

بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و درونی پلیو-کواترنری غرب نیر (استان اردبیل)

هادی پیروج^{*}، احمد جهانگیری، نصیر عامل، امین اله کمالی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۸/۸، نسخه نهایی: ۹۱/۱۲/۹)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی و توده‌ی نفوذی بررسی شده در غرب شهرستان نیر در استان اردبیل و در جنوب آتشفشان سبلان قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی در منطقه‌ی مورد بررسی ترکیب بازالتی تا تراکی‌آندزیتی داشته و بافت میکروولیتی پورفیری دارند. کانی-های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی تا تراکی‌آندزیتی عبارتند از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین. در اطراف این واحدهای آتشفشانی، توده‌ی نفوذی میکروگابرویی تا میکرودیوریتی برونزد دارد. این سنگ‌ها بافت دانه‌ای داشته و در آن کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و بیوتیت حضور دارند. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده با کندریت و گوشته‌ی اولیه نشان‌دهنده‌ی غنی‌شدگی عناصر LREE و LILE و تهی‌شدگی HREE و HFSE مانند Nb، Ta و Ti در سنگ‌های منطقه است. با توجه به نمودارهای عناصر کمیاب La/Sm نسبت به La و Zr/Nb نسبت به La/Yb، ماگمای خاستگاه این سنگ‌ها می‌تواند از نرخ پایین ذوب بخشی یک گوشته‌ی گارنت لرزولیتی زیر قاره‌ای ایجاد شود. محیط زمین‌ساختی پس از برخوردی این منطقه و شواهد ژئوشیمیایی عناصر کمیاب، بیانگر این است که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه از یک گوشته‌ی دگرنهاد شده در اثر یک فروانش قدیمی ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت پلیو-کواترنری، فروانش، دگرنهادی، گارنت لرزولیت، استان اردبیل.

مقدمه

سطح زمین دستخوش فرایندهایی همچون آغشتگی پوسته‌ای شوند. با استفاده از بررسی‌های ژئوشیمیایی می‌توان مشخصات خاستگاه ماگما، شرایط ذوب‌بخشی، نحوه‌ی جایگیری و آرایش ماگما یا تغییرات گسترده‌ی بعدی را که روی ماگمای اولیه با خاستگاه گوشته‌ای صورت می‌گیرد، مورد بررسی قرار داد. فعالیت‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری از اواسط نئوژن تا اواخر کواترنری در منطقه آذربایجان و شمال غرب ایران از گسترش چشمگیری برخوردار بوده‌اند. در زمین‌شناسی ایران دو مرکز آتشفشانی مهم سهند و سبلان به عنوان مهم‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی دوران پلیو-کواترنری برای شمال غرب ایران محسوب می‌شوند. بنابر بررسی‌های انجام شده [۳] معلوم

یکی از مسائل اصلی در بررسی ماگماتیسم پس از برخورد، شناخت فرآیند یا فرآیندهای زمین‌ساختی است که می‌تواند سبب ذوب بخشی گوشته و پوسته شود. ماگماتیسم بعد از برخورد، از ویژگی‌های معمول در اغلب کوهزایی‌های دنیاست. یکی از خصوصیات اصلی ماگماتیسم بعد از برخورد داشتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی مربوط به فروانش علی‌رغم پایان فروانش، در نتیجه برخورد قاره‌ای است [۲، ۱]. ورود مکانیکی یک لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر دیگر (اقیانوسی، قاره‌ای و شبه قاره‌ای) در مناطق فروانش، موجب بوجود آمدن تغییرات بسیار مهم در گوشته و صفحه‌ی فروانده می‌شود. ماگماهایی که از گوشته شکل می‌گیرند، می‌توانند در طول بالا آمدن به

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۶۳۴۱۸۸۰۴، نمابر: ۵۲۶۲۵۹۶ (۰۶۴۱)، پست الکترونیکی: hadipirooj87@ms.tabrizu.ac.ir

Chemex کانادا ارسال شدند. اکسیدهای اصلی به روش ME-ICP06 و با دقت ۰/۰۱ درصد و عناصر فرعی و کمیاب به روش ME-MS81 با دقت ۵ ppm - ۰/۰۱ آنالیز شدند. ۶ نمونه (H.2, H.4, H.5, H.6, H.9, H.10) مربوط به توده‌ی نفوذی و ۴ نمونه‌ی (HP.1, HP.2, HP.3, PH.4) از سنگ‌های بیرونی پیرامون توده‌ی مورد بررسی بوده‌اند [۴]. همچنین برای بالا بردن دقت بررسی‌ها از ۷ نمونه‌ی بازالتی [۵] مربوط به همان منطقه که دارای ترکیب آتشفشانی بود، استفاده شد (SRAB3, SRAB5, SRBM, SRAD1, SRAD2, SRAD4, SRAD6). نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

شد که ماگماهای بازالتی جوان در آذربایجان از نظر ترکیب دو نوع اند. بخشی از بازالت‌ها دارای ترکیب قلیایی و خاستگاه عمیق بوده و دسته دیگر بازالت‌های غنی از آلومین با خاستگاه کم عمق معرفی شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی و توده‌ی نفوذی مورد بررسی که در جنوب سیلان قرار گرفته، بین طول‌های جغرافیایی شرقی ۴۹° ۴۷' تا ۴۸° ۰۰' و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۸° ۰۰' تا ۳۸° ۰۵' واقع است.

روش بررسی

بررسی‌های سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ قطبشی روی ۴۰ نمونه‌ی برداشته شده انجام گرفت. پس از این مرحله به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی ۱۰ نمونه مناسب برای تجزیه‌ی های شیمیایی به روش ICP-MS انتخاب و به شرکت Als-

جدول ۱ نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه [۵،۴].

Sample	H.2	H.4	H.5	H.6	H.9	H.10	HP.1	HP.2	HP.3
	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Diorite	Diorite	Basalt	Basalt	Basalt
SiO ₂ (%wt)	۵۳.۲	۵۳.۶	۵۳.۶	۵۳.۷	۵۹.۱	۵۹.۶	۵۹.۴	۵۹.۴	۵۹.۴
TiO ₂	۱.۲۸	۱.۳۶	۱.۳	۱.۴	۰.۹۲	۰.۹۱	۱.۵۳	۱.۴۵	۰.۷۸
Al ₂ O ₃	۱۷.۰۵	۱۷.۳	۱۷.۲	۱۷.۳	۱۶.۵۵	۱۶.۷	۱۶.۲۵	۱۶.۲۵	۱۶.۴۵
Fe ₂ O ₃	۷.۱۷	۷.۴۲	۷.۲	۷.۶۲	۵.۲۹	۴.۹۷	۷.۶۵	۷.۳۶	۵.۱۱
MnO	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱	۰.۰۹
MgO	۳.۴۱	۳.۴۳	۳.۵	۲.۹۷	۱.۹۹	۱.۳	۳.۸۲	۳.۹۶	۲.۳۶
CaO	۶.۰۱	۶.۳۹	۶.۲۸	۶.۸۴	۴.۱۵	۳.۹۳	۸.۰۲	۷.۹۱	۵.۵۱
K ₂ O	۲.۷۶	۲.۷۸	۲.۷۹	۲.۶	۳.۸۹	۳.۹۸	۲.۵۵	۲.۵۲	۲.۷۸
Na ₂ O	۴.۵۷	۴.۴۹	۴.۶	۴.۳۵	۴.۸۲	۴.۸۵	۴.۵۲	۴.۷۱	۴
P ₂ O ₅	۰.۶۲	۰.۶۵	۰.۶۱	۰.۶۳	۰.۴۸	۰.۵۲	۱.۰۴	۰.۹۹	۰.۳۳
SrO	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۰۸
BaO	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۰۸
LOI	۱.۸	۱.۶۶	۱.۴۶	۰.۴۸	۱.۳۵	۱.۲۳	۰.۸۸	۰.۲۹	۱.۱۷
Total	۹۸.۳	۹۹.۴	۹۸.۹	۹۸.۲	۹۸.۸	۹۸.۲	۹۸.۴	۹۸.۳	۹۸.۱
Cr(Ppm)	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰	۲۰	۱۰	۴۰	۴۰	۱۰
Co	۱۹.۵	۱۹.۳	۱۹.۹	۲۱.۱	۱۱	۹.۵	۲۴.۳	۲۳.۶	۱۴.۶
Ni	۲۵	۲۶	۲۷	۲۷	۱۵	۱۳	۵۶	۵۸	۲۳
Rb	۵۷.۶	۶۰.۹	۶۸.۲	۵۳.۹	۹۷.۵	۱۰.۲	۴۳.۳	۳۱.۹	۶۴.۲
Sr	۷۶۹	۷۷۸	۸۰۰	۸۴۱	۵۸۵	۵۹۰	۱۶۱۵	۱۶۰۰	۵۷۱
Cs	۲.۹۴	۱.۰۸	۴.۳۸	۰.۲	۱.۶۱	۱.۵۱	۰.۲۷	۰.۲۷	۱.۸۷
Ba	۷۳۰	۷۳۲	۷۱۳	۷۶۵	۷۶۱	۷۷۰	۹۵۰	۷۸۰	۶۸۵
V	۱۵۳	۱۵۴	۱۵۷	۱۶۹	۸۴	۸۲	۱۶۵	۱۶۵	۹۹
Ta	۲.۴	۲.۶	۲.۷	۲.۴	۳.۲	۳.۳	۱.۷	۱.۶	۱.۵
Nb	۳۳.۳	۳۶.۸	۳۸.۳	۳۵.۵	۳۶.۲	۴۸.۴	۲۹.۱	۲۷.۵	۲۱.۷
Zr	۲۵۴	۲۸۰	۲۹۸	۲۶۵	۱۶۹	۳۸۱	۱۸۹	۱۸۲	۲۳۳
Hf	۶	۶.۴	۶.۵	۶.۱	۴.۱	۷.۹	۴.۶	۴.۱	۵.۵
Th	۷.۶۸	۸.۵۳	۱۰.۲۵	۷.۵۹	۱۳.۶۵	۱۵.۷۵	۷.۱۹	۷.۱۷	۹.۰۴
U	۲.۰۶	۲.۲۹	۲.۷۳	۰.۶۷	۴.۰۳	۴.۴۵	۱.۴۴	۱.۲۲	۲.۶۳
Pb	۱۱	۱۲	۱۲	۱۱	۱۵	۱۷	۱۱	۱۲	۱۳
Ga	۲۰	۲۰.۷	۲۱.۵	۲۱.۲	۲۰.۱	۲۱	۲۱.۶	۲۰.۹	۱۸.۳
Y	۲۱.۶	۲۲.۴	۲۳.۴	۲۳.۸	۲۲.۷	۲۴.۶	۱۶.۹	۱۵	۱۶.۵
La	۴۹.۶	۵۰.۶	۵۲.۹	۵۴.۳	۶۳.۷	۶۷.۳	۶۷.۹	۶۳.۴	۴۵
Ce	۹۰.۲	۹۲.۸	۹۶.۹	۹۵.۶	۱۱۲.۵	۱۲۰	۱۳۲.۵	۱۲۲	۷۸
Pr	۱۰.۱۵	۱۰.۴۵	۱۰.۷۵	۱۰.۹۵	۱۲.۰۵	۱۲.۱	۱۵.۵	۱۴.۱	۸.۳۶
Nd	۳۶.۹	۳۷.۶	۳۸.۵	۴۰.۲	۴۱	۴۱.۷	۵۶.۳	۵۳	۲۹.۱
Sm	۶.۴۶	۶.۳۵	۶.۶۱	۷.۰۶	۶.۶۵	۶.۷۶	۹.۰۶	۸.۴۸	۴.۷۷
Eu	۱.۹۲	۱.۹۲	۲.۰۱	۲.۰۶	۱.۷۸	۱.۸۳	۲.۵	۲.۲۱	۱.۳۴
Gd	۶.۴۹	۶.۶۳	۶.۷۳	۷.۱۴	۶.۸۱	۶.۶۴	۷.۷۷	۷.۰۹	۵.۰۱
Tb	۰.۸۴	۰.۸۶	۰.۸۸	۰.۹۴	۰.۸۵	۰.۸۸	۰.۸۴	۰.۷۷	۰.۶۱
Dy	۴.۱۸	۴.۵	۴.۵۱	۴.۷۶	۴.۲۷	۴.۳۸	۳.۶۸	۳.۲۸	۳.۱۸
Ho	۰.۸۵	۰.۸۷	۰.۸۸	۰.۹	۰.۸۴	۰.۸۹	۰.۶۴	۰.۵۹	۰.۶۲
Er	۲.۴۱	۲.۴۵	۲.۵۹	۲.۵۱	۲.۵۴	۲.۶۸	۱.۸۲	۱.۷۴	۱.۸۴
Tm	۰.۳۴	۰.۳۵	۰.۳۸	۰.۳۹	۰.۳۸	۰.۳۹	۰.۲۳	۰.۲۴	۰.۲۸
Yb	۲.۲۶	۲.۲۶	۲.۴	۲.۲۸	۲.۴۹	۲.۵۶	۱.۲۵	۱.۱۹	۱.۷۴
Lu	۰.۳۳	۰.۳۵	۰.۳۶	۰.۳۷	۰.۳۹	۰.۴۲	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۲۶

ادامه جدول ۱

Sample	PH.4	SRAB3		SRAB5		SRBM		SRAD1		SRAD2		SRAD4		SRAD5	
	Basalt	Trachy andesite		Trachy andesite		Trachy andesite		Trachy andesite		Trachy andesite		Trachy andesite		Trachy andesite	
SiO ₂ (%wt)	۵۸.۵	۵۹.۹۲		۵۷.۶۸		۵۲.۹		۵۹.۲۸		۵۶.۸۳		۵۹.۵۴		۵۹.۴۶	
TiO ₂	۰.۶۵	۰.۷۶		۰.۹۲		۱.۶۶		۰.۷۳		۰.۸۲		۰.۷۳		۰.۷۶	
Al ₂ O ₃	۱۶.۸	۱۷.۴		۱۷.۱۵		۱۷.۶۷		۱۷.۷۲		۱۸		۱۷.۴۴		۱۷.۹۸	
Fe ₂ O ₃	۵.۷۸	۵.۱۸		۶.۱		۸.۴۲		۵.۸۳		۶.۷۶		۶.۰۸		۵.۸۶	
MnO	۰.۱۱	۰.۱		۰.۱		۰.۱۵		۰.۱۲		۰.۱۳		۰.۱۲		۰.۱۲	
MgO	۲.۱۵	۲.۵۲		۳.۳۷		۲.۹۹		۲.۲۸		۲.۸۲		۱.۹		۱.۸۵	
CaO	۵.۵۴	۵.۲۲		۶.۸		۶.۳۵		۵.۲۵		۶.۲۲		۵.۳۷		۵.۳۶	
K ₂ O	۲.۶۸	۲.۸۹		۲.۵۹		۲.۷۶		۲.۷۸		۲.۳۴		۲.۸۷		۲.۸۷	
Na ₂ O	۳.۹۲	۳.۶۷		۳.۵۵		۴.۵۱		۴.۰۴		۳.۸۱		۳.۹۹		۴.۰۹	
P ₂ O ₅	۰.۳	۰.۲۸		۰.۳۹		۰.۸۷		۰.۳۲		۰.۳۹		۰.۳۴		۰.۳۴	
LOI	۱.۴۷	۱.۰۷		۱.۸۲		۱.۰۶		۱.۳۸		۱.۶۶		۱.۰۵		۱.۱۵	
Total	۹۹.۱	۹۹.۲۴		۹۹.۹۱		۹۹.۵۱		۹۹.۸۴		۹۹.۹۳		۹۹.۶		۹۹.۹۹	
Cr(ppm)	<۱۰	۳۰		۴۰		۳۰		۱۰		۱۰		۱۰		۱۰	
Co	۱۳.۴	۱۴.۵		۱۸.۱		۲۱.۵		۱۴.۹		۱۶.۶		۱۶.۱		۱۵.۴	
Ni	۷	۱۹		۳۰		۱۲		<۵		<۵		<۵		<۵	
Rb	۶۶.۱	۵۸.۶		۵۱.۳		۵۱.۱		۶۷		۵۸.۶		۵۹.۹		۵۶.۶	
Sr	۵۹۴	۵۴۱		۶۲۹		۸۲۵		۵۷۲		۶۸۳		۶۰۱		۵۸۲	
Cs	۱.۸۵	۱.۸		۱.۵۲		۰.۵۷		۱.۹۳		۱.۵۱		۲.۰۵		۱.۴	
Ba	۹۷۰	۸۷۲		۷۰۰		۷۸۷		۷۶۹		۷۰۴		۸۱۰		۷۸۹	
V	۱۱۲	۹۴		۱۰۹		۱۶۹		۱۰۸		۱۴۱		۱۲۷		۱۱۹	
Ta	۱.۴	۱.۲		۱.۳		۲.۱		۱.۳		۱.۱		۱.۳		۱.۲	
Nb	۱۸.۴	۱۹		۲۱.۸		۳۹		۱۹.۴		۱۷.۹		۲۰		۱۹.۷	
Zr	۲۰.۵	۱۹۴		۱۹۹		۲۸۴		۲۰۹		۱۶۷		۲۰۰		۱۹۷	
Hf	۴.۹	۴.۷		۴.۸		۶.۴		۵.۳		۴.۳		۵.۲		۵.۲	
Th	۱۰.۷۵	۷.۶۹		۷.۳۸		۷.۴۱		۱۰.۹۵		۸.۶۵		۱۱		۱۰.۴۵	
U	۲.۶۶	۲.۵۵		۲.۳۵		۱.۸۳		۲.۹۵		۲.۳۶		۳.۱۱		۳.۰۲	
Pb	۲۰	۱۲		۱۴		۱۲		۱۲		۱۲		۱۴		۱۲	
Ga	۱۷.۸	۱۷.۱		۱۷.۱		۲۱.۵		۱۸.۷		۱۷.۹		۱۸.۴		۱۷.۵	
Y	۱۸.۴	۱۵		۱۵.۹		۲۷.۴		۱۷.۷		۲۰		۱۹		۱۹.۱	
La	۴۱	۴۰.۱		۴۱.۲		۶۱.۹		۴۳		۴۲		۴۴.۲		۴۲.۹	
Ce	۷۱.۲	۶۸.۹		۷۲.۳		۱۱۵		۷۶.۲		۷۵.۷		۷۸.۵		۷۵.۲	
Pr	۷.۹۴	۷.۲۷		۷.۹۱		۱۳.۳۵		۸.۱۹		۸.۶		۸.۶		۸.۲۴	
Nd	۲۹	۲۵.۱		۲۷.۶		۴۷.۷		۲۹.۶		۳۰.۸		۳۰.۳		۲۹.۴	
Sm	۵.۱۸	۴.۴۳		۴.۷۷		۸.۶۳		۴.۹۹		۵.۵۹		۵.۱۶		۵.۱۸	
Eu	۱.۴۵	۱.۱۳		۱.۲۸		۲.۲۸		۱.۳۷		۱.۵۷		۱.۳۷		۱.۳۱	
Gd	۵.۰۵	۳.۸۸		۴.۴۷		۷.۵۵		۴.۴۸		۴.۹۴		۴.۸		۴.۷۵	
Tb	۰.۶۶	۰.۵		۰.۵۶		۰.۹۷		۰.۵۷		۰.۶۹		۰.۶۲		۰.۶۸	
Dy	۳.۴۲	۲.۹۶		۳.۱۲		۵.۶		۳.۴۷		۴.۱		۳.۶۱		۳.۵	
Ho	۰.۶۶	۰.۵۴		۰.۶۱		۰.۷		۰.۷		۰.۸۲		۰.۷۱		۰.۶۹	
Er	۲.۰۲	۱.۵۲		۱.۷۷		۲.۸۳		۱.۹۳		۲.۴۳		۲.۰۷		۲	
Tm	۰.۳۱	۰.۲۲		۰.۲۵		۰.۴۳		۰.۲۷		۰.۳۴		۰.۳۱		۰.۳۱	
Yb	۲.۰۳	۱.۴۹		۱.۴۹		۲.۵۳		۲.۱۳		۲.۱۶		۲.۱		۲.۰۹	
Lu	۰.۳۱	۰.۲۲		۰.۲۴		۰.۴		۰.۳۳		۰.۳۶		۰.۳۵		۰.۳۱	

بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در حد فاصل شهرستان سراب و نیر و در شرق روستای سقزچی استان اردبیل و در محدوده‌ی جنوبی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر قرار گرفته است (شکل ۱) [۶]. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری از دیدگاه [۷، ۸] در زون البرزغربی-آذربایجان قرار می‌گیرد. قدیمی‌ترین واحد مورد بررسی در منطقه، توف با برش‌های ریولیتی همراه با توف‌های پومیس‌دار به رنگ خاکستری روشن است. این واحد احتمالاً طی فاز انفجاری پلیوسن ایجاد شد که

ضخامتش حداکثر به ۳۰ متر می‌رسد. گدازه‌های ریولیتی تا تراکیتی که روی واحد توف با برش‌های ریولیتی قرار می‌گیرند با ضخامت حدود ۵۰ متر در قسمت شرقی منطقه برونزد دارند. سنگ‌های این واحد به صورت گنبد و گدازه بوده که در بخش‌های زیرین آن گدازه‌های تراکیتی و ایگنیمبریتی دیده می‌شوند. روی این واحدها، گدازه‌های تراکی آندزیتی تا تراکیتی قرار گرفته‌اند و ضخامتی در حدود ۲۰۰ متر دارند. در حوالی روستای تک بلاغ قصر، واحدهای آتشفشانی کواترنری با ضخامت حدود ۱۵۰ متر بر روی گدازه‌های پلیوسن، با برونزد

قابل ملاحظه‌ای دیده می‌شوند، که از گدازه‌های آندزی-بازالتی، آندزیت اغلب متخلخل و اسکوری تشکیل شده‌اند. در بخش‌های شمالی منطقه و در کوه قصر داغ سنگ‌های تراکی-بازالتی با ضخامت حدود ۸۰ متر روی گدازه‌های تراکی-آندزیتی-تراکیتی پلیوسن قرار می‌گیرند. همچنین این سنگ‌های آتشفشانی در بخش‌های جنوبی منطقه و اطراف توده‌ی نفوذی نیز برونزد دارند. در شرق روستای سقزچی توده‌ی نفوذی میکروگابرویی تا میکرودیوریتی با سن کواترنری و با ضخامت حدود ۲۲۰ متر مشاهده می‌شود که روند عمومی بیرون‌زدگی آن شرقی-غربی است. در سمت شرق و غرب این توده‌ی نفوذی آثار گسلی وجود دارد که سنگ‌های سطوح بالایی آن بر اثر حرکت و جابجایی این گسل‌ها، سبب گسترش درزه‌ها و شکستگی‌های فراوانی شده است. همچنین به علت گسل خوردگی قسمت غربی توده، سنگ‌های منطقه دستخوش دگرسانی سیلیسی شده‌اند [۴]. نهشته‌های آبرفتی کواترنری جدیدترین واحدهای منطقه را تشکیل می‌دهند که بیشتر شامل تکه سنگ‌های واحدهای قدیمی‌تر منطقه هستند.

سنگ‌شناسی

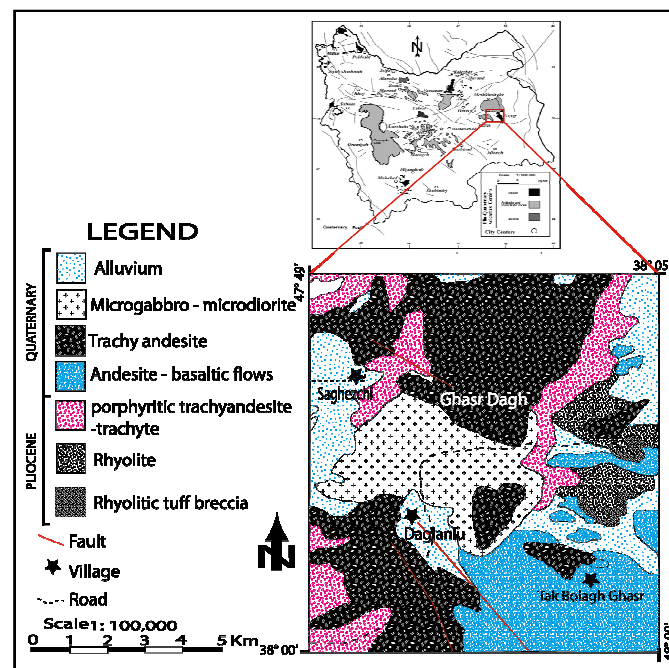
میکروگابرو تا میکرودیوریت

در سنگ‌های میکروگابرویی، پلاژیوکلاز مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی تمام نمونه‌ها بوده و حداقل ۶۰-۷۰ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند که میان بلور تا درشت بلورند (۱ تا ۲ سانتی‌متر) و اغلب نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۲ الف). پیروکسن درشت‌ترین کانی‌های فرومنیزین سنگ هستند (در حدود ۱ سانتی‌متر) و تقریباً ۱۵-۱۰ درصد کانی‌های سنگ را شامل می‌شوند. اغلب آنها شکل‌دار بوده و به صورت بلورهای هشت ضلعی و منشوری کوتاه دیده می‌شوند. ترکیب آنها اوژیت بوده و دارای انکلوژیون‌های فراوانی از اکسیدهای آهن می‌باشند. در بیشتر مقاطع، پیروکسن‌ها به صورت انباشتی یافت می‌شوند که دارای بافت اکسلوشن هستند (شکل ۲ ب). الیوین به صورت بلورهای درشت تا ریز بلور دیده می‌شود. این کانی به صورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار ۱۵-۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و بیشتر به ایدینگزیت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های اکسیدهای Fe-Ti هستند که کمتر از ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بافت اصلی این سنگ‌ها میان دانه‌ای و ریزدانه‌ای پورفیری دیده می‌شوند. در سنگ‌های میکرودیوریتی درشت بلورهای

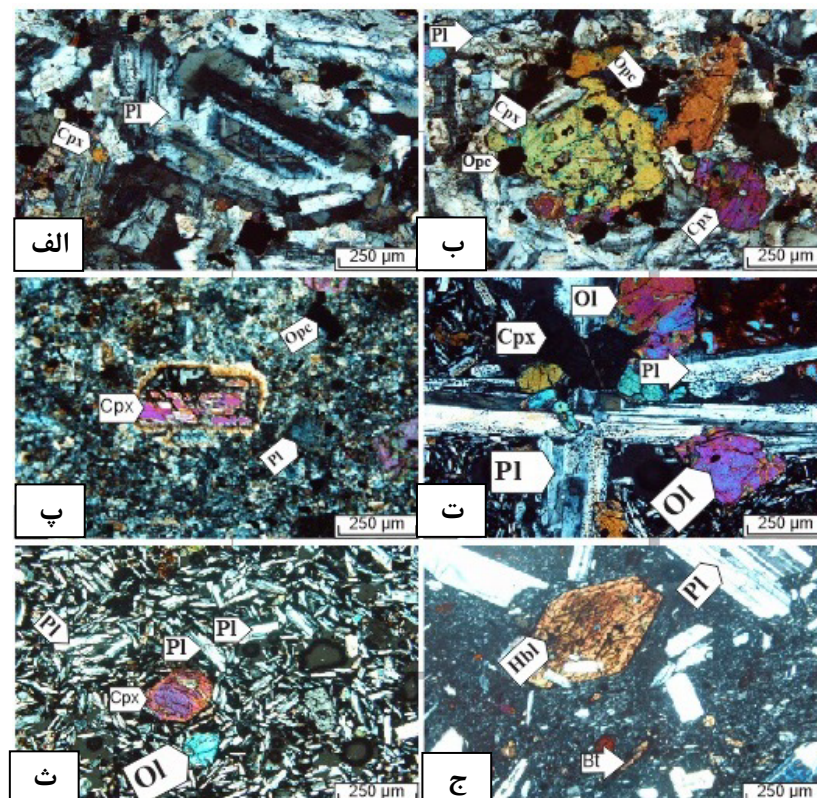
پلاژیوکلاز (اغلب ۱ تا ۲ سانتی‌متر) به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در یک زمینه‌ی ریز بلور مشاهده می‌شوند. این بلورها حدود ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. در بعضی از نمونه‌ها این بلورها دارای منطقه بندی نوسانی هستند. بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اوژیت به صورت درشت بلور تا ریز بلور (در حدود ۱ سانتی‌متر) با فراوانی ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. در بعضی از مقاطع این بلورها از بین رفته و تنها قالبی از آن برجای مانده است (شکل ۲ پ). بیوتیت به صورت بلورهای کشیده (در اندازه‌ی ۲ سانتی‌متر) و تجزیه شده و با فراوانی کمتر از ۱۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی آهن و تیتان دار در حدود ۱۰ درصد سنگ را شامل می‌شود. بافت اصلی سنگ‌های میکرودیوریتی، ریزدانه‌ای و در بعضی از مقاطع دانه دانه است.

بازالت تا تراکی آندزیت

سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی اطراف این توده‌ی نفوذی از سنگ‌های بازالتی تا تراکی آندزیتی تشکیل شده‌اند. در سنگ‌های بازالتی پلاژیوکلازها اکثراً به حالت کشیده و تیغه‌ای (با اندازه‌ی ۲ تا ۳ سانتی‌متر) و دارای ماکل پلی سینتتیک اند. در بعضی از مقاطع این بلورها به حالت صلیبی نیز دیده می‌شوند (شکل ۲ ت). پیروکسن این سنگ‌ها از نوع کلینوپیروکسن بوده و اندازه‌ی آنها متوسط (در حدود ۰/۵ تا ۱ سانتی‌متر) شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در زمینه به صورت ریز بلور متغیر است (شکل ۲ ث). بلورهای الیوین بیشتر به صورت شکل‌دار یا گرد شده‌اند (با اندازه‌ی در حدود ۰/۵ سانتی‌متر) و بیشتر آنها به طور کامل تجزیه شده و به ایدینگزیت تبدیل شده‌اند ولی قالب اصلی خود را حفظ کرده‌اند. در زمینه‌ی سنگ ریز بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، کانی‌های کدر (مانند مانیتیت و ایلمنیت) و بیوتیت نیز دیده می‌شوند. بافت اصلی این سنگ‌ها به صورت ریزبلور پورفیری است. در سنگ‌های تراکی-آندزیتی پلاژیوکلاز به دو صورت فنوکریست و میکروولیت در زمینه دیده می‌شوند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز که دارای بافت غربالی هستند، می‌توانند بازتاب دهنده‌ی تغییرات سریع فشار لیتواستاتیک و یا تغییرات فشار بخار آب باشند [۹]. آمفیبول این نوع سنگ‌ها از نوع هورنبلند است که به صورت خودشکل و درشت بلور با رخ مشخص دیده می‌شود (شکل ۲ ج). بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری است.



شکل ۱ موقعیت واحدهای آتشفشانی بازالتی پلیو-کواترنر در شمالغرب ایران همراه با گسل‌های جوان [۸]، نقشه واحدهای آتشفشانی و نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی [۶].

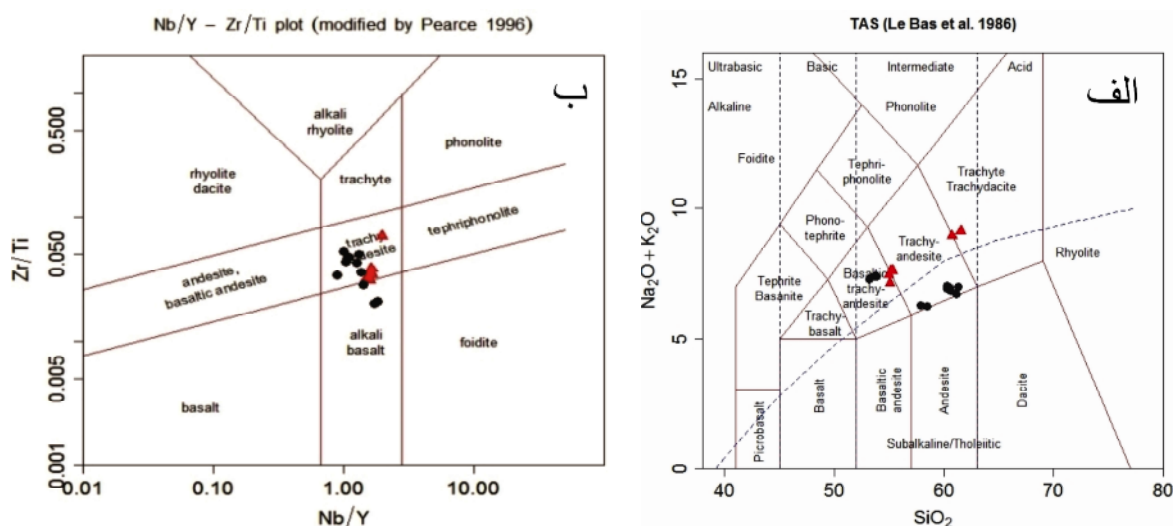


شکل ۲ کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های درونی و بیرونی منطقه در نور (الف) - درشت بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های میکروگابرویی - انباشت کانی‌های کلینوپیروکسن در میان پلاژیوکلازها در سنگ‌های میکروگابرویی - پ - تحلیل رفتگی بلورهای کلینوپیروکسن در سنگ‌های ریزبلوری. ت - بافت صلیبی پلاژیوکلازها در سنگ‌های بازالتی - ث - بلورهای خودشکل اوژیت در زمینه‌ای از ریزبلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی - ج - فنوکریست هورنبلند با اذخالی‌هایی از کانی‌های کدر در سنگ‌های تراکی آندزیتی. علائم مورد استفاده [۱۰].

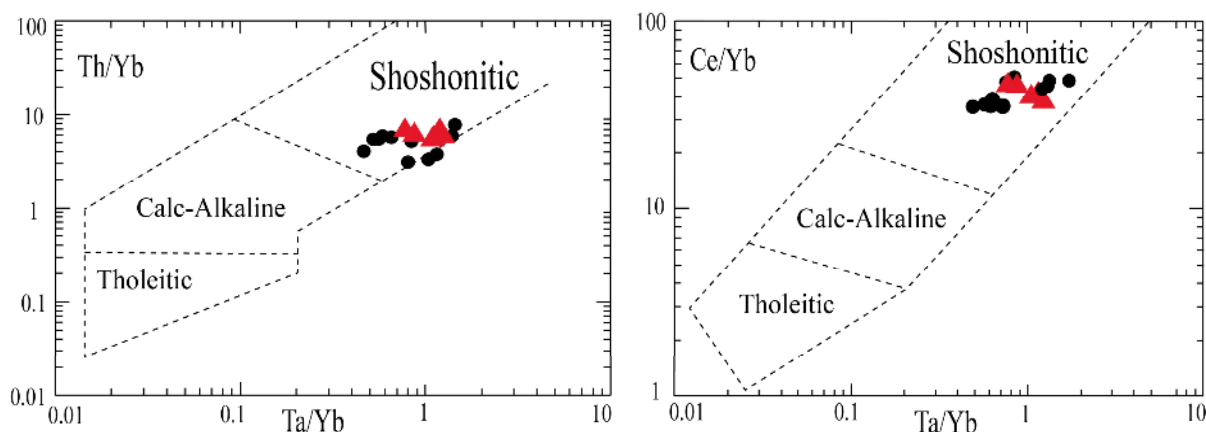
ژئوشیمی

نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس (TAS) [۱۱] نشان می‌دهد که نمونه‌های آتشفشانی بیشتر در محدوده تراکی آندزیت و تراکی آندزی بازالت قرار می‌گیرند. همچنین سنگ‌های نفوذی نیز در این محدوده که به ترتیب معادل درونی مونزویدوریت و مونزوگابرو است، قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف). با توجه به اینکه عناصر Y , Ti , Nb , Zr جزء عناصر نامتحرک هستند، بنابراین می‌توانند در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی بسیار مفید باشند [۱۲]. در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در محدوده تراکی آندزیت و تعدادی در محدوده قلیایی بازالت قلیایی قرار دارند (شکل ۳ ب).

همچنین برای تعیین ماهیت سنگ‌ها، به دلیل این‌که عناصر قلیایی در طول فرآیندهای دگرسانی ممکن است از سنگ خارج شوند از نمودارهای عناصر کمیاب استفاده شده است [۱۳]. این نمودارها بر مبنای Ta/Yb نسبت به Th/Yb و Ta/Yb نسبت به Ce/Yb رسم شده‌اند، و سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در محدوده‌ی شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴). در این سنگ‌ها بالا بودن مقدار قلیایی‌ها، فراوان بودن کانی‌های منیزیم‌دار مثل الیوین و پیروکسن، پایین بودن TiO_2 کمتر از $1/2$ ، مقدار Al_2O_3 بین ۱۴ تا ۲۰ و بالا بودن عناصر کمیاب Th , Ta و Ce اشاره به سرشت شوشونیتی دارد [۱۳].



شکل ۳ الف) رده‌بندی سنگ‌های آذرین با استفاده از نمودار مجموعه‌ی قلیایی نسبت به سیلیس [۱۱]. شکل ۳ ب) رده‌بندی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی با استفاده از نمودار $Nb/Y - Zr/Ti$ [۱۲]. نماد مثلث وجود سنگ‌های نفوذی و دایره توپر سنگ‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند.

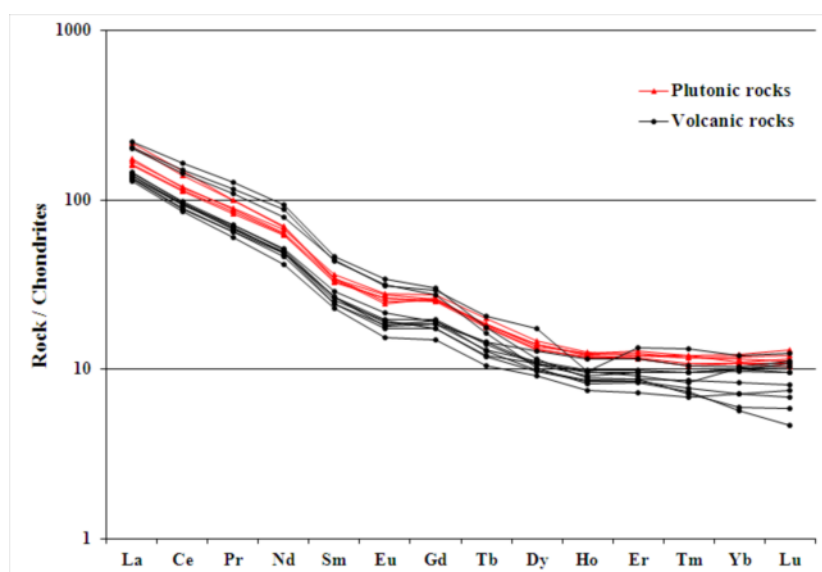


شکل ۴ نمودار رده‌بندی بر اساس $Th/Yb - Ta/Yb$ و نمودار $Ce/Yb - Ta/Yb$ برای مشخص کردن سری ماگمایی [۱۳].

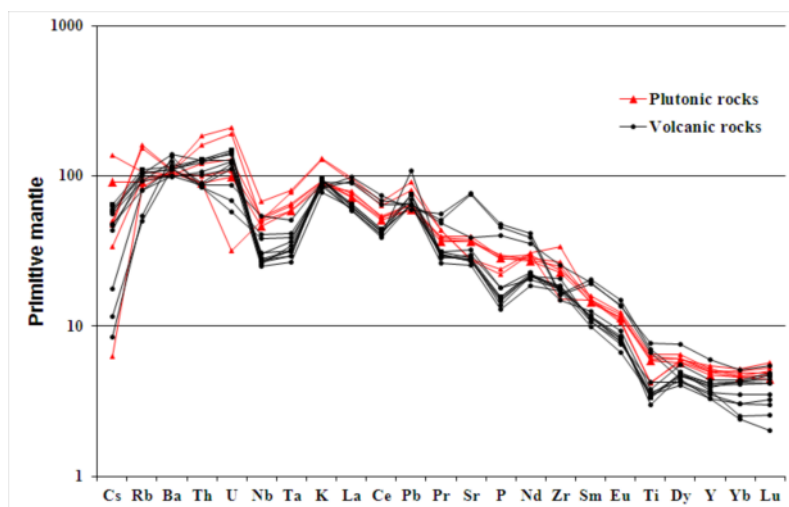
جلوگیری شده و بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد. همچنین درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند به تشکیل ماگمای بازالتی قلیایی منجر شود، که یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نشان دهد [۱۹]. بنابراین می‌توان گفت درجات پایین ذوب بخشی به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در خاستگاه از مهمترین عوامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE محسوب می‌شوند.

در نمودار بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (شکل ۶) [۲۰]، در این سنگ‌ها بیهنجاری‌های منفی Nb، Ti و Ta را می‌توان به پایداری کانی‌هایی مانند تیتانیم، روتیل، ایلمنیت و آمفیبول در گوهی گوشته‌ای نسبت داد. این گوهی گوشته‌ای به‌وسیله‌ی آب به یک محیط اکسایشی تبدیل و باعث پایداری این کانی‌ها شده است [۲۱]. همچنین عناصر Ta و Nb به آغشتگی پوسته‌ای حساسیت بالایی دارند. ماگمایی که از گوشته مشتق می‌شود ممکن است با سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای هنگام صعود ماگما آغشته شود که در نمودارهای چند عنصری بی‌هنجاری منفی Nb و Ta را نشان می‌دهد [۲۲]. میانگین ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده و مقدار بالای Pb و نسبت پایین Nb/U [۲۳] نیز در این سنگ‌ها حاکی از دخالت سازنده‌های پوسته‌ای در تشکیل آن‌ها را دارند.

بررسی‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب اطلاعاتی در مورد فرآیندهایی که در پوسته و گوشته‌ی زمین رخ می‌دهند، در اختیار ما قرار می‌دهد. الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های بررسی و بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۴]، روندهای مشابه و موازی را نشان می‌دهد (شکل ۵) که این امر دلالت بر تشابه فرآیندهای ماگمایی سازنده‌ی این سنگ‌ها دارد. با استفاده از نسبت‌های (LaN/YbN)، (LaN/SmN) و (CeN/YbN) که به کندریت بهنجار شده [۱۴] است، می‌توان درجه‌ی جدایش به ترتیب REE، LREE و HREE را تعیین کرد [۱۵]. نسبت‌های فوق به ترتیب برای سنگ‌های مورد بررسی برابرند با ۱۸/۶-۱۳/۱، ۴/۷-۶/۲ و ۲۷/۴-۹. میزان پایین HREE ها نسبت به LREE ها می‌تواند به علت درجه‌ی پایین ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای و آلودگی ماگما با پوسته [۱۶]، باقی ماندن گارنت در سنگ خاستگاه [۱۷] و یا حضور نقش فاز شاره در ماگمای اسیدی هنگام جدایش ماگما [۱۸] باشد. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده‌ی عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گارنت لرزولیت است. زیرا عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. لذا وقتی که ذوب در اعماق زیاد صورت می‌گیرد این عناصر HREE در گارنت، روتیل و زیرکن متمرکز می‌شوند، و از ورود آنها به گدازه‌ی حاصل از ذوب بخشی



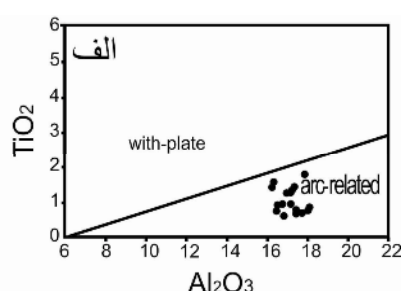
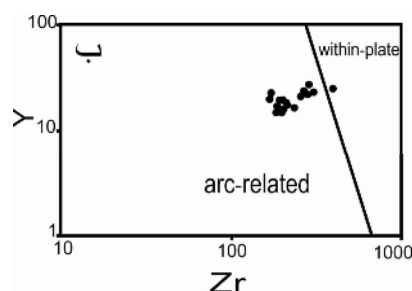
شکل ۵ نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۴].



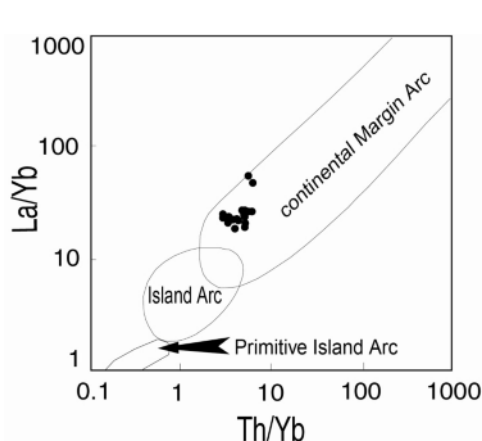
شکل ۶ نمودار بهنجار شده سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته اولیه [۲۰].

سنگ‌های منطقه دارای نسبت‌های بالایی از Ba/Nb (۵۲-۱۸) است، که معمولاً یکی از ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های کمانی است [۲۴]. ویژگی قابل ملاحظه ماگماتیسم در کمان-های آتشفشانی جدید تهی شدگی HFSE (نظیر Zr, Nb و Ti) نسبت به عناصر ناسازگار دیگر است. در نمودار Zr نسبت به Y و Al_2O_3 نسبت به TiO_2 که برای جدا کردن محیط زمین‌ساختی سنگ‌های پتاسی درون صفحه‌ای و محیط وابسته با کمان بکار می‌روند [۲۵]. سنگ‌های مورد بررسی در محیط زمین‌ساختی وابسته به کمان قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف و ب). از نسبت‌های عنصری مختلف برای مثال La/Yb و Th/Yb می‌توان کمان‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای را از کمان‌های اقیانوسی و ماگماتیسم دیگر داخل صفحه‌ای جدا کرد [۲۶]. در نمودار (شکل ۸) به دلیل نسبت بالای عناصر La/Yb و Th/Yb در محیط‌های کمان‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای نسبت به جزایر کمانی، سنگ‌های مورد بررسی در کمان‌های فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. در حواشی قاره‌ای نیز محیط‌های مختلفی مثل حوضه‌های پشت قوس سیالیک و محیط‌های برخورد و پس از برخوردی وجود دارد. سنگ‌های پتاسی محیط‌های زمین-ساختی قاره‌ای و بعد از برخورد با تمرکز متوسط LILE،

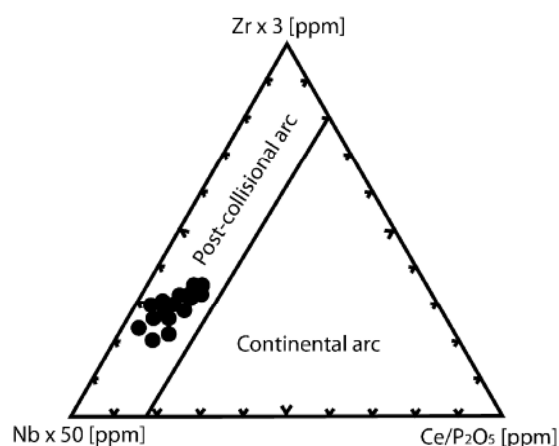
بین سایر زیر گروه‌ها مشخص می‌شود [۲۵]. برای جدا کردن سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های بعد از برخورد از نمودار سه تایی $Zr \times 3 - Nb \times 50$ می‌توان استفاده کرد. با توجه به این نمودار قرار می‌گیرند (شکل ۹). به نظر ژوتو و موری [۲۷]، با توجه به بالا بودن نسبت Ce/Yb (بیش از ۱۵) می‌توان کمان‌های غنی شده را مشخص کرد. این غنی شدگی می‌تواند ناشی از دگرنهادی شدید خاستگاه گوشته‌ای، نرخ پایین ذوب بخشی محل خاستگاه و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای باشد. با توجه به بالا بودن میزان پتاسیم سنگ‌های مورد بررسی و قادر نبودن یک خاستگاه گوشته‌ای عادی برای تولید عناصر ناسازگار فراوان و عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها، خاستگاه این سنگ‌ها یک گوشته‌ی ناهمگن و دگرنهادی شده است که سنگ‌های مورد بررسی با فراوانی عناصر ناسازگار مانند K, Rb, Ba, Sr و عناصر نادر خاکی به ویژه عناصر سبک خاکی این فرضیه را حمایت می‌کنند.



شکل ۷ نمودار الف) TiO_2 نسبت به Al_2O_3 و نمودار ب) Y در مقابل Zr برای جدا کردن کمان‌های قاره‌ای از سنگ‌های درون صفحه‌ای [۲۵].



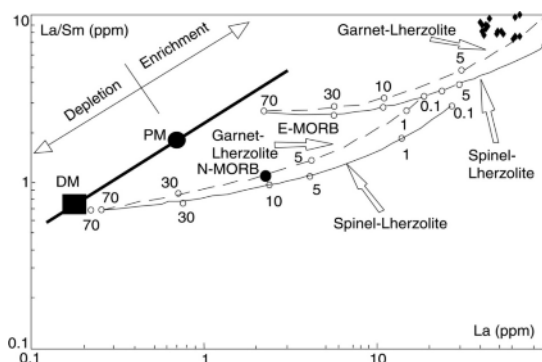
شکل ۹ نمودار سه تایی $10 \times \text{La} - \text{Hf} - \text{TiO}_2/100$ برای جدایش کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های بعد از برخورد قاره‌ای [۲۵].



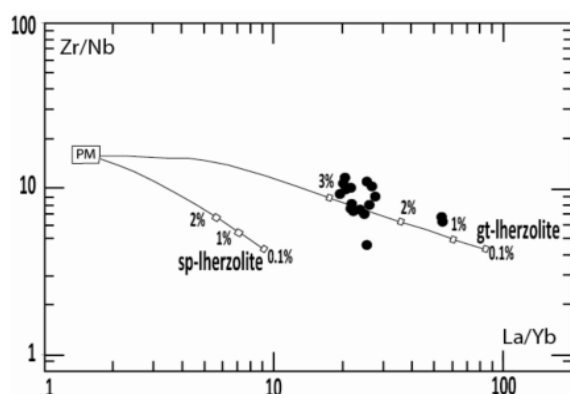
شکل ۸ نمودار La/Yb نسبت به Th/Yb [۲۶].

شد [۲۹] که در این نمودار میزان ذوب بخشی بین ۲-۳ درصد از یک خاستگاه گارنت لرزولیتی است (شکل ۱۱). از ذوب ۲ تا ۳ درصدی گوشته‌ی دگرته‌ای شده‌ی حاوی فاز فلوگوپیت در عمق کمتر از ۲۵۰ کیلومتر، ماگمایی غنی از پتاسیم تولید می‌شود و غنی‌شدگی عناصر ناسازگار را در خود نشان می‌دهد. عناصر Ba, Rb در ترکیب فلوگوپیت سازگارند [۳۰] در حالی که Ba, Sr, Rb دارای سازگاری متوسطی در آمفیبول‌اند [۳۱، ۳۰]. از این خصوصیات می‌توان برای تشخیص حضور و یا عدم حضور این فازها در خاستگاه استفاده کرد، به طوری که گدازه‌های در حال تعادل با فلوگوپیت دارای مقادیر بالایی از نسبت Rb/Sr و مقادیر کمتر Ba/Rb نسبت به گدازه‌های تشکیل شده از خاستگاه آمفیبول‌دار هستند، همچنین گدازه‌های تشکیل شده از یک خاستگاه آمفیبول‌دار حاوی مقادیر بسیار زیادی از Ba و نسبت بالای Ba/Rb هستند [۳۲]. این نمودار نشان‌دهنده‌ی حضور فاز فلوگوپیت در خاستگاه ماگماست (شکل ۱۲).

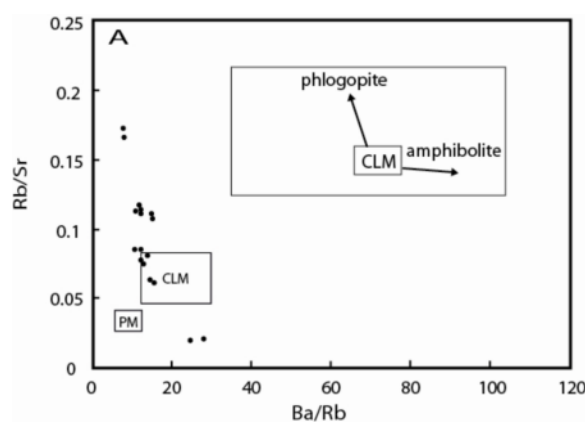
برای توصیف و ارزیابی خاستگاه ماگمای سنگ‌های منطقه و احتمال شکل‌گیری این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوشته، از نمودار La نسبت به La/Sm استفاده کرده‌ایم [۲۸]. در این شکل خطوط ممتد و بریده نشان‌دهنده‌ی روند تغییر ترکیب گدازه‌هایی است که با مقادیر مختلف ذوب بخشی از گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی سرچشمه گرفته‌اند. اعداد روی خطوط نشان‌دهنده‌ی درجه‌ی ذوب بخشی هستند. روی خط ضخیم گستره‌ی گوشته‌ی غنی شده و تهی شده مشخص است. چنانکه در این شکل مشاهده می‌شود، با فرض لرزولیتی بودن گوشته، می‌توان روند تغییرات ترکیب گدازه‌های تشکیل شده از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته‌ی را در دو شاخه مختلف گوشته‌ی غنی شده و گوشته تهی شده را دنبال کرد. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی La و Sm ترکیبی مشابه با گدازه‌های تشکیل شده از گوشته‌ی غنی شده را دارند و روی روند منطبق با کمتر از ۵ درصد ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). همچنین برای تعیین مقدار ذوب بخشی از نمودار Zr/Nb نسبت به La/Yb نیز استفاده



شکل ۱۰ نمودار La نسبت به La/Sm به منظور محاسبه‌ی میزان ذوب بخشی [۲۸].



شکل ۱۱ نمودار Zr/Nb نسبت به La/Yb به منظور محاسبه‌ی میزان ذوب بخشی [۲۹].



شکل ۱۲ نمودار Rb/Sr نسبت به Ba/Rb برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در خاستگاه [۳۲].

قاره‌ای به علت کم شدن فشار در اثر گسیختگی و یا قطعه قطعه شدن پوسته فلات ایران و شرق آناتولی و کشش منطقه-ای و نازک شدن پوسته در محل حوضه‌های گسیخته محتمل-ترند. حرکت صفحه‌ی عربی و چرخش آن باعث همگرایی مایل بین صفحه‌ی عربی و خرده قاره‌ی ایران و بسته شدن کامل نفوتتیس شده است. با اتمام فرورانش نفوتتیس، برخورد قاره-قاره باعث ایجاد زون‌های ساختاری مختلف در ایران شده است. فعالیت‌های ماگمایی در طول میوسن بالایی تا کواترنری در اثر فرآیندهای دگرنهاد کننده‌ی ورقه فرورونده رخ داده و آگیری این پوسته باعث ایجاد گوه غنی از فلوگوپیت می‌شود. با ذوب بخشی ۲ تا چند درصدی این گوه‌ی گوشته‌ای دارای فلوگوپیت، ماگمایی غنی از پتاسیم ایجاد می‌شود که بعد از فرورانش نفوتتیس و رژیم کششی ناحیه‌ای رخ داده است. در اثر کاهش فشار به علت شکستگی‌های بعد از برخورد، ماگماها هنگام صعود به ترازهای بالاتر دستخوش آلاینش با مواد پوسته‌ای شده

ماگماتیسم شمال غرب ایران و آذربایجان و شرق آناتولی سرگذشت زمین شناسی و محیط زمین ساختی مشابهی را در پلیو-کواترنری داشته اند. این همانندی در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب قابل مشاهده است [۸]. ساز و کارهای مختلفی برای ذوب گوشته و ایجاد ماگماهای قلیایی برای فلات مرتفع ایران - آناتولی پیشنهاد شده‌اند. از جمله ۱- شروع ذوب بخشی به علت کاهش فشار در اثر نیروهای کششی و گسیختگی لیتوسفر زیر قاره‌ای، ۲- ایجاد آشفستگی در ترازهای گرمایی لیتوسفر زیر قاره‌ای این مناطق که در اثر وجود نیروهای فشارشی و متعاقباً به علت کوتاه شدگی، ضخیم شدگی و بالا آمدگی پوسته‌ای رخ می‌دهد، ۳- کشش منطقه‌ای و نازک شدن پوسته در محل حوضه‌های گسیخته در سیستم‌های گسلی در راستای لغزش و ۴- فعالیت نقاط داغ [۱]. با در نظر گرفتن ادامه همگرایی صفحه‌ی عربی و اوراسیا پس از برخورد، بین پیشنهادهای بالا، ذوب بخشی گوشته استنوسفری زیر

است.

برداشت

بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های غرب نیر نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی تا بازالتی و دارای بافت‌های ریزبلور پورفیری‌اند. در اطراف واحدهای آتشفشانی منطقه‌ی، توده نفوذی میکرودیوریتی تا میکروگابرویی برونزد دارد که بافت ریزدانه‌ای را نشان می‌دهند. نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های منطقه از عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE غنی شدگی نشان می‌دهند. بیهنجاری این عناصر همراه با نسبت پایین Ce/Pb و Nb/U می‌تواند به دلیل آلودگی ماگمای مادر با پوسته‌ی قاره‌ای باشد. همچنین غنی شدگی LREE نسبت به HREE در سنگ‌های منطقه، به درجه‌ی پایین ذوب بخشی (۲-۳ درصد) از یک خاستگاه گارنت لروزلیتی وابسته است. به طور کلی همگرایی بین صفحه‌ی عربی و خرد صفحه ایران موجب بسته شدن کامل نفوتتیس در کرتاسه پسین یا پالئوژن شده است و همزمان با فرورانش، فعالیت‌های ماگمایی شروع شده و تا پلیو-کواترنری نیز ادامه یافته است. با ورود این صفحه و کشیده شدن آن به اعماق، شاره‌های غنی از آب و مواد فرار که حاوی عناصر ناسازگار فراوان‌اند، از ورقه‌ی فرورونده آزاد شده و باعث ایجاد یک گوه‌ی گوشته‌ای دگرنهاد شده که در آن فاز فلوگوپیت نیز حضور دارد.

مراجع

- [1] Pearce J.A., Bender S.E., De Long W.S.F., Kidd P.J., Low Y., Guner F., Saroglu Y., Yilmaz S., Moorbath J.G., Mitchell J.F., "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44(1990), 189-229. ##
- [2] Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W., "Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts, Journal of Petrology, 27(1996), 45-71. ##

[۳] عامل ن.، "مطالعه پترولوژی نوار ولکانیکی شمال گسل تبریز"، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۳) ۱۶۷ صفحه. ##

[۴] پیروج ه. "مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی شرق سقزچی واقع در غرب نیر (استان اردبیل)"، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۸۹) ۹۱ صفحه. ##

[۵] عامل ن.، "پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی پلیو-کواترنر آذربایجان"، رساله دکتری، دانشگاه تبریز (۱۳۸۶). ##

[۶] امینی ب.، امامی م. ح.، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۲. ##

[۷] نبوی م. ح.، "دیاچه‌ای بر زمین شناسی ایران". سازمان زمین شناسی ایران، (۱۳۵۵) ۱۰۹ صفحه. ##

[۸] عامل ن.، موید م.، عامری ع.، وثوقی عابدینی م.، مؤذن م.، "سنگ‌زایی بازالت‌های پلیو-کواترنری آذربایجان (شمال غرب ایران) و مقایسه آنها با بازالت‌های مشابه در شرق ترکیه"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۳۲۷-۳۴۰. ##

[9] Nelson S.A., "Magmatic differentiation, Chemical variation in rock suite", Geology 212 (2003). ##

[10] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68(1983), 277-279. ##

[11] Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A., "chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", Journal of Petrology 27(1986), 745-750. ##

[12] Pearce J. A. A., "user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada", Short Course Notes 12(1996), 79-113. ##

[13] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE", R.S. Andesites: Orogenic Andesites

- [23] Rudnick R.L., Fountain D.M., "Nature and composition of the Continental Crust: a lower crustal perspective", Review of Geophysics, 33(1995), 267-309. ##
- [24] Fitton J.G., James D., Leeman W.P., "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", Journal of Geophysical Research, 96(1991), 13693-13711. ##
- [25] Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and Potassic Volcanic rocks From Different Tectonic Setting A Pilot study", Mineralogy and Petrology, 46(1992), 259-289. ##
- [26] Condie K.C., "Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean – Proterozoic boundary: identification and significance", Lithos, 23(1989), 1-18. ##
- [۲۷] ژوتو ت، موری ر، "زمین‌شناسی پوسته‌ی اقیانوسی و دینامیک درونی"، ترجمه علی درویش‌زاده، انتشارات دانشگاه تهران (۱۹۹۸) ۵۶۹ صفحه. ##
- [28] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia", Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102(2000), 67-95. ##
- [29] Aldanmaz E., Koprubasi N., Gurer O.F., Kaymakci N., Gournaud A., "Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. Lithos", 86 (2006), 50-76. ##
- [30] LaTourette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., "Trace element partitioning between amphibole, phlogopite", and basanite melt. Earth and Planetary Science Letters, 135(1995), 13-30. ##
- [31] Adam J.D., Green T.H., Sie S.H., "Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. Chemical Geology", 109(1993), 29-49. ##
- [32] Furman T., Graham D., "Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift and Related Rocks. John Wiley and Sons, Chichester (1982), 525-548. ##
- [14] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.)", Rare earth element geochemistry. Elsevier (1984) 63-114. ##
- [15] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation", presentation, interpretation. Longman Group, UK 1st edition (1993), 352 pp. ##
- [16] Srivastava R.K., Singh R.K., "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism", Jurnal of Asia Earth sciences, 23(2004), 373-389. ##
- [17] Clague D. A., Frey F. A., "Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics", Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. Journal of Petrology, 23(1982), 447-504. ##
- [18] Kogiso T., Tatsumi Y., Nakano S., "Trace element transport during dehydration processes in the subduction oceanic crust: 1. Experiments and implication for the origin of ocean island basalts", Earth and Planetary Science Letters, 148(1997), 193-205. ##
- [19] Wass S.Y., Roger N.W., "Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. Geochimica et Cosmochimica Acta", 44(1980), 1811-1823. ##
- [20] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds.)", Magmatism in ocean basins. Geological Society Special Publication, 42 (1989), 313-345. ##
- [21] Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., "Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas: philosophical transactions of the Royal Society of London", 335 (1991), 377-392. ##
- [22] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach", Unwin Hymen, London, (1989), 466 pp. ##

system", geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48(1999), 237–262. ##