

منشاء و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی ترسیر داماش گیلان (شمال ایران)

شهرزاد حق‌نظر^{(۱)*} و سارا ملکوتیان^۲

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد دماوند

تاریخ دریافت: ۹۱/۵/۱۴

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۱/۲۴

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی ترسیر داماش در ۷۰ کیلومتری شرق رودبار در استان گیلان برون‌زد دارند. از نظر ژئوشیمیایی آنومالی‌های منفی P, Ba, Zr, Ti, Ta, Nb و آنومالی‌های مثبت K, Th, Pb, Rb از شاخصه‌های آلودگی پوسته‌ای این سنگ‌ها هستند. نسبت‌های N, Nb/Yb, Zr/Yb, Zr/Y, Zr/Nb, Y/Nb (Tb/Yb) نشانه‌ی نشأت‌گیری ماگما از گوشته‌ی تهی‌شده منبع مورب با رخساره اسپینل دارد. مطالعه بر روی روند الگوی عناصر ناسازگار و مقایسه آن‌ها با مقادیر پوسته‌ی قاره‌ای و نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار بیانگر آن است که سنگ‌های آتشفشانی منطقه در ارتباط با ماگماتیسم مناطق ریفتی درون قاره‌ای بوده که با سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای آرایش یافته‌اند. در اثر آرایش پوسته‌ای، خصوصیات ژئوشیمیایی اولیه این بازالت‌ها تغییر کرده است به نحوی که خصوصیات مناطق فرورانش را به صورت کاذب نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی داماش، ریفت درون قاره‌ای، گوشته منبع مورب، آرایش پوسته‌ای.

مقدمه

منطقه داماش در ۷۰ کیلومتری شرق رودبار در استان گیلان واقع شده است (شکل ۱). محدوده مورد مطالعه بین طول‌های شرقی ۴۰۶۶۹۱۹ و ۴۰۷۶۰۸۹ متر و عرض‌های شمالی ۳۸۹۸۶۲ و ۳۹۶۶۷۶۲ متر در مقیاس UTM در بخش مرکزی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده قرار دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی‌های زون‌های ساختاری ایران جزو زون البرز محسوب می‌شود (Stocklin, 1974). برطبق تقسیم‌بندی‌هایی که در این زون ساختاری صورت پذیرفته، منطقه مورد مطالعه جزو زون ترسیر است (Dellenbach, 1964).

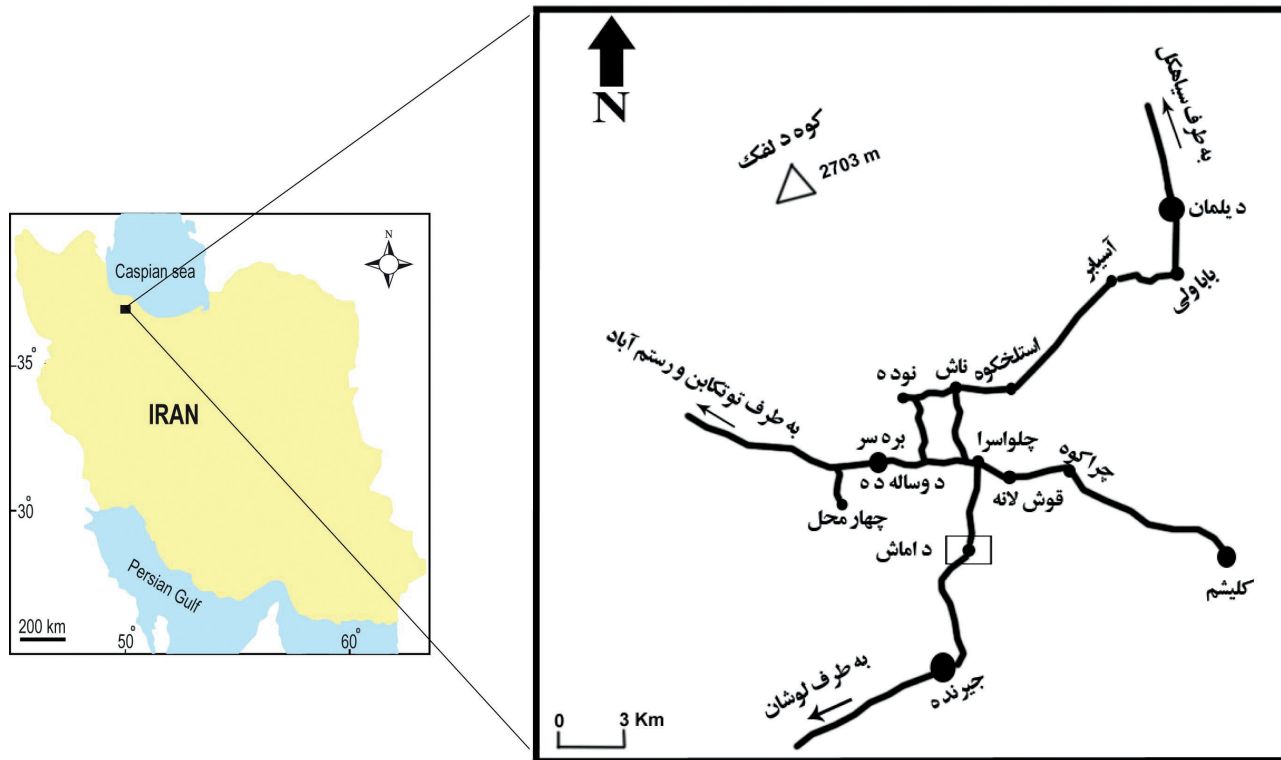
براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده برون‌زد غالب سنگ‌های منطقه داماش سنگ‌های آتشفشانی و پیروکلاستیکی متعلق به سن ترسیر و به ویژه ائوسن میانی می‌باشند. در ترسیر بیشتر نقاط ایران، به جز کپه داغ و زاگرس صحنه فعالیت‌های شدید ولکانیکی و پلوتونیکی بوده که نقطه اوج ولکانیسم در ائوسن و شدت پلوتونیسم در الیگوسن و میوسن بوده است (معین وزیری،

۱۳۷۷ و امامی، ۱۳۷۹).

در خصوص جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسم ترسیر ایران دو نظر عمده وجود دارد: الف: به عقیده برخی محققین ماگماتیسم ایران در ترسیر و به خصوص در ائوسن به علت وجود تیغه‌های حرارتی در زیر بلوک ایران انجام گرفته و پدیده‌ای بوده است شبیه به آنچه در شرق آفریقا جریان دارد. به عقیده این محققین در ترسیر، یک مجموعه ریفت درون قاره‌ای در حال تشکیل بوده است اما به علت فازهای فشارشی پیرنن و استرین، قبل از تشکیل اقیانوس، بسته شده‌اند (Emami, 1981; Sabzehei, 1974; Viver et al., 1978).

ب: اما در نظریه دیگر منشاء ماگماتیسم ترسیر در ایران را فرورانش پوسته اقیانوسی تیتیس به زیر ایران مرکزی می‌دانند و معتقداند که مدل‌های فرورانشی نسبت به ریفت‌های قاره‌ای تطابق بیشتری را در خصوص ماگماتیسم ترسیر ایران نشان می‌دهند (معین وزیری، ۱۳۷۷ و Berberian and King, 1981). در این تحقیق سعی می‌گردد تا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی

* نویسنده مرتبط Sh_haghnazar@yahoo.com



شکل ۱. موقعیت منطقه داماش و راه‌های دسترسی به منطقه

منطقه ۷۰ نمونه مقطع نازک از واحدهای آتشفشانی منطقه تهیه گردید و با میکروسکوپ پولاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۹ نمونه برای تجزیه عناصر کمیاب به روش ICP-MS و ۹ نمونه به روش XRF برای تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی در آزمایشگاه GeoLabs کانادا (سادبری) مورد تجزیه عنصری قرار گرفتند (جدول ۱ و ۲).

در منطقه داماش به‌عنوان بخشی از ماگماتیسم ترسیر در البرز در خصوص جایگاه زمین‌ساختی منطقه اظهار نظر گردد.

روش مطالعه

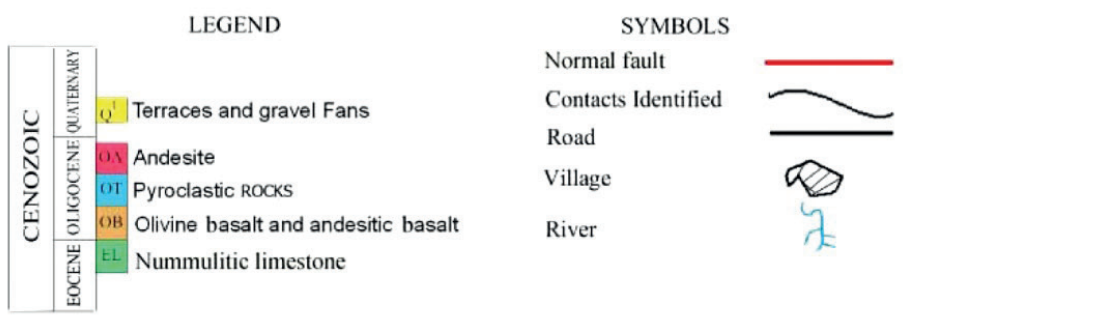
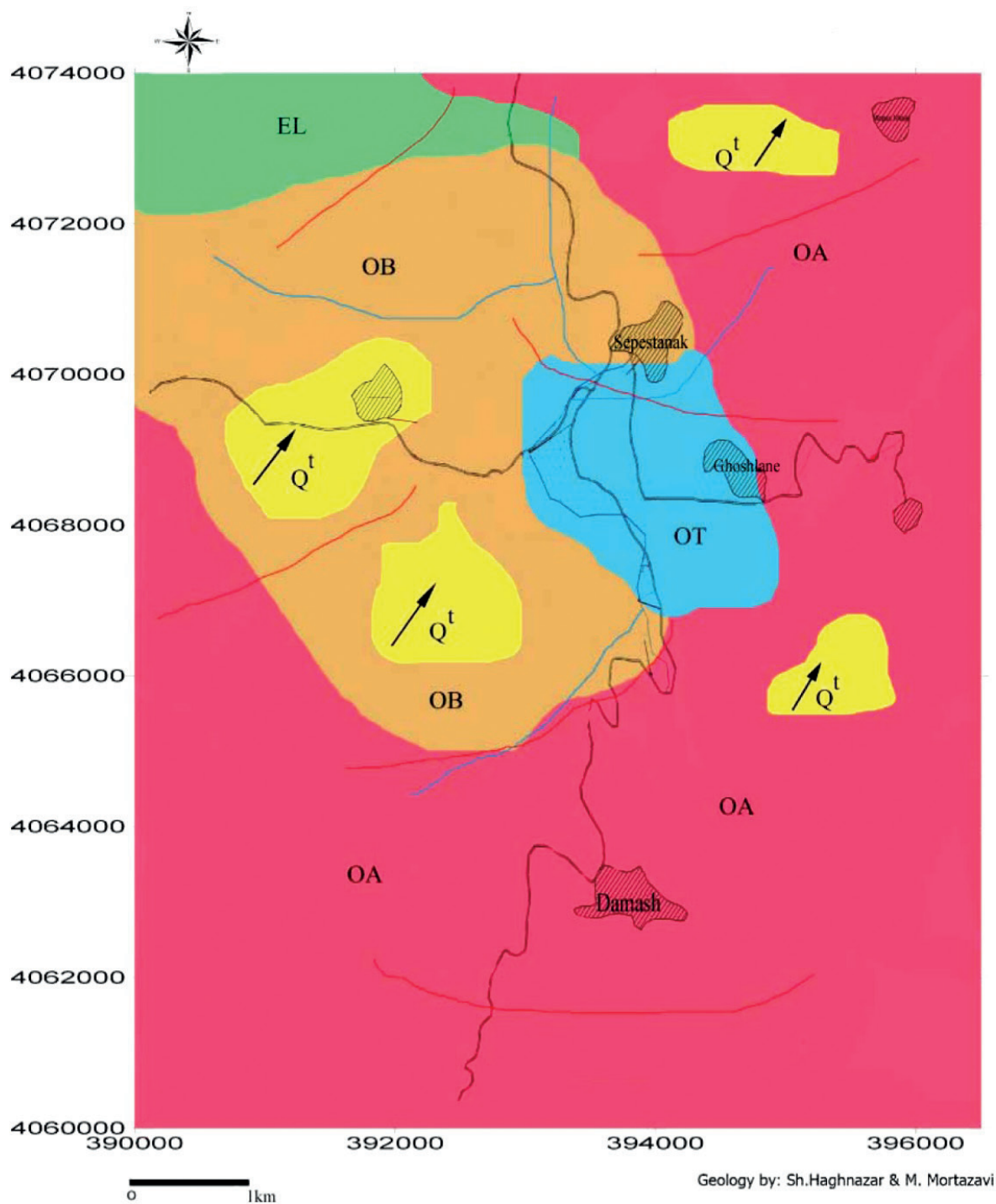
به‌منظور انجام این پژوهش، ابتدا با مطالعات صحرایی و استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای منطقه داماش، اقدام به تهیه نقشه ۱/۴۰۰۰۰ زمین‌شناسی گردید (شکل ۲). با تفکیک سنگ‌های

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌های آتشفشانی داماش به روش XRF

نمونه عنصر	DB-4	DB-8	DB-10	DB-13	DB-17	DB-19	DB-20	DB-21	DB-22
Al ₂ O ₃	19.41	20.33	18.53	16.33	17.62	15.49	17.73	16.59	15.75
CaO	10.80	10.73	10.66	7.63	8.53	4.06	6.78	5.85	3.26
Fe ₂ O ₃	8.90	7.40	9.10	7.32	9.18	4.08	9.41	5.45	3.80
K ₂ O	0.76	0.76	0.80	2.81	2.05	1.94	2.38	1.64	4.19
LOI	1.98	4.04	2.13	1.08	1.95	4.41	1.52	2.52	0.99
MgO	5.72	4.93	6.74	5.08	3.19	1.72	2.98	3.13	0.23
MnO	0.16	0.10	0.16	0.13	0.18	0.08	0.17	0.12	0.08
Na ₂ O	2.50	2.45	2.48	2.65	3.28	4.12	3.60	3.74	3.93
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.15	0.17	0.32	0.19	0.42	0.21	0.18
SiO ₂	49.37	48.61	49.15	56.19	53.75	62.79	54.70	60.42	68.10
TiO ₂	0.70	0.71	0.78	0.61	0.90	0.47	0.83	0.52	0.37
Total	100.42	100.19	100.66	100.00	100.93	99.35	100.51	100.19	100.87

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و REE سنگ‌های آتشفشانی داماش به روش ICP-MS

نمونه عنصر	DB-4	DB-8	DB-10	DB-13	DB-17	DB-19	DB-20	DB-21	DB-22
Ba	325.3	352.0	337.9	676.6	761.1	842.9	519.8	730.8	586.1
Bi	0.013	0.009	0.047	0.082	0.095	0.110	0.134	0.47	0.010
Ce	23.74	22.30	26.29	47.45	49.10	76.41	56.80	57.43	58.78
Co	34.3	28.1	36.6	26.7	21.8	7.5	23.2	15.7	3.4
Cr	69	60	122	173	77	76	44	111	79
Cs	1.00	0.32	0.71	2.26	1.99	2.88	0.97	4.12	3.32
Cu	57	55	61	40	23	7	5	22	5
Dy	2.51	2.31	2.65	3.37	5.55	3.33	4.49	3.38	3.16
Er	1.43	1.27	1.47	1.94	3.22	1.88	2.30	1.94	1.92
Eu	1.01	1.03	1.11	1.09	1.68	1.20	1.78	1.06	0.98
Ga	17.16	17.69	16.59	16.99	20.02	18.11	19.43	17.11	16.83
Gd	2.66	2.56	2.95	3.60	5.73	3.83	5.20	3.59	3.23
Hf	1.49	1.45	1.59	3.00	3.10	5.02	4.11	3.64	4.57
Ho	0.50	0.45	0.52	0.67	1.11	0.66	0.84	0.67	0.65
La	11.80	11.03	12.56	24.78	23.38	44.16	27.29	30.62	32.47
Lu	0.20	0.17	0.20	0.28	0.45	0.29	0.31	0.28	0.32
Mo	0.68	0.51	0.76	1.13	1.30	2.47	1.35	1.68	0.99
Nb	4.39	4.28	4.99	9.06	7.05	21.05	16.77	10.77	17.72
Nd	12.54	11.86	13.51	20.53	26.03	27.52	28.05	23.58	22.19
Ni	21	19	36	26	4	4	6	19	3
Pb	5.8	5.5	5.3	13.2	9.6	12.8	3.4	16.6	7.9
Pr	2.98	2.86	3.28	5.43	6.27	8.14	7.03	6.38	6.34
Rb	19.20	16.73	18.06	111.62	53.07	111.44	73.55	128.11	124.02
Sc	32.6	32.7	31.3	26.4	20.3	8.5	19.7	14.2	5.5
Sm	2.85	2.77	3.13	4.20	5.96	4.76	5.80	4.39	3.96
Sn	0.70	0.36	0.35	0.61	1.9	0.99	1.73	1.77	1.61
Sr	471	489	431	384	699	447	537	414	367
Ta	0.3	0.3	0.3	0.6	0.5	1.7	1.0	0.8	1.4
Tb	0.412	0.386	0.437	0.544	0.885	0.555	0.745	0.557	0.501
Th	2.87	2.82	2.79	8.60	4.62	12.95	40.70	11.06	10.75
Ti	4286.97	4301.36	4592.68	3695.21	5409.29	2786.91	4956.80	3182.93	2226.87
Tm	0.205	0.180	0.213	0.281	0.465	0.284	0.332	0.285	0.304
U	0.91	0.89	0.87	2.43	1.35	3.48	1.42	3.17	2.59
V	213.34	220.08	213.98	163.29	199.29	55.31	132.41	93.52	25.58
Y	13.71	12.02	13.86	18.62	31.01	18.81	22.75	19.10	18.70
Yb	1.327	1.160	1.364	1.820	3.015	1.888	2.120	1.878	2.039
Zn	69.25	56.83	69.93	68.12	96.38	55.20	83.68	64.83	35.41
Zr	57	55	61	120	113	215	183	148	210

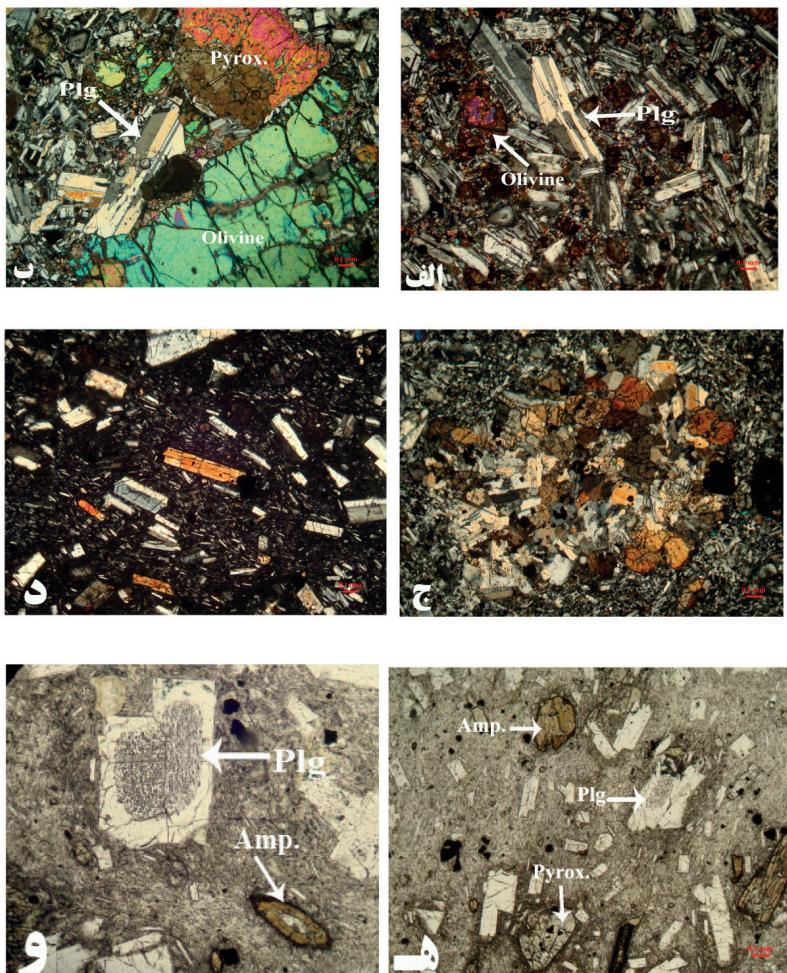


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۴۰۰۰۰ محدوده داماش

الف: اولیوین بازالت‌ها، ب: بازالت‌ها و آندزیت‌های بازالتی، ج: پیروکسن آندزیت‌ها و آندزیت‌ها و آندزیت‌های کوارتزدار. گروه اول شامل بازیگترین ترم سنگ‌های آذرین منطقه یعنی الیوین بازالت‌ها و بازالت‌ها هستند که در حوالی روستای کوش‌کوش در شمال داماش برون‌زد دارند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکروولیتی و گاهی پورفیریک با خمیره دانه متوسط است، همچنین گاهی بافت گلمروپورفیریک نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این طیف عبارتند از: اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز که از سمت اولیوین بازالت به سمت بازالت حذف تدریجی الیوین و افزایش تدریجی کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود. بلورهای درشت اولیوین اغلب سالم می‌باشند ولی بلورهای ریزتر کاملاً دگرسان شده و به کلریت، بولنزیت و ایدنگزیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-الف). کانی پیروکسن که غالباً به صورت کلینوپیروکسن در سنگ‌ها زیان شده است به صورت خودشکل و نیمه خودشکل در متن الیوین بازالت و بازالت دیده می‌شود. بعضی از کلینوپیروکسن‌ها دارای ساختار زونینگ

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری منطقه داماش

منطقه داماش در بخش مرکزی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جبرنده واقع شده که در این بخش برون‌زد قالب سنگ‌ها را سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به سن پالئوژن تشکیل می‌دهد. براساس مطالعات صحرایی و نقشه ۱/۴۰۰۰۰ تهیه شده از منطقه داماش (شکل ۲)، برون‌زد سنگ‌های منطقه به ترتیب از قدیم به جدید عبارتند از: واحد آهکی (EL) حاوی اجتماعات فسیلی به سن اثوسن زیرین تا میانی، واحد اولیوین بازالت تا آندزیت بازالتی (OB) با لایه‌بندی مشخص و رنگ تیره، واحد پیروکلاست‌های بازیگ لایه‌ای (OP) شامل پیروکلاست‌های ریزشی در حد لایلی توفهای هتروژن و برش‌های ولکانیکی که به خوبی از توپوگرافی سطح واحد اولیوین بازالت (OB) تبعیت می‌کنند. آخرین واحد یک توالی ضخیم شامل گدازه‌های آندزیت بازالتی، پیروکسن آندزیت و آندزیت (OA) بوده که بخش اعظم منطقه را شامل می‌شود. براساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی واحدهای گدازه‌ای منطقه داماش، سه واحد سنگی از یکدیگر تفکیک شدند:



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی واحد آتشفشانی داماش. الف) تصویر یک الیوین ایدنگزیتی شده در یک الیوین بازالت (XPL)، ب) نمایی از الیوین بازالت‌های منطقه داماش و منطقه بندی در کانی کلینوپیروکسن (XPL)، ج: نمایی از بافت گلمروپورفیریک در بازالت‌های آندزیتی داماش (XPL)، د) نمایی از آندزیت بازالتی (XPL)، ه) حضور آمفیبول پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ پیروکسن آندزیت (PPL)، و) نمایی از آمفیبول‌های آپاسیتی شده با حواشی سوخته و پلاژیوکلاز با بافت غربالی در سنگ آندزیت (PPL).

قابل مشاهده است. با پیشرفت تفریق، بلورهای پیروکسن کاملاً حذف شده و گاهی در سنگ، بلورهای کوآرتز به ظهور می‌رسد که در سنگ‌های آندزیتی و آندزیتی کوآرتزدار نمود پیدا می‌کند. بررسی دیاگرام‌های تغییرات ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی داماش در شکل ۴ دیاگرام‌های تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق SiO_2 نشان داده شده اند. همانطور که ملاحظه می‌شود یک همبستگی بین سنگ‌های منطقه و تغییرات منظم به چشم می‌خورد که نشانه پدیده تفریق می باشد. به نحوی که با افزایش مقدار SiO_2 یعنی افزایش تفریق، مقادیر K_2O ، Na_2O ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO ، Al_2O_3 کاهش می‌یابد.

در شکل ۵ تغییرات عناصر کمیاب با ناسازگاری مشابه نسبت به هم نشان داده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود یک همبستگی مثبت خطی بین Zr با Nb ، La ، Hf به چشم می‌خورد. روندهای ممتد در این نمودار در حقیقت نشانگر خطوط نزول مایع و رویداد تفریق بلورین هستند. به عقیده (Wilson 1989) ثابت ماندن نسبت بین غلظت دو عنصر ناسازگار، تنها در نتیجه رویداد تیلور تفریقی محتمل است. این ثابت ماندن ممکن است در سری‌های سنگی که در معرض فرآیند هم‌زمان هضم و تفریق (AFC) قرار گرفته‌اند نیز حفظ شود.

بررسی نمودارهای چند عنصری سنگ‌های آتشفشانی داماش

از نمودارهای چند عنصری عناصر ناسازگار که به نمودارهای عنکبوتی شهرت دارند به منظور بحث ژئوشیمی عناصر کمیاب ماگماهای بازالتی که در رژیم‌های مختلف تکنیکی تشکیل شده‌اند، استفاده می‌شود (Wilson, 1989). در شکل ۶ الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های آتشفشانی داماش بهنجار شده با مقادیر مورب نشان داده شده است (Pearce, 1983). تهی شدگی مشخص در Ta ، Nb ، Ti ، Ba و غنی شدگی از Ce ، Th ، K به خوبی مشاهده می‌شود. شکل ۷ نیز الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های آتشفشانی داماش که با مقادیر گوشته اولیه (Sun and Mc-Donough, 1989) بهنجار شده‌اند، به خوبی غنی شدگی از Pb ، K ، Rb ، Th و تهی شدگی از Ba ، Ce ، P ، Ti ، Nb را نشان می‌دهد. به عقیده (Wilson 1989) الگوی بازالت‌های مرتبط با فرورانش به صورت کاملاً نوک تیز و میله‌ای بوده که برآمدگی‌ها ناشی از اجزاء افزوده شده به منشاء گوشته‌ای بازالت‌ها به وسیله سیالات فرورانشی می باشند. از بارزترین ویژگی دیاگرام‌های عنکبوتی بازالت‌های مناطق فرورانش، گودی مشخص در Ta-Nb می‌باشد.

اما گودی Nb ، Ta و Ti در دیاگرام‌های عنکبوتی بسیاری از بازالت‌های درون صفحه که با پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند نیز دیده می‌شود. لذا به عقیده (Wilson 1989) بایستی در تعبیر و تفسیر این نوع انگاره‌ها دقت و احتیاط کرد. به عقیده بسیاری از محققین آنومالی‌های منفی Ti ، Zr ، Ba ، Ta ، Nb و آنومالی‌های مثبت Rb ، Th ، Pb ، K از شاخصه‌های آلايش پوسته‌ای ماگماها می‌باشند. (Wilson, 1989; Hofmann, 1997; Roy et al., 2002; Taylor

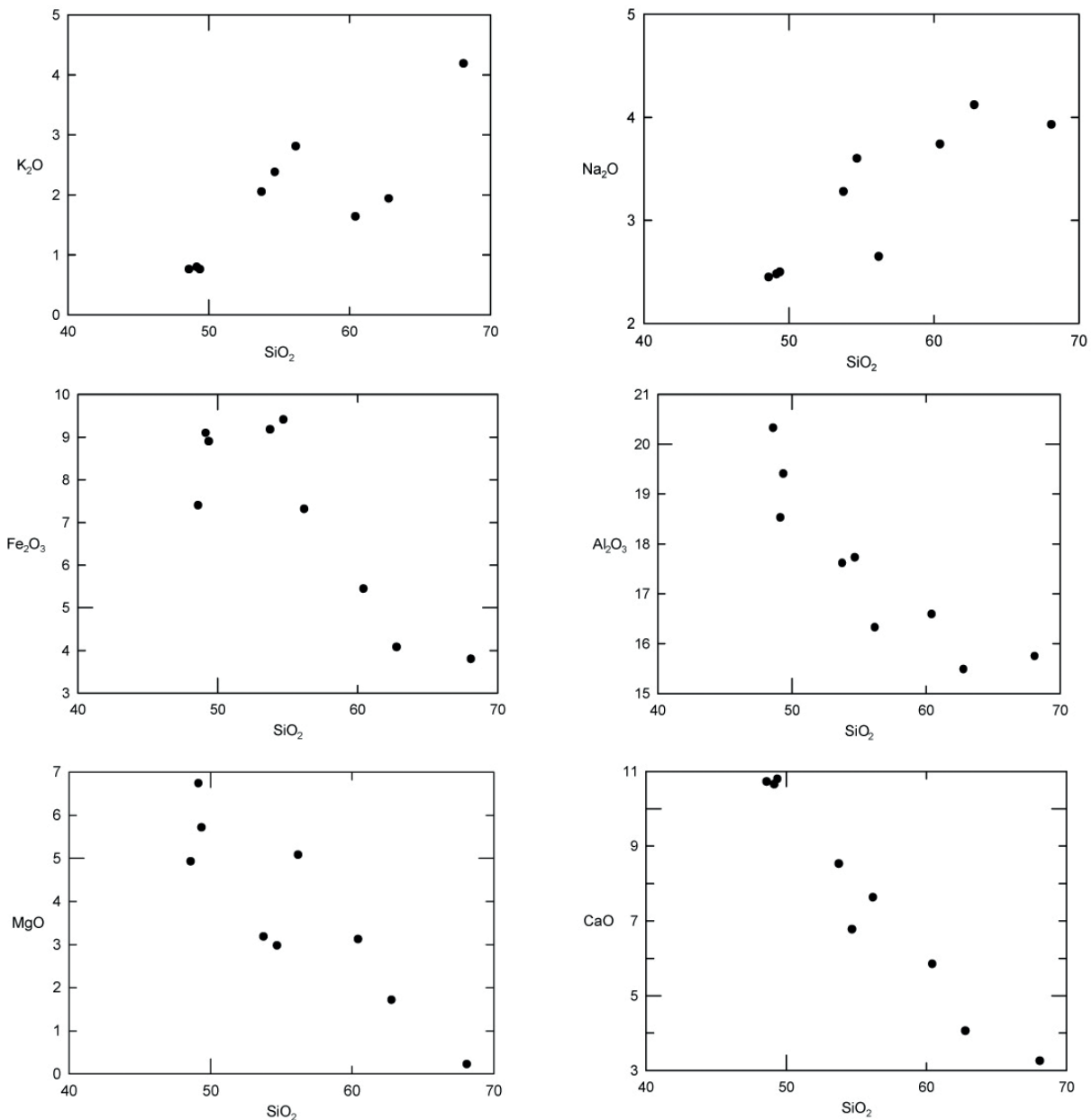
می‌باشند (شکل ۳-ب). پلاژیوکلازها نیز عمدتاً به صورت خود شکل و با ماکل پلی‌سنتتیک در سنگ دیده شده و دارای ساختار زونینگ و بافت غربالی هستند.

گروه دوم شامل فوران‌های طیف بازالت آندزیتی تا آندزیت بازالتی در منطقه یا که دارای لایه بندی گدازه‌ای مشخصی بوده که احتمالاً این لایه‌بندی‌های بر اثر توقف‌های کوتاه مدت بروریزی گدازه‌ها یا انحراف مسیر جریان در فاصله زمانی کوتاه به وجود آمده‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکروولیتی، پورفیریک با خمیره میکروولیتی شیشه‌ای و گلومروپورفیریک می‌باشد (شکل ۳-ج).

مهمترین کانی‌های این طیف سنگی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است که درصد حضور کلینوپیروکسن در بازالت آندزیتی و درصد حضور پلاژیوکلاز در آندزیت بازالتی بیشتر است (شکل ۳-د). حضور کانی‌های تیره به صورت پوئی‌کلیتی درون برخی کلینوپیروکسن‌ها در بازالت آندزیتی بیان‌گر تقدم تبلور و یا هم‌زمانی تبلور این کانی‌ها است. کریستال‌های بزرگ پلاژیوکلاز با ماکل آلبیت یا پلی‌سنتتیک و گاهی بافت غربالی و بعضاً با ساختار زونینگ در متن سنگ نمایان هستند. برخی پلاژیوکلازها نیز دچار دگرسانی رسی شده‌اند.

گروه سوم، تفریق یافته‌ترین طیف سنگ‌های منطقه را تشکیل داده و شامل پیروکسن آندزیت‌ها، آندزیت‌ها و آندزیت‌های کوآرتزدار هستند. بافت این سنگ‌ها عموماً پورفیریک با خمیره میکروولیتی شیشه‌ای، پورفیریک با خمیره میکروولیتی جریانی و گاهی گلومروپورفیریک است (شکل ۳-ه). زمینه پیروکسن آندزیت‌های منطقه به شدت دگرسان شده است و مانند آندزیت‌ها این سنگ‌ها نیز به وفور حاوی کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی هستند. این کانی دارای ساختار زونینگ و گاهی بافت غربالی (شکل ۳-و) می‌باشند و گاهی تبدیل‌شدگی به اپیدوت و این شب‌ها نیز سریسیست را نشان می‌دهند. کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول دیگر کانی‌های این سنگ‌ها هستند که در مقادیر کم دیده می‌شوند. درون برخی از کلینوپیروکسن‌ها کانی‌های اپاک و پلاژیوکلاز به صورت پوئی‌کلیتی قرار گرفته‌اند. در آندزیت‌ها درصد کانی کلینوپیروکسن به حداقل رسیده و دیگر در خمیره سنگ دیده نمی‌شود. کانی آمفیبول به عنوان کانی فرعی، بصورت شکل‌دار و با چند رنگی واضح قهوه‌ای در متن پیروکسن آندزیت‌ها دیده می‌شود. این کانی دارای حاشیه‌های سوخته (اپاستیتی شده) می‌باشد (شکل ۳-و).

با مطالعات میکروسکوپی به خوبی روند تفریق بلورین در سنگ‌های منطقه تشخیص داده شدند. ماگمای اولیون بازالت حاوی فنوکریست‌های اولیون، کم تفریق یافته‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهد. با پیشرفت تفریق اولیون حذف می‌شود و بر مقدار پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه‌های آندزیت بازالتی افزوده می‌شود. همچنین با پیشرفت تفریق به تدریج نسبت درصد بلورهای پیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز کاهش یافته و با آبدار شدن ماگما آمفیبول ظاهر می‌شود. گاهی در سنگ‌های پیروکسن آندزیتی



شکل ۴. تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس در سنگ‌های آتشفشانی داماش (مقادیر عناصر برحسب درصد وزنی می باشد).

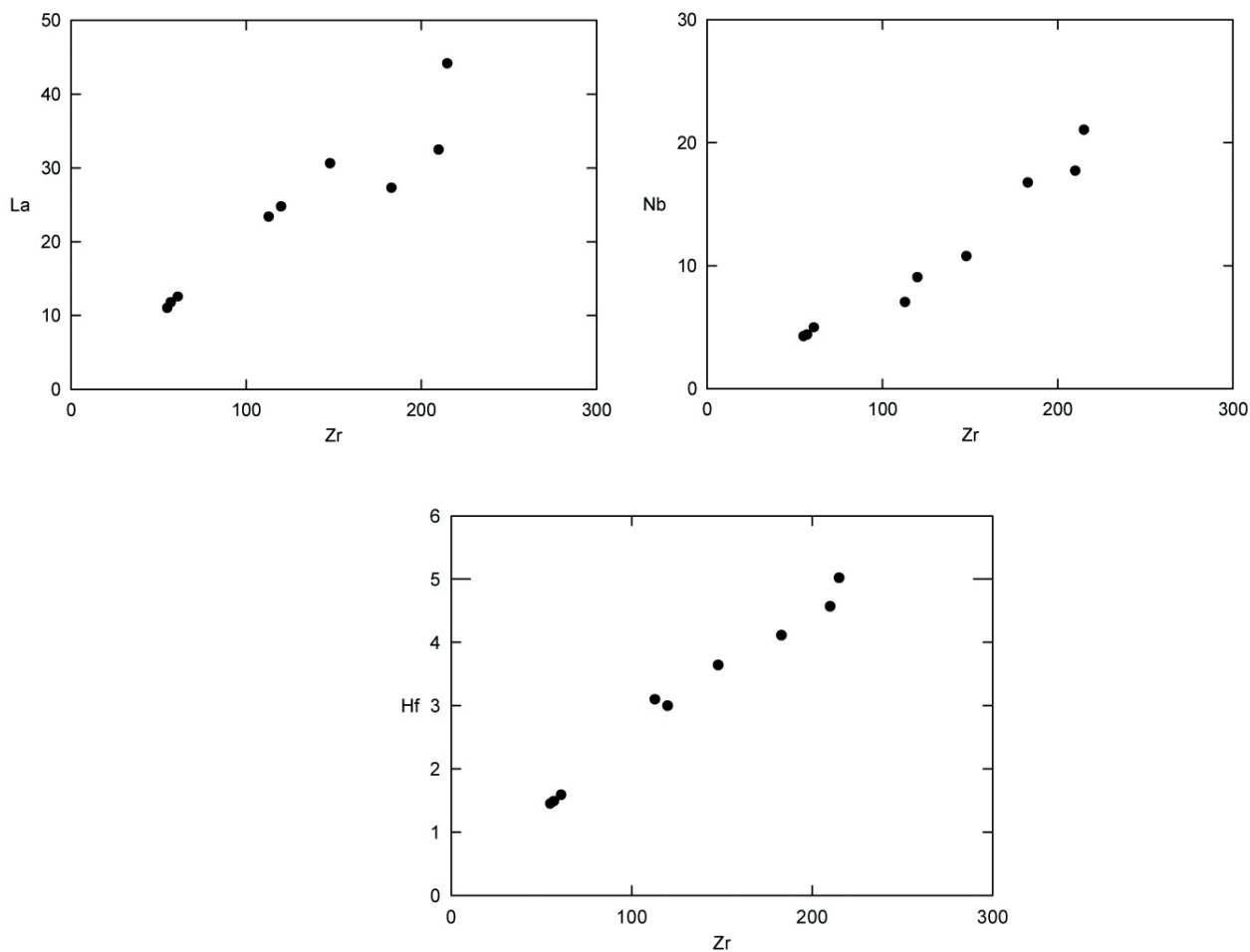
(Hawkesworth, 1985)

در شکل ۸ الگوی میانگین عناصر کمیاب بازالت‌های منطقه داماش در مقایسه با مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای نشان داده شده است (Rudnick and Fountain, 1995). روندهای مشابه و نشیب و فرازهای یکسان نمونه‌ها با مقادیر پوسته قاره‌ای به خوبی برهم کنش ماگماها را با پوسته تأیید می‌کند. بررسی‌های الگوی عناصر ناسازگار دو سؤال را در ذهن متبادر می‌سازد: آیا سنگ‌های منطقه در ارتباط با محیط‌های فرورانشی هستند؟ و یا آیا سنگ‌های منطقه در ارتباط با ماگماتیسم داخل صفحات قاره‌ای مثل ریف‌های درون قاره‌ای بوده که با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند؟ در ادامه در کنکاش دقیق‌تر این موضوع را مورد بررسی قرار داده می‌شود.

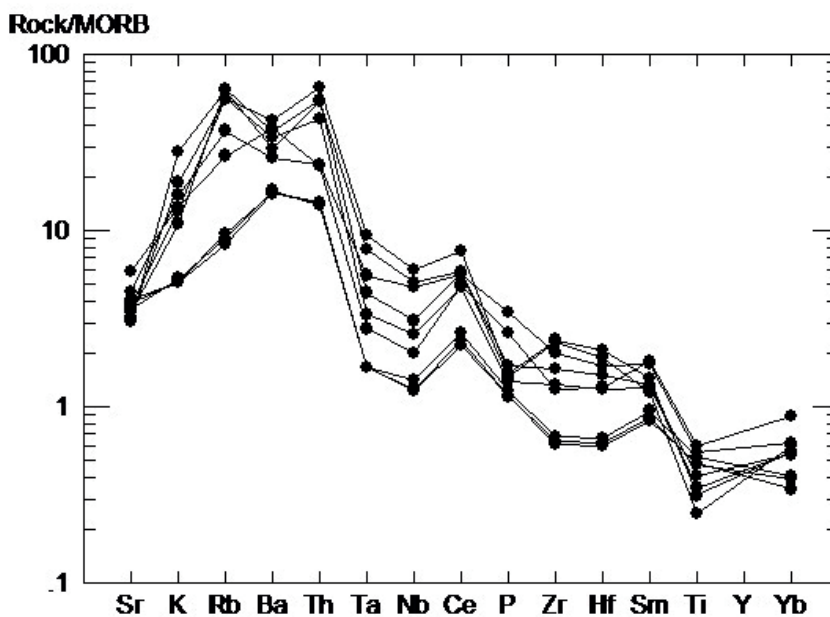
(and McLennan, 1985

به عقیده Kurt et al., (2008) تهی‌شدگی از Ta-Nb و غنی‌شدگی از عناصر LREE, LIL می‌تواند ناشی از دو عامل باشد: الف: نشأت‌گیری ماگماها از یک گوشته غنی‌شده (در اثر سیالات فرورانشی).

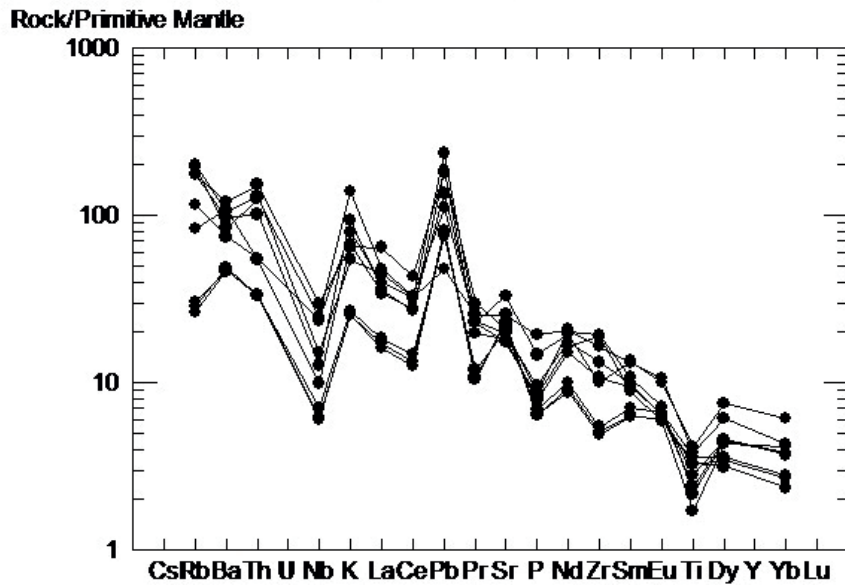
ب: آرایش پوسته‌ای ماگماهای نشأت گرفته از گوشته. بنابراین آنومالی‌های مشاهده شده به‌خصوص Nb-Ta در سنگ‌های منطقه هرچند از ویژگی‌های دیاگرام‌های عنکبوتی خاص مناطق فرورانش است (Wilson, 1989; Pearce, 1982)، اما چنین آنومالی‌هایی در بازالت‌های داخل صفحه قاره‌ای آلوده شده با پوسته یعنی بازالت‌های ریفی درون قاره‌ای و بازالت‌های طغیانی قاره‌ای نیز گزارش شده است (Wilson, 1989; Cox and



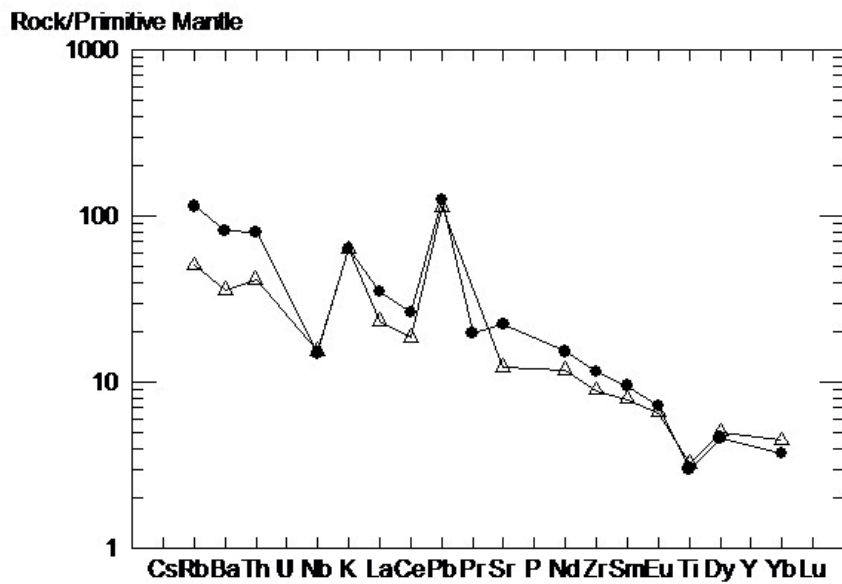
شکل ۵. تغییرات عناصر Nb, La, Hf در برابر Zr در سنگ‌های آتشفشانی داماش (مقادیر عناصر بر حسب ppm می باشد).



شکل ۶. الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های آتشفشانی داماش بهنجار شده با مقادیر مورب (Pearce, 1993).



شکل ۷. الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های آتشفشانی داماش بهنجار شده باگوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۸. الگوی میانگین عناصر کمیاب بازالت‌های منطقه داماش در مقایسه با مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای (Rudnick and Fountain, 1995)
● میانگین پوسته قاره‌ای Δ میانگین سنگ‌های آتشفشانی داماش

مثل: Ti, P, Hf, Zr, Ta, Nb نسبت به فاز سیال در مناطق فرورانشی غیرمتحرک هستند و معرف ترکیب گوشته منشاء می‌باشند اما مجدداً این عناصر بر تهی‌شدگی در پوسته قاره‌ای نشان می‌دهند. (Verma, 2009) بنابراین نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار مثل نسبت‌های عناصر LIL/HFS و LIL/REE شاخصه‌های بسیارخوب علائم فرورانش و آرایش پوسته‌ای هستند. اما پیچیدگی زمانی ایجاد می‌شود که پوسته قاره‌ای می‌تواند علائم گوشته‌ای را پنهان کرده و علائم مشابه با مناطق فرورانش را نشان دهد (Verma, 2009). لذا می‌بایست در تفسیر این نسبت‌ها، در تعیین جایگاه ژئودینامیکی بازالت‌هایی که با پوسته قاره‌ای آلوده

نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار به‌عنوان فاکتورهای پتروژنتیکی

از نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار در سیستم‌های بازالتی به وفور برای تمییز منابع گوشته‌ای و پوسته‌ای استفاده می‌شود (Weaver, 1991). عناصر LIL معمولاً نسبت به سیالات فرورانشی حساس هستند؛ چون به راحتی متحرکند. اما از طرفی این عناصر در پوسته قاره‌ای نیز غنی هستند. از طرف دیگر عناصر REE در فرآیند فرورانش کمتر تحرک دارند و غلظت آن‌ها بازتابی از مقادیر و ترکیب گوشته می‌باشد. اما بخش بالایی پوسته قاره‌ای غنی‌شدگی از $LREE$ نشان می‌دهد. از طرف دیگر عناصر HFS

شده‌اند کاملاً دقت کرد.

در شکل ۹ نمودار تغییرات لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/Y سنگ‌های آتشفشانی منطقه داماش نشان داده شده است (Wilson and Lyshkevich, 1996). نسبت‌ها در این نمودار تقریباً غیرحساس به فرایندهایی چون تأثیر دگرسانی، تفریق بلورین و درجات مختلف ذوب بخشی می باشند (Fitton et al., 1996). همانطورکه ملاحظه می‌شود نمونه‌ها روندی خطی از یک منبع گوشته‌ای تهی شده به سمت منبع غنی‌شده OIB نشان داده و از روند آلودگی پوسته‌ای تبعیت می نمایند. در شکل ۱۰ در نمودار مثلثی Nb/Y-Zr/Y-Nb/Y از Fodor and Vetter (1984) روندی خطی از سمت گوشته تهی‌شده منبع مورب به سمت گوشته غنی شده نشان داده و از روند آلودگی پوسته‌ای تبعیت می‌کنند (شکل ۱۰).

در شکل ۱۱ در نمودار K₂O/Yb در برابر Ta/Yb از Pearce (1982) نمونه‌های داماش روندی از سمت گوشته منبع مورب به سمت گوشته غنی‌شده داخل صفحه نشان داده و از بردار غنی‌شدگی پوسته‌ای (E) درون آرایه گوشته‌ای تبعیت می‌کنند. چنانچه دخالت یک فاز سیال در پتروژنز بازالت‌های منطقه مطرح باشد، در این صورت فاز سیال ناشی از فرورانش می‌بایستی K₂O را برعکس Ta در گوه گوشته غنی کرده و به صورت روندی موازی با محور K₂O/Yb نمایش داده شود. در حالی‌که سنگ‌های آتشفشانی منطقه داماش تغییرات ژئوشیمیایی را به موازات آرایه گوشته‌ای از سمت گوشته منبع مورب به سمت گوشته غنی شده نشان می‌دهند.

در نمودار لگاریتمی Zr/Y در برابر Nb/Y نمونه‌ها به خوبی آرایه خطی از یک منبع مورب به سمت منبع غنی‌شده OIB نشان داده (شکل ۱۲) که این موضوع پیامد آلودگی پوسته‌ای ماگماهای نشأت گرفته از یک منبع گوشته‌ای مورب با پوسته قاره‌ای فوقانی

می‌باشد.

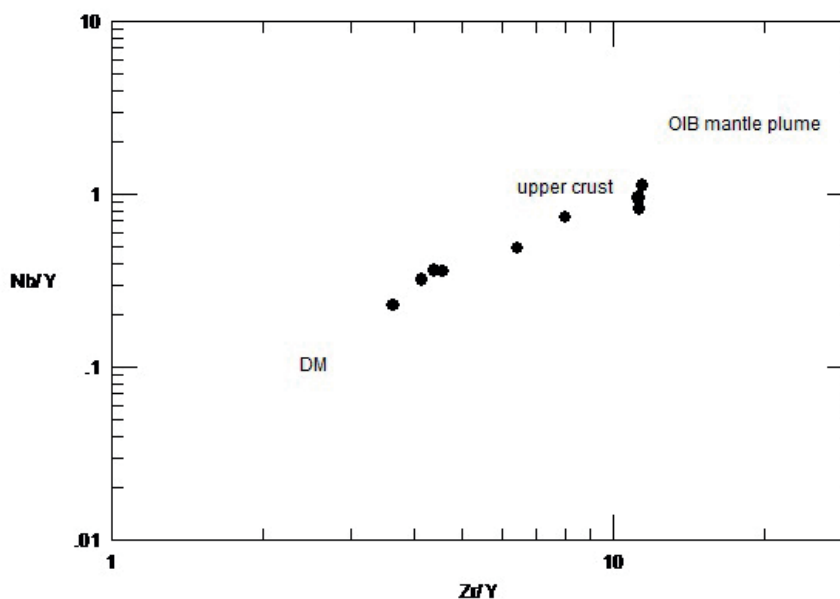
در نمودار دوتایی Lu/Hf در برابر Sm/Nd (Barry et al., 2003) نمونه‌ها یک همبستگی مثبت خطی را نشان داده و بر روی منحنی مذاب‌های نشأت گرفته از یک منبع مورب با رخساره اسپینل قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). این موضوع که گوشته ناحیه منشاء این سنگ‌ها دارای رخساره اسپینل است به خوبی در نمودار (Tb/Yb)_N در برابر (La/Sm)_N از Rooney (2010) مشخص است (شکل ۱۴). مقادیر $(Tb/Yb)_N < 1/8$ از شاخصه‌های منشاء گوشته‌ای با رخساره اسپینل می‌باشد (Wang et al., 2002).

در نمودار لگاریتمی Th/Hf در برابر Ta/Hf از Wang et al., (2001) تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمربندهای کششی قاره‌ای یا ریفت اولیه قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵).

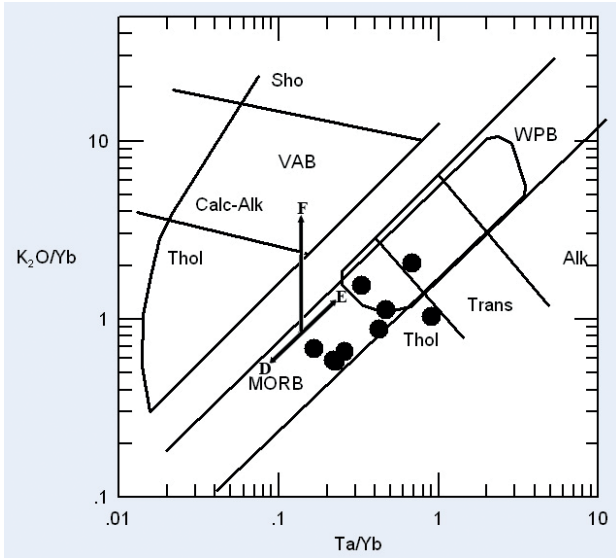
نتیجه‌گیری

مطالعات ژئوشیمیایی به خوبی نشان‌دهنده فرآیند آرایش پوسته‌ای در سیر تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی داماش می‌باشند. روند الگوی عناصر کمیاب ناسازگار سنگ‌های منطقه دارای یک تعادل عنصری شاخص با مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای بوده و بنابراین الگوی پرفراز و نشیب مشاهده شده در دیگرگرم‌های عنکبوتی سنگ‌های منطقه پیامد آلودگی پوسته‌ای این بازالت‌ها می‌باشد.

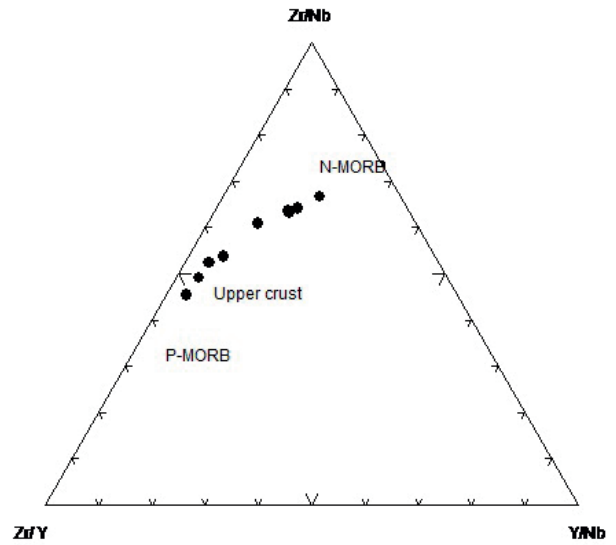
مطالعات بر روی نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار و پارامترهای حساس به گوشته و پوسته و اجزاء فرورانشی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه در ارتباط با ماگماتیسم ریفت‌های درون قاره‌ای هستند، به نحوی‌که ماگما از یک گوشته استنوسفری منبع مورب با رخساره اسپینل نشأت گرفته با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. آلودگی پوسته‌ای این بازالت‌ها باعث شده که اولاً این سنگ‌ها دقیقاً روندهای عنصری پوسته را به خود



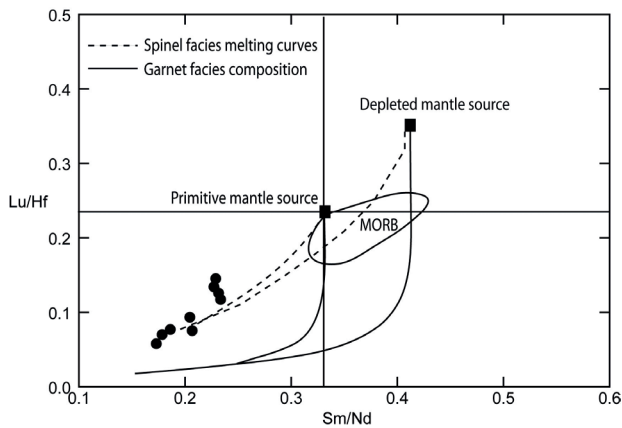
شکل ۹. نمودار تغییرات لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/Y سنگ‌های منطقه داماش (اقتباس از Wilson and Lyshkevich, 1996).



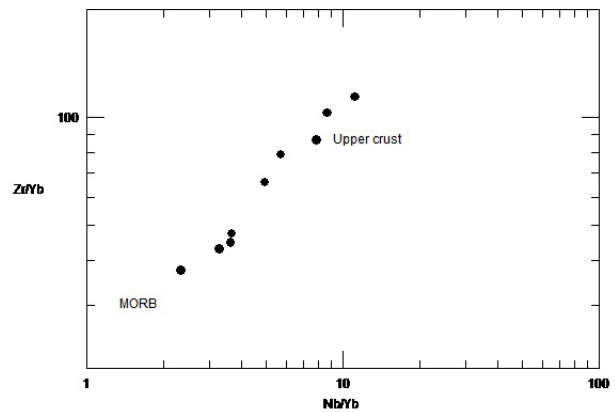
شکل ۱۱. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی داماش در نمودار K_2O/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982).



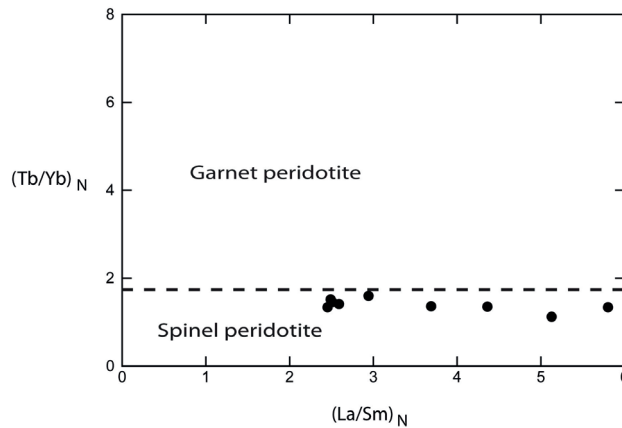
شکل ۱۰. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی داماش در نمودار مثلثی $Zr/Y-Zr/Nb-Y/Nb$ (Fodor and Vetter, 1984).



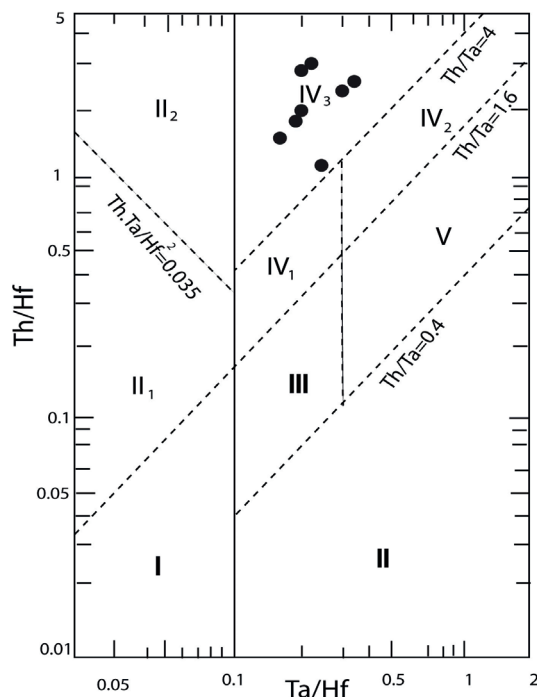
شکل ۱۳. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی داماش در نمودار دوتایی Lu/Hf در برابر Sm/Nd (Barry et al., 2003).



شکل ۱۲. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی داماش در نمودار لگاریتمی Zr/Yb در برابر Nb/Yb .



شکل ۱۴. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی داماش در نمودار $(Tb/Yb)_N$ در برابر $(La/Sm)_N$ (Rooney, 2010).



شکل ۱۵. موقعیت سنگ‌های منطقه داماش در نمودار لگاریتمی Th/Hf در برابر Ta/Hf (Wang et al., 2001). محدوده‌ها به قرار ذیل تعریف شده‌اند:

I: منطقه MORB تیپ N در حاشیه‌ی صفحات واگرا II: بازالت‌های مناطق حاشیه صفحات هم‌گرا III: بازالت‌های مناطق جزایر کمان اقیانوسی II2: بازالت‌های مناطق ولکانیک حاشیه‌ی کمان قاره‌ای و جزایر حاشیه کمان قاره‌ای III: مناطق MORB تیپ E و MORB تیپ T و بازالت‌های مناطق جزایر اقیانوسی درون صفحه اقیانوسی IV: بازالت‌های مناطق درون صفحه‌ای قاره‌ای [IV1: ریفت‌های درون قاره‌ای و ریفت‌های تولیت‌های حاشیه‌ی قاره‌ای IV2: آلکالی بازالت‌های مناطق ریفت درون قاره‌ای IV3: بازالت‌های مناطق کمربندهای کششی قاره‌ای یا ریفت اولیه] V: بازالت‌های مناطق پلوم‌های مناطق گوشته‌ای.

- Cox, K.G., and Hawkesworth, C.J., 1985. Geochemical stratigraphy of Decan Traps, at Mahabalshwar, western Ghats, India, with implication for open system magmatic processes. *Journal of Petrology*, 26, 355-377.

- Dellenbach, J., 1964. Contribution a l'etude geologique la region situee a l'est de Teheran (Iran). Strasbourg, France, 117.

- Emami, M.H., 1981. Geologie de la region de Qom-Aran (Iran). Grenoble, France, 489.

- Fitton, G., Hardarson, B.S., Saunders, A.D. and Norry, M.J., 1996. The chemical distinction between depleted plume and N-MORB mantle sources Abstract 1996 Goldschmidt Conference, Abstr, 1, 167.

- Fodor, R.V. and Vetter, S.K., 1984. Rift-Zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 307-321.

- Hofmann, A.M., 1997. Mantle geochemistry. The messages from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.

- Ilnicki, S., 2010. Petrogenesis of continental magfic dykes from the Izera complex karkonosze-Izera Block

گرفته و ثانیاً علائم مشابه مناطق فرورانشی را به صورت کاذب نشان دهند. این موضوع یعنی نشأت‌گیری ماگماها از گوشته منبع مورب به همراه آلودگی پوسته‌ای در ماگماتیسم‌های مناطق ریفتی درون قاره‌ای مثل ریفت اتیوپی مشاهده می‌گردد.

منابع

- امامی، م.ه.، ۱۳۷۹. ماگماتیسم در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸.

- قلماش، ح.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ جیرنده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- معین وزیری، ح.، ۱۳۷۷. دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰.

- Barry, T.L., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Windley, B.F., Pringle, M.S., Dorjnamjaa, D. and Saandar, S., 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized Lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 44, 55-91.

- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.

(West sudetes, SW Poland). International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 99, 745-773.

- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G., 2008. The relationship between collision-related calcalkaline, and within-plate alkaline volcanism in the Karacadag Area (Konya-Turkiye, Central Anatolia), *Chemie der Erde*, 68, 155-176.

- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. in: Thrope, R.S.(ed) *Andesites*, Wiley, Chichester, 528-548.

- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental basalts and mantle xenoliths, *Shiva*, Nantwich, 230-249.

- Rooney, T.O., 2010. Geochemical evidence of lithospheric thinning in the southern main Ethiopian rift. *Lithos*, 117, 33-48.

- Roy, A., Sarkar, A., Jeyakumar, S., Aggrawal, S.K. and Ebihara, M., 2002. Sm-Nd age and mantle source characteristics of the Dhanjori volcanic rocks, Eastern India. *Geochemical Journal*, 36, 503-518.

- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33, 267-309.

- Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz mountain. *Geological Society London Special Publications*, 4, 213-234.

-Sabzehei, M., 1974. Les mélanges ophiolitique de la region d'Esfandagheh (Iran meridional). *Etude petrographique et structurale. These Doct, Etat, Univ, Grenoble*, 306.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Magmatism

in the oceanic basalts (A.D.Saunders and M.J.Norry, Herausgeber). *Geological Society London Special Publications*, 42, 313-345.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwel, Oxford, 312.

- Vivier, G., Caillat, C., Dehlavi, P. and Martel-Jantin, B., 1978. Consequences de l'evolution d'un rift intracontinental. Le cycle volcanique Eocene de la zone de l'Iran central, 7e Reunion annuelle des Sciences de la terre, Lyon. *Bulletin de la Societe Geologique de France*.

- Verma, S.P., 2009. Continental rift setting for the central part of the Mexican volcanic belt: A statistical approach. *The Open Geology Journal*, 3, 8-29.

- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysics*, 107, doi: 10.1029/2001JB000209.

- Wang, Y., Zhang, C. and Xia, S., 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts, *Acta Petrologica Sinica*. 17, 413-421.

- Weaver, B.L., 1991. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19, 123-126.

- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis-A global tectonic approach*. Unwin Hyman London, 466.

- Wilson, M. and Lyashkevich, Z.M., 1996. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European platform. *Tectonophysics*, 268, 65-81.