

## زمین‌شیمی و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ مادر متاولکانیک‌های مجموعه دگرگونی حلب (جنوب‌باختر دندی، استان زنجان)

رحیمه نفیسی<sup>۱</sup>، حسین کوهستانی<sup>۱</sup>، میر علی اصغر مختاری<sup>۱\*</sup> و مارتیا صادقی<sup>۲</sup>

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(۲) بخش زمین‌شناسی اقتصادی، سازمان زمین‌شناسی سوئد، اوپسالا، سوئد

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۸/۰۱، پذیرش: ۱۳۹۶/۱۱/۲۴

### چکیده

منطقه دگرگونی حلب در بخش خاوری پهنه دگرگونی تکاب-تخت سلیمان-انگوران واقع شده و متشکل از تناوب شیست‌های پلیتی، مافیک و فلسیک همراه با میان‌لایه‌هایی از ریولیت میلوئیتی، مرمر و کوارتزیت مربوط به پرکامبرین است که در حد رخساره آمفیولیت و شیست سبز دگرگون شده‌اند. شیست‌های مافیک شامل اکتینولیت شیست، هورنبلند شیست و آمفیول شیست و شیست‌های فلسیک شامل آلپیت کوارتز شیست، بیوتیت کوارتز شیست و آمفیول بیوتیت کوارتز شیست هستند. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ مادر شیست‌های مافیک از نوع بازالت، آندزیت‌بازالتی و تراکی‌بازالت و سنگ مادر شیست‌های فلسیک از نوع ریولیت بوده و ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط تا بالا نشان می‌دهند. الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بیانگر غنی‌شدگی در LILE به همراه آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی HFSE برای هر دو نوع شیست فلسیک و مافیک است. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد که سنگ مادر شیست‌های مافیک حاصل ذوب‌بخشی یک گوشته متاسوماتیسم شده در نتیجه فرورانش، در محیط کششی داخل کمانی بوده و شیست‌های فلسیک محصول ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای توسط ماگمای بازالتی مزبور هستند.

**واژه‌های کلیدی:** زمین‌شیمی، محیط تکتونوماگمایی، متاولکانیک، مجموعه دگرگونی حلب، دندی، زنجان

### مقدمه

دگرگونی و ۳- بررسی سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی برای شناخت پهنه ژئودینامیک پیدایش آنها. در بررسی فرایندهای زمین‌ساختی پهنه‌های کوه‌زایی، سنگ‌های بازیگ و اولترابازیک دگرگون شده از گروه‌های سنگی کلیدی و مهم به شمار می‌آیند. این سنگ‌ها معمولاً با فعالیت‌های ماگمایی پشته‌های میان اقیانوسی، کمان‌های آتشفشانی و پهنه‌های کششی پشت کمانی در ارتباط هستند (Miyashiro, 1974). با این

به‌طور معمول در بررسی سرزمین‌های دگرگونی سه هدف بنیادین مدنظر سنگ‌شناسان است: ۱- بررسی فابریک سنگ‌های دگرگونی برای روشن شدن ارتباط رویدادهای دگرگونی و دگرریختی، ۲- شناسایی و بررسی روند تغییر شرایط دما و فشار دگرگونی برای اندازه‌گیری گرادیان زمین‌گرایی و به‌دنبال آن شناسایی جایگاه دیرینه زمین‌ساختی ماگما پیش از فرایند

علم‌کندی (Qazvinizadeh, 2005)، سرب- روی قوزلو (Daliran, 2008)، کانسار طلا- آرسنیک عربشاه (Najafzadeh et al., 2017; Heidari et al., 2017)، کانه‌زایی سرب- روی- طلای آرپاجای (Talebi et al., 2017)، کانه‌زایی مس- طلای آغاتاق (Rahmati et al., 2017)، کانه‌زایی سرب- روی ± طلای چیچکلو (Daliran, 2008) و کانی‌سازی‌های متعدد آهن مانند بلقیس، میانج (Pourmohammad et al., 2019)، گورگور (Mohamadi et al., 2014)، حلب ۱ و ۲ (Tofighi et al., 2016; Tofighi, 2017) و علم‌کندی (Nouri et al., 2017)، کورکورا (Maanijou and Salemi, 2014)، سراب ۳ واقع در منطقه معدنی شهرک (Maanijou and Khodaie, 2018)، کانه‌زایی منگنز حلب (Naderi, 2017) و کانسار مس (کبالت) بایچه‌باغ (Lotfi and Karimi, 2004) نیز در این منطقه شناسایی شده‌اند. در سال‌های اخیر بسیاری از این کانسارها و رخدادهای معدنی مورد بررسی قرار گرفته و اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمین‌شناسی و کانی‌سازی آنها موجود است؛ ولی تاکنون زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده (شیست‌های مافیک و فلسیک) میزبان این کانی‌سازی‌ها و موقعیت تکنونوماگمایی تشکیل آنها مطالعه نشده است. در این پژوهش، با بررسی شیمی سنگ کل و به‌ویژه رفتار عناصر کمیاب غیرمتحرک، محیط دیرینه زمین‌ساختی ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده در مجموعه دگرگونی منطقه حلب مورد بررسی قرار گرفته است.

### روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسی‌های صحرایی شامل شناسایی واحدهای دگرگونی مختلف (شیست‌های فلسیک، مافیک و پلیتی) و نمونه‌گیری از برون‌زدهای واحدهای دگرگونی مزبور برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، علاوه‌بر

وجود، انواع مرتبط با کوه‌های زیردریایی، جزایر اقیانوسی و محیط‌های کشتی داخل قاره‌ای نیز شناسایی شده‌اند (John et al., 2010). بررسی رویدادهای دگرگونی، سن‌سنجی و برداشت‌های ساختاری این گونه سنگ‌ها، توجه زمین‌شناسان را به خود جلب کرده است. زمین‌شیمی سنگ مادر سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده نیز تاریخچه پیش از دگرگونی را روشن می‌کند.

منطقه کانه‌دار- دگرگونه تکاب- تخت‌سلیمان- انگوران با روندی عمومی شمال‌باختر- جنوب‌خاور به موازات زمین‌درز زاگرس در کمربند کوه‌زایی آلپ- هیمالیا واقع شده است. مجموعه دگرگونی حلب در بخش خاوری این پهنه، در جنوب و جنوب‌باختر کانسار روی- سرب انگوران با مختصات "۳۶°۲۴'۰۰" تا "۴۷°۲۷'۲۶" خاوری و "۳۶°۲۸'۰۲" تا "۳۶°۳۰'۱۷" شمالی قرار دارد. این مجموعه دگرگونی شامل تناوبی از شیست‌های پلیتی، مافیک و فلسیک همراه با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت به سن پرکامبرین و معادل سازند کهر است (Babakhani and Ghalamghash, 1996; Fonoudi and Hariri, 1999) که در حد رخساره آمفیبولیت و شیست سبز دگرگون شده‌اند (Tofighi, 2017). مجموعه دگرگونی مزبور توسط گسل‌های تراستی بر روی توالی آتشفشانی- رسوبی الیگومیوسن رانده شده است (Babakhani and Ghalamghash, 1996; Fonoudi and Hariri, 1999). از دیدگاه فلززایی، پهنه کانه‌دار- دگرگونه تکاب- تخت‌سلیمان- انگوران یکی از مناطق فلززایی مهم در ایران محسوب می‌شود (Daliran, 2008; Daliran et al., 2002). کانسارهای طلا- آرسنیک زرشوران (Mehrabi et al., 1999; Asadi et al., 2000; Daliran et al., 2002) و طلا- آنتیموان آغ‌دره (Daliran, 2008) همراه با کانسار روی- سرب انگوران (Gilg et al., 2006; Boni et al., 2007) در مجموعه واحدهای سنگی این پهنه تشکیل شده‌اند. علاوه‌بر این، کانی‌سازی‌های متعدد دیگری مانند کانسار روی- سرب حلب (Karbasi, 2015; Karami et al., 2015)، کانسار سرب- روی

است (Mohajjel et al., 2003). به اعتقاد باجلان و شریفی (Bajelan and Sharifi, 2014)، زیربنای پهنه سنندج-سیرجان عبارت است از یک پی دگرگونی که در پاره‌ای نقاط به صورت هورست بالا آمده است.

بر اساس بررسی‌های صحرائی انجام‌شده در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ منطقه حلب (شکل ۱) و با توجه به ستون سنگ‌شناسی تهیه‌شده از این منطقه (شکل ۲)، واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی حلب شامل تناوب شیست‌های فلسیک، شیست‌های مافیک، شیست‌های پلیتی، کالک شیست‌ها، کوارتزیت و مرمر به سن پرکامبرین است (شکل ۳-A و B). در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب (Fonoudi and Hariri, 1999) و تخت‌سلیمان (Babakhani and Ghalamghash, 1996)، این مجموعه دگرگونی به پرکامبرین منتسب شده و محصول دگرگونی سازند کهر در نظر گرفته شده است. روند عمومی لایه‌بندی و برگ‌وارگی واحدهای سنگی منطقه اغلب شمال‌باختر-جنوب‌خاور با شیب به سمت شمال‌خاور است. سن مجموعه سنگی منطقه از باختر به سمت خاور، جوان‌تر می‌شود. بر اساس ستون سنگ‌شناسی منطقه، واحدهای سنگی موجود از قدیم به جدید شامل شیست‌های مافیک، تناوب شیست‌های فلسیک و کوارتزیت با میان‌لایه‌های مرمر، شیست‌های مافیک با میان‌لایه‌های متاریولیت، مرمر و کوارتزیت، شیست‌های فلسیک، شیست‌های مافیک، شیست‌های پلیتی، واحد متاریولیت، شیست‌های مافیک، واحد مرمر و در نهایت تناوب شیست‌های فلسیک و پلیتی با میان‌لایه کوارتزیتی است. دولومیت‌های مرمری شده موسوم به مرمرهای جان‌گوتاران به صورت تراست‌شده بر روی توالی واحدهای دگرگونه یادشده قرار گرفته‌اند (شکل ۳-C).

شیست‌های فلسیک متشکل از آلپیت کوارتز شیست، بیوتیت کوارتز شیست و آمفیبول بیوتیت کوارتز شیست با میان‌لایه‌هایی از متاریولیت هستند. بخشی از کانه‌زایی‌های آهن در منطقه حلب، به صورت دانه‌پراکنده در متن این سنگ‌ها تشکیل شده

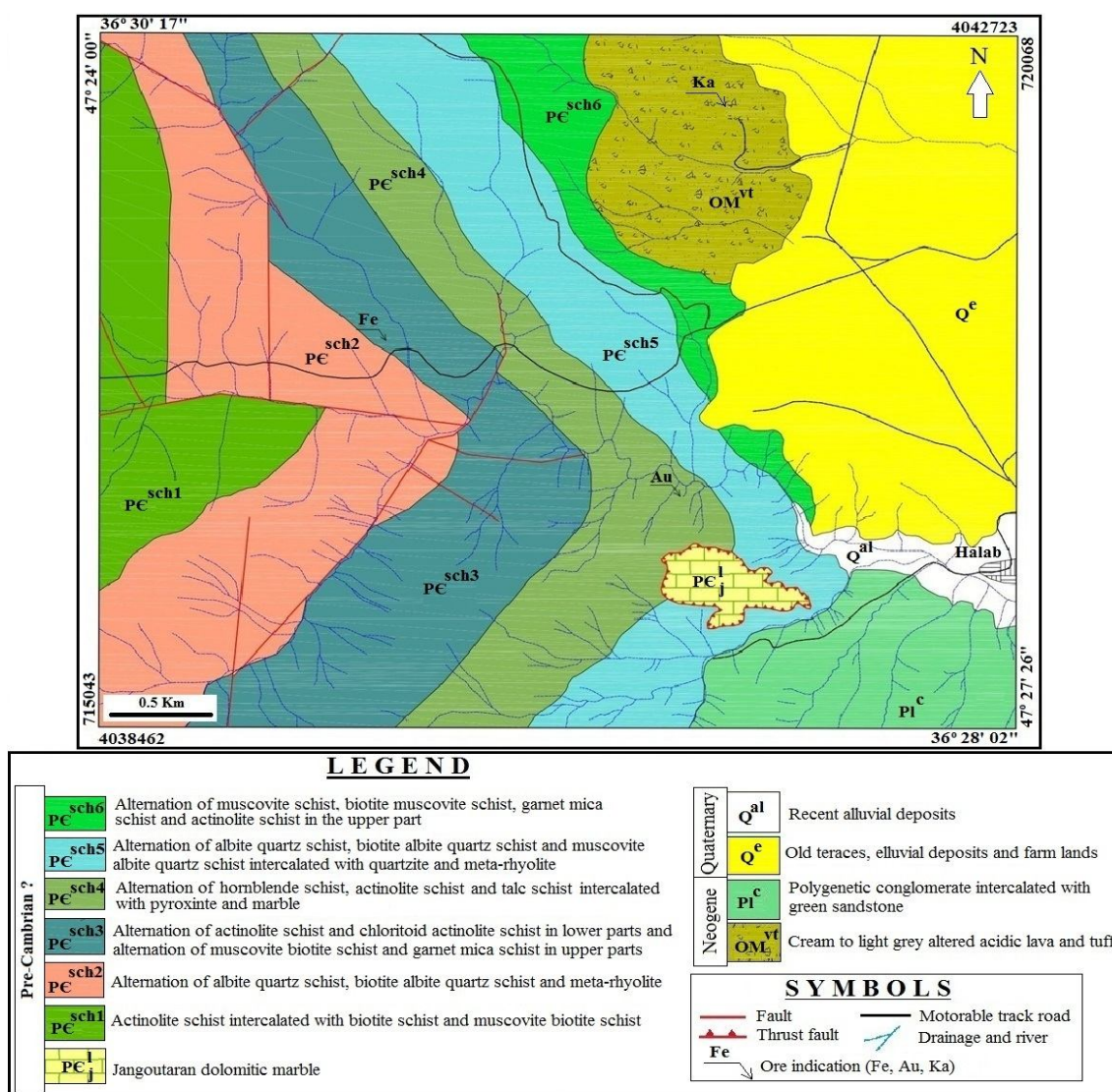
انجام بررسی‌های صحرائی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، بیش از ۴۰ نمونه از واحدهای شیستی مختلف برداشت شد. از بین آنها، تعداد ۲۵ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و فابریک سنگ‌ها تهیه شد و مورد بررسی قرار گرفت. سپس برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، تعداد ۱۳ نمونه از واحدهای شیستی مختلف با استفاده از دستگاه‌های XRF در آزمایشگاه‌های زراژما و ICP-MS در مرکز پژوهش‌های کاربردی علوم زمین کرج آنالیز شد. بدین منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش خردایش و سپس توسط آسیاب تنگستن کاربرد به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از پودر کردن هر نمونه، ماسه‌های کوارتزی آسیاب شد تا میزان آلودگی به حداقل برسد. سپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال و آنالیز شدند. برای تعیین میزان عناصر کمیاب خاکی حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابرات/تترابرات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۳ تا ۵ درصد بوده است. تفسیر جایگاه زمین‌ساختی سنگ مادر واحدهای دگرگونه با بهره‌گیری از شیمی سنگ کل و نمودارهای متمایزکننده مناسب انجام شد.

## زمین‌شناسی

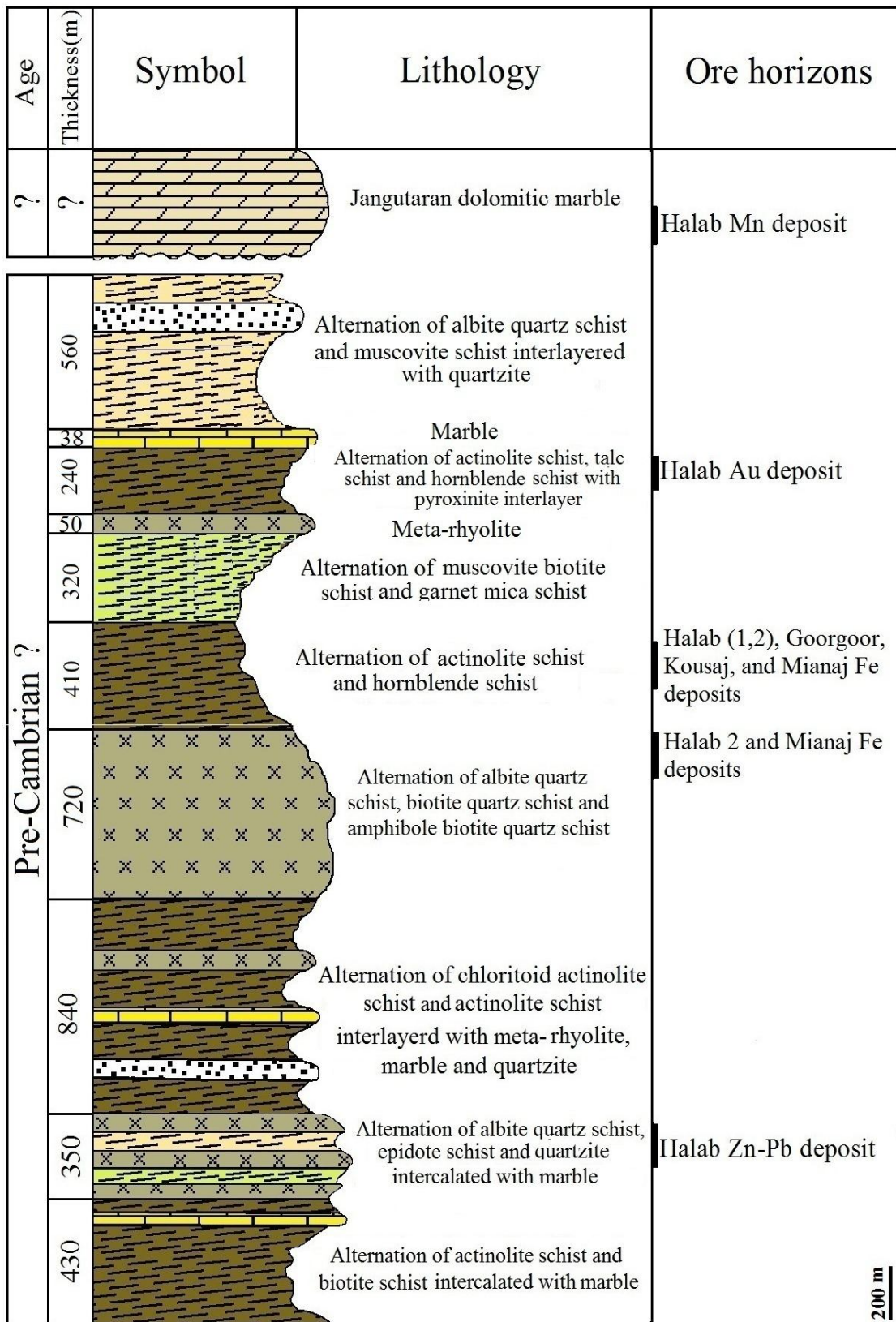
در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی-رسوبی ایران، منطقه دگرگونی حلب در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان (Stöcklin, 1968) واقع شده و بخشی از ورقه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب (Fonoudi and Hariri, 1999) و تخت‌سلیمان (Babakhani and Ghalamghash, 1996) است. موقعیت ژئودینامیکی و متالورژیکی پهنه ماگمایی-دگرگونی سنندج-سیرجان به‌عنوان بخشی از کوه‌زاد زاگرس (Alavi, 1994)، محصول فرورانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی و در نهایت برخورد قاره‌ای صفحه عربی با ایران مرکزی

شیست هستند. اکتینولیت شیست‌ها واحد سنگی غالب این مجموعه سنگی هستند. شیست‌های پلیتی از دیگر واحدهای اصلی موجود در منطقه حلب هستند که در توالی با شیست‌های مافیک و فلسیک قرار گرفته‌اند. برخی کانه‌زایی‌های آهن منطقه حلب توسط شیست‌های پلیتی میزبانی می‌شوند. به‌طور کلی، با توجه به توالی شیست‌های مافیک، فلسیک و پلیتی در منطقه مورد بررسی، می‌توان گفت که در حوضه تشکیل این سنگ‌ها، فعالیت ماگمایی دوگانه (اسیدی و بازیک) حاکم بوده و این فعالیت ماگمایی در حوضه‌ای رسوبی به‌صورت متناوب انجام شده است.

است (Tofghi, 2017; Pourmohammad et al., 2019). شواهد صحرایی و میکروسکوپی بیانگر آن است که این مجموعه سنگی محصول دگرگونی توف‌ها و گدازه‌هایی با ماهیت فلسیک است. شیست‌های مافیک یکی از مهم‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه حلب بوده و میزبان بخش عمده کانه‌زایی‌های آهن منطقه و همچنین کانه‌زایی طلای حلب هستند. این مجموعه سنگی با رنگ سبز تیره در بین مجموعه شیست‌های پلیتی و فلسیک قرار دارند. بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، این سنگ‌ها متشکل از توالی اکتینولیت شیست، هورنبلند شیست، آمفیبول شیست و گاه تالک

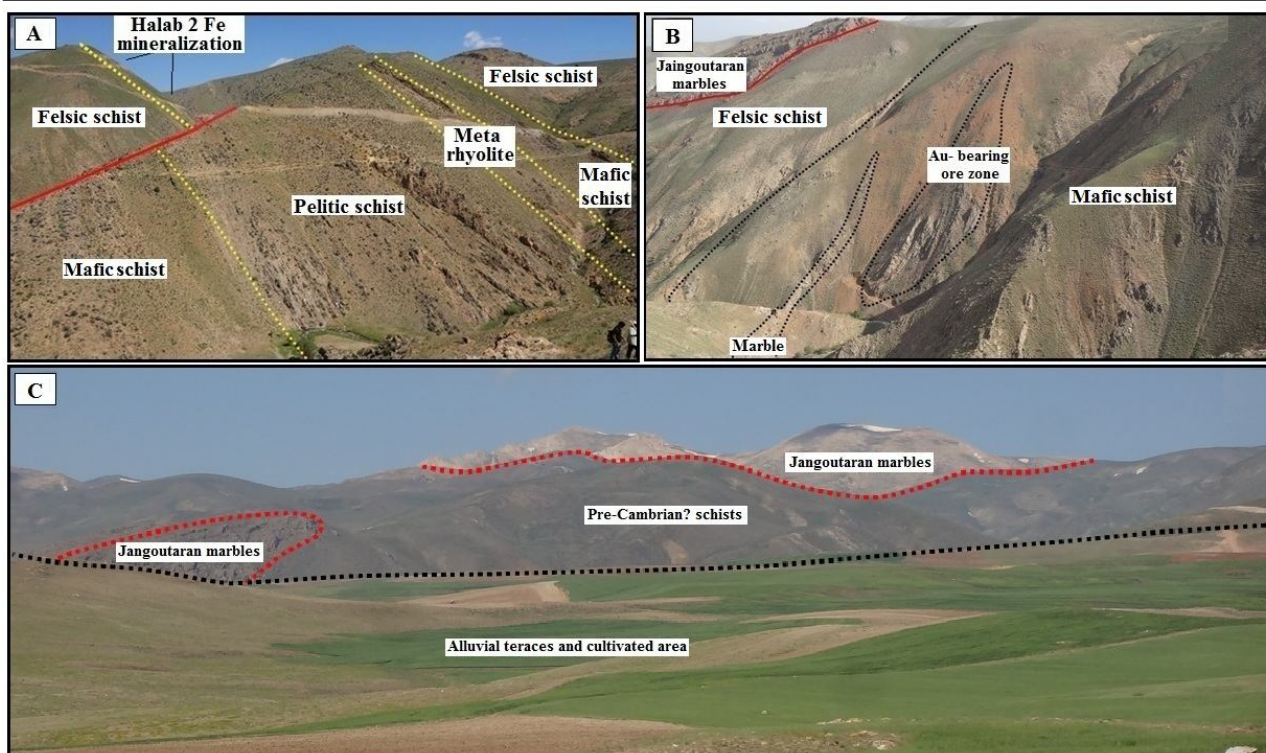


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده از منطقه حلب  
Fig. 1. Prepared geological map of the Halab area



شکل ۲. ستون سنگ‌شناسی واحدهای سنگی منطقه حلب همراه با موقعیت کانه‌زایی‌های موجود در این منطقه  
**Fig. 2.** Lithological column of rock units in the Halab area with location of mineralizations in this area





شکل ۳. A: نمایی از توالی شیست‌های فلسیک، مافیک و پلیتی در منطقه حلب (دید به سمت شمال). موقعیت کانه‌زایی آهن حلب ۲ در تصویر مشخص شده است. تصویر از توفیقی (Tofighi, 2017) اقتباس شده است. B: نمایی از توالی شیست‌های مافیک و فلسیک در منطقه حلب (دید به سمت جنوب و جنوب‌باختر). موقعیت پهنه کانه‌زایی طلای حلب در تصویر مشخص شده است. در گوشه چپ بالای تصویر، مرمهرهای دولومیتی جان‌گوتاران به صورت تراست شده بر روی واحدهای شیستی مشاهده می‌شوند و C: نمایی از توالی شیستی (پرکامبرین) همراه با مرمهرهای جان‌گوتاران به صورت تراست شده بر روی آنها در منطقه حلب (دید به سمت باختر)

**Fig. 3.** A: A view from the alternation of acidic, basic and pelitic schists in the Halab area (view to the north). Location of the Halab 2 Fe mineralization has shown on the photo (photo by Tofighi, 2017), B: A view from the alternation of basic and acidic schists in the Halab area (view to the south and southwest). Location of Au-bearing ore zone has shown on the photo. Thrusted Jangoutaran marbles on the schist units can be seen at the upper left corner of the photo, and C: A view from schist units (Pre-Cambrian) thrusted by Jangoutaran marbles in the Halab area (view to the west)

### سنگ‌نگاری

بر اساس نتایج بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های دگرگونی منطقه حلب را می‌توان در سه گروه سنگی اصلی شامل شیست‌های پلیتی، شیست‌های مافیک و شیست‌های فلسیک تقسیم‌بندی کرد. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی شیست‌های فلسیک و مافیک معرفی می‌شوند.

**شیست‌های مافیک:** این گروه سنگی از مهم‌ترین واحدهای شیستی منطقه حلب بوده و شامل اکتینولیت شیست، هورنبلند شیست و آمفیبول شیست است. هورنبلند شیست‌ها در نمونه

دستی به رنگ سبز تیره تا سیاه دیده شده و در مقاطع میکروسکوپی متشکل از کلریتوئید و هورنبلند به همراه مقداری کوارتز، فلدسپار، اپیدوت و کانی کدر هستند. این سنگ‌ها فابریک نماتوبلاستیک و پورفیروبلاستیک نشان می‌دهند. برخی هورنبلندها با چندرنگی سبز تا متمایل به آبی در نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای مشخص هستند. این گروه هورنبلندها به دو صورت بلورهای درشت (تا ۳ میلی‌متر) حاوی ادخال‌های کوارتز (شکل ۴-A) و بلورهای کوچک باریک و کشیده در راستای برگ‌وارگی سنگ دیده می‌شوند (شکل ۴-B). ادخال‌های کوارتز دارای جهت‌یابی متفاوت با برگ‌وارگی

غالب سنگ هستند. این موضوع نشان می‌دهد که بلورهای درشت حاوی ادخال، طی فاز دگرگونی  $M_1$  تشکیل شده و بلورهای بدون ادخال موجود در راستای برگ‌وارگی فعلی سنگ، مربوط به فاز دگرگونی  $M_2$  هستند. هورنبلندهایی که در مرحله اول دگرریختی و دگرگونی به وجود آمده‌اند، به صورت مایل نسبت به برگ‌وارگی سنگ قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۴A). هورنبلندهای با چندرنگی سبز کم‌رنگ تا پررنگ در نور عبوری PPL نیز دارای دو نسل شامل بلورهای درشت حاوی ادخال‌های کوارتز و بلورهای کوچک‌تر به حالت کشیده و در راستای برگ‌وارگی مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۴C). این گروه از هورنبلندها نیز مربوط به دو فاز دگرگونی  $M_1$  (بلورهای درشت حاوی ادخال‌های کوارتز) و  $M_2$  (بلورهای موجود در راستای برگ‌وارگی فعلی سنگ) هستند. کوارتز به صورت بلورهای کوچک حاوی خاموشی موجی در فضای بین هورنبلندها حضور دارد. در مجاورت با هورنبلندهای درشت نسل اول، بلورهای کوارتز با بافت سایه‌فشاری تشکیل شده است. فلدسپارها با فراوانی کمتر در همراهی با کوارتز دیده می‌شوند. فلدسپارها دارای منطقه‌بندی شیمیایی در بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای هستند. اپیدوت (با فراوانی حدود ۲ درصد) به صورت بلورهای کوچک بی‌شکل و با برجستگی زیاد در فضای بین هورنبلندها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴D). کانی‌های کدر ریزبلور با فراوانی حدود ۲ درصد در راستای برگ‌وارگی سنگ و در همراهی با بخش‌های غنی از هورنبلند حضور دارند. رگچه‌های کلسیتی و کوارتزی تأخیری این سنگ‌ها را در جهات مختلف قطع کرده‌اند.

اکتینولیت شیب‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ سبز تیره و گاه با لامینه‌های روشن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ، متشکل از کانی‌های اصلی اکتینولیت، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز به همراه کانی‌های فرعی بیوتیت، کلینوپیروکسن، اسفن، کلریت، سربیسیت، کلسیت و کانی‌های کدر هستند. فابریک‌های موجود در این سنگ‌ها نماتوبلاستیک و گرانوبلاستیک است. برخی نمونه‌ها حاوی

برگ‌وارگی مشخص هستند؛ در حالی که در برخی دیگر، برگ‌وارگی بسیار ضعیف بوده است و چندان قابل تشخیص نیست. کانی عمده این سنگ‌ها، اکتینولیت بوده (فراوانی حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد) و ابعاد آنها گاه تا ۵ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۴-۴E). در داخل برخی از آنها بقایایی از کلینوپیروکسن دیده می‌شود (شکل ۴-۴F). این موضوع نشان می‌دهد کانی اولیه از نوع کلینوپیروکسن بوده و در نتیجه دگرگونی پس‌رونده توسط اکتینولیت جایگزین شده است. در نتیجه فرایند مزبور، کلسیت نیز تشکیل شده است. برخی بلورهای اکتینولیت حالت رشته‌ای مشخصی نشان می‌دهند. یک دسته رگچه‌های اکتینولیتی به صورت متقاطع با برگ‌وارگی غالب سنگ، این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۴-۴G). ضخامت رگچه‌های مزبور گاه تا ۲ سانتی‌متر می‌رسد. پلاژیوکلازها با درجات مختلفی به سربیسیت و گاه کلسیت دگرسان شده‌اند. فراوانی پلاژیوکلازها به حدود ۲۰ درصد می‌رسد. این کانی‌ها معمولاً به صورت درشت‌بلور بوده و منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهند؛ به طوری که در مرکز رنگ تداخلی خاکستری و در حاشیه به رنگ سفید دیده می‌شوند. کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به صورت بلورهای بی‌شکل و اغلب با خاموشی موجی و با بافت گرانوبلاستیک حضور دارند. بیوتیت با فراوانی حداکثر ۵ درصد در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود که با درجات متغیری به کلریت دگرسان شده است. بلورهای کشیده بیوتیت در جهت برگ‌وارگی سنگ تشکیل شده‌اند. بلورهای بی‌شکل اسفن با فراوانی کمتر از ۲ درصد به صورت پراکنده و با برجستگی بالا در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

آمفیبول شیب‌ها با رنگ تیره خود در صحرا مشخص هستند. بافت عمده این سنگ‌ها، پورفایروبلاستیک و نماتوبلاستیک است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، هورنبلند کانی عمده تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با فراوانی بیش از ۶۰ درصد حضور دارد (شکل ۴-۴H). برگ‌وارگی مشخصی در این سنگ‌ها وجود دارد که حاصل موازی قرارگرفتن بلورهای هورنبلند در راستای طول

بلورهاست. طول بلورهای هورنبلند اغلب کمتر از ۰/۵ میلی‌متر است. پلاژیوکلاز، دیگر کانی اصلی سنگ است که اغلب پورفیروبلاست‌های سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-I). این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ابعاد پورفیروبلاست‌های آن تا ۱/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. پلاژیوکلازها اغلب در راستای برگ‌وارگی سنگ و گاه به حالت متقاطع با برگ‌وارگی بوده و هورنبلند‌های کوچک آنها را دور زده‌اند. بافت سایه‌فشاری در اطراف بلورهای درشت‌تر مشاهده می‌شود. علاوه بر این، بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز و در همراهی با هورنبلندها حضور دارند. فراوانی پلاژیوکلازها در حدود ۳۰ درصد است.

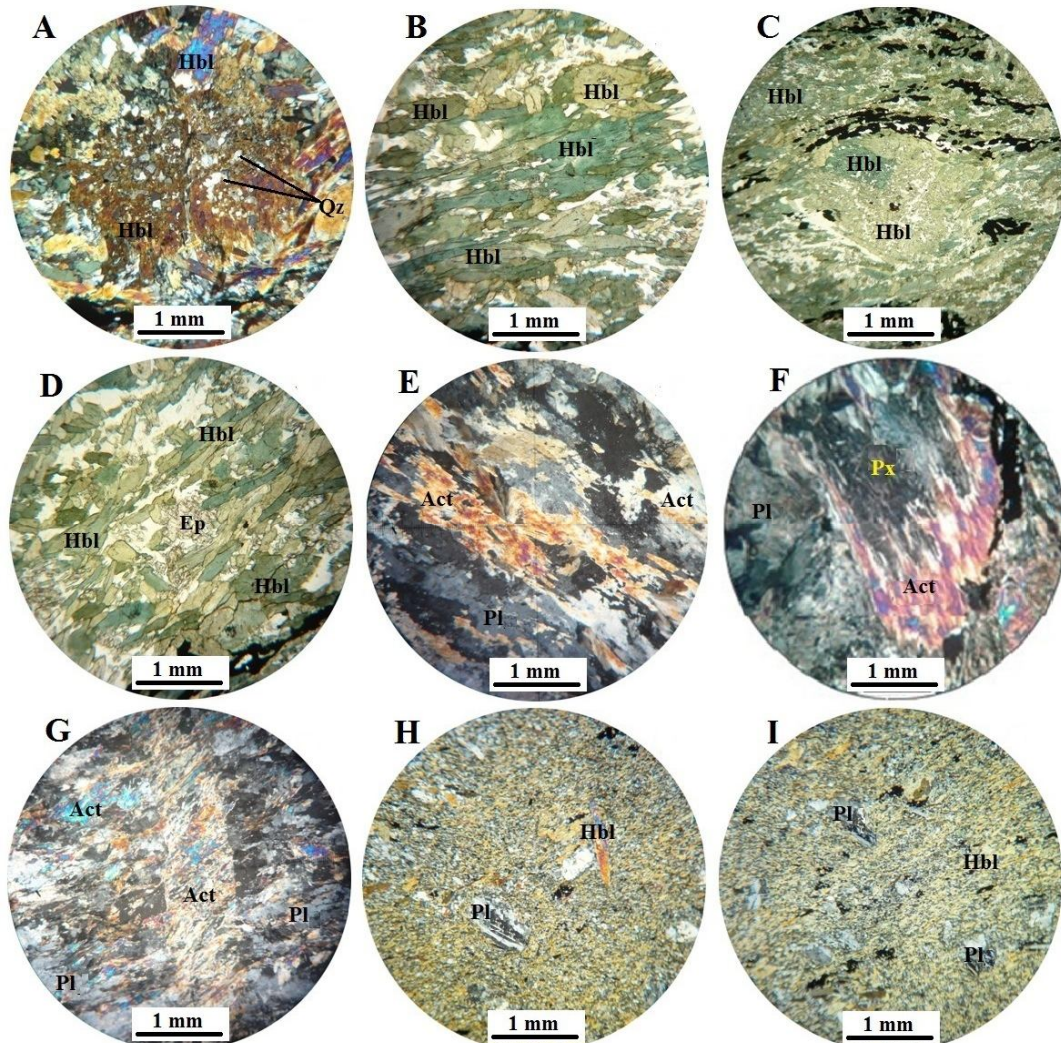
**شیست‌های فلسیک:** سنگ‌های موجود در این گروه دارای ترکیب آلپیت کوارتز شیست، بیوتیت کوارتز شیست و آمفیبول بیوتیت کوارتز شیست هستند. آلپیت کوارتز شیست‌ها دارای برگ‌وارگی حاصل از توالی باندهای کوارتز-فلدسپاتی سالم با بخش‌های خردشده، هستند که بخش‌های خردشده به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۵-A). کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های فرعی هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های کدر بوده و فابریک‌های گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک نشان می‌دهند. کانی غالب تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کوارتز و آلکالی‌فلدسپار (آلپیت) بوده که دارای مرزهای دندان‌دار و خاموشی موجی هستند. فراوانی این دو کانی به بیش از ۸۰ درصد می‌رسد. پلاژیوکلاز با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در بین کوارتز و آلکالی‌فلدسپارها مشاهده می‌شود که اغلب دگرسانی به کانی‌های رسی را متحمل شده‌اند (شکل ۵-B). تجمعی از بلورهای رشته‌ای کلسدوئن در فضای بین کوارتز-فلدسپارها دیده می‌شود (شکل ۵-C). با توجه به ترکیب کانی‌شناسی سنگ، به نظر می‌رسد که سنگ مادر آلپیت کوارتز شیست‌ها، توف و احتمالاً ایگنمبریت با ترکیب ریولیتی بوده است که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای، فولیاسیون مشخصی در آن

به وجود آمده است.

بیوتیت کوارتز شیست‌ها متشکل از کانی‌های کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کلریت و کانی‌های کدر بوده و برگ‌وارگی مشخص متشکل از لامینه‌های کانی‌های ورقه‌ای بیوتیت به همراه کلریت و باندهای کوارتز-فلدسپار را نشان می‌دهند (شکل ۵-D). فابریک سنگ لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک است. بیوتیت با فراوانی حدود ۲۰ درصد، به صورت بلورهای ورقه‌ای باریک و کشیده حضور دارد که برگ‌وارگی مشخص سنگ را تشکیل داده‌اند (شکل ۵-E و F). طول بلورهای بیوتیت تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. این کانی با درجات متغیری به کلریت دگرسان شده است. کوارتز با فراوانی حدود ۴۵ درصد، فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای بی‌شکل و گاه با حالت کشیده در راستای برگ‌وارگی سنگ ردیف شده‌اند. کوارتزها اغلب دارای خاموشی موجی هستند. آلکالی‌فلدسپار با فراوانی حدود ۳۰ درصد، دیگر کانی غالب سنگ است که در همراهی با کوارتز، بافت گرانوبلاستیک سنگ را به وجود آورده‌اند. پلاژیوکلاز با ماکل‌های نواری مشخص، با فراوانی کمتر از ۵ درصد در همراهی با کوارتز-فلدسپارها حضور دارد (شکل ۵-E). پلاژیوکلازها دارای ابعاد درشت‌تر در مقایسه با آلکالی‌فلدسپار و کوارتز هستند. کلریت به صورت بلورهای ورقه‌ای نسبتاً درشت (دارای طول بیشینه ۳ میلی‌متر) در همراهی با بیوتیت‌ها و در امتداد برگ‌وارگی سنگ حضور دارند (شکل ۵-F). فراوانی کلریت‌ها کمتر از ۲ درصد است.

آمفیبول بیوتیت کوارتز شیست‌ها دارای برگ‌وارگی مشخص حاصل از باندهای کوارتز-فلدسپار و آمفیبول‌های نوع اکتینولیت به همراه بیوتیت هستند (شکل ۵-G). کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت به همراه کانی‌های فرعی اسفن، مسکویت و کانی‌های کدر بوده و فابریک گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک و نماتوبلاستیک را نشان می‌دهند.





شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از شیست‌های مافیک منطقه حلب. A: بلور هورنبلند مربوط به دگرگونی مرحله اول ( $M_1$ ) با فابریک پوئیکلوبلاستیک و به صورت متقاطع نسبت به برگ‌وارگی سنگ و دارای ادخال‌هایی از کوارتز، B: بلورهای باریک و کشیده هورنبلند مربوط به دگرگونی مرحله دوم ( $M_2$ ) در راستای برگ‌وارگی سنگ، C: درشت‌بلور هورنبلند مربوط به دگرگونی مرحله اول ( $M_1$ ) که برگ‌وارگی بلورهای کوچک هورنبلند مربوط به دگرگونی مرحله دوم ( $M_2$ ) آن را دور زده است، D: بلور کوچک اپیدوت در بین بلورهای هورنبلند، E: بلورهای اکتینولیت در راستای برگ‌وارگی اکتینولیت شیست‌ها، F: بلور پیروکسن که از حاشیه‌ها در حال تبدیل شدن به اکتینولیت است، G: رگچه اکتینولیت که برگ‌وارگی اکتینولیت شیست را قطع کرده است، و H و I: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در متنی غنی از بلورهای کوچک هورنبلند دارای برگ‌وارگی. تصاویر B تا D در نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای (PPL) و بقیه تصاویر در نور عبوری پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده‌اند. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Act: اکتینولیت، Ep: اپیدوت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Qz: کوارتز.

**Fig. 4.** Photomicrographs of basic schists from the Halab area. A: Hornblende crystal with poikiloblastic fabric and quartz inclusions cross cutting the foliation, which was formed during  $M_1$  metamorphic phase, B: Thin crystals of hornblende parallel to foliation, which were formed during  $M_2$  metamorphic phase, C: Foliation of fine-grained hornblendes of  $M_2$  metamorphic phase around the coarse-grained hornblende of  $M_1$  metamorphic phase, D: A small epidote crystal between hornblende crystals, E: Actinolite crystals along the schistosity of actinolite schists, F: Pyroxene crystal, which is replacing by actinolite from margins, G: Actinolite veinlet crosscutting the foliation of actinolite schist, and H and I: Plagioclase phenocrysts within the foliation-bearing hornblende-rich matrix. Photomicrographs are taken in transmitted XPL, B-D in PPL. All mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Act: actinolite, Ep: epidote, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Px: pyroxene, Qz: quartz)

خاموشی موجی نشان می‌دهند. یک گروه بلورهای کوچک بیوتیت نیز در این سنگ‌ها وجود دارد که جهت‌یابی مشخصی را نشان می‌دهند. بیوتیت‌ها با درجات مختلفی به کلریت دگرسان شده‌اند.

### زمین‌شیمی

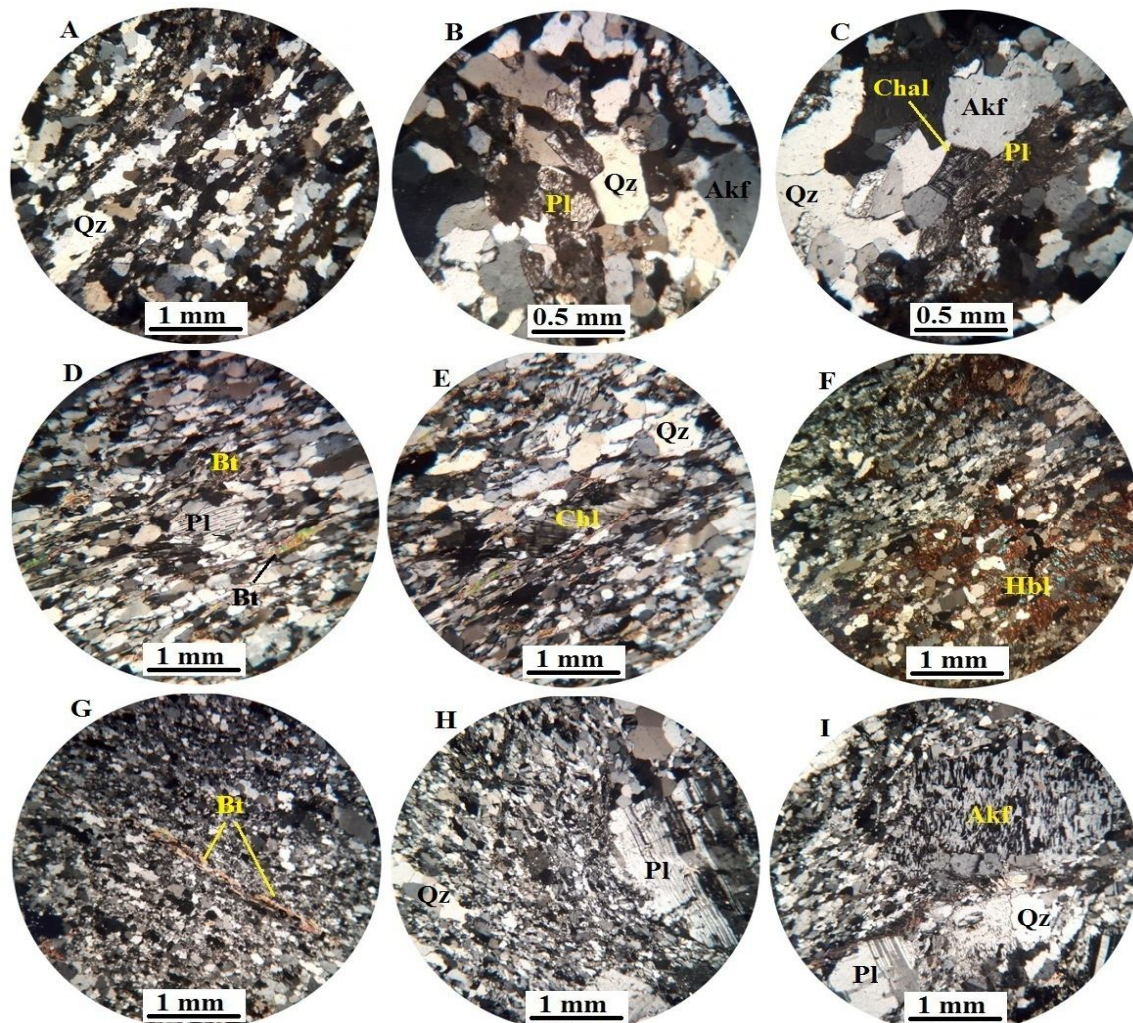
برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین جایگاه تکنونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده منطقه حلب، تعداد ۱۳ نمونه از این سنگ‌ها مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج این آنالیزها در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است.

داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌کل سنگ‌های آتشفشانی مافیک دگرگون‌شده (متابازیت‌ها) منطقه حلب بیانگر آن است که محتوای  $\text{SiO}_2$  آنها بین ۴۵/۲۹ تا ۵۵/۲۳ درصد در نوسان است. مقدار  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های آتشفشانی فلسیک دگرگون‌شده (شیست‌های فلسیک) این منطقه بین ۷۴ تا ۷۷/۲ درصد متغیر است. تمرکز بالای آهن در برابر منیزیم ویژگی مشترک آنهاست و عدد منیزیم ( $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ) کل سنگ (به استثنای نمونه H-26)، کمتر از ۵۵ است. در نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر اساس محتوای  $\text{SiO}_2$  در مقابل مجموع آلکالی‌ها (Le Bas et al., 1986)، سنگ مادر شیست‌های مافیک مجموعه دگرگونی حلب در قلمرو بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت بازالتی واقع شده و نمونه‌های مربوط به سنگ مادر شیست‌های فلسیک در قلمرو ریولیت واقع می‌شوند (شکل A-۶). همچنین این نمودار نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها ماهیت ساب‌آلکالن دارند. به دلیل تحرک‌پذیری عناصر آلکالن در هنگام دگرگونی، نمودار دوتایی  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (Winchester and Floyd, 1977) برای شناسایی سنگ‌های آتشفشانی اولیه سنگ‌های دگرگونی منطقه حلب استفاده شد. بر پایه این نمودار، سنگ مادر متابازیت‌های منطقه حلب از نوع بازالت ساب‌آلکالن تا آندزیت بوده و سنگ مادر شیست‌های فلسیک منطقه مورد بررسی از نوع ریولیت است (شکل B-۶).

آمفیبول‌ها به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و گاه رشته‌ای حضور داشته و برگ‌وارگی سنگ را در همراهی با بیوتیت تشکیل داده‌اند (شکل G-۵ و H). فراوانی آمفیبول به حدود ۲۰ درصد می‌رسد. بیوتیت دیگر کانی این سنگ‌هاست که با فراوانی محدود به صورت بلورهای ورقه‌ای کشیده در راستای برگ‌وارگی سنگ حضور دارند (شکل H-۵). بیوتیت‌ها با درجات متغیری به کلریت دگرسان شده‌اند. کوارتز و آلکالی فلدسپار کانی‌های عمده آمفیبول بیوتیت کوارتز شیست‌ها بوده و در مجموع حدود ۷۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. آلکالی فلدسپارها با درجات محدودی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. خاموشی موجی در کوارتزها و آلکالی فلدسپارها دیده می‌شود. در برخی نقاط، تجمعات کوارتز-فلدسپار به صورت عدسی شکل در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. اسفن به صورت بلورهای بی‌شکل با برجستگی زیاد، در راستای برگ‌وارگی سنگ مشاهده می‌شود. مسکویت در چند نقطه به صورت ورقه‌های کوچک حضور دارد.

**ریولیت‌های میلیونی:** این سنگ‌ها متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در زمینه کوارتز-فلدسپاتی ریزبلور بوده و فابریک پورفیرو کلاستیک و کاتا کلاستیک نشان می‌دهند (شکل G-۵ و I). بلورهای درشت پلاژیوکلاز با ماکل‌های دوتایی و نواری مشخص است که اغلب در راستای برگ‌وارگی سنگ قرار گرفته‌اند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل‌های خمیده و ناقص هستند (شکل G-۵). وجود این نوع ماکل در پلاژیوکلازها می‌تواند بیانگر عملکرد تنش در حین تبلور و یا بعد از تبلور این کانی‌ها باشد (Shelley, 1993). ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز تا ۴ میلی‌متر می‌رسد. آلکالی فلدسپار نیز به صورت درشت‌بلور حضور دارند و آثار بافت پرتیتی اولیه در آنها دیده می‌شود (شکل I-۵). ابعاد بلورهای آلکالی فلدسپار نیز به حدود ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد. کوارتز اغلب در زمینه دانه‌ریز سنگ در همراهی با آلکالی فلدسپار به صورت بلورهای بی‌شکل حضور دارد که بیشتر آنها





شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از شیست‌های فلسیک منطقه حلب. A: تناوب باندهای کوارتز-فلدسپار و بخش‌های آرژیلی‌شده در آلبیت کوارتز شیست، B: بلورهای درشت پلاژیوکلاز با دگرسانی به کانی‌های رسی در آلبیت کوارتز شیست، C: بلورهای کلسدوئن تشکیل‌شده در بین کوارتز-فلدسپارها در آلبیت کوارتز شیست، D: ورقه‌های کشیده بیوتیت در زمینه‌ای کوارتز-فلدسپار دارای جهت‌یافتگی بیوتیت کوارتز شیست، E: بلورهای کلریت و بیوتیت در زمینه‌ای از کوارتز-فلدسپار با حالت جهت‌یافته بیوتیت کوارتز شیست، F: بلورهای درشت آمفیبول در همراهی با باندهای کوارتز-فلدسپار در آمفیبول بیوتیت کوارتز شیست، G: ورقه‌های باریک بیوتیت در زمینه‌ای از کوارتز-فلدسپار با حالت جهت‌یافته در آمفیبول بیوتیت کوارتز شیست، H: درشت‌بلور پلاژیوکلاز دارای ماکل‌های خمیده در زمینه کوارتز-فلدسپار در ریولیت میلونیتی و I: درشت‌بلور پلاژیوکلاز با ماکل خمیده به همراه درشت‌بلور آلکالی فلدسپار در زمینه کوارتز-فلدسپار در ریولیت میلونیتی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Akf: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Chal: کلسدوئن، Chl: کلریت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز)

**Fig. 5.** Photomicrographs (transmitted cross polarized-light, XPL) of acidic schist form the Halab area. A: Alternation of quartz-feldspatic bounds and argillized portions in albite-quartz schists, B: Plagioclase crystals with argillic alteration in albite-quartz schists, C: Chalcedony crystals which are formed between quartz-feldspars in albite-quartz schists, D: Stretched crystals of biotite within the oriented quartz-feldspar matrix in biotite-quartz schists, E: Chlorite and biotite crystals within the oriented quartz-feldspar matrix in biotite-quartz schists, F: Coarse crystals of amphibole along with quartz-feldspar bands in amphibole-biotite-quartz schists, G: Thin biotite sheets within the oriented quartz-feldspars in amphibole-biotite-quartz schists, H: Coarse plagioclase crystal with curved twin within the quartz-feldspar matrix in mylonitic rhyolite, and I: Coarse plagioclase with curved twin along with coarse-grained alkali feldspar crystal in the quartz-feldspatic matrix in mylonitic rhyolite. All mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Akf: alkali feldspar, Bt: biotite, Chal: chalcedony, Chl: chlorite, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Qz: quartz)

برای شناسایی ماهیت سنگ‌های آتشفشانی اولیه منطقه مورد بررسی، از نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) استفاده شد. بر پایه نمودار مزبور، سنگ مادر متابازیت‌های منطقه حلب دارای ترکیب بازالتی تا بازالت آندزیتی و آندزیت با ماهیت کالک‌آلکان بوده و سنگ مادر شیست‌های فلسیک دارای ترکیب ریولیتی با ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا بوده است (شکل ۶-۷).

جدول ۱. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی برای نمونه‌های منطقه حلب. تمامی داده‌ها بر حسب درصد وزنی (wt.%) هستند.

**Table 1.** Geochemical data of major elements for samples of the Halab area. All data in wt.%.

|                                 | H-07         | H-02         | T-2          | T-10         | H-39         | H-26         | H-09         |
|---------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
|                                 | Ab-Qz Sch    | Ab-Qz Sch    | Act Sch      | Act Sch      | Act Sch      | Act Sch      | Act Sch      |
| SiO <sub>2</sub>                | 72.83        | 74.04        | 45.29        | 51.35        | 49.5         | 55.23        | 53.38        |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.23         | 0.18         | 0.9          | 1.57         | 1.63         | 0.51         | 1.07         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 14.37        | 15.18        | 15.83        | 14.54        | 15.28        | 9.07         | 9.57         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub> | 1.68         | 1.27         | 9.72         | 9.68         | 11.72        | 6.58         | 9.23         |
| MnO                             | 0.08         | 0.05         | 0.19         | 0.15         | 0.13         | 0.07         | 0.18         |
| MgO                             | 0.78         | 0.63         | 11.14        | 5.89         | 6.45         | 10.49        | 11.33        |
| CaO                             | 2.92         | 1.13         | 9.95         | 7.58         | 6.84         | 10.00        | 9.56         |
| Na <sub>2</sub> O               | 4.79         | 5.24         | 2.08         | 4.76         | 4.04         | 1.95         | 1.74         |
| K <sub>2</sub> O                | 1.26         | 1.15         | 1.03         | 1.37         | 2.53         | 3.15         | 1.16         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0.05         | 0.07         | 0.05         | 0.65         | 0.22         | 0.16         | 0.39         |
| LOI                             | 0.90         | 1.03         | 3.62         | 2.02         | 1.38         | 2.44         | 2.34         |
| <b>Total</b>                    | <b>99.98</b> | <b>99.97</b> | <b>99.98</b> | <b>99.56</b> | <b>99.97</b> | <b>99.65</b> | <b>99.95</b> |
|                                 | T21          | T-31         | H-08         | M1-T         | M-43         | M-22         |              |
|                                 | Ab Qz Sch    | Hb Sch       | Hb Sch       | Amph Sch     | Myl Rhy      | Ab Qz Sch    |              |
| SiO <sub>2</sub>                | 76.53        | 45.31        | 45.77        | 53.78        | 77.2         | 76.33        |              |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.1          | 1.8          | 1.86         | 1.65         | 0.07         | 0.1          |              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 13.39        | 11.55        | 11.56        | 13.58        | 12.69        | 13.07        |              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub> | 1.03         | 17.7         | 19.69        | 10.8         | 0.87         | 0.93         |              |
| MnO                             | 0.01         | 0.22         | 0.23         | 0.17         | 0.01         | 0.01         |              |
| MgO                             | 0.23         | 5.32         | 6.56         | 5.99         | 0.27         | 0.12         |              |
| CaO                             | 0.34         | 9.58         | 9.85         | 7.22         | 0.45         | 0.42         |              |
| Na <sub>2</sub> O               | 5.15         | 3.6          | 2.30         | 4.79         | 5.46         | 6.18         |              |
| K <sub>2</sub> O                | 1.87         | 1.47         | 0.44         | 0.43         | 1.89         | 1.6          |              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0.01         | 0.73         | 0.19         | 0.25         | 0.01         | 0.05         |              |
| LOI                             | 1.1          | 2.11         | 0.86         | 1.02         | 0.49         | 0.86         |              |
| <b>Total</b>                    | <b>99.76</b> | <b>99.39</b> | <b>99.31</b> | <b>99.68</b> | <b>99.41</b> | <b>99.67</b> |              |

Mafic schist (Act Sch: actinolite schist, Hb Sch: hornblende schist, Amph Sch: amphibole schist), Felsic schist (Ab-Qz Sch: albite quartz schist; Bt-Qz Sch: biotite quartz schist), Myl Rhy: mylonitic rhyolite.

جدول ۲. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های منطقه حلب. تمامی داده‌ها بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

**Table 2.** Geochemical data of trace and rare earth elements for samples of the Halab area. All data in ppm.

|    | H-07      | H-02      | T-2     | T-10    | H-39    | H-26    | H-09    |
|----|-----------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|
|    | Ab-Qz Sch | Ab-Qz Sch | Act Sch | Act Sch | Act Sch | Act Sch | Act Sch |
| Cs | 0.73      | 0.29      | 1.41    | 1.9     | 3.64    | 1.56    | 3.43    |
| Rb | 19.7      | 22.0      | 35.3    | 29.3    | 76.67   | 48.9    | 37.6    |
| Ba | 167       | 154.6     | 172     | 252     | 408.44  | 159.0   | 156.0   |
| Th | 8.62      | 13.9      | 2.26    | 3.39    | 2.08    | 2.28    | 1.75    |
| U  | 1.20      | 1.15      | 1.07    | 2.28    | 1.1     | 2.07    | 1.36    |
| Sr | 222       | 160       | 303     | 207     | 292.22  | 215     | 190.2   |
| Nb | 3.9       | 5.91      | 12.5    | 18.2    | 19.84   | 10.5    | 13.14   |
| Ta | 0.45      | 0.61      | 0.41    | 0.33    | 0.54    | 0.49    | 0.17    |
| Hf | 0.67      | 0.42      | 0.23    | 0.39    | 0.58    | 0.96    | 0.86    |
| Zr | 15.2      | 14.2      | 13.5    | 17.5    | 16.8    | 27.1    | 29.2    |
| Y  | 7.6       | 9.74      | 16.5    | 19      | 21.61   | 22.0    | 19.9    |
| Ga | 12.0      | 15.7      | 13.8    | 13.1    | 19.27   | 12.7    | 8.54    |
| Ni | 13.4      | 14.7      | 22.5    | 72      | 30.35   | 25.4    | 30.8    |
| Co | 5.75      | 2.65      | 49.6    | 28.9    | 21.31   | 22.1    | 20.45   |
| Sc | 6.59      | 4.90      | 8.2     | 7.1     | 6.2     | 7.07    | 3.42    |
| Cd | 0.45      | 0.11      | 0.3     | 0.21    | 0.45    | 0.42    | 0.15    |
| Cu | 37.0      | 14.4      | 123.3   | 23.9    | 100.82  | 79.4    | 50.3    |
| Mo | 1.62      | 0.49      | 0.4     | 0.8     | 0.31    | 1.18    | 1.70    |
| W  | 3.11      | 2.28      | 0.1     | 2.9     | 2.27    | 1.28    | 0.94    |
| Pb | 19.7      | 11.2      | 5.6     | 7.3     | 8.26    | 10.7    | 6.82    |
| Zn | 69.2      | 62.3      | 160     | 56.1    | 71.34   | 53.6    | 83.4    |
| La | 22.3      | 32.70     | 21.1    | 27.3    | 18.91   | 30.3    | 17.70   |
| Ce | 43.1      | 66.30     | 67.6    | 65.8    | 36.44   | 51.0    | 37.90   |
| Pr | 5.82      | 5.93      | 5.4     | 8.36    | 4.67    | 6.63    | 4.89    |
| Nd | 25.8      | 33.65     | 25.58   | 33      | 18.56   | 24.1    | 24.80   |
| Sm | 6.29      | 5.98      | 4.9     | 6.97    | 4.55    | 5.48    | 4.92    |
| Eu | 1.01      | 0.50      | 0.85    | 2.4     | 1.63    | 1.35    | 0.74    |
| Gd | 3.76      | 4.60      | 1.9     | 5.97    | 4.82    | 4.50    | 2.20    |
| Tb | 0.32      | 0.20      | 0.49    | 0.54    | 0.49    | 0.60    | 0.45    |
| Dy | 1.8       | 1.38      | 3.08    | 5.19    | 5.75    | 3.78    | 2.95    |
| Ho | 0.29      | 0.35      | 0.68    | 0.96    | 0.84    | 0.85    | 0.74    |
| Er | 1.08      | 1.03      | 2.01    | 2.57    | 3.7     | 2.36    | 1.88    |
| Tm | 0.26      | 0.19      | 0.27    | 0.31    | 0.32    | 0.37    | 0.30    |
| Yb | 1.38      | 1.12      | 1.68    | 1.8     | 2.5     | 2.12    | 1.79    |
| Lu | 0.29      | 0.19      | 0.25    | 0.23    | 0.52    | 0.42    | 0.30    |

Mafic schist (Act Sch: actinolite schist, Hb Sch: hornblende schist, Amph Sch: amphibole schist), Felsic schist (Ab-Qz Sch: albite quartz schist; Bt-Qz Sch: biotite quartz schist), Myl Rhy: mylonitic rhyolite.

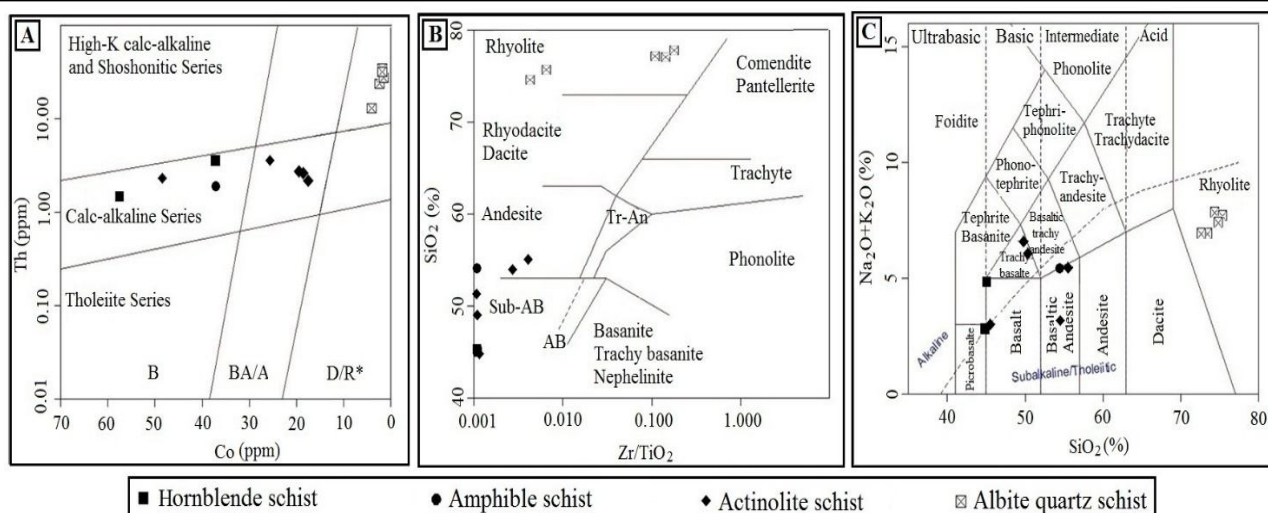


ادامه جدول ۲. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های منطقه حلب. تمامی داده‌ها بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

**Table 2** (continued). Geochemical data of trace and rare earth elements for samples of the Halab area. All data in ppm.

|           | T-31   | H-08   | M1-T     | M-43    | M-22      | T-21      |
|-----------|--------|--------|----------|---------|-----------|-----------|
|           | Hb Sch | Hb Sch | Amph Sch | Myl Rhy | Ab-Qz Sch | Bi-Qz Sch |
| <b>Cs</b> | 4      | 2.76   | 0.2      | 0.8     | 0.5       | 0.7       |
| <b>Rb</b> | 12.9   | 15.7   | 13.9     | 20.4    | 24.8      | 23.2      |
| <b>Ba</b> | 800    | 313    | 143.9    | 190     | 179       | 249       |
| <b>Th</b> | 3.02   | 1.61   | 1.42     | 25      | 27.6      | 18.6      |
| <b>U</b>  | 0.45   | 0.46   | 0.34     | 1.68    | 1.46      | 0.74      |
| <b>Sr</b> | 286    | 235    | 172      | 162.9   | 153.8     | 135.9     |
| <b>Nb</b> | 16.1   | 15.63  | 15.7     | 6.4     | 4.8       | 6.8       |
| <b>Ta</b> | 0.65   | 0.22   | 0.82     | 0.49    | 0.32      | 0.48      |
| <b>Hf</b> | 0.46   | 0.84   | 0.29     | 0.33    | 0.63      | 0.63      |
| <b>Zr</b> | 24.6   | 23.4   | 18.5     | 23      | 21        | 16        |
| <b>Y</b>  | 23.9   | 24.5   | 20.8     | 11      | 9.8       | 10        |
| <b>Ga</b> | 22.3   | 22.6   | 16.7     | 16.5    | 19.5      | 18.1      |
| <b>Ni</b> | 66.1   | 81.4   | 41       | 8.4     | 7         | 8         |
| <b>Co</b> | 39.1   | 57.8   | 39.2     | 1.5     | 2         | 1.7       |
| <b>Sc</b> | 55.2   | 56.7   | 26       | 5.3     | 4.7       | 5.2       |
| <b>Cd</b> | 0.21   | 0.57   | 0.1      | 0.34    | 0.25      | 0.39      |
| <b>Cu</b> | 32.1   | 32.7   | 55.6     | 11.3    | 9.4       | 38.2      |
| <b>Mo</b> | 1.9    | 0.33   | 0.7      | 0.6     | 1         | 1.1       |
| <b>W</b>  | 1      | 1.29   | 0.5      | 2.2     | 1.1       | 2.8       |
| <b>Pb</b> | 15.8   | 13.2   | 2.7      | 16.5    | 21.1      | 22.1      |
| <b>Zn</b> | 140    | 192    | 81.7     | 39.4    | 42.1      | 32.8      |
| <b>La</b> | 27.4   | 11.6   | 13.9     | 26.7    | 23.6      | 28.3      |
| <b>Ce</b> | 64.87  | 24.0   | 29.7     | 28.2    | 27.9      | 56.2      |
| <b>Pr</b> | 3.93   | 3.69   | 4.15     | 8.1     | 8.3       | 7.71      |
| <b>Nd</b> | 17.3   | 17.4   | 18       | 37.01   | 35.6      | 28        |
| <b>Sm</b> | 7.96   | 5.32   | 4.33     | 5.64    | 4.98      | 5.43      |
| <b>Eu</b> | 2.94   | 1.66   | 1.44     | 0.54    | 0.62      | 0.56      |
| <b>Gd</b> | 6.81   | 5.80   | 4.11     | 4.2     | 4.6       | 4.5       |
| <b>Tb</b> | 1.08   | 1.18   | 0.79     | 0.35    | 0.21      | 0.24      |
| <b>Dy</b> | 5.77   | 7.33   | 4.52     | 2.53    | 2.2       | 2.55      |
| <b>Ho</b> | 1.03   | 1.80   | 0.88     | 0.54    | 0.48      | 0.42      |
| <b>Er</b> | 2.59   | 4.94   | 2.43     | 1.58    | 1.41      | 1.16      |
| <b>Tm</b> | 0.31   | 0.34   | 0.31     | 0.17    | 0.19      | 0.16      |
| <b>Yb</b> | 1.73   | 1.87   | 1.8      | 1.23    | 1.03      | 1.14      |
| <b>Lu</b> | 0.21   | 0.77   | 0.23     | 0.55    | 0.22      | 0.15      |

Mafic schist (Act Sch: actinolite schist, Hb Sch: hornblende schist, Amph Sch: amphibole schist), Felsic schist (Ab-Qz Sch: albite quartz schist; Bi-Qz Sch: biotite quartz schist), Myl Rhy: mylonitic rhyolite.



شکل ۶. موقعیت نمونه‌های منطقه حلب بر روی A: نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Le Bas et al., 1986)، B: نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل Co (Hastie et al., 2007) و C: نمودار  $\text{Co}$  در مقابل Th (Winchester and Floyd, 1977)

**Fig. 6.** Location of the samples from the Halab area on the A:  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  diagram (Le Bas et al., 1986), B:  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  diagram (Winchester and Floyd, 1977), and C:  $\text{Co}$  vs.  $\text{Th}$  diagram (Hastie et al., 2007)

(شکل ۷-C). کمبود عناصر HFSE نظیر  $\text{Hf}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$  و  $\text{Ti}$  در نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه می‌تواند به عوامل گوناگونی نظیر مشتق شدن ماگماها از گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در منطقه فرورانش و یا ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش (Wilson, 1989; Kuster and Harms, 1988) و شرکت مواد پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی (Rollinson, 1993) نسبت داد. آنومالی مثبت عناصر LILE همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE می‌تواند از ویژگی‌های ماگماهای تولید شده از گوشته‌ای لیتوسفری زیرقاره‌ای در زون‌های فرورانشی باشد (Foley and Wheller, 1990). آنومالی منفی  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$  و  $\text{Ti}$  از مشخصات ماگماهای تولید شده در کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای محسوب می‌شود (Wang and Chung, 2004). غنی‌شدگی عناصر LILE می‌تواند به علت درجات پایین ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای، نقش گوشته متاسوماتیسم شده، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های ماگمایی باشد (Pearce and Parkinson, 1993). وجود آنومالی مثبت در عناصری چون  $\text{K}$  و  $\text{Th}$ ، می‌تواند بیانگر نقش مواد پوسته‌ای در تحولات ماگمای

از نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به کندریت، گوشته اولیه و مورب برای شناخت منشأ مجموعه‌های سنگی و فرایندهای مؤثر بر آن استفاده می‌شود. این نمودارها بر اساس عناصر کمیاب خاکی همراه با برخی دیگر از عناصر ناسازگار ترسیم می‌شوند و با مقایسه آنها با ترکیب شیمیایی محل منبع می‌توان به میزان انحراف آنها از ترکیب منبع اولیه پی برد. در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، شیب‌های فلسیک دارای غنی‌شدگی عناصر LILE (عناصر با شعاع یونی بالا) همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE (عناصر با میدان پایداری بالا) و آنومالی مثبت مشخص در  $\text{Pb}$  هستند (شکل ۷-A). چنین الگویی در بخش عمده شیب‌های مافیک یعنی اکتینولیت شیب‌ها و هورنبلند شیب‌ها (به غیر از آمفیبول شیب‌ها) نیز قابل مشاهده است (شکل ۷-B). نمونه آمفیبول شیب‌ها بدون غنی‌شدگی در عناصر LILE، آنومالی مثبت  $\text{Pb}$  و آنومالی منفی  $\text{Ta}$  و  $\text{Nb}$  است (شکل ۷-B). در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به NMORB (Gale et al., 2013) نیز غنی‌شدگی عناصر LILE به همراه آنومالی مثبت مشخص در  $\text{Pb}$  و همچنین آنومالی منفی HFSE دیده می‌شود

مولد سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده مورد بررسی باشد (Harris et al., 1986). آنومالی مثبت Pb در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (شکل ۷) می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه باشد (Kamber et al., 2002). چنان‌که در شکل C-۷ مشاهده می‌شود، نمونه‌های مربوط به شیست‌های مافیک در مقایسه با NMORB، دارای غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE بوده و از عناصر HFSE و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این موضوع بیانگر آن است که گوشته منشأ شیست‌های مافیک منطقه حلب متفاوت از گوشته منشأ پشته‌های میان اقیانوسی است.

الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای شیست‌های فلسیک نشانگر غنی‌شدگی عناصر LREE همراه با آنومالی منفی Eu، آنومالی مثبت Gd و الگوی مسطح عناصر HREE است (شکل D-۷). نمونه‌های مربوط به شیست‌های مافیک نیز حاوی الگوی غنی از LREE و الگوی مسطح عناصر HREE بدون همراهی آنومالی منفی Eu هستند (شکل E-۷). نمونه‌های هورنبلند شیست الگوی با شیب کمتر و تا حدودی مسطح شامل غنی‌شدگی کمتر در LREE و تا حدودی غنی‌شدگی نسبی HREE را در مقایسه با دیگر شیست‌های مافیک نشان می‌دهند (شکل E-۷). در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به NMORB (Gale et al., 2013) در شیست‌های مافیک نیز غنی‌شدگی از LREE همراه با الگوی مسطح MREE و HREE قابل مشاهده است (شکل F-۷). غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی و بالابودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wright and Wright and McCurry, 1997; Wilson, 1989) و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Sigh, 2004) باشد. روند‌های مسطح و موازی در عناصر HREE می‌تواند به عدم تفکیک و جدایش این عناصر در طی تحول ماگما مربوط باشد

(Espinoza et al., 2008). غنی‌شدگی کمتر LREE در همراهی با غنی‌شدگی بیشتر HREE در نمونه‌های هورنبلند شیست در مقایسه با دیگر شیست‌های مافیک می‌تواند مرتبط با درجات بالای ذوب‌بخشی در نظر گرفته شود. آنومالی منفی Eu که در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت در شیست‌های فلسیک دیده می‌شود (شکل D-۷)، می‌تواند به دلیل تفریق پلاژیوکلاز و یا تعادل ماگما با یک منشأ گوشته‌ای پلاژیوکلازدار باشد (Wright and McCurry, 1997; Wilson, 1989). آنومالی منفی Eu اغلب به وسیله فلدسپارها (به ویژه در ماگمای فلسیک) کنترل می‌شود، زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است؛ در حالی که سایر عناصر کمیاب خاکی سه ظرفیتی، ناسازگار هستند. بنابراین جدا شدن فلدسپارها چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب‌بخشی که در آن فلدسپار در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود. چنان‌که در شکل C-۷ دیده می‌شود، نمونه‌های مربوط به شیست‌های مافیک در مقایسه با NMORB، دارای غنی‌شدگی از LREE بوده و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که گوشته منشأ شیست‌های مافیک منطقه حلب از گوشته منشأ پشته‌های میان اقیانوسی متفاوت است.

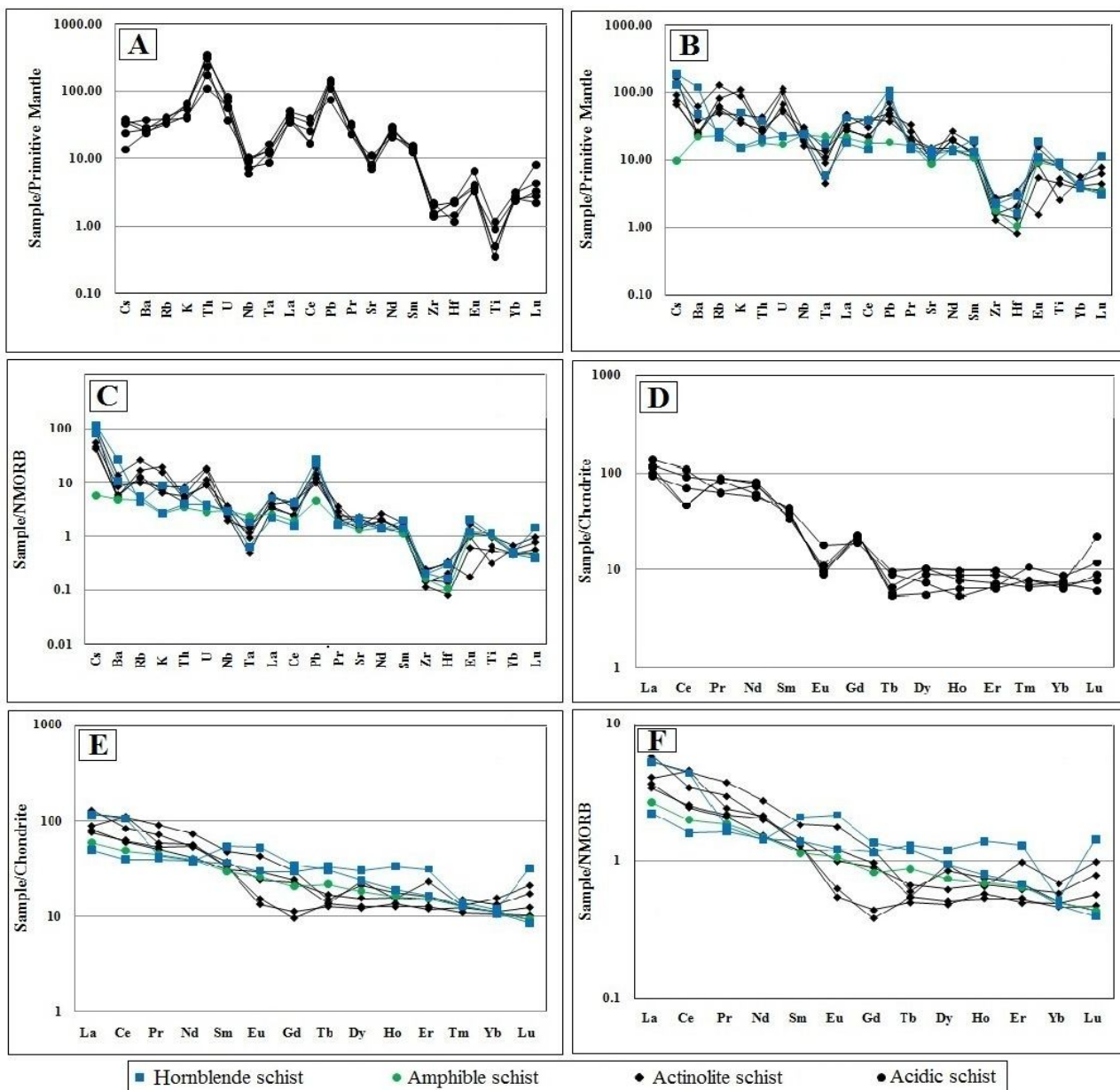
به‌طور کلی، با توجه به آنومالی منفی عناصر HFSE و غنی‌شدگی عناصر LILE و LREE در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه و NMORB، می‌توان گفت که شیست‌های مافیک مجموعه دگرگونی حلب محصول ذوب‌بخشی یک گوشته متاسوماتیسم شده طی فرورانش هستند. غنی‌شدگی کمتر عناصر LILE و نبود آنومالی منفی Nb و Ta در نمونه آمفیبول شیستی را می‌توان مرتبط با ذوب‌بخشی بیشتر گوشته منشأ در نظر گرفت. همچنین، غنی‌شدگی عناصر LREE و LILE و تهی‌شدگی عناصر HFSE و HREE در مقایسه با NMORB برای شیست‌های مافیک منطقه حلب بیانگر آن است که این سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ای غنی شده نسبت به گوشته منشأ بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و احتمالاً درجه ذوب‌بخشی

میان اقیانوسی است.

الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای شیست‌های فلسیک نشانگر غنی‌شدگی عناصر LREE همراه با آنومالی منفی Eu، آنومالی مثبت Gd و الگوی مسطح عناصر HREE است (شکل D-۷). نمونه‌های مربوط به شیست‌های مافیک نیز حاوی الگوی غنی از LREE و الگوی مسطح عناصر HREE بدون همراهی آنومالی منفی Eu هستند (شکل E-۷). نمونه‌های هورنبلند شیست الگوی با شیب کمتر و تا حدودی مسطح شامل غنی‌شدگی کمتر در LREE و تا حدودی غنی‌شدگی نسبی HREE را در مقایسه با دیگر شیست‌های مافیک نشان می‌دهند (شکل E-۷). در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به NMORB (Gale et al., 2013) در شیست‌های مافیک نیز غنی‌شدگی از LREE همراه با الگوی مسطح MREE و HREE قابل مشاهده است (شکل F-۷). غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی و بالابودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wright and Wright and McCurry, 1997; Wilson, 1989) و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Sigh, 2004) باشد. روند‌های مسطح و موازی در عناصر HREE می‌تواند به عدم تفکیک و جدایش این عناصر در طی تحول ماگما مربوط باشد

پوسته قاره‌ای توسط ماگمای بازالتی باشد.

کمتر حاصل شده‌اند. شیست‌های فلسیک نیز می‌تواند محصول آرایش پوسته‌ای ماگمای بازالتی مزبور و همچنین ذوب‌بخشی

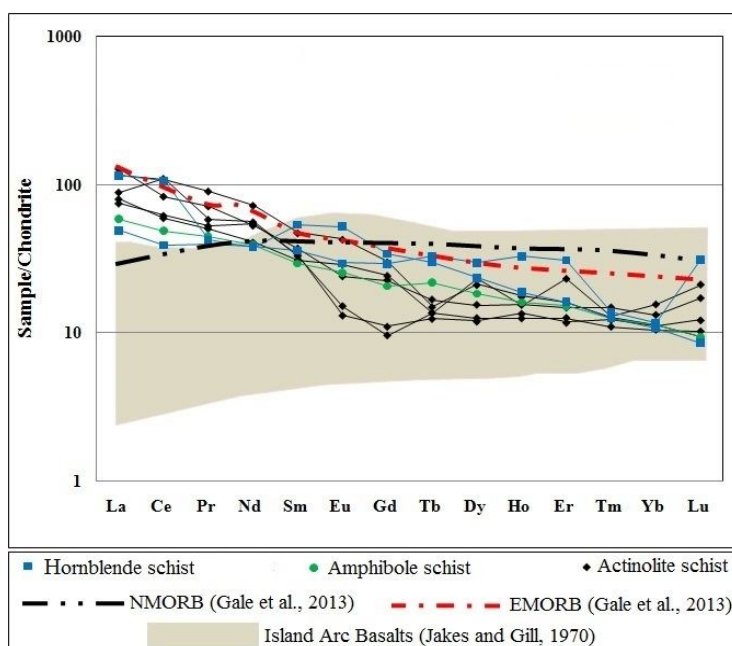


شکل ۷. A و B: الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای شیست‌های فلسیک (A) و شیست‌های مافیک (B) منطقه حلب، C: الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده به NMORB (Gale et al., 2013) برای شیست‌های مافیک منطقه حلب، D و E: الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای شیست‌های فلسیک (D) و شیست‌های مافیک (E) منطقه حلب و F: الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده به NMORB (Gale et al., 2013) برای شیست‌های مافیک منطقه حلب

**Fig. 7.** A and B: Primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) trace element pattern for acidic (A) and basic schists (B) of the Halab area, C: NMORB-normalized (Gale et al., 2013) trace element pattern for basic schists of the Halab area, D and E: Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE pattern for acidic (D) and basic schists (E) of the Halab area, and F: NMORB-normalized (Gale et al., 2013) REE pattern for basic schists of the Halab area

کندریت (Jakes and Gill, 1970) بیانگر آن است که الگوی شیت‌های مافیک منطقه حلب شباهت بیشتری با EMORB نشان می‌دهند (شکل ۸).

مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای شیت‌های مافیک منطقه حلب با الگوی عناصر کمیاب خاکی EMORB و NMORB بهنجار شده به کندریت (Gale et al., 2013) و بازالت‌های جزایر کمانی بهنجار شده به



شکل ۸. مقایسه الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای شیت‌های مافیک منطقه حلب، EMORB و NMORB (Gale et al., 2013) و بازالت‌های جزایر کمانی (Jakes and Gill, 1970)

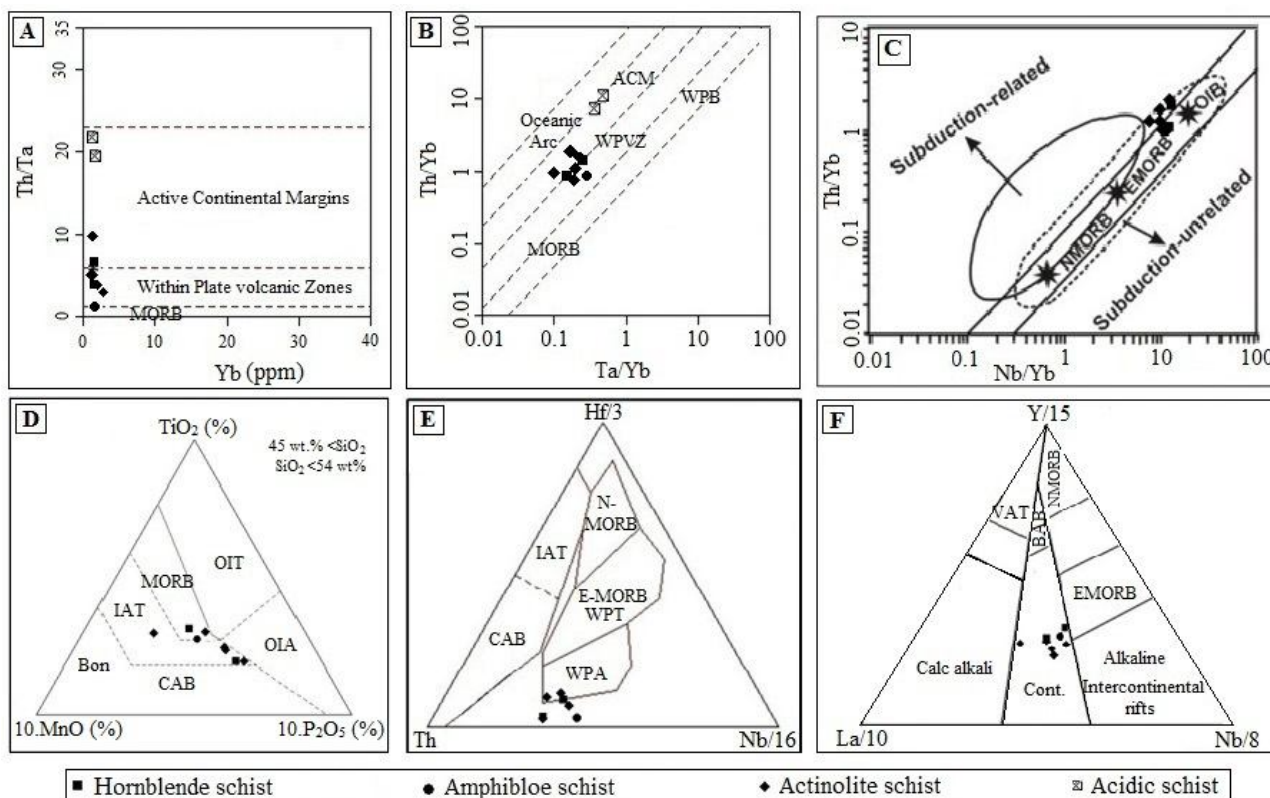
**Fig. 8.** Comparing Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for basic schists of the Halab area, NMORB and EMORB (Gale et al., 2013) and Island arc basalts (Jakes and Gill, 1970)

### محیط زمین‌ساختی

نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات زمین‌شیمیایی هستند که بر اساس آنها، ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی می‌توانند بر اساس ویژگی‌های شیمیایی از یکدیگر تفکیک شوند (Rollinson, 1993). بر اساس نمودارهای Yb در مقابل Th/Ta و Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Schandle and Gorton, 2002)، نمونه‌های مربوط به شیت‌های مافیک در محدوده سنگ‌های آتشفشانی داخل صفحات و کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند و نمونه‌های مربوط به شیت‌های فلسیک همه در قلمرو کمان حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۹-A و

B). بر پایه نمودار Nb/Yb در مقابل Th/Yb (Dilek and Furnes, 2011)، شیت‌های مافیک منطقه حلب در محدوده غیر مرتبط با فرورانش قرار گرفته و از منشأ گوشته‌ای شبیه به OIB منشأ گرفته‌اند (شکل ۹-C). بر اساس نمودار مثلی  $\text{TiO}_2$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ -MnO (Mullen, 1983)، نمونه‌های مربوط به شیت‌های مافیک منطقه حلب در محدوده تولد ایت‌های جزایر کمانی و MORB قرار می‌گیرند (شکل ۹-D). در نمودار مثلی Th-Hf-Nb (Wood, 1980) و نمودار مثلی La-Y-Nb (Cabanis and Lecolle, 1989) نیز نمونه‌های شیت‌های مافیک منطقه مورد بررسی در محیط داخل صفحه قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۹-E و F).





شکل ۹. موقعیت نمونه‌های منطقه حلب بر روی A: نمودار Yb در مقابل Th/Ta (Schandle and Gorton, 2002)، B: نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Schandle and Gorton, 2002)، C: نمودار Nb/Yb در مقابل Th/Yb (Dilek and Furnes, 2011)، D: نمودار مثلثی TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-MnO (Mullen, 1983)، E: نمودار مثلثی Th-Hf-Nb (Wood, 1980) و F: نمودار مثلثی La-Y-Nb (Cabanas and Lecolle, 1989).  
 ■ Hornblende schist      ● Amphibole schist      ◆ Actinolite schist      ◻ Acidic schist

**Fig. 9.** Location of samples from the Halab area on A: Yb vs. Th/Ta diagram (Schandle and Gorton, 2002), B: Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Schandle and Gorton, 2002), C: Nb/Yb vs. Th/Yb diagram (Dilek and Furnes, 2011), D: TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-MnO triangular diagram (Mullen, 1983), E: Th-Hf-Nb triangular diagram (Wood, 1980), and F: La-Y-Nb triangular diagram (Cabanas and Lecolle, 1989)

ایجاد کند (Alvaro et al., 2006). همچنین، به باور عبدالرحمان (Abdel-Rahman, 2002)، به دلیل ناسازگاری Zr و Nb با فازهای تفریقی اصلی موجود در ماگمای بازالتی مانند الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز، نسبت این عناصر در جریان تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کند. برتری دیگر این عناصر تحرک‌نداشتن آنها در برابر دگرسانی است. به عقیده سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989)، نسبت Zr/Nb کمتر از ۱۵/۷۱، جداکننده محل منبع‌های غنی‌شده و تهی‌شده است. بر این اساس، نسبت Zr/Nb کمتر از ۳/۹ در شیست‌های مافیک منطقه حلب نشان می‌دهد که ماگمای

به عقیده گنلی و همکاران (Conly et al., 2005)، نسبت  $Rb/Zr > 0.12$  نشان‌دهنده منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده توسط سیالات است که این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده منطقه حلب بین ۰/۵۲ - ۴/۵۶ به دست آمده است. بر این اساس می‌توان گفت که سنگ‌های مورد بررسی از گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده منشأ گرفته‌اند. برای تشخیص میزان غنی‌شدگی محل منبع سنگ‌های مورد بررسی، از نسبت Zr/Nb بر پایه مقادیر سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. برتری استفاده از این نسبت در آن است که تبلور تفریقی نمی‌تواند در آن تغییرات بنیادین

پی‌سنگ پرکامبرین ایران است. بر این اساس، مجموعه‌های اولترامافیک موجود در مجموعه دگرگونه مزبور را می‌توان به بقایای لیتوسفر اقیانوسی پرتوتیس نسبت داد.

سنگ مادر شیست‌های مافیک منطقه حلب دارای ترکیب کلی بازالتی تا بازال آندزیتی و شیست‌های فلسیک دارای ترکیب ریولیتی بوده و ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا نشان می‌دهند. سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا اغلب در کمان‌های ماگمایی و محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد تشکیل شده (Foley and Peccerillo, 1992; Turner et al., 1996) و کمتر در محیط‌های داخل صفحه‌ای مشاهده شده‌اند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). در نمودارهای عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت و NMORB، شیست‌های فلسیک و مافیک منطقه حلب دارای یک الگوی غنی از LREE و سطح HREE هستند. همچنین، غنی‌شدگی در عناصر LILE به همراه آنومالی منفی عناصر HFSE در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه و NMORB در شیست‌های مافیک و فلسیک دیده می‌شود. غنی‌شدگی در LILE و LREE به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، شاخص ماگماهای مرتبط با فرورانش هستند (Wilson, 1989; Foley and Wheller, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang and Chung, 2004). این ماگماها دارای منشأ گوشته‌ای غنی شده از عناصر LILE توسط سیالات متاسوماتیک مشتق شده از رسوبات یا صفحه فرورونده هستند (Hawkesworth et al., 1997; Cameron et al., 2003). بر این اساس می‌توان گفت که شیست‌های مافیک محصول ذوب‌بخشی گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در طی فرورانش هستند. بر پایه نمودارهای تعیین جایگاه نکتونوماگمایی نیز شیست‌های مافیک منطقه حلب در محیط آتشفشانی داخل صفحه‌ای تا کمان ماگمایی از ذوب‌بخشی یک گوشته متاسوماتیسم شده مشابه با OIB تشکیل شده‌اند. از طرف دیگر، چنان که در مبحث زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی بیان شد، سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و مافیک دگرگون شده در توالی سنگی منطقه حلب حضور دارند. حضور هم‌زمان سنگ‌های

تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد بررسی از منبعی غنی شده سرچشمه گرفته‌اند.

## بحث و نتیجه‌گیری

منطقه کانه‌زایی-دگرگونه تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران (درب‌گیرنده منطقه مورد بررسی) به‌عنوان قطعه قاره‌ای با ویژگی‌های شبیه به گندوانا در نظر گرفته می‌شود (Hajialioghli et al., 2007a; Hajialioghli et al., 2007b). مجموعه دگرگونی موجود در این منطقه شواهدی از دگرشکلی، ماگماتیسیم و دگرگونی نوع بارروین چند مرحله‌ای را در خود ثبت کرده است که به احتمال زیاد مرتبط با کوه‌زایی‌های پان‌افریکن و آپی است (Moazzen et al., 2013). به اعتقاد حاج‌علی‌اوغلی و همکاران (Hajialioghli et al., 2010)، میگماتیت‌های مافیک که طی دگرگونی درجه بالا تشکیل شده‌اند، مرتبط با فرورانش و در ادامه برخورد قاره‌ای نئوتیس طی ترشیری هستند. رخنمون گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته‌ای در همراهی نزدیک با میگماتیت‌ها در این منطقه دیده می‌شود (Hajialioghli et al., 2010). قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی رخنمون‌یافته در این مجموعه دگرگونه، محصول دگرگونی سنگ‌های مربوط به کمان ماگمایی نئوپروتروزوئیک-کامبرین آغازی هستند (Saki, 2010). این مجموعه به نوبه خود بخشی از یک سیستم کوه‌زایی بزرگ‌تر مربوط به نئوپروتروزوئیک-کامبرین آغازی است که در امتداد حاشیه تیس ابرقاره گندوانا فعال بوده است. ساکی (Saki, 2010) شواهد زیر را برای تأیید این موضوع معرفی کرده است: ۱- زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب بیانگر آن است که پروتولیت گنیس‌ها و متاپلیت‌های موجود در مجموعه دگرگونه در محیط کمان حاشیه فعال قاره‌ای نهشته شده‌اند و ۲- وجود زمین‌درزهای قدیمی و مجموعه‌های با ماهیت افیولیتی (مانند سرپانتینیت‌ها و سنگ‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده) در همراهی با سنگ‌های با درجه دگرگونی بالا در این منطقه نشان‌دهنده تشکیل کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای در

فلسیک منطقه حلب بیانگر آن است که شیست‌های مافیک از ذوب‌بخشی یک گوشته متاسوماتیسم‌شده در نتیجه پدیده فرورائش، در محیطی کششی داخل کمانی تشکیل شده‌اند. شیست‌های فلسیک نیز محصول ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای توسط ماگمای بازالتی مزبور هستند.

### قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که به‌غای بیشتر مقاله حاضر منجر شده است، تشکر نمایند.

آشفشانی فلسیک و مافیک در توالی مزبور بیانگر ماگماتیسم دوگانه در این منطقه است. ماگماتیسم دوگانه یکی از ویژگی‌های ماگماتیسم موجود در مناطق کششی داخل صفحه قاره‌ای است (Lipman et al., 1972; Trua et al., 1999; Shinjo and Kato, 2000; Ayalew and Yirgu, 2003; Peccerillo et al., 2003; Bursik, 2009). در چنین محیط‌هایی، در نتیجه بالا آمدن استنوسفر، ذوب گوشته در نتیجه کاهش فشار رخ داده است و مذاب بازالتی تشکیل می‌شود. صعود ماگمای بازالتی مزبور و استقرار آن در سطوح پوسته‌ای به ذوب‌بخشی پوسته‌ای و تشکیل مذاب ریولیتی منجر می‌شود. به‌طور کلی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شیست‌های مافیک و

### References

- Abdel-Rahman, A.M., 2002. Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from Central Lebanon. *Geological Magazine*, 139(6): 621–640.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–38.
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., Ait Ayad, N. and Moreira, M.E., 2006. The Early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation. *Journal of African Earth Sciences*, 44(3): 396–410.
- Asadi, H.H., Voncken, J.H.L., Kühnel, R.A. and Hale, M., 2000. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. *Mineralium Deposita*, 5(7): 656–671.
- Ayalew, D. and Yirgu, G., 2003. Crustal contribution to the genesis of Ethiopian plateau rhyolitic ignimbrites: basalt and rhyolite geochemical provinciality. *Journal of the Geological Society*, 160(1): 47–56.
- Babakhani, A.R. and Ghalamghash, J., 1996. Geological map of Takht-e-Soleyman, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Bajelan, A. and Sharifi, M., 2014. Petrography and petrology of Quaternary volcanic rocks from Ghezal Ghaleh, northwest Qorveh. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 315–329. (in Persian with English abstract)
- Boni, M., Gilg, H.A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C.R. and Moore, F., 2007. Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 42(8): 799–820.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1–2): 1–24.
- Bursik, M., 2009. A general model for tectonic control of magmatism: Examples from Long Valley Caldera (USA) and El Chichón (México). *Geofísica Internacional*, 48(1): 171–183.
- Cabanis, B. and Lacolle, M., 1989. Le diagramme La/10- Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 309(20): 2023–2039.
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.J., Patino,

- L.C., Matias, O. and Feigenson, M.D., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4): 21-50.
- Conly, A.G., Bernan J.M., Bellon H. and Scott S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3-4): 303-341.
- Daliran, F., 2008. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran, hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita*, 43(4): 383-404.
- Daliran, F., Hofstra, A.H., Walther, J. and Stüben, D., 2002. Aghdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW Iran. Annual Meeting, Geological Society of America (GSA), Denver, USA.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4): 387-411.
- Espinoza, F., Morata, D., Polve, M., Lagabrielle, Y., Maury, C. and Guivel, C., 2008. Bimodal Back-arc alkaline magmatism after ridge subduction Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S). *Lithos*, 101(3): 191-217.
- Feridooni, Z., Azimzadeh, A.M., Kouhestani, H., Moayyed, M. and Marangi, H., 2016. Study of magnetite/ hematite mineralization in Halab Fe deposit with using petrography and geochemistry of silicic inclusions. 8<sup>th</sup> symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Foley, S.F. and Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultra-potassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3-6): 181-185.
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: The role of titanites. *Chemical Geology*, 85(1-2): 1-18.
- Fonoudi, M. and Hariri, A., 1999. Geological map of Takab, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, H.J. and Schilling, J.G., 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3): 489-518.
- Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulphide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita*, 41(1): 1-16.
- Hajjalioghli, R., Moazzen, M., Droop, G.T.R., Oberhansli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M., 2007a. Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71(2): 155-174.
- Hajjalioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Droop, G.T.R., Bousquet, R. and Oberhansli R., 2007b. Petrogenesis of meta-peridotites in the Takab area, NW Iran. *Goldschmidt Conference Abstracts*, Cologne, Germany, A370.
- Hajjalioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Oberhansli, R., Mocek, B. and Altenberger, U., 2010. Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab Complex, NW Iran. *Geological Magazine*, 148(2): 250-268.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Ediors), *Collision tectonics*. Geological Society of London Publications, Special Publication 19, London, pp. 67-81.
- Hastie, A.R., Ker, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341-2357.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., Mcdermott, F., Peate, D.W. and Van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312): 551-555.
- Heidari, M., Ghaderi, M. and Kouhestani, H., 2017. Arabshah epithermal Au mineralization within sedimentary host rock, SE Takab, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 27(105): 265-282. (in Persian with English abstract)
- Jakes, P. and Gill, J., 1970. Rare earth elements

- and the island arc tholeiitic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 9(1): 17–28.
- John, T., Scherer, E.E., Schenk, V., Herms, P., Halama, R. and Garbe-Schönberg, D., 2010. Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: The Andean Raspas Complex, SW Ecuador. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2): 265–284.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1): 38–56.
- Karami, F., Kouhestani, F., Mokhtari, M.A.A. and Azimzadeh, A.M., 2015. Geological and mineralization characteristics of Halab Zn–Pb (Ag) deposit, SW Zanjan. 34<sup>th</sup> national and 2<sup>th</sup> international congress on geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Karbasi, A., 2015. Halab Pb-Zn exploration report. Ministry of Industry, Mine and Trade, Zanjan Province, Zanjan, Iran, 154 pp. (in Persian)
- Kuster, D. and Harms, U., 1988. Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45(1–4): 177–195.
- Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750.
- Lipman, P.W., Prostka, H.J. and Christiansen, R.L., 1972. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 271(1213): 271–248.
- Lotfi, M. and Karimi, M., 2004. Mineralogy and Ore genesis of Bayche- Bagh Five Element (Ag- Ni-Co-As-Bi) Vein Deposit (NW Zanjan, Iran). *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 12(53): 40–55. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Khodaie, L., 2018. Mineralogy and electron microprobe studies of magnetite in the Sarab-3 iron ore deposit, southwest of the Shahrak mining region (east Takab). *Journal of Economic Geology*, 10(1): 267–293. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Salemi, R., 2014. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 355–374. (in Persian with English abstract)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cam, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34(7): 673–696.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321–355.
- Moazzen, M., Hajialioghli, R., Möller, A., Droop, G.T.R., Oberhänsli, R., Altenberger, U. and Jahangiri, A., 2013. Oligocene partial melting in the Takab metamorphic complex, NW Iran: Evidence from in situ U-Pb geochronology. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 24(3): 217–228.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous –Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj –Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Mohamadi, Z., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2014. The Goorgoor Fe occurrence, NE of Takab: a metamorphosed volcano- sedimentary mineralization in the Sanandaj-Sirjan zone. *Advanced Applied Geological Journal*, 4(13): 20–32. (in Persian)
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(1): 53–62.
- Muller, D. and Grovs, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold- copper mineralization. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 242 pp.
- Naderi, A., 2017. Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of Halab Mn deposit, SW Zanjan. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)



- Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A. and Kouhestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au-As-Sb Carlin type mineralization in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan. *Advanced Applied Geological Journal*, 6(22): 61–76. (in Persian)
- Nouri, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2017. Geological and mineralogical characteristics of Alamkandi Fe deposit, west of Zanjan. 35<sup>th</sup> national congress on geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: H.M. Richard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, and C.R. Neary, (Editors), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication 76, London, pp. 373–403.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. and Wu, T.W., 2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedesma Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, 44(11): 2003–2032.
- Pourmohammad, F., Kouhestani, H., Azimzadeh, A.M., Nabatian, Gh. and Mokhtari, M.A.A., 2019. Mianaj iron occurrence, southwest of Zanjan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in Sanandaj- Sirjan zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*. 28(111): 161–174. (in Persian with English abstract)
- Qazvinizadeh, A.M., 2005. Genesis of Alamkandi Pb-Zn deposit, Zanjan Province. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Kharazmi, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Rahmati, N., Mokhtari, M.A.A., Ebrahimi, M. and Nabatian, Gh., 2017. Geology, mineralogy, structure and texture of Agh-Otagh base-precious metal mineralization, North Takab. *Petrology*, 8(30): 157–180 (in Persian with English abstract)
- Rollinson, H.G., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Scientific Group, New York, 352 pp.
- Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17(4): 704–714.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic Rock under the microscope*. Chapman and Hall, London, 445 pp.
- Shinjo, R. and Kato, Y., 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism in the Okinawa Trough, an incipient back arc basin. *Lithos*, 54(3–4): 117–137.
- Srivastava, R.K. and Sigh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian Craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373–389.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists*, 52(7): 1229–1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, and M.J. Norry, (Editors), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication 48, London, pp. 313–345.
- Talebi, L., Mokhtari, M.A.A., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2017. The Arpachay mineralization occurrence, north of Takab: an epithermal base metal mineralization in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 26(104): 281–296. (in Persian with English abstract)
- Tofighi, F., 2017. Geology and petrology of metamorphic host rocks of Halab Fe mineralization (SW Dandi, Zanjan) with considering geochemistry and genesis of mineralization. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 159 pp. (in Persian with English abstract)
- Tofighi, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2016. Geological and mineralogical characteristics of Halab iron occurrence, SW Dandi. 8<sup>th</sup> symposium of Iranian Society of Economic Geology,

- University of Zanjan, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Trua, T., Deniel, C. and Mazzuoli, R., 1999. Crustal Control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. *Chemical Geology*, 155(3-4): 201-231.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37(1): 45-71.
- Wang, K.L. and Chung, S.L., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45(5): 975-1011.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(4): 325-342.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.
- Wright, J.B. and McCurry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN-AFRICAN suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(1): 90-96.



## Geochemistry and tectonomagmatic setting of protolite rocks of meta-volcanics in the Halab metamorphic complex (SW Dandy, Zanjan Province)

Rahimeh Nafisi<sup>1</sup>, Hossein Kouhestani<sup>1</sup>, Mir Ali Asghar Mokhtari<sup>1\*</sup> and Martiya Sadeghi<sup>2</sup>

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2) Department of Mineral Resources, Economic Geology division, Geological Survey of Sweden, Uppsala, Sweden

Submitted: Oct. 23, 2017

Accepted: Feb. 13, 2018

**Keywords:** *Geochemistry, Tectonomagmatic setting, Meta-volcanic, Halab metamorphic complex, Dandy, Zanjan*

### Introduction

Three fundamental goals will be followed in the study of metamorphic terrains including: 1- study of fabric in metamorphic rocks in order to recognize the relationship between metamorphism and deformation, 2- the identification of thermodynamic conditions of metamorphism for evaluating the geothermal gradient, and 3- study of protolites of metamorphic rocks and the recognition of Paleo-tectonomagmatic setting of igneous rocks.

Takab-Takht-e-Soleyman-Angouran metallogenic–metamorphic zone located parallel to the Zagros suture zone within the Alpine–Himalayan orogenic belt. Halab metamorphic sequence is located in the Eastern part of this zone. This metamorphic sequence is composed of pelitic, mafic and felsic schists intercalated with marble, mylonitic rhyolite and quartzite which are metamorphosed in amphibolite and green schist facieses.

Takab-Takht-e-Soleyman-Angouran metallogenic–metamorphic zone is one of the most important metallogenic zones in Iran. The Zarshouran As–Au deposit, Aghdareh Sb–Au deposit and Angouran Zn–Pb deposit along with some Fe, Pb–Zn, Au, Cu and Mn mineralization were formed within this zone. Most of this mineralization was studied during the past years and valuable information is present about their geological and mineralization characteristics. However, geochemistry and tectonomagmatic settings of metamorphosed volcanic rocks (felsic and mafic schists) were not studied.

### Materials and methods

This research can be divided into two parts including field and laboratory studies. Field studies include the recognition of different metamorphic rocks along with sampling from metamorphic rocks for laboratory studies. In this base, 40 samples were chosen for petrographic and analytical studies. Twenty thin sections were used for petrographic studies and recognition of metamorphic fabrics. For geochemical studies, thirteen samples from felsic and mafic schists were analyzed by XRF and ICP–MS methods in GSI and Zarazma laboratories.

### Results

Mafic schists are one of the most important metamorphic rocks in the Halab area. Compositionally, these rocks include actinolite schist, hornblende schist and amphibole schist. Felsic schists are the other important rocks in the Halab metamorphic sequence. These rocks include albite-quartz schist, biotite-quartz schist, amphibole-biotite-quartz schist and mylonitic rhyolite.

Geochemically, mafic schists show a similar composition to basalt, trachy-basalt, basaltic andesite and basaltic trachy-andesite while felsic schist show rhyolitic composition. All of these rocks have calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinity.

Trace elements normalized by primitive mantle (McDonough and Sun, 1995) and NMORB (Gale et. al., 2013) for felsic schists indicate LILE

\*Corresponding authors Email: amokhtari@znu.ac.ir

enrichment along with negative HFSE anomaly and distinctive positive Pb anomaly. A similar pattern is observed for most of the mafic schists. Amphibole schists do not show LILE enrichment, as well as positive Pb and negative HFSE anomalies. Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for felsic schists demonstrate LREE enrichment along with negative Eu anomaly and flat HREE patterns. Most of the mafic schists have similar patterns without negative Eu anomaly. Amphibole schists indicate a flat REE pattern with less LREE enrichment and relative enrichment in HREE compared with other mafic schists. Comparison of Chondrite-normalized REE patterns of mafic schists with NMORB and EMORB patterns and island arc basalts (Gale et al., 2013) indicate that basic schists of Halab area have similar patterns to EMORB.

Based on Ta/Yb vs. Th/Yb and Yb vs. Th/Ta discrimination diagrams, protolites of mafic schists were formed in within plate volcanic zone and active continental margin while protolites of felsic schists were formed within active continental margin. On the Nb/Yb vs. Th/Yb diagram, mafic schists belongs to subduction-unrelated setting and originated from mantle similar to OIB source.

### Discussion

Takab-Takht-e-Soleyman-Angouran metallogenic–metamorphic zone is considered as a micro-continent with similar features to Gondwana (Hajialioghli et al., 2007). The oldest outcrops of metamorphic rocks in this zone are the result of metamorphism of magmatic arc rocks with Neo-Protrozoic–Early Cambrian age (Saki, 2010).

As it was mentioned before, mafic and felsic schists of the Halab area demonstrate calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinity. High-K calc-alkaline rocks are usually formed in magmatic arcs and post collision setting and are less seen within plate setting (Bonin, 2004). Enrichment in LILE and LREE along with Nb and Ti negative anomalies in spider diagrams are indicators of subduction related magmas which are originated from enriched mantle by metasomatic fluids released from subducted slab (Wang and Chung, 2004).

Geochemical characteristics of mafic and felsic schists of the Halab area indicate that the protolites of mafic schists originated from partial melting of metasomatized mantle by past subduction in an extensional setting within a magmatic arc. Felsic schists are the result of crustal partial melting by mentioned basaltic magma.

### Acknowledgment

This research was made possible by the grant of the office of vice-chancellor for research and technology, the University of Zanjan. We acknowledge their support. Journal of Economic geology reviewers and editor are also thanked for their constructive suggestions on alterations to the manuscript.

### References

- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1–2): 1–24.
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, H.J. and Schilling, J.G., 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3): 489–518.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G.T.R., Oberhansli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M., 2007. Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71(2): 155–174.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17(4): 704–714.
- Wang, K.L. and Chung, S.L., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45(5): 975–1011.