

پتروژنز سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیو کواترنری در شمالغرب مرند

غلامرضا احمدزاده*^۱، احمد جهانگیری^۲، منصور مجتهدی^۲، دیوید لنتز^۳

۱- گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه محقق اردبیلی

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه نیو برانزویک، کانادا

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۹، نسخه نهایی: ۸۹/۴/۱۳)

چکیده: در شمال غرب مرند در بخش شمالی نوار آتشفشانی ارومیه-دختر مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، داسیت، بازالت‌های سدیک، پتاسیک و اولتراپتاسیک قلیایی برونزد دارند که در گستره‌ی زمانی میوسن بالائی تا کواترنری به سطح زمین راه یافته‌اند. این مقاله به بخش ترکیب‌های آندزیتی و داسیتی این سنگ‌ها می‌پردازد که به‌طور پراکنده از داخل مجموعه آذرآواری بیرون ریخته‌اند. این سنگ‌های آتشفشانی دارای بافت پرفیری هستند که شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن و به مقدار کم بیوتیت هستند. از لحاظ ژئوشیمیایی این سنگ‌ها دارای مقادیر SiO_2 در گستره‌ی ۶۷٫۸ – ۵۷٫۵ درصد وزنی، Al_2O_3 (۱۴٫۵ تا ۱۶٫۳)، Sr (۵۷۷ – ۱۱۸۵) بالا، نسبت‌های بالای Sr/Y (۳۰٫۷ – ۸۴٫۴۶) و La/Yb (۱۳٫۲۷ – ۶۱٫۳۶) و مقادیر پایین Y (۱۱٫۲ – ۲۰٫۲) هستند که نشان‌دهنده ویژگی آداکیتی این ماگماها هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی با آداکیت‌های پر سیلیس ($\text{Sr} < 1100 \text{ ppm}$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 11 \text{ \% wt}$, $\text{MgO} = 0.85\text{--}3.5$) همخوانی دارد که نشان می‌دهد آداکیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی همانند آداکیت‌های پرسیلیس از ذوب صفحه‌ی بازالتی فرورونده به وجود آمده‌اند. همچنین این سنگ‌ها از عناصر LILEs و LREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند ($(\text{Ce}/\text{Yb})\text{N} = ۲۶/۳۹ - ۶/۳۳$) و دارای تهی‌شدگی نسبی از عناصر انتخابی HFSEs مانند Ta, Ti و Nb هستند. الگوی شدید جدایشی در REE و نیز مقادیر پایین HREEs و Y ممکن است به دلیل وجود گارنت و یا آمفیبول در پسمانده‌ی جامد ماگمای این سنگ‌ها باشد. همچنین مقادیر بالای استرانسیم و بیهنجاری منفی تانتالیم، نیوبیوم و تیتانیوم می‌تواند نشانگر عدم حضور پلاژیوکلاز و حضور اکسیدهای آهن و تیتان در تفاله‌ی باقیمانده‌ی ذوب باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند که شکسته شدن صفحه‌ی اقیانوسی فرورونده و ذوب باقیمانده‌ی این صفحه موجب تولید ماگماتیسیم آداکیتی منطقه‌ی شمال غرب مرند شده‌اند. همچنین بالا بودن مقادیر باریم، توریم و روبیدیم می‌تواند در اثر آغستگی ماگما با مواد پوسته‌ای در طول صعود ماگماست.

واژه‌های کلیدی: آداکیت، نتوتیس، فرورانش، نوار ماگمایی ارومیه – دختر و شمالغرب ایران

مقدمه

کشی تشکیل می‌شوند [۱-۳]. این سنگ‌ها همچنین به آندزیت‌های با منیزیم بالا اطلاق میشوند که بر خلاف بونینیت‌ها دارای غنی‌شدگی شدید LREEs (مقادیر $\text{La}/\text{Yb} > ۴۰$)، مقادیر بالای استرانسیم ($\text{Sr} > ۴۰۰$)، مقادیر بالای نسبت

آداکیت‌ها سنگ‌های غنی از سیلیسیم بوده که دارای مقادیر بالای Sr/Y و La/Yb هستند و در محیط‌های زمین‌ساختی مثل زون‌های فرورانشی، برخوردگاه‌های قاره‌ای و محیط‌های

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۱۹۲۲۳۱، نمابر: ۵۵۱۲۲۰۴ (۰۴۵۱) پست الکترونیکی: gholamrezaahmadzadeh@yahoo.com

Sr/Y، نسبت‌های پایین Sr^{87}/Sr^{86} ، و مقادیر پایین نسبت‌های سرب رادیوژنیک و غیر رادیوژنیک اند [۴،۱] همچنین از لحاظ سنگ‌شناسی آداکیت‌ها سری سنگ‌های حدواسط تا اسیدی هستند که دامنه‌ی تغییرات آن‌ها از هورنبلند آندزیت تا داسیت و ریولیت را در بر می‌گیرند. بازالت در این مجموعه غایب است. از لحاظ کانی‌شناسی مجموعه‌ی آداکیتی دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز منطقه‌بندی شده، هورنبلند و بیوتیت‌اند و ارتوپروکسن و کلینو پروکسن فقط در آندزیت‌های مافیک مشاهده می‌شوند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و تیتانومگنتیت هستند [۱۶،۱].

بررسی‌های اولیه نشانگر تشکیل ماگماهای آداکیتی از ذوب بخشی صفحه‌ی اقیانوسی گرم و جوان فرورونده بوده [۵] ولی امروزه تشکیل سنگ‌های آداکیتی علاوه بر جزایر قوسی جوان از مناطق قوس‌های قاره‌ای، کمان‌های آتشفشانی بالغ و مناطق پس از برخورد نیز گزارش شده است [۱].

پهنه‌ی ایران از لحاظ زمین ساختی فعال بوده و در کمربند کوهزائی آلپ هیمالیا واقع شده است و از لحاظ ساختاری به قطعات متفاوتی تقسیم می‌شود. فرورانش نئوتتیس به زیرایران مرکزی در طول کرتاسه فوقانی و پالئوژن و برخورد دو ورقه ایران و عربی در ترشیری باعث ایجاد چهار زون ساختاری در ایران شده است. که عبارتند از، زاگرس مرتفع، زاگرس چین خورده، زون دگرگونی سهندج-سیرجان و نوار ماگمایی ارومیه-دخترند [۶]. فعالیت ماگمایی در پهنه‌ی ایران در تمام زمان‌ها رخ داده ولی اوج آن در ائوسن بوده است. در منطقه‌ی مورد بررسی که در بخش شمالی گسل تبریز و در ۲۰ کیلومتری شمالغرب مرند واقع شده و سنگ‌های با ترکیب حدواسط - اسیدی در گستره‌ی گسترده‌ای بیرون ریخته‌اند که ماهیت آداکیتی دارند. بررسی‌های ژئوشیمیائی نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌ها از حدواسط - اسیدی به سمت سدیک، پتاسیک و فوق پتاسیک قلیایی تغییر می‌کند [۷]. ماگماتیسم آداکیتی در زون ارومیه دختر توسط [۸] در ناحیه‌ی بافت، انار و قم و توسط [۹] در شمالغرب ایران از منطقه تبریز، مرند و جلفا گزارش شده است. در شمال ایران ماگماتیسم پلیوکواترنری فوق پتاسی پس از ماگماتیسم آداکیتی با ترکیب داسیتی بیرون ریخته است [۹]. با توجه به گزارش چندین مورد برونزد سنگ-

های آداکیتی از نوار ارومیه - دختر [۹،۸] و محیط ژئودینامیکی تشکیل آن‌ها، بررسی سنگ‌های آداکیتی سنوزوئیک ایران می‌تواند در روشن شدن مباحث وابسته به فرورانش صفحه‌ی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، سرنوشت صفحه‌ی فرورونده و زمان فرورانش کمک فراوانی کند. از اینرو در این مقاله به بررسی ژئوشیمی، کانی شناسی و خاستگاه سنگ‌های آداکیتی که در همراهی با سنگ‌های سدیک، پتاسیک و اولتراپتاسیک قلیایی هستند، پرداخته شده است.

روش کار

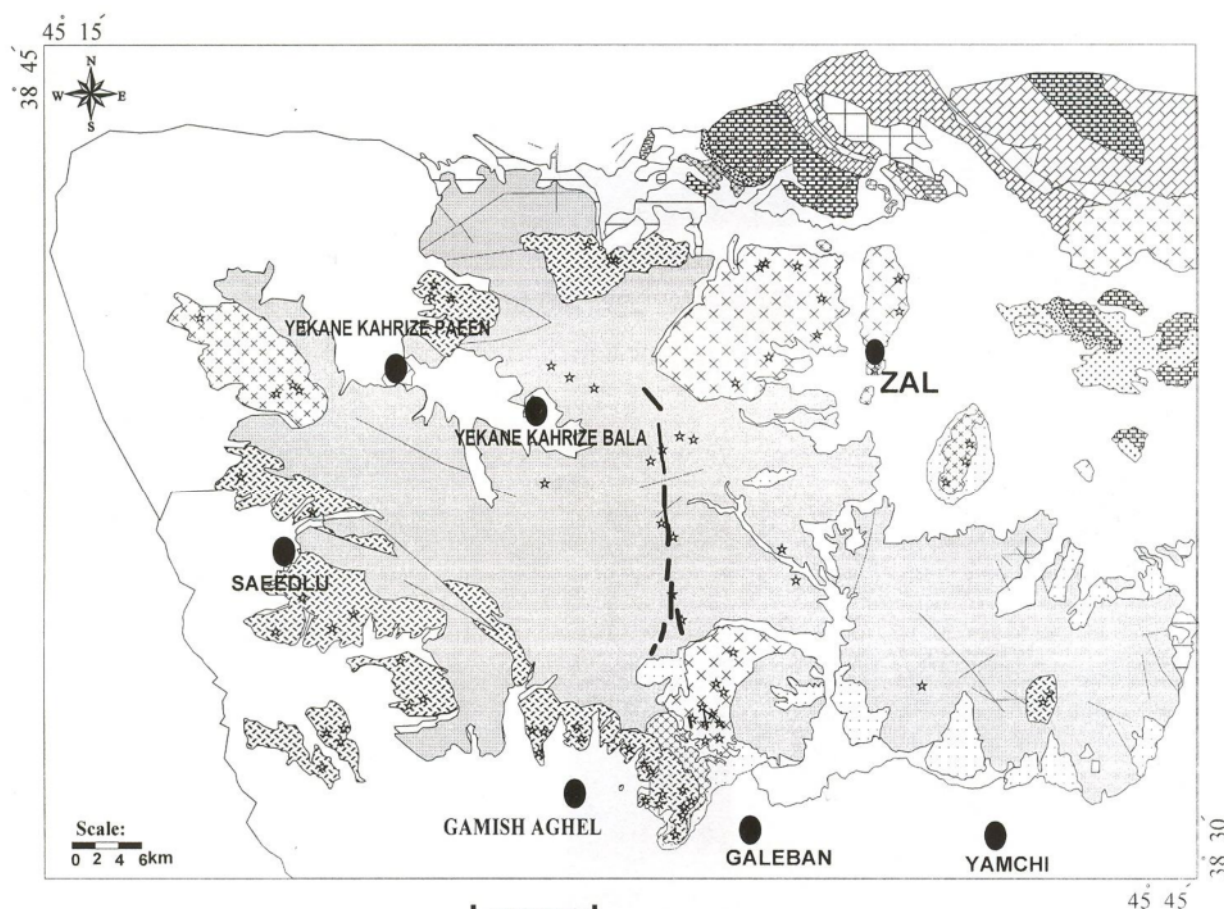
پس از بررسی‌های صحرائی و مشخص شدن روابط سنی و صحرائی انواع سنگ‌های منطقه، بررسی‌های آزمایشگاهی و بررسی بیش از ۶۰ مقطع نمونه تهیه شده از سنگ‌های سری حدواسط-اسیدی منطقه انجام شد که در کنار سنگ‌های سدیک و پتاسیک قلیایی واقع شده‌اند. پودر تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های سالم منطقه با استفاده از آسیاب تحقیقی تهیه شد که تعداد ۵ نمونه در دانشگاه تبریز بروش XRF مورد بررسی قرار گرفت و تعداد ۸ نمونه برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه ALS-Chemex به کانادا ارسال شدند که برای عیین مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی از دستگاه XRF و برای تعیین میزان عناصر کمیاب از دستگاه ICP-MS استفاده شد (جدول ۱).

زمین‌شناسی ناحیه‌ای و سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه

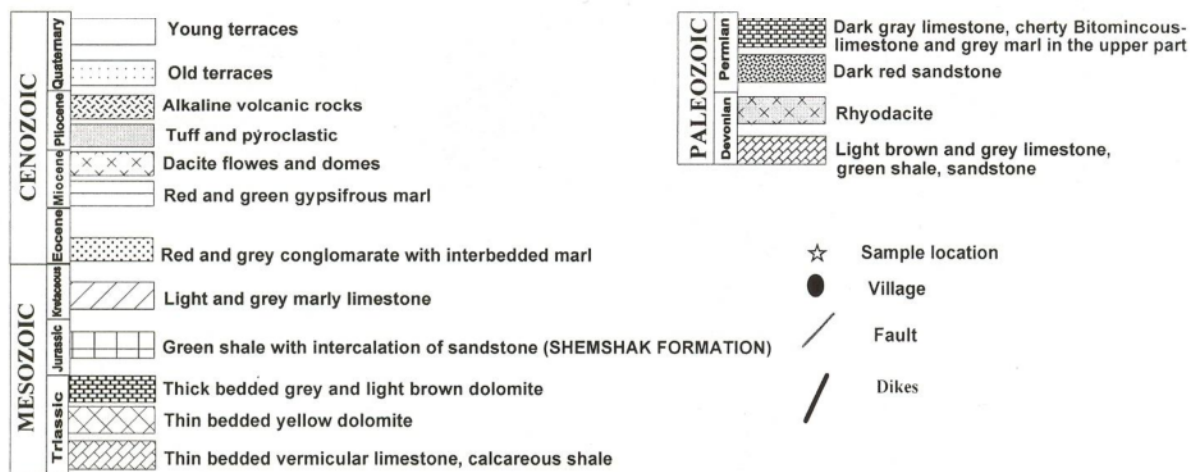
منطقه‌ی مورد بررسی در شمالغرب مرند و در بخش شمالی زون ماگمایی وابسته به فرورانش ارومیه-دختر واقع شده است. گدازه‌های با ترکیب حدواسط و اسیدی به‌صورت پراکنده از داخل مجموعه‌ی سنگی پیروکلاستیک با همان ترکیب بیرون ریخته است. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که سن نسبی این مجموعه‌های سنگی با توجه به اینکه مارن‌های ژئوپس دار میوسن را قطع کرده‌اند میوسن بالایی تا پلیوسن است که در قسمت‌های حاشیه‌ای گدازه‌های با ترکیب سدیک و پتاسیک قلیایی پس از مجموعه حدواسط اسیدی بیرون ریخته است (شکل ۱). منطقه‌ی مورد بررسی به گسل تبریز و دره دیز محدود می‌شود.

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیائی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی از نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی.

Rock type samples	Intermediate-Acidic series												
	BA2	DA14	L-1	L-2	BA1	DA3	DA5	DA11	GKH-1	GKH-2	GKH-4	F45	F47
SiO ₂	۵۷/۵	۶۲/۴	۶۵/۱	۶۵/۲	۵۷/۶	۶۴/۲	۶۲/۵	۶۳/۲	۶۶/۵	۶۶/۸	۶۷/۸	۶۴/۹	۵۸/۵
TiO ₂	۰/۹۹	۰/۵۵	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۹۶	۰/۵۹	۰/۵۲	۰/۴۲	۰/۶۸	۰/۳۵	۰/۶۷	۰/۵۲	۰/۸۹
Al ₂ O ₃	۱۵/۶	۱۵/۹	۱۶/۳	۱۶/۳	۱۶/۲	۱۵/۵	۱۵/۳	۱۵/۶	۱۴/۵	۱۵/۲	۱۴/۵	۱۶/۲	۱۵/۹
Fe ₂ O ₃	۵/۶۶	۳/۹۶	۳/۸۶	۴/۴۵	۶/۱۷	۵/۷	۳/۸۹	۳/۱۸	۳/۹۲	۳/۷	۳/۸۱	۳/۸۴	۶/۱۳
CaO	۵/۵	۵/۰۴	۳/۸۶	۴/۲۹	۵/۷۲	۶/۰۵	۴/۶۶	۴/۳۷	۴/۵۴	۴/۱۸	۴/۳۷	۴/۵۷	۷/۳۴
MgO	۳/۵	۲/۲۱	۰/۹۸	۱/۰۴	۳/۴۵	۱/۲۳	۲/۰۴	۲/۱	۱/۳۸	۱/۱۶	۱/۳	۰/۸۵	۱/۶۳
Na ₂ O	۵/۲۷	۵/۳۱	۴/۳	۴/۲۹	۵/۱۹	۳/۶۴	۵/۲۸	۵/۲۲	۴	۳/۹۶	۴/۰۸	۴/۵۲	۴/۳۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱					
MnO	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۶
P ₂ O ₅	۰/۶۵	۰/۳۶	۰/۲۱	۰/۲	۰/۶۱	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۱۹	۰/۳۴
LOI	۰/۹	۱/۲۸	۰/۸۲	۱	۰/۷۸	۱/۴۲	۱/۲۷	۱/۶۶	۰/۵۴	۰/۱۳	۰/۳۷	۱/۱۱	۱/۲۹
Total	۹۸/۷	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۱	۹۹/۸	۱۰۰	۹۸/۷	۹۹	۹۹/۷	۹۹/۴	۹۹/۹	۹۹/۹	۱۰۰
Ba	۱۲۰۰	۱۴۵۵	۱۰۷۰	۸۸۵	۱۲۹۵	۶۶۳	۱۴۰۵	۱۲۹۰	۷۹۵	۷۴۲	۷۶۴	۷۴۱	۷۱۸
Rb	۵۶/۲	۶۹	۱۴۳	۱۲۴	۶۶/۵	۳۴/۱	۷۲/۵	۶۹/۵	۹۴	۹۴	۹۲	۵۸	۵۵
Th	۱۷/۴	۲۱/۶	۱۹/۲	۱۶/۱	۲۰/۶	۵/۳۹	۲۱/۳	۱۸/۴	۳۱	۲۶	۲۳	۶	۷
Sr	۱۰۳۰	۱۰۴۵	۹۷۲	۷۱۸	۱۱۸۵	۵۷۷	۱۱۰۵	۹۴۶	۷۳۷	۷۱۹	۷۳۷	۶۹۰	۷۶۱
Nb	۱۹/۸	۲۰/۴	۱۷/۴	۱۴/۹	۲۱/۴	۸/۷	۱۸/۹	۱۵/۶	۱۵	۱۸	۱۹	۹۰	۹۲
Co	۲۲/۱	۱۶/۴	۸/۷	۷/۱	۱۹/۵	۱۰	۱۲/۱	۱۱/۳	۱۳	۹	۶	۸	۱۱
Cr	۹۰	۱۵۰	۸۰	۱۰۰	۸۰	۹۰	۱۵۰	۱۲۰	۳۸	۳۹	۴۲	۴۹	۱۳۲
Cs	۳/۱۱	۲/۲۹	۵/۵۱	۵/۶۲	۴/۰۴	۱/۵۴	۲/۶۴	۴/۹۲					
Cu	۶۹	۵۷	۲۴	۱۷	۴۸	۱۷	۳۹	۳۰	۲۵	۱۶	۱۹	۱۵	۳۱
Ga	۲۰/۱	۲۰	۱۹/۶	۱۸	۲۱	۱۸/۹	۱۹/۵	۱۹/۳	۱۲	۱۷	۲۲	۱۳	۱۹
Hf	۵	۴/۸	۴/۹	۳/۹	۵/۱	۲/۹	۴/۳	۴				۳۹	۴۰
Mo	۳	۲	۳	۴	۵	۴	۲	۵				۴	۶
Ni	۳۶	۴۹	۸	۱۷	۳۹	۲۵	۵۱	۴۸	۴۶	۳۶	۴۲	۳۹	۵۶
Pb	۲۷	۳۴	۴۰	۳۲	۲۷	۱۲	۳۱	۳۰	۱۲	۲۱	۲۱	۲۰	۱۸
Sn	۲	۲	۱	۲	۳	۱	۲	۲					
Ta	۱/۱	۱/۲	۱/۲	۰/۹	۱/۱	۰/۵	۱	۰/۹					
U	۴/۵۹	۶/۸۲	۶/۱۹	۴/۲۸	۴/۹۷	۱/۲۶	۶/۲	۵/۳۸	۵	۴	۹	۳	۱
V	۱۸۰	۸۲	۸۱	۵۵	۱۴۵	۶۶	۴۸	۵۹	۶۸	۵۷	۶۳	۶۲	۱۰۰
W	۶	۷	۱۸	۹	۵	۲	۵	۵					
Y	۱۶/۸	۱۲/۷	۱۸	۱۸/۴	۲۰/۲	۱۸/۸	۱۳/۶	۱۱/۲	۱۶	۱۷	۱۸	۱۳	۱۵
Zn	۹۶	۷۲	۷۴	۷۴	۹۴	۷۳	۵۹	۶۳	۵۵	۵۰	۵۳	۵۶	۷۲
Zr	۱۹۶	۱۹۳	۲۰۳	۱۸۳	۲۲۲	۱۳۴	۱۹۴	۱۸۲	۲۱۷	۲۰۳	۲۱۴	۱۹۰	۱۸۹
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱		
La	۶۴/۹	۶۱/۴	۴۲/۶	۴۴/۹	۷۳/۹	۲۶	۶۳/۲	۴۹	۱۸	۴۵	۶/۳۴	۵۵	۴۱
Ce	۱۲۳	۱۰۵	۷۵/۳	۷۵/۷	۱۳۷	۴۸	۱۰۶	۷۹/۷	۵۸	۱۲۳	۹/۶۹	۲۲	۶۳
Pr	۱۴	۱۱	۷/۹	۷/۷۲	۱۵/۴	۵/۳۷	۱۰/۸	۸/۲۵			۱/۴۲		
Nd	۵۱/۹	۳۸/۶	۲۷/۴	۲۶/۳	۵۴/۶	۲۰/۴	۳۶/۳	۲۸			۷/۶۹		
Sm	۹/۰۲	۶/۲	۴/۷۸	۴/۶۴	۹/۶۹	۳/۹۴	۵/۸۷	۴/۵۲			۱/۰۸		
Eu	۲/۱	۱/۴۸	۱/۳۶	۱/۲۴	۲/۲۱	۱/۲۵	۱/۵۴	۱/۲۷			۰/۴۳		
Gd	۷/۷۷	۵/۵۸	۴/۷۶	۴/۶۴	۷/۶۴	۳/۷۵	۵/۲۳	۴/۳۹			۱/۰۳		
Tb	۰/۹۱	۰/۶۵	۰/۶۳	۰/۶۶	۱/۰۲	۰/۵۹	۰/۶۴	۰/۵۴			۰/۲		
Dy	۳/۸۹	۲/۸۴	۳/۲۸	۳/۱۵	۴/۰۵	۳/۲۷	۲/۷۷	۲/۱۶					
Ho	۰/۶۸	۰/۵۱	۰/۶۴	۰/۶۳	۰/۷۵	۰/۷	۰/۵۱	۰/۴۲					
Er	۱/۹۶	۱/۴۴	۱/۹	۱/۹۶	۲/۰۲	۲/۰۲	۱/۳۳	۱/۱۶					
Tm	۰/۲۳	۰/۱۶	۰/۳۷	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۳۲	۰/۱۷	۰/۱۶					
Yb	۱/۵۱	۱/۱	۱/۸۸	۱/۹۱	۱/۴۷	۱/۹۶	۱/۰۳	۰/۸۹					
Lu	۰/۲	۰/۱۷	۰/۳۱	۰/۳	۰/۲۲	۰/۳۳	۰/۱۷	۰/۱۴					



Legend



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (کامل شده از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مرند و قره ضیاءالدین تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی).

ریزبلوری پورفیری دارد که بیشتر، پلاژیوکلاز به همراه با کلینوپیکروکسن، هورنبلند و بمقدار کمتر بیوتیت، فنوکریست-های این سنگها را تشکیل می دهند و در زمینه‌ای از ریز

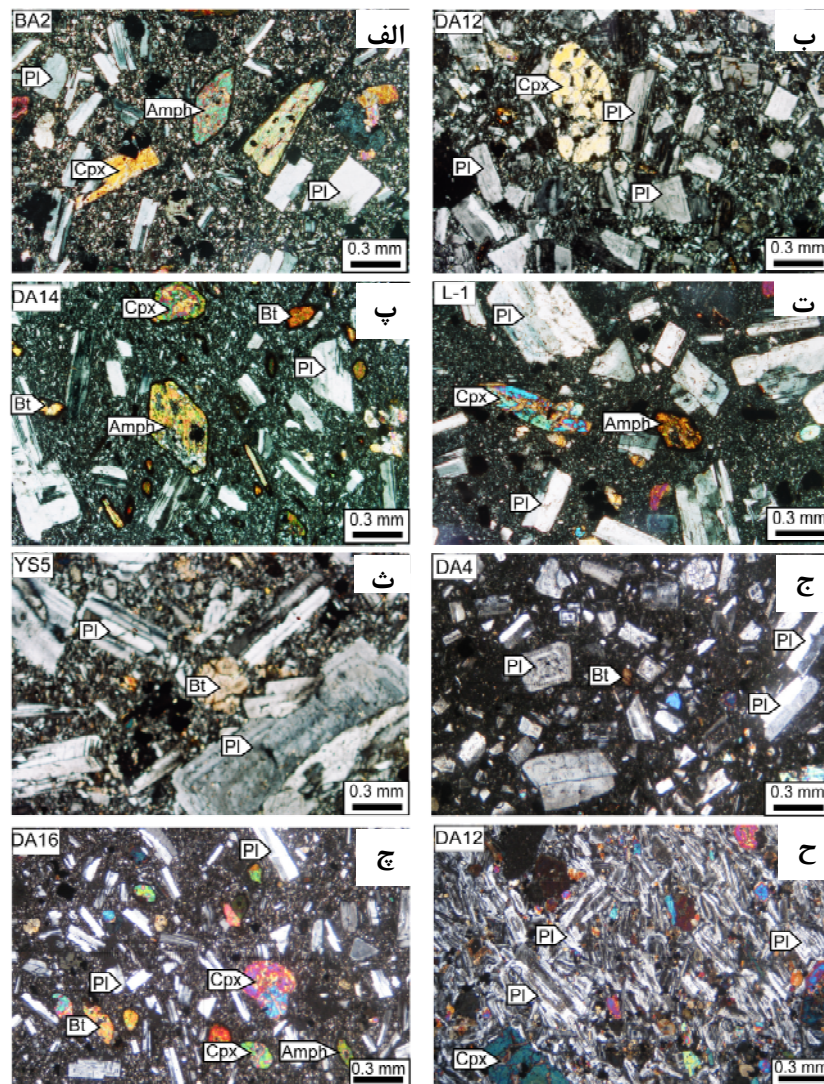
بررسی‌های کانی‌شناسی و میکروسکوپی نمونه‌های منطقه شامل تراکی آندزیت، تراکی داسیت و داسیت با ترکیب دواسط و اسیدی، به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن بوده و بافت

ریزبلور در سنگهای منطقه مشاهده می شود و مقدار آن در نمونه های مختلف متغیر است (شکل ۲ الف، ب، پ، ت، ث). نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی تعدادی از کلینوپیروکسن ها که در آزمایشگاه دانشگاه نیوبرانزویک کانادا انجام شده (جدول نتایج آورده نشده است) نشان می دهد که ترکیب بلورهای کلینوپیروکسن در گستره ی دیوپسید قرار می گیرند و دارای عدد منیزیم ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) بالا (۸۳/۷ - ۹۶/۸)، مقادیر Al_2O_3 (۰/۵۴ تا ۰/۵۶)، مقادیر Na_2O کمتر از ۱/۲۳ و در گستره ی ۰/۱۶ تا ۱/۲۳، مقادیر TiO_2 در گستره ی ۰/۳ تا ۲/۱۹ و نیز مقادیر پایین Al^{6}/Al^{4} (صفر تا ۰/۴۴) هستند.

بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کلینوپیروکسن و به مقدار کمتر کوارتز قرار دارند (شکل ۲).

پلاژیوکلاز اصلی ترین کانی تشکیل دهنده ی این سنگ ها محسوب می شود و اندازه ی آن ها در نمونه های مختلف از ۰/۲ تا ۱/۸ میلیمتر متغیر است که در یک زمینه ی ریزدانه و شیشه ای قرار گرفته اند و بافت پورفیری دارند (شکل ۲). بلورهای پلاژیوکلاز عموماً نیمه شکل دار تا شکل دارند و انواع ماکل های تکراری، آلبیتی، کارلسباد و منطقه بندی نوسانی در آن ها دیده می شود (شکل ۲).

کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن نیز به صورت درشت بلور و



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از نمونه های سنگ های آداکیتی منطقه. الف) درشت بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول (ب) درشت بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز (پ) درشت بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول و اکسی بیوتیت (ت) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و اکسی هورنبلند (ث) درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی و بیوتیت. (ج) پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی و ماکل کارلسباد. (چ) بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینه ریزبلور و شیشه ای (ح) بلورهای سوزنی و کشیده پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور.

حدواسط-اسیدی در گستره‌ی بیوتیت‌های منیزیم دار قرار می‌گیرند [۱۰].

از کانی‌های کمیاب موجود در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت و اکسیدهای آهن و تیتانیم اشاره کرد که به‌صورت ریزبلور در زمینه و در مواردی در پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها و پیروکسن‌ها یافت می‌شوند.

بحث و بررسی

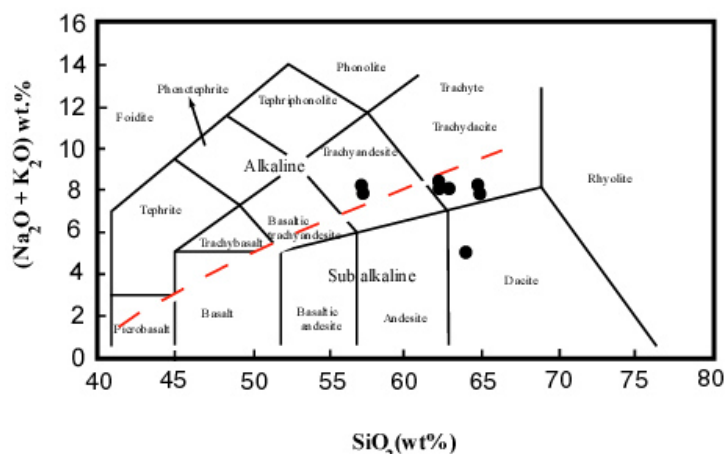
ژئوشیمی

دامنه‌ی مقادیر SiO_2 نمونه‌های منطقه از ۵۷/۵ تا ۶۵/۲ تغییر می‌کند. برای نامگذاری سنگ‌های منطقه از نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس [۱۱] استفاده شده است (شکل ۳). در این نمودار نمونه‌ها در گستره‌ی تراکی آن‌دزیت، تراکی داسیت و داسیت قرار می‌گیرند. استفاده از نمودار K_2O نسبت به سیلیس نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه در گستره‌ی سنگ‌های با پتاسیم بالا و یک نمونه در گستره‌ی با پتاسیم متوسط واقع می‌شوند (شکل ۴). تمام این نمونه‌ها دارای مقادیر Al_2O_3 بالای ۱۵ درصد وزنی و مقادیر بالای Na_2O هستند. نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در این سنگ‌ها بیش از ۱ بوده و در حدود ۲/۸-۱/۲ است. استفاده از نمودار Zr نسبت به Y [۱۲] نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه ماهیت آهکی-قلیایی دارند (شکل ۵). همچنین این سنگ‌ها دارای تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین و Y (۲۰/۲-۱۱/۲) هستند. با در نظر گرفتن این ویژگی‌های به همراه مقادیر بالای Sr و نسبت بالای Sr/Y ، این سنگ‌ها را می‌توان در نمودار Y نسبت به Sr/Y به‌عنوان آداکیت رده‌بندی کرد (شکل ۶).

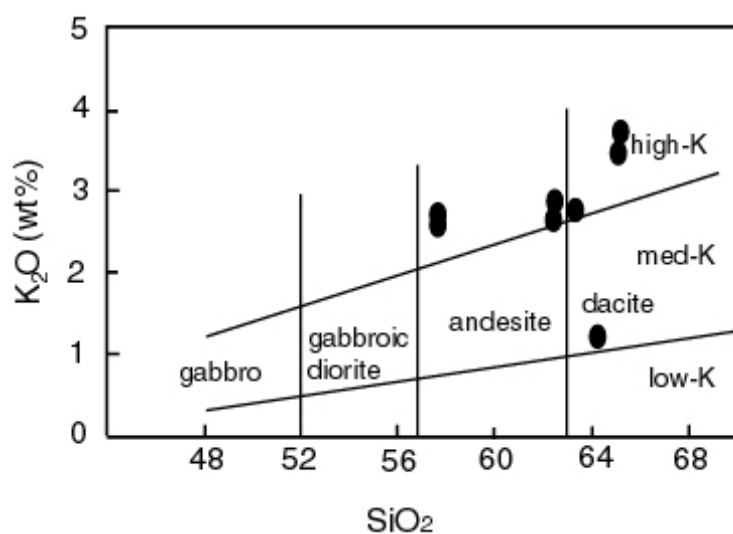
مقادیر پایین سدیم در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه نشان‌دهنده‌ی فقر آن‌ها از آکمیت است. نمود M1 معمولاً با Mg (۰/۶۸۵ تا ۰/۹۰۶)، مقادیر کمی Fe^{2+} (۰/۰۳۰ تا ۰/۱۳۶) و R3 ($\text{Ti}^{4+} \text{Cr}^{3+} \text{Fe}^{3+} \text{Al}^6$) به میزان (۰/۰۵ تا ۰/۲۳) و نمود M2 بیشتر با Ca (۰/۸۵۸ تا ۰/۹۴۱) و مقادیر سدیم کمتر از ۰/۰۸۸ و منیزیم کمتر (۰/۰۱۷ تا ۰/۰۹۳) پر شده است. در اکثر کلینوپیروکسن‌ها Al^{4+} در نموده‌های چهارتایی بجای Si^{4+} نشسته است. مقادیر Fe^{3+} نیز در این کانی‌ها متفاوت بوده و در هر کانی نیز تغییراتی را نشان می‌دهد که احتمالاً در اثر شرایط اکسایش متفاوت در ماگما یا گریزندگی اکسیژن معکوس در ماگماست [۱۰].

آمفیبول: آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه از نوع هورنبلند بوده و در بیشتر نمونه‌ها به ویژه انواع حدواسط حضور دارند. مقدار آن در حدود ۵ الی ۱۵ درصد تغییر می‌کند. هورنبلندها در مقاطع عرضی هم به‌صورت لوزی و هم نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۲ الف، پ). برخی هورنبلندها از حاشیه اکسیده شده و به اکسی هورنبلند تبدیل شده‌اند (شکل ۲ ت).

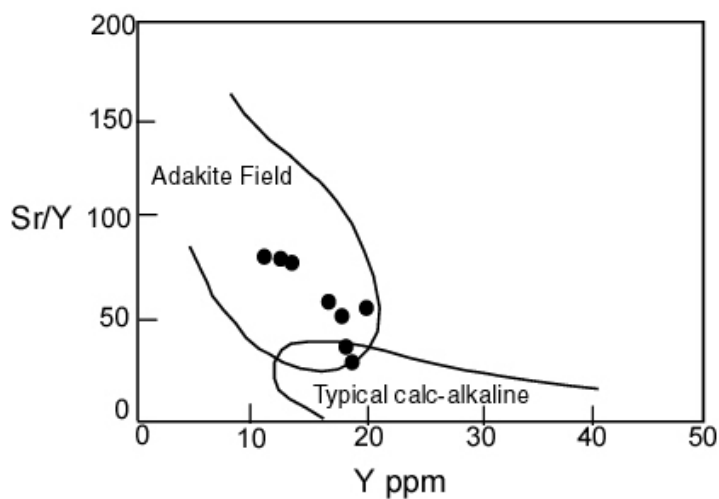
بیوتیت: بیوتیت به‌عنوان یک کانی آبدار در بیشتر سنگ‌های منطقه حضور دارد و مقدار آن در حدود ۵ درصد یا کمتر است. چند رنگی بیوتیت‌ها از قهوه‌ای کمرنگ تا قهوه‌ای تیره قابل مشاهده است. برخی از بیوتیت‌ها همانند آمفیبول‌ها از حاشیه اکسیده شده و حالت کدر بخود گرفته‌اند (شکل ۲ پ). نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی سه نمونه از میکاهای منطقه نشان می‌دهد هر سه نمونه آنالیز شده از سنگ‌های سری



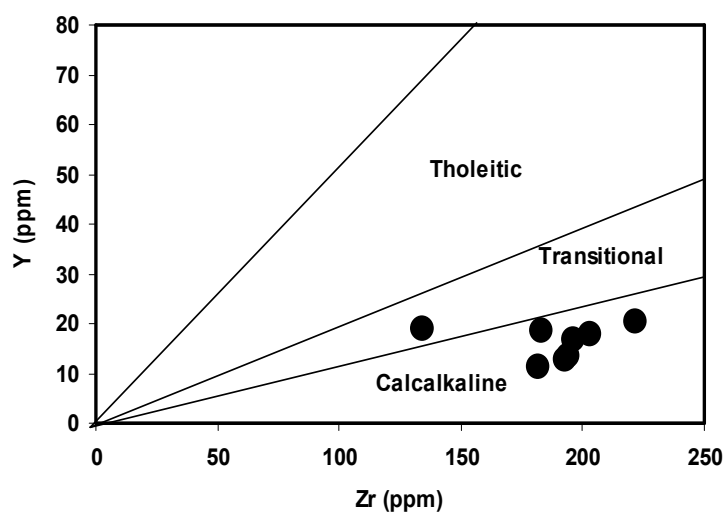
شکل ۳ نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس از [۱۱] برای رده بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه.



شکل ۴ نمودار K_2O نسبت به SiO_2 برای تعیین سری ماگمایی سنگهای بررسی شده.



شکل ۵ نمودار Sr/Y نسبت به Y برای تعیین ماگماهای آداکیتی از آهکی-قلیایی معمولی.



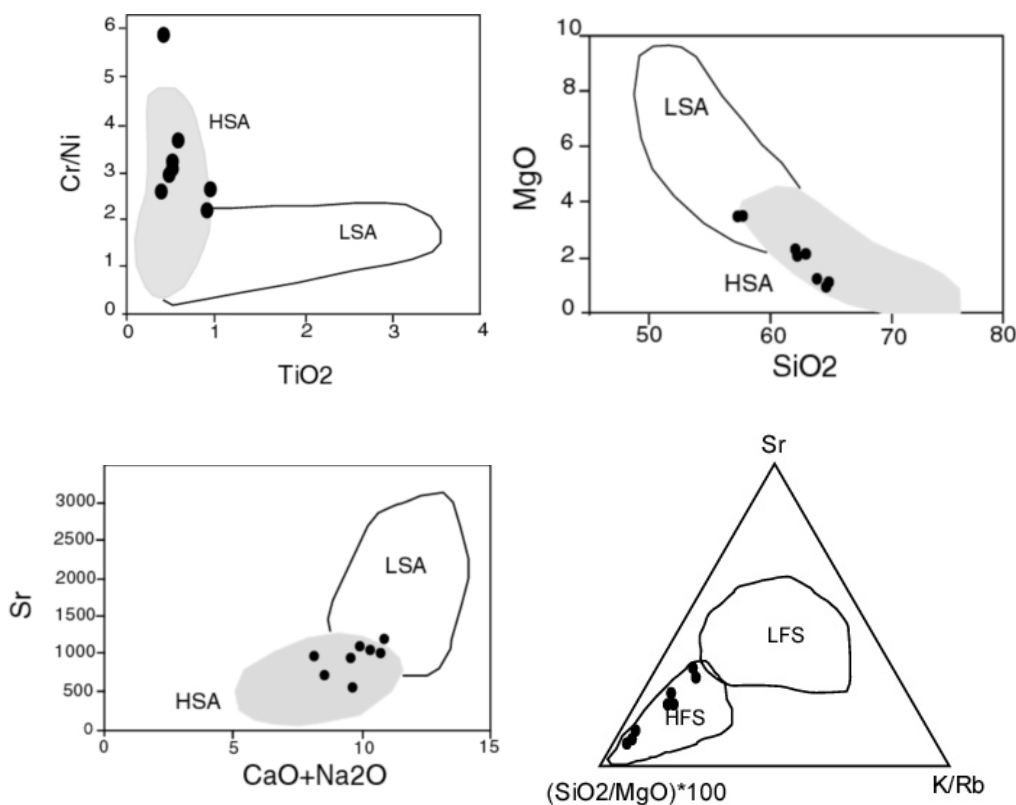
شکل ۶ نمودار Zr نسبت به Y برای تعیین سری ماگمایی.

آداکیت‌های پر سیلیس همخوانی دارد، به‌طوری که نمودارهای Cr/Ni نسبت به TiO_2 ، $\text{Mg\#}$ ($\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$) نسبت به SiO_2 و Sr نسبت به $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ و نمودار مثلثی K/Rb ، Sr $100 \cdot (\text{SiO}_2/\text{MgO})$ نیز نشانگر این ادعاست (شکل ۷). علاوه بر مباحث بالا برای تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه، از نمودارهای مختلف استفاده شد که نشان می‌دهد تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۸ الف، ب، پ). برای جدا کردن گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای با محیط پس از تصادم از نمودار سه تایی Zr^*3 ، Nb^*50 ، $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ [۱۶] استفاده شد که نشان می‌دهد نمونه‌های منطقه در یک محیط پس از برخورد تشکیل شده‌اند (شکل ۸ ت).

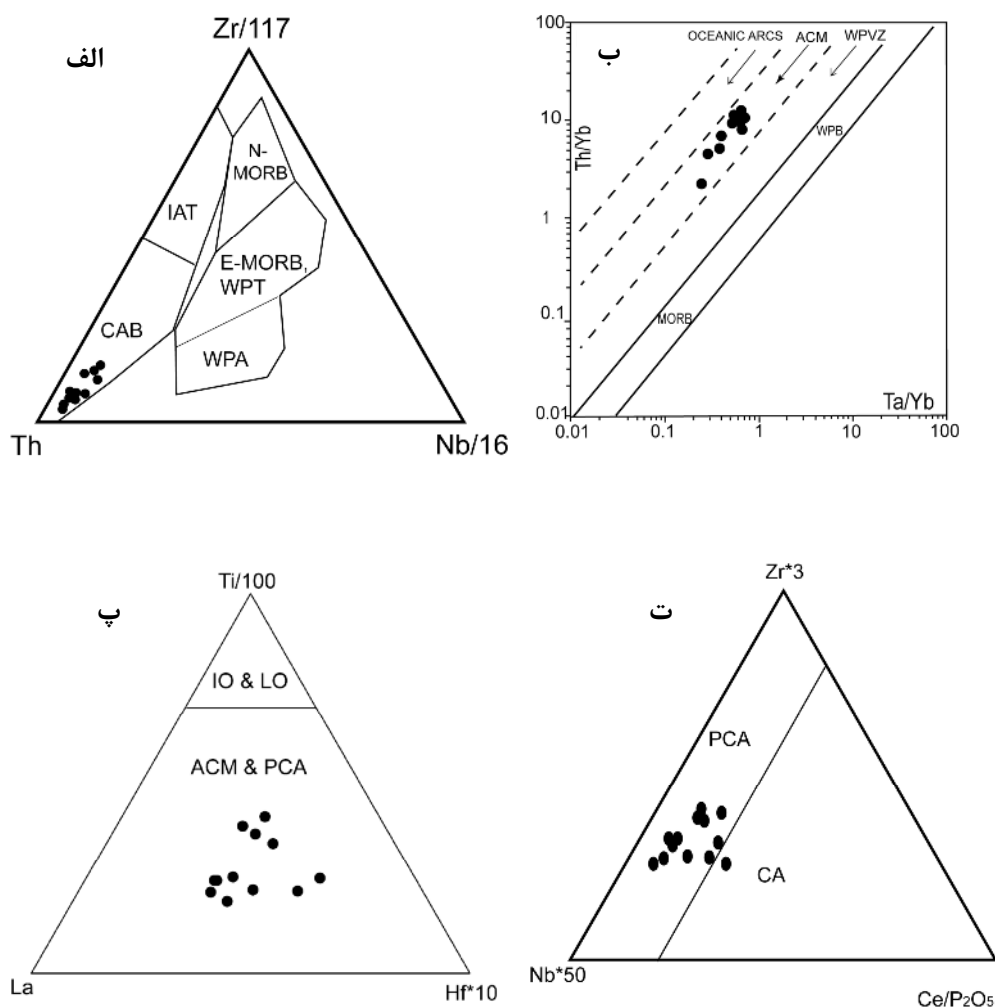
نمودار عنکبوتی استفاده شده برای نمایش الگوی عناصر نادر خاکی برای نمونه‌های منطقه که نسبت به کندریت [۱۴] عادی سازی شده‌اند نشان می‌دهد که عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر خاکی سنگین دارای غنی‌شدگی بوده $(\text{Ce}/\text{Yb})\text{N}=6.33-26.49$ و الگوی جدایشی را نشان می‌دهد (شکل ۹).

آداکیت‌ها را بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی به دو گروه آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس تقسیم‌بندی می‌کنند که این دو گروه دارای خاستگاه متفاوتی هستند. آداکیت‌های پر سیلیس دارای مقادیر استرانسیوم کمتر از 1100 ppm ($\text{Sr} < 1100 \text{ ppm}$)، و مقادیر MgO بین ۰/۵ تا ۴ درصد وزنی، مجموع اکسیدهای سدیم و پتاسیم کمتر از ۱۱ درصد وزنی ($\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} < 11\%$) هستند. در صورتی که آداکیت‌های کم سیلیس دارای مقادیر MgO بین ۴ تا ۹ درصد وزنی، استرانسیوم بیشتر از 1000 ppm و نیز مجموع اکسیدهای سدیم و پتاسیم بیشتر از ۱۰ درصد وزنی است [۱۳]. خاستگاه آداکیت‌های پرسیلیس را به ذوب صفحه‌ی بازالتی فرورونده نسبت می‌دهند که می‌تواند با گوه‌ی گوشته‌ای در طول صعود ماگما واکنش دهد ولی خاستگاه آداکیت‌های کم سیلیس را به ذوب گوه‌ی گوشته‌ی پریدوتیتی که ترکیب آن مورد تاثیر فلسیک آبگون صفحه‌ی فرورونده قرار گرفته، است وابسته می‌دانند [۱۳].

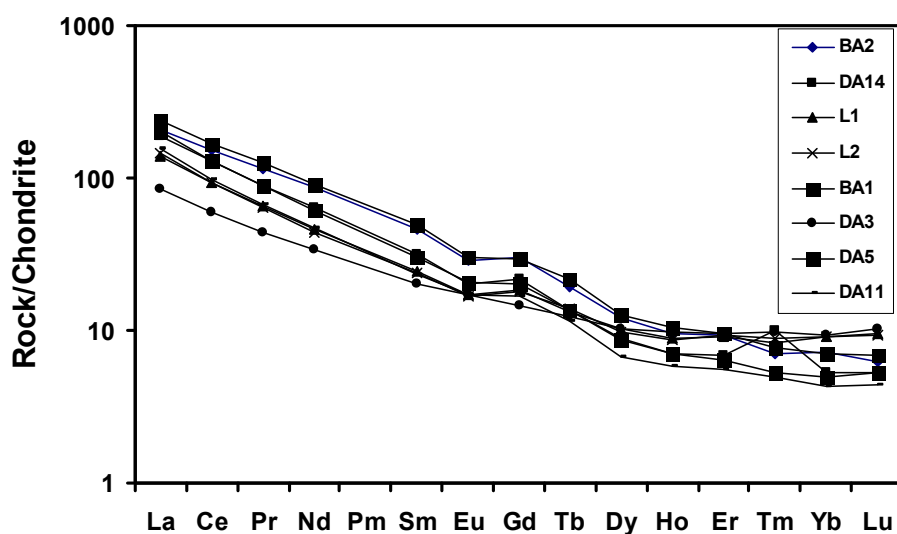
تمام ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه (۳/۵-۰/۹۸ $\text{Sr} < 1100 \text{ ppm}$ ، $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} < 11 \text{ \%wt}$ ، $\text{MgO} =$



شکل ۷ نمودارهای Cr/Ni نسبت به TiO_2 ، $\text{Mg\#}$ نسبت به SiO_2 ، و Sr نسبت به $\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ برای جدا کردن گستره آداکیت‌های پر سیلیس و کم سیلیس [۱۳].



شکل ۸. نمودارهای مختلف برای تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه که نشان می‌دهد تمامی سری‌های سنگی منطقه که در محیط‌های پیرامونی فعال قاره‌ای و پس از تصادم قرار می‌گیرد [۱۶].



شکل ۹. نمودار عنکبوتی برای عناصر نادر خاکی که داده‌ها نسبت به کندریت عادی سازی شده و برای اینکار از داده‌های [۱۴] استفاده شده است.

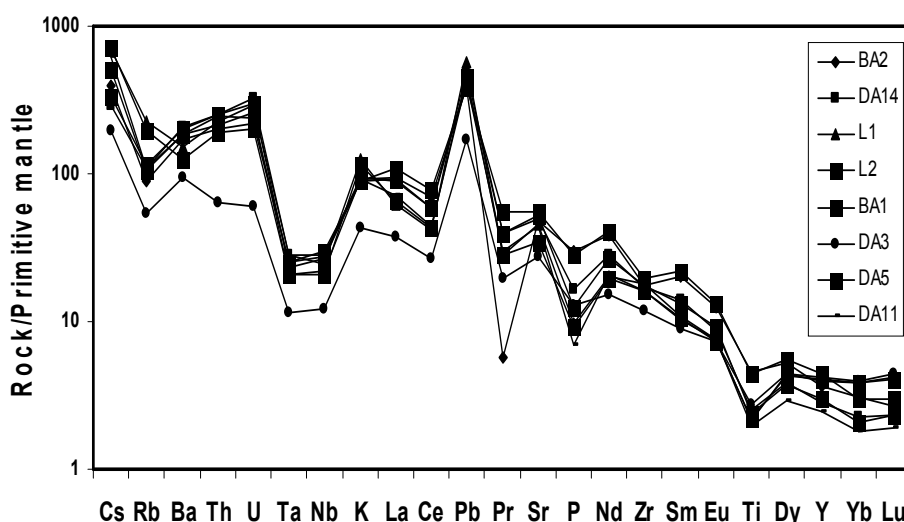
از نمودار Sm/La نسبت به Th/La [۱۷] برای تعیین تاثیر اجزای مختلف در خاستگاه این سنگ‌ها استفاده شده است. موقعیت نمونه‌های منطقه در این نمودار، نشانگر قرارگیری آن‌ها در گستره‌ی بین MORB و رسوب‌های (S) است که می‌تواند دلیل بر ذوب بخشی ناشی از پوسته اقیانوسی با ویژگی MORB و آمیختگی همراه با مواد پوسته‌ای باشد (شکل ۱۱). استفاده از نمودار Th/Ce نسبت به Th برای تعیین خاستگاه آداکیت‌ها نشان می‌دهد که آداکیت‌های منطقه از نوع آداکیت-های پس از تصادم محسوب می‌شوند و از ذوب صفحه‌ی اقیانوسی فرورونده به وجود آمده‌اند (شکل ۱۲).

خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده‌ی آداکیت‌های منطقه

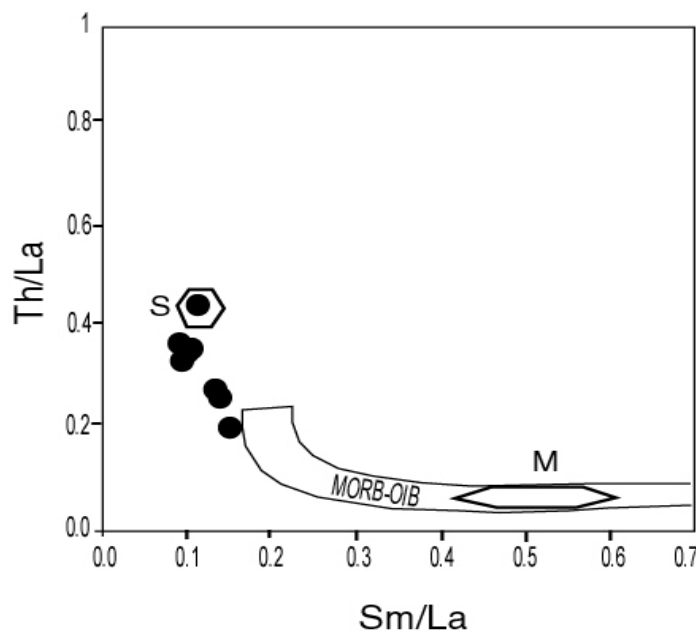
بررسی‌ها نشان می‌دهد که ذوب بخشی سنگ‌های آذرین متبازالتی در رخساره‌ی گارنت - آمفیبولیت تا اکلوزیت، در پوسته‌ی ضخیم شده و یا در پوسته‌ی اقیانوسی فرورفته می‌تواند آگون با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها تولید کند [۱-۳، ۱۹]. تشابه نزدیک آداکیت‌ها با فراورده‌های آگون مافیک [۲۰، ۲۱] و این حقیقت که آداکیت‌ها در مقیاس جهانی در صفحات جوان ($10-25\text{ Ma}$)، گرم [۲۲] وابسته به فرورانش سطح و یا در ارتباط با فرورانش تیغه‌های میان اقیانوسی هستند [۲۳] منجر به این باور شده که این سنگ‌ها حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده هستند که در گستره‌ی فشار و دمای محدودی حاصل شده‌اند [۱۷، ۲۴]. تولید آداکیت‌ها از مواد پوسته‌ای نیازمند شرایط گرمایی غیر عادی است [۲۴]

استفاده از نمودار عناصر چند عنصری برای عناصر ناسازگار نمونه‌های وابسته که نسبت به گوشته‌ی اولیه عادی سازی شده است نشان می‌دهد که نمونه‌های یادشده غنی شدگی مشخصی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILEs) مانند روبیدیم، باریم، توریم، اورانیم، پتاسیم و عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر با میدان پایداری قوی (HFSEs) مانند تانتالیم، نیوبیم، تیتانیوم، زیرکن، هافنیم، ایریتیم و عناصر نادر خاکی سنگین دارند (شکل ۱۰). همچنین نمونه‌های بررسی شده بی-هنجاری منفی از عناصری چون Ta, Nb, Ti نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی تانتالیم و نیوبیم مشابه سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است، جایی که خاستگاه گوشته‌ای با مواد فرو رونده‌ی غنی شده از عناصر لیتوفیل دارای شعاع یونی بزرگ دگر نهاد شده است [۱۵]. همچنین بالا بودن نسبت Ba/Nb نمونه‌های سنگی منطقه (۶۱-۷۱) و بالا بودن نسبت Ba/Ta (۱۰۹۱-۱۲۱۲) نشانگر اجزای فرورانشی مشخص در ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه است.

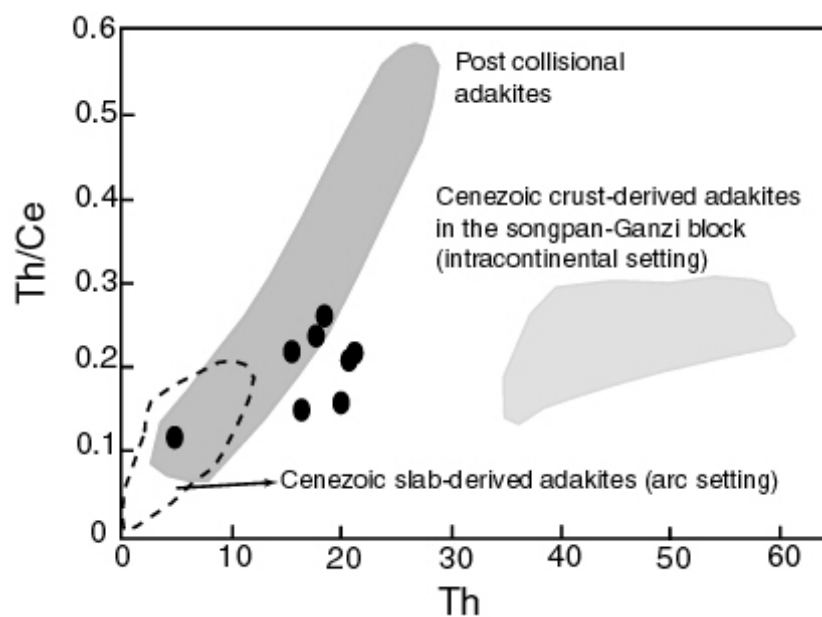
الگوی شدید جدایش از REEs و نیز مقادیر پایین HREEs و Y ممکن است به دلیل وجود گارنت و یا آمفیبول در تفاله‌ی باقیمانده باشد. همچنین مقادیر بالای استرانسیم نشانگر عدم حضور پلاژیوکلاز و بهنجاری منفی تانتالیم، نیوبیم و تیتانیوم می‌تواند نشانگر حضور اکسیدهای آهن و تیتان در تفاله باشد [۱۷].



شکل ۱۰ نمودار چند عنصری عادی سازی شده به گوشته‌ی اولیه برای بررسی رفتار عناصر ناسازگار که داده‌های استفاده شده برای تمامی عناصر از [۲۸] است.



شکل ۱۱: دیاگرام Sm/La در مقابل Th/La جهت تعیین منشأ نمونه‌های منطقه [۱۸].



شکل ۱۲: دیاگرام Th/Ce در مقابل Th جهت تعیین منشأ نمونه‌های منطقه [۱۹].

بسیار تصادمی [۳، ۲۵] یافت می‌شوند. [۱۳] عنوان کردند که آداکیت‌های با سیلیس بالا نشان دهنده‌ی ذوب سنگ‌های مافیک صفحه‌ی فرورونده هستند در حالی که آداکیت‌های کم سیلیس در اثر ذوب تیغه‌ی گوشته‌ی پریدوتیتی که ترکیب آن در اثر واکنش با آبگون حاصل از ذوب صفحه‌ی فرورونده تغییر

صورتی که ذوب بخشی پروتولیت مافیک فقط در شرایط رخساره‌ی گارنت آمفیبول-اکلوژیت و در حداقل فشار ۱۵-۲۰ کیلو بار و دمای ۷۰۰-۹۰۰ درجه رخ می‌دهد [۱۷]. گزارشات اخیر در مورد آداکیت‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها محدود به مناطق فرورانشی فعال نیستند و در محیط‌های تصادمی جوان و

یافته، حاصل شده است. لذا با در نظر گرفتن ویژگی‌های آداکیت‌های منطقه می‌توان گفت که این آداکیت‌ها همانند آداکیت‌های پرسیلیس از ذوب صفحه‌ی بازالتی فرورونده به وجود آمده‌اند.

آداکیت‌های تولید شده از ذوب پوسته‌ی زیرین از پتاسیم غنی هستند و با مقادیر بسیار بالای عناصر ناسازگاری چون باریم، روبیدیم و توریم مشخص می‌شوند [۱۹]. با در نظر گرفتن مقادیر بالای Sr در سنگ‌های منطقه و عدم وجود بهنجاری منفی مشخص، می‌توان گفت که پلاژیوکلاز در مواد خاستگاه این سنگ‌ها حضور نداشته و نیز تهی شدگی Nb و Ti در این سنگ‌ها نشان دهنده حضور روتیل و یا آمفیبول در پسماندهی خاستگاه و احتمالاً خاستگاه گارنت-آمفیبولیت و یا آمفیبول - اکلوزیت این سنگ‌ها دارد. وجود این خاستگاه گارنت‌دار نشان می‌دهد که دو راهکار ممکن برای تولید آداکیت‌های شمالغرب ایران وجود دارد:

۱- ذوب بخشی پوسته‌ی زیرین ضخیم شده و ۲- ذوب صفحه اقیانوسی فرورونده پس از خاتمه فروانش [۹].

ضخامت پوسته در منطقه‌ی شمالغرب ایران و منطقه‌ی مورد بررسی در حدود ۴۰-۴۵ کیلومتر است [۲۶]. که این عمق برای تبدیل به رخساره‌ی گارنت-آمفیبولیت و آمفیبول - اکلوزیت کافی نیست. با در نظر گرفتن این شرایط می‌توان گفت که ماگمای آداکیتی منطقه‌ی گله بان همانند آداکیت‌های شمالغرب ایران [۹] از ذوب صفحه‌ی اقیانوسی فرورونده نفوذتیس که می‌توانست شرایط تشکیل رخساره‌ی گارنت-آمفیبولیت و یا آمفیبول-اکلوزیت را فراهم آورد، به وجود آمده است. همچنین با در نظر گرفتن زمان پایان فروانش که در کرتاسه پایانی بوده و سن سنگ‌های منطقه ی (میوسن بالایی تا پلیوسن) و نیز ماگماتیسیم غنی شده بسا تصادم با ماهیت آکالن سدیک، پتاسیک و اولتراپتاسیک در کنار این سنگ‌ها و نیز گزارشات فراوان از ماگماتیسیم غنی شده بسا از تصادم مشابه شرق آناتولی به سن پلیو کواترنر، می‌توان گفت

پدیده‌ی گسیخته شدن صفحه‌ی اقیانوسی پس از خاتمه فروانش و ذوب بخشی این صفحه موجب تولید ماگماتیسیم آداکیتی منطقه شمالغرب مرند شده است. این مدل در سال-های اخیر توسط محققین مختلف در مورد ژنز سنگ‌های حین و پس از تصادم ارومیه دختر و شرق ترکیه پذیرفته شده است. با این وجود، با توجه به فاصله‌ی زمانی پایان فروانش یعنی کرتاسه فوقانی و سن این سنگ‌ها که به میوسن فوقانی وابسته است، نظرهای ابراز شده از سوی برخی از پژوهشگران در مورد خاتمه فروانش [۲۸، ۲۷] و تصادم در زمان سنوزوئیک می‌تواند مورد توجه قرار گیرد و توجه به جدایش ژئوشیمیایی و سن سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک در ارائه مدل‌های فراگیر در جهت روشن شدن این فرایندها کمک خواهد کرد. بالا بودن مقادیر باریم (۶۶۳-۱۴۵۵) و پتاسیم (۱/۲۸-۳/۷۷) و روبیدیم (۳۴/۱-۱۴۴/۵) باید در اثر آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای در طول صعود ماگما باشند.

برداشت

۱- در شمالغرب مرند سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط و اسیدی و ماهیت آهکی-قلیایی از داخل سنگ‌های آذرآوری بیرون ریخته که گسترش وسیعی داشته و در کنار مجموعه‌ی جوانتر با ترکیب قلیایی قرار گرفته اند.

۲- داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها ویژگی‌های سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس را دارند که این نوع آداکیت‌ها نشانگر ذوب سنگ‌های مافیک صفحه‌ی فرورونده هستند.

۳- در مورد نحوه‌ی تشکیل این سنگ‌ها می‌توان گفت که گسیخته شدن صفحه‌ی اقیانوسی پس از فروانش و ذوب این صفحه موجب تولید ماگماتیسیم آداکیتی منطقه‌ی شمالغرب مرند شده است.

۴- بالا بودن مقادیر باریم، توریم و روبیدیم در اثر آغشتگی ماگما با مواد پوست‌های در طول صعود ماگما نیست.

geodynamic implications". *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 2007. 433–447.

[10] Ahmadzadeh G.R., "Petrological Studies of Volcanic Rocks in NW of Marand spatially alkaline rocks. Unpublished P.H.D thesis", University of Tabriz, 2010. 247pp, (in Persian).

[11] LeBas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram", *J. Petrol.* 27, 745–750.

[12] MacLean W.H., Barrett T.J., "Lithochemical techniques using immobile elements", *Journal of Geochemical Exploration* 48, 1993. 109–133.

[13] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D., "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", *Lithos* 79, 2005. 1–24.

[14] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson", P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 1984. pp. 63–114.

[15] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active 594 continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J., Norry, eds. *Continental 595 Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Press", Nantwich, U.K., 1983. pp 230-249.

[16] 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.

[17] Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", *Lithos* 46, 1999. 411–429.

[18] Plank T., "Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents", *Journal of Petrology* 46, 2005. 921–944.

[19] Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H., "Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle

۵ - پدیده‌ی گسیختگی با بالا آمدن گوشته‌ی استنوسفری،

دگرنهادی گوشته‌ی زیر پوسته قاره‌ای و تولید ماگمای سدیک و پتاسیک قلیایی همراه بوده است که با تشکیل ماگمای آداکیتی در منطقه گزارش شده است.

مراجع

- [1] Denfant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere". *Nature* 347 1990 662–665.
- [2] Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T., "Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting". *Geology* 33, 2005. 465–468.
- [3] Guo Z., Wilson M., Liu J., "Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust.", *Lithos* 96, 2007. 205–224.
- [4] Grove T. L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkins-Tanton L.T., Chatterjee N., Müntener O., "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 148, 2005, p. 542-565.
- [5] Green N.L., Harry D.L., "On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascadia subduction system", *North America: Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, 1999, p.367-381.
- [6] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution.", *Am. J. Sci.* 304, 2004. 1–20.
- [7] Ahmadzadeh G.R., "Petrographical and Petrological Studies of Volcanic Rocks in NW of Marand (north of Galleban)". Unpublished M.Sc. thesis, University of Tabriz, 2002. 114pp, (in Persian).
- [8] Omrani J., et al., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains", *Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences*, *Lithos* (2008),. doi:10.1016/j.lithos.2008.09.008
- [9] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and

- [25] Xu J.F., Shinjio R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P., "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust", *Geology* 12, 2002. 1111–1114.
- [26] Dehghani G.A., Makris J., "The gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb. Geol. Palaeont.* Abh., 168, 1984. 215–229.
- [27] Nicolas A., "Structures in Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer", Dordrecht. 1989. 367 pp.
- [28] Searle M.P., Cox J., "Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite. *Geological Society of America Bulletin*", 111, 1999. 104–122.
- [29] Sun S.-s., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345.
- wedge", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 2008. 473–490.
- [20] Rapp R.P., Watson E.B., "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling", *Journal of Petrology* 36, 1995. 891–931.
- [21] Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J., "Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2002. 3109–3123.
- [22] Sorensen S.S., Barton M.D., "Metasomatism and partial melting in a subduction complex Catalina schist", southern California. *Geology* 15, 1987. 115–118.
- [23] Kay S.M., Gody E., Kurtz A., "Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion and magmatism in the south-central Andes", *Geological Society of America Bulletin* 117, 2005. 67–88.
- [24] Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B., "Partial melting of subducting oceanic crust: *Earth and Planetary Science Letters*", v. 121, 1994, p. 227–244.