

برهم‌کنش سیال- سنگ در اسکارن پناه‌کوه با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در انواع کلسیت، غرب یزد

اعظم زاهدی^(۱)، محمد بومری^(۲)

۱. دکتری ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

تاریخ دریافت: ۹۲/۴/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۲/۷/۸

چکیده

اسکارن‌های کلسیمی و منیزیمی پناه‌کوه در ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهر تفت در استان یزد واقع شده است. نفوذ استوک گرانودیوریتی پناه‌کوه با سن البیگومیوسن به درون سنگ‌های آهکی- دولومیتی سازند جمال منجر به شکل‌گیری اسکارن کلسیمی- منیزیمی در منطقه پناه‌کوه گردیده است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در سنگ‌های گرانیتی و مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در انواع کلسیت‌ها در این مطالعه تعیین شده است. براساس داده‌های ایزوتوپی، مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در انواع کلسیت‌های مورد بررسی نسبت به کلسیت‌های رسوبی فقیرتر شده‌اند. این تغییرات ایزوتوپی در اسکارن پناه‌کوه بیشتر توسط تراوش سیالات ماگمایی به درون سنگ‌های کربناتی ایجاد گردیده است. تهی‌شدگی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در انواع کلسیت‌ها در اسکارن پناه‌کوه توسط برهم‌کنش سیالات ماگمایی ($\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$) با سنگ‌های آهکی دگرسان‌نشده در دمای ۳۵۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد، $X(\text{CO}_2)$ برابر ۰/۰۵ و نسبت آب به سنگ (W/R) ۵۰٪-۲۵ قابل تفسیر است.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ‌های پایدار، تراوش سیال، تهی‌شدگی ایزوتوپی، اسکارن پناه‌کوه، یزد.

مقدمه

در مجموعه کانی‌ها ایجاد می‌گردد (Shin and Lee, 2003; Choi et al., 2003; Ozturk et al., 2008; Kamvong and Zaw., 2009; Orhan et al., 2011;) بنابراین تلفیقی از مطالعات سنگ‌شناسی و ایزوتوپی می‌تواند در ارزیابی شرایط شکل‌گیری اسکارن‌ها به‌طور موفقیت‌آمیزی موثر واقع گردد (Bowman and Essene, 1984; Rose et al., 1985; Bowman et al., 1985)

بررسی کانسارهای اسکارنی با آنالیزهای جامعی از روابط صحرایی، ترکیبات کانیایی و روابط پاراژنزی آغاز می‌گردد، اما این مطالعات به تنهایی نمی‌توانند شرایط دما، فشار و ترکیب سیالات (P-T-X) سازنده اسکارن را شرح دهند زیرا در نتیجه فرایندهای متاسوماتیک، تغییرات زیادی

* نویسنده مرتبط: Zahedi.geochemistry@gmail.com

پناه‌کوه در محل همبندی توده‌های گرانیتوئیدی و آهک‌های جمال رخ داده است، بنابراین به‌خوبی می‌تواند در شناخت برهم‌کنش سیال - سنگ موثر واقع شود. با توجه به این‌که تاکنون هیچ‌گونه مطالعه ایزوتوپی بر روی اسکارن پناه‌کوه انجام نشده است، در این پژوهش ابتدا، زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و توده‌های نفوذی مرتبط با آن بررسی می‌شود، سپس تغییرات ترکیبی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن کلسیت در سنگ‌های کربناتی کمتر دگرسان شده و مرمر تا کلسیت‌های همراه با اسکارن و کلسیت‌های شکافه پراکن بررسی می‌گردد تا بدین‌وسیله بتوان به تاثیر دو فرایند فرارزایی و تراوش سیالات در طی فرایندهای متاسوماتیک در سامانه‌های اسکارنی پی برد.

روش مطالعه

مقادیر ایزوتوپ‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ برای تعداد ۱۰ نمونه از کلسیت در سنگ‌های کربناتی (سنگ رسوبی)، مرمرها (سنگ دگرگونی) و کلسیت‌های همراه با گارنت (کلسیت گرمایی) در دانشگاه آکیتای ژاپن تعیین شدند. قبل از انجام تجزیه ایزوتوپی جهت اطمینان از حضور کلسیت و عدم آغشتگی آن با دولومیت، نمونه‌ها توسط تجزیه پراش اشعه $X(XRD)$ در دانشگاه یاماگاتای ژاپن مورد تجزیه قرار گرفتند. به‌منظور آزاد شدن گاز CO_2 برای انجام تجزیه‌های ایزوتوپی تقریباً ۲۰ میلی‌گرم از کربنات‌های پودر شده در اسید فسفریک ۱۰٪ در دمای 25°C قرار داده شد (McCrea, 1950). گاز CO_2 آزاد شده در یک مخزن نیتروژن مایع جمع‌آوری شد، سپس گاز CO_2 از بخار آب توسط یک مخزن یخ خشک - استون جدا گردید. اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی گاز CO_2 با استفاده از طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 250 در دانشگاه آکیتای ژاپن انجام گردید. نتایج نسبت‌های ایزوتوپی کربن در آزمایشگاه بر حسب PDB و نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن بر حسب SMOW در جدول ۱ ارائه شده است. تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه نیز مورد تجزیه ایزوتوپی اکسیژن قرار گرفتند و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در آن‌ها بر حسب SMOW تعیین شد. بر اساس روش

مطالعات بسیاری نشان داده‌اند که چندین خاستگاه از سیالات در شکل‌گیری اسکارن‌ها دخیل هستند (Meinert et al., 2003) و برهم‌کنش آب‌های ماگمایی و جوی را به اثبات رسانده‌اند (Giggenbach, 1977; Taylor, 1977; Boomeri et al., 2010). مطالعات پیشین کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار را در شناسایی خاستگاه سیال و تخمین درجه برهم‌کنش سیال و سنگ دیواره کربناتی به اثبات رسانده است (Bowman et al., 1985). مقدار و نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در سنگ‌های کربناتی دیرینه و رسوبات کربناتی عهد حاضر در شرایط حاره‌ای و معتدل تفاوت‌هایی را نشان می‌دهند (آدابی، ۱۳۹۰). تاثیر فرایندهای گرمایی، برون‌زاد، دیاژنز و دگرگونی به‌وسیله مطالعات ایزوتوپی قابل‌شناسایی است (آدابی، ۱۳۹۰). سیال ماگمایی در حال تعادل با توده نفوذی همراه، در مراحل ابتدایی متاسوماتیسم در تشکیل بیشتر سامانه‌های اسکارنی موثر بوده است (Layne et al., 1991)، هر چند که در دماهای پایین‌تر و در مراحل بعدی، مشارکت آب‌های جوی در شکل‌گیری اسکارن‌های پس‌رونده به اثبات رسیده است (Taylor and O'Neil, 1977; Bowman et al., 1985; Adabi et al., 1996). بررسی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کربنات‌های موجود در هاله‌های دگرگونی مجاورتی و کانسارهای اسکارن نتایج مناسبی از شرایط شکل‌گیری اسکارن را فراهم نموده است (Ozturk et al., 2008; Boomeri et al., 2010; Orhan et al., 2011). این مطالعات نشان داد که برخی کلسیت‌ها و دولومیت‌ها در هاله‌های دگرگونی مجاورتی و کانسارهای اسکارن اساساً توسط آب ماگمایی شکل می‌گیرند، بنابراین کلسیت و دولومیت‌ها می‌توانند به‌عنوان نشانگرهای مفیدی برای تشخیص آب ماگمایی در سامانه‌های اسکارنی موثر واقع گردند. تشکیل کالک‌سیلیکات‌ها و افزایش تراوایی در سامانه‌های اسکارنی در نتیجه آزاد شدن مواد فرار باعث تراوش شدید آب‌های ماگمایی می‌شود که برهم‌کنش سیال - سنگ در چنین سامانه‌هایی منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپی سنگ‌های کربناتی اولیه و تشکیل کلسیت‌های گرمایی (اسکارنی) می‌گردد. از آنجاکه اسکارن‌زایی در منطقه

تبدیل گردید و توسط یک پمپ و مخزن نیتروژن مایع از نمونه پودر شده از سنگ‌های گرانیتی با گاز F_2 در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در یک لوله نیکلی به مدت ۱۲ ساعت واکنش داده شده و گاز O_2 آزاد شده در این واکنش در یک کوره گرافیتی در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد به گاز CO_2 است. (Kita and Matsubaya, 1983) حدود ۲۰ میلی‌گرم از جمع‌آوری گردید و سپس اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی توسط طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 250 انجام گردید. نتایج این تجزیه ایزوتوپی بر حسب SMOW در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۱. نتایج مقادیر $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی در منطقه پناه‌کوه

Samples No	Rock names	Mineral name	$\delta^{13}C_{PDB}$ ‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰
M-1	سنگ کربناتی با حداقل دگرسانی	کلسیت	3.1	24
M-12	مرمر	کلسیت	-2.3	18.1
M-13-3	مرمر	کلسیت	2.2	18.8
M-11-3	مرمر	کلسیت	2.6	22.1
M-12-3	اسکارن منیزیمی	کلسیت	-2.6	13.8
M-17	اسکارن منیزیمی	کلسیت	-1.3	18.7
M-9-2	اسکارن کلسیمی	کلسیت	-4.0	13.7
M-11-2	اسکارن کلسیمی	کلسیت	-3.1	15.5
M-7-3	اسکارن کلسیمی	کلسیت	4.3 -	14.9
Sk	اسکارن کلسیمی	کلسیت	-3.4	14.2

جدول ۲. مقادیر $\delta^{18}O$ در سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه و سیال در حال تعادل با آن. مقدار میانگین $\delta^{18}O_{SMOW}$ محاسبه شده در سیال در حال تعادل با گرانیت برابر 11.0‰ است

Samples	Rock names	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ (Whole rock)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ (Fluid)
M-14-3	گرانیت	10.0	10.96
M-8	گرانیت	11.6	12.56
M-1-3	گرانیت	9.8	10.76
M-13-2	گرانیت	9.6	10.56
M-10-2	اندواسکارن	9.4	10.36

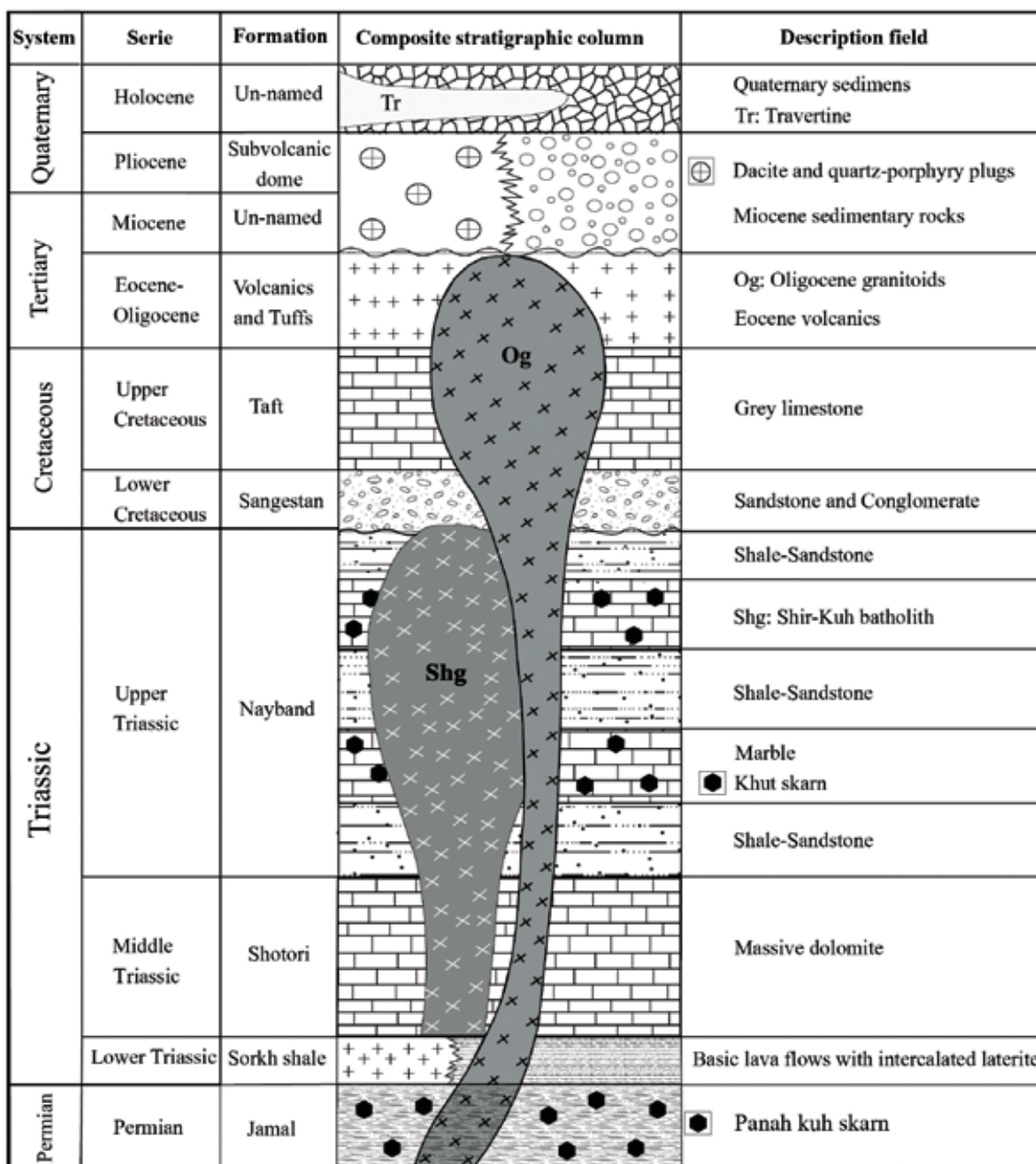
زمین‌شناسی منطقه

از واحدهای رسوبی پرکامبرین تا ترشیاری است (شکل ۲) که توسط سنگ‌های نفوذی قطع گردیده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه، شامل سازند کهر و دولومیت سلطانیه است که پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده است. جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناختی منطقه را آبرفت‌ها، کنگلومرا و همچنین تراورتن‌های عهد حاضر که هم‌اکنون از چشمه‌های تراورتن‌ساز در حال نهشته شدن است، تشکیل می‌دهند. ائوسن در این منطقه با تشکیل کنگلومرای کرمان شروع می‌شود و سپس با خروج سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در

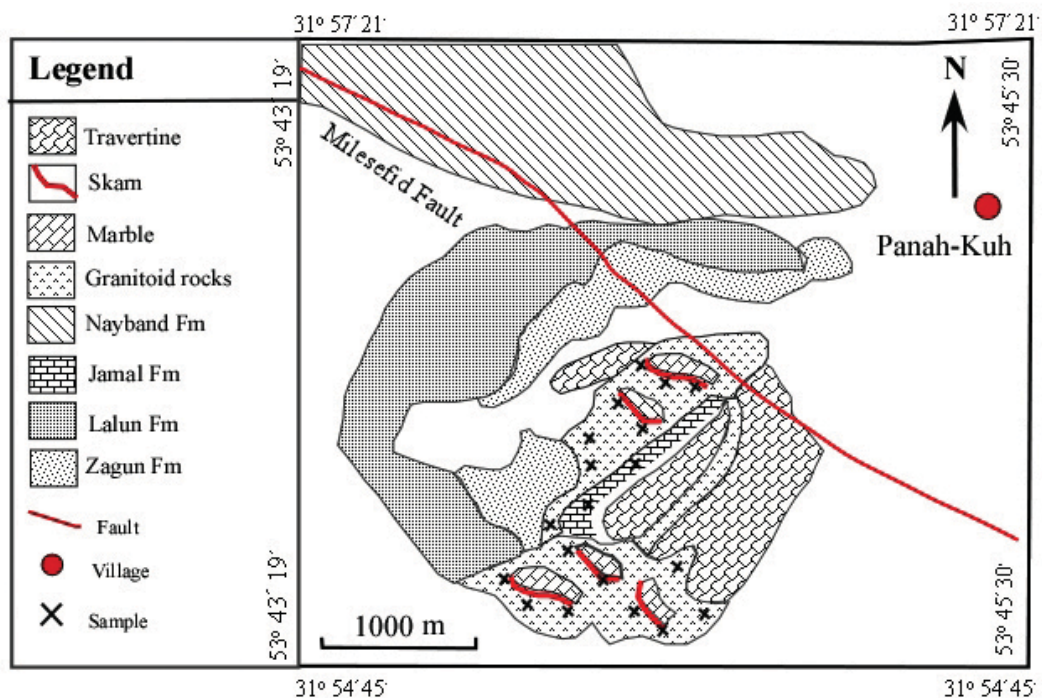
اسکارن پناه‌کوه در ۶۰ کیلومتری غرب مرکز استان یزد واقع شده است. منطقه پناه‌کوه از نظر زمین‌شناسی در بخش غرب خردقاره ایران در غرب بلوک یزد قرار گرفته است که توسط کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قطع گردیده است. منطقه مورد بررسی بخشی از منطقه خضرآباد محسوب می‌شود که لیتواستراتیگرافی آن به همراه موقعیت اسکارن‌ها و نفوذی‌های مرتبط با آن در شکل ۱ ارائه شده است. به‌طور کلی منطقه مورد بررسی شامل گستره وسیعی

که نفوذ محلول‌های گرمابی حاصل از آن سبب کانه‌زایی مس- آهن در دولومیت‌های سازند سلطانیه گردیده است (شریفی، ۱۳۸۷).

امتداد گسل دهشیر - بافت ادامه می‌یابد. این واحدهای آتشفشانی توسط گرانیتوئیدهای الیگومیوسن قطع گردیده است. گنبد آتشفشانی نئوژن در شرق منطقه، مهم‌ترین ولکانیسم نئوژن را تشکیل می‌دهد (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)



شکل ۱. لیتواستراتیگرافی منطقه خضراباد به همراه موقعیت اسکارن‌ها و نفوذی‌های مرتبط با آن‌ها براساس مشاهدات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضراباد با تغییرات (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه پناه‌کوه واقع در غرب استان یزد براساس مطالعات صحرایی و استفاده از عکس‌های هوایی (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضراباد با تغییرات، حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)

در برخی رخنمون‌ها محدود به ضخامت ۳۰ تا ۵۰ متر است در حالی‌که اسکارن‌زایی منیزیمی به‌صورت رگچه‌ای دور از توده نفوذی و در امتداد شکستگی‌ها و لایه‌بندی سنگ‌های کربناتی میزبان با ضخامت تقریبی ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر شکل گرفته است. اسکارن‌زایی در منطقه پناه‌کوه در بخش‌های آهکی- دولومیتی سازند جمال رخ داده است. اسکارن پناه‌کوه شامل دو زون درون‌اسکارن و برون‌اسکارن است. درون‌اسکارن با گسترش محدودی در سنگ‌های آپلیتی تشکیل شده است در حالی‌که برون‌اسکارن شامل دو زون اسکارن کلسیمی و منیزیمی بوده و در همبری با مرمرها تشکیل گردیده است. مشاهدات کانی‌شناسی در زون‌های اسکارن کلسیمی و منیزیمی به شرح زیر است:

اسکارن کلسیمی

گارت مهم‌ترین کانی زون اسکارن کلسیمی را تشکیل داده است و به شکل لایه‌ای و تجمعات توده‌ای قابل مشاهده است. براساس مطالعات میکروسکوپی، بیش از ۹۰ درصد لایه‌های اسکارنی از گارت تشکیل شده است (شکل ۳).

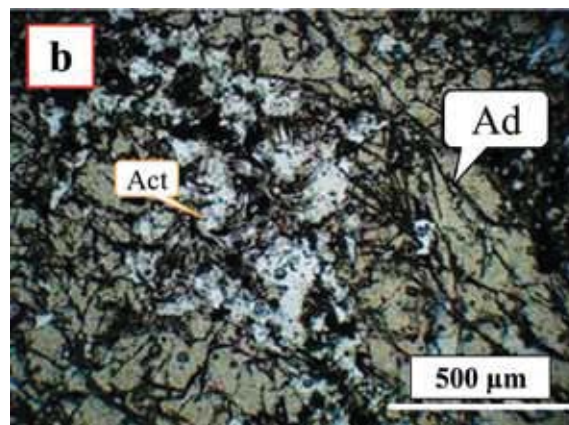
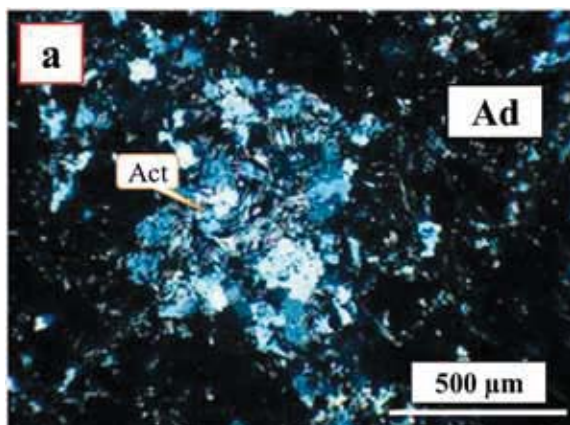
استوک گرانیتوئیدی پناه‌کوه به سن الیگومیوسن در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال غرب باتولیت شیرکوه به سن ژوراسیک میانی واقع شده است. گرانیتوئید پناه‌کوه با سن الیگومیوسن بخشی از توده‌های آذرین در کمربند ماگمایی-ارومیه دختر است که ویژگی‌های یک ماگمای کالک‌آلکالن تیپ I را نشان می‌دهد و در یک جایگاه تکتونوماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و هم‌زمان با برخورد قاره‌ای شکل گرفته است (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۱ a). قسمت عمده این استوک گرانیتوئیدی دارای ترکیب گرانودیوریت بوده که به‌صورت رخنمون‌های پراکنده حضور دارند و به‌صورت رخنمون توده اصلی، بی‌نظم و کوچک تا قطر ۲۵۰ متر جدا از هم مشاهده می‌شوند به‌طوری‌که زبانه‌های کوچک‌تر از توده نفوذی نیز دیده می‌شوند.

اسکارن

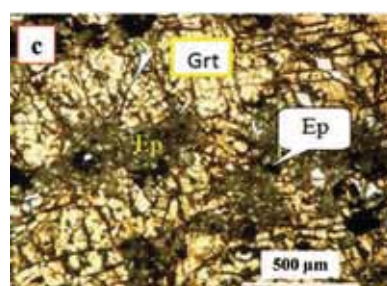
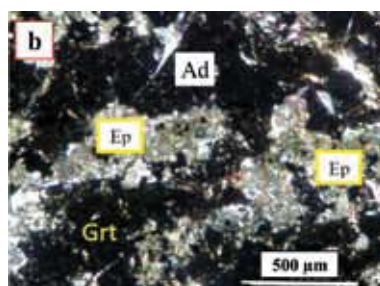
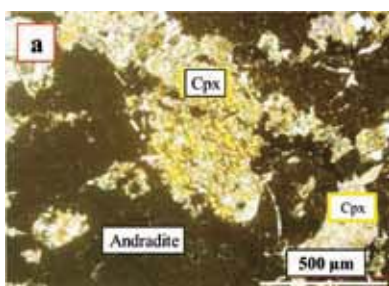
مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که دو نوع اسکارن کلسیمی و منیزیمی در تماس مستقیم با توده نفوذی در منطقه پناه‌کوه تشکیل شده‌اند. رخداد اسکارن‌زایی کلسیمی

گارت‌های موجود در این زون، درشت‌بلور، بی‌شکل و همسان‌گرد همراه با شکستگی‌های فراوان هستند که فضای بین آن‌ها را اکتینولیت و کلسیت پر کرده است (شکل ۳). ترکیب شیمیایی گارت‌ها تقریباً آندرادیت خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲). آندرادیت در این زون در همراهی با پیروکسن‌های به‌شدت دگرسان‌شده یافت می‌شوند که با

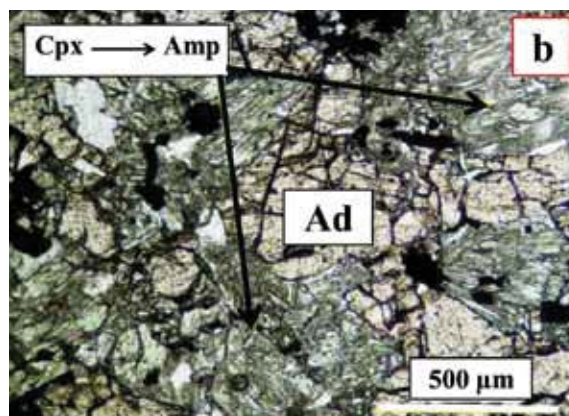
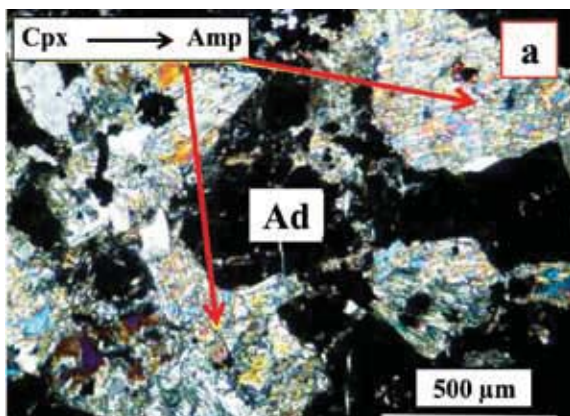
بافت غیرتعادلی مشخص می‌شوند (شکل a ۴). آندرادیت در اثر واکنش‌های قهقرایی در مرحله متاسوماتیسم پس‌رونده به کلریت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده است (شکل ۴-b و c). اکتینولیتی‌شدن به‌طور کامل در پیروکسن‌ها رخ داده و تشکیل شکل دروغین رخدادی عادی است (شکل ۵-a و b).



شکل ۳. فراوانی آندرادیت‌های بی‌شکل و همسان‌گرد با شکستگی‌های فراوان که فضای بین آن‌ها توسط اکتینولیت پر شده است. (a: نور پلاریزه متقاطع، b: نور پلاریزه ساده - Ad: آندرادیت، Act: اکتینولیت)



شکل ۴. (a) تبدیل آندرادیت به پیروکسن‌ها و جانشینی پیروکسن‌ها توسط گارت در محل تماس در زون اسکارن کلسیمی. (b و c) جانشینی آندرادیت توسط اپیدوت در زون اسکارن کلسیمی در نور پلاریزه متقاطع و ساده. (Ep: اپیدوت، Cpx: کلینوپيروکسن، Ad: آندرادیت، Grt: گارت)



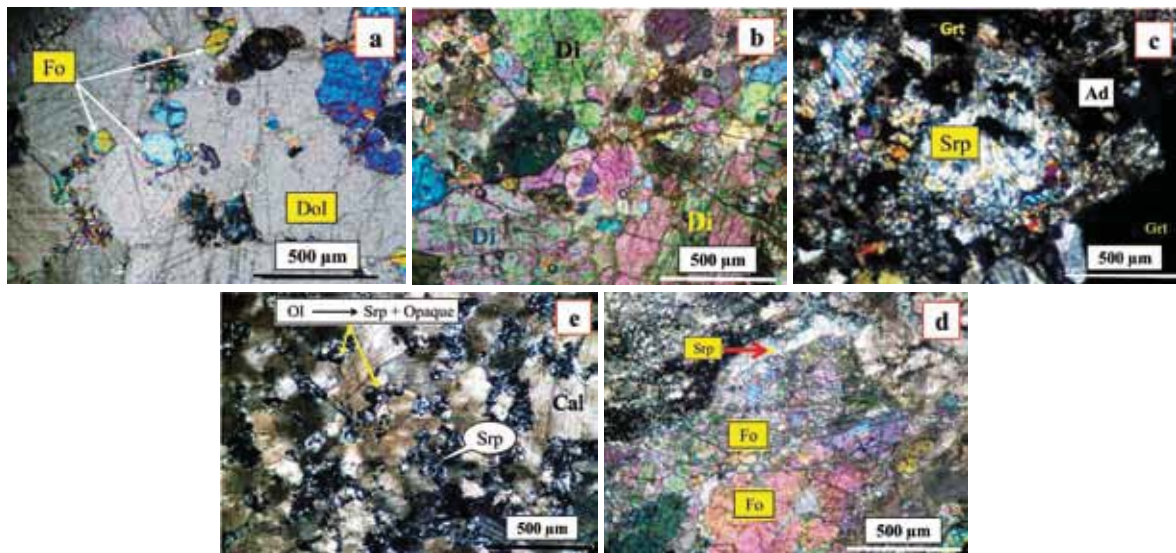
شکل ۵. تبدیل پیروکسن به اکتینولیت در منطقه پناه‌کوه. (a) در نور پلاریزه متقاطع، (b) نور پلاریزه ساده. شکل دروغین پیروکسن که در طی فرایند اورالیتی‌شدن کاملاً با آمفیبول رشته‌ای جایگزین شده است (Ad: آندرادیت، Cpx: کلینوپيروکسن، Amp: آمفیبول)

اسکارن منیزیمی

فورستریتهای بی شکل با حواشی گرد هستند (شکل ۶-۵). این نسل از اولیوینها کوچکتر بوده و به صورت ریزبلور در زمینه دولومیتی مرمرها مشاهده می شوند. سریپانتینهای حاصل از تجزیه این گونه اولیوینها بصورت اشکال مدور، دانه ریز و پراکنده در متن سنگ وجود دارند و تشکیل شکل دروغین سریپانتین در قالب بلورهای اولیوین را داده است (شکل ۶-۵).

دیوپسیدهای موجود در این زون شکل دار تا نیمه شکل دار بوده که به صورت درشت بلور و ریزبلور در زمینه دولومیتی یافت می شوند. درشت بلورهای پیروکسن بافت گرانولار را در سنگ تشکیل داده اند. دیوپسیدها در زون اسکارن منیزیمی اغلب سالم مانده و هیچ گونه دگرسانی را نشان نمی دهند (شکل ۶-۵).

اولیوین و پیروکسن فراوانترین کانیهای تشکیل دهنده این زون هستند به طوری که ۳۰ تا ۳۵ درصد سنگ را تشکیل داده اند (شکل ۶-۵ و ۶-۵b). ترکیب اولیوین و پیروکسن براساس نتایج ریزکاوش الکترونی به ترتیب فورستریته و دیوپسید خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲). براساس مشاهدات سنگ نگاری دو نسل فورستریته وجود دارد. در نسل اول، فورستریتهها درشت بلور و نیمه شکل دار بوده که به شدت به سریپانتین، تالک و کانیهای رسی تبدیل شده است (شکل ۶-۵c). دگرسانی در امتداد شکستگیهای نامنظم شروع می شود و شبکه نامنظمی از رگچههای سریپانتین رشتهای یا صفحهای ایجاد می شود و بافت شبکهای را تشکیل می دهد (شکل ۶-۵d). نسل دوم،



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از اسکارن منیزیمی پناه کوه. a: درشت بلورهای فورستریته سالم با حواشی گرد شده در زمینه دولومیتی (Dol); دولومیت; FO: فورستریته; b: بلورهای دیوپسید با بافت دانه‌ای در اسکارن منیزیمی (Di: دیوپسید)، c: جانشینی کامل فورستریته توسط سریپانتین و تشکیل شکل دروغین حاصل از آن (Srp: سریپانتین)، d: سریپانتینی شدن فورستریته و تشکیل بافت شبکه‌ای حاصل از آن در اسکارن منیزیمی، e: فورستریته جانشین شده توسط سریپانتین به صورت مدور

زمین شیمی ایزوتوپهای پایدار

سنگهای گرانیتی

(Taylor, 1974; Sheppard, 1981). مقادیر بالاتر $\delta^{18}O$ در سنگهای گرانیتی پناه کوه نسبت به گرانیتوئیدهای تیپ I می تواند به دلیل تفریق بیشتر، آلیش پوسته‌های ماگما یا برهم کنش مستقیم بین مذاب گرانیتی و سنگهای رسوبی دگرگون شده باشد (Taylor et al., 1986). همچنین

مقادیر $\delta^{18}O$ در سنگهای گرانیتی پناه کوه از ۹/۴ تا ۱۱/۶ تغییر می کند (جدول ۲) که از مقادیر $\delta^{18}O$ گرانیتوئیدهای تیپ I (+۶% تا +۸%) بیشتر است

می‌تواند در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد از طریق رابطه (۳) محاسبه گردد.

برای سنگ کل‌گرانیته پناه‌کوه می‌توان مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ برای سیال در حال تعادل با گرانیته پناه‌کوه را محاسبه کرد. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در سیال در حال تعادل با گرانیته پناه‌کوه در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد از ۱۰/۳۶% تا ۱۲/۵۶% تغییر می‌کند، بنابراین مقدار میانگین $\delta^{18}\text{O}$ سیال در حال تعادل با توده نفوذی پناه‌کوه در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد برابر ۱۱% محاسبه گردید.

ترکیب ایزوتوپی کربنات‌ها

مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در مرمرها، آهک‌ها و کلسیت‌های گرمایی اسکارن پناه‌کوه در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌آهک‌های دگرسان‌نشده منطقه پناه‌کوه به ترتیب برابر با ۲۴% و ۳/۱% است، بنابراین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در کربنات‌های میزبان اسکارن در منطقه پناه‌کوه نسبت به کربنات‌های دریایی دگرسان‌نشده، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های گرمایی در نمودار شکل ۷ ترسیم شده است. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در مرمهرهای کلسیتی و کلسیت‌های اسکارنی نسبت به سنگ‌های کربناتی معمولی تهی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به فرایندهای کربن‌زدایی، تراوش، اختلاط و شرایط دما و فشار نسبت داده شود (Valley, 1986). در بخش زیر به تاثیر عوامل ذکر شده پرداخته می‌شود.

فرایندهای بعد از انجماد مانند فرایندهای دگرسانی و گرمایی یا آب‌گیری و هوازدگی دمایی نیز می‌تواند منجر به مقادیر بالاتر $\delta^{18}\text{O}$ در سنگ‌های گرانیته پناه‌کوه نسبت به گرانیته‌های تیپ I شده باشد. با توجه به این‌که بخش اعظم گرانیته‌ها از فلدسپات تشکیل شده است، بنابراین می‌توان ترکیب ایزوتوپی آن را مشابه با پلاژیوکلازی که ۳۰ درصد آنورتیت دارد فرض کرد. با این فرض، آب در حال تعادل با این گرانیته‌ها از رابطه (۱) قابل محاسبه است (O'Neil and Taylor 1967):

$$\text{رابطه (۱)} \quad 1000 \ln \alpha_{\text{Anorthite(30\%)-water}} = (-3.41 - 0.14 \text{An}) (10^6/T^2) + (2.91 - 0.76 \text{An})$$

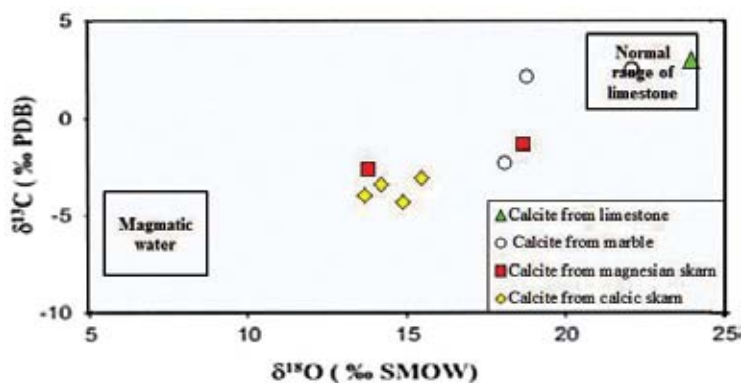
که در آن An کسر مولی آنورتیت است (۰/۳). از آنجا که فلدسپات فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده گرانیته‌ها است، بنابراین در گرانیته‌ها $\Delta^{18}\text{O}_{\text{plagio clase-water}}$ تقریباً برابر با $\Delta^{18}\text{O}_{\text{whole rock-water}}$ است (Taylor, 1978)، بنابراین رابطه (۱) به صورت رابطه (۲) بیان می‌شود (O'Neil et al., 1969).

$$\text{رابطه (۲)} \quad 1000 \ln \alpha_{\text{whole rock-water}} = (-3.41 - 0.14 \text{An}) (10^6/T^2) + (2.91 - 0.76 \text{An})$$

با قرار دادن مقادیر آنورتیت در پلاژیوکلاز به میزان ۳۰ درصد رابطه (۲) به صورت رابطه (۳) بازنویسی می‌شود:

$$\text{رابطه (۳)} \quad \delta^{18}\text{O}_{\text{whole rock}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}} = 34.45 (10^6/T^2) + 2.68$$

مطالعات زمین‌دماسنجی آمفیبول‌ها در استوک گرانیته‌پناهی پناه‌کوه دمای تقریبی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان داده است (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۲)، بنابراین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در سیال در حال تعادل با گرانیته پناه‌کوه



شکل ۷. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های گرمایی در اسکارن پناه‌کوه

تهی‌شدگی ایزوتوپی در کربنات‌ها

درجه تهی‌شدگی در سنگ‌های کربناتی به درجه حرارت واکنش، مقدار فرارزدایی و مقدار سیال بستگی دارد. تهی‌شدگی در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ از آهک‌های غیردگرسان تا کلسیت‌های شکل‌دار به عوامل گوناگونی نظیر جدایش ترجیحی ^{18}O و ^{13}C در طی واکنش‌های دی‌انز، کربن‌زدایی و اختلاط اکسیژن و کربن با منابع خارجی غنی از ایزوتوپ‌های سبک در طی فرایند تراوش سیال در یک سامانه باز نسبت داده شده است (Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003, Thomson and Ring, 2006; Prokoph et al., 2008). این فرایندها برای کربنات‌های گرمایی به روندهای هماهنگ یا هم‌بسته در فضای $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ منجر می‌شوند و به‌طور نظری توسط ژنگ و هوفز (۱۹۹۳) مدل‌سازی شده است. در بخش زیر به بررسی دو اثر فرارزدایی و تراوش سیال بر روی تغییرات ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن پرداخته می‌شود.

تاثیر فرایند فرارزدایی بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن^۱
واکنش‌های کربن‌زدایی رخ‌داده در فرایند دگرگونی منجر به افزایش نفوذپذیری می‌گردد و زمینه را برای تراوش سیالات آماده می‌سازد. فرایند کربن‌زدایی منجر به آزاد شدن CO_2 در سنگ‌های کربناتی می‌شود. CO_2 آزاد شده در طی این فرایند غنی از $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ می‌گردد که در نتیجه منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در سنگ باقی مانده می‌شود (Nabelek et al., 1984).

مقادیر تهی‌شدگی‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ توسط فرایند فرارزدایی با روابط فرارزدایی^۲ تخمین زده می‌شود. شدت فرارزدایی با استفاده از روابط زیر نشان داده می‌شود (Valley, 1986).

فرارزدایی به‌صورت جمعی در سیستم بسته^۳:

$$\delta_f = \delta_i - (1-F) 1000 \text{Lna} \quad (۴)$$

در این حالت همه سیال قبل از آن که هیچ بخشی از آن

از سیستم خارج گردد، به تدریج تحول می‌یابد.

فرارزدایی به صورت ریلی در سیستم باز^۴:

$$\delta_f = 1000 (F^{(a-1)} - 1) + \delta_i \quad (۵)$$

که در آن F کسر مولی کربن و اکسیژن باقی‌مانده در سنگ بعد از فرایند فرارزدایی و α ضریب تفکیک سیال-سنگ است. δ_i و δ_f به ترتیب مقادیر اولیه و نهایی ایزوتوپی در سنگ است. δ_i مقادیر اولیه $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌های کربناتی اولیه (دگرسان نشده) است که به ترتیب برابر ۲۴% و ۳% در نظر گرفته شده است (جدول ۱). δ_f مقادیر نهایی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ موجود در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی در کسرهای مولی اکسیژن و کربن متفاوت در دماهای ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد از طریق روابط ۴ و ۵ به ترتیب برای فرارزدایی جمعی و ریلی محاسبه می‌شود و سپس نمودار شکل ۸ با استفاده از مقادیر نهایی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ محاسبه شده از روابط (۴) و (۵) برای فرارزدایی ریلی و جمعی ترسیم می‌گردد. با قرار دادن مقادیر ایزوتوپی نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۱) در نمودار ترسیم‌شده می‌توان به تاثیر فرایند فرارزدایی بر روی تغییرات ایزوتوپی در طی فرایند اسکارن‌زایی پی برد.

در رابطه (۵) ضریب تفکیک سیال-سنگ مورد نیاز است، بدین منظور برای اکسیژن از رابطه تفکیک زیر به منظور به‌دست آوردن ضریب تفکیک سیال-سنگ (α) استفاده می‌گردد:

$$\text{رابطه (۶)} \quad 1000 \text{Lna}_{\text{CO}_2\text{-Calcite}} = -1.8(10^6/T^2) + 10.611$$

$$(1000/T) - 2.78$$

برای کربن نیز رابطه تفکیک زیر استفاده می‌شود:

$$\text{رابطه (۷)} \quad 1000 \text{Lna}_{\text{CO}_2\text{-Calcite}} = -2.988(10^6/T^2) + 7.66$$

$$(1000/T) - 2.46$$

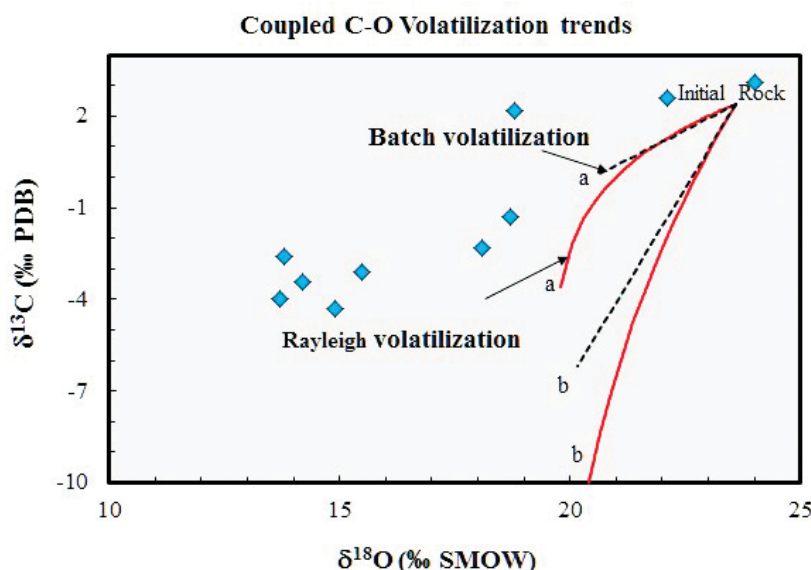
در فرارزدایی ریلی، سیال پس از تولید شدن بی‌درنگ از سنگ جدا می‌شود. واکنش‌های فرارزدایی معمولاً مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سنگ‌ها را کاهش می‌دهند، زیرا CO_2 و H_2O آزاد شده نسبت به سنگ کل غنی از $\delta^{18}\text{O}$ هستند.

از آنجاکه ولاستونیت در سنگ‌های اسکارنی و مرمرها تشکیل نگردیده است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲)، بنابراین

1. Devolatilization process
2. Batch and Rayleigh
3. Batch devolatilization
4. Rayleigh devolatilization

حاصل از محاسبات بالا نشان می‌دهد که کربن‌زدایی ریلی و جمعی نمی‌توانند به‌صورت مناسبی تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ را در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی منطقه پناه‌کوه توضیح دهند، به‌طوری‌که اگر همه کلسیت واکنش دهد و از سیستم خارج شود ($F^0=0.6$)، تهی‌شدگی‌های $\delta^{18}\text{O}$ محاسبه شده کوچک و ناچیز هستند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی موردبررسی با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ محاسبه شده همخوانی ندارد (شکل ۸)، بنابراین محاسبات نشان داد که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در اسکارن پناه‌کوه نمی‌تواند تنها توسط یک فرایند فرارزدایی ساده ایجاد گردد. مطالعات نیز نشان داده است که تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ در واکنش‌های کربن‌زدایی در سنگ‌های کربناتی معمولاً ناچیز است، زیرا کسر مولی اکسیژن چشم‌گیر است ($F>0.6$) در حالی که تاثیر کربن‌زدایی در تهی‌شدگی $\delta^{13}\text{C}$ نسبت به $\delta^{18}\text{O}$ بیشتر است (شکل ۸).

دماهای قرار داده شده در روابط ۶ و ۷، کمتر از 500°C و برابر ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته شده است. بنابراین با قرار دادن دماهای ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در روابط (۶) و (۷) ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن و کربن به ترتیب $1/002$ و $1/008$ محاسبه گردید و سپس با قرار دادن ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده در کسرهای مولی اکسیژن و کربن متفاوت در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌توان مقادیر تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ برای فرارزدایی ریلی را با استفاده از روابط ۴ و ۵ محاسبه نمود. به همین ترتیب نیز می‌توان مقادیر تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ برای فرارزدایی جمعی را محاسبه نمود. نتایج حاصل از این محاسبات به‌صورت نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ ترسیم می‌گردد (شکل ۸) که می‌توان نمونه‌های مورد بررسی را در این نمودار مورد بررسی قرار داد. قرارگیری نمونه‌های موردبررسی در نمودار ترسیم شده



شکل ۸. نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ حاصل از کربن‌زدایی جمعی و ریلی. همان‌گونه که مشاهده می‌شود مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در کلسیت‌های موردبررسی در منطقه پناه‌کوه منطبق بر نمودار فرارزدایی جمعی و ریلی نیستند که نشان‌دهنده تاثیر بسیار اندک این فرایند بر روی تغییرات ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نمونه‌های موردبررسی است. منحنی‌های نشان داده شده بر روی نمودار در دمای 500°C (a) و 400°C (b) با استفاده از روابط (۴) و (۵) ترسیم شده‌اند

در کلسیت‌های اسکارنی و مرمرها گردد، در واقع، علاوه بر فرارزدایی، تراوش سیال و برهم‌کنش متقابل سیال-سنگ نیز می‌تواند منجر به تهی‌شدگی منظم ایزوتوپی کربن و

تاثیر فرایند تراوش سیال بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن^۱

مطالعات افراد مختلف نشان داده است که فرارزدایی به‌تنهایی نمی‌تواند منجر به تهی‌شدگی‌های ایزوتوپی شدید

1. Fluid infiltration effects

می‌رود (Taylor, 1977):

$$w/r = (\delta^{18}O_{Rock}^f - \delta^{18}O_{Rock}^i) / (\delta^{18}O_{H_2O}^i - \delta^{18}O_{Rock}^f + \Delta) \quad (8)$$

که در آن Δ ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین کانی و آب است. i و f به ترتیب مقادیر اولیه و نهایی سنگ کربناتی هستند به طوری که $\delta^{18}O_{Rock}^i$ و $\delta^{18}O_{Rock}^f$ به ترتیب مقادیر $\delta^{18}O$ در سنگ آهک دگرسان نشده (۲۴%) و سنگ کربناتی دگرسان شده (مرمرها و اسکارنها) هستند. مقدار $\delta^{18}O$ در سنگ آهک دگرسان نشده اولیه برابر ۲۴% است (جدول ۱). $\delta^{18}O_{Rock}^i$ ترکیب ایزوتوپی سیال در حال تعادل با گرانیتوئید پناه‌کوه است که مقدار میانگین محاسبه شده آن با استفاده از رابطه ۳ برابر ۱۱% محاسبه گردید.

سنگ در این فرمول، سنگ آهک است و w/r نسبت جرم اتمی آب به سنگ است. ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده (Δ) در رابطه (۸) به صورت رابطه (۹) است (Friedman and O'Neil, 1977):

$$\Delta_{\text{Calcite-water}} = 2.78(10^6/T^2) - 2.89 \quad (9)$$

که در آن T دماهای فرض شده در ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند.

تبادل ایزوتوپی کربن مرتبط با مقادیر کربن در سیال به طریق مشابهی به صورت رابطه (۱۰) است:

$$X_{CO_2} \times w/r = (\delta^{13}C_{Rock}^f - \delta^{13}C_{Rock}^i) / (\delta^{13}C_{H_2O}^i - \delta^{13}C_{Rock}^f + \Delta) \quad (10)$$

که در آن Δ ضریب تفکیک ایزوتوپی کربن بین کلسیت و CO_2 است و $\delta^{13}C_{H_2O}^i$ مقادیر اولیه $\delta^{13}C$ در سیال ماگمایی است که برابر با ۸% در نظر گرفته شده است. X_{CO_2} کسر مولی CO_2 در سیال است. با توجه به حضور گارنت‌های آندرادیتی خالص، مقدار X_{CO_2} برابر ۰/۰۵ در نظر گرفته شده است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲). $\delta^{13}C_{Rock}^i$ و $\delta^{13}C_{Rock}^f$ به ترتیب مقادیر $\delta^{13}C$ در سنگ آهک دگرسان نشده اولیه و دگرسان شده نهایی است. مقدار $\delta^{13}C$ در سنگ آهک دگرسان نشده اولیه برابر ۳% است (جدول ۱) و $\delta^{13}C_{Rock}^f$ مقدار محاسبه شده توسط رابطه (۱۰) می‌باشد.

ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده در رابطه (۱۰) به صورت زیر است: (Friedman and O'Neil, 1977)

اکسیژن از مرمرها تا کلسیت‌های اسکارنی گردد (Bowman et al., 1985; Valley, 1986; Gerdes and Valley, 1994; Holness, 1997; Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003, Orhan et al., 2011). آثار و شواهد ایزوتوپی ناشی از برهم‌کنش سیال-سنگ، بسیار متفاوت از واکنش‌های فرارزدایی است. تغییر در حد ۵ تا ۱۰% دلیل استواری بر اهمیت رخداد برهم‌کنش سیال-سنگ نسبت به واکنش‌های فرارزدایی در فرایند متاسوماتیسم است. تغییر در مقادیر $\delta^{13}C$ معمولاً توسط واکنش سیال با سنگ آهک ایجاد می‌گردد که بستگی به حالت اکسیداسیون سیستم دارد (Shimazaki et al., 1986). به طوری که مقادیر $\delta^{13}C$ در سنگ‌های مورد بررسی در نسبت‌های آب به سنگ بالا، نسبت به $\delta^{18}O$ بیشتر تغییر می‌یابد، زیرا مقادیر ^{13}C در سیالات نسبت به سنگ‌های آهکی ناچیز است.

تغییرات شدید ایزوتوپی در کربنات‌های منطقه پناه‌کوه نیز می‌تواند توسط برهم‌کنش متقابل بین سیال ماگمایی و سنگ‌های کربناتی دریایی رخ دهد. فرض بر این است که اسکارن پناه‌کوه در نتیجه تراوش سیالات ماگمایی در سنگ‌های کربناتی ایجاد می‌گردد و این اسکارنها از نظر زمانی و مکانی، همبستگی نزدیکی با آن دسته از توده‌های نفوذی دارند که در ژرفای کمی از سطح زمین جایگزین شده‌اند. مدل‌های ارائه شده برای تاثیر فرارزدایی در شکل ۸ نشان داد که کربن‌زدایی کامل می‌تواند منجر به تهی‌شدگی شدید در $\delta^{13}C$ گردد در حالی که تهی‌شدگی $\delta^{18}O$ ناچیز است اما برهم‌کنش متقابل سیال با کربنات‌ها باعث تهی‌شدگی شدید $\delta^{18}O$ در مرمرها در مراحل اولیه می‌گردد در حالی که در ابتدا تهی‌شدگی $\delta^{13}C$ در مرمرها ناچیز است. با استفاده از مدل‌های موجود می‌توان به ماهیت و مقادیر تغییرات ایزوتوپی در سنگ‌های کربناتی میزبان به صورت تابعی از نسبت سیال به سنگ، دما و $X_{(CO_2)}$ پی برد. چنین روش‌هایی بیشتر برای تغییرات مقادیر $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ در سنگ‌های کربناتی در هاله‌های مجاورتی و کانسارهای اسکارنی به کار می‌رود. روابط تبادل جرمی زیر برای تغییرات ایزوتوپی در سنگ‌های کربناتی میزبان اسکارن پناه‌کوه در طی برهم‌کنش سیال-سنگ در فرایند تراوش سیالات به کار

$$\Delta_{\text{Calcitb-CO}_2} = 2.988(10^6/T^2) - 7.666(1000/T) + 2.46 \quad (11)$$

که در آن T دماهای فرض شده در ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند.

روابط ذکر شده در بالا برای سیستم‌های بسته کاربرد دارد که در آن همه سیالات به‌طور کامل در تعادل با سنگ هستند و تبادل ایزوتوپی مستقل از دما و نسبت سیال به سنگ است. تبادل ایزوتوپی سیالات با سنگ‌های اطراف می‌تواند در سیستم باز توسط رابطه (۱۲) تفسیر شود (Taylor, 1977).

$$w/r = \text{Ln} [(W/r)_{c-s} + 1] \quad (12)$$

که در آن $(W/r)_{c-s}$ مقدار به‌دست آمده از سیستم بسته است.

در نتیجه روابط محاسبه‌شده در بالا، منحنی‌های متغیر $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ برای کلسیت‌های گرمایی در اسکارن‌ها و مرمرها، منطقه پناه‌کوه در نتیجه برهم‌کنش متقابل بین سیالات گرمایی فرض شده ($\delta^{13}\text{C} = -8.0\%$ و $\delta^{18}\text{O} = +11.0\%$) سنگ‌های کربناتی دگرسان‌نشده ($\delta^{18}\text{O} = +24.0\%$) و $\delta^{13}\text{C} = +3\%$ در دماهای ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در سیستم باز با $X(\text{CO}_2) = 0.05$ و نسبت آب به سنگ صفر تا صد درصد ترسیم شده‌اند (شکل ۹). همان‌طور که شیب منحنی‌ها در نمودار شکل ۹ نشان می‌دهد در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از ۵ تغییر چشم‌گیری در مقدار $\delta^{18}\text{O}$ مشاهده نمی‌شود بنابراین شیب منحنی‌ها ثابت است در حالی که در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از ۵ مقدار $\delta^{13}\text{C}$ به سرعت کاهش می‌یابد ولی تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ چشمگیر نیست و شیب نمودار روند تقریباً ثابتی را نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در کلسیت‌های گرمایی اسکارن پناه‌کوه در نسبت تقریبی آب به سنگ ۲۵-۵۰ توسط منحنی محاسبه شده در دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه

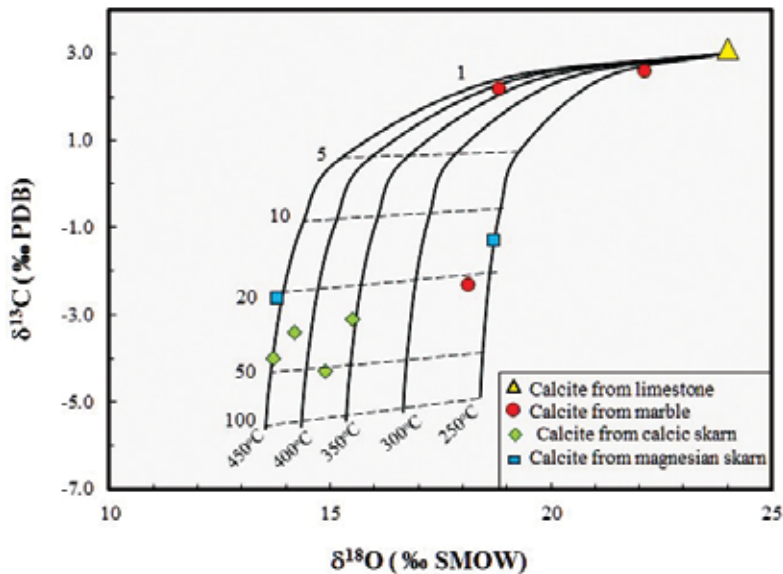
سانتی‌گراد در سیستم باز توضیح داده می‌شود. با توجه به قرارگیری ترکیب ایزوتوپی کلسیت در مرمرها، اسکارن منیزیمی و اسکارن کلسیمی در شکل ۹ می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که شکل‌گیری کلسیت در مرمرها و در اسکارن منیزیمی و اسکارن کلسیمی توسط برهم‌کنش سیال در حال تعادل با توده نفوذی پناه‌کوه با سنگ کربناتی اولیه به ترتیب در نسبت‌های آب به سنگ ۱٪، کمتر از ۲۰٪ و ۲۵-۵۰٪ رخ داده است. دماهای محاسبه‌شده در این نمودار برای اسکارن کلسیمی پناه‌کوه دمای همگن‌شدگی میان بارها در کلسیت‌های اسکارنی پناه‌کوه در دمای ۳۳۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد مطابقت دارد (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۱b).

Taylor (1987) چندین خاستگاه از سیالات را برای

ایجاد چنین تهی‌شدگی پیشنهاده کرده است که عبارتند از:

۱. سیالات ماگمایی گرمایی مشتق شده از گرانیتهای مرتبط با اسکارن‌زایی در منطقه.
۲. سیالات دگرگونی نشات گرفته از کربن‌زدایی آهک‌های میزبان.
۳. سیالات جوی.

بنابراین همان‌گونه که در بالا نتیجه‌گیری شد، عامل اصلی تهی‌شدگی، سیالات گرمایی با خاستگاه ماگمایی است. براساس مدل‌سازی‌های انجام‌شده در شکل ۹ نتیجه‌گیری می‌شود که کلسیت‌های اسکارنی در منطقه پناه‌کوه در دمای ۳۵۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و با نسبت تقریبی آب به سنگ ۲۵-۵۰ ($W/R \approx 25-50$) تشکیل شده‌اند. بنابراین نتیجه‌گیری می‌شود که سیالات گرمایی ماگمایی باعث تغییر پیش‌رونده مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های کربناتی گردیده و در نتیجه کلسیت‌های اسکارنی مستقیماً از این آب‌ها متبلور شده است.



شکل ۹. منحنی‌های اختلاط ایزوتوپی که تغییرات ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن را در نتیجه برهم‌کنش متقابل بین سنگ‌های کربناتی و سیال در سیستم باز نشان می‌دهد. این منحنی‌ها با استفاده از روابط ۸ و ۱۰ در دمای ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد ترسیم شده است. اعداد روی نمودار نسبت سیال به سنگ را نشان می‌دهد

آکیتای ژاپن و همچنین پروفیسور ناکاشیما از بخش علوم زمین دانشگاه یاماگاتای ژاپن تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. چاپ دوم، انتشارات آرین زمین، ۵۰۳.
- حاج ملاعلی، ا.، ۱۳۷۱. گزارش نقشه زمین‌شناسی خضراآباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- زاهدی، ا. و بومری، م.، ۱۳۹۲. سنگ‌نگاری، سنگ‌زایی و ژئوشیمی اسکارن پناه‌کوه، غرب یزد، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، شماره سوم، ۳۸۹-۴۰۲.
- زاهدی، ا.، بومری، م.، مکی زاده، م.ع. و حسینی، م.، ۱۳۹۱ a. ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی در کانسار اسکارن پورفیری خوت با استفاده شواند پتروگرافی و ژئوشیمیایی، غرب تفت، استان یزد. ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.
- زاهدی، ا.، بومری، م. و مکی زاده، م.ع.، ۱۳۹۱ b. خاستگاه و تکامل سیالات سازنده کانسار خوت با استفاده

نتیجه‌گیری

مهم‌ترین عامل تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی مورد بررسی مشارکت آب‌های ماگمایی است. اگرچه در فرایند کربن‌زدایی، CO_2 آزاد شده غنی از ایزوتوپ‌های سنگین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ می‌گردد و این فرایند منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در سنگ باقی‌مانده می‌گردد، اما حداکثر میزان تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ در طی این فرایند در حدود ۴٪ است، بنابراین تهی‌شدگی نسبتاً زیاد در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به میزان ۱۰٪ و $\delta^{13}\text{C}$ به میزان ۸٪ در کلسیت‌های سامانه اسکارنی پناه‌کوه توسط برهم‌کنش سیال ماگمایی با سنگ کربناتی دگرسان نشده در سیستم باز با $X(\text{CO}_2)$ برابر ۰/۰۵ و نسبت آب به سنگ ۵۰٪-۲۵ در دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد شرح داده می‌شود.

سپاسگزاری

با توجه به این‌که نویسنده اول از تجهیزات آزمایشگاهی دانشگاه آکیتای ژاپن برای تجزیه ایزوتوپی و دانشگاه یاماگاتای ژاپن برای تجزیه XRD نمونه‌ها استفاده نموده است، لذا مولفین صمیمانه از همکاری‌های ارزشمند پروفیسور ماتسوبایا و ایشی‌یاما از بخش علوم زمین دانشگاه

systems, In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd edition. John Wiley and Sons, New York, 737-796.

- Gerdes, M.L. and Valley, J.W., 1994. Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondact Mountains, New York State. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 589-608.

- Holness, M.B., 1997. Fluid flow paths and mechanism of fluid infiltration in carbonates during contact metamorphism: the Beinn an Dubhaich aureole, Skye. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 59-70.

- Kita, I. and Matsubaya, O., 1983. F2 technique for the oxygen isotopic analysis of silica minerals. Research institute of underground resources, mining college of Akita University, Report 48, 25-34 (in Japanese).

- Kamvong, T. and Zaw, K., 2009. The origin and evolution of skarn-forming fluids from the phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 624-633.

- Layne, G.D. and Spooner, E.T.C., 1991. The JC tin skarn deposit, southern Yukon territory, I. Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry. *Economic Geology*, 86, 29-47.

- Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., Satoh, H. and Matsuhisa, Y., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. *Economic Geology*, 98, 147-156.

- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 18, 849-857.

- Nabelek, P.I., Labotka, T.C., O'Neil, J.R. and Papike, J.J., 1984. Contrasting fluid/rock interaction between the Notch Peak granitic

از ژئوترموتری سیالات درگیر، جنوب غرب یزد. ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.

- شریفی، ر.، ۱۳۸۷. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی اندیس‌های فلزی در منطقه پناه‌کوه یزد با دیدگاه اکتشافی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۲۱۸.

- Adabi, M.H., Rao, C.P. and Kitto, P.A., 1996. The source of hydrothermal fluids responsible for carbonate alteration, Renison, Tasmania, Australia. 13th Geological Convention. Australia, (abst), 7.

- Boomeri, M., Ishiyama, D. and Mizuta, T., Matsubaya, O., Lentz, D.R., 2010. Carbon and oxygen isotopic systematics in calcite and dolomite from the Sangan Iron Skarn. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21, 3, 213-224.

- Buick, I.S. and Cartwright, I., 2000. Stable isotope constrains on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 291-295.

- Bowman, J.R. and Essene, E.J., 1984. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. I: P-T-component activity conditions of early skarn formation. *American Journal of Science*, 284, 597-650.

- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985. Contact skarn formation et Elkhorn, Montana, II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids. *American Journal of Science*, 285, 621-660.

- Choi, S.G., Kim, S.T. and Lee, J.G., 2003. Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit, Korea. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 601-606.

- Friedman, I. and O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotopic fractionation factors of geochemical interest. U.S Geological Survey Professional. Paper: 440-KK.

- Giggenbach, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic hydrothermal

intrusion and argillites and limestone in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 25-34.

- O'Neil, J.R. and Taylor, H.P.Jr., 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *American Mineralogist*, 52, 1414-1437.

- O'Neil, J.R., Clayton R.N. and Mayceda, T.K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics.*, 51, 5547-5558.

- Ozturk, Y.Y., Helvacı, C. and Satır, M., 2008. The influence of meteoric water on skarn formation and late-stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Kazdağ, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 34, 271-284.

- Orhan, A., mutlu, H. and Fallick, A.E., 2011. Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 550-568.

- Prokoph, A., Shields, G.A. and Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, 87, 113-133.

- Rose, A.W., Herrick, D. C. and Deines, P., 1985. An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the Cornwall type, southeastern Pennsylvania. *Economic Geology*, 80, 418-443.

- Sheppard, S.M.F., 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. In: Rickard, D.T, Wickman, F.E. (Ed.), *Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures*, *Physics and Chemistry of the Earth*, 13/14, 419-445.

- Shin, D. and Lee, I., 2003. Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in

the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 227-243.

- Shimazaki, H., Shimizu, M. and Nakano, T., 1986. Carbon and oxygen isotopes of calcites from Japanese skarn deposits. *Geochemical Journal*, 20, 297-310.

- Taylor, H.P. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 1-49.

- Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, 843-883.

- Taylor, H.P., 1987. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 177-210.

- Taylor, B.E. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 1-49.

- Thomson, S.N. and Ring, U., 2006. Thermochronologic evaluation of post collision extension in the Anatolide orogen, western Turkey. *Tectonics*, 25, TC3005.

- Valley, J.W., 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Reviews in Mineralogy*, 16, 445-490.

- Zheng, Y.F. and Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic variations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, 28, 79-89.