

بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی در گارنت‌های پگماتیت‌های دره ولی (شمال شرق بروجرد، پهنه سنج-سیرجان)

سمیه رحمانی جوانمرد^۱، زهرا طهماسبی^(۲)، زینک دینک^۳ و احمد احمدی خلجی^۲

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳. آزمایشگاه ژئوشیمی گوانگجو، اکادمی علوم چین، گوانجو، چین

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۲/۱۰

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۵/۱۶

چکیده

پگماتیت‌های منطقه دره ولی در شمال شرق بروجرد و در پهنه ساختاری سنج-سیرجان واقع شده‌اند. این پگماتیت‌ها به صورت دایک‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق، واحدهای گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپارهای آلکان (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، مسکوویت، گارنت (آلماندین-اسپسارتین)، آندالوزیت، تورمالین و آپاتیت هستند. الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت در پگماتیت‌های دره ولی، بیانگر غنی‌شدگی اندک LREE نسبت به EERH ($(La_N/Yb_N=1/67-4/40)$)، الگوی نسبتاً مسطح HREE و بی‌هنجاری منفی شدید Eu ($(Eu/0.02-0/45)$) است. بررسی شیمی عناصر اصلی گارنت‌های درون این پگماتیت‌ها بیانگر منطقه‌بندی ترکیبی با افزایش FeO و کاهش MnO از مرکز به حاشیه است. مقادیر بسیار بالای منگنز ($(MnO=10/27-13/18 \text{ wt.}\%)$) و مقدار کم کلسیم ($(CaO=15-0/29 \text{ wt.}\%)$) گارنت‌های موجود در پگماتیت دره ولی، مشابه گارنت‌های ماگمایی درون مذاب‌های پگماتیته است. ترکیب بلورهای گارنت بر روی نمودار $MnO+CaO$ در مقابل $FeO+MgO$ (برحسب درصد وزنی)، بیانگر تبلور آنها در بخش حاشیه‌ای رگه پگماتیته و از مذاب‌های کم‌تر تفریق یافته است. نتایج LA-ICP-MS حاکی از غنی‌شدگی گارنت‌های مورد مطالعه از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE)، تهی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و بی‌هنجاری منفی شدید Eu در مرکز ($(Eu/Eu^*=0.0/41)$) و مثبت $(Eu/Eu^*=0.3/22)$ Eu در حاشیه‌ها است. عناصر Y، HREE، Ti، Zr، Nb، Ta، Hf و Mn از مرکز به سمت حاشیه کاهش نشان می‌دهند. این تغییرات از مرکز به حاشیه، به افزایش فاز سیال و اکتیویته H_2O در ماگما و افزایش تفریق ماگمایی نسبت داده شده است. الگوی REE و بی‌هنجاری‌های Eu در گارنت‌های دارای منطقه‌بندی، بیانگر تبلور آنها در شرایط احیایی تا اکسیدان است.

واژه‌های کلیدی: بروجرد، پگماتیت، دره ولی، زمین‌شیمی، عناصر کمیاب خاکی، گارنت ماگمایی.

مقدمه

دگرگونی با درجات دگرگونی متنوع نیز متداول است (London, 2008; Heimann, 2015). گارنت موجود در پگماتیت‌های گرانیتی اغلب ماگمایی است و از محلول‌های

گارنت به‌عنوان یک کانی فرعی در پگماتیت‌های گرانیتی پراومین شناخته می‌شود، افزون بر این، در سنگ‌های

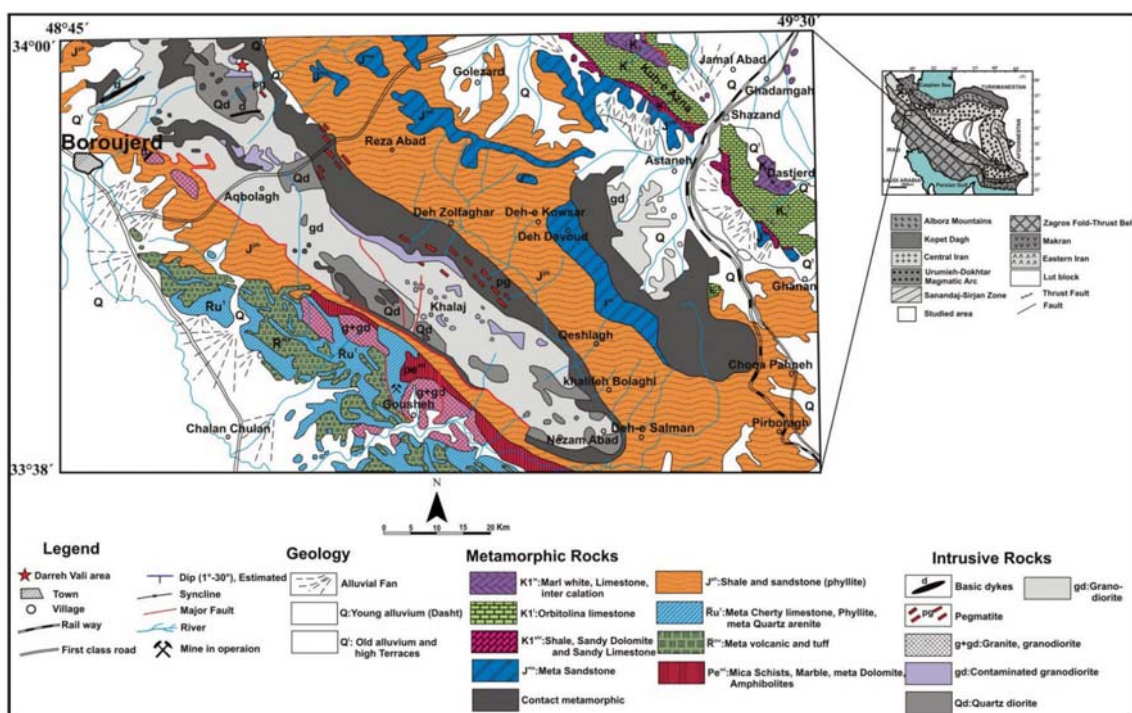
* نویسنده مرتب: tahmasebi.z@lu.ac.ir

واقع شده است. در منطقه مورد مطالعه گستره وسیعی از سنگ‌ها با ترکیب اسیدی و بازیک رخمون دارند. نمونه‌های اسیدی که بیشترین حجم را در منطقه مورد مطالعه دارد، شامل سنگ‌هایی با ترکیب کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و پگماتیت‌ها هستند. سنگ‌های بازیک شامل دایک‌های دلریتی است که سایر واحدهای سنگی منطقه را قطع می‌کنند و انکلاوهای بزرگ گابرویی به اندازه چندین متر در سنگ‌های کوارتز دیوریتی دیده می‌شوند. محققین بسیاری به بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه بروجرد پرداخته‌اند، اما تاکنون در این بررسی‌ها، زمین‌شیمی ترکیب کل دایک‌های پگماتیته و همچنین تغییرات عناصر کمیاب خاکی در گارنت موجود در آنها مورد بحث و بررسی قرار نگرفته است. از این رو، در بررسی‌های پیش‌بینی شده در طی این پژوهش، به توصیف و بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی پگماتیت‌های دره ولی و همچنین به بررسی خاستگاه و الگوی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب خاکی گارنت موجود در آنها پرداخته خواهد شد.

روش مطالعه

به منظور مطالعه دایک‌های پگماتیته منطقه دره ولی، تعداد ۵۰ نمونه دستی در طی پیمایش صحرایی برداشت گردید. پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، در راستای تعیین شیمی کانی‌های پگماتیته تعداد سه عدد مقطع نازک-صیقلی با ضخامت ۲۵۰ میکرون جهت تجزیه LA-ICP-MS و EPMA تهیه گردید. عناصر اصلی در کانی گارنت از حاشیه به مرکز و حاشیه-مرکز-حاشیه در چندین نقطه به وسیله ریزپردازنده JEOL (مدل JXA-8100)، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان پرتو nA20 در کشور چین اندازه‌گیری شد. به منظور مطالعات زمین‌شیمیایی دقیق‌تر، ۳۴ عنصر کمیاب در چندین دانه گارنت و در چندین نقطه از حاشیه-مرکز-حاشیه توسط تجزیه LA-ICP-MS در کشور چین اندازه‌گیری گردید. همچنین جهت مطالعات زمین‌شیمیایی، از میان نمونه سنگ‌های پگماتیته برداشت شده، سه نمونه انتخاب و پس از خردایش به کشور چین ارسال گردید تا به روش فلورانس اشعه ایکس (Rigaku ZSX100e)(XRF)

جامدآلماندین غنی از منگنز (اسپسارتین) (Manning, 1983) و یا غنی در اسپسارتین (Whitworth, 1992) تشکیل می‌شوند. گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های کم‌تر تفریق یافته معمولاً غنی از آهن هستند (Müller et al., 2012). در بیشتر موارد گارنت‌های ماگمایی در پگماتیت‌های فلسیکی ($\text{SiO}_2 \geq 70 \text{ tw.}\%$) تشکیل می‌شوند و در ارتباط با گرانیتوئیدهای پیرآلومین تا متآلومین هستند (Allan and Clarke, 1981; Miller and Stoddard, 2007; Dahlquist et al., 1981). بررسی شیمی عناصر اصلی کانی گارنت و الگوی منطقه‌بندی آن در بررسی ماهیت مذاب پگماتیته از اهمیت خاصی برخوردار است (Černý et al., 1985). اگر گارنت دارای یک منشأ اولیه ماگمایی باشد، بررسی آن می‌تواند اطلاعات مفیدی را در مورد ژئودینامیک ژنز ماگما و شرایط فشار و درجه حرارت ارائه دهد (Green, 1977, 1992; Harangi et al., 2001). مطالعه عناصر کمیاب به‌ویژه عناصر کمیاب خاکی بر روی گارنت‌ها نیز می‌تواند راهگشای بسیاری از مسائل در زمینه شناسایی سنگ منشأ گارنت، تغییرات دما و فشار در مذاب، ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیالات هیدروترمال نظیر pH، درجه حرارت (T) و فوگاسیته اکسیژن ($f\text{O}_2$) باشد. در منطقه بروجرد در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان، مجموعه وسیعی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با وسعت ۱۸۰ تا ۲۰۰ کیلومتر مربع با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق برونزد دارند. این مجموعه گرانیتوئیدی جزء گرانیت‌های کمان آتشفشانی مرتبط با حاشیه قاره‌ای فعال بوده و از نظر زمین‌شیمیایی از نوع I، متآلومین تا کمی پیرآلومین هستند (Ahmadi-Khalaji et al., 2007). سنگ‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های درونگیر این توده‌ها توسط تعدادی از دایک‌های فلسیک با ترکیب‌های آپلیته و پگماتیته به طول ده‌ها متر و پهنای چند متر قطع گردیده‌اند. منطقه مورد بررسی در روستای دره ولی واقع در شمال شرق شهرستان بروجرد و بین طول‌های جغرافیایی $54^\circ 48'$ تا $49^\circ 49'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $58' 33''$ تا $00' 34''$ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). این منطقه از نظر زمین‌شناسی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان



شکل ۱. موقعیت منطقه دره ولی در نقشه زمین‌شناسی ایران و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد) (حاج ملاعلی و سهندی، ۱۳۷۱)

شد و سپس برای رسم نمودارهای زمین‌شیمیایی از برنامه‌های Icpet، Excel، و GCDkit استفاده شد. مقدار Fe^{+3} جهت دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها با استفاده از روش ارائه شده توسط Droop (1987) که براساس استوکیومتری کانی‌ها است، محاسبه شد. علایم اختصاری کانی‌ها بر مبنای (Whitney and Evans 2010) هستند.

برای عناصر اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد بررسی قرار گیرند. نتایج تجزیه شیمی مربوط به ترکیب کل نمونه‌های مورد مطالعه و تجزیه ریزپردازشی و همچنین تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری آن در جداول ۱، ۲ و ۳ ارائه شده است. در این پژوهش، ابتدا کانیون‌های اکسیدهای عناصر اصلی با نرم‌افزار Minerals Spread sheet محاسبه

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی ترکیب کل دایک‌های پگماتیته دره ولی

Sample No.	DD1	DD2	D9
SiO ₂ (wt.%)	۸۱٫۲۷	۷۴٫۹	۷۵٫۷۶
TiO ₂	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۵
Al ₂ O ₃	۱۱٫۴	۱۵	۱۴٫۲۴
Fe ₂ O ₃ T	۱٫۰۱	۱٫۲۵	۱٫۶۳
FeO	۰٫۹۲	۱٫۱۴	۱٫۴۸
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۰۷
MgO	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۲۳
CaO	۰٫۴۱	۰٫۷۵	۰٫۵۲
Na ₂ O	۳٫۴۱	۵٫۴۷	۳٫۵
K ₂ O	۱٫۶۶	۱٫۰۲	۱٫۸۸

ادامه جدول ۱.

P ₂ O ₅	۰/۱۹	۰/۳۸	۰/۲۱
Cl	۰/۰۱>	۰/۰۱>	۰/۰۱
LOI	۰/۷	۰/۷۳	۰/۹۲
Total	۱۰۰/۵	۱۰۰/۱۹	۹۹/۵۸
F (ppm)	۲۰۰	۵۲۰	۴۱۰
Be	۰/۶۵	۰/۷۲	۰/۳۵
Sc	۴/۹	۲/۸	۴/۴
W	۲	۴	۱
Sn	۴	۸	۳
V	۵>	۵>	۵>
Cr	۱۰>	۱۰>	۱۰>
Ga	۱۷/۷	۱۹	۱۹/۳
Rb	۶۶/۵	۶۳/۹	۸۰/۶
Sr	۲۴/۸	۴۹	۱۹/۹
Y	۲/۸	۳/۴	۱۴/۸
Zr	۲۸	۳۱	۳۱
Nb	۲/۳	۳/۶	۰/۶
Cs	۱/۲۴	۲/۳۹	۱/۳
Ba	۶۵/۳	۶۲/۹	۳۳/۶
La	۱/۹	۲/۵	۵/۹
Ce	۳/۴	۶/۲	۱۲/۶
Pr	۰/۳۷	۰/۵۹	۱/۳۸
Nd	۱/۳	۲/۲	۴/۶
Sm	۰/۳۶	۰/۶۹	۱/۶
Eu	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۱
Gd	۰/۳۳	۰/۶۴	۱/۶۹
Tb	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۳۵
Dy	۰/۵	۰/۶۳	۲/۳۲
Ho	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۴۸
Er	۰/۳۵	۰/۳	۱/۴۸
Tm	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۲۹
Yb	۰/۵۳	۰/۴۲	۲/۲۸
Lu	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۳۵
Hf	۱/۳	۱/۴	۱/۳
Ta	۰/۶	۱/۲	۰/۲
Th	۰/۷۶	۱/۳۷	۲/۲۱
U	۰/۶۷	۱/۷۳	۴/۱۵
A/CNK	۱/۴۴	۱/۴۶	۱/۶۶
Norm. Cm	۴/۱۶	۴/۹	۶/۸۱
Eu/Eu*	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۲
LaN/YbN	۲/۴۴	۴/۰۴	۱/۷۶

Note: $Eu/Eu^* = EuN / ([Sm+Gd]N) / 2$

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازشی حاشیه (R) و مرکز (C) گارنت‌های موجود در پگماتیت منطقه دره ولی (wt.%). محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آن‌ها (برحسب ۱۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u).

Sample no.	D9 R-1-1	D9 C-2-1	D9 R-3-1	D9 R-1-2	D9 M-2-2	D9 M-3-2	D9 C-4-2	D9 M-5-2	D9 M-6-2	D9 R-7-2	DD1 R-1-1	DD1 C-1-2	DD1 R-1-3	DD1 C-1-4	DD2 C-1-1	DD2 R-1-2
Spot no.	۱۳۶	۱۳۷	۱۳۸	۱۴۷	۱۴۸	۱۴۹	۱۵۰	۱۵۱	۱۵۲	۱۵۳	۸۲	۱۰۱	۱۰۲	۱۱۴	۵۸	۵۹
SiO ₂	۳۵/۱۱	۳۵/۰۰	۳۴/۶۳	۳۴/۴۵	۳۳/۸۰	۳۴/۴۳	۳۴/۲۶	۳۳/۲۰	۳۴/۲۶	۳۴/۳۵	۳۵/۰۴	۳۵/۱۴	۳۵/۳۲	۳۵/۰۴	۳۴/۳۰	۳۴/۶۵
TiO ₂	۰/۰۴	—	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۱	—	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۷	—	۰/۰۲	۰/۱۱	—	—	—
Al ₂ O ₃	۲۰/۸۸	۲۰/۸۷	۲۰/۶۷	۲۰/۹۸	۲۰/۸۲	۲۰/۶۱	۲۰/۶۲	۱۹/۸۵	۲۰/۶۱	۲۰/۷۳	۲۰/۶۹	۲۰/۷۳	۲۰/۸۸	۲۰/۶۳	۲۰/۷۰	۲۰/۷۴
FeO	۳۰/۹۶	۳۰/۸۴	۳۱/۰۶	۳۰/۸۹	۳۰/۶۹	۳۰/۳۵	۳۰/۳۵	۲۹/۹۳	۲۹/۹۸	۳۰/۷۸	۳۲/۰۵	۳۱/۴۶	۳۲/۱۵	۲۹/۸۵	۳۰/۲۹	۳۱/۵۰
MnO	۱۱/۳۲	۱۱/۶۷	۱۰/۷۱	۱۱/۴۵	۱۱/۹۶	۱۲/۲۱	۱۳/۰۰	۱۲/۴۱	۱۲/۴۲	۱۱/۰۸	۱۰/۲۷	۱۱/۳۰	۱۰/۵۶	۱۳/۱۸	۱۲/۵۸	۱۱/۵۳
MgO	۰/۷۲	۰/۴۲	۰/۸۵	۰/۷۳	۰/۶۱	۰/۴۲	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۵۲	۰/۸۲	۰/۸۵	۰/۵۵	۰/۷۷	۰/۴۸	۰/۳۰	۰/۲۹
CaO	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۸
Na ₂ O	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱
K ₂ O	—	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	—	۰/۰۱	—	—	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	—
Total	۹۹/۳۷	۹۹/۰۹	۹۸/۲۸	۹۸/۸۰	۹۸/۲۴	۹۸/۳۴	۹۸/۹۹	۹۶/۳۲	۹۸/۱۲	۹۸/۰۵	۹۹/۱۲	۹۹/۴۶	۱۰۰/۰۱	۹۹/۴۱	۹۸/۴۳	۹۸/۹۰
Si	۲/۹۲	۲/۹۲	۲/۹۱	۲/۸۹	۲/۸۶	۲/۹۱	۲/۸۸	۲/۸۷	۲/۹۰	۲/۹۰	۲/۹۲	۲/۹۳	۲/۹۲	۲/۹۲	۲/۹۰	۲/۹۱
Al iv	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۹
Al vi	۱/۹۷	۱/۹۸	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۴	۱/۹۶	۱/۹۳	۱/۹۱	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۷
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳
Fe ²⁺	۲/۱۳	۲/۱۴	۲/۱۶	۲/۱۴	۲/۱۲	۲/۱۱	۲/۰۷	۲/۰۹	۲/۰۸	۲/۱۴	۲/۲۰	۲/۱۶	۲/۲۰	۲/۰۴	۲/۱۱	۲/۱۸
Mn	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۷۶	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۹۳	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۷۴	۰/۹۳	۰/۹۰	۰/۸۲
Mg	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴
Ca	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Total	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۶	۸/۰۸	۸/۰۵	۸/۰۷	۸/۰۷	۸/۰۵	۸/۰۵	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۵	۸/۰۶	۸/۰۶
alm	۶۸/۸۶	۶۹/۱۲	۶۹/۵۰	۶۸/۰۸	۶۶/۵۱	۶۷/۲۸	۶۵/۰۴	۶۵/۳۸	۶۶/۲۵	۶۸/۴۹	۷۰/۹۰	۶۹/۷۶	۷۰/۹۷	۶۵/۴۵	۶۷/۰۲	۷۰/۰۲
adr	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۶۴	۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۹۰	۰/۶۶	۰/۶۲	۰/۶۵	۰/۵۵	۰/۴۵	۰/۶۶	۰/۴۷	۰/۵۴
grs	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
prp	۳/۰۵	۱/۷۹	۳/۶۶	۳/۱۶	۲/۶۹	۱/۸۴	۱/۹۴	۲/۰۵	۲/۲۸	۳/۵۷	۳/۶۲	۲/۳۱	۳/۲۶	۲/۰۴	۱/۳۰	۱/۲۵
sps	۲۷/۳۱	۲۸/۲۵	۲۶/۲۰	۲۸/۱۴	۲۹/۹۸	۳۰/۰۵	۳۲/۱۳	۳۱/۶۷	۳۰/۶۹	۲۷/۳۲	۲۴/۸۳	۲۷/۲۴	۲۵/۳۲	۳۱/۸۵	۳۱/۰۷	۲۸/۱۹
uv	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۳	۰/۰۰

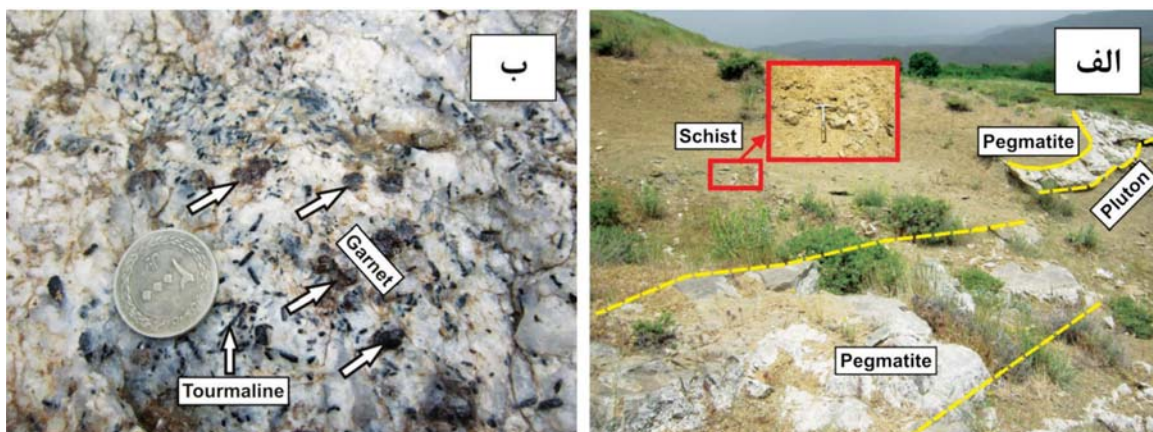
Note: R=Rim; M=Middle; C=Core

نتایج و بحث

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری پگماتیت دره ولی

و به صورت ایزوتروپ بوده و با مرزهای واضح و صاف بدون واکنش با کانی‌های مجاور قابل مشاهده است (شکل ۳-الف، ب و پ). عدم وجود حاشیه واکنشی در این گارنت‌ها، حاکی از رشد آن‌ها تحت شرایط تعادل است. این کانی غالباً خودشکل، نیمه‌خودشکل، بی‌شکل و خردشده بوده و دارای میانبره‌هایی از تورمالین است (شکل ۳-الف، ب و پ). تورمالین‌ها در مقاطع نازک به صورت خودشکل بوده و دارای منطقه‌بندی با هسته آبی و حاشیه سبز هستند (شکل ۳-پ). آندالوزیت سرپسیتی شده در این سنگ‌ها در حاشیه توده‌های نفوذی گرانیتی و پگماتیتی دیده می‌شود (شکل ۳-ت). کوارتزها دارای خاموشی موجی با حاشیه مضرسی به صورت درشت‌بلور تا ریزبلور می‌باشند. از دیگر کانی‌های همراه گارنت می‌توان به مسکوویت اشاره کرد که معمولاً به صورت هم‌زیست با آن دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سنتتیک قابل مشاهده هستند که بیشتر تجزیه‌شدگی به سرپسیت در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-ث). فلدسپار قلیایی بیشتر از نوع ارتوکلاز بریتیتی و میکروکلین است (شکل ۳-ج).

دایک‌های پگماتیتی مورد مطالعه، درون توده نفوذی به شدت هوازده و شیبست‌ها قرار دارند (شکل ۲-الف). این دایک‌ها، توده‌های گرانیتوئیدی و شیبست‌های مجاور آن را با روند شمال غربی-جنوب شرقی قطع کرده‌اند (شکل ۲-الف). توده‌های نفوذی رخنمون یافته به شدت هوازده و فرسوده شده‌اند به طوری که تپه‌ها و زمین‌های کشاورزی را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-الف). در بررسی‌های صحرایی صورت گرفته بر روی این پگماتیت‌ها، گارنت‌ها به صورت کانی‌هایی با ابعاد مختلف و به رنگ قرمز تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). قطر آن‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است که فراوانی گارنت‌هایی با قطر چند سانتی‌متر بیشتر است (شکل ۲-ب). در مقاطع نازک، این سنگ‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی ساده و همگنی از کانی‌های کوارتز، فلدسپارهای آلکالن (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، تورمالین و آپاتیت هستند (شکل ۳). نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که کانی گارنت، در نور XPL بدون منطقه‌بندی

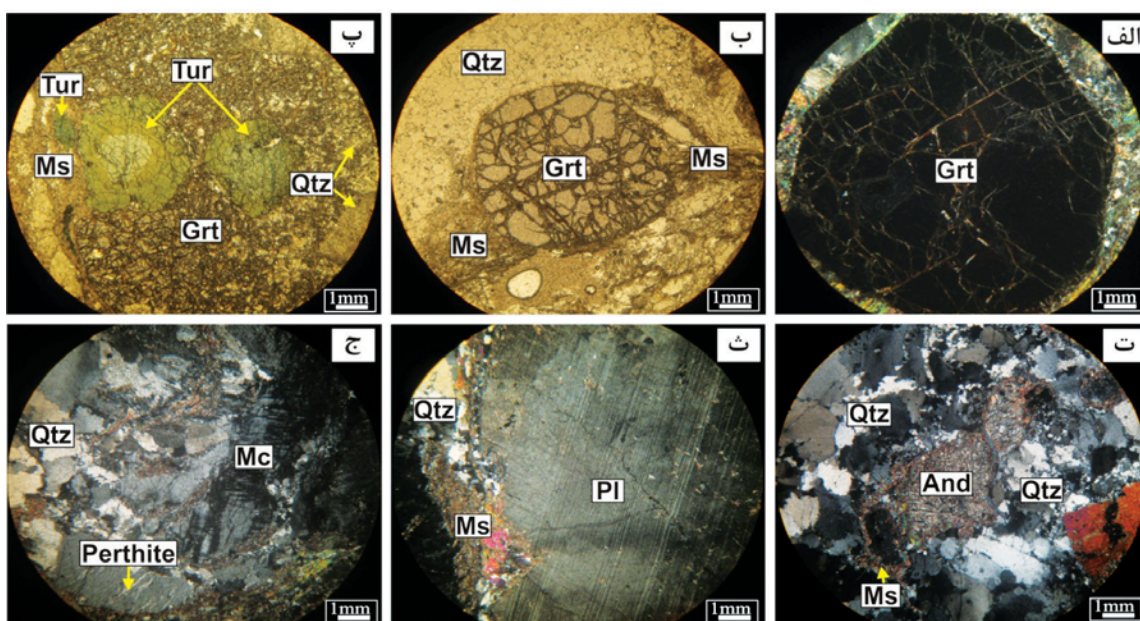


شکل ۲. الف) نمای از واحدهای سنگی شامل توده نفوذی، شیبست و پگماتیت در منطقه مورد مطالعه، ب) تصویر صحرایی از توده‌های پگماتیتی که در آن بلورهای گارنت و تورمالین به راحتی قابل مشاهده هستند (دید به سمت جنوب)

شیمی ترکیب کل پگماتیت‌ها

سنگ‌ها دارای مقادیر بالایی از SiO_2 (۷۴/۹ تا ۸۱/۲۷ درصد وزنی) و Al_2O_3 (۱۱/۴ تا ۱۵ درصد وزنی) هستند. بالا بودن مقدار Al_2O_3 با نسبت‌های بالای گارنت و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها هماهنگ است. مقادیر پایین MgO (۰/۰۷ تا ۰/۲۳

نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی و کمیاب بدست آمده از دایک‌های پگماتیتی مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است. همان‌طور که در این جدول دیده می‌شود، این



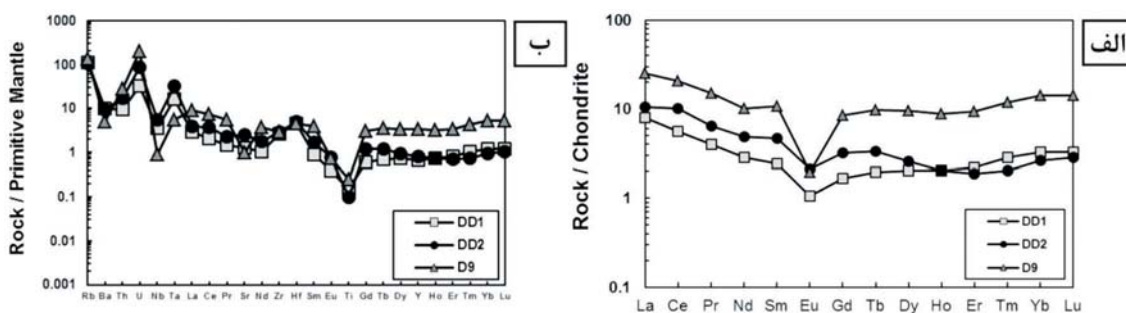
شکل ۳. الف) نمونه‌ای از گارنت‌های خودشکل در وضعیت نوری XPL، ب) نمایی از گارنت‌های نیمه‌خودشکل در وضعیت نوری PPL، پ) حضور میانبار تورمالین دارای منطقه‌بندی درون گارنت بی‌شکل در وضعیت نوری PPL، ت) آندالوزیت‌های سرپسیتی شده در وضعیت نوری XPL، ث) پلاژیوکلازهای سرپسیتی شده در وضعیت نوری XPL، ج) ارتوکلاز پرتیتی و میکروکلین در وضعیت نوری XPL

مورد بررسی و مسطح بودن نمودار عنکبوتی این عناصر می‌تواند ناشی از حضور مقادیر بالایی از زیرکن در نمونه‌ها و ریشه گرفتن ماگما از عمقی باشد که در آن گارنت حضور نداشته و یا به‌عنوان فاز تفاله حاصل از ذوب عمل نکرده است (Tsygankov and Vrublevskaya, 1988; Rollinson, 1993). در نمودار چند عنصری عناصر کمیاب به‌نجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) (شکل ۴-ب)، این نمونه‌ها در عناصری مانند Ti, Ba, Nb و Rb غنی‌شدگی و در عناصر La, Ce, U, Th و Sr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی مرتبط با قوس‌های آتشفشانی بوده که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش به وجود می‌آیند (Rollinson, 1993; Peng et al., 2007). بی‌هنجاری منفی Nb-Ta حاکی از ماگماهای مربوط به فرورانش و محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بوده و همچنین می‌تواند بیانگر مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای باشد (Chappell and White, 1992; Aldanmaz et al., 2000). بی‌هنجاری مثبت Rb ناشی از وجود فلدسپار پتاسیم‌دار و بی‌هنجاری منفی Sr و Ba بیانگر جدایش پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم در طی مراحل

درصد وزنی)، FeO (۰/۹۲ تا ۱/۴۸ درصد وزنی)، CaO (۰/۴۱ تا ۰/۷۵ درصد وزنی)، TiO₂ (۰/۰۲ تا ۰/۰۵ درصد وزنی) و P₂O₅ (۰/۱۹ تا ۰/۳۸ درصد وزنی) بیانگر ماهیت تفریق‌یافته پگماتیت‌های مورد مطالعه است (جدول ۱). این سنگ‌ها از نظر شاخص اشباع از آلومینیوم (A/CNK= ۱/۴۴-۱/۶۶) شدیداً و مقدار کروندوم نورماتیو (CIPW=۴/۶-۱۶/۸۱) شدیداً پرآلومین هستند (جدول ۱). در شکل ۴، تغییرات عناصر کمیاب در دایک‌های پگماتیتی مورد مطالعه نسبت به ترکیب‌های پیشنهادی برای کندریت و گوشته اولیه مقایسه شده است. بررسی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی به‌نجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) بیانگر یک شیب اندک منفی از LREE به سمت HREE (La_N/Yb_N= ۱/۴-۷۶/۰۴)، بی‌هنجاری منفی Eu و الگوی تقریباً مسطح HREE است (شکل ۴-الف). بی‌هنجاری منفی Eu (Eu/Eu* = ۰/۰۲-۰/۴۵) در این نمونه‌ها حاکی از کاهش فوگاسیته اکسیژن، جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک در طی تبلور جدایشی ماگما قبل از مرحله پگماتیتی بوده و یا ممکن است بیانگر ریشه گرفتن ماگما از عمقی باشد که در آن فلدسپار موجود نبوده است (Rollinson, 1993). عدم مشاهده تهی‌شدگی مشخص از HREE در نمونه‌های

عامل مهمی در تحولات ماگمایی محسوب می‌شوند. از سویی دیگر، بی‌هنجاری منفی عناصر ناسازگار و متحرک LILE (مانند Ba و Sr) در ترکیب کل پگماتیت‌های مورد بررسی را می‌توان به تحرک آنها تحت تأثیر سیال‌هایی نظیر سیال‌های فلوئور، کلر و بوردار نسبت داد که در مذاب‌های پگماتیتهای به وفور یافت می‌شوند (Rollinson, 1993).

اولیه تبلور ماگماست (Wilson, 1989). بنابر پیشنهاد Wu et al., (2003) بی‌هنجاری منفی Eu اگر همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی که همراه با بی‌هنجاری منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم‌دار ایجاد می‌شود. بر این اساس در نمونه‌های مورد مطالعه تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار با هم

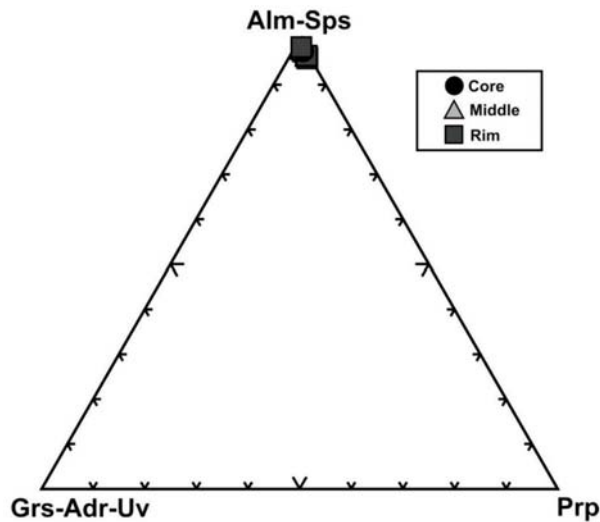


شکل ۴. الگوی بهنجارشده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در پگماتیت‌های دره ولی نسبت به: الف) ترکیب کندریت (برگرفته از McDonough and Sun, 1995) و ب) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)

شیمی کانی
به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی، تعیین الگوی منطقه‌بندی و منشأ گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های مورد مطالعه، چندین نمونه گارنت از حاشیه به مرکز و همچنین حاشیه-مرکز-حاشیه مورد تجزیه ریزپردازشی و تجزیه LA-ICP-MS قرار گرفتند. نتایج تجزیه ریزپردازشی و تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت در جداول ۲ و ۳ ارائه گردیده است.

زمین‌شیمی عناصر اصلی در گارنت
بر اساس نمودار سه‌تایی Alm+Sps، Grs و Prp که از طریق محاسبه اعضای پایانی به‌دست آمدند، گارنت‌های منطقه دره ولی در گستره گارنت‌های پیرالسپیت قرار گرفته و از نوع آلماندین-اسپسارتین هستند و تنها درصد کمی پیروپ و آندرادیت دارند (جدول ۲ و شکل ۵).

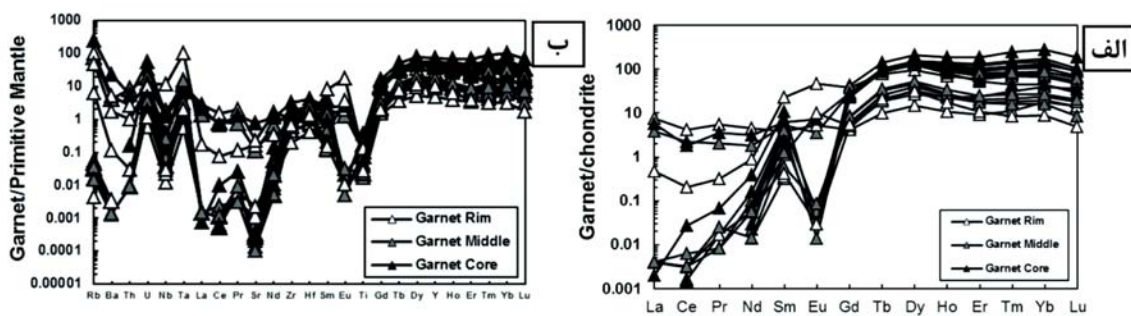
زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی در گارنت
نتایج تجزیه گارنت‌ها به روش LA-ICP-MS (جدول ۳) نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های مورد مطالعه غنی در Y (۲۱/۲۸۳-۳۱۹/۹۱۸) و HREE بوده، اما شامل مقادیر پایین Cr (۰/۸-۲۸۷/۴۱۵ ppm) و Rb (۴۰-۰/۶۹۰ ppm) V (۱۵-۰/۴۵۰ ppm) Sr (۱۵۱-۰/۹۶۱ ppm) Th (۰-۰/۶۵۹ ppm) Ba (۱۵۳-۰/۸۶۳ ppm) Hf (۲-۰/۵۲۳ ppm) Ce (۱-۰/۷۸۷ ppm) La (۱۱۷/۰-۱/۱۹۷ ppm) Pr (۰-۰/۵۱۸ ppm) و Eu (۲-۰/۶۳۴ ppm) نسبت به سنگ میزبان‌شان (جدول ۱) هستند. این گارنت‌ها دارای غلظت‌های متوسطی از Ti (۲۰/۴۳۴-۵۵۴/۲۹۴ ppm) Zr (۶۲/۵۴۹-۵۴۰/۰۸۳ ppm) Sc (۲/۰۱۷-۳۴/۲۰۳ ppm) و Sm مقدار Sm بین ۰/۰۴۷-۳/۳۸۷ ppm و مقدار Nd بین ۰-۲/۰۵۸ ppm منجر به نسبت متوسط تا بالایی از Sm/Nd در حدود ۰/۲۸۱ تا ۵۹/۱۶۶ ppm می‌شود. غلظت پایین Nd و نسبت بالای Sm/Nd در گارنت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این گارنت‌ها باید تقریباً عاری از میانبارهای غنی از LREE و با نسبت پایین Sm/Nd باشند و در مقابل فقط حاوی میانبارهایی با Nd پایین هستند (Thöni and Miller, 2004). نسبت Sm/Nd معمولاً در گارنت‌های ماگمایی بالا بوده و بیانگر تفریق شدید REE در گارنت‌های متبلور شده از مذاب‌های پگماتیتهای است (Thöni and Miller, 2000; Sölvä et al., 2003). در نمودارهای عنکبوتی، تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب موجود در گارنت نسبت به کندریت و گوشته اولیه به‌هنجار



شکل ۵. ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت در پگماتیت‌های منطقه دره ولی در نمودار مثلثی Alm+Sps-Prp-Grs (Coleman et al., 1965)

نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، گارنت موجود در رگه‌های پگماتیتهای از عناصر با شدت میدان پایین (مانند Ba، Rb، Sr) تهی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای بی‌هنجاری‌های منفی Ti و Nb و مثبت Ta و U هستند (شکل ۶-ب). بی‌هنجاری منفی Sr و Ba در گارنت‌ها، به دلیل شعاع یونی بزرگ‌تر این عناصر نسبت به جایگاه‌های ۸ تایی با هم‌آرایی ۸ در ساختار گارنت است (Gaspar et al., 2008).

شده‌اند (شکل ۶). بررسی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) حاکی از غنی‌شدگی این گارنت‌ها از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سبک ($Yb_N/Sm_N = 3/68 - 73/11$) و بی‌هنجاری منفی شدید Eu در مرکز ($Eu/Eu^* = 0.41$) و بی‌هنجاری مثبت ($Eu/Eu^* = 3.0/22$) در حاشیه‌ها است (شکل ۶-الف و جدول ۳). در نمودار تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده



شکل ۶. نمودار بهنجارسازی عناصر در گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های دره ولی نسبت به: الف) ترکیب کندریت (برگرفته از McDonough and Sun, 1995) ب) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)

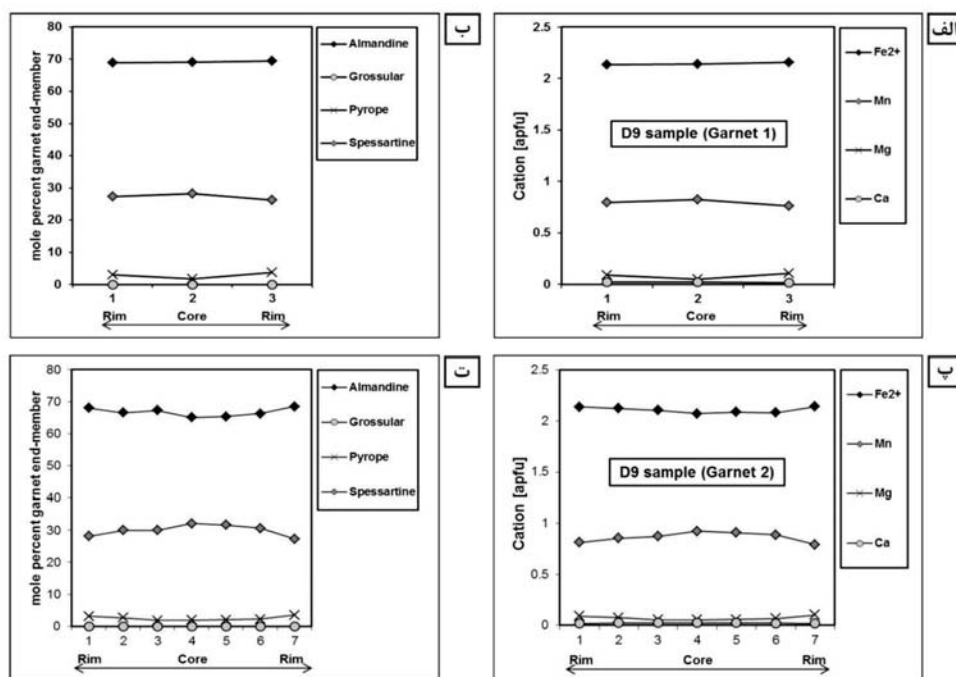
حاشیه افزایش یافته و مقدار اسپسارتین در مرکز آن‌ها بیش‌تر است. گروسولار تغییرات منظمی را از مرکز تا حاشیه این گارنت‌ها نشان نمی‌دهد (جدول ۲ و شکل ۷). این روند به وضوح بیانگر منطقه‌بندی ترکیبی عادی در گارنت‌های مورد بررسی است. گارنت‌های ماگمایی با مرکزهای غنی از Mn

زون‌بندی عناصر اصلی در گارنت

در گارنت‌های مورد مطالعه، از مرکز به حاشیه مقدار Fe و Mg افزایش پیدا کرده، در حالیکه مقدار Mn کاهش یافته و Ca روندی خطی نشان می‌دهد (جدول ۲ و شکل ۷). مقدار آلماندین و پیروپ در گارنت‌های مورد مطالعه به‌سوی

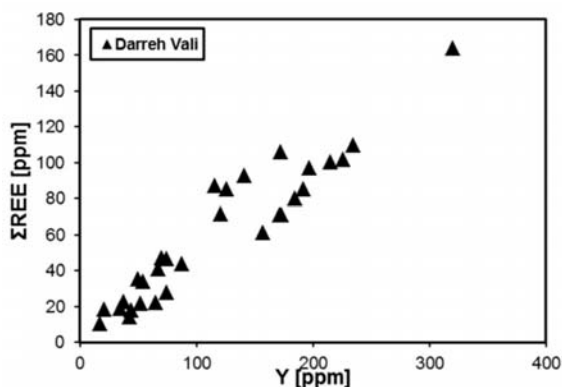
در مورد مرکزهای غنی از Mn و حاشیه‌های غنی از Fe در گارنت موجود در پگماتیت‌های مناطق Steli, Li grube و Hovåsen پیشنهاد کردند در جایی که گارنت به تنهایی و Mn و Fe مذاب را تأمین می‌کند، مذاب در Mn نسبت به Fe تهی می‌شود و مقادیر $MnO/(MnO+FeO)$ گارنت از مرکز به حاشیه کاهش پیدا می‌کند. ویژگی بارز منطقه‌بندی عناصر اصلی نمونه‌های مورد بررسی، الگوی زنگوله‌ای شکل Mn (و اسپسارتین) است (شکل ۷-پ و ت). منطقه‌بندی زنگوله‌ای شکل Mn در گارنت به دنبال تغییر ضرایب توزیع Mn و Fe مذاب و گارنت شکل می‌گیرد (Nakano and Ishikawa, 1997). به عقیده (Dahlquist et al., 2007) الگوی زنگوله‌ای شکل Mn در گارنت‌های موجود در پگماتیت باید منشأ دگرگونی داشته باشد (زنوکریستی) یا از ماگماهای گرانیتی بسیار فلسیک ($SiO_2 = 73-76 \text{ wt.}\%$) در درجه حرارت‌های زیر ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده باشد. عقیده بر آن است که گارنت تشکیل شده در طی فعالیت‌های دگرگونی پیش‌رونده معمولاً دارای منطقه‌بندی عادی، با مرکزهای غنی از Mn و حاشیه‌های غنی از Fe هستند (Deer et al., 1982).

و حاشیه‌های غنی از Fe از پگماتیت‌های گرانیتی در فرانسه (Leake, 1967)، پگماتیت‌های Ishikawa و Yamanoo (شمال شرق ژاپن) (Nakano and Ishikawa, 1997)، پگماتیت‌های Hub Kapong (تایلند) (Manning, 1983)، گرانیت Cairnsmore of Fleet (Uplands جنوبی، اسکاتلند) (Macleod, 1992) و پی‌سنگ Ötztal (رشته‌کوه‌های آلپ شرقی، تیرول) (Thöni and Miller, 2001) گزارش شده‌اند. کاهش Fe^{2+} و افزایش Mn از حاشیه به مرکز را به افزایش اکتیویته H_2O (در ماگما در طی تبلور پگماتیت نسبت داده‌اند). با توجه به اینکه ضریب توزیع Mn/Fe بین گارنت و مذاب بیشتر از یک است، بنابراین مذاب با تبلور گارنت ماگمایی به سمت مقادیر پایین‌تر منگنز تقریق پیدا می‌کند (London, 2008). در نتیجه، همان‌گونه که در گارنت‌های درون پگماتیت‌های منطقه دره ولی مشاهده می‌شود، میزان منگنز به سوی حاشیه گارنت کاهش نشان می‌دهد. لذا یکی از دلایل تمرکز Mn در مرکز گارنت‌ها را می‌توان به سازگاری بسیار زیاد منگنز نسبت به کانی‌های سیلیکاته دیگر در ساختمان گارنت نسبت داد. (Müller et al., 2012)



شکل ۷. روند تغییرات عناصر و اعضای نهایی از حاشیه به سمت مرکز و از حاشیه-مرکز-حاشیه در بلورهای گارنت موجود در پگماتیت‌های منطقه دره ولی

عناصر ناسازگار در گارنت رفتار می‌کنند (Anczkiewicz et al., 2012). بنابراین، انتظار می‌رود که روند پراکندگی این عناصر مشابه با LREE باشد. بررسی نمودارها نشان می‌دهد که منطقه‌بندی عناصر HFSE (شامل Ta, Nb, U, Ti, Zr و Hf) در بیشتر گارنت‌های تجزیه شده منطقه دره ولی مشابه با روندهای مشاهده شده برای عناصر Nd و Sm بوده و از مرکز به حاشیه روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۹). عناصر کمیاب خاکی متوسط (Dy, Tb, Gd) و عناصر کمیاب خاکی سنگین (Lu, Tm, Yb, Er, Ho) نیز دارای رفتار زمین‌شیمیایی مشابهی بوده و روند تغییرات آنها از مرکز به حاشیه کاهشی است (شکل ۹).



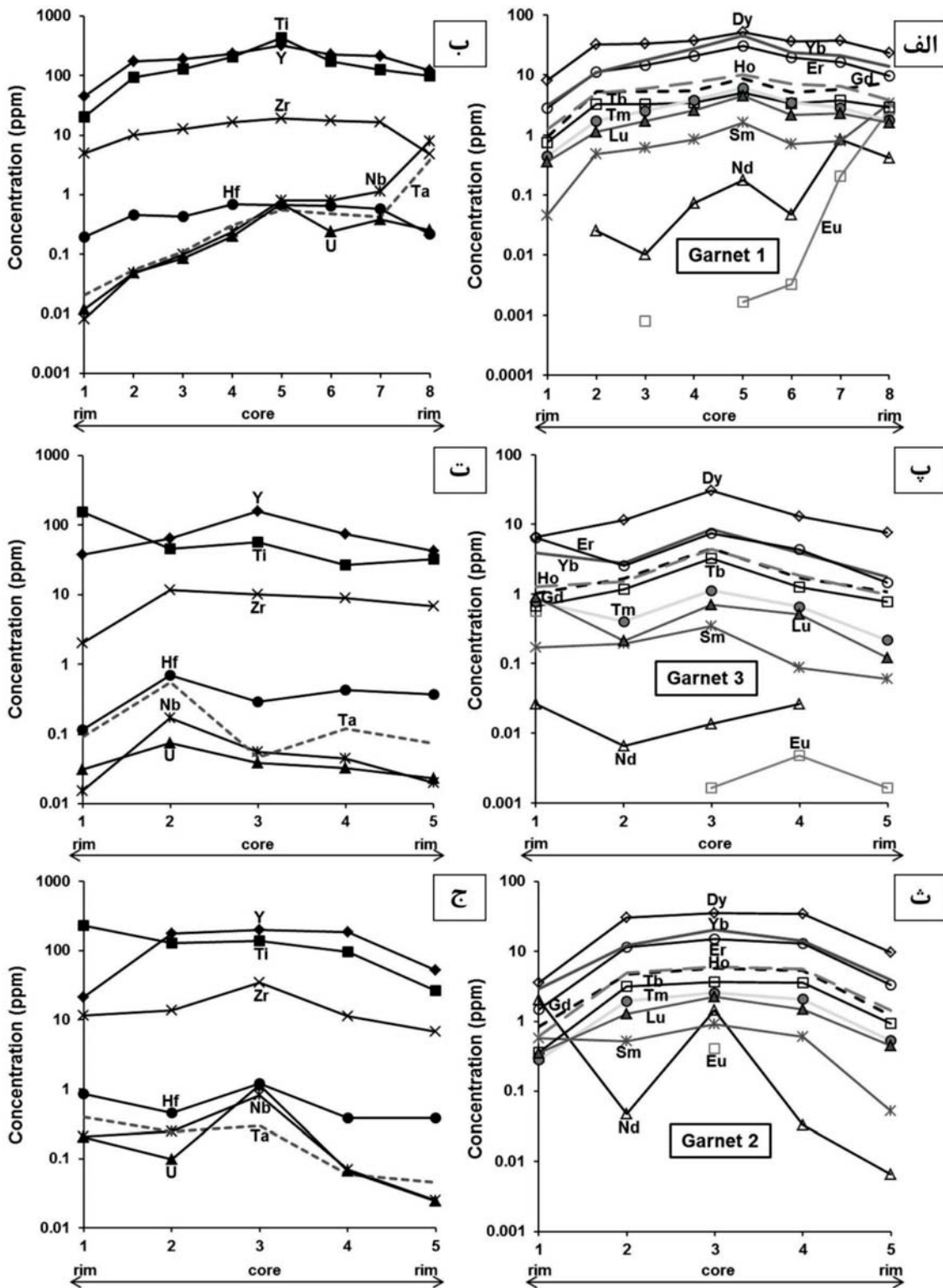
شکل ۸. رابطه خطی بین مقادیر ΣREE با مقدار Y در بلورهای گارنت درون پگماتیت‌های دره ولی

منشأ گارنت

گارنت آذرین با ترکیب شیمیایی منحصر بفرد می‌تواند از یک ماگمای نوع I/M (به ترتیب، مانند مذاب مشتق شده به وسیله ذوب بخشی سنگ‌های آذرین در پوسته و مذاب‌های حاصل از گوشته بالایی) یا یک ماگمای نوع S متبلور شود (Green, 1992; Harangi et al., 2001). گارنت‌های متبلور شده از ماگماهای متآلومین (I/M-type) به وسیله مقادیر نسبتاً بالای CaO (CaO > 5 wt.%) و پایین MnO (MnO < 2 wt.%) تشخیص داده می‌شوند، در حالیکه گارنت‌های متبلور شده از ماگماهای پرآلومین نوع S و منشأ پلیتی دارای مقادیر پایینی از CaO (CaO < 4 wt.%) و مقادیر متغیری از MnO هستند (Green, 1992; Harangi et al., 2001). در مورد پگماتیت‌های دره ولی، همه بلورهای گارنت شامل مقادیر پایین CaO (۱۵/۲۹-۰/۱۰ wt.%)

زون‌بندی عناصر کمیاب خاکی در گارنت

غلظت کل عناصر کمیاب خاکی (ΣREE) در گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های دره ولی با مقدار Y همبستگی مثبتی را نشان می‌دهند (شکل ۸). با توجه به توزیع Y و HREE (از Lu تا Ho) در گارنت‌های موجود در پگماتیت دره ولی دو نوع منطقه‌بندی از مرکز به حاشیه قابل مشاهده است (شکل ۹). در منطقه‌بندی نوع اول، روند تغییرات Y و HREE از مرکز به سوی حاشیه کاهشی است (شکل ۹-الف، ب، پ و ت). در منطقه‌بندی نوع دوم، مقدار Y و HREE از مرکز به سوی قسمت‌های میانی روند نسبتاً یکنواختی داشته و در نزدیکی حاشیه کاهش پیدا کرده است (شکل ۹-ث و ج). رفتار زمین‌شیمیایی Y مشابه با HREE بوده، در ساختار x گارنت قرار می‌گیرد و معمولاً غلظت آن بیشتر از سایر HREE‌ها است (Gramaccioli and Pezzotta, 2000). Van Westrenen et al., 1999 همانگونه که در شکل ۹ قابل مشاهده است، در تمامی گارنت‌های تجزیه شده، ایتروم از روند HREE تبعیت کرده است. روند کاهشی Y و REE در گارنت‌های موجود در برخی از گرانیت‌های I-type بسیار تفریق یافته (Wang et al., 2003)، گرانیت A-type منطقه (Hlina (Hönig et al., 2014)، پگماتیت‌های گرانیتی (Smeds, 1994; Whitworth and Freely, 1994; Müller et al., 2012; Samadi et al., 2014b) و بیوتیت گرانودیوریت‌ها (Dorais and Tubrett, 2012) گزارش شده است (Wang et al., 2003). ظهور گارنت‌هایی با حاشیه فقیر از Y و مرکزهای غنی از Y را به تبلور از یک مذاب باقی‌مانده غنی از مواد فرار نسبت داده‌اند. به اعتقاد ایشان تجمع فاز سیال باعث انحلال REE شده و شرایط نامناسبی را برای ورود REE به داخل ساختمان گارنت فراهم نموده است. Smeds (1994) غلظت‌های بالای Y را در حاشیه گارنت موجود در پگماتیت‌های نسبتاً تفریق یافته و مقدار پایین Y را در حاشیه گارنت درون پگماتیت‌های اولیه و بسیار تفریق یافته منطقه Falun (سوئد) گزارش کرده است. بر پایه این مشاهدات، ایشان معتقد هستند که مقدار Y در گارنت، با افزایش تفریق ماگمایی کاهش پیدا می‌کند. عناصر HFSE (شامل Zr, Hf, Ti, Ta, Nb, U) به‌عنوان



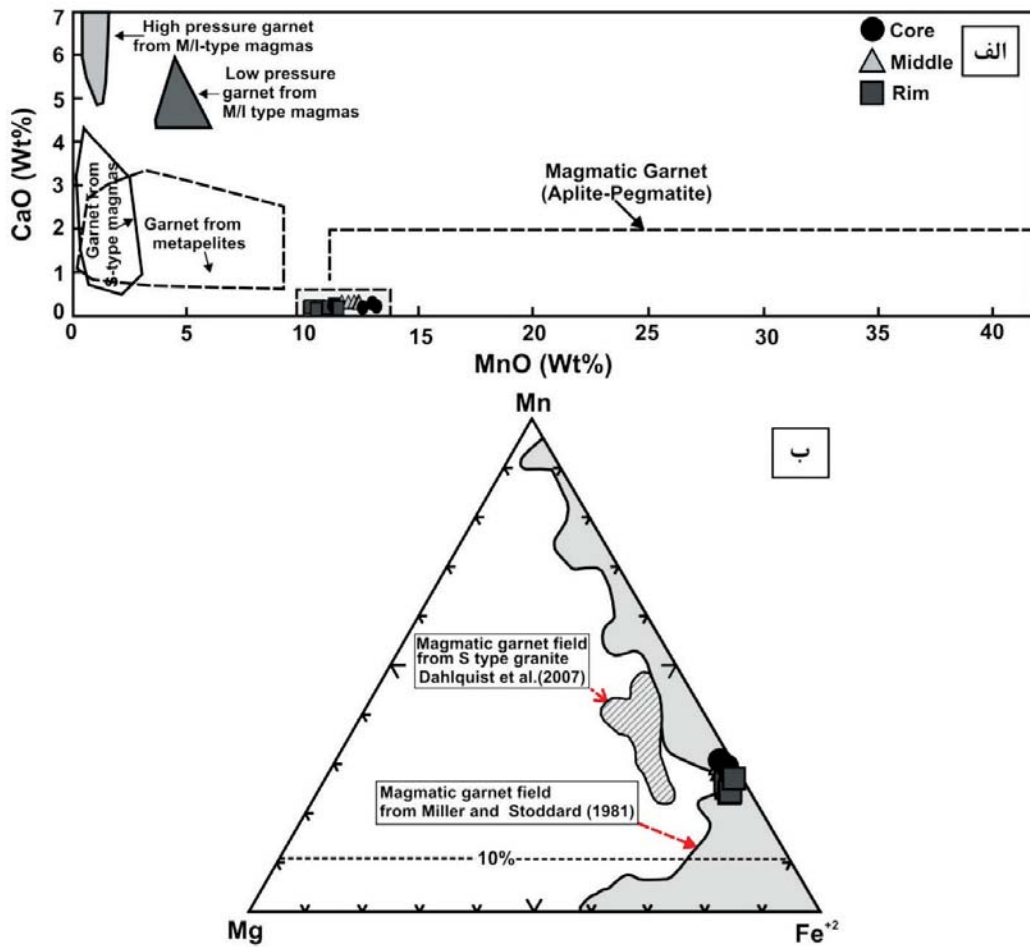
شکل ۹. نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب از حاشیه-مرکز-حاشیه در بلورهای گارنت موجود در پگماتیت دره ولی

دیواره به سمت قسمت مرکزی دایک پگماتیتهای افزایش پیدا می‌کند در حالیکه مقدار Fe^{2+} کاهش پیدا می‌کند. در این پژوهش، نمونه‌برداری گارنت از بخش‌های حاشیه‌ای دایک پگماتیتهای صورت گرفت. بنابراین همانگونه که انتظار می‌رود تغییرات MnO و FeO در بلورهای گارنت موجود در پگماتیتهای دره ولی بیانگر تشکیل آن‌ها در بخش حاشیه‌ای طبقه‌بندی Baldwin and Von Knorring (1983) است (شکل ۱۱-ب). از این رو، می‌توان نتیجه گرفت که بلورهای گارنت درون پگماتیتهای دره ولی از قسمت‌های حاشیه‌ای رگه پگماتیتهای (نمایانگر اولین مذاب‌های کم‌تر تفریق‌یافته برای تبلور) دارای مقادیر پایین‌تر MnO و بالاتر FeO در مقایسه با قسمت‌های درونی دایک (نمایانگر آخرین مذاب با تفریق‌یافتگی متوسط برای تبلور) هستند.

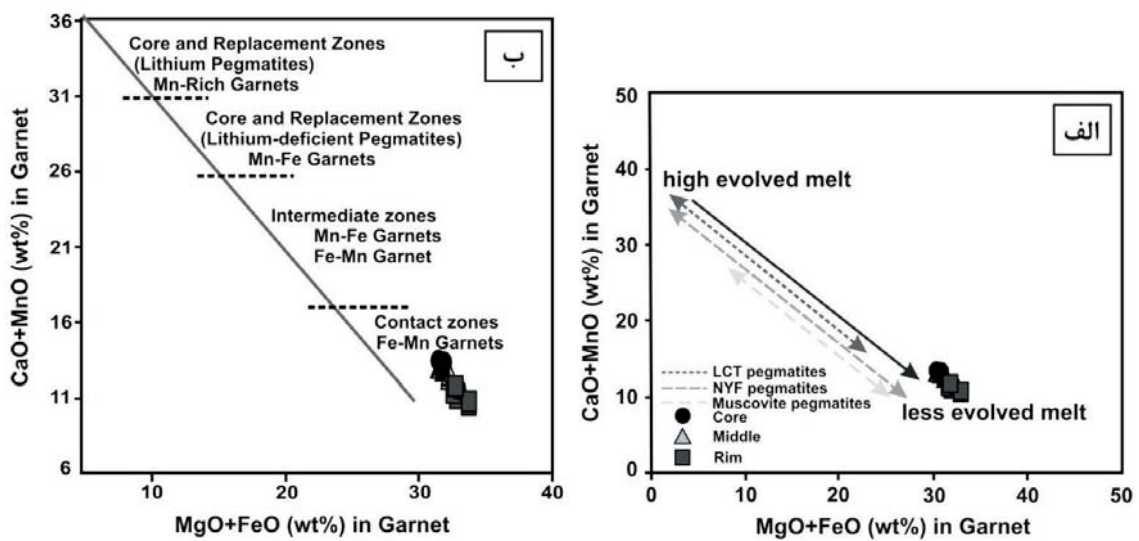
شرایط P-T و fO_2 حاکم بر تبلور بلورهای گارنت

Green (1977) و Green and Ringwood (1968) (1992) به یک رابطه نزدیک بین ترکیب گارنت (گروسولار و اسپسارتین) و شرایط دما و فشار حاکم بر تبلور آن اشاره کرده‌اند. براساس پیشنهاد ایشان، مقدار گروسولار موجود در گارنت با افزایش فشار، افزایش پیدا می‌کند، در حالی که MnO تأثیر قابل توجهی در پایداری گارنت در مذاب‌های سیلیسی تا سطوح کم‌عمق‌تر دارد. برای مثال، گارنت با ۲۰ تا ۲۵ درصد مولی اسپسارتین ممکن است در تعادل با یک مذاب گرانیتهای در اعماق ۱۲ کیلومتری و احتمالاً کم‌عمق‌تر با مقادیر بالاتر اسپسارتین باشد. در مقابل، گارنت‌هایی با کمتر از ۱۰ درصد مولی اسپسارتین، که معمولاً در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی سیلیسی استرالیای شرقی یافت می‌شوند، عمق تبلور بیشتر از ۱۸ کیلومتر را نشان می‌دهند. (Weisbrod (1974), Green (1977) و Clemens and Wall (1981) تشخیص دادند که گارنت‌های آلمان‌دین- اسپسارتین غنی از منگنز در درون یک مذاب گرانیتهای در فشار زیر پنج کیلو بار پایدار هستند. با افزایش مقدار منگنز، گارنت به‌عنوان یک کانی پایدار در فشارهای پایین‌تر (زیر یک کیلو بار در درجه حرارت ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد) یافت

و مقادیر بالای MnO (۲۷/۱۸-۱۰/۱۳ wt.%) هستند. همان‌گونه که در نمودار MnO در برابر CaO (برحسب درصد وزنی) (Harangi et al., 2001; Samadi et al., 2014) قابل مشاهده است، ترکیب گارنت‌های مورد بررسی بیرون از محدوده گارنت‌های حاصل از متاپلیت‌ها قرار داشته و در محدوده گارنت‌های با خاستگاه ماگمایی (آپلیتی و پگماتیتهای) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). رسم داده‌های عناصر اصلی گارنت‌های درون پگماتیتهای دره ولی در نمودار مثلثی $Mn-Mg-Fe^{2+}$ حاکی از قرارگیری آن‌ها در محدوده گارنت‌های ماگمایی ارائه شده توسط Miller and Stoddard (1981) است (شکل ۱۰-ب). میانگین مقدار $MnO/(FeO+MnO)$ بلورهای گارنت ماگمایی به‌عنوان یک شاخص حساس جهت تعیین درجه تفریق مذاب‌های تشکیل دهنده پگماتیتهای محسوب می‌شود. این نسبت با افزایش تفریق ماگمایی در یک مذاب پگماتیتهای افزایش پیدا می‌کند. بنابراین گارنت‌های غنی از Mn احتمالاً از مذاب‌های تفریق یافته غنی از Mn ته‌نشین شده‌اند (Abbott, 1981; Miller and Stoddard, 1981; Müller et al., 2012). (Moretz et al. (2013) و Samadi et al. (2014) با مقایسه گارنت در نمونه‌هایی از پگماتیتهای خانواده، LCT، NYF و مسکوویت، نشان دادند که گارنت‌ها از مذاب‌هایی با کمترین تفریق‌یافتگی دارای پایین‌ترین مقادیر $MnO+CaO$ و بالاترین مقادیر $FeO+MgO$ حاصل شده‌اند (شکل ۱۱-الف). بر روی نمودار $MnO+CaO$ در مقابل $FeO+MgO$ (برحسب درصد وزنی) (شکل ۱۱-الف)، ترکیب گارنت درون پگماتیتهای دره ولی درجه پایینی از تفریق پگماتیتهای را نشان می‌دهند. بر پایه مطالعات Baldwin and Von Knorring (1983) در پگماتیتهای نوع لیتیم-سزیم-تانتالیوم، مقدار FeO و MnO گارنت براساس موقعیت آن‌ها در درون توده پگماتیتهای تغییر می‌کند. ایشان اشاره کردند که گارنت با $Fe > Mn$ در بخش حاشیه‌ای، گارنت با $Mn \approx Fe$ در بخش میانی و گارنت‌های غنی از منگنز ($MnO=27-41$ wt.%) در قسمت مرکزی دایک‌های پگماتیتهای تشکیل می‌شوند. در حقیقت، براساس پیشنهاد Baldwin and Von Knorring (1983)، مقدار Mn از



شکل ۱۰. الف) مقایسه مقادیر CaO در برابر MnO (برحسب درصد وزنی) گارنت‌های درون پگماتیت گرانیتی دره ولی با پگماتیت‌های گرانیتی در سایر نقاط جهان (Samadi et al., 2014) و همچنین گارنت‌های آذرین درون گرانیتوئیدهای سایر نقاط جهان و گارنت دگرگونی متاپلیت‌ها (Harangi et al., 2001)، ب) ترکیب شیمیایی گارنت‌های دره ولی در قلمرو آذرین (Miller and Stoddard, 1981)



شکل ۱۱. الف) طبقه‌بندی مذاب تفریق یافته دره ولی براساس MnO+CaO در برابر FeO+MgO (درصد وزنی) گارنت درون پگماتیت (Moretz et al., 2013) ب) رابطه بین ترکیب شیمیایی گارنت و منطقه‌بندی پگماتیت دره ولی (برگرفته از Baldwin and Von Knorring, 1983)

می‌شود (Weisbrod, 1974). همچنین مطالعات تجربی (Hsu, 1968; Green, 1977) نشان داده است که محتوای بالای Mn، پایداری گارنت در ماگماها را افزایش می‌دهد و منجر به تبلور آن به‌عنوان یک کانی آذرین اولیه در فشارهای سه کیلو بار یا کمتر می‌شود. بنابر اعتقاد Baldwin and Von Knorring (1983)، گارنت‌های غنی از منگنز از ماگماهای غنی شده در مواد فرار تشکیل می‌شوند. بنابراین می‌توان احتمال داد که گارنت‌های غنی از اسپسارتین در پگماتیت دره ولی به‌عنوان فازهای اولیه از یک مذاب گرانیته غنی شده در ترکیبات فرار و در فشار و درجه حرارت پایین تشکیل شده باشند. با توجه به داده‌های جدول ۲، ترکیب مرکز و حاشیه بلورهای گارنت موجود در پگماتیت دره ولی حاکی از افزایش میزان درصد مولی آلماندین و پیروپ به سمت حاشیه و بالاتر بودن اسپسارتین در قسمت‌های مرکزی گارنت است. بنابراین با توجه به یافته‌های پژوهشگران یاد شده، تبلور بلورهای گارنت در پگماتیت دره ولی در فشار پایین‌تر از ۵ کیلو بار محرز می‌شود. در این پژوهش، الگوی REE گارنت موجود در دایک‌های پگماتیته جهت تفسیر شرایط فیزیکی‌شیمیایی تشکیل سنگ مادر مورد استفاده قرار گرفت. تحرک REE براساس عواملی که واکنش سنگ-سیال را کنترل می‌کنند مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد (Bau, 1991; Lottermoser, 1992).

۲۵۰°C و شرایط اکسیداسیون پایدار است. بنابراین، بی‌هنجاری منفی Eu در مرکز گارنت‌های موجود در پگماتیت دره ولی (شکل ۶-الف) بیانگر تشکیل مرکز آنها در شرایط دمایی بالا (T > ۲۵۰°C) و fO₂ پایین سیالات تشکیل‌دهنده مذاب پگماتیته است. از سویی دیگر، بی‌هنجاری مثبت Eu در حاشیه گارنت‌های درون پگماتیت دره ولی (شکل ۶-الف) احتمالاً به تشکیل آنها در شرایط اکسیدان و درجه حرارت پایین (T > ۲۵۰°C) سیالات موجود در مذاب پگماتیته اشاره دارد. شایان ذکر است که عوامل دیگری نیز ممکن است در ایجاد بی‌هنجاری Eu نقش داشته باشند. برای مثال، مشخص شده است که پلاژیوکلاز Eu را در خود جای می‌دهد، بنابراین، مقدار پایین Eu و $Eu/Eu^* < 1$ در گارنت موجود در پگماتیت‌های مورد مطالعه می‌تواند به‌وسیله فراوانی پایین Eu^{2+} در سیال پگماتیته، به دلیل پایین بودن درجه دگرسانی پلاژیوکلاز در سنگ منشأ توجیه شود (Lottermoser, 1992; Bau et al., 1998). در مقابل، مقدار بالای Eu در گارنت با $Eu/Eu^* > 1$ ممکن است ناشی از دگرسانی مقادیر زیادی از فلدسپار و مشارکت Eu به داخل سنگ مادر باشد (Heimann et al., 2011).

نتیجه‌گیری

منطقه دره ولی از دایک‌های پگماتیته متعددی با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی تشکیل شده است. این توده‌های پگماتیته‌ای آخرین فاز تبلور ماگما در منطقه مورد مطالعه هستند. از نظر ترکیب کانی‌شناسی، در مقاطع میکروسکوپی شامل کوارتز، فلدسپار آلکان (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، تورمالین و آپاتیت هستند. نتایج حاصل از بررسی شیمی کانی‌ها بیانگر تعلق بلورهای گارنت موجود در پگماتیت دره ولی به محلول جامد آلماندین-اسپسارتین است. گارنت موجود در این سنگ‌ها منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهد که با افزایش پایه شواهد زمین‌شیمیایی نظیر محتوای بسیار بالای منگنز (MnO = ۱۰/۱۳-۲۷/۱۸ wt.%) و مقدار کم کلسیم (CaO = ۰/۰-۱۵/۲۹ wt.%)، گارنت‌های منطقه دره ولی،

in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

- Allan, B.D. and Clarke, D.B., 1981. Occurrence and origin of garnets in the South Mountain batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist*, 19, 19-24.

- Anczkiewicz, R., Thirlwall, M., Alard, O., Rogers, N.W. and Clark, C., 2012. Diffusional homogenization of light REE in garnet from the Day Nui Con Voi Massif in N-Vietnam: Implications for Sm-Nd geochronology and timing of metamorphism in the Red River shear zone. *Chemical Geology*, 318-319, 16-30.

- Arredondo, E.H., Rossman, G.R. and Lumpkin, G.R., 2001. Hydrogen in spessartine-almundine garnets as a tracer of granitic pegmatite evolution. *American Mineralogist*, 86, 485-490.

- Baldwin, J.R. and Von Knorring, O., 1983. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 21, 683-688.

- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93, 219-230.

- Bau, M., Usui, A., Pracejus, B., Mita, N., Kanai, Y., Irber, W. and Dulski, P., 1998. Geochemistry of low-temperature water-rock interaction: evidence from natural waters, andesite, and iron-oxyhydroxide precipitates at Nishiki-numa iron-spring, Hokkaido, Japan. *Chemical Geology*, 151, 293-307.

- Černý, P., Meintzer, R.E. and Anderson, A.J., 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanism. *The Canadian Mineralogist*, 23, 381-421.

منشأ آذرین داشته و در محدوده گارنت‌های با خاستگاه ماگمایی درون مذاب پگماتیته قرار می‌گیرند. مقدار بالای $MgO+FeO$ در برابر مقدار کم $MnO+CaO$ بلورهای گارنت حاکی از تبلور آنها در حاشیه رگه پگماتیته و از مذاب‌های کم‌تر تفریق یافته است. شیمی کانی گارنت، محدوده دمایی پایین و فشار پایین‌تر از پنج کیلو بار را برای تشکیل پگماتیته دره ولی نشان می‌دهد. روند تغییرات گارنت‌های مورد مطالعه نسبت به Y و HREE (از Ho تا Lu) از مرکز به حاشیه کاهشی است. روند کاهشی مشاهده شده در Y و HREE از مرکز به حاشیه در این گارنت‌ها به افزایش تفریق ماگمایی، افزایش اکتیویته H_2O و تجمع فاز سیال نسبت داده می‌شود. بی‌هنجاری منفی Eu در مرکز گارنت‌های مورد مطالعه احتمالاً ناشی از رشد گارنت در شرایط احیایی و دمایی بالا، کافی بودن نرخ انتشار REE در مراحل اولیه رشد گارنت و تعادل گارنت در حال رشد با فلدسپار بوده است، و به دنبال آن در حاشیه گارنت‌های در حال رشد، به دلیل کاهش نرخ انتشار REE ناشی از کاهش درجه حرارت و همچنین عدم تعادل بین گارنت و فلدسپار، بی‌هنجاری مثبت Eu ایجاد شده است.

منابع

- حاج ملاعلی، ا. و سهندی، م.ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Abbott Jr., R.N., 1981. AFM liquidus projection for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *The Canadian Mineralogist*, 19, 103-110.

- Ahmadi-Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859-877.

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83, 1-26.
- Clemens, J.D. and Wall, V.J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, 10, 111-131.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 483-508.
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P. H., Saavedra, J. and Fanning, C.M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95, 177-207.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1982. *Rock-Forming Minerals*. 1A Orthosilicates. Longmans, 2nd edition, 919.
- Dorais, M.J. and Tubrett, M., 2012. Detecting peritectic garnet in the peraluminous Cardigan Pluton, New Hampshire. *Journal of Petrology*, 53, 299-324.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric data. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. and Moretti, D., 2008. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 72, 185-205.
- Gramaccioli, C.M. and Pezzotta, F., 2000. Geochemistry of yttrium with respect to rare-earth elements in pegmatites. *Memorie della Società Italiana di Scienze naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, 30, 111-115.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E., 1968. Origin of the garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 163-174.
- Green, T.H., 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, 59-67.
- Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanic and high-level intrusive from Northland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83, 429-438.
- Harangi, S.Z., Downes, H., Ko'sa, L., Szabo', C.S., Thirlwall, M.F. and Mason, P.R.D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42, 1813-1843.
- Heimann, A., 2015. The chemical composition of gahnite and garnet as exploration guides to and indicators of rare element (Li) granitic pegmatites. U.S. Geological Survey, Open-File Report 1-24.
- Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S., Conor, C.H.H. and Pearson, N.J., 2011. The composition of garnet in garnet-rich rocks in the southern Proterozoic Curnamona Province, Australia: an indicator of the premetamorphic physico-chemical conditions of formation. *Mineralogy and Petrology*, 101, 49-74.
- Hönig S., Čopjaková R., Škoda R., Novák M., Dolejš D., Leichmann, J. and Vašinová Galiová, M., 2014. Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from

- the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic. *American Mineralogist*, 99, 1922-1941.
- Hsu, L.C., 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H, a model for garnet equilibria. *Journal of Petrology*, 9, 40-83.
 - Leake, B.E., 1967. Zoned garnets from the Galway granite and its aplite. *Earth and Planetary Science Letters*, 3, 311-315.
 - London, D., 2008. Pegmatites. *Canadian Mineralogist Special Publication*, 10, 1-347.
 - Lottermoser, B.G., 1988. Rare earth element composition of garnets from the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebodies, Australia. *Neues Jahrbuch Mineral Monatsh*, 9, 423-431.
 - Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7, 25-41.
 - Macleod, G., 1992. Zoned manganiferous garnets of magmatic origin from the Southern Uplands of Scotland. *Mineralogical Magazine*, 56, 115-116.
 - Manning, D.A.C., 1983. Chemical variations in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 47, 353-358.
 - McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 - Miller, C.F. and Stoddard, E.F., 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California. *The Journal of Geology*, 89, 233-246.
 - Moretz, L., Heimann, A., Bitner, J., Wise, M., Rodrigues Soares, D. and Mousinho Ferreira, A., 2013. The composition of garnet as indicator of rare metal (Li) mineralization in granitic pegmatites. *Proceeding of The 6th International Symposium on Granitic Pegmatites*, 94-95.
 - Müller, A., Kaersley, A., Spratt, J. and Seltmann, R., 2012. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. *Canadian Mineralogist*, 50, 1095-1115.
 - Nakano, T. and Ishikawa, Y., 1997. Chemical zoning of pegmatite garnets from the Ishikawa and Yamanoo areas, northeastern Japan. *Geochemical Journal*, 31, 105-118.
 - Peng, T., Wang, Y., Zhao, G., Fan, W. and Peng, B., 2007. Arc-like volcanic rocks from the Southern Lancangtion Zone, SW china: Geochronological and geochemical constraint on their petrogenesis and tectonic implication. *Lithos*, 102, 358-373.
 - Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK Ltd., London, U.K., 352.
 - Samadi, R., Miller, N., Mirnejad, H., Hariss, C., Kawabata, H. and Shirdashtzadeh, N., 2014. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad of NE Iran: a major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos*, 208-209, 378-392.
 - Schwandt, C.S., Papike, J.J., Shearer, C.K. and Brearley, A.J., 1993. A SIMS investigation of REE chemistry of garnet in garnetite associated with the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebodies, Australia. *Canadian Mineralogist*, 31, 371-379.
 - Smeds, S.A., 1994. Zoning and fractionation trends of a peraluminous NYF granitic pegmatite field at Falun, south-central Sweden. *Journal of the Geological Society of Sweden*, 116(3), 175-184.

- Sölvä, H., Thöni, M. and Habler, G., 2003. Dating a single garnet crystal with very high Sm/Nd ratios (Campo basement unit, Eastern Alps). *European Journal of Mineralogy*, 15, 35-42.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 70-78.
- Thöni, M. and Miller, C., 2000. Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80(2), 169-186.
- Thöni, M. and Miller, C., 2004. Ordovician meta-pegmatite garnet (NW Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization. *Chemical Geology*, 209, 1-26.
- Tsygankov, A.A. and Vrublevskaya, T.T., 1988. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312.
- Van Westrenen, W., Blundy, J. and Wood, B., 1999. Crystal-chemical controls on trace element partitioning between garnet and anhydrous silicate melt. *American Mineralogist*, 84, 838-847.
- Wang, R.C., Fontan, F., Chen, X.M., Hu, H., Liu, C.S., Xu, S.J. and de Parseval, P., 2003. Accessory minerals in the Xihuashan Y-enriched granitic complex, southern China: A record of magmatic and hydrothermal stages of evolution. *Canadian Mineralogist*, 41, 727-748.
- Weisbrod, A., 1974. Étude expérimentale de l'équilibre grenat-cordiérite dans le système Mn-Fe-Al-Si-O-H, à 750 °C. Implications thermodynamiques et pétrologiques. *Bulletin de la Société Française Minéralogie et de Cristallographie*, 97, 261-270.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Whitworth, M.P., 1992. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland. *Mineralogical Magazine*, 56, 75-83.
- Whitworth, M.P. and Feely, M., 1994. The compositional range of magmatic Mn-garnets in Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogical Magazine*, 58, 163-168.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, UK, 452.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.Z., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66, 241-273.