

ژئوشیمی و پتروژئنز پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز (جنوب غرب ایران)

زهرا داودی^۱، محمد رهگشای^{۱*} و ایمان منصف^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

چکیده

مجموعه افیولیتی نیریز با روند شمال غرب-جنوب شرق، به موازات راندگی اصلی زاگرس و در خارج از پهنه تراست اصلی، رخنمون دارد. سکانس گوشته‌ای این مجموعه افیولیتی شامل: سنگ‌های هارزبورژیته و به مقدار کمتر لرزولیت و غلاف‌های دونیت و کرومیت است. کانی‌های اصلی پریدوتیت‌ها در مطالعات پتروگرافی، ارتوپروکسن، الیوین و کلینوپروکسن است و همچنین، کروم‌اسپینل در این سنگ‌ها به عنوان کانی فرعی حضور دارد. بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی پریدوتیت‌ها بیانگر غنی‌شدگی در عناصر دیرگداز است. در نمودار عنکبوتی نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) غنی‌شدگی نشان می‌دهد. در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی، پریدوتیت‌های نیریز در محدوده‌های جزایر قوسی و پهنه بالای فرورانش قرار می‌گیرد. این ویژگی‌ها علاوه بر تأکید بر منشأ تپی شده این سنگ‌ها، از ویژگی‌های ماگماهای شکل گرفته در حوضه حاشیه‌ای واقع در پهنه بالای فرورانش است. **واژه‌های کلیدی:** پریدوتیت، سکانس گوشته‌ای، پهنه بالای فرورانش، حوضه حاشیه‌ای، مجموعه افیولیتی نیریز، روراندگی زاگرس

مقدمه

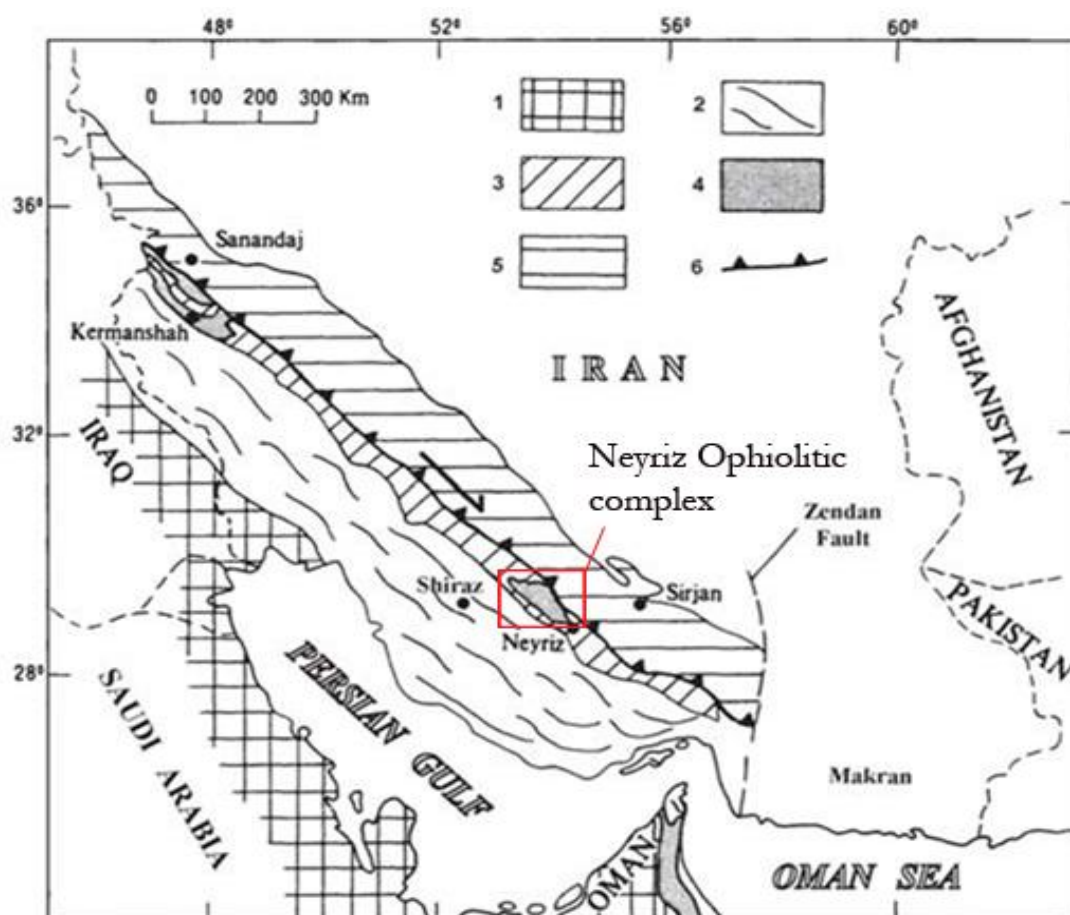
به طور معمول افیولیت‌ها در حواشی صفحات در حال گسترش اقیانوسی شکل می‌گیرند و با مطالعه رخنمون‌های این مجموعه‌های سنگی می‌توان به منشأ و فرآیند شکل‌گیری آنها پی برد (Nicolas, 1989). مجموعه افیولیتی نیریز در جنوب غرب ایران در خارج از پهنه تراست اصلی زاگرس واقع شده (شکل ۱) و بخشی از کمربند بیرونی افیولیت‌های ایران است (Stöcklin, 1977). سکانس گوشته‌ای این

مجموعه به طور عمده از هارزبورژیت‌های تکتونیزه تشکیل شده و همچنین، لرزولیت و غلاف‌های دونیت همراه با کرومیت نیز در این مجموعه به مقدار کمتر حضور دارد. بر اساس پژوهش‌های قبلی انجام شده، افیولیت‌های نیریز را بخشی از لیتوسفر اقیانوسی تشکیل شده در حاشیه غیر فعال قاره (Passive Continental Margin) می‌دانند که بر روی پلیت عربی رانده شده است (Ricou, 1971؛ Jannasary and Whitechurch, 2008).

زمین‌شناسی منطقه

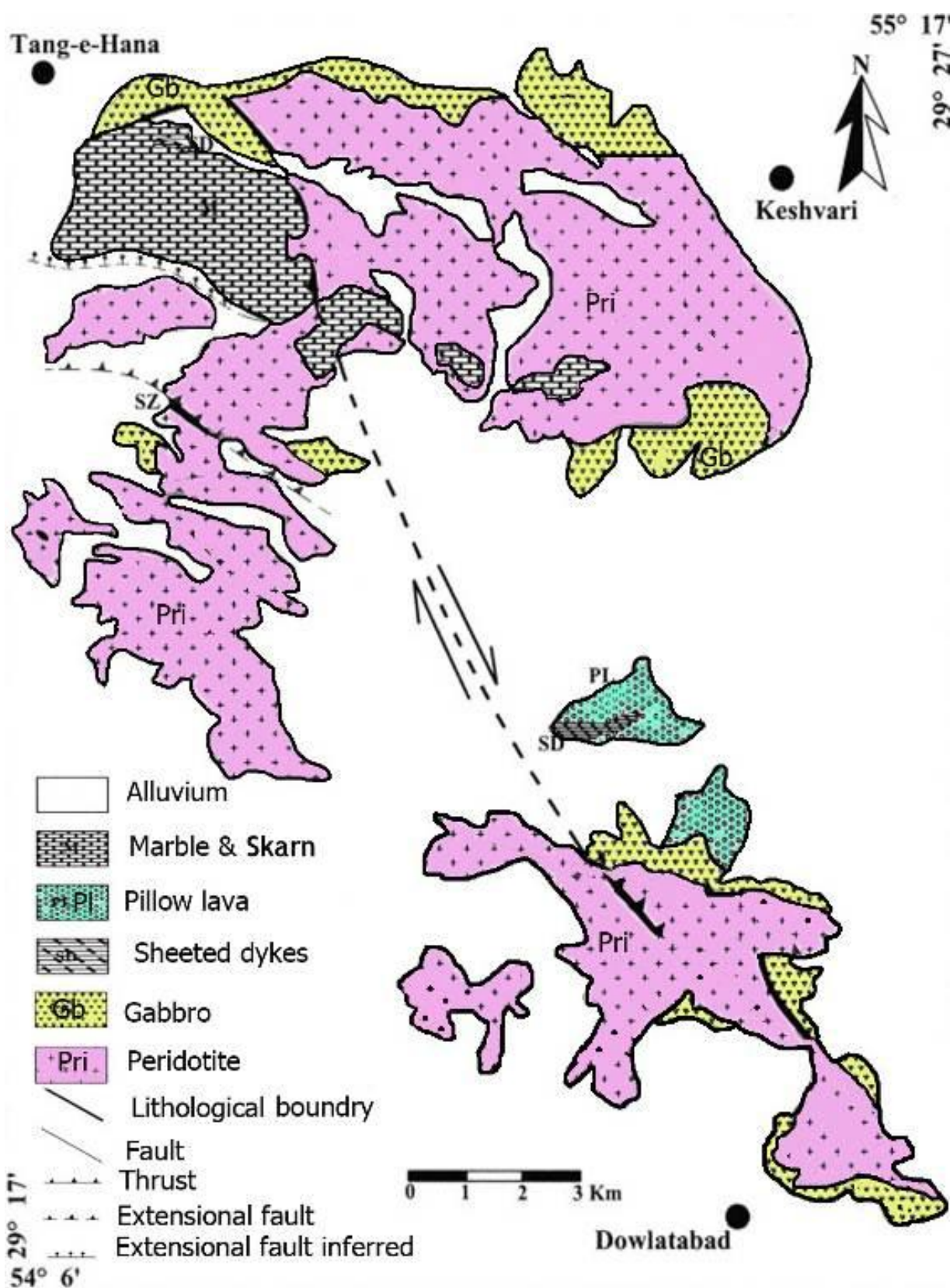
مجموعه افیولیتی نیریز بین طول جغرافیایی 54° تا $54^{\circ} 30'$ شرقی و عرض جغرافیایی 29° تا $30'$ شمالی در شمال شهرستان نیریز واقع شده است که از شرق به پهنه ساندج-سیرجان و از غرب به دریاچه بختگان و از جنوب به تراست اصلی زاگرس محدود می‌شود (شکل ۱). مجموعه افیولیتی نیریز، به طور عمده شامل: پریدوتیت‌های تکتونیتی، پیروکسنیت‌ها، توده‌های گابرویی ایزوتروپیک و لایه‌ای، دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بالشی و آهک پلاژیک همراه با چرت و رادیولاریت است (شکل ۲).

Arvin (۱۹۸۲) با استفاده از تجزیه‌های ژئوشیمیایی بر روی سکانس پوسته‌ای افیولیت‌های نیریز، نشان داد که سه گرایش مختلف ماگمایی در این سنگ‌ها به چشم می‌خورد: الف) توله‌ایت تهی شده، ب) بازالت انتقالی و ج) آلکالی‌بازالت. Sarkarinejad (۱۹۸۵) حوادث ماگمایی افیولیت‌های نیریز را حاصل سه مرحله ذوب بخشی هارزبورژیت در سه محیط زمین‌شناسی مختلف معرفی کرد. با توجه به این که بر روی سکانس گوشته‌ای این مجموعه افیولیتی، مطالعه سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و تکتونوماگمایی انجام نشده است، بر آن شدیم تا از این دیدگاه، افیولیت‌های نیریز را بررسی نماییم.



شکل ۱- نقشه ساختاری جنوب غرب ایران (Lanphere and Pamic, 1983).

- ۱- پلاتفرم عربی؛ ۲- کمر بند چین خورده زاگرس؛ ۳- پهنه تراست زاگرس؛ ۴- افیولیت رادیولاریت‌ها؛ ۵- پهنه ساندج-سیرجان؛ ۶- تراست اصلی زاگرس



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه نیریز با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ با تغییرات (Sabzehei, 1996). در این پژوهش، مطالعه بر روی پریدوتیت‌ها انجام شده است.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، برای انجام مطالعات پتروگرافی از نمونه‌های مناسب، تعداد ۳۰ مقطع نازک تهیه گردید که از بین این تعداد، ۷ نمونه برای انجام تجزیه ژئوشیمیایی انتخاب و توسط شرکت کانساران بینالود با دستگاه XRF تجزیه شد.

پتروگرافی

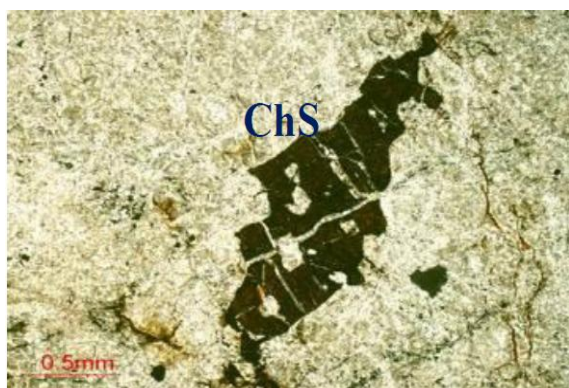
بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که واحدهای اصلی در توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نیریز شامل: هارزبورژیت و لرزولیت است. هارزبورژیت تکتونیتی از نظر وسعت، قسمت اعظم مجموعه افیولیتی را به خود اختصاص داده و پایین‌ترین واحد سنگی این افیولیت‌ها به همراه سرپانتینیت است (شکل ۳) و لرزولیت‌ها از پراکندگی کمتری در منطقه برخوردار هستند. در سکانس گوشته‌ای این مجموعه، دایک‌های دیابازی، گابرویی و همچنین، رودنژیت نیز حضور دارد. در نمونه دستی، پیروکسن‌ها با جلای برنزی و کینک‌شدگی به خوبی مشاهده می‌شود. لرزولیت‌های تکتونیتی، کمتر سرپانتینی شده و بافت پورفیروکلاستیک و گرانوبلاستیک دارد. پیروکسن در لرزولیت‌ها نیز با رنگ قهوه‌ای برنزی در نمونه دستی دیده می‌شود.

هارزبورژیت: هارزبورژیت‌ها در افیولیت نیریز

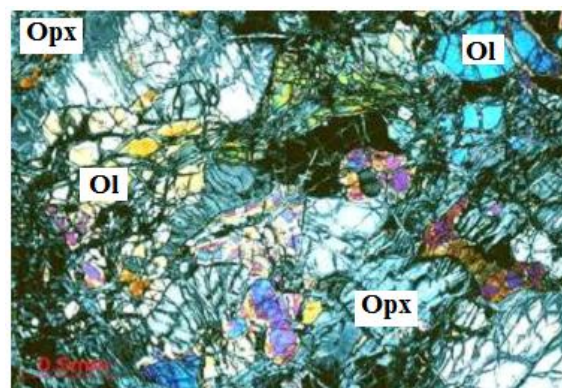
اغلب دارای بافت مشبک و متشکل از کانی‌های اصلی ارتوپیروکسن ۲۰ تا ۶۰ درصد و الیوین ۴۰ تا ۸۰ درصد و حدود یک درصد کلینوپیروکسن و دو درصد کروم‌اسپینل است. در برخی از نمونه‌های هارزبورژیت، درجات کمی از دگرگونی (سرپانتینی شدن الیوین‌ها و بستیتی شدن ارتوپیروکسن‌ها) بر سنگ‌ها اعمال شده است و کانی‌های سالم‌تری در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۴). ارتوپیروکسن‌های موجود در این هارزبورژیت‌ها اغلب بستیتی شده و دارای کینک‌بند به موازات (۱۰۰) است که در مقاطع طولی مشاهده می‌شود (شکل ۶). همچنین، تیغه‌های جدایشی از کلینوپیروکسن در کانی ارتوپیروکسن در امتداد کینک‌باندها مشاهده می‌شود (شکل ۷). کلینوپیروکسن‌ها با بافت پویی کلیتیک به صورت سالم درون ارتوپیروکسن‌های بستیتی یا به صورت تیغه‌های برون‌رست داخل بلورهای ارتوپیروکسن، به چشم می‌خورد (Klein and Hurlbut, 1999) (شکل ۷). دانه‌های کرومیت در این نمونه‌ها دیده می‌شود. این بلورهای ریزدانه با قطری در حد میکرون تا متوسط دانه اسکلتی که بزرگترین آن چهار میلی‌متر طول دارد، با رنگ قهوه‌ای که در برخی موارد در اثر دگرسانی از حواشی و شکستگی‌ها به مگنتیت تبدیل شده‌اند (Rajabi and Torabi, 2012) در نمونه‌های هارزبورژیت حضور دارد (شکل ۵).



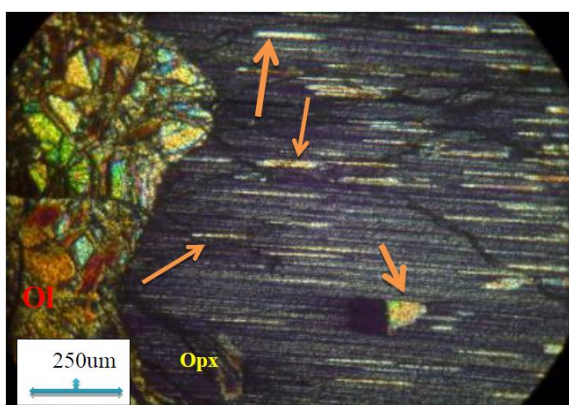
شکل ۳- نمای کلی از افیولیت نیریز همراه با رخنمون سنگ‌های هارزبورژیت تکتونیزه



شکل ۵- سرپانتینیت از پروتولیت هارزبورژیت؛ بلور کروم اسپینل (ChS) اسکلتی با اندازه چهار میلی‌متر در مرکز عکس (PPL)



شکل ۴- هارزبورژیت با درجه سرپانتینیزاسیون ۴۰ درصد؛ ارتوپایروکسن‌های (Opx) دارای کینگ‌باند و بلورهای الیوین (Ol) دارای رگه‌های لیزاردیت در مقطع به چشم می‌خورد (XPL)



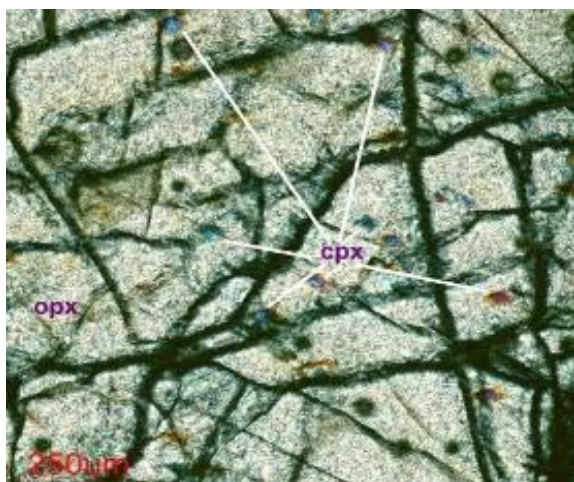
شکل ۷- تیغه‌های برون‌رست (exsolution lamella) بلور کلینوپایروکسن (خطوط روشن که با فلش نمایش داده شده) درون ارتوپایروکسن (Opx). این تیغه‌ها در امتداد (۱۰۰) قرار دارد. بلور سمت چپ الیوین (Ol) است که از محل شکستگی‌ها در حال تبدیل به سرپانتین است (XPL).



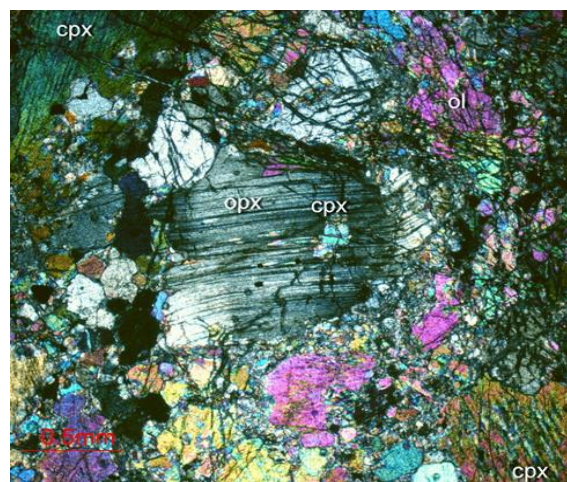
شکل ۶- ارتوپایروکسن دارای کینگ‌باند در هارزبورژیت کاملاً سرپانتینیتی شده

موارد دچار کینگ‌شدگی هستند. بلورهای کلینوپایروکسن به اشکال گوناگونی در این نمونه‌ها دیده می‌شود: الف) به صورت پورفایروکلاست‌های متوسط‌دانه و در مواردی دارای کینگ‌باند (شکل ۸، ب) به شکل بلورهای کوچک درون ارتوپایروکسن‌ها (شکل ۸، ج) به صورت تیغه‌های برون‌رست درون ارتوپایروکسن (شکل ۹). کروم اسپینل‌های موجود در این نمونه‌ها نهایتاً تا یک درصد سنگ را تشکیل داده و اغلب به شکل اسکلتی مشاهده می‌شود.

لرزولیت: لرزولیت‌های این منطقه، به طور عمده از سه کانی الیوین (۵۰ درصد)، ارتوپایروکسن (حدود ۳۰ درصد) و کلینوپایروکسن (۲۰ درصد) و همچنین، کانی فرعی کروم اسپینل تشکیل یافته‌اند. این نمونه‌ها به علت حضور کمتر کانی الیوین، اغلب سرپانتینیزاسیون کمتری را نسبت به هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهد. پورفایروکلاست‌های ارتوپایروکسن از نظر اندازه تا ۵ میلی‌متر نیز می‌رسد و بلورهای الیوین و کلینوپایروکسن را درون خود به صورت ادخال دارد. این پورفایروکلاست‌ها در برخی



شکل ۹- بلورهای کلینوپیروکسن (Cpx) (با رنگ تداخلی آبی) به صورت تیغه‌های برون‌رست درون ارتوپیروکسن (OpX) (XPL)



شکل ۸- بلور کلینوپیروکسن در سنگ لرزولیت دارای کینگ‌باند (بلور بالا سمت چپ و پایین سمت راست)؛ بلور کلینوپیروکسن به صورت ادخال درون ارتوپیروکسن کینگ‌باندی (در مرکز عکس) (XPL)

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج تجزیه ژئوشیمیایی پریدوتیت‌ها، شامل: هفت نمونه پریدوتیت، از جمله: سه نمونه هارزبورژیت، سه نمونه کلینوپیروکسن‌هارزبورژیت و یک نمونه لرزولیت که با دستگاه XRF توسط شرکت کانساران بینالود، تجزیه شده، در جدول ۱ آمده است. همان گونه که مشاهده می‌شود محتوای MgO هارزبورژیت‌ها از ۳۶/۸۶ تا ۳۹/۱۵ درصد وزنی است و محتوای Al_2O_3 این سنگ‌ها ۰/۲۷ تا ۰/۵۸ درصد وزنی و CaO آنها از ۰/۵۳ تا ۰/۹۶ درصد وزنی متغیر است که با افزایش درجه سرپانتینیزاسیون محتوای CaO کاهش بیشتری می‌یابد. محتوای Ni موجود در هارزبورژیت‌ها از ۲۵۱۱ تا ۲۶۱۵ ppm و محتوای Cr از ۲۳۷۹ تا ۲۹۲۳ ppm است که تغییر چندانی را نشان نمی‌دهد. نمونه لرزولیت موجود در این مجموعه دارای محتوای ۳۹/۲۰ درصد MgO، ۰/۲۶ درصد Al_2O_3 و ۰/۶۵ درصد وزنی CaO است (جدول ۱). مقدار CaO و MgO در پریدوتیت‌ها با درجه

سرپانتینیزاسیون تغییر می‌کند و هر چه درجه سرپانتینی شدن بیشتر باشد، مقادیر بیشتری از CaO و MgO را از دست می‌دهد (Shelley, 1993). برای پی بردن به این مطلب که میزان سرپانتینیزاسیون چه تأثیری بر محتوای آهن و منیزیم پریدوتیت‌ها دارد، از نسبت m/f استفاده شده است. این نسبت در پریدوتیت‌ها طبق فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$m/f = (Mg^{2+} + Ni^{2+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+})$$

نسبت m/f بالاتر از ۶/۵ در پریدوتیت‌های گوشته‌ای نشانگر مرتبط بودن این سنگ‌ها به پریدوتیت‌سرپانتینیت منیزیم‌دار در افیولیت‌های تیپ آلپی است که در این تیپ از پریدوتیت‌ها، سرپانتینی شدن سبب افزایش محتوای منیزیم نسبت به آهن می‌شود. نسبت m/f پایین‌تر از ۶/۵ نشان‌دهنده مرتبط بودن این پریدوتیت‌ها به نوع سرپانتینیزاسیونی است که باعث کاهش منیزیم نسبت به آهن در این سنگ‌ها می‌شود (Qui et al., 2007). در این پژوهش از روش Irvine و

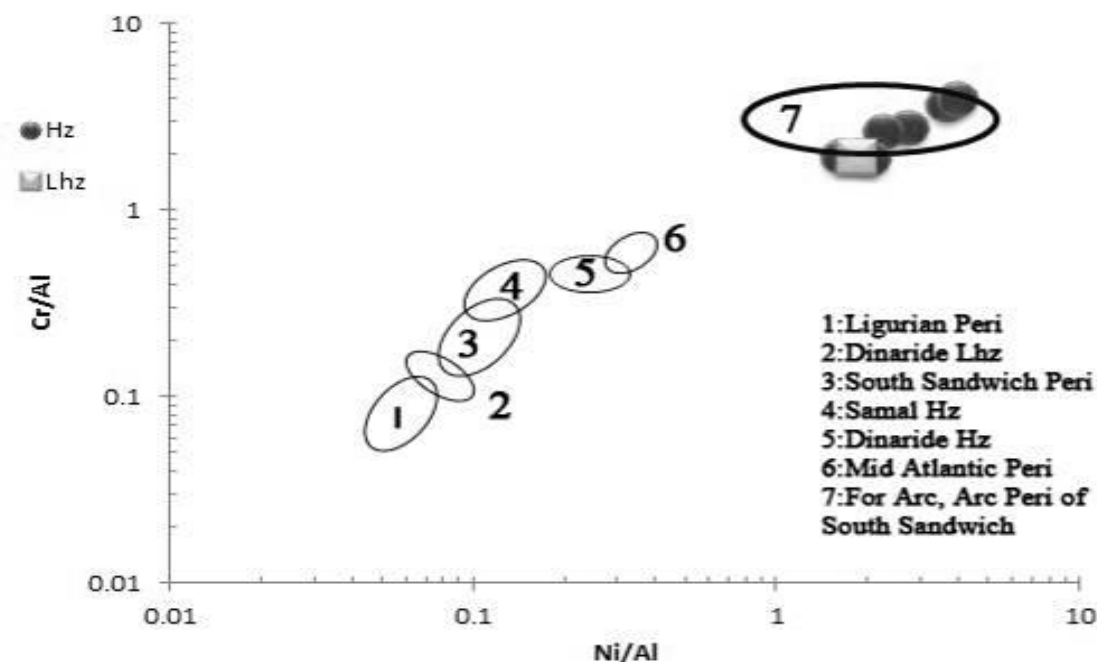
Baragar (۱۹۷۱) برای انجام تصحیحات آهن استفاده شده است. با به دست آوردن نسبت m/f ۶/۵ تا ۹/۱ می‌توان عنوان کرد که فرآیند سرپانتینیزاسیون باعث افزایش محتوای MgO و کاهش محتوای CaO پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز شده و از این نظر، پریدوتیت‌های نیریز با پریدوتیت سرپانتینیت منیزیم‌دار تیپ آلپی همخوانی دارد.

جدول ۱- نتایج تجزیه XRF لرزولیت و هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز؛ عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی به صورت ppm است.

Sample	Cpx Hz	Cpx Hz	Hz	Hz	Lhz	Cpx Hz	Hz
SiO ₂	39.73	40.22	38.25	40.21	40.11	40.11	37.85
Al ₂ O ₃	0.35	0.42	0.27	0.48	0.26	0.51	0.58
FeO	8.38	8.36	7.34	6.34	7.81	7.01	9.55
Fe ₂ O ₃	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.51	1.50
CaO	0.77	0.97	0.53	0.80	0.65	0.75	0.96
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
MgO	37.97	36.86	39.15	38.23	39.20	38.45	38.85
TiO ₂	0.003	0.003	0.000	0.001	0.003	0.005	0.002
MnO	0.166	0.162	0.164	0.154	0.156	0.166	0.169
P ₂ O ₅	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
S	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002
LOI	10.38	10.54	10.94	11.58	9.43	10.63	9.82
Sum	99.281	99.069	98.167	99.269	99.152	99.164	99.295
Cl	291	270	316	453	348	440	203
Ba	9	3	29	5	27	5	5
Sr	4	9	6	5	7	8	6
Cu	23	35	15	22	15	37	15
Zn	53	54	48	49	51	54	56
Pb	9	3	5	7	4	7	7
Ni	2562	2520	2615	2615	2755	2511	2516
Cr	2504	2865	2580	2379	2677	2567	2923
V	34	32	26	31	32	36	38
Ce	7	9	7	9	8	4	7
La	2	3	3	3	4	1	3
W	1	3	3	4	5	1	6
Zr	20	19	19	24	21	24	15
Y	3	6	2	3	3	2	6
Rb	15	13	10	13	14	10	15
Co	3	4	6	5	4	4	4
U	3	5	3	2	1	2	1
Th	1	2	2	1	1	4	1
Nb	1	1	1	1	1	1	1

به شدت تهی می‌شود؛ در حالی که غلظت عناصر سازگاری مانند: Cr و Ni نسبت به منشأ تغییری نمی‌کند و در درجات پایین ذوب بخشی در پریدوتیت میزبان باقی مانده و وارد مذاب حاصل از ذوب بخشی نمی‌شود. با استفاده از نمودار نسبت Cr/Al و Ni/Al که برای تخمین درجه تهی‌شدگی پریدوتیت استفاده می‌شود (Liang and Elthon, 1990; Roberts and Neary, 1993) پریدوتیت‌های نیریز به طور مشخص در نزدیکی محدوده ۷ که برابر با محیط قوس و پریدوتیت‌های جزایر ساندویچ جنوبی است، قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰) و روند تهی‌شدگی را به خوبی نشان می‌دهد (هر چه نسبت Cr/Al و Ni/Al یک پریدوتیت کمتر باشد از منشأ زیاتری سرچشمه گرفته و هر چه این نسبت‌ها بیشتر باشد منبع تولید کننده، تهی‌شدگی بیشتری را دارا است (Pearce et al., 2000; Mc Innes et al., 2001).

$Mg\# = (Mg / (Mg + Fe)) \times 100$ در پریدوتیت‌های نیریز بین ۸۷/۸۸ تا ۹۱/۴۳ در تغییر است. از آن جایی که میزان Mg# در پریدوتیت‌های گوشته‌ای را به عنوان شاخصی برای درجه ذوب بخشی یا تعیین میزان تهی‌شدگی گوشته در نظر می‌گیرند (Coleman and Keith, 1971) و نسبت‌های بالای Mg#، نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی بالا است؛ پریدوتیت‌های گوشته‌ای این منطقه نیز درجه بالایی از ذوب بخشی را متحمل شده‌اند (Nicolas and Prinzhofer, 1983; Hartmann and Wedepohl, 1993). از آنجایی که MgO موجود در نمونه‌ها به علت سرپانتینی شدن افزایش یافته، برای اطمینان از درجه ذوب بخشی از عناصر سازگار و ناسازگار و غلظت آنها در سنگ‌ها می‌توان استفاده کرد و میزان تهی‌شدگی ماگمای مادر و در نتیجه ذوب بخشی را تعیین نمود. در حالت ذوب بخشی، عناصر ناسازگار مانند: Ti و Na، Al



شکل ۱۰- نمودار تمایزی برای پریدوتیت‌های نیریز؛ محدوده پریدوتیت‌های حاشیه و جلوی قوس جزایر ساندویچ جنوبی، آتلانتیک جنوبی و گینه پاسیفیک از (Pearce et al., 2000; Mc Innes et al., 2001)

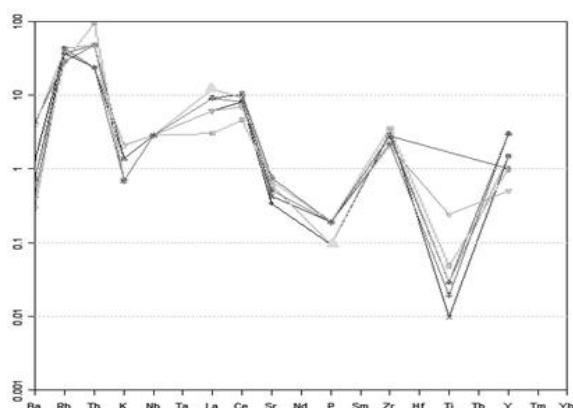
راحتی و به طور مستقیم قابل اندازه‌گیری است، نیز استفاده می‌کنند (شکل ۱۲). در این دیاگرام، تهی‌شدگی در Ba ، K ، P ، Sr و Ti و نیز به میزان کمتر در Nb دیده می‌شود. همچنین، غنی‌شدگی در Ce ، La ، Rb و Y نسبت به کندریت‌ها مشاهده می‌شود. به طور مسلم، بسیاری از این غنی‌شدگی‌ها نمی‌تواند مربوط به فرآیندهای ثانویه تأثیر گذار بر روی سنگ‌ها باشد. زیرا عناصری مانند: Nb و Th در طول آلتراسیون، غیر متحرک هستند. در حقیقت، پارادوکس غنی‌شدگی عناصر کمیاب ناسازگار در پریدوتیت‌های مقاوم در برابر آلتراسیون، ویژه افیولیت‌ها نیست. در بسیاری از موارد غنی‌شدگی‌ها در پریدوتیت‌هایی که آلتراسیون نداشته‌اند نیز دیده شده است. بنابراین، پیشنهاد شده که U شکل بودن الگوی عناصر کمیاب معرف ویژگی‌های گوشته است (Parkinson and Rampone *et al.*, 1996). در هر حال، توزیع عناصر آلکالن و آلکالن خاکی (Ba)، Cs ، Rb و Sr و ویژگی آنومالی مثبت Sr می‌تواند در اثر فرآیندهای ثانویه باشد. هر چند هنوز مدرکی دال بر رابطه‌ای بین نسبت Sr/Ce در اثر سرپانتینیزاسیون دیده نشده است (Godard *et al.*, 2008).

پریدوتیت‌های نیریز دارای محتوای Al_2O_3 بسیار پایین‌تر نسبت به افیولیت‌های همجوار در ترکیه و عمان است (Roberts, 1992). افیولیت‌های نیریز علاوه بر، محتوای پایین Al_2O_3 از نظر محتوای TiO_2 نیز بسیار فقیر شده‌اند. یکی از دلایل تهی‌شدگی منبع، تشکیل ماگما در پهنه بالای فرورانش است (Xia *et al.*, 2003). در نمودار $\text{TiO}_2\text{w\%}$ در مقابل Cr (Pearce *et al.*, 1984) (شکل ۱۳) پریدوتیت‌ها در محدوده Supra Subduction Zone واقع می‌شود. با ترسیم

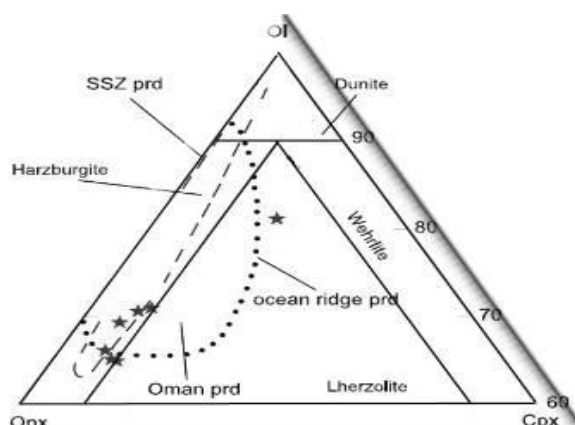
برای تعیین انحراف ترکیب سنگ‌ها از ترکیب اولیه، از داده‌های گوشته اولیه و کندریت‌ها استفاده شده است. یکی از ترکیبات تخمینی گوشته اولیه ارایه شده که کاربرد زیادی در پژوهش‌ها دارد و بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد، مربوط به ترکیب گوشته اولیه ارایه شده توسط Mc Donough و همکاران (۱۹۹۲) است. در نمودار چند عنصری نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه، پریدوتیت‌های نیریز دارای آنومالی مثبت در Pb ، Rb ، U و Zr و آنومالی منفی در Ba ، Ce ، K ، Nb ، P و Sr هستند (شکل ۱۱). آنومالی‌های مثبت در LILE می‌تواند تحت تأثیر فرآیندهای متاسوماتیسم توسط سیالات حاصله از صفحه فرورانش شده باشد. آلودگی به وسیله سیالات پوسته‌ای طی فرارانش یا پدیده سرپانتینی شدن نیز می‌تواند باعث افزایش برخی عناصر از جمله: Rb ، Pb و U شود. متاسوماتیسم پریدوتیت‌ها توسط سیالات مشتق شده از صفحه فرورانده شده می‌تواند باعث افزایش U ، Pb و Zr شود (Sharma and Wasserburg, 1996; Gruau *et al.*, 1998).

تهی‌شدگی در Nb و Ti که در سنگ‌های این منطقه دیده می‌شود، نیز ویژگی محیط‌های فرورانش و افیولیت‌های بونینیتی است (Pearce *et al.*, 1984; Page *et al.*, 2009). در نمودار، مقدار Nb نسبت به مقادیر ارایه شده توسط Mc Donough و همکاران (۱۹۹۲) غنی‌شدگی نشان می‌دهد که این امر به علت عدم توانایی تشخیص دستگاه XRF برای مقادیر زیر ۱ ppm است). در نمودارهای عنکبوتی، ناهنجاری (مثبت و منفی) در K و Rb ممکن است در اثر دگرسانی توسط سیالات و یا آغشتگی با پوسته باشد (Rahimzadeh *et al.*, 2013). از آنجایی که مقادیر ارایه شده برای گوشته اولیه تخمینی است؛ پژوهشگران از داده‌های مربوط به کندریت‌ها که به

محدوده پهنه بالای پهنه فروانش قرار می‌گیرد (SSZ) و همان طور که در شکل دیده می‌شود با افیولیت عمان نیز قرابت دارد (شکل ۱۴).



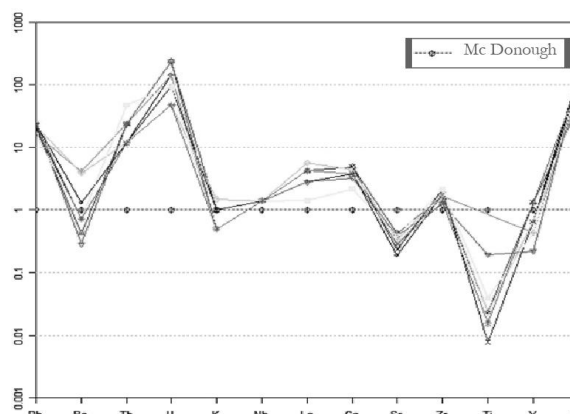
شکل ۱۲- دیاگرام عنکبوتی نمونه/کندريت (Thompson, 1982). غنی‌شدگی عناصر LIL به نسبت HFSE در این سنگ‌ها دیده می‌شود.



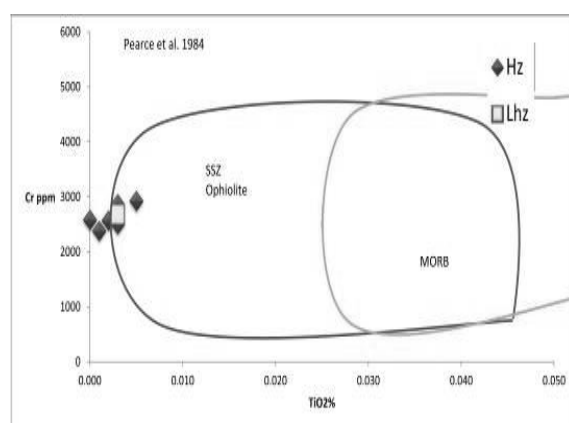
شکل ۱۴- ترکیب مدال پریدوتیت‌های نیریز در دیاگرام سه‌تایی Ol-Opx-Cpx. محدوده SSZ از (Parkinson and Pearce, 1998)؛ محدوده پریدوتیت‌های افیولیت عمان از (Godard et al., 2000)؛ محدوده پریدوتیت پشته اقیانوسی از (Dick, 1989). افیولیت‌های نیریز در محدوده سنگ‌های تشکیل شده در پهنه بالای فروانش قرار می‌گیرد.

است که در منطقه بالای فروانش جایی که به آن Supra Subduction Zone گفته می‌شود، به وجود آمده‌اند (Pearce et al., 1984). به علاوه، بسیاری از

نتایج تجزیه مدال پریدوتیت‌ها در نمودار سه‌تایی Ol، Cpx، Opx اقتباس از Marchesi و همکاران (۲۰۰۶) محیط تکتونیکی پریدوتیت‌های نیریز در



شکل ۱۱- نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب نمونه/گوشته اولیه (Mc Donough et al., 1992)



شکل ۱۳- نمودار Cr-TiO₂ (Pearce et al., 1984)؛ پریدوتیت‌های افیولیت نیریز در محدوده پهنه بالای فروانش قرار می‌گیرد (Hz نشانه هارزبورژیت و Lhz نشانه لرزولیت است).

بحث

ویژگی‌های پتروژنتیکی و ژئوشیمیایی بسیاری از افیولیت‌های شناخته شده دنیا گویای این مطلب

نتیجه‌گیری

مجموعه افیولیتی نیریز حاصل تشکیل در حوضه قوسی است. در طول فرآیند بسته شدن، پوسته اقیانوسی حاشیه‌ای و حوضه درون قوسی، بر روی قاره فرارانده (Obduct) شده و از نظر تکتونیکی چند پاره شده است (Shackleton *et al.*, 1980) و در حال حاضر در سطح زمین در محدوده نیریز به صورت Nappe مشاهده می‌شود. مجموعه افیولیتی نیریز مانند افیولیت عمان بیش از آن که فرورانده شود، بر روی حاشیه قاره، فرارانده شده و توزیع آن نیز مانند افیولیت‌های قلمرو تئیس (افیولیت‌های آلپی)، به صورت نامنظم است (Shackleton *et al.*, 1980). سنگ‌های پریدوتیتی توالی گوشته‌ای درجه بالایی از ذوب بخشی را پشت سر گذاشته‌اند. در صورتی که سنگ‌ها ۲۵ تا ۴۰ درصد ذوب بخشی را متحمل شوند دو فاز ثابت کانیایی و یک فاز احتمالی $Ol+Opx\pm Cpx$ می‌تواند در سنگ‌ها حضور داشته باشد. وقتی درجه ذوب بخشی بالای ۴۰ درصد باشد یک یا دو فاز در سنگ می‌تواند باشد: $Ol\pm Opx$ (Jaques and Green, 1980). پریدوتیت‌های نیریز اغلب از هارزبورژیت تشکیل شده‌اند. پریدوتیت‌ها به وسیله ذوب بخشی در Fe و Ti تهی می‌شود. سنگ‌های این منطقه نیز تهی‌شدگی بالایی از Al، Ti و Fe به نسبت Mg نشان می‌دهد. یکی از عوامل تهی‌شدگی در سنگ‌ها تشکیل آنها در بالای پهنه فرورانش است (Wakabayashi *et al.*, 2010). در پژوهش‌های دیگری که توسط پژوهشگران در سال‌های مختلف در منطقه نیریز انجام شده به همراه پژوهش حاضر، پریدوتیت‌های نیریز ویژگی‌های بونینیت‌ها، هارزبورژیت‌های آلپ شرقی، محیط قوس و در نهایت پریدوتیت‌های تشکیل شده در پهنه بالای فرورانش را نشان می‌دهد (Arvin, 1982).

افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش در مدتی بسیار کوتاه بعد از شروع فرورانش در یک محیط قوس در حال تولد، جایی که پوسته اقیانوسی همراه با گسترش در بالای ورقه فرورنده در حال تشکیل است شکل می‌گیرد (Stern and Bloomer, 1992). مهاجرت مذاب SSZ از میان هارزبورژیت تهی شده ممکن است باعث زایایی دوباره این سنگ‌ها شامل: جایگیری‌های درزی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و غنی‌شدگی در عناصر گروه پلاتین و عناصر کمیاب ناسازگار شود. از ویژگی‌های سنگ‌های تشکیل شده در پهنه بالای فرورانش، می‌توان به چند مورد اشاره کرد: الف) تهی‌شدگی در HFSE مانند Ta، Nb، Hf و Ti به نسبت موب که می‌تواند در نتیجه درجه بالای ذوب بخشی و همچنین، در اثر واکنش با سیالات آبدار و مذاب ناشی از ورقه فرورونده باشد (Shervais, 1982). ب) حضور رایج سنگ‌های دیرگداز با محتوای بالای MgO حاصل از مذاب‌های مراحل بعدی (ذوب بخشی بالاتر) در نتیجه ذوب از منبع با محتوای الیوین بالا (Malpas, 1990). ج) همراهی با لیتوسفر دیرگداز شامل: هارزبورژیت تکتونیکی و دونیت در مقابل پریدوتیت‌های لرزولیتی زایای مغاک که به طور معمول در پوسته اقیانوسی یافت می‌شود (Dick and Bullen, 1984؛ Dick, 1989). د) ترکیب کانی‌شناسی متفاوت در گدازه‌ها و تکتونیت‌های گوشته که در مقایسه با بازالت‌های اقیانوسی و پریدوتیت‌های مغاک این کانی‌ها دیرگداز هستند مانند: کروم‌اسپینل‌ها با نسبت Cr/Al و Mg/Fe پایین (Umino *et al.*, 1990) و ه) حضور وبستریت و پیروکسنیت که به طور معمول در افیولیت‌های پهنه بالای فرورانش شکل می‌گیرد (Malpas, 1990؛ Parlak *et al.*, 2002). تمامی این ویژگی‌ها را می‌توان در پریدوتیت‌های سکانس گوشته‌ای افیولیت‌های نیریز نیز مشاهده کرد.

سپاسگزاری

نگارندگان پژوهش بر خود لازم می‌دانند از داوران مجله پتروولوژی که قبول زحمت نموده و در بهتر شدن ساختار علمی مقاله اهتمام نمودند، تشکر و قدردانی نمایند.

(Sarkarinejad, 1985). ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب پریدوتیت‌ها، غنی‌شدگی در LILE و تهی‌شدگی در HFSE، نیز مؤید تهی‌شدگی‌های عناصری است که شاخصه محیط قوس (SSZ) است.

منابع

- Arvin, M. (1982) Petrology and geochemistry of ophiolites and associated rocks from Zagros suture, Neyriz, Iran. PhD thesis, University College, London.
- Coleman, R. G. and Keith, T. E. (1971) A chemical study of serpentinization Burro mountain, California. *Journal of Petrology* 12: 311-328.
- Dick, H. J. B. (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism, in magmatism in the ocean basins. *Geology* 142: 71-105.
- Dick, H. J. B. 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* 86(1): 54-76.
- Godard, M., Jousset, D. and Bodinier, J. L. (2000) Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 180 (1-2): 133-148.
- Godard, M., Lagabrielle, O. and Alard, J. H. (2008) Geochemistry of the highly depleted peridotites drilled at ODP sites 1272 and 1274 (fifteen-twenty fracture zone, mid-Atlantic Ridge): implications for mantle dynamics beneath a slow spreading ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 267: 410-425.
- Gruau, G., Bernard, J. and Lecuyer, C. (1998) The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 3545-3560.
- Hartmann, G. and Wedepohl, K. H. (1993) The composition of peridotite tectonites from the Ivrea complex, northern Italy: residues from melt extraction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 1761-1782.
- Irvine, T. N. and Bragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Jannesary, M. R. and Whitechurch, H. (2008) The birth of an oceanic crust at the foot of Gondwana margin (Neyriz ophiolite, Iran). *Geosciences* 17: 40-49.
- Jaques, A. L. and Green, D. H. (1980) Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 287-310.
- Klein, C. S. and Hurlbut, C. (1999) *Manual of mineralogy*. 21th edition, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Lanphere, M. A. and Pamic, J. (1983) ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, south-east Zagros range, Iran. *Tectonophysics* 96: 245-256.
- Liang, Y. and Elthon, D. (1990) Evidence from chromium abundances in mantle rocks for extraction of picrite and komatiite melts. *Nature* 343: 551-553.
- Malpas, J. (1990) Oceanic crustal analogues. In: *proceedings of the Symposium Troodos 1987*, Geological

Survey Department, Ministry of Agriculture and Nature, Nicosia

- Marchesi, C., J. Garrido, C., Godard, M., A. Proenza, J., Gervilla, F. S. and Blanco-Moreno, J. (2006) Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151: 717-736.
- Mc Donough, W. F., Sun, S. S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E. and Hofmann, A. W. (1992) Potassium, rubidium and cesium in the earth and moon and the evolution of the mantle of the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 1001-1012.
- Mc Innes, B. I. A., Gregoire, M., Binns, R. A., Herzig, P. M. and Hannington, M. D. (2001) Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth Planetary Science Letters* 188: 169-183.
- Nicolas, A. (1989) Structures in ophiolite and dynamics of oceanic lithosphere. 1st edition, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Nicolas, A. and Prinzhofer, A. (1983) Cumulative or residual origin for the transition zones in ophiolites, structural evidence. *Petrology* 24: 188-206.
- Page, Ph., Bedard, J. H. and Tremblay, A. (2009) Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: the Ordovician thetford mines ophiolite. *Lithos* 113: 21-47.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A. (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Petrology* 39: 1577-1618.
- Parlak, O., Hoeck, V. and Delaloye, M. (2002) The supra- subduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos* 65: 205-221.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. and Leat, P. T. (2000) Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the south Sandwich arc-basin, south Atlantic ocean. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 36-53.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology* 25: 956-983.
- Qui, R. Z., Zhou, S., Li, T. D., Deng, J. F., Xiao, Q. H., Wu, Z. X. and Cai, Z. Y. (2007) The tectonic setting of ophiolites in the western Qinghai-Tibet plateau, China. *Journal of Asian Earth Science* 29: 215-228.
- Rahimzadeh, B., Masoudi, F., Moinevaziri, H. and Allahyari, Kh. (2013) Petrography, petrogenesis and geodynamic of Sawlava ophiolitic complex, NW of Iran. *Petrology* 14 (4): 93-114 (in Persian).
- Rajabi, S. and Torabi, Gh. (2012) Study of mantle peridotites of Surk ophiolitic melange (Yazd province, Iran). *Petrology* 12(3): 51-68 (in Persian).
- Rampone, E., Hofmann, A. W., Piccardo, G. B., Vanucci, R., Bottazzi, P. and Ottolini, L. (1996) Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (internal Ligurides, N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 61-76.
- Ricou, L. E. (1971) Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mise en place au Cretaceus perieur. *Revue de Geographie Physique et de Geologie Dynamique* 18(4): 327-350.
- Roberts, S. (1992) Influence of the partial melting regime on the formation of ophiolitic chromitite. *Geological Society of London* 60: 203-217.
- Roberts, S. and Neary, C. (1993) Petrogenesis of ophiolitic chromitite. In: *Magmatic processes and plate tectonics* (Eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Hariss, N. W. B. and Neary, C. R.). *Geology* 76: 257-272.

- Robinson, P. T. and Malpas, J. (1990) The Troodos ophiolite: New perspective on its origin and emplacement, in ophiolites. In: proceedings of the Symposium Troodos 1987, Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Nature, Nicosia.
- Sabzehei, M. (1996) Geological map of the Neyriz. Geological Quadrangle Map 1\100000, No. 6848, Geological Survey of Iran (in Persian).
- Sarkarinejad, K. (1985) The geology and tectonic settings of ophiolites and associated rocks in the Neyriz area. PhD thesis, Department of Geology, University of Wales, Cardiff.
- Shackleton, R. M., Ries, A. C., Graham, R. H. and Fitches, W. R. (1980) Late Precambrian ophiolitic Mélange in the eastern Desert of Egypt. *Nature* 285: 472-474.
- Sharma, M. and Wasserburg, G. J. (1996) The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 4537-4550.
- Shelley, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the Microscope. 1st edition, Chapman and Hall, London.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59(1): 101-118.
- Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1992) Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin* 104: 1621-1636.
- Stöcklin, J. (1977) Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia. *Memoire Hors-Serie no.8, de la Societe Geologique de la France* 8: 333-353.
- Thompson, R. N. (1982) British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Umino, S., Yanai, S., Jaman, A. R., Nakamura, Y. and Iiyama, J. T. (1990) The transition from spreading to subduction: evidence from the Semail ophiolite, northern Oman mountains, in Ophiolites. In: Proceedings of the Symposium Troodos 1987, Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Nature, Nicosia.
- Wakabayashi, J., Ghatakand, A. R. and Basu, A. (2010) Supra subduction-zone ophiolite generation, emplacement and initiation of subduction: a perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology and regional geology. *Geological Society of America Bulletin* 122: 1548-1568.
- Xia, B., Yu, H. X., Mei, H. J., Chen, G. W. and Qi, L. (2003) Geochemistry of basalts: evidence for formation of Dazhu ophiolite, Tibet (China), in a Supra subduction zone environment. *Journal of Geological Society of India* 61: 7-15.

Geochemistry and petrogenesis of Neyriz ophiolitic complex (southwest of Iran)

Zahra Davodi ¹, Mohammad Rahgoshay ^{1*} and Iman Monsef ²

¹ Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

Abstract

The Neyriz ophiolitic complex with NW-SE trend, is located parallel to and out of the Main Zagros Thrust. Mantle sequence of this ophiolitic complex, is comprising predominantly of harzburgite and minor lherzolite, dunitic sheaths and chromite pods. Base on petrographic studies, the essential minerals of these rocks are orthopyroxene, clinopyroxene and olivine; and chrome spinel is present as secondary phase. Geochemical studies show that these samples are enriched in refractory elements. On spider diagram normalized with the primitive mantle, large ion lithophile elements (LILE), show enrichment relative to the high field strength elements (HFSE). On petrogenesis diagrams, the studied samples lie on island arc and supra-subduction zone environment. These features suggest a depleted source for these rocks, and are characteristics of magmas that formed at a marginal basin in a supra subduction zone environment.

Key words: Peridotite, Mantle sequence, Supra Subduction Zone (SSZ), Marginal basin, Neyriz ophiolitic complex, Main Zagros Thrust

* m-rahgoshay@sbu.ac.ir