بررسی پریدوتیت های گوشته ملانژ افیولیتی سورک (استان یزد، ایران)

ثمینه رجبی و قدرت ترابی * گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیدہ

افیولیت ملائژ سورک به صورت نواری باریک در محدوده غربی استان یزد، حد فاصل حاشیه جنوبغربی پهنه ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه - دختر و در امتداد گسل نائین - دهشیر - بافت قرار دارد. واحدهای سنگی این افیولیت ملائژ شامل پریدوتیتهای گوشته، گابرو، دایکهای دیابازی، کوارتز آندزیت، داسیت، سرپانتینیت، لیستونیت، رودینگیت، چرت و سنگ آهکهای کرتاسه بالایی است. بر اساس بررسیهای پترو گرافی و شیمی کانیهای اصلی پریدوتیتهای گوشته، ذوب نامتجلس ارتوپیروکسنها و تشکیل الیوینهای جایگزینی، بالا بودن مقدار #Cr کروم اسپینل در هارزبور گیتها و دونیتها و وجود آمفیبول پارگاسیت در لرزولیتهای این افیولیت، بر اثر واکنش مذاب/ سنگ دیواره بوده است. منشأ این مذاب از صفحه اقیانوسی فرو رونده، در یک پهنه فرورانش، است که با کاهش دمای ذوب لیتوسفر گوشتهای که در بالای آن قرار دارد باعث واکنش گسترده مذاب صعود کننده با سنگ دیواره می شود. بنابراین، پریدوتیتهای این افیولیت مال لرزولیت و بیشتر هارزبور گیت و دونیت هستند. این افیولیت از نوع هارزبور گیتی (HOT) بوده و دارای ویژگیهای افیولیتهای مناطق پهنهبالای فرورانش (افیولیتهای محیطهای پشت کمان) است.

واژههای کلیدی: افیولیتهای HOT، پریدوتیتهای گوشته، واکنش مذاب صعود کننده/ سنگ دیواره، گسل نائین -دهشیر -بافت، سورک

مقدمه

مجموعه های افیولیتی، قطعات لیتوسفر اقیانوسی هستند که طی فرآیندهای تکتونیکی روی پوسته قارمای جایگیر شده و با استفاده از توالی اولترامافیک آنها می توان به شرایط گوشته بالایی و فرآیندهای شیمیایی که در محیط اقیانوسی اتفاق افتادهاند، پی برد (Nicolas, 1989). مجموعههای افیولیتی در محیط هایی

مانند مراکز گسترش اقیانوس ها و مراکز گسترش پشت کمان وجود دارند. بررسی ها نشان دادهاند که ترکیب گوشته بالایی توسط فرآیندهای پیچیده ذوب گوشته و همچنین واکنش سیالات در حال حرکت، کنترل همچنین واکنش سیالات در حال حرکت، کنترل می شود (Rampone *et al.*, 2008). با مطالعه پریدوتیت های گوشته در مجموعه های افیولیتی پهنه بالای فرورانش می توان اطلاعات مهمی درباره

^{*} torabighodrat@sci.ui.ac.ir

فرآیندهای ذوب، تولید مداب و حرکت سیال در گوه گوشتهای یهنه بالای فرورانش بهدست آورد (Batanova) and Sobolev, 2000). مطالعاتی کے اخیے رأ روی ویژگیهای ژئوشیمیایی و ساختاری پریدوتیتهای آبیسال و افیولیتی انجام شده است، نشان میدهند که ترکیب گوشته لیتوسفری در محیط های کششی تنها تحت تأثير درجات مختلف ذوب بخشی در اعماق مختلف نیست، بلکه واکنش مذاب/ سنگ دیواره نیز یک عامل مؤثر در تغییر ترکیب گوشته است (Niu, 2004; .Piccardo et al., 2007; Seyler et al., 2007) مکانیسم و ماهیت شیمیایی واکنش مذاب/ سنگ دیـواره تحت تأثير تركيب مذاب، نسبت مذاب به سنگ و تبادل حرارتی بین مذاب در حال حرکت و پریدوتیت میزبان، قابل تغيير است. مورد اخير به شدت تحت كنترل عمق ليتوسفري است كه واكنش در آن رخ مردهد. همچنین، مطالعات نشان میدهند که طبی صعود این مذاب، پريدوتيتها همواره از اليوين غني و از پيروكسن تهی می شوند. از آن جایی که این مذاب ها در تعادل با پریدوتیت دیواره نیستند، در اثر واکنش با آن، پیروکسن آنها ذوب و اليوين ته نشين م_ى شود (Kelemen and) Dick, 1995; Kelemen et al., 1997). این فرآیند مے تواند مدل تھے شدگی شیمیایے، در گوشتہ لیتوسفری، منشأ هارزبورگیتهای واکنشی و دونیتهای جانشینی را تفسیر کند. در تشکیل این پریدوتیتهای تهی شده، واکنش مذاب/ سنگ و فرآیند ذوب بخشی مؤثر بودهاند (Piccardo et al., 2004; Seyler et al., مؤثر بودهاند (2007. پريدوتيت ها در مراحل مختلف واكنش مذاب/ سنگ و در اعماق مختلف لیتوسفر ایجاد میشوند Mu["]ntener et al., Mu["]ntener and Piccardo, 2003) Piccardo and Borghini et al., 2007 2004 Vissers, 2007). ذوب بخشی پریدوتیتهای گوشته به ایــن صــورت انجــام مــیشــود کــه در اثــر ذوب كلينوپيروكسن ها، مذاب بازالتي توليد ميشود و Cr₂O₃ این کانی وارد مذاب مے شود. با گسترش فرآیند ذوب،

ار توپیروکســنهـا نیــز دچـار ذوب نامتجـانس شــده و بلورهای الیوین جـایگزینی طـی واکـنش زیـر در حاشـیه این کانی تشکیل میشوند:

2 MgSiO₃ (Opx) ⇒Mg₂SiO₄ (Ol) + SiO₂ (Melt) همانگونه که مشخص است، ایـن واکـنش بـه افـزایش میزان SiO₂ مـذاب منجـر مـیشـود. بـه ایـن ترتیـب، بـا افـزایش SiO₂ مـذاب صـعود کننـده، مـذاب وارد محـدوده پایداری کروم اسپینل ها شده و الیـوین هـای جـایگزینی و همچنین کانی کروم اسپینل نیز متبلور میشود.

با توجه به روابط صحرایی، افیولیت های ایران را بر اساس سن جایگیری به سه گروه زیر طبقهبندی نمودهاند (Alavi, 1991):

الف) افیولیت های پروتروزوئیک یا پالئوزوئیک کـه در لبه غربی خرده قاره شرق-ایران مرکزی رخنمون دارند. ب) افیولیت های پالئوزوئیک کـه در محـدوده البـرز در شمال ایران قرار دارند.

ج) افیولیـتهـای بعـد از ژوراسـیک کـه فـراوان تـرین افیولیتهای ایران هستند.

افیولیت های بخش جنوب غربی بلوک ایران مرکزی که در امتداد گسل نائین – بافت قرار دارند بهعنوان نوار افیولیتی نائین - بافت شناخته شدهاند (Berberian and (King, 1981) و به گروه سوم از طبقهبندی یاد شده تعلق دارند. این افیولیت ها، شامل مجموعه افیولیتی نائین، دهشیر، شهر بابک و بافت هستند که عمدتاً از سنگ های پریدوتیت گوشته، گابرو، دایک های دیابازی، آندزیت و ریولیت تشکیل شدهاند و فاقد دایکهای مــفحهای و تــوالی کومولاهـای لایـهای هستند و ویژگے های ملانژهای تکتونیکی را دارند (Shafaii) Shafaii Moghadam et Moghadam et al., 2008 al., 2009). به عقيده اين محققين، هيچ يک از اين مجموعه های افیولیتی، ویژگی مجموعه های افیولیتی که روی صفحه گندوانایی تراست شدهاند (نظیر افیولیت های مناطق نیریز و کرمانشاه) را ندارند. این محققین، محیط تشکیل این افیولیتها را به یک حوضه

پشت کمان در این ناحیه، که در کرتاسه میانی شروع به باز شدن نموده، نسبت میدهند. افیولیت ملانژ سورک نیز بر اساس طبقهبندی یاد شده، به دسته سوم از افیولیت های ایران متعلق است. این افیولیت ملانژ از لحاظ جغرافیایی در محدوده غربی استان یزد و شرق روستای علی شفیع (جنوب روستای سورک بالا) و در محدوده جغرافیایی '۰۰ °۳۲ تا '۲۰ °۳۲ عرضهای شمالی و '۲۰ °۵۳ تا '۲۵ °۳۵ طول های شرقی قرار دارد (Amidi, 1977) که به صورت نواری باریک و کم ارتفاع، با عرض چند صد متر، در امتداد گسل و نوار افیولیتی نائین – بافت، با روند شمال غرب – جنوب شرق، رخنمون یافته است (شکل ۱ و ۲ – ۸). مطالعه این افیولیت توسط شرافت (۱۳۷۶) بیانگر آن است که این

بررسی های صحرایی نشان می دهند که پایین ترین واحدهای سنگی این افیولیت ملانژ، پریدو تیت های گوشته هستند که معمولاً به همراه سرپانتینیت و لیستونیت دیده می شوند. سپس سنگ های گابرویی، با رنگ سبز تیره، دیده می شوند که بیشتر به همراه رودینگیت های سفید رنگ قرار دارند. اکثر دایک های دیابازی این منطقه، به موازات روند افیولیت و گسل نائین – بافت قرار دارند.

سنگ های آتشفشانی این افیولیت ملانژ، اسیدی و شامل کوارتز آندزیت و داسیت هستند. در نهایت، سنگ های رسوبی چرت و سنگ آهک های کرتاسه بالایی (Amidi, 1977)، بالاترین واحدهای سنگی این مجموعه را تشکیل میدهند (شکل ۲- A و B). در این افیولیت ملانژ، دایک های صفحهای و توالی های کومولا وجود ندارد. هدف از انجام این تحقیق، تعیین ماهیت، چگونگی و موقعیت تشکیل پریدوتیت های گوشته افیولیت سورک است که در این راستا از ویژگی های صحرایی، ویژگی های پتروگرافی و شیمیایی کانی های سازنده پریدوتیت های این افیولیت ملانژ استفاده شده است.

روش انجام پژوهش

به منظور بررسی پریدو تیت های گوشته ملانژ افیولیتی سورک، پس از مطالعات صحرایی و نمونه برداری، پتروگرافی مقاطع نازک، از نمونه های مناسب، مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. کانی های موجود در آن ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب در آن ها با استفاده از دستگاه لیبنیز هانوور آلمان با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV و شدت جریان ۱۵ ما آنالیز شدند. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین عضوهای پایانی کانی ها و همچنین تفکیک ²⁺¹ و ⁴ Fe⁺³ از نسبت های استوکیومتری و نرم افزار Minpet استفاده شد.

پتروگرافی

کانی های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانيژ سرورك، شرامل اليروين، كلينوپيروكسرن، ار توپیروکسن و کانی های فرعی آمفیبول و کروم اسپینل هستند. اليوينها ريزترين و فراوان ترين كانيهاي تشکیل دهنده این سنگها هستند که در برخی موارد در اثر دگرسانی به سرپانتین تبدیل شدهاند و بقایایی از الیوین در شبکههای سرپانتین محفوظ و محصور شده است. با توجه به فراوانی بیشتر این کانی در هارزبورگیت نسبت به لرزولیت، گسترش سرپانتینی شدن در این سنگ ها نیز بیشتر بوده است (شکل A-A). در هیچ یک از نمونههای بررسی شده، شواهدی از دگرشکلی در این كاني مشاهده نشده است. ارتوپيروكسن بزرگترين كاني تشکیل دهنده این پریدوتیت ها است. در مقاطع طولی این کانی تیغه های عدم آمیزشی کلینوپیروکسن به مـوازات رخ هـای آن مشهود است (شـکل ۳-B). همچنین، ایـن کـانی در اثـر دگرسـانی بـه بسـتیتهـای بیشکل تبدیل شده است. این حالت، به ویژه در هارزبورگیت ها مشهود است. کلینوپیروکسن، کانی فرعی تشکیل دهنده این پریدوتیتهاست که فراوانی آن در

کانی در متن سنگ (شکل ۳- C) و نیز به صورت تیغههای عدم آمیزشی به موازات رخهای ارتوپیروکسن (شکل ۳- B) دیده می شود. در پیروکسنهای این پریدوتیتها هیچ الیوین یا اسپینلی مشاهده نمی شود.

لرزولیتها بیشتر از ۵ درصد است و هارزبورگیتها کمتر از ۵ درصد کلینوپیروکسن دارند. ابعاد این کانی نسبت به الیوینها، درشتتر و از ارتوپیروکسنها ریزتر است. کلینوپیروکسن موجود در لرزولیتها به دو صورت تک



شکل ۱ – A) موقعیت افیولیت سورک در میان افیولیتهای اصلی ایران (برگرفته از Pessagno و همکاران (۲۰۰۵)با تغییرات) و B) نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از چهارگوش زمین شناسی سرو بالا (عمیدی، ۱۳۶۸) با تغییرات.



شکل ۲ - تصاویر صحرایی از واحد های سنگی افیولیت سورک

آمفیب ول یکی از کانی های فرعی موجود در لرزولیت های افیولیت ملانژ سورک است که با فراوانی کمت ر از کلینوپیروکسن مشاهده می شود. رخهای لوزوجهی این کانی در نور پلاریزه به خوبی تشخیص داده می شود (شکل ۳ – D) و در نور طبیعی، رنگ صورتی کمرنگ واضحی دارند.

کروم اسپینل موجود در لرزولیتها در نور طبیعی بهرنگ زرد تا قهوهای روشن دیده میشود. در اغلب موارد، این کانی در اثر دگرسانی به مگنتیت تبدیل شده است که آثار آن را میتوان به صورت بخشهای تیره در حاشیه و شکستگیهای این کانی مشاهده نمود (شکل

E - ۳). کروم اسپینل موجود در هارزبورگیتها در نور طبیعی قهوهای تیره بوده و نسبت به انواع موجود در لرزولیتها، شکستگی کمتری دارد. در برخی بخشها، این کانی در اثر دگرسانی به مگنتیت و کلریت کرومدار تبدیل شده است (شکل ۳-۲).

لیستونیتها در اثر کربناتیشدن سنگهای اولترامافیک سرپانتینیشده ایجاد میشوند. گاهی در این سنگها، شبکههای سرپانتینی باقیمانده از سنگ اولیه، که احتمالاً دونیتهای سرپانتینیشده هستند، هنوز قابل تشخیص است. لیستونیتها حاوی کانیهای سرپانتین، کلسیت، دولومیت و کوارتز به همراه کروم کمتری دارد. بررسی ویژگی های نوری کروم اسپینل

موجود در این سنگها نشان میدهد که رنگ آنها از

اسپینل های باقیمانده از سنگ منشأ آن ها هستند. کروم اسپینل موجود در این سنگ ها در نور طبیعی بهرنگ قرمز تیره بوده و به علت استحکام بیشتر آن، نسبت به انواع موجود درلرزولیت ها و هارزبورگیت ها، شکستگی



شکل ۳– A) الیوین های موجود در یک لرزولیت در نور پلاریزه که در میان شبکههای سرپانتینی حاصل از دگرسانی آن محصور شدهاند، B) ارتوپیروکسن در یک لرزولیت (XPL)، خمیدگی ماکلها (کینگ باند) و تیغههای عدم آمیزشی کلینوپیروکسن به موازات رخهای آن وجود دارد، C) کلینوپیروکسنهای موجود در یک لرزولیت (XPL)، D) آمفیبولهای پارگاسیت در یک لرزولیت در (XPL)، E) نمونهای از یک کروم اسپینل (PPL) در لرزولیتهای افیولیت سورک و F) نمونهای از یک کروم اسپینل مگنتیتی و کلریتی شده (XPL) در زمینهای از سرپانتین در یک هارزبورگیت سرپانتینی شده.

شیمی کانیها

الیوین های موجود در پریدوتیت های افیولیت ملانژ سورک، غنی از منیزیم هستند به گونهای که مقدار #Mg [(Mg + Fe⁺²)] آن ها در لرزولیت ها در محدوده ۱۹۰۸ تا ۱۹۰۸ و در هارزبورگیت ها ۲۰/۸۹۳ تا ۱۹۰۲ محاسبه شده است. مطابق نمودار A در شکل ۴، این الیوین ها از نوع فورستریت و کریزولیت هستند.

ترکیب شیمیایی الیوین های موجود در پریدوتیت های افیولیت سورک تفاوت قابل توجهی را نشان نمی دهند که ناشی از واکنش یک مذاب همزیست با سنگ های پریدوتیتی است که به بافر شدن ترکیب الیوین ها منجر شده و ترکیب آن ها را در سراسر یک واحد تقریباً یکسان نموده است را در جدول ۱ آورده شده است.

ار توپیروکسن این پریدو تیت ها همگی از نوع انستاتیت با محدوده ترکیبی ۲۳ 85.7-89.37 ۱۱۰۵ - 9.06 Fs است. مقدار #Mg این کانی ۸۹۸ ۲۰ تا ۱۱۰۶ محاسبه شده که نسبت به مقادیر موجود در ۱لیوین ها بیشتر است (جدول ۲). این موضوع نشان میدهد که توزیع Fe و Mg بین دو فاز الیوین و ار توپیروکسن عامل مؤثری در ایجاد تعادل شیمیایی است. موقعیت ترکیبی این کانی در نمودار B در شکل ۴ نشان داده شده است.

کلینوپیروکسنهای این پریدوتیتها از نوع دیوپسید بوده و دارای محدوده ترکیبی 62.6 En 45.5 En 45.5 Wo بوده و دارای محدوده ترکیبی Mg این کانی در محدوده S 3.6 - 5.7 محاسبه شده است. نتایج آنالیز نقطهای و همچنیین موقعیت ترکیبی این کلینوپیروکسنها در جدول ۳ و شکل ۴ - ۲ نشان داده شده است. برخی از کلینوپیروکسنهایی که به صورت تیغه های عدم آمیزشی در ارتوپیروکسنها وجود دارند از نوع اوژیت هستند، زیرا در دماهای بالاتر از سولیدوس،

پیروکسنهای با ترکیبات مختلف (دارای یونهای Ca، Mg و Fe) با یکدیگر قابلیت اختلاط دارند، ولی با کاهش دما، پیروکسنهای کلسیمدار و بدون کلسیم از هم جدا شده و بسته به فراوانی هر کانی ممکن است انواع کلسیم دار (Cpx) به صورت تیغههایی به موازات رخهای پیروکسنهای بدون کلسیم (Opx) مشاهده شوند.

آمفیبول های موجود در لرزولیت های افیولیت سورک دارای مقادیر Na₂O حدود ۳/۳۱ تا ۵۵/۳ و Al₂O₃ بین ۲۴/۲۳ تا ۱۵/۱۲ هستند (جدول ۴). این آمفیبول ها مطابق با نمودار D در شکل ۴ از نوع پارگاسیت (Leake *et al.*, 1997) هستند. پارگاسیت یکی از انواع آمفیبول های کلسیمدار است که یکی از انواع آمفیبول های کلسیمدار است که فرمولی آن در محدوده ۵/۵ تا ۶/۶ مقدار ۴۳ است.

در پریدوتیت های گوشته، وجود اسپینل های محاط شده توسط کلریت، همانند آنچه در شکل (۲ – ۳) نشان داده شده است، نشأت گرفته از واکنش کانی های الیوین، پیروکسن، اسپینل و سیال در شرایط ساب سالیدوس و مطابق با واکنش زیر است (Kelemen *et al.*, 2003): H₂O + (Mg, Fe)₂SiO₄ + (Mg, Fe)₂Si₂O₆ + (Mg, Fe) (Al, Cr)₂O₄ = (Mg, Fe)₅(Al, Cr)₂Si₃O₁₀(OH)₄

کروم اسپینل موجود در پریدوتیتهای افیولیت سورک دارای مقادیر متفاوتی از [(Cr + Al) / Cr] #Cr است، به طوری که دو محدوده ترکیبی را نشان می دهد. کروم اسپینل موجود در لرزولیتها، دارای مقدار زیادی اکسید آلومینیوم بوده (۲۱۱۹ که Al₂O₃ > ۵۶/۱۹) و مقدار #TT آن در محدوده ۲۱۱۷ تا ۲۱۱۱۰ قرار دارد. در حالی که کروم اسپینل درون هارزبورگیتها دارای CI کمتر (۲۵/۵۱ > ۲۷/۰۶ می ۲۷/۰۶) و مقدار #TC اولیه این لیستونیتها، دونیت بوده است زیرا دونیتها راحت تر سرپانتینی شده و به آسانی نیز به لیستونیت تبدیل می شوند. #Cr نوع دوم کروم اسپینل درون لیستونیت شبیه به مقادیر موجود در کروم اسپینل هارزبورگیت هاست. این موضوع نشان می دهد که علاوه بر دونیت ها، بخش هایی از هارزبورگیتها نیز لیستونیتی شدهاند. اساس مقدار #Cr کروم اسپینل موجود در لیستونیتها، دو نوع کروم اسپینل در این سنگها وجود دارد؛ محدوده #Cr یک نوع از آنها ۰/۷۳۷ تا ۰/۷۴۰ و نوع دیگر ۲۴۸۰ تا ۱۵/۰ است. با توجه به این که #Cr نوع اول کروم اسپینل موجود در لیستونیت ها دارای #Cr بالاتری نسبت به نوع دوم و همچنین انواع موجود در لرزولیت و هارزبورگیت دارد، بنابراین، احتمالاً سنگ



شکل ۴ – A) موقعیت ترکیبی الیوینهای موجود در پریدوتیتهای ملانـ ژ افیـولیتی سـورک (Deer et al., 1992)، B) محـدوده ترکیبی ارتوپیروکسنهای موجود در لرزولیتها و هارزبور گیتهای موجود در افیولیت ملانژ سورک (Morimoto, 1989). C) ترکیب کلینوپیروکسنهای موجود در پریدوتیتهای افیولیت سورک (Morimoto, 1989) و D) ترکیب آمفیبولهای پارگاسیتی موجود در لرزولیتهای گوشته افیولیت سورک (Leake et al., 1997).

جدول ۱ - نتایج آنالیز نقطهای (wt%) و محاسبه فرمول ساختاری الیوینهای موجود در پریدوتیتهای گوشته افیولیت ملانژ سورک

Sample	839-1	839-1	839-1	839-1	839-3	839-3	840-3	840-3	840-3	841-2	841-2	841-2
Lithology	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	HZ	HZ	HZ
Point No.	61/1	62/1	63/1	64/1	73/1	74/1	45/1	46/1	47/1	53/1	58/1	59/1
SiO ₂	40.65	40.39	40.77	40.47	40.19	40.55	40.89	40.65	40.50	40.71	40.22	40.38
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04
FeO [*]	10.47	10.59	10.54	10.64	10.40	10.00	9.55	9.93	9.97	10.36	9.80	9.61
MnO	0.13	0.10	0.13	0.09	0.09	0.16	0.13	0.18	0.12	0.14	0.14	0.14
MgO	48.74	48.91	48.55	48.73	49.32	49.22	48.95	48.80	48.95	48.40	49.40	49.40
CaO	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00
Na ₂ O	0.000	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
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	0.01
NiO	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.46	0.42	0.40	0.36	0.35	0.42
Total	100.01	100.00	100.00	100.00	100.04	100.03	100.00	100.00	100.02	100.01	100.02	100.04
O# 4												
Si	0.998	0.993	1.001	0.995	0.988	0.995	1.002	0.998	0.995	1.001	0.988	0.991
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.215	0.218	0.217	0.219	0.214	0.205	0.196	0.204	0.205	0.213	0.201	0.197
Mn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.003
Mg	1.785	1.793	1.778	1.786	1.807	1.800	1.788	1.787	1.792	1.774	1.809	1.807
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.008	0.008	0.007	0.007	0.008
Cations	3.001	3.006	2.999	3.004	3.011	3.005	2.998	3.001	3.004	2.999	3.010	3.008
Fe#	0.108	0.108	0.109	0.109	0.106	0.102	0.099	0.102	0.103	0.107	0.100	0.098
Mg#	0.893	0.892	0.891	0.891	0.894	0.898	0.901	0.898	0.897	0.893	0.900	0.902
Tephroite	0.134	0.102	0.135	0.092	0.092	0.164	0.135	0.186	0.123	0.147	0.144	0.144
Forsterite	89.116	89.069	89.023	88.972	89.342	89.546	90.014	89.584	89.592	89.124	89.820	90.033
Faylite	10.737	10.816	10.842	10.897	10.566	10.211	9.851	10.230	10.232	10.702	9.996	9.822
Ca-Ol	0.013	0.013	0.000	0.039	0.000	0.078	0.000	0.000	0.052	0.027	0.039	0.000
Mg#[Mg/(Mg+Fe	²⁺)], Fe#[Fe ²⁺ /(Fe ²⁺	+Mg)]))					

											~		
ِ سورک	بوليت ملانژ	گوشته افب	تیتھای	در پريدو	ای موجود	رى ارتوپيروكسنھ	ول ساختا	اسبه فرم	wt) و مح	طەاى (%	ح اناليز نق	۲ – نتايج	جدول
Sample	830-3	830-3	830.3	839-3	830.3	839.3 839.3	830.3	830.3	830.3	839-3	839.3	839-3	839.3

Sample	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3	839-3
Lithology	Lz													
Point No.	70-1	71-1	72-1	75-1	76-1	79-1	80-1	81-1	82-1	83-1	84-1	85-1	86-1	87-1
SiO ₂	54.98	55.15	55.05	55.46	55.06	53.19	54.22	53.90	54.03	54.44	54.49	54.38	53.31	54.03
TiO ₂	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06	0.13	0.06	0.10	0.09	0.08	0.08	0.10	0.22	0.10
Al ₂ O ₃	3.92	3.84	3.55	3.42	3.70	4.99	4.93	5.10	5.22	4.60	4.51	4.67	4.79	4.83
Cr ₂ O ₃	0.28	0.24	0.27	0.27	0.25	0.61	0.49	0.50	0.52	0.52	0.47	0.45	0.47	0.54
FeO*	6.71	6.77	6.70	6.78	7.17	5.94	6.71	6.44	6.41	6.63	6.87	6.82	5.53	6.36
MnO	0.13	0.11	0.15	0.15	0.22	0.13	0.14	0.14	0.19	0.11	0.18	0.24	0.21	0.15
MgO	33.20	33.43	33.76	33.40	32.92	32.22	32.98	32.17	33.19	32.53	32.86	32.93	27.76	31.92
CaO	0.70	0.39	0.44	0.46	0.62	2.74	0.44	1.61	0.34	1.07	0.53	0.42	7.60	1.95
Na ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.11	0.12
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
O# 6														
Si	1.898	1.902	1.898	1.915	1.906	1.838	1.872	1.864	1.863	1.883	1.884	1.879	1.870	1.870
Ti	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.006	0.003
Al	0.160	0.156	0.144	0.139	0.150	0.203	0.200	0.208	0.212	0.188	0.184	0.190	0.198	0.197
Cr	0.008	0.006	0.007	0.007	0.007	0.017	0.013	0.014	0.014	0.014	0.013	0.012	0.013	0.015
Fe ³⁺	0.033	0.032	0.049	0.019	0.028	0.101	0.041	0.047	0.044	0.028	0.032	0.033	0.044	0.051
Fe ²⁺	0.161	0.163	0.144	0.177	0.180	0.070	0.153	0.140	0.141	0.164	0.167	0.164	0.118	0.134
Mn	0.004	0.003	0.004	0.004	0.006	0.004	0.004	0.004	0.006	0.003	0.005	0.007	0.006	0.004
Mg	1.709	1.719	1.735	1.719	1.699	1.659	1.697	1.659	1.705	1.677	1.694	1.697	1.452	1.647
Ca	0.026	0.014	0.016	0.017	0.023	0.101	0.016	0.060	0.013	0.040	0.019	0.015	0.286	0.072
Na	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.007	0.008
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.914	0.913	0.923	0.907	0.904	0.960	0.917	0.922	0.924	0.911	0.910	0.912	0.925	0.925
Fe#	0.086	0.087	0.077	0.093	0.096	0.040	0.083	0.078	0.076	0.089	0.090	0.088	0.075	0.075
Cr#	0.048	0.037	0.046	0.048	0.045	0.077	0.061	0.063	0.062	0.069	0.066	0.059	0.062	0.071
Q	1.895	1.897	1.896	1.913	1.901	1.831	1.866	1.859	1.859	1.881	1.880	1.876	1.855	1.853
J	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.007	0.003	0.004	0.001	0.001	0.001	0.000	0.015	0.016
WO	1.334	0.739	0.832	0.871	1.197	5.237	0.850	3.126	0.659	2.070	1.016	0.808	14.989	3.792
EN	88.446	88.987	89.026	88.791	87.752	85.704	88.801	86.900	89.374	87.727	88.345	88.545	76.179	86.326
FS	10 220	10 273	10 142	10 338	11.051	9.059	10 349	9 974	9 968	10 204	10.639	10 648	8 832	9 883

 $\frac{FS}{Mg^{\mu}[Mg^{\mu}(Mg^{+}Fe^{2+})], Fe^{\mu}[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)], Cr^{\mu}[Cr^{\mu}(Cr^{+}A1)]}$

												– ادامه	جدول ۲
Sample	839-4	839-4	839-4	840-1	840-1	840-1	840-1	840-1	840-1	841-2	841-2	841-2	841-2
Lithology	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Hz	Hz	Hz	Hz
Point No.	91-1	92-1	93-1	35-1	36-1	37-1	38-1	39-1	40-1	54-1	55-1	56-1	57-1
SiO ₂	54.89	54.98	55.64	54.70	55.33	54.84	55.46	55.59	55.22	55.04	55.03	54.75	54.27
TiO ₂	0.07	0.10	0.09	0.07	0.07	0.09	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	4.02	3.96	3.75	4.17	4.21	4.05	3.82	3.58	4.11	3.87	4.11	4.41	4.58
Cr_2O_3	0.36	0.28	0.38	0.41	0.33	0.46	0.41	0.36	0.60	0.27	0.26	0.50	0.47
FeO*	6.67	6.80	6.65	6.56	6.47	6.69	6.51	6.58	6.53	6.93	6.56	6.37	6.60
MnO	0.18	0.06	0.11	0.10	0.08	0.17	0.17	0.20	0.09	0.16	0.20	0.11	0.10
MgO	33.13	33.18	32.83	32.49	32.75	32.92	32.86	33.02	32.98	33.07	32.96	32.55	33.32
CaO	0.68	0.64	0.54	1.30	0.70	0.66	0.56	0.50	0.35	0.56	0.67	1.07	0.43
Na ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	-	-	-	0.13	0.05	0.11	0.16	0.10	0.06	0.07	0.12	0.14	0.14
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
O# 6													
Si	1.895	1.899	1.925	1.892	1.913	1.896	1.919	1.922	1.909	1.903	1.902	1.894	1.872
Ti	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
Al	0.164	0.161	0.152	0.170	0.171	0.165	0.155	0.146	0.167	0.157	0.167	0.180	0.186
Cr	0.010	0.008	0.010	0.011	0.009	0.012	0.011	0.010	0.016	0.007	0.007	0.014	0.013
Fe ³⁺	0.033	0.029	0.000	0.034	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000 🧹	0.027	0.020	0.014	0.052
Fe ²⁺	0.159	0.167	0.192	0.156	0.187	0.168	0.188	0.190	0.189	0.173	0.170	0.170	0.139
Mn	0.005	0.002	0.003	0.003	0.002	0.005	0.005	0.006	0.003	0.005	0.006	0.003	0.003
Mg	1.705	1.708	1.693	1.676	1.688	1.697	1.695	1.703	1.700	1.704	1.697	1.678	1.714
Ca	0.025	0.024	0.020	0.048	0.026	0.024	0.021	0.018	0.013	0.021	0.025	0.039	0.016
Na	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.915	0.911	0.898	0.915	0.900	0.910	0.900	0.900	0.900	0.908	0.909	0.908	0.925
Fe#	0.085	0.089	0.102	0.085	0.100	0.090	0.100	0.100	0.100	0.092	0.091	0.092	0.075
Cr#	0.057	0.047	0.062	0.061	0.050	0.068	0.066	0.064	0.087	0.043	0.040	0.072	0.065
Q	1.890	1.899	1.906	1.881	1.901	1.889	1.904	1.911	1.902	1.898	1.892	1.889	1.868
J	0.003	0.000	0.003	0.007	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
wo	1.300	1.233	1.039	2.523	1.358	1.266	1.085	0.962	0.679	1.068	1.298	2.072	0.826
EN	88.445	88.507	88.714	87.416	88.690	88.396	88.792	88.806	89.265	88.315	88.508	88.088	89.122
FS	10.255	10.260	10.247	10.061	9.952	10.337	10.123	10.232	10.056	10.617	10.194	9.840	10.052
Mg#[Mg/(Mg+]	Fe ²⁺)], Fe#[Fe	$e^{2+}/(Fe^{2+}+M)$	g)], Cr# [Cr	/(Cr+Al)]									

جدول ۳-نتایج آنالیز نقطهای (%wt) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانژ سورک

					ِ دارند).	ىسن قرار	رتوپيروک	ی درون ا	م آميزش	های عد	رت تيغه	که بهصو	سنھایی	نوپيروك	(*= کلي
Sample	839-1	839-1	839-1	839-1	839-1	839-3	839-3	839-3 [*]	839-3 [*]	839-6	839-6	840-2	840-2	841-2	841-2
Lithology	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	HZ	HZ
Point No.	65-1	66-1	67-1	68-1	69-1	77-1	78-1	88-1	89-1	102-1	103-1	41-1	42-1	51-1	52-1
SiO ₂	52.23	52.07	52.35	53.12	51.75	51.14	51.50	51.98	51.17	52.33	51.39	50.30	51.94	51.98	52.80
TiO ₂	0.26	0.29	0.29	0.23	0.31	0.32	0.30	0.40	0.49	0.31	0.32	0.26	0.32	0.30	0.23
Al ₂ O ₃	4.02	4.28	4.32	3.16	4.64	4.26	4.43	4.93	4.80	4.35	4.76	6.13	4.68	4.64	2.91
Cr_2O_3	0.57	0.50	0.50	0.32	0.61	0.58	0.57	0.65	0.66	0.60	0.72	1.42	0.87	0.57	0.47
FeO [*]	2.54	2.37	2.77	2.49	2.45	2.70	2.63	3.67	3.23	2.30	2.77	2.72	2.32	2.50	2.20
MnO	0.08	0.09	0.06	0.10	0.09	0.04	0.00	0.00	0.08	0.10	0.11	0.15	0.13	0.03	0.09
MgO	16.94	16.13	17.33	16.80	16.35	16.46	16.43	22.39	21.65	16.31	16.78	15.89	15.47	15.82	16.61
CaO	22.91	23.81	21.92	23.39	23.43	24.00	23.64	15.73	17.65	23.23	22.75	22.59	23.82	23.80	24.37
Na ₂ O	0.45	0.45	0.45	0.39	0.37	0.48	0.49	0.24	0.28	0.47	0.40	0.50	0.40	0.32	0.21
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.04	0.10
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
O# 6															
Si	1.891	1.890	1.893	1.926	1.877	1.854	1.866	1.850	1.824	1.898	1.862	1.827	1.892	1.891	1.919
Ti	0.007	0.008	0.008	0.006	0.008	0.009	0.008	0.011	0.013	0.008	0.009	0.007	0.009	0.008	0.006
Al	0.172	0.183	0.184	0.135	0.199	0.182	0.190	0.207	0.202	0.186	0.203	0.262	0.200	0.199	0.125
Cr	0.016	0.014	0.014	0.009	0.017	0.017	0.016	0.018	0.019	0.017	0.020	0.041	0.025	0.016	0.013
Fe3+	0.047	0.039	0.031	0.018	0.039	0.000	0.000	0.069	0.000	0.016	0.063	0.064	0.001	0.009	0.026
Fe2+	0.030	0.033	0.053	0.058	0.036	0.081	0.080	0.040	0.096	0.053	0.021	0.019	0.070	0.067	0.041
Mn	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.003	0.005	0.004	0.001	0.003
Mg	0.914	0.873	0.934	0.909	0.884	0.889	0.887	1.188	1.151	0.882	0.907	0.861	0.840	0.858	0.900
Ca	0.889	0.926	0.849	0.909	0.911	0.932	0.918	0.600	0.674	0.903	0.883	0.879	0.930	0.927	0.949
Na	0.032	0.032	0.031	0.027	0.026	0.034	0.035	0.017	0.019	0.033	0.028	0.035	0.028	0.023	0.015
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.968	0.964	0.946	0.940	0.961	0.916	0.917	0.967	0.923	0.943	0.977	0.978	0.923	0.928	0.956
Fe#	0.032	0.036	0.054	0.060	0.039	0.084	0.083	0.033	0.077	0.057	0.023	0.022	0.077	0.072	0.044
Cr#	0.085	0.071	0.071	0.063	0.079	0.085	0.078	0.080	0.086	0.084	0.090	0.135	0.111	0.074	0.094
V I	1.855	1.851	1.836	1.8/5	1.830	1.903	1.885	1.828	1.921	1.838	1.811	1./58	1.840	1.855	1.890
J	0.063	40.422	0.063	0.055	19 649	12 047	0.070	0.033	25.054	18 609	0.056	0.070	0.056	0.045	0.029
WU EN	47.217	47.422	40.076	47.015	40.040	40.94/	40.090	62 625	50.030	40.008	47.043	40.119	45 524	47.001	47.403
EIN	48.372	40.380	49.9/0	4/.913	4/.230	40.090	4 / .081	02.023 5.757	5 1 2 9	4/.4/4	48.300	4/.113	43.330	40.000	40.908
гэ	4.211	3.993	4.388	4.142	4.123	4.303	4.223	5./5/	5.128	3.919	4.000	4./08	4.054	4.139	3.029

 $\frac{10^{-11}}{Mg\#[Mg/(Mg+Fe^{2+})], Fe\#[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)], Cr\#[Cr/(Cr+A1)]}$

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطهای (wt%) ومحاسبه فرمول ساختاری

آمفیبول های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانـژ

جدول ۵- نتایج آنالیز نقطهای و محاسبه فرمول ساختاری اسپینلهای موجود در لرزولیتهای پریدوتیتهای گوشتهافیولیت

				رت	مدركر شو
Sample	840-3	840-3	841-2	839-5	839-5
Point No.	43/1	44/1	60/1	94/1	95/1
TiO ₂	0.07	0.04	0.02	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	55.83	55.89	55.00	56.23	56.28
Cr_2O_3	12.20	12.00	12.41	11.55	11.55
FeO [*]	12.71	12.64	13.25	12.95	12.58
MnO	0.07	0.18	0.10	0.10	0.06
MgO	18.90	18.91	18.95	19.17	19.53
NiO	0.28	0.38	0.29	0.00	0.00
Total	100.06	100.04	100.02	100.07	100.08
O# 32					
Ti	0.011	0.007	0.003	0.010	0.012
Al	13.789	13.801	13.496	13.716	13.792
Cr	2.020	1.987	2.042	1.889	1.897
Fe ³⁺	0.169	0.197	0.313	0.228	0.246
Fe ²⁺	2.058	2.017	2.016	2.035	1.948
Mn	0.004	0.024	0.010	0.010	0.003
Mg	5.902	5.902	5.877	5.912	6.049
Ni	0.048	0.065	0.049	0.000	0.000
Total	24.000	24.001	23.805	23.800	23.947
Mg#	0.741	0.745	0.745	0.744	0.756
Cr#	12.776	12.583	13.140	12.102	12.094
Fe ³⁺ #	1.061	1.235	1.974	1.441	1.541

 $\begin{array}{c} Fe^{-\#} & 1.001 & 1.255 & 1 \\ \hline Fe^{2+}/Fe^{3+} \mbox{ assuming full site occupancy} \\ Mg\#[Mg/(Mg+Fe^{2+})] \\ Cr\# [Cr/(Cr+Al)] \\ Fe^{3+}\#[Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})] \end{array}$

				سور ک
Sam ple	839	839	839	839
Lithology	LZ	LZ	LZ	LZ
SiO ₂	44.32	43.88	43.88	44.28
TiO ₂	1.01	1.06	1.08	1.22
Al ₂ O ₃	14.65	15.12	14.59	14.23
Cr_2O_3	0.95	0.98	0.94	0.87
FeO*	3.22	3.43	3.39	3.39
MnO	0.05	0.01	0.02	0.07
MgO	18.35	18.36	18.29	18.49
CaO	12.33	12.27	12.05	12.38
Na ₂ O	3.40	3.55	3.31	3.45
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.11	0.12	0.08	0.12
Total	97.31	97.67	96.60	97.52
O# 23				
Si	6.184	6.102	6.151	6.182
Ti	0.106	0.111	0.114	0.128
Al	2.407	2.476	2.409	2.341
Cr	0.105	0.107	0.104	0.096
Fe ³⁺	0.304	0.378	0.397	0.304
Fe ²⁺	0.071	0.020	0.000	0.092
Mn	0.006	0.001	0.003	0.008
Mg	3.817	3.805	3.822	3.849
Ca	1.843	1.827	1.809	1.852
Na	0.919	0.958	0.899	0.933
K	0.000	0.000	0.000	0.001
Sum	15.762	15.785	15.708	15.786
Mg#	0.982	0.995	1.000	0.977
Fe#	0.018	0.005	0.000	0.023

 $\frac{\text{Fe#} 0.018 \quad 0.005}{\text{Mg#}[\text{Mg/}(\text{Mg+Fe}^{2+})], \text{Fe#} [\text{Fe/}(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})]}$

جدول ۵- ادامه ...

								0,	-
Sample	839-5	839-5	839-5	839-5	839-5	839-5	839-6	839-6	_
Point No.	96/1	97/1	98/1	99/1	100/1	101/1	104/1	105/1	
TiO ₂	0.05	0.04	0.07	0.06	0.07	0.06	0.03	0.06	
Al ₂ O ₃	56.45	56.22	56.52	56.28	56.81	56.26	56.55	56.57	
Cr_2O_3	11.55	11.71	11.76	11.70	11.19	11.51	11.15	11.27	
FeO*	12.76	12.77	12.33	12.96	12.53	12.89	12.83	12.75	
MnO	0.09	0.16	0.04	0.14	0.03	0.08	0.12	0.12	
MgO	19.15	19.15	19.36	18.93	19.44	19.26	19.35	19.29	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.05	100.04	100.07	100.06	100.07	100.06	100.03	100.06	
O# 32									
Ti	0.008	0.006	0.011	0.010	0.010	0.010	0.005	0.010	
Al	13.886	13.819	13.857	13.838	13.912	13.858	13.909	13.756	
Cr	1.905	1.929	1.934	1.928	1.837	1.902	1.839	1.838	
Fe ³⁺	0.185	0.208	0.151	0.171	0.197	0.235	0.255	0.219	
Fe ²⁺	2.044	2.024	1.999	2.096	1.984	2.016	1.983	2.005	
Mn	0.007	0.019	0.000	0.016	0.000	0.006	0.014	0.014	
Mg	5.955	5.951	5.999	5.883	6.019	5.996	6.016	5.930	
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Total	23.991	23.957	23.950	23.942	23.957	24.023	24.021	23.771	
Mg#	0.744	0.746	0.750	0.737	0.752	0.748	0.752	0.747	
Cr#	12.066	12.252	12.245	12.230	11.667	12.067	11.675	11.787	
Fe ³⁺ #	1.159	1.301	0.946	1.070	1.238	1.471	1.595	1.386	

Fe²⁺/Fe³⁺ assuming full site occupancy, Mg#[Mg/(Mg+Fe²⁺)], Cr# [Cr/(Cr+Al)], Fe³⁺#[Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺)]

					. –				•••			• •		<u> </u>		
Sample	845-1	845-1	845-2	845-2	845-2	845-2	845-2	845-4	845-4	845-4	845-4	845-1	845-1	845-1	845-1	845-1
Point No.	1/1	2/1	3/1	4/1	5/1	6/1	7/1	8/1	9/1	10/1	11/1	41/1	42/1	43/1	44/1	45/
TiO ₂	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.08	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11
Al ₂ O ₃	31.07	28.07	30.90	30.64	31.00	30.85	29.77	30.74	30.78	30.75	30.49	27.48	31.00	31.12	29.87	30.76
Cr_2O_3	35.56	38.83	35.77	35.76	35.87	35.68	36.86	36.60	36.14	36.04	36.35	38.71	35.77	35.86	37.06	35.73
FeO [*]	18.12	18.44	17.75	17.94	17.67	17.91	17.96	17.19	17.87	17.82	17.88	19.66	18.05	17.60	18.10	18.02
MnO	0.14	0.12	0.19	0.12	0.08	0.11	0.17	0.07	0.12	0.16	0.17	0.12	0.12	0.12	0.14	0.17
MgO	15.11	14.54	15.39	15.53	15.38	15.45	15.24	15.40	15.10	15.23	15.12	14.03	15.06	15.30	14.83	15.32
NiO	0.00	0.00	0.15	0.21	0.00	0.31	0.15	0.24	0.19	0.20	0.25	0.21	0.23	0.22	0.19	0.16
Total	100.09	100.08	100.21	100.29	100.07	100.37	100.23	100.32	100.24	100.26	100.33	100.31	100.34	100.32	100.29	100.27
Formula un	its based	on 32 oxy	gens and													
Ti	0.016	0.014	0.011	0.014	0.013	0.012	0.014	0.014	0.009	0.011	0.014	0.018	0.020	0.017	0.018	0.019
Al	8.577	7.919	8.600	8.516	8.617	8.563	8.316	8.546	8.579	8.474	8.421	7.796	8.626	8.625	8.352	8.550
Cr	6.582	7.347	6.675	6.664	6.685	6.641	6.906	6.823	6.754	6.660	6.732	7.365	6.675	6.665	6.948	6.661
Fe ³⁺	0.797	0.790	0.845	0.921	0.782	0.895	0.871	0.732	0.783	0.818	0.808	0.916	0.789	0.773	0.770	0.868
Fe ²⁺	2.763	2.888	2.636	2.597	2.684	2.613	2.670	2.637	2.726	2.680	2.705	3.022	2.751	2.672	2.801	2.669
Mn	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
Mg	5.273	5.185	5.414	5.458	5.402	5.420	5.381	5.412	5.320	5.307	5.278	5.030	5.299	5.363	5.240	5.384
Ni	0.000	0.000	0.028	0.041	0.000	0.059	0.029	0.046	0.037	0.037	0.048	0.042	0.044	0.042	0.038	0.032
Total	24.007	24.137	24.220	24.208	24.170	24.197	24.193	24.195	24.203	23.990	24.011	24.181	24.200	24.155	24.165	24.187
Mg#	0.656	0.642	0.673	0.678	0.668	0.675	0.668	0.672	0.661	0.664	0.661	0.625	0.658	0.667	0.652	0.669
Cr#	43.419	48.127	43.700	43.900	43.687	43.679	45.366	44.393	44.048	44.007	44.425	48.578	43.623	43.592	45.413	43.789
Fe ³⁺ #	4.994	4.922	5.244	5.718	4.862	5.557	5.411	4.545	4.858	5.127	5.062	5.699	4.906	4.814	4.792	5.397

جدول ۶-نتایج آنالیز نقطهای و محاسبه فرمول ساختاری اسپینلهای موجود در هارزبور گیتهای پریدوتیتهای گوشته افیولیت ملانژ سورک

 Fe^{2+}/Fe^{3+} assuming full site occupancy, Mg#[Mg/(Mg+Fe^{2+})], Cr# [Cr/(Cr+Al)], Fe^{3+}#[Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})]

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطهای و محاسبه فرمول ساختاری اسپینلهای موجود در لیستونیتهای پریدوتیتهای گوشته افیولیت ملانژ سورک

Samole	842-1	842-1	842-1	842-1	842-1	842-1	842-1	842-1
Point No.	21/1	22/1	26/1	29/1	30/1	31/1	32/1	33/1
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.18	0.16	0.13	0.15	0.17
Al ₂ O ₃	27.88	27.64	28.46	13.47	13.23	13.28	13.31	13.39
Cr_2O_3	39.30	39.70	39.86	56.18	55.91	56.07	55.91	55.93
FeO [*]	16.81	17.19	18.06	19.72	20.47	20.13	20.03	19.81
MnO	0.14	0.19	0.15	0.18	0.15	0.33	0.31	0.27
MgO	15.78	15.25	13.33	10.11	10.07	10.05	10.25	10.40
NiO	0.08	0.03	0.13	0.16	0.00	0.01	0.04	0.04
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
O# 32								
Ti	0.000	0.000	0.000	0.036	0.031	0.025	0.030	0.033
Al	7.767	7.735	8.043	4.138	4.068	4.086	4.086	4.106
Cr	7.342	7.448	7.553	11.577	11.532	11.565	11.513	11.503
Fe ³⁺	0.879	0.807	0.401	0.213	0.335	0.298	0.340	0.323
Fe ²⁺	2.455	2.614	3.222	4.087	4.134	4.096	4.027	3.987
Mn	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.023	0.020	0.009
Mg	5.556	5.393	4.761	3.927	3.916	3.907	3.978	4.031
Nĭ	0.016	0.006	0.025	0.034	0.000	0.002	0.009	0.009
Total	24.012	24.010	24.003	24.001	24.002	24.001	24.002	24.002
Mg#	0.694	0.674	0.596	0.490	0.486	0.488	0.497	0.503
Cr#	48.594	49.055	48.430	73.669	73.921	73.893	73.806	73.692
Fe ³⁺ #	5.500	5.047	2.509	1.336	2.101	1.869	2.131	2.029

 Fe^{2+}/Fe^{3+} assuming full site occupancy, Mg#[Mg/(Mg+Fe^{2+})], Cr# [Cr/(Cr+Al)], Fe^{3+}#[Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})]

ذوب بخشی، برای ذوب کامل ار توییروکسن ها و تشکیل دونیت، ۶۵ درصد ذوب بخشی و در نهایت برای ذوب الیوین ها، ۹۵ درصد ذوب بخشی لازم است، که دمای مورد نیاز برای این مقدار ذوب بخشی بسیار بالاتر از دمای امروزی گوشته بالایی است (Rampone et al., .2008)

در گذشته تصور بر این بود که تشکیل هارزبورگیت و دونیت در پریدوتیتها فقط در اثر درجات بسیار بالای ذوب بخشی گوشته امکان پذیر است. اما این منشأ برای دونیت ها دور از انتظار است، زیرا برای ذوب کامل کلینوییروکسن ها و تشکیل هارزبورگیت، ۱۲ تا ۱۶درصد

ىحث

بر اساس شواهد صحرایی، ویژگیهای پتروگرافی و شیمی کانی های سازنده پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانژ سورک، که در بخش های قبلی بیان شد، در این قسمت ابتدا فرآیند ذوب بخشی و شواهد واکنش مذاب صعود کننده با پریدوتیت گوشته بررسی شده و پس از آن درباره وجود آمفیبول های پارگاسیتی در پریدوتیت ها توضیح داده می شود.

فرآیند ذوب بخشی و شواهد واکنش مذاب/ گوشته

با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی هایی مثل کروم اسپینل می توان ماهیت و شرایط تشکیل پریدوتیت های گوشته را مشخص نمود (برای مثال: Roeder and Arai, 'Zhou and Kerrich, 1992 (Reynolds, 1991 و 1992 و Reynolds (Zhou *et al.*, 1997 کروم بر اساس درصد وزنی د20 Al در مقابل 20 Cr پریدوتیت های افیولیت ملانو شان میده د که پریدوتیت های افیولیت ملانو میان شکل نشان می دهد که این گوشته مشابه با گوشته اقیانوسی است.

ت اکنون مطالع ات زیادی روی می زان #Cr اس پینل پریدو تیت های گوشته ای و درجه ذوب بخشی در آن ها انجام شده است (برای مثال: Hellebrand *et al.*و , Zhou and Kerrich, 1992 و , Cr *et al.* و کاروم (2001) همان طور که گفته شد، میزان #Cr کروم اس پینل لرزولیت ها و هارزبور گیت های افیولیت اس پینل در دو محدوده و مقدرار #Cr کروم اس پینل ها در لیستونیت ها نسبت به پریدو تیت ها اس پینل ها در لیستونیت ها نسبت به پریدو تیت ها او Hellebrand و می روش Hellebrand و ایش روش اول ۲۰۰۱ در می در اس روش اول اول رای (۲۰۰۱)، درجه ذوب بخشی برای لرزولیت ها ۲/۵ تا ۲/۴ درصد و برای هارزبور گیت ها ام این ایک (۵۰ ما ای این از ۲۰۰۵).

کانی های سازنده پریدوتیت های افیولیت سورک، شـواهدی از وقـوع واکـنش مـذاب/ سـنگ دیـواره را نشان میدهند. عدم وجود لرزولیت در کنار دونیت در صحرا، عدم وجرود شرواهد دگر شکلی در اليوين ها، عدم وجود ادخال هاى اليوين وكروم اسپینل در پیروکسن، وجود کانی پارگاسیت در لرزولیتها، تیره تر شدن رنگ و شکلدار شدن كروم اسپينل ها از لرزوليت به سمت هارزبور گيت و دونیت، حجم بالای الیوین در پریدوتیتهای افيوليت سورك و تشكيل آن بههمراه كروم اسپینل در حاشیه ار توپیروکسن که ناشی از ذوب كلينوپيروكسين و ذوب نامتجانس ار توپيروكسين و در نتیج_ه اف_زایش SiO₂ م_ذاب اس_ت، همچن_ین افزایش صعودی #Cr کروم اسپینل ها از لرزولیت به سمت هارزبور گیت و سیس دونیت، همگی شواهدی هستند که نشان میدهند واکنش مذاب/ ســـنگ ديـــواره در تشــکيل هارزبورگيـــتهــا نقـــش داشته است و بر خلاف تصور، هارزبورگیتها فقط در اثر دوب بخشیی گوشیه تشکیل نشدهاند. از طرفی با توجه به این که مقدار ذوب بخشی در هارزبورگیت های افیولیت سورک تا ۱۶/۸ درصد بوده است، بنابراین، میتوان گفت تشکیل هارزبور گیت های افیولیت ملانژ سورک تحت تأثیر هر دو عامل ذوب بخشی و واکنش مذاب/ سنگ دیواره بوده است. با توجه به این که حداکثر مقدار ذوب بخشی پریدوتیت های افیولیت سورک، بسیار كمتر از مقدار لازم برای تشکیل دونیت بهروش ذوب بخشی است، بنابراین تشکیل دونیتهای افیولیت سرورک، فقط در اثر واکنش منذاب/ پریدوتیت بوده است. به این ترتیب، مقادیر بالای #Cr در کروم اسپینل دونیت ها را نیز می توان به نقـش سـیالات آبـدار و مـذاب آزاد شـده از صـفحه فـرو رونده نسبت داد که دمای ذوب پریدوتیت گوشته



شکل ۵- A) موقعیت ترکیبی اسپینلهای موجود در پریدوتیتهای افیولیت سورک (Barnes and Roeder, 2001)، B) نمودار درصد وزنی Al₂O₃ در مقابل Cr₂O₃ کروم اسپینلها (Conrad and Kay, 1984; Kepezhinskas *et al.*, 1995) که آرایه گوشتهای را برای پریدوتیتهای افیولیت ملائژ سورک نشان میدهد، C) نمودار تعداد اتمهای سدیم در مقابل تعداد اتمهای کروم موجود در کلینوپیروکسنها (Kornprobst *et al.*, 1981) که نشان دهنده منشأ اقیانوسی گوشته افیولیت سورک (Dick and Bullen, 1984; Kepezhinsk) مودار برای مقابل #Cr کروم اسپینل پریدوتیتها (Kornprobst *et al.*, 1981) در افیولیت سورک است، C) نمودار Mg الیوین در

تولید کرومیتیت نیز محدودتر است (Torabi, تولید کرومیتیت نیز محدودتر است (2009) (2009) بنابراین، گستردگی و درجات بالای ذوب در پریدوتیت افیولیت های محیط های پهنه بالای فرورانش، تحت تأثیر یک سیال آبدار، به ذوب

بررسی ها نشان داده است که Cr₂O₃ تمایل به ماندگاری طولانی در کلینوپیروکسن دارد و به همین علت است که در پریدوتیت های لرزولیتی (LOT) که میزان ذوب در آن ها کم است، پتانسیل

کلینوپیروکسنی های موجود در لرزولیت ها منجر شده و با تولید مذاب بازالتی، Cr₂O₃ نیز از ساختار این کانی آزاد شده و کرومیتیت میسازد. در نتیجه، به همراه اليوين هاي جايگزيني، كاني كروم اسيينل نيز تشكيل شده است. همچنين، ذوب نامتجانس ار توپیروکسن ها باعث افزوده شدن SiO₂ به مذاب بازالتی اولیه می شود. Malpas و همکاران (۱۹۷۷) عقيده دارند، در شرايطي كه مداب صعود كننده و پريدوتيت در تعادل با يكديگر نباشند، آهنگ تبلور كروميت افزايش مي يابد. اين شرايط مربوط به پهنههای بالای فرورانش است که در آن جا گوشته ليتوسفري، مورد هجوم مذابهاي تولئيتي تا بونینایتی قرار می گیرد و در مراکز گسترش اقیانوس ها، که مذاب با پریدوتیت در حال تعادل است، كروميتيت هاى انبانى بەندرت تشكيل مىشوند.

بررسي كاني آمفيبول

آمفیبول های پارگاسیتی در بیگانهسنگ های لرزولیتی گارنت و اسپینلدار مشتق شده از گوشته (Francis, 1976; Takahashi, 1980; بــالايى در لرزولیت هایی که Dawson and Smith, 1982) بهصورت تکتونیکی در پوسته زمین جایگیری ك_ردەان_د (Medaris, 1980; Medaris, 1984)، بهعنوان یک فاز آبدار گزارش شدهاند (Niida and) (Green, 1999). همچنیین، وجیود رگیههای پارگاسیتی و کرسوتیتی، یک پدیده بسیار گسترده در بخش هایی از گوشته بالایی است که در اثر نفوذ سیالات گرمابی و کربوترمال و بههماره سیالات استنوسفری در حال صعود تشکیل شدهاند (Martin, 2007). بررسیهای انجام شده نشان مےدهد که امکان تشکیل آمفیبول های پارگاسیتی و کرسوتیتی به صورت پورفیر و یا رگهای در یریدوتیت ها وجود دارد. Francis (۱۹۷۶) وجود

رگ ه های آمفیب ول پارگاس یت و کرس و تیت در لرزولیت و پیروکس نیت را به ته نشست از یک سیال آبدار نفوذ کننده در بین کانی ها نسبت می دهد. این سیال از نظر شیمیایی، فقیر از سیلیس نیست و با توجه به ویس کوزیته کم این سیال، وی میانگین ترکیب آن را آلک الی بازالت می داند. میانگین ترکیب آن را آلک الی بازالت می داند. آزمایشات نشان داده که حداکثر محدوده دمای آبیدار ۱۹۵۰ تا ۱۹۵۰ درجه سانتیگراد و بالاتر از انواع آبدار (۹۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد) است Wallace and Green, 1989)

نتيجهگيرى

بررسے های صحرایی، پتروگرافی و ویژگے های شیمیایی کانی های سازنده پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانے سے ک نشان مے دھنے کے سے س اولیه این پریدوتیت ها لرزولیت بوده که در اثر عملک رد فرآیند ذوب بخشی به همراه واکنش م_ذاب/ س_نگ، هارز بور گی_ته_ای واکنش_ی و دونيت هاى جانشينى ايجاد شدهاند. وجود آمفيبول پارگاسیتی در لرزولیتها، وجود الیوینهای فراوان، در هارزبورگیتها و دونیتها، وجود کروم اسپینل های با #Cr بالا و درجه ذوب بخشی قابل توجه در این سنگها و همچنین وجود سنگهای ولکانیک اسیدی در این افیولیت ملانژ، همگی بیانگر شباهت آن به افیولیت های پهنه بالای فرورانش (افیولیت، ای پشت کمان) است که در توافــق بــا برر ســیهـای انجـام شــده بـر روی نــوار افيوليتي نائين-بافت است.

سپاسگزاری نویســـندگان مقالـــه از حمایـــتهــای معاونـــت

پ___ژوهش و فن___اوری دانش__گاه اص__فهان تش__کر مینمایند.

منابع

عمیدی، س. م. (۱۳۶۸) نقشه زمینشناسی سرو بالا، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمینشناسی کشور، تهران.

Alavi, M. (1991) Tectonic map of the Middle East. Geological Survey of Iran, Tehran.

- Amidi, S. M. (1977) Etude Geologique de La Region de Natanz Surk (Central IRAN), No. 42. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Mineralogical Magazine 56: 173-184.
- Arai, S. (1994) Characterisation of spinel peridotites by olivine spinel compositional relationships: review and interpretation. Chemical Geology 113: 191-204.
- Barnes, S. J. and Roeder, P. L. (2001) The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. Journal of Petrology 42: 2279-2302.
- Batanova, V. G. and Sobolev, A. V. (2000) Compositional heterogeneity in subduction related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus. Geological Society of America 28(1): 55-58.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 210-265.
- Borghini, G., Rampone, E., Crispini, L., De Ferrari, R. and Godard, M. (2007) Origin and emplacement of ultramafic mafic intrusions in the Erro Tobbio mantle peridotites (Ligurian Alps, Italy). Lithos 94: 210-229.
- Conrad, W. K. and Kay, R. W. (1984) Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. Journal of Petrology 25: 88-125.
- Dawson, J. B. and Smith, J. V. (1982) Upper-mantle amphiboles: a review. Mineralogical Magazine 45: 35-46.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. 2nd edition Pearson Education Limited, United Kingdom.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T. (1984) Cr-spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas. Contribution to Mineralogy and Petrology 86: 54-76.
- Francis, D. M. (1976) The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. Petrology 17: 357-378.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hoffmann, A. W. (2001) Coupled major and trace elements as indicators of extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. Nature 410: 677-681.
- Kelemen, P. B., Eiichi, K. and the Shipboard Scientific Party (2003) Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N. Proceedings ODP Preliminary Report, 209.
- Kelemen, P. B. and Dick, H. J. B. (1995) Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: juxtaposition of replacive dunites and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon. Journal of Geophysical Research 100: 423-438.
- Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M. and Dick, H. J. B. (1997) A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. Philosophical transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 355: 283-318.

- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. and Drummond, M. S. (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 36: 1505-1527.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M. (1981) Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminate between sub-continental and sub-oceanic mantle. Earth and Planetary Science Letters 53: 241-254.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. Canadian Mineralogist 35: 219-246.
- Malpas, J., Robinson, P. T. and Zhou, M. F. (1977) Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault Poum, New Caledonian, a discussion. Economic Geology 92: 502-504.
- Martin, R. F. (2007) Amphiboles in the igneous environment, reviews in mineralogy and geochemistry. Mineralogical Society of America 67: 323-358.
- Medaris, L. G. (1980) Petrogenesis of the Lien Peridotite and associated eclogites, Almklovdalen, Western Norway. Lithos 13: 339-153.
- Medaris, L. G. (1984) A geothermobarometric investigation of garnet peridotites in the western gneiss region of Norway. Contribution to Mineralogy and Petrology 87: 72-86.
- Mengel, K. and Green, D. H. (1989) Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water - saturated and water - undersaturated conditions In Kimberlites and related rocks. Geololical Society of Australia, Special Publication 14: 571-581.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist 27: 143-156.
- Mu["]ntener, O. and Piccardo, G. B. (2003) Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine -Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basin. In: Dilek, Y. and Robinson, P. T. (Eds.): Ophiolites in earth history, Geological Society of London, London 69-89.
- Mu[¨]ntener, O., Pettke, T., Desmurs, L., Meier, M. and Schaltegger, U. (2004) Trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust - mantle relationships. Earth and Planetary Science Letters 221: 293-308.
- Nicolas, A. (1989) Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston.
- Niida, K. and Green, D. H. (1999) Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. Contribution to Mineralogy and Petrology 135: 18-40.
- Niu, Y. (2004) Bulk rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post - melting processes beneath mid - ocean ridges. Journal of Petrology 45: 2423-2458.
- Pessagno, E. A., 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.
- Piccardo, G. B. and Vissers, R. L. M. (2007) The pre oceanic evolution of the Erro Tobbio peridotite (Voltri Massif Ligurian Alps, Italy). Journal of Geodynamics 43: 417-449.
- Piccardo, G. B., Mu[¨]ntener, O., Zanetti, A. and Pettke, T. (2004) Ophiolitic peridotites of the Alpine -Apennine system: mantle processes and geodynamic relevance. International Geological Review 46: 1119-1159.

- Piccardo, G. B., Zanetti, A. and Mu[°]ntener, O. (2007) Melt /peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: field, textural and geochemical evidence. Lithos 94(1-4): 181-209.
- Rampone, E., Piccardo, G. B. and Hofmann, A. W. (2008) Multi stage melt rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence. Contribution to Mineralogy and Petrology 156: 453-475.
- Roeder, P. L. and Reynolds, I. (1991) Re equilibration of Cr spinel within the Kilauea Iki lava lake, Hawaii. Contribution to Mineralogy and Petrology 107: 8-12.
- Seyler, M., Lorand, J. P., Dick, H. J. B. and Drouin, M. (2007) Pervasive melt percolation reactions in ultradepleted refractory harzburgites at the Mid - Atlantic Ridge, 15-200N: ODP Hole 1274. Contribution to Mineralogy and Petrology 153(3): 303-319.
- Shafaii Moghadam, H., Rahgoshay, M. and Whitechurch, H. (2008) Mesozoic back arc extension in the active margin of the Iranian continental block: Constraints from age and geochemistry of the mafic lavas. Ofioliti 33(2): 95-103.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I. (2009) Significance of Nain Baft ophiolitic belt (Iran): Short - lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. Comptes rendus-Geoscience 341: 1016-1028.
- Takahashi, E. (1980) Thermal history of lherzolite xenoliths, I: Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Peninsula, northeast Japan. Geochimica et Cosmochimica Acta 44: 1643-1658.
- Torabi, Gh. (2009) Chromitite potential in mantle peridotites of the Jandaq ophiolite (Central Iran). Comptes rendus Geoscience 341: 982-992.
- Wallace, M. E. and Green, D. H. (1991) The effect of bulk rock composition on the stability of amphibole in the upper mantle: implications for solidus positions and mantle metasomatism. Mineralogy and Petrology 44: 1-19.
- Zhou, M. F. and Kerrich, R. (1992) Morphology and composition of Cr spinel in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. The Canadian Mineralogist 30: 303-317.
- Zhou, M. F., Lightfoot, P. C., Keays, R. R., Moore, M. L. and Morrison, G. G. (1997) Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 34: 1405-1419.

Study of mantle peridotites of Surk ophiolitic melange (Yazd province, Iran)

Samineh Rajabi and Ghodrat Torabi *

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Surk ophiolitic melange, as a narrow belt, is located in western part of Yazd province, between the southwest of Central Iran and Urumich-Dokhtar magmatic arc, along Naein-Dehshir-Baft fault. This ophiolitic melange consists of mantle peridotites, gabbro, diabasic dykes, quartz andesite, dacite, serpentinite, listwaenite, rodingite, chert and Upper Cretaceous limestones. Petrography and mineral chemistry of mantle peridotites reveal incongruent melting of orthopyroxenes, the formation of excess olivines, the high value of Cr# in spinels of harzburgite and dunite and the occurrence of pargasitic amphibole in lherzolites in the studied ophiolite. All of these evidences suggest melt/oceanic lithosphere reaction. The reactive melt originated from a subducted slab that decreases the melting temperature of the lithospheric mantle and leads to widespread ascending melt/wall rock reaction. The peridotites of this ophiolitic melange consist of harzburgite, dunite and lherzolite in decreasing order. The ophiolite is a harzburgite type ophiolite (HOT) showing characteristics of supra subduction zone ophiolites (back-arc basin).

Key words: HOT ophiolites, Mantle peridotites, Ascending melt/wall rock reaction, Naein-Dehshir-Baft fault, Surk, Iran