

بررسی ماهیت ماگمایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ مادر آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی دالامپر (شمال غرب ایران)

ایوب ویسی نیا^{۱*}، محمد رهگشای^۱، ایمان منصف^۲، بهمن رحیم زاده^۱

۱- گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۸/۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۹/۲۱)

چکیده: مجموعه افیولیتی - دگرگونی دالامپر بخش ناشناخته‌ای از افیولیت نئوتتیس بوده و در جنوب شهرستان ارومیه، شمال غرب ایران درون کمربند دگرگونی سندانج - سیرجان واقع است. این مجموعه شامل انواع سنگ‌های دگرگونی چون شیست، گنیس، آمفیبولیت به همراه قطعه‌هایی از سرپانتینیت و برش‌های زمین‌ساختی گابرو، دونیت، مرمر و دیاباز است. این واحدهای سنگی در بیشتر نقاط به صورت زمین‌ساختی و آمیزه رنگین در هم آمیخته شده‌اند. آمفیبولیت‌ها به صورت توده‌های عدسی شکل و دایک در منطقه پراکندگی دارند و گاهی شواهدی از دگرشکلی چون خطواره و برگوارگی را نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آمفیبولیت‌ها هورنبلند و پلاژیوکلاز هستند. بر پایه شواهد زمین‌شیمیایی، این آمفیبولیت‌ها دارای خاستگاه آذرین هستند. سنگ مادر این آمفیبولیت‌ها بازالت (یا گابرو) با ماهیت نیمه قلیایی و تولییتی است. در نمودار بهنجار شده به کاندیریت، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود. همچنین در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه، عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و HREE تهی‌شدگی نشان داده‌اند. بر پایه نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی، ترکیب شیمیایی آمفیبولیت‌ها در ارتباط با فروران‌اش است و ویژگی‌های بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) تا تولییت‌های جزایر قوسی (IAT) را نشان می‌دهند و جایگاه زمین‌ساختی حوضه جلقوس برای تشکیل ماگماهای والد آن‌ها پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی؛ آمفیبولیت؛ پهنه سندانج-سیرجان؛ دالامپر؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

دارند که از نظر ساختاری با همبندی گسله در زیر توالی گوشته‌ای قرار دارند [۱]. این گونه سنگ‌ها با پهنه‌های کششی و فروران‌اش پیش از برخورد در ارتباط هستند و بررسی سنگ‌شناسی آنها به شناسایی جایگاه زمین‌ساختی که در آن تشکیل شده‌اند، کمک می‌نماید. این سنگ‌ها اغلب به فعالیت ماگمایی پشته میان اقیانوسی، کمان آتشفشانی و پهنه‌های کششی پیش از برخورد دو قاره (پشت کمان) وابسته هستند [۲]، اما انواع در ارتباط با کوه‌های زیر دریایی و جزایر اقیانوسی نیز شناسایی

سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی اهمیت ویژه‌ای در شناسایی فرآیندهای طی کوهزایی و جایگیری افیولیت‌ها دارند. در مناطق افیولیتی، سازوکار و عوامل موثر در ایجاد سنگ‌های دگرگونی تنوع زیادی دارند. افزون بر سنگ‌های رخساره شیست آبی و اکلوژیت در بسیاری از پهنه‌های افیولیتی، ورقه‌های باریک با شیب دگرگونی معکوس و ضخامت کم‌تر از ۵۰۰ متر از نوع شیست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت برونزد

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۶۸۱۲۴۶۱، پست الکترونیکی: a.vaisy6@gmail.com



مجموعه افیولیتی به پروتروزوئیک نسبت داده شده است. سن آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس نیز به کرتاسه پسین-پالئوسن نسبت داده شده است [۹]. از آنجا که در مورد آمفیبولیت‌های منطقه دالامپر تاکنون بررسی علمی صورت نگرفته است در این پژوهش، بر پایه شواهد صحرایی و میکروسکوپی و شیمی سنگ کل شرایط تشکیل، بررسی شده و خاستگاه و موقعیت زمین‌ساختی سنگ مادر آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در افیولیت آمیزه دالامپر تعیین گردیده است.

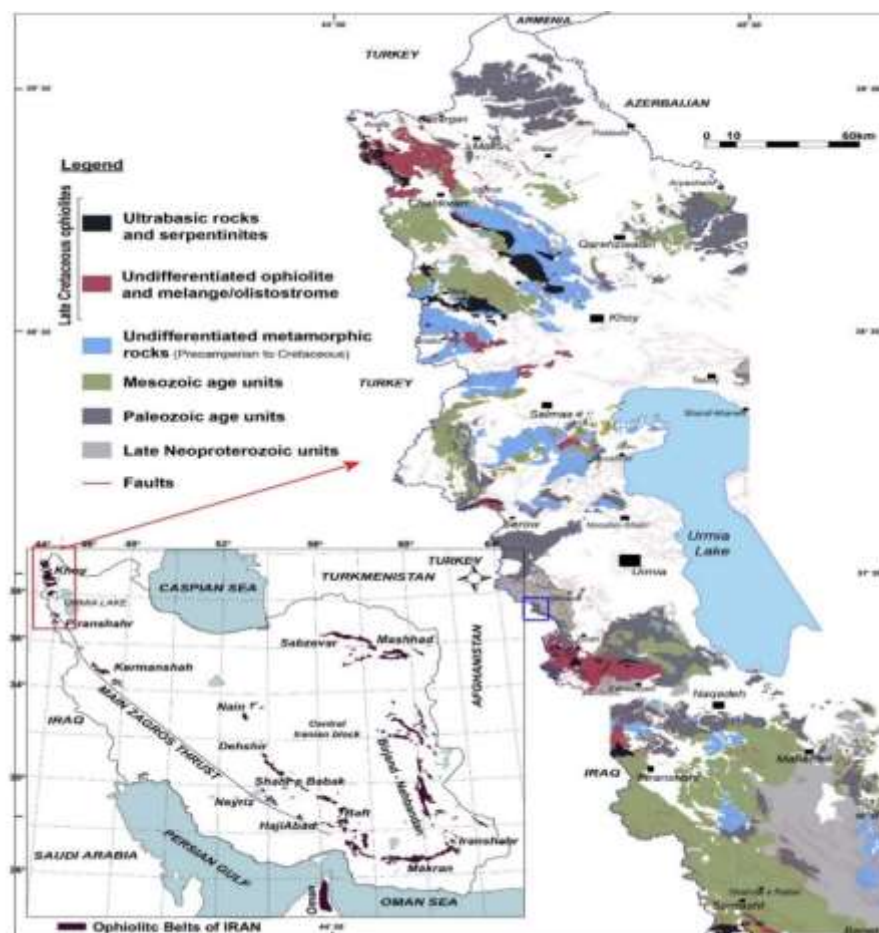
موقعیت زمین‌شناسی

در صفحه ایران، بقایای حوضه اقیانوسی نئوتتیس و شواهد بسته شدن آن به صورت مجموعه‌ها و آمیزه‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی گسترش بیشتری نسبت به حوضه‌های اقیانوسی دیگر دارد. پهنه سنندج-سیرجان ناحیه‌ای با تغییر شکل چندفازی در کرانه جنوب غربی اوراسیا بوده که در کنار شبه قاره عربستان (کوه‌های زاگرس)، در راستای محور اصلی زاگرس (MZF) واقع است [۱۰] این پهنه شامل رسوب‌های پالئوزوئیک تا کرتاسه و سنگ‌های دگرگونی است که اغلب برآمده از کرانه فعال جنوبی صفحه اوراسیا در نظر گرفته می‌شوند که به سمت جنوب غرب بر کمرند روراندگی و چین خورده زاگرس (ZFTB) رانده شده است [۱۱-۱۳]. پهنه سنندج-سیرجان نمایانگر "منطقه اصلی" یا "هسته دگرگونی" پهنه برخوردی عربستان-اوراسیا ست. فعالیت ماگمایی ژوراسیک پهنه سنندج-سیرجان را از زاگرس چین خورده و کمرند راندگی در جنوب و از ایران مرکزی در شمال تفکیک کرده است. علوی [۱۴] بر این باور است که پهنه سنندج-سیرجان هسته دگرگونی مجموعه افزایشی زاگرس بوده که در اثر ضخیم‌شدگی پوسته‌ای بخش‌های کرانه عربی تشکیل شده است. سایر پژوهشگران پهنه سنندج-سیرجان را به عنوان خرده قاره برافزایشی جدا شده از گندوانا در دوره ژوراسیک پیشین [۱۵] یا یک قطعه قاره‌ای بریده شده از صفحه عربی که در دوره کرتاسه به اوراسیا متصل شده است در نظر می‌گیرند [۱۵، ۱۶]. البته بررسی‌های روبرتسون [۱۷] نشان داد که سنگ‌های پهنه سنندج-سیرجان با سنگ‌های صفحه عربی همخوانی ندارد. آگارد و همکاران [۱۸] نتیجه گرفتند که حضور شیست‌های آبی در منطقه حاجی‌آباد می‌تواند بیانگر آن باشد که برخی سنگ‌های پهنه سنندج-سیرجان نخست دچار فروانش و سپس رخنمون دوباره در سطح شده‌اند. عزیزی و

شده‌اند [۳]. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل این مجموعه‌های دگرگونی دربردارنده اطلاعات مفیدی پیرامون گسترش حوضه‌های اقیانوسی است. با شناسایی شرایط فشار و دما و سازوکار دگرگونی سنگ‌های منطقه فروانش، تاریخچه دگرگونی و برخورد روشن شده و با درک گسترش حوضه اقیانوسی (حوضه اقیانوسی گسترده یا محدود) می‌توان نظام دمایی و شرایط زمین‌پویایی منطقه فروانش را بررسی کرد [۲]. سنگ‌های دگرگونی در ارتباط با افیولیت‌ها از ارکان اساسی برای ارائه مدل زمین‌پویایی مناطق افیولیتی محسوب می‌شوند. زمین‌دما-فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت‌ها وسیله بسیار مهمی در تعیین دما و فشار اعمال شده بر افیولیت‌ها پیش و پس از جایگیری بر روی قاره‌ها به حساب می‌آیند. به طور معمول در بررسی سرزمین‌های دگرگونی سه هدف بنیادین مد نظر سنگ‌شناسان است (۱) بررسی بافت سنگ‌های دگرگونی برای روشن شدن ارتباط رویدادهای دگرگونی و دگرریختی، (۲) شناسایی و بررسی روند تغییر شرایط دما و فشار دگرگونی برای اندازه‌گیری شیب زمین گرمایی و در پی آن شناسایی جایگاه دیرینه زمین‌ساختی ماگما پیش از فرایند دگرگونی و (۳) بررسی سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی برای شناسایی پهنه زمین‌پویایی پیدایش آنها. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های شمال غرب ایران (چون قوشچی، سیه چشمه، قطور، سلماس و خوی) انجام شده است [۴-۷]. نتایج بررسی‌های مختلف سنگ مادر آمفیبولیت‌های خوی مانند آمفیبولیت‌های مورد بررسی بیانگر محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی چون جزایر قوسی (IA) و قوس‌های آتشفشانی برای این سنگ‌ها هستند. این در حالی است که آمفیبولیت‌های غرب قوشچی و سیه چشمه ویژگی‌های جایگاه زمین‌ساختی قوس‌های آتشفشانی را از خود نشان می‌دهند. آمفیبولیت‌های سلماس و قطور نیز به ترتیب دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌های درون صفحه‌ای و برخوردی قاره‌ای هستند. سن سنگ مادر و زمان دگرگونی آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در شمال غرب ایران بخوبی مشخص نیست. تاکنون سن‌سنجی‌های متعددی بر آمفیبولیت‌های خوی انجام شده است. عزیزی و همکاران [۴] تشکیل سنگ اولیه را به اواخر کرتاسه و دگرگونی را به ائوسن پسین نسبت داده‌اند. بر اساس نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن [۸] بر مجموعه دگرگونی خوی، سنگ مادر آمفیبولیت‌های این

ماگمایی، نوار دگرگونی، و نوار چین خورده. کمر بند کوهزایی زاگرس در راستای مرز ایران-عراق-ترکیه با توده های افیولیتی مشخص می شود که به صورت ناپیوسته در راستای گسل اصلی زاگرس (MZF) رخنمون دارند [۲۱]. بقایای افیولیتی شمال غرب زاگرس شامل مجموعه های خوی، چالدران، سرو، اشنویه، پیرانشهر، سردشت، مریوان و افیولیت های کرمانشاه (شکل ۱) در شمال غرب ایران [۲۲-۲۷] و افیولیت های پنجوین و ماوات در عراق هستند [۲۸، ۲۹]. مجموعه برافزایشی شمال غرب زاگرس از چند صفحه زمین ساختی شامل بقایای افیولیتی فرارنده شده، گدازه های بالشی کرتاسه پایانی و سنگ های رسوبی (شیل/رادیولاریت کرمانشاه-قلقله)، سکوی ضخیم کربناتی مزوزوئیک (سنگ آهک بیستون-اورامان)، رسوب های ائوسن-میوسن و گدازه های آندزیتی آهکی قلیایی (واحد آتشفشانی رسوبی والاش) تشکیل شده است [۳۱، ۳۰، ۱۵].

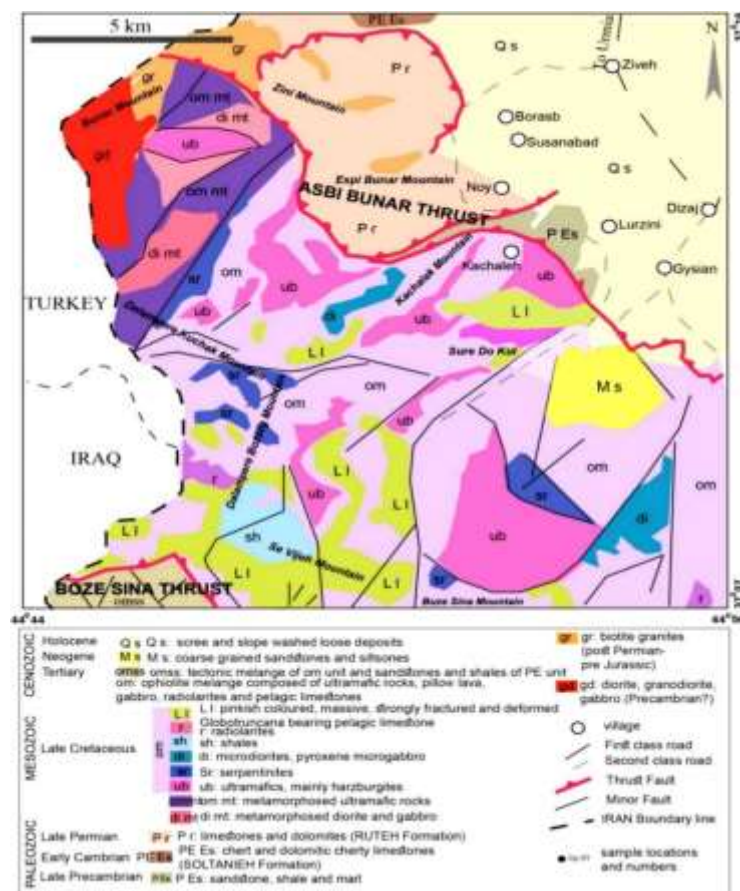
استرن [۱۹] پهنه سندانج-سیرجان را به سه بخش اصلی شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم نموده اند. در بخش شمالی، برخی از افیولیت های گسیخته قرار دارند که کمر بند افیولیتی اشنویه-سلماس-خوی (OSK) نامیده می شوند [۲۰]. کمر بند کوهزایی زاگرس برآمده از سه رخداد اصلی زمین ساختی محسوب می شود: (۱) مرحله آغازین فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی از زمان تریاس پسین تا کرتاسه؛ (۲) جایگیری افیولیت ها در کرانه غیرفعال صفحه قاره ای عربی-آفریقا در زمان تورونین تا کامپانین و (۳) ادامه فرورانش و درپایان برخورد صفحه عربی با ایران. به این ترتیب نوار کوهزایی برخوردی به نام نوار کوهزایی زاگرس شکل گرفت. از این رو، فرایندهایی که طی فرورانش، برخورد و پس از برخورد در یک نوار کوهزایی رخ می دهند منجر به چند نوار متفاوت در یک سامانه کوهزایی می شوند که عبارتند از نوارهای (کمان های)



شکل ۱ نقشه زمین شناسی ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ شمال غرب استان ایران برگرفته از نقشه های سازمان زمین شناسی ایران شامل آلت، اشنویه، ارومیه، پلدشت، تسوج، چالدران، خوی، دیزج، سردشت، سلماس، سیلوانا، قطور، گنگچین، ماکو، مهاباد و نقده [۲۶]. موقعیت افیولیت های مزوزوئیک ایران نیز در شکل سمت چپ پایین نشان داده است. منطقه مورد بررسی با مربع آبی مشخص شده است.

منطقه مورد بررسی بین مختصات طول و عرض جغرافیایی $45^{\circ} 44'$ تا $44^{\circ} 50'$ شرقی و $37^{\circ} 08' 30''$ تا $37^{\circ} 30''$ شمالی در مرز غربی ایران با ترکیه واقع بوده و بخشی از مجموعه افیولیت‌های جنوب آذربایجان غربی است که در پایان پهنه سنج-سیرجان بین افیولیت‌های سردشت و سلماس در شمال غرب شهرستان اشنویه در بخش سیلوانا استان آذربایجان غربی قرار دارد (شکل ۲). بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۱۰]، منطقه مورد بررسی در پهنه سنج-سیرجان واقع است. علوی [۳۲] این منطقه را محل برخورد پهنه‌های ساختاری سنج-سیرجان و ایران مرکزی می‌داند. به نظر فاستر [۳۳] نیز، افیولیت‌های مناطق خوی، ارومیه، ماکو و اشنویه، به صورت یک پهنه افیولیتی در محل اتصال سه گانه صفحه عربی، ترکیه، ایران-قفقاز کوچک جای دارند. در منطقه دالامپر، مجموعه‌ای از افیولیت‌های زاگرس با واحدهای متناوب سنگی و رخنمون‌های گسترده وجود دارند. این آمیزه از واحدهای سنگی مختلف تشکیل شده است که همبری آنها با هم و یا با واحدهای دیگر (غیر افیولیتی) همه گسله است و بیشتر از نوع راندگی (Thrust Fault) هستند. در این منطقه، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی وجود دارند که بنظر می‌رسد که در اثر دگرگون شدن سنگ‌های افیولیتی طی جایگیری در پاشنه دگرگونی (Metamorphic sole) همزمان با جایگیری و یا در ارتباط با زمان بسته شدن حوضه و برخورد در منشور برافزایشی Accretionary prism شکل گرفته باشند. این سنگ‌ها در رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای متفاوتی ظاهر شده‌اند و نتیجه آن تشکیل سنگ‌های دگرگونه مختلفی است که در این منطقه رخنمون دارند. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرایی، میکروسکوپی و همبری آن‌ها با واحدهای آمیزه رنگین، توالی سنگی دیده شده در این مجموعه مانند سری فرا-افیولیتی خوی [۳۴] است و سن کرتاسه پسین تا ائوسن برای این مجموعه پیشنهاد می‌شود. از نظر ساختاری، این منطقه به پنج زیر پهنه تقسیم شده است؛ پهنه آمیزه افیولیتی (OMZ) توسط گسل معکوس اسبی بنار از شمال با پهنه‌های فروافتادگی سیلوانه-زیوه (SZD)، واحد پرکامبرین-پالئوزوئیک (Pr-Pz) و واحد مولاس (Mo) هم مرز بوده و از جنوب کنار پهنه آمیزه افیولیتی-رسوبی (SOZ) و پهنه دگرگونه (MZ) است [۳۵]. در آمیزه رنگی دالامپر شامل روستاهای کچله، سوسن‌آباد، سوره دوکل، پروانه، چریک‌آباد و شیوه برو، مجموعه‌ای از سنگ‌های فرامافیک سرپانتینیته شده (هارزبورژیت) و توده‌های کوچکی از دونیت با ساختار ورقه‌ای و به‌رنگ سبز روشن تا تیره،

خاکستری و سیاه‌رنگ، پیروکسنیت سرپانتینیته شده، سنگ‌های مافیک، توف‌های آتشفشانی، شیل، چرت‌های رادیولاریت‌دار و سنگ آهک گودابه‌ای گلوبوترونکانایی [۳۶] همراه با سنگ‌های دگرگونه با همبری گسله، آمیزه افیولیتی منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف). واحدهای گوشته‌ای در نقاط مختلف با رگه‌ها، دایک‌ها، عدسی‌ها و توده‌های مافیک قطع شده‌اند. اندازه نفوذی‌های مافیک تزریق شده درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای متفاوت است و از رگه‌های در حد سانتی‌متر تا استوک، دایک و شبه سیل‌های با ضخامت چند متر و نیز توده‌هایی با گسترش بیش از چند صد متر مربع تغییر می‌کند. توده‌های قطع کننده پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه مورد بررسی تنوعی از گابرو، دیاباز و گابرونوریت را دارا هستند. گابروها در اثر نیروهای برشی و چین خوردگی میلونیتی شده‌اند (شکل ۳ ب). دگرگونی و دگرشکلی دما بالا بر گابروها عمل کرده و نتیجه آن آمفیبولیت‌هایی است که از دگرگونی و دگرشکلی گابروها به دست آمده و بعدها نیز در اثر نیروهای فشاری (رورانگی‌ها) دچار دگرگونی پسروده گردیده و تبدیل به شیبست سبز شده‌اند. در منطقه مورد بررسی سنگ‌های دگرگونی وجود دارند که بر پایه ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرایی و همبری آنها با واحدهای آمیزه رنگین با سن کرتاسه پسین تا ائوسن، بنظر می‌رسد که ناشی از دگرگون شدن سنگ‌های آمیزه رنگین جنوب منطقه باشند. این سنگ‌ها در رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای متفاوتی ظاهر شده‌اند و نتیجه آن تشکیل سنگ‌های دگرگونه مختلفی است که در این منطقه رخنمون دارند. رخنمون مجموعه افیولیتی دگرگون شده در آمیزه دالامپر شامل آمفیبولیت (شکل ۳ پ)، گنیس (شکل ۳ ت)، آمفیبول شیبست و گنیس آمفیبول-بیوتیت‌دار است که با رنگ هوازده خاکستری روشن، صورتی و سبز رنگ دیده می‌گردند و با همبرهای گسله در کنار واحدهای دیگر قرار دارند. آمفیبولیت‌ها به صورت سیاه رنگ، دانه ریز و دانه درشت، با مقاومت فیزیکی بالا، به صورت توده‌ای و برخی به صورت شبه‌لایه‌بندی با شیبست‌ها، درون آمیزه افیولیتی منطقه رخنمون داشته و گاه سیمایی شبیه به سنگ‌های آتشفشانی دارند. دایک‌های آمفیبولیتی دارای برگوارگی هستند و به طور کاملاً مشخص پریدوتیت‌های گوشته را قطع کرده‌اند و سپس به توده‌های آمفیبولیتی رسیده و در آن‌ها محو شده‌اند (شکل ۳ ث). در اثر پدیده دگرگونی جدایشی، بخش‌های تیره و روشن (فلدسپار و آمفیبول) از هم جدا شده‌اند و دارای لایه‌های تیره و روشن هستند (شکل ۳ ج).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده آمیزه آفیولیتی دالامیر [۳۶].



شکل ۳ الف- نمایی کلی آمیزه آفیولیتی دالامیر و مرز تدریجی بین این واحد و واحد دگرگونی؛ ب- نمایی نزدیک از رخنمون ارتوآمفیبولیت‌ها دارای ناهمگنی ترکیبی در صحرای پ- توده‌های آمفیبولیتی درون پردوتیت‌های گوشته‌ای؛ ت- نمایی از برونزد گنیس دارای لایه‌های تیره و روشن؛ ث- چین‌خوردگی در آمفیبولیت؛ ج- فراوانی دایک‌های برگواره آمفیبولیتی درون پردوتیت‌های گوشته.

روش پژوهش

در بازدیدهای صحرایی طی جمع‌آوری اطلاعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی، تعداد ۶ نمونه از توده‌های آمفیبولیتی رخنمون یافته با کمترین هوازدگی و بدون دگرسانی برای تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. که نتایج تجزیه نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند. بررسی‌های سنگ‌نگاری مقاطع نازک و صیقلی میکروسکوپی به منظور تعیین بافت سنگ‌ها و ریز ساختارهای آن‌ها با میکروسکوپ قطبشی دو منظوره GX

انجام گردید. تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در دانشکده علوم دانشگاه برگن در کشور نروژ بر پودرهای آماده شده از آن انجام شد. تجزیه عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب نمونه‌ها با روش طیف‌سنجی فلورسانس پرتوی X بر پودرهای پرس شده به صورت قرص با دستگاه Thermo Scientific ICAP 7600 انجام شد و واسنجی با استفاده از نمونه‌های استاندارد بین‌المللی صورت گرفت.

جدول ۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های آمفیبولیتی افیولیت دالامپر (برحسب ppm).

Sample No.	So۲	So۱۱	So۱۲	So۱۹	So۲۰	So۲۱
SiO ₂	۵۲٫۹۱	۵۰٫۳۱	۵۴٫۳۱	۵۲٫۳۱	۵۲٫۵۸	۵۶٫۴۰
TiO ₂	۰٫۹۲	۱٫۰۱	۱٫۰۸	۱٫۴۹	۱٫۲۸	۱٫۶۲
Al ₂ O ₃	۱۵٫۶۱	۱۵٫۵۶	۱۵٫۱۲	۱۳٫۲۰	۱۴٫۴۲	۱۲٫۵۷
Fe ₂ O _{3t}	۱۳٫۴۹	۱۳٫۸۱	۱۱٫۶۸	۲۱٫۱۴	۱۸٫۰۳	۲۲٫۱۷
MnO	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۲۱
MgO	۸٫۲۹	۱۱٫۵۳	۹٫۸۴	۸٫۲۹	۷٫۱۱	۶٫۸۶
CaO	۸٫۹۰	۱۲٫۸۳	۱۱٫۴۴	۱۰٫۷۸	۹٫۸۵	۹٫۸۳
Na ₂ O	۳٫۱۲	۲٫۱۰	۲٫۴۰	۱٫۸۰	۲٫۸۸	۲٫۲۴
K ₂ O	۱٫۰۹	۰٫۵۴	۰٫۷۰	۰٫۶۳	۰٫۳۹	۰٫۷۵
P ₂ O ₅	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۴۸	۰٫۱۱	۰٫۱۶
LOI	۱٫۶۳	۱٫۵۳	۱٫۳۶	۰٫۹۹	۰٫۸۹	۰٫۲۳
Ba	۱۷۰	۷۳٫۸۷	۱۲۹٫۹	۱۶۴٫۵	۴۶۲	۹۰٫۰۸
Ce	۸	۱٫۷۹	۴٫۲۶	۳۳٫۱۳	۱۱	۱۷٫۷۷
Cr	۱۴۳	۳۵۵٫۶	۴۳۳٫۸	۱۷۶٫۶	۱۱۱	۳۷٫۴۱
Cs	۱٫۱۰	۰٫۴۷	۰٫۶۸	۰٫۳۳	۱٫۳۰	۱٫۰۴
Dy	۵٫۱	۲٫۱۱	۲٫۸۵	۴٫۴۰	۵٫۲۰	۵٫۷۵
Er	۳٫۳۰	۱٫۴۲	۱٫۹۱	۲٫۳۷	۳٫۱۰	۳٫۵۷
Eu	۰٫۷۳	۰٫۴۴	۰٫۶۱	۱٫۵۴	۱٫۲۱	۱٫۲۰
Gd	۲٫۹	۱٫۵۵	۲٫۰۹	۴٫۸۴	۳٫۴۳	۵٫۰
Hf	۱٫۰	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۱٫۲۰	۰٫۷۰	۰٫۷۰
Ho	۱٫۰۵	۰٫۴۸	۰٫۶۵	۱٫۸۷	۱٫۴۰	۱٫۲۵
La	۳٫۰	۰٫۶۶	۱٫۷۳	۱۶٫۶۳	۴	۷٫۵۸
Lu	۰٫۵۰	۰٫۲۰	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۴۰	۰٫۴۸
Nb	۲٫۵۰	۰٫۴۳	۰٫۶۹	۱۹٫۶۴	۲٫۲۰	۳٫۷۶
Nd	۶٫۷	۲٫۳۶	۳٫۷۹	۱۹٫۹۵	۱۰٫۱۰	۱۳٫۰۴
Ni	۱۱۴	۱۷۷٫۷	۱۶۴٫۴	۹۹٫۹۵	۳۷	۲۱٫۱۵
Pb	۸	۱٫۶۵	۱٫۸۵	۳٫۳۶	۹	۳٫۳۸
Pr	۱٫۰۷	۰٫۳۷	۰٫۷۱	۴٫۶۵	۱٫۸۷	۲٫۷۴
Rb	۳۷	۱۲٫۴۳	۱۷٫۷۶	۷٫۵۴	۱۶	۶٫۶۱
Sm	۲	۱٫۰۱	۱٫۳۹	۴٫۶۸	۳	۳٫۹۳
Sr	۲۴۹٫۱	۲۰۰٫۸	۲۷۵٫۸	۳۱۷٫۵	۱۸۲٫۱	۱۷۲٫۱
Ta	۰٫۵	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۱٫۰۲	۰٫۵	۰٫۲۹
Tb	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۴۰	۰٫۷۳	۰٫۳۰	۰٫۸۷
Th	۱٫۱	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۳٫۲۷	۱٫۸	۲٫۸۹
Tm	۰٫۵۰	۰٫۲۱	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۴۰	۰٫۵
U	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۱	۱٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۵۶
V	۲۷۱	۲۱۱	۲۰۲٫۲	۲۱۹٫۸	۲۴۰	۳۵۰٫۳
Y	۲۲٫۹۰	۱۱٫۵۷	۱۵٫۵۵	۲۰٫۹۱	۲۲٫۲۰	۲۹٫۰۲
Yb	۳٫۲۰	۱٫۳۳	۱٫۷۷	۱٫۹۴	۳٫۰۲	۳٫۱۴
Zr	۴۲	۵۰	۴۶	۳۹	۳۸	۳۷
Mg#	۶۰	۶۸	۶۸	۴۹	۴۱	۴۳

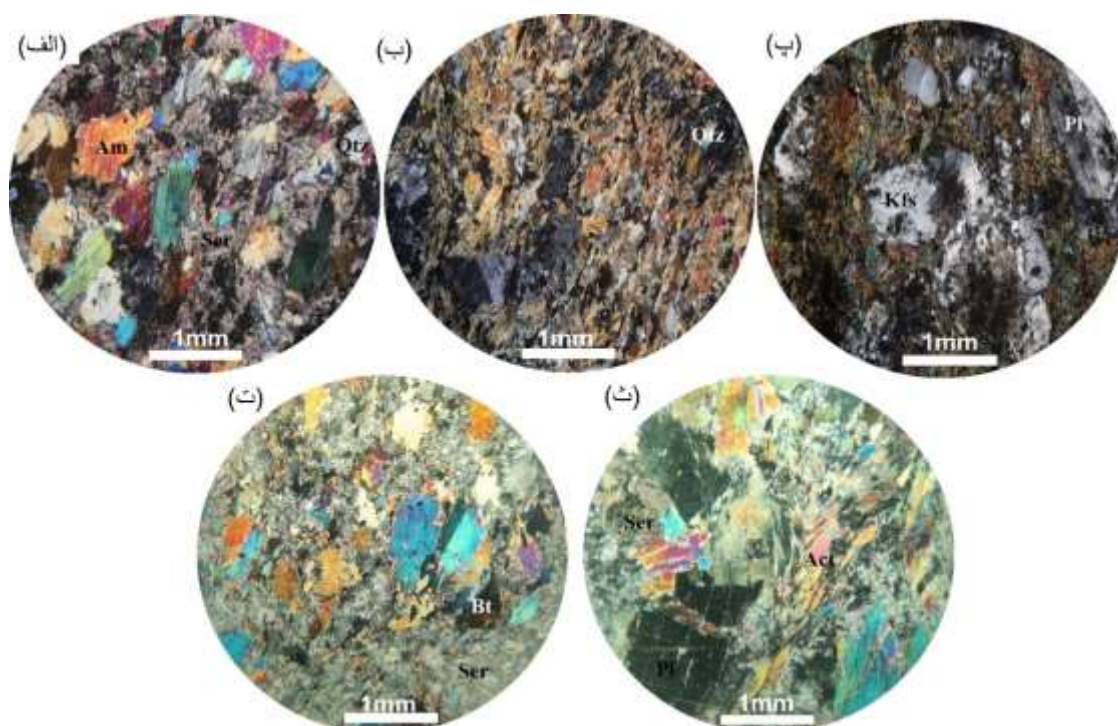
سنگ‌نگاری

کانی‌های عمده سازنده آمفیبول‌ها شامل آمفیبول (۶۰-۷۰٪)، پلاژیوکلاز (۲۰-۳۰٪) و کوارتز اولیه (۵٪) هستند که مقدار نسبی این کانی‌ها بر اساس سنگ مادر اولیه آنها، متفاوت بوده و اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۴ میلی‌متر متغیر است. بیوتیت و کانی‌های کدر نیز به عنوان کانی فرعی در سنگ حضور دارند. کوارتز، سریسیت، اپیدوت و کلریت نیز کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. بافت کلی سنگ دانه‌شکفتی و نخ شکفتی است (شکل‌های ۴ الف و ب). در بعضی مقاطع، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم دارای اندازه به نسبت بزرگتری هستند و در فضای بین آنها، آمفیبول‌های ریزبلور تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌ها به صورت کشیده، دارای دو راستای رخ غیرعمود مشخص و چندرنگی زرد-قهوه‌ای و سبز-آبی هستند. بلورهای بی‌شکل تا شکل‌دار پلاژیوکلازها اغلب به صورت ریزبلور هستند و به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۴ پ) برخی از آنها نیز ماکل دوتایی دارند (شکل ۳ ت). از دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کلسیت و کانی‌های کدر اشاره کرد.

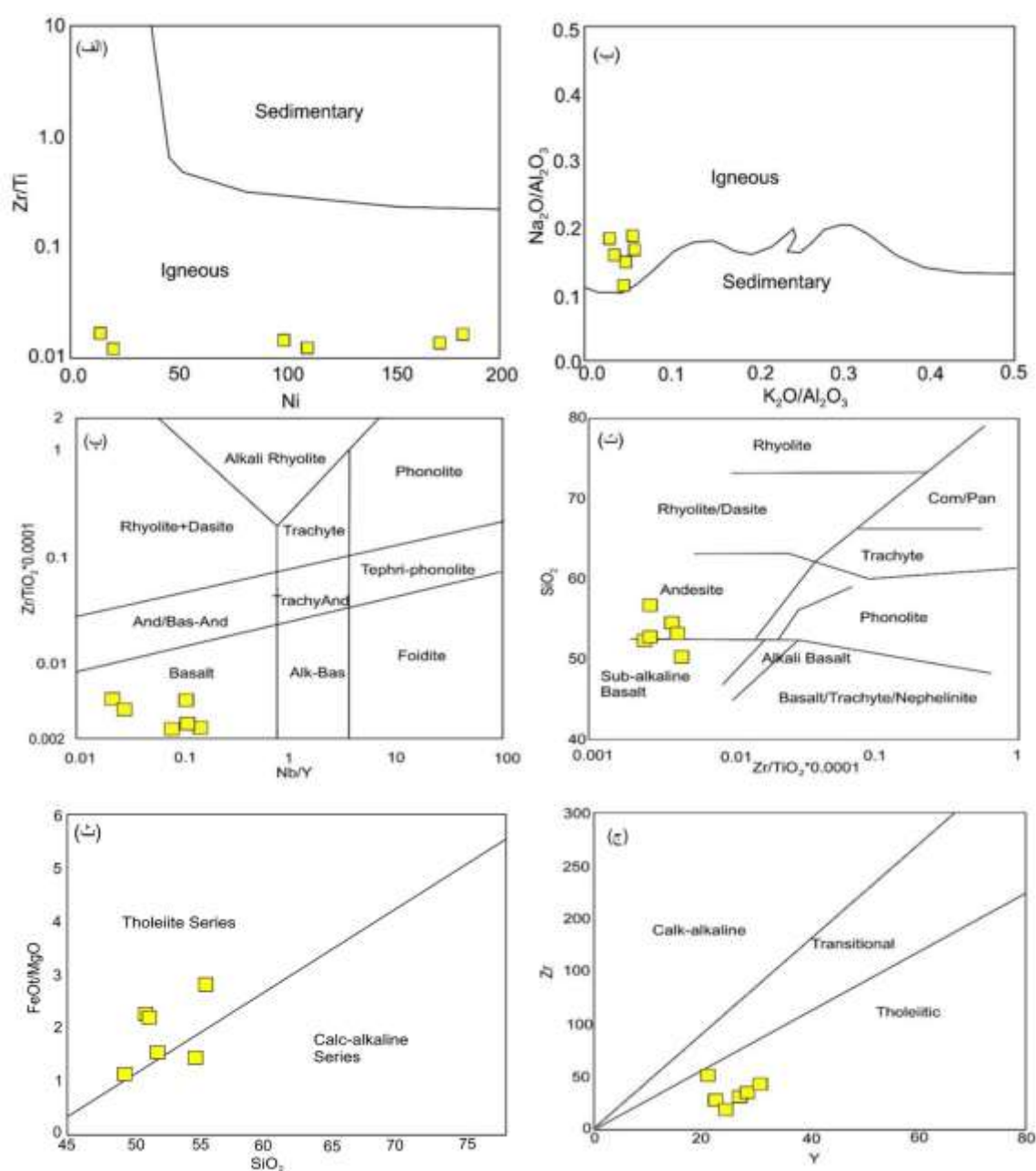
آمفیبول‌ها اغلب سالم هستند و برخی از آنها به ترمولیت/اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴ ث).

زمین شیمی سنگ کل

از آنجا که عناصر P و Ta، Nb، Ti، Hf، Zr، Th، Y، Sc طی دگرسانی و دگرگونی غیر متحرک هستند، با بهره‌گیری از آنها می‌توان سنگ مادر، خاستگاه ماگما و محیط زمین ساختی آمفیبولیت‌ها را براساس مقدار بالای ورودی‌های فرورانش چون Ba، Th و Sr مشخص نمود [۳۸]. نخستین قدم در بررسی زمین شیمی سنگ مادر آمفیبولیت‌ها تفکیک خاستگاه رسوبی یا آذرین آنهاست. خاستگاه سنگ‌های دگرگونی می‌تواند سنگ‌های رسوبی، ماگمایی و یا دگرگون‌ییشین باشد که بر پایه شواهد برجای مانده از بافت اولیه و ترکیب شیمیایی سنگ خاستگاه می‌توان به ماهیت سنگ اولیه پی برد [۳۹]. بر پایه نمودارهای تفکیک خاستگاه رسوبی و آذرین [۴۰، ۴۱] آمفیبولیت‌های دالامپر از دگرگونی سنگ‌های آذرین شکل گرفته‌اند (ارتوآمفیبولیت، شکل‌های ۵ الف و ب).



شکل ۴ تصاویر نمونه‌های آمفیبولیت: الف و ب-بافت‌های دانه شکفتی و نخ شکفتی؛ پ- شکفته بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماکل دوتایی، ت- دگرسانی سریسیتی بلورهای بی‌شکل پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر، ث- دگرسانی بلورهای آمفیبول به ترمولیت/اکتینولیت و کلریت. همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند. (Am: آمفیبول، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Kfs: فلدسپار قلیایی، Bt: بیوتیت، Ser: سریسیت و Act: اکتینولیت [۳۷]).



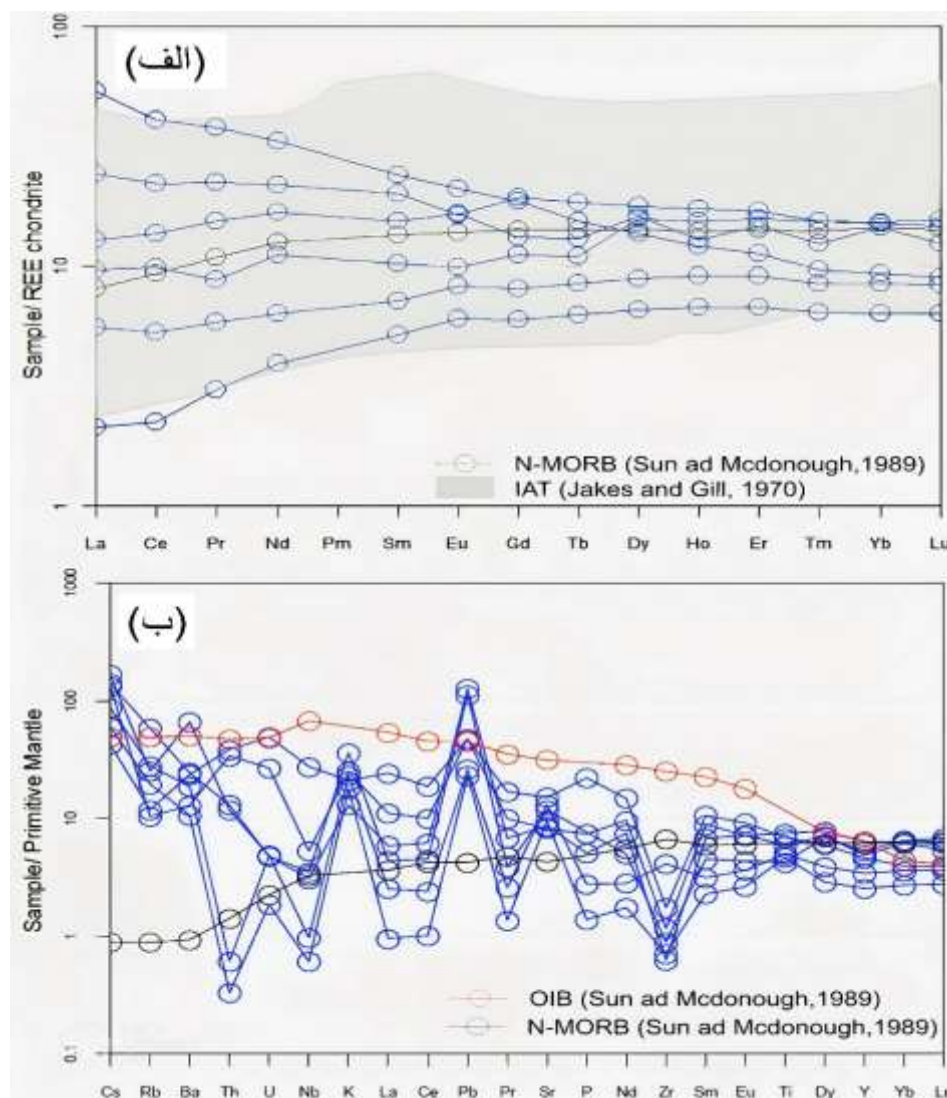
شکل ۵ نمودارهای رده‌بندی زمین شیمیایی آمفیبولیت‌های مورد بررسی: الف- نمودار Zr/Ti نسبت به Ni [۴۰]، ب- نمودار Na_2O/Al_2O_3 نسبت به K_2O/Al_2O_3 [۴۱]، پ- نمودار $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ در مقابل Nb/Y [۴۲]، ت- نمودار SiO_2 در مقابل $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ [۴۳]، ث- نمودار $FeOt/MgO$ نسبت به SiO_2 [۴۴] و ج- نمودار Zr نسبت به Y [۴۵].

عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۶] نشانگر قرارگیری الگوی عناصر خاکی نادر بعضی از نمونه‌ها در ترازهای پایین‌تر نسبت به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی عادی (N-MORB) است که می‌تواند بیانگر خاستگاه تهی شده‌تر برای این نمونه‌ها باشد (شکل ۶ الف). الگوهای عناصر خاکی نادر نشان می‌دهند که نوسان‌های LREE نسبت به HREE متفاوت بوده و نسبت (La/Yb)CN در این نمونه‌ها

با توجه به نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی که بر اساس عناصر ناسازگار رسم شده‌اند [۴۲، ۴۳]، آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی طیف پیوسته‌ای از ترکیب پوسته‌ای بازالت، نیمه قلیایی بازالت تا آندزیت را نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ پ و ت). براساس نمودارهای $FeOt/MgO$ نسبت به SiO_2 [۴۴] و Zr نسبت به Y [۴۵]، به جز یک نمونه سایر نمونه‌ها دارای ماهیت تولیتی هستند (شکل‌های ۵ ث و ج). بررسی الگوی

اکسایشی نیز Eu سه ظرفیتی تشکیل شده و از ورود آن به شبکه پلاژیوکلاز جلوگیری می کند و از این رو ناهنجاری منفی ایجاد می شود. در الگوهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۷] (شکل ۶ ب)، نمونه ها غنی شدگی را از عناصر Cs, Rb, Sr و Ba نسبت به دیگر عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Nb, Ta, Zr, Ti و عناصر خاکی نادر سنگین نشان می دهند. فراوانی LREE ها نسبت به HREE ها می تواند بیانگر فعالیت ماگمایی مربوط به فرورانش باشد [۴۸]. واقع شدن HREE ها و HFSE ها در ترازهای پایین تر از N-MORB و غنی شدگی از LREE ها ویژگی های ماگماهای وابسته به پهنه های فرورانشی هستند [۴۹].

از ۰/۳۳ تا ۵/۸۱ در تغییر است. بر این اساس می توان این نمونه ها را به دو گروه تقسیم نمود: (۱) نمونه هایی با الگوهای دارای روند تهی شده تا مسطح برای LREE ها نسبت به HREE ها (LaN/YbN برابر با ۰/۳۳ تا ۰/۶۶) و (۲) نمونه هایی با الگوهای دارای روند غنی شدگی متوسط تا شدید برای LREE ها نسبت به HREE ها (LaN/YbN برابر با ۰/۹ تا ۵/۸۱). نمونه های مورد بررسی بدون ناهنجاری مشخص از عنصر Eu هستند (شکل ۶ الف). به جز دو نمونه با ناهنجاری مثبت و منفی ضعیفی از Eu، ناهنجاری Eu با کانی پلاژیوکلاز کنترل می شود و به گریزندگی اکسیژن (fO₂) وابسته است. شرایط احیاء باعث ناهنجاری مثبت این عنصر می شود. در شرایط



شکل ۶ نمودارهای عناصر خاکی نادر و چند عنصری بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت و گوشته اولیه: الف-الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۴۶] و ب-الگوی چندعنصری بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه [۴۷].

ناهنجاری مثبت عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) چون Cs, Sr, Rb و Ba به همراه تهی‌شدگی از HFSE مانند Nb و Zr بیانگر ویژگی‌های ماگماهای مربوط به مناطق فرورانشی هستند [۵۰، ۵۱]. بازالت‌های تشکیل شده در محیط‌های زمین‌ساختی در ارتباط با حوضه‌های جلو قوس با الگوهای غنی‌شدگی متفاوت از Sr, K, Rb, Ba, Th, U و LREE ها و الگوهای تهی‌شده تا غنی‌شدگی کم از Nb مشخص می‌شوند [۵۲]. تهی‌شدگی HREE ها و HFSE ها چون Hf, Zr, Ta, Nb و Ti و غنی‌شدگی از Th و U و LILE ها و LREE ها را می‌توان به برآمدن ماگماها از یک خاستگاه گوشته دگر نهاده نسبت داد [۵۳]. بر پایه این روندها، ماگمای مادر از یک گوه گوشته‌ای شکل گرفته که در معرض سیال‌های آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده قرار گرفته است [۵۴]. در نتیجه تکامل حوضه جلو قوس، مذاب اولیه دچار دگرگونی‌هایی از ترکیب‌های N-MORB به سمت IAT می‌شود [۵۵، ۵۶]. به طور کلی بازالت‌های حوضه جلو قوس در محیط‌های اقیانوسی چون سامانه ایزو-بونین-مارینا [۵۷] و حوضه Lau [۵۸] به خوبی بررسی شده‌اند. از نظر زمین شیمیایی، بازالت‌های در ارتباط با حوضه‌های جلو قوس مرز بین IAT و MORB هستند [۵۹، ۶۰].

سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی

آمفیبولیت‌های منطقه از آنجا که خاستگاه آذرین دارند، ترکیب آن برای بررسی سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی منطقه بسیار سودمند است. برخی عنصرهای کمیاب (Zr, Ti, Y, Th و Nb) در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای نامتحرك هستند، از این رو، از آنها برای شناسایی سنگ مادر و پهنه زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌ها بهره گرفته می‌شود. مزیت کاربرد عناصر اصلی در تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها دسترسی راحت به داده‌های آنهاست. از این رو برخی پژوهشگران برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها از این عناصر استفاده نموده‌اند. ماگماهای اولیه در تعادل با ترکیب کانی‌شناسی گوشته اولیه دارای عدد منیزیم (Mg# بیش از ۷۰) و مقدار نیکل و کروم به ترتیب ۱۴۰۰-۱۵۰۰ ppm و ۱۰۰۰ ppm هستند و مقدار SiO₂ آنها کمتر از ۵۰٪ وزنی است [۶۱]. به باور پیرس و

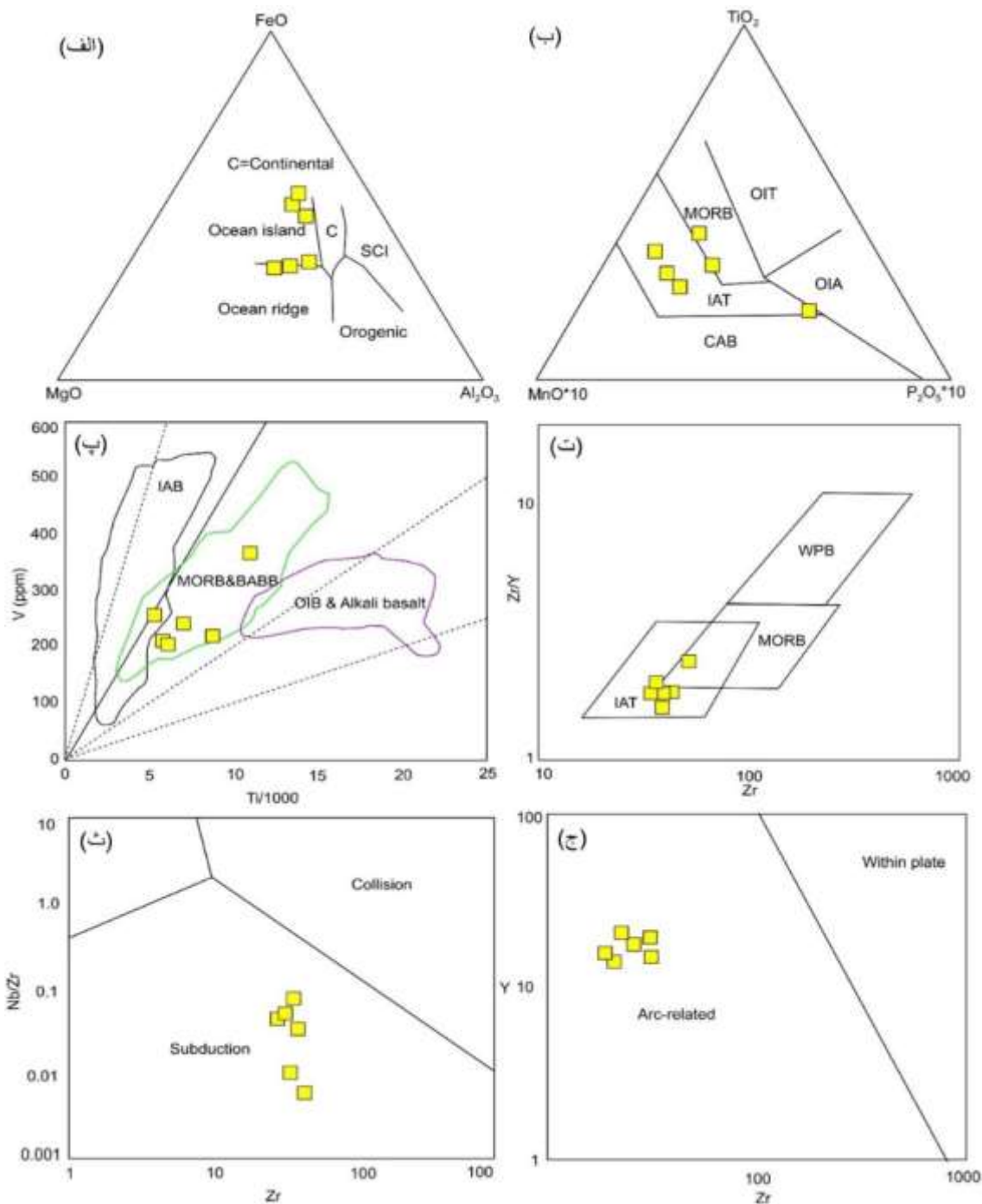
همکاران [۶۲]، اکسیدهای عناصر اصلی چون MgO, FeO و Al₂O₃ برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های نیمه قلیایی مفید هستند و در شرایط دگرسانی کم می‌توانند تفکیک کننده باشند. بر پایه نمودار مثلثی MgO-FeO-Al₂O₃ [۶۲]، نمونه‌ها از نظر ترکیبی شبیه مذاب های IAT هستند (شکل ۷ الف). در محیط های جلو قوس مذاب های مشابه با IAT حضور دارند. در نمودار مثلثی MnO-TiO₂-P₂O₅ [۶۳] نیز، نمونه‌ها ترکیب‌های شبیه بازالت‌های نوع موب و تولیت‌های جزیره کمائی نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). Ti و V اگرچه هر دو از عناصر واسط هستند، ولی در سامانه‌های سیلیکاتی رفتارهای متفاوتی از خود نشان می‌دهند، بطوریکه بسته به میزان فعالیت اکسیژن و ضریب جدایش V در ماگما، مقدار V بسیار متغیر است و در کانی‌هایی چون مگنتیت و پیروکسن وارد می‌شود. مقدار V طی فرآیند ذوب با f_{O2} کنترل می‌شود، در حالی که مقدار Ti به شرایط اکسایش وابسته نیست. شروایس [۶۴] برپایه رفتار متفاوت V نسبت به Ti به عنوان ابزاری برای سنجش فعالیت اکسیژن ماگما و جدایش بلوری، نموداری دو متغیره طراحی نمود که می‌تواند برای تفکیک محیط زمین‌ساختی افیولیت‌ها به کار رود. در این نمودار، بازالت‌ها بر اساس نسبت Ti/V در گستره‌های زمین‌ساختی مختلف قرار می‌گیرند. نسبت Ti/V برای سنگ‌های آتشفشانی IAB بیشتر از ۲۰، برای بازالت‌های موب و طغیانی ۲۰ تا ۵۰ و به طور عمومی برای بازالت‌های قلیایی‌های حوضه پشت کمان (BABB) کمتر از ۵۰ است. مقدار این نسبت برای سنگ‌های منطقه بین ۲۰ تا ۴۰ است و نمونه‌ها در منطقه همپوشی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه پشت قوس جای می‌گیرند (شکل ۷ پ). بازالت‌های حوضه جلو کمان، در مرحله اولیه از بازشدگی تا دگرگونی حوضه، ترکیب‌های حدواسط موب تا فرورانشی را نشان می‌دهند [۶۵]. عناصر Zr و Y در بیشتر فازهای جدایش‌پذیر ماگمای بازالتی (الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز) ناسازگار هستند. پیرس و نوری [۶۶] از مقدار Zr/Y نسبت به Zr برای تفکیک بازالت‌های جزایر کمائی، موب و درون صفحه‌ای استفاده کردند. بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌های جزایر کمائی و نیز گستره

همپوشی آن با پشته‌های میان اقیانوسی جانمایی می‌شوند (شکل ۷ ت). بر پایه نسبت Zr/Nb ، می‌توان سنگ‌های وابسته به پهنه فرورانش را از غیر فرورانش جدا کرد، به طوری که نسبت Zr/Nb بیشتر از ۱۰، نشان دهنده فعالیت ماگمایی وابسته به پهنه فرورانش بوده و نسبت کمتر از ۱۰، نشانگر خاستگاه غیرکوهزایی سنگ‌هاست [۶۷]. این نسبت برای گدازه و دایک‌های مورد بررسی ۱۱ تا ۱۱۵ بوده و نشان دهنده خاستگاه کوهزایی و وابسته به پهنه فرورانش برای این سنگ‌هاست. قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Nb/Zr نسبت به Zr [۶۶] در گستره فرورانش گویای عملکرد این فرآیند در شکل‌گیری این سنگ‌هاست (شکل ۷ ث). در نمودار Y نسبت به Zr [۶۸] که برای تفکیک محیط‌های قوسی و درون صفحه‌ای به کار می‌رود، نمونه‌ها در گستره در ارتباط با قوس واقع می‌شوند (شکل ۷ ج). عنصر زیرکونیم می‌تواند عاملی مؤثر برای تفکیک محیط‌های MOR ، BAB و قوسی از هم باشد [۶۹]، به طوری که مقدار آن از سنگ‌های مورب به سمت کمان کاهش می‌یابد [۷۰]. نمونه‌های مورد بررسی با مقادیر پایین زیرکونیم ($37-50ppm$) بر اساس بررسی‌های وودهد و همکاران [۷۱] شبیه بازالت‌های پشت کمانی هستند. مقادیر پایین Nb نیز می‌تواند از ویژگی‌های ماگمای کمان باشد [۷۲]. نمونه‌های مورد بررسی که با توجه به مقادیر پایین این عنصر پایین‌تر از ماگماهای درون صفحه‌ای است، شبیه ماگماهای در ارتباط با کمان هستند [۷۳]. نسبت $NbNN/LaNN$ بهنجار شده به $N-MORB$ [۴۷] تفاوت بین خاستگاه ماگمایی برای $MORB$ ($NbNN/LaNN$ حدودا) و کمان‌های آتشفشانی ($NbNN/LaNN$ کمتر از ۱) را آشکار می‌سازد [۳۸]. نمونه‌های مورد بررسی با $LaCN/SmCN = 0.44-1.28$ ، مقدار پایین Ta نسبت به Th ، همراه با ناهنجاری منفی Nb ، ویژگی‌های ترکیبی بین $MORB$ و IAT مانند بازالت‌های حوضه پشت کمان ($BABB$) را نشان می‌دهند که می‌تواند گویای تکامل زمانی فعالیت ماگمایی از جایگاه در ارتباط با $MORB$ یا پشت قوس به قوس و یا از جایگاه وابسته به قوس به پشت قوس باشد. از ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ‌های ایجاد شده در محیط جلوکمان این است که در نمودارهای

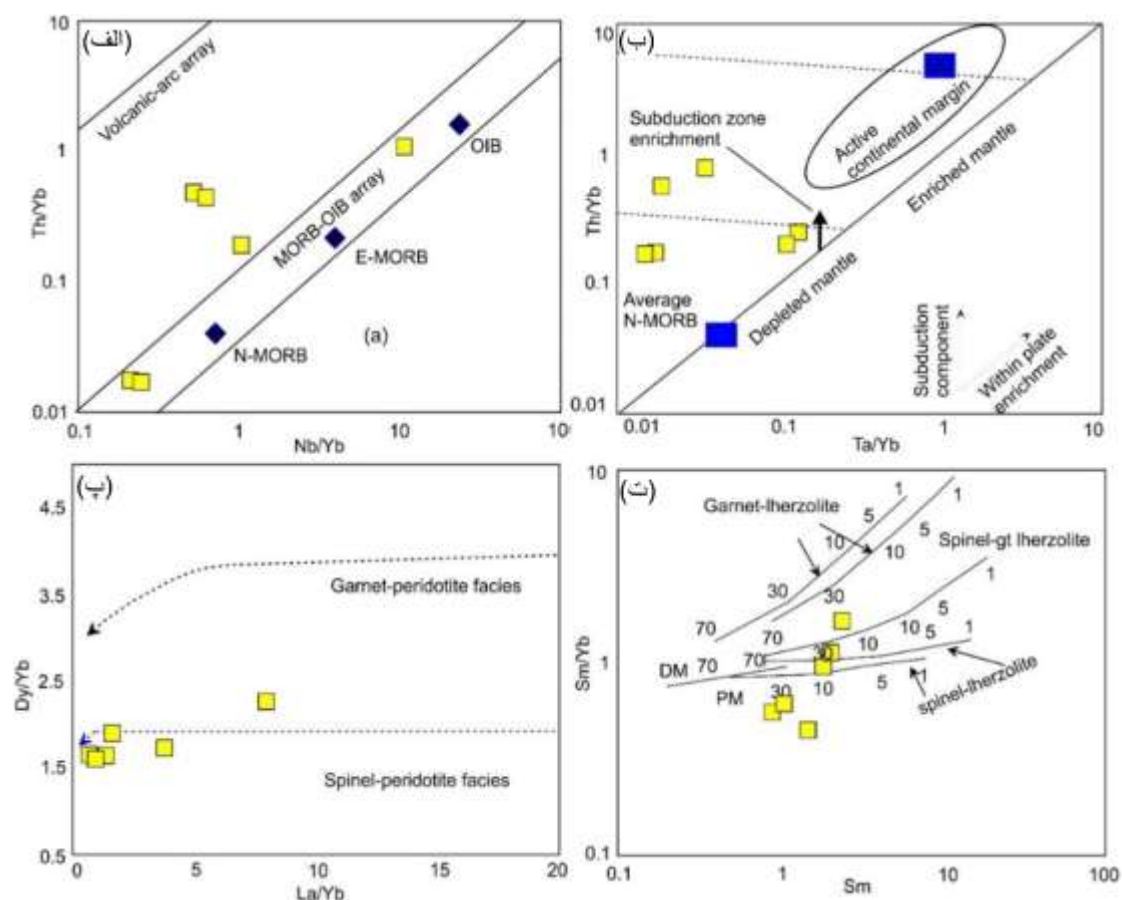
زمین ساختی مختلف، محیط‌های زمین ساختی متفاوتی (چون مورب و فرورانش) را نشان می‌دهند [۷۴]. محیط‌های زمین ساختی با ویژگی‌های هم مورب و هم قوس آتشفشانی مربوط به محیط جلو قوس هستند [۷۳]. از آنجا که ویژگی‌های این حوضه‌ها نتیجه میزان واکنش مؤلفه‌های گوشته‌ای و فرورانش است [۷۵] و ترکیب این محیط‌ها می‌تواند با مراحل و سرعت تشکیل و گسترش این محیط‌ها تغییر کند [۳۸]، ویژگی‌های زمین شیمیایی این محیط‌ها با مراحل شروع تشکیل تا گسترش حوضه می‌تواند از ترکیب‌های پشته‌های میان اقیانوسی تا بازالت‌های جزایر قوسی متغیر باشند. به باور کانلی و همکاران [۷۶]، نسبت Rb/Zr بیش از ۰/۱۲ نشان دهنده منبع گوشته‌ای دگر نهاده توسط سیال‌هاست که این نسبت در سنگ‌های مورد بررسی بین ۰/۱۵-۰/۸۶ به دست آمد و بر این اساس می‌توان گفت که آن‌ها از گوشته‌ای دگر نهاده شکل گرفته‌اند. عدد منیزیم ($Mg\#$) نمونه‌ها (۶۷-۴۳) نیز بیانگر نقش اجزای گوشته در تشکیل آنهاست [۷۷]. بر پایه نمودار سنگزایی Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۷۸] نمونه‌ها در گستره آرایه گوشته‌ای و بالاتر از این گستره قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف) که نشان دهنده غنی‌شدگی پیش رونده از Th در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی با گذشت زمان است [۷۹]. ترکیب ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانشی اغلب در بالای روند $MORB-OIB$ قرار می‌گیرند [۸۰]. مقدار Ta/Yb بالا نشان دهنده مذاب‌های برآمده از گوشته غنی شده و مقدار پایین آن نشانگر مذاب‌های ناشی از گوشته تهی شده است. در نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۷۸] نمونه‌ها در گستره گوشته تهی شده قرار دارند و نسبت به $N-MORB$ غنی‌شدگی جزئی را نشان می‌دهند (شکل ۸ ب). غنی‌شدگی از عناصر Nb و Ta در برخی از نمونه‌ها به احتمال بسیار در ارتباط با ترکیب دگرگونه‌تر این نمونه‌ها و یا اضافه شدن اجزای فرورانشی ناشی از ذوب پوسته فرورونده به درون گوه گوشته‌ای است. با توجه به نمودارهای Dy/Yb نسبت به La/Yb [۸۱] و Sm نسبت به Sm/Yb [۸۲]، می‌توان گفت که ماگمای سنگ مادر آمفیبولیت‌های دالامیر از حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی اسپینل لرزولیت گوشته شکل گرفته است (شکل‌های ۸ پ و

آمفیبولیت‌های منطقه از ژرفای کمتری شکل گرفته است [۸۳].

ت. از آنجا که گارنت در خاستگاه آمفیبولیت‌ها نبوده و ژرفای پایداری گارنت بیشتر است، به احتمال زیاد ماگمای مادر



شکل ۷ نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی نمونه‌های آمفیبولیتی مورد بررسی: الف- نمودار مثلثی $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3$ [۶۲]، ب- نمودار مثلثی $\text{MnO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ [۶۳]، پ- نمودار Ti/V [۶۴]، ت- نمودار Zr/Y نسبت به Zr [۶۶]، ث- نمودار Nb/Zr نسبت به Zr [۶۷]، ج- نمودار Y نسبت به Zr [۶۸]، CAB: بازالت‌های آهکی قلیایی؛ IAT: تولیت‌های جزایر قوسی؛ NMORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی؛ OFB: بازالت‌های کف اقیانوس؛ WPB: بازالت‌های درون صفحه ای و OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی.



شکل ۸ الف- نمودار سنگزایی Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۷۸]؛ ب- نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۷۸]؛ پ- نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb و ت- نمودار Sm/Yb نسبت به Sm [۸۱].

می‌دهند و در نتیجه موقعیت حوضه جلو قوس برای تشکیل ماگماهای والد پیشنهاد می‌شود که از حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب‌بخشی گوشته شکل گرفته است. حوضه جلو قوس می‌تواند ویژگی‌های ماگماهای MORB و IAT را به طور همزمان نشان دهد. در پایان بررسی شیمی‌کانی، سن‌سنجی و نسبت‌های ایزوتوپی برای تفسیر دقیق‌تر جایگاه آمفیبولیت‌ها و تاریخچه دگرگونی منطقه پیشنهاد می‌شود.

مراجع

- [1] Jamieson R. A., "PT paths from high temperature shear zones beneath ophiolites", *Journal of Metamorphic Geology* 4 (1986) 3-22.
- [2] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *American Journal of Science*, 274 (1974) 321-355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>.
- [3] John T., Scherer E. E., Schenk V., Herms P., Halama R., Garbe-Schönberg, D., "Subducted

برداشت

آمفیبولیت‌های مورد بررسی در غرب دریاچه ارومیه واقع بوده و بخشی از مجموعه افیولیت‌های جنوب آذربایجان غربی هستند که در پایان پهنه سندانج-سیرجان بین افیولیت‌های سردشت و سلماس در شمال غرب شهرستان اشنویه قرار دارند. بررسی شیمی سنگ کل یک ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی با ماهیت تولیتی را برای سنگ خاستگاه آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد. در نمودار بهنجار شده به کندریت غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. همچنین در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه HFSE و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به نتایج این پژوهش، آمفیبولیت‌های افیولیت آمیزه دالامپر در یک محیط زمین‌ساختی وابسته به حوضه جلو قوس تشکیل شده‌اند. بر پایه نتایج سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی می‌توان گفت که ترکیب شیمیایی آمفیبولیت‌ها ویژگی‌های MORB تا IAT را نشان

- [13] Hassanzadeh J., Wernicke B. P., "The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions", *Tectonics* 35(2016) 586-621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>.
- [14] Alavi, M.A. "Structures of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran", *American Journal of Science*, 307(2007)1064-1095. <http://dx.doi.org/10.2475/09.2007.02>
- [15] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation", *International Journal of Earth Science* 94 (2005) 401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- [16] Golonka G., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", *Tectonophysics* 381 (2004), 235-273. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- [17] Robertson A.H.F., "Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions", Geological Society, London, Special Publications, 282/1 (2007) 325-389.
- [18] Agard P., Jolivet L., Vrielynck E., Burov B., Monié P., "Plate acceleration: The obduction trigger?", *Earth and Planetary Science Letters*, 258 (2007) 428-441.
- [19] Azizi H., Stern R. J., "Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc", *Terra Nova*. 31 (2019) 415-423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>
- [20] Azizi H., Tsuboi M., "The Van Microplate: A new microcontinent at the junction of Iran, Turkey, and Armenia", *Frontiers in Earth Science* 8 (2021) Article 574385. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.574385>
- [21] Shafaii Moghadam H., Griffin W.L., Kirchenbaur M., Garbe-Schönberg D., Zakie Khedr M., Kimura J. I., Stern R.J., Ghorbani Gh., Murphy R., O'Reilly S.Y., Arai Sh., Maghdour-Mashhour R., "Roll-back, extension and mantle upwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran", *Journal of Petrology* 59 (2018) 1417-1465. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>
- seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: The Andean Raspas Complex, SW Ecuador". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159 (2010) 265-284.
- [4] Azizi H., Moinevaziri H., Mohajjel M., Yagobpoor A., "P-T path in metamorphic rocks of Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision", *Journal of Asian Earth Sciences* 27 (2006) 1-9.
- [5] Faridazad M., Moayyed M., Modjtahedi M., Moazzen M., "Petrology and petrogenesis of Amphibolitic rocks of the Khoy ophiolitic complex- NW Iran", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18 (2) (2010) 233-246.
- [6] Moazzen M., "Protolith nature and tectonomagmatic features of amphibolites from the Qushchi Area, West Azerbaijan, NW Iran" *Bulletin of The Mineral Research and Exploration* 149 (2014) 139-152.
- [7] Hajialioghli R., Fakharinezhad H., Moazzen M., "Petrology and geochemistry of amphibolites from southeast of Siyah- Cheshmeh, NW Iran" *Geosciences* 25 (2016) 111-122.
- [8] Azizi H., Chung S. L., Tanaka T., Asahara Y., "Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source", *Precambrian Research* 185 (3) (2011) 87-94.
- [9] Khodabandeh A. A., Soltanni G. A., Sartipi A. H., Emami M. H., "Geological map of Iran, 1: 100,000 series sheet Salmas", Geological Survey of Iran, Tehran (2002).
- [10] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: A review", *American Association Petroleum Geologists* 52 (1968) 1229-1258.
- [11] Homke S., Vergés J., Garcés M., Emami H., Karpuz R., "Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush arc (Lurestan Province, Iran)", *Earth Planet. Sci. Lett.* 225(2004). <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00431.x>
- [12] Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., "Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence". *Tectonophysics*, 532-535 (2012) 27-60. [10.1016/j.tecto.2012.01.022](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022)

- Kurdistan region of the northeast Iraqi Zagros Suture Zone", *Island Arc* 22 (2013)104-125. <https://doi.org/10.1111/iar.12007>
- [30] Ali S. A., Ismail S. A., Nutman A. P., Bennett V. C., Jones B. G., Buckman S., "The intra oceanic Cretaceous (~108 Ma) Kata-Rash arc fragment in the Kurdistan segment of Iraqi Zagros Suture Zone: Implications for Neotethys evolution and closure", *Lithos* 260 (2016) 154-163. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.027>
- [31] Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., "Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): Implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran", *Ophioliti*, 35 (2010) 71-90. <https://doi.org/10.4454/phioliti.v35i2.387>
- [32] Alavi M., "Etude geologique de la region de Djam", Geological Survey of Iran, Report, 23 (1972):1-288.
- [33] Forster H., "Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran", *Journal of the Geological Society* 135 (1978) 443-455. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.4.0443>
- [34] Khalatbari-Jafari M., Jutea T., Bellon H., Whitechurch H., Cotton J., Emami H., "New geological, geochronological and geochemical investigation on the Khoy ophiolites and related formations", *NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences* 23(2004) 507-535. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.05.006>
- [35] Hajmolla Ali E., Shahrabi M., Tahooneh M., Shokri S., "Silvana, geological quadrangle map, 1:100000 scale", Geological Survey of Iran, Tehran (2006).
- [36] Arabshahi A. H., Sabzeie M., "Geological 1:25000 map of Silvaneh", Geological Survey of Iran. Tehran (2013).
- [37] Whitney D., Evans B., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*. 95 (2010) 185-187.
- [38] Pearce J.A., Stern R.J., "Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives", In: Christie, D.M., Fisher, C.R., Lee, S.M. and Givens, S., Eds., *Back-Arc Spreading Systems; Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Geophysical Monograph Series 166, American Geophysical
- [22] Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 79 (2014) 312-328. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.10.005>
- [23] Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B. "Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean", *Tectonophysics* 621(2014) 132-147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.011>
- [24] Rezaei M., Moazzen M., "Mineral chemistry of the ophiolitic peridotites and gabbros from the Serow area: Implications for tectonic setting and locating the Neotethys suture in NW Iran", *Central European Geology* 57(2014) 385-402. <http://doi.org/10.1556/CEuGeol.57.2014.4.4>
- [25] Hajialioghli R., Moazzen M., "Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran", *Journal of Geodynamics* 81 (2014) 41-55. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.06.003>
- [26] Rezaei Bargoshadi M., Moazzen M., Yang T., "Geochemistry of arc-related mantle peridotites and gabbros from the Chaldoran ophiolite, NW Iran", *International Geology Review*, 62 (2019) 1-27. <http://doi.org/10.1080/00206814.2019.1663767>
- [27] Shafaii Moghadam H., Li Li Q., Stern R.J., Chiaradia M., Karsli O., Rahimzadeh B., "The Paleogene ophiolite conundrum of the Iran-Iraq border region", *Journal of the Geological Society* 177 (2020) 955-964. <http://doi.org/10.1144/jgs2020-009>
- [28] Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petro-tectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", *Geol. Mag.* 148 (2011) 802-818. <http://doi.org/10.1017/S0016756811000422>
- [29] Ali S.A., Buckman S., Aswad K.J., Jones B.G., Ismail S.A., Nutman A., "The tectonic evolution of a Neo-Tethyan (Eocene-Oligocene) island-arc (Walash and Naopurdan groups) in the

- Geoscience Frontiers. 2 (2011) 49-56. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2010.12.004>
- [49] Srivastava R.K., Chandra R., Shastry A., "High-Ti type N-MORB arentage of basalts from the south Andaman ophiolite suite, India", Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci), 113, no. 4, December 2004, pp. 605-618.
- [50] O'Neill H. St. C., "The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 77 (1981) 185-194, <https://doi.org/10.1007/BF00636522>
- [51] Juteau T., Maury R., "The oceanic crust, from accretion to mantle recycling", Springer-Praxis, Chichester, UK (1999) 390p.
- [52] Farahat E., El Mahallawi M.M., Hoinkes G., Abdel Al A.Y., "Continental back-arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt", Mineralogy and Petrology 82(2004):81-104. doi: 10.1007/s00710-004-0052-6
- [53] Kuster D., Harms U., "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African orogen: A review", Lithos 45 (1998) 177-195.
- [54] Ishikawa A., Kaneko Y., Kadarusman A., Ota T., "Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia", Gondwana Research 11(2007) 200-217. doi:10.1016/j.gr.2006.04.007.
- [55] Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., "Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system", Geochem. Geophys. Geosys 11 (2010), Q03X12. <https://doi.org/10.1029/2009GC00287>
- [56] Shervais J.W., Reagan M.K., Haugen E., Almeev R., Pearce J.A., Prytulak J., Ryan J.G., Whattam S.A., Godard M., Chapman T., Li H.Y., Kurz W., Nelson W.R., Heaton, Kirchenbaur M., Shimizu K., Sakuyama T., Li Y., Vetter S.K., "Magmatic Response to Subduction Initiation, Part I: Fore-arc basalts of the Izu-Bonin Arc from IODP Expedition 352", Geochem. Geophys. Geosys 20 (2019) 314-338. <https://doi.org/10.1029/2018GC007731>.
- [57] Stern R.J., Lin P.N., Morris J.D., Jacson M.C., Fryer P., Bloomer S.H., Ito E., "Enriched back-arc Union, Washington (2006) 63-86. <http://dx.doi.org/10.1029/166gm06>
- [39] Best M. G., "Igneous and metamorphic petrology", W. H. Freeman and Co., San Francisco 2 (1982): 1-630.
- [40] Kocak K., Kurt H., Veysel Z. Ferré E.C., "Characteristic of the amphibolites from nigde metamorphic (Central Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry", Geochemical Journal 41 (2007) 241-257.
- [41] Garrels R.M. Mackenzie F.T., "Evolution of sedimentary rocks", W. W. Norton and Company, Inc., New York (1971) 397p.
- [42] Pearce J.A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration", Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12 (1996) 79-113.
- [43] Winchester J. A., Floyd P.A., "Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed igneous rocks", Earth and Planetary Science Letters 28 (1976) 459-469.
- [44] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science 274 (1974) 321-355.
- [45] Ross P.S., Bédard J.H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams", Canadian Journal of Earth Sciences 46 (2009) 823-839. <https://doi.org/10.1139/E09-054>
- [46] Boynton W.V., "Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies", In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, New York, 63-114. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- [47] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", In: Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins", Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345.
- [48] Eyuboglu Y., Santosh M., Bektas O., Ayhan S., "Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity", Example from the eastern Pontides belt, NE Turkey.

Brazil: shoshonitic, high- K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins", Anais da Academia Brasileira de Ciencias 78 (2006) 573- 589.

[68] Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 238 p (1997).

[69] Gamble J. A., Smith I. E. M., Mcculloch M. T., Graham I. J., Kokelaar B. P., "The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo volcanic zone and Kermadec island arc, SW Pacific", Journal of volcanology and geothermal research 54 (1993) 265-290.

[70] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In *Andesites*, edited by J. S. Thorpe (1982) 525-548, John Wiley, New York.

[71] Woodhead J., Eggins S., Gamble J., "High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters 114 (1993) 491-504.

[72] Tatsumi Y., Kogiso T. Nohda S., "Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: Generation of unusual subduction-related magmas", Contributions to Mineralogy and Petrology 120 (1995) 117-128, <https://doi.org/10.1007/BF00287109>.

[73] Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach", Unwin Hyman, London (1989) 466p.

[74] Schmincke U., "Volcanism", Springer, Verlag, Berlin Heidelberg New York (2004) 324p.

[75] Suda Y., Hayasaka Y., Kimura K., "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 5(2014) 1-10, <http://dx.doi.org/10.1155/2014/652484>.

[76] Conly A. G., Bernan J. M., Bellon H. Scott S. D., "Arc to rift transitional volcanism in the Sanata Rosalia Region, Baja California Sur, Maxico", Journal of Geology 72 (2005) 303-341.

[77] Beier C., Brandl P. A., Lima S. L., Haase K. M., "Tectonic control on the genesis of magmas in the New Hebrides arc (Vanuatu)", Lithos 312-313 (2018), 290-307.

basin basalts from the northern Mariana trough: Implications for the magmatic evolution of back-arc basin", Earth Planet Science Letter 210 (1990) 481-497.

[58] Frenzel G., Muhe R., Stoffers P., "Petrology volcanic rocks from the Lau basin, South West pacific", Geol. Jb., 22 (1990) 395-479.

[59] Dilek Y., Flower M.F.j., "Arc-trench rollback and forearc accretion. 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman", Geological Society, London, Special Publications 218 (2003) 43-68.

[60] Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., Siena F., "Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of suprasubduction complexes in relation to the subduction mode", Tectonophysics 393 (2004) 163-174.

[61] Gaetani G.A., Grove T.L., "Experimental Constraints on Melt Generation in the Mantle Wedge", Geophys. Monogr. Ser., 138 (2004) edited by J. Eiler, AGU, Washington, D. C, <https://doi.org/10.1029/138GM07>

[62] Pearce J.A., Gale G.H., "Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rock", Geol. Soc. Spec. Publ., 7 (1977) 14-24.

[63] Mullen E.D., "MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis", Earth and Planetary Science Letters 62 (1983) 53-62, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5).

[64] Shervais J. W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 101-118.

[65] Yaliniz M.K., "A geochemical attempt to distinguish forearc and backarc ophiolites from the supra- subduction Central Anatolian ophiolites (Turkey) by comparison with modern oceanic analogues", Ofioliti 33 (2008) 119- 129.

[66] Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-47.

[67] Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Waichel B.L., "The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost

Pb geochronology, Hf isotope and integrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiadong Peninsula”, *Gondwana Research*, 25(2014): 1445–1468.

<https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.003>

[82] Zhao J.J., Zhou M.F., “*Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle*”, *Precambrian Research*, 152(2007) 27-47.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>

[83] Zhu C. Y., Zhao G., Sun M., Eizenhöfer P. R., Liu Q., Zhang X., Han, Y., Hou W., “*Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications*”, *Journal of Gondwana Research* 43 (2017) 213-228.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.011>

[78] Pearce J. A., “*Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*”, *Lithos*, 100 (2008) 14-48.

[79] Whattam S.A., Stern R.J., “*The subduction initiation rule: A key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation*”, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162 (2011) 1031-1045, <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0638-z>.

[80] Pearce J. A., Peate D. W., “*Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas*”, in Wetherill, G., Albee, A., and Burke, K., editors, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences: Palo Alto, Annual Reviews* 23 (1995) 251-285.

<http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>

[81] Yang Q.Y., Santosh M., Shen J.F., Li S.R., “*Juvenile vs. recycled crust in NE China: Zircon U-*