

پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه‌جنگل، شمال شرق آتشفشان تفتان

سعیده نیک‌بختا، حبیب بیابانگرد^(۱) و ساسان باقری^(۲)

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۶/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۹/۱۱

چکیده

افیولیت سیاه‌جنگل در شمال و شمال شرق کوه آتشفشانی تفتان در کمربند زمین‌درز سیستان واقع می‌شود. این افیولیت (کرتاسه فوقانی) در داخل مجموعه فلیشی (اوسن) برونزد دارد. سنگ‌های اصلی تشکیل‌دهنده این افیولیت شامل هارزبورژیت، لرزولیت، سرپانتینیت، اسپیلیت و گابرو می‌باشند. کانی‌های سازنده واحدهای اولترامافیک آلیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و کانی‌های سازنده واحدهای مافیک کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. بافت غالب سنگ‌های اولترامافیک‌ها، گرانولار و گابروها بافت افتیک، ساب افتیک و گرانولار دارند. تغییرات ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در این سنگ‌ها، مشخص کرد که سنگ‌های بازیک و اولترابازیک مجموعه افیولیت سیاه‌جنگل حاصل ذوب بخشی و نه تبلور تفریقی هستند. نمودارهای عناصر خاکی به هنجار شده نسبت به کندریت و مورب و مقایسه آنها با مورب‌های عادی و غنی شده از یک سو و نمودارهای تفکیک شیمیایی، نسبت‌های عناصر کمیاب و تغییرات عناصر Zr, Nb, Y, U, Ti در مقابل Zr/Nb از سوی دیگر نشان از مشابهت نمونه‌ها با N-MORB می‌باشد. همچنین نمودارهای عناصر انتقالی (V, Co, Cr, Ni) در برابر La/Ce و نمودارهای تغییرات نسبت‌های $La/Ce, La/Yb, La/Yb, La/Ce$ در مقابل $(La/Sm)_N$ نشان می‌دهد که این نسبت‌ها در مقایسه با N-MORB و E-MORB غنی‌شدگی دارند و مشابهت ژئوشیمیایی نمونه‌ها بیشتر با نوع مورب عادی است. نمودارهای تمایز محیط‌های تکتونوماگمایی نشان از وابستگی افیولیت سیاه‌جنگل به محیط‌های سوپراسابداکشن دارد.

واژه‌های کلیدی: افیولیت سیاه‌جنگل، تولییتی، سوپراسابداکشن، زمین‌درز سیستان، آتشفشان تفتان.

مقدمه

افیولیت سیاه‌جنگل در شمال و شمال شرق کوه آتشفشانی تفتان در محدوده طول‌های جغرافیایی $۶۱^{\circ}۰۷'$ تا $۶۱^{\circ}۱۸'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $۲۸^{\circ}۴۱'$ تا $۲۹^{\circ}۵۵'$ شمالی واقع است. از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناسی ایران در کمربند فلیش شرق ایران (یا کمربند زمین‌درز سیستان) قرار دارد. آتشفشان تفتان و مجموعه افیولیتی شمال آن

* نویسنده مرتبط: h.biabangard@science.usb.ac.ir

است. برخی از پژوهش‌های انجام شده در گذشته، بر روی افیولیت‌های استان شامل مطالعات سبک روح (۱۳۹۴)، رئیسی اردلی (۱۳۹۴)، قلعه‌نویی (۱۳۹۰)، گودرزی (۱۳۹۴) و مصطفایی (۱۳۹۱) می‌باشد. این مطالعه جزو اولین مطالعات بر روی این افیولیت است که در آن سعی شده تا با بهره‌گیری از داده‌های صحرایی و ژئوشیمیایی منشأ و محیط تکتونوماگمایی آن مشخص شود.

در شکل ۱-ب پراکندگی افیولیت‌ها در استان و موقعیت افیولیت سیاه جنگل نشان داده شده است که در این شکل افیولیت‌های سیاه جنگل متعلق به نوار افیولیتی پیرامون آتشفشان تفتان است.

بر روی افیولیت سیاه جنگل مطالعه چندانی صورت نگرفته است. تنها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده توسط مهرپرتو و پادیار (۱۳۸۲) به آن اشاره شده



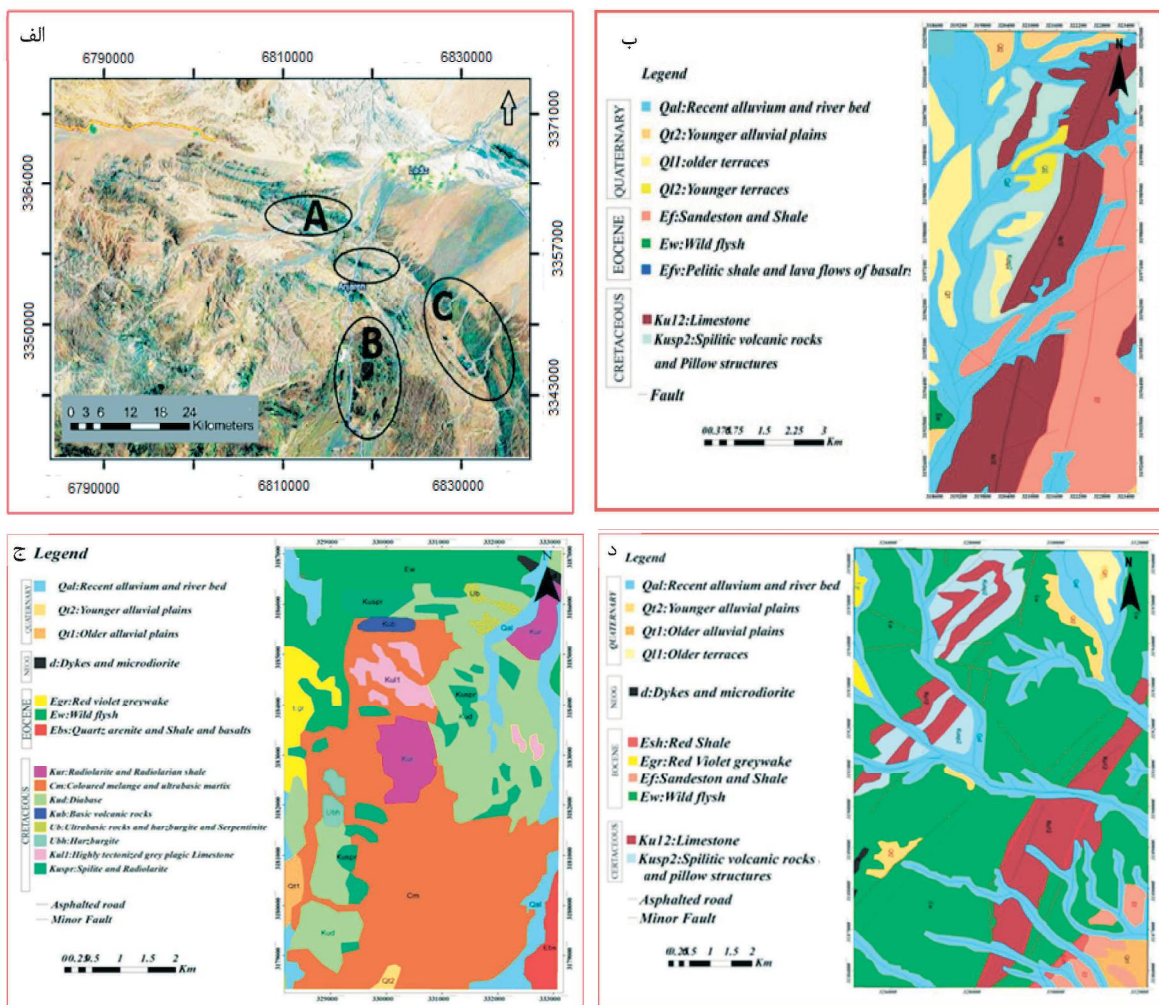
شکل ۱. الف) نمایی از آتشفشان تفتان (انتهای تصویر) و افیولیت سیاه جنگل در شمال آن (دید به سمت جنوب غرب)، ب) پراکندگی و موقعیت افیولیت‌ها بر اساس موقعیت جغرافیایی در استان سیستان و بلوچستان

جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

و کمتر سالم دیده می‌شوند. فرایندهای سرپانتینی شدن و اپیدوتی شدن بسیار مشهود است. واحد گابرویی معمولاً تیره رنگ (شکل ۳-ب) و دارای مرز گسله و به هم ریخته با واحدهای شیلی می‌باشد. از مشخصات بارز این واحدها حضور دگرسانی‌های کلریتی و کلسیتی در آن می‌باشد و در برخی نقاط در منطقه سیاه جنگل، گابروها سیلیسی شده‌اند و به فراوان حاوی رگچه‌های کوارتز می‌باشند. دیوریت‌های موجود در این افیولیت به رنگ به نسبت روشن متمایل به سبز، اغلب خردشده و دارای شکستگی و همگی به صورت دایک می‌باشد (شکل ۳-پ). لیستونیت‌ها دارای رنگ قهوه‌ای، سخت، متراکم و به صورت پراکنده در واحدهای افیولیت با گسترش کم دیده می‌شوند (شکل ۳-ت). بلوک‌های آهکی موجود در منطقه دارای مرز مشخص با شیل‌ها و از گسترش

نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ برای منطقه مورد مطالعه بر اساس مطالعات صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۲-الف) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ موجود از منطقه در محیط GIS برای سه گروه A, B, C تهیه شده است (شکل ۲-ب، پ و ت). مهم‌ترین واحدهای موجود در منطقه بر اساس این نقشه‌ها از قدیم به جدید به شرح زیر است.

واحدهای کرتاسه پسین در منطقه شامل مجموعه‌های آذرین هارزبورژیتی، گابرویی، دیوریت، لیستونیتی، سرپانتینیت و مجموعه‌های رسوبی می‌باشند. هارزبورژیت‌ها خردشده، شکسته و درز و شکاف فراوان دارند، در بخش‌های شکسته شده، رنگ خاکستری تیره (سربی) دارند که اغلب نیز سرپانتینی شده‌اند (شکل ۳-الف). این واحدها که در اغلب موارد با دیگر واحدها درهم آمیخته‌اند، و به صورت برشی



شکل ۲. الف) برونزدهای افیولیتی مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای (Google Earth, 2007) ب، پ و ت) نقشه‌های ساده شده زمین‌شناسی از برونزدهای افیولیتی سیاه‌جنگل در سه گستره A, B, C با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تفتان، (مهرپرتو و پادیار، ۱۳۸۲)

نمونه برداشت شد. سپس مقاطع نازک از آنها تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان المپیوس در دو حالت نور قطبیده مسطح و متقاطع مورد مطالعه قرار گرفتند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۲ نمونه با کم‌ترین میزان دگرسانی انتخاب شدند و به شرکت MS Analytical کانادا، ارسال شد. در آنجا عناصر اصلی به روش XRF (جدول ۱) و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۲). سپس داده‌های به‌دست‌آمده با نرم‌افزارهای CorelDraw، Minpet، Excel و GCDKIT پردازش شدند.

زیادی در منطقه برخوردار است. این لایه‌ها بدون فسیل و به رنگ‌های قهوه‌ای و خاکستری هستند و همه حالت صخره‌ای و بدون حفره دارند (شکل ۳-ث). فلیش‌ها از گسترش فراوانی در منطقه برخوردارند و بخش زیادی از منطقه را پوشش می‌دهند. غالب این واحدها به رنگ سبز و خاکستری از شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون با لایه‌بندی نازک هستند. واحدهای فلیشی در اغلب موارد با مجموعه‌های اولترامافیک درهم‌آمیخته شده‌اند (شکل ۳-ج).

روش مطالعه

طی عملیات صحرایی در چندین نوبت از تمام واحدهای افیولیتی و سنگ‌های میزبان به‌طور هدفمند تعداد ۱۵۰



شکل ۳. الف) واحد هارزبورژیت و بخش‌های سرپانتینیتی شده، ب) واحدهای تیره رنگ و ستیغ مانند گابرویی (دید عکس جنوب شرقی)، پ) نمایی از واحد دیوریتی به رنگ خاکستری و دارای شکستگی، ت) لیستونیت‌ها دارای رنگ قهوه‌ای، سخت و متراکم (دید عکس جنوب غربی)، ث) واحد آهکی با مرز مشخص با شیل‌ها (دید عکس غرب)، ج) واحدهای فلیشی که در اغلب موارد با مجموعه‌های اولترامافیک درهم آمیخته شده است (دید به سمت جنوب غربی)

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی به روش XRF (برحسب درصد وزنی)

Sample	G	G	G	G	B	B	B	B	Ub	Ub	Ub	Ub
SiO ₂	۴۹/۷۹	۵۸/۰۳	۵۳/۶۶	۴۹/۸۴	۶۱/۰۳	۵۰/۵۷	۴۷/۰۵	۵۲/۵۲	۵۲/۸۳	۴۵/۳۵	۴۴/۳	۴۲/۷۸
TiO ₂	۰/۱۹	۱/۰۲	۱/۳۱	۱/۴۲	۱	۲/۰۵	۱/۲۶	۱/۵۱	۰/۹۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۷
Al ₂ O ₃	۲۰/۳۸	۱۴/۱۵	۱۵/۳۹	۱۵/۶۷	۱۴/۲۱	۱۲/۱۵	۱۳/۳۷	۱۳/۷۸	۱۰/۶۴	۰/۹۲	۱/۶۳	۸/۲۴
Fe ₂ O ₃	۴/۵۹	۱۲/۰۸	۱۱/۷۴	۱۰/۵۵	۷/۷۸	۱۲/۹۳	۱۰/۹۷	۱۱/۱۷	۷/۳	۸/۵۶	۹/۶۷	۱۰/۱۲
FeO	۲/۹	۹/۵۶	۸/۹۳	۷/۶۳	۵/۲۸	۹/۳۸	۸/۲۱	۸/۱۶	۴/۸۷	۷/۰۵	۸/۱۵	۸/۵۵
MnO	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۶
MgO	۹/۰۸	۳/۸۷	۵/۵۴	۵/۶۷	۴/۳۷	۴/۸۷	۶/۰۸	۵/۸	۳/۷۲	۴۴/۲۷	۴۳/۵۹	۳۲/۸۲
CaO	۱۱/۷	۵/۴۹	۹/۹۲	۱۲/۵	۵/۶۵	۱۲/۱۱	۱۸/۳۸	۸/۶۱	۲۲/۸۵	۰/۵	۰/۰۹	۵/۸۱
Na ₂ O	۱/۹۷	۴/۴۹	۳/۷	۳/۶۲	۶/۹۲	۴/۵۱	۲/۶	۶/۶۹	۱/۳۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۸
K ₂ O	۱/۴۳	۱/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۷۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۹
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
#Mg	۵۷/۷۹	۲۸/۸۱	۳۹/۰۹	۴۲/۶۳	۴۵/۲۸	۳۴/۱۷	۴۲/۵۴	۴۱/۵۴	۴۳/۳	۸۶/۲۶	۸۴/۲۴	۷۹/۳۳
CaO/Al ₂ O ₃	۰/۵۷۵	۰/۳۸۷۹	۰/۶۴۴۵۷	۰/۷۹۷۷۰	۰/۳۹۶۶۰	۰/۹۹۶۶۰	۱/۳۷۴۷	۰/۶۲۴۸۱	۲/۱۴۷۵۵	۰/۵۴۳۴۷	۰/۵۵۲۱	۰/۷۰۵۰

جدول ۲. نتایج حاصل از تجزیه عناصر فرعی و کمیاب نمونه‌های منطقه سیاه‌جنگل (برحسب بخش در میلیون)، تمام عناصر تجزیه شده‌اند به جز K, Ti که با XRF آنالیز شده‌اند

Sample	G	G	G	G	B	B	B	B	Ub	Ub	Ub	Ub
Ba	۷۶	۴۵/۹	۱۵/۸	۴۶/۷	۷/۳	۱۱/۴	۸/۲	۶۸/۲	۳	۹/۴	۷/۹	۹/۹
Th	۰/۰۵	۰/۱	۰/۱۲	۲/۴۹	۴/۵۳	۰/۰۵	۰/۹۶	۰/۶۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۱/۱۶
U	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۷	۲/۷۳	۰/۲۲	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۰۵
Nb	۰/۱	۰/۸	۱/۴	۱/۷	۰/۴	۳/۱	۱/۳	۲/۴	۰/۱	۰/۱	۱/۱	۰/۱
Ta	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Sr	۲۶۹/۱	۵۹/۶	۶۴/۸	۲۶۵/۲	۷۱/۸	۱۳۱/۲	۴۶۸/۵	۲۰۴/۵	۳۰/۹	۷/۸	۶۰/۶	۶/۹
Hf	۰/۲	۱/۷	۱/۴	۲	۱/۵	۳/۹	۱/۹	۲/۴	۰/۲	۰/۴	۱/۴	۰/۲
Zr	۲	۴۲	۴۲	۶۸	۴۰	۱۲۹	۵۳	۸۰	۲	۲	۴۴	۲
Ti	۱۱۳۸/۶	۶۱۱۲/۵	۷۸۵۰/۴	۸۵۰۹/۶	۵۹۹۲/۷	۱۲۲۸۵/۱	۷۵۵۰/۸	۹۰۴۹	۴۱۹/۴	۱۱۹/۸	۵۵۷۳	۵۹/۹
Y	۵/۹	۲۶	۲۱/۶	۲۸/۲	۲۶/۱	۴۱/۹	۳۰/۸	۳۱/۲	۱/۸	۰/۸	۱۹/۲	۰/۵
Ni	۶۳/۶	۱۶/۲	۳۲	۸۴/۶	۱۱/۷	۴۴/۲	۴۶/۹	۵۱/۲	۱۰۸/۴	۲۲۵/۶	۷۲/۴	۱۹۰/۴
Co	۲۹/۱	۳۲/۵	۳۱/۶	۳۶/۹	۲۲/۵	۳۵/۷	۲۸/۳	۳۵/۵	۹۹/۳	۱۰۶/۶	۳۳/۳	۸۱/۹
Cr	۱۰۰	۶۵	۵۴	۳۱۴	۵۲	۶۵	۲۴۴	۱۴۲	۶۰/۲	۲۶۲/۵	۱۵۲	۲۲۲/۵
V	۱۳۴	۳۳۳	۳۶۲	۲۸۰	۲۸۰	۳۸۲	۲۹۷	۳۱۵	۴۳	۷۳	۲۱۶	۴۳
K	۵۹۳/۵	۴۳۹۹	۳۷۳/۵	۳۷۷۷/۱	۱۶۶/۰	۱۶۶/۰/۲	۱۶۶/۰	۲۹۸۸	۳۷۳	۴۱/۵	۴۱/۵	۴۱/۵
Cs	۳/۸۷	۰/۰۳	۰/۲۹	۱/۶۵	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۳۷	۰/۸	۱/۰۷	۰/۲۷	۰/۰۸	۰/۶۸
Rb	۲۵	۹/۸	۱/۱	۱۹/۹	۰/۲	۰/۸	۰/۴	۱۶/۳	۱/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۶
La	۰/۴	۲/۵	۳	۳/۶	۰/۹	۴/۹	۳/۶	۳/۹	۰/۲	۰/۱	۲/۶	۰/۱
Ce	۱/۱	۷/۱	۸	۱۰/۷	۳/۹	۱۵/۱	۸/۸	۱۱/۱	۰/۳	۰/۱	۷/۲	۰/۲
Pr	۰/۱۹	۱/۱۶	۱/۲۴	۱/۸۵	۰/۸	۲/۷۲	۱/۶۹	۱/۸۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۱/۲	۰/۰۳
Nd	۱/۲	۶/۸	۶/۹	۹/۵	۵/۳	۱۵	۹/۱	۱۰/۶	۰/۳	۰/۱	۶/۴	۰/۱
Sm	۰/۴۸	۲/۶۲	۲/۳۶	۳/۰۷	۲/۳۶	۴/۸۶	۳/۰۹	۳/۵۹	۰/۱۷	۰/۰۳	۲/۱۷	۰/۰۳
Eu	۰/۲۵	۰/۸۱	۰/۹۶	۱/۱۳	۱/۰۸	۱/۵۶	۱/۱۲	۱/۱۹	۰/۱	۰/۰۳	۰/۷۳	۰/۰۳
Gd	۰/۶۷	۳/۰۸	۲/۹۷	۳/۷۱	۳/۱	۵/۷۵	۳/۸۸	۴/۱۵	۰/۲۲	۰/۰۵	۲/۴۴	۰/۰۵
Tb	۰/۱۷	۰/۶۸	۰/۶۱	۰/۷۷	۰/۶۳	۱/۱۳	۰/۸۲	۰/۹	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۵۲	۰/۰۱
Dy	۱/۰۶	۴/۴۵	۳/۹۵	۴/۷۳	۴/۵۳	۷/۸۷	۵/۴۱	۵/۷۹	۰/۳۵	۰/۱۲	۳/۲۵	۰/۰۵
Ho	۰/۲۵	۰/۹۴	۰/۸۳	۱/۰۴	۰/۹۵	۱/۶۲	۱/۱۶	۱/۲۲	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۷۱	۰/۰۲
Er	۰/۶۵	۲/۸۷	۲/۵۱	۲/۹۷	۲/۳۷	۴/۶۴	۳/۱۹	۳/۵۸	۰/۲	۰/۰۹	۲/۰۶	۰/۰۵
Tm	۰/۱	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۶۹	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۳	۰/۰۱
Yb	۰/۵۹	۲/۶۹	۲/۴۲	۲/۹۴	۲/۶۷	۴/۴۶	۳/۰۲	۳/۲۳	۰/۲	۰/۱۲	۱/۹۵	۰/۰۶
Lu	۰/۱	۰/۴۴	۰/۳۵	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۶۳	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۳۱	۰/۰۱

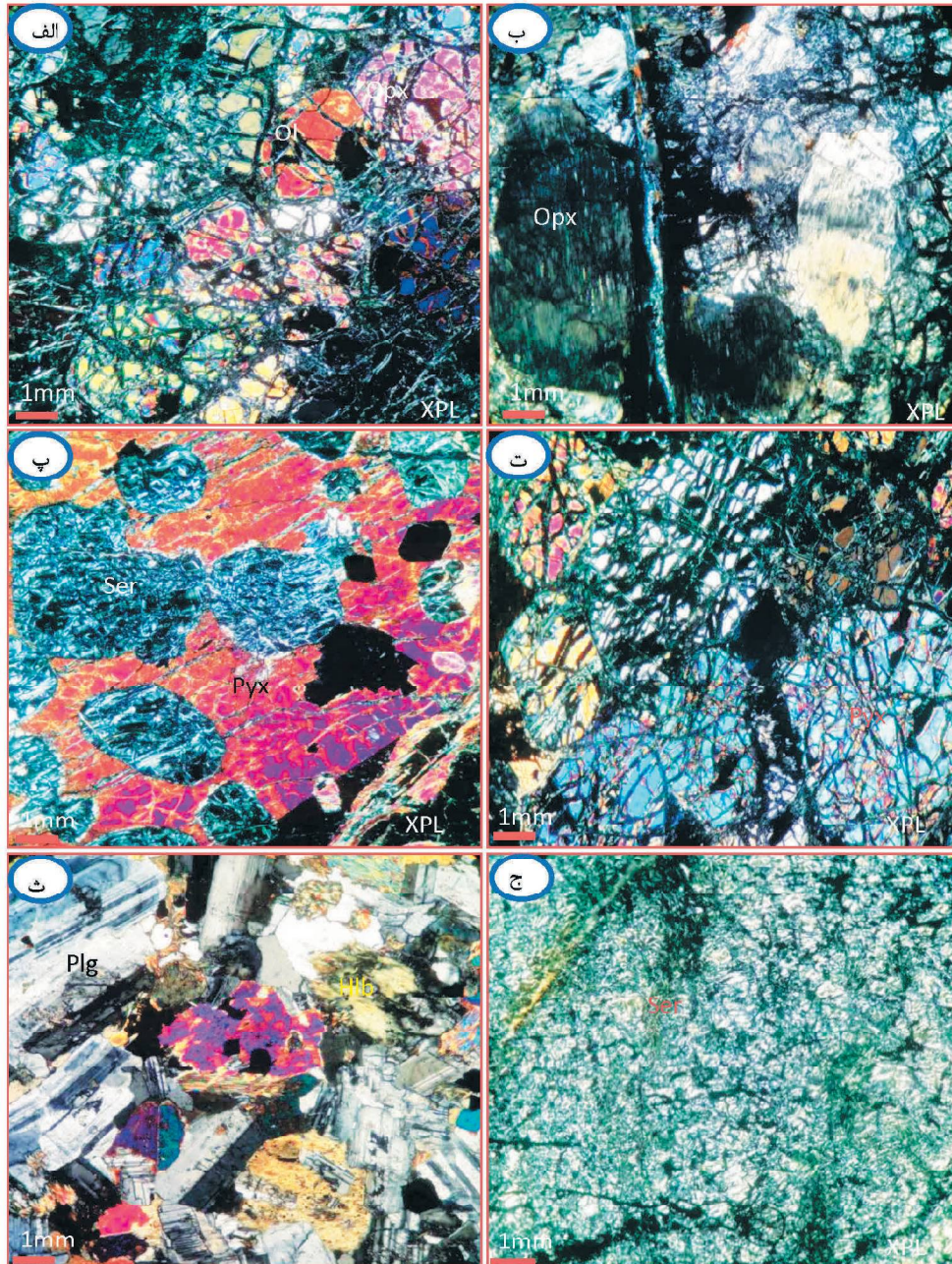
سنگ‌شناسی

هستند (شکل ۴-ب). کانی‌های فرعی و دومین موجود در هارزبورژیت‌ها سریانتین، کوارتز و کلسیت است. لارزولیت‌ها شامل کانی‌های کلینوپیروکسن (۲۵ درصد حجمی) و آلپوین (۶۵ درصد حجمی) و ارتوپیروکسن (۱۰ درصد حجمی) و دارای بافت گرانولار می‌باشند. آلپوین به صورت نیمه شکل دار، دارای شکستگی زیاد و سریانتینی شده است (شکل ۴-پ). کانی‌های ثانویه کلریت، اکتینولیت و اکسید آهن می‌باشند. گابروها دارای کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز و بافت‌های افستیک تا ساب افستیک دارند. کلینوپیروکسن (۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی)، نیمه شکل دار تا بی شکل در این سنگ‌ها است (شکل ۴-ت). پلاژیوکلاز بیش از ۴۵ درصد حجمی و اغلب به صورت درشت و تیغه‌های شکل دار است. سنگ‌های دیوریتی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند

بر اساس نتایج به دست آمده از تحلیل مودال کانی‌ها، ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای سازنده افیولیت سیاه‌جنگل هارزبورژیت، لارزولیت، گابرو، دیوریت و سریانتینیت می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها آلپوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. هارزبورژیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای کانی‌های آلپوین، ارتوپیروکسن و کمی کلینوپیروکسن هستند و همه دارای بافت شبکه‌ای هستند (شکل ۴-الف). آلپوین (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، ارتوپیروکسن (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۱۰ درصد حجمی) کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. ارتوپیروکسن معمولاً بی شکل و دگرسان شده و به طور متوسط دارای اندازه دو چهار میلی‌متر می‌باشند و از نوع برونزیت

هستند. پلاژیوکلازها از نوع آندزین (۷۰ درصد حجمی) و به صورت بلورهای نیمه شکل دار با ماکل پلی سنتتیک و دوتایی دیده می‌شوند (شکل ۴-ث). هورنبلندها دگرسان شده‌اند به طوری که تشخیص آنها مشکل است و توسط کلریت و اپیدوت جایگزین شده‌اند. پیروکسن به صورت نیمه شکل دار و دارای شکستگی و در بعضی بخش‌ها دچار دگرسانی شده

است. اپیدوت‌ها از دگرسانی هورنبلند به وجود آمده‌اند و جایگزین آن شده‌اند. سنگ‌های سریانتینی به طور عمده از تجزیه پریدوتیت‌ها حاصل شده‌اند. دارای کانی‌های سریانتین (۸۰ درصد حجمی) و ارتوپیروکسن (۱۰ درصد حجمی) و در حدود ۱۰ درصد بقایای آلومین و بافت شبکه‌ای دارند (شکل ۴-ج).

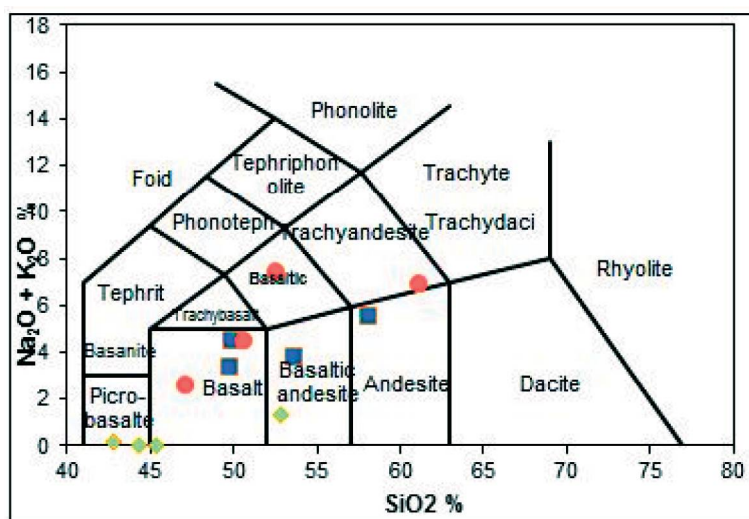


شکل ۴. گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های سازنده افیولیت سیاه‌جنگل، الف) هارزبورژیت با بافت گرانولار و حضور کانی‌های ارتوپیروکسن و آلومین در آن، ب) درشت بلورهای ارتوپیروکسن در هارزبورژیت، پ) آلومین‌های دگرسان شده به سریانتین و کلینوپیروکسن در لزرولیت، ت) درشت بلورهای پیروکسن در گابروها، ث) دیوریت‌های مجموعه افیولیتی با کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند، ج) سریانتینیت‌ها (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگ‌نمایی ۴۰ برابر گرفته شده است و علائم بکار رفته برای کانی‌ها از مقاله Whitney and Evans, 2010 اقتباس شده است)

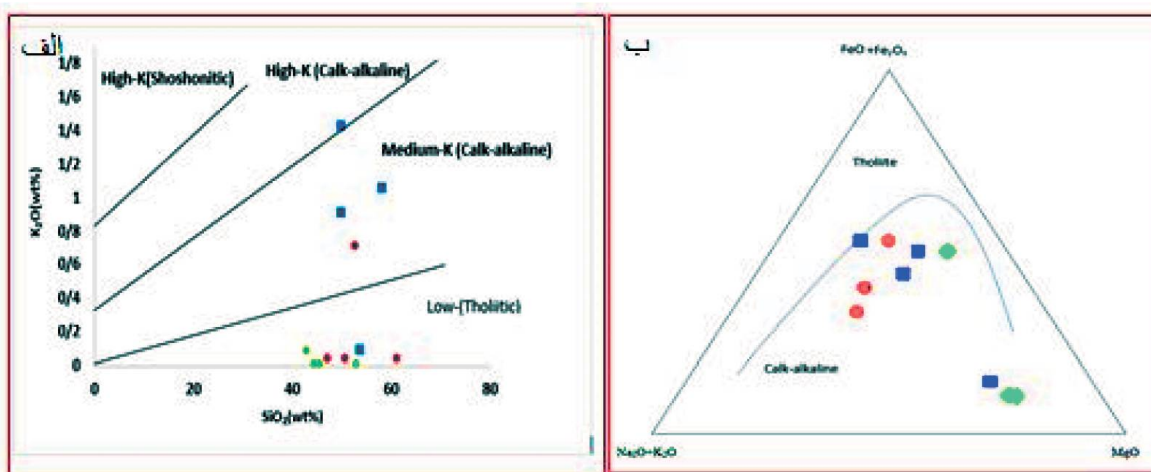
ژئوشیمی

نمودار K_2O-SiO_2 (Lemaitre et al., 1989) سنگ‌های سازنده افیولیت سیاه‌جنگل بیشتر در سری تولیتیتی قرار می‌گیرند (شکل ۶). در نمودارهای هارکر (شکل ۷-الف تا ۷-ث) روندهای مشاهده شده در سنگ‌های اولترابازیک و بازیک نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر در نتیجه ذوب بخشی نسبت به تبلور تفریقی حاصل شده‌اند.

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناختی افیولیت سیاه‌جنگل از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول‌های ۱ و ۲). میزان SiO_2 در این افیولیت بین ۴۲/۷۸ تا ۶۱/۰۳ درصد در نوسان است. در نمودار طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی (Le Bas et al., 1986) آن در گستره پیکریت تا بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۵). در



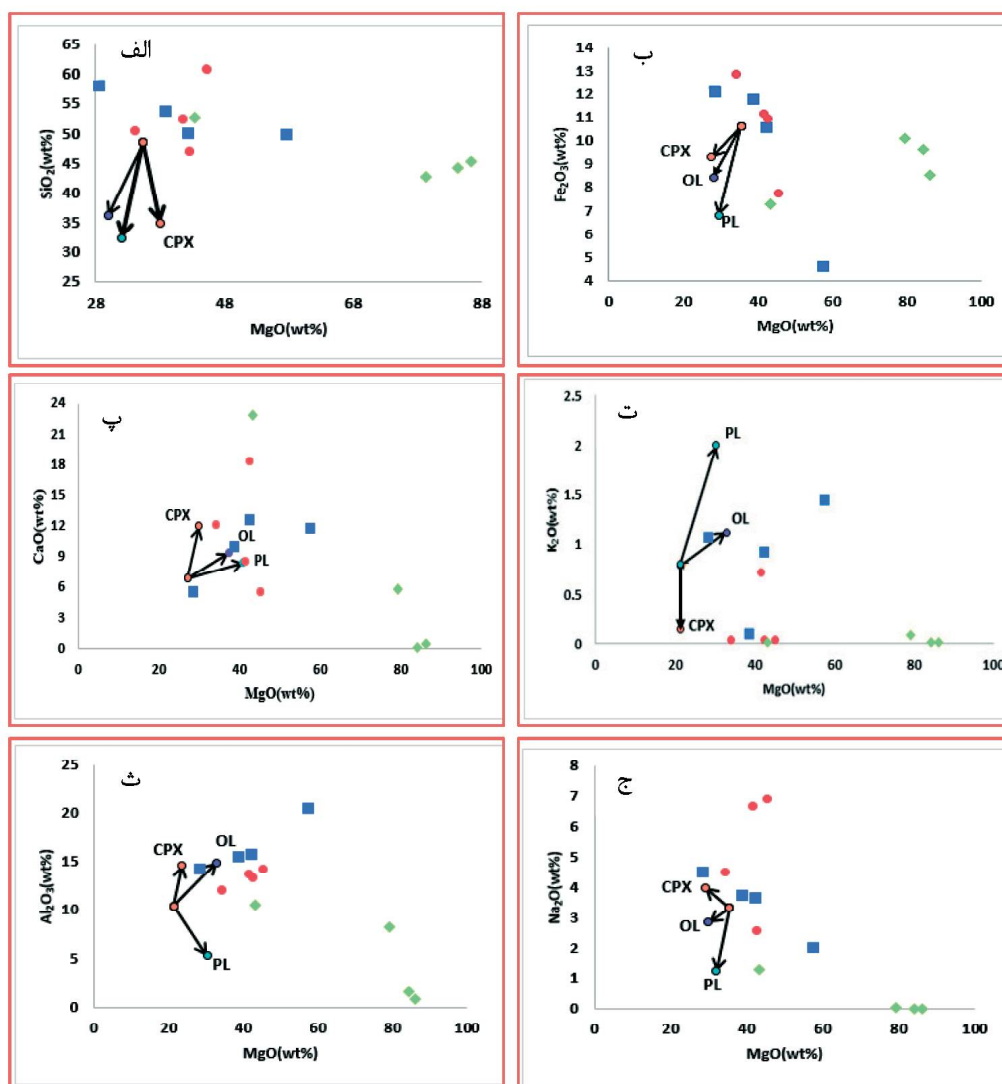
شکل ۵. نمودار TAS (اکسیدهای قلیایی در برابر سیلیس) نمودار پایه از (Le Bas et al., 1962) و رسم نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی آن، اغلب نمونه‌ها در گستره بازالت قرار دارند



شکل ۶. موقعیت نمونه‌ها در نمودار K_2O-SiO_2 (Lemaitre et al., 1989)، اغلب نمونه‌ها در گستره تولیتیتی با پتاسیم پایین واقع‌اند

مشابه با N-MORB دارند. در مجموع LREE نسبت به HREE غنی شده‌تر هستند هر چند گاه الگوهای پراکنده‌ای نیز نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی به چندین عامل از جمله ناسازگارتر بودن عناصر LREE نسبت به عناصر HREE

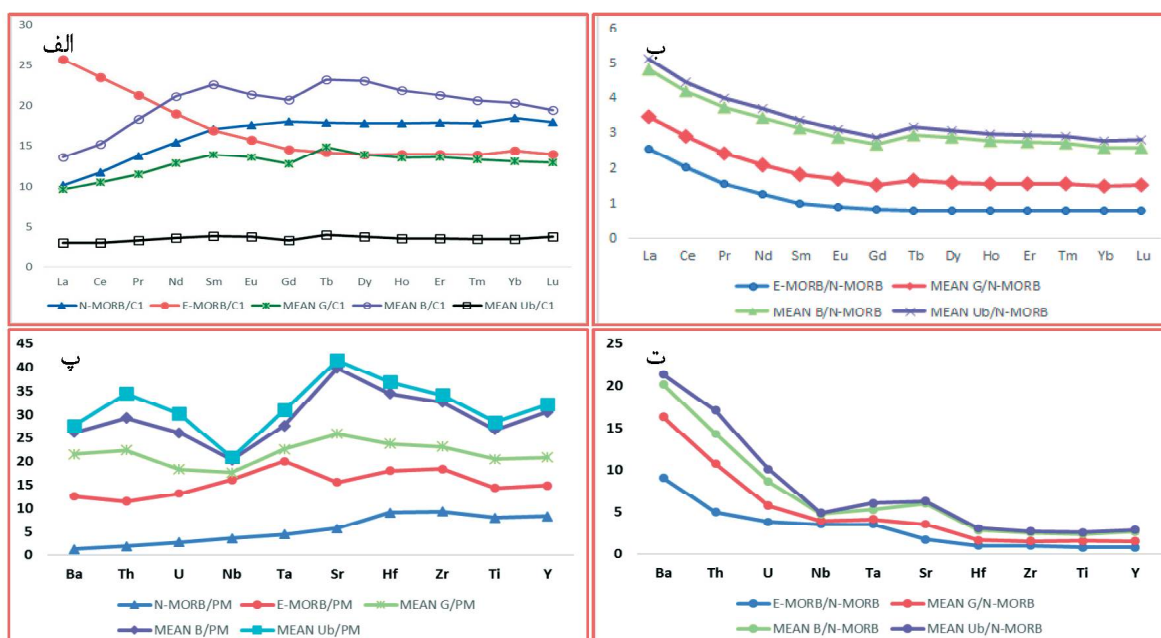
به‌منظور مقایسه عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با E-MORB و N-MORB داده‌ها نسبت به مورب غنی‌شده و تهی‌شده و کندریت C1، به هنجار و بررسی شده‌اند. با توجه به شکل ۸ شیب کلی نمودار REE روندی



شکل ۷. نمودارهای تغییرات شیمیایی نوع هارکر، تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل MgO (برحسب درصد وزنی) ترسیم شده است. مدل تغییرات شیمیایی ماگمای بازالتی به تبع تبلور بخشی سه کانی الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشد. نسبت اکسیدهای استاندارد تشکیل‌دهنده سه کانی ذکر شده از (Deer et al., 1996) می‌باشد (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)

N-MORB و گوشته اولیه (شکل ۸-پ و ت) در می‌یابیم که تمامی نمونه‌ها، نسبت به E-MORB و N-MORB غنی‌شدگی دارند. با توجه به شکل (۸-پ و ت) سنگ‌های منطقه در مقدار عناصر Ti و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهد. این تهی‌شدگی از سرشت سنگ‌های متعلق به حاشیه‌ای قوس قاره‌ای یا اقیانوسی (Pearce, 1996) است که برای نمونه‌های سیاه‌جنگل صدق می‌کند. با توجه به شکل (۸-پ) مقدار عناصر U, Th, Ba به نسبت غنی شده‌اند. تمرکز بالای LREE از خصوصیات ماگماهای مرتبط با قوس است (Goss and Kay, 2009; Kovalenko et al., 2010).

و درصد ذوب بخشی کم سنگ‌های منشأ بستگی دارد (Wilson, 1980). الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، گارنت و اسپینل کانی‌های مهم گوشته هستند، لذا فازی که بتواند عناصر LREE را نسبت به HREE متمرکز کند، در گوشته وجود ندارد. بنابراین عامل غنی‌شدگی LREE بیشتر فرایند ذوب بخشی منبع می‌باشد. همچنین نگهداری ترجیحی HREE‌ها توسط گارنت در منشأ سبب تهی‌شدگی HREE‌ها می‌شود (Wilson, 1989). روند مشابه و یکنواخت در تمام عناصر REE (شکل ۸-ب) نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه منشأ مشابهی دارند. در نمودارهای چند عنصری به هنجار شده به E-MORB



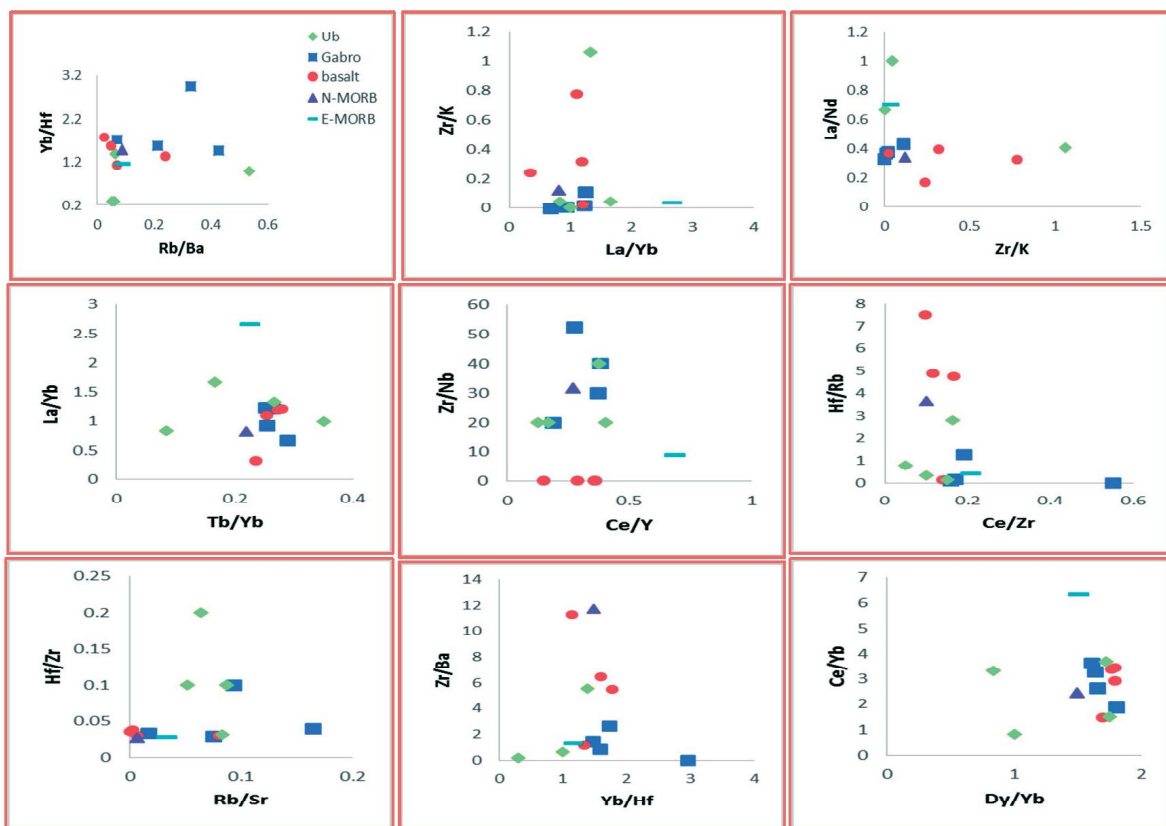
شکل ۸. الف) الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها، مورب غنی‌شده و مورب تهی شده، به هنجار شده نسبت به کندریت C1، ب) الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها، مورب غنی‌شده و به مورب تهی شده، به هنجار شده نسبت به مورب تهی شده، پ) نمودار چندعنصری به هنجار شده نمونه‌های منطقه، مورب غنی‌شده و تهی‌شده، به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، ت) نمودار چندعنصری به هنجار شده نمونه‌ها، مورب غنی‌شده و تهی‌شده، به هنجار شده نسبت به مورب تهی شده (Sun and McDonough, 1989)

بحث

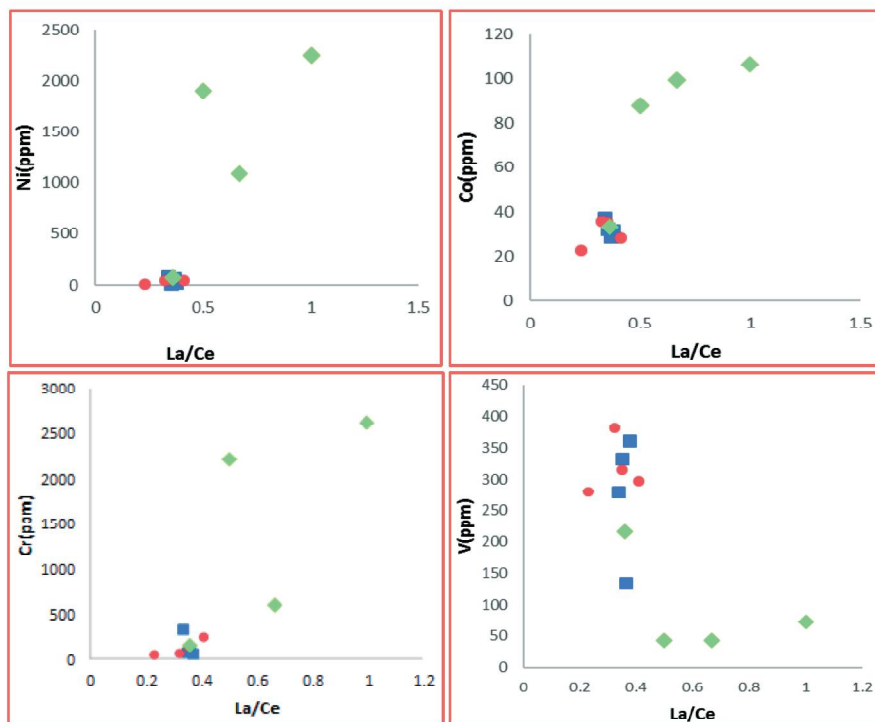
V , Co , Cr , Ni در شکل ۱۰ مقابل La/Ce نشان داده شده‌اند. نسبت La/Ce در نمونه‌های سیاه‌جنگل در حدود ۰/۲۳ تا یک است. این دو عنصر تحت تاثیر ذوب بخشی منشا قرار نمی‌گیرند و اطلاعاتی مثل ترکیب شیمیایی منشا را نشان می‌دهند (Wilson, 1989). در ترکیب اولیه‌ترین بازالت‌ها در حدود ۳۰۰ ppm عنصر Ni وجود دارد و ماگما با چنین ویژگی‌هایی می‌تواند مذاب‌های تشکیل یافته در بخش اولیه (مراحل اولیه تفریق) گوشته باشد (Winter, 2010). با توجه به نمودارهای شکل ۱۰ مقادیر نیکل، کبالت و کروم با افزایش نسبت La/Ce کاهش یافته است. این تطابق با سنگ‌های وابسته به مجموعه‌های افیولیتی همخوانی دارد (Reichow et al., 2004, Aoki and Fujimaki, 1982). نسبت $(La/Sm)_N$ تمایز بین منشا گوشته‌ای و پوسته‌ای را نشان می‌دهد. مقدار این نسبت در گوشته در حدود یک (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته بیشتر از ۴/۲۵ می‌باشد (Sirvastava and Singh, 2004). مقدار نسبت $(La/Sm)_N$ در نمونه‌های افیولیت سیاه‌جنگل در حدود ۰/۳۴ تا ۷/۳۷ است. این نسبت در N-MORB کمتر از یک است.

در بازالت‌های اقیانوسی از نسبت‌های عنصری نظیر Ce/Pb , Zr/Hf برای توصیف ویژگی‌های منبع گوشته‌ای استفاده می‌شود (Hafman 2003, 1988). بالا بودن نسبت‌های $LREE/HREE$ نیز شاخصی از گوشته غنی‌شده است (Fitton et al., 1991; Barragan et al., 1998). مقایسه نمونه‌های منطقه با N-MORB و E-MORB (شکل ۹) در نسبت‌های $LILE/HFSE$ مانند K/Ti , Cs/Hf , Cs/Nb , Cs/Zr , Rb/Zr مقادیر این نسبت‌ها در نمونه‌های منطقه بیشتر از مناطق مورب تهی شده، می‌باشند و به همین ترتیب مقادیر نسبت‌های عنصری Ce/Er , Ce/Yb , La/Yb , La/Y , Dy/Yb در نمونه‌های منطقه بیشتر از مورب تهی شده و نزدیک به مشابه با مورب غنی‌شده، می‌باشند. در نمونه‌های منطقه نسبت‌های عنصری $LREE/HFSE$ شامل La/Nb , Ce/Nb , Ce/Hf , Ce/Zr به ترتیب دارای مقادیر عددی بین ۰/۵-۰/۵۵، ۰/۲۵-۰/۷۱، ۱-۴، ۱-۱۱ است. مقادیر نسبت‌های مذکور در منطقه نزدیک به مورب N-MORB می‌باشند. تغییرات عناصر انتقالی

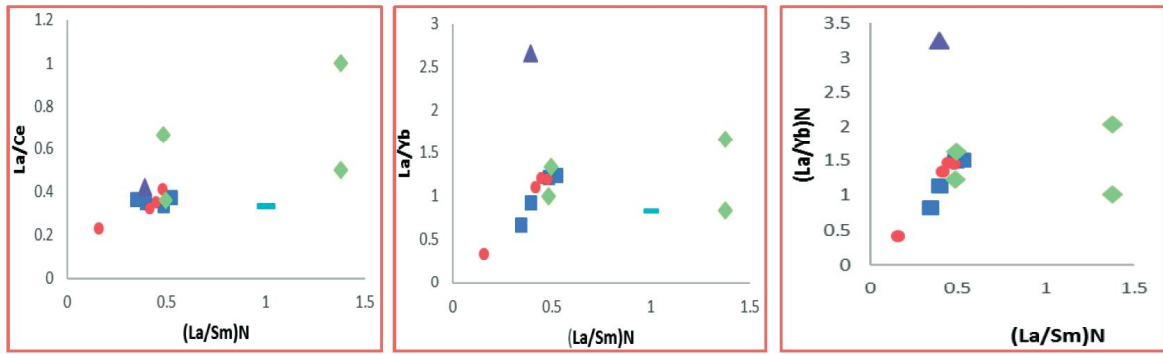
بنابراین این نسبت در گابروها و اولترامافیک‌های افیولیت نسبت La/Sm_N در مقابل $(La/Sm)_N$ می‌توان دریافت که نسبت سیاه‌جنگل بیشتر مشابه با N-MORB است. با توجه به LREE/HREE در ماگما افزایش یافته است (شکل ۱۱).



شکل ۹. نمودارهای تفکیک شیمیایی جهت مقایسه نسبت‌های عنصری نمونه‌های منطقه با مورب تهی شده و غنی شده



شکل ۱۰. نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر انتقالی (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)

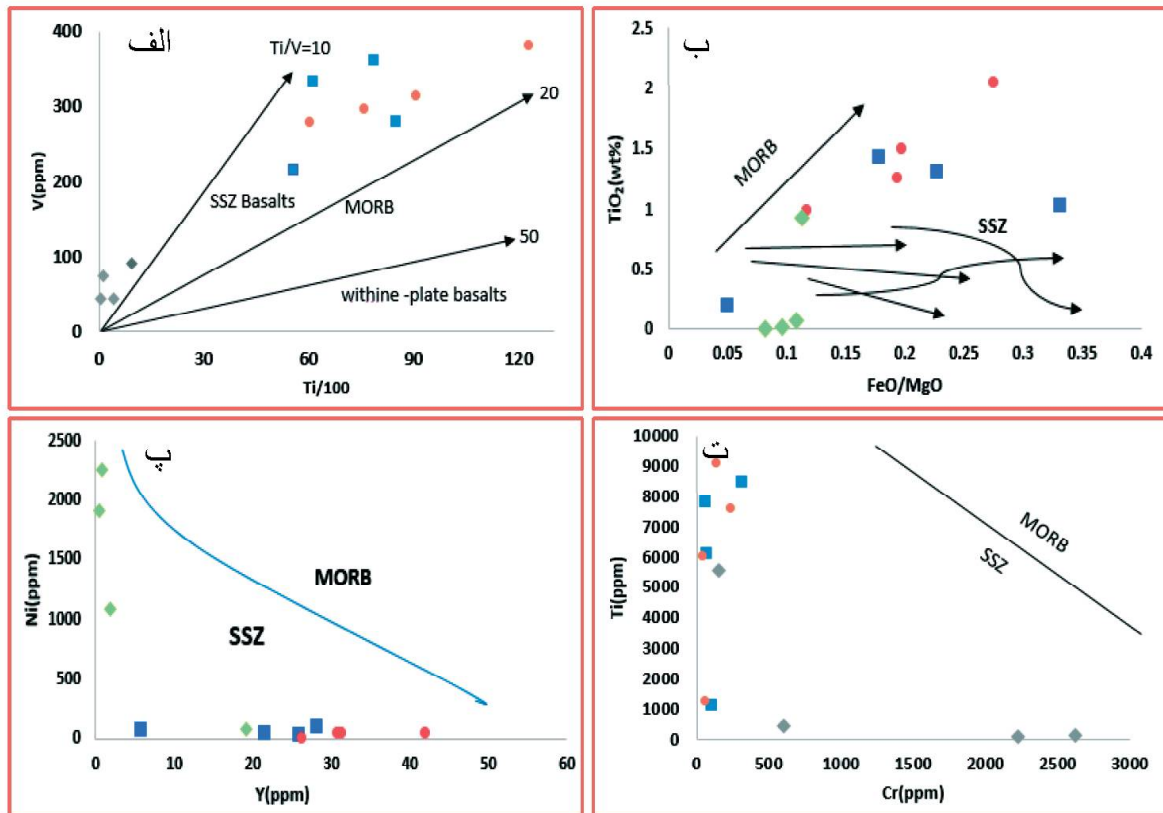


شکل ۱۱. نمودار تغییرات نسبت‌های La/Ce , La/Yb , $(La/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ نرمالیز شده به کندریت C1 (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)

محیط تکتونیکی

نمودارهای TiO_2 در مقابل FeO/MgO (Pearce, 1975)، Ni در مقابل Y (Capedri and Venturelli, 1979) و Ti در مقابل Cr (Miyashiro, 1973) نشان داده شده است (شکل ۱۲ ب، پ و ت). تمامی نمودارها نشان از وابستگی سنگ‌های افیولیتی سیاه‌جنگل به گستره کمربند سوپرسابداکشن^۱ (SSZ) است.

به‌منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه، از نمودار V در مقابل $Ti/100$ (Shervais, 1982) استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره کمربند سوپرسابداکشن (SSZ) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲-الف). این وضعیت به‌خوبی در



شکل ۱۲. الف) نمودار V در مقابل $Ti/100$ (Shervais, 1982)، ب) نمودار TiO_2 در مقابل FeO/MgO (Pearce, 1975)، پ) نمودار تغییرات Ni در مقابل Y (Capedri and Venturelli, 1979)، ت) نمودار Ti در مقابل Cr (Miyashiro, 1973) در تمام نمودارها سنگ‌های منطقه در گستره سوپرسابداکشن قرار دارند (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)

1. Suprasubduction zone

نتیجه‌گیری

افیولیت سیاه‌جنگل واقع در شمال و شمال شرق کوه آتشفشانی تفتان از سنگ‌های اولترامافیک (به‌ویژه هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده)، مافیک (گابرو)، دیوریت و سنگ‌آهک تشکیل و با مجموعه سنگ‌های فلیشی ائوسن درهم‌آمیخته است. سنگ‌های اولترامافیک این افیولیت از کانی‌های آلیوین و پیروکسن تشکیل شده‌اند. واحدهای مافیک دارای همین کانی‌ها به همراه پلاژیوکلاز می‌باشند. نمودارهای تغییرات شیمیایی عناصر اصلی موجود در سنگ‌های اولترابازیک و بازیک افیولیت سیاه‌جنگل نشان می‌دهد که این واحدها محصول ذوب بخشی هستند تا تبلور تفریقی. همچنین نمودارهای تغییرات شیمیایی عناصر فرعی و کمیاب این سنگ‌ها نشان از مشابهت ژئوشیمیایی نمونه‌ها با N-MORB دارد تا E-MORB. از سوی دیگر مطالعات نمودارهای تفکیک شیمیایی، نسبت‌های عناصر کمیاب و تغییرات عناصر Zr, Nb, Y, Ta, U, Ti مقابل Zr/Nb نشان از مشابهت نمونه‌ها با N-MORB دارد. بررسی نمودارهای عناصر انتقالی در برابر La/Ce و نمودارهای تغییرات نسبت‌های La/Yb، La/Ce و $(La/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ نشان می‌دهد که سرشت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه نزدیک به N-MORB است. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این افیولیت نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن دارای ماهیت تولییتی و وابسته به مناطق سوپرسابداکشن است.

منابع

- سبک‌روح، م.، ۱۳۹۴. ترکیب شیمیایی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک از مجموعه‌ی افیولیتی غرب فنوج، شمال مکران ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۹۷.
- رئیسی اردلی، ف.، ۱۳۹۴. ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک و مافیک افیولیتی در منطقه چاه بریش، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۰۵.
- قلعه‌نویی، ر.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی و منشا کرومیت‌های پودیفرم از شمال غرب تا جنوب غرب زاهدان، جنوب شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۲۷۲.
- گودرزی، ز.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی پدیدتیت‌ها و سنگ‌های مافیک منطقه دومک، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۹۰.
- مهرپرتو، م. و پادیار، ف.، ۱۳۸۲. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تفتان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مصطفایی، ح.، ۱۳۹۱. ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک در ایالت زمین ساختی سیستان، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۰۰.
- Aoki, K. and Fujimaki, H., 1982. Petrology and geochemistry of Calc-alkaline andesite of presumed upper mantle origin from Itinome-gata, Japan. *American Mineralogy*, 67, 1-13.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. and Kurz, M., 1998. Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 153-166.
- Capedri, S. and Venturelli, G., 1979. Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area. *Earth and Planetary Science Letters*, 43, 61-73.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. 14th Impression, Longman Group Limited, 528.
- Fitton, G.J., James, D. and Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with late Cenozoic in the western United State, compositional variations in space and time. *Journal Geophysical Research*, 96, 13693-13711.
- Goss, A.R. and Kay, S.M., 2009. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-Chondritic Nb\Ta ratios in central Andean adakite-like lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 997-109.

- Hafman, A.W., 1988. Chemical differentiation of the earth the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297-314.
- Hafman, A.W., 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: RW Carlson, Ed. Elsevier-Pergamon, Oxford, 42, 61-101.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*, Macmillan, New York, 845.
- Irvan, T.N. and Bargar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Kovalenko, V.I., Naumov, V.B., Girnis, A.V., Dorofeeva, V.A. and Yarmolyuk, V.V., 2010. Average composition of basic magmas and mantle sources of island arcs and active continental margins estimate from the data on melt inclusions and quenched glasses of rocks. *Petrology*, 18, 1-26.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms* Blackwell Oxford, 43, 825-1125.
- Matthew, E., Brueske, K., William, K. and Hart, J., 2009. Intermediate composition magma production in an intracontinental setting: unusual andesite and dacite of the mid-Miocene Santa Rosa-Calico volcanic field, Northern Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188, 197-213.
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos ophiolitic complex was formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 218-224.
- Pearce, J.A., 1975. Statistical analysis of major element patterns in basalt. *Journal of Petrology*, 17, 15-43.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rock. *Episodes*, 19, 120-125.
- Reichow, M.K., Saunders, A.D. and White, R.V., 2004. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin, an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps. *Russia. Lithos*, 28, 412-486.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 101-108.
- Sirvastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373-389.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition processes. In: Saunders AD, Norry MJ (Eds.), *Magma-tism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 313-345.
- Whitney, J.A. and Evance, F., 2010. Origin and evolution of silicic magmas. *Reviews in Economic Geology*, 4, 183-203.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis, a Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, 466.
- Winter, J., 2010. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Prentice Hall, 702.