

سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و شکل‌گیری پریدوتیت در آمیزه افیولیتی حیدرآباد (شرق ایران)

منصور عادل پور^{*}، علیرضا زراسوندی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۵/۲۸ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۱۷

چکیده

آمیزه افیولیتی حیدرآباد در کمپلکس افیولیتی نهبندان، واقع در زمین درز سیستان، در مرز میان بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان واقع شده است. این سنگ‌ها به‌طور عمده شامل پریدوتیت گوشته‌ای، لیستونیت، گابرونوریت، گابرو توده‌ای و لایه‌ای، بازالت بالشی و رسوبات عمیق دریایی است، که در جایگاه پشته میان اقیانوسی (MOR) تشکیل شده‌اند. کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و اسپینل سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های گوشته آمیزه افیولیت حیدرآباد هستند. الیوین‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای اغلب سرپانتینی شده‌اند. مطالعات تفصیلی میکروپروب روی کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مقادیر بسیار بالای $Mg\#$ (۶۲/۴ تا ۶۷ درصد وزنی) و $Cr\#$ (۱۸/۱ تا ۳۴/۵ درصد وزنی) و مقادیر پایین TiO_2 (میانگین ۰/۰۵ درصد وزنی) را نشان می‌دهد. میزان Fe^{+3} در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مورد مطالعه بسیار پایین (میانگین ۰/۰۲ درصد وزنی) است که نشان‌دهنده تبلور در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن است. همچنین ترکیب الیوین‌ها از نوع فورستريت (F090.07-90.90)، ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستاتیت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اسپینل‌ها از نوع آلومینیوم و کروم‌دار هستند. نمودارهای جداکننده محیط زمین‌ساختی برای هارزبورژیت و لرزولیت ویژگی‌های پریدوتیت‌های آبیسال را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: آمیزه افیولیتی، پریدوتیت، حیدرآباد، شیمی کانی، عمیق، نهبندان.

مقدمه

بررسی افیولیت‌ها و واحدهای تشکیل دهنده آن‌ها به‌عنوان قطعات باقی‌مانده از سنگ گره اقیانوسی، اهمیت فراوانی در بررسی و تفسیر سرگذشت زمین و رویدادهای آن داشته و از دیرباز مورد توجه پژوهشگران بوده است (Shirdashtzadeh et al, 2017) و به‌عنوان راهنمای مهمی در مطالعه چگونگی تشکیل حوضه‌های اقیانوسی، ناپدید شدن آن‌ها در گذشته و جغرافیای گذشته زمین در میلیون‌ها سال پیش هستند (Rahimi Nejad et al, 2017). این مجموعه سنگی بقایایی از یک سنگ گره اقیانوسی هستند که در موقعیت‌های زمین-ساختی مختلف از جمله پشته‌های میان اقیانوسی، مراکز گسترش پشت کمان و محیط‌های گسترش مناطق کششی بالای منطقه فرورانش تشکیل شده و به‌وسیله پدیده‌های زمین‌ساختی به حاشیه قاره‌ها فرارنده شده (Dilek and Furnes, 2011) و یا بدون فرارانش بین صفحات قاره‌ای قرار گرفته است. بررسی‌ها نشان داده است که ترکیب سنگ‌های گوشته‌ای توسط فرآیندهای پیچیده ذوب گوشته‌ای و همچنین واکنش سیالات در حال حرکت کنترل می‌شود؛ این موضوع می‌تواند اطلاعات مهمی درباره ماهیت ذوب بخشی، خاستگاه ماگما و محیط زمین‌ساختی ماگمایی تشکیل افیولیت ارائه دهد (Basch et al, 2017). کانی‌های کروم‌اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها، به دلیل مقاومتی که در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهند، بیشتر در این سنگ‌ها بدون تغییر حفظ شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که می‌توان از آنها به‌عنوان شاخص‌های پتروژنزی قابل اعتمادی به منظور تعیین ترکیب سنگی گوشته اولیه (حتی در سنگ‌های فرابازی به‌شدت سرپانتینی شده) استفاده کرد (Bhat et al, 2017; Xu et al, 2012). ترکیب شیمیایی کانی‌های کروم-

اسپینل برای تعیین ویژگی‌های پریدوتیت گوشته-ای سالم و دگرسان شده در موقعیت‌های مختلف تکتونیکی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Ahmed and Surour, 2016). زیرا در سنگ‌های پریدوتیتی، اسپینل کروم‌دار مقاوم‌ترین فاز کانی-شناختی در مقابل دگرسانی و ذوب‌بخشی به‌شمار می‌رود (González-Jiménez et al, 2011). همچنین، کلینوپیروکسن به‌عنوان یک کانی ردیاب، در ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما شناخته می‌شود؛ ترکیب آن نه تنها منعکس‌کننده شرایط شیمیایی و سری ماگمایی است (Dioh et al, 2009) بلکه نشان دهنده شرایط فیزیکی ماگما در زمان تبلور آن است (Putirka, 2008). در نتیجه، شیمی کانی‌های سیلیکاتی همراه با کانی‌های کروم‌اسپینل در پریدوتیت‌ها می‌تواند در تعیین ترکیب مذاب مادر این سنگ‌ها، جایگاه زمین-ساختی، درصد ذوب بخشی، میزان فوگاسیته اکسیژن (fO_2)، ماهیت افیولیتی یا غیر افیولیتی آن‌ها، واکنش مذاب/سنگ و غیره به کار برده شود (Park et al, 2012; Poosti et al, 2017). مجموعه سنگ‌های اولترابازیک افیولیت‌های حیدرآباد بیشتر از هارزبورژیت، لرزولیت، گابرو، گابرونوریت، دایک-های صفحه‌ای، گدازه بالشی و لیستونیت تشکیل شده است. تاکنون مطالعات دقیقی در مورد مینرال شیمی کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها و ارتباط آنها با خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها انجام نشده است. در این پژوهش سعی بر آن است که با بررسی خصوصیات صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و زمین‌شیمی بخش اولترابازیک مجموعه افیولیتی حیدرآباد، منشأ و محیط زمین-ساختی این واحدها تعیین گردد.

مواد و روش‌ها

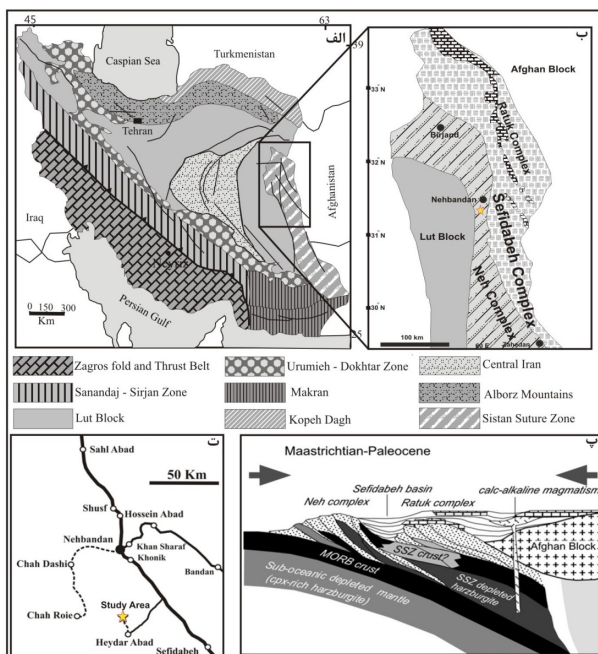
ضمن بازدیدهای صحرایی و برداشت اطلاعات مختلف از ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ساختاری واحدهای سنگی، نمونه‌برداری سیستماتیک برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی، آزمایش‌های تجزیه سنگ کل و شیمی کانی‌ها انجام شد. مطالعات آزمایشگاهی دربردارنده مطالعات سنگ‌نگاشتی مقاطع نازک میکروسکوپی و صیقلی برای تعیین بافت سنگ‌ها و ریزساختارهای آن‌ها است. به منظور انجام این کار، آنالیز ۱۱ نمونه از پریدوتیت-های گوشته‌ای دارای کمترین دگرسانی جهت تعیین اکسیدهای اصلی به روش XRF و تعیین عناصر اصلی، کمیاب و عناصر نادر خاکی (REE) به روش طیف سنج جفت پلاسمای القا شده (ICP-MS)، انجام شد. همچنین هشت مقطع نازک-صیقلی برای بررسی نقطه‌ای (EPMA) کانی‌های اسپینل، الیوین و پیروکسن به آزمایشگاه

مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) ارسال شد. تجزیه نقاط با استفاده از دستگاه ریزپردازشگر الکترونی (Cameca SX100) با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵KV و شدت جریان ۲۰mA با مدت زمان شمارش ۱۵ تا ۲۰ ثانیه و قطر باریکه الکترونی متمرکز ۱ تا ۳ میکرون انجام شد.

منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی

از دیدگاه ساختاری، منطقه مورد مطالعه در افیولیت‌های نه‌بندان، در بخش میانی پهنه زمین درز سیستان، واقع شده است (شکل ۱ الف). زمین درز سیستان با روند شمالی-جنوبی، با طول بیش از ۷۰۰ کیلومتر، در شرق ایران، بین بلوک لوت در غرب و بلوک افغان در شرق قرار دارد (شکل ۱ ب) (Kurzawa et al, 2017).



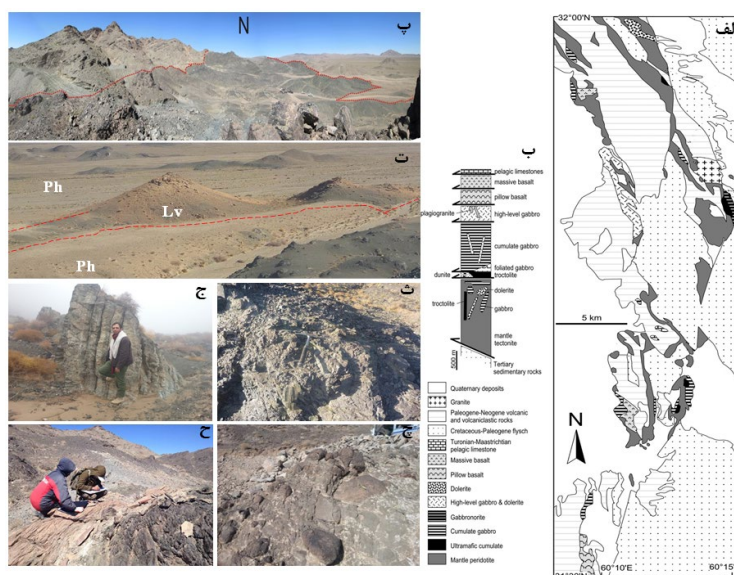
شکل ۱: الف) پهنه‌های رسوبی-ساختاری عمده ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳)، ب) ساختار کلی زون جوش خورده سیستان در حد فاصل بلوک لوت و افغان (اقتباس از Kurzawa et al, 2017 براساس Tirrul et al, 1983)، پ) شکل شماتیک از مقطع عرضی زمین درز سیستان (اقتباس از Saccani et al, 2010)، ت) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه.

لیستونیتی شده‌اند و فرآیند سرپانتینی‌شدن را با درجات مختلفی نشان می‌دهند (شکل ۲ ت). کانی‌های سرپانتین در این سنگ‌ها می‌تواند دلیلی بر آبرگیری گوشته و چرخه آب در عمق زمین باشد (Rahimi Nejad et al, 2017). در قسمت‌هایی از پریدوتیت گوشته‌ای مورد بررسی دایک‌های لیستونیتی رخمون دارد (Qiu and Zhu, 2015) که به دو گروه اصلی غنی از سیلیس و غنی از کربنات تقسیم می‌شوند (Azer, 2013) که به صورت توده‌های قطع‌کننده سنگ‌میزبان با حجم‌های مختلف ظاهر می‌شوند (Ebrahimi et al, 2017). در این محدوده سنگ‌های گابرویی (گابرو و گابرونوریت) دارای چندین رخمون هستند (شکل ۲ ث). گابروها در این مجموعه به دو صورت گابروهای ایزوتروپ و گابروهای لایه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۲ ج). در مرز پریدوتیت‌های گوشته‌ای و گابروهای نفوذی، سنگ‌های غنی از کلینوپیروکسن مانند ورلیت و کلینوپیروکسنیت تشکیل شده است. زیرا در زمان نفوذ گابروها به داخل پریدوتیت‌ها در اثر دگرگونی مجاورتی بین گابرو و پریدوتیت واکنش شیمیایی رخ داده و عناصری از سمت پریدوتیت (MgO) و گابرو (CaO و Al_2O_3) به سمت زون کنتاکت هجوم آورده‌اند و باعث تشکیل کانی‌های جدید مثل کلینوپیروکسن و الیون شده‌اند (Ghaseminejad and Torabi, 2014). دلیل اصلی تشکیل این سنگ‌ها، دمای بالای توده‌های گابرویی، حرکت عناصر ذکر شده از سمت پریدوتیت‌های گوشته و گابرو، حرکت به طرف منطقه کنتاکت و انجام واکنش‌های متاسوماتیک بوده است. از زون کنتاکت به سمت درون پریدوتیت از مقدار کلینوپیروکسن کاسته شده و به میزان الیون افزوده می‌شود و همچنین مقدار اسپینل کروم‌دار افزایش یافته، خودشکل‌تر شده و اندازه کانی‌ها

این زمین‌درز که در اثر تصادم بلوک‌های لوت و افغان و بسته شدن اقیانوس تتیس در زمان کرتاسه تا ائوسن تشکیل شده است (Bayet-Goll et al, 2016; Moghadam and Stern, 2015)، یکی از مهم‌ترین شاخه‌های نئوتتیس به شمار می‌آید که مراحل تکوین را از پوسته اقیانوسی تا قاره‌ای گذرانده است و به صورت یک حوضه باقی‌مانده در اثر برخورد بلوک‌های لوت و افغان ایجاد شده است (Bröcker et al, 2013). در طول این زمین‌درز، مجموعه‌های افیولیتی مختلفی به صورت ناپیوسته با یک روند شمالی-جنوبی از بیرجند تا زاهدان رخمون دارند که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از (۱) افیولیت‌های بیرجند، (۲) افیولیت‌های نهبندان و (۳) افیولیت‌های چهل کوره. براساس (Tirrul et al, 1983)، زمین‌درز سیستان به دو واحد اصلی: (۱) کمپلکس نه-رتوک و (۲) حوضه سفیدابه یا اقیانوس سیستان تقسیم می‌شود، این تکامل تکتونیکی با جایگیری ملانژهای افیولیتی و افیولیت‌های کرتاسه آغاز شده و سپس با تهنشست فلیش‌های کرتاسه فوقانی-ائوسن ادامه پیدا کرده است (Fotoohi-Rad et al, 2009). مجموعه نه-رتوک، که محدوده مورد مطالعه در آن قرار گرفته است، یک منشور بر افزایشی است که از اطراف با حوضه سفیدابه همپوشانی دارد (Mohammadi et al, 2016). مجموعه نه-رتوک شامل یک سکانس گوشته‌ای (سرپانتینیت، هارزبورژیت سرپانتینی شده، هارزبورژیت و لرزولیت) و قسمت پوسته‌ای می‌باشد (Saccani et al, 2010; Moghadam and Stern, 2015) (شکل ۲ الف). پریدوتیت گوشته‌ای تکتونیزه (تکتونایت)، فراوان‌ترین واحد سنگی می‌باشد و به صورت گسله در کنار فلیت‌ها قرار گرفته است (شکل ۲ پ). پریدوتیت گوشته‌ای بیشتر نقاط مرتفع منطقه را تشکیل می‌دهند. سختی به نسبت بالایی دارند، نسبت به سایر واحدهای سنگی فراوانی بیشتری دارند، در پهنه‌های گسلی

گدازه بالشی و بافت اینترگرانولار با تیغه‌های پلاژیوکلاز و بلورهای کلینوپیروکسن در فضای بین آن‌ها، بخش هسته‌ای تر گدازه بالشی را تشکیل داده‌اند. وجود رسوبات پلاژیک (آهک و چرت رادیولاریت‌دار) بر روی گدازه‌های بالشی به خوبی بیانگر ولکانیسم دریایی و فوران‌های آرام در اعماق دریا هستند (شکل ۲ ح).

درشت‌تر می‌گردد. گدازه‌های بالشی موجود در ملانژ افیولیتی مورد مطالعه (شکل ۲ چ) دارای بافت آفیریک، ویتروفیری تا پورفیری و اینترگرانولار هستند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با بلورهای ریز کلینوپیروکسن در خمیره‌ای از شیشه اکسیده شده نمایان شده‌اند. این میکرولیت‌ها معرف تبلور سریع آنها در کف دریا هستند (Kohansal et al, 2016). بافت‌های ویتروفیری تا پورفیری در حاشیه



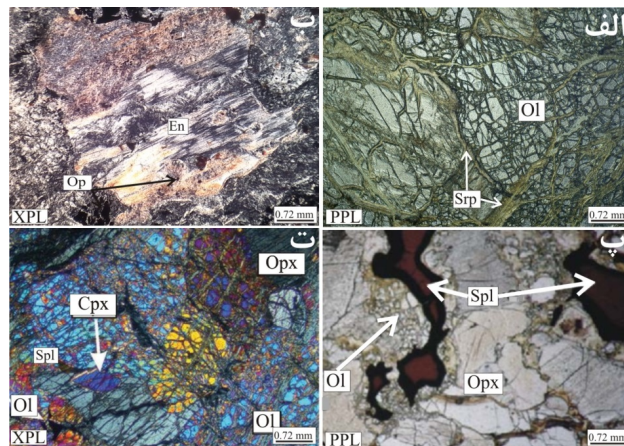
شکل ۲: الف) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از مجموعه افیولیت نهبندان، ب) ستون چینه‌شناسی مجموعه افیولیتی نهبندان که نشان دهنده سکانس‌های افیولیتی نوع MOR می‌باشد، پ) تصویر پانوراما از ملانژ افیولیتی که از اطراف توسط فیلیت احاطه شده است (دید به سمت شمال)، ت) تصویر پانوراما از رخنمون واحد لیستونیت (LV) با مرز گسله در واحد فیلیت (Ph)، ث) گابرو نوریت، ج) گابرو لایه‌ای، چ) رخنمون بازالت بالشی که رسوبات عمیق دریایی و ولکانوکلست‌ها، فضای بین بالش‌ها را پر کرده است، ح) رخنمون سنگ‌آهک پلاژیک، چرت رادیولاریت‌دار و ژاسپر در محدوده مورد مطالعه.

سنگ‌نگاری هارزبورژیت‌ها شده است. این سنگ‌ها در مقیاس نمونه دستی، دانه‌ای و دارای کانی‌های به نسبت درشت الیون و پیروکسن هستند (تقریباً ۳ میلی-متر) که به سنگ، رنگ سبز تیره تا سبز متمایل به سیاه داده‌اند. بافت‌های موجود در تکتونایت‌های مورد مطالعه شامل بافت‌های مشبک، پروتوگرانولار، پورفیروکلاستیک، هم‌بعد و انتقالی هستند. بافت مشبک در نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۳ الف) بر

سنگ‌نگاری در ملانژ افیولیتی محدوده مورد مطالعه پریدوتیت گویشته‌ای تکتونیزه (تکتونایت)، فراوان‌ترین واحد سنگی می‌باشد و حدود ۷۰ درصد از رخنمون افیولیتی را به خود اختصاص داده است و از هارزبورژیت و لرزولیت تشکیل شده است. عملکرد درزه‌های هم‌یوغ و ایجاد فرسایش کروی به همراه هوازگی باعث ایجاد ساخت‌های قله‌ای در این

اشکال کاملاً بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل دیده می‌شود که هم به صورت بین‌بلورین و هم به صورت میان‌بار درون بلورهای الیوین و پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۳ پ). در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مورد مطالعه، بافت پورفیروکلاستیک دارای دو گونه بلور الیوین و پیروکسن است. یک گونه از بلورها، بزرگ و کشیده (پورفیروکلاست‌ها)، حاوی لغزش‌های درون بلوری و ماکل مکانیکی است (شکل ۳ ب). گونه دیگر، بلورهای کوچک (نئوبلاست‌ها) هستند که لغزش‌های درون بلوری و ماکل مکانیکی ندارند. به عبارتی عبور مذاب‌های بازالتی از درون سنگ‌های گوشته موجب بازپخت بلورهای دگرشکل نشده (گرانولاسیون) و باعث تبلور مجدد و تشکیل نئوبلاست‌های فاقد دگرشکلی می‌شود (شکل ۳ ت). به‌طور خلاصه در تکتونایت گوشته‌ای، میزان الیوین بین ۶۵ تا ۸۵ درصد حجمی با اندازه ۲ تا ۵ میلی‌متر، ارتوپروکسن (بیشتر انستاتیت با ماکل مکانیکی) ۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی و کلینوپروکسن (دیوپسید) کمتر از ۱ تا ۵ درصد می‌باشد.

اثر تجزیه و دگرسانی الیوین به سرپانتین حاصل شده است (Ghaseminejad and Torabi, 2014). دگرسانی الیوین به سرپانتین، باعث ایجاد کانه‌های اپک مثل تیتانومگنتیت می‌شود؛ همراهی این کانی‌ها با سرپانتین در حاشیه و به صورت رگه‌های نامنظم و متقاطع در الیوین بافت مشبک یا توری را در الیوین ایجاد کرده است (زارعی سهامیه و همکاران، ۱۳۹۲). اندازه بلورهای پیروکسن از ۱ تا ۳ میلی‌متر تغییر می‌کند. ارتوپروکسن و الیوین‌های درشت آثاری از دگرشکلی شکل‌پذیر مانند نوار شکنجی را نشان می‌دهند (شکل ۳ ب)، که می‌تواند ناشی از دگرگونی دمای بالای گوشته‌ای و رخداد دگرشکلی کشسان دمای بالا باشد (Kamenetsky et al, 2006). کروم اسپینل و کرومیت به عنوان کانی‌های اولیه در سنگ‌های فرامافیک وجود دارند و به دلیل مقاومت بالای آن‌ها در برابر فرآیندهای دگرسانی گرمایی و دگرگونی به نسبت سالم می‌مانند (Nasir et al, 2007). کروم اسپینل اغلب در



شکل ۳: الف) بافت مشبک حاصل از دگرسانی الیوین به سرپانتین در نمونه هارزبورژیت، ب) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک با انستاتیت‌های دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی که در آن کانی‌های اپک قابل مشاهده است، پ) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک حاوی اسپینل‌های بی‌شکل (برگ‌راچی) و پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن که فاقد میان‌بار اسپینل هستند، ت) هارزبورژیت تکتونایتی دارای ارتوپروکسن با اکسولوشن کلینوپروکسن، به همراه نئوبلاست‌های الیوین و اسپینل‌های کرمی و اسکلتی شکل دگرگونه و بازماندی، پورفیروکلاست‌های کلینوپروکسن واجد میان‌بار اسپینل هستند؛ Ol: الیوین؛ Srp: سرپانتین، Opx: ارتوپروکسن؛ Cpx: کلینوپروکسن؛ Spl: اسپینل؛ (علایم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Kretz, 1983) است).

ژئوشیمی

دگرگونی در محدوده مورد مطالعه در حد رخساره شیست سبز می‌باشد (Shirdashtzadeh et al, 2017) و از آنجا که عناصر اصلی و کمیاب، در طی دگرگونی و فرآیندهای دگرسانی دما پایین، تقریباً غیرمتحرک هستند (Moragues-Quiroga et al, 2017)، به همین دلیل در این بخش برای توصیف ویژگی‌های ژئوشیمیایی پریدوتیت‌های گوشته‌ای ملانژافیولیتی محدوده مورد استفاده قرار گرفته است. به طور کلی عناصر غیرمتحرک شامل بعضی عناصر کمیاب ناسازگار، عناصر نادر خاکی و همچنین برخی فلزات واسطه (مانند Ni, Co, Cr و V) هستند. از طرفی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بالا (LILE) از عناصری هستند که معمولاً در طی دگرسانی دچار تحرک پذیری می‌شوند (Barrat et al, 2016). در سنگ‌های مورد بررسی مقادیر متفاوت تحرک‌پذیری در Ba و Rb در مقایسه با Mg# و Zr مشخص شده است. از طرفی وقتی این عناصر، با عناصر غیرمتحرک (مانند Zr, Y, SiO₂, FeO, Al₂O₃ و CaO) مقایسه شد، ارتباط خوبی نشان دادند. در ادامه به بررسی ژئوشیمی پریدوتیت گوشته‌ای محدوده مورد مطالعه پرداخته شده است (جدول ۱).

ژئوشیمی پریدوتیت گوشته‌ای

در نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای مورد تجزیه، میزان L.O.I به نسبت بالاست؛ به طوری که در نمونه‌های هارزبورژیت و لرزولیت به ترتیب از ۴ تا ۷/۶ درصد وزنی و ۴/۴ تا ۶/۵ درصد وزنی تغییر می‌کند. این موضوع در پریدوتیت‌های گوشته‌ای ناشی از فرآیند سرپانتینی شدن است (Malvoisin, 2015). سرپانتینی شدن در ابتدا به دلیل دگرسانی الیوین به سرپانتین ایجاد می‌شود (Mével, 2003)، پیروکسن‌ها بعد از الیوین دچار دگرسانی می‌شوند،

به همین خاطر درجه دگرسانی در اطراف دانه‌های الیوین خیلی بیشتر از پیروکسن است. در پیروکسن‌ها نیز مانند الیوین، سرپانتینی شدن از اطراف دانه‌ها شروع شده و به سمت مرکز دانه پیشروی می‌کند اما در پیروکسن‌ها به جای سرپانتینی شدن، از واژه باستیتی شدن استفاده می‌شود (Prichard, 1979). در نتیجه فرآیند آگیری پریدوتیت منجر به تولید سرپانتین و مگنتیت می‌شود (Frost and Beard, 2007). میزان Mg# در پریدوتیت‌های گوشته‌ای به عنوان شاخصی برای درجه ذوب بخشی یا میزان تهی-شدگی گوشته در نظر گرفته می‌شود (Davodi et al, 2014). با توجه به اینکه هارزبورژیت و لرزولیت دارای میزان بالایی Mg# هستند، پس درجه بالایی از ذوب بخشی را متحمل شده‌اند (Ebrahimi et al, 2017). براساس تجزیه انجام شده براساس کل سنگ در نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای میزان MgO با میزان CaO, Al₂O₃ و TiO₂ ارتباط منفی نشان می‌دهد، که با افیولیت‌های میانمار (Liu et al, 2016) قابل مقایسه است (شکل ۴ الف). در بین عناصر اصلی موجود در پریدوتیت‌ها بهترین فاکتور برای درک میزان تهی‌شدگی سنگ گوشته‌ای مقدار Al و Ca است (Ebrahimi et al, 2017). تغییرات متقابل عناصر اصلی با Al₂O₃ در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مورد مطالعه با رسم محدوده‌هایی برای پریدوتیت‌های حاصل از کوهزایی، افیولیتی و آبیسال آورده شده است (Laouar et al, 2017). همانطور که مشخص است نمونه‌های مورد بررسی از روند پریدوتیت‌های آبیسال پیروی می‌کنند (شکل ۴ ب). الگوی عناصر ناسازگار به‌هنجار شده نسبت به N-MORB و الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت در شکل ۵ نشان داده شده است.

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی هارزبورژیت و لرزولیت محدوده مورد مطالعه.

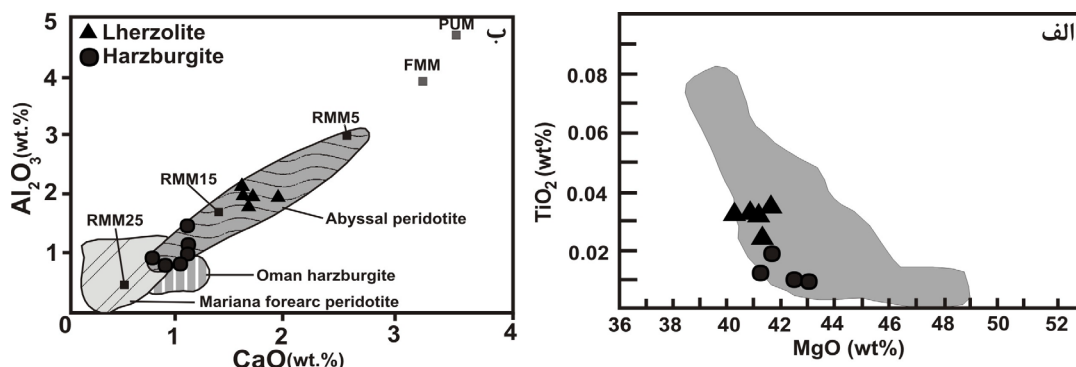
Rock Sample	Harzburgite						Lherzolite				
	B4- 62.5	B4- 43.5	B5- 71.3	B5- 60.3	B6- 78.2	B6- 60	B1- 40	B1- 20.4	B3- 28.3	B5- 24.6	B6-5.8
XRF analyses (wt.%)											
SiO ₂	41.95	43.01	43.04	42.21	41.74	42.85	43.09	43.17	42.86	42.77	42.97
TiO ₂	n.d.	0.02	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.02	0.0	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	0.94	1.26	1.17	1.11	0.95	1.58	1.88	2.01	2.16	2.03	2.02
FeO	6.51	5.57	7.81	7.49	7.29	6.82	6.13	6.79	6.29	7.59	6.71
MnO	0.13	0.11	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.14	0.13	0.13	0.12
MgO	43.29	41.63	42.72	42.26	41.14	42.51	41.72	41.28	40.36	41.03	41.09
CaO	0.85	1.07	1.08	0.71	1.01	1.08	1.72	2.03	1.65	1.67	1.76
Na ₂ O	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04	0.06	0.05	0.07	0.05
K ₂ O	n.d.	0.06	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
L.O.I.	6	7.21	4.01	6.07	7.59	5.01	5.31	4.4	6.54	4.71	5.24
Total	99.68	99.97	100.03	100.01	99.88	100.06	100.06	99.92	100.07	100.06	100.02
ICP-MS analyses (ppm)											
Zn	34	38	44	47	36	38	39	46	43	46	43
Cu	7	12	19	11	9	6	11	13	10	9	11
Sc	4	5	7	5	6	5	6	5	6	7	6
Ni	2162	1998	2224	2223	2093	2051	1915	1898	2034	2081	1982
Co	109	110	114	113	108	112	111	115	107	105	109
Cr	1683	1302	2411	2081	1803	1784	1791	2119	1627	2050	1896
V	41	51	50	22	41	42	50	52	55	57	53
Rb	0.251	1.721	2.742	0.341	0.271	0.252	0.826	0.668	0.52	0.589	1.531
Sr	4.29	1.05	6.76	0.67	1.84	1.29	3.97	6.39	2.89	2.41	3.42
Y	0.7	1.19	0.971	0.561	0.701	0.889	1.89	1.93	2.06	1.89	1.68
Zr	0.189	0.394	0.597	0.219	0.326	0.237	0.524	0.451	0.458	0.47	0.715
La	0.031	0.053	0.101	0.035	0.029	0.027	0.041	0.048	0.075	0.18	0.175
Ce	0.037	0.076	0.301	0.035	0.039	0.036	0.157	0.201	0.061	0.279	0.096
Pr	0.004	0.012	0.025	0.004	0.005	0.003	0.021	0.023	0.011	0.036	0.015
Nd	0.021	0.039	0.089	0.016	0.018	0.02	0.112	0.114	0.092	0.159	0.079
Sm	0.006	0.007	0.018	0.007	0.006	0.008	0.045	0.043	0.048	0.047	0.059
Eu	0.004	0.007	0.007	0.006	0.005	0.005	0.021	0.023	0.024	0.023	0.017
Gd	0.023	0.029	0.031	0.01	0.015	0.021	0.107	0.126	0.115	0.096	0.089
Tb	0.003	0.01	0.007	0.003	0.004	0.006	0.026	0.031	0.028	0.024	0.023
Dy	0.035	0.079	0.072	0.021	0.036	0.045	0.223	0.231	0.245	0.2	0.201
Ho	0.013	0.023	0.02	0.007	0.01	0.016	0.054	0.057	0.058	0.049	0.048
Er	0.051	0.076	0.075	0.031	0.047	0.054	0.178	0.194	0.193	0.167	0.161
Tm	0.01	0.014	0.013	0.007	0.009	0.011	0.029	0.033	0.031	0.029	0.028
Yb	0.071	0.105	0.111	0.047	0.069	0.08	0.208	0.223	0.227	0.221	0.227
Lu	0.013	0.017	0.016	0.01	0.011	0.013	0.033	0.035	0.036	0.031	0.032
Nb	0.21	0.969	0.524	0.258	0.169	0.316	0.385	0.181	0.234	0.321	0.7
Hf	0.005	0.019	0.015	0.005	0.007	0.003	0.024	0.026	0.021	0.02	0.025
Ta	0.012	0.137	0.055	0.03	0.025	0.022	0.049	0.031	0.029	0.032	0.107
Th	0.003	0.03	0.02	0.01	0.005	0.007	0.015	0.017	0.001	0.028	0.003
U	0.002	0.008	0.029	0.008	0.003	0.007	0.013	0.012	0.005	0.019	0.017
(La/Sm) _n	3.34	4.89	3.62	3.23	3.12	2.18	0.59	0.72	1.01	2.47	1.91
(Sm/Yb) _n	0.09	0.07	0.17	0.16	0.09	0.11	0.23	0.21	0.23	0.23	0.28
(La/Yb) _n	0.30	0.35	0.63	0.52	0.29	0.24	0.14	0.15	0.23	0.57	0.54
Nb/Y	0.30	0.81	0.54	0.46	0.24	0.36	0.20	0.09	0.11	0.17	0.42

HFSE، MREE و HREE نشان می‌دهد (شکل ۵ ب). به‌طور دقیق‌تر، میزان تمرکز HREE به‌هنگام شده به کندریت (Ho، Er، Tm، Yb، Lu) در هارزبورژیت و لرزولیت به‌ترتیب برابر با ۰/۲۶ تا ۰/۵۲ و ۰/۹۳ تا ۱/۳۴ می‌باشد. تقریباً تمام نمونه‌های مربوط به پریدوتیت گوشته‌ای دارای غنی‌شدگی LREE نسبت به MREE می‌باشند (۰/۶ تا

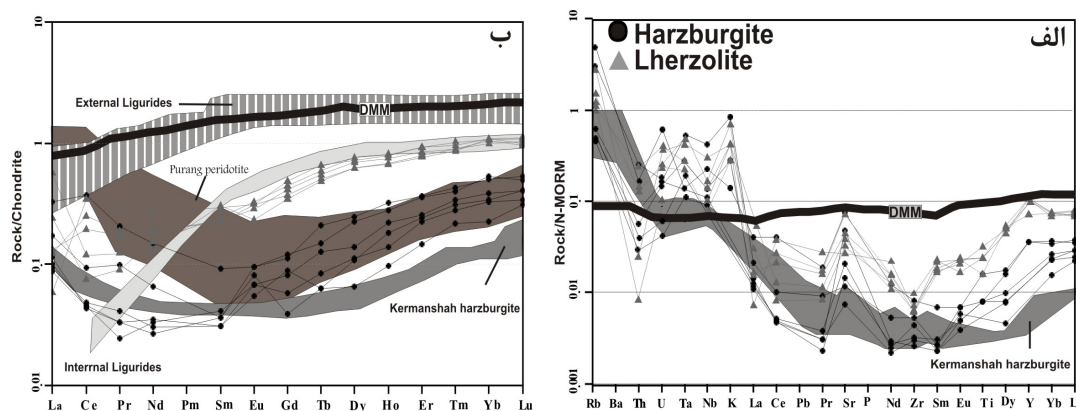
با توجه به الگوهای ترسیم شده، نمونه‌های برداشت شده از پریدوتیت گوشته‌ای نسبت به MORB تهی‌شده از Ta و Nb، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. از طرفی عناصر HFSE و REE نسبت به DMM، تهی‌شدگی نشان می‌دهند (Workman and Hart, 2005). با این وجود، هارزبورژیت‌ها در مقایسه با لرزولیت‌ها تهی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر

گذری و واکنش با پریدوتیت اولیه تفسیر کرد (Hickkey and Frey, 1982). عناصر U و Th در هارزبورژیت و لرزولیت نسبت به MORB تهی شده، به ترتیب تهی شدگی و غنی شدگی نشان می دهند (شکل ۵ الف).

۴/۸۸) و الگوی قاشقی (U شکل) نشان می دهند (شکل ۵ ب). مقادیر پایین عناصر ناسازگار و غنی شدگی از LREE در پریدوتیت های گوشته ای را می توان با ذوب بخشی آن، خروج مواد مذاب و تهی شدگی پریدوتیت اولیه و سپس غنی شدگی بعدی LREE در اثر تأثیر سیال ها و مذاب های



شکل ۴: الف) نمودار MgO در مقابل TiO₂، که در آن پریدوتیت های محدود شده مورد مطالعه با پریدوتیت های گوشته ای افیولیتی میانمار (Liu et al, 2016) مقایسه شده است، و ب) نمودار Al₂O₃ در مقابل CaO پریدوتیت های گوشته ای، اقتباس از (Laouar et al, 2017).



شکل ۵: الف) الگوی عناصر ناسازگار به هنجار شده به N-MORB، و ب) الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده به کندریت در هارزبورژیت و لرزولیت در ملانژ افیولیتی محدود شده مورد مطالعه (Sun and McDonough, 1989). محدود شده رسم شده برای پریدوتیت پورنگ از (Guo et al, 2015)، هارزبورژیت های مربوط به افیولیت کرمانشاه از (Allahyari et al, 2010)، پریدوتیت های گوشته ای اینترنال لیگورایدس و پریدوتیت های گوشته ای اکسترنال لیگورایدس از (Rampone et al, 1995) و MORB تهی شده (DMM) از (Workman and Hart, 2005) برای مقایسه آورده شده است.

شیمی کانی ها

شیمیایی ماگمای مادر و تعیین جایگاه تکتونیکی پریدوتیت های گوشته ای می باشد (Dick and Bullen, 1984; Ahmed et al, 2012)، زیرا کروم

کروم اسپینل: تحقیقات نشان می دهد که این کانی شاخص پتروژنتیکی حساسی جهت تعیین ترکیب

بین ماگما و اسپینل است (Maurel and Maurel, 1982) محیط تبلور می‌تواند نشانگر مفیدی برای ترکیب مایع اولیه باشد (Rahimi Nejad et al, 2017). با توجه به نتایج به‌دست آمده از تجزیه میکروپروب (جدول ۲) و همانطور که در شکل ۶ الف نشان داده شده است اسپینل‌ها، آلومینیوم-کروم‌دار هستند (Irvine, 1967).

اسپینل در مقابل تغییرات شیمیایی بعد از استقرار ماگما مقاومت زیادی از خود نشان می‌دهد (Senda et al, 2016) و به‌همین دلیل برای بررسی سنگ‌های قدیمی و دگرسان شده مناسب است (Park et al, 2012). با توجه به اینکه تبلور کروم اسپینل در محیط‌های ماگمایی همزمان با الیوین صورت می‌گیرد و ویژگی‌های مهم ترکیبی آن ضریب توزیع‌پذیری بالای عناصری مانند Fe، Mg و Al

جدول ۲: نتایج تجزیه (درصد وزنی) ریز پردازش الکترونی کانی اسپینل در پریدوتیت‌های مورد مطالعه، به‌همراه فرمول ساختاری بر پایه ۴ اتم اکسیژن و اعضای پایانی به دست آمده آن‌ها:

$$(Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+}); Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al))$$

Rock Points	Harzburgite						Lherzolite					
	S78-pt1	S78-pt2	S78-pt3	S78-pt4	S78-pt5	S78-pt6	S62-pt1	S62-pt2	S62-pt3	S62-pt4	S62-pt5	S62-pt6
SiO ₂	0.03	0.07	0.02	0.08	0.07	0.04	0.05	0.04	0.03	0.2	0.06	0.04
TiO ₂	0.04	0.029	0.04	0.03	0.04	0.06	0.07	0.06	0.04	0.1	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	37.18	40.12	39.93	40.98	37.98	39.75	48.96	49.31	48.86	47.58	48.87	50.16
Cr ₂ O ₃	29.01	28.11	27.84	27.85	29.89	27.34	18.16	18.22	17.64	18.94	18.23	16.62
Fe ₂ O ₃	0.89	0.49	1.13	0.57	0.94	1.41	0.71	0.83	1.12	1.13	1.09	0.88
FeO	15.84	14.68	14.82	14.71	14.86	13.97	15.51	15.15	15.02	14.96	13.97	15.14
MnO	0.22	0.21	0.19	0.23	0.22	0.14	0.21	0.18	0.19	0.02	0.1	0.21
MgO	14.76	15.26	15.14	15.17	15.21	15.23	15.71	15.82	15.91	16.71	16.19	15.72
CaO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.015
NiO	0.23	0.05	0.17	0.16	0.14	0.14	0.32	0.39	0.31	0.21	0.24	0.37
Total	98.2	99.029	99.28	99.8	99.35	98.09	99.7	100.01	99.12	99.86	98.84	99.225
Si	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.002	0.001
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
Al	1.282	1.349	1.344	1.366	1.287	1.349	1.585	1.589	1.587	1.538	1.584	1.621
Cr	0.671	0.634	0.628	0.623	0.679	0.622	0.394	0.394	0.384	0.411	0.397	0.360
Fe ³⁺	0.020	0.011	0.024	0.012	0.020	0.031	0.015	0.017	0.023	0.023	0.023	0.018
Fe ²⁺	0.388	0.350	0.354	0.348	0.357	0.336	0.356	0.346	0.346	0.343	0.321	0.347
Mn	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.003	0.005	0.004	0.004	0.000	0.002	0.005
Mg	0.644	0.649	0.644	0.640	0.652	0.654	0.643	0.645	0.654	0.683	0.664	0.643
Ca	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.004	0.001	0.004	0.002	0.003	0.002	0.006	0.02	0.007	0.005	0.005	0.008
Total	3.016	3.002	3.004	3.000	3.007	2.999	3.006	3.006	3.008	3.007	3.007	3.007
Cr#	34.359	31.974	31.867	31.314	34.553	31.573	19.925	19.864	19.497	21.076	20.016	18.185
Mg#	62.421	64.949	64.553	64.768	64.597	66.025	64.357	65.052	65.377	66.568	67.383	64.923
Al ₂ O ₃ /Cr ₂ O ₃	1.282	1.427	1.434	1.471	1.271	1.454	2.696	2.706	2.770	2.512	2.681	3.018
FeO/MgO	1.073	0.962	0.979	0.970	0.977	0.917	0.987	0.958	0.944	0.895	0.863	0.963

درصد وزنی و در لرزولیت ۱۸/۱ تا ۲۱ درصد وزنی می‌باشد. میزان Fe³⁺ در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه بسیار پایین (میانگین ۰/۰۲ درصد وزنی) است که نشان‌دهنده تبلور در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن است (Poosti et al, 2017).

الیوین: با آگاهی از ترکیب شیمیایی الیوین می‌توان ویژگی‌های زمین‌ساختی و مباحث مربوط به سنگ-زایی ماگما را بررسی نمود (Yazdani et al, 2015).

پیکوتیت موجود در لرزولیت، در مقایسه با هارزبورژیت‌ها، دارای میزان بالاتری TiO₂ (۰/۰۴ تا ۰/۱ درصد وزنی) و Al₂O₃ (۴۷/۵ تا ۵۰ درصد وزنی) و میزان پایین‌تری Cr₂O₃ (۱۶/۵ تا ۱۹ درصد وزنی) می‌باشند. میزان Mg# [100×Mg/(Mg+Fe²⁺)] در هارزبورژیت و لرزولیت به ترتیب برابر با ۶۲/۴ تا ۶۶ درصد وزنی و ۶۴ تا ۶۷ درصد وزنی می‌باشد. میزان Cr# [100×Cr/(Cr+Al)] در هارزبورژیت برابر با ۳۱/۳ تا ۳۴/۵

قرار می‌گیرند (Deer et al, 1992). میزان فورستريت در پریدوتیت گوشته‌ای براساس نتایج به دست آمده از تجزیه میکروپروب بین مقادیر $Fo_{90.0}$ تا $Fo_{90.9}$ و $Mg\#$ از $۹۰/۲$ تا ۹۱ تغییر می‌کند (جدول ۳).

این کانی از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای محدوده مورد مطالعه است و ترکیب آن در این سنگ‌ها به‌طور قابل توجهی یکنواخت می‌باشد، به طوری که براساس دیاگرام شکل ۶ ب، در محدوده فورستريت (Fo)

جدول ۳: نتایج تجزیه (درصد وزنی) ریز پردازش الکترونی کانی الیون در پریدوتیت‌های مورد مطالعه، به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به‌دست‌آمده آن‌ها بر پایه ۴ اتم اکسیژن (Fo : فورستريت؛ Fa : فایالیت).

Rock	Harzburgite					Lherzolite				
	O2-pt1	O2-pt2	O2-pt3	O1-pt1	O1-pt2	O6-pt1	O6-pt2	O3-pt3	O5-pt1	O5-pt2
SiO ₂	40.69	40.53	40.68	40.38	40.67	41.49	41.31	41.47	41.45	41.48
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	0.03	0.06	0.10	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.04	0.03	0.00	0.05
FeO	9.21	9.26	8.93	9.58	8.75	10.16	10.23	10.08	10.01	10.29
MnO	0.16	0.13	0.14	0.11	0.08	0.12	0.18	0.10	0.07	0.22
MgO	49.06	49.61	49.91	49.32	49.47	49.22	49.03	49.24	49.26	49.07
CaO	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01
NiO	0.45	0.35	0.38	0.32	0.29	0.45	0.46	0.38	0.31	0.48
Na ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06
Total	99.67	99.94	100.16	99.73	99.35	101.57	101.32	101.40	101.20	101.66
Si	0.935	0.935	0.935	0.935	0.935	0.935	0.935	0.935	0.935	0.935
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	1.001
Fe ²⁺	0.177	0.177	0.171	0.184	0.169	0.184	0.169	0.184	0.169	0.184
Mn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Mg	1.681	1.694	1.703	1.686	1.700	1.686	1.700	1.686	1.700	1.686
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.010	0.004	0.008	0.007	0.006	0.009	0.009	0.007	0.006	0.008
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002
Total	2.809	2.815	2.823	2.814	2.814	2.818	2.817	2.814	2.814	3.818
Fo	90.32	90.41	90.75	90.07	90.90	90.07	90.90	90.07	90.90	90.07
Fa	9.68	9.59	9.25	9.93	9.10	9.93	9.10	9.93	9.10	9.93
Mg#	90.47	90.53	90.88	90.17	90.97	90.17	90.97	90.17	90.97	90.17

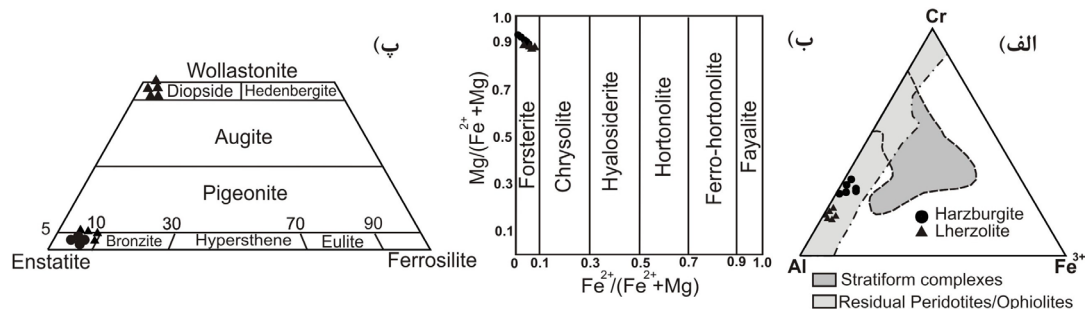
به‌ترتیب برابر با $۹۰/۳$ تا $۹۲/۴$ و $۸۹/۱$ تا $۹۰/۸$ می‌باشد (جدول ۴). کلینوپیروکسن‌ها دارای زون -بندی نبوده و اندازه دانه‌ها از ۱ تا ۳ میلی‌متر در لرزولیت متغیر است. با توجه به جدول ۴ در لرزولیت، میزان انستاتیت بین $۴۳/۶$ تا $۴۸/۳$ ، فروسیلیت بین $۶/۷$ تا $۸/۹$ و ولاستونیت $۴۴/۲$ تا $۴۹/۶$ شرکت دارند ($En_{43.6-48.3}$ $Fs_{6.7-8.9}$ $Wo_{44.2-49.6}$). میزان Al_2O_3 بین $۲/۳$ تا $۴/۸$ درصد وزنی است. $Mg\#$ بین $۹۱/۴$ تا $۹۳/۱$ در نوسان است. میزان TiO_2 و Na_2O بسیار اندک بوده و به ترتیب از $۰/۱۱$ تا $۰/۳۲$ و $۰/۰۱$ تا $۰/۲۱$ تغییر می‌کند.

پیروکسن: فرمول ساختاری ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها بر پایه ۴ کاتیون به ازای ۶ اتم اکسیژن با فرمول عمومی (Mg, Fe^{2+}, Ca, Na) $(Si, Al)_2O_6$ به‌دست آمده است. پورفیروکلاست‌های متوسط تا درشت بلور ارتوپیروکسن موجود در پریدوتیت گوشته‌ای در نمونه هارزبورژیت حاوی $۸۸/۸$ تا $۹۰/۷$ انستاتیت، $۷/۷$ تا $۹/۷$ فروسیلیت و $۱/۳$ تا $۱/۷$ ولاستونیت می‌باشد ($En_{88.8-90.7}$, $Fs_{7.7-9.7}$, $Wo_{1.3-1.7}$). در لرزولیت این مقدار به ترتیب برابر با $En_{85.3-87.3}$, $Fs_{5.1-10.8}$, $Wo_{2.5-7.5}$ می‌باشد. $Mg\#$ در پریدوتیت گوشته‌ای در هارزبورژیت و لرزولیت

ترکیب ارتوپروکسن‌ها و کلینوپروکسن‌ها در نمودار Fs-En-Wo (Deer et al, 1992) به ترتیب در گستره انستاتیت و دیوپسید جانمایی شده‌اند (شکل ۶ پ).

جدول ۴: نتایج تجزیه (درصد وزنی) ریز پردازش الکترونی کانی پروکسن در پریدوتیت‌های مورد مطالعه، به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به دست آمده آن‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن (Wo: ولاستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت)

Rock	harzburgite				Lherzolit								
	O6-pt1	O6-pt2	O6-pt3	O6-pt4	O3-pt1	O3-pt2	O3-pt3	O3-pt4	C4-pt1	C4-pt2	C4-pt3	C4-pt4	C4-pt5
SiO ₂	55.89	55.85	56.31	56.19	53.21	51.34	54.25	54.29	51.32	52.29	55.71	52.60	53.21
TiO ₂	0.04	0.03	0.01	0.04	0.32	0.30	0.10	0.03	0.30	0.32	0.00	0.21	0.11
Al ₂ O ₃	3.74	3.02	3.27	2.91	4.31	4.79	5.18	5.09	4.82	4.28	2.34	3.01	3.91
Cr ₂ O ₃	0.64	0.68	0.62	0.61	0.91	0.93	0.84	0.79	0.30	0.92	0.40	0.98	0.20
FeO	5.92	6.21	6.35	5.88	2.08	2.79	6.05	6.52	2.81	2.09	2.41	2.21	2.87
MnO	0.19	0.16	0.17	0.18	0.15	0.09	0.17	0.08	0.08	0.13	0.21	0.12	0.18
MgO	32.98	33.68	33.69	33.58	16.69	16.74	31.61	32.01	16.83	15.64	18.40	16.74	17.24
CaO	0.76	0.82	0.67	0.91	23.54	21.68	1.94	1.13	22.36	24.76	23.40	24.87	22.92
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.03	0.22	0.32	0.01	0.02	0.03	0.21	0.02	0.01	0.02
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.18	100.465	101.1	100.330	101.430	98.980	100.170	99.97	98.851	100.64	102.89	100.75	100.66
Si	1.845	1.840	1.841	1.854	1.874	1.843	1.800	1.798	2.459	2.486	2.565	2.500	2.502
Ti	0.001	0.001	0.000	0.001	0.008	0.008	0.002	0.001	0.011	0.011	0.000	0.008	0.004
Al	0.146	0.117	0.126	0.113	0.179	0.203	0.203	0.199	0.272	0.240	0.127	0.169	0.217
Cr	0.017	0.018	0.016	0.016	0.025	0.026	0.022	0.021	0.011	0.035	0.015	0.037	0.007
Fe ³⁺	0.010	0.002	0.001	0.002	0.001	0.004	0.001	0.003	0.113	0.083	0.093	0.088	0.113
Fe ²⁺	0.171	0.141	0.183	0.157	0.103	0.101	0.194	0.187	0.113	0.083	0.093	0.088	0.113
Mn	0.005	0.004	0.004	0.006	0.003	0.004	0.006	0.002	0.003	0.005	0.008	0.005	0.007
Mg	1.722	1.717	1.719	1.725	0.856	0.998	1.589	1.657	1.202	1.109	1.263	1.186	1.208
Ca	0.031	0.028	0.025	0.032	0.067	0.079	0.071	0.048	1.148	1.261	1.154	1.266	1.154
Na	0.000	0.001	0.001	0.002	0.015	0.021	0.001	0.002	0.003	0.019	0.002	0.001	0.002
k	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	3.95	3.87	3.92	3.91	3.13	3.29	3.89	3.92	5.33	5.33	5.32	5.35	5.33
Wo	1.60	1.48	1.29	1.66	6.50	6.66	3.82	2.53	44.52	49.63	44.21	48.10	44.48
En	88.81	90.75	88.98	89.75	83.11	84.15	85.38	87.35	46.62	43.62	48.37	45.05	46.55
Fs	9.59	7.77	9.73	8.58	10.39	9.19	10.80	10.12	8.86	6.75	7.42	6.86	8.97
Mg#	90.97	92.41	90.38	91.66	89.26	90.81	89.12	89.86	91.44	93.03	93.16	93.10	91.46
Fe ³⁺	0.19	0.15	0.19	0.17	0.11	0.11	0.20	0.19	0.23	0.17	0.19	0.18	0.23



شکل ۶: الف) ترکیب اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های مورد بررسی در نمودار سه تایی Al, Fe^{3+}, Cr (Irvine, 1967). ب) ترکیب الیون در هارزبورژیت و لرزولیت محدوده مورد مطالعه در نمودار دوتایی (Deer et al, 1992). و پ) نمودار مثلثی رده‌بندی پروکسن‌های مورد مطالعه، ترکیب پروکسن‌ها در محدوده دیوپسید و انستاتیت قرار می‌گیرد (Deer et al, 1992).

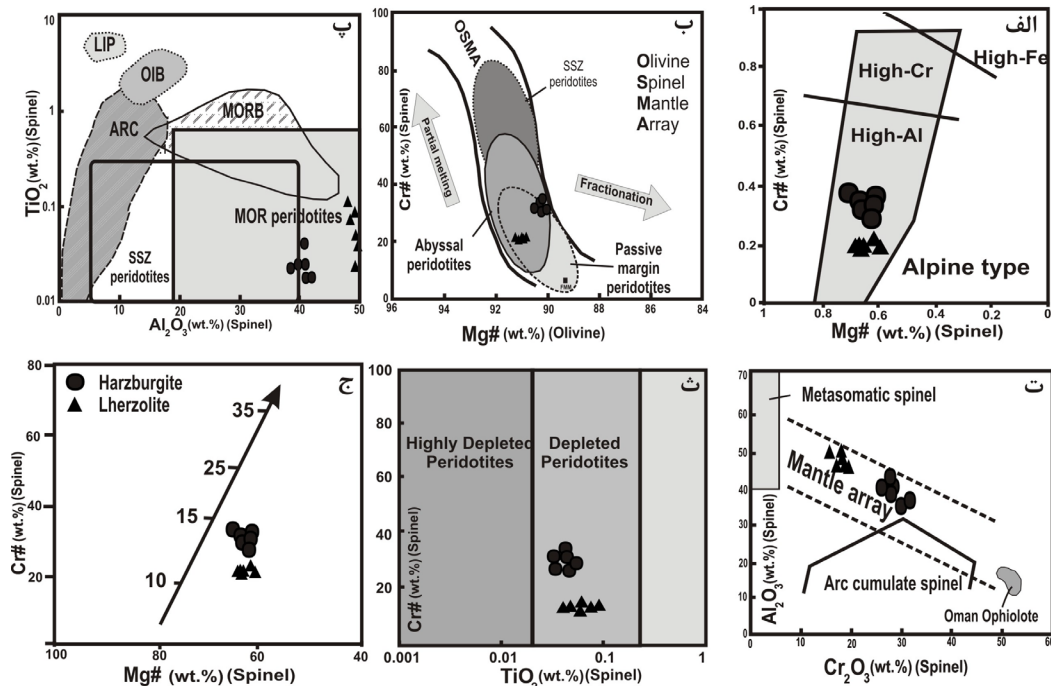
گوشت‌های مفید باشد؛ با توجه به موقعیت زمین-ساختی، افیولیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگونی از جمله در دو محیط MOR و فرافروانشی (SSZ) تشکیل می‌شوند (Shervais, 2001). هارزبورژیت‌های مورد مطالعه دارای الیون-های غنی از Mg (تا $Fo_{90.0}$ تا $Fo_{90.9}$)، اسپینل‌های کروم‌دار و ارتوپروکسن‌های آلومینیم‌دار هستند که

بحث و نتایج

تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها: کانی اسپینل از جمله فازهای تشکیل دهنده پریدوتیت‌های گوشت‌های است که مقاومت بالایی در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهد (González-Jiménez et al, 2011)؛ ترکیب شیمیایی اسپینل و پروکسن می‌تواند برای تمایز جایگاه زمین‌ساختی جهانی پریدوتیت‌های

مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 ، کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده MOR جای می‌گیرند (شکل ۷ پ). از طرفی بالا بودن مقدار Al و پایین بودن Ti در اسپینل‌ها از مشخصه‌های اسپینل‌های مورب است. در نمودار Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 مربوط به اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها (Haggerty, 1989)، پریدوتیت‌ها در گستره گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷ ت). عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها معیاری مناسب برای تعیین منشاء و درجه تهی‌شدگی یک منبع گوشته‌ای است (Naseri Esfandagheh et al, 2016) و $Cr\#$ در پریدوتیت‌های عمیق، شاخص خوبی از درجه ذوب بخشی اسپینل پریدوتیت‌های مشتق شده از گوشته است. افزایش مقدار $Cr\#$ اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده افزایش درجه ذوب بخشی است (Arai, 1994). نمودار $Cr\#$ در برابر TiO_2 (Kepezhinskis et al, 1995) نشان‌دهنده تهی‌شدگی این سنگ‌ها است (شکل ۷ ث). با استفاده از مقدار Cr و Na واحد ساختاری پیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، همه پریدوتیت‌های مورد مطالعه در گستره محیط اقیانوسی قرار می‌گیرند (Kornprobst et al, 1981). همچنین بررسی ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن براساس نمودار $Mg\#$ در مقابل TiO_2 (Ishikawa et al, 2007) نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت گوشته‌ای آمیزه افیولیتی حیدرآباد در محدوده پریدوتیت‌های بازماندی قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). همچنین در نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$ کلینوپیروکسن (Ishikawa et al, 2007)، به منظور تعیین محیط تشکیل پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی حیدرآباد، این سنگ‌ها مرتبط با پریدوتیت‌های عمیق (اقیانوسی) هستند (شکل ۸ ب).

همه این‌ها از ویژگی‌های شاخص پریدوتیت‌های اقیانوسی (آبیسال) است (Dick and Bullen, 1984). هارزبورژیت و لرزولیت‌های مورد مطالعه همانند پریدوتیت‌های اقیانوسی، سنگ‌های بازماندی (تفاله‌ای) هستند که پس از خروج ماگماهای توله‌ایتی از یک گوشته بارور به جای مانده‌اند (Zhou and Robinson, 1997). کروم - اسپینل‌های پراکنده موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منشأ بازماندی دارند و در نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ در محدوده پریدوتیت‌های آلی قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف). در شکل ۷ ب، $Cr\#$ اسپینل بر روی $Mg\#$ البوین رسم شده است. با توجه به این شکل نمونه‌ها در محدوده روند OSMA قرار می‌گیرند؛ که حاکی از این است که تحول پریدوتیت‌های گوشته‌ای غالباً ناشی از ذوب بخشی و خروج مذاب است. با توجه به نمودارها، نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرند (Lian et al, 2016). عناصر Al، Ti و Cr در کروم اسپینل، تحت‌تأثیر تعادل دوباره فرآیندهای تبلور نهایی ماگما قرار نمی‌گیرند (Kamenetsky et al, 2001)، زیرا Ti و Cr در سیلیکات‌ها فراوانی چندانی نداشته و Al سرعت انتشار پایینی دارد و مقدار آن به خاستگاه اولیه وابسته است. مقدار Ti با توجه به موقعیت زمین‌ساختی خاستگاه تغییر می‌کند، این امر وابستگی Ti را به عمق سنگ‌های فرامافیک نشان می‌دهد. بر این اساس برای تعیین منشأ ماگما و نیز تعیین جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس - های فرامافیک می‌توان از ترکیب شیمیایی کروم اسپینل استفاده کرد (Kamenetsky et al, 2001). برای نمونه می‌توان از مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 موجود در اسپینل‌های ماگمایی برای جدایش انواع مختلف ماگما، موقعیت زمین‌ساختی و منشأ گوشته‌ای آن - ها استفاده کرد (Poosti et al, 2017). با انطباق



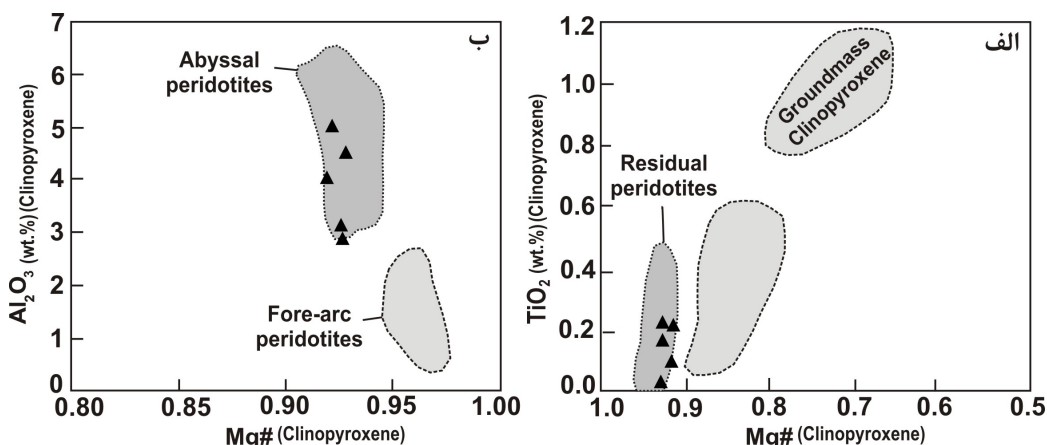
شکل ۷: الف) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ اسپینل‌ها (Irvine, 1967)، ب) نمودار $Mg\#$ الیومین‌های همزیست به کروم اسپینل‌ها در برابر $Cr\#$ اسپینل‌ها، روند گوشته‌ای الیومین-اسپینل (OSMA) و قلمرو مربوط به پریدوتیت‌های گوشته‌ای در جایگاه‌های مختلف ژئوتکتونیک با استفاده از ترکیب شیمیایی الیومین و اسپینل (Lian et al, 2016)، پ) تغییرات ترکیب کروم اسپینل‌ها در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (Kamenetsky et al, 2001)، ت) تغییرات Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 که نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند، ث) خاستگاه تهی‌شده پریدوتیت‌ها در نمودار (Kepezhinskis et al, 1995)، و ج) تعیین درجه ذوب بخشی و خاستگاه پریدوتیت‌های محدوده مورد مطالعه (Hirose and Kawamoto, 1995).

اسپینل‌ها افزایش می‌یابد، در حالی که میزان Al، Ti و Na پیروکسن‌ها کم می‌شود (Jaques and Green, 1980) که این امر نشان دهنده آن است که عناصر ماگما دوست مانند Ti، Fe، Al و آلکالی-ها تمایل دارند که به مذاب وارد شوند؛ ولی عناصر دیرگداز مانند Mg و Cr تمایل دارند که در تفاله باقی بمانند. بنابراین ترکیب مودال و نیز شیمی‌کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای، می‌تواند شاخصی از درجه ذوب‌شدگی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها باشد. پریدوتیت‌های به‌شدت دیرگداز یعنی هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها که در گوشته سنگ‌کره-ای اقیانوسی یا قاره‌ای یافت می‌شوند، سنگ‌هایی هستند که در نتیجه درجات بالای ذوب بخشی یک گوشته همگن تشکیل می‌شوند (Poosti et al,

درجه ذوب بخشی پریدوتیت‌ها: در پریدوتیت‌ها معمولاً درجه ذوب‌شدگی از کمتر از ۵ درصد تا حدود ۳۰ درصد رخ می‌دهد (McDonough and Frey, 1989). با افزایش درجه ذوب بخشی سنگ‌های تهی‌شده یا به بیان دیگر سنگ‌های پریدوتیتی مادر واقع در گوشته بالایی، درصد مودال الیومین به تدریج افزایش، میزان کلینوپیروکسن به سرعت کاهش و میزان ارتوپیروکسن نیز در ابتدا به آرامی ولی پس از ناپدید شدن کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابد (Jaques and Green, 1980). در طول پدیده ذوب بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله کم و زیاد می‌شود؛ بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. برای نمونه، نسبت Mg/Fe در الیومین و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در

Hirose and Kawamoto,) تا ۱۶ درصد است (1995) و از این نظر مشابه اقیانوس‌های هند و اطلس هستند که میزان ذوب پایینی را نشان می‌دهند. این میزان تهی‌شدگی در نمونه‌ها با توجه به شیمی اسپینل، این سنگ‌ها را در محدوده پریدوتیت‌های تهی شده از گوشته اسپینل لرزولیتی قرار می‌دهد. درجات بالای تهی‌شدگی می‌تواند نشان دهنده ذوب مجدد آنها با حضور سیال باشد؛ چرا که شرایط آبدار باعث افزایش درجه ذوب بخشی در پریدوتیت‌ها می‌شود (Rajabzadeh and Al Sadi, 2016). همان‌طور که مشاهده می‌شود نمونه‌های هارزبورژیت نسبت به لرزولیت درجات بالاتری از ذوب را متحمل شده است.

(2017). به کمک ترکیب شیمیایی کانی‌های کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها می‌توان یک برآورد اولیه از میزان ذوب بخشی به دست آورد. معمولاً چندین متغیر ترکیبی برای نمونه Cr# اسپینل و Fo الیون برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها توسط خروج مذاب از آنها استفاده می‌شود (Dick and Bullen, 1984). یک سری معادلات تجربی در مورد ارتباط میان درجه ذوب-بخشی و میزان Cr# در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیتی (Batanova et al, 2008) و و پریدوتیت‌های اقیانوسی (Hellebrand et al, 2001) ارائه شده است. طبق نمودار شکل ۷ ج درجه تهی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه بین ۱۱



شکل ۸: موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های بررسی شده در نمودارهای متمایز کننده، الف) نمودار تغییرات $Mg\#$ در مقابل TiO_2 (Ishikawa et al, 2007)، و ب) نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$ (Ishikawa et al, 2007) (2007)

مینرال شیمی، هارزبورژیت و لرزولیت مورد بررسی دارای الیون از نوع فورستریت، ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید است. پریدوتیت‌های محدوده مورد مطالعه دارای الیون-های غنی از Mg، اسپینل‌های کروم‌دار و ارتوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار هستند و بر پایه شیمی اسپینل و الیون در محدوده پریدوتیت‌های عمیق قرار می‌گیرند. همچنین اعداد منیزیم بالا در

نتیجه‌گیری

مجموعه آمیزه افیولیتی حیدرآباد از واحدهای سنگی پریدوتیت (که در بخش‌هایی سرپانتینی و لیستونیتی شده)، لرزولیت، گابرو، گابرونوریت، دایک‌های صفحه‌ای و گدازه بالشی تشکیل شده که به‌صورت گسله در کنار هم قرار گرفته‌اند. پریدوتیت گوشته‌ای این محدوده بیشتر از هارزبورژیت و لرزولیت تشکیل شده است. براساس بررسی‌های

محسوب می‌شوند. مطالعات زمین‌شیمی نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های حیدرآباد از نوع پریدوتیت‌های تفاله گوشته‌ای هستند که در نتیجه ذوب بخشی ۱۱ تا ۱۶ درصدی از یک گوشته تهی‌شده اسپینل لرزولیتی به وجود آمده‌اند. ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در این پریدوتیت‌ها در محدوده نوع آلی قرار می‌گیرد. بررسی میزان گسترش نشان داد که پریدوتیت‌های مورد بررسی در منطقه با میزان گسترش کم به وجود آمده‌اند و محیط زمین‌ساختی آن‌ها با پریدوتیت‌های MOR هماهنگی بیشتری دارد.

کانی‌های بالا و درصد فورستريت بالا در الیوین‌ها، نشان‌دهنده منشأ زمین‌ساختی این سنگ‌هاست. ارتوپيروكسن‌ها و کليوپيروكسن‌ها از کروم غنی هستند که نشان‌دهنده ذوب بخشی محدود پریدوتیت‌هاست. بررسی‌های مینرال‌شیمی ارتباط این سنگ‌ها را با محیط اقیانوسی نشان می‌دهد. ترکیب اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که از نوع آلومینیم بالا با عدد منیزیم و عدد کروم به ترتیب ۶۲/۴ تا ۶۷ درصد وزنی و ۱۸/۱ تا ۳۴/۵ درصد وزنی است و از این نظر جزو اسپینل‌های تشکیل شده در پریدوتیت‌های آبیسال

منابع

- Ahmed, A.H. and Surour, A.A., 2016. Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 122, p. 58-79.
- Ahmed, A.H., Gharib, M. and Arai, S., 2012. Characterization of the thermally metamorphosed mantle-crust transition zone of the Neoproterozoic ophiolite at Gebel Mudarjaj, south Eastern Desert, Egypt: *Lithos*, v. 1, p. 42-143.
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran: *Ophioliti*, v. 35, p. 71-90.
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, v. 113, p. 191-204.
- Azer, M.K., 2013. Evolution and economic significance of listwaenites associated with Neoproterozoic ophiolites in south eastern Desert, Egypt. *Geologica Acta: An international earth science journal*, v. 11, p. 113-128.
- Barrat, J., Greenwood, R., Keil, K., Rouget, M., Boesenberg, J., Zanda, B. and Franchi, I., 2016. The origin of aubrites: Evidence from lithophile trace element abundances and oxygen isotope compositions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 192, p. 29-48.
- Basch, V., Rampone, E., Crispini, L., Ildefonse, B. and Godard, M., 2017. Textural evolution of a dunitic matrix during formation of hybrid troctolites: Insights from the Monte Maggiore peridotitic body (Corsica, France): Paper presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts.
- Batanova, V., Brüggmann, G., Bazylev, B., Sobolev, A., Kamenetsky, V. and Hofmann, A., 2008. Platinum-group element abundances and Os isotope composition of mantle peridotites from the Mamonia complex, Cyprus: *Chemical Geology*, v. 248, p. 195-212.
- Bayet-Goll, A., Monaco, P., Jalili, F. and Mahmudy-Gharaie, M.H., 2016.

- Depositional environments and ichnology of upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran: *Cretaceous Research*, v. 60, p. 28-51.
- Bhat, I.M., Ahmad, T. and Rao, D.S., 2017. Compositional variability of spinel-group minerals from the Shergol serpentized peridotites along Indus suture zone, Ladakh Himalaya (India): Constraints on tectonomagmatic history: *Chemie der Erde-Geochemistry*, v. 77, p. 587-595.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: *Lithos*, v. 170, p. 17-34.
- Davodi, Z., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2014. Geochemistry and petrogenesis of Neyriz ophiolitic complex (southwest of Iran): *Petrology*, v. 5, p. 56-70.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals: Longman Scientific and Technical-Hong Kong, 696 p.
- Dick, H.J. and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 86, p. 54-76.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere: *GSA Bulletin*, v. 123, p. 387-411.
- Dioh, E., Béziat, D., Grégoire, M. and Debat, P., 2009. Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa: *European Journal of Mineralogy*, v. 21, p. 1029-1043.
- Ebrahimi, R., Delavari, M. and Dolati, A., 2017. Geochemistry of mantle peridotites from the Sistan zone (west of Zahedan and north of Sahl Abad), eastern Iran: *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, v. 3, p. 1-24.
- Fotoohi-Rad, G., Droop, G. and Burgess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: *Geological Journal*, v. 44, p. 104-116.
- Frost, B.R. and Beard, J.S., 2007. On silica activity and serpentinization: *Journal of petrology*, v. 48, p. 1351-1368.
- Ghaseminejad, F. and Torabi, G., 2014. Petrography and mineral chemistry of wehrlites in contact zone of gabbro intrusions and mantle peridotites of the Naein ophiolite: *Economic Geology*, v. 6, p. 291-304.
- González-Jiménez, J.M., Proenza, J.A., Camprubí, A., Centeno-García, E., González-Partida, E., Griffin, W.L. and Pearson, N.J., 2011. Chromite deposits at Loma Baya: Petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero Composite Terrane in Mexico. Paper presented at the 11th SGA Biennial Meeting-Let's talk ore deposits.
- Guo, G., Yang, J., Liu, X., Xu, X., Liu, Z. and Ba, D., 2015. Mid-ocean ridge (MOR) and suprasubduction zone (SSZ) geological events in the Yarlung Zangbo suture zone: Evidence from the mineral record of mantle peridotites: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 110, p. 33-54.
- Haggerty, S., 1989. Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomites and alkali-rich melts: *Kimberlites and Related Rocks*, v. 2, p. 687-699.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J. and Hofmann, A.W., 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites: *Nature*, v. 410, p. 677-681.

- Hickey, R.L. and Frey, A.F., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 2099-2115.
- Hirose, K. and Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 133, p. 463-473.
- Irvine, T., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4, p. 71-103.
- Ishikawa, A., Kaneko, Y., Kadarusman, A. and Ota, T., 2007. Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia: *Gondwana Research*, v. 11, p. 200-207.
- Jaques, A. and Green, D., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 287-310.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and 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*, v. 42, p. 655-671.
- Kamenetsky, V.S., Elburg, M., Arculus, R. and Thomas, R., 2006. Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas: *Chemical Geology*, v. 233, p. 346-357.
- Kepezhinskas, P.K., Taylor, R. and Tanaka., 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: Evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka Arc: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 1505-1527.
- Kohansal, R., Ghorbani, M., Pourmafi, S.M. and Omrani, J., 2016. Petrology and petrogenesis of pillow lavas of Forumad area, Northeast Iran: *Geosciences*, v. 26, p. 147-158.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between “sub-continental” and “sub-oceanic” mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 241-254.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming mineral: *American Mineralogist*, v. 68, p. 227-279.
- Kurzawa, T., Bröcker, M., Rad, G.F., Berndt, J. and Lisker, F., 2017. Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 147, p. 332-344.
- Laouar, R., Satouh, A., Salmi-Laouar, S., Abdallah, N., Cottin, J.Y., Bruguier, O. and Fallick, A.E., 2017. Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the Collo ultramafic rocks (NE Algeria): *Journal of African Earth Sciences*, v. 125, p. 59-72.
- Lian, D., Yang, J., Robinson, P.T., Liu, F., Xiong, F., Zhang, L. and Wu, W., 2016. Tectonic evolution of the western Yarlung Zangbo Ophiolitic Belt, Tibet: Implications from the petrology, mineralogy, and geochemistry of the peridotites: *Journal of Geology*, v. 124, p. 353-376.
- Liu, C.Z., Zhang, C., Xu, Y., Wang, J.G., Chen, Y., Guo, S. and Sein, K., 2016. Petrology and geochemistry of mantle peridotites from the Kalaymyo and Myitkyina ophiolites (Myanmar): Implications for tectonic settings: *Lithos*, v. 264, p. 495-508.
- Malvoisin, B., 2015. Mass transfer in the oceanic lithosphere: Serpentinization

- is not isochemical: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 430, p. 75-85.
- Maurel, C. and Maurel, P., 1982. Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles: *Bull. Minéral*, v. 105, p. 197-202.
- McDonough, W. and Frey, F., 1989. Rare earth elements in upper mantle rocks: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 21, p. 100-145.
- Mével, C., 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges: *Geoscience* v. 335, p. 825-852.
- Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 100, p. 31-59.
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P. and Ruh, J., 2016. U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone: *Lithos*, v. 248, p. 293-308.
- Moragues-Quiroga, C., Juilleret, J., Gourdol, L., Pelt, E., Perrone, T., Aubert, A. and Stille, P., 2017. Genesis and evolution of regoliths: Evidence from trace and major elements and Sr-Nd-Pb-U isotopes: *Catena*, v. 149, p. 185-189.
- Naseri Esfandagheh, A., Biabangard, H. and Bagheri, S., 2016. Petrography and geochemistry of the metabasites and metaperidotites of the Deh-Salm and Galugah metamorphic complexes, East of the Lut Block: *Scientific Quarterly Journal*, v. 25, p. 363-374.
- Nasir, S., Al Sayigh, A.R., Al Harthy, A., Al-Khribash, S., Al-Jaaidi, O., Musllam, A. and Al-Bu'saidi, S., 2007. Mineralogical and geochemical characterization of listwaenite from the Semail Ophiolite, Oman: *Chemie der Erde-Geochemistry*, v. 67, p. 213-228.
- Park, J.W., Campbell, I.H. and Eggins, S.M., 2012. Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 78, p. 28-50.
- Poosti, M., Mohammadi poortaziani, R., Hajhasani, H. and Mortazavi Ravari, M., 2017. Cr-Spinel mineral chemistry and tectonic setting of Lerdgarme-Paein peridotites in the east of Hajiabad, SE Iran: *Scientific Quarterly Geosciences*, v. 26, p. 281-296.
- Prichard, H.M., 1979. A Petrographic Study of the Process of Serpentinization in Ophiolites and the Ocean Crust: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 68, p. 231-241.
- Putirka, K., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, p. 61-120.
- Qiu, T. and Zhu, Y., 2015. Geology and geochemistry of listwaenite-related gold mineralization in the Sayi gold deposit, Xinjiang, NW China: *Ore Geology Reviews*, v. 70, p. 61-79.
- Rahimi Nejad, Z., Zarrinkoub, M. and Mohammadi, S.S., 2017. Petrography, mineral chemistry and genesis of peridotite in the Ratouk ophiolitic melange (East of Iran): *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, v. 25, p. 567-580.
- Rajabzadeh, M.A. and Al Sadi, F., 2016. Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman: *Journal of Economic Geology*, v. 7, p. 259-276.
- Rampone, E., Hofmann, A., Piccardo, G., Vannucci, R., Bottazzi, P. and Ottolini, L., 1995. Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (Northern Apennines, Italy): *Journal of Petrology*, v. 36, p. 81-105.

- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean: *Lithos*, v. 117, p. 209-228.
- Senda, R., Shimizu, K. and Suzuki, K., 2016. Ancient depleted mantle as a source of boninites in the Izu-Bonin-Mariana arc: Evidence from Os isotopes in Cr-spinel and magnetite: *Chemical Geology*, v. 439, p. 110-119.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, p. 1-11.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R., 2017. Petrography and mineral chemistry of metamorphosed mantle peridotites of Nain Ophiolite (Central Iran): *Journal of Economic Geology*, v. 9, p. 57-72.
- Sun, S. S. and McDonough, W.S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 42, p. 313-345.
- Tirrul, R., Bell, I., Griffis, R. and Camp, V., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 134-150.
- Workman, R.K. and Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 231, p. 53-72.
- Xu, Z., Han, B.F., Ren, R., Zhou, Y.Z., Zhang, L., Chen, J.F. and Liu, D.Y., 2012. Ultramafic-mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction-accretion process: *Lithos*, v. 132, p. 141-161.
- Yazdani, M., Jahangiri, A. and Moazen, M., 2015. Investigations on olivine and spinel mineral chemistry and tectonic setting of peridotites from north west Piranshahr ophiolite, NW Iran: *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, v. 22, p. 557-570.
- Zarei Sahamieh, R., Tabakh Shabani, A.A., Shahrokhi, W. and Barak, N., 2013. Geochemistry and mineralogy of Shahabad Gabroui massif, northwest of Nurabad, Lorestan province: *Journal of Economic Geology*, v. 1, p. 291-305.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos*, v. 154, p. 392-405.
- Zhou, M.F. and Robinson, P.T., 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits: *Economic Geology*, v. 92, p. 259-262.