

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی محدوده هرسین، افیولیت کرمانشاه، باختر ایران

خلیل الهیاری^۱، محمد پورمعافی^۱ و مرتضی خلعت‌بری جعفری^۲

^۱ دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ پژوهشکده علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۳/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۱/۱۹

چکیده

توالی خروجی مجموعه افیولیتی هرسین به صورت گدازه‌های بالشی بازالتی در حوالی روستای تمرک و گردنه گشور در خاور هرسین و کرمانشاه، در باختر ایران برونزد دارند. گدازه‌های بالشی رخنمون یافته در امتداد گسل اصلی زاگرس بخشی از زمین‌درز افیولیتی بین کمر بند زاگرس و زون سندج-سیرجان به شمار می‌آیند. این سنگ‌ها در حوالی روستای تمرک دارای ترکیب بازالت تا بازالت آندزیتی و در گردنه گشور ترکیبی در حد تراکی آندزیت بازالتی را دارند. از نظر سرشت ماگمایی سنگ‌های محدوده تمرک در قلمرو نیمه قلیایی و سنگ‌های گردنه گشور در محدوده قلیایی واقع می‌شوند و از نظر محیط زمین‌ساختی-ماگمایی، گدازه‌های بالشی تمرک به محیط E-MORB و گدازه‌های بالشی گشور به بازالت‌های WPB تعلق دارند. این بازالت‌ها در هر دو منطقه تمرک و گشور از گوشه منتج شده و از LREE، LILE، و برخی از عناصر HFSE غنی شده هستند. این سنگ‌ها بقایایی از سنگ‌کره اقیانوسی نئوتیس هستند که بین دو حاشیه قاره‌ای عربستان و اوراسیا تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: گدازه‌های بالشی، افیولیت هرسین، کمر بند زاگرس، نئوتیس

***نویسنده مسئول:** خلیل الهیاری

E-mail: kh49all@yahoo.com

۱- مقدمه

به منظور شناخت ژئودینامیک تشکیل افیولیت، باید ویژگی‌های کلی توالی‌های آن را با توجه به ژئوشیمی واحدهای مختلف و نحوه ذوب بخشی گوشه نیز در نظر گرفت. به نظر می‌رسد که سنگ‌های مختلف توالی‌های افیولیتی، فرایندهایی بی‌درپی چون آغاز ریفت اقیانوسی، بازشدگی آن و تشکیل پوسته اقیانوسی، فرورانش، فرارانش و افزوده شدن پوسته اقیانوسی (Oceanic accretion) را متحمل شده‌اند (Shervais, 2001). افیولیت‌ها به طور معمول در بردارنده اطلاعات اساسی از تحولات ژئودینامیک، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی حوضه‌های اقیانوسی قدیمی و مناطق اطراف هستند. به همین دلیل، تمرکز اصلی در این مقاله بر پایه تفسیر داده‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمی جدید از توالی خروجی محدوده هرسین (جدول ۱)، استوار بوده است. در این مقاله توصیف زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی در توالی خروجی از مجموعه افیولیتی هرسین مورد بررسی قرار گرفته است. مجموعه‌ای که بنا بر یافته‌های شهودی و نظری (۱۳۷۶) طی کرتاسه بالایی تشکیل شده است.

زاگرس چین‌خورده و گسل زاگرس با راستای شمال باختر-جنوب خاور از مرز ایران با ترکیه تا دریای عمان امتداد دارد (شکل ۱-الف). این کمر بند فعال زمین‌ساختی که حاصل برخورد صفحه عربی با صفحه اوراسیا در سنوزویک است، یکی از جوان‌ترین کمر بندهای برخورد قاره‌ای در سیستم آلپ-همالیا به‌شمار می‌آید (Ricou, 1976; Ricou et al., 1977). تحولات ژئودینامیک کمر بند زاگرس را بیشتر در ارتباط با باز و بسته شدن نئوتیس بین دو صفحه ایران و عربستان و فرورانش آن با شیب شمال خاوری به زیر حاشیه فعال پوسته قاره‌ای ایران در نظر گرفته‌اند (Berberian and King, 1981). اما Stampfli & Borel (2002) آغاز فرورانش را ژوراسیک پایانی فرض کرده و معتقدند که فرارانش و جاگیری افیولیت‌ها در بخش جنوبی حاشیه غیر فعال تیس در کرتاسه بالایی آغاز شده است. این جایگزینی در عمان، طی سانتونین و در شمال باختری زاگرس در مائستریشین روی داده است (Leturmy and Robin, 2010a). در حقیقت می‌توان گفت که دو زون ساختاری، شامل سندج-سیرجان با فراوانی سنگ‌های دگرگونی و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (شکل ۱-الف)، محصول فرورانش با جهت شیب شمال خاوری نئوتیس در این مناطق است (Berberian and King, 1981). آثار فرورانش نئوتیس و برخورد قاره‌ای همراه آن در این منطقه، با جایگیری افیولیت‌های کرمانشاه و نیز همراه بوده که در امتداد راندگی اصلی زاگرس (Stöcklin, 1977, Berberian and King, 1981, Alavi, 1994)، معروف به «زون خرد شده» جای گرفته‌اند.

۲- زمین‌شناسی عمومی و شواهد صحرایی

گستره مورد پژوهش در محدوده خاور هرسین در ۵۵ کیلومتری خاور کرمانشاه در طول‌های جغرافیای ۳۴° ۱۰' - ۳۴° ۲۰' و عرض‌های جغرافیایی ۴۷° ۳۵' - ۴۷° ۵۰' واقع شده است (شکل ۱-ب).

در رابطه با پیشینه مطالعاتی منطقه می‌توان به (Stöcklin 1974) اشاره کرد که معتقد است، افیولیت‌های کرمانشاه به صورت یک ملانژ افیولیتی دیده شده و از رخنمون‌های مجزای پریدوتیتی گوشه‌ای، سنگ‌های گابرویی و مجموعه‌ای از دایک‌ها و گدازه‌های بالشی تشکیل شده‌اند. اطلاعات بیشتر در رساله دکتری Braud (1978) دیده می‌شود که برداشت‌های زمین‌شناسی و نتایج آن به صورت نقشه زمین‌شناسی کرمانشاه با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ (تلفیق توسط آقاناتی، ۱۳۶۷) منتشر شد. اطلاعات با جزئیات بیشتر در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ هرسین (شهودی و نظری، ۱۳۷۶) توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور منتشر شد (شکل ۱-ج). (Ghazi and Hassanipak 1999) ژئوشیمی سنگ‌های خروجی افیولیت کرمانشاه را مورد بررسی قرار دادند.

در ناحیه کرمانشاه، واحدهای افیولیتی در اطراف شهرهای هرسین و صحنه در قلمروی زاگرس خرد شده رخنمون دارند. در اطراف صحنه، رخنمون‌هایی از لرزولیت تا هارزبورژیت کلینوپیروکسن دار دیده می‌شود که کم و بیش تکتونیزه

چینه‌شناسی، زمین‌ساخت، زمین‌شناسی نفت و ژئودینامیک کمر بند زاگرس، در پژوهش‌های پیشین مورد مطالعه قرار گرفته (Ricou, 1976; Ricou et al., 1977; Berberian and King, 1981; Dercourt et al., 1986; Sengor et al., 1988; Stampfli and Borel, 2002) و در سال‌های اخیر این مطالعات کامل‌تر نیز شده است (برای مثال: Agard et al., 2005; Leturmy and Robin, 2010b). با این که این مطالعات، اطلاعات مهمی از تحولات ژئودینامیک و کیمیاژ منطقه‌ای زاگرس را فراهم می‌کند اما به نظر می‌رسد که داده‌های ژئوشیمی و پترولوژی از افیولیت کرمانشاه کافی نیست. در این منطقه (شکل ۱-ب)، Desmons and Beccaluva (1983) دایک‌هایی با گرایش تولیتی مربوط به جزایر کمانی (IAT) گزارش کرده‌اند، این در حالی است که Ghazi and Hassanipak (1999) پریدوتیت‌های گوشه‌ای، گابروها و سنگ‌های آتشفشانی از همین منطقه را با گرایش IAT و قلیایی درون صفحه‌ای (WPB) توصیف کردند.

محدود و در امتداد زون‌های گسلی برشی با ویژگی‌های دینامیک قابل تعقیب است. اگرچه این سنگ‌ها خورده شده (Chaotic) هستند اما به دلیل نبود دگرگونی و برگ‌وارگی در آنها، کاربرد واژه افیولیت ملائز، طبق تعریف کمیته پنروز با دشواری همراه است لذا در این نوشتار از این لفظ اجتناب و از واژه افیولیت تکتونیزه که در قالب تعریف «مجموعه افیولیتی» (Ophiolitic assemblage) می‌گنجد (نقل از Juteau and Maury, 2009) استفاده شده است.

۳- نمونه برداری صحرائی و روش‌های تجزیه دستگاهی

پس از انجام مطالعات صحرائی و نمونه برداری سیستماتیک، مقاطع نازک از نمونه‌ها در آزمایشگاه مقاطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهیه شد. این مقاطع پس از مطالعه اولیه، در آزمایشگاه پژوهشکده علوم زمین نیز مورد بحث و بازنگری قرار گرفت و نمونه‌هایی برای انجام تجزیه شیمیایی انتخاب شدند.

برای تجزیه شیمیایی سنگ کل (whole-rock analyses) و تعدادی از عناصر کمیاب (Zn, Cu, Sc, Ga, Ni, Co, Cr, V, Rb, Ba, Nb, La, Sr, Zr, Y) قرص‌های فشرده‌ای از پودرها انتخاب و از دستگاه فلورسانس پرتو ایکس (XRF) که در آن یک اسپکترومتر اتوماتیک پرتو ایکس ARL Advant-XP به کار رفته است، استفاده شد. کالیبراسیون دستگاه با استفاده از رفرنس‌های بین‌المللی صورت گرفت و برای تصحیح ماتریکس از روش پیشنهادی (Trail and Lachance, 1966) استفاده شده است. محدوده دقت تشخیص دستگاه با مقایسه با استانداردهای بین‌المللی حدود ۲٪ برای اکسیدهای اصلی و ۵٪ برای عناصر فرعی بوده است. قلمروی تشخیص عناصر فرعی عبارتند از: Zn, Ba, Cu, Sc = 5 ppm; Ga, Ni, Co, Cr, V, Sr, Nb, La, Zr = 2 ppm; Rb, Y = 1 ppm. عناصر فرار نیز با عنوان L.O.I. و در دمای °C ۱۰۰۰ اندازه‌گیری شدند. عناصری چون Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu = 0.002; Rb, Sr, Y, Zr, Nb = 0.02; La, Ce = 0.005; Hf, Ta, Th, U = 0.002. عناصری چون Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U, و عناصر کمیاب خاکی (REE) با استفاده از دستگاه طیف سنج جرمی (ICP-MS) اندازه‌گیری شدند که در آن از یک طیف سنج حرارتی سری X-I استفاده شد. با استفاده از استانداردهای مشخص (Blind standards) محدوده دقت اندازه‌گیری به نسبت از ۲ تا ۷ درصد بوده و برای Ta و Nb این مقادیر ۱۲٪ و برای U ۹٪ بوده است. محدوده تشخیص عناصر (بر حسب ppm) عبارت است از:

Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu = 0.002

Rb, Sr, Y, Zr, Nb = 0.02, La, Ce = 0.005; Hf, Ta, Th, U = 0.002

تمامی تجزیه‌های شیمیایی از سنگ کل (whole-rock analyses) در دانشکده علوم زمین دانشگاه Ferrara در کشور ایتالیا انجام شده است. نتایج تجزیه‌های نمونه‌های مرتبط با توالی خروجی رخنمون در روستای تمرگ و گردنه کشور در جدول ۱ آورده شده‌اند.

۴- سنگ‌نگاری و نامگذاری

برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری گدازه‌های بالشی روستای تمرگ ترکیبی در حد بازالت تا آندزیت بازالتی و گدازه‌های بالشی کشور ترکیبی در حد بازالت تا تراکی آندزیت بازالتی دارند (شکل ۴). این سنگ‌ها به طور غالب دارای بافت اینترگرانولار تا میکروپورفیریک با خمیره هیالومیکرولیتیک‌اند. بافت‌های میکروسکوپی حفره‌دار، گلووموپورفیریک و افیتیک نیز به‌عنوان بافت‌های شناسایی شده‌اند. حفره‌ها با کلسیت، کلریت، سریسیت (شکل ۳-الف و ب) و در برخی دیگر توسط اسمکتیت با رخساره شعاعی و اکسیدهای آهن پر شده‌اند (شکل ۳-الف). در نمونه‌های با بافت اینترگرانولار فضای بین پلاژیوکلازها توسط دیوپسید-اوژیت و کانی‌های کدر (اپاک) پر شده است. درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، دیوپسید-اوژیت و پسودومورف‌های الیون است که به‌طور کامل توسط ایدنگزیت جانشین شده‌اند. خمیره به‌طور عمومی هیالومیکرولیتیک است و در گردنه کشور حالت جریان یافته‌اند.

هستند و دگرشکلی‌های گوشته‌ای چون الیون‌هایی با ساختار کینگ در آنها به خوبی حفظ شده است و به صورتی محلی توسط دایک‌های دیابازی کم و بیش رودنگیتی، دایک‌های نازک پیروکسنیت و گاه پگماتیت گابرو قطع شده‌اند. این رخنمون‌ها، ارتباط گسسته‌ای با واحدهای اطراف دارند. در حدود ۲۰ کیلومتری جنوب خاوری صحنه، در مسیر رودخانه گاماسیب و در حوالی روستای خلیج رود، رخنمونی از گابروی لایه‌ای گزارش شد که در نقشه‌های چاپ شده، از جمله واحدهای افیولیتی در نظر گرفته‌اند. بررسی‌های ما نشان می‌دهد که این سنگ‌ها تا حد رخساره آمفیولیت دگرگون شده‌اند، اگرچه شواهد مختلف حاکی از آن است که سنگ مادر احتمالی آنها گابروی لایه‌ای بوده و شواهدی بافتی نیز نشان از منشأ آذرین آنها را دارد. در محدوده هرسین، پریدوتیت‌ها گستره قابل توجهی را تشکیل داده‌اند و تکونیت‌های گوشته‌ای با ترکیب لرزولیتی و هارزبورژیتی کلینوپروکسن را دربردارند و گاهی توسط دایک‌های دیابازی کم و بیش رودنگیتی قطع شده‌اند. این دایک‌ها به‌طور معمول ستریایی کمتر از ۲ متر دارند. افزون بر آن تعداد کمی دایک با ترکیب قلیایی تا حدواسط با سن ۴۰-۳۸ Ma نیز گزارش شده است (Delaloye and Desmons, 1980). توالی پوسته‌ای درونی، دربردارنده گابروهای کومولیتی فولیه و پگماتیت گابرو است که در شمال باختری و خاور محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۱-ج). پگماتیت گابرو همراه با مقادیر فراوانی از تروکتولیت یافت می‌شود در حالی که الیون گابروهای کومولیتی و فولیه با مقادیر اندکی از تروکتولیت و ورلیت همراه هستند. توالی خروجی در محدوده مورد مطالعه به‌طور عمده در حوالی روستای تمرگ و گردنه کشور رخنمون دارند. در روستای تمرگ توالی خروجی دارای همبری زمین‌شناختی با رخنمون‌های پریدوتیتی است که بیشتر توسط واریزه‌ها و خاک پوشیده شده‌اند. در شکل ۲، ستون چینه‌شناسی شماتیک (لوگ سنتتیک) از رخنمون‌های افیولیتی (البته در چارچوب محدوده مورد مطالعه) و عکس‌های انتخابی صحرائی نشان داده شدند. توالی خروجی (Extrusive Sequence) در روستای تمرگ، دربردارنده گدازه‌های بالشی فیریک و آفیریک است. همان‌گونه که بیان شد، قاعده این توالی تکتونیزه و بیشتر پوشیده از خاک است اما با گدازه‌های بالشی فیریک و حفره‌دار آغاز می‌شود و دربردارنده افق‌هایی از جریان‌های گدازه‌ای (Sheet Flow) است. حفره‌ها دارای ابعاد مختلفی بوده و در مواردی تا اندازه چند سانتی‌متر دیده شده و ایجاد بادامک‌هایی را کرده‌اند. این حفره‌ها توسط کانی‌های کربناتی، اسمکتیت و کلریت پر شده‌اند و از مقدار و اندازه آنها به سوی بالای توالی کاسته شده است. در این بخش از توالی، بالش‌ها در مقیاس متریک رخنمون دارند و لابلای آنها هیالوکلاستیت، لفاف نازکی از چرت و رادیولاریت و سیمان کربناتی شکل گرفته است. بر روی آنها، گدازه‌های فیریک نهشته شده (شکل ۲) که فاقد حفره بوده و یا حفره در آنها یافت نمی‌شود. به سوی بالای توالی، گدازه‌های بالشی آفیریک و سپس دوباره گدازه‌های بالشی فیریک نهشته شده‌اند. در گردنه کشور، گدازه‌های بالشی آفیریک به شدت دارای حفره بادامکی بوده و بالش‌ها به صورت لوله‌هایی دیده می‌شوند. بر روی آنها برش‌های هیالوکلاستیک رخنمون دارند که با گدازه‌های جریان‌ی حفره‌دار همراه هستند و قطعه‌ها به‌طور عمده از تکه‌ها و خرده‌های بالش‌ها تشکیل شده‌اند. در مقایسه با رخنمون‌های روستای تمرگ، برش‌های هیالوکلاستیک فراوانی بیشتری نسبت به گدازه‌های بالشی دارند. در شکل‌های ۲-الف تا ج، تصاویر انتخابی از رخنمون‌های روی زمین و موقعیت آنها در لوگ سنتتیک نشان داده شده است.

در نوشته‌های Braud (1978) و گزارش نقشه زمین‌شناسی کرمانشاه با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ (تلفیق آقاناتی، ۱۳۶۷)، سنگ‌های افیولیتی با عنوان افیولیت ملائز و در گزارش نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ هرسین (شهیدی و نظری، ۱۳۷۶) این سنگ‌ها به دلیل درهم ریختگی با عنوان زمین‌ساخت ملائز تشریح شده‌اند. در سنگ‌های افیولیتی محدوده هرسین، دگرگونی ناحیه‌ای دیده نشده است و آثار دگرگونی به‌صورتی

حرارت پایین نیز متحرک نیستند آورده شده است (Beccaluva et al., 1979).
 (Pearce & Norry, 1979) که شامل بعضی از عناصر کمیاب ناسازگار (برای مثال: MREE)، (Ti, P, Zr, Y, Sc, Nb, Ta, Hf, Th)، عناصر کمیاب متوسط و سنگین (HREE)، همچنین بعضی از فلزات واسطه (برای مثال: Ni, Co, Cr, V) هستند. عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) با شعاع یونی بزرگ (LILE) معمولاً در حین دگرسانی متحرک‌اند. مقدار CaO نیز در نمونه‌های مورد مطالعه با استخراج مقدار CaO کلسیت ثانویه از CaO به دست آمده از نتایج XRF، تصحیح شده است. در واقع CaO موجود در کلسیت بر اساس روابط استوکیومتریکی میزان CO₂ محاسبه شده است. میزان حجم CO₂ با استفاده از یک تکنیک ساده اندازه‌گیری حجم (Jackson, 1958) و پس از مطالعات سنگ‌شناختی نمونه‌ها امکان پذیر است. این مطالعات نشان می‌دهد که کلسیت در واقع تنها محصول فاز کربنات در نمونه‌های مورد مطالعه بوده است. عناصر کمیاب سبک (LREE) ممکن است تحت تأثیر عوامل تحرک عناصر در خلال دگرسانی قرار گیرند و به‌طور خیلی جزئی تحرک پیدا کنند. نمونه‌های مورد مطالعه دارای TiO₂ و P₂O₅ نسبتاً بالایی بوده و میزان آن به ترتیب از 1.64 wt.% - 3.38 و 0.18 wt.% - 1.20 تغییر می‌کند. نسبت این دو اکسید اصلی در مقایسه با MgO روند ثابتی را نشان می‌دهد (شکل ۵). مقدار SiO₂ در این سنگ‌های بازالتی از 50.23 wt.% تا 56.16 در نوسان است. بیشترین مقدار MgO متعلق به نمونه‌های محدود شده تم‌رک است (6.74%) در حالی که کمترین مقدار MgO در سنگ‌های بازالتی ناحیه گشور (2.04%) دیده می‌شود. به‌علاوه، این سنگ‌ها دارای مقادیری از U، Th، Ta، Hf می‌باشند که به ترتیب (0.24ppm - 2.35)، (9.24ppm - 1.25)، (4.18ppm - 0.5)، (9.80ppm - 2.80) متغیر است.

برای بررسی ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار (Le Bas et al., 1986) استفاده شد. از نظر سرشت ماگمایی با توجه به نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس سنگ‌های محدوده تم‌رک در قلمرو نیمه قلیایی و سنگ‌های گردنه گشور در محدوده قلیایی واقع می‌شوند. همچنین گدازه‌های بالشی تم‌رک در قلمروهای بازالت و آندزیت بازالتی و گدازه‌های بالشی گشور در قلمروهای تراکی آندزیت بازالتی واقع شده‌اند (شکل ۴).

بالاترین میزان L.O.I. متعلق به نمونه‌های منطقه گشور (۵/۲۶) و کمترین مقدار آن مربوط به نمونه‌های محدوده تم‌رک (۰/۵۸) است. با توجه به نمودارهای هارکر برخی از عناصر اصلی و فرعی در برابر MgO (شکل‌های ۱۵ و ۱۴)، روند مقادیر اکسیدهای آهن در مقایسه با MgO در نمونه‌های هر دو منطقه منفی است در حالی که با افزایش مقدار MgO مقدار K₂O در نمونه‌های هر دو محدوده افزایش یافته است. این روندها با روند تبلور ماگما و تفریق منطبق است. در مورد اکسیدهای سدیم و کلسیم به دلیل پدیده دگرسانی متأثر از آب دریا، پراکندگی برای Na₂O و روند مثبت در CaO دیده می‌شود. با توجه به متحرک بودن این عناصر، پراکندگی نقاط می‌تواند ناشی از فرایندهای دگرسانی بعدی نیز باشد (Thompson, 1983).

الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد N-MORB (Sun & MacDoniugh, 1989) در هر دو منطقه تم‌رک و گشور از LILE مانند: Ba، Rb، K، غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶- الف). با توجه به سرشت E-MORB بازالت‌های بالشی محدوده تم‌رک و نیز خصوصیات WPB سنگ‌های گردنه گشور، به نظر می‌رسد که غنی شدگی الگوها از عناصر مذکور، شاید به دلیل منبع گوشته‌ای غنی شده ماگمای سازنده این سنگ‌ها باشد (Saccani and Photiades, 2005).

بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد گوشته اولیه (Sun & MacDoniugh, 1989) نشان از غنی‌شدگی بیشتری از LILE و LREE در نمونه‌های گردنه گشور را دارد (شکل ۷) و غنی‌شدگی برخی از LILE مانند Ba، Rb و نیز بعضی از عناصر HFSE مانند Th، U آشکارا دیده می‌شوند. با توجه به

بلورهای ریز پلاژیوکلاز از نوع آلپیت تا الیگوکلازند که همراه با کلینوپیروکسن، هورنبلند و اکسیدهای آهن دیده می‌شوند. وجود میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با رخساره کراواتی و بلورهای ظریف کلینوپیروکسن با فاسیس دم خروسی در این سنگ‌ها، از جمله ویژگی‌های بارز بازالت‌هایی است که در محیط‌های اقیانوسی و در ژرفای آب دریا سرد شده‌اند (Juteau and Maury, 2009) (شکل ۳- ج). در برخی مقاطع، آثاری از تزریق ماگمای بازیک به‌صورت پهنه‌های نازک اما اکسیده شده دیده می‌شود که این پدیده را می‌توان با تزریق بقایایی از ماگمای اولیه در کف حجره ماگمایی به درون ماگمای در حال تفریق و آمیختگی (Mingling) ماگمایی نسبت داد (شکل ۳- ح). در بعضی از نمونه‌ها پدیده اسپیلیتی شدن و اثر آب دریا باعث بالا رفتن میزان سدیم تجزیه سنگ شده و پلاژیوکلازها به آلپیت تبدیل شده‌اند. پدیده زون‌بندی در هیچ یک از بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز دیده نمی‌شود. همراهی دراز مدت بازالت‌های کف اقیانوس با آب دریا و همچنین تأثیرات سیالات گرمایی صعودکننده بر روی آنها منشأ دگرسانی در این سنگ‌ها بوده و پاراژنهای دگرسانی در حد رخساره دگرگونی ضعیف تا حد رخساره پرهنیت پومپله‌ایت است. به منظور مقایسه بررسی‌های سنگ‌نگاری با نتایج تجزیه‌های شیمیایی از نمودار (Le Bas et al., 1986) استفاده شد که در آن نمونه‌های روستای تم‌رک در قلمروهای بازالت، بازالتیک آندزیت و نمونه‌های گردنه گشور در قلمروی بازالتیک تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند که با بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز قابل انطباق است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از:

پلاژیوکلاز: بلورهای پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل بوده و به صورت فنو کریست، میکروفونو کریست و سوزن‌های باریک و کشیده در زمینه سنگ دیده می‌شوند اندازه فنو کریست آنها از ۰/۵ تا ۳ میلی متر متغیر است.
 کلینوپیروکسن: بلورهای کلینوپیروکسن نیز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و بیشتر در زمینه سنگ یافت می‌شوند. اندازه آنها کمتر از ۱ میلی متر و ۱۰-۱۵ درصد مودال سنگ را تشکیل داده‌اند.

ایدینگزیت: در گدازه‌های بالشی تم‌رک ما بلورهای ایدینگزیتی شده نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه‌ای کمتر از ۱ میلی متر مشاهده می‌کنیم. در بعضی از نمونه‌ها ایدینگزیت تا حدود ۱۵-۱۰ درصد مودال سنگ را شامل می‌شود. ایدینگزیت در گدازه‌های بالشی تم‌رک محصول دگرسانی کامل بلورهای الیون است. حال آن که گدازه‌های بالشی گشور فاقد الیون بوده و در نتیجه پدیده ایدینگزیتی شدن را در آنها مشاهده نمی‌کنیم. آمفیبول: بیشتر بلورهای آمفیبول ریز بلور (کمتر از ۱ میلی متر) از نوع ترمولیت آکتینولیت بوده و در زمینه سنگ حضور دارند. بیشتر این کانی‌ها از تبدیل پیروکسن در طی فرایند ضعیف دگرگونی که از اثر آب دریا ناشی می‌شود به وجود آمده‌اند. این کانی در تمام نمونه‌ها موجود نیست و کمتر از ۲ درصد از کل سنگ در چند نمونه از سنگ‌های آندزیت بازالتی تم‌رک را در بر می‌گیرد.

خمیره: خمیره سنگ شامل میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، شیشه و کانی‌های کدر با نسبت‌های متفاوت است. ریز بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی اولیون‌های ایدینگزیتی شده نیز به مقدار حدود ۱۰ درصد به‌طور پراکنده در خمیره سنگ یافت می‌شوند. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نیز اندکی سرسیتی شده‌اند و تا حدود ۲۰ درصد خمیره نیز از کانی‌های ریز و پراکنده کدر ساخته شده است که بیشتر حاصل اپاسیتی شدن بلورهای ایدینگزیتی شده و اکسید آهن هستند. در بعضی از نمونه‌ها خمیره حالت خرد شده و برشی شده را دارد.

۵- بحث

۵-۱. ژئوشیمی و سنگ‌شناسی

در جدول ۱، مقادیر اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر آورده شده‌اند. در این جدول عناصر اصلی و کمیابی که تحت شرایط دگرگونی و دگرسانی و در شرایط

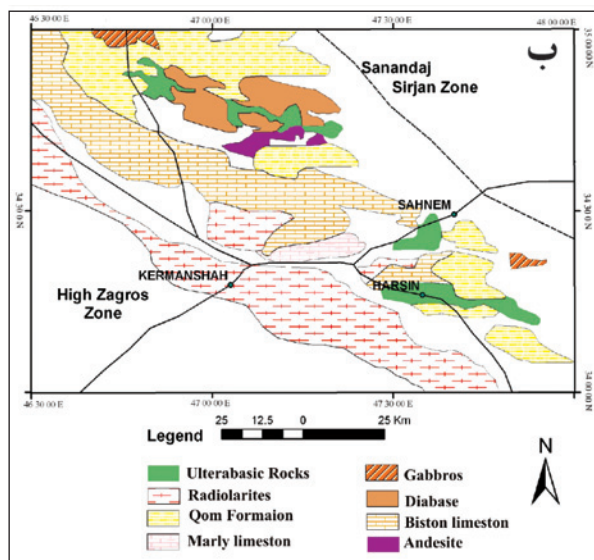
بازالت‌ها را از هم تفکیک نماید. طبق نمودار پیشنهادی نام‌برده، نمونه‌های روستای تمرک در محدوده MORB و گدازه‌های بازالتی کشور در محدوده WPA قرار گرفته‌اند (شکل ۸-الف). برای مقایسه بهتر، علاوه بر نمودارهای متداول، از نمودار TiO_2/Yb در برابر Nb/Yb نیز (Pearce, 2008) برای تشخیص محیط تکتونوماگماتیک استفاده شد (شکل ۸-ب). در این نمودار، نمونه‌های روستای تمرک در قلمروی E-MORB و نمونه‌های گردنه کشور در محدوده OIB واقع شده‌اند. در نمودار نسبت‌های عناصر $Th, Ta, Hf/3$ (Wood, 1980) پراکندگی نمونه‌ها مشابه نمودار ۸-الف است (شکل ۸-ج).

۶- نتیجه‌گیری

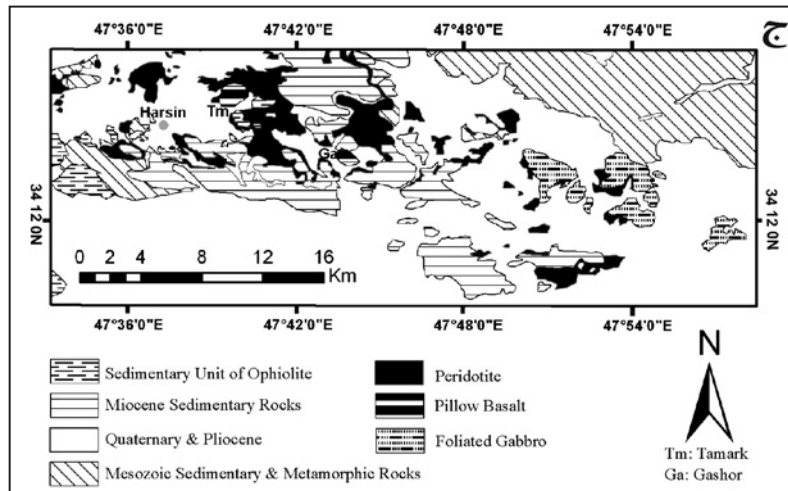
بررسی‌های صحرایی گدازه‌های بالشی محدوده هرسین نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ساخت بالشی بوده و متعلق به توالی خروجی مجموعه افیولیتی کرمانشاه هستند که در کرتاسه بالایی جایگزین شده‌اند. در مقایسه، گدازه‌های بالشی گردنه کشور نسبت به گدازه‌های بالشی روستای تمرک، دارای تمایل آتشفشانی - آواری بوده و بیشتر از نوع برش‌های هیالو کلاستیک‌اند. بررسی‌های سنگ نگاری میکروسکوپی، ترکیب بازالت تا بازالت آندزیتی را برای گدازه‌های بالشی تمرک و ترکیب بازالت تا تراکی آندزیت بازالتی را برای نمونه‌های گردنه کشور مشخص می‌کند. بر اساس تفسیر نمودارهای عنکبوتی، تکتونوماگماتیک و فقدان تهی شدن Nb در الگوهای بهنجار شده، می‌توان به این نتیجه رسید که ماگمای سازنده توالی خروجی محدوده هرسین، از ذوب بخشی گوشته غنی شده به وجود آمده است. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی روستای تمرک نشان می‌دهد که این گدازه‌ها قابل مقایسه با بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (N-MORB) نبوده و بیشتر خصوصیات E-MORB تا T-MORB را نشان می‌دهند. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این گدازه‌ها در فاصله دورتری از محور کافت اقیانوسی و در بخش‌های کناری آن یعنی میانه قطعات اقیانوسی (Segment) و با در امتداد گسل‌های ترانسفورم تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که تشکیل گدازه‌های بالشی در گردنه کشور، با زبانه‌های (Plume) غنی شده و بر آمده از گوشته در ارتباط بوده است که سبب غنی شدن بیشتر از LREE، LILE و برخی از HFSE در الگوهای بهنجار شده با مقادیر استاندارد بین‌المللی شده و خصوصیات بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) را نشان داده‌اند.

نیود تهی شدن در عنصر Nb در الگوهای هر دو محدوده، می‌توان پنداشت که این سنگ‌ها در محیط سوپرا-سابداکشن (SSZ) تشکیل نشده و محیط تشکیل آنها با توجه به سایر نمودارها (شکل ۶-الف و ب)، متعادل به E-MORB و OIB (WPB) است. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده (شکل ۶-ب) با مقادیر استاندارد کندریت (Sun & MacDoniugh, 1989)، غنی شدن عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر سنگین (HREE) را نشان می‌دهند. این روند در مورد الگوهای گدازه‌های گردنه کشور نسبت به الگوهای روستای تمرک، شیب تندتری دارد. این موضوع شاید نشان‌گر درجات متفاوت ذوب بخشی یک منشأ گوشته‌ای اساساً همگن (هموزن) و نیز شاید نشان از مراحل اولیه تفریق بلورین باشد (شکل ۷) (Niu, 2004). الگوهای بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت، رفتار مشابهی در مورد عنصر Eu نشان می‌دهند. نسبت $(La/Sm)N$ در نمونه‌های کشور بیشتر از نمونه‌های تمرک است. این مقدار در گدازه‌های بالشی گردنه کشور 5.14 تا 4.1 بوده در حالی که در نمونه‌های منطقه تمرک مقدار این نسبت از 2.29 تا 1.21 در تغییر است. به نظر می‌رسد که غنی شدن نمونه‌های کشور از LREE نسبت به نمونه‌های محدوده تمرک را می‌توان به دلیل ماهیت غنی شده این ماگماهای گوشته‌ای دانست (Paulick et al., 2006). در واقع شیمی متفاوت این سنگ‌ها را می‌توان ناشی از ماگمای مولد این سنگ‌ها دانست که به شکل زبانه‌هایی از بخش‌های تهی نشده گوشته بالا آمده‌اند. یعنی می‌توان آن را حاصل ذوب بخشی گوشته‌ای دانست که از غنی شدن بیشتر نسبت به E-MORB ها برخوردار بوده‌اند. (شکل ۶-ب) (Saccani and Photiades, 2005). در الگوهای بهنجار شده برخی افیولیت ملائزهای ناحیه مدیترانه، غنی شدن از LREE و HFSE به ذوب بخشی سست کره‌ای نوع MORB نسبت داده شده است (Saccani et al., 2004, 2008). در خاور ایران، در سنگ‌های بازالتی افیولیت ملائز نهندان، الگوهای ژئوشیمیایی با غنی شدن از LREE و HFSE نیز این چنین تفسیر شده است (Saccani et al., 2010).

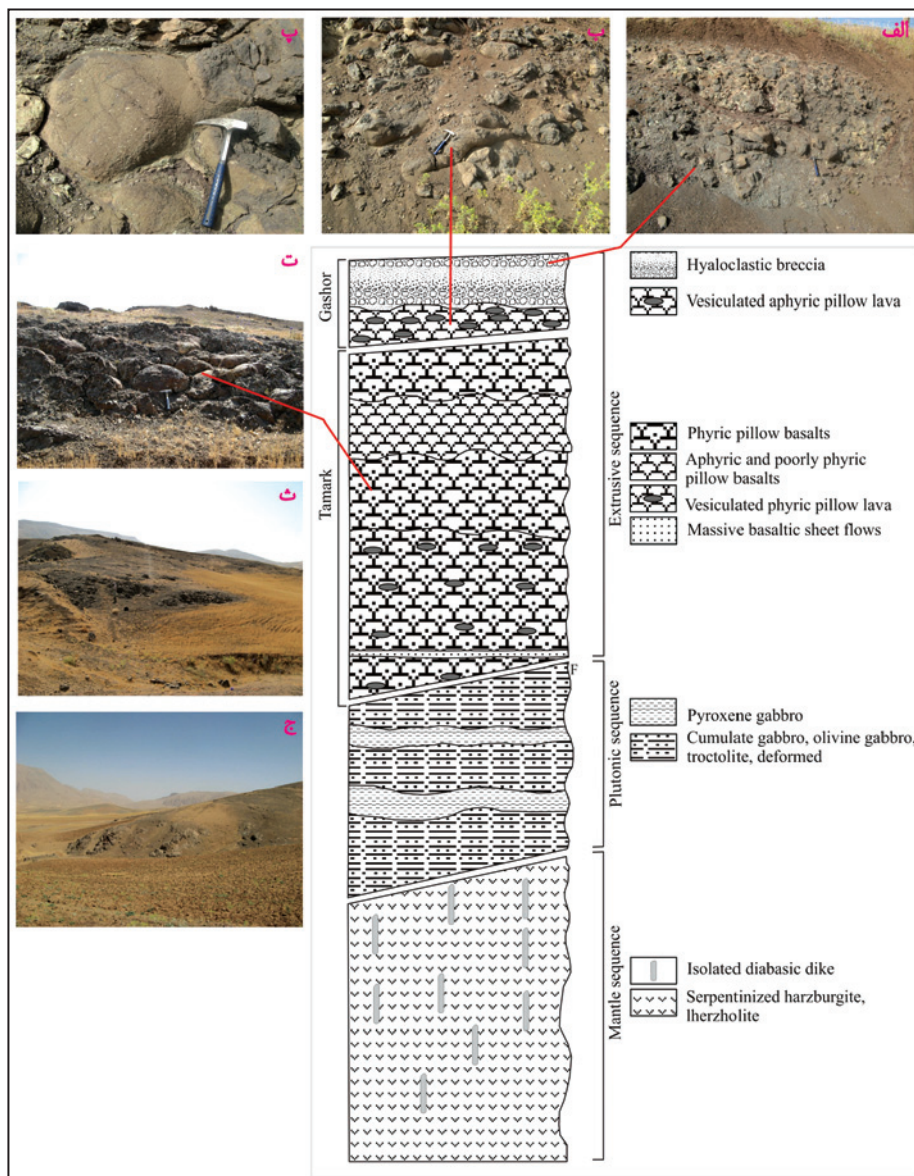
۵-۲. محیط تکتونوماگمایی گدازه‌های بالشی: با توجه به دگرسانی معمول در گدازه‌های زیردریایی، برای تعیین محیط تکتونوماگمایی و جاگیری گدازه‌های بازالتی، از عناصر فرعی غیر متحرک نیز استفاده شد. نسبت Ti/V بین ۳۴ در نمونه‌های روستای تمرک تا ۱۷۷ در نمونه‌های گردنه کشور در تغییر است. Shervis (1982) سعی نمود تا با استفاده از نسبت Ti/V ، محیط زمین‌ساختی تشکیل



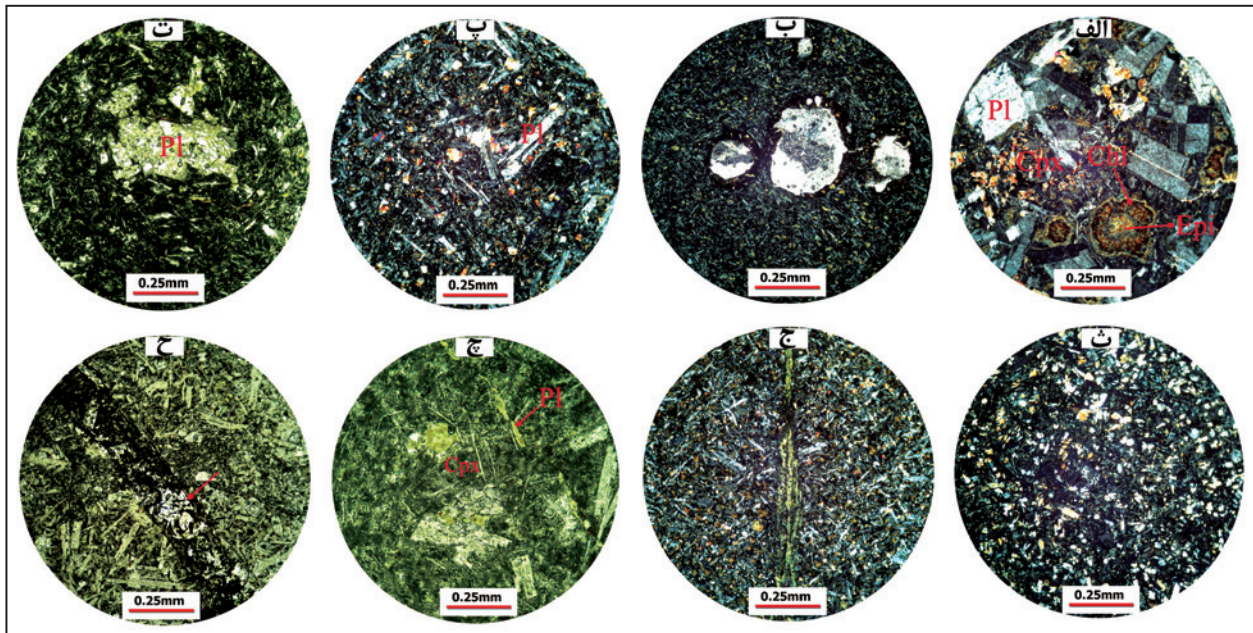
شکل ۱-الف) موقعیت افیولیت هرسین نسبت به کمربندهای افیولیتی اصلی ایران و پهنه‌های اصلی زمین‌شناسی ایران، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ ماگماتیسیم ایران (تغییرات اعمال شده برگرفته از: Aghanabat, 2004). (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده و برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰,۰۰۰ کرمانشاه (Aghanabati, 1978) که در آن موقعیت واحدهای اصلی زمین‌شناسی، الترابازیک‌های افیولیت کرمانشاه و راه‌های اصلی نشان داده شده است.



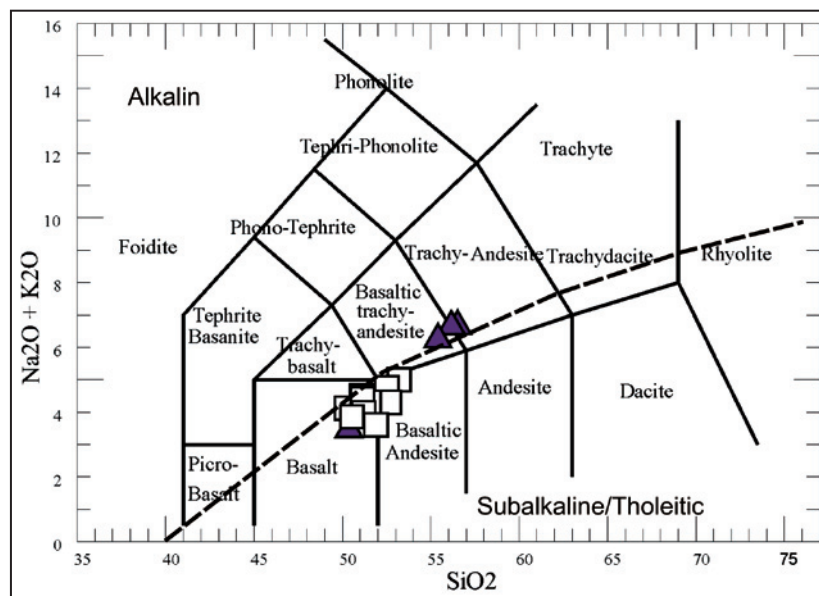
شکل ۱- ج) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده هرسین با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ که واحدهای زمین‌شناسی و موقعیت واحدهای افیولیت کرمانشاه با تغییراتی نشان داده شده است (Shahidi and Nazari, 1997).



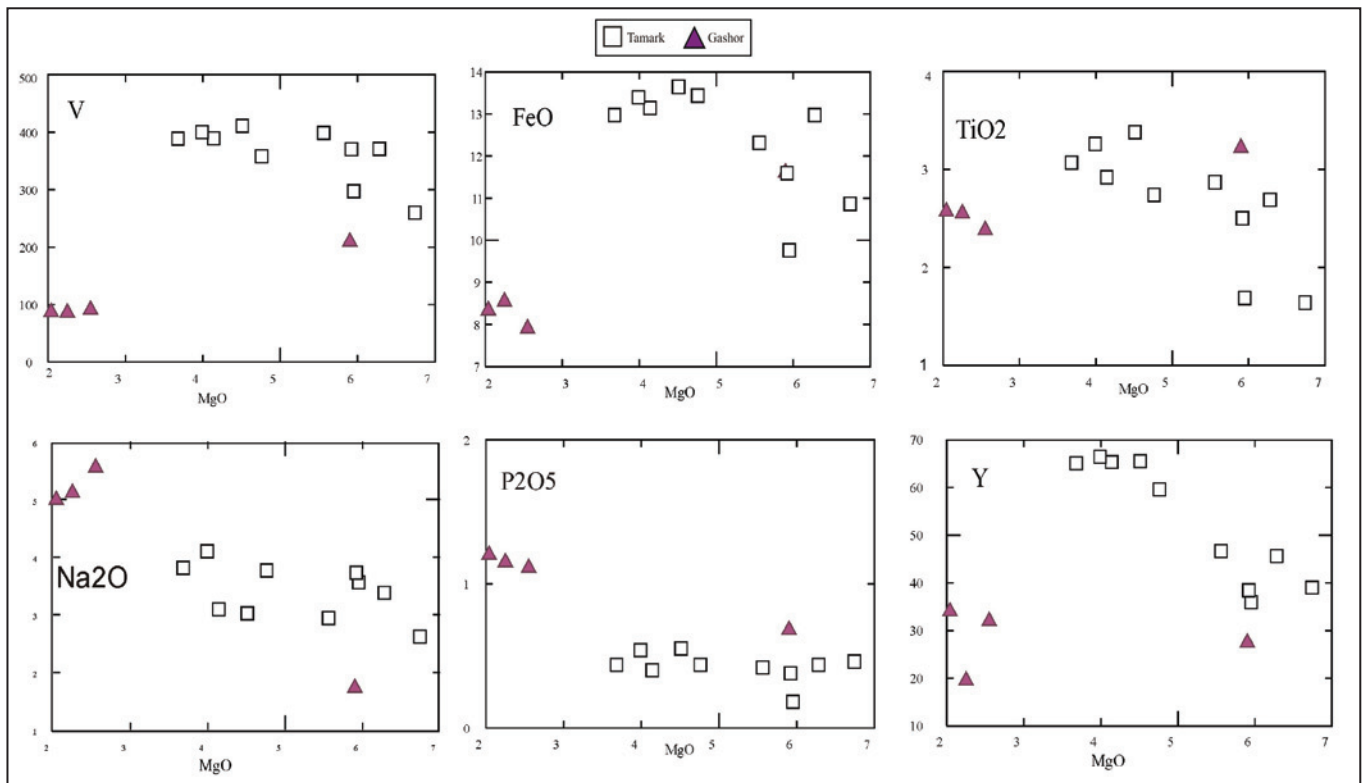
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی نمادین توالی خروجی افیولیت هرسین. الف) برشی شدن در ساختارهای بالشی (پیلو) منطقه گشور (دید به سمت جنوب) ب) یک تیوب کشیده از ساختارهای بالشی برشی شده منطقه گشور (دید به سمت جنوب). پ) لایه‌های نازکی از رادیولاریت‌ها، کربنات و چرت با سیمان هیالوکلاستیت در اطراف بعضی از ساختارهای بالشی. ت و ث) ساخت بالشی در سنگ‌های بازالتی در منطقه تمرک (دید به سمت شمال).



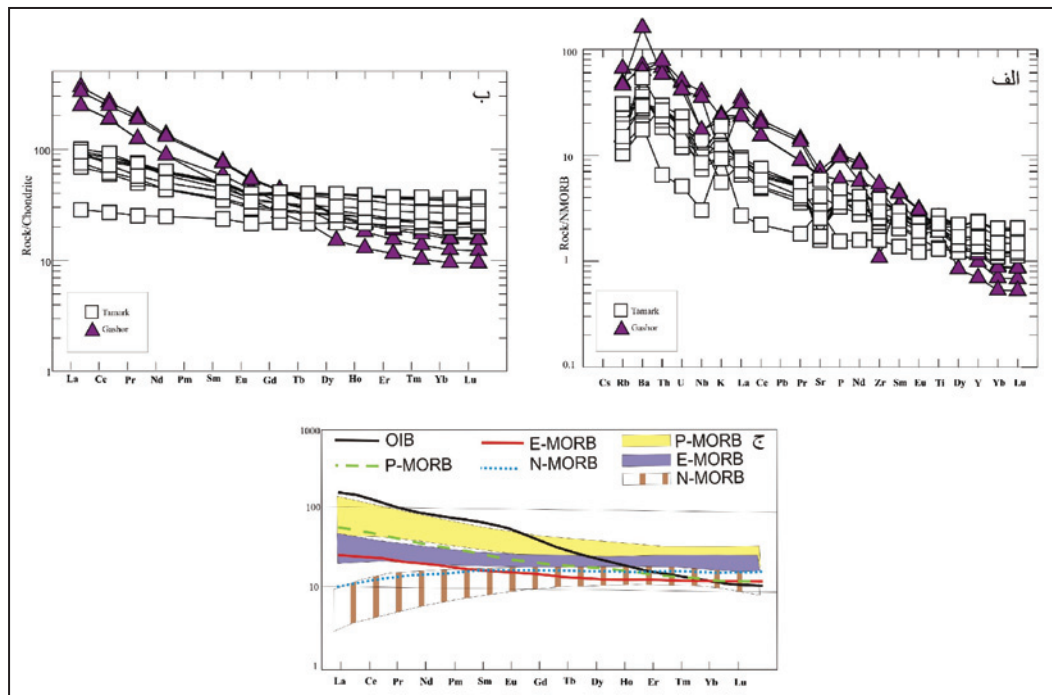
شکل ۳- الف) تصویر میکروسکوپی از مرکز شیت فلو نمونه K211، در قاعده سکانس خروجی، روستای تمرک. حفره‌ها به صورتی شعاعی توسط اسمکتیت و اکسیدهای آهن پر شده‌اند (نور XPL). ب) تصویر میکروسکوپی از گدازه بالشی حفره‌دار نمونه K318، گردنه گشور، خاور هرسین، (نور XPL). پ) تشکیل همزمان کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز به صورت خوشه‌ای (کلوستر). نمونه K403. سکشن روستای تمرک (نور XPL). ت) پیلوبازالت فیریک، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز کم و بیش دگرسان شده در خمیره‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز. نمونه K408، شیشه اسمکتیتی شده. محدوده روستای تمرک. (نور XPL). ث) گدازه بالشی با فاسیس آفریک. نمونه K410. محدوده روستای تمرک (نور XPL). ج) تشکیل اسمکتیت، کلریت، اپیدوت در امتداد رگچه‌ها. نمونه K411. محدوده روستای تمرک (نور XPL). چ) کلینوپروکسن با رخساره دم خروسی در حاشیه گدازه بالشی که از ویژگی‌های گدازه‌های بالشی اقیانوسی است. نمونه K414. محدوده روستای تمرک. (نور PPL). ح) آثاری از تزریق ماگمای بازیک در درون حجره ماگماتیک در حال تزریق به صورت پهنه‌های نازک اما اکسید شده. نمونه K416. محدوده روستای تمرک (نور XPL).



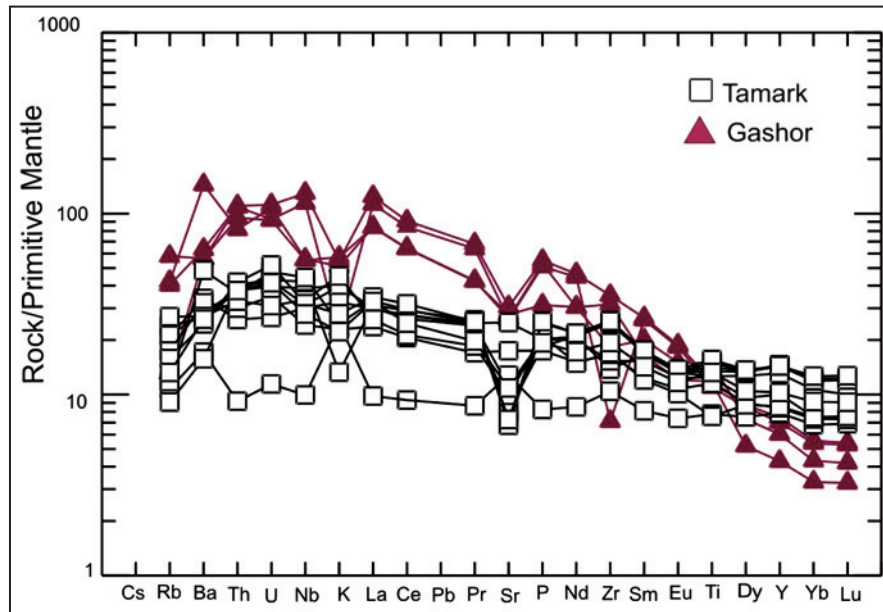
شکل ۴- رده‌بندی‌های سنگ‌های آذرین خروجی در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (Le Bas et al., 1986).



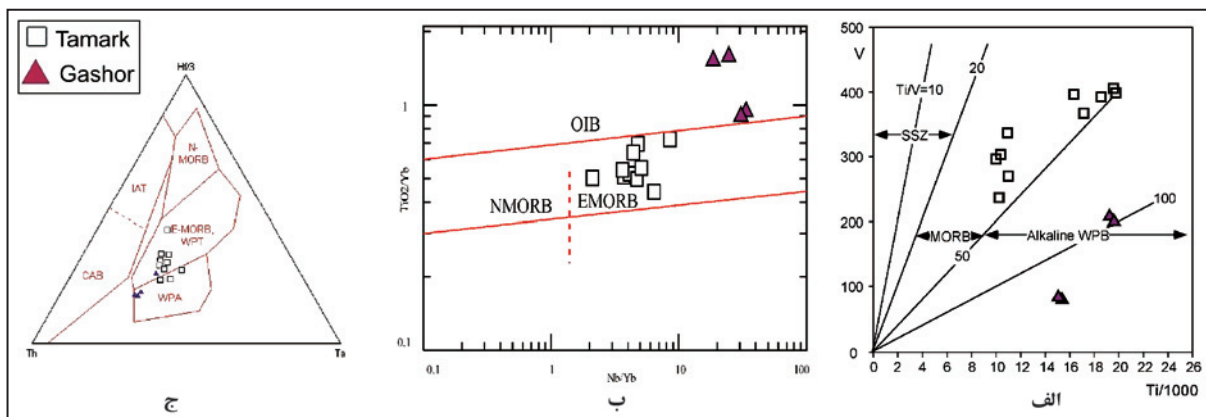
شکل ۵- تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب نسبت به MgO و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۶- الف) نمودار عنکبوتی REE بهنجار شده نسبت به N-MORB و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه. ب) نمودار عنکبوتی REE بهنجار شده نسبت به کندریت و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه. ج) محدوده محیط‌های زمین‌ساختی- ماگمایی. OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی N-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی شمال، E-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی غنی‌شده. P-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی پلوم (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۷- نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۸- الف) نمودار متمایزکننده بر روی V و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (Shervis, 1982). ب) نمودار نسبت TiO_2/Yb بر روی Nb/Yb در بازالت‌ها و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (Pearce, 2008). OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی، N-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی نرمال، E-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی غنی شده. ج) نمودار نسبت‌های عناصر Ta، Th، Hf/3 (Wood, 1980)

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی ۱۴ نمونه از سنگ‌های بازالتی افیولیت کرمانشاه. اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر بر اساس ppm است.
H.Tm: گدازه‌های بالشی روستای تمرک، H.Gs: گدازه‌های بالشی گردنه گشور.

Sample	Kr ₁₉	Kr ₁₈	Kr ₂₀	Kr ₁₇	Kf ₀₁	Kf ₀₂	Kf ₀₇	Kf ₀₈	Kf ₁₁	Kf ₁₅	Kf ₁₇	Kf ₂₅	Kd ₂	Kd ₄
Locality	HGs	HGs	HGs	HGs	H.Tm	H.Tm	H.Tm	H.Tm	H.Tm	H.Tm	H.Tm	H.Tm	H.Tm	H.Tm
SiOr	۵۰.۴	۵۶.۵	۵۶.۲	۵۵.۴	۵۳.۲	۵۲.۵	۵۲.۶	۵۱.۵	۵۱.۱	۵۰.۲	۵۱.۱	۵۱.۲	۵۰.۵	۵۱.۹
TiOr	۳.۲	۲.۶	۲.۶	۲.۴	۳.۱	۲.۷	۲.۹	۱.۷	۳.۳	۲.۷	۲.۵	۱.۶	۳.۴	۲.۹
AlrOr	۱۲.۸	۱۵.۱	۱۵.۲	۱۴.۲	۱۲.۷	۱۲.۳	۱۲.۵	۱۴.۶	۱۲.۳	۱۴.۱	۱۳.۲	۱۴.۵	۱۲.۷	۱۲.۲
FerOr	۱.۷	۱.۳	۱.۳	۱.۲	۱.۹	۲.۰	۲.۰	۱.۵	۲.۰	۱.۹	۱.۷	۱.۶	۲.۰	۱.۸
FeO	۱۱.۶	۸.۵	۸.۳	۷.۹	۱۳.۰	۱۳.۴	۱۳.۱	۹.۸	۱۳.۴	۱۳.۰	۱۱.۶	۱۰.۹	۱۳.۶	۱۲.۳
MnO	۰.۴	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۳	۰.۲	۰.۳	۰.۲	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۳
MgO	۵.۹	۲.۳	۲.۰	۲.۵	۳.۷	۴.۸	۴.۱	۵.۹	۴.۰	۶.۳	۵.۹	۶.۷	۴.۵	۵.۶
CaO	۹.۹	۵.۷	۶.۴	۸.۸	۶.۷	۶.۸	۷.۷	۱۰.۳	۸.۶	۷.۱	۸.۹	۸.۸	۸.۶	۹.۰
Na ₂ O	۱.۷	۵.۱	۵.۰	۵.۵	۳.۸	۳.۸	۳.۱	۳.۶	۴.۱	۳.۴	۳.۷	۲.۶	۳.۰	۲.۹

Sample Locality	Kr19 HGs	Kr18 HGs	Kr20 HGs	Kr17 HGs	Kf01 HTm	Kf02 HTm	Kf07 HTm	Kf08 HTm	Kf11 HTm	Kf15 HTm	Kf17 HTm	Kf25 HTm	Ks2 HTm	Ks4 HTm
KrO	1.7	1.5	1.6	0.7	1.2	1.0	1.2	0.7	0.4	0.7	0.7	1.4	0.8	0.7
PrO5	0.7	1.1	1.2	1.1	0.4	0.4	0.4	0.2	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.4
Zn	93.7	103.1	109.8	109.1	140.2	99.9	139.1	62.7	130.2	95.8	81.6	42.9	142.9	117.9
Cu	65.9	12.3	10.2	9.4	79.5	90.0	78.7	112.9	77.1	158.0	152.2	126.1	82.4	124.8
Sc	19.2	5.5	4.9	4.6	20.4	29.2	26.5	22.7	21.5	22.2	25.5	26.0	27.0	41.1
Ga	6.9	18.4	15.6	20.9	15.7	14.6	12.0	8.7	15.4	12.7	8.7	12.7	27.1	26.8
Ni	62.7	0.0	0.0	0.0	5.2	5.0	12.1	27.0	11.6	17.4	18.2	22.2	22.2	22.0
Co	23.5	5.8	4.8	11.5	26.2	22.1	25.1	20.7	22.2	26.5	24.2	29.2	26.2	27.2
Cr	20.48	0.0	0.0	0.0	26.4	27.7	28.2	190.4	22.5	22.2	26.0	20.1	22.9	22.2
V	20.92	85.8	86.8	90.8	289.0	258.0	289.1	297.1	400.2	270.8	270.4	259.7	411.1	298.8
Ba	294.9	100.81	442.2	292.7	185.1	226.9	198.2	119.7	110.0	238.7	224.2	188.7	171.7	182.1
Rb	26.9	26.7	25.6	8.4	15.2	12.2	12.5	6.8	5.8	7.5	11.0	17.1	10.0	8.4
Sr	582.6	557.0	644.5	549.2	224.4	167.2	172.2	269.4	142.6	527.2	268.2	208.9	152.4	229.2
Y	27.4	19.5	24.0	21.9	65.0	59.5	65.2	26.0	66.4	45.6	28.4	29.0	65.5	46.7
Zr	20.47	252.1	295.1	79.6	281.1	154.8	276.2	116.7	286.5	171.8	186.5	190.2	284.7	216.7
Nb	29.4	29.9	92.2	81.4	22.2	21.4	27.4	7.1	20.0	21.6	17.2	22.8	22.6	19.9
La	57.6	57.9	85.2	77.4	20.7	20.4	20.2	6.7	21.4	22.6	16.2	17.8	22.7	22.4
Ce	112.5	114.2	161.6	149.6	46.4	48.5	48.9	16.5	51.6	52.2	26.6	27.8	56.2	44.0
Pr	11.7	11.8	18.7	17.6	6.6	6.7	6.8	2.4	7.1	6.9	4.7	5.1	7.0	5.4
Nd	41.0	41.1	62.0	60.4	28.2	28.2	28.6	11.6	29.5	27.0	20.5	20.2	29.5	22.2
Sm	8.9	7.2	11.8	11.5	7.6	7.4	7.5	2.6	7.7	6.8	5.5	5.2	7.8	6.2
Eu	2.5	2.0	2.2	2.1	2.2	2.2	2.2	1.2	2.2	2.1	1.8	1.7	2.2	2.0
Gd	6.8	5.5	8.9	8.7	8.1	8.0	8.1	4.5	8.2	6.7	5.9	5.7	8.4	6.8
Tb	1.1	0.8	1.2	1.2	1.5	1.4	1.5	0.8	1.5	1.1	1.0	1.0	1.5	1.2
Dy	5.4	2.8	6.5	6.2	9.9	9.4	9.8	5.5	9.9	7.1	6.6	6.5	10.1	7.7
Ho	1.0	0.7	1.2	1.2	2.1	2.0	2.1	1.2	2.1	1.5	1.4	1.4	2.2	1.7
Er	2.6	1.9	2.2	2.1	6.0	5.4	6.0	2.4	6.0	2.9	2.8	2.9	6.2	4.6
Tm	0.4	0.2	0.5	0.4	0.9	0.8	0.9	0.5	0.9	0.6	0.6	0.6	0.9	0.7
Yb	2.1	1.6	2.7	2.7	6.0	5.2	5.9	2.4	5.9	2.7	2.6	2.7	6.2	4.5
Lu	0.2	0.2	0.4	0.4	0.9	0.7	0.9	0.5	0.9	0.5	0.5	0.6	0.9	0.7
Hf	8.2	11.4	8.7	8.5	6.4	4.8	6.2	2.8	8.2	5.0	5.4	4.2	8.2	6.4
Ta	2.7	4.0	4.2	2.9	2.1	2.0	2.1	0.5	2.2	2.4	1.8	1.7	2.2	2.0
Th	8.0	6.9	9.4	9.2	2.2	2.2	2.2	0.8	2.4	2.1	2.5	2.8	2.5	2.2
U	1.9	2.2	2.2	2.0	0.9	0.6	0.8	0.2	0.9	1.0	0.7	0.6	1.1	0.9
Mg#	27.6	22.0	20.4	26.5	46.2	47.6	52.5	27.1	44.6	52.9	49.5	44.4	44.7	44.0
Ti/V	81.2	168.1	168.8	157.2	42.5	40.5	28.0	49.2	42.1	22.4	26.2	41.8	41.5	42.2

کتابنگاری

آفانیاتی، ع.، ۱۳۶۷- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ کرمانشاه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 شهیدی، ع.، نظری، ح.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ هرسین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Aghanabati, A., 1978- Geological maps of Kermanshah Quadrangle, scale, 1:250,000. Geological Survey of Iran.
 Aghanabati, A., 2004- Major Sedimentary-structural Units of Iran. Geological Survey of Iran.
 Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229: 211-238.
 Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, M., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 94: 401-419
 Beccaluva, L., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M., 1979- Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites-application to some ophiolites. Canad. J. Earth Sci., 16: 1874-1882.
 Berberian, M. and King, G.C.P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canad. J. Earth Sci., 18: 210-265.

- Braud, J., 1970- Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271: 1241-1244.
- Delaloye, M. and Desmons, J., 1980- Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68: 83-111.
- Dercourt, J., Zonenshian, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., et al., 1986- Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- Desmons, J. and Beccaluva, L., 1983- Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications. *Chem. Geol.*, 39: 39-63.
- Ghazi, A.M. and Hassanipak, A.A., 1999- Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, western Iran: implications on Tethyan plate tectonics. *J. Asian Earth Sci.*, 17: 319-332.
- Jackson, M.L., 1958- Soil chemical analysis, Prentice-Hall: 498 p.
- Juteau, T., Maury, R., 2009- La Croute Oceanique petrologie et Dynamique Endogenes, Societe Geoloique de France Vuibert, 512p.
- Lachance, G.R. and Trail, R.J., 1966- Practical solution to the matrix problem in X-ray analysis. *Canad. Spectroscopy*, 11: 43-48.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Leturmy, P. and Robin, C., 2010a- Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: Introduction. In: Leturmy P. and Robin C. (Eds.), *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geol. Soc. London Sp. Publ. 330: 1-4.
- Leturmy, P. and Robin, C. (Eds.), 2010b- Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic. *Geol. Soc. London Sp. Publ.* 330: 360 p.
- Niu, Y., 2004- Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology* 45, 2423-2458.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G., Harvey, J., 2006- Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14-48.
- Ricou, L.E., 1976- Evolution structuralke des Zagrides. La région clef de Neyriz (Zagros iranien). *Mem. Soc. géol. France N.S.* 55, 125: 140 p.
- Ricou, L.E., Braud, J. and Brun, J.H., 1977- Le Zagros. In: *Livre à la mémoire de A.F de Lapparent*. Soc. géol. France, Paris: 33-52.
- Saccani, E., Beccaluva, L., Coltorti, M. and Siena, F., 2004- Petrogenesis and tectono-magmatic significance of the Albanide-Hellenide Subpelagonian ophiolites. *Ofioliti*, 29: 77-95.
- Saccani, E., Photiades, A., 2005- Petrogenesis and Tectono-Magmatic Significance of Volcanic and Subvolcanic Rocks in the Albanide-Hellenide Ophiolitic Mélanges. In: Dilek, Y., Ogawa, Y., Bortolotti, V., Spadea, P. (Eds.), *Evolution of Ophiolites in Convergent and Divergent Plate Boundaries: The Island Arc*, 14, pp. 494-516.
- Saccani, E., Photiades, A. and Beccaluva, L., 2008- Petrogenesis and tectonic significance of IAT magma-types in the Hellenide ophiolites as deduced from the Rhodiani ophiolites (Pelagonian zone, Greece). *Lithos*, 104: 71-84.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S.A., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos.2010.02.016.
- Sengor, A.M.C., Altner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K.J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, In: Audley-Charles M.G., Hallam A.E. (Eds.), *Gondwana and Tethys*. Geol. Soc. London Sp. Publ., 37: 119-181. Blackwell, Oxford.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196: 17-33.
- Stoklin, J., 1974- Possible Ancient continental margins in Iran, in the geology of continental margins. Springer, 873-887.
- Stöcklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mém. Soc. géol. France*, 8: 333-353.
- Shahidi, M., Nazari, H., 1997- Geological map of Harsin, 1/100.000 scale. Geological survey of Iran.
- Shervais, J.W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- Shervais, J.W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *G3- Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2: 45 p. (doi:10.1029/2000GC000080).
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic-systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 42: 313-345.
- Thompson, G., 1983- Basalt-seawater interaction, in: P.A. Rona, K.B. Bostrom, L. Laubier, K.L. Smith Jr. (Eds.), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*, Plenum Press, New York, pp. 225-278.
- 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 and Planetary Science Letters* 50, 11-30.