

# بررسی ماهیت ماگمائی و محیط تکتونیکی تشکیل پروتولیت آمفیبولیت‌های موجود در مجموعه افیولیتی دالامپر (شمال غرب ایران)

ایوب ویسی نیا<sup>۱\*</sup>، محمد رهگشای<sup>۱</sup>، ایمان منصف<sup>۲</sup>، بهمن رحیم زاده<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی  
۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی ۴۵۱۳۷-۶۶۷۳۱، ایران

تاریخ تنظیم: ۱۴۰۳/۸/۴

## چکیده

مجموعه افیولیتی- دگرگونی دالامپر بخش ناشناخته‌ای از افیولیت نفوختیس است و در جنوب شهرستان ارومیه، شمال غرب ایران در داخل کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان واقع شده 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 تکتونیکی و آمیزه رنگین در هم آمیخته شده‌اند. آمفیبولیت‌ها به صورت توده‌های لنزی شکل و دایک در منطقه پراکندگی دارند و گاهی شواهدی از دگرشکلی نظیر خطواره و برگوارگی را به نمایش می‌گذارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آمفیبولیت‌ها شامل هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این آمفیبولیت‌ها دارای منشاء آذرین هستند. سنگ مادر این آمفیبولیت‌ها بازالت (یا گابرو) با ماهیت ساب‌آلکان و تولییتی می‌باشد. در نمودار به‌هنجار شده به‌کندریت غنی‌شدگی از LREEها نسبت به HREEها مشاهده می‌شود. همچنین در نمودار به‌هنجار شده به‌گوشته اولیه HFSEها و HREEها تپی‌شدگی نشان داده‌اند. با توجه به نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونیکی ترکیب شیمیایی آمفیبولیت‌ها در ارتباط با فرورانش بوده و ویژگی‌های MORB تا IAT را نشان می‌دهند و جایگاه زمین‌ساختی حوضه جلوقوس برای تشکیل ماگماهای والد آن‌ها پیشنهاد می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** ژئوشیمی، آمفیبولیت، زون سنندج-سیرجان، دالامپر، شمال غرب ایران.

## مقدمه

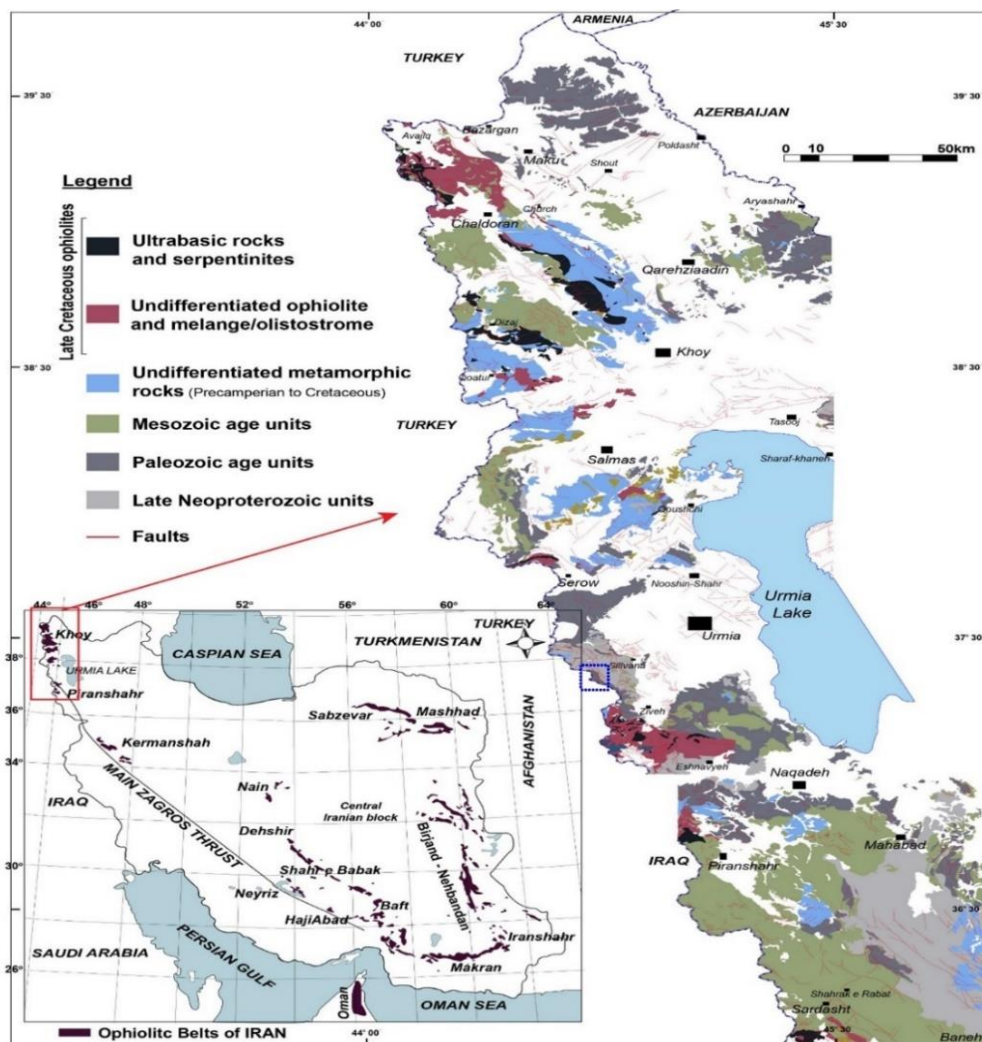
سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی از اهمیت ویژه‌ای در شناخت فرآیندهای<sup>۱</sup> حاکم طی کوهزایی و جایگیری افیولیت‌ها برخوردار هستند. در مناطق افیولیتی مکانیسم و عوامل موثر در ایجاد سنگ‌های دگرگونی از تنوع زیادی برخوردارند. علاوه بر سنگ‌های رخساره شیست آبی و اکلوزیت در بسیاری از پهنه‌های افیولیتی، ورقه‌های باریک با گرادیان دگرگونی معکوس و ضخامت کم‌تر از ۵۰۰ متر از نوع شیست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت برونزد دارند که از نظر ساختاری با همبری گسله در زیر توالی گوشته‌ای قرار گرفته‌اند [۱]. این گونه سنگ‌ها با پهنه‌های کششی و فرورانش قبل از برخورد در ارتباط بوده و بررسی پترولوژیک آنها به شناسایی جایگاه تکتونیکی که در آن تشکیل شده‌اند، کمک می‌نماید. این سنگ‌ها معمولاً با فعالیت ماگمایی پشته میان اقیانوسی، کمان آتشفشانی و پهنه‌های کششی پیش از برخورد دو قاره (پشت کمان) وابسته هستند [۲]. اما انواع مرتبط با کوه‌های زیردریایی و جزایر اقیانوسی نیز شناسایی شده‌اند [۳]. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل این مجموعه‌های دگرگونی اطلاعات مفیدی را در رابطه با وسعت حوضه‌های اقیانوسی در بر دارد. با

شناخت شرایط فشار و حرارت و مکانیسم دگرگونی سنگ‌های منطقه فرورانش، تاریخچه دگرگونی و برخورد روشن شده و ضمن درک وسعت حوضه اقیانوسی (حوضه اقیانوسی وسیع یا محدود) می‌توان به بررسی رژیم حرارتی و شرایط ژئودینامیک منطقه فرورانش پرداخت [۲]. سنگ‌های دگرگونی مرتبط با افیولیت‌ها از ارکان اساسی در ارایه مدل ژئودینامیکی مناطق افیولیتی محسوب می‌شوند. زمین‌دما-فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت‌ها و سیله 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 فابریک سنگ‌های دگرگونی برای روشن شدن ارتباط رویدادهای دگرگونی و دگرریختی، (۲) شناسایی و بررسی روند تغییر شرایط دما و فشار دگرگونی برای اندازه‌گیری گرادیان زمین‌گرایی و به دنبال آن شناسایی جایگاه دیرینه زمین‌ساختی ماگما پیش از فرایند دگرگونی و (۳) بررسی سنگ‌مادر سنگ‌های دگرگونی برای شناخت پهنه ژئودینامیک پیدایش آنها. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون شیمی سنگ‌کل آمفیبولیت‌های شمال غرب ایران (مانند قوشچی، سیه چشمه، قطور، سلماس و خوی) انجام شده است [۴-۷]. نتایج بررسی‌های مختلف سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های خوی همانند آمفیبولیت‌های مورد بررسی حاکی از محیط زمین‌ساختی مختلفی چون IA و قوس‌های آتشفشانی برای این سنگ‌ها تعیین شده است. 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 هم به ترتیب دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌های درون صفحه‌ای و برخوردی قاره‌ای هستند. سن سنگ‌مادر و زمان دگرگونی آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در شمال غرب ایران بخوبی مشخص نیست. تاکنون سن‌سنجی‌های متعددی بر روی آمفیبولیت‌های خوی انجام شده است. عزیز 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 روی مجموعه دگرگونی خوی، سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های این مجموعه افیولیتی به پروتروزوئیک نسبت داده شده است. سن آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس هم به کرتاسه پسین-پالئوسن نسبت داده شده است [۹]. با توجه به این که در مورد آمفیبولیت‌های منطقه دالامیر تاکنون بررسی علمی صورت نگرفته است از این رو در پژوهش حاضر سعی شده است با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی و شیمی سنگ‌کل به بررسی شرایط تشکیل، تعیین خاستگاه و موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در افیولیت ملانژ دالامیر پرداخته شود.

### موقعیت زمین‌شناسی

در صفحه ایران بقایای حوضه اقیانوسی نئوتتیس و شواهد بسته شدن آن به صورت مجموعه‌ها و آمیزه‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی از گسترش وسیع‌تری نسبت به حوضه‌های اقیانوسی دیگر برخوردار است. زون سنندج-سیرجان ناحیه‌ای با تغییر شکل چند فازی در حاشیه جنوب غربی اوراسیا است که در کنار شبه قاره عربستان (کوه‌های زاگرس)، در امتداد محور اصلی زاگرس (MZF) واقع شده است

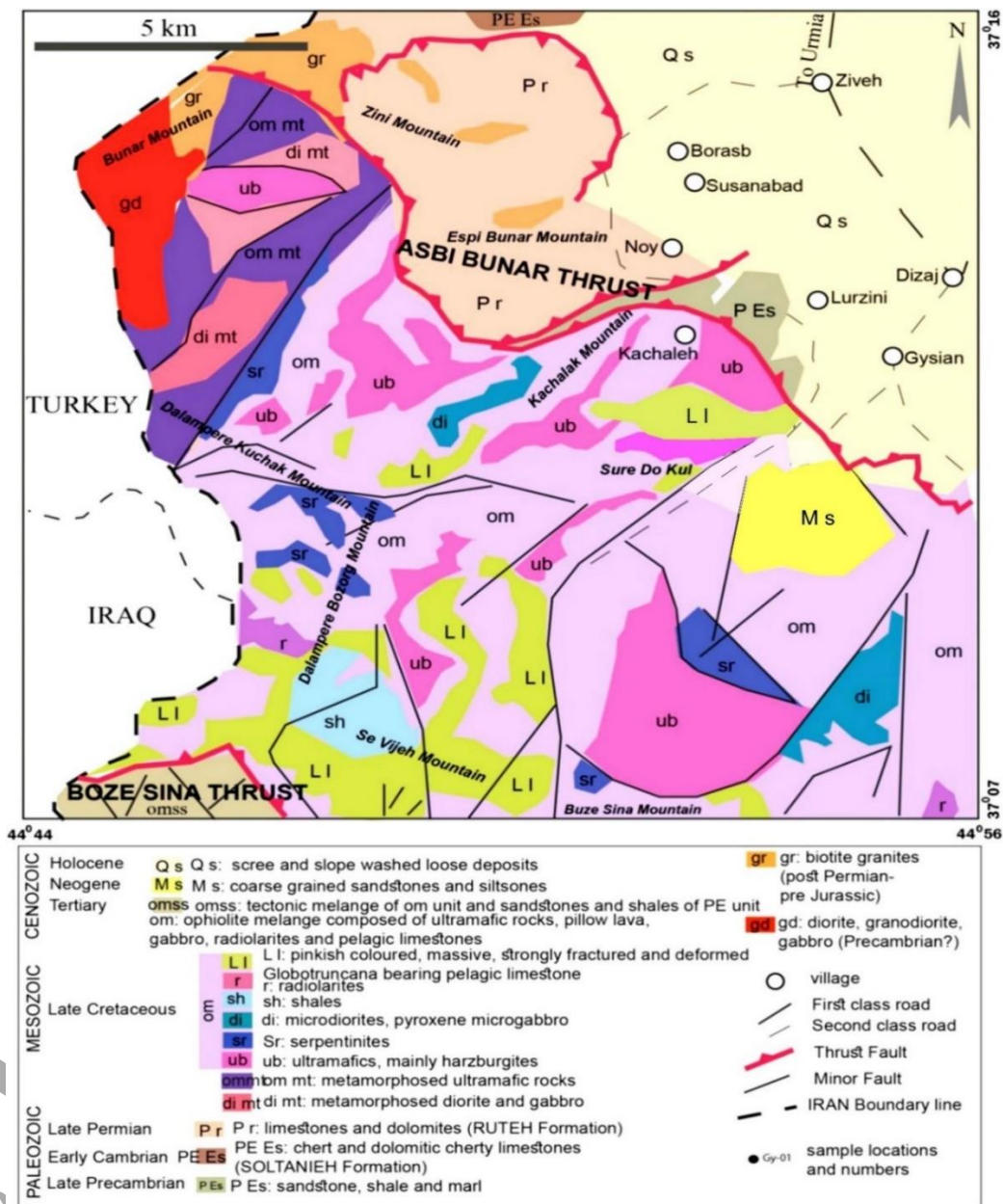
[۱۰] و متشکل از رسوبات پالئوزوئیک تا کرتاسه و سنگ‌های دگرگونی است که عموماً به عنوان مشتق شده از حاشیه فعال جنوبی صفحه اوراسیا در نظر گرفته می‌شوند که به سمت جنوب غرب بر روی کمربند تراستی و چین خورده زاگرس (ZFTB) رانده شده است [۱۱]-۱۳]. پهنه سنندج-سیرجان نمایانگر "منطقه اصلی" یا "هسته دگرگونی" پهنه برخوردی عربستان-اوراسیا می‌باشد. ماگماتیسم ژوراسیک، پهنه سنندج-سیرجان را از زاگرس چین خورده و کمربند راندگی در جنوب و از ایران مرکزی در شمال متمایز کرده است. علوی [۱۴] معتقد است زون سنندج-سیرجان هسته دگرگونی کمپلکس افزایشی زاگرس بوده که در اثر ضخیم‌شدگی پوسته‌ای بخش‌های حاشیه عربی تشکیل شده است. دیگر نظرات زون سنندج-سیرجان را به عنوان خرده قاره برافزایشی جدا شده از گندوانا در دوره ژورا سیک پیشین [۱۵] یا به عنوان یک قطعه قاره‌ای بریده شده از پلیت عربی که در دوره کرتاسه به اوراسیا متصل شده است در نظر می‌گیرند [۱۵-۱۶]. اما مطالعات روبرتسون [۱۷] اثبات نمود که سنگ‌های زون سنندج-سیرجان با سنگ‌های پلیت عربی منطبق نمی‌باشد. آگارد و همکاران [۱۸] نتیجه گرفتند حضور شیست‌های آبی در منطقه حاجی‌آباد می‌تواند بیانگر آن باشد که برخی سنگ‌های زون سنندج-سیرجان ابتدا دچار فرورانش و سپس متحمل رخنمون مجدد در سطح شده‌اند. عزیز و استرن [۱۹] زون سنندج-سیرجان را به سه بخش اصلی شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم‌بندی نموده‌اند. در بخش شمالی برخی از افیولیت‌های گسیخته قرار گرفته‌اند که کمربند افیولیتی اشنویه-سلماس-خوی (OSK) نامیده می‌شوند [۲۰]. کمربند کوهزایی زاگرس محصول سه واقعه اصلی تکتونیکی محسوب می‌شود (۱) مرحله آغازین فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی از زمان تریاس بالایی تا کرتاسه؛ (۲) جایگیری افیولیت‌ها در حاشیه غیرفعال صفحه قاره‌ای عربی-آفریقا در زمان تورونین تا کامپنین و (۳) ادامه فرورانش و در نهایت برخورد صفحه عربی با ایران. به این ترتیب نوار کوهزایی برخوردی به نام نوار کوهزایی زاگرس شکل گرفت. بنابراین فرایندهایی که طی فرورانش، برخورد و بعد از برخورد در یک نوار کوهزایی رخ می‌دهد منجر به ایجاد چند نوار متفاوت در یک سیستم کوهزایی می‌شود که عبارتند از: نوارهای (کمان‌های) ماگمایی، نوار دگرگونی، و نوار چین خورده. کمربند کوهزایی زاگرس در امتداد مرز ایران-عراق-ترکیه توسط توده‌های افیولیتی مشخص می‌شود که به صورت ناپیوسته در امتداد گسل اصلی زاگرس (MZF) رخنمون دارند [۲۱]. بقایای افیولیتی شمال غرب زاگرس شامل مجموعه‌های خوی، چالدران، سرو، اشنویه، پیرانشهر، سردشت، مریوان و افیولیت‌های کرمانشاه (شکل ۱) در شمال غرب ایران [۲۲-۲۷] و افیولیت‌های پنجوین و ماوات در عراق هستند [۲۸-۲۹]. کمپلکس برافزایشی شمال غرب زاگرس از چندین صفحه تکتونیکی تشکیل شده که شامل: بقایای افیولیتی فرارنده شده، گدازه‌های بالشی کرتاسه پایانی و سنگ‌های رسوبی (شیل/زادیولاریت کرمانشاه-قلقله)، پلتفرم ضخیم کربناتی مزوزوئیک (سنگ آهک بیستون-اورامان)، رسوبات ائوسن-میوسن و گدازه‌های آندزیتی کالک آلکالن (واحد آتشفشانی رسوبی والاش) [۳۰، ۳۱].



شکل ۱- شکل ساده شده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شمال غرب استان ایران برگرفته از نقشه‌های چاپ شده سازمان زمین‌شناسی ایران شامل (آلوت، اشنویه، ارومیه، پلدشت، تسوج، چالدران، خوی، دیزج، سردشت، سلماس، سیلوانا، قطور، گنگچین، ماکو، مهاباد و نغده) [۲۶]. موقعیت افیولیت‌های مزوزوئیک ایران نیز در شکل سمت چپ پایین نشان داده است. منطقه مورد مطالعه با مربع آبی مشخص شده است.

منطقه مورد بررسی بین مختصات طول و عرض جغرافیایی  $44^{\circ} 45' 0''$  تا  $44^{\circ} 50' 0''$  شرقی و  $37^{\circ} 01' 30''$  تا  $37^{\circ} 12' 30''$  شمالی در مرز غربی ایران با ترکیه واقع شده است و بخشی از مجموعه افیولیت‌های جنوب آذربایجان غربی می‌باشد که در انتهای زون سنندج-سیرجان بین افیولیت‌های سردشت و سلماس در شمال غرب شهرستان اشنویه در بخش سیلوانا استان آذربایجان غربی قرار دارد (شکل ۲). بر اساس تقسیم‌بندی [۱۰] منطقه مورد مطالعه در پهنه سنندج - سیرجان واقع شده است. علوی [۳۳] این منطقه را محل برخورد زون‌های ساختاری سنندج- سیرجان و ایران مرکزی می‌داند. به نظر فاستر [۳۴] 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 گرفته است. در منطقه دالامپیر

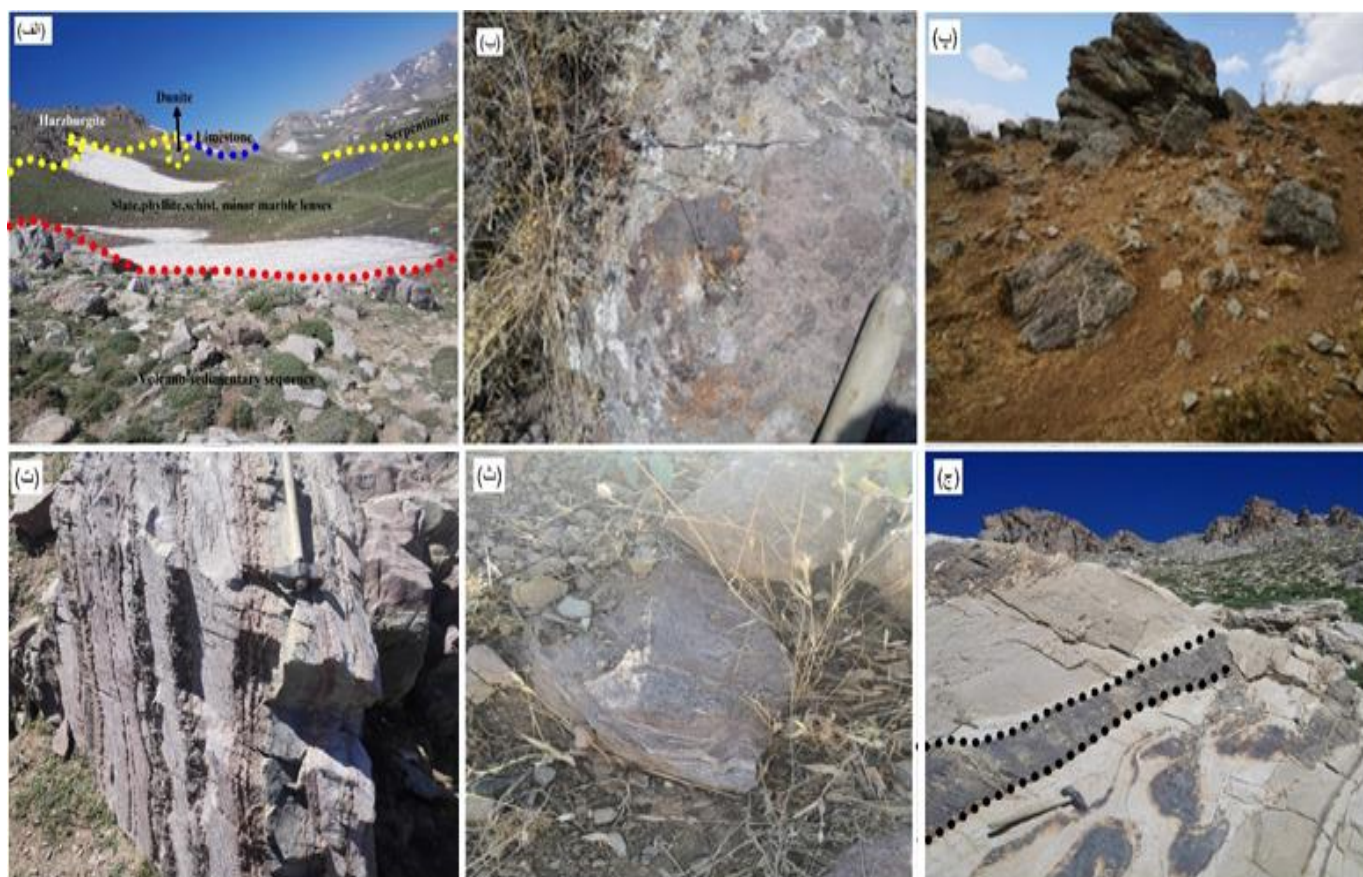
مجموعه‌ای از افیولیت‌های زاگرس با واحدهای متناوب سنگی و رخنمون‌های گسترده وجود دارند. این آمیزه از واحدهای مختلف سنگی تشکیل شده است که همبری آنها با یکدیگر و یا واحدهای دیگر (غیر افیولیتی) همگی گسله است و بیشتر از نوع راندگی (Thrust Fault) هستند. در گستره منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی وجود دارند که بنظر می‌رسد که در اثر دگرگون شدن سنگ‌های افیولیتی در حین جایگیری در پاشنه دگرگونی (Metamorphic sole) همزمان با جایگیری (Obduction) و یا در ارتباط با زمان بسته شدن حوضه و برخورد Collision در منشور برافزایشی Accretionary prism حاصل شده 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 با سری سوپرا-افیولیتی خوی [۳۵] همانند است و سن (کرتاسه پسین تا ائوسن) برای این مجموعه پیشنهاد می‌شود. از نظر ساختاری این منطقه به پنج زیرزون تقسیم شده است: زون آمیزه افیولیتی (OMZ) که توسط گسل معکوس اسی بنار از شمال با زون‌های فروافتادگی سیلوانه-زیوه (SZD)، واحد پرکامبرین-پالئوزوئیک (Pr-Pz) و واحد مولاس (Mo) هم مرز بوده و از جنوب با زون آمیزه افیولیتی-رسوبی (SOZ) و زون دگرگونه (MZ) مجاور است [۳۶]. در آمیزه رنگی دالامپر که روستاهای کچله، سوسن‌آباد، سوره دوکل، پروانه، چریک‌آباد و شیوه برو را شامل می‌شود: مجموعه‌ای از سنگ‌های الترامافیک 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 پلاژیک گلوبوترونکانایی [۳۲] که همراه با سنگ‌های دگرگونه با همبری گسله، آمیزه افیولیتی منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف). واحدهای گوشته‌ای در نقاط مختلف توسط رگه‌ها، دایک‌ها، لنزها و توده‌های مافیک قطع شده‌اند. اندازه نفوذی‌های مافیک تزریق شده درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای متفاوت بوده و از رگه‌های در حد سانتی‌متر تا استوک، دایک و شبه سیل‌های با ضخامت چندین متر و نیز توده‌هایی با وسعت بیش از چند صد متر مربع تغییر می‌کند. توده‌های قطع‌کننده پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه مورد مطالعه تنوعی از گابرو، دیاباز و گابرونوریت را دارا می‌باشند. گابروها تحت تأثیر نیروهای برشی و چین خوردگی میلونیتی شده شده‌اند (شکل ۳ ب). دگرگونی و دگرشکلی دما بالا بر روی گابروها عمل کرده و حاصل آن آمفیبولیت‌هایی است که از دگرگونی و دگرشکلی گابروها به دست آمده و بعدها هم تحت تأثیر نیروهای فشاری (روراندگی‌ها) دگرگونی پسرونده را تحمل کرده و تبدیل به شیسست سبز شده‌اند. در مورد مطالعه سنگ‌های دگرگونی وجود دارد که توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرایی و همبری آنها با واحدهای آمیزه رنگین با سن کرتاسه پسین تا ائوسن، بنظر می‌رسد که حاصل 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



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ساده شده ملانژ افیولیتی دالامپر [۳۲].

آمفیبولیت (شکل ۳ پ)، گنیس (شکل ۳ ت)، آمفیبول شیست و گنیس آمفیبول- بیوتیت دار هستند که با رنگ هوازده خاکستری روشن، صورتی و سبز رنگ مشاهده می گردند و با همبرهای گسله در مجاورت واحدهای دیگر قرار گرفته اند. آمفیبولیت ها به صورت سیاه رنگ، دانه ریز و دانه درشت، با مقاومت فیزیکی بالا، به صورت توده ای و برخی به صورت شبه لایه بندی با شیست ها، درون ملانژ افیولیتی منطقه رخنمون دارند و گاه سیمایی شبیه به سنگ های آتشفشانی دارند. دایک های آمفیبولیتی دارای برگوارگی بوده 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 شده و دارای لایه‌های تیره و روشن‌اند (شکل ۳ ج).



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

### روش پژوهش

در جریان بازدیدهای صحرایی ضمن جمع‌آوری اطلاعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی تعداد ۶ نمونه از توده‌های آمفیبولیتی رخنمون یافته که دارای حداقل هوازگی و بدون دگرسانی بودند برای تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. نتایج آنالیز نمونه‌ها در جدول (۱) ارائه شده‌اند. مطالعات سنگ‌نگاری مقاطع نازک و نازک- صیقلی میکروسکوپی به منظور تعیین بافت سنگ‌ها و ریز ساختارهای آن‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان دو منظوره GX انجام گردید. آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در دانشکده علوم دانشگاه برگن در کشور نروژ بر روی پودرهای آماده شده نمونه‌ها انجام شد. عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب نمونه‌ها با روش فلورسانس اشعه X بر روی قرص‌های پرس شده پودرها توسط Thermo Scientific ICAP 7600 انجام شد و کالیبراسیون با استفاده از نمونه‌های استاندارد بین‌المللی صورت گرفت.

جدول ۱ تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی نمونه های آمفیبولیتی افیولیت دالامپر.

| Sample No.                      | So2   | So11  | So12  | So19  | So20  | So21  |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 52.91 | 50.31 | 54.31 | 52.31 | 52.58 | 56.40 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.92  | 1.01  | 1.08  | 1.49  | 1.28  | 1.62  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 15.61 | 15.56 | 15.12 | 13.3  | 14.42 | 12.57 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> | 13.49 | 13.81 | 11.68 | 21.14 | 18.03 | 22.17 |
| MnO                             | 0.15  | 0.12  | 0.10  | 0.18  | 0.24  | 0.21  |
| MgO                             | 8.29  | 11.53 | 9.84  | 8.29  | 7.11  | 6.86  |
| CaO                             | 8.90  | 12.83 | 11.44 | 10.78 | 9.85  | 9.83  |
| Na <sub>2</sub> O               | 3.12  | 2.1   | 2.4   | 1.8   | 2.88  | 2.24  |
| K <sub>2</sub> O                | 1.09  | 0.54  | 0.7   | 0.63  | 0.39  | 0.75  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0.05  | 0.03  | 0.06  | 0.48  | 0.11  | 0.16  |
| LOI                             | 1.63  | 1.53  | 1.36  | 0.99  | 0.89  | 0.23  |
| Ba                              | 170   | 73.87 | 129.9 | 164.5 | 462   | 90.08 |
| Ce                              | 8     | 1.79  | 4.26  | 33.13 | 11    | 17.77 |
| Cr                              | 143   | 355.6 | 433.8 | 276.6 | 111   | 37.41 |
| Cs                              | 1.10  | 0.472 | 0.683 | 0.333 | 1.30  | 1.04  |
| Dy                              | 5.1   | 2.11  | 2.85  | 4.4   | 5.2   | 5.75  |
| Er                              | 3.3   | 1.42  | 1.91  | 2.37  | 3.1   | 3.57  |
| Eu                              | 0.73  | 0.442 | 0.608 | 1.54  | 1.21  | 1.2   |
| Gd                              | 2.9   | 1.55  | 2.09  | 4.84  | 3.43  | 5.0   |
| Hf                              | 1.0   | 0.392 | 0.384 | 1.2   | 0.7   | 0.7   |
| Ho                              | 1.05  | 0.485 | 0.65  | 0.872 | 1.40  | 1.25  |
| La                              | 3.0   | 0.655 | 1.73  | 16.63 | 4     | 7.58  |
| Lu                              | 0.5   | 0.203 | 0.268 | 0.288 | 0.4   | 0.475 |
| Nb                              | 2.5   | 0.432 | 0.69  | 19.64 | 2.2   | 3.76  |
| Nd                              | 6.7   | 2.36  | 3.79  | 19.95 | 10.10 | 13.04 |
| Ni                              | 114   | 177.7 | 164.4 | 99.95 | 27    | 21.15 |
| Pb                              | 8     | 1.65  | 1.85  | 3.36  | 9     | 3.38  |
| Pr                              | 1.07  | 0.373 | 0.709 | 4.65  | 1.87  | 2.74  |
| Rb                              | 37    | 12.43 | 17.76 | 7.54  | 16    | 6.61  |
| Sm                              | 2     | 1.01  | 1.39  | 4.68  | 3     | 3.93  |
| Sr                              | 249.1 | 200.8 | 275.8 | 317.5 | 182.1 | 172.1 |
| Ta                              | 0.5   | 0.033 | 0.079 | 1.02  | 0.5   | 0.291 |
| Tb                              | 0.3   | 0.296 | 0.399 | 0.731 | 0.3   | 0.874 |
| Th                              | 1.1   | 0.028 | 0.052 | 3.27  | 1.8   | 2.89  |
| Tm                              | 0.5   | 0.208 | 0.275 | 0.312 | 0.4   | 0.498 |
| U                               | 0.1   | 0.039 | 0.102 | 1.03  | 0.1   | 0.561 |
| V                               | 271   | 211   | 202.2 | 219.8 | 240   | 350.3 |
| Y                               | 23.9  | 11.57 | 15.55 | 20.91 | 22.2  | 29.02 |
| Yb                              | 3.2   | 1.33  | 1.77  | 1.94  | 3.02  | 3.14  |
| Zr                              | 42    | 50    | 46    | 39    | 38    | 37    |
| Mg#                             | 60    | 68    | 68    | 49    | 41    | 43    |

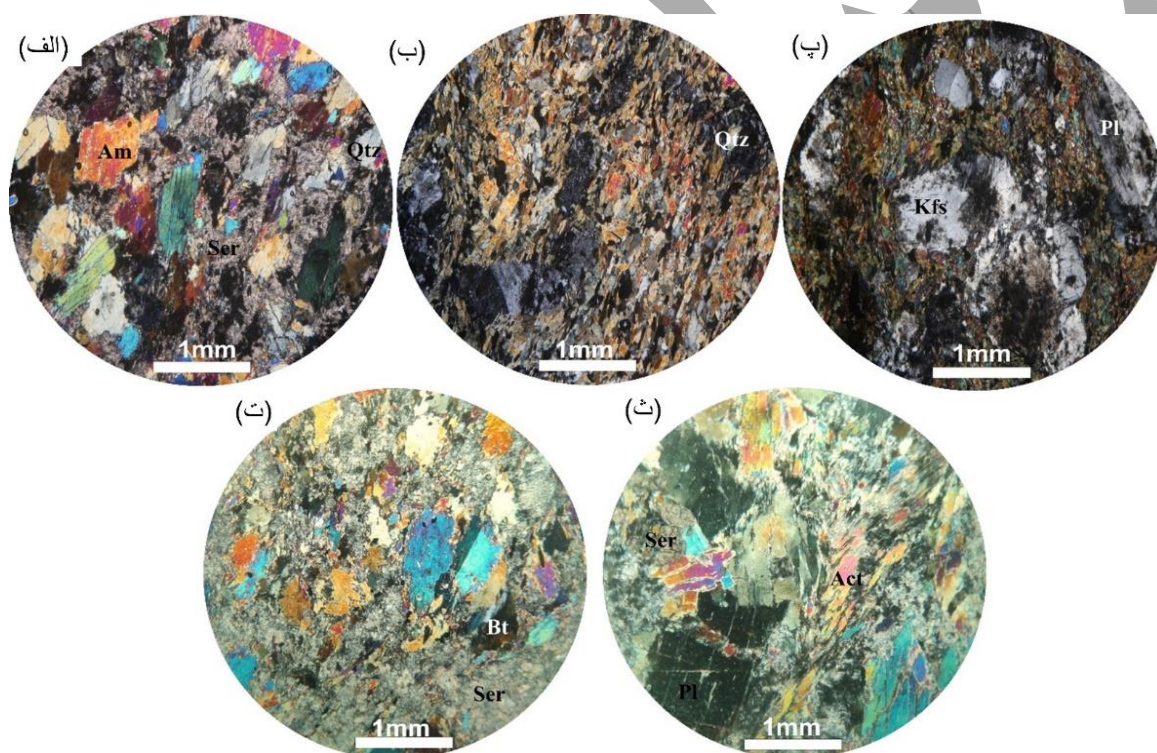
### سنگ‌نگاری

کانی‌های عمده سازنده آمفیبول‌ها شامل آمفیبول (۶۰-۷۰٪)، پلاژیوکلاز (۳۰-۴۰٪) و کوارتز اولیه (۵٪) است که میزان نسبی این

کانی‌ها بر اساس پروتولیت اولیه آنها، متفاوت است و ابعاد آنها بین ۰/۵ میلی‌متر تا ۴ میلی‌متر متغیر است. بیوتیت و کانیه‌های اپک نیز به



عنوان کانی فرعی در سنگ حضور دارند. کوارتز، سریسیت، اپیدوت و کلریت هم کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. فابریک کلی سنگ گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک است (شکل ۴ الف و ب). در بعضی مقاطع پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم دارای ابعاد نسبتاً بزرگتری هستند و در فضای بین آن‌ها، آمفیبول‌های ریز بلور تشکیل شده است. آمفیبول‌ها به صورت کشیده، دارای دو جهت رخ غیر عمود مشخص و چند رنگی زرد-قهوه‌ای و سبز-آبی دیده می‌شوند. بلورهای بی‌شکل تا شکل‌دار پلاژیوکلازها اغلب به صورت ریز بلور بوده و به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۴ پ) برخی نیز دارای ماکل دوتایی هستند (شکل ۳ ت). از دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به حضور کلسیت و کانی‌های اپک اشاره کرد. آمفیبول‌ها اغلب سالم هستند و برخی از آنها به ترمولیت/اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴ ث).

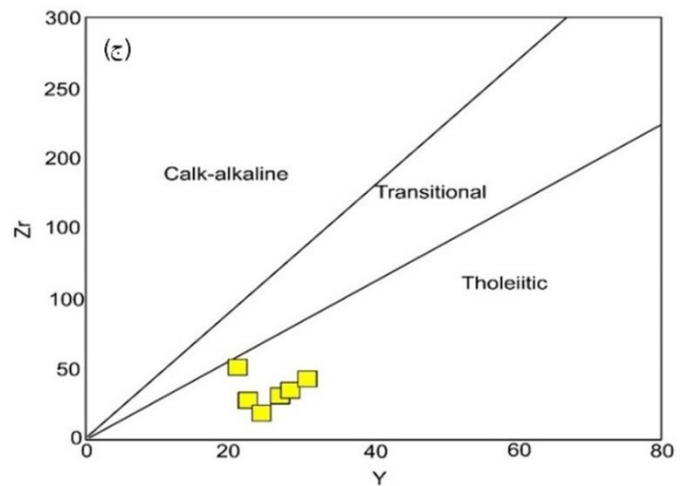
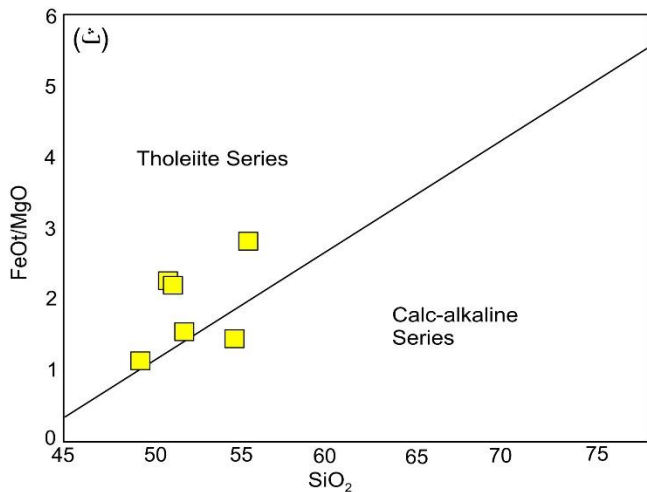
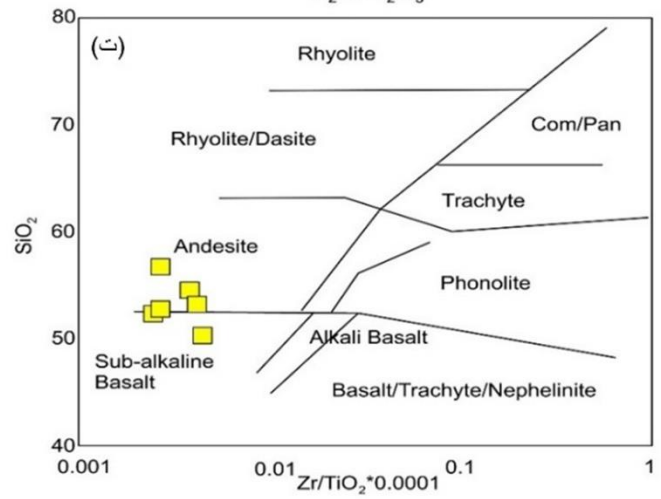
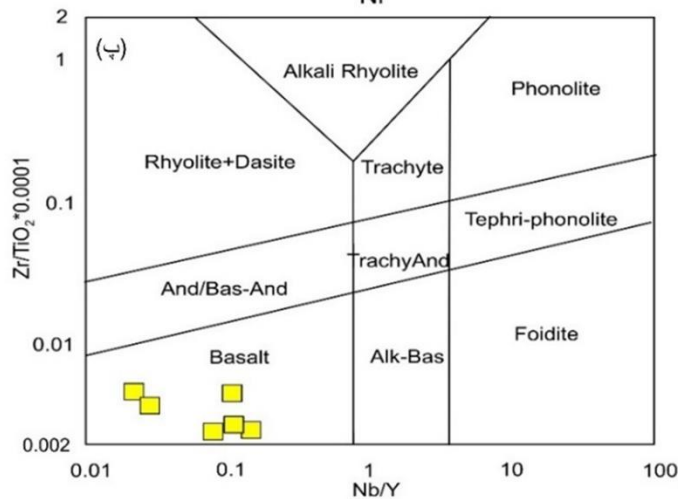
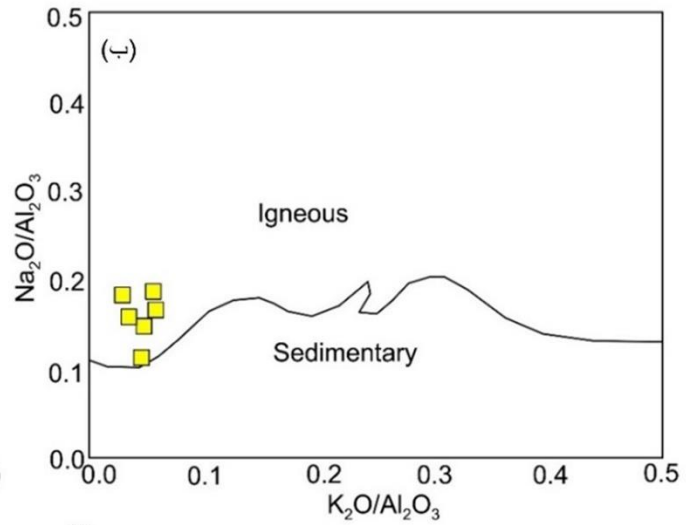
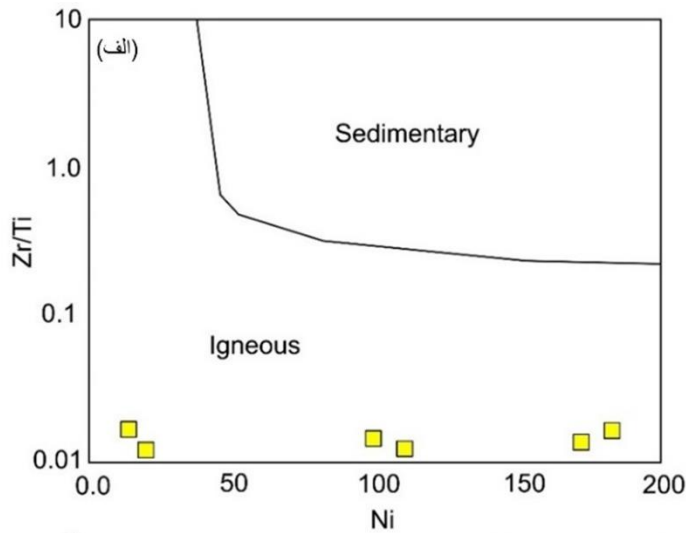


شکل ۴- تصاویر نمونه‌های آمفیبولیت؛ الف و ب- بافت‌های گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک؛ پ- پورفایرولاستهای شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماکل دوتایی؛ ت- دگرسانی سریسیتی بلورهای بی‌شکل پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از آمفیبول، بیتوتیت و کانی‌های کدر؛ ث- دگرسانی بلورهای آمفیبول به ترمولیت/اکتینولیت و کلریت. تمامی تصاویر در نور XPL گرفته شده است. Am؛ آمفیبول، Qtz؛ کوارتز، Pl؛ پلاژیوکلاز، Kfs؛ الکالی فلدسپار، Bt؛ بیوتیت، Ser؛ سریسیت و Act؛ اکتینولیت (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از [۳۷] می‌باشند).

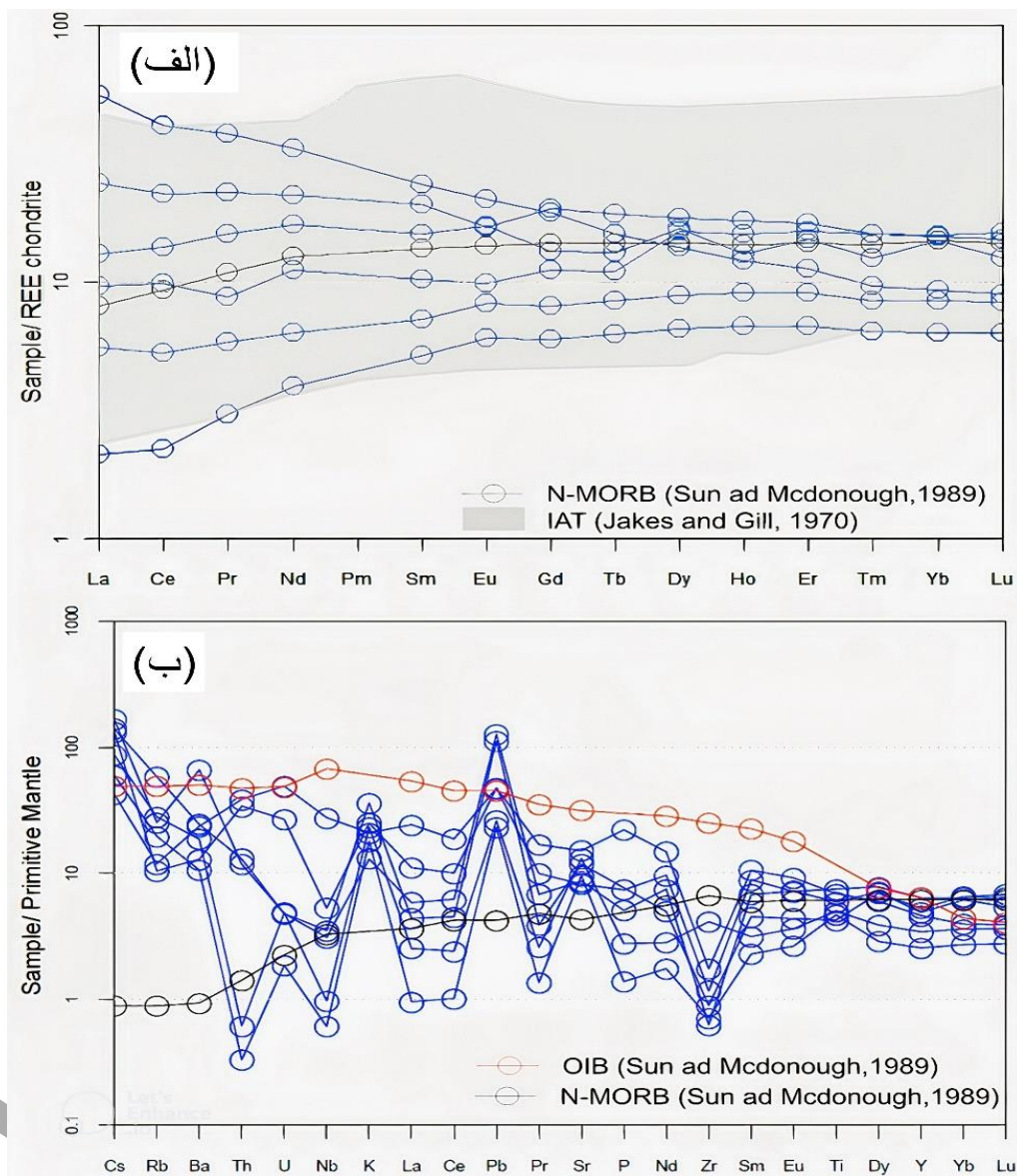
#### ژئوشیمی کل سنگ

با توجه به این که عناصر Sc، Y، Th، Zr، Hf، Ti، Nb، Ta و P طی دگرسانی و دگرگونی غیر متحرک هستند لذا با بهره‌گیری از آنها می‌توان پروتولیت، منشاء ماگما و محیط تکتونیکی آمفیبولیت‌ها را توسط میزان بالای ورودی‌های فرورانش مثل Ba، Th و Sr

مشخص نمود [۳۸]. اولین قدم در بررسی ژئوشیمی پروتولیت آمفیبولیت‌ها تمایز منشأ رسوبی یا آذرین آن‌ها می‌باشد. منشأ سنگ‌های دگرگونی می‌تواند سنگ‌های رسوبی، ماگمایی و یا دگرگونی قبلی باشد که به کمک شواهد برجای مانده از فابریک اولیه و ترکیب شیمیایی سنگ منشأ می‌توان به ماهیت سنگ اولیه پی برد [۳۹]. مطابق نمودارهای تمایز کننده خاستگاه رسوبی و آذرین [۴۰-۴۱] آمفیبولیت‌های دالامپر از دگرگونی سنگ‌های آذرین نشأت گرفته‌اند (ارتوآمفیبولیت) (شکل ۵ الف و ب). با توجه به نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های ولکانیکی که بر اساس عناصر ناسازگار رسم شده‌اند [۴۲-۴۳]، آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه طیف پیوسته‌ای از ترکیب پیوسته‌ای بازالت، ساب‌آلکالی بازالت تا آندزیت را نشان می‌دهند (شکل ۵ پ و ت). در نمودار  $FeO_t/MgO$  در برابر  $SiO_2$  [۴۴] و نمودار  $Zr$  در برابر  $Y$  [۴۵] به استثنای یک نمونه سایر نمونه‌ها دارای ماهیت تولییتی هستند (شکل ۵ ث و ج). بررسی الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۶] نشانگر قرارگیری الگوی عناصر نادر خاکی بعضی از نمونه‌ها در ترازهای پایین‌تر نسبت به  $N-MORB$  است که می‌تواند بیانگر محل منشأ نهی شده‌تر برای این نمونه‌ها باشد (شکل ۶ الف). الگوهای عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند که میزان نوسانات عناصر  $LREE$  نسبت به عناصر  $HREE$  متفاوت بوده و نسبت  $(La/Yb)_N$  در این نمونه‌ها از  $۰/۳۳$  تا  $۵/۸۱$  در تغییر است. بر این اساس می‌توان این نمونه‌ها را به دو گروه تقسیم‌بندی نمود: (۱) نمونه‌هایی که الگوهای با روند تپی شده تا مسطح را در عناصر  $LREE$  نسبت به عناصر  $HREE$  نشان می‌دهند  $(La_N/Yb_N)$  برابر با  $۰/۳۳$  تا  $۰/۶۶$  و (۲) نمونه‌هایی که الگوهای با روند غنی‌شدگی متوسط تا شدید در عناصر  $LREE$  نسبت به عناصر  $HREE$  نشان می‌دهند  $(La_N/Yb_N)$  برابر با  $۰/۹$  تا  $۵/۸۱$ . نمونه‌های مورد مطالعه فاقد آنومالی مشخص در عنصر  $Eu$  هستند (شکل ۶ الف). به استثناء دو نمونه که آنومالی مثبت و منفی ضعیفی از  $Eu$  را نشان می‌دهند. آنومالی  $Eu$  توسط کانی پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. شرایط احیاء باعث آنومالی مثبت این عنصر می‌شود. در شرایط اکسیدان نیز  $Eu$  سه ظرفیتی تشکیل شده و از ورود آن به شبکه پلاژیوکلاز جلوگیری می‌کند و لذا آنومالی منفی ایجاد می‌شود. در الگوهای چندعنصری نرمالیزه نسبت به گوشته اولیه [۴۷] (شکل ۶ ب)، نمونه‌ها غنی‌شدگی را در عناصر  $Cs, Rb, Sr$  و  $Ba$  نسبت به دیگر عناصر با شدت میدان بالا ( $HFSEs$ ) مانند  $Ti, Zr, Ta, Nb$  و عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهند. فراوانی عناصر  $LREE$  نسبت به  $HREE$  می‌تواند بیانگر ماگماتیسم مرتبط با فرورانش باشد [۴۸]. واقع شدن عناصر گروه  $HREE$  و  $HFSE$  در ترازهای پایین‌تر از  $N-MORB$  و غنی‌شدگی از عناصر  $LREE$  به عنوان ویژگی ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانشی است [۴۹]. آنومالی مثبت عناصر  $LILE$  مانند  $Cs, Sr, Rb, Ba$  به همراه تپی‌شدگی از عناصر  $HFSE$  مانند  $Zr$  و  $Nb$  بیانگر خصوصیات ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانشی است [۵۰-۵۱]. بازالت‌های تشکیل شده در محیط‌های تکتونیکی مرتبط با حوضه‌های جلو قوس (Fore-arc basin) توسط الگوهای غنی‌شدگی متفاوت در  $U, Th, Ba, Rb, K, Sr$  و  $LREE$  و الگوهای تپی شده تا غنی‌شدگی کم در  $Nb$  مشخص می‌شوند [۵۲]. تپی‌شدگی عناصر  $HREE$  و  $HFSE$  نظیر  $Hf, Zr, Ta, Nb$  و  $Ti$  و غنی‌شدگی از  $U$  و  $Th$



شکل ۵- نمودارهای رده‌بندی ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌های مورد مطالعه؛ الف- نمودار  $Zr/Ti$  در برابر  $Ni$  [۴۰]، ب- نمودار  $Na_2O/Al_2O_3$  در برابر  $K_2O/Al_2O_3$  [۴۱]، پ- نمودار  $Zr/TiO_2*0.0001$  در مقابل  $Nb/Y$  [۴۲]، ت- نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Zr/TiO_2*0.0001$  [۴۳]، ث- نمودار  $FeOt/MgO$  در برابر  $SiO_2$  [۴۴] و ج- نمودار  $Zr$  در برابر  $Y$  [۴۵].



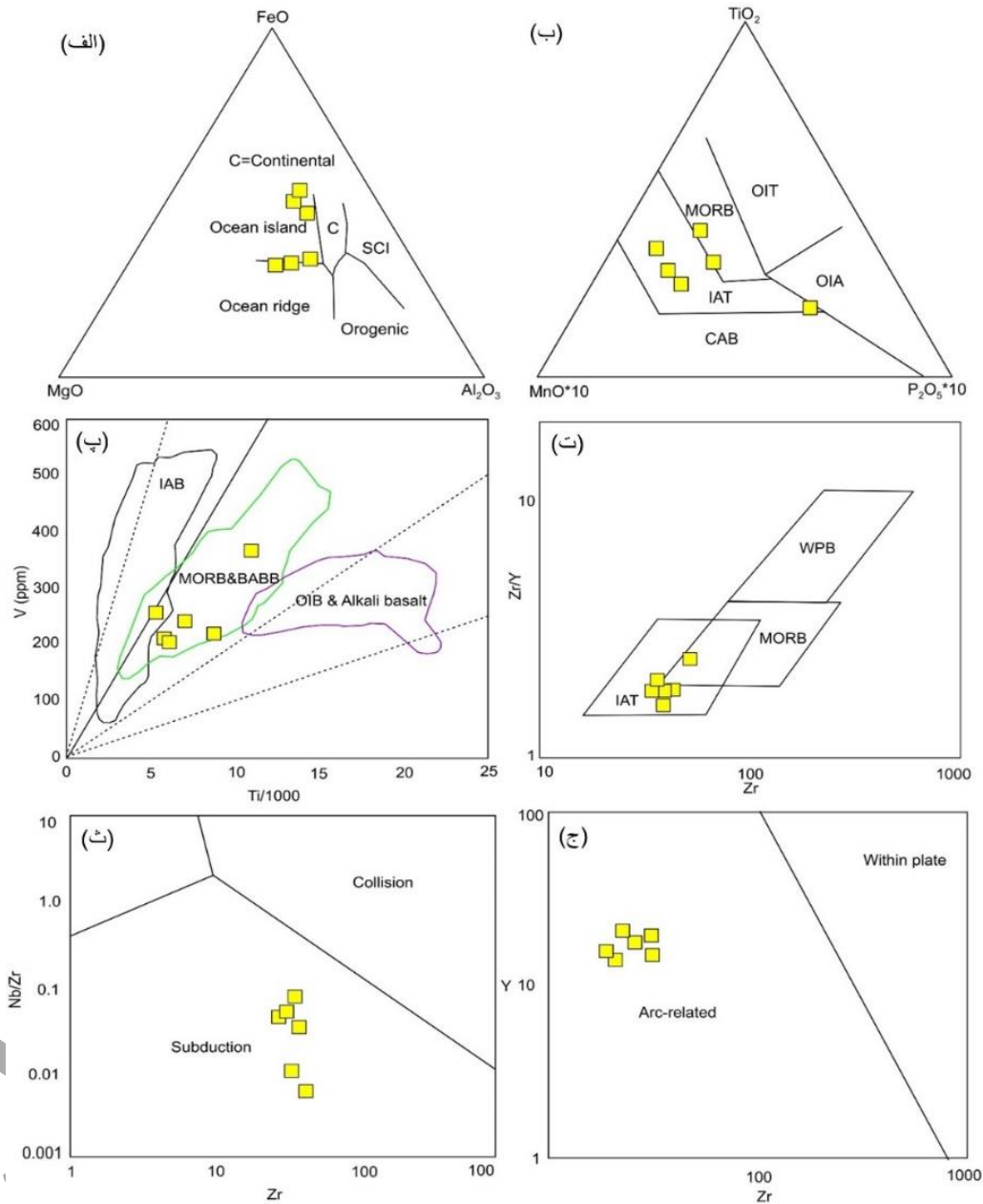
شکل ۶- نمودارهای عناصر نادر خاکی و چند عنصری بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت و گوشته اولیه؛ الف- الگوی ترکیب عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۴۶]؛ ب- الگوی چند عنصری به هنجار شده به ترکیب گوشته اولیه [۴۷].

و عناصر LILE و LREE را می‌توان به مشتق شدن ماگماها از یک محل منشا گوشته متاسوماتیزه نسبت داد [۵۳]. این روند ها حاکی از آن است که ماگمای مادر از یک گوه گوشته ای منشأ گرفته که تحت تاثیر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده قرار گرفته است [۵۴]. در نتیجه تکامل حوضه جلو قوس (Fore-arc basin)، مذاب اولیه تحولاتی را از ترکیبات N-MORB به سمت IAT نشان خواهد داد [۵۵-۵۶]. به طور کلی بازالت‌های حوضه جلو قوس در محیط‌های اقیانوسی مانند Izu-Bonin-Mariana system [۵۷] و حوضه Lau [۵۸] به خوبی مطالعه شده‌اند. از نظر ژئوشیمیایی بازالت‌های مرتبط با حوضه‌های جلو قوس حدواسط بین IAT و MORB هستند [۵۹-۶۰].

## سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی

از آنجایی که آمفیبولیت‌های منطقه خاستگاه آذرین دارند، کاربرد ترکیب این سنگ‌ها برای بررسی سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی منطقه بسیار سودمند خواهند بود. برخی عنصرهای کمیاب ( $\text{Nb}$  و  $\text{Th}$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{Ti}$ ،  $\text{Zr}$ ) در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای نامتحرک هستند، لذا از این عنصرها برای شناخت سنگ‌مادر و پهنه زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌ها بهره‌گرفته می‌شود. مزیت کاربرد عناصر اصلی در تعیین محیط تکتونیک سنگ‌ها در دسترس راحت به این داده‌ها است. از این رو برخی محققان برای تعیین محیط تکتونیک سنگ‌ها از این عناصر استفاده نموده‌اند. ماکماهای اولیه در تعادل با ترکیب کانی‌شناسی گوشته اولیه دارای عدد منیزیم ( $\text{Mg}\# > 70$ ) و مقدار نیکل و کروم به ترتیب  $1400-1500$  ppm و  $1000$  ppm بوده و مقدار  $\text{SiO}_2$  آن‌ها کمتر از ۵۰٪ وزنی می‌باشد [۶۱]. به اعتقاد پیرس و همکاران [۶۲]، اکسیدهای عناصر اصلی مثل  $\text{MgO}$ ،  $\text{FeO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  برای تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های ساب‌آلکان مفید بوده و در شرایط دگرسانی اندک می‌تواند متمایزکننده باشد. در نمودار مثلثی  $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3$  [۶۲] نمونه‌ها از لحاظ ترکیبی مشابه با مذاب‌های (IAT) هستند (شکل ۷ الف). در محیط‌های جلوقوس مذاب‌های مشابه با IAT حضور دارند. در نمودار مثلثی  $\text{MnO-TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$  [۶۳] نیز نمونه‌ها ترکیبات مشابه با مورت و تولیت‌های جزیره‌کمانی نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). اگرچه  $\text{Ti}$  و  $\text{V}$  هر دو جزء عناصر واسطه هستند، ولی در سیستم‌های سیلیکاتی رفتارهای متفاوتی از خود نشان می‌دهند. بطوریکه بسته به میزان فعالیت اکسیژن و ضریب جدایش  $\text{V}$  در ماگما، مقدار آن بسیار متغییر است و در کانی‌هایی مثل مگنتیت و پیروکسن وارد می‌شود. میزان  $\text{V}$  در طی فرآیند ذوب توسط کنترل  $f_{\text{O}_2}$  می‌شود، در حالی که میزان  $\text{Ti}$  به شرایط اکسیداسیون وابسته نیست. شروایس [۶۴] بر مبنای رفتار متفاوت  $\text{V}$  نسبت به  $\text{Ti}$  به عنوان ابزاری جهت سنجش میزان فعالیت اکسیژن ماگما و تفریق بلوری، نموداری دو متغییره طراحی نمود که می‌تواند برای تفکیک محیط زمین‌ساختی افیولیت‌ها به کار برده شود. در این نمودار بازالت‌ها بر اساس نسبت  $\text{Ti/V}$  در محدوده‌های مختلف زمین‌ساختی قرار می‌گیرند. نسبت  $\text{Ti/V}$  برای سنگ‌های آتشفشانی IAB بیشتر از ۲۰، برای بازالت‌های مورت و طغیانی ۲۰ تا ۵۰ و به طور عمومی برای بازالت‌های آلکان‌های حوضه پشت‌کمان (BABB) کمتر از ۵۰ است. مقدار این نسبت در سنگ‌های منطقه بین ۲۰ تا ۴۰ می‌باشد و نمونه‌ها در منطقه همپوشانی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه پشت‌قوس جای می‌گیرند (شکل ۷ پ). بازالت‌های حوضه جلوکمان، در مرحله اولیه از بازشدگی تا تحول یافتگی حوضه، ترکیبات حدواسط مورت تا فرورانشی را نشان می‌دهند [۶۵]. عناصر  $\text{Zr}$  و  $\text{Y}$  در بیشتر فازهای تفریق‌پذیر ماگمای بازالتی (الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز) ناسازگار هستند. پیرس و نوری [۶۶] از نسبت  $\text{Zr/Y}$  در برابر  $\text{Zr}$  برای تمایز میان بازالت‌های جزایر کمانی، مورت و بازالت‌های درون صفحه‌ای استفاده کردند. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر کمانی و نیز محدوده همپوشانی آن با پشته‌های میان اقیانوسی جانمایی می‌شوند (شکل ۷ ت). با استفاده از نسبت  $\text{Zr/Nb}$  می‌توان سنگ‌های وابسته به پهنه فرورانش را از غیر فرورانش جدا کرد. بدین

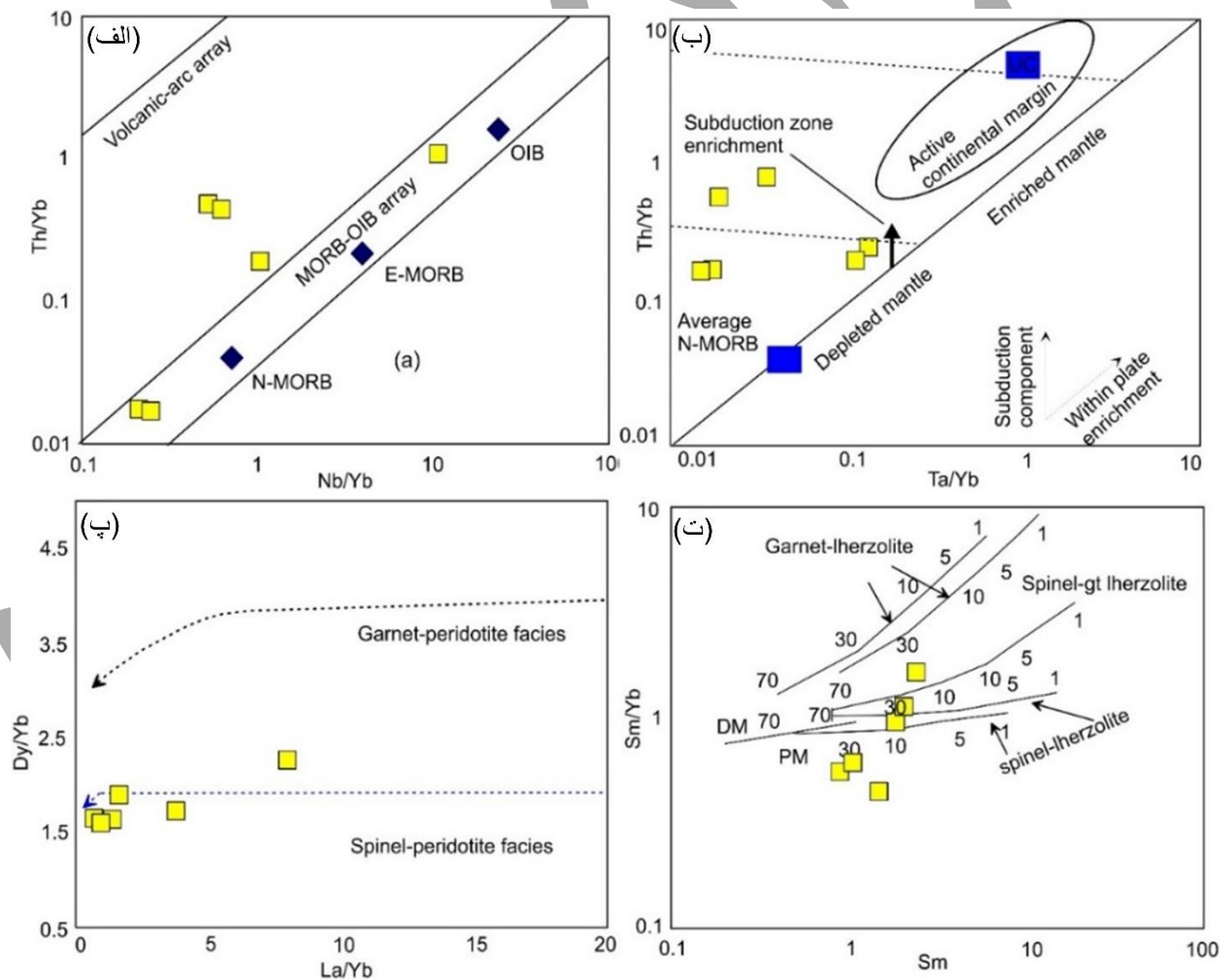
گونه که اگر نسبت Zr/Nb بیشتر از ۱۰ باشد، نشان دهنده ماگماتیسم وابسته به پهنه فرورانش است و اگر این نسبت کمتر از ۱۰ باشد، نشان دهنده خاستگاه غیر کوهزایی سنگ‌ها است [۶۷]. این نسبت برای گدازه و دایک‌های مورد مطالعه ۱۱ تا ۱۱۵ بوده و نشان دهنده خاستگاه کوهزایی و وابسته به پهنه فرورانش برای این سنگ‌هاست. قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Nb/Zr برابر Zr [۶۶] در محدوده فرورانش مؤید عملکرد این فرآیند در شکل‌گیری این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۷ ث). در نمودار Y در برابر Zr [۶۸] که برای تفکیک محیط‌های قوسی و درون صفحه‌ای به کار می‌رود، نمونه‌ها در محدوده مرتبط با قوس واقع می‌شوند (شکل ۷ ج). عنصر زیرکونیم می‌تواند فاکتوری مؤثر در تفکیک محیط‌های MOR, BAB, ARC و یکدیگر باشد [۶۹]، به طوری که مقدار آن از سنگ‌های مورب به سمت کمان کاهش می‌یابد [۷۰]. نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر پایین زیرکونیم (37-50ppm) هستند که بر اساس مطالعات [۷۱] شبیه بازالت‌های پشت کمانی می‌باشند. مقادیر پایین Nb نیز می‌تواند از ویژگی‌های ماگمای کمان باشد [۷۲]. با توجه به مقادیر پایین این عنصر در نمونه‌های مورد مطالعه، مقدار Nb پایین‌تر از ماگماهای داخل صفحه‌ای بوده و شبیه ماگماهای مرتبط با کمان هستند [۷۳]. نسبت  $Nb_{NN}/La_{NN}$  (Normalized to N-MORB, Sun and McDonough, 1989) تفاوت بین منشأ ماگمایی برای MORB ( $Nb_{NN}/La_{NN} \sim 1$ ) و کمان‌های آتشفشانی ( $Nb_{NN}/La_{NN} \text{ ratios} < 1$ ) را آشکار می‌سازد [۳۸]. نمونه‌های مورد مطالعه با داشتن  $La_{CN}/Sm_{CN} = 0.44 - 1.28$ ، میزان پایین Ta نسبت به Th، همراه با آنومالی منفی Nb، ویژگی‌های ترکیبی بین MORB و IAT همانند بازالت‌های حوضه پشت کمان (BABB) را نشان می‌دهند که می‌تواند نشان دهنده تکامل زمانی ماگماتیسم از جایگاه مرتبط با MORB یا پشت قوس به قوس و یا از جایگاه مرتبط با قوس به پشت قوس باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ایجاد شده در محیط جلوکمان این است که در نمودارهایی مختلف زمین‌ساختی، از یک نمودار به نمودار دیگر، محیط زمین‌ساختی متفاوتی (مانند مورب و فرورانش) را نشان می‌دهند [۷۴]. محیط‌های زمین‌ساختی که ویژگی‌های هم مورب و هم قوس آتشفشانی را نشان می‌دهند مربوط به محیط جلو قوس هستند [۷۳]. با علم به این که ویژگی‌های این حوضه‌ها نتیجه میزان واکنش مؤلفه‌های گوشته ای و مؤلفه‌های فرورانش است [۷۵] و ترکیب این محیط‌ها می‌تواند با مراحل و سرعت تشکیل و توسعه این محیط‌ها تغییر کند [۳۸] به طوری که خصوصیات ژئوشیمیایی این محیط‌ها با مراحل شروع تشکیل تا گسترش حوضه می‌تواند از ترکیبات پشته‌های میان اقیانوسی تا بازالت‌های جزایر قوسی متغیر باشند. به عقیده کانلی و همکاران [۷۶] نسبت  $Rb/Zr > 0.12$  نشان دهنده منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات است 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 متاسوماتیسم شده منشأ گرفته‌اند. میزان عدد منیزیم Mg# نمونه‌ها (۴۳-۶۷) نیز بیانگر نقش اجزای گوشته



شکل ۷- نمودارهای تمایز کننده محیط زمین ساختی نمونه‌های آمفیبولیتی مورد مطالعه؛ الف- نمودار مثلثی  $MgO-FeO-Al_2O_3$  [۶۲]، ب- نمودار مثلثی  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  [۶۳]، پ- نمودار  $Ti/V$  [۶۴]، ت- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Zr$  [۶۶]، ث- نمودار  $Nb/Zr$  در برابر  $Zr$  [۶۷]، ج- نمودار  $Y$  در برابر  $Zr$  [۶۸]. CAB= Calc-alkaline basalts and differentiates, IAT= Island arc tholeiites and differentiates, NMORB= Normal-Mid-ocean ridge basalts, OFB= Oceanic floor basalts, WPB= Alkaline within-plate basalts and differentiates, OIB= Oceanic island basalts. CAB: بازالت های کالک آلكالن؛ IAT: تولییت های جزایر قوسی؛ NMORB: بازالت های پشته میان اقیانوسی نرمال؛ OFB: بازالت های کف اقیانوس؛ WPB: بازالت های داخل صفحات و OIB: بازالت های جزایر اقیانوسی.

در تشکیل آنهاست [۷۷]. در نمودار پتروژنتیکی  $Th/Yb$  در برابر  $Nb/Yb$  [۷۸] نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای و بالاتر از این محدوده قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف) که نشان دهنده غنی‌شدگی پیش‌رونده از  $Th$  مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی با گذشت زمان

است [۷۹]. ترکیب ماگماهای مرتبط با زون‌های فرورانشی عموماً در بالای روند MORB-OIB قرار می‌گیرند [۸۰]. مقدار Ta/Yb بالا نشان دهنده مذاب‌های حاصل از گوشته غنی شده و مقدار پایین آن نشان دهنده مذاب‌های حاصل از گوشته تهی شده می‌باشد. در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۷۸] نمونه‌ها در محدوده گوشته تهی شده قرار گرفته و نسبت به N-MORB غنی‌شدگی جزئی را نشان می‌دهند (شکل ۸ ب). غنی‌شدگی در عناصر Nb و Ta در برخی از نمونه‌ها احتمالاً در ارتباط با ترکیب تحول یافته تر این نمونه‌ها و یا اضافه شدن اجزای فرورانشی ناشی از ذوب پوسته فرورنده بدون گوه گوشته ای است. با توجه به نمودارهای Dy/Yb در مقابل La/Yb [۸۱] و نمودار Sm در مقابل Sm/Yb [۸۲] و می‌توان گفت که منشأ ماگمای پروتولیت آمفیبولیت‌های دالامپر از حدود تقریباً ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی اسپینل لرزولیت گوشته حاصل شده است (شکل ۸ پ و ت). از آنجایی که گارنت در ناحیه خاستگاه آمفیبولیت‌ها نبوده است و ژرفای پایداری گارنت بیشتر است، پس به احتمال زیاد ماگمای مادر آمفیبولیت‌های منطقه از ژرفای کمتری منشأ گرفته است [۸۳].





شکل ۸- الف- نمودار پتروژنتیکی Th/Yb در برابر Nb/Yb [۷۸]؛ ب- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۷۸]؛ پ- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb [۸۱] و ت- نمودار Sm در مقابل Sm/Yb [۸۲].

#### برداشت

آمفیبولیت های مورد بررسی در غرب دریاچه ارومیه واقع شده است و بخشی از مجموعه افیولیت های جنوب آذربایجان غربی می باشد که در انتهای زون سندانج-سیرجان بین افیولیت های سردشت و سلماس در شمال غرب شهرستان اشنویه قرار دارد. بررسی شیمی سنگ کل یک ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی با ماهیت تولیتی را برای سنگ منشأ آمفیبولیت ها نشان می دهد. در نمودار به هنجار شده به کندریت غنی شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها مشاهده می شود. همچنین در نمودار به هنجار شده به گوشته اولیه HFSE ها و HREE ها تهی شدگی نشان می دهند. با توجه به نتایج این پژوهش، آمفیبولیت های افیولیت ملانژ دالامپر در یک محیط زمین ساختی وابسته به حوضه جلو قوس تشکیل شده اند. با توجه به نتایج این پژوهش (سنگ شناسی و ژئوشیمی) می توان عنوان نمود که ترکیب شیمیایی آمفیبولیت ها ویژگی های MORB تا IAT را نشان می دهند و در نتیجه موقعیت حوضه جلو قوس برای تشکیل ماگماهای والد پیشنهاد می شود که از حدود تقریباً ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی گوشته حاصل شده است. حوضه جلو قوس می تواند ویژگی های ماگماهای MORB و IAT را به طور همزمان نشان دهد. در انتها بررسی شیمی کانی، سن سنجی و نسبت های ایزوتوپی برای تفسیر دقیق تر جایگاه آمفیبولیت ها و تاریخچه دگرگونی منطقه پیشنهاد می شود.

#### 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 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)
- [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 mantleupwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran", *Journal of Petrology* 59 (2018) 1417-1465. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>
- [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 prototectonic 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 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., and 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*. Ofioliti, 35 (2010) 71-90. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v35i2.387>
- [32] Arabshahi A. H., Sabzei M., *Geological 1:25000 map of Silvaneh*, Geological Survey of Iran. Tehran (2013).
- [33] Alavi, M., *Etude geologique de la region de Djam*, Geological Survey of Iran, Report, 23 (1972):1-288.
- [34] 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>
- [35] 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>
- [36] Hajmolla Ali E., Shahrabi M., Tahooneh M., Shokri S., *Silvana, geological quadrangle map, 1:100000 scale*. Geological Survey of Iran, Tehran (2006).
- [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 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. *Geoscience Frontiers*. 2 (2011) 49-56. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2010.12.004>
- [49] Srivastava, R.K., Chandra, R., Shastry, A., 2004, 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](https://doi.org/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](https://doi.org/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 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/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis*. *Earth and Planetary Science Letters* 62 (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*", *Ophioliti* 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 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. (1997) *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 238 p
- [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, Mexico*, 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. <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-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.