

ژئوشیمی و خاستگاه ارتوآمفیبولیت‌های تخت‌سلیمان (شمال خاور تکاب)

زیبا خدائیان چگنی^۱، نعمت‌الله رشیدنژاد عمران^۱، علی اکبر بهاری فر^۲، رضا نوزعی^۳، کارملا واکارو^۴ و خوزه فرانسیسکو سنتوس^۵

^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۳ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴ دانشکده فیزیک و علوم زمین، دانشگاه فرارا، فرارا، ایتالیا و دانشکده علوم اتمسفری و اقلیم، بلونیا، ایتالیا

^۵ دانشکده علوم زمین، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

چکیده

ارتوآمفیبولیت‌های منطقه تخت‌سلیمان بخشی از کمپلکس دگرگونه تکاب هستند که در شمال خاور تکاب واقع شده‌اند. این سنگ‌ها شامل آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت، کینایت-گارنت آمفیبولیت، هورنبلندسیست و اپیدوت آمفیبولیت هستند. مطالعه سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ کل گویای سنگ مادر بازالت و آندزیت بازالت غنی از Mg و یا معادل درونی این سنگ‌ها با گرایش کالکوآلکالن تا تولیتی و حتی پریدوتیت است. بر اساس ژئوشیمی عناصر کمیاب و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd، ماگمای مادر از گوشته منشأ گرفته است. این آمفیبولیت‌ها در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت حداقل دو الگوی متفاوت نشان می‌دهند. یک گروه دارای تهی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs و برخی نیز دارای الگوی مسطح هستند. گروه دیگر دارای غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs هستند. این الگوهای متفاوت و ویژگی‌های ژئوشیمی دیگر، حاکی از گرایش مورب یا پشت قوس و قوس برای ماگمای مادر این آمفیبولیت‌ها است. این دوگانگی می‌تواند مربوط به تکامل زمانی ماگماتیسم از جایگاه مرتبط با MORB یا پشت قوس به قوس و یا از جایگاه مرتبط با قوس به پشت قوس باشد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۰۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

ارتوآمفیبولیت

ژئوشیمی

قوس ولکانیکی

پشت قوس

تخت سلیمان

تکاب

۱- پیش‌نوشتار

منطقه تکاب دارای اهمیت فراوانی از نظر موقعیت ژئودینامیکی، حضور کمپلکس‌های دگرگونی نسبت‌داده‌شده به پرکامبرین و پتانسیل کانی‌زایی است. به همین دلیل مطالعات فراوانی از دیدگاه زمین‌ساختی، سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی در آن انجام شده است. آمفیبولیت‌های منطقه تخت سلیمان نیز به عنوان بخشی از کمپلکس دگرگونه تکاب از این قاعده مستثنی نبوده و از گذشته تاکنون مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده‌اند. از نخستین مطالعه پلیرس و بلورچی (Pelissier and Bolourchi, 1967) که بر مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری مبتنی بوده تا مطالعاتی که بر اساس روش‌های نوین نظیر ژئوشیمی سنگ کل، شیمی کانی، سن‌سنجی و مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی استوار هستند (غضنفری، ۱۳۷۰؛ بخشی‌زاد، ۱۳۹۴؛ حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ Shafaii Moghadam et al., 2018؛ Advay et al., 2016). به‌رغم مطالعات انجام شده، هنوز در مورد بسیاری از مسائل، نظیر نوع سنگ مادر، منشأ و به‌ویژه محیط زمین‌ساختی-ماگمایی سنگ منشأ این آمفیبولیت‌ها، اتفاق نظر وجود ندارد. مطالعه سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و شناخت

ویژگی‌های سنگ مادر، می‌تواند نقش بسزایی در درک تاریخچه تحول این سنگ‌ها داشته باشد. یکی از مهم‌ترین ابزارهای مطالعه سنگ منشأ، استفاده از نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd است که در تلفیق با سایر روش‌ها می‌تواند نقش مفیدی در درک بسیاری از مسائل مربوط به این سنگ‌ها داشته باشد. در این نوشتار سعی بر آن است که با بهره‌گیری از شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل در تلفیق با مطالعات پیشین، به بررسی ژئوشیمی و خاستگاه آمفیبولیت‌های تخت سلیمان پرداخته شود. امید است که نتایج حاصل از این پژوهش، نقش مؤثری در کاستن برخی تناقضات در منطقه داشته باشند.

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه، بخشی از کمپلکس دگرگونه تکاب است که در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان واقع شده است. رخنمون اصلی آمفیبولیت‌ها، در فرادیاوره گسل پی‌سنگی قینرجه-چارطاق، واقع شده است. به‌رغم این که در

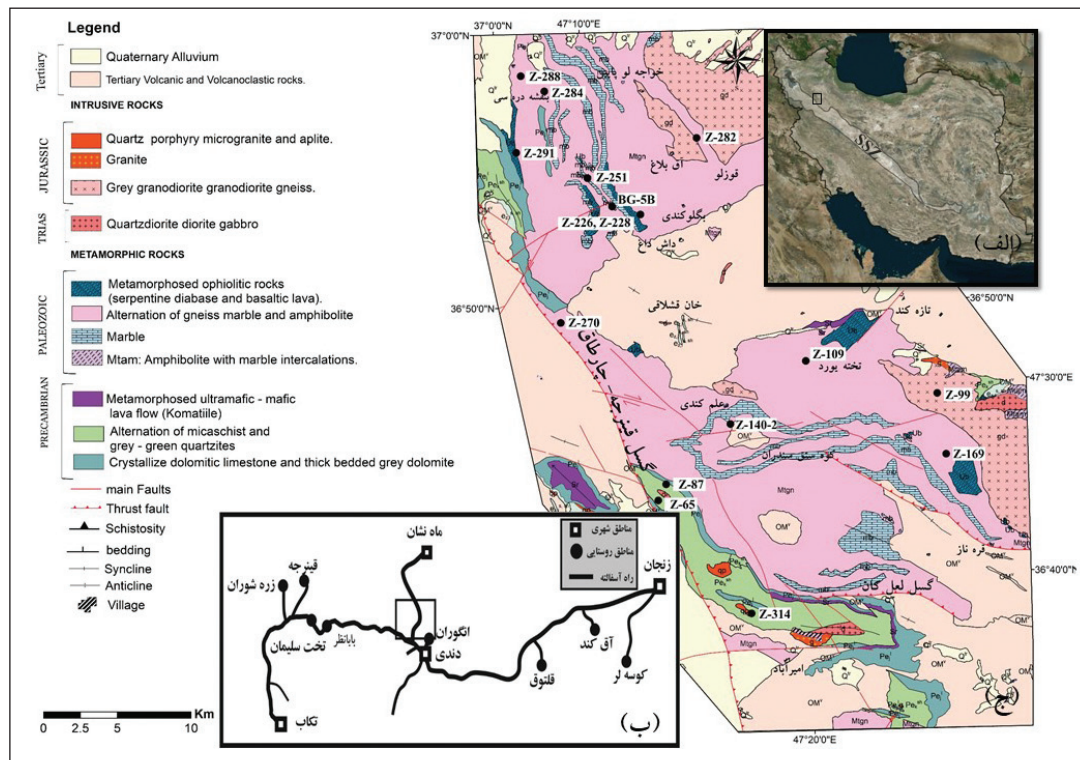
هورنبلندشیت‌ها دارای رخنمون محدودتری نسبت به آمفیبولیت هستند. در این سنگ‌ها گاه شیتوزیته به خوبی توسعه یافته است. ویژگی‌های صحرایی آنها کاملاً شبیه واحدهای آمفیبولیتی است با این تفاوت که فاقد نواربندی است و رنگ این سنگ‌ها به علت تمرکز بسیار کم کانی‌های فلسیک نظیر پلاژیو کلاز و یا کوارتز، تیره‌تر از واحدهای آمفیبولیتی بوده و به رنگ سیاه متمایل به سبز (به علت اپیدوتی شدن) دیده می‌شوند؛ به طوری که، برخی از آنها در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، اولترابازیک عنوان شده‌اند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). اپیدوت- آمفیبولیت نیز به صورت لنزها یا نوارهایی در ارتباط نزدیک با آمفیبولیت‌ها رخنمون دارند و رنگ سبز و فراوانی اپیدوت، آنها را از سایر واحدها متمایز می‌کند.

۳- روش پژوهش

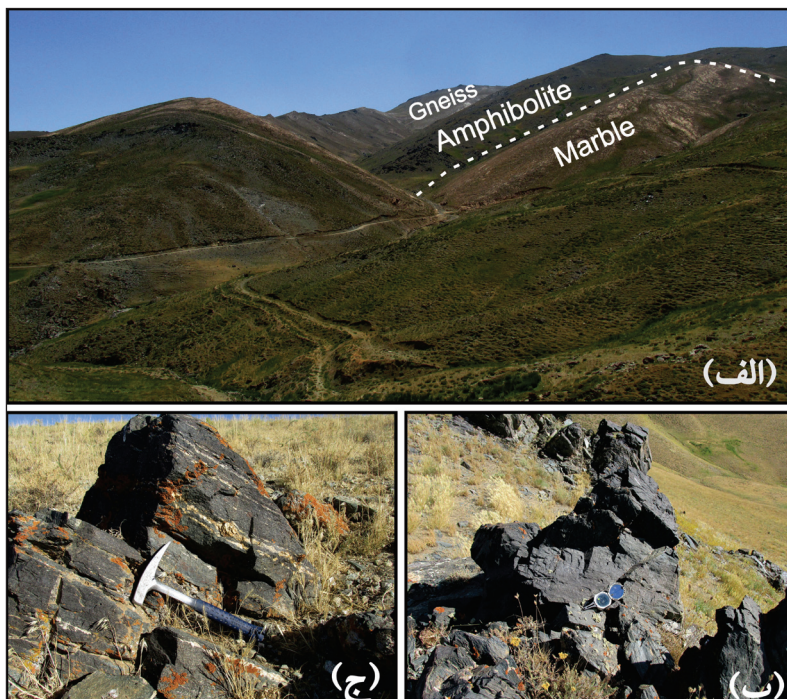
در پی سه مرحله بازدید صحرایی و مطالعه روابط صحرایی آمفیبولیت‌ها با سایر واحدهای سنگی، ۵۰ نمونه، جهت تهیه مقطع نازک و مطالعه سنگ‌نگاری، برداشت شد. بر اساس مطالعه دقیق سنگ‌نگاری، ۱۶ نمونه انتخاب و به شیوه XRF و ICP-MS در کشور ایتالیا (Department of Physics and Earth Sciences, Ferrara, University, Ferrara, Italy) و سپس بر اساس نتایج آنالیز شیمی سنگ کل، ۳ نمونه معرف، جهت سنجش نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd انتخاب و در کشور پرتغال (Laboratory of Isotope Geology of the University of Aveiro, Portugal) توسط Arc-Gis, GCD-kit، مقادیر سنجش شده در نرم‌افزارهای Excell تحلیل و تفسیر شدند. مقادیر ارائه شده در این نوشتار، برای اکسید عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و برای عناصر کمیاب برحسب قسمت در میلیون (ppm) است.

مورد تعلق این منطقه به یک زون ساختاری خاص، وحدت نظر وجود نداشته است (Gilg et al., 2006؛ نبوی، ۱۳۵۵)، ولی مطالعات اخیر گویای تشابه تاریخچه تکوین این منطقه با ایران مرکزی و در نتیجه تعلق این منطقه به ایران مرکزی است (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ Nadimi, 2007؛ Berberian and King, 1981) (شکل ۱- الف، ب، ج). مجموعه دگرگونی‌های تکاب شامل متاولترامافیت‌ها، متابازیت‌ها، کالک‌سیلیکات، متاسدیمت‌ها، آمفیبولیت‌ها و پیروکسینت با گسترش متفاوت در منطقه هستند که توده‌های گرانیتویدی و دیوریتی متعلق به ۲۳-۲۶ (الیگوسن-پسین- میوسن) (Shafaii Moghadam et al., 2018) در آنها نفوذ کرده‌اند. در مطالعه صحرایی، آمفیبولیت‌ها در تناوب با مرمر دارای میان‌لایه‌هایی از متاسدیمت، سرپانتینیت و تالک‌شیت‌ها و یا کوارتزیت هستند (شکل ۲- الف). گسترش این آمفیبولیت‌ها اغلب مربوط به واحد Mtam (آمفیبولیت با میان‌لایه‌های مرمر) دانسته شده (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱)، مشاهده صحرایی نشان می‌دهد این آمفیبولیت‌ها دارای رخنمون‌های محدودتری در واحد Mtgn (تناوب گنیس، مرمر و آمفیبولیت) نیز هستند ولی به سمت شمال منطقه، این رخنمون‌ها بیشتر می‌شوند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱).

این سنگ‌ها دارای رخنمون توده‌ای و گاه دارای شیتوزیته (تحت عنوان شیت مافیک) و دارای تناوب لایه‌های تیره، متشکل از آمفیبول و لایه‌های روشن، متشکل از پلاژیو کلاز و یا کوارتز هستند که تحت عنوان آمفیبولیت گنیسی (Shafaii Moghadam et al., 2016) از آنها یاد شده است و اغلب به رنگ خاکستری تا سبز تیره مشاهده می‌شوند (شکل ۲- ب و ج). تنها تفاوتی که بین انواع گارنت‌دار با سایر انواع در مطالعه صحرایی مشاهده می‌شود، وجود گارنت‌های خودشکل است که اغلب به رنگ قرمز تا قهوه‌ای-عسلی به قطر حداکثر ۳ میلی‌متر مشاهده می‌شوند.



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه (کادر سیاه) در تصویر ماهواره‌ای Google Earth، ب) نقشه راه‌های دسترسی، ج) موقعیت آمفیبولیت‌های آنالیز شده، به شیوه XRF، ICP-MS و Nd-Sm، بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه، اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱).



شکل ۲- الف) تصویر صحرایی از رخنمون آمفیبولیت‌ها و موقعیت آنها نسبت به مرمر و گنیس (دید به سمت جنوب)، ب) رخنمون توده‌ای شکل از آمفیبولیت‌ها و ج) آمفیبولیت دارای فولیاسیون و نوارهای روشن، متشکل از پلاژیوکلاز و کوارتز، در کنار نوارهای تیره متشکل از آمفیبول.

۴- سنگ‌نگاری

بر اساس مطالعه سنگ‌نگاری، آمفیبولیت‌های تخت سلیمان را می‌توان به ۵ گروه تقسیم کرد که شامل آمفیبولیت، گارنت‌آمفیبولیت، کیانیت- گارنت‌آمفیبولیت، هورنبلندشیت و اپیدوت‌آمفیبولیت هستند. لازم به ذکر است برای کلیه علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) استفاده شده است.

۴-۱. آمفیبولیت

حجم اصلی سنگ از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. اپیدوت، مسکوویت، اسفن و کانی‌های اپیک به عنوان کانی فرعی، کلسیت، اپیدوت، اکتینولیت و سریسیت و بیوتیت (در برخی از نمونه‌ها) نیز به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند. این سنگ‌ها گاه دارای پورفیروبلاست‌هایی از آمفیبول در زمینه دانه‌ریزی از آمفیبول، پلاژیوکلاز و یا کوارتز هستند و گاه متشکل از آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و بدون و یا دارای جهت یافتگی ترجیحی به همراه پلاژیوکلاز هستند. گهگاه نیز بخش‌های مافیک و فلسیک به صورت نوارهای تفکیک شده مشاهده می‌شوند (شکل ۳-الف، ب، ج).

۴-۲. گارنت‌آمفیبولیت

در این سنگ‌ها، آمفیبول (نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با ادخال‌هایی از اکسید آهن و کوارتز) و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی، گارنت، مسکوویت، بیوتیت، اکسید آهن به عنوان کانی‌های فرعی و اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کربنات و اکسید آهن نیز کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. قطر گارنت گاه به ۳ میلی‌متر نیز می‌رسد و به شکل پورفیروبلاست، دارای ادخال‌های فراوانی از کوارتز، اکسید آهن، اپیدوت، آمفیبول، اغلب پیش تا همزمان با دگرشکلی اصلی، حضور دارد. کلریت افزون بر این که به همراه مسکوویت به مقدار جزئی در زمینه وجود دارد، به عنوان کانی ثانویه و حاصل از تبدیل گارنت و یا آمفیبول نیز حضور دارد. در برخی از

گارنت‌آمفیبولیت‌ها، گاهی کلریت حاصل از دگرگونی پسرونده هورنبلند، به تنهایی زمینه جهت یافته سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-د، ه).

۴-۳. کیانیت- گارنت آمفیبولیت

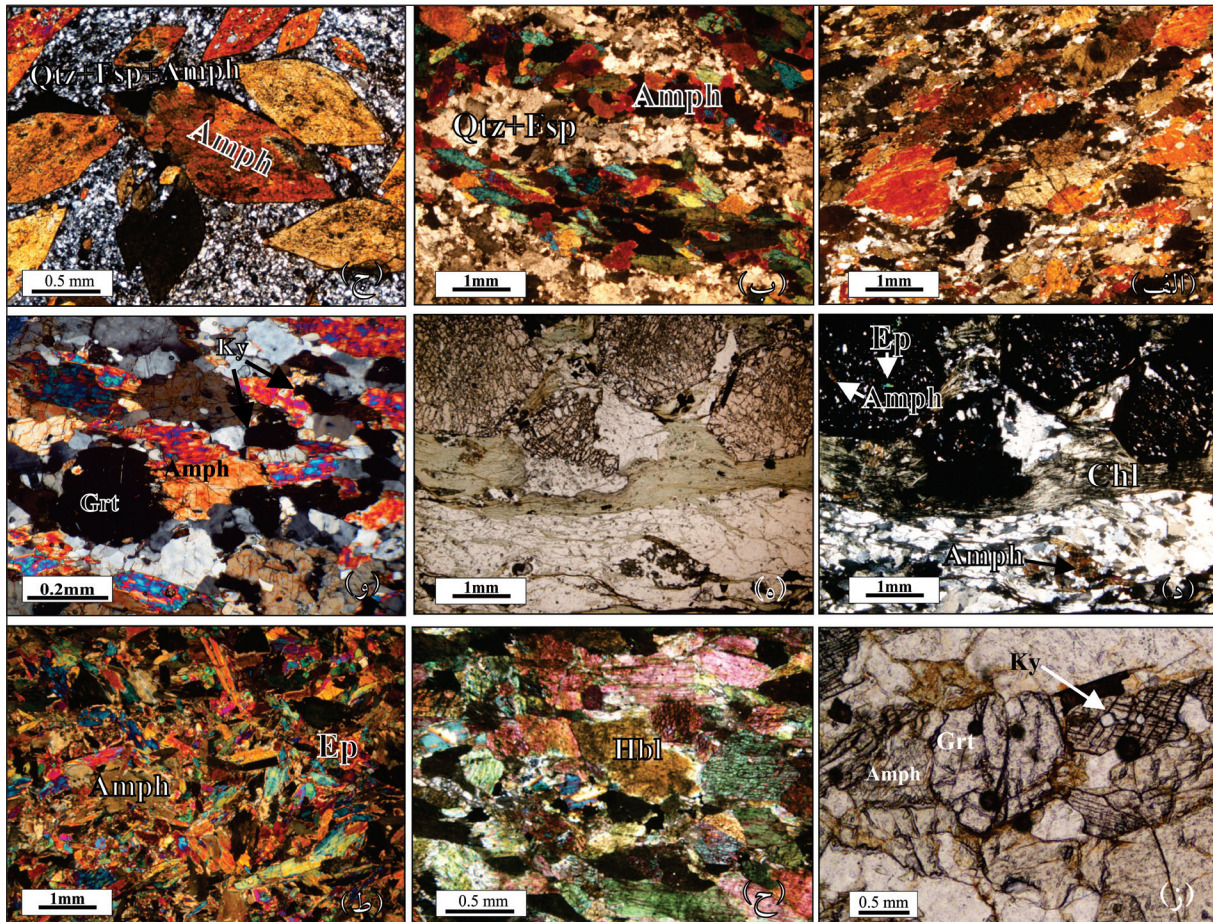
این سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی از گارنت‌آمفیبولیت‌ها قابل تفکیک نیستند و تنها وجه تمایز این واحد، از گارنت‌آمفیبولیت‌ها، در مشاهدات میکروسکوپی است که کیانیت نیمه‌شکل تا شکل‌دار به عنوان کانی عارضی، به همراه گارنت، پورفیروبلاست‌هایی را تشکیل می‌دهند که در زمینه متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز و یا کوارتز به عنوان کانی‌های اصلی و روتیل و ایلمنیت به عنوان کانی فرعی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-و، ز).

۴-۴. هورنبلندشیت

این سنگ‌ها با محتوای بالای هورنبلند (بیش از ۹۰ درصد) مشخص می‌شوند. هورنبلند‌های آبی-سبز اغلب بیش از ۰/۵ سانتی‌متر طول دارند و دارای ادخال‌هایی از کوارتز و یا اکسید آهن هستند. این هورنبلندها اغلب دارای جهت‌یابی ترجیحی هستند و یا با حاشیه‌های کاملاً خرد شده در زمینه‌ای از آمفیبول‌های دانه‌ریزتر قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلاز، اسفن، کانی اپیک به عنوان کانی فرعی و اپیدوت، اکتینولیت و اکسید آهن نیز به عنوان کانی ثانویه حضور دارند. اینها همان سنگ‌هایی هستند که توسط ادوای و همکاران (۱۳۹۶) ملانو آمفیبولیت نامیده شده‌اند (شکل ۳-ح).

۴-۵. اپیدوت آمفیبولیت

در مطالعه میکروسکوپی، حجم غالب این سنگ‌ها از آمفیبول و اپیدوت (اغلب ثانویه) تشکیل شده است که پلاژیوکلاز و کوارتز هم به میزان جزئی این مجموعه را همراهی می‌کنند. این سنگ‌ها دارای تفاوت‌های جزئی از نظر فراوانی کانی‌ها و ساختار هستند (شکل ۳-ط)



شکل ۳- الف) تصویر میکروسکوپی از آمفیبولیت‌های متشکل از آمفیبول‌های شکل‌دار و دارای جهت‌یابی ترجیحی در زمینه‌ای غالباً متشکل از کوارتز و به میزان کمتر پلاژیوکلاز، ب) آمفیبولیت‌های دارای نوارهای فلسیک (پلاژیوکلاز و یا کوارتز) در تناوب با نوارهای تیره (متشکل از آمفیبول)، ج) پورفایرولاست‌های آمفیبول در زمینه دانه‌ریزی از آمفیبول، پلاژیوکلاز و یا کوارتز، د) گارنت‌های با ادخال‌های کوارتز، اپیدوت و آمفیبول در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، کوارتز، بقایای آمفیبول و کلریت‌های ثانویه، که حاصل تبدیل آمفیبول است، ه) تصویر در نور PPL، و) پورفایرولاست‌های گارنت و کیانیت در کیانیت-گارنت آمفیبولیت، ز) تصویر کیانیت و گارنت در کیانیت-گارنت آمفیبولیت با بزرگ‌نمایی بزرگ‌تر و در نور PPL، ح) هورنبلندشیت، ط) اپیدوت آمفیبولیت.

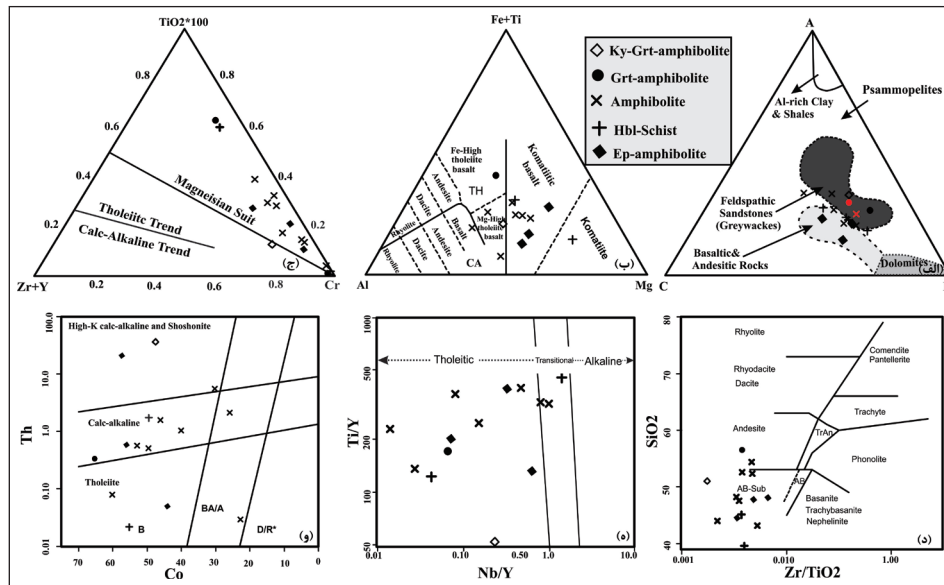
۶- ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی سنگ کل

کمتر از ۱/۳ است و فقط در یک نمونه (هورنبلندشیت) مساوی ۲/۴ است. P_2O_5 نیز مطابق انتظار بسیار کم بوده و حداکثر تا ۰/۶ می‌رسد. MgO بین ۵/۶ و ۲۳/۱ متغیر است و Mg# به جز یک نمونه گارنت آمفیبولیت با مقدار ۲۴/۵۰، در سایر نمونه‌ها بیش از ۴۰ بوده و تا حداکثر ۷۰/۴۵ می‌رسد. ضریب اشباع آلومینیم در اغلب نمونه‌ها کوچک‌تر- مساوی ۱ ($ASI \leq 1$) است و فقط در ۳ نمونه آمفیبولیت‌های حاوی کانی‌های کیانیت و یا گارنت این مقدار بیش از ۱ است (جدول ۱).

بیشتر آمفیبولیت‌ها دارای مقادیر بالایی از عناصر V, Mg, Cr, V و همچنین نسبت بالایی از Cr/Th (بیش از ۱۰۰) و نسبت‌های پایین Th/La (متوسط مقدار ۱۵/۰-۱) (Rollinson, 1996; Kocak et al., 2007) هستند. همچنین $Th/La < 0.15$ هستند. در نمودار ACF نیز که به‌رغم وجود برخی از مؤلفه‌های نسبتاً متحرک مانند Ca و Mg، از پرکاربردترین نمودارها جهت مطالعه سنگ مادر است، اغلب آمفیبولیت‌ها در محدوده بازالت و یا آندزیت و گریوک و در مرز مشترک بین محدوده گریوک و بازالت و آندزیت قرار می‌گیرند ولی نمونه ۲ یاد شده در جایگاه گریوک قرار می‌گیرند. بر این اساس، بیشتر آمفیبولیت‌ها دارای منشأ ماگمایی و دو نمونه دارای منشأ غیر ماگمایی هستند (شکل ۴- الف).

اگرچه، فراوانی عناصر اصلی و اغلب عناصر فرعی در سنگ‌های دگرگونی از پروتولیت اولیه به ارث می‌رسد و با مطالعه رفتار این عناصر می‌توان به ویژگی‌های منشأ پی برد، ولی بسیاری از عناصر اصلی و فرعی در ارتباط با فرایندهای دگرسانی و دگرگونی رفتارهای متفاوتی نشان می‌دهند. برای مثال، عناصر Si, Ca, K, Na تحت شرایط دگرگونی رخساره شیت سبز و آمفیبولیت متحرک هستند؛ در حالی که، عناصر Mn, Ti, Al, P نسبتاً نامتحرک هستند (Rollinson, 1993; Coish, 1997; Wu et al., 2016). در عناصر فرعی نیز برخی عناصر با پتانسیل یونی بالا نظیر Rb, Cs, Sr, Ba تحت همین شرایط متحرک هستند. در حالی که، عناصری نظیر Ta, Nb, Cr, Co, Ni, V, REEs نامتحرک هستند (Mullen, 1983; Seewald et al., 1990; Pearce and Cann, 1973; Winchester and Floyd, 1977; White, 2001; Guilmette et al., 2009).

نتایج آنالیز سنگ کل در جدول ۱ ارائه شده است. فراوانی برخی از مهم‌ترین اکسید عناصر اصلی به این شرح است؛ محتوای SiO_2 بین ۳۹/۶ و ۵۶/۸ متغیر است و متوسط مقدار آن ۴۸/۹۱ است. Al_2O_3 با متوسط مقدار ۱۱/۵۲، بین ۵/۴ (در هورنبلندشیت) تا ۱۶/۲ (در آمفیبولیت) و CaO نیز بین ۵/۶ و ۱۶/۴۲ متغیر است. TiO_2 در همه نمونه‌ها



شکل ۴- الف) موقعیت آمفیبولیت‌های منطقه در نمودار دلاروش (De La Roche, 1966 نقل از Vernon and Clarke, 2008)، ب) در نمودار جنسن (Jensen, 1976)، ج) در نمودار دیویس (Davies et al., 1979)، د) وینچستر و فلوید (Winchester and Floyd, 1977)، ه) در نمودار پیرس (Pearce, 1982) و و) نمودار هستی (Hastie et al., 2007)

Nb دارای بی‌هنجاری منفی و عناصری نظیر U, K, Pb, Sm, Nd و تا حدودی Sr و Ba دارای بی‌هنجاری مثبت نسبت به سایر عناصر هستند (شکل ۵-د). این دو گروه در نمودار چند عنصری متشکل از عناصر نامتحرک (Pearce, 2014) بهتر قابل مقایسه هستند. به طوری که نمونه‌های با ضریب تفریق یافتگی پایین، از نظر تمامی عناصر تهی شده‌تر از N-MORB هستند، ولی گروه دیگر غنی‌شدگی بیشتری نسبت به N-MORB نشان می‌دهند. در این نمودارها، به جز Nb که الگوی متفاوت در دو گروه نشان می‌دهد، همه عناصر دارای الگوی مشابه هستند و هر دو گروه، از HFSEs (نظیر Zr, Hf, Ti) تهی شده‌اند. افزون بر این همان طور که در الگوی REEs بهنجار شده نسبت به کندریت عنوان شد، در گروه با ضریب تفریق یافتگی پایین، دو نمونه با وجود تهی‌شدگی از Th و بی‌هنجاری مثبت از Nb نسبت به نمونه‌های دیگر این گروه متفاوت هستند (شکل ۶-الف و ب).

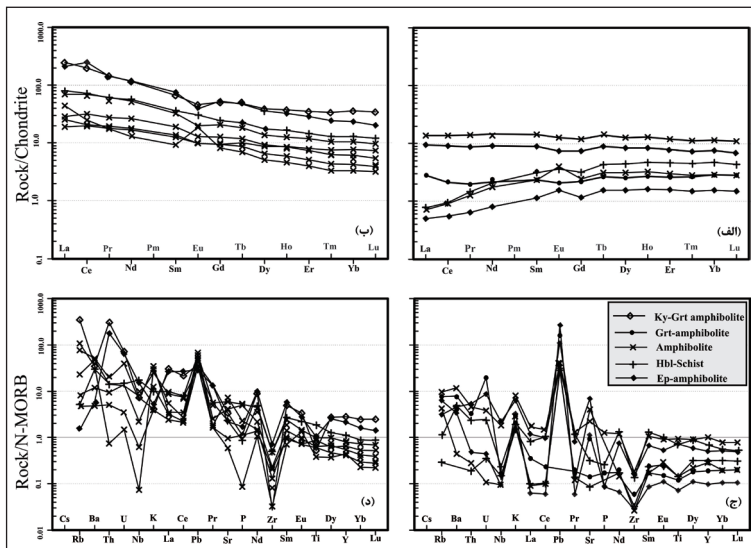
۷- ژئوشیمی ایزوتوپی

یکی از ابزارهای مفید جهت بررسی منشأ ماگمای اولیه و در نتیجه پروتولیت سنگ‌های دگرگونی، استفاده از داده‌های ایزوتوپی، به ویژه مقادیر ϵNd اولیه است (Jahn, 1999) به همین منظور از هر دو گروه آمفیبولیت، ۴ نمونه انتخاب و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd در آنها اندازه‌گیری شد. بر اساس نتایج به دست آمده، نسبت‌های $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۱۹-۰/۰۹ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۷۰۴۵ تا ۰/۷۰۵۵، $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ بین ۰/۱۲۷ و ۰/۲۶۸، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نیز بین ۰/۵۱۲۶ تا ۰/۵۱۳۲ متغیر است (جدول ۲).

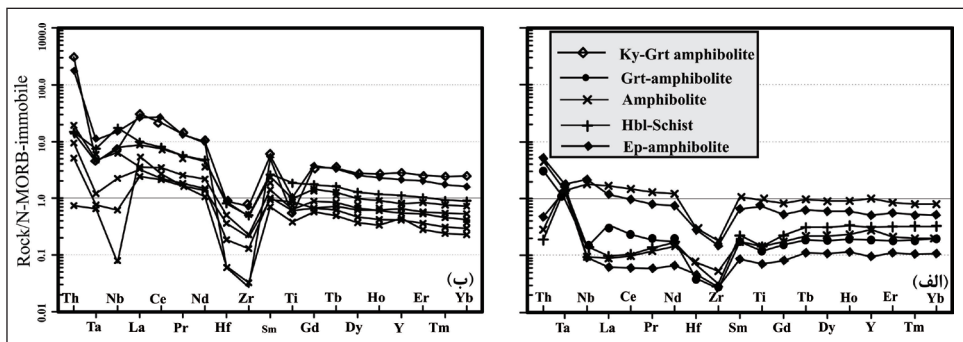
مهم‌ترین نکته‌ای که در محاسبات نسبت‌های ایزوتوپی و در نتیجه ϵNd وجود دارد و یکی از چالش‌هایی است که همواره بیشتر زمین‌شناسان با آن روبرو هستند، سن تبلور و یا رسوب‌گذاری سنگ‌ها است که در محاسبات بایستی منظور شود (Semblano et al., 2016). در برخی از مطالعات از سن مدل تنودیمیم (T_{DM}) در محاسبات استفاده می‌شود. این در حالی است که این سن، فقط برای محاسبات مربوط به سنگ‌هایی نظیر گرانیت‌ها و متاسدیمت‌ها مناسب است و در این دو نوع سنگ نیز فقط در شرایط خاص، $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0.15 > 0.11$ ، کاربرد دارد (Depaolo, 1988; Rudnick, 1990).

بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی نشان می‌دهد که میزان تفریق یافتگی LREEs نسبت به HREEs ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$) در نمونه‌های مختلف، بسیار متفاوت و بین ۰/۱۸ و ۶/۰۶ متغیر است. بر این اساس آمفیبولیت‌ها به ۲ گروه تقسیم می‌شوند: الف) نمونه‌های با ضریب تفریق یافتگی کم ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} \leq 2$) که در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، خود به دو گروه تقسیم می‌شوند. یک گروه با الگوی با شیب بسیار ملایم به سمت HREEs؛ که دارای غنی‌شدگی ضعیفی از HREEs نسبت به LREEs هستند (حداکثر تا ۱/۲ برابر) و تنها بی‌هنجاری مشاهده شده، بی‌هنجاری مثبت $\text{Eu}(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9-1.67)$ است و گروه دیگر روند تقریباً مسطحی نشان می‌دهند و دارای بی‌هنجاری منفی جزئی از MREEs هستند (شکل ۵-الف). ب) نمونه‌های با ضریب تفریق یافتگی بالا ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} > 2$) که در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) دارای تهی‌شدگی از HREEs نسبت به LREEs هستند (شکل ۵-ب) و همه نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی از Eu نشان می‌دهند (شکل ۵-ب).

در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB نیز این تفاوت الگو آشکارا دیده می‌شود. به طوری که نمونه‌های با ضریب تفریق یافتگی کم با ضریبی کوچک‌تر از ۱۰ تا ۰/۱ برابر نسبت به N-MORB غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر، به جز Pb که دارای غنی‌شدگی زیاد، تا بیش از صد برابر نسبت به N-MORB است، بقیه عناصر تغییرات ملایم‌تری نسبت به N-MORB نشان می‌دهند. به جز عناصر Pb, Rb, Ba, Th, K (LILEs) که در برخی از نمونه‌ها تا حدودی نسبت به N-MORB غنی‌شدگی نشان می‌دهند، بقیه عناصر، تهی شده‌اند. روند تغییرات عناصر نیز به این صورت است که عناصری نظیر Zr, Ti, Nb, Th دارای بی‌هنجاری منفی و عناصری نظیر U, K, Pb و تا حدودی Sr و Ba در برخی نمونه‌ها دارای بی‌هنجاری مثبت نسبت به سایر عناصر هستند (شکل ۵-ج). در گروه دیگر، که دارای ضریب تفریق یافتگی بالا هستند، به جز Zr که در همه نمونه‌ها نسبت به N-MORB تهی‌شدگی نشان می‌دهد و همچنین تهی‌شدگی در عناصری نظیر Ti, Dy, Y, Yb, Lu در برخی از نمونه‌ها، نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی از اغلب عناصر نسبت به N-MORB هستند. روند تغییرات عناصر نسبت به همدیگر به این صورت است که عناصری نظیر Zr, Ti, P,



شکل ۵- الف) الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب در آمفیبولیت‌های با ضریب تفریق یافتگی پایین (بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) و ب) در آمفیبولیت‌های با ضریب تفریق یافتگی بالا، ج و د) الگوی توزیع عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به (McDonough and Sun, 1995) در آمفیبولیت‌ها به ترتیب بالا.



شکل ۶- الف) الگوی توزیع عناصر کمیاب غیرمتحرک در آمفیبولیت‌های با ضریب تفریق یافتگی پایین و ب) الگوی توزیع عناصر کمیاب غیرمتحرک در آمفیبولیت‌های با ضریب تفریق یافتگی بالا (بهنجار شده نسبت به (McDonough and Sun, 1995;) N-MORB (Pearce, 2014).

جدول ۲- مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل در آمفیبولیت‌های منطقه. مقادیر مطلق عناصر برحسب PPM.

sample	Sr	Rb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Error(2s)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Error (2s)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₃₂₅₎	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₅₄₀₎	Nd	Sm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Error (2s)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Error (2s)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₍₃₂₅₎	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₍₅₄₀₎	εNd ₍₃₂₅₎	εNd ₍₅₄₀₎
Z-169	205.0	2.82	0.040	0.0021	0.704977	0.000023	0.704796	0.704676	33.9	7.10	0.127	0.007	0.512620	0.000019	0.51235	0.512171	2.54	4.47
Z-226	86.8	2.63	0.09	0.0050	0.705597	0.000027	0.705196	0.704931	10.1	2.45	0.147	0.008	0.512808	0.000010	0.512495	0.512288	5.38	6.76
Z-140-2	364.0	2.36	0.019	0.0010	0.704500	0.000024	0.704415	0.704358	1.0	0.46	0.268	0.030	0.513207	0.000042	0.512637	0.512259	8.15	6.19

پراکامبرین و حتی قدیمی‌تر از واحد کهر معرفی کرده‌اند. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰:تخت سلیمان، باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) این واحد را مربوط به پالئوزوئیک بالایی دانسته و این واحد را همراه با سنگ‌های افیولیتی دگرگون شده در این واحد، باقیمانده پوسته اقیانوسی قدیمی پالئوتیس با سن پالئوزوئیک بالایی و معادل افیولیت‌های مشهد- اسالم- شاندرمن عنوان کرده‌اند. شفایی‌مقدم و همکاران

به همین جهت برای محاسبات کنونی نیز، با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی، استفاده از T_{DM} در محاسبات مجاز نیست (Depaolo, 1988). اگرچه در این مطالعه، آمفیبولیت‌ها مورد سن‌سنجی قرار نگرفته‌اند، ولی از مطالعات انجام شده در این زمینه در منطقه و مناطق مجاور می‌توان بهره گرفت. علوی نائینی و همکاران (۱۹۷۶) برای نخستین بار در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰: تکاب، این واحدهای آمفیبولیتی را متعلق به

کماثیتی و حتی کماثیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ج). مطالعه سنگ‌نگاری و ساخت و بافت ارتوآمفیبولیت‌ها و بالا بودن Mg (Gartzos et al., 2009) و تفاوت مقادیر SiO_2 (جدول ۱)، گویای سنگ مادر بازالت و آندزیت بازالت غنی از Mg و یا معادل درونی این سنگ‌ها با گرایش تولیتی تا کالکوآلکانل و حتی پریدوتیت (در آمفیبولیت‌های با بیش از ۲۰ درصد MgO (Rao and Venkataraman, 1982) است. بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت نشان می‌دهد که ارتوآمفیبولیت‌ها دارای دو الگوی متفاوت هستند. گروه اول که در مقایسه با N-MORB به‌جز تعدادی از عناصر LILEs نظیر Rb, Ba, Th, U, Pb غنی‌شدگی، حداکثر تا ۱۰ برابر نسبت به N-MORB هستند و بقیه عناصر دارای تپی‌شدگی نسبت به N-MORB هستند. این تپی‌شدگی می‌تواند گویای منشأ گرفتن از یک منشأ تپی‌شده باشد.

گروه دیگر دارای غنی‌شدگی از اغلب عناصر، به‌جز Zr, Ti, Dy, Y, Lu ضریب ۱ تا ۱۰۰ برابری، نسبت به N-MORB هستند. این غنی‌شدگی می‌تواند گویای منشأ گرفتن از یک منشأ غنی شده و یا غنی‌شده در اثر فرایندهای بعدی باشد.

مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها دارای مقادیر مثبت $\epsilon Nd_{(t)}$ هستند و از گوشته بالایی منشأ گرفته‌اند (Bennett et al., 1993). موقعیت نمونه‌ها در نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr-\epsilon Nd$ (Caro and Bourdon, 2010) نیز نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها دارای منشأ گوشته‌ای هستند و در مرز گوشته تپی‌شده و غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۷-الف).

مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ نیز مساوی با مقدار معمول این نسبت در سنگ‌های بازالتی ($0.705-0.704$) (Heier et al., 1965) است. آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، در نمودار Zr/Y-Nb/Y (Fitton, 2007) نیز در دو جایگاه منشأ تپی شده و غنی‌شده قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). این غنی‌شدگی منشأ افزون بر آلودگی پوسته‌ای (که خود را به صورت بالا بودن ضریب اشباع آلومینیم (۱/۵۵) نیز نشان می‌دهد (Huhma et al., 2018; Manjate, 2017). به گونه‌ای که این ضریب در آمفیبول که متشکله اصلی آمفیبولیت‌ها است، برابر با ۰/۳ تا ۰/۵ است (Bilal and Giret, 1999) ولی با تغییر ترکیب کانی‌شناسی و بالا رفتن کانی‌های Al دار مانند گارنت و یا کیانیت، این مقدار افزایش می‌یابد، می‌تواند مربوط به محیط زمین‌ساختی و میزان تأثیرپذیری ماگما از مؤلفه‌های مربوط به محیط باشد به طوری که ممکن است ویژگی‌های ژئوشیمیایی یک منبع گوشته‌ای توسط مؤلفه‌های فرورانش مانند رسوبات اقیانوسی و پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده و مذاب‌ها و یا سیالات مشتق شده از اسلب فرورونده تغییر یابد (Davies and Stevenson, 1992; Sheikh et al., 2005; Pearce et al., 1984; Gill, 1981; Plank and Lanmuir, 1988; Suda et al., 2014).

این ناهمگنی به صورت هر دوی ویژگی‌های ایزوتوپی غنی‌شده و تپی‌شده در سنگ‌های بازیکی و اولترابازیکی مناطق مختلفی از جهان در طول زمان پرکامبرین مشاهده می‌شود (Patchett and Tatsumoto, 1980; Dupre and Allegre, 1983; Zindler and Hart, 1986; Hart, 1988; Smith and Ludden, 1989; Barling and Goldstein, 1990; Weaver, 1991; Cousens et al., 1995; Whitehouse and Neumann, 1995; Mukasa and Wilshire, 1997; Roy et al., 2002).

۹-۲. جایگاه زمین‌ساختی

از آنجا که اغلب عناصر اصلی به‌جز Ti و Si, Al در دگرگونی رخساره آمفیبولیت نسبتاً متحرک هستند (Tung et al., 2012)، برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی از عناصر غیرمتحرک مانند HFSEs و HREEs بهره گرفته شد که در درجات متوسط تا بالایی ذوب گوشته‌ای و درجات پایین تا بالایی دگرگونی و دگرسانی گرمایی حدواسط نسبتاً غیرمتحرک هستند (Pearce, 2008, 2014; Dilek and Furnes, 2009; 2011, 2014). جایگاه نمونه‌ها در نمودار Ti/Y-Zr/Y نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در حاشیه ورقه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۸).

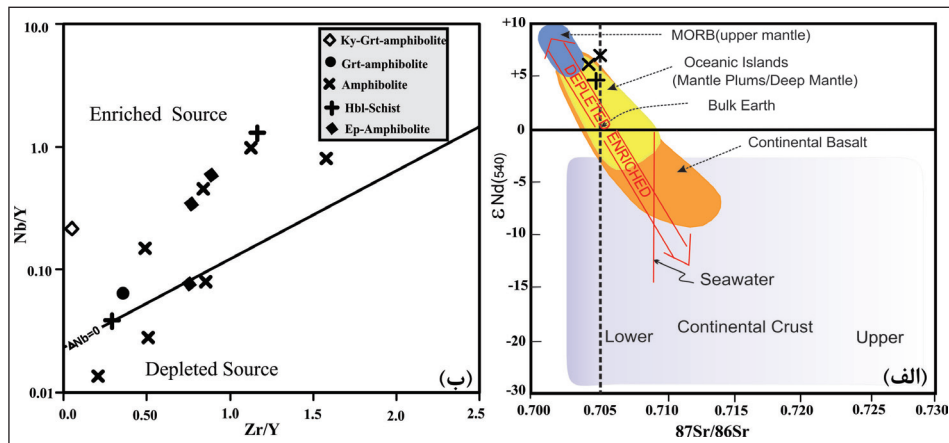
(Shafaii Moghadam et al., 2016) سن به‌دست آمده از هسته زیرکن‌های موجود در آمفیبولیت گنیسی را ۱۰۶ تا ۳۵ میلیون سال و بخشی‌زاد (۱۳۹۴) سن ۲۵-۲۸ میلیون سال را به روش U-Pb در زیرکن به دست آورده‌اند. به نظر می‌رسد، به سبب وجود لایه‌ها و لنزهای اولترامافیک در این واحد و قرار گرفتن واحدهای رسوبی و سنگ‌های آتشفشانی الیگومیوسن روی این واحد، سن به‌دست آمده توسط شفایی مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2016) و بخشی‌زاد (۱۳۹۴) برای سن تبلور این آمفیبولیت‌ها دور از ذهن باشد. بر خلاف آمفیبولیت‌ها، مطالعات سنجی گسترده‌ای در واحدهای گنیس و گرانیت گنیسی منطقه انجام شده است که سن‌های ۵۶۸ برای گنیس‌های ماه‌نشان (Hassanzadeh et al., 2008)، ۴۸۰-۵۸۰ برای آف‌کند (Daliran, 2009) و ۴۹۱-۵۱۶ میلیون سال برای ارتوگنیس‌های آلمالو- قاضی‌کندی-علم‌کندی (بخشی‌زاد، ۱۳۹۴) را نشان می‌دهند. در مناطق دیگری مانند ایران مرکزی، توالی سنگ‌شناسی مشابهی وجود دارد. سن گارنت آمفیبولیت‌ها به روش Pb-Pb حدود ۵۴۸-۵۳۵ میلیون به دست آمده است (Ramezani and Tucker, 2003). ملکی و همکاران (Maleki et al., 2018) و ملکی (۱۳۹۸) نیز برای آمفیبولیت‌های همین منطقه، سن ۵۴۰ میلیون سال را به روش U-Pb روی کانی زیرکن به دست آورده‌اند و در محاسبات نسبت‌های ایزوتوپی Nd-Sr نیز منظور کرده‌اند. افزون بر این، برخی از واحدهای سنگی متعلق به کرنیفر نیز در بخش‌هایی از ایران گزارش شده‌اند (Shahzeidi et al., 2017; Mohammadi et al., 2019; Shafaii Moghadam et al., 2015; Bea, 2011; Jamei et al., 2020) ولی آنچه مسلم است در منطقه مورد مطالعه، حداقل بخش زیادی از این آمفیبولیت‌ها دارای ارتباط صحرائی تنگاتنگ با گنیس‌ها با سن مشخص هستند. با توجه به شباهت منطقه با ایران مرکزی (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶) و نبود سن سنجی قابل اعتماد در آمفیبولیت‌های منطقه، از سن سنجی‌های انجام شده در آمفیبولیت‌های بنه‌شورو بهره گرفته شد و از سن ۵۴۰ میلیون سال در محاسبات استفاده شده است. افزون بر این، با فرض این که این تنوع ژئوشیمیایی ناشی از اختلاف سن تبلور سنگ مادر این آمفیبولیت‌ها با محیط تشکیل متفاوت باشد، از سن ۳۲۵ میلیون سال نیز در محاسبات استفاده شده است (جدول ۲).

۹- بحث

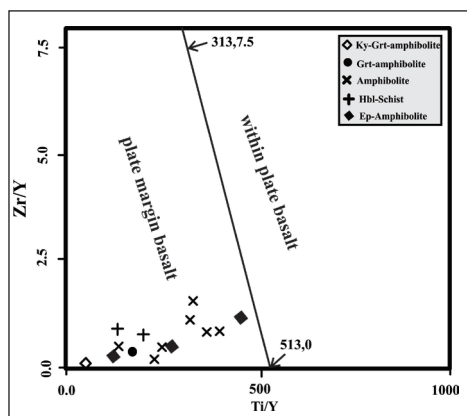
در این بخش، بر اساس اطلاعات ارائه شده در بخش‌های پیشین که مبتنی بر مطالعات صحرائی، ترکیب ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپی بود، در تلفیق با مطالعات پیشین، به بررسی ترکیب سنگ اولیه و محیط زمین‌ساختی آمفیبولیت‌ها پرداخته می‌شود.

۹-۱. منشأ و ترکیب سنگ اولیه

بر اساس داده‌های ارائه شده، آمفیبولیت‌ها غالباً دارای منشأ ماگمایی هستند؛ ولی انواع با منشأ غیر ماگمایی نیز در منطقه رخنمون دارند. در مطالعات ادوای و همکاران (Advay et al., 2016) و شفایی مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2016) نیز به منشأ رسوبی برای برخی از آمفیبولیت‌ها (پاراآمفیبولیت‌ها) اشاره شده است. در ارتوآمفیبولیت‌ها نیز تناقضاتی در برخی از نمودارها و یا نسبت‌های عنصری دیده می‌شود که مربوط به وجود کانی‌هایی مانند گارنت و یا آلومینوسیلیکات است، که معمولاً از ویژگی متاپلیت‌ها هستند (Vernon and Clarck, 2008)، که خود را به صورت بالا رفتن اندیس اشباع آلومینیم نیز نشان می‌دهد و همچنین متحرک بودن عناصری مانند Ca، به‌ویژه در درجات دگرگونی بالا (Vernon and Clarck, 2008)، فقدان مرزهای ترکیبی طبیعی بین انواع سنگ‌ها و همپوشانی برخی از مرزهای شیمیایی (Shaw, 1972)، شباهت ترکیب برخی از سنگ‌های رسوبی مانند گریوک‌ها با بسیاری از سنگ‌های آذرین (Petijohn, 1949; Vernon and Clarck, 2008) است. ارتوآمفیبولیت‌ها دارای میزان Mg بالایی هستند به طوری که در جایگاه بازالت‌های



شکل ۷- الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd (Caro and Bourdon, 2010)، و ب) در نمودار Zr/Y-Nb/Y (Fitton, 2007).



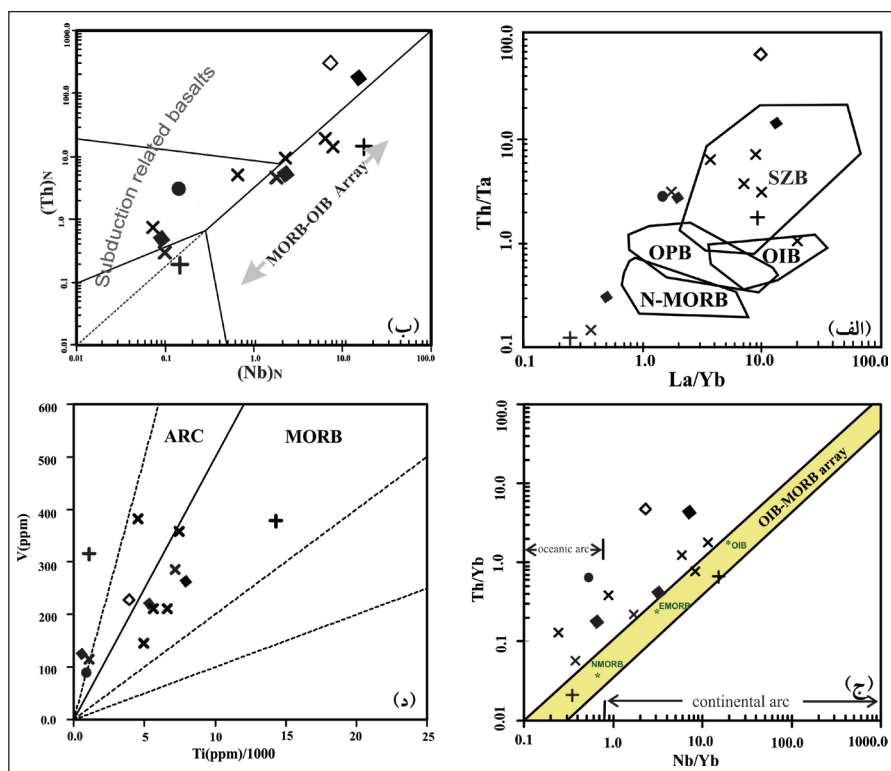
شکل ۸- موقعیت آمفیبولیت‌ها در نمودار Ti/Y-Zr/Y (Pearce and Gale, 1977).

بدون توجه به این تنوع در ویژگی‌های سنگ اولیه، به بررسی محیط تشکیل و سایر ویژگی‌های این سنگ‌ها پرداخته شود. در منطقه مورد مطالعه نیز افزون بر موارد یاد شده که به صورت تنوع در ترکیب، ساخت و بافت، نوع سنگ مادر خود را نشان می‌دهد، منطقه حداقل تحت تأثیر دو فاز دگرشکلی (غضنفری، ۱۳۷۰؛ احمدی، ۱۳۷۸؛ حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ ساکی و همکاران، ۱۳۸۶) و بیش از یک حادثه دگرگونی قرار گرفته است (غضنفری، ۱۳۷۰؛ احمدی، ۱۳۷۸؛ حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ رهبری، ۱۳۸۹؛ ساکی و همکاران، ۱۳۸۶) و این دگرگونی‌ها تا رخساره آمفیبولیت و یا گرانولیت (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶) و حتی میگماتیت‌زایی پیش رفته‌اند (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ بخشی‌زاد، ۱۳۹۴) و همین مسئله بسیاری از روابط صحرایی را دستخوش تغییر کرده است. به طوری که، نمی‌توان رابطه صحرایی آشکاری بین آمفیبولیت‌های با گرایش‌های مختلف پیدا کرد. به همین سبب، ممکن است تمرکز نمونه‌برداری در هریک از این دو نوع آمفیبولیت صورت گرفته و مبنای تحلیل و تفسیر تکامل ژئودینامیکی منطقه قرار گیرد. مطالعه کنونی گویای این نکته است که آمفیبولیت‌ها در دو جایگاه زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش و غیر مرتبط با فرورانش و یا کمتر تأثیر گرفته از فرورانش تشکیل شده‌اند. در نمودارهای ارائه شده نیز در دو جایگاه MORB و قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند. در مورد تعلق بخشی از این آمفیبولیت‌ها به قوس آتشفشانی تقریباً اتفاق نظر وجود دارد (غضنفری، ۱۳۷۰؛ حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ Saki, 2010; Shafaii Moghadam et al., 2018) که در آمفیبولیت‌های کالکوالکان و دارای الگوی غنی شده نسبت به کندریت

جایگاه نمونه‌ها در نمودار $\text{La/Yb}-\text{Th/Ta}$ (شکل ۹-الف) نشان می‌دهد که نمونه‌ها در یک جایگاه متمرکز نیستند و اغلب نمونه‌ها در جایگاه مرتبط با فرورانش و بقیه دارای پراکنندگی هستند و در جایگاهی غیر از موقعیت فرورانشی قرار می‌گیرند. در نمودار $(\text{Nb})_N-(\text{Th})_N$ (شکل ۹-ب) و $\text{Nb/Yb}-\text{Th/Yb}$ (شکل ۹-ج) و Ti-V (شکل ۹-د) نیز در دو جایگاه مرتبط با فرورانش و غیر مرتبط با فرورانش قرار دارند. در مورد جایگاه زمین‌ساختی آمفیبولیت‌های منطقه، نظرات متعددی مبنی بر تشکیل این آمفیبولیت‌ها در یک محیط مرتبط با قوس (غضنفری، ۱۳۷۰؛ حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ Saki, 2010)، قوس-پشت قوس (Shafaii Moghadam et al., 2018) و جلوی قوس (Advay et al., 2016) وجود دارد. پیش از پرداختن به جایگاه زمین‌ساختی آمفیبولیت‌ها بایستی به این نکته توجه داشت که مطابق تعریف زیر کمیسیون نامگذاری سنگ‌های دگرگونی (SCMR)، آمفیبولیت یک اسم خاص برای سنگ‌های دگرگونی است که به طور عمده از آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (Fetts and Desmons, 2007). در این تعریف هیچ اشاره‌ای به نوع سنگ مادر نشده است. این سنگ ممکن است از دگرگونی سنگ رسوبی یا آذرین و یا حتی سنگ دگرگونی پیشین حاصل شده باشد. از نظر شرایط دگرگونی نیز آمفیبولیت می‌تواند در اثر دگرگونی پیش‌رونده و یا از دگرگونی قهقرایی سنگ دگرگونی با درجه دگرگونی بالاتر حاصل شده باشد و در نهایت، محصول همه این‌ها آمفیبولیت خواهد بود. در صورتی مطالعه آمفیبولیت‌ها با مشکل مواجه می‌شود که این سنگ‌ها با ویژگی‌های مختلف در یک منطقه محدود دارای رخمون باشند و

ویژگی‌های این حوضه‌ها نتیجه میزان اندرکنش مؤلفه‌های گوشته‌ای و مؤلفه‌های فرورانش است (Suda et al., 2014) و ترکیب این محیط‌ها می‌تواند با مراحل Pearce and Stern, 2006; و سرعت تشکیل و توسعه این محیط‌ها تغییر کند (Taylor and Martinez, 2003; Stern et al., 1996). به طوری که خصوصیات ژئوشیمیایی این محیط‌ها با مراحل شروع تشکیل تا گسترش حوضه پشت قوس می‌تواند از بازالت‌های جزایر قوسی تا پشته‌های میان اقیانوسی متغیر باشد و در نهایت با فرسایش تکنونیک حوضه جلوی قوس، پوسته حوضه‌های پشت قوس به تدریج به سمت محور قوس ماگمایی حرکت کرده و با آن هم پوشانی می‌کند و خصوصیات شبیه قوس ماگمایی را نشان می‌دهد (Suda et al., 2014)، ولی با توجه عدم وجود سن سنجی‌های قابل اعتماد در آمفیبولیت‌های منطقه و عدم امکان تفکیک آمفیبولیت‌های با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مختلف و احتمالاً سن متفاوت، نمی‌توان همه آنها را به حوضه پشت قوس نسبت داد.

و N-MORB نمایان است. گروه دیگر، آمفیبولیت‌هایی هستند که اولیه‌تر هستند، زیرا در مقایسه با کندریت‌ها ۱۰ برابر یا کمتر تمرکز عناصر کمیاب خاکی نشان می‌دهند (Wilson, 1989) و اگرچه جایگاه مرتبط با مورب را نشان می‌دهند ولی الگوی HFSEs در این گروه دارای شباهت‌هایی با قوس‌های آتشفشانی نیز است. این دوگانگی در آمفیبولیت‌های قره‌آغاج به صورت بروز ویژگی‌های بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و قوس آتشفشانی نیز مشاهده می‌شود (Advay et al., 2016) که نامبرده محیط تشکیل سنگ مادر این آمفیبولیت‌ها را به محیط جلوی قوس نسبت داده است. در ایران مرکزی (بنه‌شورو) و شمال شهرکرد نیز این دوگانگی در متابازیت‌ها گزارش شده است که به حوضه‌های پشت قوس نسبت داده شده‌اند (ملکی و همکاران، ۱۳۹۸ و Malek-Mahmoudi et al., 2017). اگرچه این گونه محیط‌های زمین‌ساختی که ویژگی‌های هر دوی N-MORB و قوس آتشفشانی را نشان می‌دهند مربوط به محیط پشت قوس هستند (Wilson, 1989) و با علم به این که



شکل ۹- الف) موقعیت آمفیبولیت‌ها در نمودار La/Yb- Th/Ta (Condie, 2001)، ب) در نمودار $(Th)_N-(Nb)_N$ (Saccani, 2015)، ج) در نمودار Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008) و د) در نمودار Ti-V (Shervais, 1982). (علامت مشابه شکل ۸ است).

به نظر می‌رسد در منطقه مورد مطالعه این دوگانگی مربوط به تکامل زمانی ماگماتیسم از جایگاه مرتبط با MORB یا پشت قوس به قوس و یا از جایگاه مرتبط با قوس به پشت قوس است زیرا آمفیبولیت‌هایی که ویژگی‌های دوگانه نشان می‌دهند، خود نیز دارای تفاوت‌هایی هستند. به طوری که در نمودار چند عنصری عناصر غیر متحرک (به‌نحار شده نسبت به N-MORB)، دو تا از نمونه‌ها نسبت به سایر نمونه‌ها، دارای تهی‌شدگی از Th و غنی‌شدگی از Nb هستند. افزون بر این، دارای الگوی تقریباً مسطح با تهی‌شدگی از MREEs نسبت به سایر عناصر خاکی

کم‌یاب نیز هستند. این دو نمونه از نظر عناصر اصلی نیز دارای تفاوت‌هایی مانند بالا بودن میزان TiO_2 نسبت به سایر نمونه‌ها هستند به طوری که در مقایسه با سایر نمونه‌های این گروه (که تهی از $TiO_2 \leq 0.5$ هستند)، دارای بالاتری بوده و جزو بازالت‌های با TiO_2 متوسط (Saccani et al., 2017) قرار دارند. لازم به یادآوری است مجموعه‌های سنگی اولترامافیک و یا افیولیت (Moghadam et al., 2018؛ غضنفری، ۱۳۷۰؛ باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱؛ خدائیان و همکاران، ۱۴۰۰؛ رشیدزادعمران و مؤمن زاده، ۱۳۶۶) در منطقه وجود دارند که به صورت

مطالعه‌ای در مورد وجود افیولیت‌های با این سن و یا قدیمی‌تر در منطقه انجام نشده است.

۹- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعه انجام شده، ارتوآمفیبولیت‌های منطقه دارای سنگ مادر بازالت و آندزیت بازالت غنی از Mg و یا معادل درونی این سنگ‌ها و با گرایش تولیتی تا کالکوآلکان و حتی پریدوتیت هستند و از گوشته تهی شده و غنی شده منشأ گرفته‌اند و ویژگی‌های دو محیط زمین‌ساختی مرتبط با MORB و مرتبط با قوس آتشفشانی را نشان می‌دهند که می‌تواند مربوط به تکامل زمانی ماگماتیسم از جایگاه مرتبط با MORB یا پشت قوس به جایگاه مرتبط با قوس و یا از جایگاه مرتبط با قوس به پشت قوس باشد.

میان‌لایه در آمفیبولیت‌ها و گنیس‌های منطقه رخنمون دارند. این سنگ‌ها (به عنوان حداقل بخشی از سنگ مادر آمفیبولیت‌های با Mg بالا)، می‌توانند در هر یک از دو محیط مرتبط با مورب و یا پشت قوس تشکیل شوند. انجام مطالعه تفصیلی در مورد این سنگ‌ها (تعلق به پریدوتیت‌های آبیسال و یا فرافورانشی) و انجام مطالعه سن‌سنجی دقیق در این مجموعه و در هر دو گروه آمفیبولیت‌های مرتبط با مورب و قوس آتشفشانی می‌تواند به مشخص شدن ترتیب تکامل زمانی ماگماتیسم کمک کند؛ اگرچه، وجود افیولیت‌های با سن کمتر از ۵۳۰ میلیون سال (کادومین) احتمالاً باقیمانده‌های حوضه‌های اقیانوسی پشت قوس، بین قوس کادومین و گندوانا، در نئوپروتروزویک پسین و کامبرین پیشین عنوان شده اند (Vonraumer et al., 2015)، ولی تاکنون

کتابنگاری

- احمدی، ر.، ۱۳۷۸، مطالعه سنگ‌های دگرگونی جنوب غرب دندی، شرق تکاب، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- ادوای، م.، حاج علی اوغلی، ر.، مودن، م.، ۱۳۹۶، مطالعه شیمی کانی‌ها و تعیین دما و فشار دگرگونی در گارنت-کلیتوپروکسن آمفیبولیت‌های جنوب قره‌آغاج-آذربایجان شرقی، فصلنامه علوم زمین، ش ۱۰۴، صفحه ۲۹-۴۲، gsj.2016.50165/10.22071.
- باباخانی، ع.، قلمقاش، ج.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تخت سلیمان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بخشی زاد، ف.، ۱۳۹۴، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه زنجان-تخت سلیمان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان.
- حاج‌علی‌اوغلی، ر.، ۱۳۸۶، بررسی پترولوژی سنگ‌های دگرگونی کالک‌سیلیکات و متابازیک مجموعه تخت سلیمان در شمال خاوری تکاب (باخترا ایران)، رساله دکترا، دانشگاه تبریز، ۱۷۵ صفحه.
- خدانیان، ز.، رشیدنژاد عمران، ن.، بهاری‌فر، ع.، واکارو، ک.، کونته، آ. م.، ۱۴۰۰، شیمی کانی و خاستگاه کروم در گارنت‌های یووارویت‌دار بابانظر (شمال شرق تکاب)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ش ۲۹، صفحه ۴۹-۶۲، ijcm.29.1.49/10.52547.
- رشیدنژاد عمران، ن.، مومن زاده، م.، ۱۳۶۶، معرفی دو محدوده افیولیتی در مجموعه تکاب، پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- رهبری، ه.، ۱۳۸۹، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی کوهستان بلقیس، شمال شرق تکاب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۲۰ صفحه.
- ساک، ع.، مودن، م.، مجتهدی، م.، هانسل، و.، ر.، ۱۳۸۶، تعیین شرایط دما و فشار کمپلکس دگرگونی ماه‌نشان، شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، ش ۶۸، صفحه ۸۰-۹۳، 10.22071/gsj.2009.57848.
- علوی‌نایینی، م.، عمیدی، م.، طاطوسی‌ان، ش.، حاجیان، ح.، بلورچی، م.، آقاناتی، ع.، پلیسیر، ج.، ۱۹۷۶، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تکاب، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- غضنفری، ف.، ۱۳۷۰، پتروژنز سنگ‌های دگرگونی شمال شرق تکاب با نگرشی ویژه بر کانه‌زایی سرب و روی در معدن انگوران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۵۵۵ صفحه.
- ملکی، ل.، رشیدنژاد عمران، ن.، هوشمندزاده، ع.، ۱۳۹۸، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و ترکیب ایزوتوپی Sr-Nd متبازیت‌های مجموعه بنه‌شورو، شرق ساغند، ایران مرکزی، ش-۱۱۴، ص ۱۸۵-۱۹۶، gsj.2019.153906.1559/10.22071.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Acosta-Vigil, a., London, I., Morgan, G.B., and Dewers, T.a., 2003. Solubility of excess alumina in hydrous granitic melts in equilibrium with peraluminous minerals at 700–800 °C and 200 MPa, and applications of the aluminum saturation index, Contributions to Mineralogy and Petrology, 146, 1, 100 to 119, <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0486-6>.
- Advay, M., Moazzen, M., and Hajialioghli, 2016. Geochemical features of amphibolites from the Qarehaghaj area, East Azerbaijan, NW Iran; implications for paleotectonic setting, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 281/1, 35–49, <https://doi.org/10.1127/njgpa/2016/0586>.
- Barling, J., Goldstein, S.L., 1990. Extreme isotopic variations in Heard Island lavas and the nature of mantle reservoirs. Nature 348, 59-62, <https://doi.org/10.1038/348059a0>.
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S., and Ghalamghash, J., 2011. Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: Evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane: Journal of Asian Earth Sciences, v. 40, no. 1, p. 172–179. doi:10.1016/j.jseas.2010.08.005.
- Bennett, V.C., Nutman, A.P., and McCulloch, M.T., 1993. Nd isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth, Earth Planet Sci Lett 119, 299–317, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90140-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90140-5).
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210–265, <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Bilal, F., and Giret, A., 1999. the aluminium saturation index and the MgO/TiO₂ ratio two parameters influenced by PH₂O and their use to discriminate magma series, Revista Brasileira de Geociências, 29(1):55-58, DOI: 10.25249/0375-7536.1999295558.

- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, In: Henderson, P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 63-114, <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Caro, G., and Bourdon, B., 2010. Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets, consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 3333-3349, <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.02.025>.
- Coish, R.A., 1997. Rift and ocean floor volcanism from the late Proterozoic and Early Paleozoic of the Vermont Appalachians in Sinha, A.K., Whalen, J.B., Hogan, J.P. eds., The nature of magmatism in the Appalachian Orogen, Geological Society of America Memoir 191, 129-145, <https://doi.org/10.1130/0-8137-1191-6.129>.
- Condie, K.C., 2001. Mantle Plumes and Their Record in Earth History, Oxford, UK, Cambridge Univ Press. 306 p, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511810589>.
- Cousens, B.L., Allan, J.F., Leybourne, M.I., Chase, R.L., and Van Wagoner, N., 1995. mixing of magmas from enriched and depleted mantle sources in the northeast Pacific, West Valley segment, Juan de Fuca Ridge, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 337-357, <https://doi.org/10.1007/s004100050079>.
- Daliran, F., 2009. Supergene mineralogy at the Angouran nonsulphide Zn deposit, NW Iran, Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, Australia, August, 17-20.
- Davies, J.F., Grant, R.W.E., and Whitehead, R.E.S., 1979. Immobile trace elements and Archean volcanic stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario. *Can J Earth Sci* 16:305-311, <https://doi.org/10.1139/e79-029>.
- Davies, J.H., and Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 2037-2070, <https://doi.org/10.1029/91JB02571>.
- De La Roche, H., 1966. Sur l'existence de plusieurs facies geochemiques dans les schistes paleozoiques des Pyrenees Luchonnaises. *Geol. Rundsch.*, 55, 274-300, <https://doi.org/10.1007/BF01765767>.
- De Paolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry, Springer-Verlag, , 187 pp, <https://doi.org/10.1007/978-3-642-48916-7>.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems: *Lithos*, v. 113, n. 1-2, p. 1-20, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.022>.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics, geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 123, 387-411, <https://doi.org/10.1130/B30446.1>.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins, *Elements* 10, 93-100, <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>.
- Dupre', B., and Alle'gre, C. J., 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* 303, 142-146, <https://doi.org/10.1038/303142a0>.
- Fettes, D., and Desmons, J., 2007. *Metamorphic Rocks, A Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press, 256p, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511628917>.
- Fitton, J. G., 2007. The OIB paradox. *Geological Society of America Special Papers*, 430, 387-412, [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(20](https://doi.org/10.1130/2007.2430(20)
- Gartzos E, Dietrich VJ, Migiros G, Serelis K, Lymperopoulou T, 2009, The origin of amphibolites from metamorphic soles beneath the ultramafic ophiolites in Evia and Lesvos (Greece) and their geotectonic implication, *Lithos* 108:224-242, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.013>.
- Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D., Moore, F., 2006. Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with an metamorphic core complex, *Miner. Deposita* 41, 1-16, <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0035-5>.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, 390 pp., Springer, Berlin, <https://doi.org/10.1093/gji/73.2.581-a>.
- Guilmette, C., Hébert, R., Wang, C., Villeneuve, M., 2009. Geochemistry and geochronology of the metamorphic sole underlying the Xigaze Ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone, South Tibet. *Lithos* 112, 149-162, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.027>.
- Hart, S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies: *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 273-296, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90131-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90131-8).
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, 451, 71-96, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hastie, A.R., Kerr, 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, 2341-2357, <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>.
- Heier, K.S., Compston, W., and Mc DouGALL, I., 1965. Thorium and uranium concentrations, and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 29, 643-659, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(65\)90061-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(65)90061-X).
- Hill, I. G., Worden, R. H., and Meighan, I. G., 2000. Yttrium: the immobility-mobility transition during basaltic weathering. *Geology* 28, 923-926, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0923:YTIMTD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0923:YTIMTD>2.3.CO;2).

- Huhma, H., Hanski, E., Kontinen, A., Vuollo, J., M'antt'ari, I., and Lahaye, Y., 2018. Sm–Nd and U–Pb isotope geochemistry of the Paleoproterozoic mafic magmatism in eastern and northern Finland. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 405.
- Hynes, A., 1980. Carbonatisation and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot Formation metabasites, SE Quebec. *Contributions to mineralogy and petrology*, 75, 79-87, <https://doi.org/10.1007/BF00371891>.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. a guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548, <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Jahn, B.M., Wu, F.Y., Lo, C.H., and Tsai, C.H., 1999. Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China, *Chemical Geology* 157, 119-146, [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00197-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00197-1).
- Jamei, S., Ghorbani, M., Williams, I. S., Moayyed, M., 2020. Tethyan oceans reconstructions with emphasis on the Early Carboniferous Pir-Eshagh A- type rhyolite and the Late Palaeozoic magmatism in Iran, *INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW* <https://doi.org/10.1080/0206814.2020.1768443>.
- Jensen, L. S., 1976. A new cation plot for classifying sub-alkaline volcanic rocks, Ontario Division Mines Miscellaneous paper, No. 66.
- Kocak, K., Kurt, H., Zedef, V., Ferre, E. C., 2007. Characteristics of the amphibolites from Nigde metamorphics (Central Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry, *Geochemical Journal*, 41, 241- 257, <https://doi.org/10.2343/geochemj.41.241>.
- Maleki, L., Rashidnejad Omran, N., Hooshmandzadeh, A., Büttner, B., and Cotel, J., 2018. Retrogressed eclogites and eclogitic metagabbros in the Boneh Shuraw Complex, Central Iran, *EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, v. 20.
- Malek-Mahmoudi, F., Davoudian, A., Shabani, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Dong, Y., 2017. Geochemistry of metabasites from the North Shahrekord metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan Zone: geodynamic implications for the Pan-African basement in Iran, *Precambrian Research*, 293, 56 to 72, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.003>.
- Manjate, V.A., 2017. Whole-rock geochemical, U–Pb and Sm–Nd isotope characteristics of the Dongueni Mont nepheline syenite intrusion, Mozambique. *Geoscience Frontiers* 8, 1063-1071, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.10.009>.
- McCulloch, M. T., and Gamble, J. A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 358–374, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90029-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90029-H).
- McDonough, W., and Sun, S., 1995. Composition of the earth: *Chemical Geology*, 120, 223-253., [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Moghadam, H., Griffin, W. L., Li, X. H., Santos, J. F., Karsli, O., Stern, R. J., Ghorbani, Gh, Gain, S, Murphy, R, and O'Reilly, S. Y, 2018. Crustal Evolution of NW Iran: Cadomian Arcs, Archean Fragments and the Cenozoic Magmatic Flare-Up, *Journal of Petrology*, Vol. 58, No. 11, 2143–2190, <https://doi.org/10.1093/petrology/egy005>.
- Mohammadi, A., Moazzen, M., Lechmann, A., and Laurent, O., 2019. Zircon U–Pb geochronology and geochemistry of Late Devonian–Carboniferous granitoids in NW Iran: Implications for the opening of Paleo-Tethys: *International Geology Review*, p. 1–18. doi:10.1080/00206814.2019.1675540.
- Mukasa, S. B., and Wilshire, H. G., 1997. Isotopic and trace element compositions of upper mantle and lower crustal xenoliths, Cima volcanic field, California: implications for evolution of the subcontinental lithospheric mantle. *Journal of Geophysical Research* 102, 20133–20148, <https://doi.org/10.1029/97JB01518>.
- Mullen, E. D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅, A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53–62, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5).
- Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement, *Gondwana Research*, 12, 3324–3333, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.012>
- Patchett, P.J. and Tatsumoto, M., 1980, A routine high-precision method for Lu–Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75, 263-267, <https://doi.org/10.1007/BF01166766>.
- Pearce, J. A., 1996. a Users Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, vol. 12 (ed D. A. Wyman). Geol. Ass. Canada Short Course Notes, pp. 79-113.
- Pearce, J.A., 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements* 10(2):101-108, <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>
- Pearce JA, and Cann JR, 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett* 19, 290–300, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5).
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 8, 525-548.
- Pearce, J. A., and Stern, R. J., 2006. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, 63-86, <https://doi.org/10.1029/166gm06>.
- 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, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J.A., and Gale, G.H., 1977. Identification of ore deposition environment from the trace element geochemistry of associated igneous host rocks in: *Volcanic Processes in Ore Genesis*. Geological Society of London, Special Publications, 7, 14–24, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03>.

- Pearce, J.A., Lippard, S.J., and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1984, 16, 77–94, <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1984.016.01.06>.
- Pelissier, G., and Bolourchi, M.H., 1967. East Takab metamorphic complex. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Pettijohn, F.J., 1949. *Sedimentary rocks* (1st Ed.), 526 p. New York: Harper.
- Plank, T., and Langmuir, C. H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 349–370, [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(88\)90135-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(88)90135-5).
- Ramezani, J., and Tucker, R., 2003. The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *American Journal of Science*, 303, 622–665, <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Rao, B. B., and Venkataraman, G., 1982. Geochemistry and genesis of Archean metavolcanic rocks from a part of the Nuggihalli schist belt, Hassan district, Karnataka, India, *Revista Brasileira de Geociencias*, 12(1-3), 375-379.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. London, UK, Longman.
- Rollinson, H., 1996. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Ltd., Essex, England, 352 pp.
- Ross, P.S., and Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46, 11, 823–839, <https://doi.org/10.1139/e09-054>.
- Roy, A., Hanuma Prasad, M., and Devarajan, M.K., 2002. Palaeo-proterozoic low pressure metamorphism, deformation and syn-kinematic granite emplacement in the Proterozoic Mahakoshal supracrustal belt of central India, *Gondwana Res* 17, 489–500, [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70737-1](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70737-1).
- Rudnick, R.L., 1990. Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from North Queensland, Australia, Implications for Nd model ages and crustal growth processes, *Chemical Geology*, 3, 195–208, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90280-K](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90280-K).
- Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics, *Geoscience Frontiers*, 6, 481–501, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>.
- Saccani, E., Dilek, Y., and Photiades, A., 2017. Time-progressive mantle-melt evolution and magma production in a Tethyan marginal sea, A case study of the Albanide-Hellenide ophiolites, *Lithosphere*, 10, 35–53, <https://doi.org/10.1130/L602.1>.
- Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks, *Gondwana Research* 17, 704–714, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.008>.
- Seewald, J.S., Seyfried, Jr., W.E., 1990. The effect of temperature on metal mobility in sub seafloor hydrothermal systems: constraints from basalt alteration experiments: *Earth and Planetary Science Letters*, 101, 388–403, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90168-W](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90168-W).
- Semblano, F.R.D., Pereira, N.C.S, Vasquez, M.L, Macambira, M.J.B., 2016. Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Irixi-Xingu, Província Amazônia Central: implicações para a idade do Grupo Irixi. *Geologia USP, Série Científica*, 16(3), 19–38, <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i3p19-38>.
- Shafaii Moghadam, H., Griffin, W.L., Xian-Hua Li., Santos, J., Karsli, O., Stern, Ghorbani, Gh., Gain, S., Murphy, R., and O'Reilly, S.O., 2018. Crustal Evolution of NW Iran, Cadomian Arcs, Archean Fragments and the Cenozoic Magmatic Flare-Up, *Journal of Petrology*, Vol. 58, No. 11, 2143–2190, <https://doi.org/10.1093/petrology/egy005>.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Ling, X.X., Stern, R.J., Santos, J.F., Meinhold, G., Ghorbani, G., and Shahabi, H., 2015. Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints: *Lithos*, 212–215, 266–279., doi:10.1016/j.lithos.2014.11.009.
- Shafaii Moghadam, H., Xian-Hua. Li., Stern, R., Ghorbani, Gh. Bakhshizad, F., 2016. Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan–Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments, *lithos*, 240–243, 34–48, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.004>.
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T.F., Arai, S., Chen, F., Pirnia, T., and Ahmadian, J., 2017. Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (Northwest Iran): *International Geology Review*, v. 59, p. 793–811. doi:10.1080/00206814.2016.1198728.
- Shaikh, D., Myashita, S., Matsueda, H., 2005. the petrological and geochemical characteristics of an ophiolite volcanic suite from the Ghayth area of Oman, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 100, 202–220, <https://doi.org/10.2465/jmps.100.202>.
- Shaw, H.R., 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids, An empirical method of prediction. *Am. J. Sci.* 272, 870–893, <https://doi.org/10.2475/ajs.272.9.870>.
- Shervais, J. W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0).
- Smith, A. D., and Ludden, J. N., 1989. Nd evolution of the Precambrian mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 93, 14–22, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90180-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90180-5).
- Stern, R., Bloomer, S.H., Martinz, F., Yamazaki, T., Harris, 1996. The composition of back-arc basin lower crust and upper mantle in the Mariana Trough: A first report, *The Island Arc*, 5, 354–372, <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00036.x>.

- Suda, Y., Hayasaka, Y., Kimura, K., 2014. Crustal Evolution of a Paleozoic Intra-Oceanic Island-Arc-Back-Arc Basin System Constrained by the Geochemistry and Geochronology of the Yakuno Ophiolite, Southwest Japan, *Journal of Geological Research*, Volume 2014, Article ID 652484, 10 pages, <http://dx.doi.org/10.1155/2014/652484>.
- Sun, S. -S., AND McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345. doi:10.1144/gsl.sp.1989.042.01.
- Taylor, B., and Martinez, F., 2003. Back-arc basin basalt systematics: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 210, p. 481–497, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00167-5).
- Tung, K.A., Yang, H.Y., Liu, D.Y., Zhang, J.X., Yang, H.J., Shau, Y.H., Tseng, C.Y., 2012. The amphibolite-facies metamorphosed mafic rocks from the Maxianshan area, Qilian block, NW China: a record of early Neoproterozoic arc magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 46, 177–189, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.12.006>.
- Vernon, R.H., and Clarke, G.L., 2008. *Principles of Metamorphism*. Cambridge University Press, 446 pp.
- Vonraumer, J. F., Stampfli, G. M., Arenas, R., and Martinez, S. S., 2015. Ediacaran to Cambrian oceanic rocks of the Gondwana margin and their tectonic interpretation, *International Journal of Earth Sciences* 104, 1107–1121, <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1142-x>.
- Weaver, B.L., 1991. the origin of ocean island basalt end-member compositions: trace-element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 381-397, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6).
- White, W.M., 2001. *Geochemistry: An on-line text book*, <http://www.imwa.info/Geochemie>, John- Hopkins University press, 700p.
- Whitehouse, M. J. , and Neumann, E.-R., 1995. Sr–Nd–Pb isotope data for ultramafic xenoliths from Hierro, Canary Islands: melt infiltration processes in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 239–246, <https://doi.org/10.1007/BF00307284>.
- Whitney, D., L., and Evans, B., W., 2010. abbreviations for names of rock forming minerals, *American mineralogist*, 95, 185-187, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, UK:Unwin Hyman, <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>.
- Winchester, J.A, Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *J Chem Geol* 20, 325–343, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Winter, J.D., 2014. *Principles of igneous and metamorphic petrology*, second edition, Edinburg gate, Harlow, Harlow, Essex CM20 2JE, England and Associated companies throughout world, 738pp.
- Wu, Y. W., Li, C., Xu, M., j., Xiong, S., Fan, Z., Xie, C., Wang, M., 2016. Petrology and geochemistry of metabasalts from the Taoxinghu ophiolite, central Qiangtang, northern Tibet: Evidence for a continental back-arc basin system, *Austrian Journal of Earth Sciences*, 109/2 166 – 177, <https://doi.org/10.17738/ajes.2016.0012>.
- Zindler, A., Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986, 14, 493–571, <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>.

Original Research Paper

Geochemistry and origin of the ortho- amphibolites in Takhte-Soleyman (NE Takab)

Ziba Khodaeian Chegeni¹, Nematollah Rashidnejad Omran^{*1}, Ali Akbar Baharifar², Reza Nozaem³, Carmela Vaccaro⁴ and José Francisco Santos⁵

¹Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

³School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

⁴Department of Physics and Earth Sciences, University of Ferrara, Italy

⁵Department of Geosciences, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 July 27

Accepted: 2021 October 23

Available online: 2022 June 22

Keywords:

Ortho-amphibolite

Geochemistry

Volcanic arc

Back arc

Takhte- Soleyman

Takab

ABSTRACT

Takhte-Soleyman ortho-amphibolites as a part of Takab metamorphic complex are located in Northeast Takab. These rocks consist of amphibolite, Garnet-amphibolite, Kyanite-Garnet-amphibolite, Hornblend-Schist and Epidote-amphibolite. Petrography and whole- rock geochemistry show that basalt, andesite and/or their intrusive equivalents with calc- alkaline to tholeiitic affinity and even a peridotite could be their protoliths. Trace element and Sr-Nd ratios imply that these rocks were from mantle melt sources. In chondrite normalized plots, these amphibolites can be classified into at least two groups. The first group is characterized by LREE depletion relative to HREEs and some with flat patterns. The second has an enrichment of LREEs relative to HREEs. These two different patterns and some other geochemical characters suggest MORB or MORB-like and arc affinities of the parental magmas. This can be related to the time progressive evolution of magmatism either from MORB or Back-arc to Arc or from Arc to Back-arc setting.

* Corresponding author: Nematollah Rashidnejad Omran; E-mail: rashid@modares.ac.ir

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

 doi: 10.22071/GSJ.2021.295726.1920

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.2.5.7

