

بررسی رودینگیتهای ملائز افیولیتی نائین (استان اصفهان)

علیرضا اسلامی*، ثمینه رجبی

گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

در منطقه شمال نائین در افیولیت ملائز نائین سنگ های رودینگیتهی شده و رودینگیتهی وجود دارند. این سنگ ها در میان پریدوتیت های سرپانتینی شده تشکیل شده اند. کانی های اصلی موجود در این سنگ ها شامل زونولیت، پکتولیت، گارنت (گروسولار)، کلینوپیروکسن (اوژیت و دیوپسید) و کلریت و کانی های فرعی تیتان دار نظیر اسفن، ایلمنیت و لوکو کسن با بافت های گرانوبلاستیک، کاتا کلاستیک و لپیوبلاستیک می باشند. بر اساس بررسی های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، در این منطقه رودینگیتهای استاتیک (توده ای) و دینامیک (رگه ای) هر دو وجود دارند. زونولیت و پکتولیت شاخص رودینگیتهای رگه ای هستند و گارنت، کلینوپیروکسن و کلریت شاخص رودینگیتهای استاتیک می باشند. تصاویر الکترونی، ترکیب شیمیایی و دماسنجی کلینوپیروکسن موجود در این رودینگیتهای حاکی از وجود دو نسل کلینوپیروکسن می باشد؛ 1- انواع Fe دار (اوژیت) که کلینوپیروکسن های آذرین باقی مانده از سنگ اولیه هستند و 2- کلینوپیروکسن های Ca-Mg (دیوپسید) که در اثر رودینگیتهی شدن تشکیل شده اند. این کلینوپیروکسن ها به ترتیب همراه دو نوع کلریت غنی از Fe و فقیر از Fe (غنی Mg) وجود دارند. شیمی کانی های موجود در این رودینگیتهای نشان می دهد که فعالیت یون های Na، Mg، Ca و Ti در زمان تشکیل شان در سیال در حدی بالا بوده که قادر به تشکیل این کانی ها بوده است.

لغات کلیدی: کانی شناسی، شیمی کانی ها، افیولیت ملائز، پریدوتیت های سرپانتینی شده، دایک دیابازی، رودینگیتهای نائین.

مقدمه

به طور کلی رودینگیتهی شدن یک فرآیند دگرگونی است که طی آن سیلیسیوم از سنگ خارج و کلسیم به آن اضافه می شود (Coleman, 1967) و رودینگیتهای سنگ های غنی از کلسیم و فقیر از سیلیسیوم هستند که دارای سیلیکات های Ca-Mg و یا Ca-Al (مانند گروسولار، اپیدوت، پرهنیت، ایدو کراز و دیوپسید) و کلریت های منیزیم دار می باشند. این سنگ ها به طور عمده دارای کانی های گارنت، دیوپسید، پکتولیت، زونولیت و ... می باشند. رودینگیتهای تاکنون در محیط های مختلف تکتونیکی گزارش شده اند.

یکی از مراحل تشکیل رودینگیته‌ها در مجموعه‌های افیولیتی، دگرسانی هیدروترمال پریدوتیت‌ها و تشکیل سرپانتینیت می‌باشد. در اثر سرپانتینیتی شدن الیومین و ارتوپروکسن پریدوتیت‌ها، مقداری کلسیم آزاد می‌شود که نمی‌تواند در ساختمان کریستالی سرپانتینیت‌ها وارد شود. با تاثیر این سیالات غنی از کلسیم بر سنگ میزبان، رودینگیته تشکیل می‌شود (Palandri and Reed, 2004). ارتباط نزدیک رودینگیته شدن با تشکیل سرپانتینیت‌ها باعث گردیده که بسیاری از محققین بر این باور باشند که این سنگ‌ها از لحاظ ژنتیکی و همچنین زمان تشکیل شان مرتبط با سرپانتینیت‌ها باشند (Tsikouras et al., 2009). دمای تشکیل رودینگیته‌ها هیچگاه از 500 درجه سانتی‌گراد بالا تر نمی‌رود (Plyusnina et al., 1993). در بسیاری از رودینگیته‌های ایران دو مرحله رودینگیته شدن استاتیک و دینامیک تشخیص داده شده است که مرتبط با سرپانتینیتی شدن استاتیک و دینامیک می‌باشد که به ترتیب رودینگیته‌های توده‌ای و رگه‌ای را تشکیل می‌دهند. رودینگیته‌های توده‌ای یا استاتیک که دارای بافت گرانوبلاستیک هستند، مربوط به زمان گسترش پوسته اقیانوسی و تشکیل افیولیت می‌باشند در حالی که رودینگیته‌های رگه‌ای یا دینامیک مربوط به زمان جایگیری افیولیت و یا فعالیت‌های زمین‌ساختی هستند. پر واضح است که رودینگیته‌های استاتیک زودتر از دینامیک تشکیل شده‌اند (ترابی و همکاران، 1383). افیولیت نائین در شمال جاده نائین - اردستان و غرب جاده نائین - انارک واقع شده‌اند. این افیولیت ملانژ از شمال شهر نائین شروع و 40 کیلومتر به سمت شمال تا روستای سهیل پاکوه ادامه می‌یابد و از لحاظ جغرافیایی بین طول 56' و 52° تا 10' و 53° شرقی و عرض 52' و 32° تا 10' و 33° شمالی قرار دارد. واحد‌های سنگی موجود در این افیولیت ملانژ شامل پریدوتیت‌ها، سرپانتینیت، لیستونیت، گابرو، دایک‌های دیابازی و سنگ‌های رسوبی هستند (پیرنیا، 1386). رودینگیته‌های این منطقه همراه و در کنار پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده مشاهده می‌شوند (شکل 2). این رودینگیته‌ها دارای کانی‌های زونوتلیت، پرهنیت، کلینوپروکسن، گارنت، کلریت، پکتولیت و اکتینولیت می‌باشند و به دو دسته رودینگیته‌های استاتیک و دینامیک تقسیم بندی شده‌اند (فلاحتی، 1385). در این تحقیق به بررسی پتروگرافی، شیمی کانی‌ها، ترتیب تبلور آن‌ها و ترکیب سیال سازنده رودینگیته افیولیت نائین پرداخته می‌شود.

روش مطالعه

به منظور بررسی رودینگیته‌های افیولیت ملانژ نائین، مطالعات صحرایی و نمونه برداری صورت گرفته و پس از پتروگرافی مقاطع نازک، از نمونه‌های مناسب مقاطع نازک صیقلی تهیه و کانی‌های موجود در آن‌ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب Cameca SX-100 دانشگاه هانور آلمان با ولتاژ شتاب

دهنده 15 kV مورد بررسی قرار گرفتند. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین عضوهای پایانی کانی ها و همچنین تفکیک Fe^{+2} و Fe^{+3} آن ها، از نسبت های استوکیومتری و نرم افزار Minpet استفاده گردیده است.

پتروگرافی

نمونه های مورد بررسی دارای کانی های غنی از کلسیم با بافت گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک و در برخی بخش ها کاتاکلاستیک می باشند. کانی های مشاهده شده در این سنگ ها شامل زونولیت، پکتولیت، گارنت، پیروکسن، کلریت، کانی های اپاک، پرهنیت و کلسیت هستند. زونولیت سیلیکات کلسیم آبدار است که به صورت شعاعی در رودینگیت های رگه ای مشاهده می شود. این کانی در نور پلاریزه خاکستری و در نور طبیعی از برجستگی کمی برخوردار است. پکتولیت بزرگترین کانی موجود در این سنگ هاست. این کانی در نور پلاریزه با رنگ های اینترفرانس درجه بالا و در نور طبیعی بدون برجستگی می باشد. در تصاویر الکترونی این کانی به رنگ خاکستری دیده می شود و نسبت به کلینوپيروکسن و گارنت تیره تر می باشد. در مقاطع مورد بررسی هر دو نوع رودینگیت رگه ای (دینامیک) و توده ای (استاتیک) قابل تشخیص است. تشخیص این دو نوع رودینگیت در مقاطع نازک آن ها با توجه به مجموعه کانی های موجود در آن ها امکان پذیر است؛ زونولیت و پکتولیت کانی های شاخص رودینگیت های رگه ای هستند. زونولیت در مجاورت بلافضل محل ورود دایک دیابازی به سنگ میزبان می باشد و پس از آن پکتولیت مشاهده می شود. گارنت کانی ایزوتروپی است که در تصاویر الکترونی از پکتولیت روشن تر و از کلینوپيروکسن تیره تر می باشد و در برخی از بخش به صورت مجموعه های ریز کانیایی دیده می شود. این نواحی احتمالاً مرتبط با کانال های جریان فاز سیال در امتداد زون های تکنونیک است (Tsikouras et al., 2009). کلینوپيروکسن موجود در مقاطع مورد بررسی بافت های گرانوبلاستیک و در برخی بخش ها کاتاکلاستیک نشان می دهد و در در بسیاری از بخش ها همراه با کلریت مشاهده می شود. بررسی نتایج آنالیز میکروپروب و تصاویر الکترونی این کانی نشان می دهد که انواع تیره تر آهن بیشتری نسبت به کلینوپيروکسن های روشن تر دارند. این ویژگی با ترکیب کلریت اطراف آن ها نیز هماهنگ می باشد. کلریت کانی ورقه ای موجود در رودینگیت های افیولیت نائین است. این کانی در زمینه سنگ و در کنار کلینوپيروکسن ها و با بافت لپیدوبلاستیک مشاهده می شود. در بسیاری از بخش ها تحت تاثیر فشار های وارده پیچ و تاب نشان می دهد. در نور طبیعی سبز و در نور پلاریزه خاکستری دیده می شود. در بخش شیمی کانی ها توضیح داده می شود که برخی از کلریت های این سنگ ها غنی از آهن و برخی دیگر غنی از منیزیم هستند. وجود دو نوع کلریت با دو ترکیب مختلف مرتبط با تنوع ترکیبی کلینوپيروکسن در این سنگ ها می باشد (Tsikouras et al., 2009). لوکو کسن مجموعه ای از کانی هاست که در اثر دگرسانی کانی های تیتان دار نظیر ایلمنیت، روتیل و اسفن ایجاد می شود. این کانی در نور طبیعی به صورت

لکه های قهوه ای تا قرمز رنگ وجود دارد. پرهنیت سیلیکات آبدار کلسیم - آلومینیوم است که در نور پلاریزه با رنگ های اینترفرانس درجه بالا مشاهده می شود و در نور طبیعی از برجستگی کمی برخوردار است. پکتولیت و کلسیت از جمله کانی هایی هستند که به همراه پرهنیت یافت می شوند. کلسیت موجود در رودینگیت های مورد بررسی در زمینه سنگ پراکنده بوده و به رنگ قهوه ای دیده می شود.

شیمی کانی ها

زونولیت: میانگین فرمول ساختاری این کانی، که بر اساس 18 اکسیژن محاسبه می گردد، به صورت $Ca_{17} (OH)_2 O_{5.963} Si_{6.033}$ می باشد.

پکتولیت: سیلیکات آبدار کلسیم - سدیم و یک شبه پیروکسن می باشد. نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری این کانی، که بر اساس 16 اکسیژن می باشد. میانگین فرمول ساختاری پکتولیت موجود در رودینگیت افیولیت نائین به صورت $(OH)_8 O_{8.2823} Si_{1.856} Ca_{0.886} Na$ می باشد.

گارنت: محاسبه درصد اعضای پایانی این گارنت ها نشان می دهد که از نوع گروسولار هستند.

میانگین نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانیهای موجود در رودینگیت های نائین.

کلینوپیروکسن: از دو نوع اوژیت و دیوپسید هستند. نتایج آنالیز میکروپروب این کلینوپیروکسن ها در جدول (1) نشان داده شده است. به این ترتیب دیوپسید ها از CaO و MgO بیشتری نسبت به اوژیت ها برخوردار هستند. مقدار $Mg\# (Mg / Mg + Fe)$ و $Fe\# (Fe / Fe + Mg)$ دیوپسید ها به ترتیب 0/93 و 0/07 و در اوژیت ها به ترتیب 0/74 و 0/25 اندازه گیری شده است. میانگین ترکیب دیوپسید ها به صورت $Wo_{48.466} En_{45.416} Fs_{6.118}$ و اوژیت ها به صورت $Wo_{40.764} En_{41.482} Fs_{17.754}$ محاسبه شده است. همانگونه که مشخص است اختلاف اصلی این کلینوپیروکسن ها در مولفه فروسیلیت می باشد که ناشی از اختلاف در مقدار آهن آن ها است.

کلریت: این کلریت ها از نوع *Chrundophilite*، *Pseudothuringite* و انواع با ترکیب حدواسط این دو هستند. مطابق با نتایج آنالیز میکروپروب، کلریت های نوع *Chrundophilite* از MgO قابل توجهی برخوردار اند ($\sim 30\%$) و میانگین مقدار $Mg\#$ و $Fe\#$ آن ها به ترتیب 0/886 و 0/114 اندازه گیری شده است. در حالی که کلریت های نوع *Pseudothuringite* دارای مقدار قابل توجهی FeO ($\sim 37\%$) می باشند و مقدار $Mg\#$ و $Fe\#$ آن ها به ترتیب 0/26 و 0/74 اندازه گیری شده است.

اسفن: این کانی غنی از TiO_2 ($\sim 33\%$) و CaO ($\sim 28\%$) می باشد. میانگین فرمول ساختاری این کانی، که بر اساس 5 اکسیژن محاسبه می شود، به صورت $Al_{0.838} Ti_{0.001} Mn_{0.002} Na_{0.016} Mg_{1.006} Ca_{0.119} Si_{1.026} O_5$ می باشد.

ایلمنیت: این کانی غنی از TiO_2 (~49٪) و FeO (~46٪) می باشد و فرمول ساختاری آن بر اساس 3 اکسیژن محاسبه می گردد. میانگین فرمول ساختاری این کانی به صورت $(\text{Fe}^{2+} 0.992 \text{ Ca } 0.012 \text{ Mg } 0.005)$ $\text{Ti } 0.962 \text{ Al } 0.001 \text{ O}_3$ محاسبه شده است.

بحث

دماسنجی رودینگیت های نائین

به منظور تعیین شرایط دمایی حاکم بر این سنگ ها از دماسنجی های کلینوپیروکسن و کلریت آن ها استفاده گردید. نتایج ترمومتری این پیروکسن ها، به روش ارائه شده توسط (Nimis & Taylor, 2000)، همواره دمای کمتری را برای دیوپسید نسبت به اوژیت نشان می دهد؛ به این ترتیب که متوسط دمای محاسبه شده از ترمومتری دیوپسید ها 714°C و اوژیت ها 1062°C می باشد. دمای محاسبه شده به روش های مختلف، برای کلریت های غنی از آهن (Pseudothorengite) نسبت به مقادیر محاسبه شده برای کلریت های غنی از منیزیوم (Crundophilite) بیشتر می باشد. به این ترتیب بررسی نتایج دماسنجی کلینوپیروکسن ها و کلریت های موجود در رودینگیت های افیولیت نائین نشان می دهد که کانی های غنی از آهن در دمای بالاتری نسبت به انواع غنی از منیزیوم تشکیل شده اند.

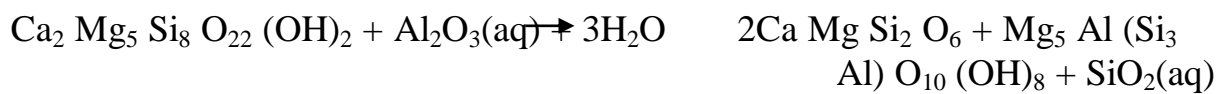
بررسی ترکیب سیال

همانگونه که نتایج آنالیز میکروپروب کانی های موجود در این رودینگیت ها نشان می دهند زونولیت، پکتولیت، گارنت (گروسولار) و دیوپسید کانی های غنی از کلسیم موجود در این سنگ ها هستند که حاکی از تاثیر و نفوذ سیالات غنی از این عنصر می باشد. به طور کلی منشا عناصر Ca ، Mg ، Mn ، Cr و Ni در این سنگ ها، شکسته شدن پیروکسن ها و الیون موجود در پریدوتیت ها، در اثر سرپانتینی شدن شان بوده است (Austrheim and Prestvik, 2008). اولین واکنش در تشکیل رودینگیت ها آبگیری پلاژیوکلاز توسط سیالات غنی از Ca^{2+} می باشد که منجر به جانشینی این کانی توسط گارنت می گردد (Coleman, 1967):



سیالات غنی از Ca^{2+} در اثر سرپانتینی شدن الیون و شکسته شدن پیروکسن پریدوتیت ها تشکیل می شوند (Deer et al., 1982). اکتیویته سیلیس در این سیالات بسیار پایین بوده و تمایل زیادی به واکنش با کانی های ماگمایی موجود در دایک دبابازی نفوذ کننده در پریدوتیت های در حال سرپانتینی شدن دارد (Bach and Klein, 2009 و Li et al., 2008). همچنین حضور پکتولیت، در این سنگ ها نشان می دهد که علاوه بر کلسیم، فعالیت یون سدیم نیز در سیالات سازنده این رودینگیت ها چشمگیر بوده است؛ سدیم از ساختار پلاژیوکلاز ها خارج شده و در تشکیل پکتولیت شرکت می کند (سبزه ای، 2002). وجود کانی های تیتان دار نظیر اسفن، ایلمنیت و لوکو کسن در رودینگیت ها نشان می دهد که فعالیت یون Ti^{4+} در سیال سازنده آن ها زیاد بوده است. به این ترتیب می توان گفت سیالاتی که در تشکیل رودینگیت های افیولیت نائین نقش

داشته اند علاوه بر این که غنی از Ca و Na بوده اند، فعالیت یون Mg و Ti نیز در آن ها زیاد بوده که توانسته دیوپسید و کلریت های غنی از Mg و همچنین کانی های تیتان دار را تشکیل دهد. بررسی ها نشان داده اند که بعد از شکسته شدن پلاژیو کلاز، طی واکنش زیر ترمولیت توسط دیوپسید و کلریت جانشین می گردد:



عنصری نظیر Al و Mg به ترتیب از شکسته شدن پلاژیو کلاز، طی واکنش قبل، و شکسته شدن الیون، طی سرپانتینی شدن ایجاد می شوند. به طور کلی تشکیل کلریت های غنی از Mg در رودینگیته ها ناشی از عبور سیالات غنی از این عنصر می باشد. منشا منیزیم موجود در این سیالات شکسته شدن الیون پریدوتیت ها در اثر سرپانتینی شدن می باشد (Tsikouras et al., 2009).

نتیجه گیری

زونولیت و پکتولیت شاخص رودینگیته های دینامیک هستند و گارنت، کلینوپیروکسن و کلریت کانی های شاخص رودینگیته های استاتیک می باشند. موقعیت قرار گیری زونولیت و پکتولیت نسبت به دایک نفوذ کننده به سرزمین در حال سرپانتینی شدن نشان می دهد که زونولیت زودتر از پکتولیت تشکیل شده است. سیال حاصل از سرپانتینی شدن پریدوتیت ها با کانی های آذرین موجود در دایک دیابازی نفوذ کننده واکنش می دهد. به این ترتیب پس از تشکیل گارنت، به خرج پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن های Ca - Mg (دیوپسید) در دمای حدود 700 درجه سانتی گراد به خرج ترمولیت و همچنین یون های Al و Mg حاصل از سرپانتینی شدن پریدوتیت ها تشکیل شده اند. تصاویر الکترونی، ترکیب شیمیایی و دماسنجی کلینوپیروکسن های موجود در رودینگیته های افیولیت نائین نشان می دهد که علاوه بر دیوپسید، اوژیت های آذرین باقی مانده از سنگ اولیه هنوز در این رودینگیته ها وجود دارند. دماسنجی این اوژیت ها بیانگر تشکیل آن ها طی فرآیند های آذرین می باشد. همچنین کلریت های Fe دار در دمای بالا تر و زودتر از کلریت های Mg دار تشکیل شده اند و به ترتیب مرتبط با اوژیت و دیوپسید می باشند. وجود کانی های دیوپسید، گروسولار، زونولیت، پکتولیت، ایلمنیت، اسفن و لوکوکسن در رودینگیته های افیولیت نائین نشان می دهد که فعالیت یون های Ca، Mg، Na و Ti در زمان تشکیل این سنگ ها در سیال بسیار بالا بوده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می نمایند.

منابع

- پیرنیا نائینی، ت.، 1386، پترولوژی پریدوتیت های گوشته افیولیت نائین (استان اصفهان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، 191 صفحه.

- ترابی، ق.، سبزه ئی، م.، آرائی، ش.، حسن احمد، ا.، هاشم امامی، م.، و محجل، م.، 1383، کانی شناسی فاز-های مختلف تشکیل رودنژیت در دایک های مجموعه افیولیتی پرتوزوئیک بالائی شمال انارک، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، 13 صفحه.

- فلاحتی، س.، 1385، بررسی های کانی شناسی و سنگ شناسی رودنژیت های مرتبط با افیولیت نائین، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، 118 صفحه.

- Austrheim, H., and Prestvik, T., 2008, Rodingitization and hydration of the oceanic lithosphere as developed in the Leka ophiolite, north-central Norway. *Lithos*, 104, 177–198.
- Bach, W., Klein, F., 2009, The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modelling. *Lithos* 112, 103–117.
- Barnes, I., O'Neill, J. R., Rapp J. B., and White, D. E., 1973, Silicate - carbonate alteration of serpentine, wall rock alteration in mercury deposits of the California coast ranges. *Economic Geology*, 68, 388-398.
- Beard, J.S., Fullagar, P.D., and Sinha, A.K., 2002, Gabbroic pegmatite intrusions, Iberia Abyssal Plain, ODP Leg 173, Site 1070: magmatism during a transition from non-volcanic rifting to sea-floor spreading. *Journal of Petrology* 43 (5), 885–905.
- Cathelineau, M., 1988, Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471 – 485.
- Cathelineau, M. and Nieva, D., 1985, A chlorite solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235 – 244.
- Coleman, R. G., 1977, *Ophiolites, minerals and rocks*. Springer – Verlag, Berlin, 12, 229 p.
- Coleman, R. G., 1967, Low – temperature reaction zones and alpin ultramafic rock of California, Oregon and Washington: U. S. Geology Survey Bulletin, 47, 1247 .
- Coulton, A.J., Harper, G.D., and O'Hanley, D.S., 1995, Oceanic versus emplacement age serpentinization in the Josephine ophiolite: Implications for the nature of the Moho at intermediate and slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 100 (B11), 22245–22260.
- Davoudzadeh, M., 1972, *Geology and Petrography of the Area North of Nain, central Iran*. Geological survey of Iran, 14.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1982, *Orthosilicate and Single Chain Silicate* (Vol. 1 A, Vol. 2 A). Longman, London.
- Hekinian, R., Bideau, D., Francheteau, J., Cheminee, J.L., Armijo, R., Lonsdale, P., and Blum, N., 1993, Petrology of the East Pacific Rise crust and upper mantle exposed in Hess Deep (eastern equatorial Pacific). *Journal of Geophysical Research* 98, 8069–8094.

- Jowett, E.C., 1991, Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: Geol. Assoc. Canada/Mineral. Assoc. Canada/Soc. Econ. Geol. Joint Annual Meeting, Toronto 1991, Program with Abstracts 16, A62.
- Kretz, 1983, Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Li, X.P., Rahn, M., Bucher, K., 2008, Eclogite facies metarodingites — phase relations in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$: an example from the Zermatt–Saas ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 347–364.
- Li, X.P., Zhang, L., Wei, C., Ai, Y., and Chen, J., 2007, Petrology of rodingite derived from eclogite in western Tianshan, China, *Journal of Metamorphic Petrology* 25, 363–382.
- Marshall, P., 1911, The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson: New Zealand. *Geology Survey Bulletin*, 12, 31 – 35.
- Nimis, P., and Taylor, W.R., 2000, Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 541-554.
- Normand, C., Williams-Jones, A.E., 2007, Physicochemical conditions and timing of rodingite formation: evidence from rodingite-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos, Quebec. *Geochemical Transactions* 25 (8) doi:10.1186/ 1467-4866-8-11.
- *Petrological History*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. Oxford University Press, Oxford.
- Palandri, J.L., Reed, M.H., 2004, Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinitization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (5), 1115–1133.
- Plyusnina, L.P., Likhoidov, G.G., and Zaraisky, G.P., 1993, Physico-chemical conditions of rodingite formation (experimental data). *Petrology (Moscow)*, 1, 491-501.
- Sabzehei, M., 2002, Rodingitization of Iranian basic rocks, a new interpretation. *Journal of Sciences*, 13, 155 – 160.
- Tsikouras, B., Karipi, S., Rigopoulos, I., Perraki, M., Pomonis, P., and Hatzipanagiotou, K., 2009, Geochemical processes and petrogenetic evolution of rodingite dykes in the ophiolite complex of Othrys (Central Greece). *Lithos*, 113,