پترولوژی دایک‌های صفحه‌ای در افیولیت نایین
(غرب ایران مرکزی)

موسی نقره ئیان*، فاطمه رحمانی، محمود خلیلی*و**
محمد علی مکی‌زاده***

*گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان
** کارشناسی ارشد پترولوژی
***دانشجوی دکتری دانشگاه شهید بهشتی

Archive of SID

چکیده

دایک‌های صفحه‌ای بخش مهمی از ردیف افیولیتی شمال نایین را تشکیل می‌دهند. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که سنگ‌های سازنده این دایک‌ها دارای ترکیب بازالتی (دلریتی)، دلریت کوارتزدار، آندزیت و داسیت هستند. بافت غالب این سنگ‌ها، اینترسرتال و پورفیروئید است. کانی‌های اولیه دلریت‌ها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های تیره می باشد. اسفن، آپاتیت و کروم اسپینل کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. دلریت‌های کوارتز دار وآندزیت‌ها علاوه بر کانی‌های فوق دارای آمفیبول اولیه و کوارتز هستند. در دایک‌های آندزیتی، کلینوپیروکسن کانی فرعی است و داسیت‌ها فاقد کلینوپیروکسن می‌باشند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت غنی از منیزیوم و فقیر از تیتانیم است. اکثر سنگ‌ها تحت تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی قرار گرفته و درنتیجه کانی‌های اولیه سنگ (پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول) دگرسان شده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از نوع ساب آلکالن (سری تولئیت کم پتاسیم) است. نمونه‌های قرار داده شده در دیاگرام‌های ژئوشیمیایی مختلف اکثراً در محدوده تولئیت جزایر قوسی قرار می‌گیرند. در الگوی نورمالیز شده، عناصر HFS و LIL (به جز Nb) نسبت به گوشته اولیه غنی شدگی نشان می‌دهند، ولی غنی شدگی درعناصرLIL بیشتر است. این پدیده می‌تواند ناشی از تأثیر دگرسانی باشد. آنومالی منفی در Nb می‌تواند معلول تفریق نسبی Nb نسبت به Th و Ce باشد، زیرا Nb در گام آبزدایی[1] یا ذوب بخشی صفحه فرورانده شده ترجیحاً داخل آمفیبول و فازهای فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی می‌ماند. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت به کندریت

1. dehydration.

www.SID.ir

غنی شدگی برای HREE و تهی شدگی در LREE نشان می‌دهد. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه نیز همانند کندریت است. ترکیب کلینوپیروکسن، حضور کروم اسپینل، الگوی نورمالیز شده REE و قرار دادن نمونه‌ها در دیاگرام‌های ژئوشیمیایی مختلف همگی تأیید می‌کند که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک گوشته تهی شده با درجه ذوب بخشی بالا منشأ گرفته است. با توجه به کلیه نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی دایک‌های صفحه‌ای، افیولیت نائین احتمالاً از نوع افیولیت‌های روی زون فرورانش[1] می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، دایک صفحه‌ای، نایین، پترولوژی

مقدمه

در بخش‌های بالایی بعضی از ردیف‌های افیولیتی مجموعه دایک‌هایی وجود دارند که گاهی پهنای آنها به ۱/۵ کیلومتر می‌رسد. این دایک‌ها به عنوان مجراهای تغذیه کننده گدازه‌های بالشتی می‌باشند. به دلیل پیوستگی خوب، قرینه بودن دایک‌ها نسبت به هم و فقدان سنگ‌های در برگیرنده عقیده بر این است که در نتیجه تزریق پیوسته و مداوم مذاب بازالتی در طول یک زون کششی شکل گرفته‌اند (۴). این دایک‌ها در مجموعه‌های افیولیتی ارتباط بین عمق تولید ماگما، ذخیره سازی ماگما و همچنین فراگردهای سطحی نظیر فعالیت‌های آتشفشانی و گرمابی را نشان می‌دهند. به همین دلیل این سنگ‌ها برای تفسیر بسیاری از مشاهدات در مجموعه‌های افیولیتی نظیر توپوگرافی، سیستم‌های هیدروترمال، پترولوژی و ژئوشیمی حایز اهمیت هستند (۲۱). همچنین از این دایک‌ها برای تعیین جهت محور در حال گسترش قدیمی استفاده می‌شود و یک چهارچوب سن نسبی را برای مطالعات پترولوژیکی و ژئوفیزیکی بر اساس مدل گسترش کف اقیانوس فراهم می‌سازد (۱۱).

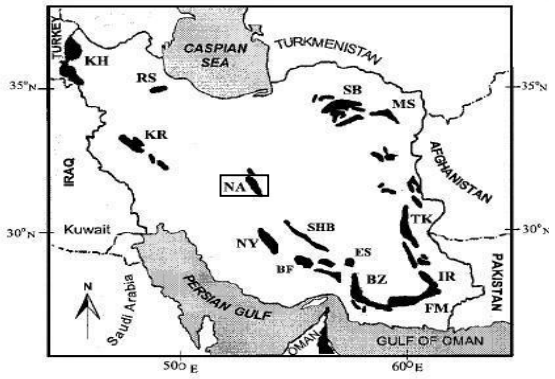
بدلیل مباحثی که معمولاً درباره تحرک عناصر کمیاب و REE در طی دگرسانی و دگرگونی مطرح می‌شود، گدازه‌های بالشتی جهت تعیین شیمی مذاب بازالتی اولیه در مجموعه‌های افیولیتی نامناسب هستند. دایک‌های صفحه‌ای معمولاً بهترین نمونه‌ها جهت تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی مذاب بازالتی اولیه سازنده بخش پوسته‌ای ردیف افیولیتی هستند. زیرا به مراتب کمتر از بخش آتشفشانی (گدازه‌های بالشتی) تحت تأثیر آلتراسیون قرار گرفته‌اند و در اکثر نمونه‌ها خصوصیات آذرین اولیه نظیر منطقه بندی در پلاژیوکلازها، بافت‌های دیابازی و کانی شناسی اولیه حفظ شده است (۱۲).

روش کار و مطالعه

ابتدا مطالعات صحرایی و نمونه برداری از واحدهای سنگی در چندین نوبت انجام شد. سپس از سنگ‌ها مقاطع نازک تهیه گردید و توسط میکروسکوپ پلاریزان المپوس مدل BH-2 مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفت. تشخیص بافت سنگ، کانی‌های تشکیل دهنده، روابط کانی‌ها، دگرسانی‌های موجود و در نهایت نامگذاری سنگ‌ها در این مرحله صورت گرفت. پس ازمطالعات پتروگرافی تعداد ۹ نمونه تقریباً سالم شامل ۸ نمونه دایک صفحه‌ای و یک نمونه گابرو منطقه جهت تعیین درصد اکسیدهای عناصر اصلی، میزان عناصر فرعی و REE به روش ICP-MS در Acme Labs کانادا آنالیز شدند. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها و محاسبه فرمول

1. suprasubduction zone-type ophiolites.

Archive of SID
www.SID.ir



شکل ۱ـ موقعیت منطقه مورد مطالعه روی نقشه پراکندگی مجموعه‌های افیولیتی ایران، خوی KH، کرمانشاه KR، نیریز NY، بند زیارت BZ، نایین NA، بافت BF، شهر بابک SHB، اسفندقه ES، مکران M، ایرانشهر IR، مشهد MS، سبزوار SB، رشت RS، (۲).

ساختمانی آنها آنالیز میکروشیمیایی به روش[1] بر روی کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز، کروم اسپینل و اپاک موجود در سنگ‌های مورد مطالعه در دانشگاه‌های دالاس[2] و اکلاهماسیتی (نورمن) انجام گردید. همچنین جهت تجزیه، تحلیل و تفسیر داده‌ها از نرم افزارهای Minpet، Igpet و Spreadsheet استفاده شد.

موقعیت زمین شناسی منطقه

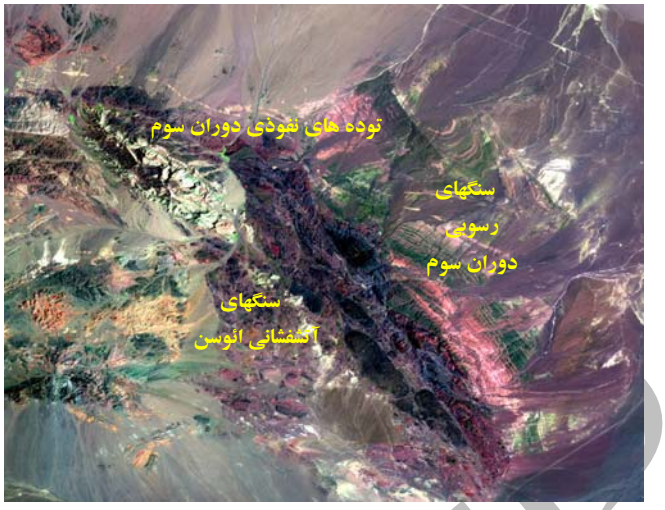
آمیزه افیولیتی نائین با وسعتی حدود ۴۸۰ کیلومتر مربع بخشی از کمربند افیولیتی اطراف خرد قاره ایران مرکزی است (شکل ۱) که در شمال نایین و در طول گسل نایین- بافت قرار دارد. ردیف فوق بین طول جغرافیایی ´۵۶ و °۵۲ تا ´۱۰ و °۵۳ شرقی و عرض جغرافیایی ´۵۲ و °۳۲ تا ´۱۰ و °۳۳ شمالی واقع است و بصورت مستقیم از شمال نائین شروع و تا حدود ۴۰ کیلومتر به سوی شمال تاروستای سهیل پاکوه ادامه دارد. در مشرق آن سنگ‌های رسوبی دوران سوم (نئوژن) و در مغرب آن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار دارند. درشمال غرب منطقه آمیزه رنگین نیز دوتوده نفوذی شاید متعلق به الیگوسن- میوسن وجود دارد (شکل۲).

این آمیزه افیولیتی شامل پریدوتیت‌های دگرگون شده (تکتونایت‌ها) گابروهای پیروکسن‌دار، گابرو نوریت، گابروی آمفیبول دار، پلاژیوگرانیت، دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بالشتی و آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکادار همراه با شیلهای سیلیسی و باندهای چرت و رادیولاریت است (۱، ۳ و۵). سن سنگ‌های آهکی پلاژیک گلوبوترونکادار کامپانین- ماستریشتین تعیین شده است (۵). بنابراین سن جایگیری مجموعه افیولیتی نایین می‌تواند قبل از پالئوسن باشد اما سن مجموعه افیولیتی قدیمی‌تر است. گرچه این مجموعه تحت تأثیر فازهای تکتونیکی بهم ریخته است ولی خصوصیات یک واحد افیولیتی ایده‌ال را تا حدی در خود حفظ کرده است. در آمیزه فوق دایک‌های صفحه‌ای دارای دو رخنمون در سطح وسیع می‌باشند. رخنمون اول در شمال نایین و ۵ کیلومتری ابتدای جاده سهیل و سپرو واقع شده است و به صورت تپه‌های منفرد با مورفولوژی ملایم در دو طرف جاده مشاهده می‌شود. سنگ‌های سازنده این دایک‌ها به شدت خرد شده‌اند و در بعضی مناطق با گابروهای بالای اتاق ماگمایی و گدازه‌های بالشتی به صورت مخلوط یافت می‌شوند. دومین رخنمون با وسعتی حدود ۵ کیلومتر مربع در شمال شرق سپرو، شرق کوه زرد و شرق روستای احمد آباد در طول جغرافیایی ´۳ و °۵۳ شرقی و عرض جغرافیایی ´۸ و

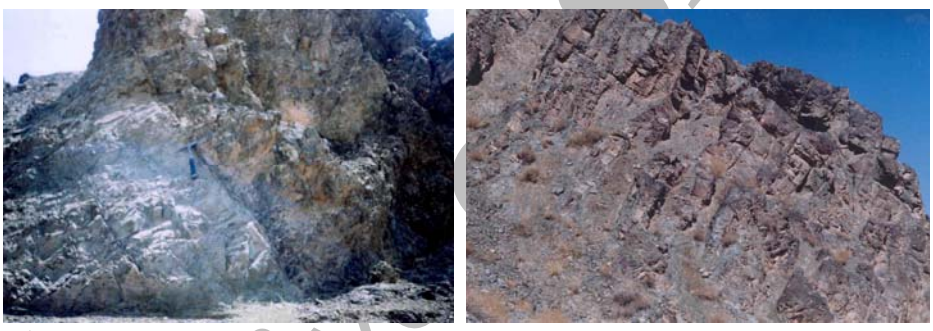
1. EDS Energy Dispersive Spectrometry.
2. Dallas.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه شمال نایین



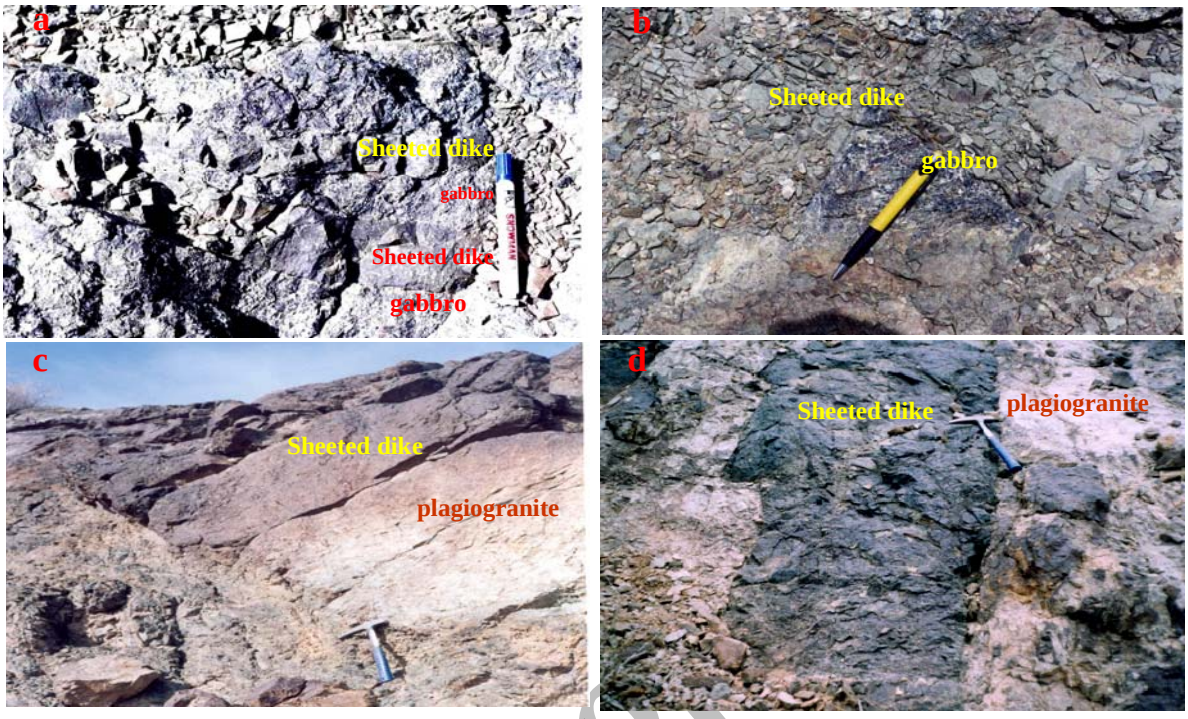
شکل۳- نمایی از بیرون زدگی دایک‌های صفحه‌ای در سکانس افیولیتی نایین (شرق روستای احمدآباد)

°۳۳ شمالی واقع است و شامل دایک‌های سخت تر با مورفولوژی خشن‌تر است که خصوصیات یک واحد دایکی ایده‌آل را در خود حفظ کرده است (شکل ۳).

این دایک‌ها روند شمال غرب- جنوب شرق دارند و شیب متوسط آنها حدود °۷۰ به سمت شمال غرب است. عرض آنها از ۱۰ سانتیمترتا ۳ متر تغییر می‌کند. دایک‌های این منطقه گابروهای آمفیبول دار بالای اتاق ماگمایی را قطع کرده‌اند (شکل ۴a) و عدسی‌هایی از این گابروها به صورت درونگر در دایک‌ها دیده می‌شود (شکل ۴b). پلاژیوگرانیت‌ها در شمال این واحد دایکی قرار دارند. این سنگ‌ها میزبان دایک‌های صفحه‌ای هستند. کلیه شواهد صحرایی و میکروسکوپی شامل حاشیه سریع سرد شده[1] دایک‌ها در محل همبری دایک صفحه‌ای- پلاژیوگرانیت (شکل۴c)، نفوذ دایک‌های صفحه‌ای در داخل پلاژیوگرانیت‌ها (شکل۴d)، بالا آمدن قطعاتی (لقمه‌هایی) از پلاژیوگرانیت همراه با دایک‌های صفحه‌ای و همچنین حواشی گرد شده و تحلیل رفته درونگرهای پلاژیوگرانیت موجود در دایک‌های صفحه‌ای در مقاطع میکروسکوپی ثابت می‌کند که پلاژیوگرانیت‌ها قبل از دایک‌های صفحه‌ای تشکیل شده‌اند. در بخش جنوبی واحد دایک‌های صفحه‌ای، تعدادی توده داسیتی رخنمون دارد. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیش از ۸۰ درصد SiO_2 دارند. از نظر

1. Chilled Margin.

www.SID.ir



شکل۴ـ (a) عبور دایک‌های صفحه‌ای از داخل گابروها، (b) آنکلاو گابرو در دایک صفحه‌ای، (c) حاشیه سریع سردشده دایک‌ها در محل همبری دایک صفحه‌ای ـ پلاژیوگرانیت، (d) نفوذ دایک‌های صفحه‌ای به داخل پلاژیوگرانیت‌ها

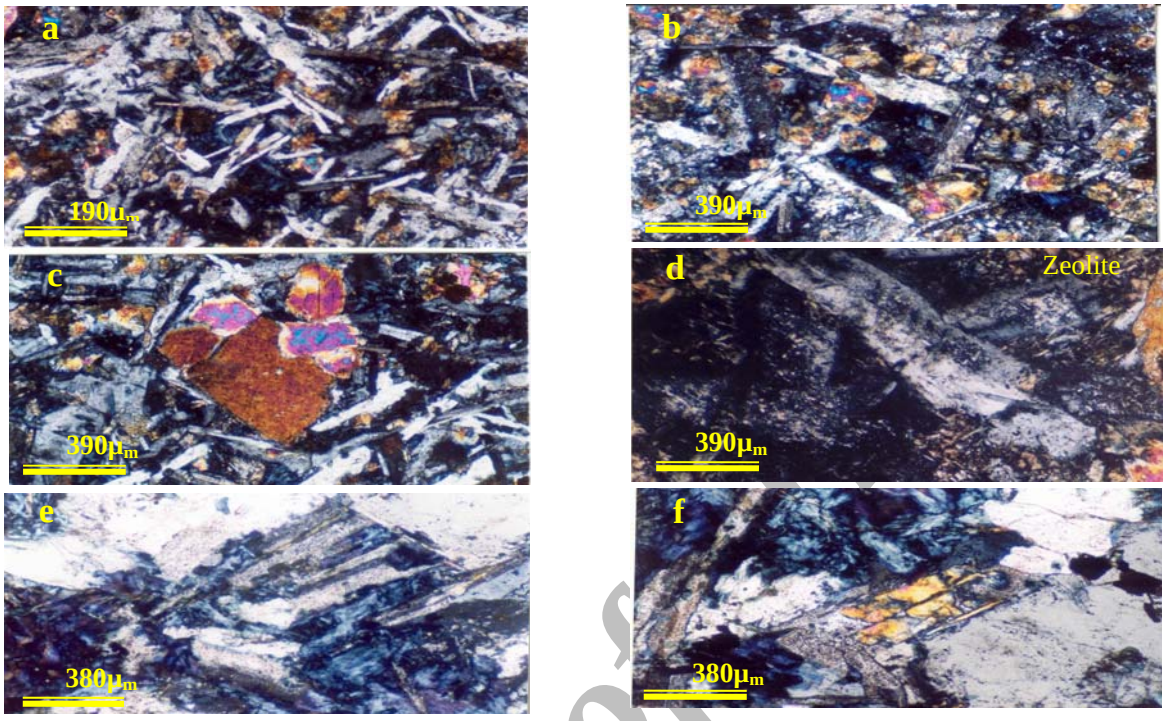
ژئوشیمیایی صفات کاملاً مشترکی بین پلاژیوگرانیت‌ها و این توده‌های داسیتی وجود دارد. در شرق احمد آباد بر روی دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بالشتی قرار دارد. البته به علت عملکرد فراگردهای زمین ساختی (گسله‌ها) شواهد به طور کامل روشنی از این دایک‌ها در گدازه‌های بالشتی دیده نشده است.

پتروگرافی

سنگ‌های سازنده دایک‌های صفحه‌ای بیشتر مزوکراتی تا ملانوکراتی متمایل به خاکستری تیره تا سبز با دانه بندی متوسط تا ریز هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های اینترسرتال (شکل ۵a)، اینترگرانولار (شکل ۵b)، پورفیروئید (شکل ۵c) می‌باشند. ترکیب آن‌ها بازالت (دلریت)، دلریت کوارتزدار، آندزیت و داسیت است.

کانی‌های اولیه دلریت‌ها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های تیره است. اسفن، آپاتیت و کروم اسپینل کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها ائوهدرال و ماکل دار بوده و اندازه آنها از ۰/۸–۰/۱ میلیمتر تغییر می‌کند. ترکیب پلاژیوکلازها از لابرادوریت ($An_{59.7}Ab_{35.52}Or_{4.79}$) در دلریت‌ها تا الیگوکلاز ($An_{12.85}Ab_{74.97}Or_{12.18}$) در داسیت‌ها متغییر است. کلینوپیروکسن‌ها ائوهدرال تا سابهدرال، ندرتا دارای ماکل کارلسباد بوده و اندازه آنها از ۰/۵–۰/۱ میلیمتر تغییر می‌کند. این کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت غنی از Mg و فقیر از Ti هستند. فرمول کلی آن‌ها به صورت: $(Ca_{0.692},Na_{0.065},Fe^{2+}{}_{0.176},Mg_{0.074})$ $(Mg_{0.84},Al_{0.137},Fe^{3+}{}_{0.023})$ $(Si_{1.913},Al_{0.087})O_6$ است و ترکیب آن‌ها در محدوده $En_{46.9}Fs_{10.43}Wo_{40.12}$ تا

Archive of SID
www.SID.ir



شکل۵ـ (a) بافت اینترسرتال،کلریت در بین بلورهای پلاژیوکلاز، (b) بافت اینترگرانولار، کلینوپیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز، (c) بافت پورفیروئید، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در زمینه ریز بلور، (d) حضور زئولیت در دایک‌های صفحه‌ای، (e) دگرسانی پلاژیوکلاز و تشکیل کلریت، (f) دگرسانی

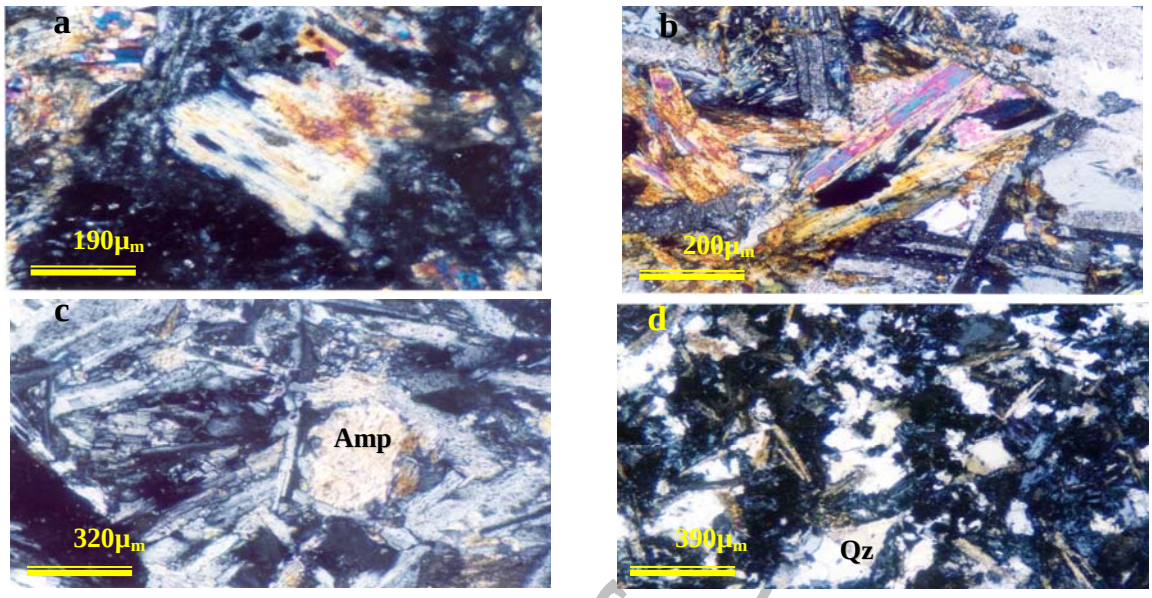
$En_{54.04}Fs_{7.42}Wo_{33.54}$ است. در واقع میزان آلومینیوم و تیتان کلینوپیروکسن بستگی به میزان سیلیس مذابی دارد که از آن تبلور می‌یابد و میزان این عناصر از ماگمای تولئیتی به طرف آلکالن و پرآلکالن افزایش نشان می‌دهد.

همچنین میزان Ti در کلینوپیروکسن‌ها منعکس کننده درجه تهی شدگی منبع گوشته‌ای و اکتیویته Ti ماگما مادر است (۱۵). غنی شدگی کلینوپیروکسن‌ها از Mg و تهی شدگی از Ti نشان دهنده آن است که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه حاصل ذوب بخشی درجه بالا از یک گوشته تهی شده است. کانی‌های تیره نیز مگنتیت، تیتانوفرومگنتیت و کالکوپیریت است.

پلاژیوکلاز و تشکیل اپیدوت

این سنگ‌ها بیشتر تحت تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی قرارگرفته‌اند و درنتیجه سنگ‌هایی از رخساره زئولیتی تا رخساره شیست سبز ایجاد شده است که درآنها آثار کانی‌های اولیه مشهود می‌باشد. زئولیت معمولا پر کننده حفرات بوده و یا جانشین پلاژیوکلاز شده است (شکل۵d). در سنگ‌های دگرگون شده در رخساره شیست سبز پلاژیوکلاز به مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت (شکل‌های۵e و ۵f) و کوارتز تبدیل شده است. کلینوپیروکسن نیز به مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلریت، اکتینولیت، اسفن و کانی‌های تیره دگرسان شده است (شکل‌های ۶a و ۶b). دلریت‌های کوارتز دار و آندزیت‌ها علاوه بر مجموعه کانی‌های فوق، حاوی

Archive of SID
www.SID.ir



شکل۶- (a) دگرسانی کلینوپیروکسن و تبدیل آن به کانی‌های کلریت، آمفیبول و اپاک، (b) دگرسانی کلینوپیروکسن و تبدیل آن به اپیدوت و آمفیبول، (c) آمفیبول اولیه در دایک آندزیتی، (d) کوارتز اولیه در دایک داسیتی.

آمفیبول و کوارتز (کمتر از ۲۰٪) هستند (شکل ۶c). کلینوپیروکسن درآندزیت‌ها کانی فرعی محسوب می‌شود. آمفیبول‌ها معمولا ائوهدرال بوده، اندازه آنها ۰/۵-۰/۲ میلیمتر است و ترکیب آن‌ها از اکتینو - هورنبلند تا منیزیو- هورنبلند متغیر است. آمفیبول‌ها نیز به واسطه دگرگونی به اپیدوت، کلریت و کانی‌های تیره تبدیل شده‌اند. دایک‌های داسیتی فاقد کلینوپیروکسن بوده و بیش از ۲۰٪ کوارتز دارند (شکل۶d).

کوارتزها بی شکل بوده و فضای بین کانی‌های دیگر را پر می‌کنند. نفوذ محلول‌های گرمابی در این سنگ‌ها باعث بوجود آمدن رگه‌هایی از آلبیت، کوارتز، کلسیت، پرهنیت و اپیدوت شده است. یکی از نکات مهم در افیولیت نایین وجود کروم اسپینل در بازالت‌ها (۱) و دایک‌های صفحه‌ای است. این کانی به ندرت در بازالت‌های افیولیتی ایران، به این وضوح مشاهده شده است (۱). کروم اسپینل دایک‌های صفحه‌ای افیولیت نائین غنی از آلومینیوم و منیزیوم و فقیر از تیتانیم است. میزان Al_2O_3 در آن‌ها از ۲۱ تا ۳۱ درصد وزنی نوسان می‌کند. نسبت Cr/Cr+Al در این کانی‌ها نیز از ۰/۴۲ تا ۰/۵۸ متغیر است. فرمول ساختمانی این کانی در سنگ‌های مورد مطالعه به صورت:

$(Mg_{5.605},Fe^{2+}_{2.377},Mn_{0.037})(Cr_{7.283}{}_{47},Al_{7.666},Fe^{3+}_{1.016},Ti_{0.018})O_{32}$

است. وجود کروم اسپینل در این سنگ‌ها می‌تواند نشان دهنده درجه بالای ذوب بخشی در منبع گوشته‌ای باشد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از آن منشأ گرفته است.

ژئوشیمی

به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی ۸ نمونه از دایک‌های صفحه‌ای افیولیت نایین و یک نمونه از گابرو مجاور دایک‌ها (جهت مقایسه) به روش Icp-Ms آنالیز شده است (جدول۱). همانطور که ملاحظه می‌شود میزان SiO_2 دراین سنگ‌ها از ۴۷/۲۵ تا ۶۳/۳ درصد و

Archive of SID
www.SID.ir

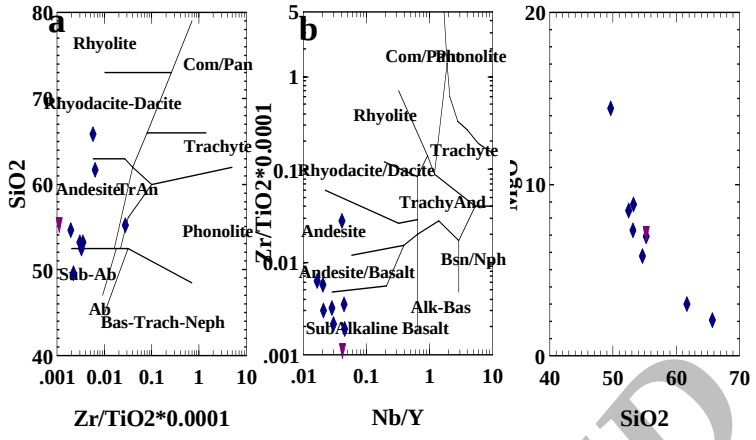
جدول۱ـ نتایج آنالیز ICP-MS از نمونه‌های دایک صفحه‌ای و گابرو بالای اتاق ماگمایی از ردیف افیولیتی نایین

sample / Element	RS 22	RS 6-1	RS 6-9	RS 7	RS 13	RS 1	RS 20A	RS 100	RS 109
$SiO_{2(wt\%)}$	54.28	51.06	51.66	50.71	53.51	60.85	47.25	63.3	53.5
Al_2O_3	14.17	15.25	13.69	15.17	15.6	15.67	14.51	13.45	15.38
Fe_2O_3	9.23	8.74	10.69	12.5	8.84	7.26	8.84	5.89	11.24
MgO	6.99	8.43	7.11	8.21	6.75	3.01	13.76	2	5.71
CaO	8.37	7.39	8.34	4.34	5.99	3.15	7.23	4.8	6.43
Na_2O	4.34	4.06	4.2	4.52	5.42	7.92	1.91	5.8	4.62
K_2O	0.14	0.21	0.04	0.17	0.04	0.04	0.84	0.04	0.24
TiO_2	0.47	0.47	1.06	0.7	0.51	0.67	0.51	0.8	0.53
P_2O_5	0.01	0.05	0.11	0.06	0.04	0.1	0.01	0.1	0.05
MnO	0.17	0.17	0.21	0.13	0.15	0.07	0.21	0.12	0.2
Cr_2O_3	0.012	0.013	0.003	0.024	0.012	0.002	0.114	0.001	0.01
LOI	1.7	4.1	2.8	3.4	3.1	1.2	4.7	3.5	2
SUM	99.89	99.95	99.91	99.95	99.93	99.91	99.93	99.77	99.92
$Sc_{(ppm)}$	48	37	38	35	34	26	31	19	40
Ba	19.1	41.1	10.8	21.4	22.4	6.6	75.3	7.5	67.2
Be	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	34.9	34.8	38.7	41.4	31.1	16.9	48.2	18.3	36.4
Cs	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1
Ga	9.7	14.2	12.7	13.3	15.3	11.1	12.3	14.9	12
Hf	<0.5	00.5	1.2	1	0.9	1.6	0.5	1.9	<0.5
Nb	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5
Rb	1.4	3.4	<.5	1.6	<.5	<.5	7.2	<.5	2.1
Sr	108.5	82	106.2	129	67.9	70.9	84.5	60.7	178.4
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	<0.1	0.4	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
U	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
V	260	253	337	272	268	162	198	51	294
Zr	5.2	17.4	32.9	23.4	19.5	42.4	11.6	47.3	10.4
Y	12.1	13.6	24.2	17.6	12.3	30.1	16.7	29.6	11.1
La	0.6	1.4	1.7	1.3	1.1	1.4	<.5	2.4	0.8
	1.3	2.8	4.8	3.6	2.9	4.8	1	7.2	1.9
Pr	0.3	0.47	0.84	0.61	0.48	0.95	0.27	1.19	0.3
Nd	1.6	2.6	4.3	3.3	2.6	5.1	1.7	6.8	2.1
Sm	0.7	1	1.9	1.2	0.8	2	1.1	2.4	0.7
Eu	0.31	0.42	0.75	0.62	0.49	0.53	0.37	0.91	0.34
Gd	1.44	1.71	2.91	2.07	1.4	3.53	1.86	3.77	1.44
Tb	0.24	0.3	0.58	0.42	0.32	0.68	0.35	0.63	0.29
Dy	1.58	1.97	3.82	2.82	1.84	4.48	2.38	4.53	1.58
Ho	0.42	0.47	0.84	0.65	0.42	0.99	0.56	1.03	0.43
Er	1.31	1.36	2.51	1.89	1.26	2.97	1.79	3.05	1.21
Tm	0.2	0.18	0.29	0.25	0.22	0.45	0.24	0.46	0.17
Yb	1.3	1.57	2.23	1.73	1.3	2.98	1.92	3.2	1.23
Lu	0.18	0.23	0.3	0.27	0.2	0.47	0.25	0.48	0.16
Cu	7.3	114.6	18.7	11.5	192.1	12	113.1	235.4	50.8
Pb	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.2	0.4	0.4	0.3
Zn	21	79	40	53	74	12	71	74	41
Ni	10.6	37.3	16.9	58.3	37.5	7.1	211.9	2.2	15.9
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La_N	1.635	3.815	4.632	3.542	2.997	3.815	1.362	6.54	2.18
Sm_N	3.03	4.329	8.225	5.195	3.463	8.658	4.762	10.39	3.03
La_N/Sm_N	0.54	0.881	0.563	0.682	0.865	0.441	0.286	0.629	0.719
Gd_N	4.706	5.588	9.51	6.765	4.575	11.54	6.078	12.32	4.706
Eu_N	3.563	4.828	8.621	7.126	5.632	6.092	4.253	10.46	3.908
Eu/Eu*	0.944	0.982	0.975	1.202	1.415	0.61	0.79	0.925	1.035

RS 22: گابروی آمفیبول‌دار، RS 1-6: **بازالت آندزیتی**، RS 6-9: بازالت **آندزیتی**، RS 7: **بازالت آندزیتی**، RS 13: **آندزیت**، RS 1: آندزیت، RS 20A: بازالت، RS 100: داسیت، RS 109: بازالت آندزیتی.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۷ـ (a,b) دیاگرام‌های SiO_2-Zr/TiO_2 و Zr/TiO_2-Nb/Y (۲۵) و ترکیب دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت نایین، (c) دیاگرام SiO_2-MgO فرآیند تفریق را در ماگمای سازنده دایک‌های صفحه‌ای تأیید می‌کند.

میزان MgO از۲ تا ۱۳/۷۶ درصد تغییر می‌کند. مقدار K_2O در اکثر نمونه‌ها کمتر از ۳/ ۰درصد است.

بر اساس دیاگرام ژئوشمیایی طبقه بندی سنگ‌ها، SiO_2-Zr/TiO_2 (۲۵)، ترکیب دایک‌های صفحه‌ای از بازالت تا داسیت تغییر می‌کند (شکل۷a). ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه براساس دیاگرام Zr/TiO_2-Nb/Y (۲۵) بازالت ساب آلکالن، بازالت آندزیتی و آندزیت است (شکل ۷). دیاگرام SiO_2-MgO نیز فرآیند تفریق در ماگمای سازنده این سنگ‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۷c).

استفاده از دیاگرام K_2O–SiO_2، Ti–Cr و Zr–Ti(۱۴) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از نوع ساب آلکالن (سری تولئیت کم پتاسیم) است (شکل‌های ۸a، ۸b و ۸c). دیاگرام AFM (۱۰) نیز روند تولئیت جزایر قوسی را برای سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۸d). با قرار دادن نمونه‌ها در دیاگرام‌های Zr-Zr/Y(۱۵) و Ti/1000-V (۱۹) بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند (شکل۹).

الگوی نورمالیز شده عناصر HFS و LIL نسبت به گوشته اولیه غنی شدگی را برای هر دو دسته (به جز Nb) نشان می‌دهد، ولی غنی شدگی درعناصرLIL نظیر باریم و استرانسیم بیشتر است و می‌تواند ناشی از تأثیر دگرسانی باشد (شکل ۱۰a). نمونه گابرو منطقه، تهی شدگی از Zr را نشان می‌دهد. یکی از طرح‌های کلیدی در الگوی نرمالیز شده عناصر ناسازگار نسبت به گوشته اولیه بی هنجاری منفی Nb نسبت به Th و Ce است.

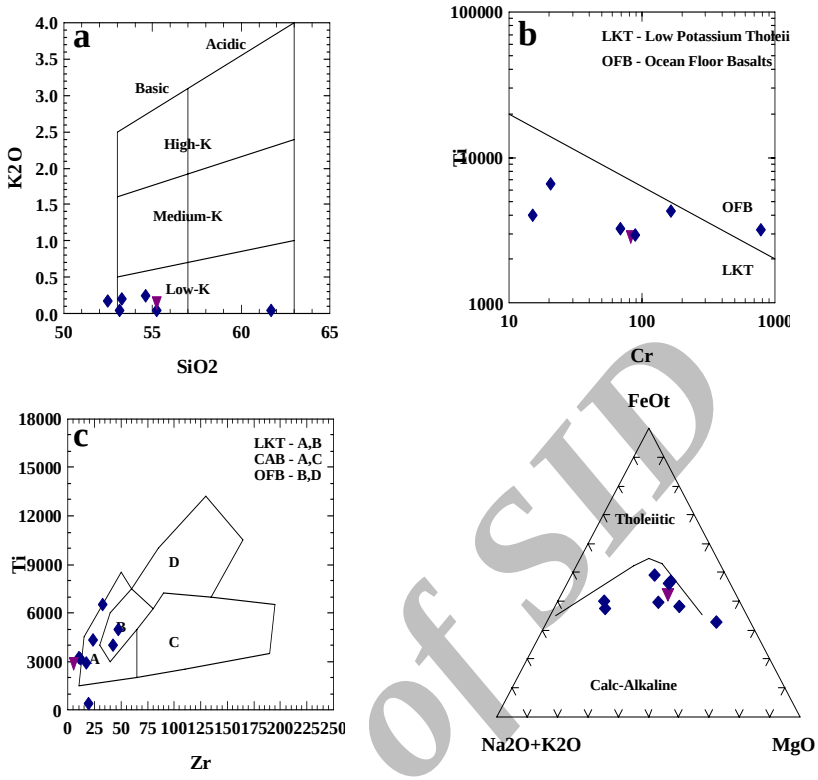
از دیدگاه پتروژنتیک آنومالی منفی در Nb شاخص ماگماهای جزایر قوسی است و می تواند به تفریق نسبی Nb با Th و Ce نسب داده شود زیرا Nb در اثر آب زدایی[1] یا ذوب بخشی صفحه فرورانده شده ترجیحاً داخل آمفیبول و فازهای فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی می‌ماند (۱۳). الگوی نورمالیز شده فلزات واسطه این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه غنی شدگی در Cu و تهی شدگی از Cr و Ni نشان می‌دهد (شکل ۱۰b).

پتروژنز

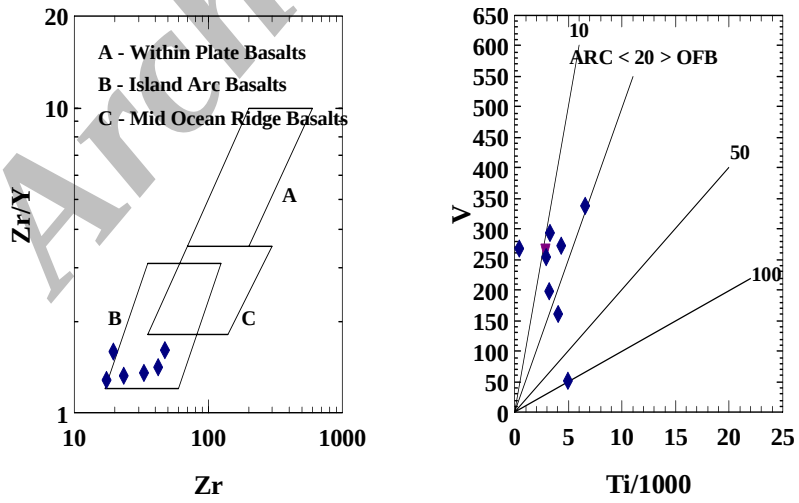
الگوی نورمالیز شده REE نسبت به کندریت برای

1. dehydration.

Archive of SID
www.SID.ir



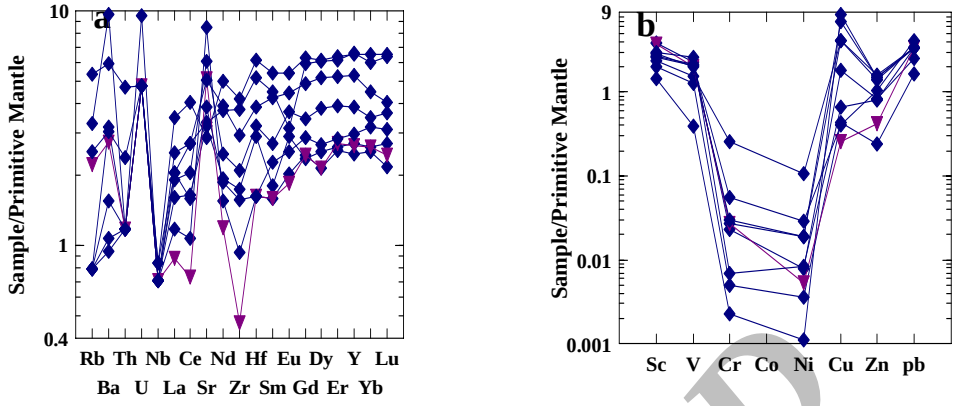
شکل۸ـ (a,b,c) دیاگرام‌های SiO_2-K_2O، Cr-Ti و Ti –Zr (۱۴) و تعیین نوع ماگمای سازنده دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث)، (d) دیاگرام AFM (۱۰)، روند تولئیت جزایر قوسی را برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد.



شکل۹ـ دیاگرام‌های Zr-Zr/Y (۱۵) و Ti/1000-V (۱۹)، نمونه‌های دایک صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت نایین در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند.

Archive of SID

www.SID.ir



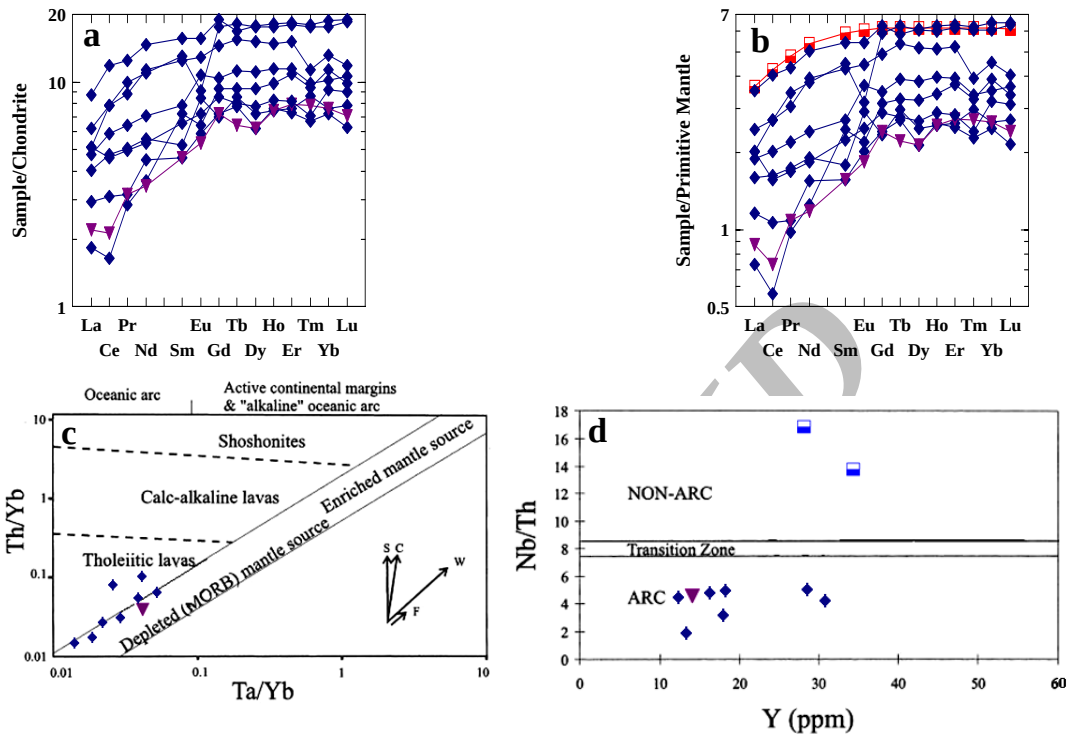
شکل ۱۰ـ (a) الگوی نورمالیز شده عناصر HFS و LIL دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت نایین نسبت گوشته اولیه، مقادیر براساس (۲۳) نورمالیز شده است. (b) الگوی نورمالیز شده فلزات واسطه این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه، مقادیر براساس (۲۳) نورمالیز شده است.

نمونه‌های دایک صفحه‌ای و گابرو از افیولیت‌های نایین در (شکل۱۱a) نشان داده شده است. در نمونه گابرو مقادیر REE کمتر از دایک‌های صفحه‌ای است (۸-۲ × chondrite) و تهی شدگی در LREE (La_N/Sm_N=۰/۵۴) و غنی شدگی در HREE و MREE را نشان می‌دهد. در این گابرو Eu یک آنومالی کوچک منفی دارد (Eu/Eu*=۰/۹۴) که شاید بدلیل دگرسانی پلاژیوکلاز است. کانی‌های اصلی این گابرو پلاژیوکلاز و آمفیبول است. میزان آمفیبول به مراتب بیشتر از پلاژیوکلاز است. غنی شدگی در HREE و MREE در این سنگ‌ها توسط آمفیبول کنترل می‌شود که از عناصر نادر خاکی سبک فقیر است. الگوی نورمالیز شده REE نسبت به کندریت برای نمونه‌های دایک صفحه‌ای تهی شدگی در LREE [$(La_N/Sm_N)_{ave}$ =۰/۶۳)] و غنی شدگی در HREE را نشان می‌دهد. آنومالی Eu در این سنگ‌ها متغیر است و نسبت Eu/Eu* از ۱/۴ -۰/۶۱ تغییر می‌کند (جدول ۱). الگوی نورمالیز شده REE در دایک‌های صفحه‌ای افیولیت نایین با الگوی REE در بازالت‌های گروه یک (NMORB-like) افیولیت سبزوار (۲۰)، الگوی REE دایک‌های صفحه‌ای افیولیت سماعیل (افیولیت‌های عمان) (۱۲) و همچنین الگوی REE گروهی از بازالت‌های افیولیت خوی (۹) مشابه است. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه نیز همانند کندریت است (شکل ۱۱b) و نسبت به NMORB (۱۸) تهی شدگی نشان می‌دهند.

الگوی نورمالیز شده REE و قرار دادن نمونه‌ها در دیاگرامTh/Yb-Ta/Yb (۱۷) مؤید آنست که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک گوشته تهی شده با درجه بالای ذوب بخشی منشأ گرفته است (شکل ۱۱c).

افیولیت‌های نایین در زون گسلی نایین - بافت واقع شده است. این زون در غرب خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد و شامل چندین قطعه مجزا از توده‌های افیولیتی نئوتتیس است. وجود افیولیت‌ها و آمیزه‌های افیولیتی در امتداد این زون دلیلی محکم از وجود دریایی است که تمام خرد قاره ایران مرکزی را در زمان مزوزوئیک (ژوراسیک بالایی-کرتاسه) احاطه کرده است. بسته شدن

Archive of SID
www.SID.ir



شکل ۱۱- (a) الگوی نورمالیز شده REE ها نسبت به کندریت برای نمونه‌های دایک صفحه‌ای (لوزی) و گابرو بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت نایین، مقادیر براساس (۲۲) نورمالیز شده است، (b) الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها و NMORB (مربع) نسبت به گوشته اولیه، مقادیر براساس (۲۲) نورمالیز شده است، (c) دیاگرام Th/Yb-Ta/Yb (۱۷) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک گوشته تهی شده منشأ گرفته است. بردارها، تغییرات شیمیایی ناشی از تبلور تفریقی (F)، اثرات منبع (W)، آغشتگی پوسته‌ای (C) و فرورانش (S) را نشان می‌دهند. (d) دیاگرام Nb/Th-Y (۷)، محیط تشکیل دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابرو (مثلث) افیولیت نایین با NMORB (مربع) مقایسه شده است.

این حوضه اقیانوسی حاصل رانده شدن صفحه عربستان – آفریقا و قاره هند و پاکستان به ترتیب در جهت شمال خاوری و شمال باختری بوده است. دسمونس و بکالوا (۶) معتقدند که بین ایران مرکزی و بلوک لوت در زمان سنومانین یک جزیره قوسی وجود داشته است و افیولیت‌های نایین و بافت را به آن نسبت داده‌اند. قرار دادن نمونه‌های دایک صفحه‌ای وگابرو افیولیت نایین در دیاگرام Nb/Th-Y (۷) تشکیل این سنگ‌ها را در محیط قوسی تأیید می‌کند (شکل ۱۱d). نمونه‌های NMORB (۱۶ و ۱۸) جهت مقایسه در این دیاگرام قرارداده شده است. به طور کلی پیرس و همکاران (۱۷) دو گروه افیولیتی را مشخص نموده‌اند:

www.SID.ir

الـف- افیولیـت‌هـای روی زون‌هـای فـرورانش[1]، کـه گدازه‌های آن معرف تولئیت‌های جزایر قوسی است.

ب ـ افیولیت‌های مورب، که گـدازه‌هـای آن شـباهت بـه بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) دارد.

با توجه به کلیه نتـایج حاصـل از داده‌هـای ژئوشـیمیایی دایـک‌هـای صـفحه‌ای، افیولیـت نـایین شـاید از نـوع افیولیت‌های نوع «الف» می‌باشد. افیولیت‌هـای نـوع زون فرورانش مشخصات پوسته اقیانوسی را نشان می‌دهد کـه در فراگرد گسترش، در بالای صفحه اقیانوسـی فرورانـده شده تولید می‌شود. ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌توانـد از ذوب بخشی (تحت شرایط آبـدار) یـک گوشـته تهـی شده منشا گرفته باشد (۱۷ و ۲۴).

نتیجه گیری

ترکیب دایک‌هـای صـفحه‌ای در ردیـف افیـولیتی شمال نایین از بازالت تا داسیت تغییر می‌کند. بافت غالب این سنگ ها اینترسرتال و پورفیروئید اسـت. کـانی‌هـای اولیه شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیـره و کـوارتز اسـت. اسـفن، آپاتیـت و کـروم اسـپینل کـانی‌هـای فرعـی ایـن سـنگ‌هـا را تـشکیل مـی‌دهنـد. کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت غنی از Mg و فقیـر از Ti هستند. آمفیبول‌ها از نوع اکتینـو ـ هورنبلنـد تـا منیزیـو ـ هورنبلند می‌باشد. ترکیب پلاژیوکلازها از لابرادوریت تـا الیگوکلاز متغیر است. کروم اسپینل‌ها غنی از آلومینیـوم و منیزیوم و فقیر از تیتانیم بوده و کانی‌های تیره نیـز از نـوع مگنتیت، تیتانوفرومگنتیـت و کالکوپیریـت مـی‌باشـد. بـه واسطه دگرگونی بستر اقیانوسی، سنگ‌ها تا حد رخـساره شیست سبز دگرگون شده اسـت. مطالعـات ژئوشـیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سـازنده ایـن سـنگ‌هـا از نـوع ساب آلکالن (سری تولئیـت کـم پتاسـیم) اسـت. بیـشتر نمونه‌های قـرار داده شـده در دیـاگرام‌هـای ژئوشـیمیایی مختلـف در محـدوده تولیئـت‌هـای جزایـر قوسـی قـرار می‌گیرد. الگوی نورمالیز شده عناصـر HFS و LIL نـسبت به گوشته اولیه غنی شدگی را برای هر دو (بـه جـز Nb) نشان می‌دهد ولی غنی شدگی در عناصرLIL بیشتر اسـت که می‌تواند ناشی از تأثیر دگرسانی باشد. آنومـالی منفـی در Nb می‌تواند به تفریق Nb نـسبت بـه Th و Ce نـسب داده شود زیرا در مرحله آبزدایـی (dehydration) یـا ذوب بخشی صفحه فرو رانده شده Nb ترجیحاً داخل آمفیبـول و فازهای فرعی نظیر تیتانیـت و روتیـل بـاقی مـی‌مانـد. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت به کنـدریت غنی شدگی برای HREE و تهی شـدگی در LREE نـشان می‌دهد. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت بـه گوشته نیز همانند کندریت است. ترکیب کلینوپیروکـسن، حضور کروم اسپینل در این سنگ‌ها، الگوی نورمالیز شده REE (عناصر نادر خاکی) و قرار دادن نتایج آنالیز نمونه‌ها در دیاگرام‌های ژئوشیمیایی مختلـف همگـی نـشان از آن می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌هـا از یـک گوشـته تهی شده با درجه بالای ذوب بخشی منشأ گرفته است. با توجـه بـه کلیـه نتـایج حاصـل از داده‌هـای ژئوشـیمیایی دایـک‌هـای صـفحه‌ای، افیولیـت نـایین شـاید از نـوع افیولیت‌های روی زون فرورانش (suprasubduction zone-type ophiolites) می‌باشد.

1. suprasubduction zone-type ophiolites.

Archive of SID
www.SID.ir

منابع

۱. جباری، ع. زمین شناسی و پترولوژی افیولیت‌های شمال نایین، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، ۱۷۸صفحه، ۱۳۷۶.

۲. خسرو تهرانی، خ.، درویش زاده، ع.، زمین شناسی ایران، انتشارات وزارت آموزش و پرورش، ۴۰۵۵/۱، ۱۳۶۳.

۳. منوجهری، ش. بررسی پتروگرافی وپترولوژی افیولیت‌های شمال نائین، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۰ صفحه، ۱۳۷۶.

4. Coleman, R. G., Ophioltes, Ancient oceanic lithosphere?, Springer-Verlag Pub., p. 229 . (1977)

5. Davoudzadeh, M., Geology and petrology of the area north of Nain, Central Iran, Geological Survey of Iran, Report 14 – 1974 .(1972)

6. Desmons, J., and Beccaluva, L., Mid- oceanic ridge and island-arcs affinities in ophiolites from Iran: Paleogeographic implication, Chemical Geology, v. 39 , p. 39 – 63 . (1983)

7. Genner, G. A., Duning, G. R., Malpas, J., Brown, M., and Brace, T., Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28 , p. 1635 – 1652 . (1991)

8. Glennie, K. W., Hughes,C. M. W., Boeuf, M. G. A., Pillar, W. F. H., and Reinhardt, B. M., Inter-relationship of Makran- Oman Mountains belts of convergence, , In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C. (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region, Geological Society of London Special Publication, No. 49 , p. 773 – 786 . (1990)

9. Hassanipak, A. A., and Ghazi, A. M., Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, Northwest Iran. Journal of Asian Earth Sciences, v. 18 , p. 43 – 55 . (1999)

10. Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., A guide to chemical classification of common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523 – 574 . (1971)

11. Pallister, J. S., Structure of the sheeted dyke complex of Samail ophiolite near Ibra, Oman, Journal of Geophysical Research, v. 86 , No. Bb4, p. 2661 – 2672 . (1981)

12. Pallister, J. S., and Knight, R. J., Rare-Earth Element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman, Journal of Geophysical Research, v. 86 , No. Bb4, p. 2673 – 2697 .(1981)

13. Pearce, J. A., A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: Wyman, D. A., (Ed), Trace Elament Geochemistry of Volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes ,No. 12 , p. 79 – 113 . (1996)

14. Pearce, J. A., and Cann,J. R., Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, Earth and Planetary Science Letters, v. 19 , p. 290 – 300 .(1973)

15. Pearce, J. A., and Norry, M. J., Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, Contribution Mineralogy, petrology,

Archive of SID

www.SID.ir

v. 69, p. 33 – 43. (1979)

16. Pearce, J. A., Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C. J., and Norry, M. J. (Eds), Continental basalts and mantle xenoliths Shiva, Nantwich, p. 230 – 249. (1983)

17. Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S., Characteristics and tectonic significance of suprasubduction-zone ophiolits, In: Kokelaar, B. P., Howells, M. F. (Eds), Marginal Basin geology, Geological Society Special Publication, v. 16, p. 77 – 94. (1984)

18. Saunders, A. d., and Tarney, J., Gechemical characteristics of basaltic volcanism within back- arc basins, In: Kokelaar, B. P., Howells, M. F. (Eds.), Marginal Basin Geology, Geological Society Special Publication, v. 49, p. 59 – 76. (1984)

19. Shervais, J. W., Ti- V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, Earth and Planetary Science, v. 59, p. 101 – 118. (1982)

20. Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K., and Ghazi, A. M., Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzavar ophiolite, North Center Iran. Journal of Asian Earth Sciences. V. 21, p. 1053 – 1067. (2003)

21. Staudigel, H., Tauxe, L., and Gee, J.S., Geochemistry and intrusive directions in sheeted dykes in the Troodos ophiolite implications for midocean ridge spreading centers. Geochemistry Geophysics Geosystems ,An Electronic Journal of the Earth Sciences, v. 1, p. 19. (1999)

22. Sun, S. S., and 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. Geological Society of London, Special Publication, p. 313 – 345. (1989)

23. Taylor, S. R., and Mclennan, S. m., The continental crust: its composition and evolution, Blackwell Science, oxford, p. 312. (1985)

24. Vannucci, R., Rampone, E., Piccardo, G. B., Ottolini, L., and Bottazzi, p., ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: an ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes. Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 115, p. 123 – 137. (1993)

25. Winchester, J. A., and Floyde, P. A., Gechemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, v. 20, p. 325 – 342. (1977)

Archive of SID

www.SID.ir