

سنگ‌نگاری، دما فشارسنجی و ژئوشیمی پیکریت‌های دره‌ده (خاور افیولیت ملائز ناین)

نرگس شیردشت‌زاده^{۱*}، قدرت ترابی^۲، رامین صمدی^۳، توماس مایسل^۴ و سید ندیم حسین بخاری^۵

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۴استاد، گروه شیمی آنالیزی و عمومی، دانشگاه مونتانا، لئوین، اتریش

^۵دکتر، گروه شیمی آنالیزی و عمومی، دانشگاه مونتانا، لئوین، اتریش

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۷/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۴/۱۰

چکیده

در منطقه دره‌ده (در خاور افیولیت ملائز ناین) پیکریت‌ها درون زمینه‌ای از پریدوتیت‌های گوشته دیده می‌شوند. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها، این پیکریت‌ها شامل الیون (کریزولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید) و ارتوپیروکسن (انستاتیت) با بافت کومولایی و درصد بسیار کمی (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) پلاژیوکلاز و کروم‌اسپنل به‌عنوان کانی‌های فرعی هستند. کاربرد روش‌های زمین دما فشارسنجی کلینوپیروکسن نشان‌دهنده دمای تعادلی نزدیک به ۱۰۴۰ تا ۱۲۰۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۸/۶ کیلوبار برای تبلور کلینوپیروکسن درون مذاب است. تشکیل کانی‌های آمفیبول و تالک و نیز نتایج دما فشارسنجی آمفیبول (در حدود ۶۷۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۴/۸ تا ۶/۵ کیلوبار) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها پس از تشکیل، همانند پریدوتیت‌های گوشته‌ای میزبانان، در ژوراسیک درجاتی از دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیبولیت را تحمل کرده‌اند. شیمی سنگ کل و ترکیب کروم‌اسپنل نیز مؤید رخداد درجات بالای ذوب‌بخشی گوشته و واکنش‌های پیشرونده مذاب بالاآمده/سنگ دیواره در یک محیط فرفراورانش (سوپراساداکشن) هستند که در آن، مذاب تولییتی تشکیل شده است. در هنگام تشکیل چنین مذاب بالاآمده‌ای، طی ریزش بلورهای الیون، پیروکسن‌ها و کمی پلاژیوکلاز اینترکومولوس از مذاب اولیه، پیکریت‌ها با بافت کومولایی درون پریدوتیت‌های گوشته تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌نگاری، دما فشارسنجی، ژئوشیمی سنگ کل، پیکریت، دره‌ده، افیولیت ناین.

***نویسنده مسئول:** نرگس شیردشت‌زاده

E-mail: nshirdasht@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

مطالعه پیکریت‌ها نتایج ارزشمندی درباره خاستگاه و پتروژنز ماگماهای اولیه ارائه می‌دهد. پیکریت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی متنوع از ایالت‌های آذرین بزرگ (LIP) تا سامانه‌های کانی (Larsen & Pedersen, 2000)، در کافت‌های میان‌اقیانوسی (مانند Perfit et al. (1996) و جزایر کمانی (رژیم‌های فرورانش درون ورقه اقیانوسی) دیده می‌شوند (Zhang et al., 2008). واژه پیکریت برای دلریت یا بازالت غنی از الیون و پیروکسن و همچنین برای گابروهای غنی از الیون به کار برده می‌شود (Le Maitre et al., 2002) و منابع آن، بر پایه Le Maitre et al. (2002) و Le Bas (2000)، انواع سنگ‌های آتشفشانی با MgO بالا عبارت‌اند از (شکل ۱-الف): (۱) بونینیت ($SiO_2 > 52 \text{ wt}\%$ ، $MgO > 8 \text{ wt}\%$ و $TiO_2 < 0.5 \text{ wt}\%$)، (۲) کمات‌ایت ($SiO_2 > 30 \text{ wt}\%$ ، $52 \text{ wt}\% > SiO_2 > 30 \text{ wt}\%$ ، $MgO > 18 \text{ wt}\%$ ، $Na_2O + K_2O < 2 \text{ wt}\%$) و (۳) میمیکت ($TiO_2 < 1 \text{ wt}\%$ ، $SiO_2 > 30 \text{ wt}\%$ ، $52 \text{ wt}\% > SiO_2 > 30 \text{ wt}\%$ ، $MgO > 18 \text{ wt}\%$) و (۴) پیکریت ($SiO_2 > 30 \text{ wt}\%$ ، $52 \text{ wt}\% > SiO_2 > 30 \text{ wt}\%$ ، $Na_2O + K_2O < 2 \text{ wt}\%$ و $TiO_2 > 1 \text{ wt}\%$) و (۵) پیکریت‌ها در نمودارهای رده‌بندی ارائه شده (شکل ۱-ب) دارای گستره وسیعی از SiO_2 هستند (۴۰ تا ۵۸ درصد وزنی)؛ ولی بر پایه مقدار MgO ، بازالت دارای $MgO < 12$ درصد وزنی و پیکریت دارای $MgO > 12$ درصد وزنی است. البته در $MgO > 18$ درصد وزنی میان پیکریت و کمات‌ایت همپوشانی وجود دارد، ولی پیکریت دارای مقادیر بیشتری K_2O+Na_2O (بیشتر از ۲ درصد وزنی) است.

با توجه به اینکه کمات‌ایت‌ها سنگ‌های آذرین بیرونی به شمار می‌آیند از دید بافتی با پیکریت‌ها متفاوت هستند. ولی شیمی سنگ کل پیکریت و کمات‌ایت به هم شباهت دارند. در مقایسه با بازالت، پیکریت و کمات‌ایت حاصل درجات به مراتب بالاتری از ذوب‌بخشی گوشته هستند. تفاوت بافتی اصلی که پیکریت را از کمات‌ایت جدا می‌کند در وجود الیون‌های اسپینلیفیکس در کمات‌ایت است. از دید شیمیایی،

بازالت‌های اولیه دارای ۸ تا ۱۵ درصد وزنی MgO هستند درحالی که سنگ‌های گوشته غنی شده دارای MgO میان ۳۷ تا ۴۲ درصد وزنی هستند؛ ولی در مقایسه با بازالت‌ها، پیکریت‌ها و کمات‌ایت‌ها دارای همانندی شیمیایی زیادی با سنگ‌های گوشته غنی شده هستند.

در این پژوهش بر پایه مطالعات صحرایی، ژئوشیمی کانی‌ها و ترکیب سنگ کل، برای نخستین بار پیکریت‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت ملائز ناین معرفی و پتروژنز آنها بررسی شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

ایران مرکزی شامل خردقاره خاور- ایران مرکزی (Central East Iranian Microcontinent یا CEIM) است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، ناین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار در بر گرفته شده است. افیولیت ملائز ناین در امتداد گسل ناین- دهشیر، در حاشیه باختری CEIM و بلوک یزد قرار گرفته است (شکل ۲-الف). اگر چه فرایندهای زمین‌ساختی موجب از میان رفتن روابط بین واحدهای مختلف سنگی در توالی افیولیتی ناین شده‌اند، ولی از جمله مهم‌ترین واحدهای سازنده آنها می‌توان به آهک‌های پلاژیک، گدازه‌های بالشی، دایک‌های دیابازی و پریدوتیت‌های هارزبورژیتی (و نیز لرزولیتی و دونیتی) گوشته اشاره کرد که وقایع زمین‌ساختی همزمان و پس از تشکیل این افیولیت‌ها در ژوراسیک (شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳) موجب دگرگونی آنها شده است. (Shirdashtzadeh et al., 2014؛ شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳). در شکل ۲- ب نقشه زمین‌شناسی افیولیت ناین و موقعیت محل نمونه‌برداری آورده شده است. البته افزون بر این، واحدهای سنگی نادگرگونی (شامل آهک‌های پلاژیک، گدازه‌های بالشی

نیز به صورت میان‌بلوری در آنها متبلور شده است. همچنین مقادیر کمی کروم اسپینل و کانی‌های کدر را می‌توان به عنوان کانی‌های فرعی این سنگ‌ها بر شمرده. در برخی بخش‌ها درشت‌بلورهای ارتوپروکسن، الیون‌ها را در بر گرفته و از الیون‌ها (بیشتر خرد شده و سرپانتینی) سالم‌تر باقی مانده‌اند (شکل ۳-ب). در نمونه‌های دگرسان، سرپانتین جای الیون‌ها را گرفته است (شکل ۳-پ) و در برخی نمونه‌ها آثار دگرگونی این سنگ‌ها به صورت تبدیل پروکسن و سرپانتین به آمفیبول و تالک و تشکیل بافت نماتوبلاستیک دیده می‌شود (شکل ۳-ت).

الیون فراوان‌ترین کانی در بازالت‌های پیکریتی است. البته بیشتر الیون‌ها سرپانتینی شده و یا به تالک تبدیل شده‌اند و در برخی موارد تنها آثار الیون‌های اولیه به صورت سودومورف باقی مانده است. همه الیون‌ها از نوع کریزولیت هستند؛ البته از دید مقدار $Mg\#$ ، Mg ، $Mg\#$ تا ۸۵ تا ۸۹ درصد، Mg در حدود ۱/۷۱ تا ۱/۷۹ اتم در الیون‌ها دارای $Mg\#$ در حدود ۰/۲۱ تا ۰/۲۹ اتم در واحد فرمول ساختاری و Fe در حدود ۰/۲۴ تا ۰/۱۰ درصد وزنی هستند. نتایج تجزیه الیون درون پیکریت دره‌ده در جدول ۱ آورده شده است.

در برخی نمونه‌ها شواهد سرپانتینی شدن را می‌توان به صورت بستیتی شدن ارتوپروکسن‌ها و یا تجزیه ارتو- و کلینوپروکسن‌ها در حاشیه یا در امتداد رخ‌ها به کانی‌های درجه پایین مانند تالک و کلریت دید و در نمونه‌هایی که شواهد دگرگونی به‌خوبی حفظ شده‌اند تشکیل سوزن‌های آمفیبول درون سرپانتین‌ها یا حاشیه ارتو- و کلینوپروکسن‌ها دیده می‌شود. با وجود این، ترکیب کلینوپروکسن‌های سالم درون پیکریت از نوع دیوپسید ($Wo_{47.2}En_{47.6}Fo_{5.3}$) است (جدول ۱ و شکل ۴-الف). ارتوپروکسن موجود در این سنگ‌ها از نوع انستاتیت ($Wo_{3.1}En_{86.6}Fo_{10.3}$) است (جدول ۱ و شکل ۴-ب).

در این سنگ‌ها بر اثر دگرگونی ناحیه‌ای، آمفیبول تشکیل و جایگزین پروکسن‌ها شده است. در پیکریت‌ها نیز همانند پریدوتیت‌های دگرگون‌شده دره‌ده، با تجزیه الیون یا ارتوپروکسن به تالک، کلریت و سرپانتین، یون کلسیم (Ca^{2+}) بیشتری آزاد شده و در نتیجه، آمفیبول به عنوان یک کانی کلسیم‌دار طی دگرگونی پیشرونده تشکیل شده است. البته با توجه به اینکه نسبت MgO/CaO در آمفیبول درون پیکریت نسبت به پریدوتیت‌ها کمتر و مقدار SiO_2 بالاتر است، در نتیجه مقدار $Mg\#$ آمفیبول‌ها در پیکریت‌ها بسیار کمتر (۰/۸۳ تا ۰/۸۵) از آمفیبول درون پریدوتیت‌های دگرگون است (جدول ۲). در نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها برگرفته از Leake et al. (1997) ترکیب این آمفیبول‌ها در محدوده منیزوهورنبلند و هورنبلندشماکتیتی قرار می‌گیرد. بر پایه شواهد میکروسکوپی، کانی کدر در پیکریت‌ها از نوع مگنتیت و کروم اسپینل است. نتایج تجزیه ریزپردازشی نشان می‌دهد که کروم اسپینل‌ها دارای تغییرات ترکیبی به نسبت گسترده‌ای هستند. مقدار Al_2O_3 آنها در حدود ۱۱/۸ تا ۲۶/۸ درصد وزنی و مقدار $Cr\#$ آنها ۰/۴۹ تا ۰/۷۲ است (جدول ۲). روی نمودار رده‌بندی، اسپینل‌ها بر پایه $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ دارای محدوده ترکیبی از کرومیت تا اسپینل هستند (شکل ۵-الف)؛ در نمودار $Fe^{2+}\#$ برابر $Fe^{3+}\#$ (شکل ۵-ب) نیز همه نمونه‌ها در محدوده پلوناست قرار گرفته‌اند.

کلریت می‌تواند حاصل تجزیه الیون، کروم اسپینل و پروکسن باشد. تجزیه کلریت که محصول دگرسانی الیون است (جدول ۲) ترکیب کلینوکلر را نشان می‌دهد (بر پایه رده‌بندی Hey (1954) و منیزیم و آلومینیم بالایی دارد ($MgO = 30/2\%$ درصد وزنی، $Al_2O_3 = 17/7\%$ درصد وزنی)).

۵- ژئوشیمی

پیکریت‌ها دارای الیون‌های چندگوش هستند که مقدار MgO آنها ۱۵ تا ۳۰ درصد وزنی است (مانند کماتایت). برخی مقدار بالای MgO در پیکریت‌ها را به دلیل تجمع

و روانه‌های گدازه‌ای بازالتی، دایک‌های دیابازی، پلاژیوگرانیت، گابرو، پیروکسنیت و پریدوتیت‌های هارزبورژیتی (و نیز لرزولیتی و دونیتی) گوشته) مربوط به دوران کرتاسه نیز در این مجموعه افیولیتی وجود دارند که تفاوت آنها با واحدهای دگرگون و خاستگاه آنها پیش از این توسط Shirdashtzadeh et al. (2010, 2011 & 2014) به‌طور دقیق بررسی و بیان شده است. بر پایه مطالعات شیردشت‌زاده (۱۳۹۳) و Shirdashtzadeh et al. (2014)، واحدهای سنگی منطقه دره‌ده پس از تحمل دگرگونی ناحیه‌ای (در حد رخساره آمفیبولیت) در پیش از کرتاسه، از فرایند سرپانتینی شدن و دگرسانی که در دیگر پریدوتیت‌ها و بیشتر واحدهای سنگی این افیولیت دیده می‌شود در امان مانده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی اخیر روی سنگ‌های مختلف افیولیت‌های میان دو کمر بند کوهزایی زاگرس و ناین- بافت (مانند Shirdashtzadeh et al., 2010, 2011 & 2014؛ Ghasemi & Talbot, 2006؛ Torabi et al., 2011؛ شیردشت‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳؛ شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳) نشان داده است که بیشتر این سنگ‌ها به صورت افیولیت‌های ناحیه بالای پهنه فرورانش هستند و در یک محیط جزایر کمانی درون اقیانوسی و به عبارت دیگر محیط فرافورانش شکل گرفته‌اند.

۳- روش مطالعه

در این پژوهش عناصر اصلی کانی‌ها توسط دستگاه ریزپردازش مدل JEOLJXA8800R و با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان ۱۵ نانو آمپر، در دانشگاه کاناواوی ژاپن تجزیه شدند. روی نتایج به دست آمده تصحیحات استاندارد عدد اتمی (ZAF) با استفاده از ترکیب کانی‌های طبیعی و مصنوعی اعمال شد. فرمول ساختمانی کانی‌ها با توجه به نتایج تجزیه‌های ریزپردازشی و بر پایه تعداد اکسیژن‌های موجود در فرمول ایده‌آل کانی‌های مورد نظر با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی به دست آمد. فرمول شیمیایی کانی‌های الیون، کلینو- و ارتوپروکسن، اسپینل، آمفیبول و کلریت به ترتیب بر پایه ۴، ۶، ۳۲، ۲۳ و ۲۸ اتم اکسیژن و فرمول ساختاری آمفیبول بر پایه مجموع کاتیون‌ها به صورت 13-CNK به دست آمد. نمونه‌های سنگ کل پیکریت با استفاده از روش ICP-MS و نمونه‌های پریدوتیت با استفاده از روش طیف‌نگاری فلورسانس پرتو ایکس و همراه با روش ICP-MS در دانشگاه لئوبن اتریش بررسی شد. به این منظور در حدود ۱۰۰ میلی‌گرم از پودر سنگ با ۶۰۰ میلی‌گرم اکسید سدیم گرما داده و در اسید هیدروکلریک حل شد. رقیق‌سازی پایانی برای استفاده در دستگاه ICP-MS (مدل Agilent 7500cx)، یک در ۵۰۰۰ بود. اصول به کار رفته برای انجام این تجزیه توسط Meisel et al. (2002) بیان شده است.

۴- سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی پیکریت‌های ناین

واحدهای سنگی مورد مطالعه در این پژوهش شامل پیکریت‌هایی هستند که از کوه‌های دره‌ده در بخش خاوری افیولیت ناین برداشت شده‌اند. رنگ تیره‌تر، عارضه‌نگاری مرتفع‌تر و نبود توده‌های نفوذی فراوان، منطقه دره‌ده را از دیگر نقاط این افیولیت متمایز می‌کند. بر پایه مطالعات صحرائی، به‌طور چیره از پریدوتیت‌های گوشته (شامل لرزولیت، هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار، هارزبورژیت و مقادیر کمتری دونیت) تشکیل شده است و پیکریت‌ها با رخنمون بسیار محدود، به صورت دایکی شکل و به موازات هم، با ستبرایی در حدود ۱ تا ۲ متر، درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). پیکریت‌های مورد مطالعه از دید کانی‌شناسی از ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی الیون و ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی پروکسن با بافت کومولایی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ب). البته کلینوپروکسن فراوانی بالا (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی) و ارتوپروکسن فراوانی بسیار کمتری دارد (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) و درصد بسیار کمی پلاژیوکلاز سالم

و بیشتر از دما- فشار منحنی انجماد مذاب‌های بازالتی- پریدوتیتی آبدار (مانند محیط‌های فرفرورانش) است (شکل ۷- الف). بر پایه روش (Soesoo (1997)، مقادیر به دست آمده X_{PT} و Y_{PT} برای کلینوپروکسن‌های درون پیکریت درده در جدول ۳ (ستون B) آورده شده‌اند. بر پایه شکل ۷- ب، دمای تبلور کلینوپروکسن در این سنگ‌ها در حدود ۱۲۰۵ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۶ تا ۱۰ کیلو بار است. این محدوده فشاری با فشار میانگین (۸/۶ کیلو بار) حاصل از روش (Nimis (1999) شباهت دارد. همچنین نتایج دمایی حاصل از این روش از نتایج به دست آمده از روش (Bertrand & Mercier (1985) در حدود ۱۶۵ درجه سانتی‌گراد بالاتر است؛ زیرا همان‌گونه که اشاره شد، در حقیقت روش (Soesoo (1997) برای سنگ‌های بازالتی و آتشفشانی طراحی شده است. به هر حال، با توجه به نتایج حاصل از کاربرد روش دماسنجی (Bertrand & Mercier (1985) و روش (Soesoo (1997)، دمای تعادلی تبلور کلینوپروکسن در مذاب نزدیک به ۱۰۴۰ تا ۱۲۰۵ درجه سانتی‌گراد و فشار در حدود ۸/۶ کیلو بار برآورد می‌شود.

۴-۲. تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای بر پیکریت درده

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که همانند پریدوتیت‌های دگرگون مورد مطالعه در منطقه درده، پیکریت‌ها نیز در ابتدا سرپانتینی و سپس دچار دگرگونی شده‌اند. با توجه به مطالعات شیردشت‌زاده (۱۳۹۳) و (Shirdashtzadeh et al. (2014) سن این دگرگونی مربوط به ژوراسیک بوده است؛ بنابراین سن تشکیل پیکریت‌ها و پریدوتیت‌های میزبان آنها به ژوراسیک بر می‌گردد. از شواهد آن می‌توان به تشکیل سرپانتین به جای الیونین (مانند شکل ۳- پ) و تبدیل پیروکسن و سرپانتین به مجموعه کانی‌شناسی آمفیبول و تالک و در نتیجه تشکیل بافت نماتوبلاستیک (شکل ۳- ت) اشاره کرد. از ترکیب آمفیبول این سنگ‌ها به منظور محاسبه شرایط دما و فشار حاکم بر تشکیل این کانی استفاده شد. بر پایه روش (Schmidt (1992)، فشار به دست آمده برابر ۶/۵ و ۴/۸ کیلو بار است (جدول ۴). بر پایه روش (Helz (1973) مقادیر Al^{IV} در برابر Ti نمونه‌های آمفیبول بیانگر دمایی در حدود ۶۷۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است. این شرایط دما- فشار با رخساره آمفیبولیت همخوانی دارد.

۴-۷. قالب ژئودینامیکی تشکیل پیکریت درده

پیکریت‌های درده با دایک‌های دیابازیک افولیت ناین از دید خاستگاه یکسان هستند و در حقیقت، مذاب‌های مادر پیکریت‌ها و مذاب توله‌ایتی مادر دایک‌های دیابازی این افولیت خاستگاه یکسان داشته‌اند. کانی‌شناسی و بافت کومولایی این سنگ‌ها نیز نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در حقیقت بر اثر جدایش الیونین و کلینوپروکسن و ارتوپروکسن از مذاب اولیه بونینیتی یا کوماته‌ایتی به وجود آمده‌اند. در حقیقت، تشکیل پیکریت در افولیت‌ها شهادی بر درجات بالای ذوب و واکنش‌های مذاب/سنگ دیواره در محیط‌های فرفرورانش است. بر پایه (Cox (1980, 1993) در اثر درجات بالای ذوب بخشی (در حد ۳۰ تا ۴۰ درصد ذوب) یک لرزولیت اولیه، ماگماهای اولیه می‌توانند مولد ماگماهای پیکریتی باشند که مقادیر زیادی از الیونین را طی تبلور بخشی و بالا آمدگی از درون پوسته از دست داده‌اند؛ ولی بر پایه (Kelemen (1990) تشکیل مذاب‌های دونیتی و هارزبورژیتی محصول فرایندهای واکنش مذاب/گوشته، از یک سنگ لرزولیتی اولیه است که طی آن، یک مذاب اشباع از الیونین با سنگ میزبان لرزولیتی که دارای پیروکسن است واکنش می‌دهد و ارتوپروکسن درون آن را دچار ذوب نامتجانس می‌کند و به این ترتیب، مقدار الیونین جانشینی (replacive olivine) در سنگ لرزولیتی میزبان در امتداد مسیر عبور مذاب افزایش می‌یابد ($MgO + melt_1 \rightarrow Olivine_{replacive} + melt_2$). در طی این روند میزان MgO تولید شده در مذاب توله‌ایتی بالا آمده ($melt_2$) افزایش می‌یابد. در منطقه درده، به دلیل

میزان بالای الیونین می‌دانند، ولی برخی بر این باورند که پیکریت‌ها از ابتدا به صورت مذاب‌های با منیزیم بالا فوران می‌کنند (مانند (Holm et al. (1993)، پیکریت‌ها دارای مقادیر کمی پلاژیوکلاز نیز هستند (Ray et al., 2011). در شکل ۱- الف رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منیزیم بالا روی نمودار رده‌بندی TAS ارائه شده است.

نتایج تجربه ICP-MS پیکریت‌های درده و همچنین داده‌های مربوط به پریدوتیت‌های آن در جدول ۵ آورده شده است. هر چند که در مقایسه با پریدوتیت‌های گوشته‌ای (در افولیت ناین)، این سنگ‌ها مقادیر به مراتب بالاتری از TiO_2 (~۰/۱۳ درصد وزنی)، Al_2O_3 (~۱/۷ درصد وزنی)، CaO (~۱/۱۸ درصد وزنی)، MnO (~۰/۱۴ درصد وزنی) و میزان کمتری از MgO (~۱۷/۹ درصد وزنی) دارند، ولی مقدار بالای MgO آنها همانند بازالت‌های پیکریتی (و معادل‌های درونی آنها) و کمات‌ایت‌هاست. این سنگ‌ها بدون بافت‌های میکروسکوپی متداول در کمات‌ایت‌ها هستند و وجود مقادیر کمی پلاژیوکلاز بیانگر مقدار به نسبت بالای K_2O+Na_2O این سنگ‌هاست؛ بنابراین می‌توان آنها را در گروه پیکریت‌ها جای داد. مقدار بالای $Mg\#$ (۷۲/۵۶ تا ۷۶/۶۰ درصد) با فراوانی الیونین در این سنگ‌ها همخوانی دارد.

در شکل ۶ غنی‌شدگی پیکریت از دید عناصر کمیاب خاکی نسبت به پریدوتیت‌های درده (افولیت ناین) به خوبی مشخص است. با توجه به شکل ۶ و مقدار $(La/Sm)_n$ بسیار پایین‌تر (۰/۱۶ تا ۰/۴۰) و $(Gd/Yb)_n$ به نسبت بالاتر (~۰/۶۸) (جدول ۵)، الگوی غنی‌شدگی از دید HREE و MREE در پیکریت همانند لرزولیت‌هاست، ولی با هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های این منطقه تفاوت دارد. مقدار LREE فراوانی کمتری دارد (به‌ویژه Ce که بی‌هنجاری منفی و تهی‌شدگی نشان می‌دهد). همچنین برخلاف پریدوتیت‌های افولیت ناین که از دید عناصر خاکی کمیاب نسبت به ترکیب کندریت تهی‌شدگی نشان می‌دهند، مقدار HREE و LREE پیکریت نسبت به ترکیب کندریت غنی‌شدگی دارد. بی‌هنجاری Eu/Eu^* کمتر از یک (۰/۹۴) در نمونه‌های پیکریت تحت تأثیر تبلور و تفریق جزئی فاز پلاژیوکلاز بوده است.

۴-۶. زمین‌دما فشارسنجی ماگمایی و دگرگونی

۴-۶-۱. شرایط دما- فشار تشکیل مذاب

تاکنون روش‌های دما فشارسنجی بسیاری بر پایه شیمی کلینوپروکسن ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به روش (Nimis (1999)، (Nimis & Taylor (2000)، (Soesoo (1997) و (Bertrand & Mercier (1985) اشاره کرد. البته نتایج دما- فشار به دست آمده از روش (Nimis & Taylor (2000) که برای اسپینل لرزولیت‌ها طراحی شده است برای سنگ‌های ماگمایک درده چندان قابل استناد نیست؛ ولی از آنجایی که روش (Bertrand & Mercier (1985) برای پریدوتیت‌های گوشته‌ای و سنگ‌های پوسته زیرین طراحی شده است، می‌توان آن را برای مطالعه شرایط دما- فشار در پیکریت درده نیز به کار برد. همچنین، در این مطالعه با در نظر گرفتن این حقیقت که روش دماسنجی (Soesoo (1997) برای سنگ‌های بازالتی و آندزیتی آتشفشانی نتایج بهتری ارائه می‌کند، نتایج این روش در محاسبه دمای کلینوپروکسن درون پیکریت بررسی شد.

دمای به دست آمده از روش (Bertrand & Mercier (1985) بیانگر دمایی میانگین ۱۰۴۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۵ و ۱۰ کیلو بار است (جدول ۳- ستون A). بر پایه این نتایج، این روش دماسنجی برای ترکیب کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه، نسبت به تغییرات فشار چندان حساس نیست. فشار به دست آمده بر پایه شیمی کلینوپروکسن‌ها با روش (Nimis (1999) نیز بیانگر فشاری در حدود ۸/۶ کیلو بار است (جدول ۳- ستون C). این شرایط دما- فشار کمتر از دما- فشار منحنی انجماد مذاب بازالتی- پریدوتیتی خشک (مانند محیط‌های کافت میان اقیانوسی)

(تقریباً ۱۶/۸ درصد، جدول ۲) دره‌ده به مراتب بیشتر است و با مقادیر به دست آمده برای دونیت‌های نایین (۱۷/۷ درصد، جدول ۲) همانندی دارد.

۸- نتیجه‌گیری

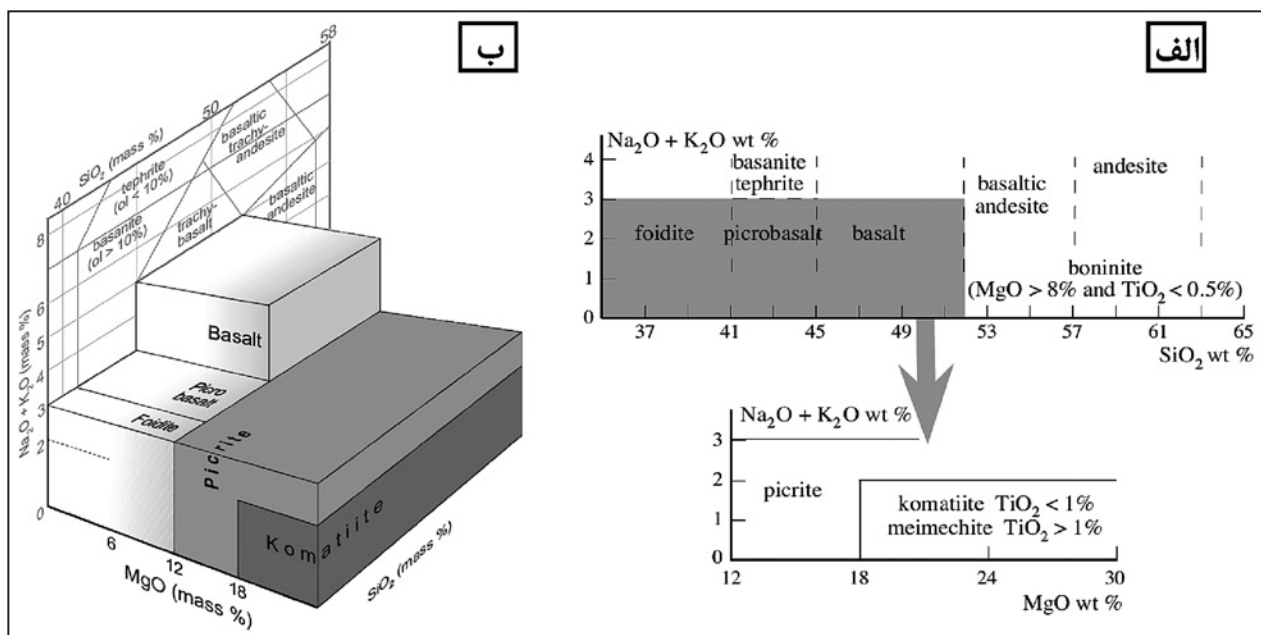
پیکریت‌های دره‌ده از دید کانی‌شناسی شامل الوین (کریزولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید) و ارتوپیروکسن (انستاتیت) با بافت کومولایی هستند و درصد بسیار کمی (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) پلاژیوکلاز و کروم‌اسپینل نیز به‌عنوان کانی‌های فرعی در آنها وجود دارد. بر پایه زمین‌دماسنجی کلینوپیروکسن، دمای تعادلی نزدیک به ۱۰۴۰ تا ۱۲۰۵ درجه سانتی‌گراد برای کلینوپیروکسن درون مذاب برآورد می‌شود؛ ولی تشکیل کانی‌های آمفیبول و تالک و نیز نتایج دما فشارسنجی آمفیبول (در حدود ۶۷۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴/۸ تا ۶/۵ تا کیلو بار) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها نیز پس از تشکیل همانند پریدوتیت‌های گوشته‌ای میزبان‌شان، درجاتی از دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیبولیت را تحمل کرده‌اند. بررسی شیمی عناصر اصلی و فرعی سنگ کل و شیمی عناصر اصلی کروم‌اسپینل پیکریت‌ها نیز مؤید درجات بالای ذوب‌بخشی گوشته در یک محیط فرافروانش است. در حقیقت، درجات بالای ذوب گوشته در محیط فرافروانش و پیشرفت واکنش میان مذاب بالآمده با سنگ دیواره، موجب تشکیل مذاب تولدایتی شده است. پس از تبلور چنین مذاب بالآمده‌ای، طی ریزش الوین، پیروکسن و کمی پلاژیوکلاز اینترکومولوس از مذاب اولیه، پیکریت‌ها با بافت کومولایی درون پریدوتیت‌های گوشته تشکیل شده‌اند.

سپاسگزاری

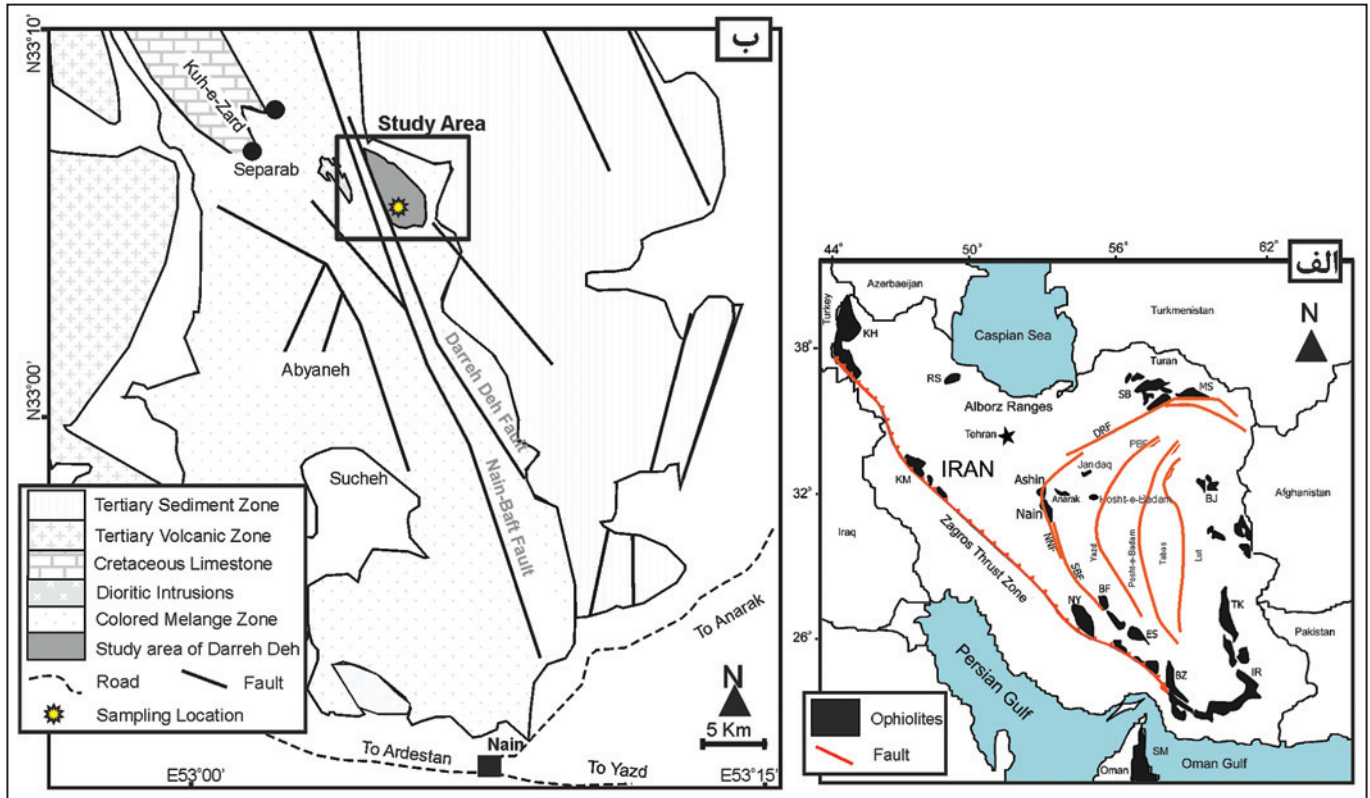
از حمایت‌های دانشگاه اصفهان در انجام این پژوهش و نیز همکاری ارزنده پروفیسور Shoji Arai (دانشگاه کانازاوا-ژاپن) در زمینه انجام بخشی از تجزیه‌های این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

درجات بالای ذوب، مذاب تولدایتی حاصل دارای محتوای بالایی از MgO همانند پریدوتیت‌های گوشته میزبان شده است. در هنگام تشکیل چنین مذاب بالآمده‌ای (که مادر دایک‌های دیابازیک بوده است) از مذاب اولیه، ریزش بلورهای الوین، پیروکسن‌ها و کمی پلاژیوکلاز اینترکومولوس از مذاب اولیه بونینیتی یا کوماته‌ایتی، موجب تشکیل پیکریت‌ها با بافت کومولایی درون پریدوتیت‌های گوشته شده است. همچنین، بر پایه ژئوشیمی سنگ کل، مقدار Eu/Eu^* در ترکیب سنگ کل پیکریت بسیار نزدیک به یک است (جدول ۵) که نشان می‌دهد فوگاسیته اکسیژن در هنگام تشکیل این سنگ‌ها همانند محیط‌های مورب چندان کم نبوده و محیط تشکیل این مذاب‌ها را می‌توان مرتبط با محیط‌های فرورانش دانست؛ ولی شیمی سنگ کل و مقادیر بسیار کم Th/Ce (~ ۰/۰۰۲) در پیکریت منطقه دره‌ده نشان می‌دهد که ذوب یک پوسته قاره‌ای فرورونده و آرایش پوسته قاره‌ای در تولید این مذاب‌ها نقشی نداشته است. (Taylor & McLennan (1995) مقادیر بالای این نسبت را (~ ۰/۱۵) مربوط به پوسته قاره‌ای و Sun & McDonough (1989) مقادیر کم آن را (~ ۰/۰۲ تا ۰/۰۵) بیانگر ماگماهای مشتق شده از گوشته می‌دانند. بررسی شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که مقدار کروم و نیکل در ترکیب سنگ کل این پیکریت‌ها نسبت به پریدوتیت‌های دره‌ده (جدول ۵) بسیار کمتر و مقدار آلومینیم آنها بالاتر است. در برابر آن، کروم‌اسپینل‌های درون پیکریت نسبت به پریدوتیت‌ها دارای مقدار کروم و آهن بیشتر و آلومینیم کمتری هستند. بررسی شیمی کروم‌اسپینل‌ها نشان می‌دهد که محیط تشکیل پیکریت مرتبط با محیط‌های کماتی (شکل ۸-الف) و فرافروانش (شکل ۸-ب) است.

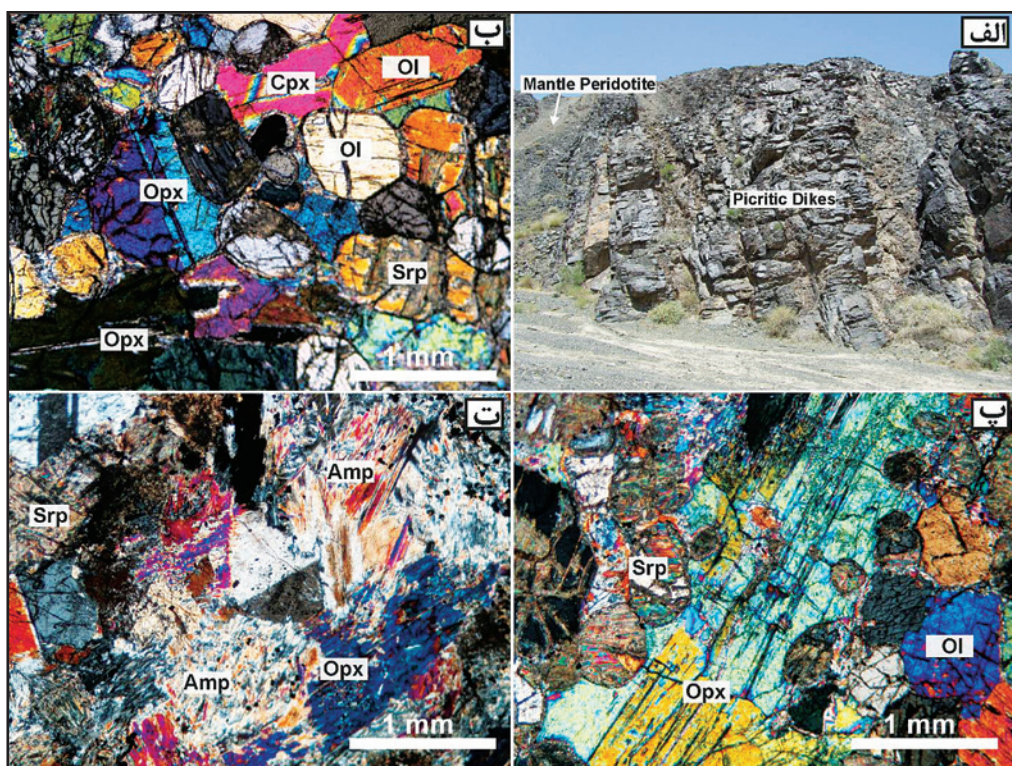
اگر چه مقدار عناصر کمیاب خاکی در پیکریت‌ها در حدود ۱۰ تا ۱۰۰ برابر بیشتر از پریدوتیت‌ها (به‌ویژه دونیت‌ها) است، ولی بر پایه شیمی کروم‌اسپینل درون این سنگ‌ها و با استفاده از فرمول Hellebrand et al. (2001)، درجه ذوب‌بخشی در هنگام تشکیل پیکریت دره‌ده در حدود ۱۶/۸ تا ۲۰/۷ درصد است. این مقدار از درجات ذوب به دست آمده برای لرزولیت‌ها (۸/۳ درصد، جدول ۲) و نیز هارزبورژیت‌های



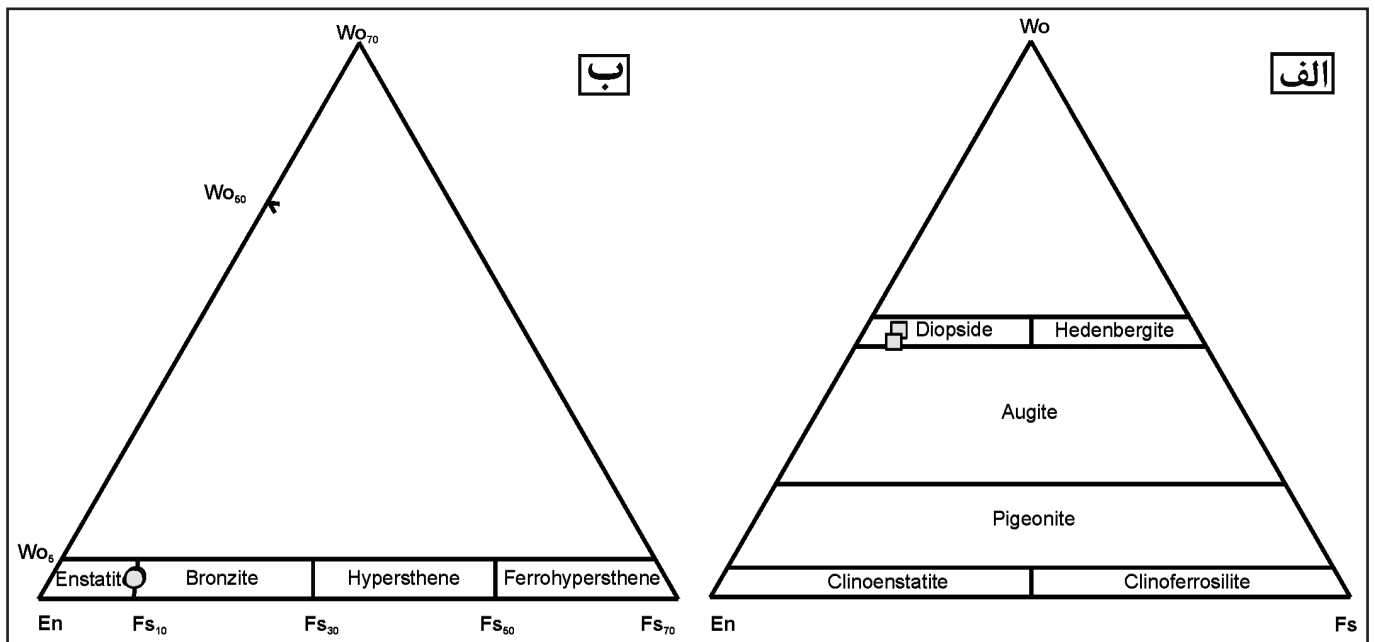
شکل ۱-الف) رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی متیزیم بالا روی نمودار رده‌بندی TAS (برگرفته از Le Bas (2000)؛ ب) نمودار رده‌بندی کماتیت و پیکریت بر پایه IUGS (برگرفته از Le Maitre et al. (2002) و Gill (2010)).



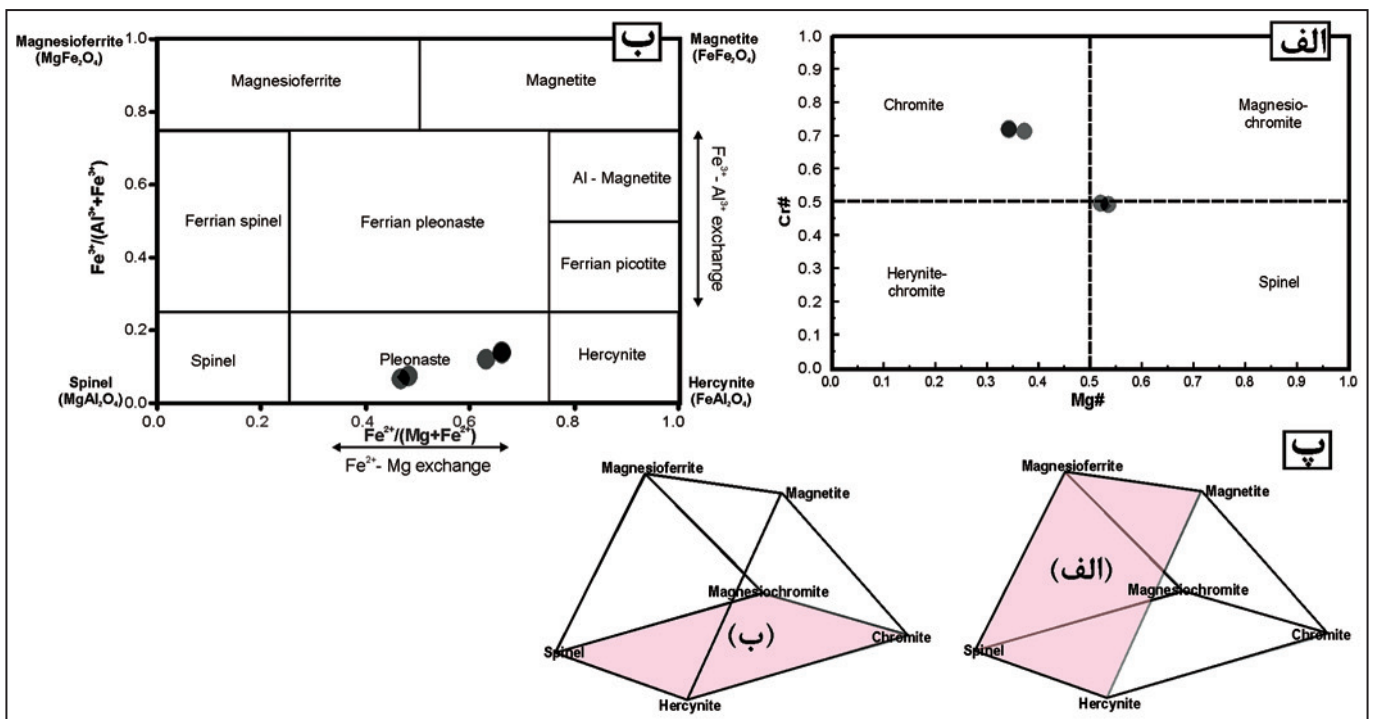
شکل ۲- الف) نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران و موقعیت افیولیت ملائز ناین در حاشیه باختری CEIM؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی افیولیت ملائز ناین در شمال شهر ناین (برگرفته از Davoudzadeh (1972)، با تغییرات) و موقعیت محل نمونه‌برداری.



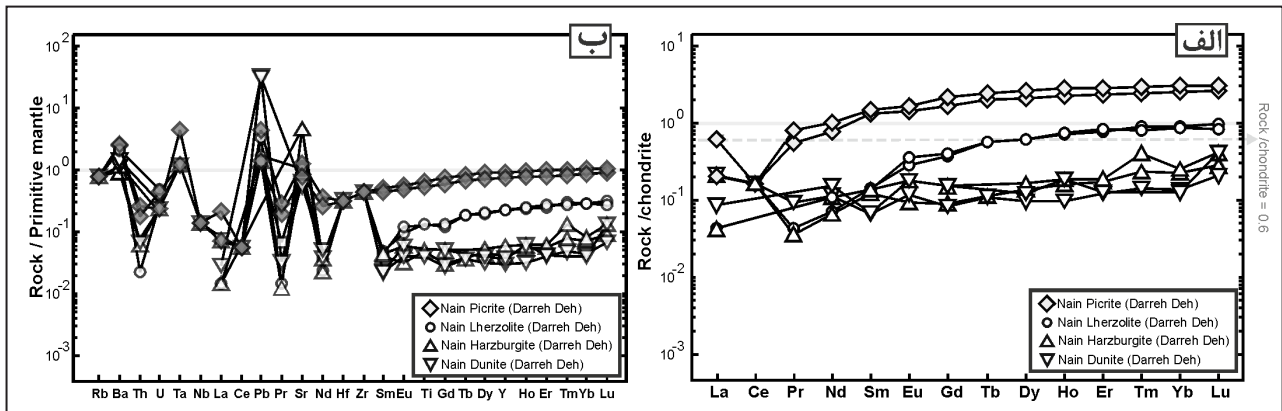
شکل ۳- الف) رخنمون پیکریت درون زمینه‌ای از پریدوتیت‌های گوشته‌ای درده (افیولیت ناین)؛ ب و پ) بافت کومولایی پیکریت‌ها و بلورهای گرد و کمتر سرپانتینیته شده الیون درون ارتوپیروکسن‌های درشت‌بلور و کلینوپیروکسن؛ ت) پدیده سرپانتینیته شدن بافت اولیه سنگ را از بین برده است و سرپانتین‌ها نیز در حال آمفیبولیتی شدن هستند. بر اثر دگرگونی در رخساره آمفیبولیت، بافت نماتوبلاستیک جای بافت پویی کیلتیک پیکریت‌ها را گرفته است و کانی‌های آذرین جای خود را به آمفیبول داده‌اند. کانی‌های کدر محصول سرپانتینیته شدن الیون‌ها هستند.



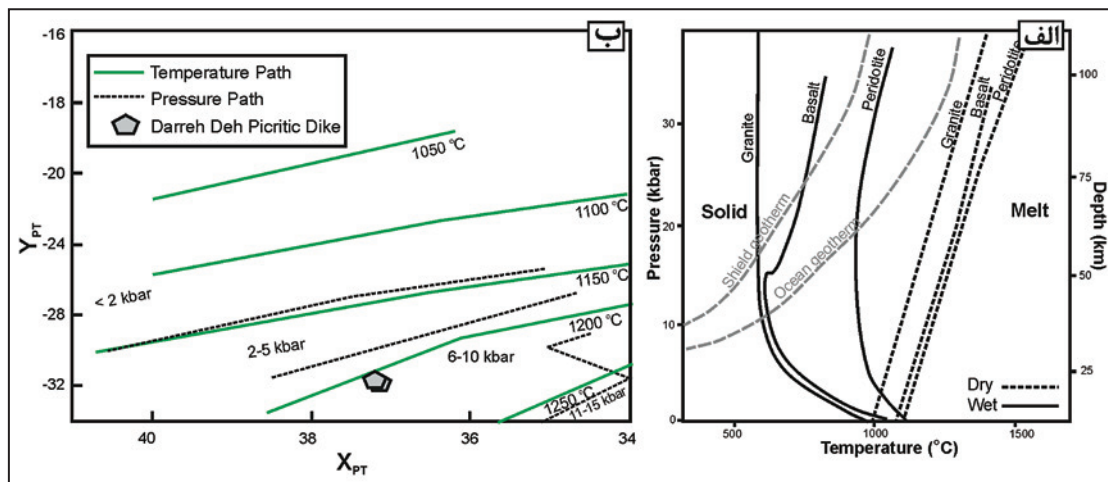
شکل ۴- ترکیب پیروکسن موجود در پیکریت درده (افیولیت نایین) روی نمودارهای: الف) رده‌بندی کلیتوپیروکسن‌ها برگرفته از (Morimoto (1989)؛ ب) رده‌بندی ارتوپیروکسن‌ها برگرفته از Deer et al. (1997).



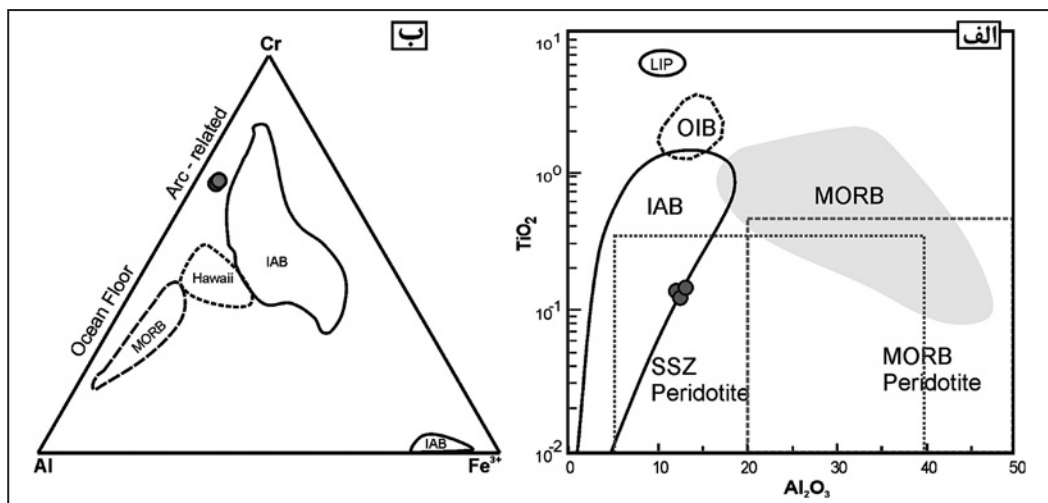
شکل ۵- ترکیب کروم اسپینل در پیکریت درده (افیولیت نایین) روی: الف) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ (برگرفته از Melluso & Sethna (2011)؛ ب) نمودار رده‌بندی دوتایی اسپینل‌ها برگرفته از (Deer et al. (1992)؛ پ) موقعیت محدوده ترکیبی نمودارهای A و B روی هرم ترکیبی اسپینل.



شکل ۶- ترکیب عناصر خاکی کیمیا پریدوتیت‌های ناین و عشین و پیکریت برده روی نمودار بهنجار شده نسبت به: الف) ترکیب کندریت (McDonough & Sun, 1995)؛ ب) ترکیب گوشته اولیه (McDonough & Sun, 1995). خط $Rock/Chondrite = 0.6$ مرز تقریبی جداکننده ترکیب عناصر کیمیا خاکی سنگین در محیط کافت میان‌اقیانوسی و فرافرانش است.



شکل ۷- الف) نمودار تغییرات دما- فشار ژرفا برای ذوب خشک و آبدار گرانیت، بازالت و پریدوتیت (برگرفته از Winter (2001)؛ با کمی تغییرات)؛ ب) مقادیر دما - فشار به دست آمده برای تبلور کلینوپیکروکسن در پیکریت برده بر پایه روش (Soesoo (1997).



شکل ۸- الف) نمودار سه‌تایی $Cr-Al-Fe^{3+}$ در کرم‌اسپینل موجود در پیکریت‌های برده (افیولیت ناین) در مقایسه با اسپینل درون بازالت‌های کمائی، هاوایی و مورب. نمودار و داده‌ها برگرفته از Zhang et al. (2008) و منابع آن؛ ب) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 کرم‌اسپینل موجود در پیکریت‌های برده (افیولیت ناین) در مقایسه با اسپینل درون بازالت‌های محیط‌های زمین‌ساختی مختلف. نمودار برگرفته از Kamenetsky et al. (2001) و Zhang et al. (2008) (large igneous province = LIP, supra subduction zone = SSZ, island arc basalt = IAB, oceanic basalt = OIB).

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزپردازشی الیون (Ol) و بیروکسن (Cpx و Opx) در پیکریت درده (افیولیت نایین) و محاسبه اعضای پایانی (درصد مولی) و فرمول ساختاری آنها، به ترتیب بر پایه ۴ و ۶ اتم اکسیژن.

Opx			Cpx		Ol					نوع کانی
B693	B693	B693	B693	B693	B693	B693	B693	B693	B693	شماره نمونه
۳۲۸	۱۱	۱۵	۱۳	۱۴	۱۶	۱۲	۸	۳۲۱	۳۲۰	نقطه تجزیه
۵۵/۸۸	۵۶/۰۲	۵۵/۳۳	۵۱/۷۳	۵۱/۶۹	۴۰/۴۳	۴۰/۳۷	۴۰/۳۴	۳۹/۷۹	۳۹/۹۵	SiO ₂
۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	0.02	۰/۰۰	TiO ₂
۲/۸۵	۲/۳۱	۳/۰۹	۴/۴۸	۴/۶۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Al ₂ O ₃
۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۸۱	۱/۱۹	۱/۲۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Cr ₂ O ₃
۶/۷۹	۶/۷۲	۶/۷۲	۳/۲۵	۳/۰۶	۱۰/۵۵	۱۰/۲۸	۱۰/۳۹	۱۴/۲۱	۱۳/۷۸	FeO*
۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۱۶	MnO
۳۲/۶۷	۳۲/۷۱	۳۲/۳۹	۱۶/۸۷	۱۶/۲۳	۴۹/۰۴	۴۹/۱۰	۴۸/۶۸	۴۵/۹۵	۴۶/۱۴	MgO
۱/۵۱	۱/۶۲	۱/۶۷	۲۲/۳۴	۲۳/۲۹	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	CaO
۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	Na ₂ O
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	K ₂ O
۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۳۸	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۲۷	۰/۲۲	NiO
۱۰۰/۷۶	۱۰۰/۳۶	۱۰۰/۲۸	۱۰۰/۴۸	۱۰۰/۸۰	۱۰۰/۶۰	۱۰۰/۳۳	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۵۰	۱۰۰/۲۹	Sum
۱/۹۳	۱/۹۴	۱/۹۲	۱/۸۷	۱/۸۷	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰	Si
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Ti
۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Al ^{IV}
۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Al ^{VI}
۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Cr
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Fe ³⁺
۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۳۰	۰/۲۹	Fe ²⁺
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	Mn
۱/۶۸	۱/۶۹	۱/۶۷	۰/۹۱	۰/۸۸	۱/۷۹	۱/۸۰	۱/۷۹	۱/۷۱	۱/۷۱	Mg
۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۸۷	۰/۹۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Ca
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Na
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	K
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	Ni
۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	Sum
۹۰/۰۲	۹۰/۱۱	۹۰/۴۸	۹۳/۷۲	۹۳/۸۸	۸۹/۲۴	۸۹/۴۹	۸۹/۳۱	۸۵/۲۳	۸۵/۶۶	Mg#
					۸۹/۲۳	۸۹/۴۹	۸۹/۳۱	۸۵/۲۲	۸۵/۶۵	فورستریت
					۱۰/۷۷	۱۰/۵۱	۱۰/۶۹	۱۴/۷۸	۱۴/۳۵	فایالیت
۱۰/۳۳	۱۰/۱۳	۱۰/۲۸	۵/۴۴	۵/۱۰						فروسیلیت
۸۶/۷۸	۸۶/۷۸	۸۶/۵۲	۴۸/۴۵	۴۶/۷۱						انستاتیت
۲/۸۹	۳/۰۹	۳/۲۱	۴۶/۱۱	۴۸/۱۹						ولاستونیت
			دیوپسید	دیوپسید	کریزولیت	کریزولیت	کریزولیت	کریزولیت	کریزولیت	نوع کانی

FeO = FeO total, Mg# = 100.Mg/(Mg+Fe²⁺).

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزپردازشی کروم اسپینل در پیکریت‌ها در مقایسه با پریدوتیت‌های درده (لرزولیت و هارزبورژیت) و آمفیبول و کلریت درون پیکریت‌های درده (افیولیت نایین) به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها، به ترتیب بر پایه ۲۳، ۲۲ و ۲۸ اتم اکسیژن.

Chlorite	Amphibole		Cr-Spinel					نوع کانی		
	پیکریت	پیکریت	هارزبورژیت	لرزولیت	پیکریت			نوع سنگ		
B693	B693	B693	میانگین	B693	B693	B693	B693	B693	شماره نمونه	
۳۲۵	۳۲۷	۳۲۶			۹	۱۰	۳۲۴	۳۲۳	۳۲۲	نقطه تجزیه
۳۱/۸۱	۴۷/۹۲	۴۶/۲۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	SiO ₂
۰/۰۰	۰/۴۳	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۰۵	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۴	TiO ₂
۱۷/۷۲	۹/۹۷	۱۲/۰۷	۲۶/۸۴	۴۹/۳۱	۲۶/۱۷	۲۶/۸۳	۱۳/۱۹	۱۲/۶۲	۱۲/۳۶	Al ₂ O ₃
۰/۰۰	۰/۴۶	۰/۰۸	۳۷/۷۶	۱۹/۳۳	۳۸/۱۷	۳۸/۳۳	۴۸/۱۴	۴۷/۵۰	۴۷/۱۹	Cr ₂ O ₃
۶/۸۰	۵/۹۲	۶/۵۱	۲۳/۵۳	۱۲/۶۶	۲۴/۱۹	۲۳/۱۸	۳۱/۰۴	۳۳/۰۳	۳۳/۱۴	FeO*
۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۳۱	۰/۱۴	۰/۲۷	۰/۳۴	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۲	MnO
۳۰/۲۹	۱۸/۵۹	۱۷/۹۵	۱۱/۷۳	۱۸/۹۳	۱۱/۵۶	۱۱/۸۹	۷/۵۶	۶/۹۱	۶/۸۶	MgO
۰/۰۲	۱۲/۰۹	۱۱/۹۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	CaO

ادامه جدول ۲

Chlorite	Amphibole		Cr-Spinel						نوع کانی	
	پیکریت		هزاربورژیت	لرژولیت		پیکریت				نوع سنگ
	B693	B693	میانگین	B693	B693	B693	B693	B693	شماره نمونه	
۳۲۵	۳۲۷	۳۲۶		۹	۱۰	۳۲۴	۳۲۳	۳۲۲	نقطه تجزیه	
۰/۰۰	۱/۷۸	۲/۱۵	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	Na ₂ O
۰/۰۲	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	K ₂ O
۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۲۸	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۵	NiO
۸۶/۸۳	۹۷/۵۷	۹۷/۵۶	۱۰۰/۵۵	۱۰۰/۷۱	۱۰۰/۸۰	۱۰۰/۹۹	۱۰۰/۵۷	۱۰۰/۶۹	۱۰۰/۱۸	Sum
۶/۰۹	۶/۶۹	۶/۴۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Si
۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۰۵/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	Ti
			۷/۶۶	۱۲/۴۱	۷/۴۸	۷/۶۲	۴/۰۹	۳/۹۳	۳/۸۷	Al
۱/۹۱	۱/۳۱	۱/۵۳								Al ^{IV}
۲/۱۰	۰/۳۳	۰/۴۶								Al ^{VI}
۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۷/۲۳	۳/۲۶	۷/۳۲	۷/۳۱	۱۰/۰۰	۹/۹۳	۹/۹۲	Cr
۰/۱۰	۰/۶۹	۰/۷۶	۱/۰۲	۰/۳۱	۱/۰۸	۰/۹۷	۱/۸۶	۲/۱۰	۲/۱۶	Fe ³⁺
۰/۹۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۷۴	۱/۹۵	۳/۸۳	۳/۷۰	۴/۹۶	۵/۲۱	۵/۲۱	Fe ²⁺
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	Mn
۸/۶۵	۳/۸۷	۳/۷۵	۴/۲۴	۶/۰۳	۴/۱۸	۴/۲۸	۲/۹۶	۲/۷۲	۲/۷۲	Mg
۰/۰۰	۱/۸۱	۱/۷۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	Ca
۰/۰۰	۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Na
۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	K
۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Ni
۱۵/۶۳	۱۵/۳۳	۱۵/۴۳	۲۴/۰۰	۲۴/۰۱	۲۴/۰۰	۲۴/۰۰	۲۴/۰۰	۲۴/۰۰	۲۴/۰۰	Sum
	۸۴/۸۵	۸۳/۱۱	۵۳/۱۳	۷۵/۵۲	۵۲/۱۸	۵۳/۶۳	۳۷/۳۷	۳۴/۳۰	۳۴/۳۰	Mg#
			۰/۴۹	۰/۲۱	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۷۲	Cr#
			۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۴	Fe ³⁺ #
			۱۶/۸۰	۸/۳۰	۱۷/۰۰	۱۶/۹۰	۲۰/۶۰	۲۰/۷۰	۲۰/۷۰	F
Clinocllore	Magnesio-hornblende	Tschemakitic hornblende								نوع کانی

FeO = FeO total, Mg# = 100.Mg/(Mg+Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr+Al), Fe³⁺# = Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr³⁺+Al³⁺), F=10 ln(Cr#)+24 (Hellebrand et al., 2001).

جدول ۳- نتایج محاسبه دما و فشار بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن درون پیکریت درهده (افیولیت ناین).

فشارسنجی (kbar)	دماسنجی (°C)				شماره نقطه تجزیه کلینوپیروکسن
	ستون B		ستون A		
	متغیرهای Soesoo (1997)*		Bertrand & Mercier (1985)		
Nimis (1999)			P = ۱۰ kbar		۱۴
B و A = میانگین ستون‌های B و A	Y _{PT}	X _{PT}	P = ۵ kbar		
۸/۳	-۳۱/۷	۳۷/۲	۹۹۴		۱۳
۸/۹	-۳۱/۸	۳۷/۱	۱۰۸۸		
	۱۲۰۵		۱۰۴۱		میانگین دما (°C)
			۱۰۴۰		

*متغیرهای Soesoo (1997) عبارتند از:

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^* - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^* + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

جدول ۴- مقادیر دما-فشار برای تبلور آمفیبول در هنگام دگرگونی پیکریت درهده (افیولیت ناین).

شماره نقطه تجزیه آمفیبول		فشار (kbar):
۳۲۷	۳۲۶	
۴/۳	۶/۱	Hollister et al. (1987)
۴/۵	۶/۵	Johnson & Rutherford (1989)
۳/۵	۵/۰	Schmidt (1992)
۴/۸	۶/۵	Helz (1973)
۶۷۵~	۷۰۰~	دما (°C):

جدول ۵- نتایج تجزیه ICP-MS سنگ‌کل پیکریت‌ها و داده‌های ICP-MS و XRF مربوط به پریدوتیت‌های درده (خاور افیولیت ناین). مقادیر بهنجارسازی مربوط به ترکیب کندریت (McDonough & Sun, 1995) است.

پیکریت		دونیت		هارزبورژیت		لرزلویت		نوع سنگ
N203	N782	D-N206-2	D-N206-1	H-N214-2	H-N214-1	L-N223-2	L- N223-1	شماره نمونه
-	-	-	۳۹/۰۶	-	۴۱/۰۶	-	۴۱/۱۸	(wt%)
۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۱	-	۰/۰۱	-	۰/۰۳	-	SiO ₂
۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۳۸	TiO ₂
۱/۷۵	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۳۹	۰/۵۵	۰/۵۹	۱/۶۰	۱/۹۰	Cr ₂ O ₃
۸/۸۰	۷/۹۴	۸/۰۰	۷/۹۴	۸/۲۳	۸/۱۹	۷/۹۹	۷/۹۳	Al ₂ O ₃
۶/۵۷	۵/۷۹	۵/۸۵	۵/۸۰	۶/۰۶	۶/۰۲	۵/۸۴	۵/۷۹	Fe ₂ O ₃ *
۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۲	FeO ^c
۱۷/۳۷	۱۸/۹۵	۳۴/۱۱	۴۱/۷۹	۳۶/۴۹	۴۱/۷۷	۳۰/۹۷	۳۸/۸۴	MnO
۱۰/۳۷	۱۱/۰۰	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۷۳	۰/۶۴	۲/۱۱	۲/۱۰	MgO
-	-	-	۰/۱۴	-	۰/۲۰	-	۰/۱۶	CaO
-	-	-	۰/۰۰	-	۰/۰۰	-	۰/۰۰	Na ₂ O
-	-	-	۰/۲۸	-	۰/۲۷	-	۰/۲۴	K ₂ O
-	-	-	۱۰/۳۱	-	۷/۶۸	-	۸/۰۱	NiO
۷۲/۵۶	۷۶/۶۰	-	۸۵/۳۱	-	۸۴/۹۴	-	۸۴/۳۸	LOI
								Mg#
								(ppm)
۵۳/۹۲	۵۴/۳۰	۹/۲۳	۹/۷۰	۱۱/۱۸	۱۱/۳۰	۱۳/۷۵	۱۴/۰۲	Sc
۱۸۶	۱۷۵	۲۸/۰	۳۴/۶	۳۴/۰	۳۸/۰	۵۶/۰	۷۱/۴	V
۱۶۷۹	۱۶۷۱	۲۶۰۸	۲۷۹۱	۲۶۰۲	۲۷۷۰	۲۷۴۷	۳۰۶۰	Cr
۵۷	۵۷	۱۰۴	۱۰۵	۱۰۳	۱۰۴	۹۳	۹۵	Co
۴۲۴	۴۳۱	۲۱۵۶	۲۱۷۰	۲۱۰۰	۲۱۱۴	۱۸۴۲	۱۸۹۶	Cu
۳/۴۱	۴/۵۲	۱>	۲/۷	۱>	۱	۸/۷۳	۱۱	Zn
۵۷/۴۸	۲۹/۱۵	۴۴/۱۵	۳۴/۷	۲۹/۴۵	۴۱/۲	۳۵/۸۸	۴۷/۴	Ga
۴/۳۵	۴/۰۵	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۲۹	۱/۲۹	۲/۶۱	۲/۶۱	As
۰/۹۴	۰/۱۳	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۶۸	۰/۷۱	Rb
۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	Rb
۲۶/۷۸	۱۶/۶۲	۱۳/۷۲	۱۱/۶	۹۷/۸۱	۹۷	۲۴/۹۳	۲۲/۶	Sr
۴/۱۶	۳/۳۴	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۷	۱/۰۴	۱/۰۵	Y
۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	Zr
۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	Nb
۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	Cs
۱۸/۴۳	۱۷/۲	۸/۰۳	۱۰/۱	۶/۵۳	۸/۳	۱۴/۴۶	۱۴/۹	Ba
۰/۱۴۷	۰/۰۵>	۰/۰۵>	۰/۰۲۵	۰/۰۵>	۰/۰۰۸	۰/۰۵>	۰/۰۰۹	La
۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۰۲>	۰/۱>	۰/۰۲>	۰/۱>	۰/۰۲>	Ce
۰/۰۷۷	۰/۰۵۳	۰/۰۰۹	۰/۰۱۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۰۹	Pr
۰/۴۸۴	۰/۳۶	۰/۰۵۲	۰/۰۷۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳۳	۰/۰۵۴	Nd
۰/۲۲۷	۰/۲	۰/۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۱۸	۰/۰۱۷	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	Sm
۰/۰۹۶	۰/۰۸۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	Eu
۰/۰۹	۰/۰۷۴	۰/۰۰۴	۰/۰۱۸	۰/۰۰۴	۰/۰۲۷	۰/۰۲	۰/۰۷۹	Gd
۰/۴۴۱	۰/۳۴۶	۰/۰۱۷	۰/۰۰۴	۰/۰۱۸	۰/۰۰۵	۰/۰۷۳	۰/۰۲	Tb
۰/۶۶۱	۰/۵۳۶	۰/۰۲۳	۰/۰۲۷	۰/۰۳۳	۰/۰۴۲	۰/۱۴۷	۰/۱۵۱	Dy
۰/۱۶	۰/۱۲۹	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۹	۰/۰۱۲	۰/۰۳۹	۰/۰۳۹	Ho
۰/۴۷۲	۰/۳۸۳	۰/۰۲	۰/۰۲۲	۰/۰۲۷	۰/۰۳۴	۰/۱۲۱	۰/۱۲۶	Er
۰/۰۷۵	۰/۰۶۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	Tm
۰/۵۱۵	۰/۴۱۷	۰/۰۲۲	۰/۰۲۳	۰/۰۳۶	۰/۰۴۳	۰/۱۴۳	۰/۱۴۴	Yb
۰/۰۷۹	۰/۰۶۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۲۴	۰/۰۲۲	Lu
۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	-	۰/۱>	-	۰/۱>	-	Hf
۰/۰۵>	۰/۱۸	۰/۰۵>	۰/۰۰۵>	۰/۰۵>	۰/۰۰۵>	۰/۰۵>	۰/۰۰۵>	Ta
۰/۳۱	۰/۱>	۲/۳۵	۲/۲۱	۰/۱>	۰/۱>	۰/۲۳	۰/۱۲	Pb
۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰۵>	۰/۰۱	۰/۰۰۵>	-	۰/۰۰۵>	Th
۰/۰۱	۰/۰۰۵>	۰/۰۰۵>	۰/۰۰۵>	۰/۰۰۵>	۰/۰۰۵>	۰/۰۱	۰/۰۱	U
۰/۹۲	۰/۹۶	۱/۶	۱/۷۶	۰/۸۸	۱/۲۴	۱/۲۲	۱/۵۲	Eu/Eu*
۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۶۲	۱/۲۱	۰/۴۱	۰/۶۱	۰/۴۱	۰/۴۶	(Gd/Yb) _n

Fe₂O₃ = Fe₂O₃^{total}, FeO^c = Calculated FeO.

کتابنگاری

- شیردشت‌زاده، ن.، ۱۳۹۳- پترولوژی گدازه‌های بالشی و آمفیبولیت‌ها و دگرگونی در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین و عشین، رساله دکترا پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ۳۴۵ ص.
- شیردشت‌زاده، ن.، ترابی، ق. و صمدی، ر.، ۱۳۹۳- زمین‌شیمی گدازه‌های بالشی و کلینوپیروکسن موجود در آنها: افیولیت ملانژهای ناین و عشین (شمال شرقی استان اصفهان)، زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱(۶)، صص ۴۹ تا ۷۰.

References

- Bertrand, P. & Mercier, J. C. C., 1985- The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system. *Earth and Planetary Science Letters* 76: 109-122.
- Cox, K. G., 1980- A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology* 21(4): 629-650.
- Cox, K. G., 1993- Continental magmatic underplating. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A342*: 155-166.
- Davoudzadeh, M., 1972- Geology and petrography of the north area of Nain, Central Iran. Geological Survey of Iran, Report no.14, 89 pp.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992- An introduction to the rock forming minerals. 2nd Edition, Longman, London, 696 pp.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997- Rock Forming Minerals. Volume 2A. Single-chain Silicates. Geological Society of London, 668 pp.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, 26: 683-693
- Gill, R., 2010- Igneous rocks and processes: A practical guide. John Wiley and Sons, Ltd., Publication, 472 pp.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, E., 1986- Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. & Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410: 677-681.
- Helz, R. T., 1973- Phase relations of basalts in their melting ranges at $p_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases. *Journal of Petrology* 14: 249-302.
- Hey, M. H., 1954- A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 30: 227.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B., 1987- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Holm, P. M., Gill, R. C. O., Pedersen, A. K., Larsen, J. G., Hald, N., Nielsen, T. F. D. & Thirlwall, M. F., 1993- The Tertiary picrites of West Greenland: contributions from 'Icelandic' and other sources. *Earth and Planetary Science Letters* 115: 227-244.
- Johnson, M. C. & Rutherford, M. J., 1989- Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Kamenetsky, S., Crawford, A. J. & Meffre, S., 2001- Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology* 42: 655-671.
- Kelemen, P. B., 1990- Reaction between ultramafic wall rock and fractionating basaltic magma, Part I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology* 31(1): 51-98.
- Larsen, L. M. & Pedersen, A. K., 2000- Processes in high-Mg, high-T magmas: evidence from olivine, chromite and glass in Palaeogene picrites from West Greenland. *Journal of Petrology* 41: 1071-1098.
- Le Bas, M. J., 2000- IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 41: 1467-1470.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J. Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H. & Woolley, A. R., 2002- Igneous rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, 254 pp.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S. & Birch, W. D., 1997- Nomenclature of amphiboles, Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 35: 219-237.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S., 1995- The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Meisel, T., Schöner, N., Paliulionyte, V. & Kahr, E., 2002- Determination of rare earth elements (REE), Y, Th, Zr, Hf, Nb and Ta in geological reference materials G-2, G-3, SCO-1 and WGB-1 by sodium peroxide sintering and ICP-MS. *Geostandards Newsletter* 26(1): 53-61.

- Melluso, L. & Sethna, S. F., 2011- Mineral compositions in the Deccan igneous rocks of India: An Overview. In: J., Ray, G., Sen, B., Ghosh (Eds.), Topics in igneous petrology. Springer 7: 35-159.
- Morimoto, N., 1989- Nomenclature of pyroxenes. The Canadian Mineralogist 27: 143-156.
- Nimis, P. & Taylor, W. R., 2000- Single pyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and evaluation of the Cr-in-pyroxene barometer and enstatite solvus thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 139: 541-554.
- Nimis, P., 1999- Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 135: 62-74.
- Perfit, M. R., Fornari, D. J., Ridley, W. I., Kirk, P. D., Casey, J., Kastens, K. A., Reynolds, J. R., Edwards, M., Desonie, D., Shuster, R. & Paradis, S., 1996- Recent volcanism in the Siqueiros transform fault: picritic basalts and implications for MORB magma genesis. Earth and Planetary Science Letters 141: 91-108.
- Ray, J., Sen, G. & Ghosh, B., 2011- Topics in Igneous Petrology. Springer, 485 pp.
- Schmidt, M. W., 1992- Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110: 304-310.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. & Arai, S., 2010- Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 255(3): 255-275.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. & Arai, S., 2011- Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan Province, Central Iran). Ofioliti 36: 191-205.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T. C., Arai, S., Bokhari, S. N. H., Samadi, R. & Gazel, E., 2014- Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 273(1): 89-120.
- Soesoo, A., 1997- A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. Journal of the Geological Society of Sweden, GFF 119: 55-60.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders, M.J., Norry (Eds.), Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society of London, Special Publication, Blackwell, Oxford 42: 313-346.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1995- The geochemical evolution of the continental crust. Reviews in Geophysics 33: 241-265.
- Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai, S. & Koepke, J., 2011- Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: Study of amphibolites from Nain, Ashin, Jandaq and Posht-e-Badam ophiolites. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen 262(2): 227-240.
- Winter, C., 2001- An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, 697 pp.
- Zhang, Z. C., Zhi, X., Chen, L., Saunders, A. D. & Reichow, M. K., 2008- Re-Os isotopic compositions of picrites from the Emeishan flood basalt province, China. Earth and Planetary Science Letters 276: 30-39.

Petrography, thermobarometry and geochemistry of Darreh Deh picrites (East of Nain ophiolitic mélange)

N. Shirdashtzadeh ^{1*}, Gh. Torabi ², R. Samadi ³, T. C. Meisel ⁴ & S. N. Hussain Bokhari ⁵

¹ Ph.D., Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Ph.D., Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

⁴ Professor, Department of General and Analytical Chemistry, Montan universität, Leoben, Austria

⁵ Ph.D., Department of General and Analytical Chemistry, Montan universität, Leoben, Austria

Received: 2014 October 04

Accepted: 2015 July 01

Abstract

Picrites are seen within the mantle peridotites in the Darreh Deh area (in the east of Nain ophiolitic mélange). Based on petrography and mineral chemistry, these picrites are composed of olivine (chrysolite), clinopyroxene (diopside) and orthopyroxene (enstatite), showing a cumulate texture, and small amounts (less than 10 volume%) of plagioclase and chromian spinels as accessory minerals. Application of clinopyroxene geothermobarometry methods indicates the equilibrium temperatures of ~1040 to 1205 °C and pressure of 8.6 kbar for the clinopyroxene crystallization in the melt. Amphibole and talc crystallization and the results of amphibole thermobarometry (~675-700 °C, 4.8-6.5 kbar) indicates that these rocks have undergone metamorphism under amphibolite facies in Jurassic, similar to their host mantle peridotites. Whole rock chemistry and chromian spinel composition confirm high partial melting degrees of mantle and progressive ascending melt/wall rock reactions in a suprasubduction zone in which tholeiitic melts were produced. During the production of this melt, picrites with cumulous texture formed within the mantle peridotites by precipitation of olivine, pyroxenes and minor amounts of intercumulous plagioclase crystals from the primitive melt.

Keywords: Petrography, Thermobarometry, Whole rock geochemistry, Picrite, Darreh Deh, Nain Ophiolite.

For Persian Version see pages 43 to 54

*Corresponding author: N. Shirdashtzadeh; E-mail: nshirdasht@gmail.com