



سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن پرتو سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان

حبیب ا. قاسمی*، محمود صادقیان، علیرضا خانعلی زاده، علی تنها

شاهرود، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین، صندوق پستی ۳۱۶، کد پستی ۳۶۱۹۹۵۱۶۱

(دریافت مقاله: ۸۸/۶/۱۶، نسخه نهایی: ۸۸/۱۲/۲۳)

چکیده: گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس نئوژن جنوب قوچان در درون بخش شمالی کمان آتشفشانی سنوزوئیک قوچان-اسفراین (واقع در شمال نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار) رخنمون یافته‌اند. در این نوار آتشفشانی، فعالیت‌های ماگمایی از ائوسن (حدود ۴۰ میلیون سال قبل) شروع شده و تا پلیو- پلیستوسن (حدود ۲ میلیون سال قبل) ادامه داشته‌است. سن سنگ‌های آتشفشانی این نوار از جنوب (در مجاورت نوار افیولیتی سبزوار) به سوی شمال (در جنوب قوچان) از ائوسن تا پلیو- پلیستوسن تغییر می‌کند. بخش شمالی این کمان آداکیتی پرسیلیس اساساً از واحدهای آذرآواری و گنبد‌های تراکی آندزیتی، آندزیتی، تراکیتی، تراکی داسیتی، داسیتی و ریوداسیتی به سن پلیو- پلیستوسن (۲ تا ۱۱ میلیون سال قبل) تشکیل شده‌است که غالباً روی یک پی سنگ البوین بازالتی- بازالتی به سن ائوسن تا میوسن زیرین (۱۹ تا ۲۰ میلیون سال قبل) قرار گرفته‌است. وجود برونوم‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، برونوم‌های گنایسی، مارنی، سیلتستونی و پلیتی، ظهور و حذف برخی از فازهای کانی‌ها، خوردگی، عدم تعادل شیمیایی فنوکریست‌ها و بافت غربالی از نشانه‌های رخداد آرایش ماگمایی در این سنگ‌ها هستند. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ این سنگ‌ها نیز از ۰٫۷۰۴۱ تا ۰٫۷۰۵۷ متغیرند و این آرایش را تأیید می‌کنند. سنگ‌های سازنده‌ی گنبد‌های نئوژن از عناصر نادرخاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون، غنی‌شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر Nb, P و Ti که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است، در نمونه‌های این گنبد‌ها دیده می‌شوند. شواهد ژئوشیمیایی موجود در سنگ‌های این گنبد‌ها حاکی از ماهیت کالکوالکالن، جایگاه فرورانش کمان قاره‌ای، سنگ منبع اکلوتیتی یا گارنت آمفیبولیتی (حاصل از دگرگونی ورقه‌ی اقیانوسی فرورانده شده سبزوار به عنوان محل خاستگاه ماگما)، سرشت آداکیتی پرسیلیس (HSA) ماگما و نقش تبلور جدایشی، فرایندهای هضم و آرایش ماگمایی طی شکل‌گیری ماگمای سازنده‌ی این گنبد‌هاست. این ماگماهای آداکیتی، آخرین مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی ورقه‌ی اقیانوسی فرورانده شده جوان و داغ نئوتتیس سبزوار و گوه‌گوشته‌ای روی آن است که به‌صورت گنبد‌های آداکیتی نیمه عمیق جایگزین شده و تجلی یافته‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، کمان قاره‌ای، آداکیت، قوچان.

مقدمه

از فرومد تا نیشابور ادامه داشته و در منطقه‌ی بینالود واقع شده‌است. همانند دیگر کمان‌های ماگمایی، بررسی این کمان نیز می‌تواند روزه‌ای مفید به درک فرایندهای درگیر در ذوب پوسته و گوشته در مناطق فرورانش باشد. پژوهشگران مختلفی به بررسی این منطقه پرداخته‌اند [۱-۱۰]. ولی مشاهده‌ی

کمان ماگمایی قاره‌ای شمال منطقه‌ی افیولیتی سبزوار از سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت غالباً کالکوالکالن و به سن سنوزوئیک تشکیل شده‌است که به عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب قوچان و طول ۲۰۰ کیلومتر

است. بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق سنگ‌های آذرین در ایران در سال‌های اخیر منجر به شناسایی و گزارش این سنگ‌ها در برخی از نقاط شده است. آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های سنگ کل این پژوهش به روش‌های ICP-AES در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه برتانی غربی کشور فرانسه و ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی کشور کانادا (جدول ۱) و آنالیزهای سال سنجی به روش K-Ar سنگ کل در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه برتانی غربی کشور فرانسه انجام شده است (جدول ۴).

ویژگی‌های آداکیتی در سنگ‌های ماگمایی نفوژن منطقه [۹]، لزوم توجه هرچه بیشتر به خاستگاه و علل رخداد ماگماتیسم در منطقه و تعیین جایگاه زمین‌ساختی رخداد آن را ضروری کرده است. آداکیت‌ها، سنگ‌های اسید- حدواسط خروجی (آندزیت- داسیت- ریولیت) یا نفوذی (دیوریت- تونالیت- ترونجمیت- گرانودیوریت- گرانیت) هستند که غالباً از ذوب لیتوسفر اقیانوسی داغ جوان در مناطق فرورانش قوسی جدید (غالباً جوان‌تر از ۲۵ میلیون سال قبل) تشکیل شده‌اند. این واژه از سال ۱۹۹۰ وارد فرهنگ زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی شده

جدول ۱ نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی نمونه‌های منطقه‌ی مشکان.

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeOtotal	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI
T 4-2	۵۰٫۸۳	۱۹٫۲۶	۶٫۲۳	۱٫۸۷	۸٫۱۰	۶٫۹۲	۷٫۸۶	۳٫۷۹	۱٫۵۲	۱٫۱۷	۰٫۴۴	۰٫۱۱	۲٫۴۰
T 8-1	۴۷٫۰۵	۱۸٫۳۷	۷٫۴۰	۲٫۲۲	۹٫۶۲	۸٫۲۲	۹٫۱۹	۴٫۳۰	۰٫۹۵	۱٫۶۱	۰٫۵۵	۰٫۱۴	۰٫۵۰
T 14-5	۵۰٫۴۲	۱۸٫۴۲	۳٫۵۰	۱٫۴۰	۹٫۶۹	۴٫۸۹	۸٫۹۸	۳٫۷۰	۱٫۷۶	۱٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۱۶	۲٫۹۰
FM.3	۵۰٫۷۰	۱۸٫۰۵	۳٫۲۴	۵٫۷۱		۵٫۸۰	۷٫۵۰	۵٫۰۰	۱٫۲۵	۱٫۱۰	۰٫۶۵	۰٫۱۵	۱٫۱۰
FM.29	۵۱٫۲۱	۱۷٫۹۰	۵٫۹۴	۳٫۳۶		۵٫۷۲	۷٫۳۰	۴٫۶۱	۱٫۶۷	۱٫۲۰	۰٫۷۳	۰٫۱۸	۱٫۰۰
A 5	۶۵٫۳۵	۱۹٫۱۹	۲٫۲۱	۰٫۸۸	۳٫۱۹	۱٫۴۰	۲٫۴۴	۵٫۲۸	۲٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۱۶	۰٫۰۸	۲٫۳۰
T 5-5	۶۳٫۴۰	۱۹٫۸۱	۱٫۴۷	۰٫۵۹	۲٫۹۵	۲٫۳۷	۳٫۶۴	۶٫۵۴	۰٫۷۰	۰٫۴۳	۰٫۱۵	۰٫۰۲	۲٫۲۰
T 9-2	۶۶٫۰۳	۲۱٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۲۱	۱٫۲۰	۰٫۴۵	۱٫۴۵	۵٫۰۱	۳٫۹۸	۰٫۲۶	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰٫۷۰
T 14-4	۶۵٫۰۸	۱۸٫۵۰	۰٫۲۶	۰٫۱۳	۲٫۵۱	۰٫۷۴	۳٫۳۶	۴٫۶۱	۴٫۳۱	۰٫۵۸	۰٫۲۵	۰٫۰۵	۱٫۷۰
T 1-10	۶۱٫۶۸	۱۸٫۱۳	۳٫۷۷	۱٫۳۲	۵٫۱۰	۱٫۸۶	۶٫۰۴	۴٫۱۶	۲٫۰۴	۰٫۶۵	۰٫۳۱	۰٫۰۴	۰٫۹۰
FM.6	۶۰٫۰۰	۱۶٫۶۲	۲٫۵۲	۲٫۶۸		۱٫۷۰	۵٫۳۰	۴٫۲۰	۱٫۴۴	۰٫۶۳	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۱٫۵۰
T 14-1	۶۱٫۳۳	۱۸٫۲۶	۳٫۱۹	۱٫۱۲	۴٫۳۱	۱٫۹۴	۷٫۷۷	۴٫۱۲	۱٫۳۶	۰٫۵۹	۰٫۲۶	۰٫۰۶	۱٫۰۰
T 6-2	۵۹٫۸۸	۱۸٫۳۶	۲٫۷۵	۱٫۱۰	۵٫۷۹	۳٫۵۶	۴٫۷۲	۴٫۱۶	۲٫۵۰	۰٫۶۸	۰٫۳۰	۰٫۰۶	۲٫۰۰
T 13-3	۶۹٫۴۱	۱۶٫۷۷	۲٫۱۲	۱٫۰۶	۲٫۰۶	۰٫۶۹	۴٫۰۸	۴٫۴۵	۲٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۱٫۵۰
T 2-2	۶۴٫۷۳	۱۹٫۵۴	۷٫۴۵	۲٫۲۴	۴٫۹۰	۰٫۳۷	۳٫۹۹	۳٫۸۱	۱٫۸۲	۰٫۶۱	۰٫۲۲	۰٫۰۲	۰٫۴۰
T 13-8	۶۹٫۹۱	۱۶٫۷۹	۱٫۶۴	۰٫۶۶	۱٫۹۵	۰٫۶۹	۳٫۷۱	۴٫۵۰	۲٫۰۷	۰٫۲۳	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۳٫۴۰
T 12-12	۶۷٫۹۴	۱۷٫۳۱	۱٫۳۹	۰٫۵۶	۲٫۳۰	۰٫۹۳	۴٫۷۰	۴٫۵۰	۱٫۷۵	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۰۴	۱٫۸۰
T 13-4	۶۸٫۸۲	۱۸٫۷۵	۱٫۳۹	۰٫۵۶	۱٫۹۵	۰٫۶۴	۳٫۳۲	۴٫۱۹	۱٫۹۷	۰٫۲۳	۰٫۱۰	۰٫۰۳	۲٫۹۰
T 5-13	۶۵٫۵۶	۱۷٫۰۷	۱٫۶۷	۰٫۸۴	۳٫۸۶	۲٫۶۶	۴٫۴۹	۴٫۶۴	۱٫۰۶	۰٫۴۴	۰٫۱۷	۰٫۰۵	۰٫۹۰
FM.35	۶۸٫۶۰	۱۶٫۱۰	۰٫۹۹	۲٫۴۱		۱٫۳۶	۴٫۲۴	۳٫۸۰	۱٫۶۳	۰٫۳۵	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۱٫۰۰
FM.10	۶۵٫۸۰	۱۵٫۹۰	۰٫۲۷	۲٫۲۳		۰٫۸۰	۳٫۵۰	۴٫۴۰	۲٫۰۱	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۰۶	۰٫۲۰
T 10-1	۶۶٫۴۴	۱۸٫۱۰	۰٫۸۰	۰٫۴۰	۳٫۰۹	۱٫۴۳	۴٫۵۵	۴٫۰۲	۱٫۸۵	۰٫۳۴	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۲٫۳۰
T 10-5	۶۶٫۸۰	۱۷٫۵۶	۲٫۱۶	۰٫۸۷	۳٫۰۳	۱٫۳۵	۴٫۶۷	۴٫۱۷	۱٫۹۲	۰٫۳۴	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۹۰
T 7-5	۷۳٫۰۷	۱۶٫۳۸	۴٫۱۴	۱٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۲۹	۰٫۴۴	۵٫۳۱	۳٫۶۵	۰٫۱۷	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۱٫۵۰
A 8	۷۰٫۴۹	۱۹٫۲۹	۱٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۳۹	۰٫۰۸	۰٫۳۴	۵٫۹۹	۲٫۹۱	۰٫۴۹	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۲٫۸۰
FM.17	۷۰٫۸۰	۱۶٫۰۳	۰٫۵۴	۲٫۰۶		۰٫۶۵	۳٫۴۴	۴٫۱۹	۱٫۷۷	۰٫۲۵	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۶۶

ادامه جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های منطقه ی مشکان

Sample	T 4-2	T 8-1	T 14-5	FM.3	FM.29	A 5	T 5-5	T 9-2	T 14-4
Ba	۳۰۴۰۰	۵۰۲۰۰	۵۷۹۰۰	۲۷۵۰۰	۳۲۰۰۰	۲۱۰۰۰	۴۳۶۰۰	۳۸۹۰۰	۴۷۶۰۰
Be	۲۰۰	۱۰۰	۱۰۰			۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Co	۲۸۲۰	۳۳۰	۱۶۰۰	۳۲۰۰	۳۱۰۰	۳۶۳۰	۶۵۰	۴۷۰	۷۰۰
Cs	۵۷۰	۰۸۰	۰۲۰	۰۷۳	۰۷۷	۰۷۰	۰۷۰	۰۹۰	۰۵۰
Ga	۱۵۶۰	۱۶۶۰	۱۶۱۰			۱۶۶۰	۱۵۶۰	۱۶۸۰	۱۵۸۰
Hf	۴۰۰	۲۹۰	۴۲۰	۷۲۰	۶۳۰	۴۱۰	۲۹۰	۲۶۰	۳۲۰
Nb	۲۰۰۰	۸۲۰	۲۲۱۰	۲۶۰۰	۲۲۰۰	۲۲۲۰	۱۰۰۰	۶۹۰	۲۴۴۰
Rb	۲۶۹۰	۴۳۵۰	۵۷۶۰	۴۰۰۰	۳۷۰۰	۱۳۵۰	۴۳۵۰	۳۷۶۰	۶۶۴۰
Sn	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰			۲۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Sr	۵۷۰۰۰	۴۸۸۰۰	۴۶۲۵۰	۸۲۰۰۰	۸۵۰۰۰	۶۶۳۹۰	۵۱۶۳۰	۵۶۳۸۰	۳۶۴۱۰
Ta	۱۲۰	۰۶۰	۱۴۰	۰۸۱	۰۸۷	۱۲۰	۰۹۰	۰۵۰	۲۵۰
Th	۳۹۰	۴۵۰	۹۳۰	۳۵۰	۳۶۰	۲۷۰	۷۰۰	۴۷۰	۱۲۸۰
U	۱۰۰	۱۶۰	۲۰۰			۶۰۰	۱۹۰	۱۴۰	۳۷۰
V	۱۴۲۰۰	۱۸۰۰	۹۸۰۰	۱۵۰۰۰	۱۲۵۰۰	۱۹۴۰۰	۴۱۰۰	۲۱۰۰	۴۴۰۰
W	۰۵۰	۰۵۰	۱۰۰			۰۵۰	۰۷۰	۰۵۰	۱۲۰
Zr	۱۷۱۸۰	۹۸۱۰	۱۶۶۸۰	۱۳۷۰۰	۱۲۰۰۰	۱۸۱۷۰	۹۹۵۰	۹۳۵۰	۱۱۱۴۰
Y	۲۱۲۰	۸۰۰	۱۶۱۰	۲۲۰۰	۲۴۰۰	۲۲۷۰	۷۲۰	۱۸۶۰	۱۱۸۰
La	۲۳۸۰	۱۹۴۰	۳۶۰۰	۳۲۰۰	۳۲۰۰	۲۴۹۰	۱۹۳۰	۳۸۱۰	۲۸۹۰
Ce	۴۸۹۰	۳۴۱۰	۵۹۶۰	۶۱۰۰	۵۵۰۰	۵۴۷۰	۳۱۵۰	۷۹۱۰	۴۸۳۰
Pr	۵۶۰	۳۶۳	۶۱۹			۶۷۸	۳۴۳	۸۹۰	۵۰۵
Nd	۲۰۵۰	۱۲۶۰	۲۰۸۰	۲۵۰۰	۲۷۰۰	۲۶۴۰	۱۱۵۰	۳۱۶۰	۱۶۹۰
Sm	۴۰۸	۲۰۰	۳۵۰	۵۵۰	۵۰۰	۵۳۲	۱۹۳	۴۷۴	۲۶۷
Eu	۱۳۷	۰۶۰	۱۰۳	۱۶۳	۱۶۲	۱۷۱	۰۶۰	۰۷۹	۰۷۲
Gd	۳۹۸	۱۸۲	۳۰۷	۴۵۰	۴۰۰	۵۰۵	۱۶۷	۴۴۳	۲۳۸
Tb	۰۶۶	۰۲۶	۰۵۲	۰۵۶	۰۴۳	۰۷۸	۰۲۵	۰۶۱	۰۳۶
Dy	۳۷۶	۱۳۷	۲۶۹	۳۹۰	۴۰۰	۴۳۲	۱۲۹	۳۳۸	۲۰۱
Ho	۰۷۶	۰۲۶	۰۵۵			۰۸۲	۰۲۷	۰۶۲	۰۴۰
Er	۲۱۰	۰۶۹	۱۵۲	۲۳۰	۲۳۰	۲۱۹	۰۷۲	۱۶۷	۱۱۳
Tm	۰۳۴	۰۱۱	۰۲۸			۰۳۵	۰۱۳	۰۲۵	۰۲۰
Yb	۲۰۰	۰۶۵	۱۵۲	۲۲۰	۲۰۰	۲۰۷	۰۷۲	۱۳۹	۱۳۱
Lu	۰۳۲	۰۱۱	۰۲۶			۰۳۰	۰۱۲	۰۱۹	۰۲۰
C/TOT	۰۰۴	۰۰۴	۰۰۸			۰۰۲	۰۰۱	۰۰۷	۰۰۱
S/TOT	<۰۰۲	۰۰۲	۰۰۲			۰۰۲	۰۰۲	۰۰۲	۰۰۲
Mo	۱۷۰	۰۱۰	۰۳۰			۰۴۰	۱۲۰	۰۱۰	۱۰۰
Cu	۵۲۰	۴۱۰	۱۹۴۰			۴۴۳۰	۲۲۵۰	۶۰۰	۸۶۰
Pb	۱۳۰	۰۶۰	۱۰۰			۰۷۰	۰۴۰	۰۸۰	۱۶۷۰
Zn	۴۳۰۰	۶۰۰	۴۱۰۰			۴۲۰۰	۲۶۰۰	۶۰۰	۳۹۰۰
Ni	۷۵۹۰	۰۹۰	۲۱۹۰	۳۲۵۰۰	۲۵۰۰۰	۶۶۴۰	۷۷۰	۱۶۰	۸۰۰
As	۲۰۰	۰۵۰	۲۶۰			۰۶۰	۰۵۰	۱۸۰	۰۵۰
Cd	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰			۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰
Sb	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰			۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰
Bi	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰			۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰
Ag	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰			۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰
Au	۱۶۰	۱۹۰	۱۵۰			۰۸۰	۰۵۰	۱۴۰	۰۵۰
Hg	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱			۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱
Tl	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰			۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰	۰۱۰
Se	۰۵۰	۰۵۰	۰۵۰			۰۵۰	۰۵۰	۰۵۰	۰۵۰

ادامه جدول ۱

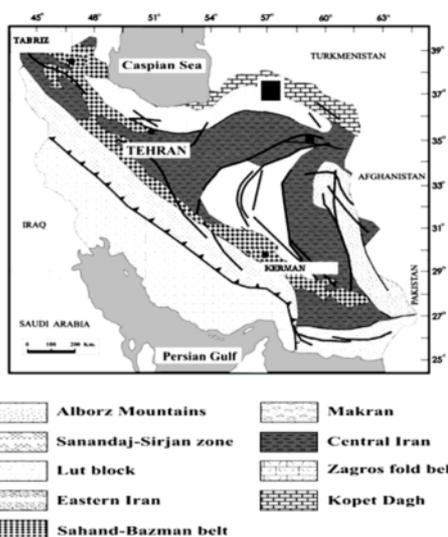
Sample	T 5-13	FM.35	FM.10	T 10-1	T 10-5	T 7-5	A 8	FM.17
Ba	۴۹۱٫۰۰	۴۳۰٫۰۰	۴۶۰٫۰۰	۵۶۹٫۰۰	۶۷۲٫۰۰	۲۵۸٫۰۰	۱۱۷۵٫۰۰	۴۹۰٫۰۰
Be	۱٫۰۰			۱٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۰۰	۳٫۰۰	
Co	۳٫۶۰	۸٫۰۰	۷٫۰۰	۱۰٫۹۰	۱٫۸۰	۴٫۰۰	۷٫۵۰	۵٫۰۰
Cs	۱٫۰۰	۰٫۶۷	۰٫۷۶	۰٫۹۰	۰٫۴۰	۰٫۲۰	۱٫۸۰	۰٫۸۰
Ga	۱۵٫۹۰			۱۷٫۳۰	۱۴٫۵۰	۱۵٫۰۰	۱۹٫۱۰	
Hf	۲٫۹۰	۵٫۹۰	۷٫۰۰	۳٫۴۰	۴٫۰۰	۳٫۶۰	۶٫۹۰	۶٫۹۰
Nb	۸٫۱۰	۷٫۰۰	۹٫۰۰	۱۶٫۰۰	۲۶٫۴۰	۱۴٫۶۰	۸۱٫۴۰	۷٫۵۰
Rb	۴۴٫۷۰	۴۱٫۰۰	۴۳٫۰۰	۳۱٫۸۰	۵۸٫۷۰	۱۶٫۹۰	۱۲۷٫۷۰	۴۷٫۰۰
Sn	۱٫۰۰			۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۲٫۰۰	
Sr	۴۷۰٫۲۰	۵۰۰٫۰۰	۴۵۸٫۰۰	۷۱۰٫۰۰	۲۷۰٫۲۰	۴۸۹٫۸۰	۷۵۹٫۷۰	۴۵۵٫۰۰
Ta	۰٫۶	۰٫۹۱	۰٫۷۸	۱٫۱۰	۲٫۳۰	۱٫۱۰	۵٫۶۰	۰٫۶۸
Th	۵٫۱۰	۵٫۵۰	۴٫۸۰	۷٫۹۰	۱۸٫۳۰	۱۰٫۰۰	۳۳٫۷۰	۵٫۰۰
U	۱٫۶۰			۱٫۶۰	۲٫۸۰	۲٫۵۰	۳٫۹۰	
V	۲۱٫۰۰	۲۱٫۰۰	۲۵٫۰۰	۶۸٫۰۰	۱۴٫۰۰	۶۰٫۰۰	۳۳٫۰۰	۲۹٫۰۰
W	۰٫۵۰			۰٫۸۰	۰٫۹۰	۰٫۵۰	۲٫۲۰	
Zr	۹۵٫۰۰	۱۳۲٫۰۰	۱۳۸٫۰۰	۱۲۶٫۶۰	۱۴۷٫۰۰	۱۳۴٫۴۰	۲۸۴٫۸۰	۱۴۰٫۰۰
Y	۷٫۵۰	۶٫۵۰	۵٫۰۰	۹٫۴۰	۹٫۸۰	۱۳٫۴۰	۱۳٫۲۰	۶٫۰۰
La	۱۷٫۹۰	۱۸٫۰۰	۱۷٫۰۰	۳۰٫۲۰	۲۳٫۱۰	۲۱٫۰۰	۷۴٫۶۰	۲۰٫۰۰
Ce	۳۱٫۷۰	۳۴٫۰۰	۳۰٫۰۰	۵۲٫۸۰	۳۵٫۵۰	۴۱٫۴۰	۱۲۲٫۰۰	۳۳٫۰۰
Pr	۳٫۳۷			۵٫۵۴	۳٫۴۲	۴٫۵۲	۱۱٫۳۳	
Nd	۱۱٫۵۰	۱۱٫۵۰	۱۰٫۳۰	۱۸٫۵۰	۱۱٫۰۰	۱۵٫۶۰	۳۳٫۷۰	۱۲٫۰۰
Sm	۱٫۹۵	۲٫۲۰	۱٫۸۵	۲٫۹۱	۱٫۷۶	۲٫۵۲	۴٫۳۸	۲٫۰۰
Eu	۰٫۵۳	۰٫۶۴	۰٫۵۵	۰٫۹۶	۰٫۶۰	۰٫۶۸	۱٫۳۰	۰٫۷۰
Gd	۱٫۶۹	۱٫۸۵	۱٫۲۰	۲٫۵۴	۱٫۶۱	۲٫۵۰	۳٫۴۳	۱٫۵۰
Tb	۰٫۲۴	۰٫۴۸	۰٫۵۴	۰٫۳۶	۰٫۲۷	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۶۱
Dy	۱٫۲۷	۱٫۳۰	۰٫۹۰	۱٫۷۹	۱٫۵۶	۲٫۳۰	۲٫۵۱	۱٫۰۰
Ho	۰٫۲۴			۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۴۷	۰٫۴۵	
Er	۰٫۶۶	۰٫۷۰	۰٫۵۰	۰٫۹۲	۰٫۹۸	۱٫۳۱	۱٫۲۷	۰٫۴۶
Tm	۰٫۱۱			۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۲۱	
Yb	۰٫۶۴	۰٫۴۶	۰٫۳۷	۰٫۸۸	۱٫۱۱	۱٫۳۵	۱٫۳۹	۰٫۳۵
Lu	۰٫۱۰			۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۲	
C/TOT	۰٫۱۴			۰٫۴۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۲۴	
S/TOT	۰٫۰۲			۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	
Mo	۰٫۳۰			۰٫۶۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۱٫۳۰	
Cu	۶٫۱۰			۱۳٫۴۰	۲٫۹۰	۱٫۴۰	۴٫۰۰	
Pb	۰٫۶۰			۱٫۴۰	۲٫۱۰	۰٫۷۰	۱۵٫۱۰	
Zn	۶٫۰۰			۱۱٫۰۰	۱۱٫۰۰	۶٫۰۰	۳۷٫۰۰	
Ni	۱٫۳۰	۱۴۱٫۰۰	۱۵۰٫۰۰	۷٫۳۰	۱٫۶۰	۲۰٫۸۰	۳٫۲۰	۱۸۰٫۰۰
As	۰٫۵۰			۱٫۰۰	۵٫۰۰	۲٫۷۰	۱٫۷۰	
Cd	۰٫۱۰			۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	
Sb	۰٫۱۰			۰٫۱۰	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	
Bi	۰٫۱۰			۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	
Ag	۰٫۱۰			۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	
Au	۰٫۵۰			۱٫۴۰	۳٫۷۰	۱٫۸۰	۱٫۲۰	
Hg	۰٫۱			۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	
Tl	۰٫۱			۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	
Se	۰٫۵۰			۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	

بحث

الف- زمین شناسی منطقه

پژوهشگران مختلف [۱، ۲، ۱۱] این منطقه را جزئی از زون بینالود و دنباله‌ی شرقی رشته کوه‌های البرز دانسته‌اند (شکل ۱). ماگماتیسم آداکیتی نئوژن منطقه در داخل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و گدازه‌های الیوین بازالتی میوسن زیرین (به سن ۱۹ تا ۲۰ میلیون سال قبل) رخ داده است (شکل ۲). البته در گزارش‌ها و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، گدازه‌های الیوین بازالتی میوسن زیرین نیز به ائوسن نسبت داده شده‌اند، ولی بررسی‌های صحرایی و سن سنجی‌های پرتو

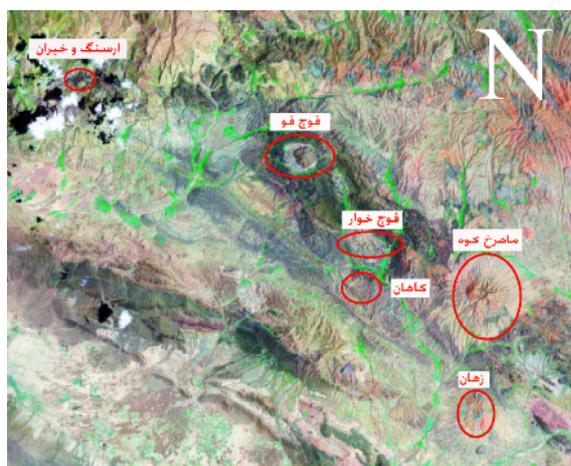
سنجی این پژوهش (جدول ۴) نشان داد که آن‌ها به میوسن زیرین تعلق دارند. بخش زیرین این گدازه‌ها که روی شیل‌ها و مارن‌های گچ دار ائوسن فوقانی قرار دارد، از یک واحد آگلومرای به ضخامت ۱ تا ۳ متر و گدازه‌های حفره‌دار و اسپیلیتی (معرف فوران زیرآبی) تشکیل شده است (شکل ۳-الف و ب). بخش بالایی آن‌ها نیز از الیوین بازالت‌های مترکم و تازه (معرف فوران هوایی) تشکیل شده‌اند. الیوین بازالت‌ها از نظر سنگ‌نگاری دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، میکروولیتی پورفیری و عموماً تراکیتی هستند (شکل ۳-پ).



منطقه مورد مطالعه

الف

۳۷° ۴'



۳۶° ۳۸'

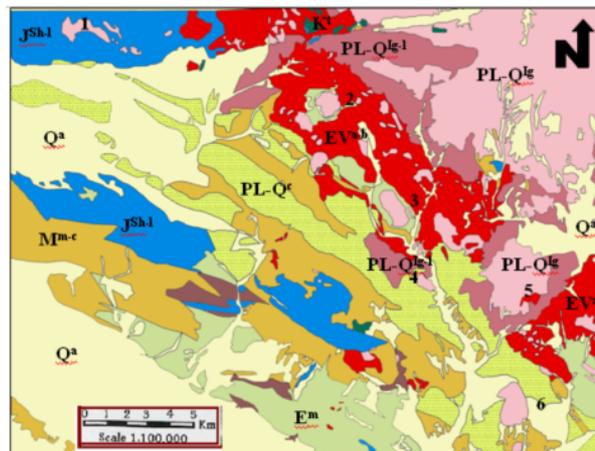
۵۷° ۴۲'

۵۸° ۲۳'

ب

شکل ۱ الف- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه‌ی مشکان در تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران زمین [۱۱]. ب- تصویر ماهواره‌ای منطقه مشکان.

37° 4'



36° 38'

57° 42'

58° 23'

SYSTEM	SERIES	SYMBOL	DESCRIPTION
QUATERNARY	QUATERNARY		Q ^a : Alluvial
	FLIC-QUATERNARY		PL-Q ^c : Conglomerate
			PL-Q ^{lg-1} : Lahar & Volcanosedimentary Rocks
			PL-Q ^{lg} : Sub Volcanic Dams
TERTIARY	MIOCENE		M ^{m-c} : Marl & Sandston
	EOCENE		EV ^{a-b} : Andesite & Basalt & volcanosedimentary rocks
			E ^m : Marl & shale
CRETACEOUS			K ^t : Tizkuh Formation
JURRACIC			J ^{sh-l} : Shemshak & Lar Formation

۱: گنبد های ساب ولکانیک ارسنگ و خیران

۲: گنبد ساب ولکانیک قوچ قو

۳: گنبد ساب ولکانیک قوچ خوار.

۴: گنبد ساب ولکانیک کاهان.

۵: گنبد ساب ولکانیک ماهرخ کوه

۶: گنبد ساب ولکانیک زهان.

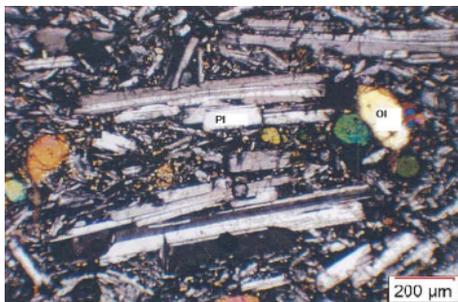
شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی اصلاح شده واحدهای سنگی منطقه مشکان [۱۰].



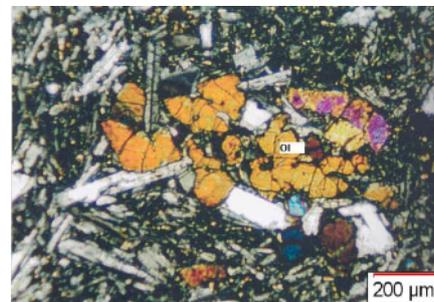
الف



ب



پ



ت

شکل ۳ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی الیونین بازالت‌های میوسن زیرین. الف- واحد آگلومرای زیرین به سن میوسن زیرین. ب- ساخت بادامکی در گدازه اسپیلیتی شده میوسن زیرین، بادامکها با کلسیت پر شده اند. پ- بافت پورفیری جریان متشکل از پلاژیوکلازهای کشیده و الیونین‌های گرد در الیونین بازالت‌های میوسن زیرین (در نور قطبیده متقاطع). ت- ساختار اسکلتی الیونین در الیونین بازالت‌های میوسن زیرین (در نور قطبیده متقاطع).

شامل قوچ قو، قوچ خوار، کاهان، ماهرخ کوه و زهان که اساساً ترکیب تراکی آندزیتی، داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی دارند در واحدهای ائوسن تا پلیوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۴- پ). ماهرخ کوه که بزرگترین آن‌هاست، در کناره‌ها از سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکیتی و در مرکز از داسیت، ریوداسیت و ریولیت تشکیل شده است. ردیف شدگی بلورهای سوزنی شکل سوخته هورنبلند، پلاژیوکلاز و سانیدین، ظاهری کاملاً جریان‌ی به سنگ‌ها داده است (شکل ۴- ت). در این گنبد‌ها، برونوم‌های مختلف بازالتی، مونزونیتی، سیلتستونی، مارنی، پلیتی، شیشیتی و حتی گنایسی و بیشتر با حاشیه‌های ذوب شده‌ی شیشه‌ای در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند (شکل ۵ الف تا ت). اندازه‌ی این برونوم‌ها در ماگماهای اسیدی کم دما درشت‌تر از ماگماهای آندزیتی پرده‌متر هستند [۶].

بافت‌های میکروسکوپی گنبد‌ها از هیالومیکروولیتی پورفیری و هیالومیکروولیتی پورفیری جریان‌ی تا تراکیتی، میکروولیتی پورفیری و حتی فلسیتی پورفیری متغیر است. کانی‌های اولیه و اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها بسته به ترکیب سنگ، شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کلینوپیروکسن اوژیتی، فلدسپات قلیایی (سانیدین) و کوارتز و کانی‌های ثانویه نیز شامل کلریت، کلسیت، کانی‌های تیره و گاهی اپیدوت هستند. بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل پلاژیوکلاز مهمترین درشت بلورهای این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. خوردگی‌های خلیج مانند، بافت‌های غربالی و اسکلتی، برهم‌رشدی‌ها و ساختار منطقه‌ای پلاژیوکلازها، فلدسپات قلیایی و کوارتز از مهم‌ترین ویژگی‌های میکروسکوپی این سنگ‌هاست. این ویژگی‌ها ممکن است ناشی از تغییر ترکیب ماگمای درحال تبلور در اثر ورود ماگمای تازه به درون مخزن، تغییر ترکیب ماگما در اثر آلیش و هضم مواد خارجی (سنگ‌های میزبان)، کاهش فشار حاکم بر ماگما در اثر بالا آمدن آن، افزایش فشار بخار آب در اثر صعود ماگما و جدایش آب محلول در آن به صورت یک فاز مجزا، افزایش دمای ماگما در نتیجه ورود یک ماگمای داغ‌تر به درون مخزن و یا افزایش دمای آن در اثر خروج ماگما، اکسایش و شعله ورشدن آن باشد. شواهد رخداد تمامی این فرایندها با شدت و ضعف مختلف در خلال تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه به فراوانی وجود دارند [۵، ۶، ۸، ۹].

کانی‌های اصلی آن‌ها را الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اوژیتی تشکیل می‌دهند. کانی‌های ثانویه آن‌ها نیز شامل ایدنگسیت، بولنزیت، کلریت و کلسیت است. الیون‌ها غالباً گرد بوده، دارای حاشیه‌های کم و بیش خورده شده و گاهی با ساختار اسکلتی هستند (شکل ۳- ت). بروز حالت خوردگی در بلورهای الیون سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند ناشی از حضور حباب‌های گاز در مجاورت سطح بلور و حرکت تلاطمی آبگون^۱ در پیرامون آن [۱۲]، واکنش بلورهای الیون با مذاب جدایشی پرسیلیس اطراف و نیز هضم برونوم‌های گنایسی، سیلتستونی و پلیتی و آلیش مذاب بازالتی اولیه با مذاب حاصل از آن‌ها باشد. حضور این برونوم‌ها در سنگ‌های منطقه فرضیه‌ی هضم و آلیش ماگمایی را تأیید می‌کند [۶].

روی الیون بازالت‌ها و با مرز نامشخص، واحدهای آذرآواری پلیو- پلیستوسن شامل تناوب لایه‌های آگومرای، لاپیلی‌ستون، لاپیلی‌توف، توف و خاکسترهای تراکیتی- تراکی آندزیتی جوش خورده جریان‌ی (ایگنیمبریت) قرار می‌گیرند. توف‌های جوش خورده‌ی جریان‌ی دارای رنگ‌های مختلف و ترکیب تراکیتی تا تراکی آندزیتی هستند. ظاهر لایه لایه و جریان‌ی و بافت هیالوپورفیروکلاستی این سنگ‌ها حاکی از جوش خوردگی ذرات خاکستر است. بلورهای مختلفی از جنس پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن اوژیتی، الیون، کانی‌های تیره و نیز قطعات سنگی به صورت خرده‌هایی با اندازه‌های متفاوت در زمینه‌ی شیشه‌ای جریان‌ی آن‌ها دیده می‌شوند [۵].

سپس، ماگماتیسیم منطقه با نفوذ گنبد‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی تا ریوداسیتی پلیو- پلیستوسن (به سن ۱۱ تا ۲ میلیون سال قبل) در سنگ‌های رسوبی ژوراسیک (سازند شمشک)، واحدهای آتشفشانی و آذرآواری بازیک- حدواسط ائوسن و سنگ‌های رسوبی میوسن تا پلیوسن ادامه یافته است. گنبد‌های داسیتی ارسنگ و خیران واقع در شرق کوه شاه جهان به درون سازند شمشک نفوذ کرده‌اند (شکل ۴- الف)، و در بخش‌های حاشیه‌ای دارای حاشیه‌ی انجماد سریع و دگرگونی همبری خفیف در سنگ میزبان هستند، ولی به سمت بخش‌های داخلی گنبد، دارای بافت‌های ریز دانه‌ای و گرانوفیری می‌شوند (شکل ۴- ب)، ولی گنبد‌های مهم دیگر



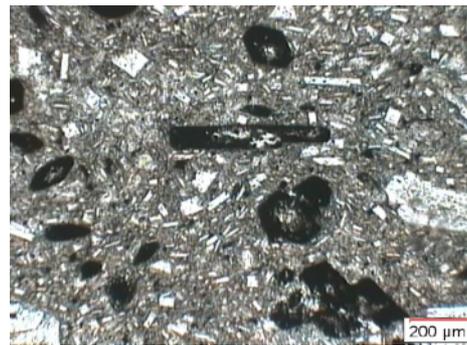
الف



ب



پ



ت

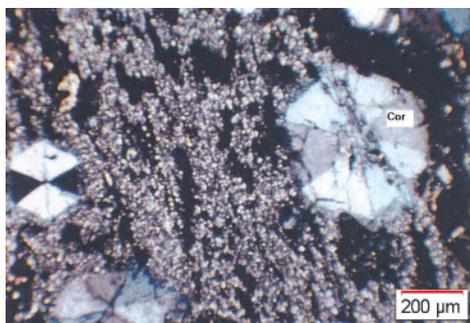
شکل ۴ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی گنبد‌های آندزیتی- داسیتی نئوژن. الف- نفوذ گنبد آرسنگ به درون شیل‌های ژوراسیک سازند شمشک. ب- بافت گرانوفیری در بخش‌های داخلی نمونه‌های گنبد آرسنگ (نور قطبیده متقاطع). پ- گنبد آندزیتی- داسیتی ماهرخ کوه ت- بافت تراکیتی با آمفیبول‌های سوخته در گنبد ماهرخ کوه (نور قطبیده متقاطع).



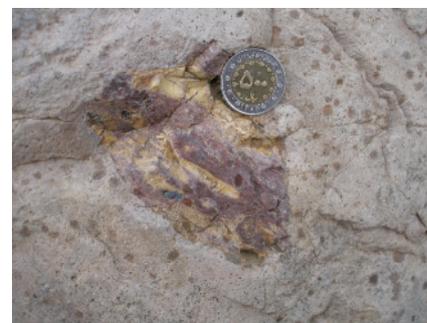
الف



ب



پ



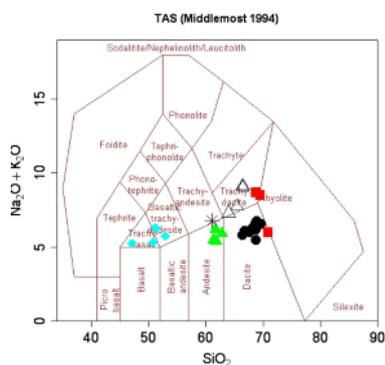
ت

شکل ۵ برونوم‌های موجود در نمونه‌های گنبد‌های نئوژن. الف- برونوم مارنی در نمونه‌ی تراکیتی گنبد ماهرخ کوه. ب- برونوم بازالتی در نمونه- ی تراکی آندزیتی گنبد ماهرخ کوه. پ- تصویر میکروسکوپی از یک نمونه برونوم شیستی حاوی بلورهای کردیریت با ماکل شعاعی- چرخشی در تراکی آندزیت گنبد ماهرخ کوه (در نور پلاریزه متقاطع). ت- برونوم ماسه سنگی- مارنی در نمونه تراکیتی گنبد ماهرخ کوه.

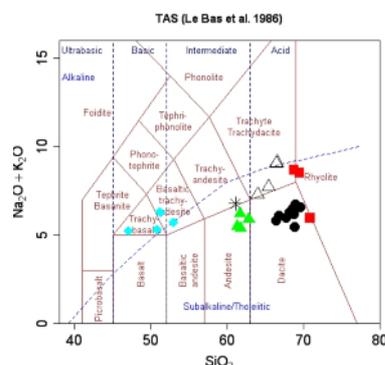
ب- ژئوشیمی و پتروژنز

جدول ۱ حاوی نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی است. این نمونه‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی [۱۳] (شکل ۶- الف) و [۱۴] (شکل ۶- ب) در قلمرو تراکی آندزیت بازالتی، تراکی بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و در نمودار [۱۵] (شکل ۶- پ) در گستره‌ی ریوداسیت، داسیت، آندزیت و بازالیت شبه قلیایی قرار می‌گیرند. از آنجا که گدازه‌های الیوین بازالتی میوسن زیرین فاقد ارتباط سنی و ژنتیکی با نمونه‌های گنبد‌های آندزیتی- داسیتی پلیو- پلیستوسن هستند، بنابراین در نمودارهای ژئوشیمیایی همراه با نمونه‌های گنبد‌ها آورده نشده‌اند و در موارد مورد نیاز به صورت یک گروه مجزا در نمودارهای مربوطه تصویر شده‌اند. در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به

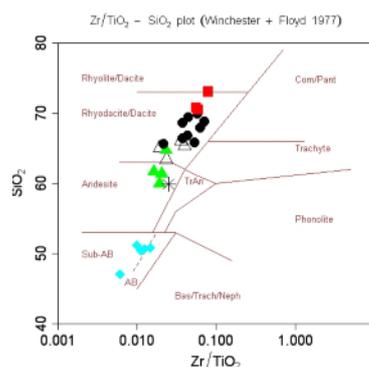
ضریب جدایش (شکل ۷)، روندهای جدایشی به خوبی دیده می‌شوند. این روندها ناشی از تبلور فازهای مختلف کانی‌ها (نظیر پیروکسن، پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، آمفیبول، تیتانومگنتیت و ...) در فرایند تبلور بوده، با بررسی‌های سنگ نگاری همخوانی کاملی دارند. روندهای مزبور نشانگر تغییرات موجود بین سنگ‌های منطقه و ارتباط آن‌ها با یکدیگر است. نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار و عناصر سازگار نسبت به عناصر سازگار (شکل ۸) [۱۶، ۱۷] نشان می‌دهند که این ارتباط از نوع تبلور جدایشی است و انحراف‌های جزئی از این روند نیز از هضم و آلیش ماگمایی ناشی می‌شود که با حضور برونومها و بافت‌های نامتعادل نیز تأیید می‌شود. در نمودارهای $TiO_2 - MgO / (MgO + FeO)$ [۱۸] و $SiO_2 - TiO_2$ [۱۹] نیز این روند جدایشی تأیید می‌شود (شکل ۹).



ب



الف



پ

شکل ۶ نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد بررسی با توجه نمودارهای مبتنی بر داده‌های ژئوشیمیایی. توضیحات بیشتر در متن مقاله ارائه شده است.

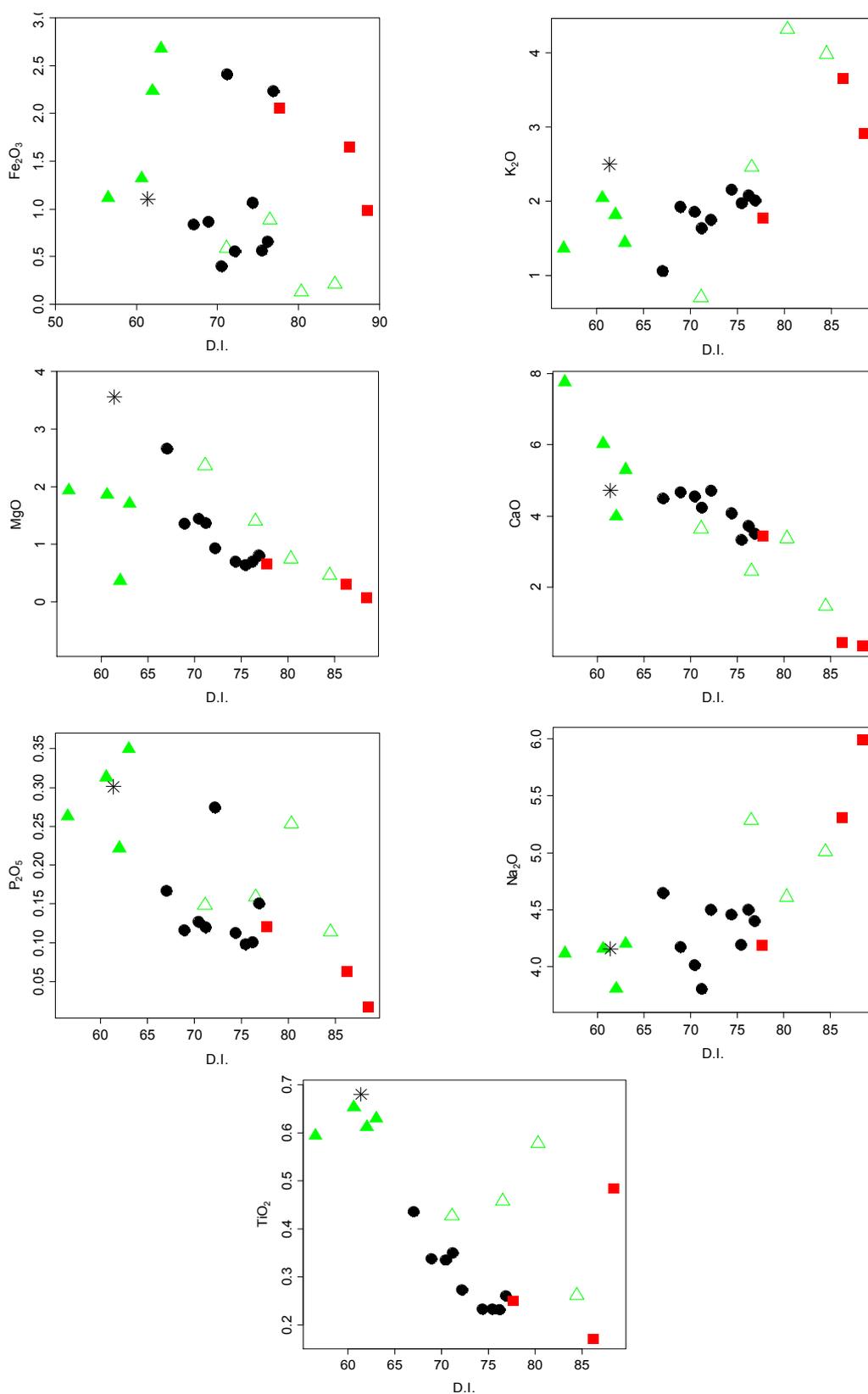
الف- نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مشکان با استفاده از نمودار $Na_2O + K_2O$ نسبت به SiO_2 [۱۳].

ب- نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مشکان با استفاده از نمودار $Na_2O + K_2O$ نسبت به SiO_2 [۱۴].

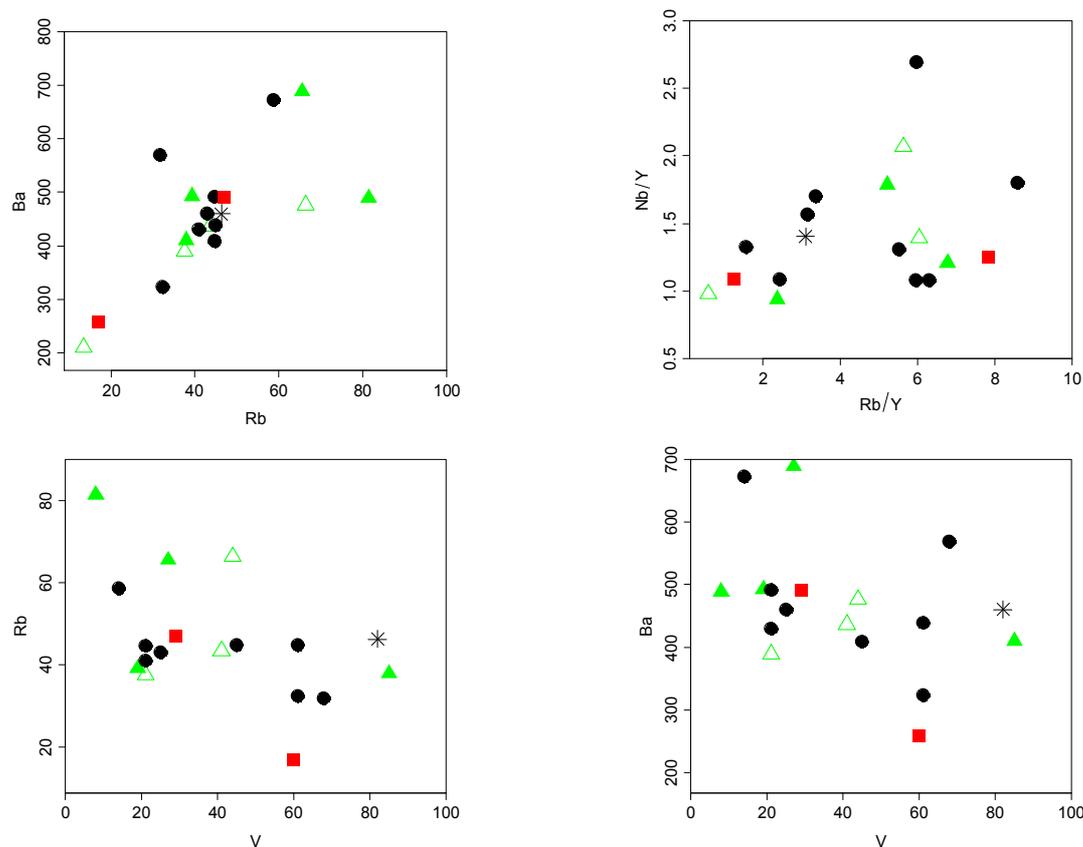
پ- نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مشکان با استفاده از نمودار $SiO_2 - (TiO_2 - Zr)$ [۱۵].

ریولیت (●) داسیت (△) تراکی داسیت (✱) تراکی آندزیت (▲) آندزیت (◆) بازالیت (■)

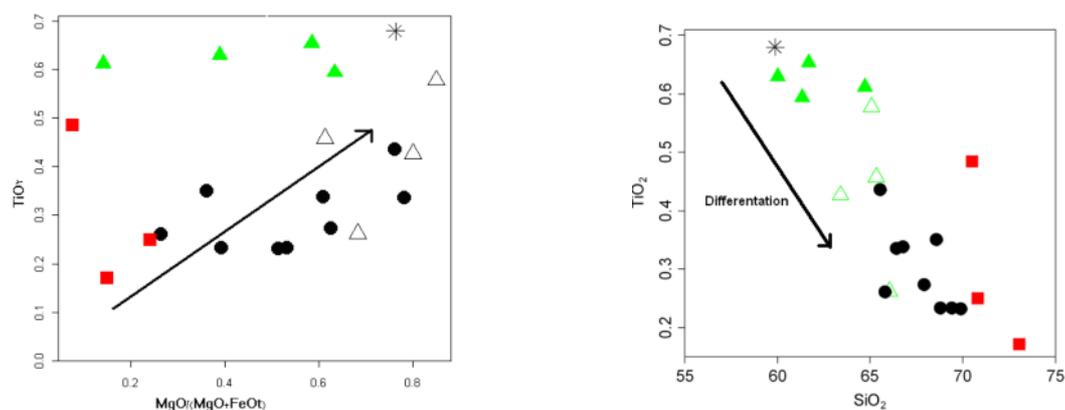
لازم به یادآوری است که علائم یا نشانه‌های استفاده شده برای معرفی گروه‌های سنگی مورد بررسی در تمامی نمودارها یکسان و همانند این شکل هستند.



شکل ۷ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به ضریب جدایشی (D.I) برای سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مشکان. توضیحات در متن ارائه شده است.



شکل ۸ نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار [۱۶، ۱۷] نسبت به یکدیگر سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مشکان.



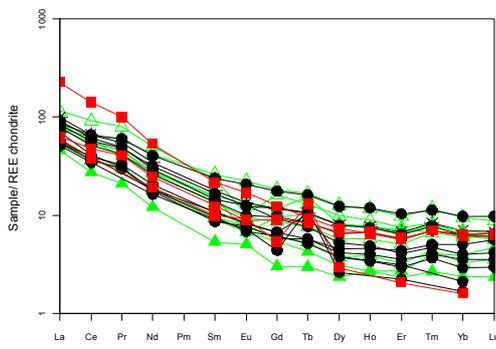
شکل ۹ نمودار TiO_2 - $MgO/(MgO + FeO)$ از [۱۸] و نمودار TiO_2 - SiO_2 از [۱۹] برای نمایش روندهای وابسته به پدیده‌های تبلور جدایشی طی تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مشکان.

میدان بالاست که شاخص ماگماهای کالکوالکان مناطق فرورانش است و می‌تواند از خاستگاه ماگما از یک پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده و گوهی گوشته‌ی دگرنهاد^۲ روی آن، تحمل فرایند تبلور جدایشی و نیز هضم و آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای و باقی ماندن عناصر نادرخاکی سنگین و عناصر با

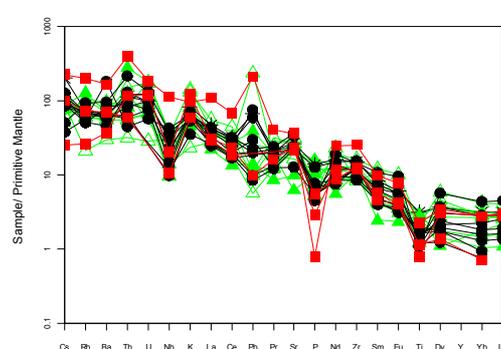
نمودارهای بهنجار شده‌ی عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها نسبت به گوشته‌ی اولیه (شکل ۱۰- الف) [۲۰]، مورب (شکل ۱۰- ب) [۲۱] و کندریت (شکل ۱۰- پ) [۲۲] حاکی از ارتباط زایشی نمونه‌های گنبدها با یکدیگر و غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون و تهی-شدگی آن‌ها از عناصر خاکی نادر سنگین و عناصر با شدت

اقیانوسی فرورانده شده، شسته، و به گوهی گوشته‌ای محل خاستگاه ماگماهای کمان‌ها حمل می‌شوند. ولی عناصر HFS در آب نامحلولند و در این فرایند مشارکت ندارند. همچنین، معلوم شده است که اگر یک سرپانتینیت غنی از عناصر کمیاب در فشار ۱٫۲ گیگا پاسکال دستخوش آزدایی شود، عناصر لیتوفیل بزرگ یونی چون K, Rb, Cs, Ba و نیز La را به طور انتخابی از دست می‌دهد، ولی Nb و عناصر خاکی نادر آن دست نخورده باقی می‌مانند [۲۹]. به علاوه، مشخص شده است که در شرایط مشابه عناصر U, Pb, Ce متحرکند ولی عناصر Zr, Ti نامتحرکند [۳۰]. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای [۳۱] در قلمرو آداکیت و در نمودارهای [۳۲، ۳۳] در قلمرو آداکیت‌های پرسیلیس (شکل الف تا ت) و در نمودارهای [۳۴، ۴۸] در قلمروهای آداکیت‌های مشتق از منابع متابازالتی و اکلوزیتی و پوسته تحتانی ضخیم قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ الف و ب). جدول ۲ ویژگی‌های ژئوشیمیایی متوسط آداکیت‌ها و همخوانی ویژگی‌های نمونه‌های منطقه‌ای مورد بررسی با این ویژگی‌ها را نشان می‌دهد.

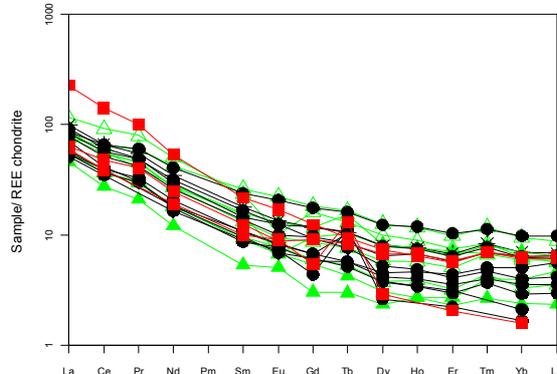
شدت میدان بالا در سنگ خاستگاه ناشی شده باشد. بی-هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر Nb, P و Ti که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است، اگرچه ممکن است ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش نیز باشد، ولی بسیاری از پژوهشگران تهی بودن آبگون دگرنهاد کننده‌ی گوهی گوشته‌ای از این عناصر را ناشی از حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت) در سنگ‌های اکلوزیتی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده و یا گوهی گوشته‌ای ذوب نشده محل خاستگاه می‌دانند؛ زیرا عناصر یاد شده در این فازها شدیداً سازگارند [۲۳-۲۷]. برخی از پژوهشگران آبگون غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند [۲۸]. به علاوه، حلالیت این عناصر در آب نیز نقش بزرگی در نحوه‌ی توزیع آن‌ها در ماگماهای کمان-ها دارد. از آنجا که عناصر لیتوفیل بزرگ یون در آب محلولند پس براحتی با آبگون دگرنهاد کننده آزاد شده از پوسته‌ی



ب - تمام گروه‌های سنگی بهنجار شده به مورب [۲۱]

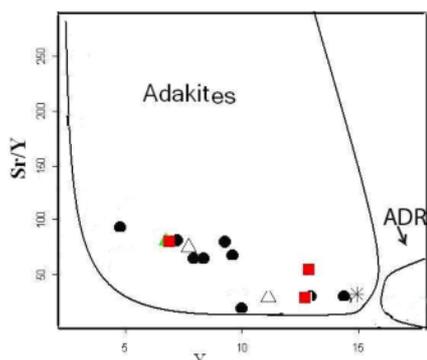


الف - تمام گروه‌های سنگی بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۰]

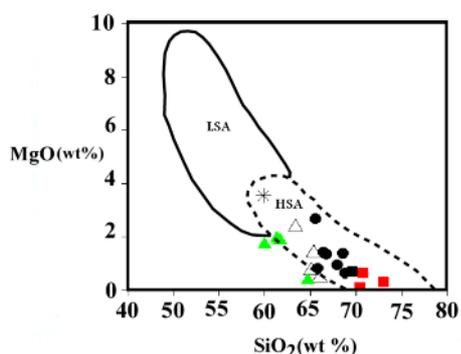


پ - نمودار عناصر نادر خاکی تمام گروه‌های سنگی منطقه‌ی مشکان بهنجار شده به کندریت [۲۲].

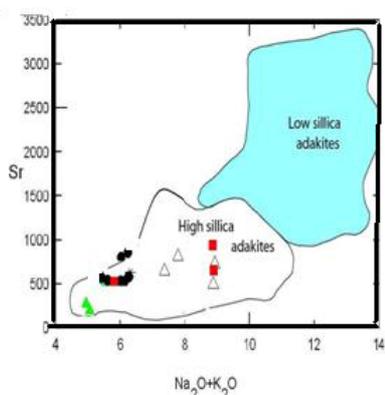
شکل ۱۰ نمودارهای مختلف چند عنصری و عناصر نادر خاکی بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه، مورب و کندریت سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مشکان.



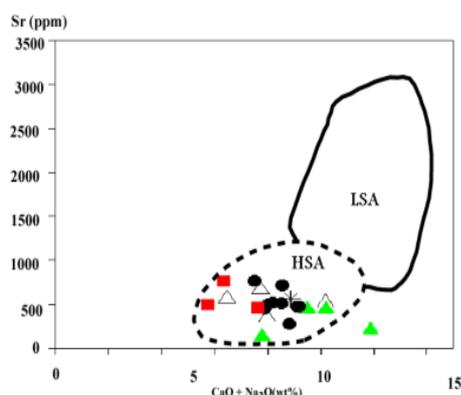
الف- نمودار Sr/Y نسبت به Y [۳۱] برای نشان دادن ماهیت آداکیتی نمونه های منطقه ی مشکان.



ب- نمودار MgO نسبت به SiO₂ [۳۳] برای نشان دادن ماهیت آداکیتی پرسیلیس نمونه های منطقه ی مشکان.

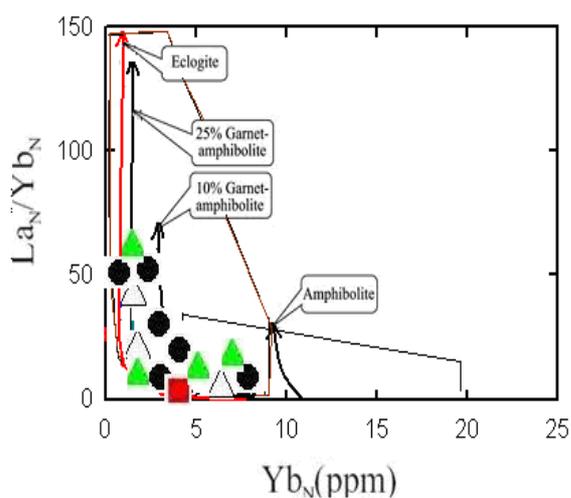


پ- نمودار Sr نسبت به Na₂O+K₂O [۳۲] برای نشان دادن ماهیت آداکیتی پرسیلیس نمونه های منطقه ی مشکان.

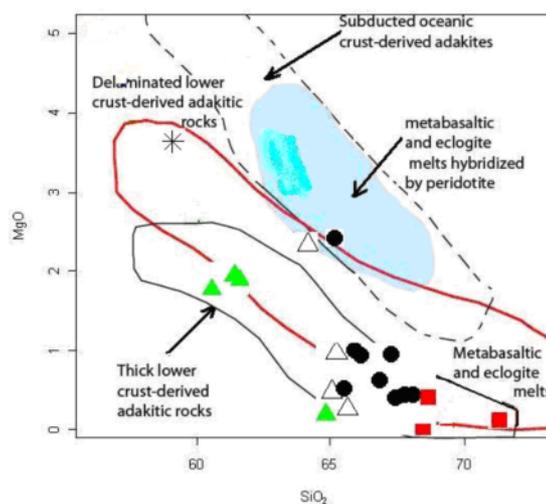


ت- نمودار Sr نسبت به CaO + K₂O [۳۳] برای نشان دادن ماهیت آداکیتی پرسیلیس نمونه های منطقه ی مشکان.

شکل ۱۱ نمودارهای مختلف برای تعیین ماهیت آداکیتی و آداکیتی پرسیلیس منطقه ی مشکان.



الف- نمودار (La/Yb)_N نسبت به (Yb)_N از [۴۸] و موقعیت نمونه های منطقه ی مشکان بر روی آن.



ب- نمودار MgO نسبت به SiO₂ از [۳۴] و موقعیت نمونه های منطقه ی مشکان بر روی آن.

شکل ۱۲ نمودارهای مختلف تعیین محل خاستگاه نمونه های منطقه ی مشکان.

جدول ۲ ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها [۳۵] و مقایسه‌ی آنها با نمونه‌های منطقه‌ی مشکان.

آداکیت‌ها	میانگین نمونه‌های مشکان
$\text{SiO}_2 > 56\% \text{Wt}$	$\text{SiO}_2 = 66.24\% \text{Wt}$
$\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\% \text{Wt}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 = 18\% \text{Wt}$
$\text{MgO} < 3\% \text{Wt}$	$\text{MgO} = 1.24\% \text{Wt}$
$\text{Sr} > 300 \text{ ppm}$	$\text{Sr} = 487 \text{ ppm}$
فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu
$\text{Y} < 18 \text{ ppm}$	$\text{Y} = 11.8 \text{ ppm}$
$\text{Sr/Y} > 20$	$\text{Sr/Y} = 48.64$
$\text{Yb} < 1.8 \text{ ppm}$	$\text{Yb} = 12.1 \text{ ppm}$
$\text{La/Yb} > 16$	$\text{La/Yb} = 12.27$
مقدار کم HFSE (Nb, Ta)	$\text{Nb} = 19.41 \text{ ppm}, \text{Ta} = 1.46 \text{ ppm}$
مقدار کم Rb/La	$\text{Rb/La} = 1.94$
مقدار کم Ba/La	$\text{Ba/La} = 21.50$
تمرکزهای خیلی بالای LREE	تمرکزهای خیلی بالای LREE
تمرکزهای خیلی پایین HREE	تمرکزهای خیلی پایین HREE

می‌دهند که ماگمای سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی از نوع کالکوالکالین پتاسیم متوسط- بالا و به یک کمان غنی شده حاشیه‌ی قاره وابسته بوده است که به دلیل آلودگی با مواد پوسته‌ای، عناصر پتاسیم، روبیدیم، استرانسیم، بارییم، سدیم و توریم آن افزایش یافته است. اندازه‌گیری نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آتشفشانی منطقه بین سبزوار- کاشمر- قوچان که منطقه‌ی مورد بررسی را نیز شامل می‌شود، حدود تغییرات این نسبت را بین 70.35 تا 70.60 با مقدار متوسط 70.46 نشان داده است [۱]. این نسبت‌ها با ریشه‌گیری سنگ‌های منطقه از ذوب بخشی یک پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده شده و رسوب‌های روی آن و یا ذوب بخشی گوهی گوشته‌ای روی آن در یک منطقه‌ی فرورانشی حاشیه قاره‌ی و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ی قاره‌ای در خلال صعود، همخوانی دارد. بنا بر نظر [۳۳] در مناطق فرورانش، ماگماها از ذوب گوهی گوشته‌ای، ورقه اقیانوسی فرورونده، رسوب‌های روی ورقه‌ی اقیانوسی فرورونده‌ی، پوسته قاره‌ای و یا ترکیبی از روش‌های یاد شده همراه با فرایندهای جدایشی، هضم و آلیش ایجاد می‌شوند. از نظر ژئوتکتونیک منطقه‌ی مورد بررسی در جبهه‌ی شمالی نوار ماگمایی سنوزوئیک منطقه‌ی بینالود، در شمال نوار افیولیتی و دگرگون سبزوار قرار دارد. به عقیده‌ی [۲] نوار

کمان‌های آتشفشانی را بر اساس نسبت Ce/Yb آن‌ها به دو دسته غنی شده و کمتر غنی شده تقسیم کرده‌اند [۳۰]. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد، کمان از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد، از نوع کمتر غنی شده است. به علاوه، در کمان‌های کمتر غنی شده این دو عنصر همگام با یکدیگر تغییر می‌کنند ولی در کمان‌های غنی شده مقدار این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در محل خاستگاه، میزان ذوب بخشی، مشارکت رسوب‌های روی صفحه‌ی فرورونده در تولید مذاب و یا میزان واکنش متقابل بین مذاب گوشته‌ای و پوسته‌ی قاره‌ای است. میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی $(\text{Ce/Yb} = 47)$ بوده (جدول ۳) حاکی از وابستگی نمونه‌ها به یک کمان غنی شده است. این غنی‌شدگی می‌تواند از دگرنهادی شدید خاستگاه گوشته‌ای، نرخ پایین ذوب بخشی محل خاستگاه و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای ناشی شده باشد. با توجه به جایگاه زمین‌ساختی و شواهد مختلف صحرائی و آزمایشگاهی تمامی این فرایندها به‌خصوص آلیش ماگمایی در شکل‌گیری مجموعه‌های سنگی منطقه‌ی مشکان مؤثر بوده‌اند. مجموعه‌ی نمودارهای موجود و نیز مقایسه‌ی روابط پتروژنتیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های گستره‌ی مورد بررسی با نمونه‌های شناخته شده دیگر مناطق کره زمین (جدول ۳) نشان

است. [۲] با نمونه برداری منظم و تعیین سن نمونه‌ها به روش پتاسیم - آرگون، سن آن‌ها را بین ۴۱ تا ۲/۷ میلیون سال برآورد کرده، مهاجرت جبهه‌ی آتشفشانی به سمت شمال را به اثبات رسانده‌اند. این ارقام به خوبی با موقعیت جای‌گیری این سنگ‌ها همخوانی دارد، به‌طوری که سنگ‌های قدیمی (۴۱ میلیون ساله) اساساً در جنوب منطقه‌ی مشکان و یا در داخل افیولیت‌های سبزوار قرار دارند در حالی که سنگ‌های جوان (۲/۷ میلیون ساله) اساساً در قسمت‌های مرکزی و شمالی منطقه‌ی مشکان رخنمون دارند. سن سنجی با یک پرتوسنج به روش پتاسیم-آرگن سنگ کل بر روی نمونه‌های نئوژن منطقه‌ی مشکان که در این پژوهش انجام شده‌اند نیز پیدایش ماگماتیسیم جوان در این منطقه را تأیید می‌کنند (جدول ۴).

چنانکه گفته شد، نمونه‌های گنبد‌های نئوژن منطقه دارای شباهت‌های نزدیکی با آداکیت‌ها هستند. این شباهت‌ها شامل ترکیب سنگی حدواسط تا فلسیک (آندزیتی تا ریوداسیتی)؛ مجموعه‌ی فنوکریستی شاخص (پلاژیوکلازهای منطقه‌ای، هورنبلند، کلینوپیروکسن و بیوتیت)؛ فازهای عارضه‌ای مشخص (آپاتیت، اسفن و تیتانومینتیت) و ژئوشیمی خاص (جدول ۲ و ۵) می‌شوند. بررسی‌های مختلف روی پتروزن آداکیت‌ها نشان داد که آنها در محیط‌های مختلف زیر تشکیل می‌شوند:

افیولیتی سبزوار، باقیمانده‌ی پوسته اقیانوسی بخش شرقی نئوتتیس است که تا کرتاسه فوقانی فعال بوده و در اواخر این دوره به دنبال جنبش‌های کوهزایی آلپی (لارامید) شروع به بسته شدن کرده است. در آغاز ائوسن و با شکل‌گیری یک منطقه‌ی فرورانشی پرشیب به سوی شمال، یک کمان ماگمایی از نوع جزایر کمانی در بخش جلویی لبه‌ی جنوبی منطقه‌ی البرز شرقی (و یا منطقه بینالود) ایجاد شده است. در ائوسن بالایی، این کمان با لبه‌ی جنوبی منطقه‌ی البرز شرقی برخورد کرده و با فرارانش درازگودال اقیانوسی و بخشی از پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس سبزوار بر روی این لبه‌ی جنوبی، افیولیت‌ها و دگرگونه‌های سبزوار و نوار ماگمایی ائوسن شمال آن تشکیل شده‌اند. این برخورد با ضخیم‌شدگی پوسته و فرورفتن ناپیوستگی موهو به عمق بیشتر همراه بوده است. ناهنجاری‌های ثقلی این ناحیه، منفی و بین ۱۲۰ تا ۱۳۰ میلی‌گال است که حاکی از ضخامت زیاد پوسته در این منطقه است [۳]. با الحاق این کمان به لبه‌ی صفحه‌ی شمالی، فعالیت‌های آتشفشانی، طبیعت کالکوالکان حاشیه‌ی قاره‌ای یافته‌اند. تداوم فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی تا پلیو- پلیستوسن ادامه یافته و فراورده‌های فورانی جوان با طبیعت ماگماتیسیم آداکیتی حاشیه‌ی قاره را بیشتر در منطقه‌ی مشکان در جنوب قوچان به وجود آورده

جدول ۳ نسبت‌های ژئوشیمیایی برخی از عناصر کمیاب در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی و دیگر نقاط جهان.

Ce/Yb	Ba/La	La/Ta	Th/Ta	
۱۸,۱	۲۱,۱	-	-	Andes*
۱۶,۸۱	۱۳,۳	-	-	Swp*
۳۴,۴	۲۳,۳	-	-	Andes**
۲۲,۶	۱۸,۸	-	-	Swp**
۲۷	-	۲۶,۸	۵,۲	NVZ (a)
۱۷,۱	۶۲,۸	۴۶,۴	۱۰,۵	NVZ (b)
۲۰,۵	۲۳,۳	۳۱,۴	۵	CVZ (a)
۴۰	۱۲,۹	۱۳,۵	۲,۳	CVZ (a ₁)
۱۵,۱	۲۲,۸	-	-	SVZ (c)
۱۰,۵	۲۶,۵	-	-	SVZ (b)
۳۶,۴	۲۳,۹	-	-	NVZ***
۹۴,۳-۲۶,۴ (۴۷)	۸,۴-۴۵,۳ (۲۱,۵)	۳۹-۱۱ (۵,۱)	۲,۲-۱۵,۳ (۷)	منطقه مورد مطالعه

Andes* - بازالت‌های منطقه آند، Swp* - بازالت‌های جنوب غربی اقیانوس آرام، Andes** - آندزیت‌های منطقه‌ی آند، Swp** - آندزیت‌های جنوب غربی اقیانوس آرام، NVZ (a) - منطقه‌ی آتشفشانی آند شمالی، CVZ (a₁) - مجاور منطقه‌ی آتشفشانی آند مرکزی، NVZ*** - سنگ‌های آهکی - قلیایی آتشفشانی آند شمالی NVZ (b) منطقه‌ی آتشفشانی آند شمالی، SVZ (b) - منطقه آتشفشانی آند جنوبی، SVZ (c) - منطقه آتشفشانی آند جنوبی [۵].

جدول ۴ نتایج حاصل از سن سنجی به روش پتاسیم- آرگن سنگ کل نمونه‌های منطقه‌ی مشکان.

شماره نمونه	نوع سنگ	وزن نمونه گرم	K ₂ O %wt	³⁶ Ar exp 10 ⁻⁹ Cm ³	⁴⁰ Ar* %	⁴⁰ Ar gr 10 ⁻⁹ Cm ³	سن نمونه میلیون سال
FM.9	تراکیت	۱,۰۰۹۱	۱,۸۲	۱,۱۹۴	۲۷,۶	۱,۳۳۷	۰,۰۸ ± ۲,۲۹
FM.9	تراکیت	۰,۶۰۶۰	۱,۸۲	۱,۲۴۰	۱۹,۴	۱,۴۵۵	۰,۱۲ ± ۲,۳۳
FM37	تراکی آندزیت	۱,۰۰۹۲	۱,۵۲۰	۱,۷۴۸	۱۹,۸	۱,۲۶۲	۰,۱۳ ± ۲,۵۷
FM35	داسیت	۰,۶۱۶۳	۱,۶۹۰	۰,۹۲۵	۵۶,۷	۵,۸۱۴	۰,۳ ± ۱۰,۶
FM29	الیون بازالت	۱,۰۱۸۷	۱,۷۸۰	۲,۰۶۸	۶۵,۲	۱۱,۲۴۰	۰,۵ ± ۱۹,۵

جدول ۵ مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس [۳۳] با میانگین نمونه‌های منطقه‌ی مشکان در جنوب قوچان، ایران.

میانگین نمونه‌های آداکیتی منطقه جنوب قوچان	LSA	HSA
SiO ₂ = ۶۶,۲۴%	SiO ₂ < ۶۰%	SiO ₂ > ۶۰%
MgO = ۱,۲۴%	MgO = ۴ - ۹%	۰,۵% < MgO < ۴%
CaO + Na ₂ O = ۶,۷۳%	CaO + Na ₂ O > ۱۰%	CaO + Na ₂ O < ۱۱%
Sr = ۴۸۷,۶ppm	Sr > ۱۰۰۰ppm و دارای آنومالی مثبت شدید Sr که فقط متعلق به این گروه است	Sr < ۱۱۰۰ppm و فاقد آنومالی مثبت Sr یا آنومالی مثبت خیلی کم
TiO ₂ = ۰,۷۴%	TiO ₂ > ۳%	TiO ₂ < ۰,۹%
MgO پایین و فاقد فنوکریست پیروکسن	MgO بالا و گاهی حاوی فنوکریست کلینوپیروکسن	MgO پایین و فاقد فنوکریست پیروکسن
-	نسبت Cr/Ni برابر ۱ تا ۲,۵	نسبت Cr/Ni برابر ۰,۵ تا ۴,۵
LREE پایین تر نسبت به LSA	LREE بالاتر نسبت به HSA	LREE پایین تر نسبت به LSA

ولی خاستگاه گوهی گوشته‌ای یا ورقه‌ی اقیانوسی فرورانده را نیز رد نمی‌کند.

(۲) آداکیت‌ها اغلب در مناطق فرورانش دیده می‌شوند [۳۳، ۳۵، ۴۰، ۴۱، ۴۲]. همسانی نزدیک آداکیت‌ها با مذاب‌های مافیک تجربی [۳۳، ۴۳، ۴۴] و این حقیقت که آداکیت‌های جهان از نظر سنی خیلی جوان بوده (۱۰ تا ۲۵ میلیون سال) و ناشی از فرورانش یک پوسته‌ی اقیانوسی گرم یا فرورانش پشته-ی اقیانوسی داغ هستند، از تشکیل این سنگ‌ها در طیف محدودی از شرایط دما- فشار حکایت می‌کند. ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده به‌عنوان خاستگاه آداکیت‌ها با کارهای تجربی بر روی ذوب اشباع از آب یا آب زدایی آمفیبولیت‌ها تأیید شده است. به علاوه، حضور ادخال‌هایی از شیشه‌های آداکیتی در زینولیت‌های درون گدازه‌های وابسته به فرورانش و حضور رگه‌های آداکیتی در افیولیت‌ها نیز از دیگر شواهد این خاستگاه هستند [۳۳]. حضور گنبد‌های آداکیتی در افیولیت‌های سبزوار

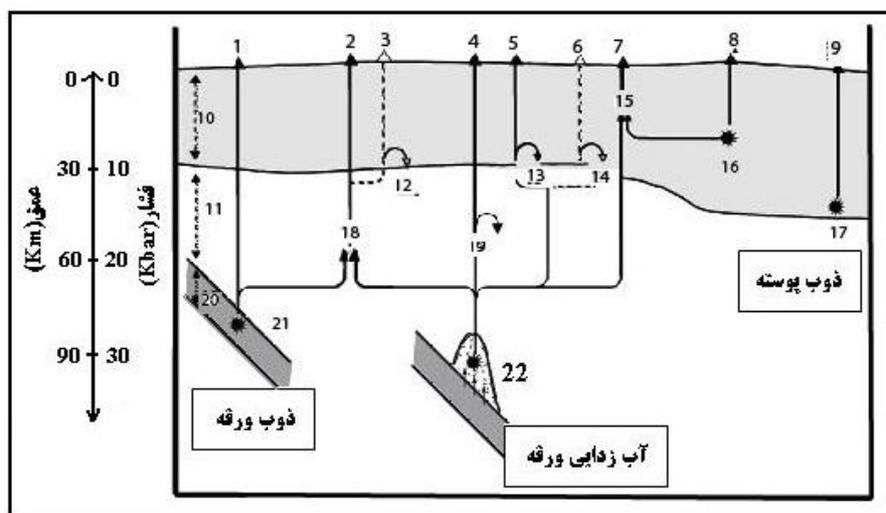
(۱) از ذوب پوسته‌ی تحتانی مافیک. تشکیل آداکیت‌ها از ذوب مواد مافیک پوسته‌ی تحتانی (شکل ۱۳) نیازمند شرایط گرمایی به طور غیرعادی داغ است [۳۳، ۳۵، ۳۶، ۳۷]. ذوب بخشی پروتولیت‌های مافیک تنها در رخساره‌ی انتقالی آمفیبولیت به اکلوژیت در حداقل فشار ۱۵ تا ۲۵ کیلوبار و در طیف دمایی ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد ممکن می‌شود. [۳۸] به تشکیل آداکیت‌ها از ذوب پوسته‌ی بازالتی تحتانی در کمان‌های قاره‌ای واقع بر یک پوسته‌ی ضخیم اشاره کرده‌اند. [۳۹] نیز به تشکیل آداکیت‌ها از طریق ذوب پوسته‌ی تحتانی و ایجاد تهی شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون در گرانولیت‌های پوسته اشاره کرده‌اند. حضور برونوم‌های شستی و گنایسی در برخی از نمونه‌های گنبد‌های آداکیتی منطقه‌ی جنوب قوچان، اگرچه می‌تواند نشانه‌ای از ریشه گرفتن ماگما از منابع زیر پوسته‌ی (مثلاً ذوب پوسته‌ی بازالتی تحتانی) باشد

از میان گوهی گوشته‌ای، پریدوتیت را هضم می‌کند [۴۷]. به-علاوه، این مذاب در خلال عبور از میان پریدوتیت گوشته آن را دگرنهاد نیز می‌کند و خود نیز به مرور مصرف می‌شود. اگر نسبت مذاب ورقه‌ای به پریدوتیت گوشته بالا باشد، در خلال دگرنهادی تمام مذاب مصرف نمی‌شود، بنابراین مذاب آرایش یافته (آداکیت) صعود می‌کند و به درون پوسته و یا به سطح زمین می‌رسد. ولی اگر این نسبت پایین باشد، تمام مذاب در واکنش دگرنهادی مصرف می‌شود و مذاب آداکیتی به سطح نمی‌رسد. آداکیت‌های پرسیلیس، شاخص مذاب‌های ورقه‌ای حاصل از گداخت سنگ‌های مافیک ورقه‌ای اقیانوسی فرورونده در فشار بالا (گستره‌ی پایداری گارنت = رخساره‌های اکلوزیت و گارنت آمفیبولیت) هستند در حالی که آداکیت‌های کم سیلیس، حاصل گداخت بخشی پریدوتیت گوهی گوشته‌ای هستند که قبلاً در اثر واکنش با مذاب‌های ورقه‌ای دگرنهاد شده و ترکیب آن‌ها تغییر یافته است.

مجموعه شواهد ژئوشیمیایی این پژوهش، از ماهیت کالکوآلکان، نقش تبلور جدایشی و فرایندهای هضم و آرایش ماگمایی در شکل‌گیری و تحول ماگما، ماهیت فرورانشی کمان

در جنوب منطقه [۴۵] از شواهد روشن این خاستگاه در منطقه است. در مناطق فرورانش، ماگماها از ذوب ورقه‌ای اقیانوسی فرورونده، گوهی گوشته‌ای روی منطقه‌ی فرورانش، رسوب‌های روی ورقه‌ای اقیانوسی فرورونده، پوسته‌ی قاره‌ای و نیز ترکیبی از این خاستگاه‌ها همراه با فرایندهای جدایشی، هضم و آرایش ماگمایی تشکیل می‌شوند.

(۳) برخی از آداکیت‌ها در مناطق برخورد دیده می‌شوند [۴۰-۴۲] اما آن‌ها در جایگاه‌های پس از برخورد نیز دیده شده‌اند [۴۶]. عقیده بر این است که آن‌ها در جایگاه‌های پس از برخورد، از ذوب پوسته‌ی تحتانی به‌وجود می‌آیند. ذوب پوسته‌ی تحتانی در اثر تراوش ماگماهای عمیق غنی از پتاسیم صورت می‌گیرد. حتی در مناطق فرورانش هم پتروژنز آداکیت‌ها می‌تواند به ذوب پوسته‌ی تحتانی مافیک یا نفوذ ماگماهای مافیک یا جدایشی بلوری فشار بالای ماگمای بازالتی آبدار وابسته باشد. براساس نظر [۳۳] آداکیت‌ها، مذاب‌های ورقه‌ای حاصل از ذوب ورقه‌ای اقیانوسی فرورانده شده هستند که ترکیب آن‌ها در خلال صعود از میان گوهی گوشته‌ای و در اثر واکنش با پریدوتیت گوشته تغییر کرده است. این مذاب در خلال صعود



۱- آداکیت‌های پرسیلیس ۲- آداکیت‌های کم سیلیس، آندزیت‌های غنی از منیزیم ۳- و معادل‌های آنها ۴- آداکیت‌های پرسیلیس ۵- آندزیت‌های جدایشی با نسبت Str/Y متوسط ۶- سنگ‌های معمول BADR (بازالت- آندزیت- داسیت- ریولیت) با عدد منیزیم پائین ۷- داسیت/ آندزیت‌های اختلاطی ۸- آداکیت‌های پوسته‌ای نوع C غنی از LILE با نسبت Str/Y متوسط ۹- نسبت Str/Y متوسط ۱۰- پوسته‌ی قاره‌ای ۱۱- گوهی گوشته‌ای ۱۲- جدایش فشار پائین ۱۳- جدایش فشار پائین (آمفیبول) ۱۴- جدایش فشار پائین (پیروکسن) ۱۵- اختلاط ۱۶- مذاب اولیه‌ی غنی از LILE با نسبت Str/Y متوسط ۱۷- مذاب اولیه‌ی آداکیتی با نسبت Str/Y متوسط ۱۸- دگر نهدی گوشته و ذوب ۱۹- جدایش فشار بالا (گارنت) ۲۰- ورقه فرورانده شده ۲۱- گدازه‌ی آداکیتی اولیه‌ی (ذوب ورقه) ۲۲- مذاب اولیه‌ی آندزیت‌های معمول.

شکل ۱۳ الگوی ژئودینامیکی تشکیل آداکیت‌ها از [۳۵].

بافت‌های غربالی و ادخال‌های شیشه‌ای، تیغه‌های برهم‌رشدی و ساختار منطقه‌ای در آن‌ها شده است. این شواهد همراه با نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آتشفشانی منطقه که به طور متوسط برابر ۰.۷۰۴۶ است، حاکی از آرایش ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه با مواد پوسته‌ای است. نمودارهای بهنجار شده‌ی سنگ‌های ماگمایی منطقه، غنی‌شدگی آن‌ها از LREE و LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE و HFSE را نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها که از ویژگی‌های روشن سنگ‌های کالکوالکال کمان‌های آتشفشانی هستند، همراه با شواهد دیگر ژئوشیمیایی بیانگر تظاهر ماگماتیسم آداکیتی در یک زون فرورانش حاشیه‌ی قاره است. ماگماتیسم یاد شده از نوع آداکیتی پرسیلیس و ناشی از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی دگرگون شده‌ی نئوژن سبزار در گستره‌ی پایداری گارنت در یک منطقه‌ی فرورانش حاشیه‌ی قاره با شیب به سوی شمال در پلیو- پلیستوسن بوده است.

مراجع

- [1] Bauman A., Spies O., Lensch G., *Strantium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan INE IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report*, Geo. Suv of Iran. Report no.51 (1983).
- [2] Spies O., Lensch G., Mihem A., *Chemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between sabzevar and Quchan/NE-IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, final report*, Geo. Suv of Iran. Report no.51 (1983).
- [۳] بهار فیروزی خ، ازدری ع، سیاری ع، "گزارش مطالعات اکتشاف چکشی محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (گزارش داخلی) (۱۳۷۷).
- [۴] قریب ف، "طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی - بررسی‌های دوسنچی در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور (گزارش داخلی) (۱۳۷۷).

قاره‌ای آن، وجود یک سنگ با خاستگاه اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از ورقه‌ی اقیانوسی فرورانده شده و بالاخره سرشت آداکیتی ماگماتیسم منطقه حکایت دارد. این نوع ماگماتیسم که از دیگر نقاط ایران نیز گزارش شده است (برای مثال [۱۹، ۴۲]) با ویژگی‌هایی نظیر غالب بودن مجموعه سنگی آندزیتی- داسیتی یا معادل درونی آن، جوان بودن ماگماتیسم (معمولاً نئوژن)، تمرکزهای خیلی بالای LREE، تمرکزهای خیلی پایین Y و HREE، و نسبت‌های Sr/Y ، Dy_n/Yb_n و La_n/Yb_n بالا [۱۹، ۴۸-۵۰] شناخته می‌شود.

برداشت

آتشفشان‌های نئوژن جنوب قوچان، بخش شمالی و جوان نوار آتشفشانی شمال افیولیت‌های سبزارند که با روند تقریباً شرقی- غربی و به موازات آن قرار دارند. این نوار احتمالاً ناشی از نابودی پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس حوضه‌ی سبزار در اواخر کرتاسه- پالئوسن در یک زون فرورانش حاشیه‌ی قاره با شیب به سوی شمال است. این زون نخست از نوع جزایر کمانی بوده، ولی با ادامه‌ی فرورانش و اتصال جزایر کمانی به لبه‌ی صفحه‌ی قاره‌ای، به یک زون فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای تبدیل شده است. گرچه این فرورانش از اوایل ائوسن آغاز شد، ولی به دلیل تداوم فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به درون گوشته و هضم آن، آخرین فرآورده‌های ماگمایی آن تا پلیو- پلیستوسن نیز فوران داشته‌اند. در گذر زمان و با تداوم فرورانش، جبهه‌ی ماگمایی از جنوب در مجاورت نوار افیولیتی و دگرگونی سبزار به سوی شمال در جنوب قوچان تغییر مکان داده و در نتیجه از افیولیت‌ها به طرف شمال، سن ماگماتیسم به ترتیب از ائوسن به پلیو- پلیستوسن کاهش یافته است. سنگ‌های آتشفشانی نئوژن از الیوین بازالت‌های میوسن زیرین و تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت و آذرآواری‌های پلیو- پلیستوسن با طبیعت کالکوالکال پتاسی و سرشت آداکیتی تشکیل شده‌اند. حضور برونیوم‌های مختلف از جمله گنیس‌های پوسته‌ی قاره‌ای تحتانی، سنگ‌های دگرگونی، سنگ‌های رسوبی و سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی قدیمی‌تر در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، باعث ایجاد عدم تعادل ترکیبی از جمله خوردگی‌های شیمیایی، گردش‌گی لبه‌های بلوری، تشکیل بلورهای اسکلتی،

- differentiation products using immobile elements"*, Chem. Geol, 20, (1977) 325-343.
- [16] Rogers J.J.W., Rayland P.C., "Trace elements in continental margin magmatism", Part I. Geol. Soc. Am. Bull, 91,(1980)196-198.
- [17] Rogers J.J.W., Suayah I.B., Edwards J.M., "Trace elements in continental margin magmatism", Part IV. Geol. Soc. Am. Bull, 95, (1984) 1437-1445.
- [18] Mclemore V.T., Munroe E.A., Heizler M.T., "Geochemistry of copper flat porphyry and associated deposits in the Hillsboro mining district, Sierra County, New Mexico, U.S.A", Sour. Geochem Explor 67(1999) 167-189.
- [19] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountain, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", Lithos, 106, (2008) 380-398.
- [20] Sun S.S., MC Donough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders, AD. And Norry , M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub, 42, (1989) 313-345.
- [21] Pearce J.A., "The role of sub- continental lithosphere magma genesis at destruction plate margin", In continental basalts and mantle Xenolites. (1983).
- [22] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochi. Cosmochim. Acta,38, (1974) 757-775.
- [23] Ayers J.C., Watson E.B., "Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutite in super critical fluids with implications for subduction zone geochemistry", Phil. Trans. R. Soc. London A, 335,(1991) 365-375.
- [24] Ionov D.A., Hofmann A.W., "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations", Earth. Planet. Sci. lett, 131, (1995) 341-356.
- [25] Brenan J.M., Shaw H.F., Reyerson F.J., Phinney D.L., "Mineral-aqueous Fluid partitioning of trace elements at 900 c and 2 Gpa: Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep [۵] فتاحی ا.، "پتروژنز، رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه، جنوب غرب قوچان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود(۱۳۸۲).
- [۶] قاسمی ح.، فتاحی ا.، "ماگماتیسم نئوژن در منطقه سرولایت، جنوب قوچان"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۳) ص ۲۹۲-۳۰۲.
- [7] Ghasemi H., *Petrology and geochemistry of Markooh Neogene Volcano, South Quchan, Northeast Iran*, International conference on continental volcanism IAVCEI2006. May 14-18, Guangzhou, China. (2006) p103.
- [۸] تنها ع.، قاسمی ح.، "پتروژنز گنبد‌های نیمه آتشفشانی شمال مشکان (جنوب قوچان)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، رشت(۱۳۸۷). ص ۳۸۵ تا ۳۹۰.
- [۹] قاسمی ح.، تنها ع.، صادقیان م.، خانعلی زاده ع.، "اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان"، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز (۱۳۸۷). ص ۵۸۴ تا ۵۸۸.
- [۱۰] تنها ع.، "پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد(مشکان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود(۱۳۸۸).
- [۱۱] نبوی م. "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور(۱۳۵۵).
- [12] Donaldson C.H., Henderson C.M.B., "A new interpretation of round embayments in quartz crystals", Min. Mag., 52(1988) 27-33.
- [13] Le Bas, Le maitre, streckeisen and zanettin., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-silica Diagrane", J.Petrol, 27, Part 3, 745-750(1986).
- [14] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth - Science Reviews 37,(1994) 215-224.
- [15] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their

- [35] Moyen J.F., "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature"", *Lithos*, (2009).
- [36] Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B., "Partial melting of subducting oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters* 121,(1994) 227–244.
- [37] Peacock S.M., Wang K., "Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan", *Science* 286,(1999) 937–939.
- [38] Atherton M.P., Petford N., "Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust", *Nature* 362, (1993) 144– 146.
- [39] Rollinson H.R., Tarney J., "Adakites- The key to understanding LILE depletion in granulites", *Lithos* 79(2005) 61-81.
- [40] Sajona F.G., Maury R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotten J., "Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines)", *Lithos* 54,(2000) 173–206.
- [41] Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R., "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust", *Nature* 41à, (2001) 197–200.
- [42] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences* 30, (2007) 433–447.
- [43] 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,(2007) 891–931.
- [44] 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.
- [۴۵] صالحی نژاد ح.، صادقیان م.، قاسمی ح.، "ماگماتیسزم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه، فردوسی مشهد، (۱۳۸۶).
- [46] Xu W.-L., Wang Q.-H., Wang D.-Y., Guo J.-H., Pei F.-P., "Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou–Suzhou area, eastern China: evidence for partial melting of delaminated lower continental crustal fluids", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, (1995) 3331-3350.
- [26] Stalder R., Foley S.F., Brey G.P., Horn I., "Mineral – aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 c and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet , clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, (1998) 1781-1801.
- [27] Ayers J.C., "Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones", *Conti. Mineral. Petrol*, 132, (1998) 390-404.
- [28] Keppler H., "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids", *Nature*, 380,(1996) 237-240.
- [29] Tatsumi y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., "Chemical Characteristics of fluid plase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks", *J.Volcanol. Geotherm. Res*, 29,(1986) 293-310.
- [30] Juteau T., Maury R., "Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogenes" Masson, paris,(1997) 367pp.
- [31] Petrone CM., Francalanci L., Ferrari L., Schaaf P., Conticelli S., "The San Pedro–Cerro Grande Volcanic Complex (Nayarit, Mexico): inferences on volcanology and magma evolution ", In: Siebe C, Aguirre-Di`az G, Maci`as JL (eds) Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective form Mexico. *Geol Soc Am Sp Paper*, vol 402(03) (2006) pp 65–98
- [32] Martin H., Moyen J-F., "Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth", *Geology* 30 (4),(2002) 319–322.
- [33] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., "An overview of adakite, tonalite – trondjemite – granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", *Lithos*, 79,(2005) 1-24.
- [34] Stern C.R., Kilian R., "Ro`le of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone", *Contrib. Mineral. Petrol.* 123,(1996) 263–281.

comparisons", Journal of Geophysical Research 95, (1990) 21503–21521.

[50] Yongfeng Gao, Zengqian Hou, Balz S. Kamber, Ruihua Wei, Xiangjin Meng, Rongsheng Zhao., "Adakitic-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism", Contrib. Mineral. Petrol., 153: (2007) 105-120.

[50] Thrope R.S. (ed): Andesites: Orogenic andesites and related rocks. John Wiley and Sons. 1982.

crust", Journal of Asian Earth Sciences 27,(2006) 230–240.

[47] Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S., "Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa", Chemical Geology 160, (2006) 335–356.

[48] Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", Nature 347, (1990) 662–665.

[49] Drummond M.S., Defant M.J., "A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crystal growth via slab melting: Archean to modern