

## 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

### 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 کوارتزار، آندزیت و داسیت هستند. بافت غالب این سنگ‌ها، اینترسرتال و پورفیروئید است. کانی‌های اولیه دلریت‌ها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های تیره می‌باشد. اسفن، آپاتیت و کروم اسپینل کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. دلریت‌های کوارتز دار و آندزیت‌ها 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 تیتانیوم است. اکثر سنگ‌ها تحت تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی قرار گرفته و در نتیجه کانی‌های اولیه سنگ (پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول) دگرسان شده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از نوع ساب آکالن (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 در عناصر LIL بیشتر است. این پدیده می‌تواند ناشی از تأثیر دگرسانی باشد. آنومالی منفی در Nb می‌تواند معلول تفریق نسبی Nb نسبت به Ce و Th باشد، زیرا Nb در گام آزدایی<sup>۱</sup> 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

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<sup>۱</sup> می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، دایک صفحه‌ای، نائین، پترولوژی

## مقدمه

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 از مطالعات 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

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 گرمایی 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).

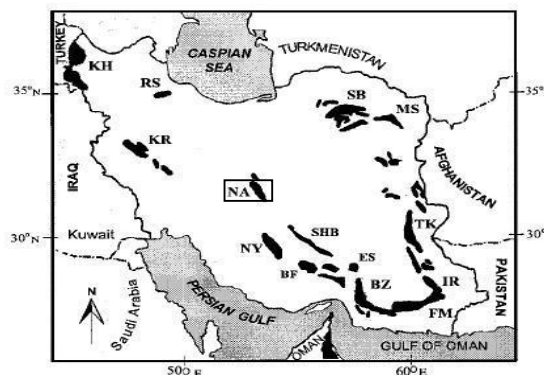
بدلیل مباحثی که معمولاً درباره تحرک عناصر کمیاب و REE در طی دگرسانی و دگرگونی مطرح می‌شود، گدازه‌های بالشتی جهت تعیین شیمی مذاب بازالتی اولیه

1. suprasubduction zone-type ophiolites.

پترولوژی دایک‌های صفحه‌ای در افیولیت ناین...

سوی شمال تاروستای سهیل پاکوه ادامه دارد. در مشرق آن سنگ‌های رسوبی دوران سوم (نئوژن) و در مغرب آن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار دارند. در شمال غرب منطقه آمیزه رنگین نیز دوتوده نفوذی شاید متعلق به الیگوسن - میوسن وجود دارد (شکل ۲).

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 و ۵). سن سنگ‌های آهکی پلاژیک گلوبوترونکادار کامپانین - ماستریشتین تعیین شده است (۵). بنابراین سن جایگیری مجموعه افیولیتی ناین 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 ایده‌آل را تا حدی در خود حفظ کرده است. در آمیزه فوق دایک‌های صفحه‌ای دارای دو رخنمون در سطح وسیع می‌باشند. رخنمون اول در شمال ناین 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



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

ساختمانی آنها آنالیز میکروشمیایی به روش<sup>۱</sup> بر روی کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز، کروم اسپینل و اپاک موجود در سنگ‌های مورد مطالعه در دانشگاه‌های دالاس<sup>۲</sup> و اکلاهاسیتی (نورمن) انجام گردید. همچنین جهت تجزیه، تحلیل و تفسیر داده‌ها از نرم افزارهای Igpct، Minpet، و Spreadsheet استفاده شد.

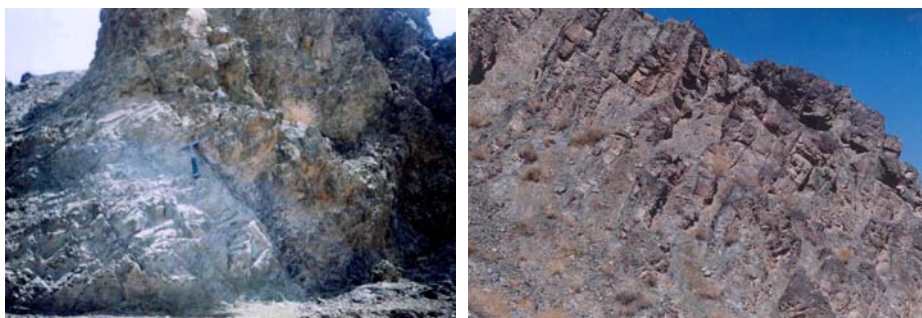
### موقعیت زمین شناسی منطقه

آمیزه افیولیتی ناین با وسعتی حدود ۴۸۰ کیلومتر مربع بخشی از کمربند افیولیتی اطراف خرد قاره ایران مرکزی است (شکل ۱) که در شمال ناین و در طول گسل ناین - بافت قرار دارد. ردیف فوق بین طول جغرافیایی ۵۶° و ۵۲° تا ۱۰' و ۵۳° شرقی و عرض جغرافیایی ۵۲' و ۳۲° تا ۱۰' شمالی واقع است و بصورت مستقیم از شمال ناین شروع و تا حدود ۴۰ کیلومتر به

1. EDS Energy Dispersive Spectrometry.  
2. Dallas.



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه شمال ناین



شکل ۳- نمایی از بیرون زدگی دایک‌های صفحه‌ای در سکانس افیولیتی ناین (شرق روستای احمدآباد)

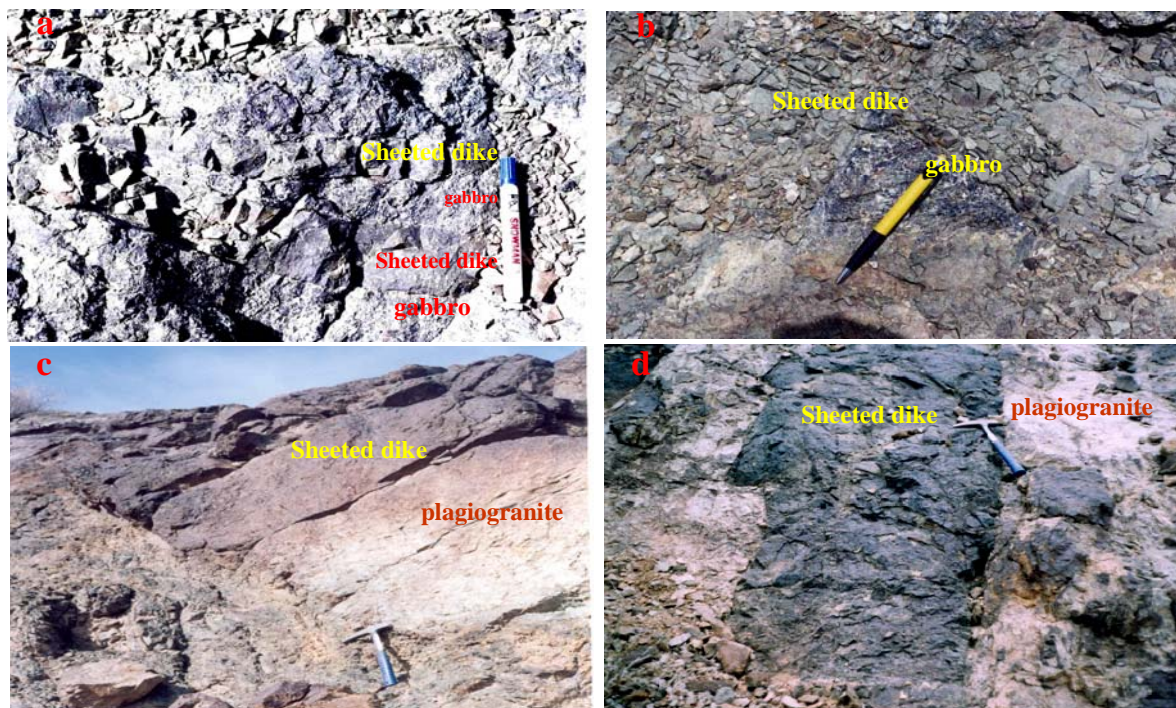
حاشیه سریع سرد شده<sup>۱</sup> دایک‌ها در محل همبندی دایک صفحه‌ای - پلاژیوگرانیت (شکل ۴c)، نفوذ دایک‌های صفحه‌ای در داخل پلاژیوگرانیت‌ها (شکل ۴d)، بالا آمدن قطعاتی (لقمه‌هایی) از پلاژیوگرانیت همراه با دایک‌های صفحه‌ای و همچنین حواشی گرد شده و تحلیل رفته درونگرهای پلاژیوگرانیت موجود در دایک‌های صفحه‌ای در مقاطع میکروسکوپی ثابت می‌کند که پلاژیوگرانیت‌ها قبل از دایک‌های صفحه‌ای تشکیل شده‌اند. در بخش جنوبی واحد دایک‌های صفحه‌ای، تعدادی توده داسیتی رخمون دارد. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیش از ۸۰ درصد  $\text{SiO}_2$  دارند. از نظر

$33^\circ$  شمالی واقع است و شامل دایک‌های سخت تر با مورفولوژی خشن تر 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  $70^\circ$  به سمت شمال غرب است. عرض آنها از ۱۰ سانتیمتر تا 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

1. Chilled Margin.





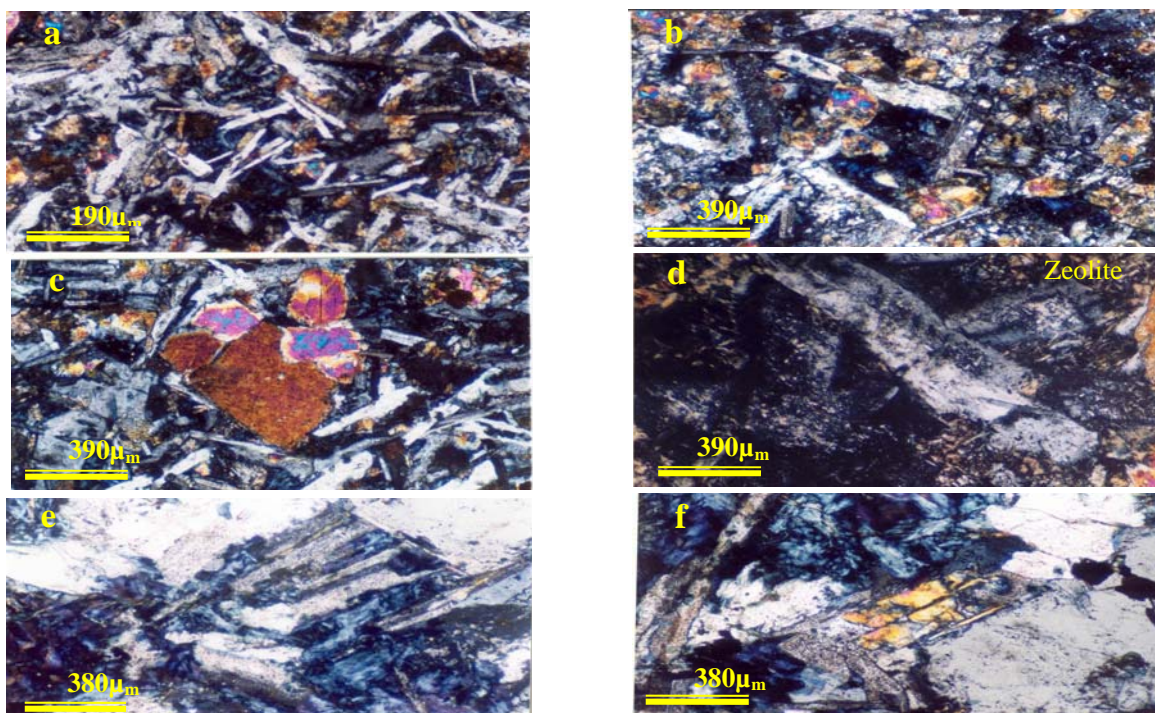
شکل ۴- (a) عبور دایک‌های صفحه‌ای از داخل گابروها، (b) آنکلاو گابرو در دایک صفحه‌ای، (c) حاشیه سریع سرد شده دایک‌ها در محل همبری دایک صفحه‌ای - پلاژیوگرانیت، (d) نفوذ دایک‌های صفحه‌ای به داخل پلاژیوگرانیت‌ها

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:  $(Ca_{0.692}, Na_{0.065}, Fe^{2+}_{0.176}, Mg_{0.074}) (Si_{1.913}, Al_{0.087}) O_6$  است و ترکیب آنها در محدوده  $En_{46.9}Fs_{10.43}Wo_{40.12}$  تا

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 ایترسرتال (شکل ۵a)، ایتترگرانولار (شکل ۵b)، پورفیروئید (شکل ۵c) می‌باشند. ترکیب آنها بازالت (دلریت)، دلریت کوارتزار، آندزیت و داسیت است.



شکل ۵- (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

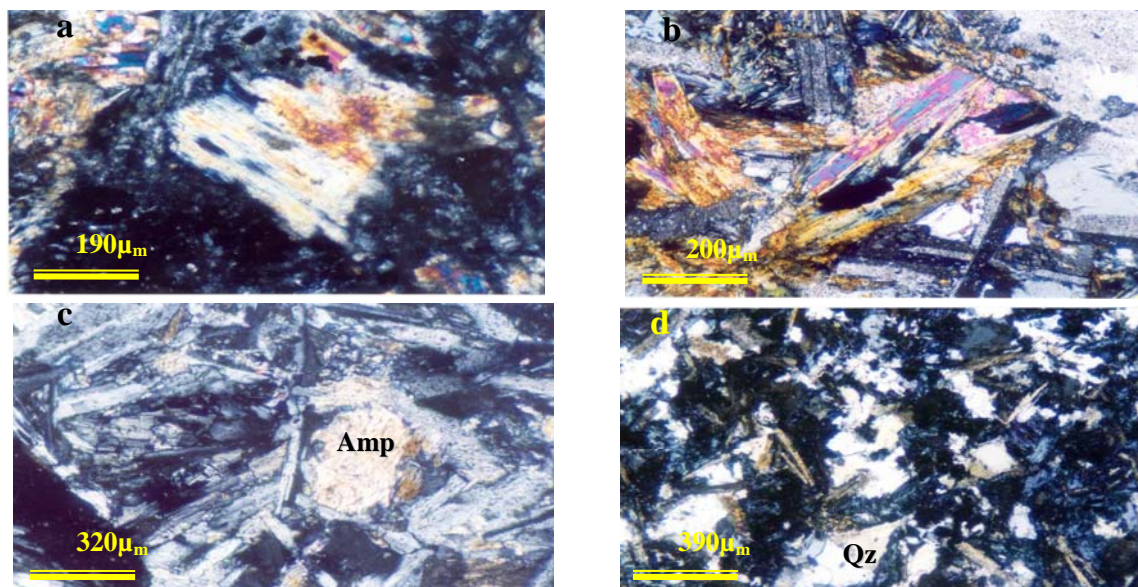
### پلاژیوکلاز و تشکیل اپیدوت

این سنگ‌ها بیشتر تحت تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی قرار گرفته‌اند و در نتیجه سنگ‌هایی از رخساره زئولیتی تا رخساره شیست سبز ایجاد شده است که در آنها آثار کانی‌های اولیه مشهود می‌باشد. زئولیت معمولاً پرکننده حفرات بوده و یا جانشین پلاژیوکلاز شده است (شکل ۵d). در سنگ‌های دگرگون شده در رخساره شیست سبز پلاژیوکلاز به مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت (شکل‌های ۵e 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

در واقع میزان آلومینیوم و تیتان کلینوپیروکسن بستگی به میزان سیلیس مذابی دارد که از آن تبلور می‌یابد و میزان این عناصر از ماگمای تولدیتی به طرف آلکالن و پراآلکالن 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.





شکل ۶- (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.

ناین 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:

$(Mg_{5.605}, Fe^{2+}_{2.377}, Mn_{0.037})(Cr_{7.283} \quad 47, Al_{7.666}, Fe^{3+}_{1.016}, Ti_{0.018})O_{32}$  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 ناین و یک نمونه از گابرو مجاور دایک‌ها (جهت مقایسه) به روش Icp-MS آنالیز شده است (جدول ۱). همانطور که ملاحظه می‌شود میزان  $SiO_2$  در این سنگ‌ها از ۴۷/۲۵ تا ۶۳/۳ درصد و

افیول و کوارتز (کمتر از ۲۰٪) هستند (شکل ۶c). کلینوپیروکسن در آندزیت‌ها کانی فرعی محسوب می‌شود. آمفیبول‌ها معمولاً ائوهدرال بوده، اندازه آنها ۰/۲-۰/۵ میلی‌متر است و ترکیب آن‌ها از اکتینو-هورنبلند تا منزیو-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 (شکل ۶d).

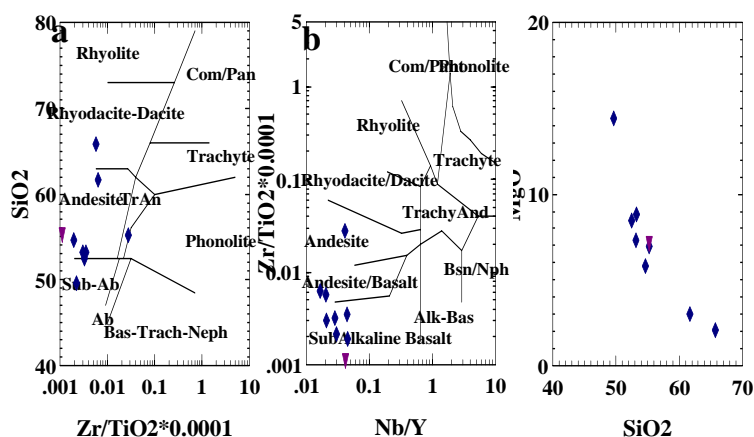
کوارتزها بی شکل بوده و فضای بین کانی‌های دیگر را پر می‌کنند. نفوذ محلول‌های گرمایی در این سنگ‌ها باعث بوجود آمدن رگه‌هایی از آلیت، کوارتز، کلسیت، پرهنیت و اپیدوت شده است. یکی از نکات مهم در افیولیت ناین وجود کروم اسپینل در بازالت‌ها (۱) و دایک‌های صفحه‌ای است. این کانی به ندرت در بازالت‌های افیولیتی ایران، به این وضوح مشاهده شده است (۱). کروم اسپینل دایک‌های صفحه‌ای افیولیت

جدول ۱- نتایج آنالیز ICP-MS از نمونه‌های دایک صفحه‌ای و گابرو بالای اتاق ماگمایی از ردیف افیولیتی ناین

sample Element	RS 22	RS 6-1	RS 6-9	RS 7	RS 13	RS 1	RS 20A	RS 100	RS 109
SiO <sub>2</sub> (wt%)	54.28	51.06	51.66	50.71	53.51	60.85	47.25	63.3	53.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.17	15.25	13.69	15.17	15.6	15.67	14.51	13.45	15.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	4.34	4.06	4.2	4.52	5.42	7.92	1.91	5.8	4.62
K <sub>2</sub> O	0.14	0.21	0.04	0.17	0.04	0.04	0.84	0.04	0.24
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.47	1.06	0.7	0.51	0.67	0.51	0.8	0.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>N</sub>	1.635	3.815	4.632	3.542	2.997	3.815	1.362	6.54	2.18
Sm <sub>N</sub>	3.03	4.329	8.225	5.195	3.463	8.658	4.762	10.39	3.03
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	0.54	0.881	0.563	0.682	0.865	0.441	0.286	0.629	0.719
Gd <sub>N</sub>	4.706	5.588	9.51	6.765	4.575	11.54	6.078	12.32	4.706
Eu <sub>N</sub>	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 6-1: 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.





شکل ۷- (a,b) دیاگرام‌های  $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$  و  $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$  (۲۵) و ترکیب دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت ناین، (c) دیاگرام  $\text{SiO}_2\text{-MgO}$  فرآیند تفریق را در ماگمای سازنده دایک‌های صفحه‌ای تأیید می‌کند.

اولیه غنی شدگی را برای هر دو دسته (به جز Nb) نشان می‌دهد، ولی غنی شدگی در عناصر LIL نظیر باریوم 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 بی‌هنجاری منفی Nb نسبت به Th و Ce است.

از دیدگاه پتروژنتیک آنومالی منفی در Nb شاخص ماگماهای جزایر قوسی است و می‌تواند به تفریق نسبی Nb با Th و Ce نسبت داده شود زیرا Nb در اثر آب زدایی<sup>۱</sup> یا ذوب بخشی صفحه فرورانده شده ترجیحاً داخل آمفیبول و فازهای فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی می‌ماند (۱۳). الگوی نرمالیز 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 نرمالیز شده REE نسبت به کندریت برای

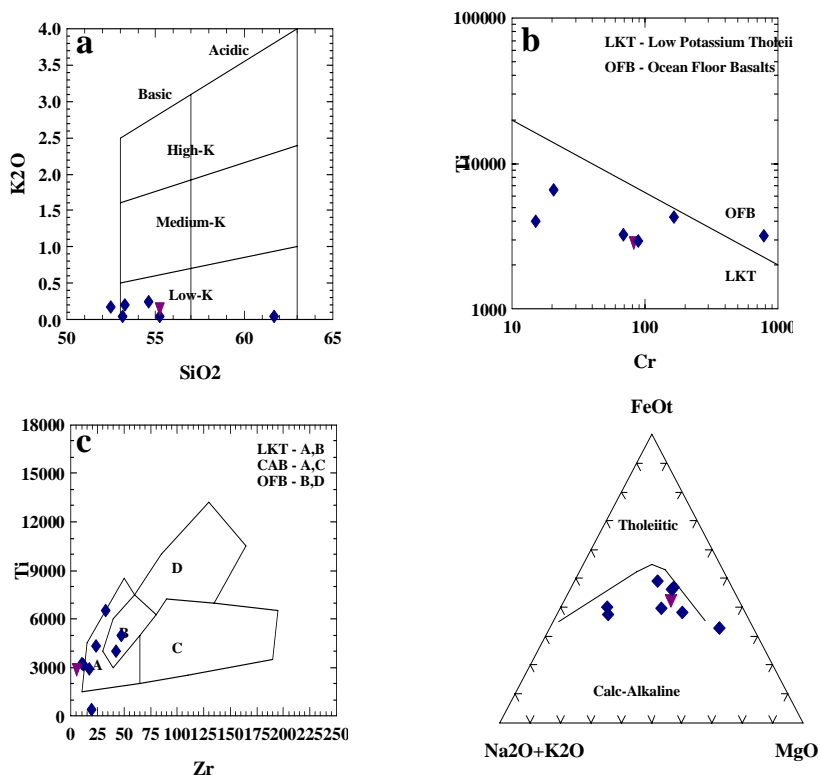
میزان MgO از ۲ تا ۱۳/۷۶ درصد تغییر می‌کند. مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  در اکثر نمونه‌ها کمتر از ۰/۳ درصد است.

بر اساس دیاگرام ژئوشیمیایی طبقه بندی سنگ‌ها، ترکیب دایک‌های صفحه‌ای از  $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$  (۲۵)، ترکیب بازالیت تا داسیت تغییر می‌کند (شکل ۷a). ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس دیاگرام  $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$  (۲۵) بازالیت ساب آکالن، بازالیت آندزیتی و آندزیت است (شکل ۷b). دیاگرام  $\text{SiO}_2\text{-MgO}$  نیز فرآیند تفریق در ماگمای سازنده این سنگ‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۷c).

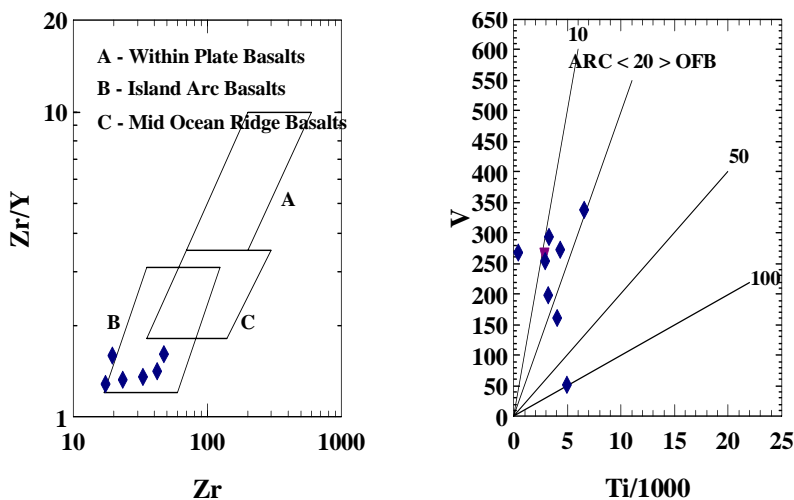
استفاده از دیاگرام  $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ ،  $\text{Ti-Cr}$  و  $\text{Ti}$  (۱۴) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از نوع ساب آکالن (سری تولیت کم پتاسیم) است (شکل‌های ۸a، ۸b و ۸c). دیاگرام AFM (۱۰) نیز روند تولیت جزایر قوسی را برای سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۸d). با قرار دادن نمونه‌ها در دیاگرام‌های  $\text{Zr-Ti/Y}$  (۱۵) و  $\text{Ti/1000-V}$  (۱۹) بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالیت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۹).

الگوی نرمالیز شده عناصر HFS و LIL نسبت به گوشته

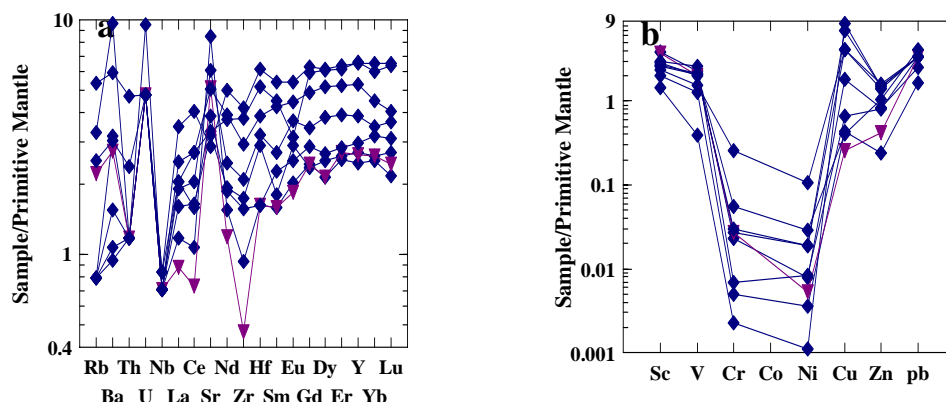
1. dehydration.



شکل ۸- (a,b,c) دیاگرام‌های  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ ،  $\text{Cr-Ti}$  و  $\text{Ti-Zr}$  (۱۴) و تعیین نوع ماگمای سازنده دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث)، (d) دیاگرام AFM (۱۰)، روند تولیت جزایر قوسی را برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد.



شکل ۹- دیاگرام‌های  $\text{Zr-Zr/Y}$  (۱۵) و  $\text{Ti/1000-V}$  (۱۹)، نمونه‌های دایک صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت ناین در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند.



شکل ۱۰- (a) الگوی نورمالیز شده عناصر HFS و LIL دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابروی بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت ناین 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.

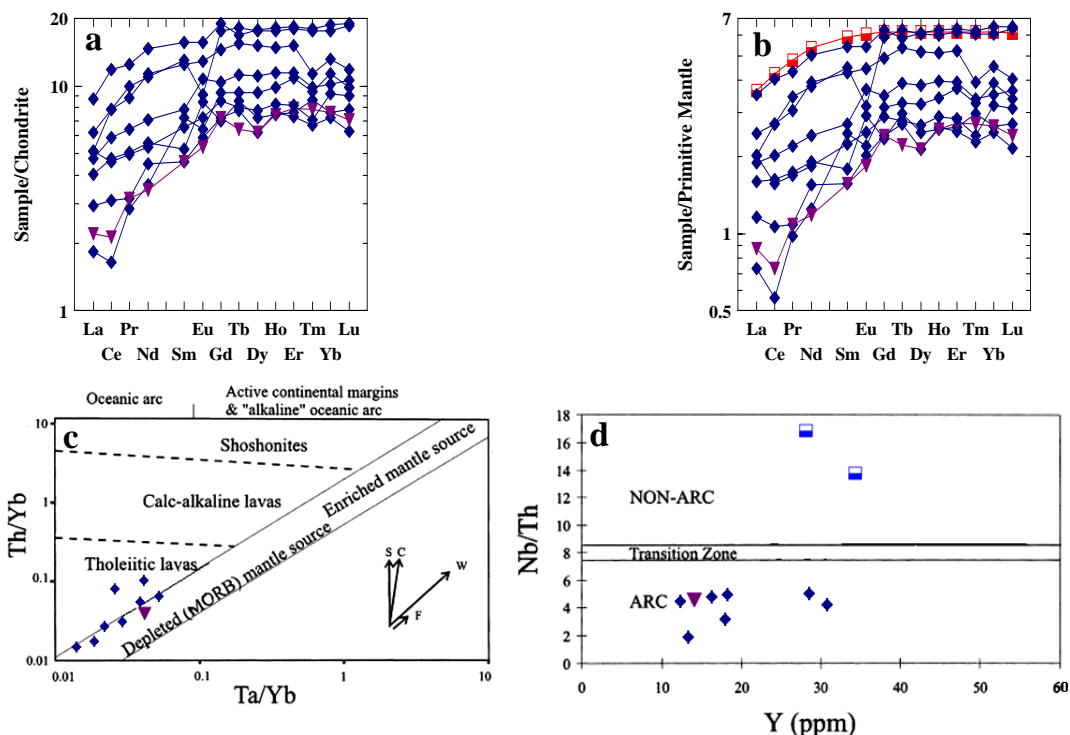
گروه یک (NMORB-like) افیولیت سبزوار (۲۰)، الگوی REE دایک‌های صفحه‌ای افیولیت سماعیل (افیولیت‌های عمان) (۱۲) و همچنین الگوی REE گروهی از بازالت‌های افیولیت خوی (۹) مشابه است. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه نیز همانند کندریت است (شکل ۱۱b) و نسبت به NMORB (۱۸) تهی شدگی نشان می‌دهند.

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

افیولیت‌های ناین در زون گسلی ناین - بافت واقع شده است. این زون در غرب خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد و شامل چندین قطعه مجزا از توده‌های افیولیتی نئوتیس 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

نمونه‌های دایک صفحه‌ای و گابرو از افیولیت‌های ناین در (شکل ۱۱a) نشان داده شده است. در نمونه گابرو مقادیر REE کمتر از دایک‌های صفحه‌ای است ( $2-8 \times \text{chondrite}$ ) و تهی شدگی در LREE ( $La_N/Sm_N = 0.54$ ) و غنی شدگی در HREE و MREE را نشان می‌دهد. در این گابرو Eu یک آنومالی کوچک منفی دارد ( $Eu/Eu^* = 0.94$ ) 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 [ $(La_N/Sm_N)_{ave} = 0.63$ ] و غنی شدگی در HREE را نشان می‌دهد. آنومالی Eu در این سنگ‌ها متغیر است و نسبت  $Eu/Eu^*$  از  $1/4 - 0.61$  تغییر می‌کند (جدول ۱). الگوی نورمالیز شده REE در دایک‌های صفحه‌ای افیولیت ناین با الگوی REE در بازالت‌های





شکل ۱۱- (a) الگوی نورمالیز شده REE ها نسبت به کندریت برای نمونه‌های دایک صفحه‌ای (لوزی) و گابرو بالای اتاق ماگمایی (مثلث) افیولیت ناین، 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)، آغستگی پوسته‌ای (C) و فرورانش (S) را نشان می‌دهند. (d) دیاگرام  $Nb/Th-Y$  (۷)، محیط تشکیل دایک‌های صفحه‌ای (لوزی) و گابرو (مثلث) افیولیت ناین با NMORB (مربع) مقایسه شده است.

دادن نمونه‌های دایک صفحه‌ای و گابرو افیولیت ناین 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 قرار داده شده است. به طور کلی پیرس و همکاران (۱۷) دو گروه افیولیتی را مشخص نموده‌اند:

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 ناین و بافت را به آن نسبت داده‌اند. قرار

واسطه دگرگونی بستر اقیانوسی، سنگ‌ها تا حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از نوع ساب آلكالن (سری تولییت کم پتاسیم) است. بیشتر نمونه‌های قرار داده شده در دیاگرام‌های ژئوشیمیایی مختلف در محدوده تولییت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرد. الگوی نورمالیز شده عناصر HFS و LIL نسبت به گوشته اولیه غنی شدگی را برای هر دو (به جز Nb) نشان می‌دهد ولی غنی شدگی در عناصر LIL بیشتر است که می‌تواند ناشی از تأثیر دگرسانی باشد. آنومالی منفی در Nb می‌تواند به تفریق Nb نسبت به Ce و Th نسبت داده شود زیرا در مرحله آبدزایی (dehydration) یا ذوب بخشی صفحه فرو رانده شده Nb ترجیحاً داخل آمفیبول و فازهای فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی می‌ماند. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت به کندریت غنی شدگی برای HREE و تهی شدگی در LREE نشان می‌دهد. الگوی نورمالیز شده REE این سنگ‌ها نسبت به گوشته نیز همانند کندریت است. ترکیب کلینوپیروکسن، حضور کروم اسپینل در این سنگ‌ها، الگوی نورمالیز شده REE (عناصر نادر خاکی) و قرار دادن نتایج آنالیز نمونه‌ها در دیاگرام‌های ژئوشیمیایی مختلف همگی نشان از آن می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک گوشته تهی شده با درجه بالای ذوب بخشی منشأ گرفته است. با توجه به کلیه نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی دایک‌های صفحه‌ای، افیولیت‌های نابین شاید از نوع افیولیت‌های روی زون فرورانش (suprasubduction zone-type ophiolites) باشد.

الف- افیولیت‌های روی زون‌های فرورانش<sup>۱</sup>، که گدازه‌های آن معرف تولییت‌های جزایر قوسی است. ب- افیولیت‌های مورب، که گدازه‌های آن شباهت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) دارد. با توجه به کلیه نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی دایک‌های صفحه‌ای، افیولیت‌های نابین شاید از نوع افیولیت‌های نوع «الف» می‌باشد. افیولیت‌های نوع زون فرورانش مشخصات پوسته اقیانوسی را نشان می‌دهد که در فراگرد گسترش، در بالای صفحه اقیانوسی فرورانده شده تولید می‌شود. ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌تواند از ذوب بخشی (تحت شرایط آبدار) یک گوشته تهی شده منشأ گرفته باشد (۱۷ و ۲۴).

### نتیجه گیری

ترکیب دایک‌های صفحه‌ای در ردیف افیولیتی شمال نابین از بازالت تا داسیت تغییر می‌کند. بافت غالب این سنگ‌ها ایتترسرتال و پورفیروئید است. کانی‌های اولیه شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیره و کوارتز است. اسفن، آپاتیت و کروم اسپینل کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوزیت غنی از Mg و فقیر از Ti هستند. آمفیبول‌ها از نوع اکتینو - هورنبلند تا منیزیو - هورنبلند می‌باشد. ترکیب پلاژیوکلازها از لابرادوریت تا الیگوکلاز متغیر است. کروم اسپینل‌ها غنی از آلومینیوم و منیزیوم و فقیر از تیتانیم بوده و کانی‌های تیره نیز از نوع مگنتیت، تیتانوفرومگنتیت و کالکوپیریت می‌باشد. به

1. suprasubduction zone-type ophiolites.

## منابع

- 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 Element 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*, 1376. (1976)
1. جباری، ع. زمین شناسی و پترولوژی افیولیت‌های شمال ناین، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، ۱۷۸ صفحه، ۱۳۷۶.
۲. خسرو تهرانی، خ.، درویش زاده، ع.، زمین شناسی ایران، انتشارات وزارت آموزش و پرورش، ۴۰۵۵/۱، ۱۳۶۳.
۳. منوجهری، ش. بررسی پتروگرافی و پترولوژی افیولیت‌های شمال ناین، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۰ صفحه، ۱۳۷۶.
4. Coleman, R. G., Ophiolites, 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



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 Floyd, P. A., Gechemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p. 325–342. (1977)
- 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 ophiolites, 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)