

## ژئوشیمی، پتروژنز و تحولات ماگمایی بازالت‌های شمال شهر رضی

غلامرضا احمدزاده\*<sup>۱</sup>، محمد مبشر گرمی<sup>۱</sup>، احمد جهانگیری<sup>۲</sup>، قهرمان سهرابی<sup>۱</sup>، مرضیه رضایی اقدام<sup>۳</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۲/۱۷

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۷/۱۵

### چکیده

مجموعه‌ای از منشورهای بازالتی در شمال غرب ایران و در شمال شهر رضی (استان اردبیل) با روند شمال غرب - جنوب شرق برون‌زد دارند. کانی‌شناسی اصلی منشورهای بازالتی شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوزیت) و الیوین با کانی فرعی تیتانومگنتیت و بافت غالب گلومروپورفیریتیک و هیالومیکرولیتی پورفیری می‌باشد. به لحاظ ژئوشیمیایی ماگمای مولد این سنگ‌ها دارای سرشت آکالن و شوشونیتی است. نمودار عنکبوتی نشانگر غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE بوده و بررسی ژئوشیمیایی گویای ژنز مرتبط با گوشته غنی‌شده است. روند تغییرات اکسیدهای مختلف نسبت به فراوانی  $\text{SiO}_2$  بیانگر فرایند تفریق عادی است. منشأ ماگمای این سنگ‌ها از ذوب ۱ تا ۵٪ گوشته‌ی اسپینل گارنت لرزولیت با غنی‌شدگی توسط متاسوماتیسم در منشأ با مذاب حاصل از صفحه فرو رو و سیالات و رسوبات همراه آن است. براساس شواهد ذکر شده این الیوین بازالت‌ها در یک حوضه کششی پشت قوس پس از برخورد در امتداد سوچر زون اللهیارلو در ورای کمان ماگمایی کرتاسه ایجاد شده است.

**واژه‌های کلیدی:** منشورهای بازالتی، متاسوماتیسم، سری آکالن، شهرستان رضی، زون تالش.

## مقدمه

منطقه ماگمایی شمال رضی تا شهرستان کلیبر در بخش جنوبی صفحه قفقاز واقع است (Sudi and Moazzen, 2014) که از شمال شرق به جنوب غرب دارای ماگمای بازالتی ائوسن تحتانی و ائوسن میانی توأم با دایک‌های الیوین گابروی نفوذی در بخش شرقی باسن ائوسن میانی تا الیگوسن می‌باشد (Mobashergarmi, 2013). الیوین گابروها در فاز بعد از فوران بازالتی از محل خروج گدازه‌های بازالتی و تحت اثر گسل‌های کششی از بین گدازه‌های قبلی بالا آمده است (Mobashergarmi et al, 2015). ادامه جنوب غربی مجموعه بازالتی فوق با روند موازی به زونی مشتمل بر گدازه‌های تفریتی می‌رسد (Babakhani and Hosein Khani., 1997). تنوع سنگی با ساخت پیلو لاوایی در قاعده این زون‌ها نشانگر وجود بستر آبی مرتبط با محیط تشکیل این ولکانیک‌ها می‌باشد (Mohammadiha et al, 2014). البته به نظر آلن و همکاران (Allen et al, 2003) بررسی ولکانیک‌ها و رسوبات تخریبی از پالئوژن تا توالی‌های رسوبی نئوژن زون تالش نشانگر خصوصیات آب‌های کم‌عمق در منطقه می‌باشد اما با خروج مداوم ماگما و ارتفاع‌گیری تدریجی از آب در ائوسن فوقانی منشورهای بازالتی در محیط خشکی تا ضخامت نزدیک به ۱۰۰۰ متر ایجاد شده است (Mobashergarmi, 2013). ماگماتیسیم مورد مطالعه در حد فاصل حوضه جنوب دریای خزر از طرف شرق و کمر بند افیولیتی الهیپارلو از سمت جنوب غرب و با گسل ارس از غرب محصور شده است. افیولیت ملانژ الهیپارلو در منتهی‌الیه جنوب غربی زون‌های ماگمایی لاهرود به صورت بالا آمده به سن کرتاسه و قبل کرتاسه می‌باشد (Sudi and Jahangiri, 2010). به طور کلی، خاستگاه تکتونیکی سنگ

بستر حوضه تالش در بخش شمال لاهرود مشخص نبوده اما تکامل تکتونیکی در زمان‌های بعد ژوراسیک تا الیگوسن و اختصاصات آلکان تا شوشونیتی سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه نشانگر ایجاد حوضه پشت قوس در ائوسن میانی (Allen et al, 2004) و فعالیت پس از برخوردی با سرشت آلکان و شوشونیتی مرتبط با فرورانش با سهم اندک مذاب استنوسفر در دوره‌های بعد از ائوسن پسین را نشان می‌دهد (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2010).

با توجه به اینکه مطالعه سنگ‌های مافیک کمک شایانی در شناسایی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی دارند، در این تحقیق ژنز و محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های ائوسن میانی و پسین شمال رضی و ارتباط آن‌ها با محیط پشت قوس فرورانشی از نظر ژنز و محیط تکتونوماگمایی و ارتباط آن‌ها با محیط‌های پشت قوس فرورانشی مورد بررسی قرار گرفته است.

## منطقه مورد مطالعه

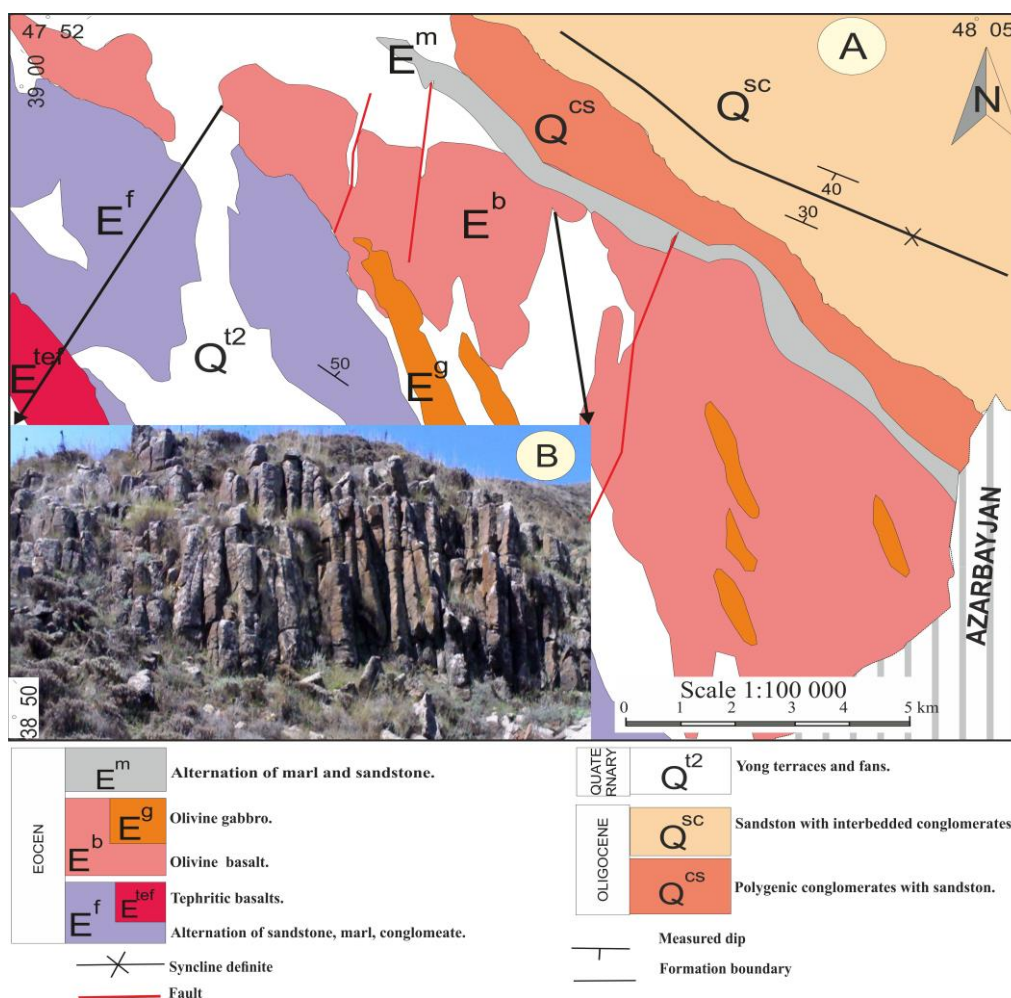
بازالت‌های شمال رضی در استان اردبیل و محدوده جغرافیایی بین طول‌های ۵۲° ۴۷ تا طول‌های ۵° ۴۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۰۰'۰۰" ۳۹° تا "۰۵'۰۰" ۳۸° شمالی واقع شده است (شکل ۱). براساس تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختمانی نبوی (Nabavi, 1976) این منطقه در زون البرز- آذربایجان قرار می‌گیرند و در تقسیم‌بندی‌های اشتوکلین (Stocklin, 1997) و علوی (Alavi, 1996) در زون آتش‌فشانی ترشیری - کوآترنری قرار می‌گیرند. بازالت‌های مورد مطالعه در قسمت مرکزی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ لاهرود معرفی شده‌اند (شکل ۱). ادامه شمالی این سنگ‌ها به دلیل نفوذ در رسوبات ائوسن میانی (Mobashergarmi, 2013) و پوشیده شدن با

نیوسالت ولز کشور استرالیا ارسال گردید. مقادیر اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی و انحلال اسیدی با دستگاه XRF مدل SRS-303 ساخت شرکت زیمنس آلمان با خطای ۱٪ اندازه‌گیری شد و مقادیر عناصر کمیاب پس از ایجاد محلول با متد پلاسما جفتیده القایی (ICP) مورد آزمایش قرار گرفت. دستگاه مورد استفاده از نوع Multi Agilent4500, Quadrapole با دکتور Module می‌باشد که اسپکترومتر آن از مدل JY70PLUS ساخت کارخانه ژوبن ایون فرانسه است.

رسوبات ائوسن فوقانی ( Babakhani and Hosein Khani, 1997) سن ائوسن فوقانی دارند.

### مواد و روش‌ها

بعد از انجام مطالعات صحرایی ۴۵ نمونه سنگی براساس روابط صحرایی و شواهد پتروگرافی برای مطالعه انتخاب گردید که ۳۰ مقطع نازک از نمونه‌ها جهت انجام مطالعات پتروگرافی، تهیه شد. جهت بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی تعداد ۲۰ نمونه دستی سنگ جهت تجزیه شیمیایی XRF و ICP به آزمایشگاه Amdel دانشگاه



شکل ۱: (A) نمایش بازالت‌های شمال رضی در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لاهرود با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ (Babakhani and Hosein Khani, 1997). (B) برون‌زد منشورهای بازالتی شمال رضی، دید به سمت جنوب.

## نتایج

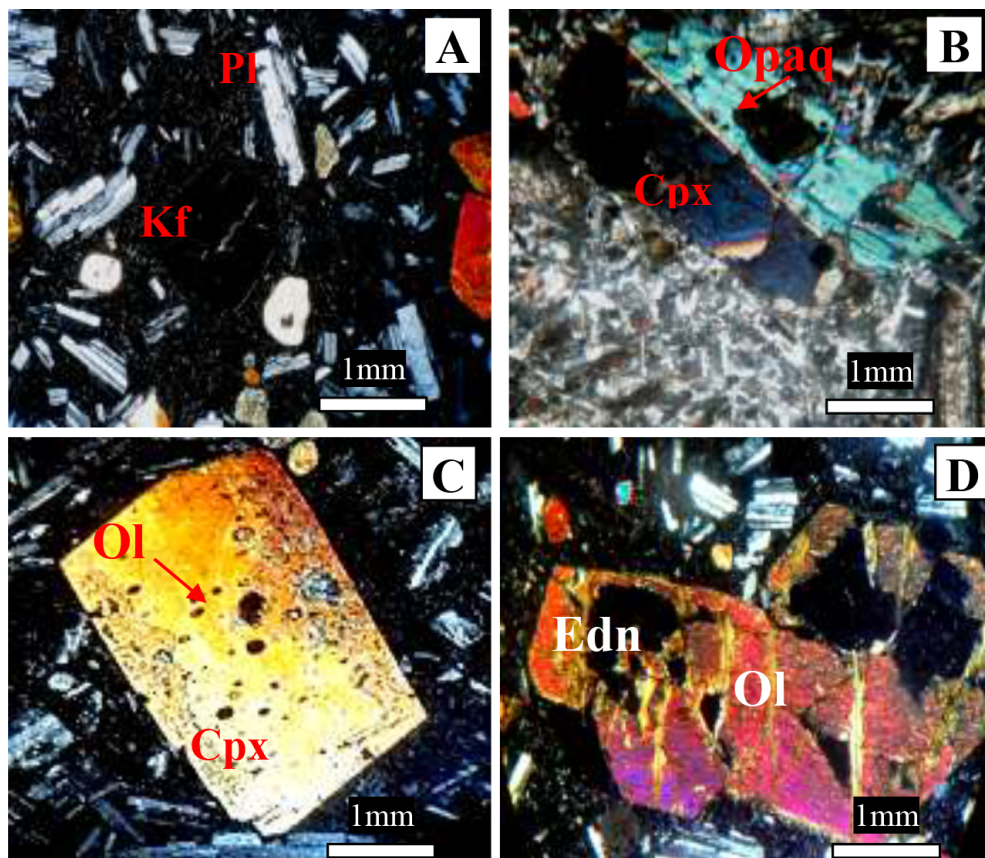
## پتروگرافی

سنگ‌های بازالتی شمال رضی در مطالعات ماکروسکوپی به رنگ سیاه بوده و از نظر اندیس رنگی ملانوکرات می‌باشند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز کانی اصلی بوده و پیروکسن و الیوین ( $> 5$  درصد حجمی) به ترتیب فراوانی در مودال سنگ رویت می‌شوند، خمیره این سنگ‌ها بیشتر از شیشه به همراه ریز بلورهای پلاژیوکلاز و دانه‌های کوچک پیروکسن تشکیل شده است و دارای مقادیر کمی الیوین و کانی‌های کدر می‌باشد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز اغلب سالم و نیمه شکل‌دار بوده و دارای ماکل پلی سنتتیک می‌باشند. برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از شیشه و میکروولیت بافت هیالومیکروپورفیری ایجاد کرده‌اند، به صورت نادر در برخی مقاطع نیز آلکالی فلدسپار دیده می‌شود (شکل ۲ A). فنوکریست‌های پیروکسن با فراوانی ۱۵-۲۰ درصد حجمی و ابعاد ۳-۴ میلی‌متر به صورت نیمه شکل‌دار و سالم دارای ماکل دوقلویی می‌باشند (شکل ۲ B) که رنگ بنفش در کلینوپیروکسن‌ها نشانگر وجود مقادیری تیتان در شبکه تبلوری آنها می‌باشد. برخی از الیوین‌ها به صورت پویی کلیتیکی درون پیروکسن‌ها قرار دارند که بیانگر تقدم تبلور الیوین‌ها نسبت به پیروکسن‌ها هستند (شکل ۲ D). فنوکریست‌های الیوین با بیرفرنژانس قوی به صورت بی‌شکل و کشیده، برجستگی بالا می‌باشند و مقدار الیوین در مقاطع کمتر از ۵ درصد حجمی می‌باشد. الیوین‌ها با بافت اسکلتی غالباً در حاشیه و امتداد رخ‌ها ایدنگزیتی شده‌اند (شکل ۲ D). وجود درشت بلورهای الیوین در این سنگ‌ها حاکی از تفریق تبلوری ماگمای سازنده

این سنگ‌ها است، بنابراین ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها باید به ترکیب شیمیایی اولیه ماگمای تشکیل، دهنده آنها نزدیک باشد (Nelson, 2010). از سوی دیگر به دلیل عدم وجود حاشیه واکنشی الیوین‌ها گویای خواص آلکان بازالت‌های مورد مطالعه است (Righter and Rosas-Lguera, 2001). کانی‌های فرعی اوپک عموماً شکل‌دار بوده و به صورت فنوکریست و نیز میکروولیت در خمیره وجود دارند (شکل ۴ F). بافت غالب سنگ میکرو پورفیریتیک است. بافت‌های گلوپورفیری و هیالومیکروولیتی پورفیری نیز در مقاطع مشاهده می‌شود.

## ژئوشیمی

طبق محاسبات بر روی اکسیدهای اصلی، تمامی نمونه‌ها (جدول ۱) در نورم دارای الیوین و نفلین هستند و تشکیل نسبت Magnetite / Ilmenite به‌طور متوسط ۱/۷ در نورم آنها نشان دهنده فعالیت بخشی بالای اکسیژن هنگام تبلور می‌باشد (Yoder and Tilley, 1962) که این مورد می‌تواند نشانگر ارتباط این ماگماتیسیم با فرورانش باشد. استفاده از نمودار قلیایی کل-سیلیس (TAS) (Cox et al, 1979) (شکل ۳ A) نشان می‌دهد نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های بازالتی محیط آلکان با ترکیب بازالت عادی، بازالت آلکان تا هاوایت قرار گرفته‌اند. این بازالت‌ها با مقدار نسبت  $K_2O/Na_2O$  از ۰/۴ تا ۰/۹ در نمودار تعیین سری دارای سرشت کالک آلکان تا شوشونیتی هستند (شکل ۳ B). اصلی‌ترین کانی‌های تفریق یافته از این ماگما که باعث کنترل تغییرات عناصر باریم، استرانسیم، ایتریم و زیرکونیوم در مذاب و بخش‌های تفریق یافته شده، براساس نمودارهای Ba-Sr و Y-Zr و پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند (شکل ۳ C و D).



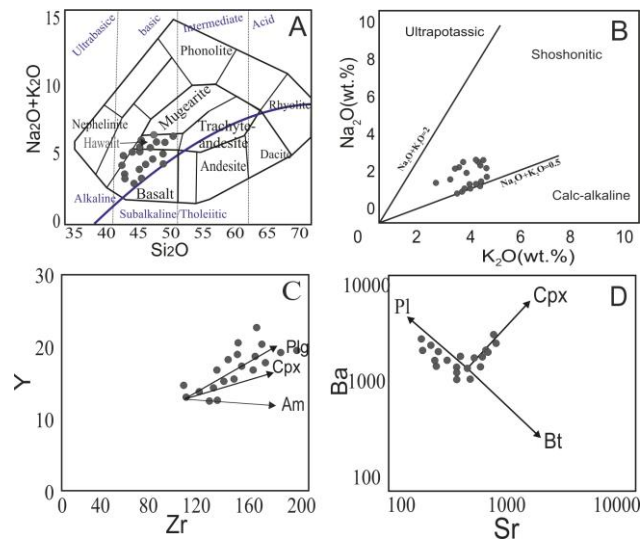
شکل ۲: (A) بلورهای پلاژیوکلاز با بافت هیالومیکرولیتی پورفیریستیک، XPL، (B) کلینوپیروکسن با ماکل دوقلویی و ادخال کانی تیره (تیتانومگنتیت)، XPL، (C) کلینوپیروکسن با ادخال الیون، XPL، (D) الیون ایدنگزیتی، XPL. [علائم نام‌گذاری کانی‌ها از (Kretz, 1983)].

جدول ۱: نتایج تجزیه‌ی XRF اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی با خطای ۱٪ و تجزیه‌ی ICP عناصر کمیاب بر حسب ppm و ترکیب نورم C.I.P.W برای کلیه نمونه‌ها بر حسب تجزیه شیمیایی عناصر اصلی.

Sample	BFT1	BFT	BM8	BM6	Mansho r	BM1 1	BM1	BM9	BM1 0	BG7
SiO <sub>2</sub>	46.79	47.81	47.89	48.11	48.12	48.77	48.81	49.11	49.11	50.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.96	12.31	12.33	13.61	12.53	12.54	12.55	12.11	13.14	15.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.91	3.42	3.41	2.51	3.37	3.34	3.33	3.11	3.07	3.13
FeO	6.49	6.47	6.45	6.43	6.42	6.42	6.41	6.41	6.38	4.18
CaO	13.29	12.22	12.14	13.14	13.21	12.13	12.47	12.62	12.15	9.78
MgO	8.09	7.91	7.84	7.42	6.73	6.62	6.61	6.48	6.43	5.51
Na <sub>2</sub> O	2.21	3.12	3.12	1.64	3.24	3.29	3.31	3.59	3.61	3.88
K <sub>2</sub> O	1.89	1.51	1.51	1.84	1.53	1.54	1.59	1.61	1.69	2.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.24	<0.23	<0.22	<0.21	<0.20	<0.19	<0.18	<0.16	<0.15	<0.02
TiO <sub>2</sub>	1.97	1.92	1.91	1.91	1.87	1.84	1.83	1.61	1.57	1.01
MnO	0.19	0.18	0.17	0.18	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.25	0.25	0.26	0.26	0.26	0.26	0.31	0.32	0.47
LOI	2.61	1.62	1.47	1.92	1.26	1.33	1.27	1.61	1.23	1.61
Total	98.64	98.74	98.49	98.97	98.71	98.25	98.6	98.74	98.87	98.24
Ba	498	515	524	524	573	524	530	549	552	586
Ce	64	61	59	59	58	58	57	56	56	48
Co	42	40	39	39	37	36	35	31	30	24
Cr	221	217	193	193	171	170	170	168	169	129
Cs	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
Dy	4	4	4	3	4	4	4	4	4	3
Er	2.9	2.9	2.9	2.9	2.8	2.8	2.8	2.7	2.7	2.4
Eu	2.1	2	2	1.5	1.8	1.8	1.6	1.6	1.5	1.4

Gd	6	6	6	6	6	6	7	7	7	11
Hf	2.5	3.6	3.6	2.2	3.6	3.7	3.7	3.7	3.8	4.5
Ho	0.8	0.8	0.8	0.6	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6
La	17	17	17	17	18	18	18	19	19	31
Lu	0.31	0.28	0.26	0.29	0.26	0.26	0.24	0.22	0.22	0.25
Mo	2	2	3	1	2	2	1	1	3	1.2
Nb	17	17	17	17	16	16	16	15	15	11
Nd	14	14	14	13	13	13	13	12	12	9
Ni	89	75	75	73	73	72	71	70	69	58
Pb	3	3	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	4	4	6.5
Pr	7	6	6.5	6	6.5	7	8	7	7.5	9.5
Rb	22	25	25	26	27	29	31	32	34	44
Sm	5	5	5	5	5	5	5	4	4	3
Sn	1.2	1.25	1.23	1.3	1.3	2.03	2.1	1.25	2.14	1.85
Sr	452	456	498	499	499	512	512	518	522	666
Ta	1.2	1.1	1.1	0.99	0.99	0.99	0.99	0.96	0.93	0.63
Tb	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.5
Th	7	7	7	7	7	7	7	8	8	12
Tl	1.8	1.7	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	0.21	0.13
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	0.29	0.29	0.29	0.26	0.25	0.21
U	1.5	1.4	1.4	1.3	1.4	1.5	1.5	1.5	1.6	2.5
V	301	271	198	198	198	198	198	194	194	180
W	6	7.1	7	7	7	6	7	6.5	6.5	5.3
Y	21	21	21	20	20	20	20	20	20	18
Yb	2.5	2.5	2.5	2.5	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	1.7
Zn	69	70	72	71	72	73	74	74	75	80
Zr	103	108	110	112	115	116	119	121	123	139
Li	12	13	13	10	13	13	13	14	14	13
Sc	34	20.8	20.5	21.1	20.6	20.9	19.52	19.62	19.68	18
Hg	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
Te	0.4	0.38	0.35	0.4	0.32	0.4	0.37	0.41	0.36	0.3
Ti	3619	3602	3586	3586	3519	3399	3399	2985	2919	2425
P	549	572	572	595	595	595	595	710	733	1068
(La/Sm) <sub>N</sub>	2.2	2.2	2.2	2.2	2.33	2.33	2.33	3.07	3.07	6.68
(Ta/Th) <sub>N</sub>	0.36	0.33	0.33	0.29	0.29	0.29	0.29	0.25	0.24	0.11
Sm/Yb	2	2	2	2	2.08	2.08	2.08	1.67	1.67	1.76
H <sub>2</sub> O/Yb	1.04	0.65	0.59	0.77	0.53	0.55	0.53	0.67	0.51	0.95
Ta/Yb	0.48	0.44	0.44	0.4	0.41	0.41	0.41	0.4	0.39	0.37
Sr/Pb	150.67	152	142.29	142.57	142.57	146.29	146.29	129.5	130.5	102.46
Ba/Nb	29.29	30.29	30.82	30.82	35.81	32.75	33.13	36.6	36.8	53.27
Zr/Hf	41.2	30	30.56	50.91	31.94	31.35	32.16	32.7	32.37	30.89
Ti/Y	172	172	171	179	176	170	170	149	146	135
Th/Ta	5.83	6.36	6.36	7.07	7.07	7.07	7.07	8.33	8.6	19.05
Th/Yb	2.8	2.8	2.8	2.8	2.92	2.92	2.92	3.33	3.33	7.06
Th/Nb	0.41	0.41	0.41	0.41	0.44	0.44	0.44	0.53	0.53	1.09
La/Yb	6.8	6.8	6.8	6.8	7.5	7.5	7.5	7.92	7.92	18.24
La/Nb	1	1	1	1	1.13	1.13	1.13	1.27	1.27	2.82
Rb/Zr	0.21	0.23	0.23	0.23	0.23	0.25	0.26	0.26	0.28	0.32
Nb/Yb	6.8	6.8	6.8	6.8	6.67	6.67	6.67	6.25	6.25	6.47
Nb/Ta	14.17	15.45	15.45	17.17	16.16	16.16	16.16	15.63	16.13	17.46
Nb/U	11.33	12.14	12.14	13.08	11.43	10.67	10.67	10	9.38	4.4
Nb/Y	0.81	0.81	0.81	0.85	0.8	0.8	0.8	0.75	0.75	0.61
Nb/Th	2.43	2.43	2.43	2.43	2.29	2.29	2.29	1.88	1.88	0.92
Sample	BM5	BM7	BM3	BM2	BG8	BG6	BG11	BG4	BG9	BG10
SiO <sub>2</sub>	49.14	49.36	49.37	49.41	49.43	49.59	49.77	50.11	50.13	50.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.16	13.17	13.19	13.41	12.66	12.11	12.61	13.42	14.23	14.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	3.01	3.01	3.69	4.11	4.31	4.41	3.62	3.64	3.78
FeO	6.34	6.19	5.61	4.93	5.51	5.5	5.45	5.23	4.99	4.93
CaO	12.14	12.29	12.14	11.47	11.51	12.31	11.86	11.61	10.13	10.41
MgO	6.42	6.39	6.37	6.81	6.71	6.58	6.61	5.91	5.83	5.61
Na <sub>2</sub> O	3.67	3.75	3.84	3.62	3.76	3.97	2.91	3.77	3.16	3.82
K <sub>2</sub> O	1.71	1.73	1.77	2.81	2.81	2.52	2.56	2.72	2.77	2.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.14	<0.13	<0.12	<0.11	<0.10	<0.09	<0.08	<0.06	<0.05	<0.04
TiO <sub>2</sub>	1.52	1.51	1.51	1.39	1.36	1.25	1.21	1.12	1.09	1.07
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.19	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.35	0.35	0.36	0.36	0.37	0.38	0.41	0.41	0.42
LOI	1.21	1.34	1.17	1.21	1.12	1.11	1.15	1.24	1.91	1.66
Total	98.82	99.26	98.49	99.27	99.5	99.78	99.08	99.32	98.48	99.39

Ba	555	561	572	572	573	575	576	579	581	583	
Ce	56	57	57	55	56	56	55	54	54	53	
Co	29	28	27	27	26	26	26	25	25	24	
Cr	169	152	151	149	147	145	141	137	137	138	
Cs	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Dy	4	4	3	3	3	3	3	4	4	3	
Er	2.7	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	
Eu	1.5	1.4	1.4	1.5	1.6	1.2	1.5	1.3	1.6	1.5	
Gd	8	8	8	8	9	9	9	10	10	10	
Hf	3.8	3.8	3.8	3.5	4.3	4	4.8	4.7	3.6	4.4	
Ho	0.6	0.6	0.6	0.64	0.69	0.84	0.64	0.59	0.72	0.62	
La	20	23	26	28	29	29	29	30	31	31	
Lu	0.22	0.22	0.22	0.24	0.22	0.28	0.22	0.25	0.24	0.21	
Mo	1	2	1	0.99	1.11	1.2	0.99	1.01	1.12	1.17	
Nb	15	15	15	14	14	14	13	13	12	12	
Nd	11	11	10	10	10	10	10	9	9	9	
Ni	68	65	65	65	61	61	61	60	59	59	
Pb	4	4	5	5	5.4	5.5	5.2	5.5	5.5	6	
Pr	7.5	7.5	7.5	6.5	8.5	9	8.5	9	10.5	10	
Rb	34	35	36	36	37	37	38	39	41	41	
Sm	4	4	3	5	3	3	3	3	3	3	
Sn	2.15	1.25	1.2	1.95	1.74	2.64	2.36	1.84	1.91	1.85	
Sr	523	524	526	531	562	594	601	615	615	621	
Ta	0.93	0.91	0.91	0.89	0.88	0.86	0.84	0.82	0.82	0.77	
Tb	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	
Th	8	8	8	9	9	10	10	11	11	12	
Tl	0.21	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	
Tm	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.21	0.21	
U	1.6	1.6	1.6	1.9	1.8	1.9	1.9	2.2	2.3	2.3	
V	193	188	188	188	186	184	184	182	182	180	
W	6.4	5.6	5.6	5.6	5.4	6.3	5.9	5.4	5.4	5.3	
Y	20	20	19.5	19	19	19	19	19	19	18	
Yb	2.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.1	2.1	2	2	1.8	
Zn	75	75	73	70	74	74	77	74	76	74	
Zr	123	124	124	128	129	131	131	135	136	137	
Li	14	14	14	13	14	14.5	13	14	13	13	
Sc	19.68	19.71	19.72	20.4	20.1	19.6	20.1	19.2	19.42	18.8	
Hg	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	
Te	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.32	0.29	
Ti	2835	2819	2819	2558	2475	2558	2504	2380	2459	2392	
P	733	801	801	824	824	847	870	939	939	962	
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.23	3.72	5.6	3.62	6.25	6.25	6.25	6.46	6.68	6.68	
(Ta/Th) <sub>N</sub>	0.24	0.24	0.24	0.21	0.2	0.18	0.17	0.15	0.15	0.13	
Sm/Yb	1.74	1.82	1.36	2.27	1.36	1.43	1.43	1.5	1.5	1.67	
H <sub>2</sub> O/Yb	0.53	0.61	0.53	0.55	0.51	0.53	0.55	0.62	0.96	0.92	
Ta/Yb	0.4	0.41	0.41	0.4	0.4	0.41	0.4	0.41	0.41	0.43	
Sr/Pb	130.75	131	105.2	106.2	104.07	108	115.5	111.8	111.8	103.5	
Ba/Nb	37	37.4	38.13	40.86	40.93	41.07	44.31	44.54	48.42	48.58	
Zr/Hf	32.37	32.63	32.63	36.57	30	32.75	27.29	28.72	37.78	31.14	
Ti/Y	142	141	145	135	130	135	132	125	129	133	
Th/Ta	8.6	8.79	8.79	10.11	10.23	11.63	11.9	13.41	13.41	15.58	
Th/Yb	3.48	3.64	3.64	4.09	4.09	4.76	4.76	5.5	5.5	6.67	
Th/Nb	0.53	0.53	0.53	0.64	0.64	0.71	0.77	0.85	0.92	1	
La/Yb	8.7	10.45	11.82	12.73	13.18	13.81	13.81	15	15.5	17.22	
La/Nb	1.33	1.53	1.73	2	2.07	2.07	2.23	2.31	2.58	2.58	
Rb/Zr	0.28	0.28	0.29	0.28	0.29	0.28	0.29	0.29	0.3	0.3	
Nb/Yb	6.52	6.82	6.82	6.36	6.36	6.67	6.19	6.5	6	6.67	
Nb/Ta	16.13	16.48	16.48	15.73	15.91	16.28	15.48	15.85	14.63	15.58	
Nb/U	9.38	9.38	9.38	7.37	7.78	7.37	6.84	5.91	5.22	5.22	
Nb/Y	0.75	0.75	0.77	0.74	0.74	0.74	0.68	0.68	0.63	0.67	
Nb/Th	1.88	1.88	1.88	1.56	1.56	1.4	1.3	1.18	1.09	1	
Norm	Ab	An	Ort	Ne	Di	Ol	Il	Mag	Ap	Average Total	Magnetite/Ilmenite
Min	10.9 8	13.9 9	11.8 7	5.3 2	21.4 3	2.79	2.35	4.21	0.65	98.92	1.7
Max	19.2 8	17.1 5	16.7 2	7.1 9	39.1 3	6.53	3.94	6.39	1.07		

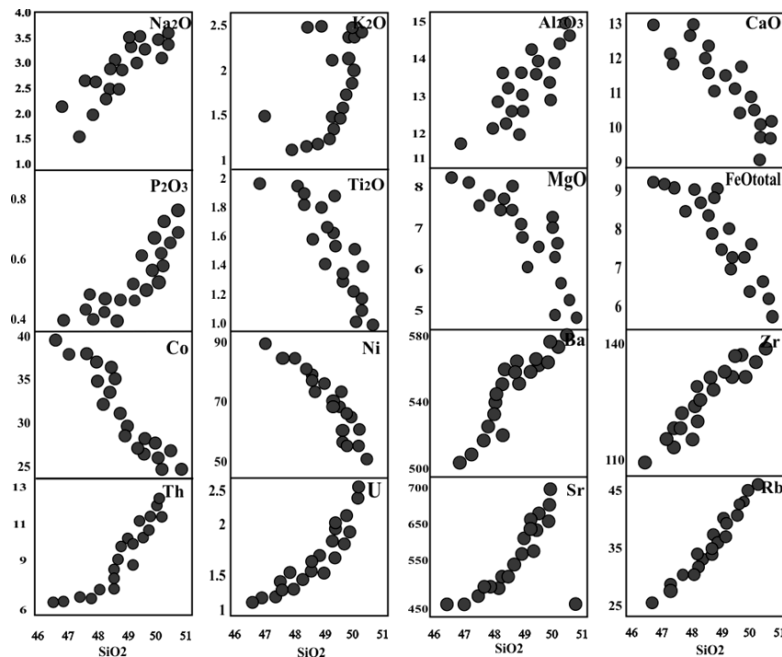


شکل ۳: A) نمونه‌ها در بخش بازالت معمولی، آلكالین بازالتی تا هاوایت نمودار TAS (Cox et al, 1979) قرار گرفته‌اند. B) در نمودار  $K_2O/Na_2O$  از میدل موس (۱۹۷۵) نمونه‌ها مورد مطالعه در بخش کالک آلكالین تا شوشونیتی قرار گرفته‌اند. C) کانی تفریق شده از ماگمای مولد سنگ‌ها، مسیر تفریق کانی‌ها اقتباس از (Pearce and Norry, 1979)، D) نمودار تعیین اصلی‌ترین کانی تفریق شده از ماگمای مولد سنگ‌ها، مسیر تفریق کانی‌ها اقتباس شده از (Kim and Cho, 2003; Arslan and Aslan, 2006) که در هر دو مورد امتداد توزیع نمونه‌ها با مسیر تفریق کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن موازی است.

در شیشه خمیره حضور داشته باشد. با افزایش  $SiO_2$  زیرکن و استرانسیم به دلیل تجمع در محصولات نهایی تفریق دارای روند صعودی هستند. باریم و روبیدیم به دلیل خواستگاه کانیایی مشابه با K و شعاع یونی بزرگ تطابق مثبت داشته و مطابق با روند عادی تبلور و تفریق رفتار کرده‌اند. تطابق منفی عناصر سازگار Ni و Co نشانگر تمرکز این عناصر در کانی‌های مافیک مثل الیوین و پیروکسن در ابتدا روند تفریق ماگما است. در سنگ‌های مورد مطالعه غنی شده‌گی از U و Th در ارتباط با فرایند متاسوماتیسم گوشته می‌باشند. همبستگی‌های مشاهده شده بین  $SiO_2$  با اکسیدها عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب، حاکی از ژنز و تکامل تفریقی یکسان مجموعه سنگی مورد مطالعه از ماگمای منشأ واحد است. این مسئله با در نظر گرفتن شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان دهنده نقش ویژه تبلور تفریقی در تکامل این سنگ‌ها می‌باشد.

بررسی روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در نمودارهای هارکر (Harker, 1909) (شکل ۴) برای نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه نشان می‌دهد که با افزایش میزان  $SiO_2$  از میزان سیلیس ۴۶/۷۹ تا ۵۰/۴۳ روند تغییرات  $Al_2O_3$ ،  $Na_2O$  و  $K_2O$  افزایشی بوده و CaO روند کاهشی در مراحل تفریق دارد که با روند تفریق کلاسیک مطابقت کامل دارد و می‌تواند با تبلور کانی‌های مافیک و کلسیم‌دار مثل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن مرتبط باشد. همچنین با ازدیاد  $SiO_2$  از مقدار  $TiO_2$ ،  $MgO$  و  $FeO\#$  کاسته می‌شود که شاخص تفریق و تبلور کانی‌های فرو منیزین همچون الیوین، پیروکسن، کانی‌های کدر از ماگما است. روند صعودی  $P_2O_5$  با افزایش  $SiO_2$  در نمونه سنگ‌های منطقه می‌تواند به دلیل عدم تبلور آپاتیت و عدم وجود سیستم کانیایی و شرایط مطلوب برای تشکیل کانی باشد لذا این اکسید به مقدار اندک (۰/۲۴ تا ۰/۵۴ درصد وزنی) می‌تواند





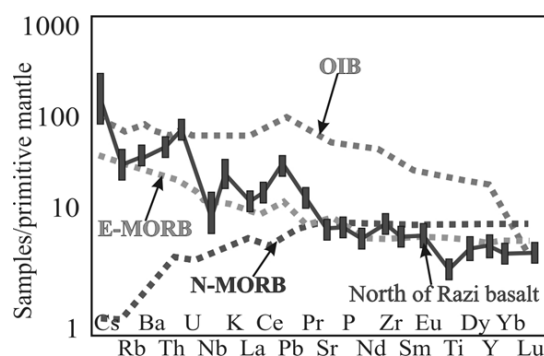
شکل ۴: تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس در منشورهای بازالتی شمال رضی به روش (Harker, 1909).

غنی‌شدگی مشخص از عنصر Rb، U و Ba نسبت به گوشته اولیه متاسوماتیسم گوشته با مواد پوسته‌ی فرو رو به همراه سیال دریایی تأیید می‌شود (Kamber, 2012; Verdle, 2009). میانگین نسبت Nb/U در سنگ‌های مافیک وابسته به MORB و OIB حدود ۲۵ است (Hofmann, 2004; Harangi and Lenkey, 2007)، اما در بازالت‌های مورد مطالعه برابر ۸/۵۵ است که بسیار پایین‌تر از میانگین بازالت‌های اقیانوسی بوده و نشانگر ارتباط این سنگ‌ها با مناطق قاره‌ای است. همچنین بازالت‌های وابسته به مورب دارای نسبت  $La/Nb < 1$  و وابسته به گوشته غنی شده دارای نسبت  $La/Nb > 1$  است (Aldanmaz, 2012) که این میانگین با متوسط ۱/۷۵ در نمونه‌های مورد مطالعه وابستگی به گوشته غنی شده را نشان می‌دهد. نسبت Ba/Nb در کمان‌ها ۶۴ تا ۱۲۵، حوضه پشت قوس با متاسوماتیسم فرورانشی بالای ۱۵ تا ۵۲ و در مورب کمتر از ۸ می‌باشد (Taylor and

نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه به هنجار شده و در مقایسه با الگوی تیپیک عناصر کمیاب محیط جزایر اقیانوسی، مورب تهی و غنی شده (Sun and MacDonough, 1989) قرار گرفته است. عناصر P، LREE، Zr و در حوزه پشت قوس به دلیل غنی‌شدگی با فرایند فرورانش نسبت به مورب تا ۱۰ برابر بیشتر است و گاهی زینولیت‌ها کربناته و آلکالن نیز عامل متاسوماتیسم گوشته‌ای می‌شوند (Sinton et al, 2003). کمبود Ta تا مقادیر کمتر از ۱ ppm و افتادگی Ti، Nb و دیگر عناصر HfSE می‌تواند نشانگر ارتباط این بازالت‌ها با محیط فرو رانشی می‌باشد (Wilson et al, 2006). آنومالی مثبت عناصر متمرکز در پوسته مثل Cs و Pb بر اثر آرایش منشأ با مواد پوسته‌ای فرو رو و متاسوماتیسم گوشته‌ای حاصل از عملکرد سیالات همراه پوسته فرورو و یا هضم را می‌تواند نشان دهد (Wayer et al, 2003; Wang et al, 2003; Rollinson, 1993) که با توجه به

با فرورانش همخوانی دارد (شکل ۵). بررسی چگونگی آرایش پوسته‌ای با استفاده از نسبت عناصر (e.g. Nb, Ta, Nd, Yb, Hf, Th) که در نمودار عنکبوتی بی‌هنجاری منفی نشان داده‌اند صورت گرفته است. غنی‌شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها می‌تواند نشانگر باقی ماندن کانی‌هایی همچون گارنت و پیروکسن در سنگ منشأ باشد (Morata et al, 2005). همچنین الگوی نسبتاً مسطح HREE نیز طبق مطالعات موراتا و همکاران (Morata et al, 2005) ذوب بخشی یک منبع گارنت دار را تایید می‌کند. از نظر پیرس و همکاران (Pearce et al, 1984) نیز غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند نشانگر عمق زیاد تشکیل ماگما و وجود گارنت در منشأ این ماگما و یا تفریق آن باشد.

(Martinez, 2003) و متوسط این نسبت در بازالت‌های مورد مطالعه با مقدار متوسط ۳۹/۶۶، نشانگر محدوده عددی گوشته غنی شده با پوسته فرورو است. ماهیت آکالین نمونه‌ها و نسبت بالای LREE/HREE نشانگر درجه ذوب بخشی پایین یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده و متاسوماتیزه شده است. روند همسان عناصر کمیاب در نمودار عنکبوتی نیز منشأ یکسان در نمونه‌ها را تایید می‌کند. برای بررسی نحوه غنی‌شدگی ماگمای مولد در پوسته می‌توان بیان کرد که مواد پوسته‌ای از K, Pb, Th و LILE غنی و از Ti فقیر هستند لذا آرایش پوسته‌ای منشأ، فراوانی عناصر دسته اول را در ماگما بالا برده و از P, Ti می‌کاهد. طبق نمودار عنکبوتی وجود ناهنجاری مشخص منفی Nb, Ta, Hf و Ti در این سنگ‌ها با جایگاه OIB و MORB متناقض است و با محیط مرتبط



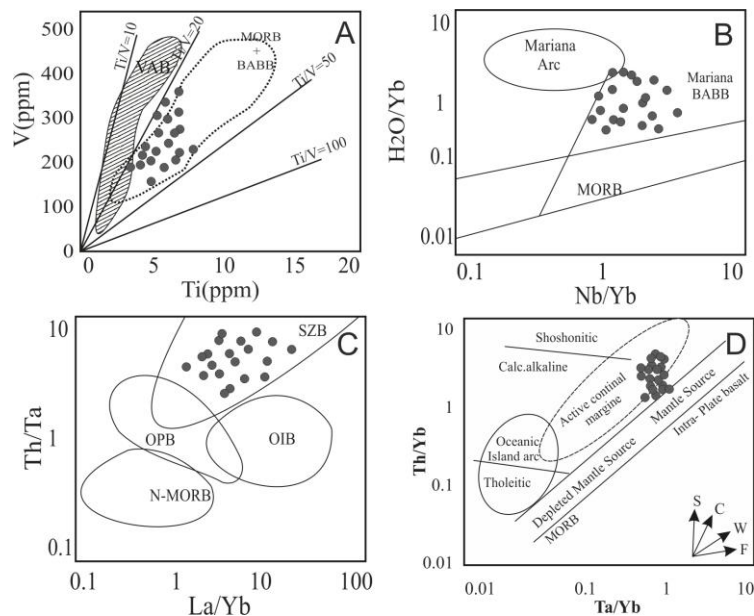
شکل ۵: نمودار عنکبوتی بی‌هنجار شده بازالت‌های شمال رضی نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و مقایسه با نمونه‌های نرمالیزه شده مناطق OIB, N-MORB, E-MORB از (Fitton and Godard, 2004).

شده‌اند. در تعیین دقیق‌تر محیط تکتونوماگمایی با استفاده از نمودار La/Yb در مقابل Th/Ta از (Cabanis and Lecolle, 1989) (شکل ۶) و نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb از (Pearce, 1982) (شکل ۶) نمونه‌ها در محیط فرورانش و حاشیه فعال با وابستگی به منشأ گوشته‌ای غنی شده‌ای نشان می‌دهند. با توجه به نمودارهای تکتونوماگمایی (شکل ۸) و حاکمیت رژیم

در تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های مورد مطالعه طبق نمودار V (ppm) در مقابل Ti (ppm) از (Shervais, 1982) نمونه‌ها در محدوده مشترک MORB و BABB با تمایل به سمت محدوده پشت قوس با نسبت  $Ti/V \sim 50$  قرار می‌گیرند (شکل ۶) و در نمودار تجربی  $H_2O/Yb$  در مقابل Nb/Yb از (Taylor and Martinez, 2003) (شکل ۶) نمونه‌ها در محدوده حوزه پشت قوس واقع

است، می‌توان حوزه کششی پشت قوس کرتاسه و پالئوسن را در تشکیل زون بازالتی مورد مطالعه دخیل دانست.

فشارشی قبل از پایان الیگوسن که سبب وارونه شدگی دشت مغان و چین خوردگی واحدهای بعد از ائوسن (Kazmin and Tikhonova, 2008) شده



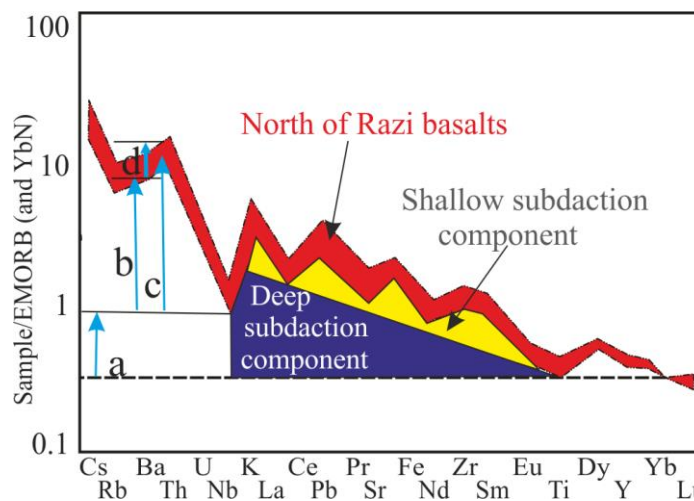
شکل ۶: A) نمونه‌ها بازالتی شمال رضی در نمودار تفکیک محیط تکتونیکی بر مبنای Ti در مقابل V (Shervais, 1982) در محدوده مشترک پشت قوس و مورب (B) در بخش پشت قوس نمودار (Taylor and Martinez, 2003)، (C) در بخش وابسته به فرورانش نمودار La/Yb در مقابل Th/Ta (Cabanis and Lecolle, 1989) در نمودار پیشنهادی پیرس (Pearce, 1982) نشانگر منشأ ماگمای غنی شده و مرتبط با فرورانش می‌باشد. بردارها و روندهای ایجاد شده توسط غنی شدگی ناشی از فرورانش (S) آلودگی پوسته‌ای (C) غنی شدگی درون صفحه‌ای (w) و تبلور تفریقی (F) را نشان می‌دهند.

فرورانشی BABB و IAB، تمایز آنها نیازمند مطالعات منشأ ماگما و مقدار اثر صفحه فرو رو در گوه گوشته‌ای با تعیین نسبت‌های مختلف عناصر کمیاب مرتبط با فرورانش می‌باشد (Pearce et al, 2005). یک الگوی برای تمایز محیط‌های فرورانشی برای Guguan و قوس ماریانا توسط (Pearce et al, 2005) طراحی شده است که تعیین کننده تأثیر مؤلفه فرورانشی بر پایه عناصر کم تحرک فرورانشی Ta, Nb, Zr و Ti، HREE ها و تمام عناصر متحرک در فرورانش (Rb, Rb, Sr, K, U, Th, LREE, MREE, P و Pb) و عناصر موجود در پوسته فرو رو و رسوب و سیال

نقش منشأ استنوسفری غنی شده در مقابل منشأ لیتوسفری مربوط به ورقه فرورانشی در سنگ‌های ولکانیک توسط نسبت  $Nb/Y < 2$  مشخص می‌شود (Pearce and Cann, 1973) که این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور متوسط  $0.74$  می‌باشد و نشانگر مشارکت پوسته فرو رو در تشکیل ماگمای نمونه‌های مورد مطالعه است. حوزه پشت قوس بخشی از زون فرورانش است که مذاب گوشته‌ای آن غنی در عناصر ناسازگار مثل Pb, Sr, Th, La و عناصر فرار، به‌ویژه (آب) نسبت به N-MORB و IAB است (Sinton et al, 2003). باتوجه به مشابهت تکتونیکی تشکیل زون

فرورانش بوده و  $Ba/Th$  (d) نماینده تخمین نقش رسوبات روی پوسته فرو رو می‌باشد. از  $Yb$  به‌عنوان یک عامل عادی به‌منظور کاهش اثرات تبلور جزء به جزء و بلوری شدن بهره می‌بریم (شکل ۷).

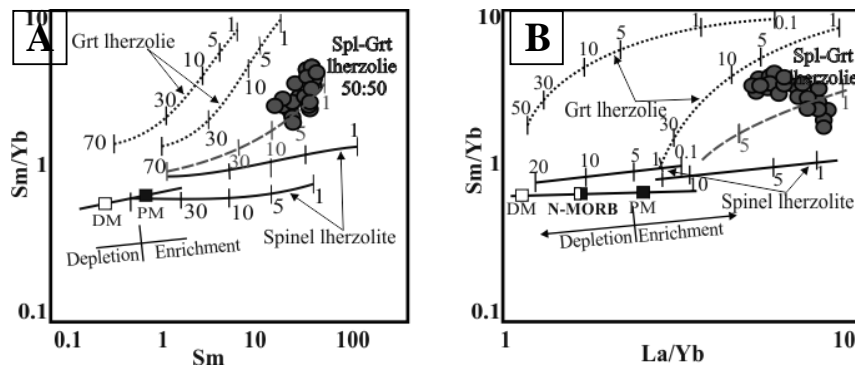
دما پایین همراه آن ( $Sr, Pb$  و  $Rb, Ba, K$ ) می‌باشد. (a)  $Nb/Yb$  نشان گر نقش گوشته و (b)  $Ba/Nb$  مستقل از منبع گوشته بوده و وابسته به ذوب و تبلور جزئی یا اثر صفحه فرو رو است. (c)  $Th/Nb$  برای تخمین تبلور و بررسی عمق



شکل ۷: الگوی ژئوشیمیایی نشانگر استفاده از نسبت عناصر کمیاب به‌عنوان نماینده‌ی زون فرورانش از پیرس و همکاران (Pearce et al, 2005) در سیستم فرورانش که مشخص کننده فرورانش کم عمق توسط نمایان سازی با عناصر متحرک  $Rb, Sr$  و  $Pb$  که دمای پایین را نیز نشان می‌دهند. فرورانش‌های عمیق توسط عناصری از جمله  $Th$  و  $LREE$  است و عناصر  $Nb$  و  $Ba$  و  $Th$  در دمای بالای گوشته‌ای ضریب توزیع مشابه در ذوب و تبلور جزء به جزء دارند به‌طوری که نسبت‌هایی مانند  $Ba/Nb$  و  $Th/Nb$  و  $Ba/Th$  عواملی مؤثر در تشخیص زون فرورانش به کار می‌روند.

لرزولیت با ذوب حدود ۱ تا ۵٪ می‌باشد (شکل  $Al$  و  $B$ ). روند گوشته‌ای در این نمودارها توسط ترکیب مورب تهی شده از  $DMM$  (McKenzie and Sun and ) (O'Nions, 1991) و گوشته اولیه از  $PM$  (McDonough, 1989) می‌باشند؛ که ترکیب منحنی ذوب اسپینل (  $OI 53 + Opx 27 + Cpx 17 + Sp$  ) و گارنت پریدوتیت (  $OI 60 + Opx 20 + Cpx 10 + Gt 10$  ) که بررسی عمق توسط آلدنماز و همکاران (Aldanmaz et al, 2000) به این نمودار اضافه شده است و اعداد فقط مقدار ذوب را نشان می‌دهند؛ افزون بر این، خطوط و اعداد روی منحنی‌های ذوب نشان دهنده درجه ذوب بخشی برای یک منشأ گوشته‌ای باشد. علاوه بر این، در این دیاگرام ترکیب از  $E-MORB$  و  $N-MORB$  از (Sun and ) (McDonough, 1989) نیز آورده شده است.

برای تعیین درجه ذوب بخشی مرتبط با فرورانش، فراوانی عنصر به‌شدت ناسازگار  $La$  و کمتر ناسازگار  $Sm$  در ولکانیک‌های مورد مطالعه می‌تواند ترکیب کلی ناحیه منشأ را توضیح دهد، تمرکز این دو عنصر به‌طور متفاوتی توسط منشأ (پریدوتیت‌های گوشته‌ای) اسپینل‌دار و یا گارنت-دار کنترل نمی‌شود (Aldanmaz et al, 2000). از سوی دیگر نسبت  $Sm/Yb$  به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ این سری‌های ولکانیک وابسته است، چون  $Yb$  به‌شدت در گارنت نسبت به کلینوپیروکسن و یا اسپینل سازگار است. بررسی نمونه‌ها در نمودارهای آلدنماز و همکاران (Aldanmaz et al, 2000) نشانگر منشأگیری ماگما از گوشته‌ی غنی شده‌ی اسپینل گارنت



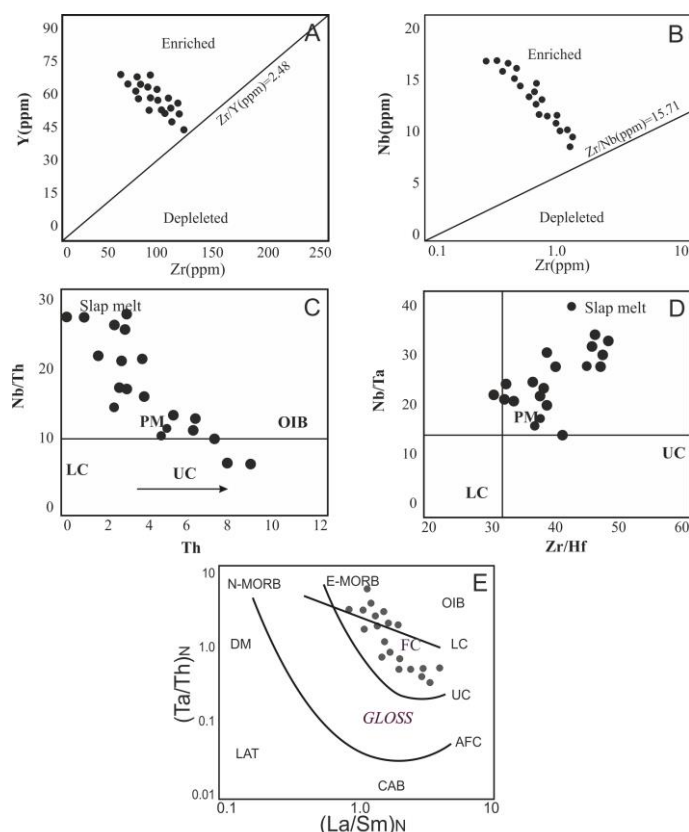
شکل ۸: تغییرات عناصر نادر خاکی در سری‌های ولکانیکی مورد مطالعه بر حسب (A) نمودار Sm/Yb در مقابل Sm و (B) نمودار Sm/Yb در مقابل نشانگر ذوب در حدود ۱ تا ۵٪ درصد گوشته گارنت اسپینل لرزولیتی می‌باشد.

به‌منظور تشخیص غنی‌شدگی منشأ بازالت‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت‌های عناصر Zr مقابل Nb و Zr در مقابل Y از سون و مک دونوق (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. این نمونه‌های بازالتی در محدوده‌ی گوشته غنی‌شده قرار می‌گیرند (شکل A و B). نسبت  $Rb/Zr > 0.12$  نشان‌دهنده یک منبع گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیالات صفحه فرو رو است (Harangi and Lenkey, 2007) که میانگین این نسبت در توده نفوذی مورد مطالعه ۰/۲۷ بوده و نشانگر منشأ گوشته غنی شده است. نمودار نسبت Nb/Th در مقابل Th و Nb/Ta در مقابل Zr/Hf از ژائو و ژائو (Zhao and Zhou, 2007) (شکل C و D) نشانگر منشأ مورب غنی شده با تأثیر پوسته فرو رو را نشان می‌دهند. در این نمودارها متوسط مافیک‌های پشته میان اقیانوسی از سون و مک دونوق (Sun and McDonough, 1989) و پوسته از ود پول (Wedepohl, 1995) است، همچنین نمودارها مقادیر گوشته تهی شده از مکنزی و اونیونز (McKenzie and O'Nions, 1991)، پوسته زیرین از ویور و تارنی (Weaver and Tarney, 1984)، پوسته بالایی از تیلور و مک لنام (Taylor and McLennan, 1981) و بقیه موارد از سون و مک دونوق (Sun and McDonough, 1989) گرفته شده است. مشخصات ژئوشیمیایی گوه گوشته‌ای مربوط به زون فرورانش توسط اجزای صفحه فرو رو زیر رانده تغییر می‌کند. این اجزاء عبارتند از نفوذ سیالات ناشی از آب زدایی پوسته اقیانوسی (Turner et al, 1997) یا آب زدایی رسوبات فرورونده (Class et al, 2000) یا اضافه شدن مذاب‌هایی از رسوبات فرورونده (Munker, 2000;

McDonough, 1989) گرفته شده است. همچنین بررسی ترکیب ژئوشیمیایی بازالت‌های مورد مطالعه در نمودار نسبت  $(La/Sm)_N$  در مقابل  $(Ta/Th)_N$  از مونکر (Munker, 2000) علی‌رغم معرفی منشأ گوشته‌ای غنی شده و ذوب پوسته فرو رو و رسوبات همراه، تأثیر پدیده FC را نیز برای تشکیل و تکامل این ماگما قبل از فوران را نشان می‌دهد (شکل E). در این نمودار مقدار GLOSS نشان‌دهنده متوسط ترکیب رسوبات مناطق فرورانشی از پلنک و لانگ مویر (Plank and Langmuir, 1998) و مقادیر گوشته تهی شده از مکنزی و اونیونز (McKenzie and O'Nions, 1991)، پوسته زیرین از ویور و تارنی (Weaver and Tarney, 1984)، پوسته بالایی از تیلور و مک لنام (Taylor and McLennan, 1981) و بقیه موارد از سون و مک دونوق (Sun and McDonough, 1989) گرفته شده است. مشخصات ژئوشیمیایی گوه گوشته‌ای مربوط به زون فرورانش توسط اجزای صفحه فرو رو زیر رانده تغییر می‌کند. این اجزاء عبارتند از نفوذ سیالات ناشی از آب زدایی پوسته اقیانوسی (Turner et al, 1997) یا آب زدایی رسوبات فرورونده (Class et al, 2000) یا اضافه شدن مذاب‌هایی از رسوبات فرورونده (Munker, 2000;

مطاله به‌طور متوسط حدود ۲۴ است. بنابراین مذاب حاصل از صفحه فرو رو به همراه سیالات فرورانشی و اثر آب‌زدایی نیز در متاسوماتیسم و تغییرات ژئوشیمیایی این ماگما تأثیر داشته است.

نسبت Sr/Pb (Stern and Kilian, 1996) در محیط گوشته‌ای متاسوماتیزه توسط صفحه فرو رو باید بیش از ۲ باشد (Borg et al, 1997) که با افزایش اثر آب‌زدایی این رقم بیشتر می‌شود، متوسط این نسبت در سنگ‌های بازالتی مورد



شکل ۹: نمونه‌ها در نمودار تغییرات: (A) Zr در مقابل Nb، (B) نمودار Zr در مقابل Y اقتباس (Sun and McDonough, 1989) نشانگر منشأ غنی شده ماگمای می‌باشد. (C) و (D) نمودار نسبت Nb/Th در مقابل Th و Nb/Ta در مقابل Zr/Hf (Zhao and Zhou, 2007) نشانگر منشأ مورب غنی شده با تأثیر پوسته فرو رو برای نمونه‌ها و (E) در نمودار نسبت  $(La/Sm)_N$  در مقابل  $(Ta/Th)_N$  (Munker, 2000) نشانگر منشأ غنی شده ماگمای بازالت‌های مورد مطالعه و تأثیر اندک پدیده FC می‌باشند.

### نتیجه‌گیری

هستند و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز لابرادوریتی به‌عنوان کانی اصلی با تبدیل شدگی اندک به سریسیت، پیروکسن‌های اوژییتی دارای دوقلویی و اندکی الیوین به همراه کانی‌های اپاک و الکالی فلدسپار به‌صورت جزئی می‌باشند. بافت گلومروپورفیری نشانگر فرصت کافی برای تبلور در مخزن نیمه عمیق برای این سنگ‌ها می‌باشد.

در منطقه شمال غربی ایران، شمال شهر رضی مجموعه‌ای از بازالت‌ها با ساخت منشوری رخنمون دارند که برحسب موقعیت چینه‌شناسی مربوط به دوره ائوسن پهنه شمالی زون تالش می‌باشند. این نمونه‌های بازالت‌های دارای بافت عمومی گلومروپورفیریتیک و هیالومیکروولیتی پورفیری

شدگی LREE و تهی شدگی از عناصر Nb، Ta و Ti می باشد که از خصوصیات سنگ های وابسته به مناطق فرورانش می باشد. همچنین بررسی پتروژنز نشانگر متاسوماتیسم منشأ توسط قطعه اقیانوسی فرورانده و سیالات همراه است که توأم با ذوب نامتعادل منشأ گارنت اسپینل لرزولیتی حاصل شده است. این مجموعه آتشفشانی به محیط حوزه کششی پشت قوس درون قاره ای تعلق دارد.

براساس ژئوشیمی سنگ های مورد مطالعه خصوصیات کالک آلکالن تا شوشونیتی داشته و از تفریق ماگمای اولیه در فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن شکل گرفته است. ترتیب تبلوری کانی های به ترتیب الیون و سپس تبلور همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بوده و بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی بیانگر ارتباط ژنتیکی با یک ماگمای بازیک و مؤید فرآیند تفریق می باشد. الگوی عناصر نادر خاکی نشانگر غنی

### منابع

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of Alborz mountain system in northern Iran, *Journal Geodynamic*, v. 21, p. 1-33 (In Persian).
- Aldanmaz, E., 2012. Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from polygenetic MOR SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism, *Geological Journal*, v. 47, p. 59-76.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 102, p. 67-95.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 659-672.
- Allen, M.B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, v. 23, p. 1-16.
- Arslan, M. and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrology and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 27, p. 177-193.
- Babakhani, A.R. and Hossein Khani, N., 1997. Geological Quadrangle Map and report 1:100000, No.5567, Geological Survey of Iran, Lahrud (In Persian).
- Bird, D.E., Hall, S.A., Burke, K., Casey, J.F. and Sawyer, D.S., 2007. Early Central Atlantic Ocean sea floor spreading history, – *Geosphere*, v. 5, p. 282-298.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L. and Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanism, Aleutian Arc, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, doi: 10.1029/1999GC000010.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, 450 George Allen and Unwin, London.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussmann, J., 1991. *An Introduction to Rock-forming Minerals*, Longman, 528 p.
- Didon, J. and Gemaine, Y.M., 1976. Sabalan volkan plioquaternaire del Azerbaijan orienta (Iran), *Etude geologique et petrographique del edfic et de son environnement regional these Docteur du 3e cycle*, Univ, Grenoi, France, 304 p.

- Eftekhar Nezhad, I., 1975. Brief history and structural development of Azerbaijan, Geological Survey of Iran. International Report: 8. (In Persian).
- Fitton, J.G. and Godard, M., 2004. Origin and Evolution of Magmas on the Ontong Java Plateau, In: Fitton, J.G., Mahoney, J.J., Wallace, P.J., Saunders, A.D. (Eds.), Origin and evolution of the Ontong Java Plateau, Geological Society Special Publication, 229. Geological Society of London, London, p. 151-178.
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gokcen, S.L. and Gokcen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey, *Chemical Geology*. v. 89, p. 263-280.
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009. Geology, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between the south Armenian block and Eurasia, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 34, p. 135-153.
- Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W.C., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran Tectonics, *Journal of Asian Earth Sciences* 4, v.(25), p. 26-27.
- Harangi, S. and Lenkey, L., 2007. Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: role of subduction, extension, and mantle plume, In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.) *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of American Special Paper*, v. 418, p. 67-92.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks, methuen 220. London.
- Hofmann, A.W., 2004. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements, (Ed. in Carlson, R.W) the mantle and Core, Volume 2 of *Treatise on Geochemistry* (eds. Holland, H.D and Turekian, K.K.) 61-101. Elsevier, Oxford.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8(5), p. 523-548.
- Kamber, E., 2012. Back arc basing in the coatmalia zone in Africa, *Journal of Geophysical*, v. 92, p. 34-62.
- Kazmin, V.G. and Tikhonova, N.F., 2008. Cretaceous-Paleogene Back-arc Basin in the Iran Afghanistan-Pamirs Segment of the Eurasian Active Margin, *Earth Sciences*, v. 24, p. 118 120.
- Kim, J. and Cho, M., 2003. Low-pressure metamorphism and leucogranite magmatism, NE Yeongnam Massif, Korea. *Precambrian Research*. v. 122, p. 235-251.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming mineral, *American Mineralogist*, v. 68, p. 227-279.
- Kuscu, G.G. and Floyd, P.A., 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics, *Lithos*, v. 56, p. 207-230.
- LeMaitre, R.W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks, *Journal of Petroleum*, v. 17(4), p. 589-637.
- McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, v. 32, p. 1021-1091.
- Mobashergarmi, M., 2013. Petrography, petrology, geochemistry and petrogenesis survey to basalts in the south of Talesh, MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (In Persian).
- Mobashergarmi, Z., Akbari, M. and Jamshedi, M., 2015. Geochemistry, Petrogenesis and Origin Magmatic Evolution in the Olivine Gabbro Dikes of SW Germi city, *Journal of Petrology*, v.(24), p. 65-86(In Persian).



- Mohammadiha, H., Mostafazadeh, M., Gholami, N., 2014. An investigation on the Eocene Pushtasar basaltic lava in relation to Moghan Aulacogene, *Arabian Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s12517-014-1335-9.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suar, M., 2005. the bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian cordillera, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 147-162.
- Munker, C., 2000. The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: Identification of four source components, *Journal of Petrology*, v. 41, p. 759-788.
- Nabavi, M.H., 1976. Introduction to geology of Iran, Publication by Geological survey of Iran, 109 p. (In Persian).
- Nelson, S.A., 2010. magmatic differentiation, *Petrology*, Tulane University, v. 212, p. 15.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2013. Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives, *American Geophysical Union*, doi: 10.1029/166GM06.
- Pearce, J.A., 2005. Mantle preconditioning by melt extraction during flow: Theory and petrogenetic implications, *Journal of Petrology*, Doi:10.1093/petrology/egi007.
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H. and Fryer, P., 2005. Geochemical Mapping of the Mariana Arc-Basin System: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2004GC000895.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- Plank, T. and Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle, *Chemical Geology*, v. 145, p. 325-394.
- Prytulak, J. and Elliott, T., 2007. TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 263, p. 388-403.
- Richter, K. and Rosas-Lguera, J., 2001. Alkaline Lavas in the Volcanic Front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapala Volcanic Fields, *Journal of Petrology*, p. 2333-2361.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, interpretation, presentation, Publishing House, Longman Group, United Kingdom, 374 p.
- Salavati, M. and Fahim Gilani, R., 2014. Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic masses rock, East of Amam Zadeh Hashem (south, Gilan), *Journal of Economic Geology*, v.1(6), p. 87-105 (In Persian).
- Salavati, M., Cananian, A., Samadi Sufi, A. and Zaeimnia, F., 2009. minerals chemistry of Ophiolite Complex in Caspian Sea (East Gilan), *Journal of Crystallography and Mineralogy*, v. 1(17), p. 149-166.
- Shafaii Moghadam, M.H. and Shahbazi Shiran, S.H., 2010. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): An example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran, *Journal of Petrology*, v. 4, p. 16-31 (In Persian).
- Sinton, J.M., Ford, L.L., Chappelle, B. and McCulloch, M.T., 2003. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus BAB Papua New Guinea, *Journal of Petrology*, v. 44, p. 59-195.
- Stern, C.R. and Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of

- adakites from the Andean Austral Volcanic Zone, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 263-281.
- Stocklin, J., 1997. Structural Correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, *Société géologique de France, Paris*. v. 8, p. 333-353.
- Sudi, M. and Moazzen, M., 2014. Role of the Allahyarlu ophiolite in the tectonic evolution of NW Iran and adjacent areas (Late Carboniferous – Recent), *Central European Geology*, v. 57, p. 363-383, DOI:10.1556/CEuGeol.
- Sudi, M. and Jahangiri, A., 2010. Petrography and tectonic setting from ophiolite complex of Allah Yarlu, 29 th Symposium Geoscience, Tehran, Iran.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, In implication for mantle composition and processes, *Special Publication*, London, 387 p.
- Taylor, B. and Martinez, F., 2003. Back-arc basin basalt systematics, *Earth Planet, Science Letters*, v. 210, p. 481-497.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks, *Philosophical Transactions of the Royal Society*, v. 301, p. 381-399.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and Smith, I., 1997. U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 4855-4884.
- Verdle, C., 2009. Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism, Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Wang, Y., Fan, W. and Guo, F., 2003. Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites/granodiorites in southeastern Hunan Province, South China” Petrogenesis and tectonic implications, *Geochemical Journal*, v. 37, p. 427-448.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system, *Earth and Planetary Science Letters*. V. 205, p. 309-324.
- Weaver, B. and Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, *Nature*, v. 310, p. 575-580.
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust, *Geochemistry Cosmochemistry Acta*, v. 59, p. 1217-1232.
- Wilson, M. and Downes, H., 2006. Tertiary-Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics, *Geological Society, London*, 325 p.
- Yoder, H.S. and Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, *Journal of Petrology*, v. 3, p. 342-532.
- Zakariadze, G.S., Dilek, Y., Adamia, S.M., Oberhansli, R.S., Karpenko, S.M., Bazylev, B.A. and Soloveva, N., 2007. Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island arc evolution of the late Precambrian Arabian– Nubian Shield, – *Gondwana Research*, v. 11, p. 92-108.
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China) Implications for subduction - related metasomatism in the upper mantle, *Precambrian Research*, v. 152, p. 27-47.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis, *Earth and Planetary Science Letter*, v. 19, p. 290-300.