیک در میزبان‌های فلسیک تا حدواسط ممکن است به فاز ماگمایی در حال انجام پس از فوران سنگ‌های آتشفشانی اصلی مرتبط باشد. در این منطقه، گنبد‌های نیمه آتشفشانی ریوداسیتی تا ریولیتی با سن میوسن پسین- پلیوسن به درون واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن بالایی نفوذ کرده‌اند. ماگماتیسیم فلسیک با فوران گدازه‌های کالک آلکالین در پلیو-کواترن دنبال می‌شود. رسوبات عهد حاضر در قالب پادگانه‌های (تراس‌های) آبرفتی و نهشته‌های مخروط‌افکنه‌ای همراه با کنگلومرای پلی‌ژنتیک نوژن در بخش‌هایی از منطقه و بیشتر در مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها دیده می‌شود.

این محدوده، شامل کمربندی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با راستای خاوری-باختری و سن ائوسن تا الیگوسن به همراه توده‌های نفوذی الیگو-میوسن و رخنمون‌های بسیاری از دایک‌های جوان‌تر است. پالئوسن با نبود چینه‌شناسی و ائوسن با سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، ریوداسیت و ریولیت و گاهی به صورت نهشته‌های ایگمبیریتی مشخص می‌شود. در این ناحیه کانی‌سازی‌های گوناگونی از مس، طلا، آهن، سرب و روی گزارش شده است. از مهم‌ترین نشانه‌های معدنی محدوده، می‌توان مس پورفیری ظفرقند (Aminoroayaei Yamini et al., 2016)، مس زفره (معینی فر و همکاران، ۱۳۹۰)، سرب و روی شورغستان (خلجی، ۱۳۹۲)، آهن جنوب باختر اردستان (اعلمی‌نیا و همکاران، ۱۳۹۹) و کانسار مس-نقره اردستان (براتی و همکاران، ۱۴۰۲) را نام برد. مهم‌ترین گسل‌های موجود در این محدوده گسل فعال و پی‌سنگی کاشان، کچومثقال با راستای شمال‌باختر-جنوب خاور و ظفرقند با راستای خاوری-باختری و سایر شکستگی‌های مرتبط با آن‌ها هستند (محمدی و همکاران، ۱۳۹۷). بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، همراه با داده‌های زمین‌شیمیایی پیشین (خادمیان و همکاران، ۱۴۰۱؛ ۱۴۰۲)، واحدهای اصلی آتشفشانی در مناطق اکتشافی چکاد، صفافولاد و مهراندو شناسایی شد. این سنگ‌ها از توالی‌های آتشفشانی-رسوبی بازالت تا آندزیت تشکیل شده‌اند که در اوایل تا اواخر دوره ائوسن به سبب سبزی‌های بیش از ۱ کیلومتر تشکیل شده‌اند (شکل ۲). این توالی شامل انواع مختلف گدازه مانند بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت و همچنین معادل‌های آذرآواری



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی شمال باختر ناین بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب (با تغییراتی پس از بحرودی و فنودی، ۱۳۸۲).

Figure 2. The northwest geological map of Nain is based on a 1:100000 geological map of Shahrab (modified after Bahroudi and Fonoudi, 2003).

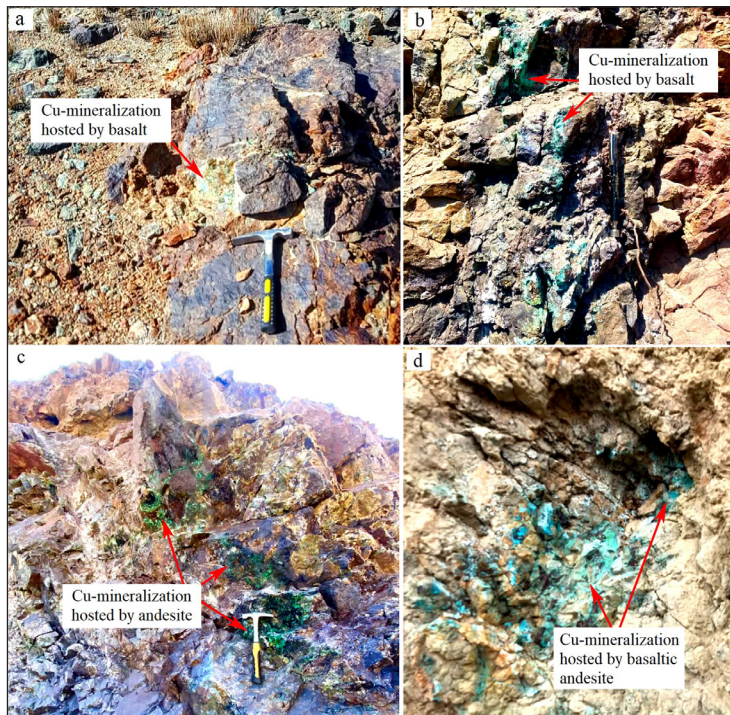
و آزوریت هستند که به صورت پوششی، رگچه‌ای و دانه‌های بلوری در سنگ‌های میزبان آتشفشانی دیده می‌شوند. در کانسنگ‌های مس پرعیار، مالاکیت بیشتر از ۷۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل‌های a-8 و a-9 و d). با این وجود آن‌ها حاوی حفرات بادامکی توسعه یافته‌ای هستند که با کلریت، اپیدوت، کلسیت،

### ۳-۲- سنگ میزبان

سنگ‌های میزبان کانه‌زایی مس در ناحیه شمال باختر ناین، بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت پورفیری و در موارد کمتر برش‌های آتشفشانی آندزیتی شناسایی شده‌اند (شکل ۳). کانی‌های مهم حاوی مس کالکوسیت، کالکوپیریت، کولیت، مالاکیت

تخلخل بالاتری نسبت به جریان‌های گدازه پایینی هستند و سنگ‌های میزبان مس در شمال‌باختر نائین هستند. به‌طور مشابه، توف‌های آندزیتی و برش‌های آتشفشانی نیز دارای نفوذپذیری و تخلخل بالایی هستند و به میزان کمتری میزبان کانی‌سازی مس در شمال‌باختری نائین هستند.

اکسیدهای آهن و پیریت پر شده‌اند. این واحدها به دلیل تخلخل و خاصیت احیایی (در حضور پیریت)، بستر مناسبی را برای کانی‌سازی مس در منطقه اکتشافی مورد مطالعه فراهم می‌کنند. در واقع، نفوذپذیری مناسب به شکل شایان توجهی به تشکیل این نوع کانه‌زایی کمک می‌کند. بازالت‌ها و آندزیت بازالت، دارای نفوذپذیری و



شکل ۳- تصاویر رخنمون یافته از واحدهای بازیک- حدواسط آتشفشانی میزبان کانه‌زایی در محدوده شمال‌باختر نائین؛ a، b) کانه‌زایی مس به صورت شکافه پرکن و رگه‌ای با سنگ میزبان بازالت در محدوده مهراندو (دید به سمت شمال)؛ c) کانه‌زایی مس در شکستگی‌ها با سنگ میزبان آندزیتی در محدوده چکاد (دید به سمت شمال خاور)؛ d) کانه‌زایی مس در شکاف‌ها و شکستگی‌ها با سنگ میزبان آندزیت بازالت به شدت دگرسان شده در محدوده صفا فولاد (دید به سمت شمال خاور).

Figure 3. Field photographs of the outcrops of the basic-intermediate volcanic units that host mineralization in the northwest of Nain; a, b) Copper mineralization exists as open space and vein filling within basalt host rock in the Mehrandoo area (northward view); c) Copper mineralization within fractures present with andesitic host rock in the Chekad area (northeastward view); d) Copper mineralization within fractures within highly altered basaltic andesite host rock in the Safafoulad area (northeastward view).

(شکل‌های ۴-۶-۱). بیشتر قطعات سنگی زاویه‌دار و تا حدودی گردشده‌گی دارند. جنس قطعات متفاوت بوده و دارای بافت پورفیری می‌باشند (شکل ۴-۱). در توف‌های آندزیتی، مقدار قطعات از ۱۵ تا ۳۵ درصد در حجم متغیر است. در بیشتر موارد کانی پتاسیم فلدسپار در نمونه‌های توف ریولیتی، کائولینیتی شده است (شکل ۴-۱).

### ۳-۳- کنترل ساختاری

شکستگی‌ها و گسلش در کل محدوده شمال‌باختر نائین به عنوان اصلی‌ترین رخداد زمین‌شناسی و اجزای ساختاری چیره عمل نموده است. در شمال و جنوب منطقه مورد مطالعه، حضور و حرکت گسل‌های اصلی (گسل‌های کچومتقال، کاشان و ظفرقد) بر رژیم تنش چیره تأثیر می‌گذارد. گسل‌های امتدادلغز در کل منطقه، گسل‌هایی با جهت‌گیری‌های مختلف ایجاد کرده است که منطقه مورد مطالعه را در معرض فشار موضعی قرار داده و به تشکیل گسل‌های متعدد و شکستگی‌ها همراه با جابه‌جایی و بالاآمدگی واحدهای سنگی دگرسان‌شده در بیشتر بخش‌های ناحیه مورد بررسی انجامیده است (شکل ۵). با توجه به طول زیاد این گسل‌ها و خمیدگی‌هایی که در راستای آن‌ها صورت گرفته سبب ایجاد یک‌سری پهنه‌های کششی و فشارشی در منطقه مورد بررسی شده است و در راستای آن‌ها، پهنه‌های شکستگی کششی و مناطق مستعد کانه‌زایی ایجاد شده است و به نظر می‌رسد که این دسته از گسل‌ها نقش اصلی در کنترل و گسترش کانه‌زایی در منطقه ایفا نموده‌اند (شکل ۶). مطالعات پیشین صورت گرفته به منظور یافتن ارتباط منطقی بین ساختارهای زمین‌ساختی و کانی‌سازی در محدوده مورد بررسی نشان می‌دهد که در بیشتر موارد کانی‌سازی در محل تلاقی دو امتداد گسلی خاوری- باختری و شمال-باختر- جنوب خاور قرار

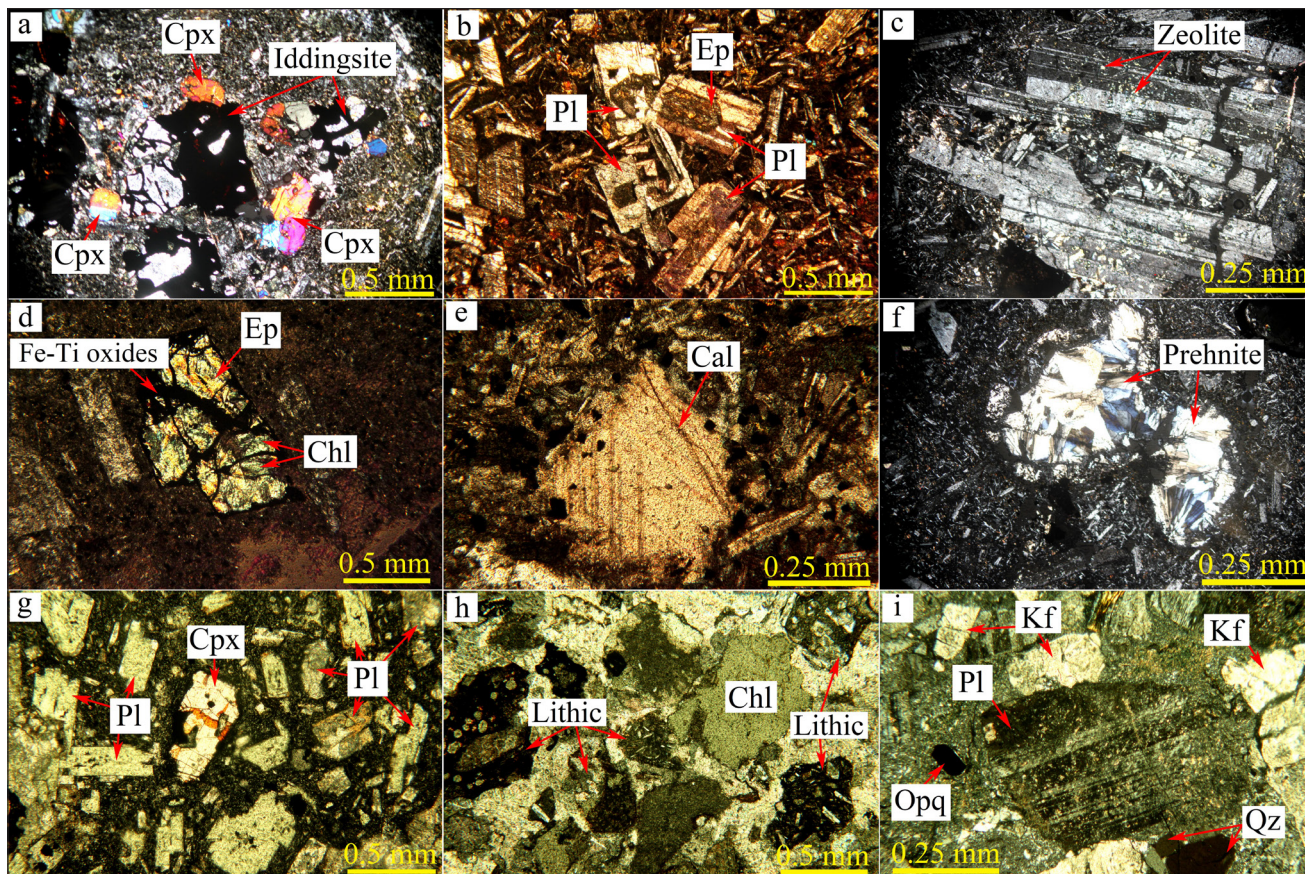
### ۳-۲-۱- ویژگی‌های سنگ‌نگاری واحدهای اصلی منطقه شمال‌باختری نائین

واحدهای بازیک- حدواسط با رنگ خاکستری- قهوه‌ای دارای بافت پورفیری، اینترگرانولار و حفره‌ای با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن و الیون ایدنگزیتی شده در خمیره‌ای دانه‌ریز تا میکرولیتی تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۴-۱ و ۴-۲). خمیره دانه‌ریز این سنگ‌ها، از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، الیون و کانی‌های کدر تشکیل شده است. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۰/۲ تا ۴ میلی‌متر و حدود ۴۰ تا ۶۰ درصد حجمی به صورت بلورهای درشت و میکرولیت دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۱ و ۴-۲). در برخی موارد بر سطح کانی پلاژیوکلاز کانی زئولیت به صورت دانه‌ریز تشکیل شده است (شکل ۴-۲). نمونه‌های آندزیت بازالت و آندزیت با کلریت ثانویه فراوان، اپیدوت و اکسیدهای آهن و تیتانیم مشخص می‌شوند (شکل ۴-۲). اگرچه درجه متغیری از دگرسانی مشاهده می‌شود، بافت ماگمایی اولیه و کانی‌شناسی هنوز به خوبی در این سنگ‌ها حفظ شده است. کانی پلاژیوکلاز در بیشتر موارد دچار دگرسانی شده و با اپیدوت و کلسیت جایگزین شده است (شکل ۴-۲). کانی کلینوپروکسن در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر اغلب تا حدی به کلریت و اپیدوت دگرسان می‌شوند (شکل ۴-۲). این سنگ‌ها حاوی بافت بادامکی به‌خوبی توسعه یافته پر از کوارتز و پرهنیت هستند (شکل ۴-۲). در نمونه‌های بازالت، کانی الیون به مقدار کم در برخی از نمونه‌های این سنگ‌ها به صورت درشت بلور و ایدنگزیتی دیده می‌شود (شکل ۴-۱).

توف کریستالی- سبز خاکستری از نظر ترکیب آندزیتی و ریولیتی است و شامل قطعات سنگی و قطعات بلوری مجموعه پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، پتاسیم فلدسپار و کوارتز است که در یک خمیره ریزدانه با بافت جریان‌ی جاسازی شده است

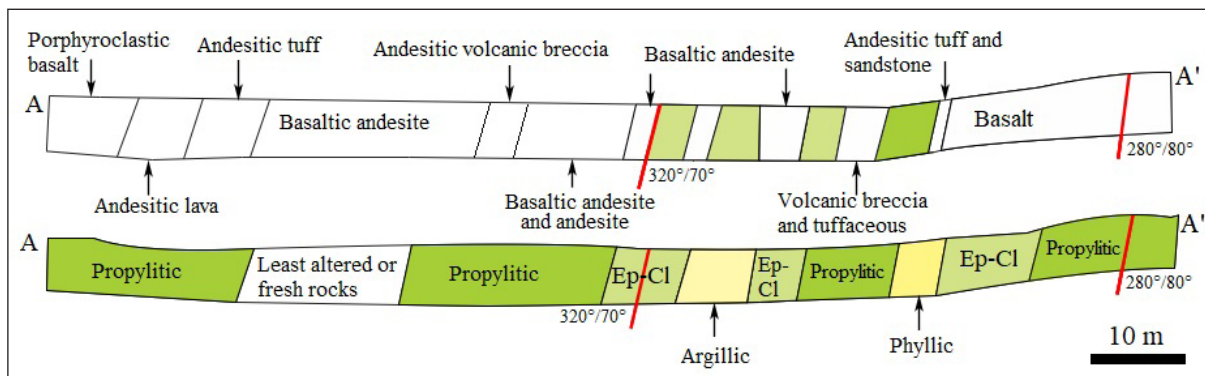
تا در پهنه‌های کشتی مرتبط با این سامانه، کانی‌سازی گسترش بیشتری داشته باشد. همچنین بررسی مناطق با چگالی بالای شکستگی‌ها در حدفاصل دو گسل کچومشقال و ظفرقند بیانگر ارتباط رخداد مس با مناطق دارای بیشینه تراکم شکستگی‌ها در محدوده شمال باختری ناین می‌باشد (خادمیان و همکاران، ۱۴۰۱ و ۱۴۰۲).

گرفته است و به گونه‌ای از روند عمومی منطقه پیروی می‌کنند. گسترش کانی‌سازی در راستای گسل‌های شمال باختر- جنوب خاور بیانگر تأثیر مثبت فعالیت گسل خاوری- باختری در مقدار بازشدگی و ایجاد محلی مناسب در شکستگی‌های کشتی مربوط به سیستم شکستگی شمال باختر- جنوب خاور است که سبب شده



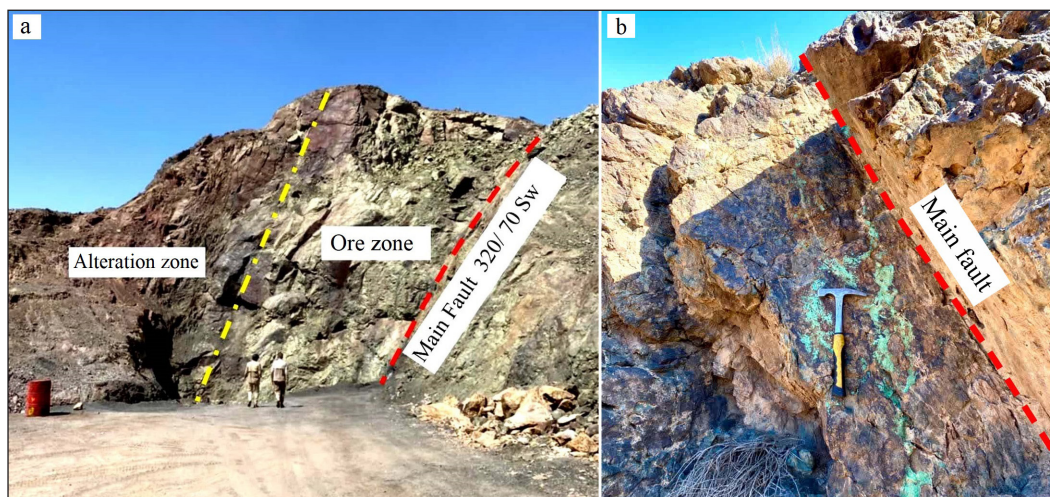
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای بازیگ- حدواسط سنگ میزبان آتشفشانی در محدوده شمال باختر ناین؛ (a) بلورهای درشت کلینوپیروکسن و کانی الیون ایدنگزیتی شده در خمیره دانه ریز سنگ میزبان بازالت؛ (b) بلورهای درشت پلاژیوکلاز که تا حدودی به اپیدوت دگرسان شده‌اند در سنگ میزبان آندزیت؛ (c) دانه‌های ریز زئولیت که بر سطح کانی پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند؛ (d) بلور درشت کلینوپیروکسن که به اپیدوت، کلریت و اکسیدهای آهن- تیتان دگرسان شده است؛ (e) کانی پلاژیوکلاز که به طور کامل به کانی کلسیت دگرسان شده است؛ (f) آمیگدال‌های پر شده از کانی پرهنیت؛ (g) درشت بلور کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در یک نمونه از توف آندزیتی؛ (h) قطعات سنگی با اندازه و ترکیبات متفاوت در توف آندزیتی؛ (i) حضور بلور درشت پلاژیوکلاز، کانی پتاسیم فلدسپار دگرسان شده به کائولینیت و کوارتز در نمونه توف ریولیتی. (اعلان اختصاری کانی‌ها: Ep: Epidote; Cpx: Clinopyroxene; Pl: Plagioclase; Kfs: K-feldspar; Cal: Calcite; Opq: Opaque; Qz: Quartz; Chl: Chlorite; Withney and Evans, 2010).

Figure 4. Microphotographs of basic-intermediate units of the volcanic host rock in the northwest of Nain; a) Phenocryst of clinopyroxene and altered olivine (iddingsite) within the fine-grained matrix of the basaltic host rock; b) Phenocryst of plagioclase partially altered to epidote within the andesitic host rock; c) Small zeolite grains formed on the surface of the plagioclase crystals; d) Phenocryst of clinopyroxene altered to epidote, chlorite, and iron-titanium oxides; e) Complete alteration of plagioclase mineral to calcite; f) Amygdale filled with prehnite mineral; g) Phenocryst of clinopyroxene and plagioclase in andesite tuff sample; h) Various lithic fragments of different sizes and compositions within the andesite tuff; i) Presence of plagioclase crystals, quartz, and potassium feldspar altered to kaolinite in a sample of rhyolitic tuff. (Abbreviations: Ep: Epidote; Cpx: Clinopyroxene; Pl: Plagioclase; Kfs: K-feldspar; Cal: Calcite; Opq: Opaque; Qz: Quartz; Chl: Chlorite; Withney and Evans, 2010).



شکل ۵- مقطع عرضی از بخش‌های سنگ میزبان، ساختارهای کنترل کننده و واحدهای دگرسان شده در محدوده شمال‌باختر نائین.

Figure 5. The geological section is nearly exploration, illustrating the host rocks of mineralization, controlling structures, and alteration assemblages.



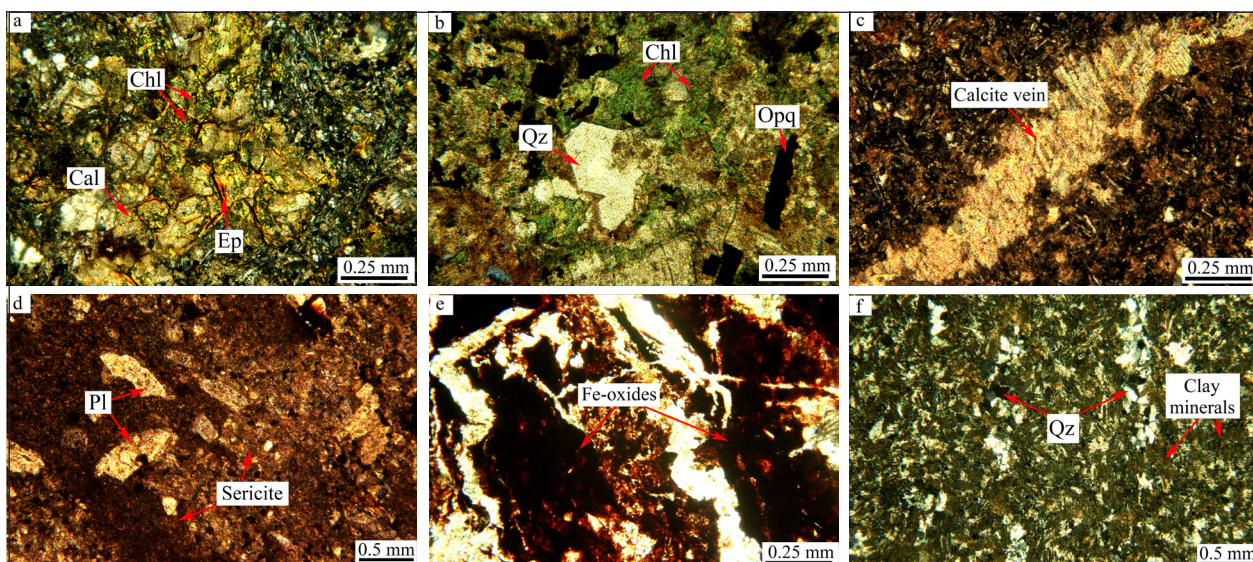
شکل ۶- (a) بخش کانه دار در بین محدوده دگرسان شده و گسل اصلی که محدوده کانه دار از روند گسل اصلی پیروی می کند؛ (b) بخش کانه دار هم‌روند با گسل اصلی در واحد آندزیت پورفیری.

Figure 6- a) The mineralized section follows the trend of the main fault between the altered area and the main fault; b) The mineralized section runs parallel to the main fault in the andesite porphyry unit.

موجود در اطراف سولفیدها تحت تأثیر دگرسانی سریستی به سریست، پرهیت و مسکوویت تبدیل شده‌اند (شکل ۷-د). این دگرسانی در واحدهای توفی اسیدی به مراتب بیشتر از واحدهای گدازه‌ای است. دگرسانی هماتی به دو صورت مرتبط با کانه‌زایی در سنگ میزبان و همراه با سولفیدها و غیرمرتبط با کانه‌زایی در متن سنگ‌های اسیدی حضور دارد. فراوانی هماتیت در سنگ میزبان می‌تواند ناشی از گسترش دگرسانی هماتی باشد، به گونه‌ای که جانشینی پیریت‌های موجود در زمینه سنگ میزبان مس توسط سیالات کانه‌ساز حاوی مس، موجب تشکیل سولفیدهای مس و آزاد شدن آهن اضافی به شکل هماتیت می‌شود و هماتیت‌های اولیه ناشی از دگرسانی گرمایی، به نوبه خود تحت شرایط اکسیداسیون سطحی به هماتیت ثانویه و گویت تبدیل شده‌اند (شکل ۷-ع). دگرسانی آرزلی به صورت پراکنده و با شدت کم در واحدهای آتشفشانی دیده می‌شود که محصول تبدیل فلدسپات‌ها به کانی‌های رسی است (شکل ۷-ف).

### ۳-۴- دگرسانی

سنگ‌های میزبان در منطقه اکتشافی شمال‌باختر نائین، در معرض دگرسانی گرمایی قرار گرفته‌اند. براساس بررسی‌های صحرایی و روابط بافتی، این دگرسانی‌ها را می‌توان به دو دسته، دگرسانی پروپیلیتی ناحیه‌ای گسترده و دگرسانی سیلیسی-کربناتی دسته‌بندی نمود. دگرسانی پروپیلیتی به‌عنوان دگرسانی فراگیر در تمامی واحدهای آتشفشانی منطقه مشاهده می‌شود (شکل‌های ۷-ا و ۷-ب) و بیشتر به شکل دگرسانی‌های کلریتی-اپیدوتی، هماتی و کربناتی در مرز واحدهای گدازه‌ای-توفی ائوسن همراه با آثار کانه‌زایی دیده می‌شود. دگرسانی کربناتی به صورت رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شود. گسترش این دگرسانی در سنگ میزبان کانه‌زایی و در رگه‌ها از سایر دگرسانی‌ها بیشتر است. کلسیت مهم‌ترین کانی این منطقه دگرسانی است که به شکل‌های جانشینی در پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک و رگچه‌ای در واحدهای آندزیتی و آذرآواری دیده می‌شود (شکل ۷-ج). پلاژیوکلازهای



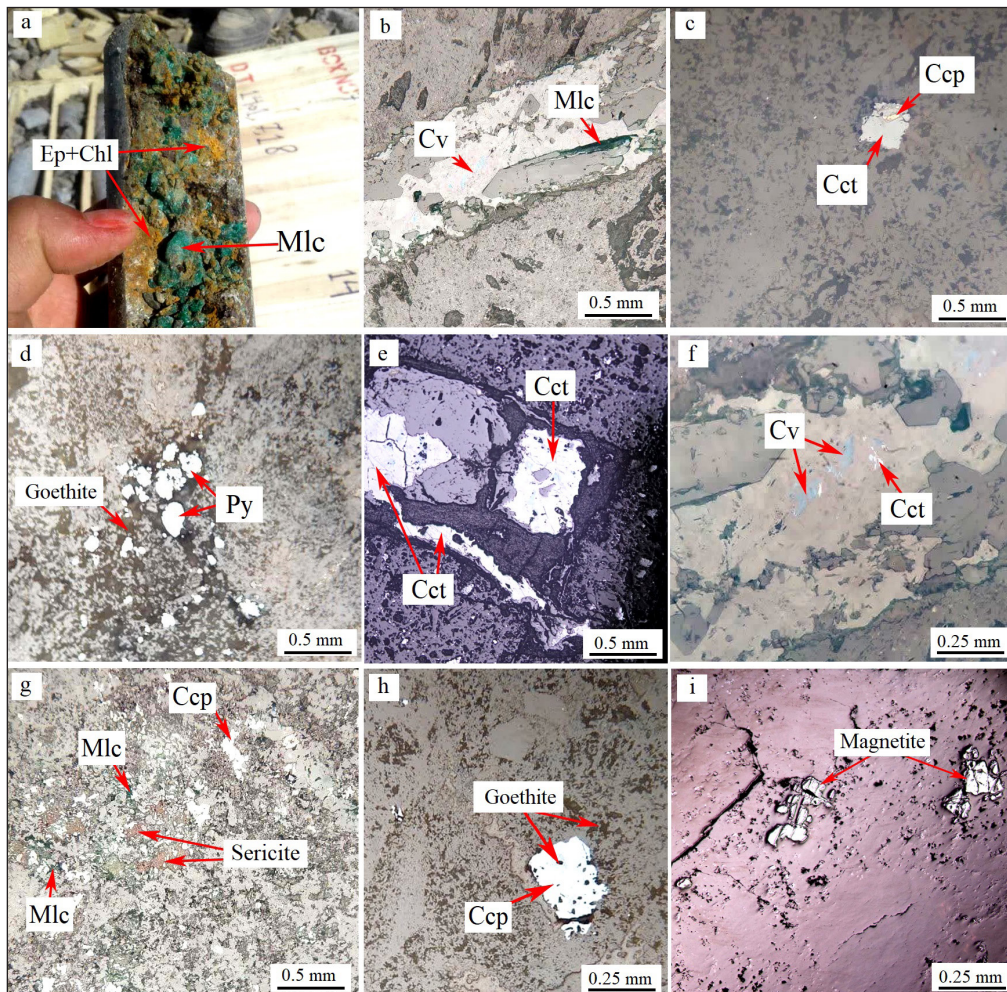
شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های موجود در کانه‌زایی مس شمال‌باختر نائین؛ (a و b) دگرسانی پروپلیتی به فرم دگرسانی اپیدوتی و کلریتی در سنگ میزبان آندزیت بازالت؛ (c) رگچه کلسیتی (دگرسانی کربناتی) در سنگ میزبان آندزیت؛ (d) دگرسانی سریسیتی حاصل از تجزیه کانی پلاژیو کلاز در سنگ میزبان بازالت؛ (e) دگرسانی هماتیتی در سنگ میزبان برش آندزیتی؛ (f) حضور رگچه‌های سیلیسی و دگرسانی فلدسپات‌ها به کانی‌های رسی در سنگ میزبان آندزیت بازالت. (علامت اختصاری کانی‌ها: Pl: Plagioclase; Withney and Evans, 2010; Qz: quartz; Ep: Epidote; Opq: Opaque; Qz: Quartz; Chl: Chlorite).

Figure 7. Microphotographs of the alteration in the northwest of Nain; a, b) Propylitic alteration in the form of epidote and chlorite alteration in the basalt andesite host rock; c) Calcite vein (carbonate alteration) in andesite host rock; d) Sericite alteration resulting from the decomposition of plagioclase mineral in basalt host rock; e) Hematite alteration in andesite breccia host rock; f) Presence of silica veins and alteration of feldspars to clay minerals in andesite basalt host rock. (Abbreviations: Ep: Epidote; Opq: Opaque; Qz: Quartz; Chl: Chlorite; Pl: Plagioclase; Withney and Evans, 2010).

### ۳-۵- کانه‌زایی

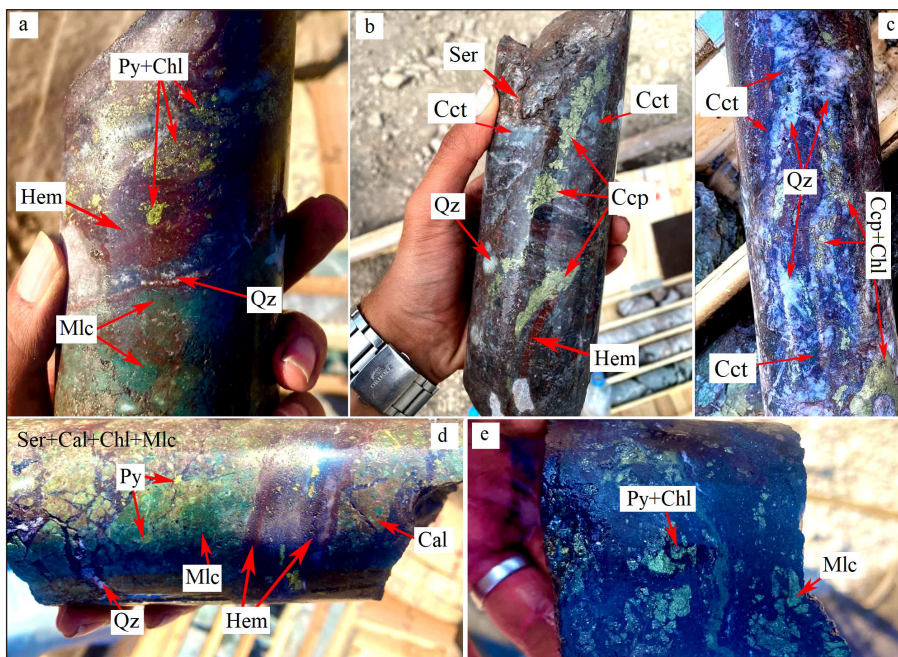
۸-۹، c، d، e، و h). در ادامه کانی‌سازی کالکوپیریت، کالکوسیت و کولیت که به صورت رگچه‌هایی (با عرض کمتر از ۳ میلی‌متر) تا رگه‌هایی (عرض ۳ تا ۲۵ میلی‌متر) مرحله اصلی کانی‌سازی هستند (شکل‌های ۸-۹، c، e، و f). کانی کالکوسیت که بخش مهمی از کانه‌زایی سولفیدی را تشکیل می‌دهد به صورت اولیه و ثانویه قابل مشاهده است (شکل‌های ۸-۹، c، e، و f و شکل ۹-۹، b و c). کالکوسیت اولیه که تحت تاثیر فرایندهای کانه‌ساز (سیال‌های کانه‌ساز) ایجاد شده، به صورت رگچه‌ای و دانه پراکنده در شکستگی‌ها و فضاهای خالی سنگ و کانی‌ها (پلاژیو کلاز و پیروکسن) تشکیل شده است (شکل ۸-۹، e و شکل ۹-۹، b) که در برخی موارد به کانی کولیت تجزیه شده است (شکل ۸-۹، f). رگچه‌های کالکوپیریت یا کوارتز-کلسیت-کالکوپیریت در مرحله اصلی کانی‌سازی (درون‌زاد یا هیپوژن) بیشترین فراوانی را دارند (شکل ۹-۹، c و b). به طور محلی، کالکوپیریت هم‌زمان با مگنتیت-هماتیت-سریسیت وجود دارد (شکل‌های ۸-۹، g و i و شکل ۹-۹، d). وجود کانی مگنتیت به شکل پراکنده و با بافت پرکننده فضای خالی به فراوانی در متن سنگ میزبان کانه‌زایی، گویای تشکیل این کانی همراه با سنگ میزبان در مرحله پیش از کانه‌زایی و آتشفشانی است. فرایند برون‌زاد (سوپرژن) با تشکیل کانی‌های کالکوسیت ثانویه، کولیت، مالاکیت و آزوریت با بافت جانیشینی مشخص می‌شوند (شکل‌های ۸-۹، a، b، f، g و شکل ۹-۹، d). افزون بر این، برخی از نمونه‌های کالکوپیریت جمع‌آوری شده از ترانسه‌ها نشان می‌دهند که کالکوسیت اولیه و کالکوپیریت با کالکوسیت ثانویه، کولیت و مالاکیت جایگزین شده است (شکل‌های ۸-۹، b، c، e، و f و شکل‌های ۹-۹، a، d، e). مرحله سوم، مرحله پس از کانه‌زایی است که با دگرسانی گسترده آرزبیلی و سریسیتی فاقد کانه‌زایی در منطقه شمال‌باختر نائین مشخص می‌شود.

بر اساس مطالعات کانه‌نگاری، کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه به نسبت ساده است و فراوانی کانی‌های اولیه پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، کولیت و فراوانی کمتری از مگنتیت و هماتیت است (شکل ۸). بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری نشان می‌دهد، کانی‌سازی به صورت شکافه پرکن در طول صفحات گسلی و شکستگی‌ها (شکل ۳) و به صورت پرکننده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای و جانیشینی در سنگ‌های میزبان (آندزیت بازالت و برش) و رگه‌های سیلیسی-کربناتی رخ داده است (شکل ۹). بر اساس ویژگی‌های کانی‌سازی (بافتی و کانی‌شناسی)، ۳ مرحله اصلی برای تکوین کانه‌زایی مس در شمال‌باختر نائین می‌توان در نظر گرفت: مرحله اول، مرحله پیش از کانی‌سازی که با دگرسانی گسترده پروپلیتی (اپیدوتی-کلریتی) همراه بوده و فاقد کانی‌سازی (سولفیدی) است. مرحله دوم، کانی‌سازی هم‌زمان با دگرسانی اپیدوت-کلریتی اتفاق افتاده و شامل دو مرحله فرعی است (شکل ۸-۹، a). دگرسانی موضعی اپیدوت-کلریت با مجموعه کانیایی اپیدوت-کلریت ± کلسیت ± کوارتز، کانی‌سازی به صورت پراکنده و پرکننده حفرات در مراحل اولیه کانسنگ رخ داد (شکل ۹). کانی‌های مافیک سنگ‌های آتشفشانی به طور انتخابی به کلریت، کوارتز، کلسیت و اپیدوت با نهشت کالکوپیریت تغییر یافته‌اند (شکل‌های ۸-۹، c و h). کانی‌سازی سولفیدی (کالکوپیریت و کالکوسیت) با مجموعه اپیدوت، کلسیت و کلریت نیز به عنوان پرکننده حفرات در واحدهای آتشفشانی رخ می‌دهد (شکل ۸-۹، a و شکل‌های ۹-۹، d و e). کانی‌های پیریت و کالکوپیریت معمولاً شکل دار و با اندازه ریز تا درشت‌دانه در حال تبدیل به اکسیدهای آهن و گویت می‌باشند (شکل‌های



شکل ۸- حضور کانه‌زایی‌های متفاوت سنگ میزبان در محدوده شمال‌باختر نائین؛ (a) مغزه حفاری شده حاوی دانه‌های بلوری مالاکیت؛ (b) رگچه تشکیل شده از کولیت و مالاکیت؛ (c) جانشینی پیریت با کالکوپیریت و کالکوسیت؛ (d) جانشینی پیریت با گوتیت؛ (e) حضور کانی کالکوسیت به صورت رگچه‌ای و خودشکل در سنگ میزبان آندزیت بازالت؛ (f) رگچه کولیت همراه با کانی برونزاد (سوپرژن) کالکوسیت؛ (g) رگچه کالکوپیریت که کاملاً به گوتیت و مالاکیت دگرسان شده است؛ (h) جانشینی کالکوپیریت درشت دانه به اکسیدهای آهن و گوتیت؛ (i) کانی‌سازی مگنتیت به فرم دانه پراکنده. (علائم اختصاری کانی‌ها: Cct: Chalcocite; Ep: Epidote; Chl: Chlorite; Cv: Covellite; Ccp: Chalcopyrite; Mlc: Malachite; Py: Pyrite; Whitney and Evans, 2010).

Figure 8. The different mineralization of the host rock in the northwest of Nain; a) A drill core containing crystal grains of malachite; b) Veinlets composed of covellite and malachite; c) Replacement of pyrite by chalcopyrite and chalcocite; d) Replacement of pyrite with goethite; e) The presence of chalcocite mineral in veinlet and euhedral form in the basaltic andesite host rock.; f) Chalcopyrite veinlets with chalcocite supergene mineral; g) Chalcopyrite veinlets completely altered to goethite and malachite; h) Coarse-grained chalcopyrite replaced with iron oxides and goethite; i) Disseminated magnetite. (Abbreviation: Cct: Chalcocite; Ep: Epidote; Chl: Chlorite; Cv: Covellite; Ccp: Chalcopyrite; Mlc: Malachite; Py: Pyrite; Whitney and Evans, 2010).



شکل ۹- تصاویر مغزه‌های حفاری شده در محدوده شمال‌باختر نائین؛ (a) حضور پیریت و کلریت که توسط رگچه سیلیسی قطع شده‌اند همراه با کانی سوپرزین مالاکیت؛ (b) رگچه‌های کالکوپیریت همراه با کوارتز، هماتیت و سریسیت؛ (c) رگچه‌های کالکوپیریت که توسط رگچه‌های سیلیسی قطع شده‌اند؛ (d) پیریت دانه‌ای شکل و مالاکیت حاصل از فرایند سوپرزین در زمینه‌ای از سریسیت، کلسیت و کلریت که توسط رگچه‌های هماتیت بریده شده‌اند؛ (e) دانه‌های پیریت- کلریت همراه با کانی مالاکیت معرف مرحله سوپرزین. (علائم اختصاری کانی‌ها: (Whitney and Evans, 2010; Cal: Calcite; Cct: Chalcocite; Qz: Quartz; Mlc: Malachite; Py: Pyrite).

Figure 9. Images of the drill cores in the northwest of Nain: a) The presence of pyrite and chlorite, cut by silica veinlets, with malachite supergene mineral; b) Chalcopyrite veinlets with quartz, hematite, and sericite; c) Chalcopyrite veinlets cut by silica veinlets; d) Pyrite grains and malachite supergene mineral in a groundmass of sericite, calcite, and chlorite, cut by hematite veinlets; e) Pyrite-chlorite grains with malachite minerals representative of the supergene stage. (Abbreviation: Ser: Sericite; Hem: Hematite; Ccp: Chalcopyrite; Chl: Chlorite; Cal: Calcite; Cct: Chalcocite; Qz: Quartz; Mlc: Malachite; Py: Pyrite; Whitney and Evans, 2010).

#### ۴- بحث

##### ۴-۱- میانبارهای سیال

نقطه بحرانی آب می‌باشد. مقدار شوری بر طبق بودنار (Bodnar, 1993) در سیستم  $H_2O-NaCl$  و مقدار چگالی میانبارهای سیال با استفاده از نرم‌افزار FLINCOR و بر اساس اطلاعات دماسنجی بر طبق براون و لمب (Brown and Lamb, 1989) محاسبه شده است. نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال در جدول ۱ ارائه شده است.

##### ۴-۱-۱- سنگ‌نگاری میانبارهای سیال

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، میانبارهای سیال در نمونه‌های بررسی شده محدوده شمال‌باختر نائین به ۴ دسته تک فازی حاوی بخار، دوفازی غنی از مایع، دوفازی غنی از بخار و سه فازی مایع-بخار-جامد تقسیم می‌شوند که در این بین، میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع، بیشترین فراوانی را دارند.

در میانبارهای سیال تک فازی حاوی بخار، حباب بخار تنها فاز تشکیل دهنده می‌باشد. این میانبارها بیشتر به شکل نامنظم با رنگ تیره و با اندازه ۲ تا ۲۰ میکرون می‌باشد (شکل ۱۰-ا). در میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (L+V)، سیال فاز مایع با پرشدگی ۶۵ تا ۸۰ درصد  $[(Vl)/(Vl + Vg) > 0.6]$  و همراه با حباب بخار وجود دارد. بیشترین حجم میانبار سیال را فاز مایع دربر می‌گیرد و فاز بخار تنها ۱۰

به منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز در طی فرایند کانه‌زایی، نمونه‌برداری از رگه‌های کانی‌سازی (از سطح و داخل ترانشه) در منطقه‌ای به گستره ۸۰ کیلومتر مربع انجام شد. در مجموع تعداد ۲۰ نمونه جمع‌آوری شد. با توجه به وجود کانی کوارتز به عنوان باطله اصلی در رگه‌های مرتبط با کانه‌سازی مس، بررسی ریزدماسنجی میانبارهای سیال روی ۲۲ میانبار سیال این کانی صورت گرفته است. در بررسی‌های میکروسکوپی برای مطالعه میانبار سیال از مقاطع دوبرصیقل با ستبرای ۲۰۰ میکرون استفاده شده است. مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال با استفاده از میکروسکوپ Leitz با صفحه THMSG600 مدل Linkam در دانشگاه تربیت مدرس انجام گرفت. دقت کار دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن،  $2 \pm ^\circ C$  و محدوده حرارتی دستگاه بین  $180 - ^\circ C$  تا  $600 + ^\circ C$  می‌باشد. مطالعات دماسنجی با استفاده از دستگاه دماسنجی مدل Linkam-THMSG600 متصل به میکروسکوپ Olympus BX40 انجام شده است. برای اندازه‌گیری‌های سرمایشی، دقت دستگاه حدود  $0.3 \pm ^\circ C$  برای ذوب  $CO_2$  و  $0.2 \pm ^\circ C$  برای ذوب یخ بوده است. همچنین، جهت انجام اندازه‌گیری‌های گرمایشی، دقت کار دستگاه حدود  $1 \pm ^\circ C$  برای

نوع دوفاز غنی از مایع نشان دهنده فرایند جوشش است (Simmons and Browne, 2000). میانبرهای سیال سه فازی مایع-بخار-جامد، فراوانی کمی در نمونه‌ها دارند و بیشتر به شکل نامنظم و بیضوی و به صورت انفرادی دیده می‌شوند. اندازه آن‌ها از ۱۰ تا ۱۵ میکرون می‌باشد. در این نوع میانبر سیال افزون بر فاز بخار یک کانی روشن نیز حضور دارد (شکل ۱۰-d).

تا ۴۰٪ حجم میانبرهای سیال مطالعه شده را شامل می‌شود. این میانبرها با اندازه ۵ تا ۱۵ میکرون بیشتر به شکل نامنظم و منفی بلور دیده می‌شوند (شکل ۱۰-b). در میانبرهای سیال دو فازی غنی از بخار، حباب حاوی بخار، بیشترین حجم سیال را دربرگرفته است. در برخی موارد بیش از ۷۰ درصد حجم سیال را حباب بخار فراگرفته است. (شکل ۱۰-c). فراوانی این نوع از میانبرهای سیال و همراهی آن‌ها با

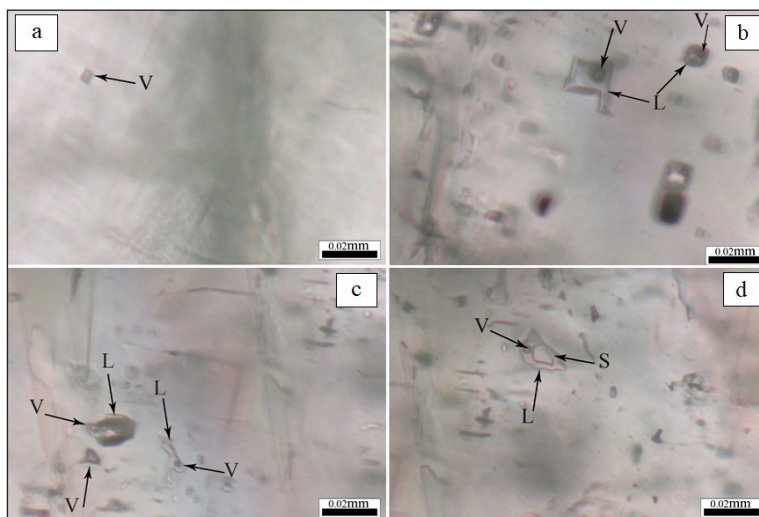
جدول ۱- خلاصه‌ای از داده‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میانبرهای سیال برای کانه‌زایی‌های مس در شمال‌باختر نائین.

Table 1. Summary of fluid inclusion petrography and microthermometric data for the copper mineralizations in the northwest of Nain.

Quartz					
Number	Origen	Type	T <sub>homogenization</sub> (°C)	Salinity (wt.%)	Density (g/cm <sup>3</sup> )
1	Primary	L+V	225	7.86	0.897
2	Primary	L+V	270	8.28	0.844
3	Primary	V+L	290	11.70	0.851
4	Primary	L+V	185	6.01	0.928
5	Primary	L+V+S	321	4.80	0.723
6	Primary	L+V	210	4.03	0.885
7	Primary	L+V	264	11.81	0.885
8	Primary	L+V+S	265	11.22	0.878
9	Primary	L+V	247	8.95	0.880
10	Primary	L+V	225	6.88	0.889
11	Primary	V+L	312	13.07	0.836
12	Primary	L+V	196	5.26	0.910
13	Primary	L+V+S	321	10.61	0.796
14	Primary	L+V	159	4.18	0.941
15	Primary	L+V	217	9.08	0.916
16	Primary	L+V	231	9.21	0.901
17	Primary	L+V	228	10.11	0.912
18	Primary	L+V	162	2.74	0.928
19	Primary	L+V	156	7.73	0.968
20	Primary	L+V	149	5.71	0.961
21	Primary	L+V	200	6.59	0.916
22	Primary	L+V	174	3.71	0.923

شکل ۱۰- تصویر میکروسکوپی از میانبرهای سیال در محدوده شمال‌باختر نائین؛ (a) میانبر سیال تک-فازی حاوی بخار؛ (b) میانبر سیال دو-فازی غنی از مایع؛ (c) میانبر سیال دو-فازی غنی از بخار؛ (d) میانبر سیال سه-فازی مایع-بخار-جامد.

Figure 10. Photomicrographs of fluid inclusion types in the northwest of Nain; a) Vapor-rich fluids inclusion; b) Liquid-rich two-phase fluid inclusion; c) Vapor-rich two-phase inclusion; d) Fluid inclusion in three phases liquid-vapor-solid.



۴-۱-۲- ریزدماسنجی میانبارهای سیال

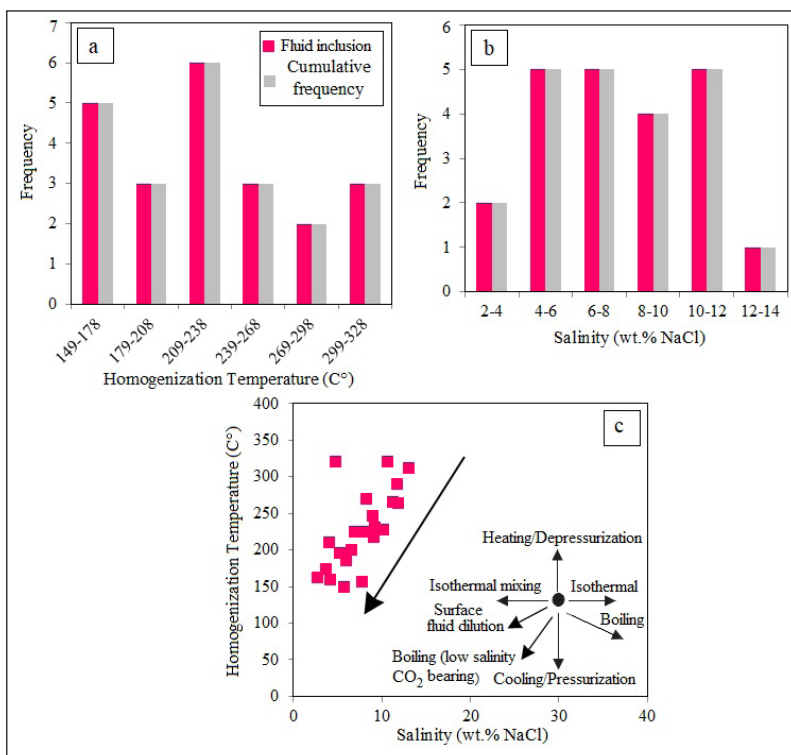
مطالعات ریزدماسنجی بر روی ۲۲ میانبار سیال اولیه که همراه با فرایندهای سرد کردن و گرم کردن می‌باشد، انجام گرفته است. با توجه به نتایج بررسی‌های ریزدماسنجی، محدوده دمای همگن شدن بین ۱۴۹ تا ۳۲۱ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۲۲۸ درجه سانتی‌گراد که بیشترین فراوانی، متعلق به محدوده حرارتی ۲۰۹ تا ۲۳۸ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۱-ا) و شوری بین ۱/۷۴ تا ۱۳/۰۷ درصد وزنی معادل نمک طعام (NaCl) با مقدار متوسط ۷/۷ متغیر است که بیشترین فراوانی، متعلق به محدوده شوری ۴ تا ۸ و ۱۰ تا ۱۲ است (شکل ۱۱-ب). این مقادیر با داده‌های ذخایر مس چینه کران شیلی در ناحیه کردیلرای ساحلی (Coastal Cordillera) (Kojima et al., 2003)، ذخایر تالکونا (Talcuna) (Oyarzun et al., 1998) و معدن بزرگ عباس‌آباد هم‌خوانی دارد (صالحی و همکاران، ۱۳۹۴). روند داده‌های میانبار سیال در نمودار تغییرات شوری نسبت به دمای همگن شده برای کانی کوارتز و مقایسه آن با نمودار ویلکینسون (Wilkinson, 2001) بیانگر روند مشابه داده‌ها با بردار جوشش و شوری پایین است (شکل ۱۰-ج).

ویژگی فیزیکوشیمیایی سیال‌های کانه‌ساز در محدوده اکتشافی شمال‌باختر نائین در نمودار تغییرات شوری در برابر دما (Kesler, 2005) بیانگر اختلاط سیال گرمایی اولیه با شورابه‌های حوضه‌ای، جوی و تا حدودی سیال دگرگونی برای سیال تحول

یافته در شمال‌باختر نائین است (شکل ۱۲-ا). براساس روند تغییرات شوری نسبت به دمای همگن شدن، چگالی سیال بین  $0.72 \text{ gr/cm}^3$  تا  $0.96$  می‌باشد و مجموعه (کمپلکس) چیره در حمل فلزات مطابق با نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری (Pirajno, 2009)، بنیان‌های کلریدی است (شکل ۱۲-ب). در کانسارهای مس نوع مانو شورابه‌های اکسیدان به صورت مجموعه‌های (کمپلکس) کلریدی حمل شده (Wilson and Zentilli, 2006) و پس از واکنش با پیریت، به صورت سولفیدهای مس جانشین پیریت‌های تشکیل شده در مرحله آتشفشان (ولکانیسم) می‌شود. بنابراین بررسی‌ها نشان می‌دهند که کانی‌سازی در این محدوده در ارتباط با فعالیت سیال‌های غیرماگمایی و عبور این سیال‌ها از شکستگی‌ها و سنگ‌های میزبان بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، توف و برش‌های آتشفشانی با سن ائوسن می‌باشد (شکل ۳).

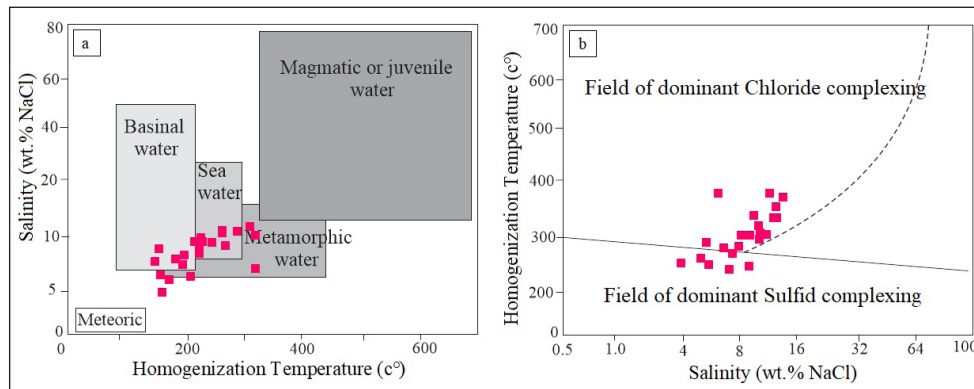
۴-۲- تجزیه و تحلیل سنگ میزبان آتشفشانی

به منظور دست‌یابی به ماهیت و انجام آنالیزهای زمین‌شیمیایی واحدهای آتشفشانی سنگ میزبان در شمال‌باختر نائین، بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از این واحدها (محدوده‌های چکاد، صفاغولاد و مهراندو) انجام شد. مکان تمامی نمونه‌های برداشت شده در جدول ۲ آمده است.



شکل ۱۱- (a) نمودار فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال در شمال‌باختر نائین؛ (b) نمودار فراوانی شوری میانبارهای سیال؛ (c) نمودار تغییرات دمای همگن شده در برابر شوری (برحسب درصد وزنی معادل NaCl) میانبارهای سیال در شمال‌باختر نائین (Wilkinson, 2001).

Figure 11- a) Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions; b) Histogram of salinity of fluid inclusions; c) Diagram in homogenization temperatures versus salinity (NaCl wt.%) of fluid inclusion in northwest of Nain (Wilkinson, 2001).



شکل ۱۲- a) نمودار دمای همگن شدن-شوری برای تعیین فرایندهای مؤثر در تکامل و نهشت سیال (Kesler, 2005)؛ b) نمودار دمای همگن شدن-شوری (Pirajno, 2009) برای تعیین مجموعه (کمپلکس) حامل فلز میانبراهای سیال در محدوده شمال باختر نائین.

Figure 12- a) A diagram of homogenization temperature-salinity used to determine effective processes in the evolution and deposition of fluids (Kesler, 2005); b) Diagram of homogenization temperature-salinity (Pirajno, 2009) used to determine the metal carrier complex of fluid inclusions in the northwest of Nain.

جدول ۲- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر فرعی (برحسب پی پی ام) برای سنگ های میزبان آنشفتشانی در شمال باختر نائین.

Table 2. Geochemical analysis of major (wt.%) and minor elements (ppm) for volcanic host rocks in the NW Nain.

Location	Basalt					Basaltic andesite	
	33°11'40"N 52°49'43"E	33°12'31"N 52°49'47"E	33°12'29"N 52°48'38"E	33°12'31"N 52°52'26"E	33°13'19"N 52°44'24"E	33°07'22"N 52°38.28"E	33°07'21"N 52°38'27"E
Sample#	Ch-10	Ch-16	Ch-18	Ch-23	S-11	M-03	M-11
<b>Major oxides (wt.%)</b>						<b>Major oxides (wt.%)</b>	
SiO <sub>2</sub>	51.15	51.48	49.6			53.37	54.22
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.93	0.97			0.90	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.45	15.19	16.59			16.90	16.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.10	7.73	9.19			8.29	8.75
MnO	0.34	0.27	0.21			0.46	0.36
MgO	5.67	5.03	6.49			5.97	6.93
CaO	8.14	11.60	9.18			7.80	6.45
Na <sub>2</sub> O	2.40	2.61	2.51			1.95	1.81
K <sub>2</sub> O	2.06	1.98	2.45			1.68	1.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.45	0.36			0.23	0.25
LOI	2.85	2.73	2.44	5.61	6.33	2.45	2.57
Total	100	100	99.99			100	100
<b>Rare earth elements (ppm)</b>						<b>Rare earth elements (ppm)</b>	
La	22	28	25	24	16	18	11
Ce	37	30	32	21	27	22	28
Pr	4.07	2.61	2.56	2.64	2.99	2.96	3.56
Nd	18.6	14.9	17.2	12.7	12	16.60	19.50
Sm	4.17	3.4	2.71	2.49	2.25	3.10	3.60
Eu	1.59	0.93	0.82	0.63	0.95	1.17	1.11
Gd	2.96	2.03	2.18	2.83	3.37	3.47	3.76
Tb	0.53	0.44	0.33	0.29	0.63	0.60	0.60
Dy	2.62	3.04	2.73	3.2	3.57	4.20	4.10
Er	1.88	2.93	1.24	1.01	2.52	2.00	2.20

ادامه جدول ۲- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر فرعی (برحسب پی پی ام) برای سنگ‌های میزبان آتشفشانی در شمال باختر نائین.

Continued from Table 2. Geochemical analysis of major (wt.%) and minor elements (ppm) for volcanic host rocks in the NW Nain.

Basalt						Basaltic andesite	
Location	33°11'40"N 52°49'43"E	33°12'31"N 52°49'47"E	33°12'29"N 52°48'38"E	33°12'31"N 52°52'26"E	33°13'19"N 52°44'24"E	33°07'22"N 52°38.28"E	33°07'21"N 52°38'27"E
Sample#	Ch-10	Ch-16	Ch-18	Ch-23	S-11	M-03	M-11
Tm	0.31	0.13	0.14	0.19	0.35	0.40	0.40
Yb	3.2	3.5	3.1	1.80	3.40	2.38	2.15
Lu	0.24	0.14	0.11	0.15	0.33	0.40	0.40
∑REE	99.17	92.05	90.12	72.93	75.36	77.28	80.38
Tb <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	0.74	0.56	0.48	0.72	0.83	1.13	1.25
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	4.76	5.54	5.58	9.23	3.26	5.24	3.54
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	0.76	0.48	0.58	1.30	0.82	1.21	1.45
Ce <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3.12	2.31	2.78	3.14	2.14	2.49	3.51
Eu/Eu*	1.37	1.08	1.02	0.72	1.05	1.08	0.92
Trace elements (ppm)						Trace elements (ppm)	
Ba	595	522	610	611	249	623	586
Rb	33	32	21	48	38	90	95
Th	3.66	2.15	2.40	2.61	2.28	2.00	3.00
U	1.30	1.70	0.80	0.80	0.58	0.70	0.90
Nb	6.10	2.10	2.80	6.90	3.30	4.80	6.40
Ta	1.46	1.21	0.93	0.17	0.50	0.50	0.50
Sr	599	218	324	197	150	541.00	499.00
Zr	58	51	42	54	75	68.00	85.00
Hf	2.23	2.06	1.50	1.80	2.08	2.00	2.40
Y	18.60	13.80	11.50	12.80	24.70	18.50	19.40
Li	43	31	26	35	72	50	29
Be	1.50	2.40	1.50	0.80	0.40	0.40	0.60
Sc	41.60	27.40	24.30	21.90	34.70	29.70	26.40
V	368	350	290	180	230	246.00	223.00
Cr	82	74	124	111	62	39.00	39.00
Co	30.40	29.20	32.10	21.00	28.80	29.50	28.00
Ni	23	22	28	19	12	28.00	28.00
Cu	1612	10429	23851	12108	15606	648	1354
Zn	116	96	138	8	94	107	81
Pb	14	13	67	13	15	11	14
Cs	1.10	<0.5	<0.5	<0.5	3.30	2.20	5.00
La/Nb	3.61	13.33	8.93	3.48	4.85	3.75	1.72
Nb/U	4.69	1.24	3.50	8.63	5.69	6.86	7.11
Ta/U	1.12	0.71	1.16	0.21	0.86	0.71	0.56

Basaltic andesite							
Location	33°11'16"N 52°45'26"E	33°10'59"N 52°44'44"E	33°11'49"N 52°47'37"E	33°11'29"N 52°52'20"E	33°11'39"N 52°48'56"E	33°11'56"N 52°49'48"E	33°11'28"N 52°32'18"E
Sample#	K-03	K-08	S-03	Ch- 01	Ch- 07	Ch- 19	Ch-22
Major oxides (wt.%)							
SiO <sub>2</sub>	54.10	54.83	54.49				
TiO <sub>2</sub>	0.70	1.10	0.89				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.45	16.39	16.72				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.10	7.27	8.00				
MnO	0.34	0.30	0.34				
MgO	5.67	3.74	3.85				

ادامه جدول ۲- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر فرعی (برحسب پی پی ام) برای سنگ‌های میزبان آتشفشانی در شمال‌باختر نائین.

Continued from Table 2. Geochemical analysis of major (wt.%) and minor elements (ppm) for volcanic host rocks in the NW Nain.

Basaltic andesite							
Location	33°11'16"N 52°45'26"E	33°10'59"N 52°44'44"E	33°11'49"N 52°47'37"E	33°11'29"N 52°52'20"E	33°11'39"N 52°48'56"E	33°11'56"N 52°49'48"E	33°11'28"N 52°32'18"E
Sample#	K-03	K-08	S-03	Ch- 01	Ch- 07	Ch- 19	Ch-22
CaO	6.22	9.60	9.22				
Na <sub>2</sub> O	2.40	1.62	1.62				
K <sub>2</sub> O	1.06	1.38	1.49				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.53	0.22				
LOI	3.83	3.18	3.16	5.27	6.24	5.78	5.28
Total	100	100	100				
<b>Rare earth elements (ppm)</b>							
La	16	22	12	26	23	21	20
Ce	31	46	25	52	52	38	28
Pr	1.99	5.38	3.27	4.86	5.20	4.35	1.07
Nd	7.60	21.40	13.40	17.90	17.60	17.00	14.60
Sm	2.80	4.00	2.50	4.97	3.97	4.02	2.85
Eu	0.60	1.13	0.76	1.73	1.28	1.11	0.27
Gd	2.19	4.80	3.35	3.36	2.78	3.44	1.74
Tb	0.40	0.70	0.60	0.44	0.51	0.56	0.27
Dy	2.60	5.00	4.00	3.24	4.27	3.96	1.95
Er	1.40	2.80	2.40	2.12	1.54	2.10	1.05
Tm	0.20	0.30	0.20	0.13	0.16	0.35	0.20
Yb	2.66	2.85	2.42	3.30	2.80	2.60	1.70
Lu	0.20	0.40	0.30	0.21	0.24	0.31	0.14
ΣREE	69.64	116.76	70.20	120.26	115.35	98.80	73.84
Tb <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	0.67	1.10	1.11	0.60	0.82	0.96	0.71
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	4.17	5.35	3.43	5.46	5.69	5.59	8.15
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	0.68	1.39	1.14	0.84	0.82	1.09	0.85
Ce <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3.14	4.35	2.78	4.25	5.00	3.94	4.44
Eu/Eu*	0.74	0.78	0.80	1.29	1.17	0.91	0.37
<b>Trace elements (ppm)</b>							
Ba	219	554	221	650	956.00	788.00	710.00
Rb	62	74	61	63	93.00	119.00	54.00
Th	1.90	3.40	2.10	2.57	3.87	2.60	3.37
U	0.30	0.90	0.60	0.90	1.70	2.40	1.29
Nb	5.30	17.00	4.70	2.90	3.90	2.70	7.00
Ta	0.50	1.60	0.40	1.17	1.31	0.39	0.22
Sr	406.30	434.80	380.40	524.00	405.00	148.00	141.00
Zr	50.00	131.00	63.00	76.00	128	110	71
Hf	1.60	3.50	2.00	2.19	2.66	2.48	1.97
Y	10.80	24.60	18.40	20.30	18.50	26.50	13.40
Li	25	33	49	28	20	28	25
Be	1.00	1.50	0.80	0.90	1.80	2.80	2.80
Sc	27.00	23.40	30.40	23.50	19.40	9.70	10.70
V	213.00	186.00	280.00	150.00	178	37	162
Cr	28.00	18.00	25.00	29.00	67	12	15
Co	26.20	25.60	26.00	16.20	29.30	13.50	14.80
Ni	19.00	50.00	8.00	9.00	13	5	7
Cu	1498	1595	710	9022	2547	5377	10231

ادامه جدول ۲- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر فرعی (برحسب پی پی ام) برای سنگ‌های میزبان آتشفشانی در شمال باختر نائین.

Continued from Table 2. Geochemical analysis of major (wt.%) and minor elements (ppm) for volcanic host rocks in the NW Nain.

Basaltic andesite							
Location	33°11'16"N 52°45'26"E	33°10'59"N 52°44'44"E	33°11'49"N 52°47'37"E	33°11'29"N 52°52'20"E	33°11'39"N 52°48'56"E	33°11'56"N 52°49'48"E	33°11'28"N 52°32'18"E
Sample#	K-03	K-08	S-03	Ch- 01	Ch- 07	Ch- 19	Ch-22
Zn	102	73	108	126	195	55	7
Pb	8	9	37	16	17	12	35
Cs	1.00	0.70	3.20	1.60	3.20	0.60	<0.5
La/Nb	3.02	1.29	2.55	8.97	5.90	7.78	2.86
Nb/U	17.67	18.89	7.83	3.22	2.29	1.13	5.43
Ta/U	1.67	1.78	0.67	1.30	0.77	0.16	0.17

Andesite								
Location	33°07'59"N 52°41'28"E	33°07'40"N 52°38'18"E	33°07'48"N 52°38'43"E	33°13'53"N 52°38'59"E	33°07'54"N 52°41'28"E	33°11'51"N 52°48'16"E	33°11'23"N 52°48'39"E	33°11'54"N 52°41'07"E
Sample#	K-11	M-14	M-17	M-18	M-20	M-25	M-29	S-02
<b>Major oxides (wt.%)</b>								
SiO <sub>2</sub>	59.94	57.63	57.93		60.01			59.37
TiO <sub>2</sub>	1.32	0.97	1.29		1.31			1.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.42	15.17	14.53		14.08			13.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.31	8.32	9.68		8.35			9.46
MnO	0.38	0.45	0.30		0.35			0.36
MgO	4.07	4.20	4.33		4.03			4.07
CaO	6.17	8.28	5.50		6.20			7.04
Na <sub>2</sub> O	2.18	1.75	1.62		2.24			1.56
K <sub>2</sub> O	1.29	1.29	2.69		1.35			1.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.42	0.46		0.41			0.48
LOI	1.49	1.52	1.66	4.39	1.67	4.26	5.19	1.20
Total	99.99	100	99.99		100			99.99
<b>Rare earth elements (ppm)</b>								
La	16	11	17	35	17	17	15	24
Ce	36	28	41	65	38	31	32	51
Pr	4.51	3.52	4.86	4.9	4.72	4.8	4.2	5.99
Nd	18.3	19.1	22.5	10.6	18.7	14.5	15.2	24.6
Sm	4.10	3.30	5.40	3.87	4.10	3.13	3.21	5.30
Eu	1.30	1.13	1.27	0.83	1.25	0.95	0.82	1.28
Gd	4.93	3.56	4.8	3.62	4.67	3.6	3.07	6.38
Tb	0.80	0.70	0.90	0.63	0.90	0.64	0.61	1.00
Dy	6.10	4.40	5.50	4.14	6.00	3.43	3.57	6.90
Er	3.40	2.50	3.00	2.23	3.60	2.37	3.51	3.90
Tm	0.30	0.40	0.50	0.26	0.40	0.34	0.26	0.40
Yb	3.51	2.66	2.78	2.4	3.69	1.7	1.8	3.21
Lu	0.50	0.40	0.50	0.27	0.50	0.28	0.26	0.50
ΣREE	99.75	80.67	110.01	133.75	103.53	83.74	83.51	134.46
Tb <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.02	1.18	1.45	1.18	1.09	1.69	1.52	1.39
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3.16	2.86	4.23	10.10	3.19	6.92	5.77	5.18
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.16	1.11	1.43	1.25	1.05	1.75	1.41	1.64
Ce <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2.76	2.84	3.97	7.30	2.77	4.91	4.79	4.28
Eu/Eu*	0.88	1.00	0.76	0.67	0.87	0.86	0.79	0.67

ادامه جدول ۲- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر فرعی (برحسب پی پی ام) برای سنگ‌های میزبان آتشفشانی در شمال باختر نائین.

Continued from Table 2. Geochemical analysis of major (wt.%) and minor elements (ppm) for volcanic host rocks in the NW Nain.

Andesite								
Location	33°07'59"N 52°41'28"E	33°07'40"N 52°38'18"E	33°07'48"N 52°38'43"E	33°13'53"N 52°38'59"E	33°07'54"N 52°41'28"E	33°11'51"N 52°48'16"E	33°11'23"N 52°48'39"E	33°11'54"N 52°41'07"E
Sample#	K-11	M-14	M-17	M-18	M-20	M-25	M-29	S-02
<b>Trace elements (ppm)</b>								
Ba	278	442	670	257	281	187	221	370
Rb	98	99	96	61	94	64	53	60
Th	2.80	3.50	4.40	3.6	2.30	3.1	4.9	4.50
U	0.80	1.10	1.40	1.5	0.80	0.9	1.4	1.30
Nb	7.40	5.40	7.40	5.2	9.10	6.8	5.8	7.70
Ta	0.80	1.30	0.60	1.08	1.00	0.73	0.85	0.60
Sr	393.80	406	347	451	417.70	405	369	328.70
Zr	133	109	121	131	138	147	105	129
Hf	3.70	2.40	3.40	2.08	3.70	2.54	2.52	3.50
Y	29.30	21.80	25.60	24	30.80	15	13	35.50
Li	22	20	15	61	27	36	76	25
Be	1.20	0.60	1.00	1.1	1.20	1.80	1.20	1.30
Sc	31.90	32.30	22.80	33.9	33.80	35.3	34.7	36.50
V	280	274	231	169	288	191	154	357
Cr	21	45	31	33	35	21	20	49
Co	20.90	26.50	17.20	12	21.20	14	12	26.20
Ni	9	18	15	12	8	29	10	18
Cu	6984	3419	12687	21932	1595	38441	1658	16751
Zn	95	96	73	86	98	111	34	96
Pb	9	3	45	10	9	12	42	8
Cs	0.6	2	3.8	0.6	0.55	0.7	0.6	0.7
La/Nb	2.16	2.04	2.30	1.87	3.12	6.73	2.50	2.59
Nb/U	9.25	4.91	5.29	11.38	5.92	3.47	7.56	4.14
Ta/U	1.00	1.18	0.43	1.25	0.46	0.72	0.81	0.61

تجزیه و تحلیل می‌شود. تحلیل‌های تکراری معمولاً خطای نسبی کمتر از ۱٪ و دقت بهتر از ۱٪ را برای بیشتر عناصر اصلی نشان می‌دهند. تجزیه و تحلیل عناصر کمیاب با کمک ICP-MS به دنبال یک روش استاندارد هضم اسید با استفاده از اسید نیتریک (HNO<sub>3</sub>) و یک روش پخت شامل همجوشی لیتیم متابورات (LiBO<sub>2</sub>) انجام شد. در طول فرایند همجوشی، ۰/۲ گرم از نمونه‌ها با ۱/۵ گرم LiBO<sub>2</sub> در یک کوره با دمای بالا در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد حرارت داده شد. سپس نمونه ذوب شده سرد شد و در ۱۰۰ میلی‌لیتر محلول ۱٪ HNO<sub>3</sub> حل شد. محلول به دست آمده توسط ICP-MS آنالیز شدند. دقت تجزیه و تحلیل عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بین ۰/۱ تا ۱ پی‌پی‌ام برآورد شده است.

#### ۴-۲-۱- زمین‌شیمی سنگ میزبان

داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و عناصر خاکی کمیاب (REE) سنگ‌های آتشفشانی شمال باختر نائین در جدول ۲ آورده شده است. از نظر زمین‌شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی در مناطق اکتشافی مهراندو و صفا فولاد دارای مقادیر متغیر SiO<sub>2</sub> (۶۰-۴۹ درصد وزنی)، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۴۵-۱۸/۴۲ درصد وزنی)، MgO (۹۳-۶/۷۴ درصد وزنی)، CaO (۶۰-۱۱/۵۰)، K<sub>2</sub>O (۶۰-۱/۰۶ درصد وزنی) هستند. این واحدهای آتشفشانی با ترکیب بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت با ماهیت

پس از تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی این واحدها، تعداد ۲۲ عدد از نمونه‌های سنگ میزبان آتشفشانی برای بررسی زمین‌شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. فرایند خردایش و تهیه پودر نمونه‌ها به ترتیب با سنگ شکن فکی و آسیاب آگات انجام شد. پودر نمونه‌ها (اندازه ریزتر از ۲۰۰ مش) جهت تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی به روش طیف‌سنج فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) و تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و خاکی کمیاب به روش محلول‌سازی ذوب قلیایی به کمک طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه شرکت زرآرما ارسال گردید. ابتدا میزان مواد فرار اندازه‌گیری شد، به این صورت که جرم معینی از پودر نمونه در کوره الکتریکی با دمای نزدیک به ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار داده شد و اختلاف جرم حاصل به عنوان Loss On Ignition (LOI) اندازه‌گیری شد. اکسید عناصر اصلی توسط XRF بر روی دیسک‌های شیشه‌ای ذوب شده با استفاده از دستگاه پرتو ایکس مدل Phillips PW 1500 آنالیز شدند. در این روش، نمونه‌های پودر شده با لیتیم متابورات-لیتیم تترابورات (LiBO<sub>2</sub>-Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>) با نسبت نمونه به شار ۱ به ۱۰ که شامل یک عامل اکسید کننده لیتیم نیترات (LiNO<sub>3</sub>) نیز می‌باشد، مخلوط شد. این مخلوط در دمای ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۱۲ تا ۱۷ دقیقه ذوب شده و سپس در قالب پلاتین ریخته می‌شود. دیسک حاصله برای عناصر اصلی با استفاده از روش طیف‌سنجی

آغستگی با پوسته قاره‌ای شده است. این رژیم کشتی در مدت زمان عقب‌گرد صفحه اقیانوسی با شیب و سرعت متفاوت برقرار بوده و تا زمان بسته شدن اقیانوس تئیس جوان (احتمالاً در میوسن میانی) ادامه داشته است. در نتیجه، حجم شایان توجهی از واحدهای آتشفشانی و آذرآواری در این پهنه و در منطقه نائین تحت شرایط کشتی درون کمان تشکیل شده است.

همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختر نائین، مانند بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی موجود در ارومیه- دختر، دارای نشانه‌های زمین‌شیمیایی (غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs همراه با غنی‌شدگی در LILEs و تهی‌شدگی HFSEs) هستند که نشان می‌دهد آن‌ها در یک کمان آتشفشانی در حاشیه شمالی تئیس جوان، به عنوان بخشی از یک حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۱۴-ا). انتقال فعالیت آتشفشانی مشاهده شده از مرحله فوران جریانی با حجم زیاد (مانند بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت) به یک فوران انفجاری (مانند برش‌های آتشفشانی و توف) در منطقه شمال‌باختر نائین، نشان می‌دهد که شرایط مجرای باز، احتمالاً مربوط به افزایش نفوذپذیری سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه است که به کانی‌سازی مس انجامیده است. مهم‌تر از آن، گسل‌های اصلی در این محدوده با توالی‌های آتشفشانی همپوشانی دارند که این امر سبب افزایش بیشتر نفوذپذیری سنگ‌های میزبان آتشفشانی- رسوبی شده است. در این منطقه، کانی‌سازی بیشتر به قسمت بالای جریان‌های گدازه‌ای بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت و برش‌های آتشفشانی مرتبط با آن و در پاسخ به تخلخل سنگ به صورت افقی گسترش می‌یابد، اما گسترش آن بسیار محدود است. تشکیل و توزیع این نهشته‌ها و سنگ‌های میزبان آتشفشانی- رسوبی بیشتر توسط تقاطع گسل‌های منطقه‌ای با روند NW-SE و یک سری از گسل‌ها با روند E-W کنترل می‌شوند. واحدهای دارای کانی‌سازی مس با زاویه ۶۰ درجه تا ۷۰ درجه کنترل می‌شوند (شکل ۶-ا). شیب توده‌های مس نسبت به سنگ‌های آتشفشانی میزبان بیشتر است، که نشان می‌دهد توده‌های سنگی حاوی مس سنگ‌های آتشفشانی میزبان را بریده‌اند. بنابراین، توده‌های کانه توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها، درون واحدهای متخلخل کنترل می‌شوند و کانی‌سازی به صورت عمودی در پاسخ به گسترش مناطق گسلی شیب‌دار در ژرفا گسترش می‌یابد. به‌طور کلی رخداد کانی‌سازی در سنگ‌های آتشفشانی که با مناطق گسلی شیب‌دار در منطقه شمال‌باختر نائین همپوشانی دارند، نشان می‌دهد که کانی‌سازی نه تنها توسط سنگ‌های آتشفشانی متخلخل، بلکه با شکستگی و گسلش قوی کنترل می‌شود. این مسئله توسط این واقعیت تایید می‌شود که کانی‌سازی در این منطقه نه تنها به صورت افقی بلکه به صورت عمودی در پاسخ به تخلخل سنگ و گسلش گسترش می‌یابد.

#### ۴-۴- سازوکار تشکیل سنگ‌های آتشفشانی در منطقه شمال باختر نائین

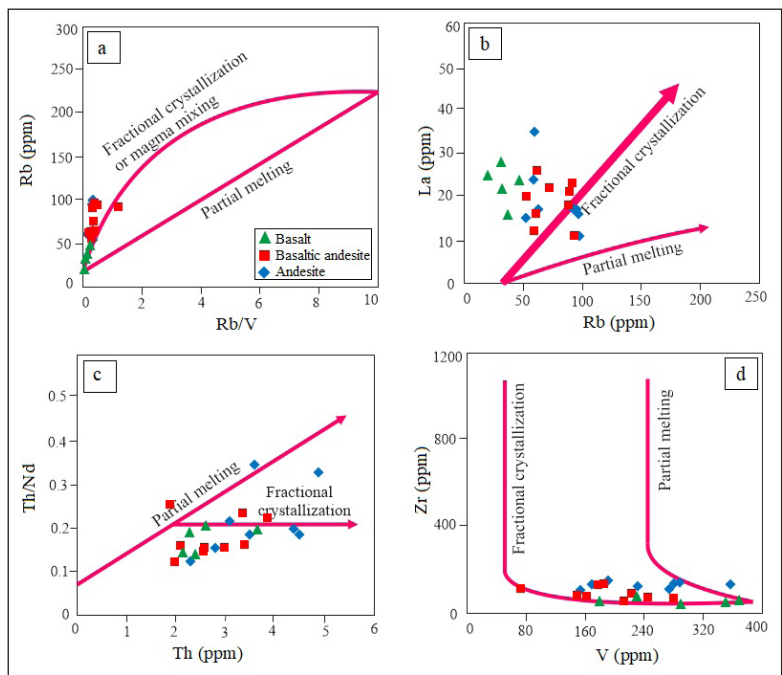
مطالعات پیشین نشان داده‌اند که مدل‌سازی عناصر کمیاب در تمایز بین فرایندهای مختلف سنگ‌زایی مفید است (Schiano et al., 2010; Wang et al., 2013; Liu et al., 2012). در نمودار Rb در برابر Rb/V (شکل ۱۳-ا)، تمام نمونه‌های سنگ میزبان در امتداد منحنی هذلولی، مطابق با جدایش بلورین یا اختلاط ماگمایی جانمایی می‌شوند. با این حال، آن‌ها همبستگی مثبتی بین La و Rb نشان می‌دهند که به تقریب از شروع منحنی با شیب زیاد عبور می‌کنند (شکل ۱۳-ب)، که گویای نقش بیشتر جدایش بلورین در تکوین و تکامل این واحدها است. در نمودار Th/Nd در برابر Th (به ترتیب با Nd و Th به عنوان عناصر ناسازگار و نسبتاً ناسازگار)، به تقریب نمونه‌ها در یک خط افقی قرار می‌گیرند، همچنین این روند نشان می‌دهد که جدایش بلورین نقش کلیدی داشته است (شکل ۱۳-ج). افزون بر این، مدل‌سازی بر اساس Zr در برابر V نشان می‌دهد که فرایند ذوب بخشی می‌تواند با ایجاد واحدهای بازیک- حدواسط ناسازگار است. بنابراین، فرایند تبلور بخشی برای کل تغییرات ترکیبی واحدهای بازیک- حدواسط منطقه استنباط می‌شود (شکل ۱۳-د) و می‌توان چنین بیان نمود که واحدهای سنگ میزبان آتشفشانی توسط تبلور بخشی از یک ماگمای والد ایجاد شده‌اند.

کالک آلکالن هستند (خادمیان و همکاران، ۱۴۰۱؛ ۱۴۰۲). همبستگی قوی بین بیشتر عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در برابر عنصر بسیار کم تحرک Zr نشان می‌دهد که سنگ‌های میزبان آتشفشانی دارای خوشخوانندی نزدیک بوده و ماگما از محصولات با درجات ذوب مختلف از یک منبع مشترک متبلور شده است (خادمیان و همکاران، ۱۴۰۱). تمام نمونه‌های آتشفشانی سنگ میزبان شمال-باختر نائین در LILEs غنی شده و در HFSEs تهی‌شدگی با بی‌هنجاری‌های منفی مشخص و آشکار، Nb، Ti و P، Zr، Hf و بی‌هنجاری مثبت Pb و Sr مشخص می‌شوند. این واحدها دارای الگوهای REE به‌نحویت مشابه هستند که با غنی‌شدگی متوسط از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREEs) و بی‌هنجاری منفی Eu مشخص می‌شوند. محتوای کل REE این سنگ‌ها ( $\sum REE = 69-134 \text{ ppm}$ ) است با نسبت  $(Ce/Yb)_N = 2.30-5.00$ ;  $(La/Yb)_N = 2.86-10.09$  و HREE به نسبت سطح با نسبت  $(Tb/Yb)_N = 0.56-1.69$ ;  $[(Gd/Yb)_N = 0.48-1.75]$  و بی‌هنجاری منفی  $(Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2})$  برای سنگ‌های میزبان آتشفشانی شمال باختر نائین مشخص می‌شوند.

#### ۴-۳- موقعیت زمین‌ساختی فعالیت آتشفشانی و کانه‌زایی در محدوده شمال-باختر نائین

تکامل ماگمایی- فلززایی ارومیه- دختر مربوط به فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس جوان به زیر خردقاره ایران مرکزی (CIM) و به حوادث بعدی (برخورد و پس از برخورد) مرتبط است (e.g., Agard et al., 2011; Mohajjel and Fergusson, 2019; Sahsavari et al., 2014). مطالعات اخیر نشان می‌دهند که فعالیت آتشفشانی در ارومیه- دختر به ویژه از ائوسن تا الیگوسن (۲۵-۵۵ Ma) گسترده بوده است (Chiu et al., 2013). فعالیت آتشفشانی ائوسن مربوط به شروع فرورانش با شیب زیاد یا عادی پوسته اقیانوسی تئیس جوان (بیش از ۳۰ درجه) به زیر صفحه ایران مرکزی می‌باشد (Atapour, 2017; Atapour and Aftabi, 2007) که به دنبال آن کم‌آب شدن پوسته اقیانوسی، متاسوماتیسم و ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه‌گوشته‌ای در ژرفاها و دماهای مختلف رخ می‌دهد.

بر اساس مدل وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ایران در ارتباط با محیط کشتی است. به این صورت که عقب‌گرد (roll-back) صفحه اقیانوسی تئیس جوان با شیب و سرعت متفاوت سبب پیدایش یک محیط کشتی در بالای پهنه فرورانش شده است. کاهش فشار ناشی از کشش و صعود گوشته سست کره‌ای (آستونسفری) سبب بالارفتن جریان حرارتی در عمق گوشته بالایی شده که در نهایت به ذوب گوشته سنگ کره‌ای متاسوماتیک کمک کرده است. شواهد محیط کشتی ماگماتیسیم ائوسن با ساختارهای زمین‌ساختی از جمله گسلش عادی ائوسن در البرز و فرونشست ائوسن در ایران مرکزی و البرز (Guest et al., 2007; Morley et al., 2009; Verdel et al., 2011) Spies et al., 1993; Hassanzadeh, 1984) و بیانگر این موضوع است که در تمام ائوسن یا بخشی از آن، محیط کشتی در قسمت‌های بسیاری از ایران حاکم بوده است. براساس نتایج زمین‌شیمیایی این پژوهش و نتایج پژوهش‌های پیشین درباره ماگماتیسیم پهنه ارومیه- دختر، می‌توان چنین پیشنهاد کرد که فرورانش سنگ کره (لیتوسفر) اقیانوسی تئیس جوان به زیر صفحه ایران، سبب اضافه شدن سیال‌ها و مذاب‌های منشا گرفته از تخته فرورونده به درون گوشته زیر سنگ کره قاره‌ای شده است. در مرحله بعد، شکست صفحه فرورونده، جدایش لایه‌ای سنگ کره و زمین‌ساخت کشتی ایجاد شده در اثر برگشت به عقب صفحه اقیانوسی تئیس جوان موجب ذوب بخشی سنگ کره زیر قاره‌ای متاسوماتیزه و ایجاد ماگماتیسیم وابسته به فرورانش شده است. سپس، مذاب‌های منشا گرفته از گوشته زیر سنگ کره قاره‌ای در حین صعود دچار



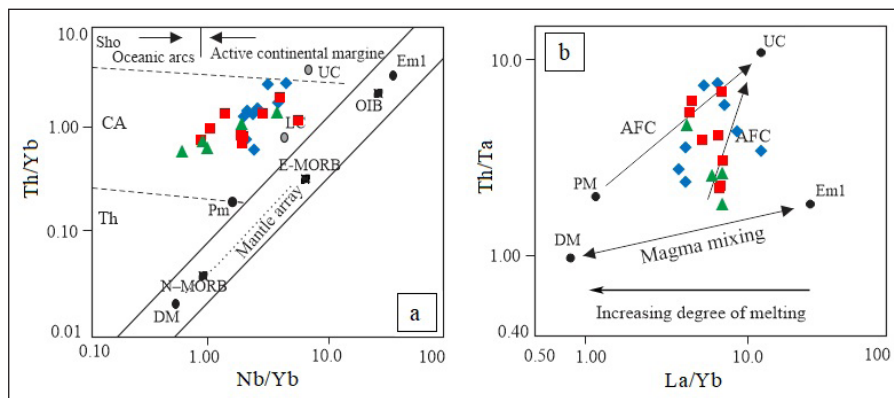
شکل ۱۳- نمودارهای سنگ‌زایی به منظور تمایز بین نقش ذوب‌بخشی و فرایند تبلوربخشی در واحدهای آتشفشانی سنگ میزبان منطقه شمال‌باختر نائین؛ (a) نمودار Rb در برابر Rb/V (Schiano et al., 2010; Wang et al., 2013); (b) نمودار La در برابر Rb (Wang et al., 2013); (c) نمودار Th/Nd در برابر Th (Schiano et al., 2010); (d) نمودار Zr در برابر V (Schiano et al., 2010; Wang et al., 2013).

Figure 13. Petrogenesis diagrams are used to distinguish between partial melting and fractional crystallization processes in the volcanic host rocks of the northwest of Nain; a) Rb/V versus Rb diagram (Schiano et al., 2010; Wang et al., 2013); b) La (ppm) versus Rb (ppm) diagram (Schiano et al., 2010; Wang et al., 2013); c) Th/Nd versus Th diagram (Schiano et al., 2010); (d) diagram of Zr versus V (Schiano et al., 2010; Wang et al., 2013).

و Ta/U شاخص حساس آرایش پوسته‌ای هستند. نسبت Nb/U و Ta/U سنگ‌های میزبان به ترتیب ۱۸/۸۸-۱/۱۲ با مقدار متوسط ۶/۳۹ و ۱/۷۷-۰/۱۶ با مقدار متوسط ۰/۸۳ است که بسیار کمتر از MORB و OIB ( $Nb/U \approx 47$  و  $Ta/U \approx 2.7$ ; Hofmann, 1988) و نزدیک به پوسته قاره‌ای ( $Nb/U = 12.1$  و  $Ta/U = 1.1$ ; Taylor and McLennan, 1995) است که می‌تواند بیانگر نقش آرایش پوسته‌ای این واحدها باشد. با توجه به موقعیت مکانی و زمانی سنگ‌های میزبان آتشفشانی (پهنه فرورانش) ما پیشنهاد می‌کنیم که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این واحدها، به عنوان مثال، غنی‌سازی LREEs و LILEs و کاهش HFSEs، می‌تواند بیشتر از منبع گوشته غنی شده به ارث برسد. با در نظر گرفتن بی‌هنجاری منفی شایان توجه Ta، Nb و P این واحدها در نمودارهای چندعنصری، بر این باوریم که غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای به‌احتمال بیشتر تحت تاثیر متاسوماتیسم حاصل از ذوب رسوب‌ها و سیال‌های آزاد شده از صفحه فرورونده ناحیه فرورانش است که در طی صعود ماگما با مواد پوسته‌ای نیز آرایش یافته است. افزون بر این، واحدهای سنگ میزبان آتشفشانی نسبت Nb/Yb کمتر و نسبت Th/Yb بالاتری نسبت به بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی (N-MORB) دارند که نشان‌دهنده اضافه شدن Th از تخته فرورونده در منبع گوشته است (شکل ۱۴-ا).

سنگ‌های میزبان آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، ویژگی‌های برجسته مرتبط با فرورانش را با کاهش در HFSE (مانند Nb، Ta، Zr و Hf)، غنی‌شدگی شایان توجهی از LREEs و LILEs مانند Sr و Ba نشان می‌دهند که می‌تواند با ذوب بخشی از یک منبع گوشته غنی شده واقع در زیر سنگ کره قاره‌ای (SCLM) به عنوان ماگمای والد مطابقت داشته باشد. در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)، واحدهای سنگ میزبان آتشفشانی در بالای آرایه گوشته‌ای و نزدیک به میدان E-MORB رسم می‌شوند که نشان‌دهنده یک منبع گوشته غنی شده با درجه غنی‌سازی مشابه E-MORB است (شکل ۱۴-ا). افزون بر این، نسبت La/Nb نمونه‌های سنگ میزبان آتشفشانی شمال‌باختر نائین از ۱/۲۹ تا ۱۳/۳۳ با مقدار متوسط ۴/۳۳ متغیر است که بیانگر یک منبع گوشته‌ای زیر سنگ کره قاره‌ای است (Gusev and Korobeinikov, 2009). بنابراین، این سنگ‌های آتشفشانی از یک منبع گوشته‌ای غنی شده مشتق شده‌اند که دارای نشانه‌های فرورانش است.

در نمودار Th/Ta در برابر La/Yb (Condie, 2001; Wang et al., 2013)، سنگ‌های میزبان در راستای روند AFC و به دور از میدان گوشته تهی‌شده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴-ب). هافمن (Hafman, 1988) پیشنهاد نمود که نسبت‌های Nb/U



شکل ۱۴- (a) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008)؛ (b) نمودار Th/Ta در برابر La/Yb (Condie, 2001; Wang et al., 2013)؛ نمادها مانند شکل ۱۳ است.

Figure 14- a) Th/Yb versus Nb/Yb diagram (Pearce, 2008); b) Th/Ta versus La/Yb diagram (Condie, 2001; Wang et al., 2013). Symbols are as Figure 13.

بی‌هنجاری‌های  $Ce > 1$  و  $Eu < 1$  در کانسار مس شمال‌باختر نائین را می‌توان توسط آب دریایی مخلوط با سیال گرمایی به‌شمار آورد که به کانی‌سازی می‌انجامد. افزایش Li، Ba، Th، U، Rb، Sr، Cs، K می‌تواند به سبب فشار وارده بر واحدهای آذرآواری موجود در زیر واحدهای گدازه‌ای طی دیاژنز تدفینی باشد. بدین صورت که، فشار ناشی از دیاژنز و آب‌زدایی واحدهای آذرآواری با ایجاد سیال گرمایی و حمل عناصر فلزی یاد شده، سبب نهشت عناصر یاد شده در درون فضاهای خالی، حفرات و شکستگی‌های واحدهای گدازه‌ای می‌زبان می‌شوند. همراهی نقره نیز به عنوان عنصر فرعی مهم از ویژگی‌های ذخایر نوع مانتو است که میزان آن از ۸ تا ۳۲ گرم در تن تغییر می‌کند (Maksaev and Zentilli, 2002). حضور عنصر نقره به انحلال مس و سرعت استخراج مس از کانی‌هایی مانند کالکوپریت کمک می‌کند (Miller et al., 1981) و این عنصر در شرایط اکسیدان بدون توجه به تغییرات pH به صورت محلول باقی می‌ماند. میزان این عنصر در افق‌های مرتبط با کانه‌سازی از ۰/۵ تا ۲۷/۵ گرم در تن در تغییر است.

#### ۴-۵-۲- کانه‌زایی مس در منطقه شمال‌باختر نائین

فعالیت آتشفشانی گسترده و رسوب‌گذاری، سبب تشکیل توالی ستبری از گدازه‌ها و واحدهای آذرآواری حوضه اتوسن در این منطقه، شده است (شکل ۱۵-ا). با تبلور بیشتر واحدهای گدازه‌ای و کاهش دمای این واحدها، شرایط برای فعالیت باکترهای بی‌هوازی احیاکننده سولفات آب دریا فراهم می‌گردد (Hoefts, 2009). به نظر می‌رسد گوگرد حاصل از احیاشدگی سولفات آب دریا با آهن موجود در حوضه واکنش داده و به تشکیل پیریت به فرم دانه پراکنده و ریز در متن این واحدها می‌انجامد (شکل ۱۵-ب). ادامه فرایند آتشفشان (ولکانیسم) و افزایش دمای محیط، سبب تدفین واحدهای سنگی موجود در منطقه و افزایش فشار شده است. فشار ناشی از دیاژنز، آب‌زدایی واحدهای آذرآواری و وجود مخزن ماگمایی در زیر حوضه کشتی، افزون بر تشکیل سیال‌ها و شوره‌های اکسیدی، سبب تحرک و جابه‌جایی آن‌ها در واحدهای آتشفشانی-رسوبی می‌شوند. این سیال‌ها به دلیل گردش در میان گدازه‌ها و واحدهای آذرآواری از مس و عناصر کانه‌دار دیگر غنی می‌گردند (شکل‌های ۱۵-ب و c). همچنین، سنگ‌های بازیگ-حدواسط و واحدهای آذرآواری کانه‌زایی مس شمال‌باختر نائین، حاوی مقادیر فراوانی از پروکسن، مگنتیت و الیون هستند که همه آن‌ها مقادیری مس و دیگر فلزات

#### ۴-۵-۱- پیدایش کانه‌زایی مس در منطقه شمال‌باختر نائین منبع مس

از آنجا که عناصر خاکی کمیاب به‌نسبت نامتحرک هستند، می‌توان از آن‌ها برای ردیابی موثر منابع سیال‌های کانه‌زا و محدود کردن ماهیت برهم‌کنش آب و سنگ در یک سامانه گرمایی استفاده نمود (Yang et al., 2012). الگوهای توزیع REEs سنگ میزبان آتشفشانی مشابه الگوهای توزیع REE سنگ‌های آتشفشانی است (خادمیان و همکاران، ۱۴۰۱؛ ۱۴۰۲) با این تفاوت که در سنگ میزبان REEs تا حدودی کاهش نشان می‌دهد که احتمالاً به دلیل عملکرد سیال گرمایی غنی از بنیان‌هایی است که REEs را به صورت کمپلکس حمل نموده و سبب شسته شدن آن‌ها از بدنه سنگ شده است. سنگ‌های آتشفشانی و سنگ میزبان مرتبط با کانه‌زایی غنی از سرب با الگوی Nd-Lu به‌نسبت مسطح هستند. میزان مس در واحدهای آتشفشانی حدود ۶۴۸ تا ۳۸۰۰۰ گرم در تن با عیار ۳ درصد است که نشان دهنده ظرفیت مناسب این واحدها برای تامین مس در ناحیه شمال‌باختر نائین است. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که ذخیره مس در منطقه شمال‌باختر نائین ارتباط نزدیکی با سنگ‌های آتشفشانی دارد. این نتیجه همچنین با این واقعیت که سنگ‌های آتشفشانی میزبان، حاوی غلظت‌های بالایی از Cu هستند (به‌طور متوسط ۹۰۹۳ گرم در تن) پشتیبانی می‌شود (جدول ۲). کانه‌زایی مس در این محدوده حاصل رخداد فعالیت آتشفشانی غنی از مس می‌باشد که شستشوی واحدهای سنگی یاد شده توسط سیال‌هایی با ماهیت اکسیدان را می‌توان به عنوان منشأ مس بیان نمود.

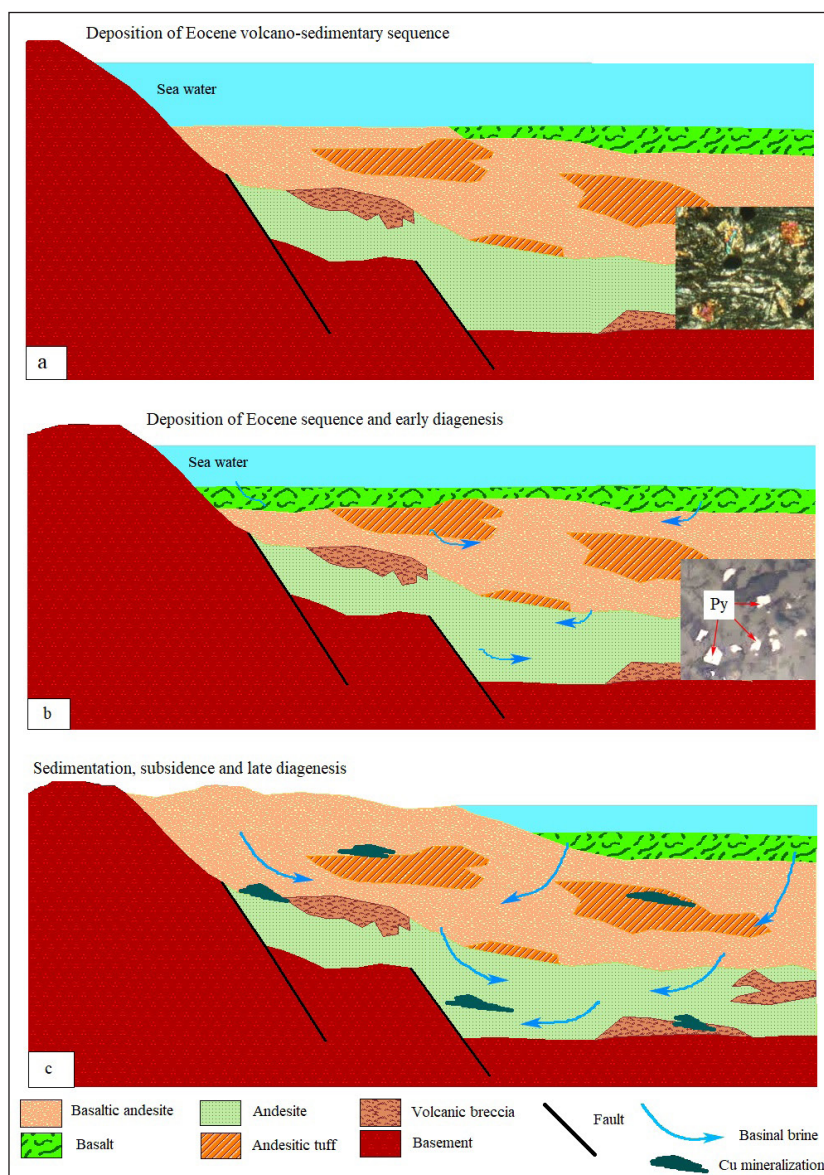
بی‌هنجاری منفی Eu در بیشتر ذخایر برون‌دمی از جمله نوع مانتو (مانند Mantos blancos) معمول است (Ramirez et al., 2006). برتری  $Eu^{3+}$  به شرایط اکسیدان بیشتر و دمای پایین‌تر، به شکل بی‌هنجاری منفی Eu اشاره دارد. در حالی که  $Eu^{3+}$  را می‌توان تحت شرایط احیایی و دمای بالا به  $Eu^{2+}$  تغییر داد که به بی‌هنجاری مثبت Eu می‌انجامد. بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ میزبان مس در منطقه شمال‌باختر نائین دارای نظم است: بی‌هنجاری‌های Eu (کمتر از یک) در هنگام انتقال از ژرفا به سطح کاهش می‌یابد که نشان می‌دهد سیال‌های کانه‌ساز تغییراتی را از شرایط احیایی به شرایط اکسیدان در دماهای بالا تجربه کرده‌اند (Yang et al., 2012). بی‌هنجاری Ce را می‌توان این‌گونه توجیه نمود که با توجه به اکسیژن محلول در آب دریا،  $Ce^{3+}$  به صورت  $CeO_2$  یا  $Ce(OH)_4$  جدا می‌شود که این مسئله به بی‌هنجاری منفی در اکسیدهای آهن و منگنز می‌انجامد (Kerrick and Said, 2011). ترکیب

تشکیل کانسنگ اولیه مس، با رخداد بالاآمدگی منطقه و ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌های ناشی از ادامه فعالیت زمین‌ساختی، شرایط و فضای لازم برای رسیدن سیال اکسیدان به بخش‌های بالاتر توالی و نقاط کم‌فشار فراهم می‌شود. در این مرحله سیال حاوی مس با راه یافتن در طول لایه‌بندی واحدهای برش و توف برش و نیز به داخل شکستگی‌های قطع‌کننده لایه‌بندی و فضاهای خالی و کم‌فشار ناشی از شکستگی‌ها در سنگ‌های آتشفشانی بازالت و آندزیت بازالت به رخداد کانه‌زایی همراه با دگرسانی کلریتی انجامیده است (Khademian et al., 2024a). البته غیر از سیال‌های حوضه‌ای، آب‌های جوی پایین‌رونده گرم شده نیز می‌توانند در کانه‌زایی نقش داشته باشند. به‌طور کلی، کانی‌سازی در این محدوده در ارتباط با گردش سیال‌های گرمایی کانه‌داری است که در راستای شکستگی‌ها و گسل‌های امتدادلغز صعود کرده و در اثر واکنش با واحدهای آتشفشانی و آذرآواری میزبان، کانسنگ خود را ته‌نشست داده‌اند.

غیرآهنی درون شبکه خود دارند. بدین صورت که این کانی‌های مافیک دارای عناصر آهن و منیزیم می‌باشند، از این رو، به‌دلیل شعاع یونی و پتانسیل یونی مشابه مس با عنصر آهن و منیزیم، مس می‌تواند در طی تبلور ماگمایی، وارد ساختمان بلوری این کانی‌ها شود. در طی چرخش سیال‌های گرمایی، دگرسانی موجب تخریب ساختمان بلوری این کانی‌های مافیک شده، مس و دیگر فلزات موجود در این کانی‌ها می‌توانند توسط سیال‌های گرمایی، از شبکه آن‌ها آزاد و در سیال کانه‌ساز به صورت محلول وارد و حمل شوند. این سیال‌ها به دلیل دمای بالای محیط و با چرخش درون پهنه گسلی، مس و فلزات دیگر را به صورت کمپلکس کلریدی از سنگ‌های آتشفشانی شسته و سبب غنی‌شدگی آن‌ها از فلزاتی همچون مس می‌شوند. در واقع عامل احیاء مس در سیال کانه‌ساز، کانی‌های مگنتیت و کانی‌های مافیک مثل پیروکسن موجود در سنگ‌های آتشفشانی است. احتمال رخداد کانه‌زایی اولیه مس کم‌عیار در این مرحله در منطقه وجود دارد. پس از

شکل ۱۵- تکامل حوضه مرتبط با کانی‌سازی مس در شمال‌باختر ناین؛ (a) فعالیت آتشفشانی و ته‌نشست رسوبات در حوضه آتشفشانی-رسوبی ائوسن؛ (b) ادامه فعالیت آتشفشانی و رسوب‌گذاری همراه با رخداد دیاژنز اولیه موجب تشکیل پیریت‌های دانه پراکنده در واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن شده است؛ (c) ته‌نشست رسوبات سبب افزایش ستبرای، فرونشست حوضه، افزایش فشار و حرارت حوضه و رخداد دیاژنز تدفینی شده است. در این مرحله، آب‌زدایی واحدهای آتشفشانی و آذرآواری حاوی مس سبب ورود مس به درون شورابه‌های حوضه‌ای شده که این شورابه‌ها در اثر برخورد با پیریت‌های تشکیل شده در مراحل قبل، کانی‌های سولفیدی مس را تشکیل می‌دهند (با تغییراتی پس از مغفوری و همکاران- 2017). (Maghfouri et al., 2017).

Figure 15. Basin evolution with related of mineralization in the in the northwest of Nain; a) The volcanic activity and sediment deposition in the Eocene volcanic-sedimentary basin; b) Ongoing volcanic activity and sedimentation, along with initial diagenesis, have resulted in the formation of framboidal pyrites within Eocene volcanic-sedimentary units; c) Sedimentation has led to increased thickness, basin subsidence, elevated pressure and temperature, and the occurrence of late diagenesis. During this stage, the dehydration of volcanic and pyroclastic units containing copper has caused the copper to enter the basinal brine. Brine fluids interact with pyrites, forming copper sulfide minerals (modified after Maghfouri et al., 2017).



۴-۶- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس شمال باختر نائین با کانسارهای مس نوع

مانتو

مقایسه ذخیره مس شمال باختر نائین با دیگر تیپ‌های کانساری مس با میزبان آتشفشانی برپایه محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های سنگ میزبان، به‌ویژه ساخت و بافت، نوع دگرسانی و نوع کانه‌زایی، عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی مانند دما و شوری سیال کانه‌ساز، نشان‌دهنده بیشترین شباهت آن با کانسارهای نوع مانتو (Manto-type) در ایران، شیلی و چین است. رخداد کانه‌زایی مس مانتو شیلی که در توالی آتشفشانی - رسوبی به سن مزوزوییک صورت گرفته (Maksaev and Zentilli, 2002) حاصل فعالیت آتشفشانی غنی از مس در محیط کشتی مرتبط با فرورانش آند و حوضه‌های پشت کمائی می‌باشد (Tristá-Aguilera et al., 2006; Oliveros et al., 2009; Kojima et al., 2009; et al., 2008). ذخیره مس در منطقه مورد مطالعه، مشابه با دیگر کانسارهای نوع مانتو، در یک واحد چینه‌ای خاص (توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن) و در حوضه کشتی درون کمان رخ داده است. ساخت و بافت ماده معدنی در

ذخیره مس شمال باختر نائین بیشتر از نوع رگه - رگچه‌ای است که این نوع ژئومتری ماده معدنی از کانسارهای مس ماری (Maghfouri et al., 2017)، کشت‌مهکی (Boveiri et al., 2013)، کشکوئیه (ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۴) در ایران و کانسارهای کشور شیلی و چین نیز گزارش شده است (Kirkham 1996; Ramiez et al., 2006; Shen et al., 2020; Zhao et al., 2020). دگرسانی در کانسارهای نوع مانتو گسترش کمی دارد اما مطالعاتی که بر روی این کانسارها انجام شده است نشان‌دهنده ارتباط کانه‌زایی با دگرسانی پروپلیتی، ژئولیتی و هماتی است که از این بین رخداد هماتی شدن از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و سنگ میزبان کانه‌زایی دارای میزان بالایی از هماتیت است (ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۴). در منطقه شمال باختر نائین، دگرسانی‌های پروپلیتی، هماتی و سریستی دیده می‌شوند که بیانگر شباهت زیاد آن با کانسارهای نوع مانتو است. با توجه به مسائل و شاخص‌های مطرح شده می‌توان ذخیره مس در منطقه شمال باختر نائین را در رده ذخایر نوع مانتو قرار داد.

جدول ۳- مقایسه خصوصیات ذخیره مس شمال باختر نائین و کانسارهای مس مانتو شیلی، ایران و چین.

Table 3. Comparison of characteristics of the northwest Nain copper deposit with Manto-type copper deposits in Chile, Iran, and China.

Deposit name and characteristics	Copper deposit northwest of Nain	Iranian Manto-type deposits	Chilean Manto-type deposits	China Manto-type deposits
<b>Tectonic setting</b>	Extensional setting	Continental-arc Extensional back-arc basin Volcanic arc	Back-arc basins, Island-arc, Continental-arc	Island-arc Post-collisional
<b>Age of sequence</b>	Eocene	Eocene volcano-sedimentary sequence, except for one Cretaceous sequence at Kesht Mahaki deposit	Jurassic-Lower Cretaceous	Late Silurian-Early Devonian
<b>Host rocks</b>	Basalt, basaltic andesite, andesite, volcanic breccias	Basalt, andesite, trachyandesite, pyroclastic units	Porous rocks (andesite, volcanic tuffs, siltstone, sandstone and conglomerate)	Porous rocks (andesite and basalt, andesitic brecciated lava, andesitic volcanic breccias)
<b>Alteration</b>	Propylitic and carbonate alteration, sericitization	Propylitic alteration, sericitization, carbonates	Silicification, sericitization, propylitic alteration and carbonates	Propylitic epidote-chlorite, Silicic and calcite alterations
<b>Orebody texture</b>	Open-space fillings, vein-veinlets, and replacement textures	Disseminations, open-space fillings, veins and replacement textures	Disseminations, open-space fillings, veins and replacement textures	Dissemination, vein-veinlets, replacement textures
<b>Main ore and gangue mineral</b>	Pyrite, chalcocopyrite, chalcocite, covellite, malachite, together with magnetite and hematite	Chalcocite, bornite, chalcocopyrite, together with calcite, quartz, epidote, hematite and chlorite (zeolite)	Chalcocite, bornite, chalcocopyrite, native copper, together with calcite, quartz, epidote, hematite, chlorite and zeolite	Chalcocopyrite, bornite, chalcocite, pyrite, sphalerite, galena, together with epidote, chlorite, calcite, magnetite and hematite
<b>Fluid inclusions</b>	Liquid-rich and vapor-rich inclusions, homogenization temperature: 149°C-320°C	Liquid-rich, vapor-rich, and minor halite-bearing inclusions, homogenization temperature: 150°C - 360°C	Liquid-rich, vapor-rich, and minor halite-bearing inclusions, homogenization temperature: 295°C -330°C	Liquid-rich and vapor-rich inclusions, homogenization temperature: 140°C -280°C
<b>Typical examples</b>	-	Kesht Mahaki, Abbas Abad, Mari, Koshkuiyeh	Cerro Negro, Mantos Blancos, Buena Esperanza, El Soldado, Lince-Estefanía (or Susana-Lince), Melipilla-Naltahua	Hongshanliang Cu deposit Hongguleleng Cu deposit
<b>References</b>	Khademian et al.(2024a)	Boveiri et al. (2013); Salehi and Rasa (2016); Maghfouri et al. (2017); Abolipour et al. (2015);	Kirkham (1996); Wilson et al. (2003a, b); Wilson and Zentilli (2006); Kojima et al. (2009); Oliveros et al. (2006); Tristá-Aguilera et al. (2006); Carrillo-Rosua et al. (2014)	Zhao et al. (2020) Shen et al. (2020)

## ۵- نتیجه گیری

با توجه به ماهیت آتشفشانی-رسوبی توالی میزبان در منطقه شمال‌باختر نائین و همچنین براساس مطالعات صورت گرفته به نظر می‌رسد که کانه‌زایی مس این محدوده در یک حوضه کشتی درون کمان مرتبط با فروانش تشکیل شده است. ماگمای والد این واحدهای آتشفشانی از ذوب‌بخشی گواشته غنی شده زیر سنگ‌کره قاره‌ای حاصل شده است که طی مهاجرت و صعود ماگما به ترازهای بالاتر تحت تاثیر فرایند تبلور بخشی انواع متفاوت واحدهای آتشفشانی را ایجاد نموده‌اند. این واحدها ضمن صعود از طریق گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه، تا حدودی دچار آلاینش پسته‌ای نیز شده‌اند. کانی‌سازی در منطقه شمال‌باختر نائین به واحدهای چینه‌ای خاصی (مانند گدازه‌های بادامکی و برش‌های آتشفشانی) محدود شده‌اند و توسط مناطق گسلی شیب‌دار کنترل می‌شوند که از این نظر شبیه به بیشتر کانسارهای نوع مانتو در شیلی، ایران و چین می‌باشد. در سنگ‌های میزبان، کانی‌سازی نه تنها به صورت افقی بلکه به صورت عمودی در پاسخ به تخلخل سنگ و گسلش گسترش می‌یابد. مطالعاتی که بر روی کانسارهای مس نوع مانتو انجام شده است نشان‌دهنده ارتباط کانه‌زایی با دگرسانی پروپیلیتی، زئولیتی و هماتی است. دگرسانی در کانه‌زایی مس نائین، شامل پروپیلیتی که به صورت فراگیر در بیشتر واحدهای سنگی منطقه مشاهده می‌شود و دگرسانی‌های اپیدوتی-کلریتی، سیلیسی و هماتی مرتبط با کانه‌زایی است. به طور معمول کانه‌های

کالکوپیریت، کالکوسیت، کولیت و مالاکیت به صورت پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه‌ای در سنگ میزبان رخ می‌دهند. اختلاط سیال گرمایی اولیه با شورابه‌های حوضه‌ای و دریایی با دمای ۱۴۹ تا ۳۲۱ درجه سانتی‌گراد و متوسط شوری ۷/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام (NaCl) مسئول کانی‌سازی مس از نوع مانتو در این منطقه است. این کانه‌زایی به احتمال قوی، حاصل رخداد فعالیت آتشفشانی غنی از مس، شستشوی و حمل آن توسط کمپلکس کلریدی از واحدهای سنگی آتشفشانی حاوی مس است. با توجه به شاخص‌هایی همچون محیط زمین‌ساختی، سنگ میزبان، عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، می‌توان کانه‌زایی مس در منطقه شمال‌باختر نائین را در رده کانسارهای مس نوع مانتو قرار داد.

## سپاسگزاری

این مقاله حاصل بخشی از پژوهش‌های انجام شده مربوط به رساله دکتری نویسنده اول می‌باشد که در دانشگاه اصفهان انجام شده است. نگارندگان از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند. همچنین از مهندسین و کارکنان محترم شرکت معدنی نقش جهان اصفهان که کمال همکاری را برای انجام این بررسی‌ها داشته‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

## کتابنگاری

- ابولی پور، م.، راستاد، ا.، رشید نژاد، ن.، ۱۳۹۴، کانه‌زایی مس چینه‌کران نوع مانتو در آندزیت پورفیر پیروبیتومن‌دارکشکویه رفسنجان، زیرپهنه دهج-ساردوییه، فصلنامه علوم زمین، بهار ۱۳۹۴، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، صص. ۱۲۳-۱۴۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42418>.
- اعلمی‌نیا، ز.، رحمتی، ز.، عزیز، ح.، ۱۳۹۹، خاستگاه کانسار اسکارن آهن دوروجین (شمال‌خاور اصفهان): شواهد کانی‌شناسی و میانبارهای سیال، فصلنامه علوم زمین، بهار ۱۳۹۹، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۵، صص. ۳-۱۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2019.144085.1522>.
- بحرودی، ع.، فنودی، م.، ۱۳۸۲، نقشه زمین‌شناسی شهراب، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- براتی، م.، استاد حسینی، ا.، افضل، پ.، لی، ا.، ۱۴۰۲، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، کانی‌شناسی و ارزیابی نوع کانه‌زایی مس (نقره) در کانسار رحیم‌آباد، جنوب‌باختری اردستان، پترولوژی، زمستان ۱۴۰۲، سال چهاردهم، شماره ۵۶، صص. ۱۴۷-۱۷۶. doi: 10.22108/IJP.2024.140522.1319.
- خادمیان، ف.، اعلمی‌نیا، ز.، قاسمی، ع. و ندیمی، ع.، ۱۴۰۱، پترولوژی، ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی و زمین‌ساخت سنگ‌های آتشفشانی بازیگ-حدواسط شمال‌باختر نائین، اصفهان. پترولوژی، زمستان ۱۴۰۱، سال سیزدهم، شماره ۵۲، صص. ۱ تا ۳۴. doi: 10.22108/IJP.2023.134625.1285.
- خادمیان، ف.، اعلمی‌نیا، ز.، ندیمی، ع.، قاسمی، ع. و شریفی، م.، ۱۴۰۲، بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شهراب (شمال‌باختر نائین) با تاکید بر نقش آلاینش پسته‌ای. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، (در نوبت چاپ). doi: 10.22084/NFAG.2024.28939.1604.
- خلجی، ز.، ۱۳۹۲، بررسی ژئوشیمی و پیدایش اکتشاف در رخداد سنگ شورهستان (جنوب اردستان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۱۴ صص.
- صالحی، ل.، رساء، ا.، علیرضایی، س. و کاظمی‌مهرنیا، ا.، ۱۳۹۴، کانسار معدن بزرگ با میزبان آتشفشانی، نمونه‌ای از کانسارهای مس نوع مانتو، خاور شاهرود، فصلنامه علوم زمین، زمستان ۱۳۹۴، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، صص. ۹۳-۱۰۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41166>.
- کنعانیان، ع.، حمزه‌ای، ز.، سرجویان، ف. و احمدیان، ح.، ۱۳۹۳، منشأ و جایگاه تکنونیک سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های دلریتی توده نفوذی نصرند جنوب شرق اردستان، پترولوژی، بهار ۱۳۹۳، سال پنجم، شماره ۱۷، صص. ۱۰۳-۱۱۸.
- محمدی، س.، ندیمی، ع.، اعلمی‌نیا، ز.، ۱۳۹۷، بررسی ارتباط کانی‌سازی و پهنه‌های دگرسانی با ساختارهای زمین‌ساختی با کمک مطالعات دورسنجی در منطقه جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان)، فصلنامه زمین‌ساخت، ۷(۲)، ۲۹-۴۹. [jt.2020.2434.1013/10.22077](https://doi.org/10.22071/gsj.2020.2434.1013).
- معینی‌فر، س.، طباطبایی، س.ح. و اسدی‌هارونی، ه.، ۱۳۹۰، مطالعات لیئوتژئوشیمیایی اندیس مس پورفیری زرفه. اولین همایش ملی مس، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

## References

- Abolipour, M., Rastad, E., Rashidnejad, N., 2015. Manto-type copper mineralization in pyrobitumen-bearing porphyritic andesite, Kashkouieh district of Rafsanjan, Dehaj-Sardoyie subzone, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24 (95), 123-144. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42418>. (in Persian).
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geological Magazine*, 148, 692e725. doi: 10.1017/S001675681100046X.
- Alamina, Z., Rahmati, Z., and Azizi, H., 2020. Origin of the Dorojin iron skarn deposit, NE Isfahan: mineralogy and fluid inclusions evidences, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29 (115), 3-16. <https://doi.org/10.22071/gsj.2019.144085.1522>. (in Persian).

- Aminoroayaei Yamini, M., Futti, F., Haschke, M., Ahmadian, J., and Murata, M., 2016. Synorogenic copper sminalisation during the Alpine-Himalayan orogeny in the Zafarghand copper exploration district, Central Iran: Petrography, geochemistry and alteration thermometry, *Geological Journal*, 25(2), 263–281. doi:10.1002/gj.2755.
- Asadi, S.S., Zavareh, M., Shokri, V.H., and Shahinroksar, P., 2014. Efect of foliar supplements of nitrogen and potassium on yield and yield components of hybrid rice (*Oryza sativa* cv. Daylam), *Journal of Crop Improvement*, 16, 693–706.
- Asadi, S., Moore, F., and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth-Science Reviews*, 138, 25-46. doi:10.1016/j.earscirev.2014.08.001.
- Atapour, H., 2017. The exploration significance of Ag/Au, Au/Cu, Cu/Mo, (Ag×Au)/ (Cu×Mo) ratios, supra-ore and sub-ore halos and fluid inclusions in porphyry deposits: a review. *J. Sci. Islam. Repub*, 28, 133–146.
- Atapour, H., and Aftabi, A., 2007. The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. *J. Geochem. Explor*, 93, 47–76. doi:10.1016/j.gexplo.2006.07.007.
- Azizi, H., and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran, *Journal of Geodynamics*, 47(4), 167-179. doi:10.1016/j.jog.2008.12.002.
- Bahroudi, A., and Fonoudi, M., 2003. *Geological Map of Shahrab. Tehran, Geological Survey of Iran (scale 1:100,000). (in Persian)*.
- Barati, M., Ostadhosseini, A., Afzal, P., and Lee, I., 2024. *Petrography, geochemistry, mineralogy and type of Cu (Ag) mineralization study of Rahimabad ore deposit, southwest of Ardestan. Petrological Journal*, 14(4), 147-176. (in Persian). doi: 10.22108/IJP.2024.140522.1319.
- Benavides, J., Kyser, T.K., Clark, A.H., Oates, C.J., Zamora, R., Tarnovschi, R., and Castillo, B., 2007. The Mantoverde iron oxide–copper–gold district, III Region, Chile: the role of regionally derived, nonmagnetic fluids in chalcopyrite mineralization, *Economic Geology*, 102 (3), 415–440. doi:10.2113/gsecongeo.102.3.415.
- Boveiri, M., Rstad, E., Kojima, S., and Rashidnejad, N., 2013. Volcanic redbed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 190(2), 107-121. doi:10.1127/0077-7757/2013/0236.
- Brown, P.E., and Lamb, W.M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>- NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6), 1209–1221. doi:10.1016/0016-7037(89)90057-4.
- Cai, Y.T., Ni, P., Wang, G.G., Pan, J.Y., Zhu, X.T., Chen, H., and Ding, J.Y., 2016. Fluid inclusion and H–O–S–Pb isotopic evidence for the Dongxiang Manto-type copper deposit, South China, *Journal of Geochemical Exploration*, 171, 71–82. doi:10.1016/j.gexplo.2016.01.019.
- Carrillo-Rosúa, J., Boyce, A.J., Morales-Ruano, S., Morata, D., Roberts, S., Munizaga, F., and Moreno-Rodríguez, V., 2014. Extremely negative and inhomogeneous sulfur isotope 638 signatures in Cretaceous Chilean manto-type Cu–(Ag) deposits, Coastal Range of central Chile, *Ore Geology Reviews*, 56, 13–24. doi:10.1016/j.oregeorev.2013.06.013.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos*, 162–163, 70–87. doi: 10.1016/j.lithos.2013.01.006.
- Condie, K.C., 2001. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge University Press, Cambridge, 305 p.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683–693. doi:10.1016/j.jseae.2005.01.003.
- Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J., and McIntosh, W.C., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics*, 26, 1-26. doi:10.1029/2006TC002091.
- Gusev, A.I., and Korobeinikov, A.F., 2009. Mantle–crustal interaction in the generation of different types of mineralization: geophysical and petrological aspects, *Izv. Tomsk Polytechnic University*, 315(1): 18-25.
- Hassanzadeh, J., 1993. *Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province)*. Unpublished PhD thesis, University of California, Los Angeles, 204pp.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, Springer, Sixth Edition.
- Hofmann, A. W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3), 297-314. doi: 10.1016/0012-821X(88)90132-X.
- Kanianian, A., Hamzei, Z., Sarjoughian, F., and Ahmadian, J., 2014. *Origin and tectonic setting of granitic rocks and dolerite dikes in the Nasrand pluton, southeast of Ardestan, Iranian Journal of Petrology*, 5(17), 103-118. (in Persian).
- Kerrick, R., and Said, N., 2011. Extreme positive Ce-anomalies in a 3.0 Ga submarine volcanic sequence, Murchison Province: oxygenated marine bottom waters, *Chemical Geology*, 280, 232–241. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.11.012.
- Kesler, S.E., 2005. Ore–forming fluids. *Elements*, 1, 13-18. doi:10.2113/gselements.1.1.13.
- Khademian, F., Alaminia, Z., Ghasemi, A., and Nadimi, A.R., 2023. *Petrology, trace and rare earth elements geochemistry, and tectonic setting of basic- intermediate volcanic rocks from northwest of Nain, Isfahan, Petrological Journal*, 52, 1-34. (in Persian). doi: 10.22108/IJP.2023.134625.1285.

- Khademian, F., Alaminia, Z., Nadimi, A.R., Ghasemi, A., and Sharifi, M., 2024b. Investigating the magmatic evolution of volcanic rocks south of Shahrab (NW of Nain) with emphasis on the role of crustal contamination. *New Findings in Applied Geology*, In press. (in Persian). doi: 10.22084/NFAG.2024.28939.1604.
- Khademian, F., Alaminia, Z., Nadimi, A.R., Lentz, D.R., Ghasemi, A., and Sharifi, M., 2024a. Structural and Alteration Zones Controls on Cu Mineralisation in the Northwest of Nain (northeastern Isfahan, Iran): A Remote Sensing Perspective, *Journal of African Earth Sciences*, 211, 105151. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2023.105151.
- Khalaji, Z., 2013. *Study of exploration geochemistry and genesis in Shoureghestan ore occurrence (South of Ardestan)*. M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran, 114 pp. (in Persian).
- Kirkham, R.V., 1996. Volcanic red bed copper. *Geol. Sur. of Canada, Canadian Mineral Deposit Types*, 8, 241-252.
- Kojima, S., Astudillo, J., Rojo, J., Trista', D., and Hayashi, K., 2003. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile, *Mineralium Deposita*, 3, 208-216. doi:10.1007/s00126-002-0304-5.
- Kojima, S., Tristá-Aguilera, D., and Hayashi, K.I., 2009. Genetic aspects of the Manto-type copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology*, 59(1), 87-98. doi:10.1111/j.1751-3928.2008.00081.x.
- Liu, S.W., Zhang, J., Li, Q.G., Zhang, L.F., Wang, W., and Yang, P.T., 2012. Geochemistry and U-Pb zircon ages of metamorphic volcanic rocks of the Paleoproterozoic Lüliang Complex and constraints on the evolution of the Trans-North China Orogen, North China Craton. *Precambrian Research* 222-223, 173-190. doi:10.1016/j.precamres.2011.07.006.
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Movahednia, M., and Choulet, F., 2017, Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran, *Ore Geology Review*, 81, 10-22. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.10.025.
- Maksaev V, and Zentilli M., 2002. Chilean stratabound Cu-(Ag) deposits: an overview. In: *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective 2* (Ed. Porter, T.M). PCG, 185-205 p.
- Miller, J.D., and Portillo, H.Q., 1981. Silver catalysis in ferric sulfate leaching of chalcopyrite. In: (Ed. Laskowski, J.), *13th International Mineral Processing Congress, Warsaw, 1979*, Elsevier, Amsterdam, 851-898.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56, 263-287. doi: 10.1080/00206814.2013.853919.
- Mohajjel, M., Ferguson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412. doi: 10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
- Mohammadi, S., Nadimi, A., and Alaminia, Z., 2018. *Analysis of the relationship between mineralization and alteration zones with tectonic structures using remote sensing studies in south Ardestan area (northeastern Isfahan)*, *Tectonics Journal*, 2(7), 29-49 (in Persian). doi:10.22077/JT.2020.2434.1013.
- Moinifar, S., Tabatabai, S.H., and Asadi Harouni, H., 2011. *Litho geochemistry studies of Zefreh copper porphyry index. 1st National Conference on copper, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.* (in Persian).
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5, 325-362. doi:10.1130/GES00223.1.
- Movahednia, M., Maghfouri, S., Fazli, N., Rastad, E., Ghaderi, M., and Gonzalez', F.J., 2022. Metallogeny of Manto-type strata bound Cu-(Ag) mineralization in Iran: Relationship with NeoTethyan evolution and implications for future exploration, *Ore Geology Reviews*, 149, 105064. doi:10.1016/j.oregeorev.2022.105064.
- Oliveros, V., Feraud, G., Aguirre, L., and Fornari, M., 2006. The early Andean magmatic province (EAMP): 40Ar/39Ar dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157, 311-330. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.007.
- Oliveros, V., Feraud, G., Aguirre, L., Ramirez, L., Fornari, M., Palacios, C., and Parada, M., 2008. Detailed 40Ar/39Ar dating of geologic events associated with the Mantos Blancos copper deposit, northern Chile, *Mineralium Deposita*, 43, 281-293. doi:10.1007/s00126-007-0146-2.
- Oyarzun, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R., and Oyarzun, J., 1998. Cu, Mn, and mineralization in the Quebrada Marquesa Quadrangle, Chile: the Talcuna and Arqueros districts, *Mineralium Deposita*, 33, 547-559.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100, 14- 48. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, Germany, 1250 p.
- Pollard, P.J., 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces, *Mineral. Deposita*, 41 (2), 179-187.
- Ramirez, L. E., Parada, M. A., Palacios, C., Wittenbrink, J., Lehmann, B., and Sial, A. N., 2006. Magma sources of Mantos Blancos copper deposit, Coastal range of Northern Chile, *Mineralium Deposita*, 41(3), 246-258. doi:10.1007/s00126-006-0055-9.

- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu  $\pm$  Mo  $\pm$  Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107, 295–332. doi:10.2113/econgeo.107.2.295.
- Salehi, L., Rasa, I., Alirezaei, S., Kazemi Mehrnia, A., 2016. *The Madan Bozorg, volcanic-hosted copper deposit, East Shahroud; an example of Manto type copper deposits in Iran, Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 98(25), p. 93-104. (in Persian). <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41166>.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Martin, H., and Koga, K.T., 2010. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 297–312. doi:10.1007/s00410-009-0478-2.
- Shafiei, B., Haschke, M., and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran, *Mineralium Deposita*, 44, 265–283. doi:10.1007/s00126-008-0216-0.
- Shahsavari Alavijeh, B., Rashidnejad-Omran, N., Toksoy-Köksal, F., Xu, W., and Ghalamghash, J., 2019. Oligocene subduction-related plutonism in the Nodoushan area, Urumieh-Dokhtar magmatic belt: Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry, *Geoscience Frontiers*, 10, 725-751. doi:10.1016/j.gsf.2018.03.017.
- Shen, P., Pan, H.D., Li, Z., Sun, J., Shen, Y., Li, C., Feng, H., and Cao, C., 2020. A Manto-type Cu deposit in the Central Asian Orogenic Belt: the Honggule- leng example (Xinjiang, China), *Ore Geology Reviews*, 124, 103656. doi:10.1016/j.oregeorev.2020.103656.
- Simmons, S.F., and Browne, P.R.L., 2000. Mineralogical indicators of boiling in two low sulfidation epithermal environments: the Broadlands-Ohaaki and Waiotapu geothermal systems. In: Cluer, J.K., Price, J.G., Struhsacker, E.M., Hardyman, R.F., Morris, C.L. (Eds.), *Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond*. Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, USA, 683–690.
- Spies, O., Lensch, G., and Miha, A., 1984. Petrology and geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan /NE Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh*, 168 (51), 247-265. doi: 10.1127/njgpa/168/1984/389.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust, *Reviews of Geophysics*, 33(2), 241-265. doi:10.1029/95RG00262.
- Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S., and Ferrara, F., 2006. Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile, *Mineralium Deposita*, 41, 99–105. doi:10.1007/s00126-006-0048-8.
- Verdel, C.h., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare - up in Iran, *Tectonics*, 30(3), TC3008. doi: 10.1029/2010TC002809.
- Wang, W., Liu, S., Bai, X., Li, Q., Yang, P., Zhao, Y., Zhang, S., and Guo, R., 2013. Geochemistry and zircon U–Pb–Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite–monzonite–syenite suite of the North China Craton: Implications for petrogenesis and geodynamic setting, *Lithos*, 162-163, 175-194. doi:10.1016/j.lithos.2013.01.005.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals, *American Mineralogist*, 95(1), 185- 187.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55(1–4), 229–272. doi:10.1016/S0024-4937(00)00047-5.
- Wilson, N.S.F., and Zentilli, M., 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile, *International Journal of Coal Geology*, 65, 158–169. doi:10.1016/j.coal.2005.04.012.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., and Reynolds, P.H., 2003a. Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto-type Cu deposit, Chile: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of K-feldspar, *Chemical Geology*, 197, 161–176. doi:10.1016/S0009-2541(02)00350-9.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., and Spiro, B., 2003b. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado Manto type Cu deposit, Chile: the essential role of bacteria and petroleum. *Economic Geology*, 98, 163–174. doi:10.2113/gsecongeo.98.1.163.
- Yang, X., Liu, J., Zhai, D., Han, S., Wang, H., Yang, L., and Huo, D., 2012. Geochemistry of the Yangla volcanic rocks and its relationship to Cu mineralization in the Yangla copper deposit, western Yunnan, China, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 243-244, 38-44. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.026.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Lentz, D., and Hossaini, M., 2013. Characteristics of mineralizing fluids of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran, determined by fluid inclusion microthermometry. *Resour. Geol.* 63, 188–209. doi:10.1111/rge.12004
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Asadi, S., and Lentz, D., 2018. Hydrothermal fluid evolution in collisional Miocene porphyry copper deposits in Iran: Insights into factors controlling metal fertility. *Ore Geology Reviews*, 105, 183-200. doi:10.1016/j.oregeorev.2018.12.027
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., and Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran, *Ore Geology Reviews*, 70, 407–423. doi:10.1016/j.oregeorev.2015.01.010.
- Zhao, L., Han, J., Lu, W., Liang, P., and Jourdan, F., 2020. The Middle Permian Hongshanliang Manto-type copper deposit in the East Tianshan: Constraints from geology, geochronology, fluid inclusions and H–O–S isotopes, *Ore Geology Reviews*, 124, 103601. doi:10.1016/j.oregeorev.2020.103601.