

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی غرب و جنوب غرب سلفچگان

مژگان طاهری^۱، افشین اشجع اردلان^۲، محمدهاشم امامی^۳ و سیدجمال شیخ‌ذکریایی^۴

دکتر، مرکز زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کرمان، کرمان، ایران
 استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
 دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، اسلامشهر، ایران
 استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۰/۱۸

چکیده

سنگ‌های آذرین نفوذی غرب و جنوب غرب سلفچگان در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در ۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهر قم و در نزدیکی روستای زواریان رخنمون دارند. بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، این سنگ‌ها در دو گروه اصلی دیوریت (به مقدار کمتر پیروکسن‌دیوریت) و مونزونیت (به مقدار کمتر کوارتزمونزونیت) جای می‌گیرند. بافت غالب در سنگ‌های دیوریتی اینترگرانولار و در مونزونیت‌ها پورفیریک است. بر اساس نمودار تکنونو ماگمایی Y-Zr این نمونه‌ها موقعیت تکنونیک قوس ماگمایی را نشان می‌دهند. همچنین در نمودار تمایزی $Ce/P_2O_5 - Zr/TiO_2$ که برای تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از قوس‌های ماگمایی پس از برخورد به کار برده می‌شود، این سنگ‌ها در محدوده قوس‌های پس از برخورد (PAP) قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار به‌هنجار شده با کندریت و گوشته اولیه، غنی‌شدگی بیشتری در LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که باعث شده شیب کلی نمودارهای عنکبوتی نورمالیزه شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه از چپ به راست کاهش یافته و این منطبق بر الگوی کلی مناطق فرورانش است. شواهد سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و تکنونیک منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که ماگماتیسیم این منطقه در ارتباط با یک محیط برخوردی میان صفحه عربی و بلوک ایران مرکزی در زمان نئوژن است.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌های نفوذی، دیوریت، ارومیه-دختر، سلفچگان، زون فرورانش

***نویسنده مسئول:** مژگان طاهری

E-mail: taheris@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

منطقه و ارتباط آن با سنگ‌های نفوذی اسیدی، ضرورت مطالعه مشخص می‌شود. در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰/۰۰۰ قم (امامی و حاجیان، ۱۳۷۰) و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰/۰۰۰ سلفچگان-خوره (علائی مهابادی، ۱۳۷۹) و تفرش (حاجیان، ۱۳۷۷) و توده‌های آذرین منطقه مطالعه شده‌اند. (Emami, 1981) پترولوژی کالدرای خستک در منطقه زواریان را در قالب رساله دکتری خود با عنوان «زمین‌شناسی ناحیه قم-آران» و منصف (۱۳۹۰) نیز ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی نئوژن غرب سلفچگان تا شمال دلیجان را مطالعه کرده‌اند.

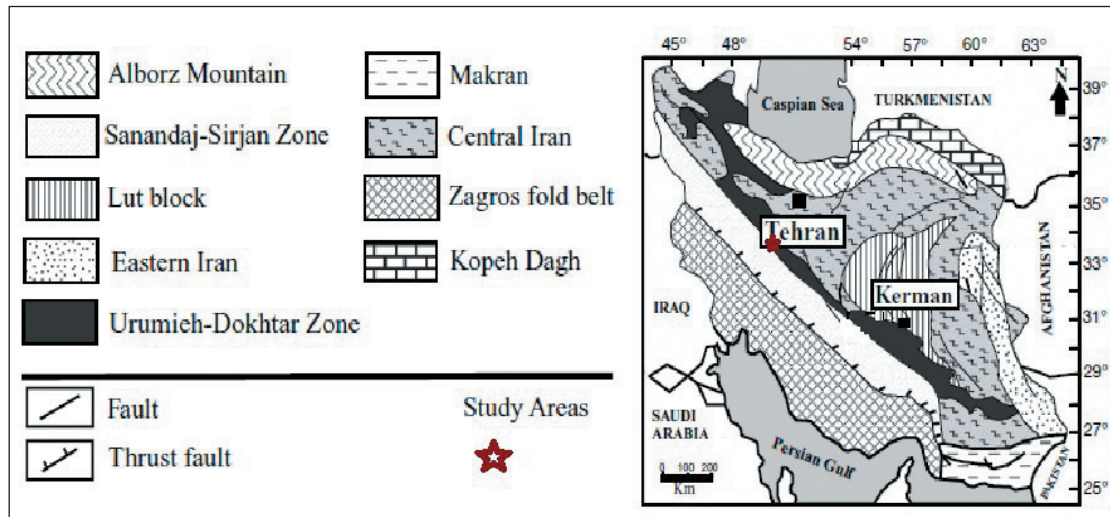
در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین تشریری روی پی‌سنگ قدیمی‌تر قرار دارند. بدنه اصلی این کمربند را سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پدید آورده‌اند. این فعالیت‌های آتشفشانی تنها محدود به ائوسن نیست بلکه در چندین مرحله دیگر نظیر الیگوسن آغازی، میوسن میانی، پلیوسن و کواترنری، تکرار شده است و آتشفشان‌های غیر فعال و نیمه فعال کنونی را باید ادامه همین مراحل محسوب کرد (آقاباتی، ۱۳۸۳). اوج فعالیت ماگمایی در این زون در ائوسن بوده است (Farhoudi, 1978; Emami, 1981; Alavi, 2004) فعالیت آتشفشانی ائوسن به‌طور عمده ترکیب کالک‌آلکال دارد و به فرایند فرورانش نسبت داده می‌شود (Jung et al., 1975; Berberian et al., 1982). این مجموعه از واحدهای مختلف سنگی شامل توده‌های آذرین نفوذی کوچک و بزرگ از جنس دیوریت، گرانودیوریت، گابرو و گرانیت همراه با جریان‌های بازالتی، تراکی‌بازالت (که به‌طور محلی شوشونیتی است)، آندزیت، داسیت، تراکیت، ایگنمیریت و پیروکلاستیک (عمدتاً از جنس توف و آگلومرا) - که مناطق وسیعی را پوشش می‌دهد- تشکیل شده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های نفوذی شناخته شده در این مجموعه تشکیلات ژوراسیک بالایی را قطع می‌کند و به‌طور ناپیوسته توسط آهک فسیل‌دار کرتاسه پایینی پوشیده می‌شود (نبوی، ۱۳۵۵). سن بیشتر سنگ‌های نفوذی، الیگوسن و میوسن است که همراه با سنگ‌های آتشفشانی همین زمان و توده‌های نیمه‌عمیق پلیوسن با حجم به مراتب کمتر در کنار واحدهای سنگی ائوسن نمایان هستند. این پهنه یک محور شکسته و پویا از نظر فعالیت آتشفشانی (در کرتاسه فوقانی و ائوسن) و نفوذی (در الیگوسن و میوسن) به شمار می‌رود (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). بررسی‌های زمین‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی ایران مرکزی (شهاب‌پور، ۱۳۶۲؛ لطفی، ۱۳۶۴؛ مرادیان، ۱۳۶۹؛ درویش‌زاده، ۱۳۸۰؛ آقاباتی، ۱۳۸۵؛ Forster et al., 1972; Jung et al., 1975; Etminan, 1977; Biju-Duval et al., 1977; Amidi, 1977; Emami, 1981; Moine-Vaziri et al., 1991; Berberian et al., 1982) از دیرباز به واسطه پدیده‌های مختلف ماگمایی و معدنی مورد توجه و دقت خاص زمین‌شناسان بوده است. با توجه به اهمیت کانسازری پلی‌متال و به خصوص طلا و نقره در این

۲- روش انجام پژوهش

پس از انجام پژوهش‌های کتابخانه‌ای، پیشینه مطالعاتی محدوده، نقشه زمین‌شناسی منطقه و تصاویر ماهواره‌ای جهت انتخاب مسیرها و ایستگاه‌های مناسب برای نمونه‌برداری، بررسی‌های صحرایی آغاز و نمونه‌برداری در دو مرحله به روش قطعه‌ای (Chip sampling) شامل ۱۵ نمونه از سنگ‌های آذرین نفوذی با رعایت اصول نمونه‌برداری انجام شد. نمونه‌های برداشت شده با وزن حداقل ۱ کیلوگرم درون پاکت پلاستیکی مخصوص قرار داده شدند و به منظور مطالعات پتروگرافی و آزمایشگاهی، از آنها مقطع نازک تهیه شد. ۸ نمونه از سنگ‌های سالم و هموزن را که خصوصیات مجموعه سنگ‌های منطقه را دربر می‌گرفتند و دارای حداقل هوازدگی و رگه‌های ثانویه بودند، جهت آنالیز XRF و ICP-MS به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران ارسال شدند (جدول ۱).

۳- زمین‌شناسی ناحیه

محدوده مورد مطالعه در بخش سلفچگان شهرستان قم و در ۴۰ کیلومتری جنوب غرب قم و در نزدیکی روستای زواریان قرار دارد (شکل ۱). رخنمون‌های اصلی مورد مطالعه در محدوده جغرافیایی ۱۵° ۳۴' تا ۴۰' ۳۴' عرض شمالی و از ۱۵° ۵۰' تا ۲۸° ۵۰' طول شرقی در وسعتی حدود ۲۰۰ کیلومتر مربع قرار گرفته‌اند.



شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (Mirnejad et al., 2013).

جدول ۱- نتایج آنالیز نمونه‌های محدوده مورد مطالعه با روش XRF و ICP-OES (عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر فرعی بر حسب PPM).

Sample No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	LOI	Total	Ag	As	B	Ba	Be	i
M2	56.85	20.47	0.64	0.96	7.12	0.17	7.5	2.53	0.43	3.09	0.19	1.2	101.15	0.27	4.82	7.36	193	1.03	0.25
M46	64.47	17.7	0.45	0.68	4.98	0.22	5.47	3.31	0.49	1.93	0.22	1.92	101.84	0.12	1.78	6.12	213	1.01	0.25
M56	59.26	18.31	0.52	0.77	7.37	0.16	6.37	2.18	0.81	3.97	0.22	2.2	102.14	0.21	0.25	6.50	179	0.96	0.93
M57	54.31	18.74	0.78	1.18	8.7	0.17	8.3	2.22	0.4	4.89	0.25	1.33	101.27	0.20	2.98	6.25	141	1.01	0.25
M64	63.03	18.07	0.42	0.63	5.47	0.11	6.1	2.61	0.71	2.54	0.24	1.63	101.56	0.22	3.34	6.13	132	1.12	0.25
M65	61.06	17.81	0.48	0.72	5.92	0.13	5.86	3.2	0.76	3.71	0.29	5.14	105.08	0.15	5.55	6.90	207	1.10	0.25
M67	59.56	18.13	0.53	0.8	6.91	0.17	7.02	2.39	0.61	3.63	0.18	2.18	102.11	0.20	5.35	6.03	141	0.98	1.30
M7	56.67	19.32	0.55	0.82	7.07	0.12	8.19	2.53	0.5	3.98	0.21	1.09	101.05	0.21	3.64	8.88	127	0.93	0.25

Sample No.	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Ge	Hf	Hg	Ho	In	La	Li	Lu	Mn
M2	0.98	22.81	22.24	64.16	7.67	19.15	3.42	2.15	1.30	24.51	6.45	2.44	2.16	0.04	0.67	0.66	11.22	6.37	0.82	1198
M46	0.90	20.97	8.52	47.37	7.42	14.60	16.88	1.23	0.80	19.24	6.06	1.94	1.74	0.02	0.30	0.86	16.05	15.23	0.33	1209
M56	0.89	27.37	16.25	81.18	6.25	7.21	2.69	0.61	1.09	15.65	5.50	2.10	1.77	0.02	0.28	0.25	13.73	13.21	0.59	1007
M57	0.79	31.11	19.82	126	5.45	42.75	4.12	2.79	1.38	16.44	7.54	1.73	1.58	0.02	0.44	0.69	15.52	10.22	0.71	1079
M64	0.92	27.61	13.70	56.53	6.93	20.58	2.42	2.30	0.92	16.07	4.49	2.37	2.03	0.02	0.19	0.25	15.27	11.59	0.54	623
M65	0.71	22.99	8.65	56.79	6.15	1.57	2.98	3.07	1.11	18.97	4.18	1.67	1.65	0.04	0.21	0.25	12.67	13.23	0.53	617
M67	0.76	26.81	12.52	101	5.65	35.19	3.25	1.17	1.03	14.61	5.66	2.04	1.62	0.02	0.19	0.52	15.07	12.41	0.58	869
M7	1.17	22.19	18.97	31.10	8.83	93.47	2.02	3.02	1.18	18.51	5.66	3.23	2.56	0.05	0.65	0.25	11.04	7.75	0.70	737

Sample No.	Mo	Nb	Nd	Ni	P	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn	Sr	Mn	Mo	Nb	Nd	Ni
M2	1.36	22.78	31.49	5.04	656	12.66	3.41	209	36.99	0.56	21.78	1.20	3.95	10.33	390	1198	1.36	22.78	31.49	5.04
M46	3.89	13.39	26.11	4.36	1013	18.83	2.48	258	83.72	0.51	6.64	5.89	3.50	9.00	480	1209	3.89	13.39	26.11	4.36
M56	0.71	16.90	28.64	16.76	760	3.31	3.53	201	44.09	0.25	16.31	1.94	2.57	8.73	375	1007	0.71	16.90	28.64	16.76
M57	2.45	26.50	44.28	26.97	1078	1.07	4.91	175	29.66	0.55	26.66	6.50	4.55	7.81	326	1079	2.45	26.50	44.28	26.97
M64	0.66	14.17	27.22	9.98	928	3.80	3.47	276	94.18	0.25	11.31	0.03	4.33	9.38	513	623	0.66	14.17	27.22	9.98
M65	1.01	15.49	30.42	51.98	1103	3.73	3.30	223	238	0.25	13.88	4.62	3.65	7.76	415	617	1.01	15.49	30.42	51.98
M67	2.20	15.40	30.98	15.29	673	1.64	2.00	198	286	0.56	16.11	5.34	2.45	7.67	369	869	2.20	15.40	30.98	15.29
M7	0.25	18.80	28.76	8.66	724	11.99	1.99	178	92.67	0.53	22.06	1.73	4.69	12.13	332	737	0.25	18.80	28.76	8.66

Sample No.	P	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn	Sr
M2	656	12.66	3.41	209	36.99	0.56	21.78	1.20	3.95	10.33	390
M46	1013	18.83	2.48	258	83.72	0.51	6.64	5.89	3.50	9.00	480
M56	760	3.31	3.53	201	44.09	0.25	16.31	1.94	2.57	8.73	375
M57	1078	1.07	4.91	175	29.66	0.55	26.66	6.50	4.55	7.81	326
M64	928	3.80	3.47	276	94.18	0.25	11.31	0.03	4.33	9.38	513
M65	1103	3.73	3.30	223	238	0.25	13.88	4.62	3.65	7.76	415
M67	673	1.64	2.00	198	286	0.56	16.11	5.34	2.45	7.67	369
M7	724	11.99	1.99	178	92.67	0.53	22.06	1.73	4.69	12.13	332

۴-۲. مونزونیت

سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید مایل به خاکستری تا خاکستری تیره مشاهده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها گرانولار است. در مقاطع میکروسکوپی بافت پورفیریک با خمیره دانه متوسط هم دیده می‌شود؛ به نحوی که دانه‌های خمیره نیز قابل تشخیص هستند (شکل ۳-الف) که به نظر می‌رسد سنگ آذرین درونی در دو مرحله با دو مخزن ماگمایی تشکیل شده باشد. در اغلب مقاطع بافت پورفیریک متمایل به اینترگرانولار نیز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی موجود در آنها عبارتند از: آمفیبول از نوع هورنبلند سبز-قهوه‌ای (شکل ۳-ب)، پلاژیوکلاز، کوارتز. از کانی‌های فرعی و ثانویه نیز می‌توان اپیدوت، کلریت، سریسیت، کانی‌های اوپک و کانی‌های رسی را نام برد. از موارد قابل توجه در نمونه‌های مونزونیتی منطقه، حضور میکروآنکلاوهای آذرین با بافت میکروپورفیریک بوده که در اغلب موارد ترکیب میکروآنکلاو، مشابه سنگ اصلی است (شکل ۳-ج) و از دیگر موارد می‌توان به رگه‌های ثانویه‌ای اشاره کرد که بعد از سرد شدن سنگ و ترک خوردگی آن توسط کوارتز و اپیدوت پر شده‌اند (شکل ۳-د). در برخی موارد، رگه‌های اپیدوت ثانویه، ساختارهای زیبای بادبزی یا دسته‌جاری به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۳-و). در سنگ‌هایی که کوارتز به صورت فنوکریست و به میزان بیش از ۵ درصد حضور دارد و به کوارتز مونزونیت تغییر نام داده‌اند؛ بافت میکروسکوپی گرانولار، اینترگرانولار و پورفیریک با خمیره دانه متوسط است و در تعدادی مقاطع، حالت پرتیتی در دانه‌های ارتوز مشاهده می‌شود. کانی‌های روشن این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوز، کانی‌های مافیک آنها شامل آمفیبول و پیروکسن و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت (به صورت اینکلوزن در آمفیبول) و اسفن و کانی‌های اوپک مشکوک به مگنتیت، هماتیت و زیرکن هستند. کلریت، اپیدوت و سریسیت به عنوان کانی‌های ثانویه هستند.

۵-۵. ژئوشیمی

۵-۱. تشخیص فرایندهای ژئوشیمیایی از روی نمودار تغییرات عناصر اصلی

نمودارهای Harker (1909) روند تحول ماگما را نشان می‌دهند. روند معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری است و عدم پیوستگی نقاط و انقطاع روندها می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آنها باشد. مشروط بر آنکه نمونه برداری به‌طور کامل و جامع صورت گرفته باشد. در شکل ۴ تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 نشان داده شده است. در نمودار تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2 ، با افزایش SiO_2 ، مقادیر Na_2O روند افزایشی محسوسی نشان می‌دهد که بیانگر افزایش میزان Na_2O در فازهای فلسیک است. همان‌طور که مشاهده می‌شود Na_2O در مراحل اولیه تبلور به دلیل عدم مصرف در ساختمان کانی‌های درجه حرارت بالا روند افزایشی دارد. سدیم با داشتن شعاع یونی بزرگ در شبکه کانی‌های مراحل اولیه تبلور وارد نمی‌شود و با پیدایش آلکالی‌فلدسپارها و پلاژیوکلازهای سدیک در نمونه‌های فلسیک تر مقدار آن افزایش می‌یابد. براساس نمودار MgO در مقابل

ناحیه سلفچگان در زون ماگمایی ارومیه- دختر با روند شمال غرب- جنوب شرق و متشکل از سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی ترشیری با طول حدود ۱۷۰۰ کیلومتر و عرض متوسط ۱۵۰ کیلومتر قرار گرفته است. پی سنگ قدیمی تر در منطقه رخنمون ندارد و قدیمی‌ترین واحدهای سنگی ناحیه سلفچگان، سنگ‌های رسوبی به سن ژوراسیک هستند (شکل ۲). فعالیت ماگمایی در این ناحیه از آتشفشان‌های اوایل ائوسن آغاز شده و تا ائوسن پایانی ادامه داشته است (حاجیان، ۱۳۷۷؛ علائی مهابادی، ۱۳۷۹). این مجموعه آتشفشانی در تمام منطقه شامل سکانسی از گدازه‌های بازالتی تا ریولیتی و پیروکلاستیک‌های مرتبط، به همراه سنگ‌های رسوبی به صورت میان‌لایه‌ای است (شکل ۲). سکانس آتشفشانی- رسوبی پالئوژن به صورت ناپیوسته توسط لایه‌های قرمز رنگ و واحدهای آهکی به‌طور دگرشیب پوشیده شده‌اند (حاجیان، ۱۳۷۷؛ علائی مهابادی، ۱۳۷۹). این سکانس مورد هجوم توده‌های گرانیتیویدی با ماهیت کالک‌آلکالین قرار گرفته است. فعالیت توده‌های نفوذی کم عمق تا اواخر میوسن ادامه داشته و در پلیوسن موقعیت تکنونیک پس از برخورد حادث شده است. داخل توده‌های ولکانیکی این منطقه دایک‌های آندزیتی به چشم می‌خورد که فقط توده‌های ولکانیکی را قطع کرده‌اند که نشان از عملکرد فاز کششی گسترده در پایان مرحله ولکانیکی در این منطقه دارد.

۴-۴. سنگ‌شناسی

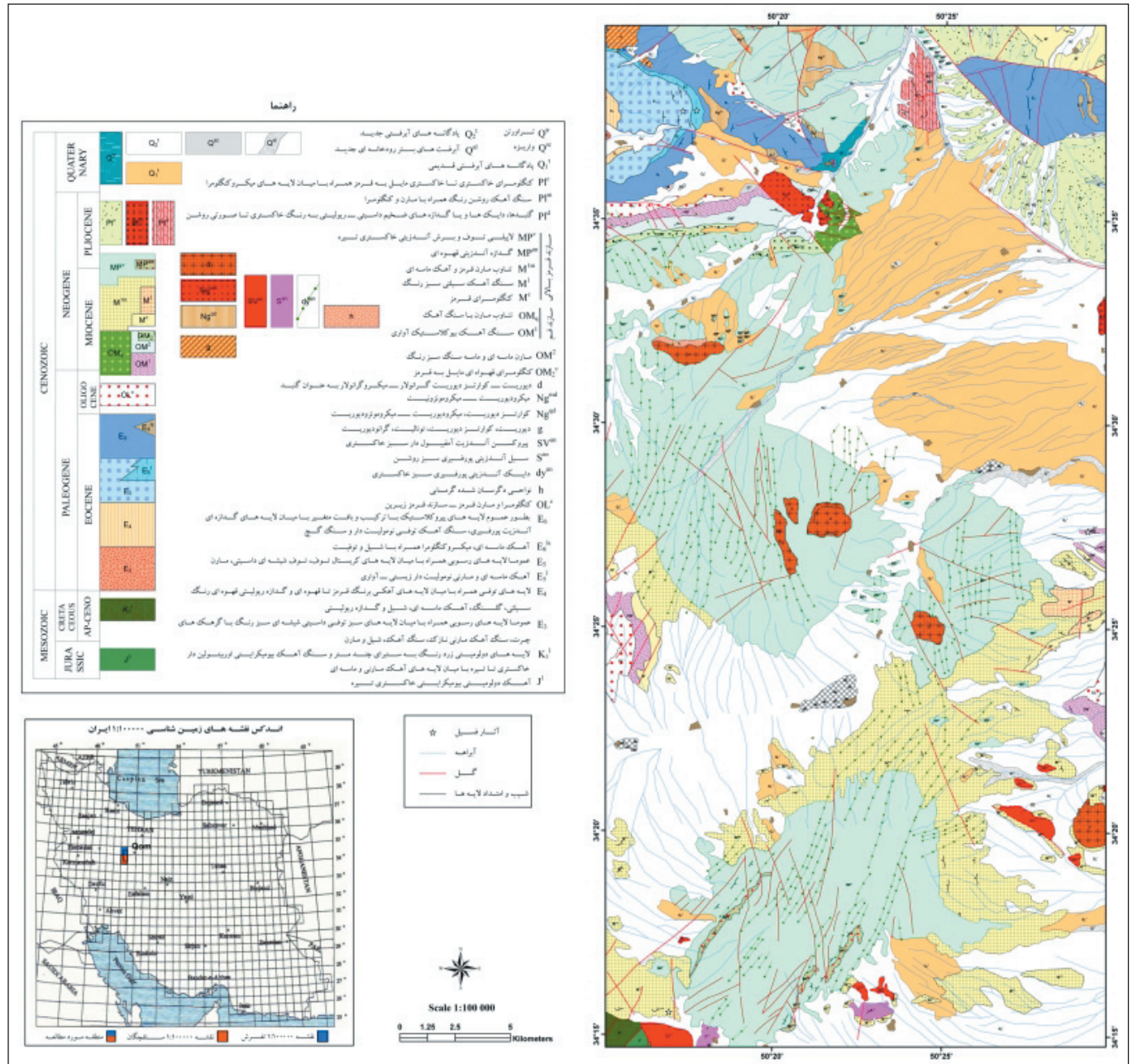
در بررسی‌های پترولوژیکی، مطالعات میکروسکوپی یکی از کامل‌ترین و بهترین مراحل تحقیق است. با توجه به این که مجموعه ویژگی‌های پتروگرافی، نتیجه یک سری رویدادهایی هستند که از هنگام تشکیل ماگما تا صعود، فوران و سپس جایگزینی آن در سطح زمین رخ می‌دهند و مسلماً تأثیر عوامل و حوادث مختلف، موجب پیچیدگی‌هایی در این امر می‌شود و علم به آنها اطلاعات کاربردی در اختیار ما قرار می‌دهد؛ مطالعات سنگ‌نگاری بر پایه شواهد کانی‌شناسی و بافتی انجام شد و سنگ‌های نفوذی محدوده مطالعاتی در دو گروه اصلی دیوریت و مونزونیت قرار گرفتند.

۴-۱. دیوریت

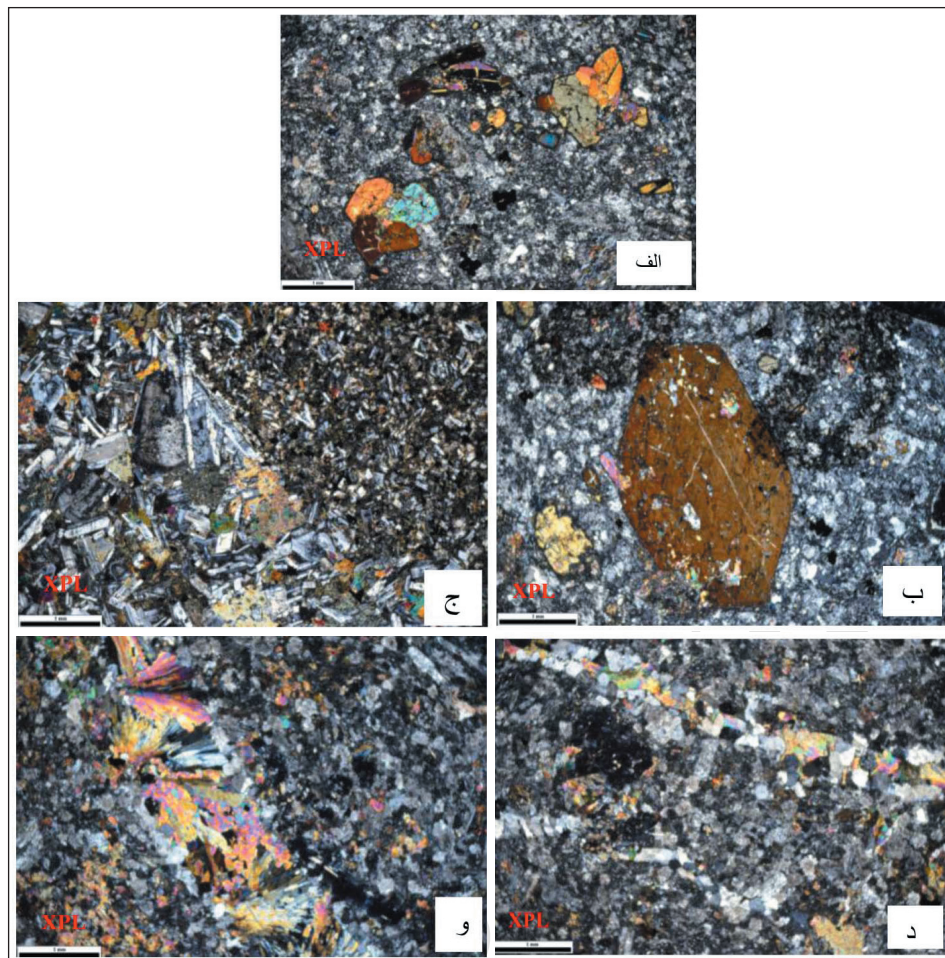
این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره مشاهده می‌شوند. کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند آنها با چشم غیر مسلح قابل شناسایی هستند. بافت این سنگ‌ها در نمونه دستی گرانولار (دانه‌ای) و بافت میکروسکوپی آنها متمایل به اینترگرانولار است. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی سنگ و اغلب نسبتاً سالم و دارای زونینگ نوسانی و آمفیبول درشت‌بلور گاه با ماکل کارلسباد حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد، کانی‌های فرعی آنها شامل فلدسپار آلکالین (ارتوز) و کوارتز به میزان اندک و گاه آپاتیت به اشکال میله‌ای و شش ضلعی و به صورت اینکلوزن در آمفیبول و کانی‌های ثانویه شامل کلریت و کانی‌های اوپک است. در بعضی مقاطع میزان پیروکسن به بیش از ۵ درصد می‌رسد که سنگ به پیروکسن دیوریت تغییر نام می‌دهد.

Mg در مایع سیلیکاتی پایین بیاید و این روند تا مراحل نهایی تبلور همچنان به صورت نزولی ادامه داشته باشد. در واقع روند کاهشی MgO نشانه تبلور جزء به جزء اولیون و کلیئوپروکسن سنگ‌هاست (Zhao and Zhou, 2007). در Al_2O_3 روند نزولی کاملاً منطقی مشاهده می‌شود.

SiO_2 مشخص است که با افزایش میزان SiO_2 میزان MgO روند نزولی واضحی نشان می‌دهد. این امر به دلیل مشارکت این اکسید در تبلور اوژیت و هورنبلند و کاهش آنها در سنگ‌های فلسیک است. تجمع این اکسید در فازهای درجه حرارت بالا از جمله اولیون در طول تفریق باعث می‌شود که در اولین مراحل تبلور سریعاً میزان



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی حاصل تلفیق (طاهری، ۱۳۹۵) نقشه های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ سلفچگان- خورخه (علائق مهابادی، ۱۳۷۹) و تفرش (حاجیان، ۱۳۷۷) و مشاهدات صحرائی.



شکل ۳- الف) سنگ مونزونیتی با بافت پورفیریکی و خمیره دانه متوسط؛ ب) حضور فنوکریست آمفیبول (هورنبلند) در مونزونیت؛ ج) میکروآنکلاو با بافت میکرو پورفیریکی و ترکیب مشابه در نمونه مونزونیت؛ د) رگه های ثانویه پر شده توسط کوآرتز و اپیدوت در مونزونیت؛ و) ساختار زیبای اپیدوت ثانویه که رگه های سنگ مونزونیتی را پر کرده است.

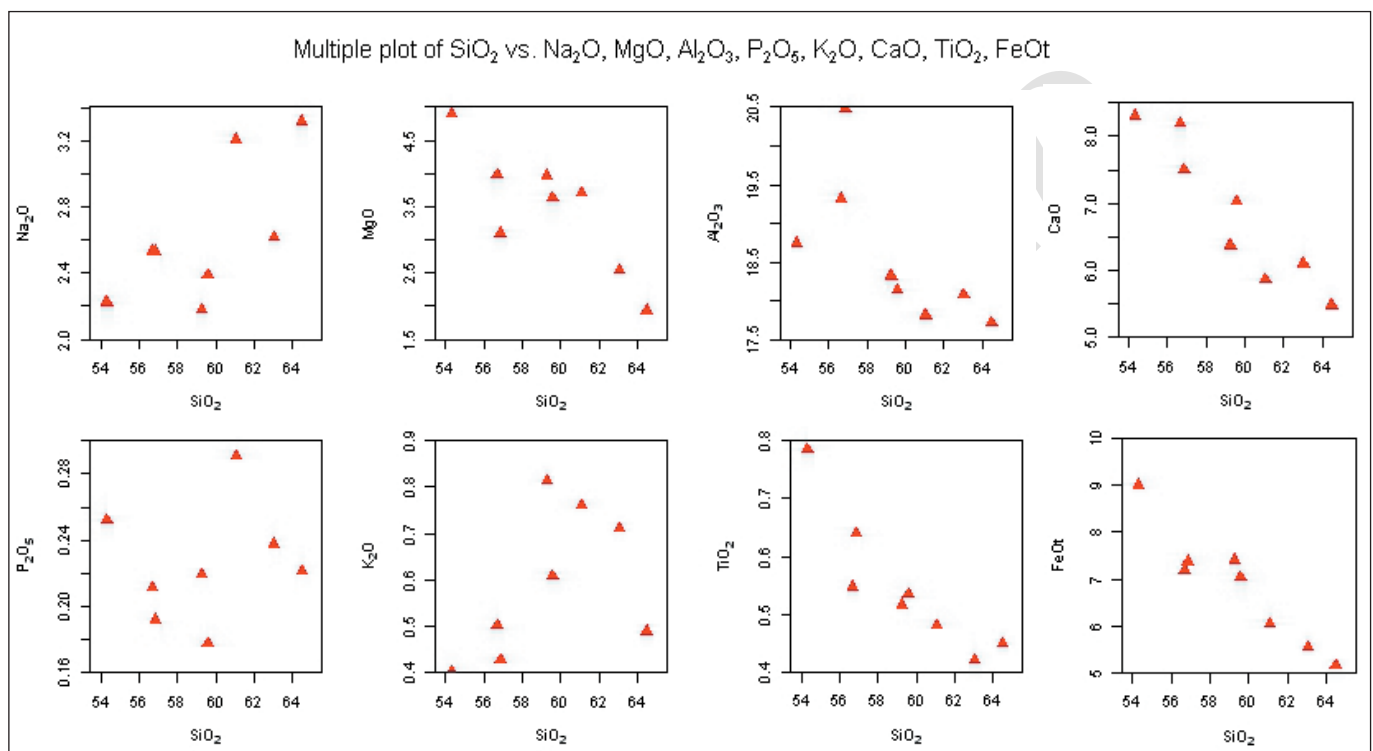
در غالب نمونه های منطقه، پلاژیوکلاز از کانی های اصلی به شمار می آید. تشکیل پلاژیوکلاز و مصرف آلومینیم باعث ایجاد این روند کاهشی می شود. تغییرات P_2O_5 در سنگ های محدوده همان گونه که از نمودار بر می آید روند خاصی را نشان نمی دهد و با تشکیل کانی آپاتیت مشخص می شود. به عبارت دیگر فسفر غالباً در اوایل تبلور ماگما به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل می کند و وارد کانی های سنگ های بازیکی نمی شود اما در اواخر تبلور خود یک کانی مستقل (معمولاً آپاتیت) تشکیل می دهد. نمودار تغییرات K_2O شیب مثبت، نشان می دهد که بیانگر حضور این عنصر در کانی فلدسپار پتاسیم دار است. با توجه به اینکه این عنصر ناسازگار است، بنابراین در مراحل ابتدایی جدایش ماگمایی وارد شبکه کانی های دما بالا نمی شود و این امر منجر به افزایش آنها در مذاب باقیمانده با ادامه روند تفریق بلورها می شود تا مراحل انتهایی که وارد کانی فلدسپار آلکالن می شوند. در واقع روند افزایشی K_2O طی تفریق به دلیل عدم مصرف پتاسیم توسط فازهای درجه حرارت بالاست که باعث افزایش K_2O در مایع باقیمانده سیلیکاتی می شود. K_2O در مراحل نهایی تفریق در ساختمان فلدسپارها و بیوتیت مصرف شده است. در نمودار تغییرات CaO در مقابل SiO_2 ، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقادیر CaO روند نزولی نشان می دهد. و میزان CaO کاهش می یابد. میزان این اکسید توسط پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند سبز و اسفن کنترل می شود. روند کاهشی نسبتاً منظم این اکسید را می توان به تشکیل پلاژیوکلاز کلسیکی در سیستم ماگمایی ارتباط داد. همچنین با آغاز تبلور

کلینوپروکسن های کلسیم دار مقدار CaO سریعاً کاهش می یابد. این اکسید به همراه Al_2O_3 در تشکیل پلاژیوکلازها بیشترین نقش را داشته اند. در نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 ، مقدار TiO_2 با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می دهد. در واقع با افزایش میزان تفریق ماگمایی و پیدایش کلینوپروکسن ها و مگنتیت، TiO_2 وارد ساختمان این کانی ها شده و از غلظت آن در داخل مایع سیلیکاتی کاسته شده است. در تشکیل مگنتیت، تیتانومگنتیت، بیوتیت و آژیرین یا اوژیت این اکسید مصرف می شود. این امر با مطالعات پتروگرافی و حضور تعدادی از این کانی ها در سنگ های محدوده مطالعاتی سازگار است. در دیاگرام متغیر هارکر، تغییرات آهن کل در مقابل درصد SiO_2 نشان می دهد که در طول روند تفریق، آهن یک روند کاهشی دارد که علت آن، وارد شدن آهن در ساختمان پروکسن و مگنتیت و کانی های مراحل اولیه تبلور است و کاهش غلظت FeO در برابر SiO_2 از آغاز روند تفریق این مسئله را تأیید می کند. به دلیل سازگار بودن Fe و جدایش آن در طی تفریق ماگمایی و در نتیجه مصرف شدن آن، میزان این عنصر در ماگمای باقیمانده کاهش می یابد. این روند با تبلور و کاهش کانی های مافیک آهن دار از جمله هورنبلند، بیوتیت، اوژیت و مگنتیت در بازالت ها و کاهش میزان آن در سنگ های فلسیکی تر سازگار است.

بر اساس الگوی عنکبوتی چند عنصری (Thompson (1982) غنی شدگی در کلیه عناصر مشهود است (شکل ۵). این سنگ ها از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE غنی شدگی بیشتری نشان می دهند. علت این پدیده عبارتست از: ۱) مقادیر کم

ماگماتیسیم مناطق فرورانش همخوانی داشته باشد. غنی‌شدگی بالا در عناصر Ba، Rb، Th، K، Nb و Nd در این نمودار دیده می‌شود. بیشترین غنی‌شدگی در Rb دیده می‌شود که بین ۵۰۰ تا ۹۰۰ برابر سنگ نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهد. غنی‌شدگی K بین ۲۵ تا ۶۰ برابر و همچنین غنی‌شدگی کمتر در عناصر Y و Ti در نمودار مشهود است. غنی‌شدگی متوسطی از Sr مشاهده می‌شود. میزان این عنصر را در سنگ‌ها، پلاژیوکلاز کنترل می‌کند. برای آنومالی منفی Ti می‌توان چنین عنوان کرد که این نمونه‌ها از نظر ژئوشیمیایی با سری کالک‌آلکانل بوده که از یک منشأ گوشته‌ای احتمالاً متاسوماتیکی شده توسط سیالات زون فرورانش حاصل شده‌اند.

ذوب بخشی؛ ۲) آلودگی ماگما؛ ۳) حضور کانی‌های گارنت، الوبین، پیروکسن و وجود کانی‌های فرعی نظیر زیرکن و آپاتیت. زیرا این کانی‌ها دارای ضرایب جدایش بالا در سنگ منشأ هستند؛ ۴) اختلاف در اندازه یون‌ها (Wilson, 1989). Hirschman (1998) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را به دو عامل درجات کم ذوب بخشی منبع گوشته غنی شده (کمتر از ۱۵ درصد) و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داده است. به علاوه Wilson (1989) اظهار می‌کند که غنی‌شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE یکی از ویژگی‌های بارز ماگماهایی است که در مناطق قوس به وجود می‌آیند. همچنین الگوی شیب در این نمودار عنکبوتی می‌تواند با

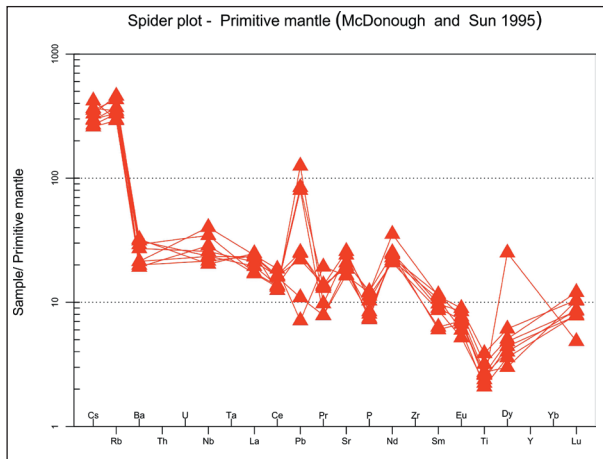


شکل ۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 .

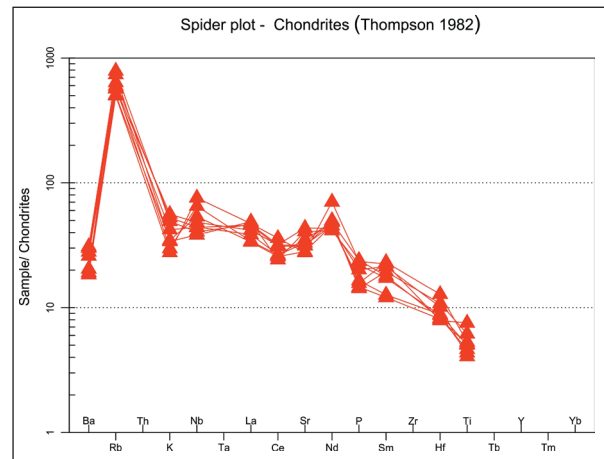
پوسته‌ای توسط ماگمای سازنده سنگ‌ها، باعث ایجاد این نوع آنومالی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌شود (Wang et al., 2003; Wu et al., 2003). به عقیده Watson (1982) هنگام آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای، حتی در صورتی که بقیه عناصر بدون تغییر باقی بمانند؛ مقدار قابل توجهی پتاسیم به داخل ماگمای بازالتی راه می‌یابد. همچنین آنومالی مثبت Sr در سنگ‌های بازالتی، با حضور گسترده پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها قابل توجیه است (Moghazi, 2003). هر چند آنومالی منفی Ce می‌تواند ناشی از تهی‌شدگی سنگ منشأ از این عنصر (مثل کمبود موناژیت و آلانیت) و یا شرایط اکسیداسیون محیط و آلتراسیون‌های هیدروترمال باشد، اما یکی از مهم‌ترین دلایل آنومالی منفی Ce در سنگ‌های بازالتی می‌تواند هضم و آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد. به اعتقاد Barberi et al. (1975) و Wilson (1989) روندهای تقریباً مشابه و موازی رسم شده در کلیه نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از آنومالی‌ها که ناشی از آرایش پوسته‌ای و یا سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده هستند)، می‌تواند معرف منشأ واحد برای این سنگ‌ها باشد. تفریق فلدسپار پتاسیم در ایجاد آنومالی منفی Ba نقش مهمی دارد.

آنومالی‌های منفی مشاهده شده دلایل مختلفی دارد که می‌توان به چند دلیل اشاره کرد:
 - آلودگی ماگما در طی صعود به سطوح فوقانی پوسته خصوصاً در مناطق فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای.
 - عملکرد فزاینده متاسوماتیسیم گوشته‌ای.
 نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نیز همانند نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، در کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۶). غنی‌شدگی بیشتر از LREE و غنی‌شدگی کمتر از HREE مشاهده می‌شود. Rb و Cs بیشترین غنی‌شدگی را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی Nb احتمالاً در ارتباط با آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای است. متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است. لذا هر ماگمای آرایش یافته با مواد پوسته‌ای، آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهد (Saunders et al., 1992; Kent, 1995).

بنابراین توقف ماگماهای سازنده این سنگ‌ها (هر چند کوتاه‌مدت) در پوسته قاره‌ای زیرین، به همراه نفوذ سیالات پوسته‌ای به داخل ماگما و یا هضم مواد



شکل ۶- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه.



شکل ۵- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت.

این پدیده می‌تواند نشانه حضور گارنت در محل منشأ باشد که با حفظ HREE در ساختمان خود موجب تهی‌شدگی این عناصر در ماگمای ایجاد شده می‌شود. از سوی دیگر، این تفریق‌یافتگی LREE نسبت به HREE ممکن است به علت حضور یونین، اورتوپروکسن و کلینوپروکسن نیز باشد (Rollinson, 1993). به عقیده Srivastava and Singh (2004) غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) ممکن است در اثر دو عامل ایجاد شده باشد که این عوامل شامل درجات کم ذوب بخشی (<15%) منبع گوشته‌ای و یا آرایش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای است. با توجه به اینکه پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های عمده در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه است، انتظار می‌رود که آئومالی مثبت در Eu دیده شود. بنا بر نظر Rollinson (1993) در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu بین پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی بالاست (عموماً بالاتر از ۱) و نسبت به سایر REE یک آئومالی نشان می‌دهد. در صورتی که در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن ضرایب جدایش برای Eu پایین است و این عنصر مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می‌کند. بنابراین شاید در هنگام تشکیل و تبلور سنگ‌های منطقه فوگاسیته اکسیژن بالا بوده است. هماهنگی الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی نیز بیانگر این مطلب است که واحدهای سنگی منطقه با یکدیگر ارتباط زایشی دارند.

شیب در این نمودار عنکبوتی به گونه‌ای است که مقادیر بیشتر عناصر خاکی سبک نسبت به عناصر خاکی سنگین و پدیده تفریق را نشان می‌دهد. به عنوان مثال بر اساس این نمودار، La در سنگ نسبت به کندریت مقدار عددی بیشتری در مقایسه با Lu دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت، عناصر نادر خاکی سبک، غنی‌شدگی بیشتری دارند و دلیل آن می‌تواند ناسازگاری بیشتر در روند تفریق باشد. همچنین این نمونه‌ها کاهش نسبتاً شدیدی را در عناصر Ho، Er و Dy نسبت به سایر عناصر نشان می‌دهند.

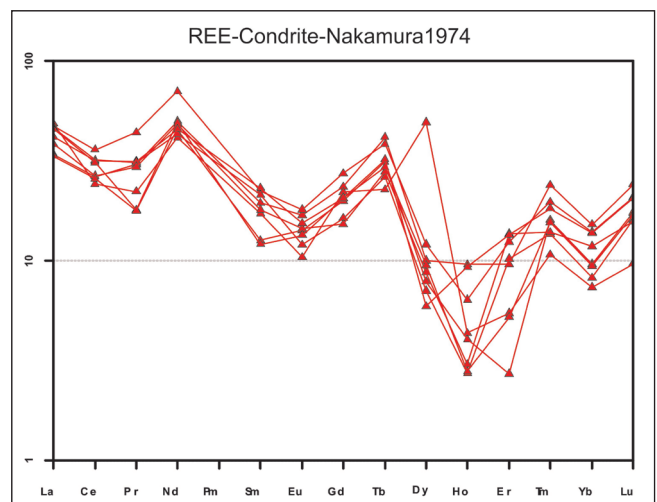
۵-۳. الگوی زمین‌ساختی ماگمایی

برای شناسایی محیط زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی محدوده مطالعاتی از نمودارهای مختلفی استفاده شد. بر اساس نمودارهای Muller and Groves (1997) تمامی نمونه‌ها در گستره سنگ‌های نفوذی قوس‌های آتشفشانی پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل‌های ۸ و ۹). به اعتقاد معین‌وزیری و احمدی (۱۳۸۳) اقیانوس نئوتتیس به علت حرکت صفحه آفرورابین به سمت شمال خاوری، به زیرخورد قاره ایران مرکزی فرورانش کرده است. همخوانی زون‌های فرورانش و برخورد با تیغه‌های گرمایی قدیمی که در مزوزویک ریفت‌های درون‌قاره‌ای را به وجود آورده بودند، می‌توانست موجب به هم خوردگی نظم کلاسیک ماگماتیک در محیط‌های زمین‌ساختی نام برده شده باشد.

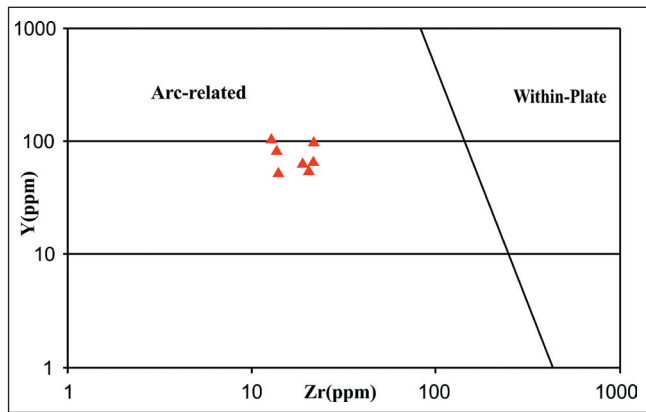
آئومالی منفی Nb به دلیل عدم وجود کانی‌های حاوی Nb از جمله کانی‌های تیتانیم‌دار، در این سنگ‌هاست. به‌طور کلی آئومالی منفی Ti و Nb با تفریق فازهای تیتانیوم‌دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت و غیره توجیه می‌شود. به علاوه این آئومالی، می‌تواند در ارتباط با فرایندهای پتروژنتیکی نظیر مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (Tchameni et al., 2006). آئومالی منفی Ti و Nb به اهمیت سنگ‌های پوسته‌ای در منشأ ماگما اشاره دارد. لذا می‌توان ذوب بخشی سنگ‌های آذرین پوسته تحتانی و یا تفریق ماگمای مادر به همراه هضم و آرایش پوسته‌ای را فرایندهای احتمالی مؤثر در تشکیل آنها دانست.

۵-۲. الگوهای عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی به هنجار شده با کندریت

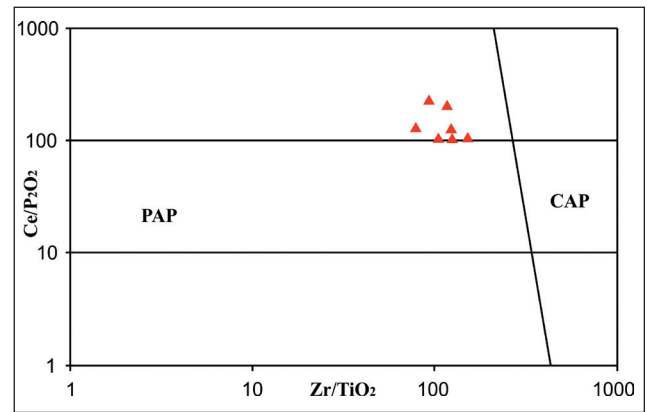
برای به هنجار کردن عناصر REE نمونه‌های سنگی محدوده مورد مطالعه از روش به هنجار سازی نسبت به کندریت (Nakamura 1974) استفاده شده است. چنانچه مشخص است، LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷).



شکل ۷- نمودار بهنجار سازی عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد بررسی در برابر کندریت (Nakamura, 1974).



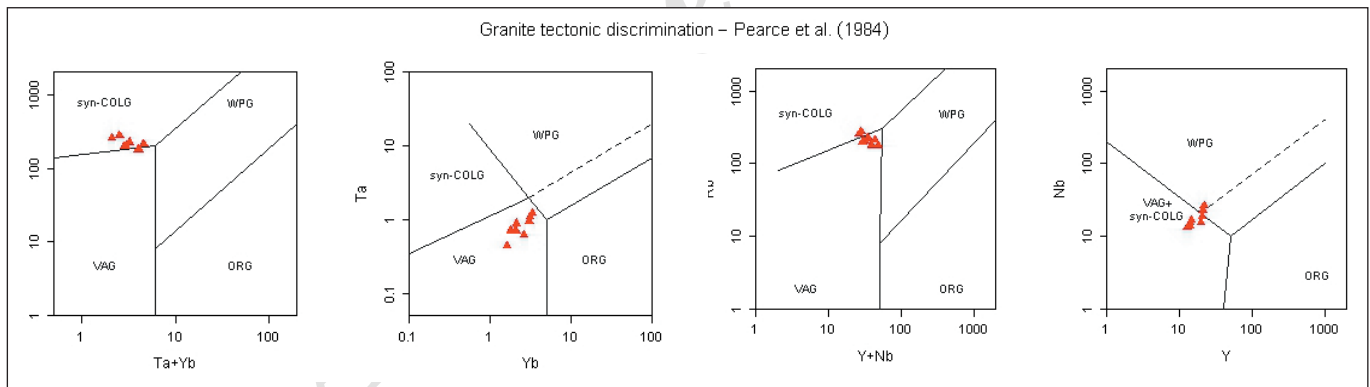
شکل ۹- نمودار Y/Zr برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی گستره مورد بررسی (Muller and Groves, 1997).



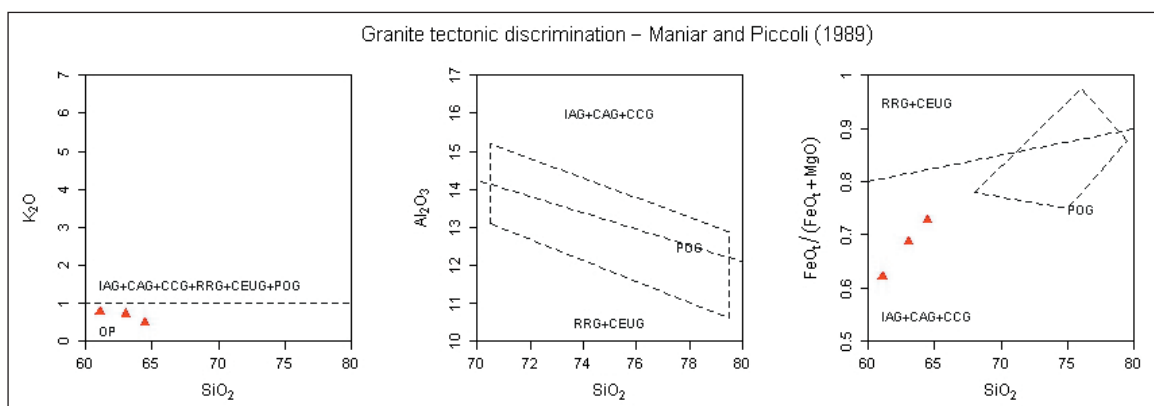
شکل ۸- نمودار $Zr/TiO_2-Ce/P_2O_5$ (Muller and Groves, 1997) برای تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پس از برخورد (CAP: قوس حواشی فعال قاره PAP: قوس پس از برخورد).

الیگومیوسن مشخص و حاصل تخلیه فشاری مخازن ماگمایی ژرف زیر آتشفشان‌های انوسن در دوره‌های -کوهزایی پیرنه و آسترین هستند (معین‌وزیری و احمدی، ۱۳۸۳). همچنین بر اساس نمودارهای Pearce et al. (1984) و Maniar and Piccoli (1989) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده همزمان با برخورد و حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).

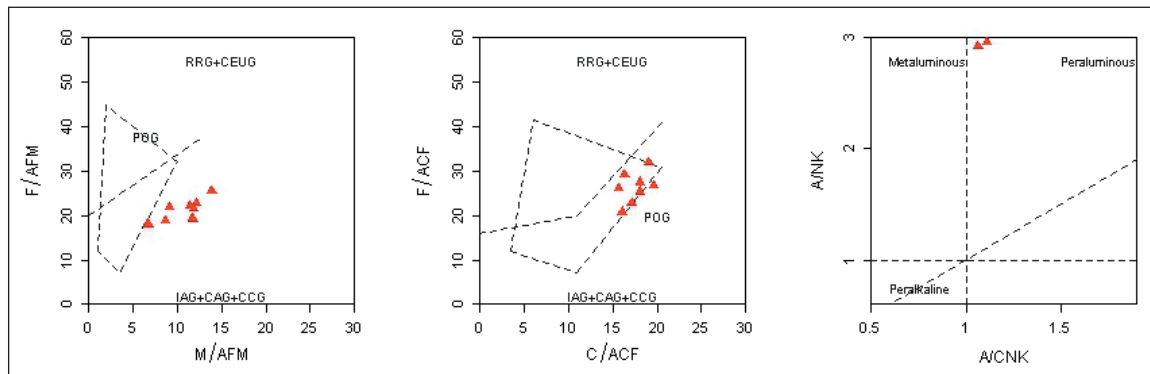
شکسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتیس در کرتاسه بالایی این امکان را فراهم کرده است تا بخش فرورفته و متوقف شده این پوسته به‌طور یکنواخت گرم و سبب ایجاد آتشفشان شدید دوره انوسن شود. این پدیده در سایر بخش‌های ترشیری نیز با شدت کمتری ادامه داشته است (آقابات، ۱۳۸۳). به اعتقاد بعضی پژوهشگران (آقابات، ۱۳۸۳؛ Berberian, 1981) اغلب توده‌های نفوذی و نیمه‌آتشفشانی ترشیری ایران با سن



شکل ۱۰- تعیین محیط تکتونیکی (Pearce et al., 1984).



شکل ۱۱- تعیین محیط تکتونیکی (Maniar and Piccoli, 1989).



ادامه شکل ۱۱- تعیین محیط تکتونیکی (Maniar and Piccoli, 1989).

۶- نتیجه گیری

عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از آنومالی‌ها که ناشی از آلاینش پوسته‌ای و یا سیالات آزاد شده از وررقه اقیانوسی فرورونده هستند)، می‌تواند معرف منشأ واحد برای این سنگ‌ها باشد. آنومالی منفی Nb و Ti به اهمیت سنگ‌های پوسته‌ای در منشأ ماگما اشاره دارد. لذا می‌توان ذوب بخشی سنگ‌های آذرین پوسته تحتانی و یا تفریق ماگمای مادر به همراه هضم و آلاینش پوسته‌ای را فرایندهای احتمالی مؤثر در تشکیل آنها دانست. از لحاظ الگوی زمین‌ساخت ماگمایی، تمامی نمونه‌ها در گستره سنگ‌های نفوذی قوس‌های آتشفشانی پس از برخورد قرار می‌گیرند. شواهد تکتونیکی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که ماگماتیسیم این منطقه در ارتباط با یک محیط پس از برخوردی میان صفحه عربی و بلوک ایران مرکزی در زمان نئوژن است.

ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های نفوذی محدوده مورد بررسی، شامل دیوریت و مونزونیت، بافت غالب در این سنگ‌ها، گرانولار و اینترگرانولار و فراواترین کانی مشاهده شده، پلاژیوکلاز است. با توجه به اینکه در غالب نمونه‌های منطقه، پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی به شمار می‌آید، روند نزولی نمودار هارکر مربوط به Al_2O_3 کاملاً منطقی است. تشکیل پلاژیوکلاز و مصرف آلومینیم باعث ایجاد این روند کاهش شده است. نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نیز همانند نمودار بهنجار شده نسبت به -کندریت، در کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد. غنی‌شدگی بیشتر از LREE و غنی‌شدگی کمتر از HREE مشاهده می‌شود. بیشترین غنی‌شدگی مربوط به Cs و Rb است. روندهای تقریباً مشابه و موازی رسم شده در کلیه نمودارهای

کتابنگاری

- امامی، م. ه. و حاجیان، ج.، ۱۳۷۰- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی قم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. آفانباتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص. حاجیان، ج.، ۱۳۷۷- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی تفرش، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۰- زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۸۶۵ ص. شهاب‌پور، ج.، ۱۳۶۲- پیدایش کانسار سرچشمه، اولین سمپوزیوم معدن کاری ایران، صص. ۳۱۸ تا ۳۴۵. علانی مهابادی، س.، ۱۳۷۹- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی سلفچگان- خورمه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. لطفی، م.، ۱۳۶۴- خلاصه‌ای بر فاز متالوژنی پیرنه‌ای در رابطه با سنگ‌های ولکانیک- ساب‌ولکانیک بخش شمالی لوت مرکزی (خاور ایران)، خلاصه مقالات چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. مرادیان، ع.، ۱۳۶۹- بررسی پترولوژی و ارزیابی اقتصادی سنگ‌های آذرین فلدسپاتوئیددار شمال شهربابک (جوزم)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. معین‌وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۸۳- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۴ ص. معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۷- دیباچه‌ای بر ماگماتیسیم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران. منصف، ر.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی نئوژن غرب سلفچگان تا شمال دلیجان، پایان‌نامه دانشگاه تربیت معلم تهران. نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ ص.

References

- Alavi, M., 2004- Crustal scale geometry of the Zagros fold – thrust belt, Iran, Journal of Structural Geology, 519- 535.
 Amidi, S. M., 1977- Etude geologique de la region de Natanz- Nain- Surk, stratigraphie et petrologie, Geological Survey of Iran Report 42:36.
 Barberi, F., Ferrera, G., Santacroce, R., Treuil, M. and Varet, J., 1975- A transitional basalt - pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Center, after rift, Ethiopia. J petrol. 16, pp. 22- 56.
 Berberian, F., 1981- Tectonic – Plutonic Episodes In Iran, Geodynamics Series 3:5- 32.

- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and 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.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, Y., 1977- From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: Editions Technique Paris, pp. 143- 164.
- Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Motamed, A., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. and Sobhani, E. A., 1977- Neogene and quaternary volcanism of the Bigar area (western Iran): *Bull. Volc.* vol. 40, no.2, p.1- 12.
- Emami, M. H., 1981- Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a 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 de mineralization GSI, Rept. No.48. 249pp.
- Farhoudi, G., 1978- A comparison of Zagros geology to island arcs.
- Forster, H., Fesefeldt, K., Kursten, M. and Germany, F. R., 1972- Magmatic and orogenic evolution of central Iranian volcanic belt, 24th IGC, Section 2, p.198- 210.
- Harker, A., 1909- The Natural History of Igneous Rock, Methuen Co. London.
- Hirschman, M., 1998- Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: DJ Geist and CM White (Editors.). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1- 3): 185- 207 .
- Jung, A., Kursten, M. and Tarkian, M., 1975- Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro- Arabi an under Eurasian plate: *Afar Monograph*, p.41-54.
- Kent, R., 1995- Continental and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava, R.K., A. A. Balkema, Rotterdam, PP. 17-42.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 101, P. 635- 643 .
- Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J. and Shafiei, B., 2013- Linking Cu Mineralization to Host Porphyry Emplacement: Re-Os Ages of Molybdenites versus U-Pb Ages of Zircons and Sulfur Isotope Compositions of Pyrite and Chalcopyrite from the Iju and Sarkuh Porphyry Deposits in Southeast Iran, *Economic Geology* 108(4): 861- 870.
- Moeine-Vaziri, H., Khalili-Marandi, Sh. and Brousse, R., 1991- L'importance d'un volcanisme potassique, au Miocene supérieur en Azerbaijan (Iran): *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 313, Serie II, p. 1603- 1610.
- Moghazi, A. M., 2003- Geochemistry of a tertiary continental basalt suite, Red sea costal plain, Egypt: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *Geological Magazine*. 140(1), 11- 21.
- Muller, D. and Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization: *Lecture Notes in Earth Sciences*, No.56,238pp.
- Nakamura N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757- 775.
- Pearce, J. A. H. and Tindle, A. G., 1984- trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, *Journal of Petrology* 25:256- 283.
- Rollinson, H., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and interpretation, Singapore, Longman, 352pp.
- Saunders, A., Storey, M., Kent, R. W. and Norry, M., 1992- Consequences of plume-lithosphere interaction. In: Stotey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J.(Eds.), *Magmatism and the causes of continental Break-up*, Geological Society of London special publication 68, PP. 41- 60.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of the Precambrian subalkaline mafic dykes from central India craton: evidence for mantle metasomatism. *J Asian Earth Sci* 23: 373- 389.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A. A. and Toteu, S. F., 2006- Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan – African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511- 529.
- Thompson, A. B., 1982- Magmatism of the British Tertiary volcanic Province, Scott. *Journal of Geology* 18:50- 107.
- Wang, Y., Bryan, C., Xu, H. and Gao, H., 2003- Nanogeochemistry: Geochemical reactions and mass transfers in nanopores, *Geology* 31:387- 90.
- Watson, E. B., 1982- Basalt contamination by continental crust. Some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, pp. 73-87.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Department of earth science, University of Leeds. 466pp.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, Ch. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W.Ch. and Sun, D. Y., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic, *Lithos*, Volume 67, Issues 3–4, April 2003, Pages 91-204, ISSN 0024- 4937.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F., 2007- Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152, pp. 27- 47.

Petrology and geochemistry of plutonic rocks in west and south west of Salafchegan

M. Taheri^{1*}, A. Ashja Ardalan², M. H. Emami³ and S. J. Shaikh Zakariay⁴

¹Ph.D., Geological Survey and Mineral Exploration of Kerman, Kerman, Iran

²Assistant Professor, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

³Associate Professor, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Islamshahr, Iran

⁴Assistant Professor, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2017 June 25

Accepted: 2018 January 08

Abstract

In the west and south-west part of Salafchegan near Zavarian village in Iran (In central Iranian volcano plutonic belt) there are some Plutonic rocks. Based on petrography and geochemistry findings these Plutonic rocks are Diorite, Monzonite and less Quartz monzonite. The main texture in Dioritic rocks is intergranular and in Monzonite is Porphyritic. Based on TAS diagram Samples located in Diorite, granodiorite and gabbrodiorite. Tectono-magmatic diagram Y Versus Zr shows the magmatic arc setting and Zr/TiO₂ Versus Ce/P₂O₅ diagram contrasts postcolligonal magmatic arcs. Based on Chondrite and primitive mantle Spider diagrams, LREE have enriched to HREE in this area that makes the overal slope of these diagrams declined from left to right and this consistent with the overal pattern of subduction zone. The results of petrography, geochemistry and tectonic setting studies in this area, indicate that neogene magmatism occurred in post colligonal tectonic setting - subduction of Neo-thetise ocean under central Iranian plate in neogen era.

Keywords: Plutonic rocks, Diorite, Urumieh- Dokhtar, Salafchegan, Subduction Zone

For Persian Version see pages 185 to 194

*Corresponding author: M. Taheri; E-mail: taheerisis@yahoo.com