

بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین محدوده معدنی - اکتشافی ماهور، باختر ده‌سلم، با نگرشی بر جایگاه تکتونوماگمایی لوت

سیمیندخت یونسی^{۱*}، محمدرضا حسین‌زاده^۲، محسن مؤید^۳ و عباس مقصودی^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۴ استادیار، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۱/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۱۰

چکیده

محدوده مورد مطالعه در مرکز ناحیه لوت و جنوبی‌ترین بخش نوار آتشفشانی - نفوذی ائوسن - الیگوسن لوت قرار گرفته است. سنگ‌های آذرین اصلی رخنمون یافته در این محدوده شامل واحدهای وسیع و ستبر آتشفشانی (آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت) و آتشفشانی - نیمه آتشفشانی (داسیت - ریوداسیت) با توف‌های وابسته به سن ائوسن میانی و ائوسن - الیگوسن است که استوک و دایک‌های میکرودیوریتی با ترکیبی از گابرودیوریت تا کوارتز دیوریت به سن الیگوسن در آنها نفوذ کرده‌اند. بافت چیره در این سنگ‌ها پورفیریتیک و شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و کمی بیوتیت و کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن، روتیل و کانی‌های کدر است. این سنگ‌ها با سرشت بیشتر کالک‌آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی، از نوع I و متاآلومینوس هستند و با غنی‌شدگی LILE و LREE و همچنین Th نسبت به HFSE، تهی‌شدگی از Nb، Ti و Ta و تهی‌شدگی کم در HREE و Y مشخص می‌شوند که این ویژگی‌ها افزون بر موقعیت زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای، در همه سنگ‌های کالک‌آلکانل پس‌برخوردی نیز دیده می‌شوند. با وجود مقادیر پایین Nb/U، Nb/La و Ce/Pb، مقدار Sm/Yb (۲/۱-۱/۶) نشانگر آرایش کم ماگما با پوسته به نسبت نازک بوده که در توافق با ستبرای کم پوسته در این منطقه (۳۸-۳۶ km) است. بر پایه ژئوشیمی عناصر کمیاب و REE، عامل اصلی فعالیت ماگمایی در ماهور ذوب بخشی گوشته سنگ‌گرای متاسوماتیسم شده (شیبه E-MORB) با ترکیب اسپینل - لرزولیت دارای کمی گارنت و با حضور فلوگوپیت است که بر پایه مجموعه درشت‌بلورها، الگوی REE با بی‌هنجاری منفی Eu (Eu/Eu* = ۰/۶۳ - ۰/۹) و همچنین کالیبراسیون La/Yb نسبت به ستبرای پوسته، تحت تبلور به نسبت خشک در اتاقک ماگمایی کم‌ژرفا (<۴۰ Km) بوده است. بافت‌های غیرتعادلی، الگوی چندعنصری و REE و بررسی مقدار Y و K₂O/Na₂O در سنگ‌های آذرین ماهور نشان می‌دهد که افزون بر تفریق، آرایش و آمیختگی با ماگمای اسیدی پوسته زیرین آمفیبولیتی به علت گرمای ماگمای گوشته‌ای و همچنین فرایند AFC در تکامل ماگما نقش مهمی داشته‌اند. نمودار La در برابر La/Sm ذوب بخشی و مقادیر Nb/Ta=۱۰-۱۳/۳ نقش پوسته زیرین را در تکامل ماگما نشان می‌دهد. حضور هورنبلند بیش از بیوتیت، منشأ گوشته - پوسته، مقدار Ce، Ba، Rb، Sr، Rb/Zr و نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی و شواهد زمین‌شناسی ناحیه‌ای از جمله سن بسته شدن اقیانوس نوتتیس، ناین - بافت و سیستان و قطع آمیزه‌های افیولیتی توسط گدازه‌های ائوسن در اطراف بیرجند، بیانگر تشکیل فعالیت ماگمایی ترشیری محدوده ماهور و همچنین لوت در موقعیت زمین‌ساختی پس از برخورد است. ماهیت کالک‌آلکانل و اثر ژئوشیمیایی فرورانش در این سنگ‌ها به منشأ گوشته متاسوماتیزه به ارث رسیده از فرورانش کم‌شیب صفحه عربی به زیر صفحه ایران مرکزی در مزوزویک (فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس) مربوط است. سازوکار احتمالی برای این فعالیت ماگمایی، کناره‌گیری صفحه فرورانش یافته و فرونشست کششی پس از کوهزایی است که فعالیت گسل‌های امتدادلغز و برشی نهبندان و نایبند و همچنین ستبرای پوسته در چگونگی جایگیری آن نقش مهمی داشته است. دگرسانی گرمایی سنگ‌های آذرین را تحت تأثیر قرار داده و کانه‌زایی روی و مس به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و پرکننده فضای بین برشی در پهنه خردشده گسلی و بیشتر در واحد داسیت - ریوداسیتی صورت گرفته است.

کلیدواژه‌ها: داسیت - ریوداسیت، عناصر کمیاب و REE، اسپینل لرزولیت، پس از برخورد، ماهور، لوت.

*نویسنده مسئول: سیمیندخت یونسی

E-mail: Sim_Younesi@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

دوم و اول نیز در آن نمایان است و نفوذی‌های کمی به سن دوران دوم و سوم نیز در آنها نفوذ کرده‌اند (Stöcklin et al., 1972). باتولیت شاه‌کوه و چهارفرسخ (آقناباتی، ۱۳۸۳) و گرانیب سرخ‌کوه (Tarkian et al., 1983) با منشأ گوشته‌ای نشانگر شروع فعالیت ماگمایی در لوت از ژوراسیک میانی هستند. فعالیت ماگمایی ترشیری لوت از پالئوسن تا ۴۸ میلیون سال پیش، منشأ پوسته‌ای داشته و فعالیت ماگمایی با منشأ گوشته‌ای با نبود ۲۰ میلیون سال، از ائوسن میانی (۴۶Ma) تا الیگوسن پایانی (۲۵Ma) فعال بوده (Pang et al., 2013) است و ماهیت مشابهی با فعالیت ماگمایی ارومیه - دختر و البرز - آذربایجان دارد (Berberian & King, 1981). بازالت‌های آلکانل به سن نوژن در لوت، به‌ویژه گسل‌های محدود کننده آن رخنمون دارند (امامی، ۱۳۷۹). مجموعه گسترده دگرگونی ده‌سلم که در بخش مرکزی بلوک لوت (خاور ده‌سلم) رخنمون دارد، احتمالاً نشانگر بالادزگی از بخش سخت شده پی است (Stöcklin et al., 1972).

محدوده معدنی - اکتشافی مس و روی ماهور در جنوب باختری استان خراسان جنوبی، در فاصله ۱۲۵ کیلومتری جنوب باختر شهر نهبندان و ۳۵ کیلومتری باختر روستای ده‌سلم جای گرفته است (شکل ۱- الف). این محدوده از دید ساختاری در مرکز بلوک لوت، خاوری‌ترین بخش خرد قاره ایران مرکزی (آقناباتی، ۱۳۸۳)، در جنوبی‌ترین بخش نوار آتشفشانی - نفوذی لوت و شمال افتادگی لوت قرار دارد (شکل ۱- ب). بلوک لوت با ۹۰۰ کیلومتر درازا و پهنای حدود ۲۰۰ کیلومتر میان دو گسل شمالی - جنوبی راست‌لغز نهبندان (مرز خاوری) و نایبند (مرز باختری) جای گرفته است. مرز شمالی آن به گسل درونه و مرز جنوبی به فروافتادگی جازموریان نسبت داده شده که با توجه به یافته‌های نوین، فرونشست جازموریان و کوه‌های بزماز آن حذف شده‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۳). این بلوک به‌طور چیره از سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم با ترکیب آندزیتی و داسیتی و نهشته‌های قاره‌ای نوژن پوشیده شده و ردیف ناقصی از رسوبات دوران

که در بخش زیادی از محدوده مورد بررسی رخنمون دارند و شامل گدازه‌هایی از جنس داسیت- ریوداسیت با بافت پورفیریتیک هستند که در بیشتر موارد ماهیت توفی و خرد شده برشی دارند و گاه آندزیت نیز به تناوب در میان آنها دیده می‌شود (واحد^د E). گفتنی است، گرانروی بالای ماگماهای اسیدی به علت محتوای سیلیس بالا سبب بالا آمدن آهسته این ماگماها می‌شود و انفجار آنها طی رژیم‌های کششی و گسترش ساختاری پوسته قاره‌ای ممکن است. این واحد به روشنی واحدهای یاد شده را قطع کرده و بنابراین، از این واحدها جوان‌تر است و بر پایه واحدهای معادل آن در دیگر جاهای لوت سن ائوسن پایانی- الیگوسن برای آن در نظر گرفته می‌شود. کلاهک‌های شسته شده و توده‌هایی از اکسیدهای آهن (بیشتر گوتیت و ژاروسیت) در بخش‌های بالایی این واحد حضور دارند. واحد یاد شده که به شدت خرد شده و گسلیده است، دچار دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک متوسط و پیشرفته، سریستی، تورمالینی و پروپلیتیک شده و میزبان اصلی کانه‌زایی روی و مس مهور است. تورمالینی شدن طی این بررسی شناسایی شده و بیشتر همراه دگرسانی سریستی است. کانه‌سازی به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و پرکننده فضای میان قطعات برشی تشکیل شده و در متن سنگ پیریت افشان دیده می‌شود؛ ۵) واحد نیمه نفوذی (g^d) از جنس دیوریت و به رنگ خاکستری روشن که تنها در سطح هوازده به دلیل مقدار کمی دگرسانی آرژیلیک برونزاد و اکسید آهن به رنگ زرد و گاه قهوه‌ای دیده می‌شود، به صورت برجستگی کوچکی در باختر محدوده مورد بررسی رخنمون دارد و دایک‌هایی از آن با روند شمال، شمال باختر- جنوب، جنوب خاور در غرب و جنوب باختر محدوده و در برخی از ترانسه‌ها دیده می‌شود. فرسایش پوست پیازی در قله استوک و حضور آنکلاوهای تیره بسیار در آن از ویژگی‌های استوک است (شکل‌های ۳- الف و ب). این واحد اولین بار در سال ۱۳۹۱ توسط شرکت تحقیق و گسترش صنایع معدنی پارس کانی در محدوده گزارش و سن ائوسن به آن نسبت داده شده است. با توجه به نفوذ این استوک و دایک‌ها در سنگ‌های آندزیتی و داسیت- ریوداسیتی محدوده، سن پس از ائوسن- الیگوسن برای آن در نظر گرفته می‌شود. (Miri Beydokhti et al. (2015) با سن سنجی به روش U-Pb سن الیگوسن زیرین (۳۱/۸۸±۰/۲ Ma) را برای آن تعیین کرده‌اند؛ ۶) دایک‌های بازیک که بیرون از محدوده مورد بررسی با روند شمال باختر- جنوب خاور دیده می‌شوند و واحدهای یاد شده را قطع می‌کنند؛ ۷) واحدهای کواترنری به صورت رسوبات جوان (Q)، رسوبات مسیل رودخانه‌ها (Q^{al})، واریزه‌های داسیتی (Q^{disc}) و کفه‌های نمکی (Qst) بخش‌های دیگر محدوده را می‌پوشانند.

در این پژوهش، پردازش داده‌های ماهواره‌ای ETM و مشاهدات صحرائی، نشان می‌دهد سامانه‌های گسلی (به ویژه سامانه‌های گسل با روند شمال، شمال خاور- جنوب، جنوب باختر و با روند شمال باختر- جنوب خاور)، به خوبی در محدوده گسترش یافته‌اند (شکل ۱- ج). بررسی خش لغزها روی صفحه گسلی نشان می‌دهد که گسل‌های با روند شمال، شمال خاور- جنوب، جنوب باختر امتداد لغز راست‌گرد هستند (شکل ۲- ج). میکاماهی و سایه‌های کرنش (Strain shadow) از جمله ساخت‌ها و بافت‌های پهنه‌های برشی است (قاسمی، ۱۳۸۷) که در سنگ میزبان گسلیده کانه‌زایی مهور دیده می‌شود (شکل ۲- د). انطباق رگه اصلی کانه‌سازی بر زون خرد شده گسلی با روند تقریباً شمالی- جنوبی (شکل ۱- ج) نشان می‌دهد این گسل‌ها کنترل کننده پهنه‌های برشی و کانه‌زایی بوده‌اند. کانه‌زایی توسط گسل‌های با روند شمال باختر- جنوب خاور قطع شده است.

۳-۱. سنگ‌نگاری واحدهای آذرین

– **سنگ‌های آذر آواری:** بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، واحد توف آندزیتی بیشتر لیتیک توف است. قطعات لیتیک با اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر تا ۵ سانتی‌متر، اصلی‌ترین جزو سازنده آنها و از جنس آندزیت با درشت‌بلورهای بیشتر پلاژیو کلاز در خمیره میکروولیتیک تا شیشه‌ای هستند. افزون بر لیتیک‌ها، درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز

بررسی سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد بررسی بر پایه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم و داده‌های XRF، توسط اسفرم و همکاران (۱۳۹۱) انجام و ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و موقعیت زمین‌ساختی کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای (فرورانش فعال) برای آنها تعیین شده است. بر پایه گزارش و نقشه ۱:۱۰۰۰ تهیه شده توسط شرکت تحقیق و گسترش صنایع معدنی پارس کانی (۱۳۹۱)، کانسار مهور در حاشیه خاوری و باختری دایک داسیتی تشکیل شده است. میری بیدختی و همکاران (۱۳۹۲ و ۱۳۹۳) و (Miri Beydokhti et al. (2015) تهیه نقشه ۱:۵۰۰۰ و در نظر گرفتن واحد داسیت- ریوداسیتی به عنوان مونزونیت پورفیری، کانه‌زایی را از نوع پورفیری معرفی کرده و با تعیین نوع I، سرشت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و موقعیت زمین‌ساختی کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای برای سنگ‌های گرانیتویدی مهور، آن را شاهد دیگری بر فرورانش بلوک افغان به زیر لوت دانسته‌اند. میرزایی راینی و همکاران (۱۳۹۱)، کانه‌سازی مهور را رگه‌ای و سنگ میزبان آن را دایک آپلیتی- گرانوفیری معرفی کرده‌اند. با توجه به اختلاف نظر در مورد سنگ میزبان کانه‌سازی مهور، وجود شواهدی مغایر با فعالیت ماگمایی ترشیری حاشیه فعال قاره‌ای در لوت و از سویی اهمیت نوع سنگ میزبان کانی‌سازی و موقعیت زمین‌ساختی در تعیین ژنز کانسار و اهداف اکتشافی آتی در منطقه، در این بررسی با تهیه و تصحیح نقشه ۱:۱۰۰۰، به سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین محدوده مهور با نگرشی بر موقعیت تکنونوماگمایی ترشیری در لوت پرداخته می‌شود.

۲- روش پژوهش

در این پژوهش، طی انجام عملیات صحرائی از واحدهای مختلف رخنمون یافته و از گمانه‌ها نمونه برداری تصادفی و سیستماتیک انجام شد. سپس ۱۰۰ عدد مقطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفت. تهیه و تصحیح نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰ با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای World View2 و ETM، مشاهدات صحرائی و مطالعه مقاطع نازک انجام شد. برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی (بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین منطقه) ۱۴ نمونه از نمونه‌های با کمترین دگرسانی به روش ICP- FUS و FUS-MS توسط آزمایشگاه Actlabs کانادا تجزیه شد (جدول ۱).

۳- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده مهور (شکل ۱- ج)، سنگ‌های کهن‌تر از سنوزویک وجود ندارد و واحدهای سنگ‌چینه‌نگاری رخنمون یافته از قدیم به جدید عبارتند از ۱) مجموعه رسوبی شامل سنگ آهک، مارن، ماسه سنگ که با گسترش بسیار محدود در شمال منطقه برونزاد دارد و در مقایسه با واحدهای معادل در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم (تلفیق از سهندی، ۱۳۷۱) سن پس از کرتاسه و پیش از ائوسن میانی را می‌توان به آن نسبت داد. این واحد که پیش از این گزارش نشده، دگرسان است و گاه در متن سنگ کانی‌های کدر به صورت افشان (پیریت) و رگه- رگچه‌ای (اسفالریت- گالن) دیده می‌شود؛ ۲) واحد توف آندزیتی (E^{mf}) که به صورت قطعاتی در محدوده مورد بررسی پراکنده بوده و معادل واحد آندزیتی ائوسن میانی در نظر گرفته شده‌اند و بر پایه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم کهن‌تر از واحد آندزیتی هستند؛ ۳) واحد آتشفشانی آندزیتی تا آندزیت بازالتی (واحد^م E) که بر پایه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم (تلفیق از سهندی، ۱۳۷۱) به ائوسن میانی نسبت داده شده، به صورت گدازه و به رنگ خاکستری تیره تا سیاه بیشتر در بخش جنوب باختر و باختری محدوده مورد بررسی رخنمون دارد و بیشتر دچار دگرسانی پروپلیتیک به‌ویژه در نزدیکی توده نیمه‌نفوذی شده است؛ ۴) سنگ‌های آتشفشانی- نیمه آتشفشانی به رنگ خاکستری روشن و با روند مشخص شمال، شمال خاور- جنوب، جنوب باختر

گاه رشد همزمان کوارتز و فلدسپار در انتهای فلدسپارهای اسفرولیتی دیده می‌شود. درشت‌بلورها (۳۰ تا ۴۰ درصد) شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز به عنوان کانی‌های اصلی و آمفیبول و کمی بیوتیت به عنوان کانی‌های مافیک هستند. در موارد کمی پیروکسن نیز در داسیت‌ها دیده می‌شود. آپاتیت سوزنی، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر نیز به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند (شکل‌های ۵-الف و ب). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد) شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر و در مواردی مگاکریست از دید خواص نوری بیشتر ترکیب الیگوکلاز-آندزین تا آندزین دارند و ماکل پلی‌سنتیک و گاه بافت گلومروپورفیریتیک نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم (۲ تا ۷ درصد) با حاشیه دگرسان در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بیشتر در متن خمیره تشکیل شده است (۲۰ تا ۳۵ درصد) و درشت‌بلورهای آن (۰ تا ۵ درصد) بیشتر حواشی با خوردگی خلیجی شکل نشان می‌دهند و یا دارای حاشیه رشد دوباره فلدسپار پتاسیم هستند (شکل ۵-ج). بیوتیت‌ها به مقدار کمتر از ۳ درصد حضور دارند که بیشتر به سرسیت-مسکوویت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-د). هورنبلندها (۱ تا ۱۰ درصد) با حاشیه اپاسیتی دیده می‌شوند و بیشتر کلریتی (پنین) و در برخی موارد اکتینولیتی شده‌اند (شکل‌های ۵-الف و ه). وجود هورنبلند و بیوتیت در داسیت نشانگر تبلور داسیت در فشار بخار آب است (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۸). خمیره و درشت‌بلورها بیشتر به سیلیس، کانی‌های رسی، سرسیت، کربنات، کلریت، اپیدوت و در مواردی تورمالین (به شکل منشوری و خورشیدی) دگرسان شده‌اند (شکل ۵-ی).

واحد میکرودیوریتی: مطالعه میکروسکوپی واحد نیمه‌نفوذی طیف ترکیبی از گابرویدیوریت تا کوارتزیدیوریت برای آن نشان می‌دهد. بافت‌های دیده شده در این واحد، پورفیریک با خمیره ریزبلور (شامل پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر آمفیبول و پیروکسن) و گاه میکرولیتی و در برخی جاها ساب‌افیتیک بوده و دارای زینولیت همزاد است. درشت‌بلورهای تشکیل‌دهنده سنگ (۴۰ تا ۷۰ درصد) به طور چیره شامل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۵۵ درصد)، کلینوپروکسن (حدود ۳ تا ۱۵ درصد) و آمفیبول (۱ تا ۱۰ درصد) هستند. کوارتز به عنوان کانی فرعی (تا ۵ درصد در کوارتزیدیوریت) به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در خمیره و فضای میان بلورها وجود دارد. در برخی از نمونه‌ها فلدسپار پتاسیم نیز به مقدار کم در خمیره دیده می‌شود. کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه تا ۲/۵ میلی‌متر، دارای ماکل پلی‌سنتیک و بر پایه ویژگی‌های نوری الیگوکلاز-آندزین هستند. پلاژیوکلازها بافت گلومروپورفیری، منطقه‌بندی (زونینگ نوسانی) و بافت غربالی دارند و برخی از آنها دارای حاشیه رشد دوباره از جنس فلدسپار پتاسیم هستند (شکل‌های ۶-الف و ب). درشت‌بلورهای پیروکسن به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با ماکل دوقلو و از دید ویژگی‌های نوری بیشتر از نوع کلینوپروکسن (اوژیت) هستند، گاه ماکل دوقلو نشان می‌دهند و در مواردی اورالیتی و یا به کلریت تبدیل شده‌اند. پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها گاه بافت گلومروپورفیری نشان می‌دهند. آمفیبول (ستونی و گاه هورنبلند با حاشیه سوخته) به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در آندزیت‌ها حضور دارد. درشت‌بلورها و خمیره در برخی جاها به مجموعه‌ای از کلریت، اپیدوت، کربنات، کلینوزویزیت و به مقدار کمتر کانی‌های رسی، سرسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند؛ به طوری که در مواردی آمفیبول‌ها را تنها می‌توان از روی شکل خارجی تشخیص داد (شکل‌های ۴-الف، ب و ج). در این واحد تراکی آندزیت نیز دیده می‌شود که شامل حدود ۲ درصد درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کلینوپروکسن و آمفیبول در زمینه‌ای از تیغک‌های فلدسپار پتاسیم (به احتمال ساندین) با بافت تراکیتی است. درشت‌بلورها بافت گلومروپورفیریک نیز نشان می‌دهند. افزون بر پیریت افشان، رگچه‌های کوارتز، کربنات و سرسیت دارای کانی‌های کدر نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۵-د). فاز کومولایی گابرو شامل تجمع کانی‌های مافیک درشت‌بلور (پیروکسن ماکل‌دار و پلاژیوکلاز) با بافت گرانولار، در متن برخی از نمونه‌ها به صورت اتولیت وجود دارد (شکل ۵-ی).

واحد آتشفشانی - نیمه آتشفشانی: این واحد به سن ائوسن-الیگوسن از دید میکروسکوپی دارای ترکیب داسیت-ریوداسیت و بافت پورفیریتیک با خمیره شیشه‌ای تا میکروگرانولر است. خمیره بیشتر شامل فلدسپار پتاسیم و کوارتز است که با به صورت اولیه و ریزدانه تشکیل شده‌اند و یا حاصل تبلور دوباره خمیره شیشه‌ای با بافت فلسیتی، دانه‌برفی (Snowflake) و اسفرولیتی هستند. در نمونه‌های ریوداسیتی

(الیگوکلاز-آندزین) و فلدسپار پتاسیم (حدود ۱۲ درصد)، کوارتز (بیشینه تا ۵ درصد) و کانی‌های مافیک (آمفیبول) نیز دیده می‌شوند که بیشتر در خمیره نهان‌بلورین تا شیشه‌ای (بیشتر تبلور دوباره یافته) قرار گرفته‌اند. در برخی از نمونه‌ها، خمیره و درشت‌بلورها به کانی‌های رسی، سرسیت، کلریت، کربنات، کلینوزویزیت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند و پیریت افشان نیز وجود دارد (شکل ۳-الف).

توف‌های داسیتی و ریوداسیتی که در واحد اسیدی ائوسن-الیگوسن به فراوانی دیده می‌شوند و در بیشتر موارد به شدت دگرسان شده‌اند، بیشتر شامل لیتیک‌توف و ویتریک کریستال‌توف و گاه لاپیلی هستند. قطعات لیتیک از جنس داسیت با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز در زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای (بیشتر تبلور دوباره یافته) و در مواردی تنها شامل شیشه تبلور دوباره یافته و رشد اسفرولیتی فلدسپار پتاسیم هستند. قطعات لیتیک از جنس شستی نیز وجود دارد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کمتر آمفیبول و میکا (بیوتیت)ی سرسیتی و مسکوویت شده نیز افزون بر لیتیک‌ها دیده می‌شوند که بیشتر در خمیره شیشه‌ای تبلور دوباره یافته قرار دارند. جریان‌های شیشه (glass shard) نیز دیده می‌شود. (شکل‌های ۳-ب و ج).

واحد آتشفشانی: واحد آندزیتی بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت و گاه تراکی آندزیت با بافت پورفیریتیک با خمیره ریزدانه و یا میکرولیتیک تا شیشه‌ای دارد. درشت‌بلورها (۳۵ تا ۵۰ درصد) به طور چیره شامل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد)، کلینوپروکسن (۵ تا ۲۰ درصد) و آمفیبول (۱ تا ۱۰ درصد) هستند. روتیل و آپاتیت سوزنی، به عنوان فاز فرعی حضور دارند. پیریت حدود ۲ تا ۱۵ درصد در متن سنگ پراکنده است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک، به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با اندازه‌های متوسط و درشت (کمتر از ۱ تا ۴ میلی‌متر) هستند و از دید ویژگی‌های نوری ترکیب الیگوکلاز-آندزین دارند. بافت‌های غیرتعدالی شامل منطقه‌بندی (زونینگ نوسانی)، بافت غربالی، خوردگی خلیجی و حاشیه رشد دوباره از جنس فلدسپار پتاسیم در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند که می‌توانند نشانگر آمیختگی ماگمایی در مخزن ماگما، کاهش فشار لیتواستاتیک یا افزایش فشار بخار آب بر اثر بالآمدگی ماگما (Nelson & Montana, 1992) و یا متاسوماتیسم پتاسیک باشند. درشت‌بلورهای پیروکسن که از دید ویژگی‌های نوری بیشتر از نوع کلینوپروکسن (اوژیت) هستند، گاه ماکل دوقلو نشان می‌دهند و در مواردی اورالیتی و یا به کلریت تبدیل شده‌اند. پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها گاه بافت گلومروپورفیری نشان می‌دهند. آمفیبول (ستونی و گاه هورنبلند با حاشیه سوخته) به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در آندزیت‌ها حضور دارد. درشت‌بلورها و خمیره در برخی جاها به مجموعه‌ای از کلریت، اپیدوت، کربنات، کلینوزویزیت و به مقدار کمتر کانی‌های رسی، سرسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند؛ به طوری که در مواردی آمفیبول‌ها را تنها می‌توان از روی شکل خارجی تشخیص داد (شکل‌های ۴-الف، ب و ج). در این واحد تراکی آندزیت نیز دیده می‌شود که شامل حدود ۲ درصد درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کلینوپروکسن و آمفیبول در زمینه‌ای از تیغک‌های فلدسپار پتاسیم (به احتمال ساندین) با بافت تراکیتی است. درشت‌بلورها بافت گلومروپورفیریک نیز نشان می‌دهند. افزون بر پیریت افشان، رگچه‌های کوارتز، کربنات و سرسیت دارای کانی‌های کدر نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۵-د). فاز کومولایی گابرو شامل تجمع کانی‌های مافیک درشت‌بلور (پیروکسن ماکل‌دار و پلاژیوکلاز) با بافت گرانولار، در متن برخی از نمونه‌ها به صورت اتولیت وجود دارد (شکل ۵-ی).

واحد آتشفشانی - نیمه آتشفشانی: این واحد به سن ائوسن-الیگوسن از دید میکروسکوپی دارای ترکیب داسیت-ریوداسیت و بافت پورفیریتیک با خمیره شیشه‌ای تا میکروگرانولر است. خمیره بیشتر شامل فلدسپار پتاسیم و کوارتز است که با به صورت اولیه و ریزدانه تشکیل شده‌اند و یا حاصل تبلور دوباره خمیره شیشه‌ای با بافت فلسیتی، دانه‌برفی (Snowflake) و اسفرولیتی هستند. در نمونه‌های ریوداسیتی

۳-۲. ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه ماهور

که گرانیتوئیدها در آن نفوذ کرده‌اند (Frost et al., 2001). اثر ژئوشیمیایی فرورانش و الگوی چندعنصری و REE دیده شده در سنگ‌های آذرین محدوده ماهور ویژگی‌هایی هستند که افزون بر موقعیت حاشیه فعال قاره‌ای در موقعیت پس از برخورد نیز دیده می‌شوند. سنگ‌های کالک آلکان تشکیل شده در موقعیت پس‌برخوردی با غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE و نبود تهی‌شدگی در HREE و Y مشخص می‌شوند (Harris et al., 1994). مشخصه غنی‌شدگی نسبی از LILE (بی‌هنجاری مثبت عناصر K, Ba, Rb, Sr) و LREE، همراه با تهی‌شدگی از Nb, Ta, Ti (اثر فرورانش) به گوشته متاسوماتیز شده از مؤلفه فرورانش در موقعیت فرورانش فعال نسبت داده شده است (Gill, 1981) و در موقعیت پس از برخورد طبق Aldanmaz et al. (2000) با دو احتمال توضیح داده می‌شود: (۱) منشأ ماگما از این عناصر غنی بوده (گوشته متاسوماتیز شده از مؤلفه فرورانش به ارث رسیده از رویدادهای پیشین)؛ (۲) آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای (هضم پوسته توسط ماگمای مافیک طی فرایندهای MASH (ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدگی در مرز گوشته- پوسته) و AFC (هضم و تبلور تفریقی طی بالآمدگی در پوسته بالایی).

۳-۳. سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین ماهور

– منشأ ماگما (گوشته آلوده یا آرایش پوسته‌ای): غنی‌شدگی بالا از عناصری مانند K, Ba, Rb, Pb و Th بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی بوده و به عنوان تسلط پوسته‌ای از آن یاد شده است (Harris et al., 1983). بررسی نسبت Nb/La, Nb/U و Ce/Pb که نسبت به آرایش پوسته‌ای حساس هستند (Hofmann et al., 1986; Furman, 2007) در سنگ‌های آذرین محدوده ماهور به ترتیب برابر $0.57 < Nb/U = 4.4$ ، $3.7 = Ce/Pb$ و $7.4 < Nb/U = 5.0$ ، $0.39 = Nb/La$ (Rudnick & Gao, 2004) و گوشته $Ce/Pb = 2.5 \pm 0.5$ ، $Nb/U = 5.0$ ، $0.13 = Nb/La$ (Hofmann et al., 1986; Sun & McDonough, 1989) آلودگی پوسته‌ای نشان می‌دهند. از سوی دیگر، مقادیر کم Sm/Yb ($1/6$ تا $2/1$) نشانگر هضم کم پوسته بالایی در پوسته به نسبت نازک است (Kay & Mpodozis, 2001) که با ستبرای کم پوسته در این منطقه (۳۶ تا ۳۸ کیلومتر؛ Jimenez-Munt et al., 2012) همخوانی دارد. نسبت Th/U نیز در انواع نمونه‌های مافیک تا اسیدی منطقه میان ۴ تا ۴/۵۴ (بدون داشتن روند افزایشی با افزایش مقدار SiO_2) و بالاتر از پوسته بالایی (Rudnick & Gao, 2004) $Th/U = 3.8$ است که برای Th منشأی غیر از آرایش پوسته بالایی نیز پیشنهاد می‌کند. وجود ترکیب‌های مافیک‌تر از کوارتز دیوریت و آندزیت (گابرو دیوریت، دیوریت و آندزیت بازالتی با $MgO > 3\% wt$) با ویژگی اثر فرورانش در ماهور، نشان می‌دهد که آلودگی پوسته‌ای طی بالآمدگی ماگمای مافیک گوشته‌ای نمی‌تواند عامل اصلی غنی‌شدگی سنگ‌های آذرین ماهور از LILE و Th باشد. بررسی نمونه‌ها در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) نشان می‌دهد که نمونه‌های مافیک تا حدواسط با $MgO > 3\% wt$ نیز همانند نمونه‌های با MgO کمتر و سیلیس بالاتر، نسبت‌های بالایی از Th/Yb نسبت به گوشته دارند، به مقدار یکسان از آرایش گوشته‌ای منحرف شده‌اند و روند تقریباً نیمه‌موازی با آن دارند که به باور Aldanmaz et al. (2000) بیشتر بازتابی از فرایندهای تبلور تفریقی، ذوب بخشی و AFC طی بالآمدگی ماگمای مشتق از گوشته دارای مؤلفه فرورانش است (شکل ۹). ویژگی Ba/Nb بالا با مقادیر Ba, Rb/Nb بالا در سنگ‌های منطقه نیز به علت حمل انتخابی LILE توسط سیال فرورانش، نشان‌دهنده محیط متأثر از مؤلفه فرورانش است (Saunders et al., 1980; Pearce, 1983). در نمونه‌های آذرین ماهور، نسبت $Nb/Ta = 1.3/3 - 3.8/3$ و $Th/La = 0.3/3 - 0.7/3$ است که بر پایه Stolz et al. (1996) مقادیر $Nb/Ta > 1$ و بر پایه Plank (2005) نسبت $Th/La \leq 0.2$ بیانگر آلودگی منشأ گوشته با سیال‌های جریان یافته از صفحه فرورونده (slab) و مذاب حاصل از رسوبات فرورانش یافته است. بنابراین، ذوب گوشته متاسوماتیزه

– رده‌بندی: نمونه‌های آتشفشانی و آتشفشانی- نیمه آتشفشانی محدودده مورد بررسی با مقدار SiO_2 برابر ۵۴/۳۹ تا ۶۷/۹۶ درصد وزنی، بر پایه نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977) در محدوده آندزیت/ بازالت، آندزیت، داسیت و ریوداسیت و نمونه‌های نیمه‌نفوذی با SiO_2 برابر ۵۶/۰۳ تا ۶۱/۲۷ درصد وزنی، بر پایه نمودار نسبت کاتیونی R1-R2 (De la Roche et al., 1980) در محدوده دیوریت (از مرز گابرو دیوریت تا مرز توالیت) جای گرفته‌اند (شکل‌های ۷- الف و ب). بر پایه نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce, 1982)، سری ماگمایی نمونه‌های آذرین ماهور کالک آلکان تا شوشونیتی است و در نمودار K_2O-SiO_2 (Pecceirillo & Taylor, 1976) بیشتر سرشت کالک آلکان پتاسیم بالا نشان می‌دهند (شکل‌های ۷- ج و د). آلکالی بالا و پتاسیک بودن که با افزایش SiO_2 نسبت K_2O/Na_2O افزایش می‌یابد، $CaO > (FeO+MgO)$ ، $CaO = 1.12 - 1.18$ ، $Al_2O_3 = 13.34 - 16.67\%$ و $P_2O_5 = 0.18 - 0.45\%$ از ویژگی‌های این سنگ‌هاست. بررسی شاخص اشباع از آلومین این نمونه‌ها بر پایه نمودار $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ در برابر $A/CNK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ (Shand, 1943) و همچنین میزان P_2O_5 و همبستگی منفی آن با مقدار SiO_2 که از معیارهای بنیادین در تشخیص گرانیتوئیدهای نوع I از نوع S است (Chappell & White, 2001)، نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی ماهور متاآلومینوس و از نوع I هستند (شکل ۷- ی). با توجه به مقدار P_2O_5 ، جانمایی ۲ نمونه داسیت- ریوداسیتی در محدوده پراآلومینوس، متأثر از دگرسانی آنها و خروج عناصر Na, Ca و Sr طی آرزلی شدن است.

– الگوی عناصر خاکی کمیاب: الگوی REE بهنجار شده با کندریت بر پایه Boynton (1984) برای انواع سنگ‌های آذرین ماهور، غنی‌شدگی نسبی از LREE ($(La/Sm)_N = 2.5 - 5.5$ و $(La/Yb)_N = 5.3 - 12.77$) و تفریق نیافته از HREE و Y ($Gd/Yb = 1.48 - 2.05$ و $Sm/Yb = 1.6 - 2.1$) و $(Dy/Yb)_N = 1 - 1.23$ نشان می‌دهند که با افزایش محتوای SiO_2 تغییر چندان محسوسی در غلظت REE‌ها دیده نمی‌شود (شکل ۸- الف). همه سنگ‌های آذرین منطقه بی‌هنجاری منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.63 - 0.9$) نشان می‌دهند که با افزایش SiO_2 مقدار آن کاهش می‌یابد. بی‌هنجاری منفی Eu نشانگر جدایش فلدسپار از مذاب طی تفریق بلوری یا ذوب بخشی و یا فوگاسیته بالای اکسیژن طی تبلور تفریقی ماگماست (Rollinson, 1993).

– الگوی چندعنصری: در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه بر پایه Sun & McDonough (1989) انواع نمونه‌های آذرین محدوده ماهور بدون هیچ جدایشی، هم‌روند هستند و الگوی مشابهی نشان می‌دهند (شکل ۸- ب) که نشان‌دهنده نزدیکی ژنتیکی انواع سنگ‌ها و خاستگاه مشابه آنهاست؛ ولی در تضاد با مدل تفریق سنگ‌های اسیدی از ماگمای مافیک مادر است. این سنگ‌ها غنی‌شدگی در عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE)، عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و Th نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) همراه با تهی‌شدگی از عناصر Nb, Ta و Ti نشان می‌دهند که ویژگی شاخص ماگماهای موقعیت زمین‌ساختی حاشیه همگرا (کوهزایی) است (Saunders et al., 1980) و در سنگ‌های پوسته قاره‌ای بالایی نیز دیده می‌شود (Rudnick & Gao, 2003). نسبت Ba/La در سنگ‌های مناطق کوهزایی بیش از ۱۵ (Wood, 1980) و در کمان‌های آتشفشانی (بالاتر از ۴۵۰) بیش از مناطق کششی و پشت کمان است (Macdonald et al., 2001). در ماهور این نسبت در بیشتر موارد بالای ۱۵ ولی بسیار کمتر از کمان آتشفشانی است. ثابت شده است که مشخصه ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها نباید به سادگی برای تعیین رژیم زمین‌ساختی استفاده شود؛ چون این ویژگی بازتابی از منشأ ماگما و تاریخ ذوب و تبلور است (Pearce et al., 1984) نه موقعیت زمین‌ساختی

منشأ کم بوده است که می‌تواند بیانگر متاسوماتیسم کمتر گوشته توسط مؤلفه فرورانش در این منطقه باشد. نمودار Nb در برابر Rb/Zr (Brown et al., 1984) نشان می‌دهد گوشته مولد سنگ‌های ماهور دارای ویژگی‌های کمان بالغ نیست (شکل ۱۱-ب).

با توجه به موارد بیان شده، ترکیب ایزوتوپی گوشته متاسوماتیسم شده از مؤلفه فرورانش ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7064$ و $\text{Nd}=-2/5$) (Aldanmaz, 2000) و گوشته غنی شده (Rollinson, 1993)، ویژگی ایزوتوپی Sr-Nd سنگ‌های آذرین ماهور ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7055-0.7064$) و $\text{Nd}(t)=-3/4$ تا $\text{Nd}(t)=-1/6$) که در نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $\text{Nd}(t)$ وجود نشان دادن مقداری پراکندگی در نمودارهای ایزوتوپی SiO_2 در برابر Sr و Nd، به آرایش و هضم شدید پوسته بالایی نسبت داده شده است (Miri Beydokhti et al., 2015)، باید بیشتر متأثر از ویژگی منشأ گوشته (آرایش منشأ سنگ‌کره‌ای با مؤلفه فرورانش) و تا حدودی ناهمگنی آن باشد. بر پایه Rollinson (1993) سنگ‌کره زیر قاره‌ای دارای ترکیب ایزوتوپی متغیری است که در قلمرو گوشته غنی شده قرار می‌گیرد و نوع پروتروزوییک تا فانروزوییک آن غنی از Rb و LREE است. تشخیص دقیق آلودگی منشأ و آرایش طی بالاآمدگی در پوسته قاره‌ای مستلزم انجام ایزوتوپی اکسیژن و شکل منحنی آمیختگی در نمودار ایزوتوپی Sr-O است.

– فرایندهای مخزن ماگمایی و تکامل ماگما (تفریق یا هضم و آمیختگی): وجود بافت پورفیری در سنگ‌های آذرین ماهور نشانگر توقف ماگمای مادر گوشته‌ای در مخزن ماگمایی و انجام فرایندهای مخزن مانند تبلور تفریقی و به احتمال آرایش، آمیختگی و یا ترکیبی از این فرایندهاست. کالیبراسیون La/Yb برحسب ستبرای پوسته برای همه انواع سنگ‌های آذرین محدوده مورد بررسی کمتر از ۲۰ است و با توجه به نبود ترکیب‌های بازالتی و ماهیت تقریباً تکامل یافته آندزیت‌های بازالتی و گابرویدیوریت‌ها، ژرفای واکنش متقابل ماگما-پوسته (که در آن ماگمای گوشته‌ای پیش از بالاآمدگی به ترکیبات فلیسک‌تر تکامل می‌یابد) را در ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر (کمتر از پایداری گارنت) نشان می‌دهد (Kay et al., 1991); (Haschke et al., 2002) که با توجه به ستبرای پوسته در این منطقه نشانگر توقف ماگما در مرز موهو است. ویژگی $\text{CaO} > (\text{FeO} + \text{MgO})$ و مقدار FeO به نسبت بالا در سنگ‌های ماهور به تفریق به نسبت فشار پایین اشاره دارد. مقادیر به نسبت کم Sm/Yb (۲/۱-۱/۶) در سنگ‌های آذرین این محدوده، تفریق کلینوپروکسن و تا حدی آمفیبول را از ماگما در ژرفای به نسبت کم پوسته پیشنهاد می‌کند (Richards et al., 2006). در صورت تفریق اولیه هورنبلند طی تکامل ماگما که نشانگر محتوای آب بالا برای ماگماست، مقدار Y با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد (Wang et al., 2014)، تفریق پلاژیوکلاز متوقف و $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1$ خواهد شد (Richards et al., 2012). در نمونه‌های آذرین ماهور $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.9$ و $(\text{Dy}/\text{Yb})_n > 1$ است و مقدار Y با افزایش SiO_2 روند واضحی نشان نمی‌دهد که به باور Richards et al. (2012) بیانگر تفریق پلاژیوکلاز از ماگماهای به نسبت خشک است و با حضور کم درشت‌بلورهای هورنبلند در سنگ‌نگاری تأیید می‌شود. الگوی REE نمونه‌های ماهور نیز نشانگر تفریق پلاژیوکلاز و پروکسن است و تشدید ناهنجاری منفی Eu با افزایش SiO_2 ، نقش بیشتر تفریق پلاژیوکلاز در ماگماهای تکامل یافته تر را نشان می‌دهد (Richards et al., 2012).

بافت‌های غیرتعدالی مانند منطقه‌بندی، بافت غربالی، حاشیه خورده شده و دارای رشد دوباره از جنس فلدسپار پتاسیم در پیرامون درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بافت گلمروپورفیری در واحد آندزیتی و دیوریتی و افزایش نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ طی تکامل ماگما، نشان می‌دهند افزون بر تفریق، فرایندهای آمیختگی با ماگمای پوسته‌ای و یا هضم پوسته در مخزن ماگمایی کم‌ژرفا نیز باید در تکامل ماگما نقش داشته باشند. نمودار La در برابر La/Sm (Li et al., 2011) نیز نشانگر ذوب بخشی و نه تفریق برای

و تولید ماگماهای مافیک آب‌دار عامل اصلی این الگو در سنگ‌های ماهور است و مقدار پایین Nb/U و Nb/La، Ce/Pb می‌تواند به علت آلودگی منشأ با مؤلفه فرورانش نیز باشد. غلظت عناصر HFSE توسط شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور/مذاب صورت گرفته طی تشکیل سنگ کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). بنابراین، انطباق خوب مقدار عناصر HREE و Nb سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی با مقادیر گوشته غنی شده (E-MORB) و پوسته زیرین که در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با E-MORB بر پایه Sun & McDounagh (1989) و بهنجار شده با پوسته زیرین بر پایه Taylor & McLennan (1995) نمایان است (شکل‌های ۸-ج و د)، می‌تواند نشانگر منشأ E-MORB و دخالت پوسته زیرین در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های آذرین محدوده مورد بررسی باشد. نسبت $\text{Zr}/\text{Nb}=10.7-20$ در نمونه‌های محدوده مورد بررسی (E-MORB=9 و E-MORB=32؛ Sun & MacDounagh, 1989) و همچنین $\text{Ta}/\text{Yb} > 0.7$ ، $\text{Ta}/\text{Yb} > 2/5$ و $\text{Nb}/\text{Yb} > 40$ منشأ E-MORB را برای گوشته مادر ماگما نشان می‌دهند. از سوی دیگر نسبت Nb/Ta در سنگ‌های آذرین ماهور (۱۰ تا ۱۳/۳۳) به غیر از یک نمونه کوارتزدیوریتی با Ta بالا) کمتر از ۱۷ است که منشأ گوشته نرمال (N-MORB) را پیشنهاد می‌کند (Pearce & Stern, 2006). بنابراین، با توجه به متاثر شدن گوشته مولد ماگما از مؤلفه فرورانش، منشأ شبیه E-MORB (گوشته سنگ‌کره‌ای که در اثر مؤلفه فرورانش غنی شده است) همچون دیگر سنگ‌های کالک‌آلکانل ترشیری لوت (Pang et al., 2013) برای سنگ‌های آذرین ماهور پیشنهاد می‌شود. مقادیر Nb/Ta کمی بالاتر این نمونه‌ها نسبت به پوسته زیرین ($\text{Nb}/\text{Ta}=8/3$) (Sun & McDonough, 1989) و کاهش کم آن در صورت حضور آمفیبول و اکسیدهای Fe-Ti در منشأ ماگمای مادر، نقش آرایش با پوسته زیرین را در تکامل آنها تقویت می‌کند.

– ویژگی‌های گوشته مولد ماگما: مقدار Sr بالا و Ta، Ti، Nb و پایین در سنگ‌های آذرین منطقه، نشانگر نبود پلاژیوکلاز و حضور اکسیدهای Fe-Ti به عنوان باقیمانده در منشأ گوشته‌ای ماگمای مادر است (Martin, 1999) و نبود جفت‌شدگی Zr و Ti و تهی‌شدگی بیشتر Ti نیز به عنوان فازهای دارای Ti باقیمانده در منشأ تفسیر می‌شود (Reagan & Gill, 1989) که به باور Glenn (2004) نشانگر ذوب بخشی در ژرفای بیش از ۳۰ کیلومتر است. تهی‌شدگی شدید HREE نسبت به LREE به حضور گارنت در سنگ منشأ ماگمای مادر نسبت داده می‌شود (Rollinson, 1993). به باور Drummond & Defant (1990) در مناطق مرتبط با فرورانش فعال، مذاب‌های حاصل از منبع دارای گارنت به شدت تهی شده از HREE ($\text{Y} < 15\text{ppm}$ و $\text{Yb} < 1.4\text{ppm}$) هستند؛ بنابراین، مقدار Y (۲۷-۲۰ ppm) و Yb (۸/۸-۲ ppm) در سنگ‌های ماهور نشانگر نبود گارنت به عنوان باقیمانده در سنگ منشأ ماگماست. برای تعیین ویژگی‌های منشأ ماگمای مادر، نمونه‌های ماهور در نمودارهای ارائه شده توسط Aldanmaz et al. (2000) نیز بررسی شده است. موقعیت نمونه‌ها در نمودار La در برابر La/Sm نشان می‌دهد منشأ گوشته غنی شده از LREE برای تشکیل ماگمای مادر لازم است. نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نیز نشان می‌دهد ماگمای مادر حاصل ذوب بخشی یک منشأ اسپینل-لرزلویت با کمی گارنت بوده است (شکل‌های ۱۰-الف و ب). مقدار Al_2O_3 (۱۶/۶-۱۶/۲۴) سنگ‌های مافیک و دارای $\text{MgO} > 3\% \text{wt}$ محدوده نیز نشانگر تولید ماگمای مافیک مادر آنها از منشأ گوشته‌ای در فشار ۲۰-۱۸ Kbar (معادل ژرفای ۶۰ تا ۷۰ کیلومتر) است (Hirose & Kushiro, 1993; Baker et al., 1995) که با محدوده پایداری اسپینل پریدوتیت سازگار است. نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr در این سنگ‌ها نشانگر حضور فاز فلوگوپیت در گوشته منشأ ماگمای مادر است (Furman & Graham, 1999) (شکل ۱۱-الف). فراوانی مطلق بسیار کمتر Ba در سنگ‌های مافیک تا حدواسط ماهور نسبت به آندزیت‌های کوهزایی آند (۸۸۶ ppm) نشان می‌دهد فازهای با ضریب جدایش بزرگ برای Ba مانند فلوگوپیت (Harris et al., 1994) در

ذوب گوه گشته‌ای غنی از LILE بالای سنگ کره اقیانوسی فرورانش یافته) که به علت آرایش با مذاب حاصل از پوسته زیرین تغییر یافته است (Harris et al., 1986).

۴- بحثی بر جایگاه تکتونوماگمایی محدوده ماهور و بلوک لوت

۴-۱. موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین محدوده ماهور

از مناسب‌ترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی است که در این میان نمودارهایی که بر پایه عناصر کمیاب غیرمتحرک بنا شده‌اند، بیشترین کاربرد را دارند. با توجه به منشأ مشترک انواع سنگ‌های آذرین ماهور، در این مقاله از نمودارهایی که همزمان برای انواع سنگ‌های مافیک تا حدواسط و اسیدی قابل استفاده هستند، استفاده شد. از دید موقعیت زمین‌ساختی، سنگ‌های آذرین ماهور بر پایه نمودار Th-Hf/3-Ta (پیشنهادی Wood (1980) در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳- الف). نسبت La/Yb (به عنوان سنجشی برای مقدار پوسته قاره‌ای دخیل در ژنز و ایجاد ماگما، Rollinson, 1993) برای همه نمونه‌ها پایین (۱۰/۸۷ - ۷/۳۹) است و بررسی آن در نمودار La/Yb در برابر Sc/Ni (Bailey, 1981) که برای تشخیص انواع مختلف آندزیت‌های کمان آتشفشانی به کار می‌رود، نشان می‌دهد آندزیت‌های ماهور و بنابراین دیگر سنگ‌های آذرین محدوده در محیط حاشیه فعال قاره‌ای با پوسته نازک تشکیل شده‌اند و کمان از نوع آندی نیست. با توجه به جای گرفتن ایران در کمربند آلپ- هیمالیا، بررسی نمونه‌ها در نمودارهای SiO₂ در برابر Rb/Zr و Rb/Zr*3 (Harris et al., 1986) پیشنهادی نشان می‌دهد که برای تعیین انواع سنگ‌ها و ویژگی آنها در مناطق برخوردی معرفی شده است. بر این اساس، نمونه‌های آذرین ماهور با مقدار Rb/Zr بالا، بیشتر در موقعیت زمین‌ساختی کمان آتشفشانی با تمایلی مشخص به سوی جایگاه‌های پس‌برخوردی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۳- ب و ج). تشخیص سنگ‌های کالک آلکان پس‌برخوردی که مشتق از گوشته هستند ولی با پوسته آرایش دارند، از حاشیه فعال قاره‌ای با استفاده از ویژگی‌های داده‌های ژئوشیمیایی مشکل است (Harris et al., 1986; Muller & Groves, 1997). به باور (Harris et al., 1986) با توجه به همپوشانی مقادیر Rb/Zr و ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr، سنگ‌های کالک آلکان پس‌برخوردی با برخی از مناطق حاشیه فعال قاره‌ای، این سنگ‌ها تنها تحت شرایط خاصی (آرایش ماگمای گوشته‌ای کمان آتشفشانی بالغ با مذاب حاصل از ذوب کمتر از ۴۰ درصدی تونالیت) می‌توانند توسط نسبت بیشتر Ta/Zr و Ta/Hf در آنها تشخیص داده شوند و چنانچه این شرایط فراهم نباشد، ماگمای تولید شده هر دو ویژگی گوشته و پوسته را خواهد داشت و در نمودار Rb-Hf-Ta در محدوده VAG جانمایی خواهد شد. گوشته مولد سنگ‌های ماهور دارای ویژگی بلوغ پایین تا معمولی است و به باور (Burnham (1979) ذوب بخشی ۵۰ درصدی آمفیبولیت پوسته زیرین می‌تواند در اثر گرمای زیاد ماگمای مافیک رخ دهد. نسبت Sm/Yb پایین و ستبرای کم پوسته در ماهور نیز وسعت کم تفریق و همچنین آرایش کم ماگما با پوسته بالایی را نشان می‌دهد. مجموعه این موارد می‌تواند عامل قرارگیری ماگمای مادر سنگ‌های آذرین ماهور در محدوده VAG باشد. بررسی دقیق داده‌های ژئوشیمی عناصر کمیاب در سنگ‌های محدوده ماهور مقادیر کمتری از عناصر Rb, Ba, Sr, Ce در مقایسه با ایالت رومن نشان می‌دهند که به باور (Muller & Groves (1997) از ویژگی‌های مشخص‌کننده سنگ‌های کالک آلکان پتاسیم‌دار کمان‌های پس‌برخوردی از حاشیه فعال قاره‌ای است. بررسی موقعیت زمین‌ساختی این نمونه‌ها بر پایه نمودارهای ارائه شده توسط (Muller & Groves (1997) نشانگر محدوده مرتبط با کمان‌های آتشفشانی در نمودار Y در برابر Zr و موقعیت کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای و پس از برخورد در نمودار TiO₂/100-La-Hf*10 است که در نمودار Zr*3-Nb*50-Ce/P₂O₅ در محدوده کمان‌های پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۳- د). سنگ‌های آذرین

این سنگ‌هاست (شکل ۱۲- الف). حجم زیاد داسیت- ریوداسیت‌های پورفیرییک، الگوی چندعنصری و REE و همچنین مقدار Y نمونه‌های آذرین ماهور نیز در تضاد با مدل تفریق ماگمای تکامل یافته اسیدی از ماگمای مافیک مادر سنگ‌های آذرین منطقه است. مطالعات (Harris et al., 1994) روی گرانودیوریت‌های پس از برخورد در شمال باختر آناتولی که نتیجه تفریق از ماگماهای کمتر تکامل یافته‌ای هستند که به صورت آنکلاوهای دیوریتی در آنها حضور دارند، نشان می‌دهد فراوانی مطلق Y در آنکلاوهای دیوریتی (۴۰ ppm) نسبت به گرانودیوریت‌ها بسیار بیشتر است. به علت امکان رفتار سازگار Y طی ذوب و تبلور در صورت وجود گارنت، آمفیبول (به ویژه هورنبلند)، کلینوپیروکسن و یا آپاتیت (به علت جانشین شدن Ca²⁺ توسط Y)، اگر ماگماهای تکامل یافته تر نتیجه تبلور تفریقی ماگماهای کمتر تکامل یافته باشند، باید فراوانی Y در ماگمای مادر بالاتر باشد که بر پایه (Pearce (1982) در سنگ‌های مافیک تفریق نیافته در کمان آتشفشانی می‌تواند بیشینه به ۴۰ ppm برسد. بنابراین، چون سنگ‌های مافیک تا حدواسط ماهور افزون بر مقدار کمی هورنبلند و آپاتیت دارای کلینوپیروکسن به عنوان کانی شاخص هستند و همچنین با توجه به ضرایب جدایش بالای HREE در کلینوپیروکسن مذاب‌های بازالتی (Rollinson, 1993)، اگر ماگمای کوارتز دیوریتی و داسیت- ریوداسیتی محدوده ماهور حاصل تفریق ماگماهای مافیک مادر آنها باشند، باید بسیار بیشتر از این سنگ‌ها از HREE و Y فقیر و در نمودارهای عنکبوتی و REE از آنها جدا می‌شدند. ماگماهای اسیدی می‌توانند از ذوب پوسته قاره‌ای زیرین توسط واکنش آبزادایی بیوتیت و یا آمفیبول در دماهای میان ۸۲۵ تا ۱۱۰۰ تشکیل شوند (Rutter & Wyllie, 1988). ذوب نامتجانس بیوتیت، گرانودیوریت و در دماهای بالا، ذوب نامتجانس هورنبلند مذاب تونالیتی تولید می‌کند که با واکنش‌های زیر توضیح داده می‌شوند:



حضور گارنت در تفال نیز بستگی به فشار بالا و نسبت بالای Fe/Mg در ناحیه منشأ دارد (Rutter & Wyllie, 1988; Rushmer, 1991). بنابراین، هر چند تعیین دقیق منشأ پوسته قاره‌ای زیرین مستلزم مطالعه ایزوتوپی سرب است، با توجه به مشابه بودن منشأ اصلی گوشته‌ای ماگما برای انواع سنگ‌های آذرین ماهور و نسبت Nb/Ta، سن جوان تر داسیت- ریوداسیت‌ها نسبت به آندزیت‌ها و وجود نوار دگرگونی ده‌سلم با رخساره شست سبز تا آمفیبولیت در شرق ماهور، بر پایه فرایندهای شرح داده شده توسط (Hildreth & Moorbath (1988) می‌توان استنباط کرد که دوره چند میلیون ساله فعالیت ماگمایی و جریان مداوم ماگمای بازالتی داغ مشتق از گوشته متاسوماتیزه، عامل ذوب پوسته زیرین و گسترش زون MASH و در نتیجه تولید ماگماهای تکامل یافته‌تر در محدوده ماهور شده است. بالا آمدگی این ماگما از میان پوسته قاره‌ای بالایی سبب آلودگی پوسته‌ای شده و غنی‌شدگی بیشتر LILE (Rb, Th, Ba) و K₂O نسبت به Na₂O در این سنگ‌ها از شواهد فرایند AFC است (Esperanca et al., 1992). وجود زینولیت‌های شیبستی در واحد داسیت- ریوداسیت نشانگر هضم پوسته میانی و نسبت بالاتر La/Yb (۱۷/۵) در این سنگ‌ها نیز بیانگر نقش بیشتر پوسته در تکوین ماگمای مادر آنهاست. نمودار δEu در برابر (La/Yb)_N (Zhang et al., 2014) و قرار گرفتن نمونه‌های ماهور میان منحنی‌های فشار بالا و فشار پایین در نمودار Al₂O₃+Fe₂O₃+MgO+TiO₂ در برابر Al₂O₃/(Fe₂O₃+MgO+TiO₂) (Geng et al., 2009) بیانگر منشأ مذاب‌های حاصل از گوشته- پوسته برای آنهاست (شکل‌های ۱۲- ب و ج). در موقعیت پس از برخورد هر دو منشأ گوشته و پوسته در ژنز ماگما دخیل است (Bonin, 2004) و گرمای ناشی از مذاب مشتق از گوشته عامل اصلی ذوب پوسته است (De Yoreo et al., 1989). تشکیل فعالیت ماگمایی کالک آلکان پس‌برخوردی مشابه کمان آتشفشانی است

افزون بر اینکه فعالیت ماگمایی ژوراسیک تا کرتاسه در لوت ربطی به فرورانش فعال پوسته اقیانوسی سیستان نداشته است، فعالیت ماگمایی ترشیری لوت نیز باید پس از برخورد بلوک افغان و بلوک لوت صورت گرفته باشد. سنگ‌های آتشفشانی بدون روند مشخص در لوت پراکنده‌اند و نقشه لرزه زمین ساخت ایران نیز بیانگر پراکندگی کانون زمین لرزه‌ها در لوت، همانند دیگر نقاط ایران مرکزی است (آقائاتی، ۱۳۸۳) که در توافق با فعالیت ماگمایی پس از برخورد است. از سوی دیگر، شواهد ساختاری موجود در پهنه فلیشی خاور ایران از جمله گسترش بیشتر منشورهای افزاینده و سنگ‌های دگرگونی در بخش خاوری (مجموعه رتوک و نه و حوضه رسوبی سفیدابه)، کاهش سن منشورهای افزایشی به سوی جنوب باختر - سوی روراندگی‌ها - وجود سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکان پالئوسن - انوسن و گرانیت‌های نوع S (باتولیت زاهدان) در حوضه فلیشی خاور ایران، از نظریه فرورانش پوسته اقیانوسی سیستان به سوی خاور (بلوک لوت به زیر بلوک افغان؛ Camp & Griffis, 1982; Turril et al., 1983 یا فرورانش درون اقیانوسی به سوی خاور؛ Saccani et al., 2010) حمایت می‌کنند. با توجه به اینکه بیشتر زمین لرزه‌ها در ناحیه لوت از نوع کم‌ژرفا با بزرگی متوسط هستند (Berberian, 1976) و موقعیت افولیت‌ها در پهنه سیستان، فرورانش دوسویه نامتقارن با شیب کم به سوی خاور و شیب تند به سوی باختر (ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۹۰) نیز از تفسیر همزمان شواهد فعالیت ماگمایی موجود در لوت و شواهد ساختاری موجود در پهنه فلیشی خاور ایران، ناتوان است. بنابراین، با قبول مدل فرورانش به سوی خاور (بلوک لوت به زیر بلوک افغان) که دلیل دیگری بر رد فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش فعال پوسته اقیانوسی سیستان در لوت است، متاسوماتیز منشأ ماگمای مادر سنگ‌های آذرین ترشیری لوت به‌ویژه در باختر و مرکز آن نیز از فرورانش پوسته اقیانوسی سیستان (Pang et al., 2013) نمی‌توانسته صورت گرفته باشد. با توجه به اینکه مدل فرورانش در نوتتیس (Berberian, 1983; Stöcklin, 1968; Alavi, 1991؛ مؤید، ۱۳۸۰) نسبت به مدل کافتی (Sabzehei, 1974; Amidi & Emami, 1984) مقبول‌تر است، با وجود رد ارتباط فعالیت ماگمایی لوت با فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران به علت فاصله بیش از ۵۰۰ کیلومتری از آن (Pang et al., 2013) فعالیت ماگمایی لوت می‌تواند مرتبط با آن باشد. شواهد متاسوماتیزم گوشته از صفحه فرورانش یافته در فاصله‌ای دور از فرورانش تا ۷۰۰ کیلومتر نیز گزارش شده که مستلزم فرورانش بسیار کم‌شیب و پرسرعت است. به باور مؤید (۱۳۸۰ و ۱۳۸۱) تغییر ویژگی‌های افولیت‌های نوار خارجی از شمال باختر (کرمانشاه - لرزولیتی) تا جنوب خاور (سماعیل عمان - هارزبوریتی) ایران نشان می‌دهد که سرعت بازشدگی اقیانوس نوتتیس (تولید سنگ‌کره) در حاشیه جنوب خاوری آن زیاد بوده که این سبک گسترش سبب فرورانش کم‌شیب و پرسرعت صفحه عربی به زیر ایران مرکزی در جنوب خاوری ایران و تشکیل گسل‌های راندگی با شیب کم شده است. چنین شرایطی، به علت عملکرد فاز فشارشی در پوسته بالایی، مانع تشکیل حوضه کششی پشت کمانی در آن زمان می‌شود؛ ولی عامل فعالیت ماگمایی حاشیه فعال قاره به سن ژوراسیک تا کرتاسه در ایران مرکزی (از جمله باتولیت شاه کوه در لوت) است که با فعالیت ماگمایی ژوراسیک - کرتاسه در پهنه سنندج - سیرجان (Stöcklin, 1968; Azizi & Moinevaziri, 2009) همزمان است. نظریات مختلفی راجع به زمان بسته شدن نوتتیس وجود دارد. به باور (Dewey et al., 1973) برخورد صفحه ایران با صفحه عربی در کرتاسه پایانی تا اوایل ترشیری شروع شده است. بر پایه سن کرتاسه پسین گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد در پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان، سن کرتاسه جوان‌ترین عضو رسوبی مخلوط با مجموعه افولیت ملانژ زاگرس، قرار گرفتن سازند رسوبی تاربور (کرتاسه پسین) به صورت دگرشیبی روی افولیت‌های نوار خارجی زاگرس، سن ژوراسیک تا کرتاسه پسین سنگ‌های دگرگونی سنندج - سیرجان و سن ژوراسیک پسین - کرتاسه برای گرانیتوئیدهای حاشیه جنوب باختری ایران

محدوده مورد بررسی در نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce, 1996) نیز که از دیگر نمودارهای تعیین جایگاه‌های زمین‌ساختی مفیدتر است، در محدوده مرتبط با کمان‌های آتشفشانی پس‌برخوردی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳- ی). مقدار بالای $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در سنگ‌های آندزیتی و دیوریتی منطقه ماهور نیز مطابق با آندزیت‌های کوهزایی در مناطق پس‌برخوردی ایران و ترکیه (Gill, 1981) است. به باور Gill (1981) آندزیت‌های اسیدی ($\text{SiO}_2 > 57\%$) کالک آلکان پتاسیم بالا که حجم بیشتر آندزیت‌ها را در ناحیه لوت (Pang et al., 2013) و ماهور تشکیل می‌دهند، در موقعیت پس از برخورد تشکیل می‌شوند، با حجم بیشتر داسیت نسبت به آندزیت و نسبت بالای $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) > 0.7055$ همراه هستند و بیشتر آلکالی‌بازالت این فازهای حدواسط تا اسیدی را دنبال می‌کند؛ ویژگی که در سنگ‌های آتشفشانی انوسن تا الیگوسن ماهور و لوت دیده می‌شود. بنابراین، اثر ژئوشیمیایی فرورانش در سنگ‌های محدوده مورد بررسی باید به علت گوشته متاسوماتیزه از رویدادهای به ارث رسیده از فرورانش پیشین باشد. با این حال، تشخیص قابل اعتماد موقعیت زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای از پس‌برخوردی مستلزم بررسی زمین‌شناسی ناحیه‌ای است.

۴-۲. مدل تکنونوماگمایی لوت

تاکتون نظریات مختلفی درباره فعالیت ماگمایی گسترده و حجیم انوسن - الیگوسن خاور ایران مطرح شده است که به‌طور کلی می‌توان آنها را به ۳ گروه تقسیم کرد: الف) بسته شدن اقیانوس سیستان بدون فرورانش و فعالیت ماگمایی مبتنی بر کشش (Tarkian et al., 1983; Jung et al., 1983؛ سامانی و اشتری، ۱۳۷۱). ب) نظریات مرتبط با فرورانش: ۱) فعالیت ماگمایی مبتنی بر فرورانش فعال پوسته اقیانوسی سیستان به سوی باختر و زیر لوت (افتخارنژاد، ۱۳۵۹؛ Berberian, 1983؛ ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۹۰؛ Zarrinkoub et al., 2012)؛ ۲) فعالیت ماگمایی پشت کمان کمان مزوزویک نوتتیس (Verdel, 2009; Verdel et al., 2011). ج) فعالیت ماگمایی پس از برخورد (Camp & Griffis, 1982; Turril et al., 1983؛ Pang et al., 2013؛ مؤید، ۱۳۸۰).

گزارش و بررسی اکلوزیت‌ها در بیرجند (فتوحی‌راد، ۱۳۸۳؛ فتوحی‌راد و امینی، ۱۳۸۶) و همچنین وجود فعالیت ماگمایی نوع I در لوت، بسته شدن اقیانوس سیستان بدون فرورانش و فعالیت ماگمایی تنها مبتنی بر کشش در لوت را رد می‌کنند. بیشتر پژوهشگران به علت ماهیت بیشتر کالک آلکان فعالیت ماگمایی انوسن - الیگوسن در لوت، بر فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش اتفاق نظر دارند. نزدیکی ناحیه لوت و فعالیت ماگمایی آن به حوضه فلیشی خاور ایران و شواهد فعالیت ماگمایی در لوت (ماهیت کالک آلکان یا بایمدال آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، کاهش سن فعالیت ماگمایی از خاور به باختر و از شمال به مرکز لوت) و همچنین رخداد کانسارهای مرتبط با کمان در آنها، از جمله دلایلی هستند که عامل مجموعه ماگمایی خاور ایران را به فرورانش فعال پوسته اقیانوسی سیستان به سوی باختر و زیر بلوک لوت نسبت می‌دهند. باز شدن اقیانوس سیستان بر پایه ضبط رادیولرها از کرتاسه زیرین شروع شده است (Babazadeh & de Wever, 2004) و نتیجه تعیین سن افولیت‌های لوت به روش Rb-Sr، U-Pb، Ar/Ar نشانگر فعال بودن فرورانش در کرتاسه پسین (۸۷-۸۳ Ma) است (Bröcker et al., 2013). سن بسته شدن اقیانوس سیستان بر پایه تغییر شکل رسوبات حوضه پیش کمانی سفیدابه در پهنه سیستان، انوسن میانی (Camp & Griffis, 1982; Turril et al., 1983) و بر پایه اکلوزیت‌های بیرجند و راندگی آنها کرتاسه - پالئوسن (فتوحی‌راد، ۱۳۸۳) معرفی شده است. فاصله نزدیک سنگ‌های آتشفشانی با آمیزه افولیتی و به‌ویژه قطع‌شدگی آمیزه‌های افولیتی توسط گنبد‌های داسیتی و آندزیت داسیتی انوسن، وجود آنکلاوهای از سنگ‌های دگرگونی و افولیتی درون آنها در پیرامون بیرجند (یوسف‌زاده، ۱۳۸۸) و دم‌های آندزیتی - میکرودیوریتی و داسیتی در آمیزه‌های افولیتی (Pang et al., 2013) نشانگر پایان فرورانش و بسته شدن اقیانوس سیستان پیش از انوسن است. بنابراین،

مرکزی که نشانگر فرورانش فعال طی مزوزویک است، سن بسته شدن اقیانوس نوتیس و پایان فرورانش کرتاسه بالایی- پالئوسن بوده است و بنابراین فعالیت‌های ماگمایی تشریری ارومیه- دختر و البرز- آذربایجان نمی‌توانند مرتبط با فرورانش فعال پوسته اقیانوسی نوتیس باشند بلکه متعلق به پس از برخورد هستند (مؤید ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱). به باور Ghasemi & Talbot (2006) نیز دو فرورانش متوالی برای اقیانوس ناین- بافت همچون اقیانوس نوتیس معرفی شده است که طی کرتاسه به زیر ایران مرکزی فرورانش کم‌شیب داشته و در زمان پالئوسن، پس از بسته شدن اقیانوس نوتیس ۱ جنوبی در کرتاسه پسین- پالئوسن، بسته شده و با بسته شدن اقیانوس نوتیس ۲ جنوبی در ائوسن زیرین تا میانی، نوار آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر پس از برخورد تشکیل شده است. گزارشی از وجود core complex ها به سن ائوسن در ایران مرکزی و بازالت‌های الیگوسن دارای تمایلات محیط پست کماتی اولیه در منطقه گنداب قم (Verdel, 2009)، وجود اقیانوس نوتیس در ائوسن و بسته شدن آن در الیگومیوسن یا میو- پلیوسن (Berberian, 1983; Camp & Griffis, 1982; Alavi, 1991; Verdel et al., 2011) را ثابت نمی‌کند. core complex ها و بازالت‌های OIB می‌توانند در شرایط به شدت کششی پس از کوهزایی که مرحله انتقالی از موقعیت کوهزایی به درون قاره‌ای است نیز تشکیل شوند. بنابراین، فعالیت ماگمایی گسترده ائوسن میانی در ایران مرکزی و لوت در محیط پست کمان کمان مزوزویک نوتیس نمی‌تواند در پاسخ به برگشت صفحه فرورونده (Slab roll back) صفحه عربی فرورانش یافته (Verdel, 2009; Verdel et al., 2011) رخ داده باشد. بر پایه موارد ذکر شده، گوشته زیر لوت می‌توانست در زمان مزوزویک متأثر از فرورانش کم‌شیب صفحه عربی و یا اقیانوس ناین- بافت به سوی شمال- شمال خاور، متاسوماتیسم شده باشد. با بسته شدن نوتیس و شاخه‌های فرعی آن (اقیانوس سیستان و اقیانوس ناین- بافت)، فعالیت ماگمایی کالک‌آلکانل ائوسن تا الیگوسن لوت همگام با فرونشست کششی حوضه خاور ایران پس از برخورد افغان- لوت، همچون هم‌ارزهایشان در ارومیه- دختر و البرز- آذربایجان در موقعیت پس از برخورد و طی فاز کششی پیرنه پس از فاز فشارشی لارامید شکل گرفته است. بنابراین، عامل مؤثر در بالاآمدگی سست‌کره و کشش پوسته را باید در فرایندهای پس از برخورد و سرنوشت صفحه فرورونده (slab) فرورفته جستجو کرد. Delamination در نقاط کمی از جمله حوضه Basin and Range و آلپ گزارش شده است. در مناطق برخوردی که سترشدگی پوسته صورت می‌گیرد، در اثر تغییر پوسته بازالتی زیرین به گارنت آمفیبولیت یا اکلوزیت چگال‌تر removal سنگ‌کره‌ای (delamination) رخ می‌دهد که با بالاآمدگی ناحیه‌ای و افزایش توپوگرافی، افزایش جریان گرمایی، کاهش سرعت امواج لرزه‌ای و همچنین فعالیت ماگمایی مافیک همراه است (Kay & Mahlburg Kay, 1993). حوضه به شدت کششی پس از برخورد Basin and Range با ستبرای پوسته ۳۵ کیلومتری میان کوه‌های نوادا و کلرادو نمونه تیبیک از چنین رویدادی (delamination) است که رخداد این فرایند در دو سوی حوضه موجب ایجاد ارتفاعات نوادا و کلرادو و بالاآمدن سست‌کره زیر این حوضه شده است (Kay & Mahlburg Kay, 1993). ماگماهای داسیتی این حوضه حاصل تبلور تفریقی مذاب بازالتی حاصل از ذوب ناشی از کاهش فشار (decompression melting) گوشته هستند (Davis et al., 1993) و بالاآمدگی (exhaustion) سنگ‌های دگرگونی فشار بالا نیز صورت گرفته و تنها جایی است که گارنت از پوسته بهره‌بردار می‌شود. توپوگرافی ملایم تا پست در ناحیه لوت مرکزی و باختری نشان از بالاآمدگی کم در این منطقه دارد و ستبرای کم پوسته و سنگ‌کره در خاور ایران (به ترتیب از حدود ۳۶ کیلومتر و ۱۳۰ کیلومتر در باختر و مرکز لوت که به سوی لوت شمالی و پهنه زمین‌درز سیستان به ستبرای آن افزوده می‌شود؛ Jimenez-Munt et al., 2012) نیز برای تغییر شکل پوسته زیرین به ترکیب چگال‌تر کافی نیست. بالاآمدگی (exhaustion) سنگ‌های دگرگونی فشار بالا نیز

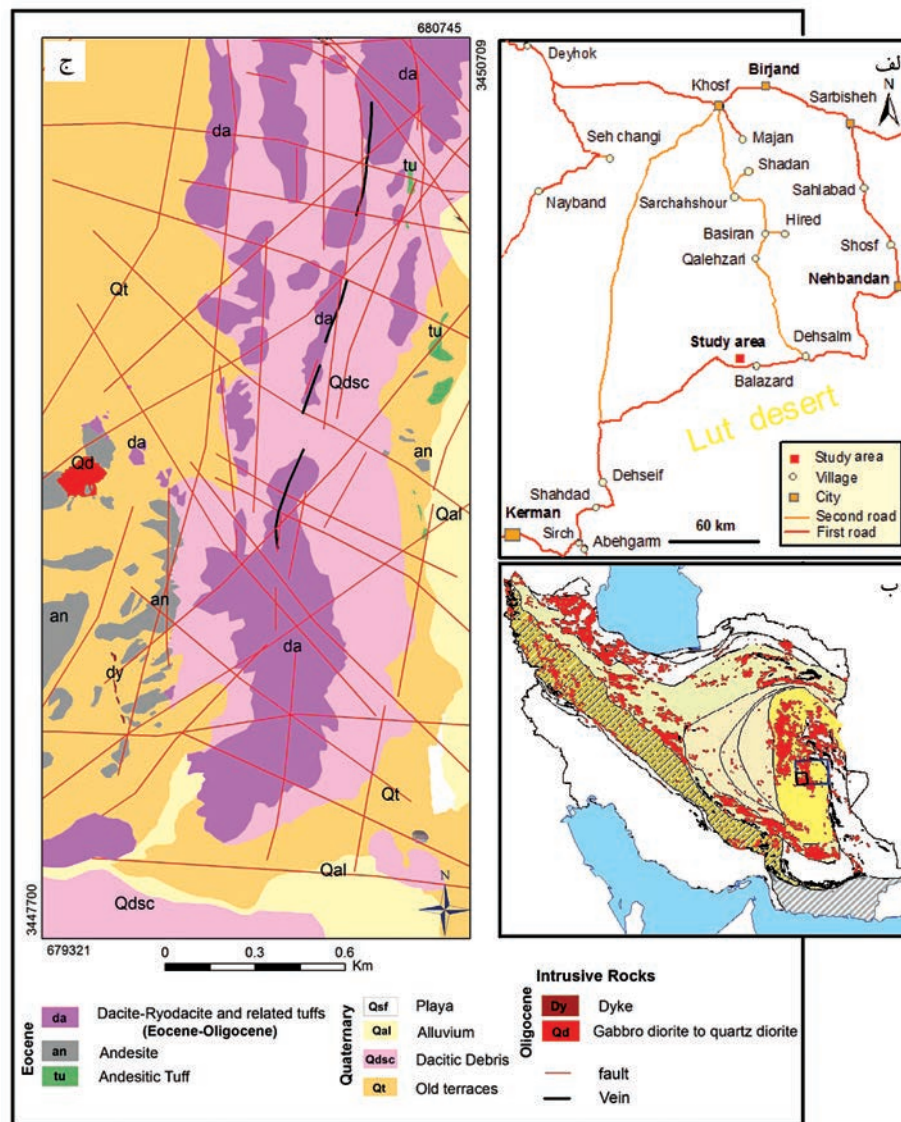
۵- نتیجه گیری

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، سنگ‌های آذرین محدوده معدنی-اکتشافی ماهور، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - نیمه آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریوداسیت با بافت پورفیریتیک و توف‌های وابسته به سن انوسن میانی و انوسن بالای- الیگوسن هستند که سنگ‌های نفوذی نیمه ژرف با ترکیبی از گابرویدیوریت تا کوارتزدیوریت پورفیری به صورت استوک و دایک و به سن الیگوسن در آنها نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها متالومینوس و از نوع I هستند و بیشتر سرشت کالک آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. غنی‌شدگی نسبی از LILE و LREE و همچنین Th نسبت به HFSE و HREE به همراه تهی‌شدگی از Ta, Nb, Ti (اثر ژئوشیمیایی فرورانش) و تهی‌شدگی کم از HREE و Y از مشخصه‌های ژئوشیمیایی انواع مختلف سنگ‌های آذرین محدوده مورد بررسی است که با توجه به مقدار Sr, Rb, Ba, Ce, Zr, Rb, بیشتر بیانگر فعالیت ماگمایی پس از برخورد است. روند مشابه الگوی چندعنصری و REE خاستگاه مشابه انواع سنگ‌های آذرین ماهور را نشان می‌دهد ولی با مدل فقط تفریق سنگ‌های اسیدی از ماگماهای مافیک مادر سنگ‌های مافیک تا حدواسط محدوده در تضاد است. بررسی ویژگی‌های منشأ ماگمای مادر سنگ‌های محدوده ماهور بر پایه ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و REE و همچنین مقدار Y پیشنهاد می‌کند که گوشته متاسوماتیزه از مؤلفه فرورانش (شبه E-MORB همچون دیگر جاهای لوت) با ترکیب اسپینل- لرزولیت دارای مقادیر بسیار کمی گارنت و دارای فاز فلوگوپیت، منشأ اصلی فعالیت ماگمایی و ماهیت کالک آلکالین سنگ‌ها در ماهور بوده و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd خارج از ترکیب شاخص گوشته بیشتر به علت گوشته آلوده به مؤلفه فرورانش است. افزون بر تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و تا حدودی آمفیبول از ماگماهای به نسبت خشک در مخزن ماگمایی در ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر، ذوب پوسته قاره‌ای زیرین (آمفیبولیت) و گسترش زون MASH و یا هضم پوسته زیرین در اثر گرمای ماگمای گوشته‌ای و همچنین رخداد مقداری فرایند AFC طی بالاآمدگی در پوسته به نسبت نازک منطقه (۳۶ تا ۳۸ کیلومتر)، در تکامل ماگمای مافیک مادر نقش مهمی داشته و سبب تشکیل طیفی از سنگ‌های آذرین کالک آلکالین مافیک تا اسیدی در محدوده مورد بررسی شده است. مقادیر $Nb/Ta=10-13/3$ بیانگر نقش مؤثر پوسته زیرین در تکامل ماگمای مادر سنگ‌های محدوده ماهور است و شواهد آمیختگی به صورت بافت‌های غیرتعادلی در سنگ‌های آذرین ماهور و افزایش نسبت K_2O/Na_2O طی تکامل ماگما و شواهد AFC با حضور زینولیت‌های شیشتی در داسیت‌ها و نسبت بیشتر K_2O به Na_2O و افزایش LILE با SiO_2 در سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود. نمودارهای δEu در برابر $(La/Yb)_N$ (Zhang et al., 2014) و $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ در برابر

$Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ (Geng et al., 2009) نیز بیانگر منشأ مشترک گوشته- پوسته برای این سنگ‌ها هستند. ماهیت کالک آلکالین پتاسیم بالا، نسبت بالای هورنبلند به بیوتیت، منشأ مشترک ماگما از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه، پوسته زیرین و پوسته میانی از ویژگی‌های ماگماهای موقعیت پس از برخورد است (Winter, 2001) که در سنگ‌های ماهور دیده می‌شود. بر پایه نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی و بررسی زمین‌شناسی ناحیه‌ای (از جمله سن پایان بسته شدن اقیانوس نوتیس و شاخه‌های فرعی آن (اقیانوس سیستان و اقیانوس ناین- بافت) و همچنین قطع آمیزه‌های رنگین توسط گدازه‌های انوسن در بیرجند) فعالیت ماگمایی گوشته‌ای انوسن- الیگوسن محدوده ماهور و ناحیه لوت، در تضاد با فرورانش فعال بوده و در موقعیت زمین‌ساختی پس از برخورد، طی فاز کششی انوسن میانی و پیرنه و همگام با فرونشست کششی پس از کوهزایی رخ داده است. شواهد زمین‌شناسی از متاسوماتیزه گوشته زیر ایران مرکزی و لوت به علت فرورانش کم‌شیب صفحه عربی به زیر ایران مرکزی در مزوزویک حمایت می‌کند. احتمالاً عامل ذوب بخشی گوشته، فرایند کناره‌گیری این صفحه در زیر لوت پس از شروع برخورد دو صفحه و پیش از فرایند شکسته شدن صفحه فرورونده (Slab break off) در منطقه انار کرمان و فرونشست کششی پس از کوهزایی بوده که عملکرد گسل‌های پی‌سنگی راستالغز و برشی نهپندان و نایبند و ستبرای پوسته، در چگونگی جایگیری و احتمالاً روند کاهش سن فعالیت ماگمایی ترشیری از شمال به جنوب و از خاور به باختر لوت، نقش مهمی داشته است. رخداد واحد داسیت- ریوداسیتی ماهور در راستای تقریباً شمالی- جنوبی و بیشتر با ماهیت توفی و به شدت گسلیده و خرد شده و همچنین وجود بافت‌های مؤید پهنه برشی (میکاماهی و سایه‌های کرنش) در آن نشان‌دهنده تشکیل آنها در امتداد گسل‌های کششی است که احتمالاً به علت فعالیت گسل‌های امتدادلغز و برشی نهپندان و نایبند و تشکیل حوضه‌های واچاکیده (Pull-apart basin) بوده است. دگرسانی گرمایی سنگ‌های آذرین منطقه را تحت تأثیر قرار داده و ماده معدنی مس و روی به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و پرکننده فضای میان‌برشی در پهنه خردشده گسلی و بیشتر در واحد داسیت- ریوداسیت ماهور تشکیل شده و پیریت فاز سولفیدی افشان در متن سنگ است.

سپاسگزاری

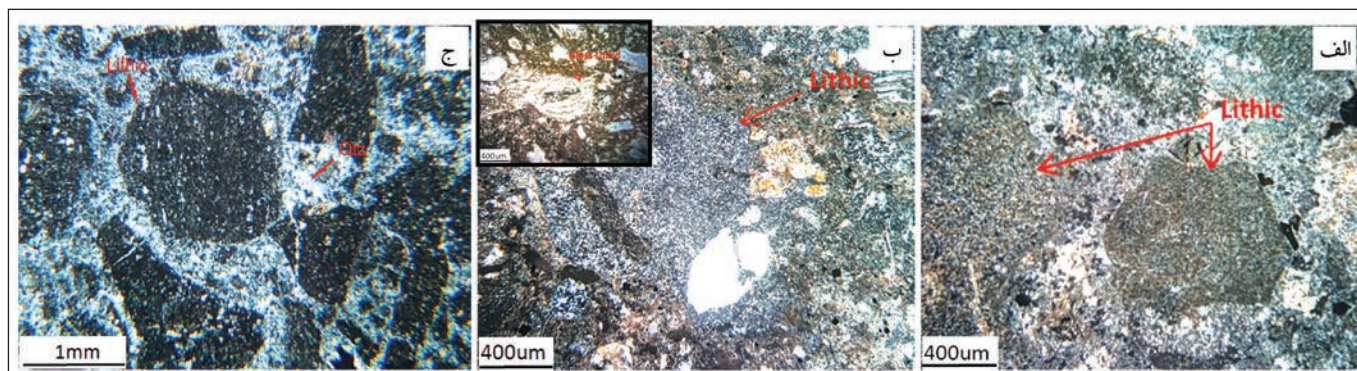
نگارندگان از شرکت تحقیق و گسترش صنایع معدنی پارس کانی به علت در اختیار قرار دادن امکانات صحرائی و از دقت نظر داوران محترم که در بهتر شدن کیفیت مقاله نقش مؤثری داشته‌اند، سپاسگزاری می‌کنند.



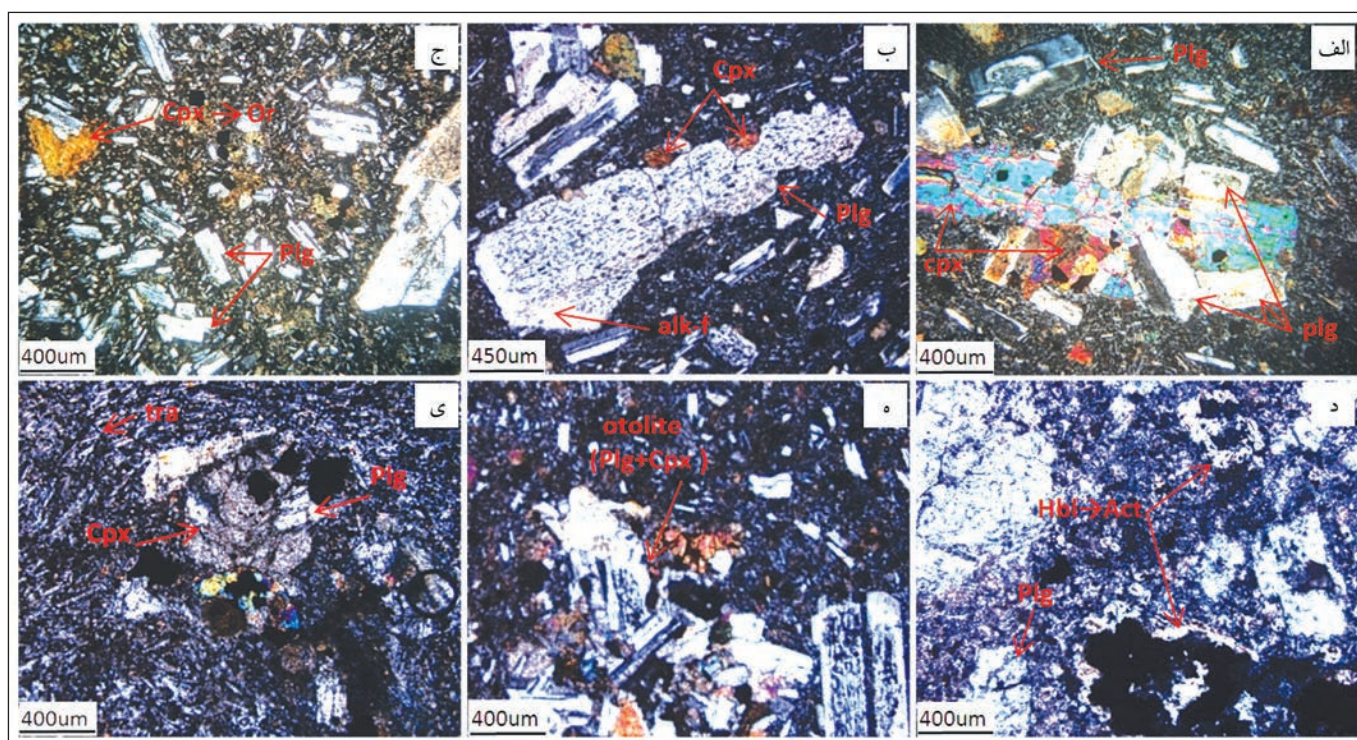
شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه و راه‌های دسترسی؛ ب) پهنه‌های ساختاری ایران (تلفیقی از آقاناتی (۱۳۸۳) و (Alavi (1991) و موقعیت محدوده مورد مطالعه در مرکز ناحیه لوت که با مستطیل نشان داده شده است؛ ج) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده معدنی- اکتشافی ماهور (بازنگری شده از نقشه تهیه شده توسط شرکت تحقیق و گسترش صنایع معدنی پارس کانی، ۱۳۹۱).



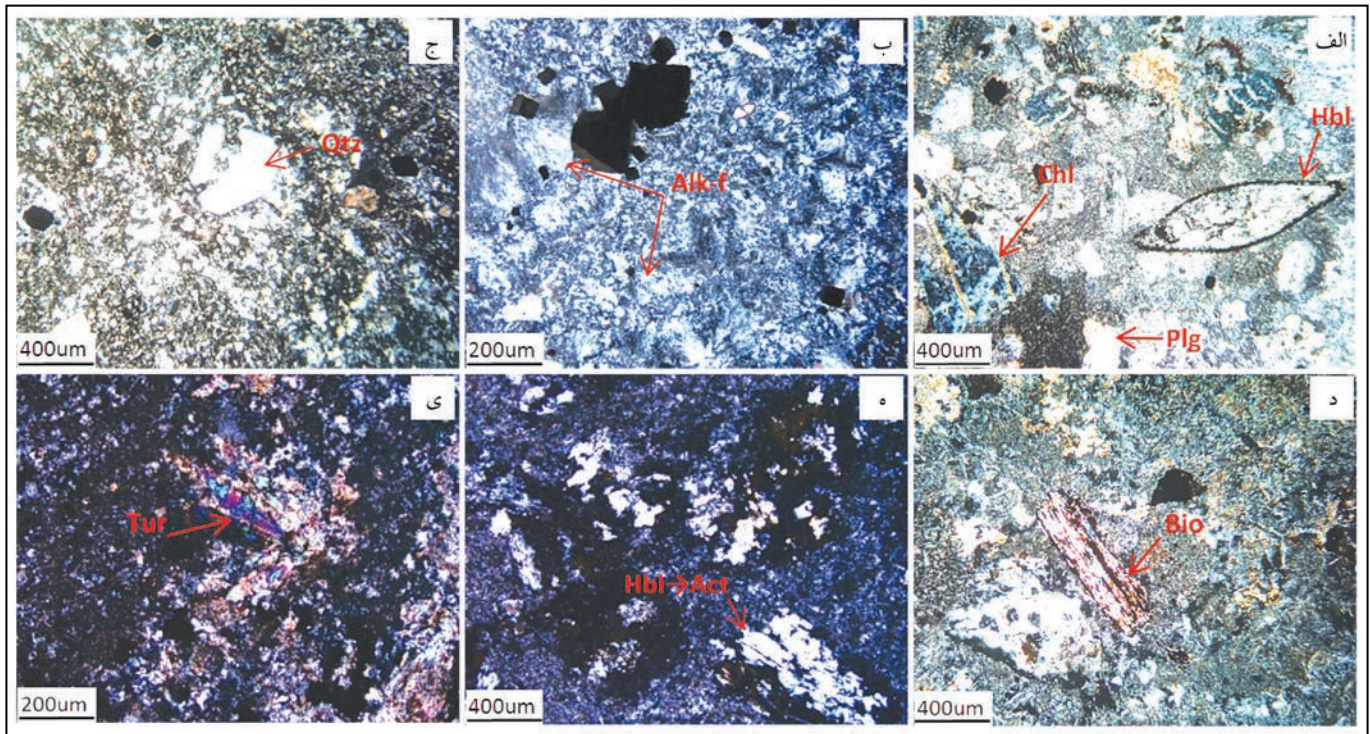
شکل ۲- الف) نمای از استوک میکرودیوریتی؛ ب) آنکلاو مافیک موجود در کوارتز دیوریت همان استوک؛ ج) آینه گسل امتدادلغز راست‌بر؛ د) نمای از میکا ماهی و کوارتزهای طولیل شده، سوی راست‌بر (XPL). Ms-Fish: میکا (موسکوویت) ماهی، Qtz: کوارتز، Op: کانی اپک.



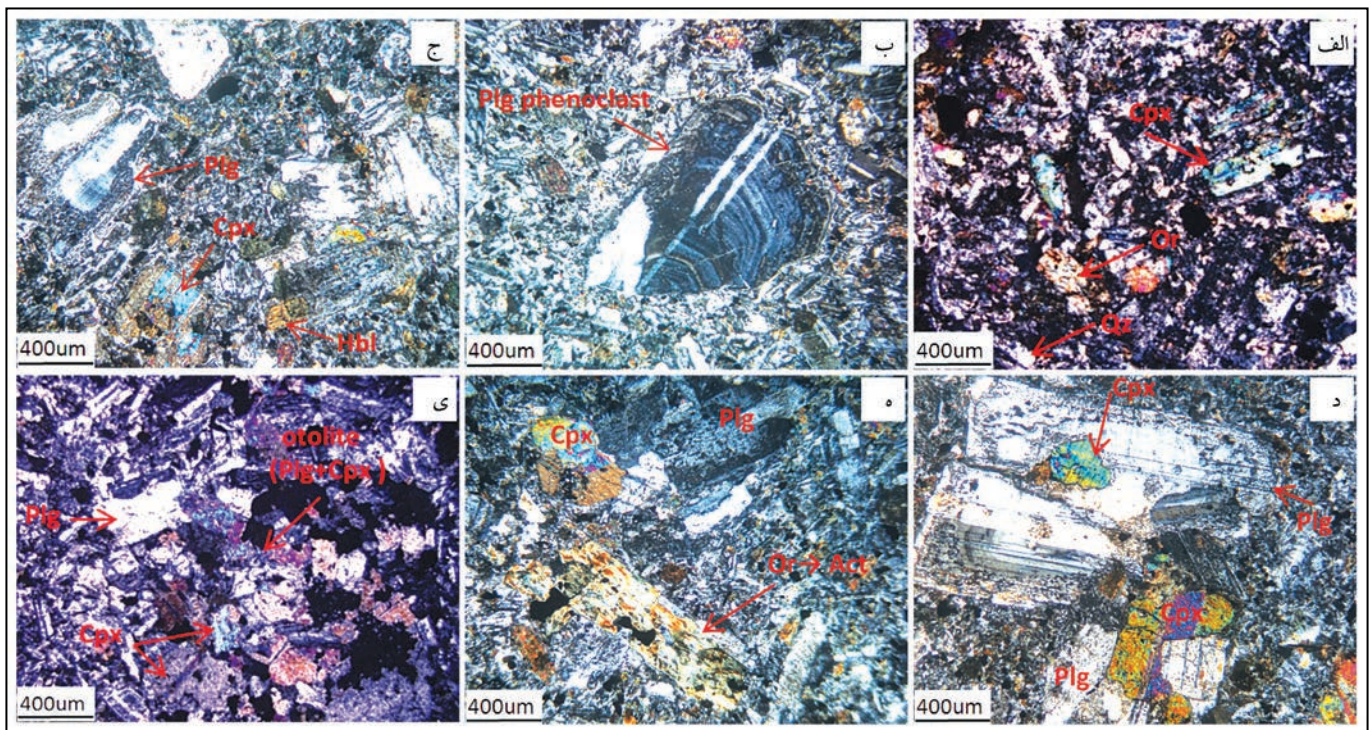
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آذرآواری محدوده ماهور (XPL: الف) لیتیک توف آندزیتی؛ ب) لیتیک توف داسیتی که در گوشه سمت چپ آن تصویری از Glass shard (PPL) خمیره نیز نمایش داده شده است؛ ج) لیتیک شیستی در زمینه دارای کوارتز و فلدسپار (شکل ج از شرکت تحقیق و گسترش صنایع معدنی پارس کانی (۱۳۹۱)).



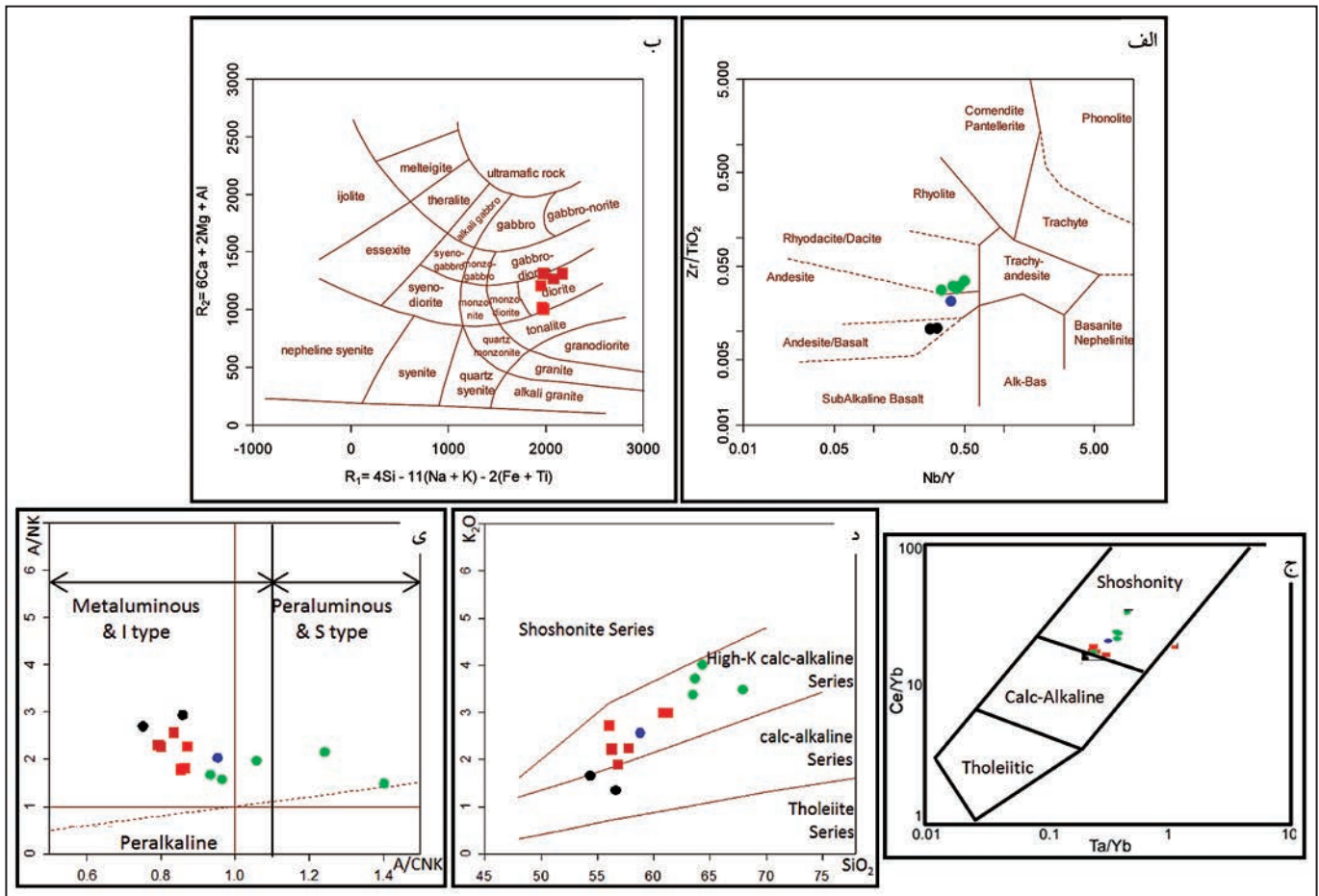
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی واحد آندزیتی محدوده ماهور در وضعیت نوری XPL: الف) بافت گلومروپورفیری پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به همراه بافت غربالی و زونینگ نوسانی در پلاژیوکلاز؛ ب) حاشیه خورده شده، بافت غربالی و حاشیه رشد دوباره از جنس فلدسپار پتاسیم در پلاژیوکلاز؛ ج) اورالیتی شدن پیروکسن؛ د) هورنبلند اکتینولیتی شده در آندزیت با بافت هیالوپورفیریک؛ د) زینولیت همزاد متشکل از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن؛ ی) بافت گلومروپورفیری درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه دارای بافت تراکیتی در تراکی آندزیت (Plg: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Alk-f: فلدسپار پتاسیم، Or: اورالیت، Hbl: هورنبلند، Act: اکتینولیت، Tra: تراکیت).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی واحد داسیت- ریوداسیت ماهور در وضعیت نوری XPL: الف) درشت بلورهای هورنبلند با حاشیه سوخته و آمفیبول کلریتی شده در زمینه دانه برفی؛ ب) بافت اسفرولیتی فلدسپارهای پتاسیم در ریوداسیت که حاصل تبلور دوباره خمیره شیشه‌ای هستند؛ ج) کوارتز با خوردگی خلیجی شکل؛ د) بیوتیت سرسیتی- موسکویتی شده؛ ه) هورنبلند اکتینولیتی شده در داسیت با زمینه فلسیتی؛ ی) تورمالینی شدن (Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Alk-f: پتاسیم فلدسپار، Hbl: هورنبلند، Chl: کلریت (پنین)، Act: اکتینولیت، Tur: تورمالین).

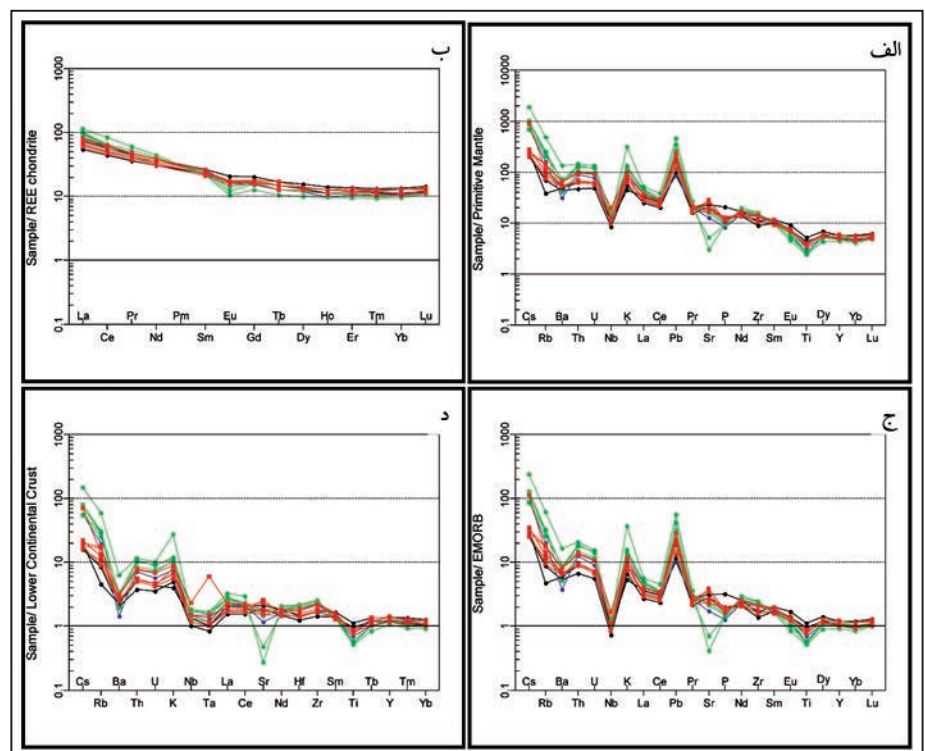


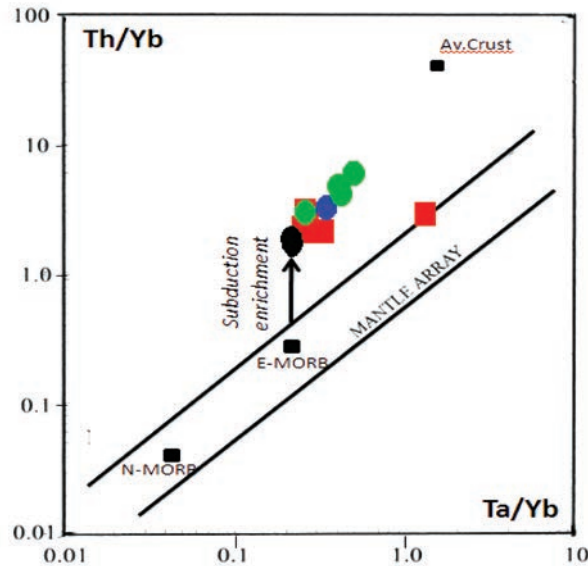
شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی واحد میکرودیوریت ماهور در وضعیت نوری XPL: الف) کلینوپیروکسن با ماکل دوقلو و اورالیت در کوارتز دیوریت با خمیره ریزدانه؛ ب) درشت بلور پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی؛ ج) بافت غربالی در پلاژیوکلاز؛ د) بافت گلوبروپورفیری پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی و منطقه بندی و پیروکسن؛ ه) اورالیت در حال اکتینولیتی شدن و بافت گلوبروپورفیری؛ ی) تجمع پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به عنوان فاز کومولایی گابرو (Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز، Or: اورالیت، Act: اکتینولیت).



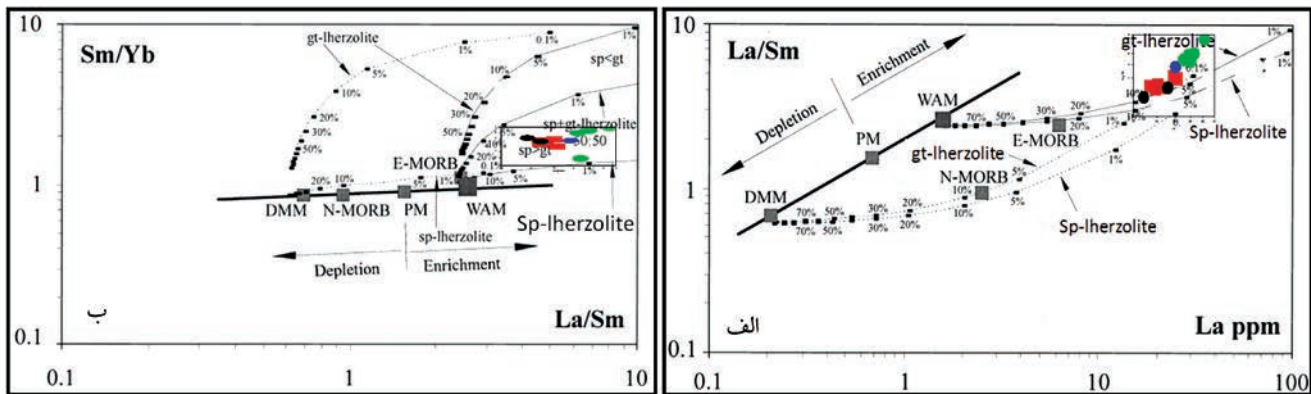
شکل ۷- رده‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه ماهور: الف) موقعیت نمونه‌های آتشفشانی و آتشفشانی - نیمه آتشفشانی در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977)؛ ب) موقعیت نمونه‌های نیمه‌نفوذی در نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980)؛ ج) نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce, 1982)؛ د) نمودار $K_2O - SiO_2$ (Peccerillo & Taylor, 1976)؛ ی) نمودار A/CNK-A/NK (Shand, 1943) که بر پایه این نمودارها، سنگ‌های آذرین ماهور بیشتر کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی، متآلومینوس و از نوع I (Chaple & White, 2001) هستند.

شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های منطقه ماهور و بررسی اثر فرورانش: الف) بهنجار شده با عناصر خاکی کمیاب کندریت (Boynton, 1984)؛ ب) بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)؛ ج) بهنجار شده با مورب غنی‌شده (Sun & McDonough, 1989)؛ د) بهنجار شده با پوسته قاره‌ای پایینی (Taylor & McLennan, 1995).

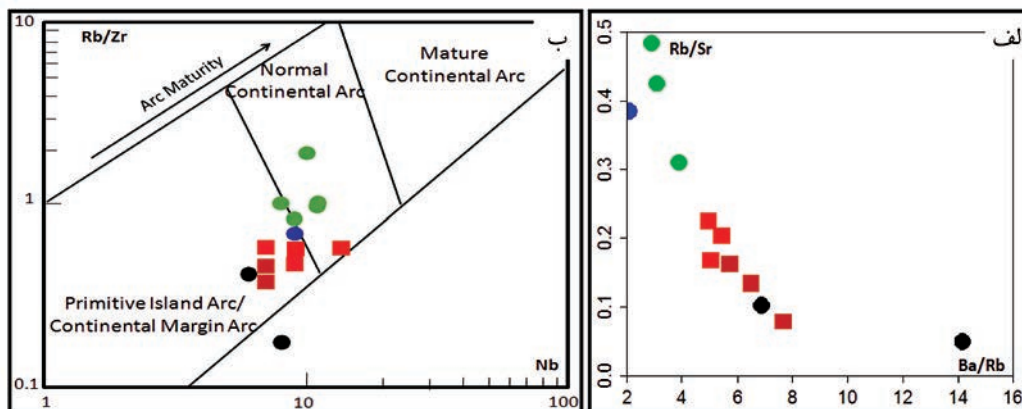




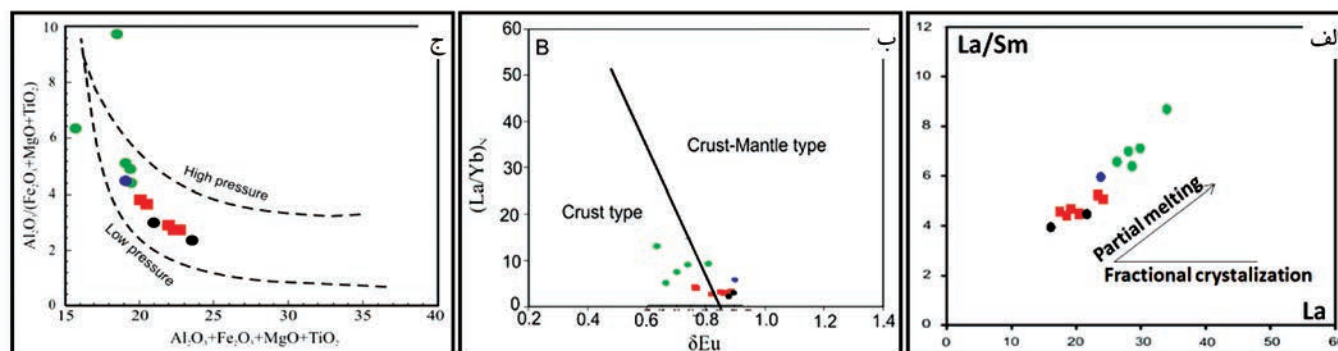
شکل ۹- نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) که موقعیت E-MORB و N-MORB (Sun & McDonagh 1989) از روی آن نشان داده شده و بیانگر غنی‌شدگی منشأ ماگمای مادر سنگ‌های آذرین ماهور از مؤلفه فرورانش است.



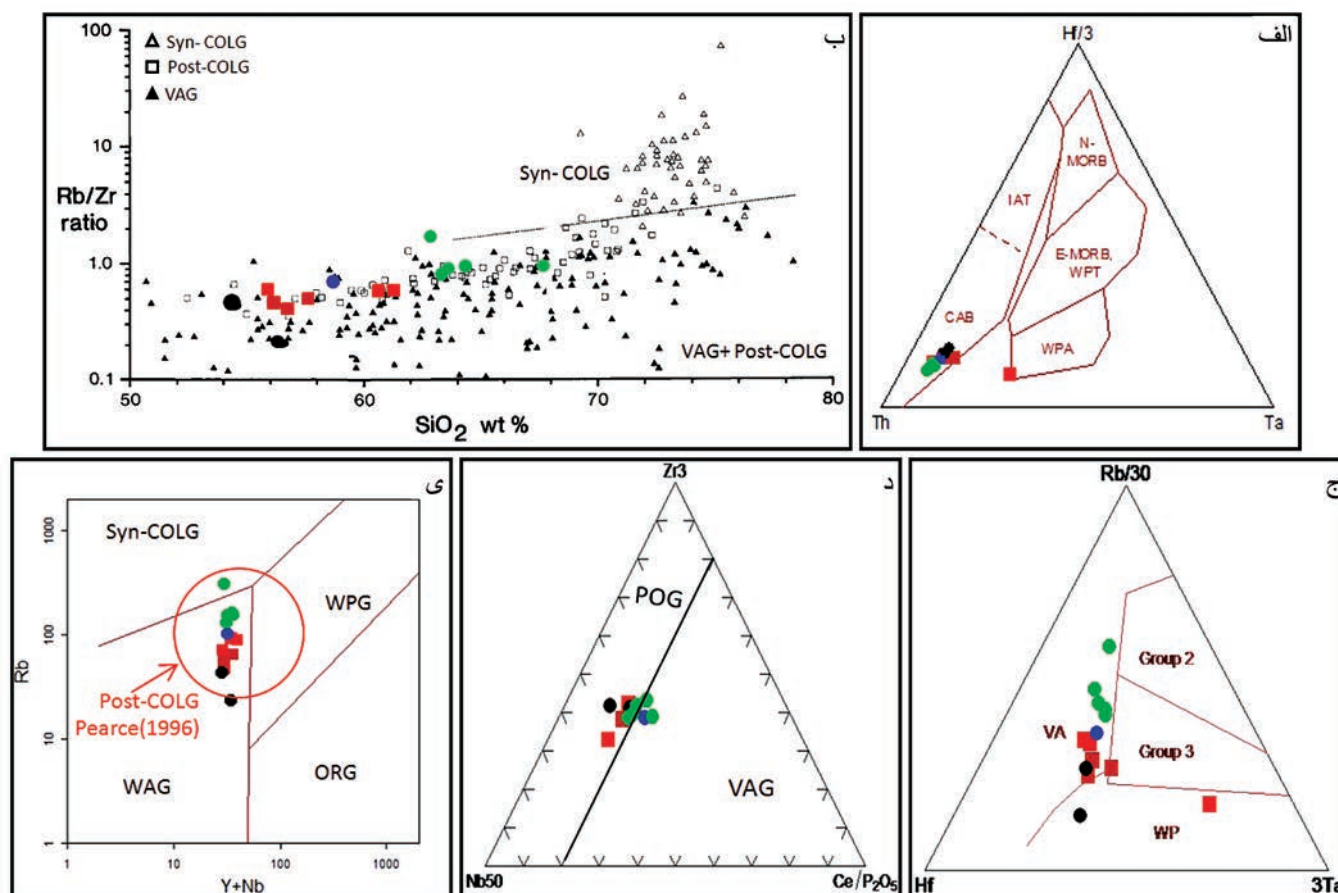
شکل ۱۰- تعیین ویژگی‌های منشأ گوشته‌ای ماگمای مادر سنگ‌های آذرین ماهور بر پایه موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای: الف) La در برابر La/Sm؛ ب) Sm/Yb در برابر La/Sm ارائه شده توسط Aldanmaz et al. (2000)، که نشانگر منشأ گوشته غنی شده از LREE با ترکیب اسپینل- لزلولیت دارای کمی گارنت هستند.



شکل ۱۱- الف) نمونه‌های ماهور در نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr (Furman & Graham, 1999) در محدوده حضور فاز فلوگپیت در گوشته منشأ ماگمای مادر قرار دارند؛ ب) در نمودار Nb در برابر Rb/Zr (Brown et al., 1984) گوشته مولد ماگمای مادر دارای ویژگی‌های کمان بالغ نیست.



شکل ۱۲- الف) نمودار La در برابر La/Sm (Li et al., 2011) که روند ذوب بخشی و نه تفریق را برای تکامل ماگمای مادر سنگ‌های آذرین ماهور نشان می‌دهد؛ ب و ج) نمودار δEu در برابر (La/Yb)_n (Zhang et al., 2014) و نمودار (Geng et al., 2009) که بیانگر نقش مشترک گوشته و پوسته در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های محدوده ماهور است.



شکل ۱۳- نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های آتشفشانی، آتشفشانی - نیمه آتشفشانی و نیمه نفوذی محدوده ماهور: الف) نمودار Th-Hf-3-Ta پیشنهادی Wood (1980) که آندزیت‌ها و دیگر سنگ‌های آذرین ماهور در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند؛ ب و ج) نمودارهای پیشنهادی Harris et al. (1986): نمودار SiO₂ در برابر Rb/Zr و نمودار Rb/30-Hf-Ta*3 در برابر Rb/Zr در این نمودارها، نمونه‌ها بیشتر با تمایلی مشخص به سوی جایگاه پس‌برخوردی قرار گرفته‌اند؛ د) نمودار Zr*3-Nb*50-Ce/P2O5 پیشنهادی Muller & Groves (1997) که در آن نمونه‌ها در محدوده کمان‌های پس از برخورد قرار می‌گیرند؛ ی) نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984) با محدوده پیشنهادی Pearce (1996) برای توده‌های پس‌برخوردی که بر پایه آن، این سنگ‌ها در محدوده پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

CAB: arc basalt, VA:volcanic arc, WP: within plate, Group3: post collision. Group2: syncollision, WPG: within plate granitoid; VAG: volcanic arc granitoid; ORG: ocean ridge granitoid; Syn COLG: syncollisional granitoid; Post-COLG: post collisional granitoid

جدول ۱- تجزیه ۱۴ نمونه از انواع مختلف سنگ‌های آذرین ماهور به روش ICP-FUS و MS-FUS در آزمایشگاه ActLabs کانادا.

N. Sample	Mah-17	Mah-21	Mah-30	Mah-18	Mah-26	Mah-59	Mah-29	Mah-70	Mah-71	Mah-44	Mah-72	Mah-8	Mah- 64	Mah-12
Rock type	plutonic						Volcanic							
Name	qd	qd	gd	gd	d	d dyke	ban	ban	an	da	rda	da	da	da
Major element (Wt%)														
SiO ₂	60.83	61.27	57.75	56.8	56.25	56.03	54.39	56.66	58.84	62.97	67.96	63.73	64.37	63.54
Al ₂ O ₃	16.04	15.87	16.24	16.51	16.4	16.51	16.6	15.72	15.64	16.67	13.34	16.01	15.81	15.8
Fe ₂ O ₃ T	6.38	6.39	8	8.12	8.24	7.93	9.16	8.77	5.23	4.79	4.7	5.13	5.3	5.83
MnO	0.133	0.135	0.144	0.138	0.163	0.22	0.161	0.163	0.195	0.111	0.195	0.11	0.09	0.111
MgO	2.64	2.47	3.6	4.03	3.9	3.91	4.54	2.64	1.88	0.39	0.73	1.83	1.68	1.67
CaO	5.34	5.32	7.22	7.36	7.45	6.44	8.74	7.1	4.77	0.31	2.5	4.13	3.48	3.78
Na ₂ O	3.41	3.45	2.88	2.67	2.88	2.62	2.65	2.38	3.02	0.71	1.48	3.41	3.46	2.68
K ₂ O	2.99	2.99	2.24	1.88	2.22	2.72	1.65	1.34	2.55	9.38	3.47	3.71	4.01	3.37
TiO ₂	0.761	0.756	0.859	0.876	0.879	0.826	0.944	1.122	0.704	0.518	0.576	0.574	0.58	0.527
P ₂ O ₅	0.23	0.24	0.26	0.25	0.28	0.27	0.28	0.45	0.18	0.2	0.2	0.21	0.22	0.23
LOI	1.84	1.63	0.69	2.12	1.61	2.69	0.17	3.98	7.1	2.79	5.51	1.12	0.72	1.35
Total	100.6	100.5	99.88	100.8	100.3	100.2	99.31	100.3	100.1	98.84	100.7	99.89	99.7	99.9
Na ₂ O+K ₂ O	6.4	6.44	5.12	4.55	5.1	5.34	4.3	3.72	5.57	10.09	4.95	7.12	7.47	6.05
K ₂ O/Na ₂ O	0.877	0.867	0.778	0.704	0.771	1.038	0.623	0.563	0.844	13.211	2.345	1.088	1.159	1.257
Trace element (ppm)														
Sc	19	18	24	26	26	25	30	25	14	10	12	11	12	10
Cr	40	30	50	60	50	60	80	< 20	20	30	< 20	30	20	<20
V	138	130	181	199	197	185	228	192	128	63	62	73	68	65
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	15	14	20	21	21	22	25	14	12	7	9	11	7	10
Cu	20	20	30	30	50	30	40	20	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	70	80	80	60	100	720	80	100	110	70	270	90	80	70
Rb	89	93	65	47	56	72	44	24	103	310	156	163	157	131
Sr	528	413	399	594	416	353	429	487	268	63	109	326.6	360.9	422.7
Y	26	26	27	23	23	22	22	26	23	20	24	24	25	22
Zr	150	157	128	116	119	120	100	121	150	179	160	175	165	159
Nb	14	9	9	7	7	7	6	8	9	10	8	11	11	9
Cs	1.8	2	2.2	1.8	1.6	7.1	1.6	2	5.7	14.9	5.6	8.1	7.2	5.4
Ba	448	460	372	360	364	391	303	340	216	948	292	461	473	510
La	24.6	25.4	21.5	19.5	20.2	18.4	17	22.8	25	35.6	27.6	31.3	30	29.4
Ce	49.8	51.2	44.1	40	41.7	37.9	35.4	46.3	47.7	67.4	46.3	53.2	51.7	49.6
Pr	5.76	5.9	5.25	4.89	5.02	4.5	4.42	5.59	5.38	7.39	5.28	6.35	5.7	5.68
Nd	22.6	23.1	21	18.9	20	18.4	18.5	23	20.1	26.4	20.1	24.7	23.4	23
Sm	4.8	5.1	4.9	4.5	4.4	4.1	4.4	5.2	4.3	4.2	4.3	4.5	4.8	4.3
Eu	1.18	1.21	1.28	1.26	1.25	1.13	1.24	1.53	1.21	0.77	0.9	1.18	1.03	1.04
Gd	4.6	4.6	4.6	4.4	4.2	4	4.2	5.2	3.9	3.3	4	4.4	4.2	4.3
Tb	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.8	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6
Dy	4.4	4.5	4.4	4.3	4.4	4	4.2	5	3.8	3.2	4	3.8	4	3.8
Ho	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	1	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8
Er	2.6	2.8	2.6	2.5	2.6	2.3	2.5	2.9	2.2	2	2.5	2.3	2.4	2.3
Tm	0.41	0.4	0.39	0.37	0.38	0.34	0.36	0.43	0.34	0.3	0.38	0.34	0.37	0.32
Yb	2.7	2.7	2.7	2.4	2.4	2.2	2.3	2.8	2.3	2	2.7	2.2	2.4	2.1
Lu	0.42	0.44	0.41	0.37	0.39	0.37	0.38	0.46	0.37	0.35	0.42	0.37	0.39	0.36
Hf	3.6	4	3.3	3	2.9	3.1	2.6	3.1	3.8	4.5	3.8	4.4	4.3	3.8
Ta	3.6	0.7	0.9	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.8	1	0.7	0.9	1	0.9
Pb	17	14	11	8	13	17	7	9	6	33	9	25	17	19
Th	8	8.4	5.9	5.3	5.5	5.3	4	5.3	7.6	12.4	8.2	10.7	11.3	8.9
U	1.9	1.9	1.3	1.2	1.3	1.2	1	1.2	1.6	2.8	2	2.6	2.5	2.1
(La/Yb) _N	6.535	6.748	5.712	5.828	6.037	5.999	5.302	5.841	7.797	12.768	7.332	10.21	8.966	10.042
(La/Sm) _N	3.309	3.215	2.833	2.797	2.964	2.897	2.494	2.831	3.753	5.472	4.144	4.49	4.035	4.414
(Dy/Yb) _N	1.091	1.116	1.091	1.2	1.23	1.22	1.222	1.195	1.106	1.071	0.992	1.156	1.115	1.211
Sm/Yb	1.778	1.889	1.815	1.875	1.833	1.864	1.913	1.857	1.87	2.1	1.593	2.045	2	2/048
Gd/Yb	1/704	1/704	1/704	1/833	1/750	1/818	1/826	1/857	1/696	1/650	1/481	2	1/750	2/048
Eu/Eu*	0.768	0.764	0.824	0.866	0.889	0.853	0.882	0.9	0.903	0.632	0.663	0.811	0.701	0.739
Ba/La	18.211	18.11	17.302	18.462	18.02	21.25	17.824	14.912	8.64	26.629	10.58	14.728	15.767	17.347
Nb/La	0.569	0.354	0.419	0.359	0.347	0.38	0.353	0.351	0.36	0.281	0.29	0.351	0.367	0.306
Nb/U	7.368	4.737	6.923	5.833	5.385	5.833	6	6.667	5.625	3.571	4	4.231	4.4	4.286
Ce/Pb	2.929	3.657	4.009	5	3.208	2.229	5.057	5.144	7.95	2.042	5.144	2.128	3.041	2.611
Th/U	4.211	4.421	4.538	4.417	4.231	4.417	4	4.417	4.75	4.429	4.1	4.115	4.52	4.238
Ba/Nb	32	51.111	41.333	51.429	52	55.857	50.5	42.5	24	94.8	36.5	41.909	43	56.667
Rb/Ba	0.199	0.202	0.175	0.131	0.154	0.184	0.145	0.071	0.477	0.327	0.534	0.354	0.332	0.257
Rb/Nb	6.357	10.333	7.222	6.714	8	10.286	7.333	3	11.444	31	19.5	14.82	14.273	14.556
Nb/Ta	3.889	12.857	10	11.667	11.667	11.667	12	13.333	11.25	10	11.429	12.222	11	10
Th/La	0.325	0.331	0.274	0.272	0.272	0.288	0.235	0.232	0.304	0.348	0.297	0.342	0.377	0.303
Zr/Nb	10.714	17.444	14.222	16.571	17	17.143	16.667	15.125	16.667	17.9	20	15.91	15	17.667
Ta/Yb	1.333	0.259	0.333	0.25	0.25	0.273	0.217	0.214	0.348	0.5	0.259	0.409	0.417	0.429
Nb/Yb	5.185	3.333	3.333	2.917	2.917	3.182	2.609	2.857	3.913	5	2.963	5	4.583	4.286
Zr/Yb	55.556	58.148	47.407	48.333	49.583	54.545	43.478	43.214	65.217	89.5	59.259	79.55	68.75	75.714
La/Yb	9.111	9.407	7.963	8.125	8.417	8.364	7.391	8.143	10.87	17.8	10.222	14.227	12.5	14

qd= quartzdiorite, gd=gabbrodiorite, d=diorite, ddy=dioritic dyke, ban=basaltic andesite, an=andesite, da= dacite, rda=rhyodacite

کتابکاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- ارجمندزاده، ر.، کریم پور، م. ح.، مظاهری، س. ا.، سانتوز، ژ. ف.، مدینا، ج. و همام، س. م.، ۱۳۹۰- فرورانش دوسویه نامتقارن، نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران، مجله زمین شناسی اقتصادی ۳، صص. ۱۷ تا ۳۰.
- اسفرم، م.، بیابانگرد، ب.، بومری، م.، زرین کوب، م. ح.، مهرا، م. و ابراهیمی، و.، ۱۳۹۱- ژئوشیمی و سنگ شناسی سنگ‌های آتشفشانی کانسار مس ماهور، شمال غرب نهبندان (شرق ایران)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، صص. ۲۴۱ تا ۲۵۲.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، صص. ۱۹ تا ۲۸.
- امامی، م. ه.، ۱۳۷۹- ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۱، ۶۲۲ ص.
- خطیب، م. م.، ۱۳۶۸- تحلیل ساختاری کوه‌های جنوب بیرجند، دانشگاه تربیت مدرس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۸۸ ص.
- سامانی، ب. و اشتری، ش.، ۱۳۷۱- تکوین زمین شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴، سازمان زمین شناسی کشور.
- سهندهی، م. ر.، ۱۳۷۱- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ده سلم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شرکت تحقیق و گسترش صنایع معدنی پارس کانی، ۱۳۹۱- گزارش نهایی اکتشاف در ناحیه امیدبخش ماهور، استان خراسان جنوبی.
- فتوحی راد، غ. و امینی، ص.، ۱۳۸۶- منطقه بندی و شیمی گارنت‌های موجود در اکلوزیت‌ها و شیبست‌های آبی مجموعه افیولیتی شرق بیرجند: شاهدهی بر فرایند فرورانش در شرق ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره ۱، صص. ۱۴۱ تا ۱۵۸.
- فتوحی راد، غ.، ۱۳۸۳- پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگون شده شرق بیرجند، دانشگاه تربیت معلم، رساله دکترا.
- قاسمی، م. ر.، ۱۳۸۷- پایه‌های زمین شناسی ساختمانی، سازمان زمین شناسی کشور، ۳۲۰ ص.
- مؤید، م.، ۱۳۸۰- بررسی‌های پترولوژیکی سنگ‌های نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز غربی- آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین، رساله دکترا، دانشگاه شهیدبهشتی، ۳۲۸ ص.
- مؤید، م.، ۱۳۸۱- نگرش نو بر تکوین و تکامل ثنوتیس و ارتباط آن با ماگماتیسم ترشیری ارومیه دختر و البرز غربی- آذربایجان. مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، صص. ۳۷۴ تا ۳۷۸.
- معین وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۸۸- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، چاپ چهارم.
- میرزایی راینی، ر.، احمدی، ع. و میرنژاد، ح.، ۱۳۹۱- بررسی کانی شناسی و شاره‌های درگیر در کانسار چند فلزی ماهور، شرق بلوک لوت، ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۲، صص. ۳۰۷ تا ۳۱۸.
- میری بیدختی، ر.، کریم پور، م. ح. و مظاهری، س. ا.، ۱۳۹۲- زمین شناسی، آلتراسیون، کانی سازی و پتروگرافی توده‌های نیمه نفوذی کانسار ماهور، شرق ایران، پنجمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.
- میری بیدختی، ر.، کریم پور، م. ح. و مظاهری، س. ا.، ۱۳۹۳- پترولوژی و جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی ماهور، جنوب غرب نهبندان، پترولوژی، سال پنجم، شماره نوزدهم، صص. ۱۲۳ تا ۱۳۸.
- یزدان پناه، ح.، خطیب، م. م.، نظری، ح. و غلامی، ا.، ۱۳۹۴- تحلیل جنبش شناختی امتداد لغز در یک پهنه برشی با نرخ لغزش ناهمسان: مطالعه موردی پهنه لوت، شرق ایران، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۷، سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۲۷۹ تا ۲۹۰.
- یوسف زاده، م. ح.، ۱۳۸۸- پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه بیرجند- خوسف با نگرشی ویژه بر آنکلاوهای موجود در آن، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۸۶ ص.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148, 692–725.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the paleo-tethys in northern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 103, 983-992.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67–95.
- Amidi, S. M. & Emami, M. H., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the Middle part of central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau*, 73,3, 917-932 Stuttgart.
- Azizi, H. & Moinevaziri, H., 2009- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47, 167–179.
- Babazadeh, S. A. & de Wever, P., 2004- Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas* 26, 185–206.
- Bailey, J. C., 1981- Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, 32, 139-154.
- Baker, J. M., Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S. & Stolper, E. M., 1995- Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculation, *Nature* 375,308-311.

- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210–265.
- Berberian, M., 1976- Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II). Geological Survey of Iran, Rep. No. 39, 518 P.
- Berberian, M., 1983- Continental deformation on the Iranian Plateau, G.S.I., No. 52. Berger, B.R., and Bethke, P.M., 1986: *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. *Rev. Econ. Geol.*, 2: 298p.
- Bonin, B., 2004- Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78: 1–24.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp 63–114.
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. & Salimi, Z., 2013- New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos* 170–171, 17–34.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. & Webb, P. C., 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: *Geol. Soc. London. Jour.*, v. 141, p. 413-426.
- Burnham, C. W., 1979- *Magmas and hydrothermal fluids*. In *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (2nd edn.) pp. 71-136 (ed. H.L. Barnes), Wiley Interscience, New York.
- Camp, V. E. & Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran *LITHOS.*, ISSN 0024-4937, v. 15, 3, pp. 221-239.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types. *Australian journal of Earth Science*. 48, pp. 489– 499.
- Davies, J. H. & Von Blanckenburg, F., 1995- Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 129, p. 85-102.
- Davis, J. M., Elston, W. E. & Hawkesworth, C. J., 1993- Basic and intermediate volcanism of the Mogollon Datil Volcanic Field: implications for mid-Tertiary tectonic transitions in southwestern New Mexico, USA. In: Pritchard HM, Harris NBW, Alabaster T, Neary CJ (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geol Soc London Spec PuN* 76:469M88.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis- its relationship with current nomenclature, *Chem Geol*. Vol. 29, pp. 183-210.
- De Yoreo, J. J., Lux, D. R. & Guidotti, C. V., 1989- The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: Daly JS, Cliff RA, Yardley BWD (eds) *Evolution of metamorphic belts*. *Geol Soc London Spec Publ* 43.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C. I. I., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J., 1973- Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3137–3180.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crystal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95, 21503–21521.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. & Mazzuli, R., 1992- The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 450–462.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001- A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Furman, T. & Graham, D., 1999- Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift Basalts: an overview. *Journal of African Earth Science*. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2006.06.009.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. J., Xian, W. S., Zhao, G. C., Zhang, L. F., Wong, K. & Wu, F. Y., 2009- Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge Subduction? *Chemical Geology*. 266 (3-4): 364-389.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.
- Gill, J. B., 1981- *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Glenn, A. G., 2004- The Influence of Melt Structure on Trace Element Partitioning Near the Peridotite Solidus, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147511-527.
- Harris, N. B. W., Kelley, S., Okay, A. L., 1994- Post- collision magmatism and tectonism in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 241-252.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. & Almand, D. C., 1983- The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Journal of Geological Society of London* 140: 245-256.

- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, v.19; p67-81.
- Haschke, M., Sieble, W., Gunther, A. & Scheuber, E., 2002- Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26°S). *Journal of Geophysical Research* 107, B1. Doi: 10.1029/2001JB000328 (ECU 6-1-18).
- Hildreth, W. & Moorbath, S., 1988- Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455-489.
- Hirose, K. & Kushiro, I., 1993- Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotites using aggregates of diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114, 477-489.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seofert, M. & White, W. M., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: new constrains on mantel evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 79.33- 45.
- Jiménez-Munt, I., FernándeZ, M., Saura, E., Vergés J. & Garcia-Castellanos, D., 2012- 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran), *Geophys. J. Int.*, 190, 1311-1324.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, Chr., Baumann, A. & Horn, P., 1983- Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lutarea, East of Iran, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51, pp. 285-336.
- Kay, R. W. & Mahlbürg Kay, S., 1993- Delamination and delamination magmatism, *Tectonophysics*, v. 219, pp. 177-189.
- Kay, S. M. & Mpodozis, C., 2001- Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSATODAY (Geol Soc Am)* 11(3):4-9.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. & Munizaga, F., 1991- Magma source variations for mid- late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing Subduction zone and thickening crust in the central Andes (28- 33°S) In: Hamon, R.S., Rapela, C.W. (Eds) *Andean Magmatism and its tectonic setting*, Geol. Soc. America, Boulder, Colorado, Special paper, vol-265, pp. 113-137.
- Li, J. X., Qin, K. Zh., Li, G. M., Xiao, B., Chen, L. & Zhao, J. X., 2011- Post-collisional orebearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126(3-4): 265-277.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. & Heath, E., 2001- The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76.
- Martin, H., 1999- The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46 (3), 411-429.
- Miri Beydokhti, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Klotzli, U., 2015- U-Pb zircon geochronology, Sr - Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 111, 192-205.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, sec. updated. Springer- Verlag, 242pp.
- Nelson, S. T. & Montana, A., 1992- Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242- 1249.
- Nogole-Sadate, M. A. A., 1978- Les zones de décrochements et les vigations structurales en Iran, Consequences des resultants de l'analyse structural de la region de Qom, These univ. Scientifique et Medicale de Grenoble, 210 p.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380-398 .
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. & Lo, C. H., 2013- Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180- 181: 234-25.
- Pearce, J. A. & Stern, R. J., 2006- Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives, in *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions* (eds D. M. Christie, C. R. Fisher, S.-M. Lee and S. Givens), American Geophysical Union, Washington, D. C. doi: 10.1029/166GM06.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Thorpe R.S. (Eds): Wiley 525-548.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C.J., Hawkesworth and M.J., Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich 230-249.
- Pearce, J. A., 1996- Source and setting of granitic rocks. *Episode*, 19, 4, 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *J. Petrol*, V. 25, 956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamous area, Northern Turkey, *Contrib. Mineral. Petrol.* 58. 63-81.
- Plank, T., 2005- Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* 46, 921-944.

- Reagan, M. K. & Gill, J. B., 1989- Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4619-4633.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. & Fletcher, T., 2012- High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu \pm Mo \pm Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107: 295–332.
- Richards, J. P., Ullrich, T. & Kerrich, R., 2006- The late Miocene–Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: protracted history, diverse petrology, and economic potential. *J Volcan Geotherm Res* 152, 197–239.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons Inc, New York.
- Rudnic, R. L. & Gao, S., 2004- Composition of the continental crust. In: R. L., Rudnic (Ed.): *Treatise on Geochemistry, the Crust*. Elsevier Pergamon.
- Rudnick, R. L. & Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust, Treatise in Geochemistry*, volume 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Rushmer, T., 1991- Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib Mineral Petrol* 107:41-59.
- Rutter, M. J. & Wyllie, P. J., 1988- Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration melting in the deep crust. *Nature* 331: 159-160.
- Sabzehei, M., 1974- Les mélanges ophiolitiques de la région d, Esfadağeh (Iran Meridional)-étude pétrologique et structurale, interprétation dans le crack Iranien, These présentée à l, université de Grenoble. 360.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. & Amini, S., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 117, 209–228.
- Saunders, A. D., Tarney, J. & Weaver, S. D., 1980- Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth Planet. Sci.Lett.*, 46:344-360.
- Shand, S. J., 1943- *Eruptive rocks: Their genesis, composition, Classification and their relation to Ore – deposits*, 3rd edition. John Wiley Sons, New York. Richard, 2003.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52p.
- Stöcklin, J., Eftekharneshad, J. & Hushmandzadeh, A., 1972- Central Lut reconnaissance East Iran, Geological Survey of Iran, Report No.22
- Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B. & Hofmann, A. W., 1996- Fluid and melt related enrichment in the sub arc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts. *Geology* 24: 587–590.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry M (eds). *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication 42, pp. 313-345.
- Tarkian, M., Lotfi, M. & Baumann, A., 1983- Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51, pp. 357-383.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1995- Model of growth of continental crust through time In: John Victor walther, 2005: *Essentials of Geochemistry*. Jones & Bartlett, Sudbury, MA.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. & Camp, V. E., 1983- The sistan suture zone of eastern Iran, *Geolc. Soc. Am. Bull*, 94, pp. 134-156.
- Verdel, C., 2009- Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism II. Ediacaran stratigraphy of the north American Cordillera: New observations from eastern California and northern Utah.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. & Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30. <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002809> TC3008.
- Wang, R., Richards, J. P., Hou, Z., Yang, Z. & Dufrane, A., 2014- Increased Magmatic Water Content—The Key to Oligo-Miocene Porphyry Cu-Mo \pm Au Formation in the Eastern Gangdese Belt, Tibet. *Economic Geology* 109, 1315–1339.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Winter, J. D., 2001- *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Scientific Letters* 50: 11-30.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. & Lee, H., 2012- Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 154, 392–405.
- Zhang, Zh. Y., Du, Y. S., Teng, Ch. Y., Zhang, J. & Pang, Zh. Sh., 2014- Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79(PartB):792–809.

Investigation of geology, petrology and petrogenesis of igneous rocks from the Mahour Mining exploration area, west Dehsalm: Implication for Lut tectonomagmatic setting

S. Younesi ^{1*}, M. R. Hosseinzadeh ², M. Moayyed ³ & A. Maghsoudi ⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Mining and Metallurgy Engineering, Amirkabir University of Technology, Tehran, Iran

Received: 2016 April 11

Accepted: 2016 May 30

Abstract

The study area is located at the center of the Lut area and the southern part of the Eocene- Oligocene Lut volcano-plutonic belt. The main exposed igneous rocks include widespread and thick units of Middle Eocene volcanic (basaltic andesite, andesite and trachy-andesite) and Eocene-Oligocene volcanic-subvolcanic (dacite and rhyodacite) with related tuffs, intruded by microdioritic stock and dykes of Oligocene age with gabbrodiorite to quartzdiorite compositions. Texture is dominantly porphyritic and the main minerals are plagioclase, clinopyroxene, hornblende, K-feldspar, quartz and minor amounts of biotite with apatite, zircon, rutile and opaque minerals as accessory phases. These rocks with predominant K-high calc-alkaline to shoshonitic affinities, are I type and metaluminous and are characterized by LILE, LREE and Th enrichment relative to HFSE, depletion in Nb,Ti,Ta and weak depletion in HREE and Y. These features are characteristic of the post-collisional calc-alkaline rocks along with a continental active margin tectonic setting. In spite of the low ratios of Nb/U, Nb/La and Ce/Pb, the Sm/Yb (1.6-2.1) ratio reveals low contamination of magmas with relatively thin crust which is in accordance with low crustal thickness in this area (36-38Km). According to geochemistry of trace elements and REEs, the main cause of magmatism in Mahour was melting of a metasomatized lithospheric mantle (E-MORB like) with spinel lherzolite composition accompanied by very small amount of garnet in the presence of phlogopite. On the basis of the phenocrysts assemblage, REE pattern with negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.63-0.9$) and also La/Yb calibration to crustal thickness, magmas have undergone relatively dry crystallization in the magma chamber at shallow depths (<40 Km). Non-equilibrium textures, multiple element and REE pattern, abundances of Y and K_2O/Na_2O in Mahour igneous rocks show contamination and mixing with acidic magma of amphibolitic lower crust due to temperature of mantle magma and AFC process played important roles in magma evolution, in addition to fractionation. La vs. La/sm diagram and $Nb/Ta = 10-13.3$ illustrate partial melting and the role of lower crust in magma evolution, respectively. The presence of hornblende more than biotite, mantle-crust source, the contents of Sr, Rb, Ba, Ce and Rb/Zr, the tectonic setting discrimination diagrams and the regional geological evidences such as closing age of Neotethys, Naeen-Baft and Sistan oceans and cutting ophiolitic mélange by Eocene lavas around Birjand, all indicate Tertiary magmatism in the Mahour area and therefore Lut in a post-collision tectonic setting. Calc-alkaline affinity and subduction geochemical signature in these rocks are related to metasomatized mantle source inherited from the low-angle subduction of Arabic plate (Neotethys oceanic crust) beneath the Central Iran plate in Mesozoic. The Probable mechanism for this magmatism is slab retreat and extensional collapse after orogeny in which Nehbandan and Nayband streak-slip and shear faults activities and also crust thickness had important role in emplacement of them. The igneous rocks have been affected by hydrothermal alteration. Zinc and copper mineralization formed as veins, veinlets and space filling among breccia fragments in fault crushed zone and predominantly in dacite-rhyodacite unit.

Keywords: Dacite-rhyodacite, Trace element and REE, Spinel lherzolite, Post-collision, Mahour, Lut.

For Persian Version see pages 179 to 198

*Corresponding author: S. Younesi; E-mail: Sim_younesi@yahoo.com