



سنگ‌نگاری و شیمی کانی پریدوتیت‌های گوشته‌ای دگرگون‌شده افیولیت نابین (ایران مرکزی)

نرگس شیردشت‌زاده^{1*}، قدرت ترابی¹ و رامین صمدی²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

دریافت: 1393/08/07، پذیرش: 1394/08/25

چکیده

پریدوتیت‌های گوشته‌ای از واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده افیولیت نابین هستند که در بیشتر رخنمون‌ها دگرسان و سرپانتینی شده‌اند. پریدوتیت‌های گوشته‌ای دره‌ده به صورت توده منفرد در خاور افیولیت نابین رخنمون دارند. پریدوتیت‌های این منطقه عبارتند از: لرزولیت (شامل کانی‌های الیون (فورستریت)، کلینوپیروکسن (اویژیت)، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، کروم‌اسپینل، سرپانتین (کریزوتیل، لیزاردیت و آنتی‌گوریت)، تالک، کلریت، ترمولیت و الیون دگرگونی)، هارزبورگیت (شامل کانی‌های الیون جانشینی، ارتوپیروکسن، کروم‌اسپینل، اندکی کلینوپیروکسن، سرپانتین، تالک، کلریت و ترمولیت) و دونیت (شامل کانی‌های الیون جانشینی، کروم‌اسپینل، اندکی ارتوپیروکسن، سرپانتین، تالک، کلریت و ترمولیت). شواهد سنگ‌نگاری بیانگر رویداد یک دگرگونی در حد رخساره آمفیولیت پس از سرپانتینی شدن و کلریتی شدن مجموعه پریدوتیت‌های منطقه دره‌ده است. وجود آثار دگرگونی در هارزبورگیت و دونیت نشان‌دهنده رخداد این دگرگونی پس از فرآیندهای مذاب-سنگ در محیط سوپراسابداکشن دیرینه است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، دگرگونی، پریدوتیت گوشته‌ای، افیولیت نابین، ایران مرکزی

مقدمه

(Jabbari, 1997; Ghazi et al., 2010) بر روی

پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت نابین صورت گرفته اما به پریدوتیت‌های دگرگون‌شده، پرداخته نشده است. منطقه دره‌ده در خاور افیولیت نابین قرار دارد که شامل توده‌های سترگ پریدوتیتی است و به صورت توده‌ای منفرد با توپوگرافی مرتفع و رنگ تیره‌تر از دیگر بخش‌های این افیولیت متمایز می‌شود. در این پژوهش به بررسی سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی واحدهای پریدوتیت گوشته‌ای دگرگون‌شده واقع در منطقه دره‌ده در خاور این افیولیت با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه

افیولیت ملائز نابین در راستای گسل نابین - دهشیر، در کرانه

بررسی افیولیت‌ها و واحدهای تشکیل‌دهنده آنها به عنوان قطعات باقی‌مانده از سنگ‌گه اقیانوسی دیرینه، اهمیت فراوانی در بررسی و تفسیر سرگذشت زمین و رویدادهای آن داشته و از دیرباز مورد توجه پژوهشگران بوده است. یکی از واحدهای بنیادین تشکیل‌دهنده مجموعه افیولیتی، پریدوتیت‌های گوشته‌ای هستند. در بیشتر افیولیت‌ها، پریدوتیت‌ها افزون بر تحمل دگرگونی‌های وابسته به گوشته، اغلب دگرسان و سرپانتینی شده‌اند. از این رو، در بسیاری موارد آثار دگرگونی‌های گوشته بالایی - پوسته زیرین و یا دگرگونی‌های جوانتر (مرتبط با جای‌گیری آنها بر روی پوسته) محو یا مخدوش شده است. تاکنون پژوهش‌های بسیاری مانند جباری، قاضی و همکاران

رودینگی‌شدن در این منطقه به‌ندرت دیده می‌شود (شکل 1-C).

بر پایه پژوهش‌های شیردشت‌زاده (Shirdashtzadeh, 2014) واحدهای سنگی منطقه دره‌ده پس از تحمل دگرگونی ناحیه‌ای (~ رخساره آمفیبولیت، 630-700 درجه سانتی‌گراد و 7-15 کیلوبار)، از فرآیند سرپانتینی‌شدن و دگرسانی که در سایر پریدوتیت‌ها و واحدهای سنگی این افیولیت دیده می‌شود، در امان مانده‌اند.

روش مطالعه

با بررسی‌های صحرایی، روابط صحرایی بین پریدوتیت‌های دره‌ده بررسی و نمونه‌برداری‌های لازم انجام شد. پس از تهیه مقاطع نازک برای بررسی‌های میکروسکوپی، برخی از مقاطع نازک صیقلی انتخاب شد و برای بررسی عناصر اصلی در حدود 100 نقطه از کانی‌ها (شامل پیروکسن، الیون، کروم‌اسپینل، آمفیبول، کلریت و سرپانتین) به‌وسیله دستگاه ریزپردازش EPMA مدل JEOL JXA8800R و با ولتاژ شتاب‌دهنده 15 کیلوولت و جریان 15 نانو آمپر، در دانشگاه کانازاواوی ژاپن آنالیز شدند. بر روی نتایج به‌دست آمده تصحیحات استاندارد عدد اتمی با استفاده از ترکیب کانی‌های طبیعی و مصنوعی اعمال شد. نتایج برگزیده این آنالیزها به‌همراه فرمول ساختمانی محاسبه شده بر اساس تعداد اتم اکسیژن هر نوع کانی در جدول‌های 1 تا 4 آورده شده است. نوع سرپانتین توسط روش طیف‌سنجی رامان¹ و با استفاده از دستگاه میکرورامان (مدل HORIBA Jobin Yvon, LabRAM HR800) با لیزر Nd:YAG به قطر 532 نانومتر (مدل Showa Optronics co., Ltd, J100GS-16) و میکروسکپ نوری (مدل Olympus, BX41) (دانشگاه کانازاواوی ژاپن) بررسی شد. علایم اختصاری به کار رفته برای کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) هستند.

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

1- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها در لرزولیت دگرگون‌شده
در بررسی‌های میکروسکوپی، لرزولیت‌های دگرگون‌شده افیولیت

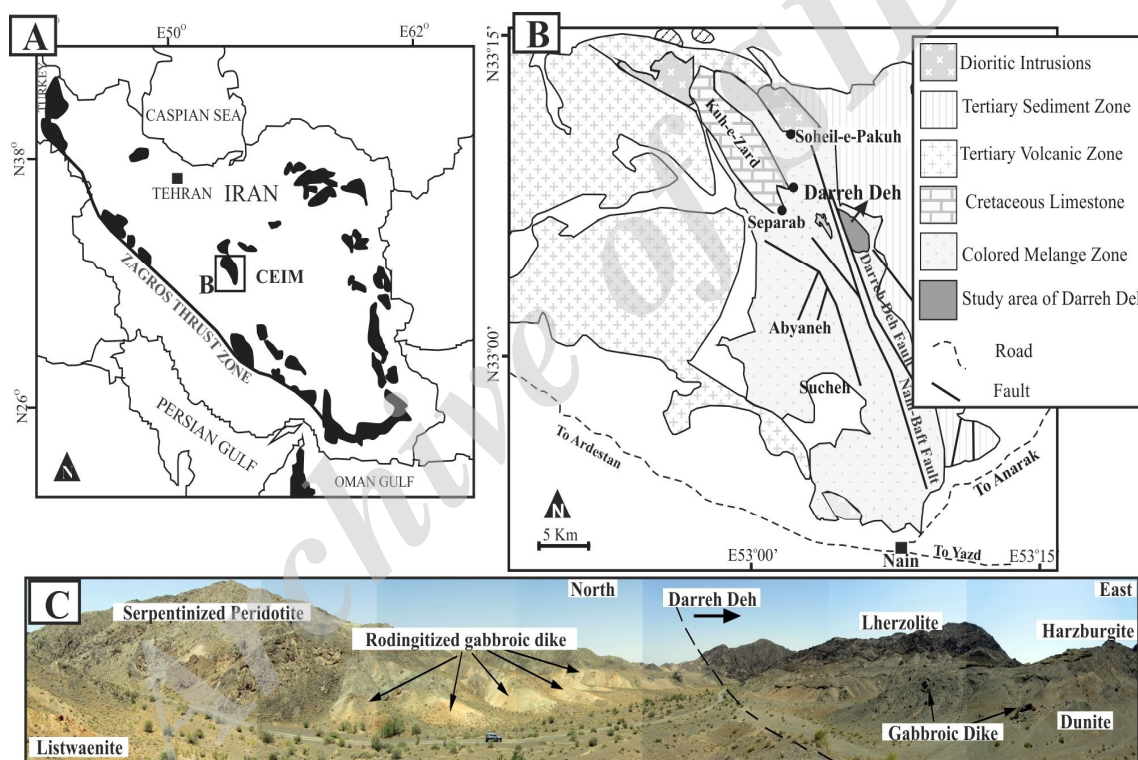
غربی خرد قاره خاور-ایران مرکزی (CEIM)¹ و بلوک یزد قرار گرفته است (شکل 1-A). فرآیندهای زمین‌ساختی موجب از بین رفتن پیوندهای سنگ‌شناسی بین واحدهای مختلف سنگی در توالی افیولیتی نایین شده است. مهمترین واحدهای تشکیل‌دهنده آنها شامل آهک‌های پلاژیوک، گدازه‌های بالشی و روانه‌های گدازه‌ای بازالتی، دایک‌های دیابازی، پلاژیوگرانیت، گابرو، پیروکسنیت و پریدوتیت‌های هارزبورگیتی و نیز لرزولیتی و دونیتی گوشته هستند. رویدادهای زمین‌ساختی هم‌زمان و پس از تشکیل این افیولیت موجب تشکیل سنگ‌های دگرگونی در آنها شده است که آمفیبولیت‌ها و پریدوتیت‌های دگرگون‌شده از عمده‌ترین آنهاست (Shirdashtzadeh, 2014). در شکل 1-B، نقشه زمین‌شناسی افیولیت نایین آورده شده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی اخیر بر روی سنگ‌های مختلف افیولیت‌های بین دو کمر بند کوه‌زایی زاگرس و نایین - بافت، مانند شیردشت‌زاده، قاسمی و تالبوت، شیردشت‌زاده و همکاران (Ghasemi and Talbot, 2006; Shirdashtzadeh et al., 2010, 2011, 2014a, 2014b; Shirdashtzadeh, 2014) نشان داده است که بیشتر این سنگ‌ها به‌صورت افیولیت‌های ناحیه بالای زون فرورانش بوده و در محیط جزایر قوسی درون اقیانوسی (محیط سوپراسابداکشن) در حوضه شرقی نئوتتیس شکل گرفته‌اند. واحدهای سنگی مورد بررسی در این پژوهش شامل پریدوتیت‌های دگرگون‌شده‌ای هستند که از کوه‌های دره‌ده واقع در بخش شرقی افیولیت نایین برداشت شده‌اند. رنگ تیره‌تر، عارضه‌نگاری مرتفع‌تر و نبود توده‌های نفوذی فراوان، منطقه دره‌ده را از دیگر نقاط این افیولیت متمایز می‌کند (شکل 1-C). بر پایه بررسی‌های صحرایی، این منطقه به‌طور غالب از پریدوتیت‌های گوشته (شامل لرزولیت، هارزبورگیت کلینوپيروکسن‌دار، هارزبورگیت و مقادیر کمتری دونیت) تشکیل شده است. در سنجش با دیگر بخش‌های افیولیت نایین، پریدوتیت‌های دره‌ده درجات بسیار ضعیفی از دگرسانی را متحمل شده‌اند. همچنین، با توجه به این که در عمق بیشتری قرار گرفته‌اند (نسبت به سایر پریدوتیت‌های این افیولیت)، فراوانی دایک‌های گابرویی در آنها بسیار کمتر است و پدیده

1. Central East Iranian Microcontinent

2. Raman Spectrometry

ناحیه‌ای (در حد رخساره آمفیولیت) این سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده و موجب تشکیل مجموعه کانی‌های منیزیم‌دار آب‌دار و بی‌آب دیگری در آنها شده است. سرپانتین‌ها طی فرآیند سرپانتینی شدن و دگرگونی کف دریا تشکیل شده‌اند؛ اما فرآیند دگرگونی زمان‌های بعدی در حد رخساره آمفیولیت (Shirdashtzadeh et al., 2014a) موجب تشکیل کانی‌هایی مانند آنتی‌گوریت، نئوبلاست‌های دانه‌ریز الیوین، تالک، کلریت، ترمولیت و اکتینولیت شده است.

ناین دارای چهار فاز کانیایی الیوین (~70 درصد حجمی یا 70% vol)، ارتوپروکسن (15 تا 20% vol)، کلینوپروکسن (5 تا 7% vol) و کروم‌اسپینل‌های کرمی‌شکل قهوه‌ای (کمتر از 5% vol) هستند. از نظر مودال این سنگ‌ها را می‌توان هارزبورگیت کلینوپروکسن‌دار تا لرزولیت نامید؛ اما در این پژوهش، به‌اختصار به همه آنها لرزولیت گفته می‌شود. قرار گرفتن این سنگ‌ها در شرایط دما-فشار گوشه‌موجب درجاتی از دگرگونی در این سنگ‌ها شده است. فرآیندهای سرپانتینی شدن و دگرگونی کف دریا و سپس دگرگونی



شکل 1. A: نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران و جایگاه افیولیت ملانژ ناین در باختر CEIM، برگرفته از پساگنو و همکاران (Pessagno et al., 2005)، B: نقشه زمین‌شناسی افیولیت ملانژ ناین برگرفته از داوودزاده (Davoudzadeh, 1972) با اندکی تغییرات و موقعیت منطقه مورد بررسی درده در خاور آن و C: مقایسه پریدوتیت‌ها و دایک‌های گابرویی در درده با پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده و دایک‌های گابرویی رودینگیتی‌شده افیولیت ناین

Fig. 1. A: Distribution of the main ophiolites in Iran and location of ophiolitic mélangé of Nain in the west of CEIM, after Pessagno et al. (2005), B: Geological map of the Nain Ophiolitic mélangé, modified after Davoudzadeh (1972), and location of Darreh Deh area at east C: Comparison of peridotites and gabbroic dikes in Darreh Deh with the serpentinized peridotites and rodingitized gabbroic dikes of Nain ophiolite.

الیوین: بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و شیمی کانی، دو نوع الیوین در لرزولیت‌های دگرگون‌شده شناسایی شد که عبارتند

در ادامه به بررسی کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها پرداخته می‌شود.

فورستریت دارند و از این لحاظ همانند ترکیب یوین‌های پریدوتیت‌های کوه‌زایی هستند (Arai, 1980). از آنجایی که یوین‌های Ol_2 برآیند دگرگونی سرپانتین‌ها با درصد $Mg\#$ بالا هستند، دارای مقدار فورستریت بالای 90 درصد مولی هستند؛ اما در مقابل، یوین‌های واکنشی Ol_1 در اثر تأثیر مذاب‌هایی با سیلیس بالا بر ارتوپروکسن و شرایط $Mg\#$ کمتر تشکیل شده‌اند. بنابراین دارای فورستریت کمتری هستند (جدول 2). مقدار میانگین $Mg\#$ ($100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$) و CaO در یوین Ol_1 به ترتیب 90/39 درصد مولی و 0/03 درصد وزنی است. این مقادیر برای یوین دگرگونی Ol_2 به ترتیب 90/26 درصد مولی و 0/01 درصد وزنی و برای یوین واکنشی Ol_1 به ترتیب 89/40 درصد مولی و 0/03 درصد وزنی است.

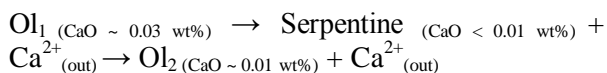
از: 1) یوین‌های Ol_1 که درون گوشته متبلور شده‌اند و توسط سرپانتین‌ها قطع شده‌اند. این یوین‌ها بیشتر دانه‌درشت (گاه با قطر بزرگتر از 4 تا 5 میلی‌متر) هستند؛ اما برخی نیز به صورت خردشده و ریزبلورتر در محل شکستگی‌ها و فضای بین سایر کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل A-2)؛ 2) نوبلاست‌های دانه‌ریز یوین دگرگونی یا Ol_2 (با قطر کوچکتر از 0/1 میلی‌متر) که بر اثر دگرگونی سرپانتین‌ها و اغلب در راستای شکستگی‌ها و درون رگه‌های سرپانتین متبلور شده‌اند. این نوع از یوین‌ها که پس از یک فرآیند سرپانتینی شدن تشکیل شده‌اند، به صورت تجمعاتی ریزدانه و بدون دگرشکلی، رشته‌های کریزوتیل و رگه‌های لیزاردیت سنگ را قطع کرده‌اند (شکل A-2). از نظر شیمیایی، یوین‌های Ol_1 بیش از 90 درصد ترکیب

جدول 1. نتایج برگزیده آنالیز ریزپردازشی (بر اساس درصد وزنی یا wt%) یوین Ol_1 و Ol_2 در لِرزولیت و یوین Ol_1 در هارزبورگیت درده (افیولیت ناین) و محاسبه فرمول ساختاری (بر اساس تعداد اتم در واحد ساختاری یا a.p.f.u.) بر اساس 4 اتم اکسیژن و محاسبه اعضای نهایی (بر اساس mole%) (Fo: فورستریت، Fa: فایالیت)

Table 1. Representative microprobe analysis (in weight percent or wt%) of Ol_1 and Ol_2 olivines in lherzolite and Ol_1 in harzburgite of Darreh Deh (Nain Ophiolite), calculated structural formula (in atom per formula unit or a.p.f.u.), based on 4 oxygen atom, and end members (mole%) (Fo: forsterite, Fa: fayalite)

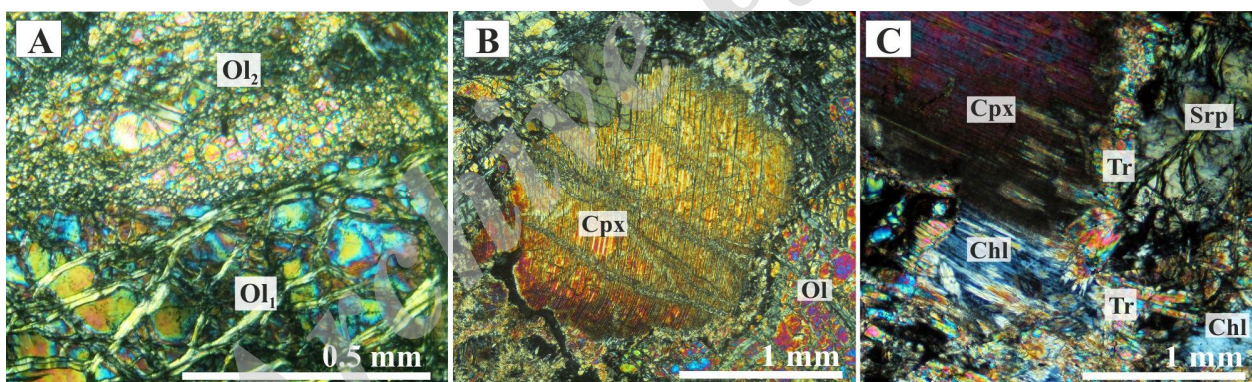
Mineral	Ol_1	Ol_1	Ol_1	Ol_1	Ol_1	Ol_1	Ol_1	Ol_1	Ol_1	Ol_2	Ol_2	Ol_2	Ol_2	Ol_2
Sample no.	B690	B690	B690	B690	B692	B692	B692	B692	B692	B690	B690	B690	B690	B690
Point no.	23	24	25	32	99	100	106	108	329	26	41	43	50	51
SiO ₂	40.92	40.68	40.80	40.71	40.47	40.66	40.52	40.37	40.85	40.85	40.42	40.79	40.48	40.76
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.50	9.42	9.56	9.57	10.29	10.53	10.64	10.54	10.08	9.47	9.66	9.41	9.55	9.49
MnO	0.13	0.14	0.10	0.14	0.15	0.15	0.13	0.16	0.12	0.13	0.10	0.13	0.12	0.14
MgO	49.98	49.87	49.81	49.87	49.49	49.39	49.42	49.50	48.42	49.82	50.28	49.97	49.68	49.70
CaO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00
NiO	0.36	0.37	0.36	0.38	0.39	0.40	0.39	0.35	0.39	0.37	0.35	0.33	0.33	0.38
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Sum	100.93	100.50	100.69	100.71	100.81	101.16	101.11	100.97	99.88	100.60	100.80	100.70	100.20	100.50
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{II}	0.19	0.19	0.20	0.20	0.21	0.22	0.22	0.22	0.21	0.19	0.20	0.19	0.20	0.19
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.81	1.81	1.81	1.81	1.80	1.79	1.80	1.80	1.77	1.81	1.83	1.81	1.81	1.81
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	2.99	3.00	3.01	3.01	3.01	3.00
Fo	90.36	90.42	90.28	90.28	89.56	89.32	89.23	89.33	89.54	90.36	90.27	90.44	90.26	90.32
Fa	9.64	9.58	9.72	9.72	10.44	10.68	10.77	10.67	10.46	9.63	9.72	9.55	9.73	9.67

Ol₁ بدون Ca یا با مقدار Ca، بسیار ناچیز هستند. رابطه زیر چگونگی این فرآیند را بیان می‌کند:



کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن یکی از فازهای باقی مانده موجود در لرزولیت‌های گوشته و دارای ابعاد 1-2 میلی‌متر است و دارای شواهد تأثیر دگرگونی در شرایط گوشته، شامل نوار شکنجی، رخ‌های خمیده و خاموشی موجی بوده است (شکل B-2) و در برخی از ارتوپیروکسن‌ها نیز بلورهای ریز کلینوپیروکسن به صورت اکسولوشن در راستای رخ‌ها وجود دارد. در پیرامون و در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تأثیر دگرسانی و دگرگونی جوانتر موجب تبلور کلریت و ترمولیت به‌خرج کلینوپیروکسن‌ها شده است (شکل C-2). بر اساس نتایج آنالیز ریزپردازشی ترکیب کلینوپیروکسن از دی‌پسید تا اوزیت متغیر است (شکل A-3).

با وجود ترکیب شیمیایی همسان (فورستريت < 90 درصد مولی) و شباهت میزان عناصر اصلی، میزان Ca در الیون‌های دگرگونی Ol₂ (~ 0/01 wt%) به مراتب کمتر از الیون‌های Ol₁ و Ol_r (~ 0/03 wt%) است. در حقیقت، در ساختار الیون می‌تواند دست کم تا حدود 0/01 تا 0/07 wt% اکسید کلسیم وجود داشته باشد؛ زیرا ترکیب شیمیایی الیون توسط ترکیب شیمیایی سنگ کل و درجه دگرگونی کنترل می‌شود (Torabi, 2011). بر اساس دی‌هوگ و همکاران (De Hoog et al., 2010)، توزیع Ca در الیون به دما وابسته است و از این رو، Ca در الیون‌های گوشته‌ای بالاتر از نئوبلاست‌های الیون ثانویه و دگرگونی است. به‌طور نمونه داده‌های دبرت و همکاران (Debret et al., 2013) دارای این ویژگی هستند. این الیون‌ها جانشین سرپانتین با CaO کمتر از 0/01 wt% شده‌اند و از آنجایی که هنگام تبلور مجدد بر اثر دگرگونی Ca در ساختار نئوبلاست‌های الیون وارد نمی‌شود، در مقایسه با الیون‌های



شکل 2. تصاویر میکروسکوپی (در XPL¹) از لرزولیت دگرگون‌شده دره‌ده (افیولیت ناین): A: الیون‌های گوشته‌ای، نئوبلاست‌های ریزدانه الیون دگرگونی و رگه‌های سرپانتین درون الیون‌های گوشته‌ای، B: کلینوپیروکسن با رخ‌های خمیده و خاموشی موجی و C: تبلور کلریت و ترمولیت به‌خرج کلینوپیروکسن‌ها. Ol: الیون، Ol₁: الیون گوشته‌ای، Ol₂: نئوبلاست‌های الیون دگرگونی، Cpx: کلینوپیروکسن، Chl: کلریت، Tr: ترمولیت، Srp: سرپانتین (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 2. Photomicrographs (in XPL¹) of metamorphosed lherzolite of Darreh Deh (Nain Ophiolite). A: Mantle olivines (Ol₁), fine grained neoblasts of metamorphic olivine, and serpentine veins within mantle olivines, B: Clinopyroxene with warped cleavages and undulatory extinction, and C: Crystallization of chlorite and tremolite after clinopyroxene. Abbreviations are from Whitney and Evans (2010). Ol: olivine Ol₁: mantle olivine Ol₂: neoblasts of metamorphic olivine, Cpx: clinopyroxene, Chl: chlorite, Tr: tremolite, Srp: serpentine (Whitney and Evans, 2010)

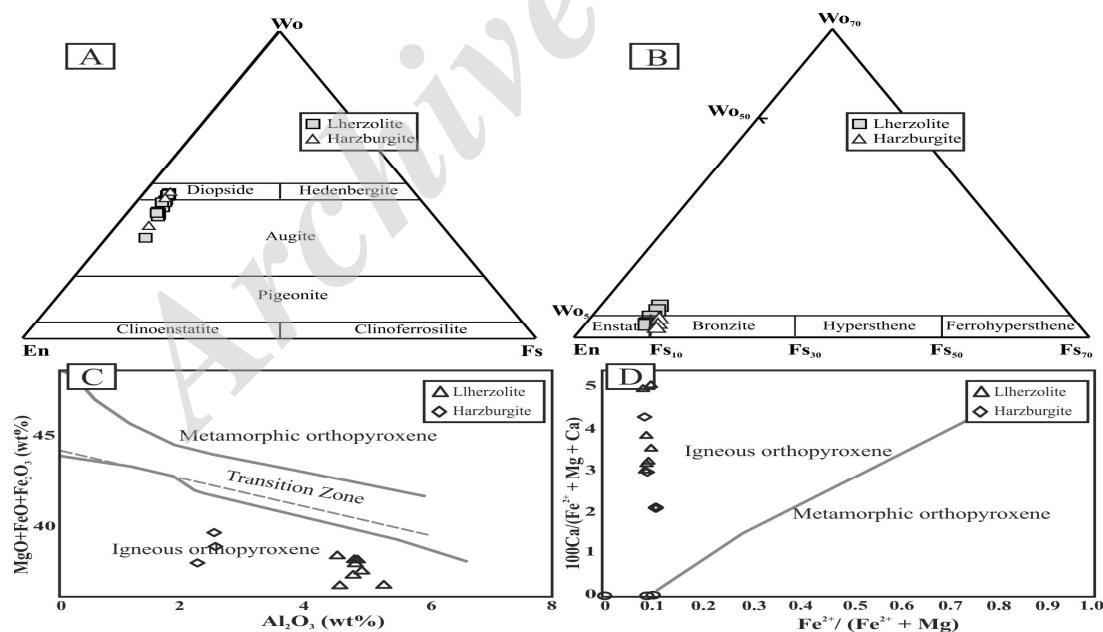
جنس کلینوپیروکسن به صورت ادخال در امتداد رخ‌ها، ماهیت آذرین آنها را نشان می‌دهد. همانند کلمن و همکاران (Kelemen et al., 1992)، در برخی از ارتوپیروکسن‌ها

ارتوپیروکسن: بلورهای ارتوپیروکسن با اندازه تقریبی 3 میلی‌متر، دارای رخ‌های خمیده و نوار شکنجی (شواهد دگرگونی در شرایط گوشته) هستند. وجود تیغه‌های کوچکی از

ترمولیت) در ارتوپیروکسن‌ها را می‌توان به صورت
 $\text{Orthopyroxene} \rightarrow \text{Talc} \rightarrow \text{Tremolite}$
 $\text{Orthopyroxene} \rightarrow \text{Chrysotile} \rightarrow \text{Tremolite}$
 کرد.

کروم اسپینل: کروم اسپینل در لرزولیت به صورت کرمی شکل، به رنگ قهوه‌ای و دارای یک حاشیه تیره‌رنگ آهن دار است که گاهی توسط هاله‌ای از کلریت احاطه شده است. بر اساس ماتسوموتو و آرای (Matsumoto and Arai, 2001) مقدار گردش‌گی اسپینل در لرزولیت، هارزبورگیت، دونیت و کرومیت به ترتیب افزایش می‌یابد (شکل A-4، B و C). از نظر ریخت‌شناسی، کروم اسپینل‌های کرمی شکل این سنگ‌ها دارای DR# کمتر از 0/4 بوده (~ 0/1 تا 0/2) و با کروم اسپینل موجود در لرزولیت‌های منطقه Sangun (در جنوب غرب ژاپن) که توسط ماتسوموتو و آرای (Matsumoto and Arai, 2001) بررسی شده‌اند، قابل مقایسه است.

شواهدی از ذوب نامتجانس و تشکیل الیوین در فرورفتگی حاشیه‌ها دیده می‌شود. بخش‌هایی از ارتوپیروکسن‌ها به کریزوتیل تبدیل شده‌اند و یا در امتداد رخ‌ها بستیتی شده و توسط سرپانتین کریزوتیل و تالک جانشین شده‌اند. ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن‌ها در گستره ترکیبی انستاتیت - بروزنیت ($\text{En}_{89.9-90.4\%}$) قرار دارد (جدول 2 و شکل B-3). نمودار Al_2O_3 در برابر $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ و نمودار $100\text{Ca}/(\text{Fe}^{2+} + (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}))$ یا ولستونیت ($\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) (Rietmeijer, 1983) بیانگر ماهیت آذرین ارتوپیروکسن‌ها هستند (شکل C-3 و D). برخی ارتوپیروکسن‌ها که بستیتی شده‌اند در امتداد رخ‌ها تا اندازه‌ای توسط تجمعانی از کانی سرپانتین (کریزوتیل) جایگزین شده‌اند و سپس این سرپانتین‌ها به ترمولیت و برخی دیگر به تالک دگرگون شده‌اند و بر اثر یک دگرگونی جوانتر، سوزن‌های ترمولیت در پیرامون آنها متبلور شده است. فرآیند دگرسانی (تشکیل تالک و کریزوتیل) و سپس دگرگونی (تشکیل



شکل 3. ترکیب شیمیایی پیروکسن در پریدوتیت‌های دگرگون شده دره (افیولیت ناین). A و B: نمودارهای طبقه‌بندی کلاینوپروکسن و ارتوپیروکسن (Deer et al., 1997). C: ترکیب ارتوپیروکسن بر روی نمودار Al_2O_3 در برابر $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Rietmeijer, 1983) و D: ترکیب ارتوپیروکسن بر روی نمودار $100\text{Ca}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca})$ در برابر $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (Rietmeijer, 1983)

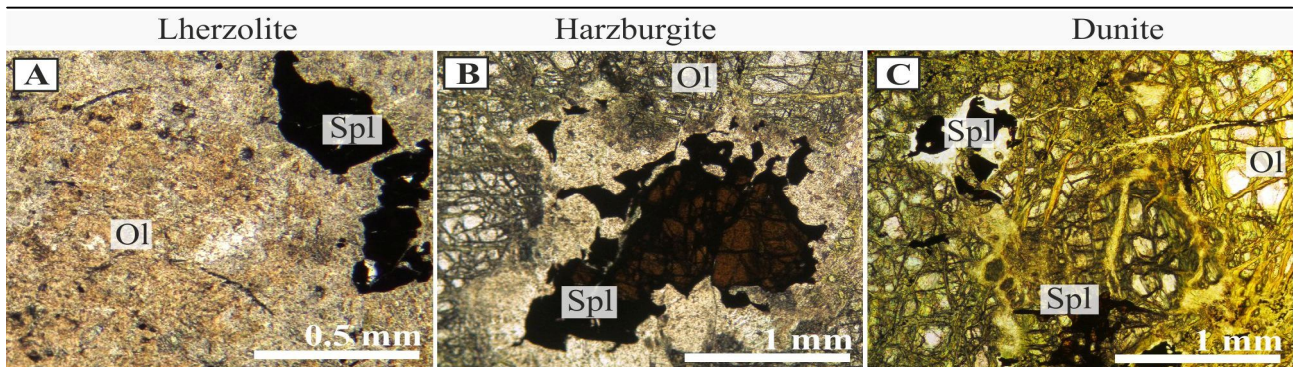
Fig. 3. Chemical composition of pyroxene in metamorphosed peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite). A and B: Classification diagrams for clino- and orthopyroxene (Deer et al., 1997), C: Orthopyroxene composition on Al_2O_3 versus $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Rietmeijer, 1983), and D: Orthopyroxene composition on $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ versus $100\text{Ca}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca})$ (Rietmeijer, 1983)

نتایج آنالیز ریزپردازشی از بخش‌های مرکزی بلورهای کروم‌اسپینل که از اثرات دگرگونی محفوظ مانده، به دست آمده‌اند. مقدار میانگین $(Cr/(Cr+Al)) Cr\#$ ، $Mg\#$ ، Fe^{3+} و $(Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr^{3+}+Al^{3+})) Al_2O_3$ موجود در کروم اسپینل (A) و اسپینل تا پلوناست قرار گرفته‌اند (شکل B-5).

جدول 2. نتایج برگزیده آنالیز ریزپردازشی (بر اساس wt%) پیروکسن موجود در لرزولیت و هارزبورگیت دگرگون شده دره‌ده (افیولیت ناین)، محاسبه فرمول ساختاری (بر اساس a.p.f.u.) بر اساس 6 اتم اکسیژن و اعضای نهایی (بر اساس mole%) آنها (Lhz: لرزولیت، Hz: هارزبورگیت، Cfs: کلینوفروسیلیت، Cen: کلینوناستاتیت، Fs: فروسیلیت، En: انستاتیت، Wo: ولاستونیت) (Whitney and Evans, 2010)

Table 2. Representative microprobe analysis (in wt%) of pyroxene in the metamorphosed lherzolite and harzburgite of Darreh Deh (Nain Ophiolite), and their calculated structural formula (in a.p.f.u.), based on 6 oxygen atom, and end members (in mole%) (Lhz: lherzolite, Hz: harzburgite, Cfs: clinofersosilite, Cen: clinoenstatite, Fs: ferrosilite, En: enstatite, Wo: wollastonite) (Whitney and Evans, 2010)

Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
Rock type	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Hz	Hz	Hz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Hz	Hz	Hz
Sample no.	B690	B690	B691	B691	B692	B692	B692	B690	B691	B690	B691	B692	B692	B692
Point no.	67	85	96	96	107	102	103	296	94	302	86	105	101	331
SiO ₂	51.09	51.80	51.45	52.09	52.30	52.07	52.06	54.57	54.42	54.71	54.34	55.42	55.78	56.04
TiO ₂	0.14	0.15	0.17	0.17	0.19	0.21	0.21	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	5.91	6.30	6.05	6.06	4.17	3.28	3.48	4.92	4.85	4.80	4.79	2.54	2.52	2.36
Cr ₂ O ₃	1.08	1.19	1.13	1.13	1.10	1.10	1.14	0.77	0.75	0.68	0.75	0.71	0.70	0.56
FeO	3.18	3.38	3.82	3.82	3.90	2.95	2.91	5.83	6.27	5.94	6.28	6.51	6.78	6.89
MnO	0.09	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.09	0.11	0.12	0.13	0.13	0.15	0.16	0.17
MgO	17.12	17.55	18.45	18.81	20.13	17.26	16.45	31.85	31.95	31.70	32.00	32.44	32.96	32.75
CaO	21.27	20.09	19.17	19.17	18.12	22.31	23.06	2.57	1.99	1.80	1.66	2.26	1.58	1.10
NiO	0.04	0.06	0.04	0.04	0.07	0.04	0.06	0.12	0.11	0.09	0.11	0.09	0.07	0.07
Na ₂ O	0.24	0.21	0.18	0.18	0.22	0.24	0.22	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Sum	100.17	100.83	100.57	101.58	100.32	99.56	99.67	100.81	100.53	99.93	100.15	100.20	100.63	100.02
Si	1.85	1.86	1.85	1.85	1.88	1.90	1.90	1.88	1.88	1.90	1.88	1.92	1.92	1.94
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.15	0.14	0.15	0.15	0.12	0.10	0.10	0.12	0.12	0.10	0.12	0.08	0.08	0.06
Al ^{VI}	0.10	0.13	0.11	0.11	0.05	0.04	0.05	0.08	0.07	0.09	0.08	0.02	0.02	0.04
Cr	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ^{III}	0.03	0.00	0.02	0.01	0.04	0.03	0.01	0.03	0.03	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00
Fe ^{II}	0.07	0.10	0.10	0.10	0.07	0.06	0.08	0.14	0.15	0.17	0.16	0.15	0.16	0.20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.92	0.94	0.99	1.00	1.08	0.94	0.90	1.63	1.64	1.64	1.65	1.68	1.69	1.69
Ca	0.82	0.77	0.74	0.73	0.70	0.87	0.90	0.10	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.04
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	93.30	90.20	91.00	90.90	93.70	94.30	92.30	92.15	91.48	90.50	91.06	91.68	91.17	89.44
Cr#	0.11	0.11	0.11	0.11	0.15	0.18	0.18	0.10	0.09	0.09	0.09	0.16	0.16	0.13
Cfs	5.36	5.76	6.40	6.34	6.35	4.89	4.85							
Cen	50.00	51.70	53.59	54.07	56.86	49.30	47.40							
Fs								9.00	9.70	9.36	9.77	9.88	10.25	10.55
En								86.02	86.44	87.08	86.99	85.83	86.76	87.33
Wo	44.64	42.55	40.01	39.60	36.79	45.81	47.76	4.98	3.86	3.56	3.24	4.29	2.98	2.12



شکل 4. تصویرهای میکروسکوپی (در PPL¹) از ریخت‌شناسی کروم اسپینل در پریدوتیت‌های دره‌ده (افیولیت ناین). A: لرزولیت، B: هارزبورگیت و C: دونیت. توضیحات در متن آورده شده است. Ol: الیون، Spl: اسپینل (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 4. Photomicrographs (in XPL) of morphology of Cr-spinel in Darreh Deh peridotites (Nain Ophiolite). A: Lherzolite, B: Harzburgite, and C: Dunite. Descriptions are presented in the text. Ol: olivine, Spl: spinel (Whitney and Evans, 2010)

جدول 3. نتایج آنالیز ریزپردازشی (بر اساس wt%) کروم اسپینل در لرزولیت و هارزبورگیت دگرگون‌شده دره‌ده (افیولیت ناین) و فرمول ساختاری آنها (بر اساس a.p.f.u.) بر اساس 32 اتم اکسیژن (Lhz: لرزولیت، Hz: هارزبورگیت) (Whitney and Evans, 2010)

Table 3. Microprobe analysis (in wt%) of chromian spinel in the metamorphosed lherzolite and harzburgite of Darreh Deh (Nain Ophiolite), and their calculated structural formula (in a.p.f.u.), based on 32 oxygen atom (Lhz: lherzolite, Hz: harzburgite) (Whitney and Evans, 2010)

Rock type	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Hz
Sample no.	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B691	B692
Point no.	17	18	19	20	55	56	57	82	83	84	292	100	330
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.06	0.07	0.05	0.04	0.22
Al ₂ O ₃	49.01	48.84	48.81	48.75	48.54	48.66	48.66	49.10	49.23	49.45	48.74	49.06	26.84
Cr ₂ O ₃	19.33	19.10	19.29	19.62	19.24	19.27	19.34	19.44	19.67	19.20	18.90	19.56	37.76
FeO	12.59	12.07	12.26	12.05	13.30	13.48	13.49	12.07	11.94	12.25	11.83	12.35	23.53
MnO	0.13	0.13	0.14	0.16	0.13	0.13	0.18	0.13	0.15	0.11	0.16	0.11	0.31
MgO	18.43	18.69	18.53	18.65	18.26	18.30	18.32	18.91	19.21	19.14	19.30	18.96	11.73
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.23	0.30	0.27	0.28	0.26	0.30	0.28	0.25	0.29	0.29	0.30	0.27	0.12
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	99.77	99.21	99.36	99.55	99.77	100.21	100.32	99.96	100.56	100.52	99.29	100.36	100.55
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Al	12.47	12.47	12.46	12.42	12.38	12.37	12.35	12.44	12.39	12.44	12.39	12.39	7.66
Cr	3.30	3.27	3.30	3.35	3.29	3.29	3.29	3.30	3.32	3.24	3.23	3.31	7.23
Fe ^{III}	0.22	0.24	0.22	0.21	0.31	0.33	0.34	0.25	0.27	0.29	0.37	0.29	1.02
Fe ^{II}	2.05	1.95	2.00	1.97	2.09	2.10	2.09	1.92	1.86	1.90	1.77	1.93	3.74
Mn	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.06
Mg	5.93	6.04	5.98	6.01	5.89	5.88	5.88	6.06	6.12	6.09	6.21	6.06	4.24
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	24.00	24.01	24.01	24.01	24.01	24.01	24.01	24.00	24.01	24.01	24.01	24.01	24.00
Mg#	74.31	75.59	74.94	75.31	73.81	73.68	73.78	75.94	76.69	76.22	77.82	75.84	53.13
Cr#	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.49
Fe ³⁺ #	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06
Fe ²⁺ /Fe ³⁺	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06

1. Plane Polarized Light

بر اساس جدول 4، در لرزولیت‌های دگرگون شده منطقه دره‌ده، لیزاردیت‌ها ($Mg_{3.00}Fe_{0.31}Ni_{0.01}Si_{1.84}$) مقدار Mg ، Fe و Ni بالاتر جانشین الیوین و کریزوتیل‌ها ($Mg_{2.14}Fe_{0.10}Al_{0.23}$) Cr و Al و میزان Cr ، بیشتر جانشین ارتوپروکسن شده‌اند. در واقع مانند داده‌های دونگان، ویکس و پلنت (Dungan, 1979; Wicks and Plant, 1979) در پژوهش شروایس و همکاران (Shervais et al., 2005)، مقدار کم Mg و مقدار بالای Cr و Al در کریزوتیل بیشتر بیانگر ماهیت ترکیبی ارتوپروکسن‌هاست. از سوی دیگر، ایاف سرپانتین موجود در برخی از رگه‌ها به تدریج در حال تبدیل به کلریت هستند. این پیش‌آمد بیانگر فرآیند کلریتی شدن در هنگام یا پس از سرپانتینی شدن است.

تالک: در لرزولیت‌های دگرگون شده تالک بر اثر دگرگونی درجه پایین ارتوپروکسن یا الیوین و یا در پیرامون هاله کریزوتیلی ارتوپروکسن تشکیل شده و بر اثر دگرگونی و در طی درجات بالای دما و فشار به ترمولیت با بافت نماتوبلاستیک و جک‌استرا³ تبدیل شده است. این فرآیند در مواردی رخ داده است که الیوین یا ارتوپروکسن سرپانتینی شده و Ca آنها آزاد شده باشد. در برخی قسمت‌ها، تالک هم‌زمان با تشکیل نئوبلاست‌های الیوین (Ol_2) و در مراحل آغازین دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده است؛ زیرا کریزوتیل با افزایش دما و در شرایط فشار کم، جای خود را به فورستریت و تالک می‌دهد (Candela et al., 2007).

کلریت: به‌طور معمول کلریت به‌عنوان محصول دگرسانی و دگرگونی درجه پایین، به‌صورت خوشه‌های فلسی شکل در پیرامون یا درون شکستگی‌های کلینوپروکسن تشکیل شده است؛ اما اغلب این کلریت‌ها بر اثر فرآیند دگرگونی در حال تبدیل و جایگزینی توسط ترمولیت هستند (شکل 2-C). برخی کلریت‌ها نیز با پر کردن شکستگی‌های موجود در سنگ به‌صورت رگه‌ای دیده می‌شوند و کانی‌های اولیه مانند ارتوپروکسن و نیز رگه‌های قدیمی‌تر را که با سرپانتین پر شده‌اند، قطع کرده است. همچنین، در برخی از پریدوتیت‌های

سرپانتین: سرپانتین به‌عنوان یکی از محصولات دگرسانی الیوین و ارتوپروکسن است که به‌صورت بافت مشبک¹ یا رگه‌ای و با رنگ سفید تا سبز کم‌رنگ دیده می‌شود. بر اساس نوزاکا (Nozaka, 2003)، وجود ادخال‌های ریز مگنتیت در بلورهای الیوین نوظهور دگرگونی، بیانگر تجزیه الیوین‌های اولیه به سرپانتین است. سرپانتین‌های فیبری شکلی که شکستگی‌ها را به‌صورت رگه پر کرده‌اند، بافت سرپانتینی و مشبک زمینه و نیز پورفیروبلات‌های الیوین و ارتوپروکسن آذرین را قطع کرده است. بر اساس نتایج آزمایش رامان اسپکترومتری سرپانتین‌ها، بافت مشبک از لیزاردیت و رگه‌ها از کریزوتیل ساخته شده است. رگه‌های کششی کریزوتیل در تمام کانی‌های اولیه تشکیل‌دهنده سنگ را قطع کرده؛ اما کانی‌های حاصل از دگرگونی (الیوین‌های دگرگونی (Ol_2))، تالک، ترمولیت و کلریت را قطع نکرده‌اند. بنابراین، این سرپانتین‌ها مربوط به مراحل اولیه سرپانتینی شدن هستند. بر اساس آنالیز رامان اسپکترومتری، لیزاردیت محصول متداول فرآیند پس‌رونده دگرسانی و سرپانتینی شدن الیوین‌هاست، اما سرپانتین غنی از Al (کریزوتیل) در ارتوپروکسن‌های بستیتی تشکیل شده است. بر اساس بررسی‌های شیردشت‌زاده (Shirdashtzadeh, 2014)، الگوی پراش پرتوی ایکس² بیانگر تشکیل آنتی‌گوریت در این سنگ‌هاست. با توجه به این که نئوبلاست‌های الیوین (که حاصل دگرگونی آنتی‌گوریت هستند) اغلب درون رگه‌ها متبلور شده‌اند، می‌توان تشکیل آنتی‌گوریت را به‌صورت رگه‌ای در نظر گرفت. شروایس و همکاران (Shervais et al., 2005) معتقدند که سرپانتین حاصل از ارتوپروکسن (بستیت)، عموماً از MgO فقیرتر است ($\sim 34-37$ wt%)؛ اما از نظر مقدار سیلیسیم به سرپانتین‌های حاصل از الیوین شباهت دارد ($\sim 38-42$ wt%). به‌طور مشابهی، در لرزولیت‌های دگرگون شده نایین نیز محتوای MgO در کریزوتیل حاصل از ارتوپروکسن ($\sim 30-32$ wt%) از لیزاردیت حاصل از الیوین (~ 29 wt%) بالاتر است؛ اما از نظر مقدار سیلیسیم به هم شباهت دارند ($\sim 43-54$ wt%) (جدول 4).

1. Mesh texture or chicken-wire
2. XRD = X-Ray Diffraction
3. Jack-straw

دگرگون‌شده افیولیت ناین فراوانی قابل توجهی دارد (نزدیک به 60 تا 70 vol%) و دارای ترکیب کریزولیت (فورستریت ~ 89/43 درصد مولی) هستند (جدول 1). این الیوین‌ها، الیوین جانشینی یا واکنشی (Ol_1) است و بر اثر ذوب نامتجانس ارتوپروکسن‌ها درون فرورفتگی‌های آنها تبلور یافته‌اند و به حاشیه بلورهای ارتوپروکسن نمایی نامنظم داده‌اند (شکل A-6 و B). این پدیده از جمله ریزساختارهایی است که نشان‌دهنده نقش واکنش‌های مذاب با سنگ دیواره لرزولیتی در تشکیل هارزبورگیت‌هاست؛ زیرا، الیوین‌های Ol_1 محصول پرتکتیک و ذوب نامتجانس ارتوپروکسن‌ها، طی واکنش $Mg_2Si_2O_6 \rightarrow Mg_2SiO_4 (Ol_1) + SiO_2$ (in the liquid) (Opx) هستند. مقدار $Mg\#$ ارتوپروکسن که توسط مذاب غنی از سیلیس حاصل کنترل می‌شود، در تشکیل الیوین‌های جانشینی مؤثر است. مقدار $Mg\#$ (wt% 89/4 ~) و CaO (wt% 0/28 ~) الیوین Ol_1 در هارزبورگیت از الیوین‌های Ol_2 در لرزولیت کمتر است (جدول 1). با این همه مقدار Ca در Ol_1 (~ wt% 0/02) تا حدود زیادی مانند مقدار آن در Ol_2 در لرزولیت‌هاست و MnO محدوده تغییرات کمتری را نشان می‌دهد (جدول 1). به هر حال الیوین‌های Ol_1 دگرسانی اندکی دارند. شدت کمتر سرپانتینی شدن الیوین‌های Ol_1 در هارزبورگیت‌ها نسبت به Ol_1 در لرزولیت‌های مجاور نشان‌دهنده تقدم تشکیل الیوین در لرزولیت نسبت به هارزبورگیت و تأخر تشکیل هارزبورگیت‌هاست.

پروکسن: به طور کلی، کلینوپروکسن در هارزبورگیت فراوانی بسیار کمی دارد (کمتر از 5 vol%) و برخی از آنها به کلریت تجزیه شده و برخی ترمولیتی شده‌اند؛ اما در مقایسه بلورهای ارتوپروکسن فراوانی بسیار بالاتری دارند (نزدیک به 30 vol%) و دگرشکلی از خود نشان می‌دهند. برخی ارتوپروکسن‌ها دارای اذخالی‌های ریزی از اکسولوشن کلینوپروکسن در امتداد رخ‌ها هستند و دارای مرزهای نامنظم به صورت فرورفتگی و لوییت بوده که طی ذوب نامتجانس ارتوپروکسن توسط الیوین‌های جانشینی (Ol_1) پر شده است (شکل A-6 و B). کلینوپروکسن نیز از نوع دیوپسید تا اوژیت

دگرگون‌شده، کلریت در اطراف کروم‌اسپینل‌ها و به خرج آنها رشد کرده است. ترکیب کلریت‌های اطراف کروم‌اسپینل‌ها از نوع پنین و منشأ Al بالای آنها (جدول 4) کروم‌اسپینل‌هاست؛ اما کلریت‌های حاصل از تجزیه پروکسن و در حال تبدیل به ترمولیت، از نوع تالک - کلریت هستند (شکل C-5). الگوی XRD سنگ کل نیز حضور ترکیب کلینوکلر در این سنگ‌ها را تأیید می‌کند (Shirdashtzadeh, 2014).

آمفیبول: به طور کلی، آمفیبول کلسیک در متاپریدوتیت‌ها از نوع ترمولیت است (Frost, 1975). در پریدوتیت‌های دگرگون‌شده منطقه دره‌ده، سوزن‌های آمفیبول اغلب در امتداد شکستگی‌ها و یا اطراف کلینوپروکسن‌ها (شکل C-2) یا ارتوپروکسن‌های بستیتی شده رشد کرده و موجب تشکیل بافت نماتوبلاستیک و جک‌استرا شده‌اند. ترمولیت به عنوان کانی کلسیم دار ثانویه موجود در این سنگ‌ها با CaO در حدود 10-13/5 wt% است. بسیاری از شواهد سنگ‌نگاری نیز نشان می‌دهند که در طی دگرگونی، ترمولیت به عنوان یک کانی کلسیم دار جایگزین کلینوپروکسن، سرپانتین‌ها و تالک شده است (شکل C-2). در حقیقت، اگر چه مقدار Ca موجود در ساختار ارتوپروکسن و الیوین بسیار کم است (جدول‌های 1 و 2)؛ اما هر جا که الیوین یا ارتوپروکسن تجزیه و کانی‌های بدون Ca مانند تالک، کلریت و سرپانتین تبدیل شود، یون کلسیم (Ca^{2+}) آزاد شده و در نتیجه ترمولیت به عنوان کانی کلسیم دار به عنوان محصول دگرگونی پس از کریزوتیل، تالک و کلریت تشکیل شده است. بنابراین، تشکیل ترمولیت در کنار الیوین و ارتوپروکسن بیانگر نقش تأثیرگذار Ca موجود در این دو کانی است. بر اساس طبقه‌بندی لیک و همکاران (Leake et al., 1997) نوع آنها از ترمولیت تا هورنبلند ترمولیتیک متغیر است (جدول 4 و شکل D-5). علاوه بر این، الگوی پراش پرتو ایکس (Shirdashtzadeh, 2014) بیانگر تشکیل مقادیری اکتینولیت در لرزولیت‌هاست.

2- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های هارزبورگیت دگرگون شده

الیوین: بلورهای الیوین موجود در هارزبورگیت‌های

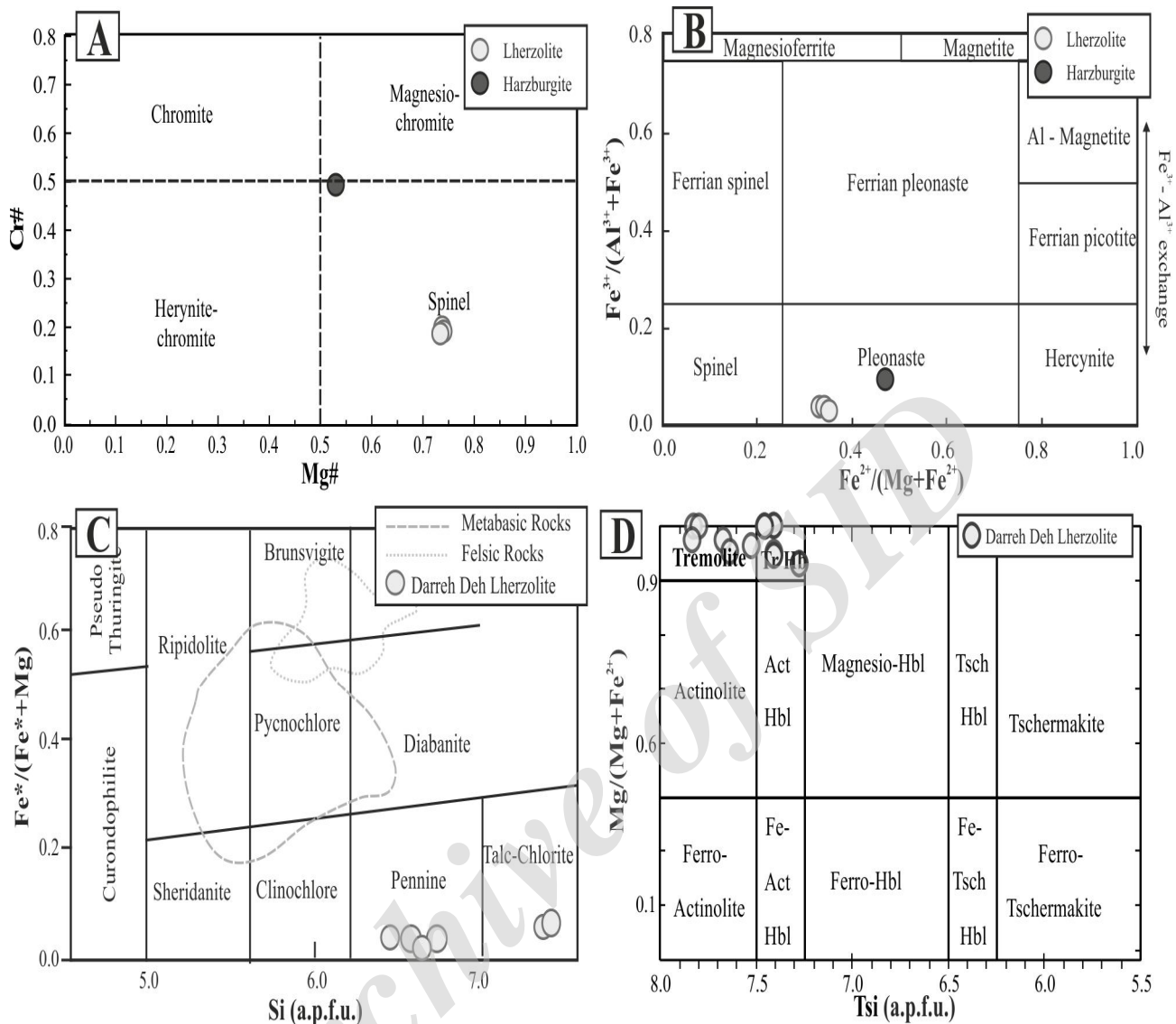
نسبت به لرزولیت دارای محتوای Ca ، Al و Mg کمتری است (جدول 2). به دلیل فرآیندهای تهی‌شدگی ماگما و افزایش ذوب نامتجانس در ارتوپیروکسن، مقدار Al_2O_3 و $Mg\#$ از نمونه لرزولیت به سوی هارزبورگیت کاهش می‌یابد در حالی که مقدار TiO_2 و $Cr\#$ افزایش یافته است (جدول 2). در کلینوپیروکسن نیز مقدار Al_2O_3 از نمونه لرزولیت به سوی هارزبورگیت کاهش داشته است؛ اما $Mg\#$ ، TiO_2 و $Cr\#$ افزایش می‌یابد (جدول 2).

است (شکل 3-A). برخی ارتوپیروکسن‌ها به تالک تجزیه شده‌اند و برخی دیگر تا اندازه‌ای بستیتی شده و در امتداد رخ‌ها تجمعاتی از کانی سرپانتین (کریزوتیل) و مگنتیت تشکیل شده است. از نظر شیمیایی، ارتوپیروکسن از نوع برونزیت (شکل 3-B) و دارای مقدار $En_{89.2-89.7\%}$ ، $Fs_{9.88-10.55\%}$ و $Wo < 5\%$ است. در شکل 3-C و D، ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن، بیانگر ماهیت آذرین آنهاست. ارتوپیروکسن در هارزبورگیت

جدول 4. نتایج برگزیده آنالیز ریزپردازشی (بر اساس wt%) سرپانتین، کلریت و آمفیبول در لرزولیت دگرگون‌شده دره‌ده (افیولیت نابین) و محاسبه فرمول ساختاری آنها (بر اساس a.p.f.u.)، به ترتیب بر اساس 7، 28 و 23 اتم اکسیژن (Lz: لیزاردیت، Ctl: کریزوتیل، Chl: کلریت، Amp: آمفیبول، P: پنن، TC: تالک-کلریت، Tr: ترمولیت، Tr Hbl: هورنبلند ترمولیتی) (Whitney and Evans, 2010)

Table 4. Representative microprobe analysis (in wt%) of serpentinite, chlorite, and amphibole in the metamorphosed lherzolite of Darreh Deh (Nain Ophiolite), and their calculated structural formula (in a.p.f.u.), based on 7, 28, and 23 oxygen atoms, respectively (Lz: lizardite, Ctl: chrysotile, Chl: chlorite, Amp: amphibole, P: pennine, TC: talc-chlorite, Tr: tremolite, Tr Hbl: tremolitic hornblende) (Whitney and Evans, 2010)

Mineral	Lz	Lz	Ctl	Ctl	Ctl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
Sample no.	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B690	B691	B691	B691	B691	B690	B690	B690	B690
Point no.	64	65	74	75	80	59	291	101	90	91	87	310	304	79	81
SiO ₂	38.64	39.61	54.43	50.93	52.07	33.93	33.66	33.55	37.77	37.52	54.50	54.66	56.31	53.11	54.23
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.00	0.09	0.07	0.08	0.18	0.04	0.14	0.04
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	3.49	2.84	3.59	13.25	13.77	15.35	6.36	5.82	2.54	3.89	2.81	5.51	4.48
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.69	0.59	0.81	1.11	0.10	0.04	1.42	1.27	0.57	0.66	0.27	0.94	0.22
FeO	7.80	8.14	1.60	2.45	1.84	2.82	2.47	3.23	4.72	4.69	3.01	2.07	1.82	2.43	2.42
MnO	0.10	0.11	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.10	0.03	0.03	0.04	0.07
MgO	44.02	41.65	30.80	31.99	31.69	33.70	32.96	33.40	35.04	34.84	23.95	21.96	22.78	20.98	22.36
CaO	0.06	0.05	0.06	0.09	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	10.08	13.35	13.53	13.38	12.36
NiO	0.36	0.34	0.13	0.11	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08
Na ₂ O	0.00	0.00	0.12	0.03	0.10	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.62	0.70	0.45	0.81	0.71
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Sum	90.99	89.91	91.35	89.12	90.28	84.90	83.00	85.59	85.43	84.26	95.53	97.59	98.16	97.43	96.98
Si	1.81	1.87	2.33	2.26	2.27	6.54	6.59	6.40	7.30	7.36	7.64	7.52	7.67	7.36	7.46
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.00	0.00	0.18	0.15	0.18	1.46	1.41	1.60	0.70	0.65	0.36	0.48	0.33	0.64	0.54
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.18	0.15	0.18	1.55	1.76	1.85	0.75	0.70	0.06	0.16	0.12	0.26	0.19
Cr	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.17	0.02	0.01	0.22	0.20	0.06	0.07	0.03	0.10	0.02
Fe ^{III}	0.31	0.32	0.06	0.09	0.07	0.13	0.19	0.13	0.15	0.13	0.00	0.09	0.10	0.06	0.28
Fe ^{II}	0.31	0.32	0.06	0.09	0.07	0.33	0.22	0.39	0.61	0.63	0.35	0.15	0.11	0.22	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	3.07	2.93	1.97	2.12	2.06	9.68	9.62	9.50	10.10	10.18	5.01	4.51	4.63	4.33	4.59
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.51	1.97	1.98	1.99	1.82
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.19	0.12	0.22	0.19
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Sum	5.20	5.13	4.57	4.66	4.63	19.85	19.77	19.85	19.81	19.83	15.19	15.16	15.10	15.21	15.12
Mg#	90.95	90.11	97.18	95.88	96.85						93.42	96.76	97.66	95.17	100.00
Variety						P	P	P	TC	TC	Tr	Tr	Tr	Tr Hbl	Tr Hbl
Product of:	Ol	Ol	Opx	Opx	Opx	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Cpx	Opx



شکل 5. ترکیب کانی‌های لرزولیت و هارزبورگیت دره‌ده (افیولیت ناین). A: نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ (Melluso and Sethna, 2011). B: نمودار طبقه‌بندی اسپینل‌ها (Deer et al., 1992). C: نمودار طبقه‌بندی کلریت‌ها (Hey, 1954). محدوده کلریت در سنگ‌های بازیک و فلسیک برگرفته از زین و همکاران (Zane et al., 1998) است و D: نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)

Fig. 5. Minerals chemistry of lherzolite and harzburgite of Darreh Deh (Nain Ophiolite). A: $Mg\#$ versus $Cr\#$ (Melluso and Sethna, 2011), B: Classification diagram of spinels (Deer et al., 1992), C: Classification diagram of chlorites (Hey, 1954). Chlorite fields of basic and felsic rocks from Zane et al. (1998), and D: Classification diagram of amphiboles (Leake et al., 1997)

ارتباطی ندارد. در کروم‌اسپینل، میزان $Cr\#$ و Ti_2O افزایش و در مقابل مقدار $Mg\#$ و Al_2O_3 از لرزولیت به‌سوی هارزبورگیت کاهش یافته است (جدول 3 و شکل 5-A). همچنین، کروم‌اسپینل در هارزبورگیت (نسبت به لرزولیت) از نظر مقدار میانگین $Fe^{3+}\#$ غنی‌تر و از نظر Fe^{2+}/Fe^{3+} تهی‌تر است (جدول 3 و شکل 5-B).

کانی‌های دگرگونی (آمفیبول، تالک و کلریت): در

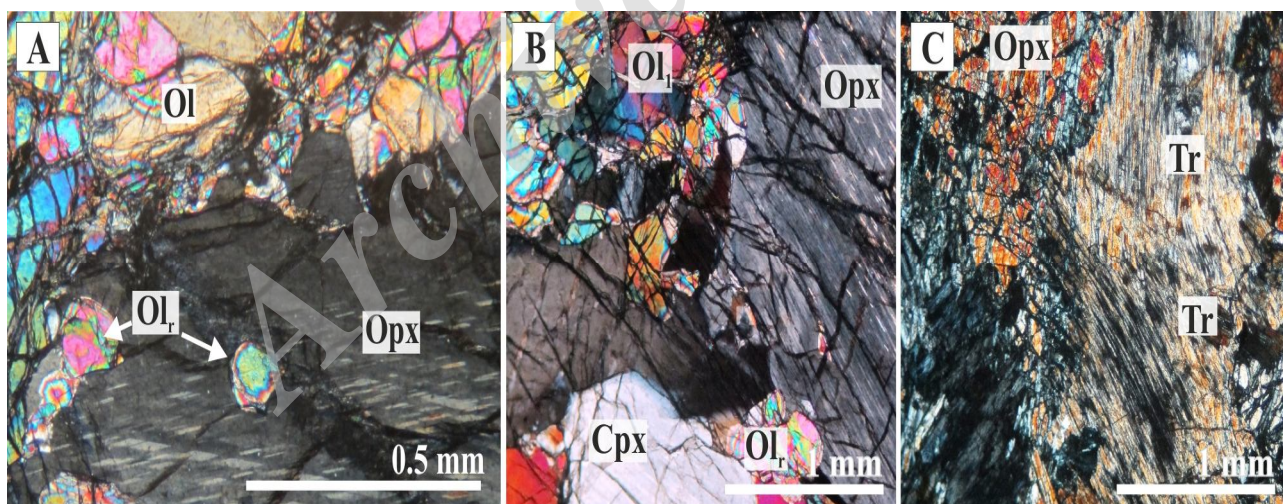
کروم‌اسپینل: کروم‌اسپینل موجود در هارزبورگیت کمابیش نیمه‌شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای تیره (با ابعاد $\sim 0/1$ میلی‌متر) است. از نظر محتوا Cr و Mg از نوع اسپینل (شکل 5-A) و از نظر مقدار آهن فرو و فریک در محدوده پلوناست (شکل 5-B) قرار دارند. بررسی‌های ماتسوموتو و آرای (Matsumoto and Arai, 2001) نشان می‌دهد که مقدار $DR\#$ با مقدار $Fe^{3+}\#$ و Ti موجود در اسپینل وابستگی مثبت دارد؛ اما با مقدار $Cr\#$

تشکیل شده‌اند و دارای بافت آذرین گرانولار هستند. کروم‌اسپینل‌ها دارای رنگ قرمز تیره و شکل داتر بوده و در حاشیه آنها مگنتیت تشکیل شده است. افزون بر این، طی فرآیندهای دگرسانی و سرپانتینی شدن کانی‌های سرپانتین به‌طور گسترده‌ای در آنها تشکیل شده و بافت مشبک در آنها شکل گرفته است (شکل A-7). در منطقه دره علاوه بر نشانه‌های فرآیند سرپانتینی شدن، شواهدی از دگرگونی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود که شامل تشکیل مقادیر اندکی ترمولیت در این سنگ‌هاست (شکل B-7). اگرچه فراوانی ترمولیت در این سنگ‌ها کمتر از سایر پریدوتیت‌های دگرگون شده منطقه است؛ اما این ترمولیت‌ها حاصل دگرگونی پس از آزاد شدن یون Ca^{2+} هنگام دگرسانی الیوین‌ها هستند. بر خلاف الیوین و ارتوپروکسن‌ها، ترمولیت‌ها توسط رگه‌های سرپانتین قطع نشده‌اند که این امر نشان‌دهنده تأخر تشکیل ترمولیت نسبت به سرپانتین است.

هارزبورگیت‌ها نیز ترمولیت جایگزین الیوین و پیروکسن شده است؛ اما نسبت به لرزولیت‌های دگرگون شده فراوانی و گسترش کمتری دارند. این کانی موجب تشکیل بافت نماتوبلاستیک و جک‌استرا در کنار بافت‌های اولیه این سنگ‌ها (یعنی گرانوبلاستیک و پورفیروکلاستیک) شده است (شکل C-6). برخی ترمولیت‌ها درون زمینه تالکی شده یا در اطراف پیروکسن‌ها و یا به خرج کلریت‌ها تشکیل شده‌اند. همراهی ترمولیت با الیوین و ارتوپروکسن بیانگر این است که تجزیه الیوین و ارتوپروکسن به کانی‌های تهی از Ca (مانند سرپانتین، کلریت و تالک) توانسته است Ca مورد نیاز برای ساخت ترمولیت را فراهم کند.

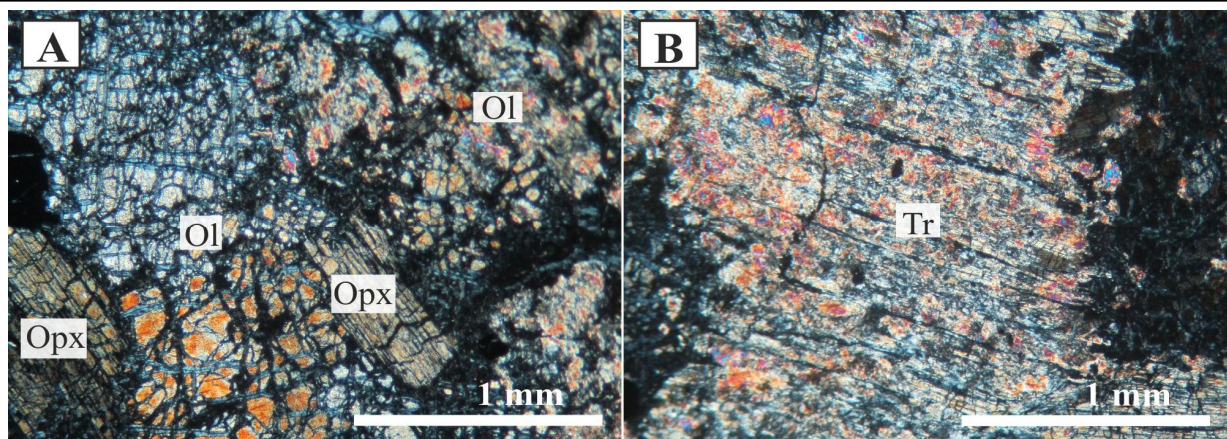
3- سنگ‌نگاری دونیت دگرگون شده

در مقایسه با سایر واحدهای پریدوتیتی، دونیت‌ها حجم کمتری را به خود اختصاص داده‌اند. از نظر کانی‌شناسی، به‌طور عمده از الیوین و کمی کروم‌اسپینل و مقادیر بسیار اندکی ارتوپروکسن



شکل 6. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از کانی‌شناسی هارزبورگیت دره (افیولیت ناین). A و B: الیوین جانیشینی بدون دگرشکلی در حاشیه فرورفته ارتوپروکسن‌ها و وجود اکسولوشن کلینوپروکسن در ارتوپروکسن و C: تشکیل ترمولیت. Ol: الیوین، Ol_r : الیوین جانیشینی، Opx: ارتوپروکسن، Cpx: کلینوپروکسن، Tr: ترمولیت (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6. Photomicrographs (in XPL) of mineralogy of Darreh Deh harzburgite (Nain Ophiolite). A and B: None-deformed replacive olivine in the lobate edge of orthopyroxene, and clinopyroxene exsolution in orthopyroxene, and C: tremolite formation. Ol: olivine, Ol_r : replacive olivine, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Tr: tremolite (Whitney and Evans, 2010)



شکل 7. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از دونیت دره‌ده (افیولیت ناین). A: کانی‌شناسی و B: تشکیل ترمولیت. Ol: الیوین، Opx: ارتوپیروکسن، Tr: ترمولیت (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 7. Photomicrographs (in XPL) of Darreh Deh dunite (Nain Ophiolite). A: Mineralogy and B: Formation of tremolite. Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Tr: tremolite (Whitney and Evans, 2010)

نتیجه‌گیری

یک دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگ‌ها به خوبی دیده می‌شود. همچنین، با توجه به این که رگه‌های حاوی کلریت، رگه‌های کریزوتیل را قطع کرده‌اند، فرآیند کلریتی شدن پس از فرآیند سرپانتینی شدن روی داده است (در دما و فشاری در حد رخساره شیست سبز). شواهد سنگ‌نگاری بیانگر رویداد یک دگرگونی ناحیه‌ای (در حدود رخساره آمفیولیت) در این سنگ‌ها عبارتند از: تشکیل آنتی گوریت پس از لیزاردیت و کریزوتیل، تشکیل الیوین دگرگونی پس از سرپانتین‌ها، تشکیل کلینوکلر پس از کروم‌اسپینل، تشکیل تالک پس از الیوین و ارتوپیروکسن و ترمولیت پس از کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، تالک، سرپانتین و کلریت. پیش از این، شیردشت‌زاده و همکاران (Shirdashtzadeh et al., 2010) نیز رخداد یک دگرگونی در حد رخساره آمفیولیت (تا اوایل گرانولیت) را برای تشکیل آمفیولیت‌های موجود در افیولیت ناین گزارش کرده‌اند. بر پایه شواهد، این دگرگونی پس از فرآیندهای مذاب-سنگ روی داده است؛ زیرا نشانه‌های این دگرگونی را می‌توان در هارزبورگیت و دونیت که محصولات واکنش‌های مذاب-سنگ دیواره هستند نیز مشاهده کرد. به دلیل تأثیر مذاب صعودکننده جواناتر در کرتاسه و رودینگیتی شدن، آثار این دگرگونی از اغلب پریدوتیت‌های افیولیت ناین زدوده شده است و رویدادهای زمین‌ساختی پیچیده منطقه موجب پنهان

به‌طور کلی، پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه دره‌ده واقع در خاور افیولیت ناین عبارتند از: لرزولیت (شامل کانی‌های الیوین (فورستریت)، کلینوپیروکسن (اوژیت)، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، کروم‌اسپینل، کریزوتیل، لیزاردیت، آنتی گوریت، تالک، کلریت، ترمولیت و الیوین دگرگونی)؛ هارزبورگیت (شامل کانی‌های الیوین جانشینی (کریزولیت)، ارتوپیروکسن (انستاتیت - برونزیت)، کروم‌اسپینل، اندکی کلینوپیروکسن (اوژیت - دیوپسید)، سرپانتین، تالک، کلریت و ترمولیت) و دونیت (الیوین جانشینی، کروم‌اسپینل، اندکی ارتوپیروکسن، سرپانتین، تالک، کلریت و ترمولیت). قرار گرفتن این سنگ‌ها در شرایط دما-فشار گوشته موجب درجاتی از دگرگونی در این سنگ‌ها شده است که شواهد آن را می‌توان به‌صورت نوار شکنجی، رخ‌های خمیده و خاموشی موجی پیروکسن‌ها مشاهده کرد. سپس فرآیند سرپانتینی شدن به آزاد شدن یون Ca از ساختار فازهای اولیه (مانند الیوین و ارتوپیروکسن) انجامیده است. یون Ca آزاد شده در فرآیندهای تشکیل کانی‌های کلیم‌دار مانند ترمولیتی شدن شرکت کرده است.

سرپانتین از 130-185 درجه تا 600 درجه سانتی‌گراد (Schwartz et al., 2013)، یعنی تا اوایل رخساره آمفیولیت پایداری نشان می‌دهد. پس از فرآیند سرپانتینی شدن، رویداد

قدردانی

از پروفسور شوچی آرای (Professor Shoji Arai) در دانشگاه کاناواوی ژاپن برای همکاری در زمینه آنالیزهای ژئوشیمیایی این پژوهش سپاسگزاریم.

ماندن بسیاری از واحدهای سنگی یا حذف آنها از توالی افیولیتی حاضر شده است. در نتیجه رخنمون‌های محدودی از این واحدهای دگرگون‌شده در سطح زمین و در منطقه افیولیتی ناین رخنمون یافته‌اند؛ اما در پریدوتیت‌های مورد بررسی در ناحیه دره‌ده می‌توان شواهد کانی‌شناسی این دگرگونی را دید.

References

- Arai, S., 1980. Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Journal of Petrology*, 21(1): 141-165.
- Candela, P.A., Crummet, C.D., Earnest, D.J., Frank, M.R. and Wylie, A.G., 2007. Low-pressure decomposition of chrysotile as a function of time and temperature. *American Mineralogist*, 92(10): 1704-1713.
- Davoudzadeh, M., 1972. Geology and petrography of the north area of Nain, Central Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 14, 89 pp.
- De Hoog, J.C.M., Gall, L. and Cornell, D.H., 2010. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1-4): 196-215.
- Debret, B., Andreani, M., Godard, M., Nicollet, C., Schwartz, S. and Lafay, R., 2013. Trace element behavior during serpentinization/deserpentinization of an eclogitized oceanic lithosphere: A LA-ICPMS study of the Lanzo ultramafic massif (Western Alps). *Chemical Geology*, 357: 117-133.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman, London, 696 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1997. Rock Forming Minerals, Single-chain Silicates. The Geological Society, London, V. 2A, 668 pp.
- Dungan, M.A., 1979. A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *The Canadian Mineralogist*, 77(4): 771-784.
- Frost, B.R., 1975. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic Blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, 16(1): 272-313.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, 26(6): 683-693.
- Ghazi, J.M., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H., 2010. Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, Central Iran. *Journal of Geodynamics*, 49(5): 261-270.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30(224): 277-292.
- Jabbari, A., 1997. Geology and Petrology of Nain Ophiolite. M. Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 163 pp. (in Persian with English abstract)
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B. and Quick, J.E., 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358(6388): 635-641.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S. and 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(9-10): 219-237.
- Matsumoto, L. and Arai, S., 2001. Morphological and chemical variations of chromian spinels in dunite-harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implication for mantle/melt reaction and chromite formation processes. *Mineralogy and Petrology*, 73(4): 305-323.
- Melluso L. and Sethna, S.F., 2011. Mineral compositions in the Deccan igneous rocks of India: An Overview. In: J., Ray, G., Sen, and B., Ghosh, (Editors), *Topics in igneous petrology*. Springer, Netherlands, pp. 35-159.
- Nozaka, T., 2003. Compositional heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan. *American Mineralogist*, 88(8-9): 1377-1384.
- Pessagno, E.A.Jr., Ghazi, A.M., Kariminia, M., Duncan, R.A. and Hassanipak, A.A., 2005. Tectonostratigraphy of the Khoy Complex,

- northwestern Iran. *Stratigraphy*, 2(1): 49-63.
- Rietmeijer, F.J.M., 1983. Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: A re-evaluation. *Mineralogical Magazine*, 47(343): 143-151.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P. and Auzende, A.L., 2013. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178: 197-210.
- Shervais, J.W., Kolesar, P. and Andreasen, K., 2005. A Field and Chemical Study of Serpentinization-Stonyford, California: Chemical Flux and Mass Balance. *International Geology Review*, 47(1): 1-23.
- Shirdashtzadeh, N., 2014. Petrology of pillow lavas and amphibolites and metamorphism in mantle peridotites of Nain and Ashin ophiolites. Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 345 pp. (in Persian with English abstract)
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and 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. and Arai, S., 2011. Two distinct magmatism phases in Mesozoic of Central Iran based on the study of metabasic rocks Naein and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges, (Isfahan Province, Central Iran). *Ofioliti*, 36(2): 191-205.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S.N.H., Samadi, R. and Gazel, E., 2014a. 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.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R., 2014b. Geochemistry of pillow lavas and their clinopyroxene: ophiolitic mélanges of Nain and Ashin (Northeast of Isfahan Province). *Journal of Economic Geology*, 6(1): 49-70. (in Persian with English abstract)
- Torabi, G., 2011. Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multi-suture closure of the Paleo-Tethys ocean. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 544-554.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wicks, F.J. and Plant, A.G., 1979. Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine textures. *The Canadian Mineralogist*, 17(4): 785-830.
- Zane, A., Sassi, R. and Guidotti, C.V., 1998. New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. *The Canadian Mineralogist*, 36(3): 713-726.



Petrography and mineral chemistry of metamorphosed mantle peridotites of Nain Ophiolite (Central Iran)

Nargess Shirdashtzadeh^{1*}, Ghodrat Torabi¹ and Ramin Samadi²

1) Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2) Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

Submitted: Oct. 29, 2014

Accepted: Nov. 16, 2015

Keywords: Mineralogy; Metamorphism; Mantle peridotite; ophiolite; Central Iran.

Introduction

Study of the petrology of the ophiolites as the relics of ancient oceanic lithosphere, is a powerful tool to reconstruct Earth's history. Mantle peridotites have mostly undergone alteration and serpentinization to some extent. Thus, the relics of metamorphic signatures from the upper mantle and crustal processes from most of the peridotites have been ruined. Several recent papers deal with the mantle peridotites of Nain Ophiolite (e.g. Ghazi et al., 2010). However, no scientific work has been carried out on the metamorphosed mantle peridotites. The study area of the Darreh Deh that is located in the east of the Nain Ophiolite, is composed of huge massifs of metamorphosed mantle peridotites (i.e. lherzolite, clinopyroxene-bearing harzburgite, and harzburgite, and small volumes of dunite), characterized by darker color, higher topographic relief, smaller number of basic intrusives, lower serpentinization degree, and amphibolite-facies metamorphism. In this study, the petrography and mineralogy of metamorphosed peridotites in the Darreh Deh has been considered based on geochemical data.

Geological Setting

The Mesozoic ophiolitic mélange of Nain is located in the west of CEIM, along the Nain-Baft fault. As a part of a metamorphosed oceanic crust, it is mainly composed of harzburgite, lherzolite, dunite and their serpentinized varieties, chromitite, pyroxenite, gabbro, diabasic dike, spilitized pillow lava, plagiogranite, amphibolite, metaperidotites, schist, skarn, marble, rodingite, metachert and listwaenite (Shirdashtzadeh et al.,

2010, 2014a, 2014b). Geochemical investigations indicate a suprasubduction zone in the eastern branch of the Neo-Tethys Ocean (Ghasemi and Talbot, 2006; Shirdashtzadeh et al., 2010, 2014a, 2014b).

Materials and Methods

Chemical analyses of mineral compositions were carried out using a JEOL JXA8800R wavelength-dispersive electron probe micro-analyzer (accelerating voltage of 15 kV and a beam current of 15 nA) at the Centre for Cooperative Research of the Kanazawa University (Kanazawa, Japan). The Micro-Raman spectroscopy (a HORIBA Jobin Yvon, LabRAM HR800 system equipped with a 532 nm Nd:YAG laser of Showa Optronics co., Ltd, J100GS-16, and an optical microscope of Olympus, BX41, Kanazawa University) were used in determination of serpentine minerals.

Results

The lherzolite is primarily composed olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and Cr-spinel, but secondary hydrous and non-hydrous Mg-silicate minerals have been formed during the further serpentinization and metamorphism. Lherzolite is including of olivine (~70 Vol%, forsterite-rich), orthopyroxene (~15-20 Vol%, enstatite – bronzite), clinopyroxene (5-7 Vol%, diopside – augite), and vermicular brown Cr-spinel (<5 Vol%), chlorite (pennine – talc-chlorite), lizardite, chrysotile, talc, tremolite (tremolite - tremolitic hornblende), and neoblasts of metamorphic olivines (forsterite). Harzburgite is characterized by olivine (>60-70 Vol%, chrysolite),

*Corresponding authors Email: nshirdasht@gmail.com

orthopyroxene (~30 Vol%, bronzite), a small amount of clinopyroxene, and subhedral dark brown Cr-spinel, talc, tremolite, magnetite, and chlorite. Dunites are composed exclusively of olivine, minor amounts of subhedral, dark brown Cr-spinel, serpentine, metamorphic tremolite, talc and chlorite. The rocks show secondary textures of mesh, poikiloblastic, nematoblastic and jack-straw textures, but original granoblastic and porphyroclastic textures are well preserved. Pyroxenes show kink bands, warped cleavages, and undulatory extinction related to metamorphic condition of upper mantle. Petrographical features indicate that a metamorphism at amphibolite facies occurred after serpentinization and chloritization of the Darreh Deh peridotites. Chrysotile cut the primary phases of olivine and pyroxene, but not the metamorphic phases of olivine neoblasts, tremolite, talc and chlorite. Some chlorite crosscut the serpentine veins, and some are in the rim of Cr-spinel and clinopyroxenes. They are mostly replaced by tremolite. Metamorphic olivines have recrystallized as fine-grained neoblasts with lower CaO content (in comparison with the primary and replacive olivines), because they have been formed at the expense of Ca-free mineral of serpentine. Tremolite were produced after chrysotile, talc, and chlorite, wherever enough Ca^{2+} ions were released from the associated olivine and/or orthopyroxene by serpentinization.

Discussion

Petrographical and geochemical studies indicate a greenschist-facies stage (serpentinization and chloritization) followed and overprinted by amphibolite-facies metamorphism. The regional metamorphism is verified by the formation of antigorite after lizardite and chrysotile, metamorphic olivine neoblasts after serpentines, chlorite after Cr-spinel, talc after olivine and orthopyroxene, and tremolite after pyroxene, talc,

serpentine, and chlorite. The metamorphism imprints on harzburgite and dunite indicate that metamorphism has occurred after melt-rock reactions.

Acknowledgment

The authors appreciate Prof. Shoji Arai for providing geochemical facilities.

References

- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, 26(6): 683-693.
- Ghazi, J.M., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H., 2010. Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, Central Iran. *Journal of Geodynamics*, 49(5): 261-270.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S., 2010. Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélangé, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 255(3): 255–275.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S.N.H., Samadi, R. and Gazel, E., 2014a. 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.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R., 2014b. Geochemistry of pillow lavas and their clinopyroxene: ophiolitic mélanges of Nain and Ashin (Northeast of Isfahan Province). *Journal of Economic Geology*, 6(1): 49-70. (in Persian with English abstract)