

# ژئوشیمی و متالورژی سنگ‌های کلسیمی - قلیایی، شوشونیتی و آداکیتی در ارتباط با کانسار سازی مس - مولیبدن پورفیری و رگه‌ای در کمربند آتشفشانی نفوذی دهج - ساردوئیه، کرمان

نوشته: حبیبه عطاپور\* و علیجان آفتابی\*\*

\* سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت جنوب خاوری - مرکز کرمان، ایران  
\*\* بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۱/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۱/۲۹

## چکیده

سنگ‌های آذرین کمربند آتشفشانی - نفوذی دهج - ساردوئیه، استان کرمان، در سه مرحله رخ داده است. اولین مرحله شامل سنگ‌های آتشفشانی (تفریت - فنولیت، بازالت، تراکی بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت) ائوسن و کمپلکس‌های بحر آسمان، رازک و هزار است که در ابتدا اسیدی بوده و به تدریج حد واسط و بازی می‌شود. این شرایط گویای افزایش شیب فرورانش از کم به زیاد است. پس از این مرحله توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی الیگومیوسن (گابروئیدی، دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت) با ماهیت کلسیمی - قلیایی، کلسیمی - قلیایی پتاسیم‌دار و شوشونیتی به درون سنگ‌های آتشفشانی با همین ویژگی ژئوشیمیایی نفوذ می‌کنند که واجد اولین مرحله کانسار سازی مس پورفیری و رگه‌ای سرچشمه، میدوک و چهارگنبد است. دومین مرحله ماگمایی در نفوذ (میوسن - پلیوسن) و از نوع سنگ‌های داسیتی - ریوداسیتی، دیوریتی و کوارتز دیوریتی با ماهیت کلسیمی - قلیایی - آداکیتی است که حاصل فرورانش تخت بوده و با دومین مرحله کانسار سازی پورفیری و رگه‌ای کوه مزاحم (آبدر) همراه است. کانی زایی رگه‌ای نیز در سنگ‌های همبر بیرونی همه کانسارها یافت می‌شود که ارتباط نزدیکی با کانی‌زایی پورفیری و ویژگی‌های زمین ساختی منطقه دارد. حضور ایگنمبریت در کمربند دهج ساردوئیه، موقعیت زمین ساختی فرورانش حاشیه قاره‌ای را قوی تر جلوه می‌دهد. بالا بودن عناصر ناسازگار (پتاسیم، روبیدیم و باریم و...) نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی دگرگون شده و واکنش با گوه گوشته (اکلوژیت فلوگوبیت‌دار یا آمفیبولیت فلوگوبیت‌دار) در موقعیت زمین ساختی حاشیه قاره‌ای حاصل شده‌اند. سومین مرحله ماگمایی پس از برخورد حاصل شده که با حضور دایک‌های لامپروفیری (کوه گری و مزاحم) و بازالت‌های قلیایی و پتاسیک در منطقه مشخص می‌شود. آخرین فعالیت پسمگمایی منجر به تشکیل تراورتن‌های چشمه‌ای دوره چهارم شده که گسترش وسیعی در منطقه دارند.

**کلید واژه‌ها:** سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار، آداکیت‌ها، لامپروفیرها، فلز زایی، کانسارهای مس - مولیبدن پورفیری حاشیه قاره‌ای

## ۱- مقدمه

فراوان دیگر در کمربند دهج - ساردوئیه و تمایلات پتاسیک بعضی از سنگ‌های همبر این کانسارها، هدف از این مطالعه، بررسی ارتباط ماهیت سنگ‌های میزبان با مراحل مختلف فلز زایی کانسارهای مس - مولیبدن پورفیری و رگه‌ای در این منطقه است.

## ۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای کمربند دهج - ساردوئیه

کمربند دهج - ساردوئیه، از شمال باختر استان کرمان در امتداد کمربند ارومیه - دختر (سهند بزمان) تا جنوب خاور به طول حدود ۵۰۰ کیلومتر کشیده شده است. این منطقه ستبرای حدود ۱۵ کیلومتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و بازی ائوسن و توده‌های نفوذی میوسن - پلیوسن را دربرمی‌گیرد (Dimitrijevic, 1973). توده‌های نفوذی الیگومیوسن - پلیوسن درون واحدهای آتشفشانی نفوذ کرده‌اند. رسوبات کواترنری هم پیرامون کمربند را پوشانیده و درون بعضی از حوضه‌ها نهشته شده‌اند (شکل ۱). مهم‌ترین واحدهای آتشفشانی کمربند دهج - ساردوئیه به شرح زیر می‌باشد:

**۲-۱. مرحله اول:** فعالیت آتشفشانی - نفوذی ائوسن - الیگو میوسن و اولین مرحله کانی‌زایی پورفیری و رگه‌ای میوسن:

واحدهای آتشفشانی - رسوبی کمربند دهج - ساردوئیه به ستبرای حدود ۱۵ کیلومتر در سه واحد سنگی تفکیک می‌شوند (Dimitrijevic, 1973) که شامل مجموعه‌های زیر است: (شکل ۲)

الف) مجموعه آتشفشانی بحر آسمان با حدود ۷ هزار متر ستبرای، (ائوسن زیرین) با

منطقه آتشفشانی دهج - ساردوئیه بخش جنوبی کمربند سهند - بزمان (ارومیه - دختر) و کمربند مس ایران به شمار می‌رود که سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی ائوسن تا پلیوسن و کانی‌زایی مس - مولیبدن پورفیری و رگه‌ای چندفلزی در آن گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد. بررسی‌های زمین‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی ایران مرکزی (آقناباتی، ۱۳۸۵؛ درویش‌زاده، ۱۳۸۰؛ شهاب‌پور، ۱۳۶۲؛ لطفی، ۱۳۶۴؛ مرادیان، ۱۳۶۹؛ Alberti et al., 1981; Amidi, 1977; Berberian et al., 1982; Biju-Duval et al., 1977; Brousse et al., 1977; Caillet et al., 1978; Comin- Chiamonti et al., 1979; Didon et al., 1976; Emami, 1981; Etminan, 1977; Forster et al., 1972; Innocenti et al., 1982; Jung et al., 1975; Lescuyer and Riou, 1976; Moine-Vaziri et al., 1991) و کمربند دهج - ساردوئیه از سالیان گذشته مورد توجه و دقت خاص زمین‌شناسان بوده است. نتایج این مطالعات منجر به اکتشاف حدود ۶۰ نشانه معدنی و کانسار پورفیری، رگه‌ای، اسکارن و... در کمربند دهج - ساردوئیه شد. بر اساس مطالعات (Kazmin et al., 1986)، عطاپور (۱۳۷۲)، آفتابی و عطاپور (۱۳۷۶) و (Aftabi & Atapour 2000) بخش زیادی از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی کمربند دهج - ساردوئیه با تمایلات پتاسیک و از نوع کلسیمی - قلیایی، کلسیمی - قلیایی پتاسیم‌دار و شوشونیتی می‌باشد. بر اساس مطالعات (Muller & Groves 1997)، بسیاری از سنگ‌های مشابه با کمربند آتشفشانی - نفوذی کرمان، میزبان کانسارهای پورفیری مس - طلا بوده و بزرگ‌ترین معادن مس پورفیری دنیا درون سنگ همبر پتاسیک و شوشونیتی قرار دارند. با توجه به حضور معادن مس پورفیری از جمله سرچشمه و نشانه‌های معدنی

تیتراسیون و همچنین مقادیر L.O.I. در آزمایشگاه شیمی تجزیه مدیریت کرمان اندازه گیری شده است. نمونه‌هایی که مقادیر L.O.I آنها بالاتر از ۲/۵ درصد وزنی باشد به عنوان نمونه‌های دگرسان تفکیک شده‌اند (Le Maitre et al., 1989).

#### ۴- کانی‌زایی و دگرسانی در کانسارها و نشانه‌های معدنی پورفیری و رگه‌ای

کانی‌زایی پورفیری و افشان بیشتر درون توده‌های نفوذی حدواسط تا اسیدی بافت پورفیری و سنگ‌های درونگیر آتشفشانی و نوع رگه‌ای و برشی در سنگ‌های نفوذی و خروجی و بیشتر از نوع رگه‌ای با رگچه‌های کوارتزی می‌باشد. جدول ۱ انواع ماگمازایی و کانی‌زایی در خانواده سنگ‌ها را نشان می‌دهد. کانی‌های اولیه گرمایی مانند پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، گالن و اسفالریت به صورت انشاری و نقطه‌ای در سنگ میزبان وجود دارد که در اثر هوازدگی به کانی‌های ثانویه (سوپرژن) تبدیل می‌شوند. بافت‌های انشاری و جانیشینی در کانی‌های سولفیدی مانند جانیشینی پیریت و کالکوپیریت در ساختمان بیوتیت و جانیشینی هماتیت و گنویت در ساختمان سولفیدهای مذکور از جالب توجه‌ترین بافت‌ها در مناطق کانی‌زا در کمر بند دهج - ساردوئیه است.

دگرسانی گرمایی شامل پتاسیک، بیوتیتی شدن، سریسیتی شدن، رسی شدن، کلریتی شدن، اپیدوتی شدن و سیلیسی شدن است. حضور ژاروسیت، آلونیت و ساختارهای سیلیسی کوارتز حفره دار (Vuggy quartz)، بیانگر دگرسانی سولفیدی شدن بالا (High sulfidation alteration) در سیستم‌های اپی ترمال پورفیری و دگرسانی سریسیتی شدن و ساختارهای پرکننده فضای خالی (Open space filling) نشانگر کانی‌زایی اپی ترمال سولفیدی شدن پایین (Low sulfidation alteration) است که توسط (Robb 2005) در بعضی از کانسارهای پورفیری گزارش شده است.

#### ۵- ژئوشیمی گروه‌های مختلف عناصر در سنگ‌ها و مناطق کانی‌زا

برای مطالعات بیشتر در زمینه داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به سنگ‌های آذرین در کمر بند دهج - ساردوئیه به عطاپور (۱۳۸۶) مراجعه شود. با استفاده از نمودار تغییرات  $K_2O - SiO_2$  (شکل ۳) بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در سری کلسیمی-قلیایی، کلسیمی-قلیایی پتاسیم دار و شوشونیتی و حتی فوق پتاسیمی قرار گرفته‌اند (تفکیک بخش فوق پتاسیمی توسط Foley et al. (1987) و Muller and Groves (1997) نمودار تغییرات  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  (Chung et al. (1998) شکل ۴). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را در محدوده سری کلسیمی-قلیایی، کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم و شوشونیتی و فوق پتاسیمی (اولتراپتاسیک) قرار داده است. همچنین نمودارهای عناصر کمیاب (شکل ۵) نیز حضور تعدادی از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را در خانواده شوشونیتی تأیید می‌نماید.

میانگین استرانسیم در داسیت‌ها و ریوداسیت‌های نادگرسان پلیوسن کوه امیرالمومنین و کوه غول، ۱۱۷۲ گرم در تن بوده اما عیار ایتريم، ۱۷/۵ گرم در تن است. این ویژگی‌ها از نشانه‌های ماگماهای آداکیتی در حواشی قاره‌ای است که با قرار دادن نمونه‌های مناطق مورد مطالعه در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Str/Y$  (شکل ۶ الف) تأیید می‌شود. (Shafiei et al. (2008)، بر اساس نمودار Rb/Zr-Nb، (Brown et al., 1984)، گرانیتوئیدهای فوق اشباع از آلومین و شبه آداکیتی کوه پنج را که در محدوده حواشی قاره‌ای قرار می‌گیرند، در موقعیت پس از برخورد تفسیر می‌نمایند. بر اساس این بررسی، گرانیتوئیدهای کوه پنج از نوع I و اشباع از آلومین است که در محدوده کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری حاشیه قاره‌ای قرار می‌گیرند. نمودار Y در برابر

سنگ‌های آذرین و آذرآواری با ترکیب اسیدی آغاز و با ردیف‌های آذرآواری آندزیت - بازالتی ادامه می‌یابد.

ب) مجموعه رازک شامل سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی است که در بیشتر نقاط کرمان به سه زیر واحد با سنگ‌شناسی متفاوت تقسیم می‌شود.

ج) مجموعه آتشفشانی در ائوسن بالایی شامل ماسه سنگ توفی، کنگلومرا، توف، تراکی آندزیت، ایگنمبریت، لایه‌های نازک سنگ آهک و آگلومرا ... است. (آقناباتی، ۱۳۸۵). واحدهای سنگی الیگوسن بیشتر با عنوان تشکیلات سرخ زیرین و سازند قم در مناطق ساردوئیه - کوه هزار، خانه‌خاتون، جیرفت و کوه لاله‌زار رخمون دارند. مهم‌ترین پدیده‌های زمین‌شناسی در الیگوسن، فعالیت‌های ماگمایی و کانسار سازی است که منجر به تشکیل منابع و ذخایر زیادی از مس پورفیری، اسکارن و کانسارهای رگه‌ای در استان کرمان شده است.

پس از فعالیت‌های ماگمایی ائوسن توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی از نوع جبال بارز (دیوریت و کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت، آپلیت) به درون واحدهای بحر آسمان، رازک و هزار نفوذ کرده و یا در بعضی موارد هاله‌های دگرگونی (کردیریت هورنفلس و آمفیبول اپیدوت هورنفلس) ایجاد نموده‌اند (Dimitrijevic, 1973). این نوع هاله‌های دگرگونی در اطراف کانسارهای سرچشمه و ده‌سیاهان گزارش شده است (Dimitrijevic, 1973). در میوسن، واحدهای زمین‌شناسی سازند سرخ بالایی که شامل سنگ‌های سیلیتی و ماسه‌سنگ‌های توفی است تشکیل می‌شوند.

۲-۲- مرحله دوم: فعالیت آتشفشانی - نفوذی در میوسن - پلیوسن و دومین مرحله کانی‌زایی پورفیری - رگه‌ای:

مهم‌ترین فعالیت ماگمایی دوره میوسن-پلیوسن در کمر بند دهج-ساردوئیه، فعالیت آتشفشان‌های کوه مزاحم و آج بالا و پایین و بیدخوان است که بیشتر از نوع آندزیتی، داسیتی، ریوداسیتی، آذرآواری، توف‌های ایگنمبریتی است که توسط توده‌های نفوذی دیوریتی جوان تر قطع می‌شوند. واحدهای جوان نئوژن بیشتر ماسه‌سنگی و توفی است. دومین مرحله کانی‌زایی پورفیری و رگه‌ای همراه با توده‌های نفوذی دیوریتی در کوه مزاحم و کوه غول گزارش شده است (Dimitrijevic, 1973) و عطاپور، ۱۳۸۶).

۲-۳- مرحله سوم: دایک‌های لامپروفیری و بازالت‌های قلیایی (پلیوسن-پلیوستوسن):

سنگ‌های داسیتی و آندزیتی نئوژن در این منطقه توسط واحدهای سبز تیره‌رنگی به شکل بیوت (Butte) قطع شده است که (Forster et al. (1972) این واحد تیره رنگ را بیوتیت - لوسیت نفلینیت متعلق به پلیوسن-پلیوستوسن گزارش کرده‌اند. (Hassanzadeh, 1993) آنها را فلوگوپیت - مافوریت نام گذاری نموده و سن آنها با روش آرگن  $0.7 \pm 6/4$  میلیون سال تعیین نموده است. این سنگ‌ها که در نمونه دستی و مطالعات میکروسکوپی فاقد فنوکریست روشن است (شکل‌های ۴ و ۵) لامپروفیر نام گذاری می‌شوند.

#### ۳- روش مطالعه، نمونه برداری و اندازه‌گیری

نمونه‌های سنگی برداشت شده (۴۰۰ عدد) برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، عناصر اصلی، فرعی، کمیاب، خاص و قیمتی با دستگاه‌های XRF و ICP-MS (۳۳۴ نمونه به روش XRF و ۶۶ نمونه به روش ICP) تجزیه شده‌اند. تعدادی از نمونه‌ها برای بررسی دقت و صحت داده‌ها از طریق شرکت کان‌پژوه به آزمایشگاه ALS Chemex به کانادا فرستاده شد. مقدار آهن با دستگاه XRF در واژه  $Fe_2O_3$  کل (total) محاسبه می‌شود و نظر به اهمیت مقادیر  $FeO$ ،  $Fe_2O_3$ ، مقادیر  $FeO$  نمونه‌ها از طریق روش

در نهایت به اکلوژیت (Gill, 1981; Baker, 1983) تبدیل می‌گردد. فرورفتن پوسته اقیانوسی به ژرفای بیشتر و واکنش آب حاصل از تجزیه آمفیبول منجر به ذوب اکلوژیت هورنبلندار در ژرفای ۵۰ تا ۸۰ کیلومتری و دمای ۸۵۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌شود (Xiong, 2006). بر اساس یافته‌های (Tatsumi & Eggins (1995) در ژرفای بیشتر از ۱۰۰ کیلومتر، منبع اصلی آب برای ذوب بخشی پوسته اکلوژیته، فلوگوپیت است. (Thorpe (1982) و Muller & Groves (1997) ژرفای ذوب پوسته اکلوژیته فلوگوپیت‌دار و یا گوه گوشته‌ای فلوگوپیت‌دار را بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتری می‌دانند. بالا بودن مقدار  $K_2O$  و آب در سنگ‌های دگرسان و همچنین طبیعت پتاسیمی و شوشونیتی سنگ‌های نادگرسان کمر بند دهج - ساردوئیه نیازمند مقادیر قابل توجهی آب و  $K_2O$  از پوسته اقیانوسی و یا گوه گوشته است. در این مورد (Barker (1983) و Ulmer (2001) اعتقاد دارند که منبع اصلی آب، پتاسیم، روییدیم، کلر، فلونور، فسفر، سدیم، اورانیم، توریم و بسیاری از عناصر ناسازگار دیگر در کمان‌های آتشفشانی، آب‌زدایی پوسته اقیانوسی در حال فرورانش است، زیرا این گروه از عناصر ناسازگار در گوه گوشته کمتر متمرکز می‌شوند. (Ulmer (2001 معتقد است که این عناصر بیشتر در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده شیلی (pelitic metasediments) که بین گدازه‌های بازی پوسته اقیانوسی قرار دارند متمرکز می‌شود. در اثر دگرگون شدن پوسته اقیانوسی به اکلوژیت فلوگوپیتی و ذوب بخشی آن (Ulmer (2001 مذاب‌های حدواسط و اسیدی به وجود می‌آیند که توان قابل ملاحظه‌ای در تشکیل کانسارهای پورفیری دارند. در این مورد (Thorpe (1982 نشان داده است که ذوب بخشی اکلوژیت آبدار (درصد ذوب بخشی کم) می‌تواند در ژرفای ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتری مذاب‌های اسیدی اما با درصد ذوب بخشی زیادتر مذاب‌های حدواسط را تولید نماید که پس از تفریق بخشی سبب تشکیل کمان‌های قاره‌ای و کانسارهای پورفیری می‌شوند. رسوبات شیلی ژوراسیک و کرتاسه که در لابه‌لای گدازه‌های بالشی پوسته اقیانوسی فرورونده وجود داشته، دارای مقادیر قابل توجهی سدیم، پتاسیم و عناصر دیگر بوده که طی دگرگونی می‌توانسته به اکلوژیت فلوگوپیت‌دار تبدیل شود. بر اساس مطالعات (Rollinson (2007 مقادیر بالای  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (۰/۷۱)،  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (۰/۵۱) و  $^{10}Be$  در کمان‌های ماگمایی ترکیبی بین ماهیت رسوبات اقیانوس اطلس و بازالت‌های میان اقیانوسی را نشان می‌دهد که ناشی از فرورنده شدن رسوبات لابه‌لای گدازه‌های پوسته اقیانوسی است. گرچه داده‌های ایزوتوپی زیادی در مورد سنگ‌های کمر بند دهج - ساردوئیه منتشر نشده است، تغییرات نسبت  $^{87}Sr/^{86}Sr$  برای تعدادی از سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی کمر بند دهج - ساردوئیه بین ۰/۷۰۴۵ - ۰/۷۰۴۰ (Hassanzadeh (1993 متغیر است که نزدیک به سنگ‌های حاشیه قاره‌ای است. بسیاری از سنگ‌های آذرین خروجی کمر بند دهج - ساردوئیه به شکل اولیون بازالت قلیایی (Forster et al., 1972) تفریت فنولیت (Moradian, 1997) و آبساروکی و تراکی بازالت (Aftabi & Atapour, 2000) رخنمون دارند که می‌تواند نشانگر حضور ماگمای مادر با طبیعت قلیایی باشد. در مرحله بعد ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و گوه گوشته (mantle wedge)، کمان‌های آتشفشانی سهند - بزمان و دهج - ساردوئیه به وجود می‌آورد. واحدهای آتشفشانی ائوسن در این کمر بند، سنگ‌های آذرآواری با ترکیب اسیدی (بخش زیرین مجموعه بحر آسمان) (Dimitrijevic, 1973) است. به نظر می‌رسد گدازه‌های اسیدی بیشتر از ذوب پوسته اقیانوسی در ژرفای کم با درصد ذوب بخشی پایین (شیب کم فرورانش) به وجود آمده باشد، زیرا ذوب بخشی گوه گوشته (حتی با درصد کم) نمی‌تواند مذاب‌های اسیدی را بسازد (Wang et al., 2006). فراوانی گدازه‌های اسیدی در تشکیلات بحر آسمان بیانگر درصد ذوب بخشی کم (۱۰٪) از پوسته اقیانوسی فرورنده با شیب کم است. (Wang et al. (2006 معتقدند که گوه گوشته فقط

(شکل ۶ ب) نیز نشان می‌دهد که سنگ‌های داسیتی - ریوداسیتی کوه مزاحم، کوه امیر المؤمنین و کوه غول در محدوده آدایت قرار می‌گیرند. استفاده از نمودار شکل ۶ (الف، ب و ج) باید با دقت کافی صورت گیرد تا بتوان ماهیت آدایتی سنگ‌های نادگرسان در این نمودارها را مشخص کرد. همچنین نمودار شکل ۷ ماهیت شوشونیتی و فوق‌پتاسیمی سنگ‌های لامپروفیری را نشان می‌دهد.

### ۶- ویژگی‌های زمین‌ساختی - ماگمایی کمر بند دهج - ساردوئیه

نمودار تغییرات  $Zr/Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2/Al_2O_3$  تمامی نمونه‌ها را در محدوده کمان قرار می‌دهد. بررسی داده‌های شیمیایی کانسارهای سرچشمه، میدوک و سونگون و مقایسه نسبت‌های عنصری آنها با کانسارهای مس - مولیبدن - طلا پورفیری در موقعیت حاشیه قاره‌ای و جزایر اقیانوسی از اهمیت خاصی برخوردار است. گرچه نسبت‌های عنصری  $Cu/Au$ ،  $Cu/Mo$ ،  $Mo/Au$ ،  $Pt/Pd$  در کانسارهای پورفیری نوع حاشیه قاره‌ای (آند) و جزایر اقیانوسی توسط (Gustafson (1979) و (Cox (1986) و (Muller & Groves (1997) بیان شده اما در این بررسی کاربرد داده‌ها به صورت نمودار ارائه می‌شود تا جدایش انواع کانسارهای پورفیری را به خوبی نشان دهد. در نمودارهای  $Mo/Au$  در برابر  $Cu/Mo$  (شکل ۲۹)،  $Mo-Au$  در برابر  $Cu/Au$  (شکل ۳۰) و کانسارهای فوق در موقعیت حاشیه قاره‌ای قرار می‌گیرند. تغییرات  $Pt$  در مقابل  $Pd$  و نسبت  $Pd/Pt$  در مقابل  $Pt$  (شکل ۱۱) نیز نشان می‌دهد که میانگین عیار پلاتین و پالادیم مناطق مورد مطالعه کم و مشابه با کانسارهای کمان قاره‌ای است. از طرفی، نبود کانسارهای سولفیدی از نوع کروکو و بشی (جوان‌تر از کمان ماگمایی میوسن)، شاهد دیگری بر موقعیت زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای می‌باشد. این نوع کانسارها در ریف‌های پشت کمانی جزایر کمانی تشکیل می‌شوند. همچنین نمودار شاخص تفکیک کانسارهای پورفیری حاشیه قاره‌ای از کانسارهای جزایر کمانی ( $Cu - Mo \times 10 - Au \times 10000$ ) (شکل ۱۲) نشانگر موقعیت کانسارهای حاشیه قاره‌ای کمر بند دهج - ساردوئیه بوده و الگوی کانسارهای پورفیری جزایر کمانی و یا پس از برخورد را نمی‌نماید.

### ۷- الگوی ژئودینامیکی، ماگمایی و فلزایی در کمر بند دهج - ساردوئیه

فعالیت کوهزایی فشارشی در پالئوتیس (۲۲۰ تا ۲۷۰ میلیون سال پیش)، فازهای کششی و باز شدن اقیانوسی آلپی یا زاگرس مرتفع در بخش جنوبی ایران مرکزی را به دنبال داشته است (Berberian and King, 1981). با بسته شدن کامل پالئوتیس (۲۱۰ میلیون سال پیش) در تریاس میانی، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس نیز آغاز شد، که با فعالیت آتشفشانی سنگ‌های بازالتی در ایران مرکزی همراه است (Berberian and King, 1981). مراحل فلزایی پوسته اقیانوسی نئوتیس تا تشکیل جوان‌ترین واحدهای کواترنر به شرح ذیل است (شکل ۱۳): پوسته اقیانوسی نئوتیس (تریاس میانی تا کرتاسه پسین) واجد کانسارهای سولفیدی توده‌ای نوع قبرس غنی از مس، آهن، سرب، روی و چرت‌های آهن - منگنزدار غنی از طلا، آهن، منگنز و مولیبدن (شیخ عالی در جنوب کرمان) است که نقش مهمی در چرخه بعدی فلزایی مس پورفیری داشته است. فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس در کرتاسه پایانی (آق‌آبانی، ۱۳۸۵: 1981, Berberian & King; Welland & Mitchell, 1977) پایان می‌یابد. اما دریای نئوتیس هنوز گسترده‌گی زیادی در ایران دارد (McQuarrie et al., 2003). فشارهای جانبی منجر به چین خوردگی، دگرگونی و فراراندگی (Obduction) پوسته اقیانوسی و رسوبات دریایی آن زمان شده، پوسته اقیانوسی فرورنده ابتدا به متا بازالت (شیست سبز) و سپس به آمفیبولیت و

می‌دهد که ژرفای جایگزینی توده‌های نفوذی بین ۲ تا ۴/۷۵ کیلومتر متغیر است (Waterman & Hamilton, 1975; McInnes et al., 2005).

فراوانی بافت پورفیری و کانی‌های آبدار مانند هورنبلند و بیوتیت در توده‌های نفوذی نشان‌دهنده تفریق بخشی و سرد شدن مذاب در چند مرحله است. تفریق بخشی شدید و آبدار بودن مذاب می‌تواند سیالات گرمایی قابل توجهی را تولید نماید که عامل اصلی کانی‌سازی پورفیری در سنگ‌های آذرین بیرونی و توده‌های نفوذی پورفیری محسوب می‌گردد (سرچشمه). بعضی از مذاب‌های ماگمایی در حین تفریق تا ژرفای کم نفوذ نموده‌اند (داسیت-ریو داسیت) و در اثر اکسایش حاشیه بلورهای هورنبلند و بیوتیت آنها به مخلوطی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (مگنتیت) یا اپاسیت (Opacite) تبدیل شده است، گرچه Moorhouse (1959) این پدیده را نوعی دگرسانی می‌داند. مخلوط شدن سیالات گرمایی (گرم) با آب‌های زیرزمینی (سرد) نیز باعث کاهش ناگهانی دما و جوشش ثانویه می‌شود و دگرسانی‌های سریستی، رسی و پروپیلیتی یا سوسوریتی از شاخص‌ترین شواهد آن می‌باشد.

پوسته اقیانوسی قدیمی واجد توده‌های سولفیدی آتشفشانی، (مس، سرب، روی، مولیبدن، طلا، آهن و منگنز) است که در طی ذوب وارد ماگما می‌شود و به صورت کمپلکس‌های کلریدی و فلوریدی در دمای بالا و در دمای پایین‌تر، هیدروکسیدی، کربناتی، بی‌کربناتی در محلول گرمایی انتقال یافته است. این مجموعه‌ها با تغییر شرایط فیزیکی شیمیایی (دما، فشار، Eh و pH)، ناپایدار شده و فلزات مذکور به صورت سولفیدها و سولفوسالت‌ها در توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی تشکیل می‌شوند. حضور بلورهای نمک طعام در سیالات درگیر و درجه شوری بالا، نقش کمپلکس‌های کلریدی را قوی‌تر جلوه می‌دهد.

سیالات گرمایی در فواصل دورتری نسبت به توده نفوذی رگه‌های متعددی از سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت) و سولفوسالت‌ها (تراندریت، تانتیت و بورنویت) را به وجود آورده‌اند (چاه مسی، چهارگنبد، زمین‌حسین، آب تلخون و نارپ). در مرحله بعد، واحدهای رسوبی الیگوسن - میوسن و نئوژن یک وقفه آتشفشانی قابل توجهی را نشان می‌دهد. پدیده‌های ماگمایی پلیوسن در بخش شمال غربی کمرند دهج - ساردوئیه بیشتر شامل داسیت، ریوداسیت کوه امیرالمؤمنین (۲/۸ تا ۱۰ میلیون سال)، (Ghorashi-Zadeh, 1978)، کوه مدوار (۲/۸ میلیون سال، 1993، Hassanzadeh)، تریشکوه، نرکوه، کوه مارچ و فوران‌های عظیم لایه‌ای در کوه مزاحم (۶/۴ میلیون سال، 1993، Hassanzadeh) و بیدخوان، آج بالا و آج پایین (داسیتی - ریوداسیتی) و کوه غول (غرب سرچشمه) با ماهیت آداکیتی ادامه داشته است.

مطالعات Dimitrijevic (1973)، حضور دیوریت و کوارتز دیوریت در هسته داسیت‌های دهج و کوه غول و مزاحم را یادآوری نموده است. بر اساس مطالعات (2002، Haschke et al.)، (2001، Kay & Mopozodiz.)، (2001، Oyarzun et al.)، ذوب پوسته اقیانوسی با شیب تقریباً افقی (فرورانش تخت) می‌تواند ماگمای آداکیتی را تشکیل دهد. بنابراین، ماگمای مادر سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی از ذوب قطعه فرورانده کم شیب در این دوره زمانی به وجود آمده‌اند. آداکیت‌ها، به سنگ‌های آذرین خروجی و نفوذی اطلاق می‌شود که مقادیر  $\text{Sr/Y}$  بالا ( $> 20$ )، همراه با تهی‌شدگی از  $\text{Y}$  ( $< 18$ )، و  $\text{HFSE}$  و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  کمتر از  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $> 20$ ) و  $\text{Ni}$  ( $\geq 20$ ) و  $\text{Rb}$  ( $\leq 65$ ) و  $\text{Cr}$  ( $\geq 30$ ) (Richards & Kerrich, 2007) و در کمان‌های قاره‌ای و جزایر کماتی یافت می‌شود. همچنین آداکیت‌ها، حاصل ذوب پوسته اقیانوسی آمفیبولیتی یا اکلوزیتی با شیب کم (فرورانش تخت) است (Gutscher et al., 2000). نبود سنگ‌های بازالتی با داسیت‌ها و ریوداسیت‌های

می‌تواند مذاب‌های در حد بونینیت و بازالت آندزیتی را تشکیل دهد که با حضور فراوان ریولیت و سنگ‌های اسیدی در مجموعه بحرآسمان ناسازگار است. داده‌های دقیقی در مورد شیب صفحه فرورانش وجود ندارد، اما (Berberian & King, 1981)، کمترین شیب صفحه فرورانش را ۲۰ و بیشترین آن را ۷۰ درجه فرض کرده است. با افزایش شیب فرورانش و ذوب پوسته اقیانوسی و تا اندازه‌ای گوه گوشه‌ای، ماگمای حدواسط و در نهایت بازالتی به صورت مجموعه‌های رازک (حدواسط) و هزار (بازی) به وجود می‌آید، بنابراین کمان‌های قاره‌ای در ائوسن مهم‌ترین فعالیت ماگماتیک در کمرند دهج - ساردوئیه را تشکیل داده‌اند که در ابتدا در اثر شیب کم صفحه فرورانش و درصد ذوب بخشی پایین، مذاب‌های اسیدی و در نهایت با افزایش شیب فرورانش و درصد ذوب بخشی بیشتر مذاب‌های حدواسط و بازی را به وجود آورده‌اند. نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0.7045 - 0.703$ ) و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $0.512 - 0.513$ ) در کمرند دهج - ساردوئیه (Hassanzadeh, 1993) شبیه به داده‌های ایزوتوپی (Rollinson, 1993) برای کمرند ماگمایی آند است که بیشتر حاصل فرورانش و ذوب پوسته اقیانوسی است و با مقادیر گوشه تهی شده اختلاف قابل ملاحظه‌ای دارند. پس از این مرحله فوران‌های آتشفشانی قطع گردیده (وقفه آتشفشانی)، دریا پیشروی نموده و واحدهای گسترده رسوبی سرخ زیرین سازند قم، سازند سرخ بالایی و رسوبات نئوژن در اثر فرسایش سنگ‌های آتشفشانی در بخش‌های وسیعی از کمرند دهج - ساردوئیه رسوب گذاری نموده است. توقف فعالیت آتشفشانی که حاصل بالا آمدن گوه گوشه‌ای (Haschke et al., 2002) است، منجر به کم شدن شیب صفحه فرورانش یا فرورانش تخت (flat subduction) می‌شود. بر اساس بررسی‌های (2002، Haschke et al.)، (1983، Barker) و (1999، Moores & Twiss) در طی فرورانش پوسته پوسته اقیانوسی، چون نیروی فرورانش پوسته در مرز تبدیل آن به اکلوزیت از نیروی لیتواستاتیک بیشتر است، قسمت‌هایی از پوسته اکلوزیتی شکسته شده (slab break-off) و به درون گوشه فرو می‌افتد. (1983، Barker) این پدیده را در اثر افزایش ناگهانی وزن حجمی بیشتر پوسته اکلوزیتی (۳/۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب) نسبت به پوسته بازالتی یا آمفیبولیتی (۲/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب) می‌داند. آزاد شدن قطعات اکلوزیتی باعث کاهش وزن پوسته باقیمانده می‌شود، به طوری که به سمت بالا رانده شده و شیب آن کمتر می‌شود (flat subduction). گرچه شواهد ژئوفیزیکی روشنی برای این پدیده در پوسته ایران زمین ارائه نشده، اما (1982، Assudeh) و (1993، Hassanzadeh) کاهش سرعت امواج لرزه‌ای در زیر پوسته ایران مرکزی را گزارش نموده و (2006، Hafkenscheid et al.) بر اساس بررسی‌های ژئوفیزیکی و مقطع‌نگاری (tomography) شکستگی و فروافتادگی پوسته را برای قسمت‌هایی در زیر زاگرس و ایران مرکزی پیشنهاد نموده‌اند. ذوب قطعه فرورونده کم شیب (فرورانش تخت)، منشأ تشکیل ماگما‌های آداکیتی کمان قاره‌ای (آندزیتی و داسیتی) است (Gutscher et al., 2002).

در شرایطی که پوسته اقیانوسی با شیب کم فرورانده و ذوب شود، گوه گوشه در تشکیل مذاب‌ها دخالت چندانی ندارد (Rollinson, 2007). دمای ذوب در شرایط شیب کم فرورانش از منابعی نظیر واکنش‌های گرم‌مازای گوه گوشه، گرمای رادیوژن اورانیم، توریم و پتاسیم در رسوبات پوسته اقیانوسی، پوسته قاره‌ای سبتر (با درجه زمین‌گرمایی ۲۰ درجه سانتی‌گراد در کیلومتر) و گرمای حاصل از گسلش و مناطق برشی تأمین می‌شود (Best & Christiansen, 2001 و Rollinson, 2007).

توده‌های نفوذی الیگومیوسن پس از توقف فعالیت آتشفشانی به طور گسترده و به صورت توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریت، مونزونیت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانیت و آپلیت تشکیل شده‌اند (عطاپور، ۱۳۸۶؛ اسماعیلی، ۱۳۷۶؛ Dimitrijevic, 1973). مطالعه سیالات درگیر نشان

از گاز کربنیک است که در اثر خروج CO<sub>2</sub> (degassing) از آنها نهشته می‌شود (D'Alessandro, 2007) به نظر می‌رسد، تراورتن‌های اطراف کانسار سرچشمه و سایر مناطق استان کرمان حاصل نهشته شدن آخرین سیالات گرمایی غنی از CO<sub>2</sub> بوده و آخرین فاز ماگمایی منطقه را نشان می‌دهد.

## ۸- نتیجه‌گیری

ماگمازایی در کمر بند دهج- ساردوئیه به سه مرحله اساسی تقسیم می‌شود:

- ۱- سنگ‌های آذرین بیرونی انوسن با ترکیب تفریق، فنولیت، بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت، داسیت، ریولیت، ایگنمبریت و توف‌های اسیدی (سه مجموعه بحر آسمان، رازک و هزار) با ماهیت کلسیمی-قلیایی، کلسیمی-قلیایی پتاسیم‌دار و شوشونیتی دارند. گسترش سنگ‌های آذرین بیرونی پس از انوسن کاهش یافته و توده‌های نفوذی الیگومیوسن با ترکیب گابرو دیوریت، مونزونیت، کوآرتز دیوریت، گرانو دیوریت، کوآرتز مونزونیت، گرانیت و آپلیت با ماهیت کلسیمی-قلیایی، کلسیمی-قلیایی پتاسیم‌دار و شوشونیتی از نوع کوه پنج (دیوریت تا گرانو دیوریت) و جبال بارز (دیوریت تا گرانیت) به درون آنها نفوذ نموده است. حضور بافت پورفیری در سنگ‌های گرانیتوئیدی، نشانگر تفریق بخشی و تشکیل سیالات گرمایی بوده که دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی و کانسار سازی مس پورفیری و رگه‌های را به وجود می‌آورد.

- ۲- مرحله دوم فعالیت آتشفشانی نفوذی در کمر بند دهج- ساردوئیه با تشکیل گنبد‌های داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی جوان (نوژن) همراه است که در مناطق شمالی کمر بند (کوه امیرالمومنین، کوه غول، کوه مزاحم، کوه سارا، تریشکوه، آج‌بالا و آج پائین و...) رخنمون داشته و توده‌های دیوریتی- کوآرتز دیوریتی جوان تر در آنها نفوذ کرده‌اند. کانی‌زایی پورفیری مرحله دوم در توده‌های نفوذی پیلوسن (حدود ۷/۵ میلیون سال) در کوه غول و کوه مزاحم (آبدر) به علت شیب کم فرورانش درصد ذوب بخشی کم و فقیر بودن مس از مذاب آداکتی ضعیف است.
- ۳- حضور دایک‌های لامپروفیری و گدازه‌های بازالتی جوان نشانگر تشکیل آنها در موقعیت پس از برخورد است که سومین مرحله ماگمازایی در کمر بند به‌شمار می‌رود.

افزایش K<sub>2</sub>O و نسبت K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (>1) در سنگ‌های نادگرسان نشانگر ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم‌دار و شوشونیتی و غنی بودن مذاب اولیه از پتاسیم است. نمودارهای عناصر اصلی نشان می‌دهد که سنگ‌های درونی گرانیتوئیدی از نوع ماگمایی (I-type) و با ماهیت توده‌های نفوذی و کانسارهای پورفیری پیرامون قاره‌ها انطباق دارد.

کانی‌زایی چند فلزی مس، سرب و روی (چاه مسی، آب تلخون، چهار گنبد، ده‌سیاهان، نارپ، دوزراختر و زمین حسین) به صورت رگه‌ها و گچ‌هایی از پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، گالن و سولفوسات‌ها دیده می‌شود که به کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و ... تبدیل شده است.

بررسی‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی پورفیری و کمیاب، قیمتی و خاص نشان می‌دهد که غنی‌شدگی شدیدی از مس در غالب مناطق کمر بند دهج- ساردوئیه مشاهده می‌شود. طلا، پلاتین و پالادیم نیز عیار بسیار پائینی را نشان می‌دهد (به استثنای طلا در کانسار رگه‌ای چهار گنبد) که ذوب گوه گشته را کمرنگ جلوه می‌دهد و مقادیر کم طلا، نقره، پلاتین و پالادیم نشانگر کانسارهای پورفیری حاشیه قاره‌ای است. بسیاری از عناصر بارزش و کمیاب مانند Te, Se, Re به دلیل کالکوفیل بودن در ساختمان کانی سولفیدی (مثلاً Re در مولیبدنیت) و سولفیدهای فلزی متمرکز می‌شود. عناصر یاد شده می‌تواند در رسوبات حاصل از پساب‌های معادن در سدهای

آداکتی منطقه، نشانگر ذوب کم پوسته اقیانوسی با شیب فرورانش کم است. همچنین مذاب‌های اسیدی گرانروی بالاتری داشته و با افزایش ستبرای سنگ‌های آتشفشانی و فشار وارده، توده‌های نفوذی جوان دیوریتی و کوآرتز دیوریتی را در هسته استراتولکان به وجود آورده‌اند.

با توجه به این که بخش زیادی از عناصر کانی‌زا، مانند مس، مولیبدن، سرب، روی، طلا و... موجود در پوسته اقیانوسی توسط فاز پیشین به صورت کانسارهای پورفیری متمرکز شده، لذا مذاب اسیدی مرحله بعدی با درصد ذوب بخشی کم نمی‌تواند دارای مقادیر قابل توجهی مس به عنوان عنصر سازگار باشد. اما می‌تواند بیشتر واجد سازنده‌های پوسته‌های مانند سرب و استرانسیم شود. از این رو، دومین مرحله کانی‌زایی ضعیف پورفیری که در توده‌های نفوذی (آداکتی) جوان به وجود می‌آید، مس و مولیبدن کمتر و سرب بیشتری در خود دارند. تفریق بخشی شدید که منجر به تولید سیالات گرمایی شده، رگه‌های اپی‌ترمال چند فلزی با دگرسانی‌های اسید-سولفات و سولفاتی شدن کم و زیاد را نیز به وجود می‌آورد (عطاپور، ۱۳۸۶ و Hassanzadeh, 1993).

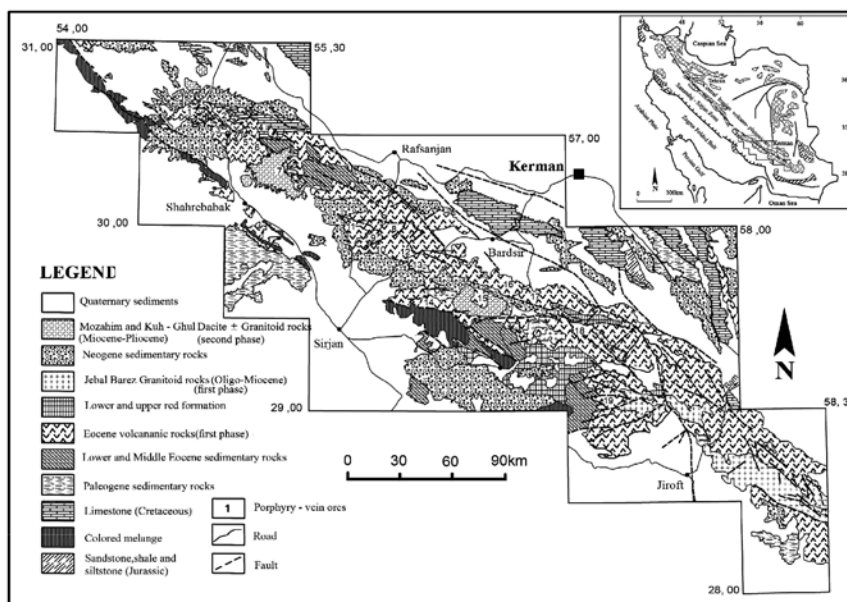
بر طبق داده‌های آفتابانی (۱۳۸۵) (McQuarrie et al. 2003) و Berberian & King (1981) و Aftabi et al. (2006)، برخورد صفحه عربستان با پوسته قاره‌ای ایران مرکزی بین ۵ تا ۱۰ میلیون سال پیش رخ داده که باعث ستبرشدگی پوسته قاره‌ای و دگرگونی شدید در پوسته تحتانی شده است. اگر چه شواهد صحرائی دگرگونی در منطقه روراندگی زاگرس دیده نمی‌شود، ولی Gieze et al. (1983) و Bird (1978) ستبرای پوسته ایران زمین در زیر روراندگی اصلی زاگرس را بین ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر برآورد می‌نمایند. منطقه دگرگونی شدید به طور احتمال بین مرز پوسته تحتانی و گوشته زمین و در ژرفای ۶۰ کیلومتری است که می‌تواند در زیر نوار چین خورده زاگرس وجود داشته باشد (Gieze et al., 1983). بر اساس برداشت‌های Gieze et al. (1983) و درویش زاده (۱۳۸۰)، ستبرای پوسته در زیر منطقه زاگرس مرتفع و نوار دگرگونی مجاور آن می‌تواند دو برابر مناطق دیگر باشد. اگر بیشترین ژرفای پوسته را ۶۰ کیلومتری فرض نماییم به نظر می‌رسد، فشار و دمای دگرگونی این قسمت از پوسته در حد رخساره گرانولیت و یا اکلوژیت باشد.

ذوب و مصرف قطعات فروافتاده پوسته اقیانوسی و گوه گشته‌ای، مذاب‌های قلیایی را تولید نموده که منجر به تشکیل دایک‌های لامپروفیری کوه مزاحم (احمدی پور، ۱۳۷۲) و کوه‌گری (عطاپور، ۱۳۸۶ و Hassanzadeh, 1993) و گدازه‌های اولیوین بازالتی قلیایی اطراف دهج و شهر بابک (Hassanzadeh, 1993) و خانه‌خاتون شده است. Hassanzadeh (1993) سن ملائینت‌ها و لامپروفیرهای کوه‌گری را ۶/۴ میلیون سال و گدازه‌های اولیوین بازالتی قلیایی را ۱/۵ میلیون سال پیش (کوآرتزری) گزارش کرده است که همگی پس از برخورد پوسته قاره‌ای و ذوب گوه گشته و یا قطعات جدا شده پوسته اقیانوسی فرورو به وجود آمده‌اند.

بر اساس مطالعات Berberian & Berberian (1981) ماگمازایی قلیایی که پس از تشکیل سنگ‌های کلسیمی-قلیایی شکل می‌گیرد، می‌تواند نتیجه ذوب آخرین قطعات شکسته شده پوسته اقیانوسی در عمق باشد. بر اساس بررسی‌های Fitton & Upton (1987)، دایک‌های لامپروفیری پتاسیم و بازالت‌ها قلیایی پس از برخورد می‌توانند حاصل ذوب بخشی گشته پریدوتیتی فلوگوپیت‌دار و تحت فشار بالای بخار آب و فلوئور به وجود آیند. فراوانی فلوگوپیت در لامپروفیرهای کوه‌گری می‌تواند در اثر ذوب بخشی گشته تهی شده فلوگوپیت‌دار باشد. محدوده نسبتاً قابل توجهی از تراورتن‌های کوآرتز در ورقه‌های یکصد هزارم رفسنجان ۱، رفسنجان ۲ و پاریز توسط گروه زمین‌شناسان یوگسلاوی (Dimitrijevic, 1973) گزارش شده است. تراورتن محصول نهشته شدن سیالات بسیار تفریق یافته ماگمایی و فوق اشباع

موجب کانسارسازی پورفیری- رگه‌ای و دگرسانی‌های گسترده شده است. حضور کوارتزهای حفره‌دار (Vuggy quartz) در کانسارهای رگه‌ای نشانگر کانسارهای رگه‌ای با درجه سولفیدی شدن بالا است. توقف فعالیت آتشفشانی از ائوسن پایانی تا نوژن در کمربند دهج- ساردوئیه نشانگر کاهش شیب صفحه فروانش (flat subduction)، فوران گدازهای اسیدی از نوع داسیتی- ریوداسیتی و مرحله دوم کانی‌زایی پورفیری است که ترکیب آداکتی داشته و نشانگر پدیده فروانش تخت است. شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد ذوب تکه‌های پوسته اقیانوسی جدا شده و گوه گوشته پس از برخورد قاره‌ها نیز وجود داشته است. رخنمون دایک لاپروفریری فلو گوپیت‌دار با ماهیت پتاسیمی در منطقه کوه‌گری در نزدیکی جوزم شهربابک، شاهد مناسبی برای فرایندهای ماگمازایی پس‌برخوردی است. آخرین مرحله فعالیت پس‌ماگمایی با گسترش تراورتن‌های چشمه‌ای پایان می‌یابد.

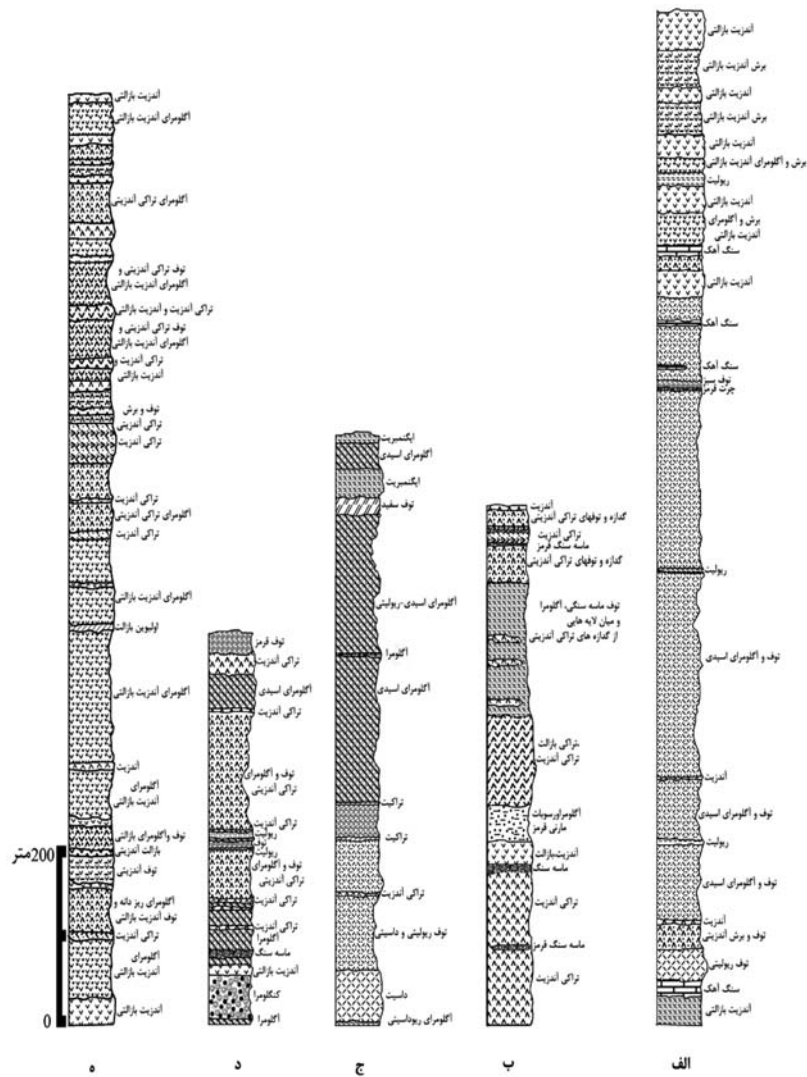
رسوب‌گیری انباشته شده و دارای ارزش اقتصادی قابل ملاحظه‌ای است. با توجه به آنچه ذکر شد به نظر می‌رسد فروانش صفحه عربستان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی که از تریاس میانی آغاز شده و تا کرتاسه پایانی ادامه داشته منجر به ذوب پوسته اقیانوسی (واحد کانسارهای سولفیدی توده‌ای) شده است. پوسته اقیانوسی در اثر آب‌زدایی (dehydration) در ابتدا مجموعه اسیدی بحر آسمان که نشانگر مذاب‌های با درصد ذوب بخشی کم (ژرفای کم) است را تولید نموده با فروانش بیشتر و افزایش شیب صفحه فرورونده پوسته اقیانوسی بازالتی (شیست‌سبز) به آمفیبولیت و اکلوژیت تبدیل و از ذوب آن و گوه گوشته‌ای، مذاب‌های بازی‌تری حاصل شده است (مجموعه رازک و هزار). ستبرای زیاد گدازه‌های ائوسن مذاب را در اتاق ماگمایی و در ژرفای بیشتر متوقف نموده و منجر به تشکیل توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی (الیگومیوسن - میوسن) شده است. تفریق بخشی و فرایندهای جوشش



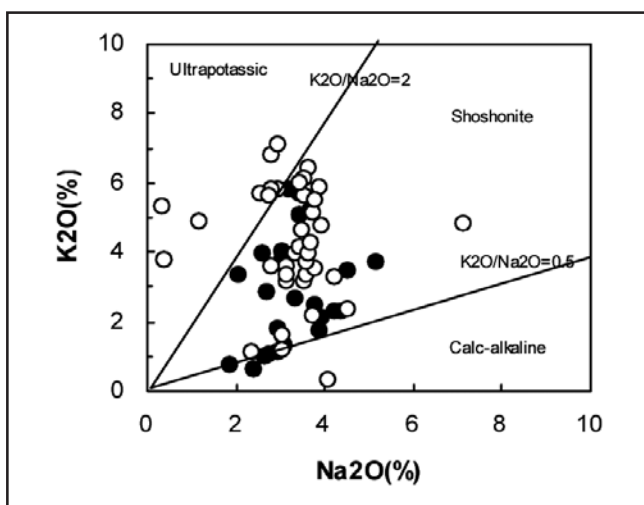
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کمربند دهج - ساردوئیه و مناطق مورد مطالعه (عطاپور، ۱۳۸۶ و Dimitrijevic, 1973)

جدول ۱- دو مرحله شاخص کانسار سازی پورفیری و رگه‌ای نوع سرچشمه و کوه مزاحم

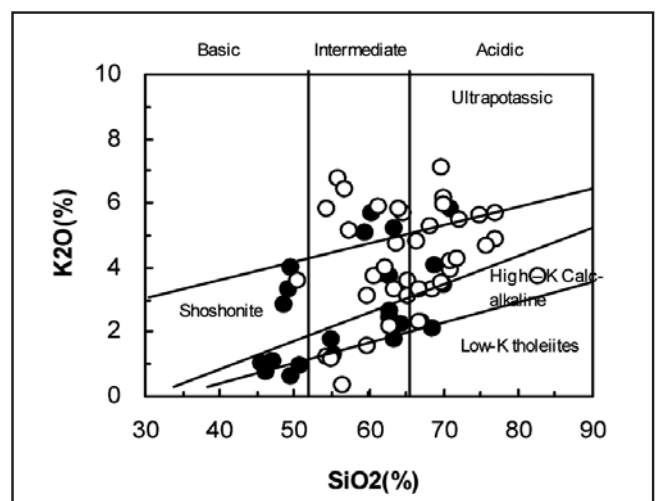
نوع کوه مزاحم (کانسار آبدار) و کوه غول (میوسن - پلیوسن)	نوع سرچشمه و میدوک (الیگومیوسن - میوسن)	مراحل ماگمازایی و کانی‌زایی
خیلی کم - کم	کم - متوسط	شیب فروانش
داسیت، ریوداسیت، ربولیت + آندزیت	تراکی بازالت، تراکی آندزیت + آندزیت	سنگ‌های بیرونی (ائوسن)
دیوریت، کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت	سنگ‌های درونی و مولد کانی‌زا
پتاسیک، سریستیک، پروپیلیتی	پتاسیک، سریستیک، پروپیلیتی + رسی شدن، تورمالینی شدن و زئولیتی شدن	دگرسانی
کلسیمی - قلیایی و آداکتی	کلسیمی - قلیایی، کلسیمی - قلیایی پر پتاسیم و شوشونیتی	ماهیت ماگمایی سنگ‌های بیرونی و درونی
ابی‌ترمال با درجه سولفیدی شدن بالا (High sulfidation alteration)	ابی‌ترمال با درجه سولفیدی شدن کم (Low sulfidation alteration)	نوع کانی‌زایی رگه‌ای
۰/۲ درصد	۱/۲ درصد	میانگین عیار مس در کانسار پورفیری



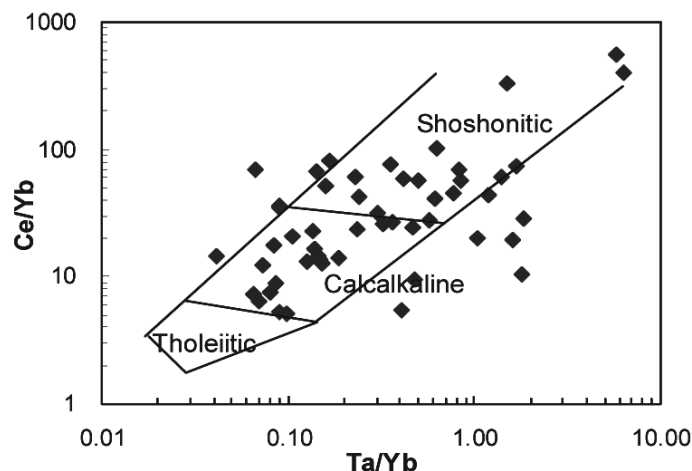
شکل ۲- الف) ستون چینه‌شناسی مجموعه بحر آسمان در منطقه ساردوئیه، ب) مجموعه رازک زیرین در منطقه تاق‌دیس شان‌آباد در محدوده انار-شهر بابک، ج) رازک میانی در منطقه کوه کله‌گاو، د) بخش بالایی رازک در منطقه چهارگنبد، ه) توالی‌های آتشفشانی مجموعه هزار در شمال باختر کوه مزاحم (مشاهدات صحرائی و Dimitrijevic, 1973)



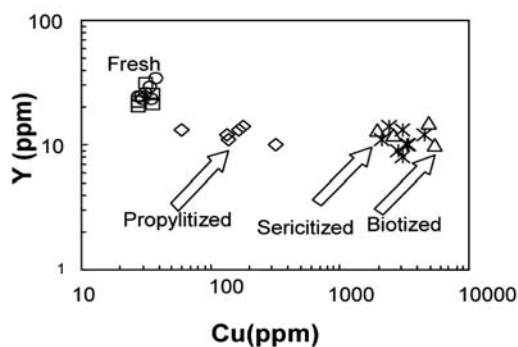
شکل ۴- تغییرات  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  در سنگ‌های بیرونی (●) و درونی (○) (Chung et al., 1998)



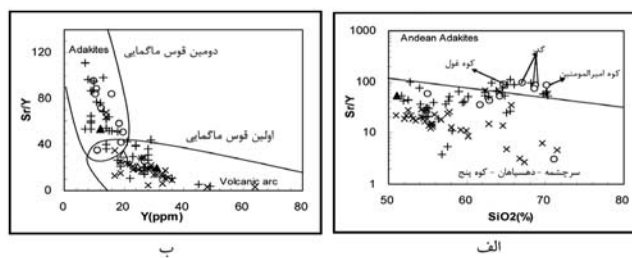
شکل ۳- تغییرات  $K_2O - SiO_2$  در سنگ‌های بیرونی (●) و درونی (○) (Muller and Groves, 1997)



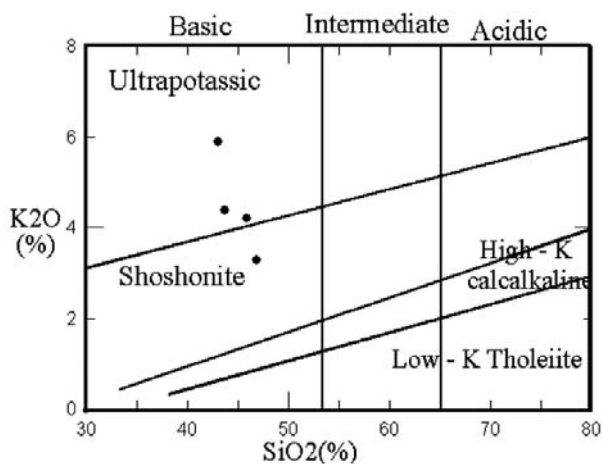
شکل ۵- تغییرات Ta/Yb در برابر Ce/Yb که جدا کننده سری‌های ماگمایی در سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی (♦) است (Muller and Groves, 1997)



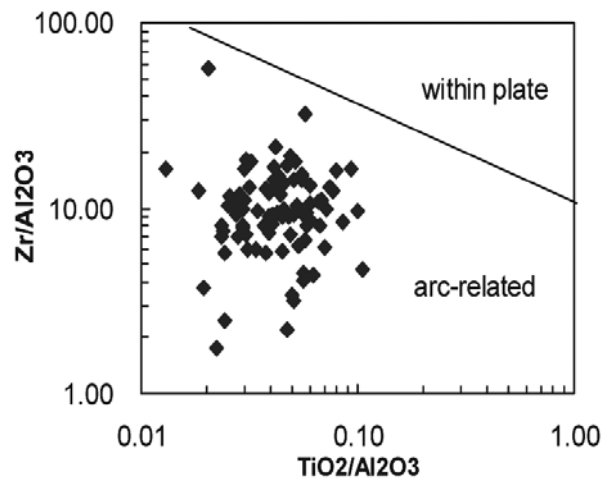
شکل ۶- ج نمودار تغییرات Cu در برابر Y در سنگ‌های نادرگرسان و دگرسان اطراف سرچشمه (عطاپور، ۱۳۸۶).



شکل ۷- الف نمودار Sr/Y - SiO<sub>2</sub> (Yogodzinski et al, 2001)، ب تغییرات Y در برابر Sr/Y (Defant & Drummond, 1990) موقعیت سنگ‌های داسیتی این مطالعه (O)، آند (▲)، جزایر کمائی آرام و گینه (Δ)، داده‌های (Cox(1986) Muller & Groves(1997 و Gustafson(1979) و (+) Ahmad & Poshtkouhi(1993) (×) Hassanzadeh(1993).

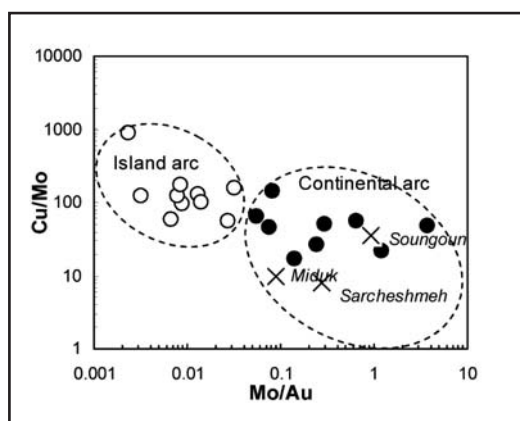


شکل ۸- تغییرات K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> در لامپروفیر کوه گری (Muller and Groves, 1997)

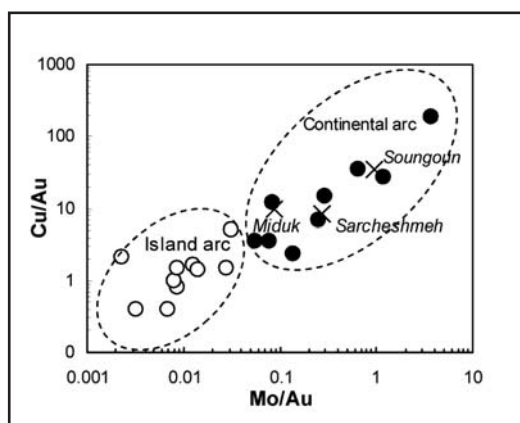


شکل ۹- تغییرات Zr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Muller and Groves, 1997)

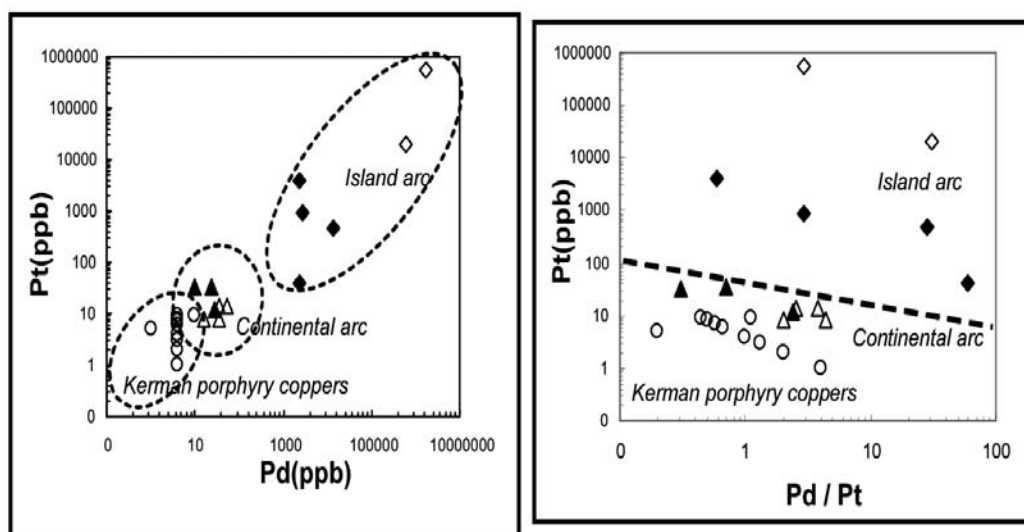




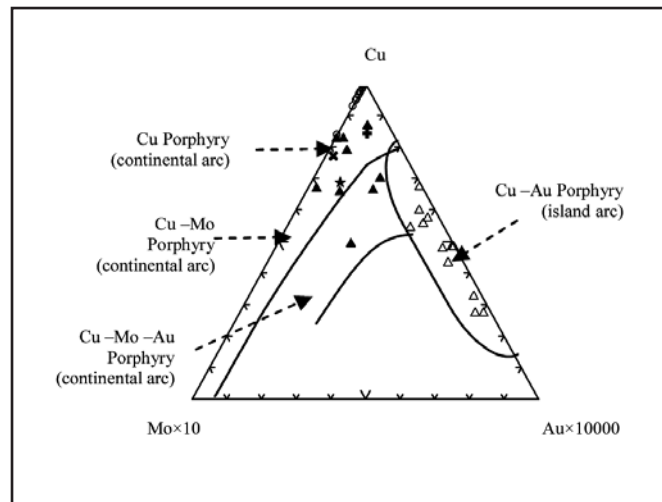
شکل ۹- نمودار Cu/Mo-Mo/Au و مقایسه موقعیت زمین ساختی کانسارهای سرچشمه، میدوک و سونگون با کانسارهای پورفیری آند (●) و جزایر کمانی آرام و گینه (○) (داده‌ها از Gustafson, 1979; Cox et al., 1986; Muller & Groves, 1997)



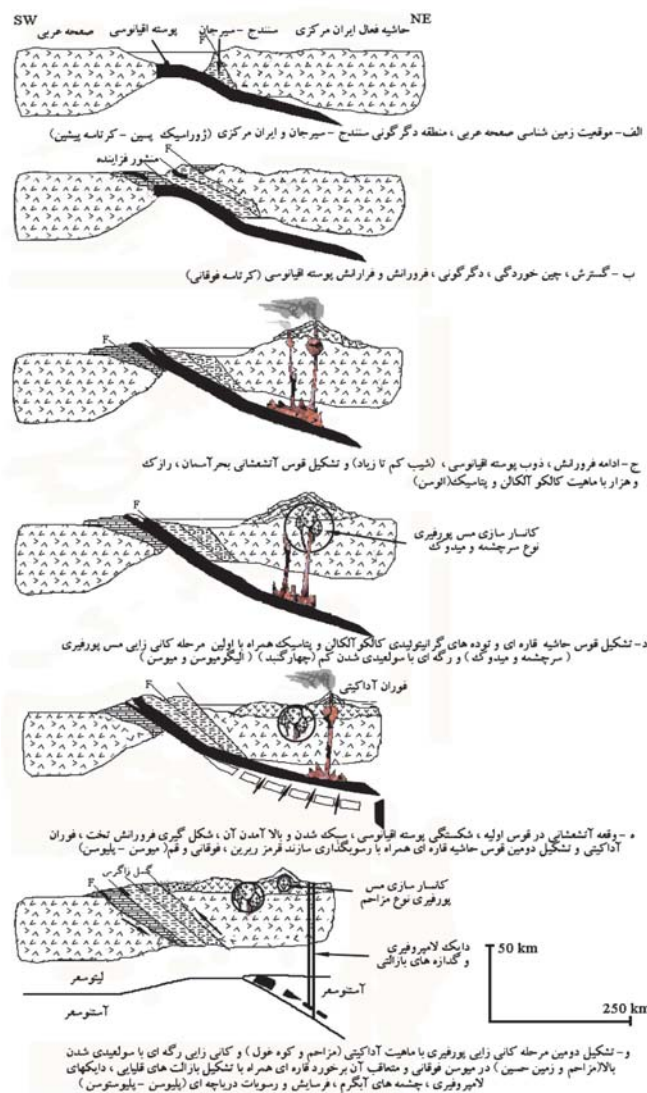
شکل ۱۰- نمودار Cu/Au-Mo/Au و مقایسه موقعیت زمین ساختی کانسارهای سرچشمه، میدوک و سونگون با کانسارهای پورفیری آند (●) و جزایر کمانی آرام و گینه (○) (داده‌ها از Gustafson, 1979; Cox et al., 1986; Muller & Groves, 1997)



شکل ۱۱- نمودار Pd - Pt و نسبت Pd/Pt در برابر Pt و موقعیت زمین ساختی کانسارهای مس پورفیری در مناطق مختلف دنیا (جزایر قوسی گینه و مالزی (◆)، عبار کنستانتره این مناطق (◇)، کانسارهای پورفیری حاشیه قاره‌ای بلغارستان و آمریکا (▲) و عبار کنستانتره در شیلی و بلغارستان (△) و این مطالعه (○) (داده‌ها از Economou-Eliopoulos & Eliopoulos, 2000; Thompson et al., 2001 Muller & Groves, 1997)



شکل ۱۲ - نمودار Cu - Mo  $\times 10$  - Au  $\times 10000$  و مقایسه موقعیت کانسارهای پورفیری در حاشیه قاره‌ها و جزایر کماتی (نمونه‌های این مطالعه (O)، سنگ‌های آذرین آند (▲): سنگ‌های آذرین جزایر کماتی (Δ)، سرچشمه (-)، میدو ک (x) و سونگون (+) (Tittley and Beane, 1981)



شکل ۱۳ - الگوی احتمالی ماگمازایی و کانسارهای پورفیری - رگه‌های در کمربند دهج - ساردوئیه. گوه گوشته به شکل مثلثی طویل در بالای صفحه اقیانوسی نشان داده شده. (الگو بر اساس داده‌های ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی (Jung et al., 1975; Gezie et al., 1983; Kazmin et al., 1986; Hafkenscheid et al., 2006 و عطاپور، ۱۳۸۶)

## کتاب‌نگاری

- آفتابی، ع.، عطاپور، ح.، ۱۳۷۶- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگ‌های شوشونیتی و کالکوالکان پتاسیم‌دار در اطراف کانسارهای مس پورفیری سرچشمه و ده‌سیاهان رفسنجان (کرمان)، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد نهم، شماره‌های ۱ و ۲، صفحه ۱۲۷-۵۶.
- آفتابی، ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- احمدی پور، ح.، ۱۳۷۲- بررسی دینامیزم فعالیت‌های آتشفشانی کوه مزاحم (شهر بابک)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۶۶ صفحه.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۰- زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۸۶۵ صفحه.
- شهاب پور، ج.، ۱۳۶۲- پیدایش کانسار سرچشمه، اولین سمپوزیوم معدنکاری ایران، صفحه ۳۱۸-۳۴۵.
- عطاپور، ح.، ۱۳۷۲- پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه شوشونیتی منطقه گودیبایانی بردسیر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید باهنر، ۲۹۴ صفحه.
- عطاپور، ح.، ۱۳۸۶- تکوین ژئوشیمیایی و متالورژی سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار در کمربند آتشفشانی- نفوذی دهج- ساردوئیه، استان کرمان با نگرشی ویژه به عناصر خاص، پایان‌نامه دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۴۰۱ صفحه.
- لطفی، م.، ۱۳۶۴- خلاصه‌ای بر فاز متالورژی پیرنه‌ای در رابطه با سنگ‌های ولکانیک - ساب‌ولکانیک بخش شمالی لوت مرکزی (خاور ایران)، خلاصه مقالات چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

## References

- Aftabi, A. & Atapour, H., 2000 - Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran, Episodes, v. 23, No.2, p.119-125.
- Aftabi, A., Ghodrati, Z. & MacLean, W.H., 2006 - Metamorphic textures and geochemistry of the Cyprus-type massive sulfide lenses at Zurabad, Khoy, Iran: J. of Asian Earth Sciences, v. 27, p. 523-533.
- Ahmad, T. & Poshtkouhi, M., 1993 - Geochemistry and petrogenesis of the Urumia - Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas : A preliminary study, Geol. Surv. Iran .50p.
- Amidi, S.M., 1977- Étude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Cen-tral) , Thèse Ph.D., Univ. Grénoble, France, 316p.
- Assudeh, I., 1982- Pn velocities beneath Iran: Earth Planet.Sci. Lett., v. 61, p. 136-142.
- Barker, D. S . 1983- Igneous rocks: Prentice-Hall417p.
- Berberian, F., & Berberian, M., 1981- Tectono- plutonic episodes in Iran. Geol. Surv. Iran, Rep. No.52, p.565-592.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: J. Geol. Soc. London, 139 p.605-614.
- Berberian, M. & King, G. C.P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran ,Can.J. of Earth Sci. v. 18,No.2 ,p:210-265 .
- Best, M.G. & Christiansen, E. H., 2001- Igneous petrology , Blackwell science , 458p.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. & Le Pichon, Y., 1977- From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: Editions Technique Paris, pp. 143-164. Boccaletti, M., et al, 1977, Neogene and quaternary volcanism of the Bigar area (western Iran): Bull. Volc. vol. 40, no.2, p.1-12.
- Bird, P., 1978- Finite element modeling of lithosphere deformation: The Zagros collision orogeny: Tectonophysics, v. 50, p. 307-336.
- Blevin, P.L. & Chappell, B.W., 1992- The role of magma sources ,oxidation state and fractionation in deteminig , the granite, metallogeny at eastern Australia , Tran. R. Soc. Edinburgh , Earth Sci., v.83, p.305-316.
- Blevin, P.L. & Chappell, B.W., Allen, Ch. M., 1996- Intrusive metallogenic province in eastern Australia based on granite source and composition , Tran. R. Soc. Edinburgh , Earth Sci. ,v. 87, p.281-290.
- Blevin, P.L., 2004- Metallogeny of granites, The Ishihara symposium, power point extended abstract.
- Brown, G.C., Thorpe, R. & Webb, P.C., 1984-The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcsand comments on magma sources: J.Geol. Soc. London., v. 141, p. 413-426.
- Chapple, K. & Millward, M., 2000- Copper exploration in Kerman area central Iran, East Azarbaijan, NW IRAN, Qeshm Union Itok Int. AF(QUII), Tehran, Iran, 22p.
- Chung, S.L, Lo., C.H., Lee, T.Y., Zhang, Y., Xie, Y., Li., X., Wang, K., L. & Wang, P.L., 1998 - Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting, 40 Myr ago, Letters to Nature , v.394 , p.769-773.
- Condie, K.C.,2005- TTGs and adakites: are they both slab melts?, Lithos, v.80, p.33-44.
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J., 1979- The interpretation of igneous rocks, George Allen and UNWEN, 450p.
- Cox, L.J., 1986- Discriptive modle of Porphyry Cu deposits, In:Cox, P.D. and Singer, D.A. (edit.), Mineral deposit modles, U.S. Geol. Surv. Bull., 1693p.
- D,Alessandro, W., Giammanco, S., Bellomo, S. & Francesco, P., 2007- Geochemistry and mineralogy af travertine deposits of the SW flank
- Defant, M.J. & Drummond, M.S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, Nature, v. 34, p. 662-665.
- Dill, H.G., 1998- Evolution of Sb mineralization in modern fold belts: a comparison of the Sb mineralization in the Central Andes (Bolivia) and the Western Carpathians (Slovakia), Mineralium Deposita, v.33, p.359-378.
- Dimitrijevic, M.D. & Djokovic, I., 1973- Geological map of Kerman region, 1:500,000, Geol. surv. Iran.
- Dimitrijevic, M.D., 1973- Geology of Kerman region , Geol. Surv. Iran, 334p .
- Economou-Eliopoulos, M. & Eliopoulos, D. G., 2000- Palladium, platinum and gold conlcentration in porphyry copper systems of Greece and their genetic significance: Ore Geology Reviews, v. 16, p. 59-70.
- Enami , M.H., 1981- Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribu-tion à l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'I-ran Central: Ph. D.,Thèse, Univ., Grenoble, France, 489p.
- Etminan, E., 1977- Le porphyre cuprifere de Sarcheshmeh (Iran): Role des phases fluides dans les mecanismes d'alteration et demineralization GSI, Rept. No. 48. 249pp.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, T.H and Toscani, L., 1987- The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models: Earth. Sci.Rev., 24, p. 81-134.
- Forster, H., Fesefeldt, K., Kursten, M. & Germany, F.R., 1972- Magmatic and orogenic evolution of central Iranian volcanic belt, 24th IGC , Section 2 , p.198-210.
- Gezie, P., Markis, J., Akashe, B., Rower, P., Lets, H. & Mostaanpour, M., 1983- Seismic crustal studies in southern Iran, between the central and the Zagros belt: In Geodynamic Project in Iran: G.S.I report, p. 71-89.
- Ghorashi-Zadeh, M., 1978- Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns at Sarcheshmeh porphyry copper deposits, Iran, M.Sc.Thesis, Brock Univ., Canada, 223p.
- Gill, J. B., 1981- Orogenic andesites and plate tectonics: Springer , Berlin.

- Gustafson, L.B., 1979- Porphyry copper deposits and calc-alkaline volcanism, In: Mc Elhinny, M.W., The Earth: Its origin, structure and evolution, 597p.
- Gutscher, M.A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P. & Maury, R., 1999- The lost Inca plateau: cause of flat subduction beneath Peru? Earth Plan. Sci. Lett., v.171, No.3, p.335-341.
- Gutscher, M.A., 2002- Andean subduction styles and their effect on thermal structure and intraplate coupling, J. South Amer. Earth Sci., v.15, p.3-10.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., Bourdon, E., 2000- Can slab melting be caused by flat subduction?, Geology, v. 28, No.6, p.535-538.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M.J.R. & Spakman, W., 2006- Subduction history of the tethyan derived seismic tomography and tectonic reconstruction: Tectonics, v. 111, p. 1-26.
- Haghipour, A. & Aghanabati, A., 1985- Geological map of Iran, scale:1:250,000, Geol. Surv. Iran.
- Haschke, M.R., Scheuber, E., Gunther, A. & Reutter, K.J., 2002- Evolutionary cycles during the Andean orogery: repeated slab breakoff and flat subduction? Terra nova, v. 14, p.49-55 .
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran, Shahr-e-Babak area, Kerman province, Ph.D. Thesis, Univ. California, 204p.
- Jung, A., Kursten, M. & Tarkian, M., 1975- Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under Eurasian plate: Afar Monograph, p.41-54.
- Kay, S.M. & Mpodozis, C., 2001- Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust: GSA TODAY, March, 2001, p. 4-9.
- Kazmin, V.G., Ricou, L.E. & Sbertshikov, I.M., 1986- Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys, Tectonophysics, v. 123, p.153-179.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B., 1989- A Classification of igneous rocks and glossary of term, Blackwell publishing, 193p.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J.Fu. & Garwin, S., 2005- Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits, Rev. Mineralogy and Geochemistry, v.58, p.467- 498.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. & Wernicke, B.P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of the plate motions, Geophysical Research Letters, v.30, N.20, p.2036-2042.
- Moine-Vaziri, H., Khalili-Marandi, Sh. & Brousse, R., 1991- L'importance d'un volcanisme potassique, au Miocene supérieur en Azaerbaijan (Iran): C.R. Acad. Sci. Paris, T. 313, Serie II, p. 1603-1610.
- Moore, E. M. & Twiss, R.J., 1995- Tectonics: Freeman and Company, New York, 415 pp.
- Moorhouse, W.W., 1959- The study of rocks in thin section: Harper & Row, New York, 514 pp.
- Moradian, A., 1997- Geochemistry, geochronology and petrography of feldspatoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt, Iran. Unpub., Ph.D.Thesis, Univ. Wollongong, Australia, 412p.
- Muller, D. & Groves, A., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Springer Verlag, 238p.
- Nedimovic, R., 1973- Exploration for ore deposits in Kerman region, Geol. Surv. Iran, Rep.53/Yu, 247p.
- Robb, L., 2005- Introduction to ore – forming processes, Blackwell, 373p.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Lonnman, 352 p.
- Rollinson, H., 2007- Early earth systems, Blackwell publishing, 285p.
- Rombach, C. S. & Newberry, R. J., 2001- Shotgun deposit: granite porphyry-hosted gold-arsenic mineralization in southwestern Alaska, USA, Mineralium Deposita, v.36, p.607-621.
- Shafiei, B. Shahabpour, J. & Haschke, M., 2008- Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: response to the Neogene crustal thickening: Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, v. 19, p. 67-84.
- Tatsumi, Y. & Eggins, S., 1995- Subduction zone magmatism: Blackwell, Cambridge, 211 p.
- Thompson, J.F.H., Lang, J.R. & Stanley, C.R., 2001- Platinum group elements in alkaline porphyry deposits, British Columbia: Exploration and Mining in British Columbia, p. 57-64.
- Thorpe, R. S., 1982- Andesites: orogenic andesites and related rocks: John Wiley & Sons, 724 p.
- Titley, S.R. & Beane, R.E., 1981- Porphyry copper deposits: Econ. Geol., 75th Anni. V, p. 214-269.
- Ulmer, P., 2001- Partial melting in the mantle wedge- the role H<sub>2</sub>O in the genesis of mantle-derived arc-related magmas: Physics of the Earth and Planetary Interior, v. 127, p. 215-232.
- Wang, Q., XU, Ji-F., Jian, P., BAO, Z., Zhad, Z., Li, C., Xiong, X. & Ma, J., 2006- Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Daxing, south china: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization, J. petrology, v.47, No.1, p.119-144.
- Waterman, G.C. & Hamilton, R.L., 1975- The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Econ. Geol., v.70, p.568-576.
- Welland, M.J.P. & Mitchell, A.H.G., 1977- Emplacement of the Oman ophiolite: A mechanism related to subduction and collision, Geol. Soc. Amer. Bull., v.88, p.1081-1088.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis, Harper Collins Academic, 466p.
- Xiong, X-L., 2006- Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile – bearing hydrous eclogite, Geology, v.34, No.11, p.945-948.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendrof, F., Woerner, G. & Volynets, O.N., 2001- Geochemical evidence for melting of subduction oceanic lithosphere at plate edges, Nature, v.409, p.500-503.