

دو فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره ۸، شماره ۴ و ۳، بهار و تابستان ۱۴۰۱

ص ۱۳۳ تا ۱۶۰

بررسی ژئوشیمی و خاستگاه سنگ های آتشفشانی کواترنری منطقه شرق اهر

(شمال غرب ایران)

شهره حسن پور*: گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

مریم آهنکوب: گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۰۹

چکیده

سنگ های آتشفشانی شرق اهر با ساختمان های متنوع بر روی واحدهای آذرآواری پلیوپلیستوسن و نهشته های آبرفتی جوان قرار گرفته اند. این سنگ ها با ماهیت بازالت- تراکی بازالت، بازالت آندزیتی و تراکیت، با بافت میکرولیتیک پورفیری، هیالو میکرولیتیک و پورفیری حفره دار در منطقه رخنمون دارند. بررسی داده های ژئوشیمیایی دال بر ماهیت قلیایی نمونه ها می باشد که در یک محیط زمین ساختی قوس آتشفشانی پس از برخورد تشکیل شده اند. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی دال بر غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و تهی شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین می باشد. این نمونه ها دارای آنومالی منفی Nb,P,Ti, Zr و Nb و آنومالی مثبت Th, La, Cs, Rb, Pb, Ba, U و LILE می باشد. در نمودار تعیین موقعیت تکنونیک، این سنگ ها در گستره OIB قرار می گیرند. این الگوی غنی شدگی و تهی شدگی از عناصر نادر خاکی با خاستگاه گوشته استنوسفری تطابق دارد. تلفیق داده های ژئوشیمیایی نشان می دهد که سنگ های آتشفشانی شرق اهر، در موقعیت کششی کمان های پس از برخورد در حاشیه فعال قاره ای در ارتباط با شکستگی ها و گسل های امتداد لغز تشکیل شده اند.

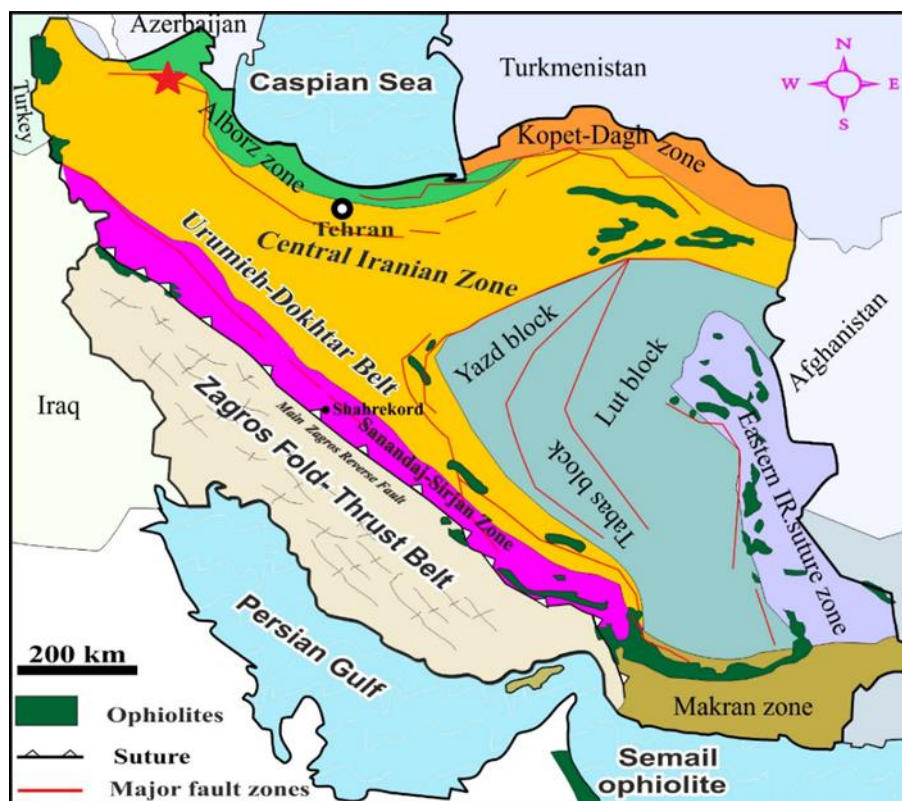
واژه های کلیدی: سنگ های آتشفشانی، قوس آتشفشانی، حاشیه فعال قاره ای، گسل های امتداد لغز، کواترنر، اهر.

مقدمه

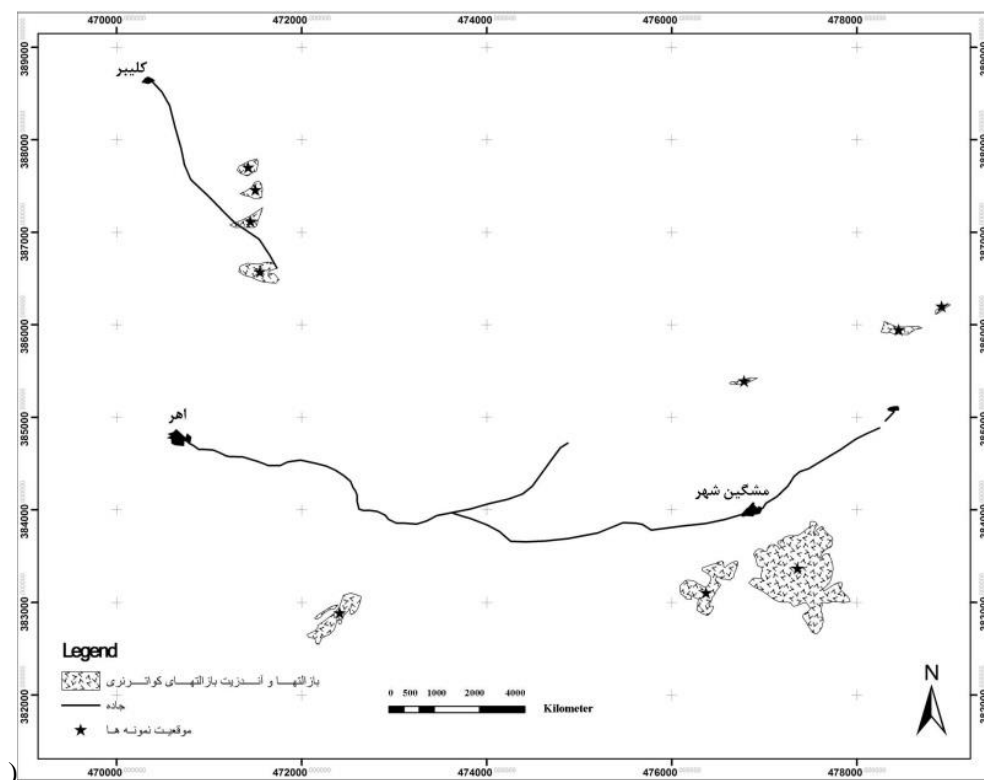
ریز صفحه آذربایجان، بخشی از کمربند چین خورده و کوهزایی آلپ - هیمالیا می باشد که در ناحیه ای بین کوه های تالش، جنوب کوهزاد قفقاز، شرق آناتولی، شمال رشته کوه زاگرس و در یک رژیم فشارشی قرار گرفته است. بسیاری از گسل های عمیق و بزرگ از جمله گسل شرق آناتولی (Berberian, 1976) و گسل البرز غربی در این ناحیه میرا می شوند (Berberian & Yeats, 1999). بنابراین، مشخصه حرکتی این گسلها نسبت به هم و تاثیر متقابل پایانه های گسلی آنها، منطقه آذربایجان را تحت تاثیر قرار داده است (Cooply & Jackson, 2006). این منطقه دارای ساختاری به شدت تغییر شکل یافته و گسل خورده است (Hesami et al., 2003). نتایج حاصل از بررسیهای لرزه خیزی ژئودزی، نشان دهنده مقدار کمی کوتاه شدگی در این ناحیه می باشد (Masson et al., Jackson, 1992). در سال 2005 و بیشتر کوتاه شدگی در شمال این پهنه در قفقاز (McClusky et al., 2000) و در جنوب آن در رشته کوه های زاگرس روی می دهد (سیاه کالی و همکاران، ۱۳۸۷). نتایج تحلیل تنشها توسط حسین زاده و شیخ بگلو (۱۳۹۵) نشان می دهد که ۲ مرحله شکستگی در منطقه اتفاق افتاده است. فاز اول فشارشی و مربوط به اتوسن می باشد که دارای روند NE-SW بوده و باعث ایجاد ساختارهای فشارشی با روند NW-SE می باشد و شامل گسل های رانده شمال و جنوب بزرک، راندگی های جنوب اهر و قوشه داغ شده که همزمان با کوهزایی آلپی بوده است. فاز دوم در میوسن با جهت تنش NW-SE، سبب ایجاد راندگی هایی با روند کلی N-S شده و تا زمان حاضر، همین رژیم فعال بوده است. با توجه به تغییرات رژیم های تکتونیکی، فلات آذربایجان دارای چرخش پادساعتگرد بوده که در نتیجه حرکت گسل های امتداد لغز و فشارش های مداوم بلوک ایران مرکزی، حوضه ی جنوب کاسپین و زون قفقاز می باشد. به عبارتی دگرشکلی های پهنه آذربایجان در شمال باختر ایران تا میوسن با کوتاه شدگی همراه بوده است (Ambrasey, 1997; Axen et al., 2001; Barker, 1993). حرکات کوهزایی آلپی در آذربایجان با چین خوردگی شدید و گسل خوردگی آغاز می شود. سرزمین آذربایجان بر اثر شکستگی لوزی مانند (گسل شمال تبریز - گسل استارا - گسل ارس - و گسل اردبیل - میانه) همانند یک مینی کراتون عمل کرده و در حدود ۲۰ میلیون سال پیش در حد بین کوه های تالش و قفقاز کوچک، گسل های ترانسفورمی، زون جوش خورده ی قفقاز را به زون رورانده زاگرس متصل نموده است (درویش زاده، ۱۳۷۲).

در آغاز الیگوسن، توده‌های نفوذی متعددی درون سنگهای ولکانیک ائوسن نفوذ کرده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۲). افتخارنژاد معتقد است حرکات تکتونیکی پلیوسن منجر به فعالیتهای آتشفشانی پلیوکواترنری و فعالیت گسلهای متعدد در منطقه شده‌است. نتیجه چنین رخدادهایی، استحکام فلات محکم و کوچک آذربایجان می‌باشد. تاج‌بخش و همکاران (۱۳۹۱) در طی بررسی توده نفوذی نفلین سینیت کلیبر به حضور ماگمای با منشا بازائیتی از گوشته لیتوسفری متاسوماتیزم شده توسط فرورانش دیرین اشاره می‌کند که در طی صعود دچار اختلاط و آغستگی ماگمایی شده است. وی معتقد است این تزریق در طی پس از ائوسن در یک محیط کمان قاره‌ای پس از برخورد رخ داده است. ذوب بخشی گوشته لیتوسفری متأثر از سیالات فرورانشی، بر اثر پوسته‌شدگی سنگ کره سبب ماگماتیزم همزمان قلیایی و کلسیمی-قلیایی تا شوشونیتی این منطقه پس از ائوسن شده‌است. همچنین در بررسی توده نفوذی کلاسور در غرب کلیبر توسط جوادی و همکاران (۱۴۰۰) به ماهیت کالکوالکالن و اشباع از آلومین این توده که با منشا گارنت-لرزولیت در قوس آتشفشانی پس از برخورد شکل گرفته‌است، اشاره می‌کند. چراغی و همکاران (۱۳۹۹) در بررسی بازالت‌های غرب خوی موقعیت تشکیل آنها را متعلق به حوضه پشت قوس دانسته‌اند. عامل و همکاران (۱۳۸۷) معتقدند این سنگها از ماگمایی با خاستگاه گوشته‌ای استوسفری گارنت لرزولیت تشکیل شده‌اند. گسترش سنگهای آتشفشانی بازالتی پلیوکواترنری در شمال غرب ایران و در پهنه آذربایجان به طور وسیع دیده می‌شود. این سنگها اغلب با ماهیت آلکالن با ساخت منشوری و در محیط خشکی فوران کرده‌اند. رخنمون پی در پی انواع کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم و قلیایی در مجاورت هم، از ویژگیهای مناطق پس از برخورد است که به طور گسترده‌ای در شمال باختر ایران گزارش شده‌است (مؤید، ۱۳۸۰؛ قاسمی برقی، ۱۳۸۴) علاوه بر این، داشتن نشانه‌های محیط فرورانشی می‌تواند به علت افزایش سیالات آزاد شده از لبه فرورونده و اثر متاسوماتیزمی آن بر سنگ‌کره، و ذوب لیتوسفر متاسوماتیزم شده باشد (Turner et al., ۱۹۹۶). با توجه به ژنز بازالتها و ارتباط آنها با موقعیت‌های مختلف تکتونیکی تعین دقیق موقعیت تکتونیکی می‌تواند مراحل تکوین و تکامل تحولات ماگمایی را بیان کند. گستره وسیع بازالت‌های پلیوکواترنری در ورقه ۱/۲۵۰۰۰۰ اهر در شناخت ماهیت ماگمای اولیه منطقه و فرایندهای موثر اهمیت ویژه‌ای دارد. منطقه مورد مطالعه در طول‌های جغرافیایی 47° تا 48° و عرض‌های جغرافیایی 37° تا 39° در استان آذربایجان شرقی واقع صورت روانه‌ای شده‌است (شکل ۱).

این سنگها در رنگهای خاکستری تا سیاه، رخنمون دارند(شکل ۲). با توجه به اهمیت بررسی ماگماتیسم جوان و تحولات ماگمایی در منطقه، در این نوشتار به بررسی ژئوشیمیایی، پتروژنز و تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای مزبور پرداخته شده است.



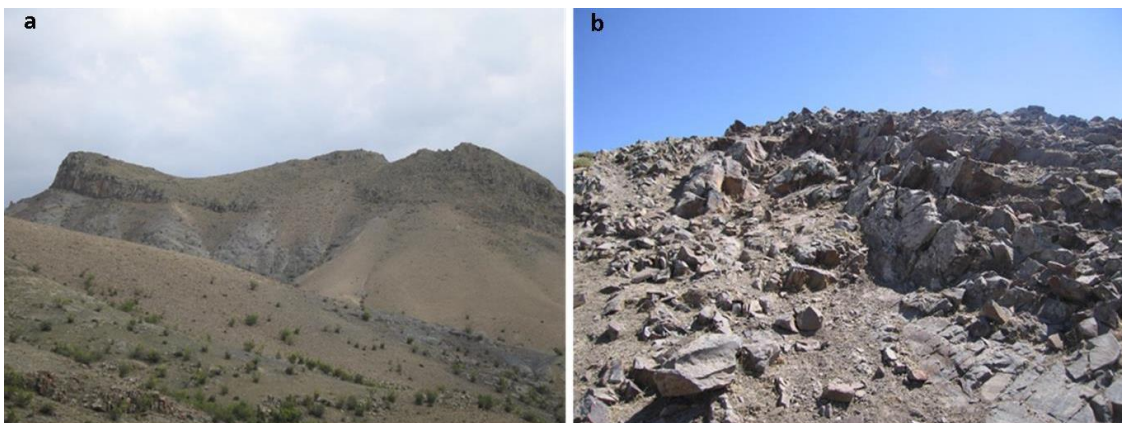
شکل ۱: نقشه زمین شناسی واحدهای ساختاری ایران (Shabanian et al., 2018)



شکل ۲: نقشه زمین شناسی رخنمون بازالت‌های کواترنری مورد مطالعه

زمین شناسی منطقه

واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه در منطقه آذربایجان و در پهنه البرز - آذربایجان واقع شده است (Nabavi, 1976) (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگهای منطقه متعلق به سنگهای آتشفشانی کرتاسه می‌باشد. پس از آن فورانهای آتشفشانی زیر دریایی ائوسن رخ داده‌است. بدنبال کوهزایی پیرنه در ابتدای الیگوسن، توده‌های نفوذی سینیت اهر و کلپبر درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با رنگ تیره (خاکستری تا قهوه‌ای) در منطقه گسترده شده‌اند. این سنگها به صورت جریان‌های گدازه‌ای با ساختارهای پراکنده بعضاً منشوری بر روی گدازه‌های آندزیتی پالئوسن و یا نهشته‌های کنگلومرا، سیلتستون و مارن قرمز با سن پلیوسن قرار گرفته‌اند.



شکل ۳: سنگهای آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه، الف: گدازه های بازالتی بر روی نهشته های آبرفتی در جنوب شرق ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ کلپبر، ب: رخنمون گدازه های ریسمانی در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ مشکین شهر

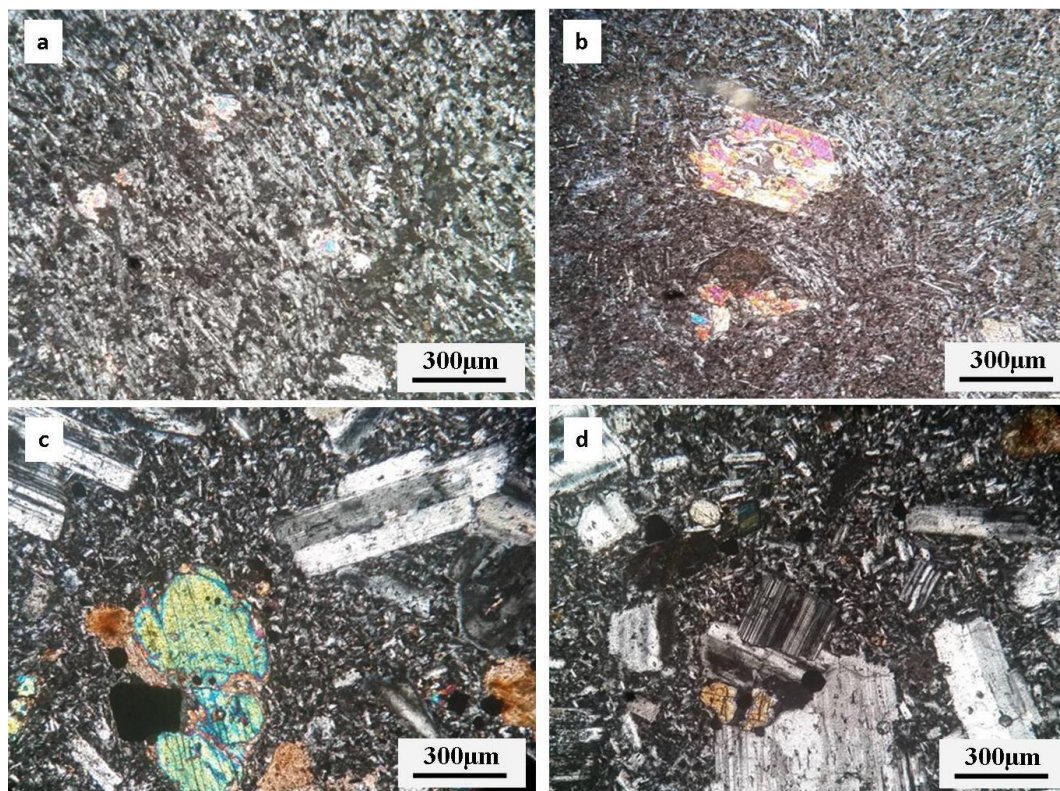
روش تحقیق

پس از بررسی های صحرایی در طی چندین بازدید از واحدهای آتشفشانی، تعداد ۱۵۰ نمونه از واحدهای مختلف برداشت شد. سپس ۳۰ نمونه سنگی تازه و آلتزه نشده جهت تهیه مقاطع نازک و مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید. مقاطع در آزمایشگاه زمینی شناسی دانشگاه پیام نور مورد مطالعه قرار گرفتند. از بی ن نمونه ها تعداد ۱۰ عدد جهت آنالیز شیمیایی OES , ICP-MS انتخاب شد. خردایش و پودر کردن نمونه ها با بهره گیری از آسیابهای تنگستن کارباید تا سایز ۲۰۰ میکرون انجام شد. آنالیز شیمیایی سنگ کل در آزمایشگاه امدل استرالی انجام شده است. نتایج داده های ژئوشیمیایی در جدول ۱ آورده شده است. نتایج داده های آنالیز شیمی سنگ کل توسط نرم افزار GCD-KIT و اکسل پردازش شده اند. در نهایت با استفاده از تلفیق کلیه داده های صحرایی، آزمایشگاهی و آنالیز شیمیایی، وضعیت ژئوشیمی نمونه ها و موقعیت تکتونیک منطقه، مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفته است.

سنگ شناسی

انجام مطالعات صحرایی و سنگ شناسی مجموعه مورد مطالعه در محدوده شرق شهرستان اهر و در بی ن مختصات جغرافیایی فوق الذکر صورت گرفته است (شکل ۲).

گدازه‌های بازالتی دارای ساخت منشوری بوده که در محیط خشکی فوران نموده‌اند. داده‌های سنگ نگاری دال بر بافت هیالوآفانیتیک تا هیالومیکرولیتی پورفیریک همراه با درشت بلورهای الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند. همچنین بافت پورفیری، تراکتی، اینترسرتال و اینترگرانولار در این نمونه‌ها دیده می‌شود. (شکل 3a-d). مطالعات پتروگرافی دال بر حضور کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین همراه با آمفیبول و بیوتیت می‌باشد. کانی‌های فرعی عمدتاً کانی‌های اپاک و آپاتیت می‌باشد. در برخی نمونه‌ها وجود بیگانه بلورهای کوارتز با حاشیه واکنشی در مجاورت الیوین و فلدسپات قلیایی در خمیره ناشی از آلودگی پوسته‌ای مشاهده می‌شود. مطالعات پتروگرافی دال بر حضور سه تیپ سنگ آتشفشانی الیوین بازالت، پیروکسن بازالت و آندزی بازالت در منطقه می‌باشد. الیوین بازالتها دارای فنوکریستال و پورفیرهای الیوین تا ابعاد ۲ میلیمتر در زمینه میکرولیتی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های تیره و یا شیشه‌ای می‌باشند. (شکل 3 c,d). در برخی نمونه‌ها ایدنگزیتی شدن و بولنژیتی شدن الیوین قابل مشاهده است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی مجموعه‌ای از ریز بلورهای بیوتیت، اپیدوت را در برگرفته اند. همچنین درشت بلورهای پیروکسن در نمونه‌ها قابل رویت می‌باشد. در برخی نمونه‌های الیوین‌ها بسیار ریز بلور بوده و کمتر در نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها نیز علاوه بر پیروکسن، هورنبلند نیز دیده می‌شود. بررسی‌های پتروگرافی دال بر طیف سنگ‌شناسی بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی و داسیت در منطقه می‌باشد.



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های مورد مطالعه، a: پورفیرهای الیوین و پیروکسن در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بافت میکروولیتی، b: فنوکریست پیروکسن در زمینه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بافت هیالومیکروولیتی، c: پورفیرهای درشت پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز، d: فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و سانیدین در زمینه‌ای از ریز بلورهای پلاژیوکلاز و سانیدین.

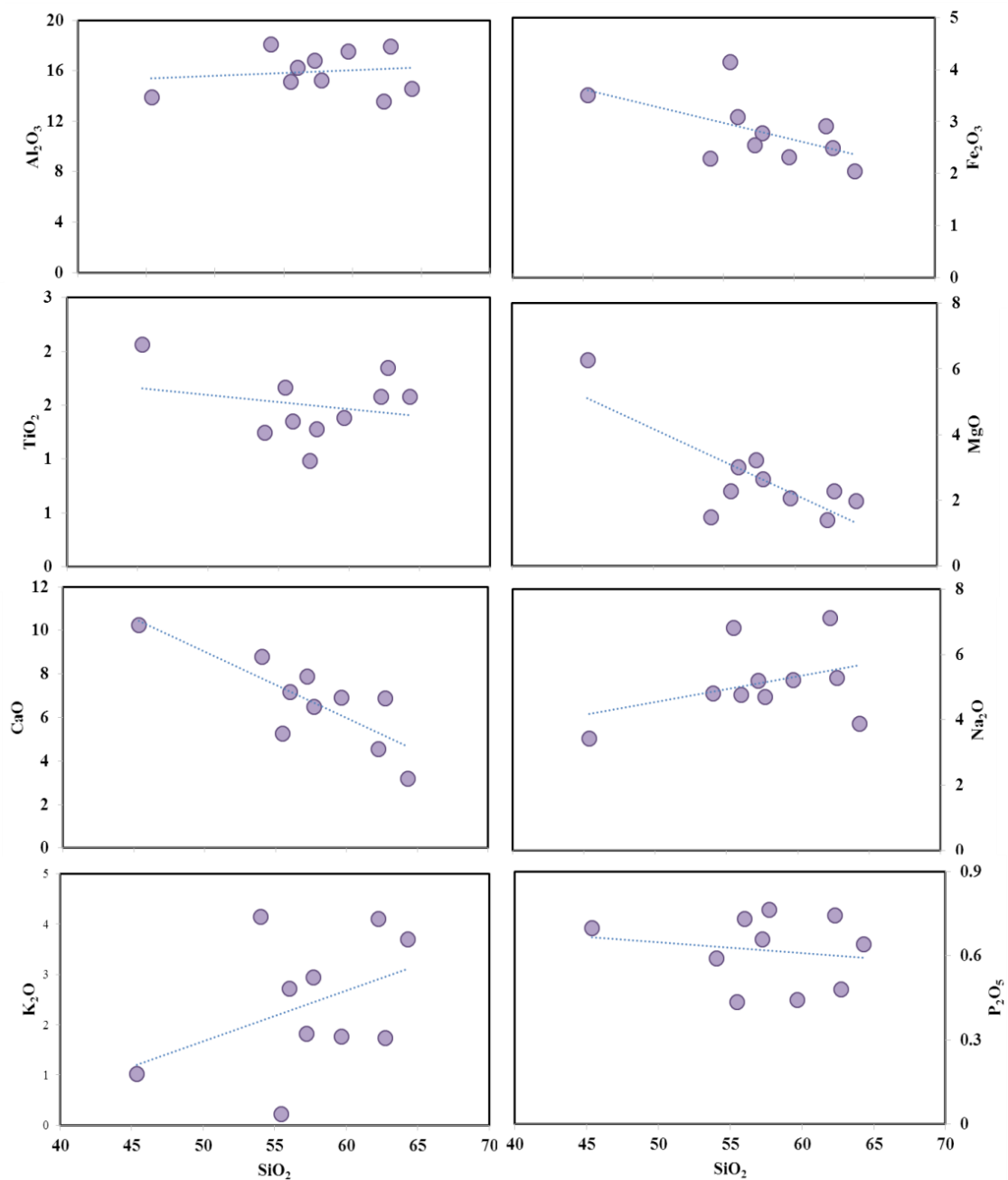
- ژئوشیمی

بررسی داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز ۱۰ نمونه، (جدول ۱) دال بر تغییرات مقادیر SiO_2 از ۴۵/۳۵ تا ۶۷/۷۳ می‌باشد. ترسیم اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 (Harker, 1909) به جز Na_2O و K_2O و Al_2O_3 بقیه اکسیدها روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل ۵).

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمی نمونه‌های آتشفشانی منطقه شرق اهر

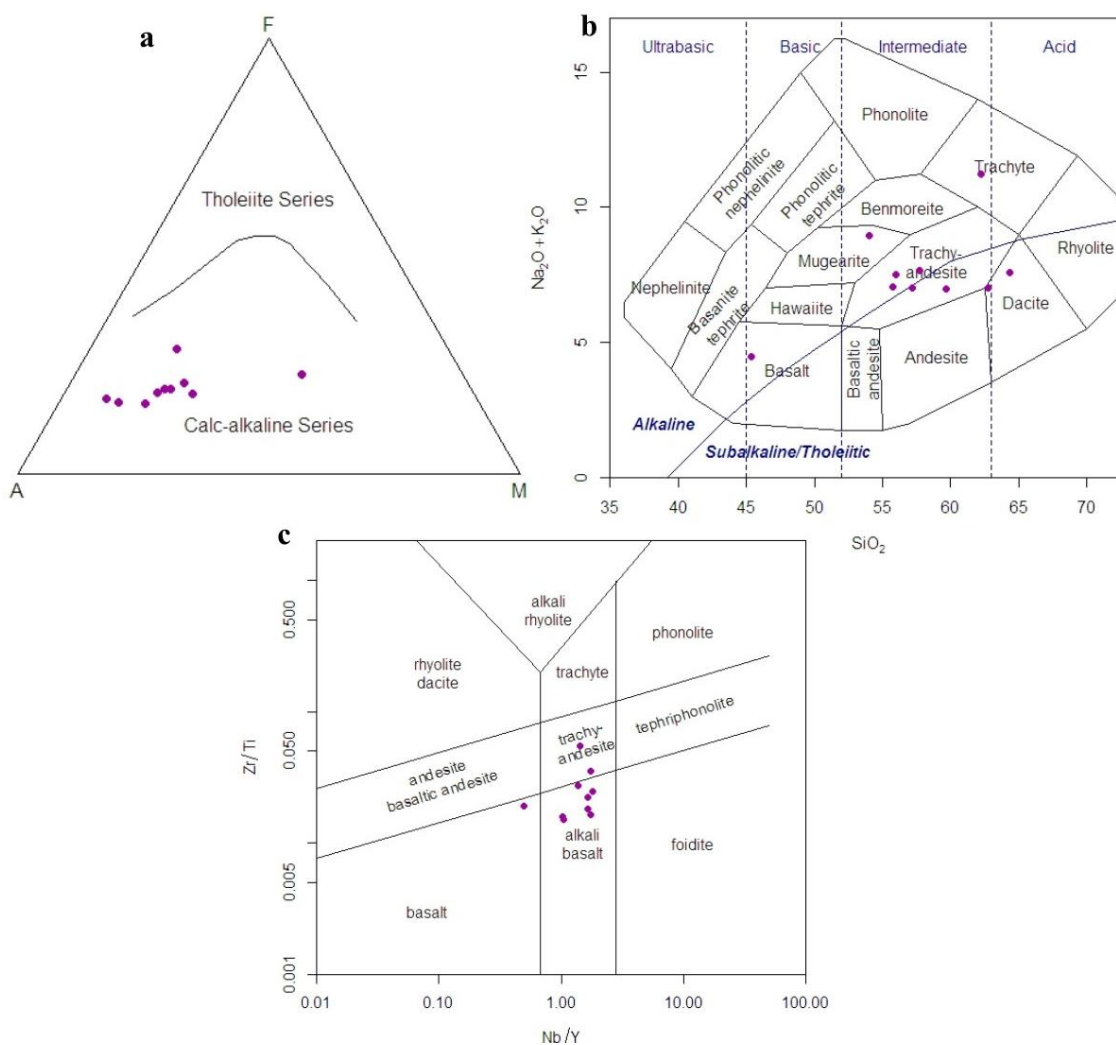
Sample	32	36	37	39	41	42	194	116	117	33
SiO ₂ (Wt %)	56	59.65	57.71	45.35	54.03	64.3	62.73	62.26	55.76	57.22
TiO ₂	1.35	1.38	1.28	2.07	1.25	1.58	1.85	1.58	1.67	0.98
Al ₂ O ₃	16.25	17.57	15.28	13.90	18.13	14.62	17.95	13.60	15.17	16.81
Fe ₂ O ₃	3.09	2.32	2.78	3.51	2.29	2.05	2.50	2.92	4.16	2.55
MnO	0.08	0.07	0.09	0.14	0.13	0.06	0.07	0.07	0.19	0.08
MgO	3.02	2.07	2.65	6.28	1.49	1.99	2.27	1.40	2.29	3.23
CaO	7.18	6.92	6.49	10.25	8.80	3.19	6.90	4.56	5.26	7.89
Na ₂ O	4.77	5.22	4.72	3.44	4.81	3.90	5.30	7.13	6.82	5.20
K ₂ O	2.72	1.77	2.95	1.03	4.14	3.70	1.73	4.11	0.23	1.82
P ₂ O ₅	0.73	0.44	0.77	0.70	0.59	0.64	0.48	0.75	0.44	0.66
Ba (ppm)	752	558	718	1790	1410	1410	1600	1408	1308	1651
Rb	50.4	27.6	61.8	28.6	116	70.6	21.6	112	82	24.4
Sr	1330	1010	1440	1610	982	846	1020	991	1120	1320
Zr	201	183	140	238	412	150	182	144	350	162
Nb	26	17.5	26	10.5	36	10.5	16	10.2	17	16.5
Ni	44	19	30	105	12	20	19	19	2	40
Co	20.6	14.4	18.2	39.4	11.3	11.4	15.5	14	24	18.2
Zn	83	82	88	126	82	49	82	78	106	82
Cr	<50	<50	<50	50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
La	54.5	42.6	61.1	72.5	71.7	32.4	41.6	38	18.5	49.3
Ce	104	71.8	78.8	98	79.1	54.8	69.2	61.9	63.1	88.1
Pr	11.7	8.15	13.2	18.4	15.2	6.35	8.2	9.1	6.4	9.95
Nd	40.5	27.4	46.8	65.7	54.4	21	27.2	35.8	26.2	33.4
Sm	6.76	4.38	7.26	10.8	9.6	3.42	4.22	8.24	6.46	5.38
Eu	1.96	1.36	2.1	3.14	2.6	0.98	1.26	2.06	1.98	1.62
Gd	4.45	2.95	4.35	6.75	6.55	2.55	2.85	7.3	6.7	3.45
Tb	0.56	0.36	0.52	0.8	0.84	0.36	0.38	0.44	1.12	0.38
Dy	3.1	2.08	2.88	4.36	5.1	1.96	1.94	5.1	6.86	2.26
Ho	0.52	0.36	0.44	0.7	0.86	0.38	0.36	0.96	1.42	0.36
Er	1.25	0.85	1.1	1.6	2.3	1.15	0.85	1.7	2	0.85
Tm	0.15	0.1	0.15	0.2	0.35	0.15	0.1	0.35	0.55	0.1
Yb	1.1	0.75	0.9	1.2	2.05	1.1	0.8	2.9	3.8	0.7
Lu	0.14	0.1	0.14	0.18	0.32	0.16	0.1	0.24	0.22	0.1

Y	14.3	10.7	15.9	21.4	25.5	10.2	9.2	9.8	9.7	12.1
Cs	1.2	0.5	1.6	9.9	0.9	2.1	0.2	0.2	0.5	0.2
Hf	4.4	3.6	3	3.8	8.4	1.7	3.8	3.2	3.3	3.1
Sc	11.5	11	10	19.5	12	10	11	9.5	11.5	10
LOI	0.68	0.72	0.24	2.63	2.48	4	0.81	3.39	3.33	0.1
Be	1.8	0.7	1.5	1.8	1.5	0.9	2	1.1	1.5	0.7
Sn	1	<1	1	<1	1	<1	<1	1	1	<1
Th	14.2	9.2	15.8	14.6	31.2	13.6	7.9	10.2	10.5	6.9
U	3.6	1.8	4.1	2.5	6.5	3.8	1.7	1.3	1.7	1.4
V	155	115	130	240	160	65	110	250	170	130
W	1	<0.5	1	<0.5	1	1	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
pb	11	9	13	11	16	17	10	14	13	10
Mo	2	1.5	2	<0.5	1.5	<0.5	1.5	1	1	1
Cu	50	48	68	84	54	38	74	64	58	36
As	<1	<1	2	3	4	15	<1	2	4	6
Sb	<0.2	<0.2	0.2	<0.2	0.2	1.8	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
La/Yb	49.55	56.80	67.89	60.42	34.98	29.45	52.00	13.10	4.87	70.43
Sr/y	93.01	94.39	90.57	75.23	38.51	82.94	110.87	101.12	115.46	109.09
Na ₂ O/K ₂ O	1.75	2.95	1.60	3.34	1.16	1.05	3.05	1.74	29.80	2.86



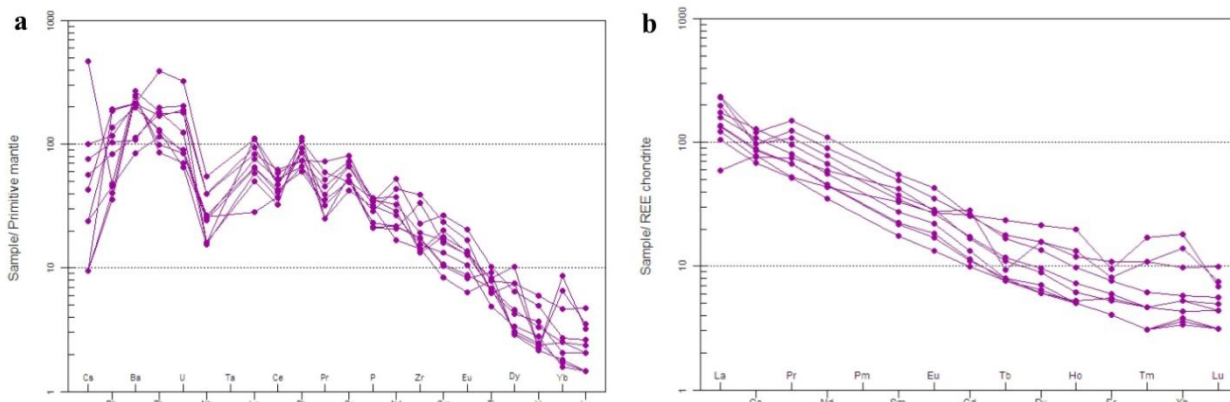
شکل ۵: ترسیم اکسیدهای اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل SiO₂ (Harker 1970).

نمونه‌های آتشفشانی مورد مطالعه در دیاگرام TAS طیف بازالت، ترکیبی تراکی آندزیت، موژه آریب و داسیت را نشان می‌دهند (Cox et al, 1979) (شکل ۶a). همچنین در نمودار AFM در گسترده کالکوالکالن قرار می‌گیرند (Irvin & Baragar, 1971) (شکل ۶b). در نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Ti نمونه‌ها طیف ترکیبی از آکالی بازالت، آندزیت، آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت را نشان می‌دهند (Pearce, 1996) (شکل ۶c).



شکل ۶: ترسیم نمونه‌های آتشفشانی مورد مطالعه در نمودار a: SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Cox et al., 1979); گسترده ماهیت کالکوالکالن در نمودار AFM (Irvin & Baragar, 1971) ، c: در نمودار Zr/Ti Vs. Nb/Y نمونه‌ها طیف ترکیبی از آکالی بازالت، آندزیت، آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت را نشان می‌دهند (Pearce, 1996) .

الگوی عناصر نادر خاکی در سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه بر پایه مقادیر کندریت دال بر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد (Boynton, 1984) (شکل 7a). همچنین در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه، دارای غنی‌شدگی از Cs, Th, pb و تهی‌شدگی از Ba, Nb, Eu, La می‌باشند (Sun & McDonough, 1989) (شکل 7b).



شکل ۷) a: الگوی عناصر نادر خاکی در سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه بر پایه مقادیر کندریت

b: نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989).

یافته ها و بحث

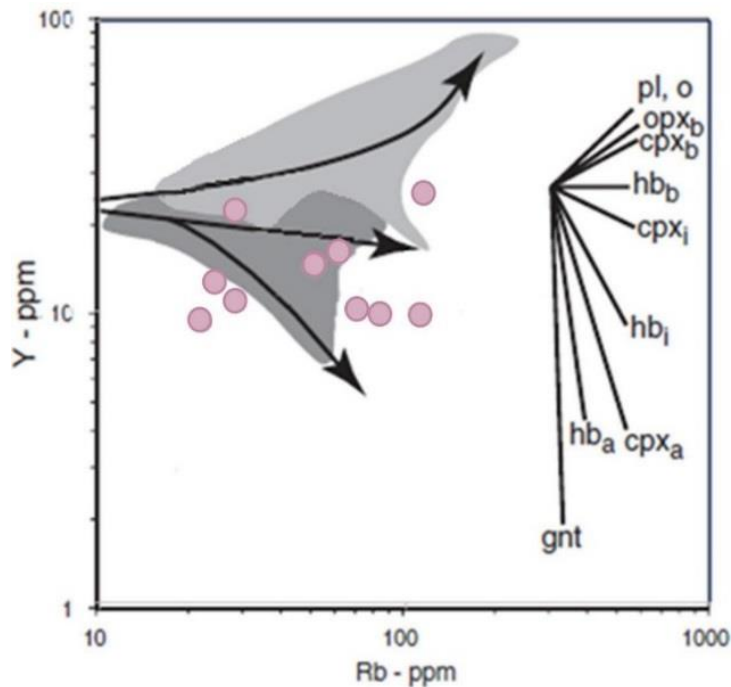
فعل و انفعالات آتشفشانی- زمین ساختی

منطقه مورد مطالعه بخشی از کوهزاد بزرگ قفقاز با دگرشکلی و لرزه خیزی بالایی می‌باشد که در محل همگرایی پوسته‌ای شمال غرب ای‌ران واقع شده است. این منطقه دارای سیستم‌های گسلی و گسل‌های امتداد لغز فعال می‌باشد (Kocyigit et al., 2001). این سیستمها اغلب با ناپیوستگی‌های قبلی پوسته تطابق دارند و به طور گسترده در ایجاد فعالیت‌های ماگمایی کواترنری از طریق زونهای Pull-Part به طور محلی موثر بوده‌اند (Shabanian et al., 2010; Avagayan et al., 2012). تقریباً تمامی ماگماتیسم کواترنری موجود در منطقه به واسطه عملکرد این

سیستمهای گسلی و در موقعیت کششی پوسته قاره‌ای رخ داده است. بنابراین سیستمهای گسلی و شکستگی فعال و حتی گسلهای قدیمی پنهان شده، نقش اصلی در رخداد ماگماتیسم کواترنری داشته‌اند.

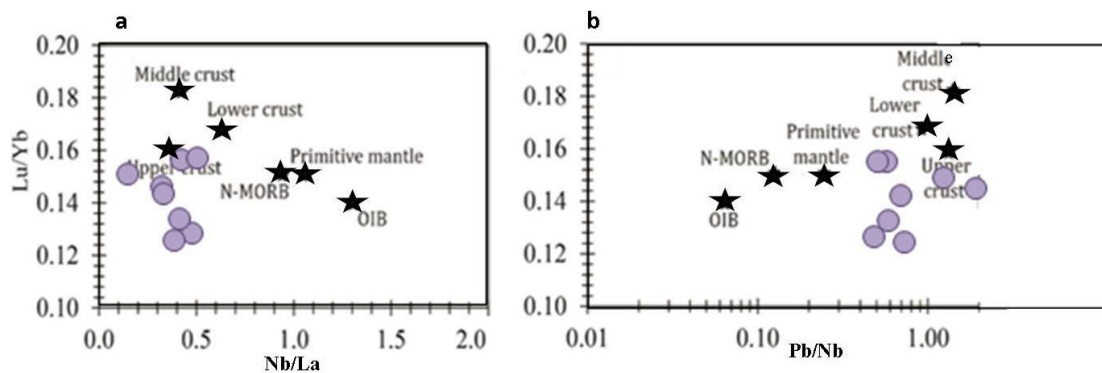
فرایندهای تفریق و آلیش

مقادیر $MgO < 7wt\%$ در نمونه‌ها نشان می‌دهد که هیچکدام از نمونه‌های مورد مطالعه ترکیب نزدیک گوشته اولیه ندارند، بنابراین، اینطور در نظر گرفته می‌شوند که قبلاً تفریق گارنت و الیوین در بخشهای عمیقتر رخ داده است. در بررسی اکسیدهای اصلی، روند نزولی MgO و CaO در مقابل SiO_2 مشاهده می‌شود (شکل ۵) که تایید کننده دخالت کلینو و ارتو پیروکسن در سیر تکاملی ماگما می‌باشد. روند Al_2O_3 در مقابل SiO_2 کم اهمیت بودن پلاژیوکلاز در تفریق را نشان می‌دهد. به همین ترتیب روند P_2O_5 می‌تواند در ارتباط با تفریق آپاتیت باشد. روند تغییرات اکسیدهای اصلی با مقادیر اکسید سیلیس و شواهد پتروگرافی از جمله حاشیه واکنشی و سایر بافتهای مرتبط هیچ نشانه‌ای دال بر اختلاط ماگمایی را نشان نمی‌دهند. در نمودار Y در مقابل Rb (Pearce et al., 1990) نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه با تفریق کانی‌های بدون آب کلینوپیروکسن و کانی آبدار هورنبلند تطابق دارد (Pearce et al., 1990).



شکل ۸: در نمودار Y در مقابل Rb نمونه‌ها با تفریق کانی‌های بدون آب کلینوپیروکسن و کانی آبدار هورنبلند تطابق دارد (pearce et al., 1990).

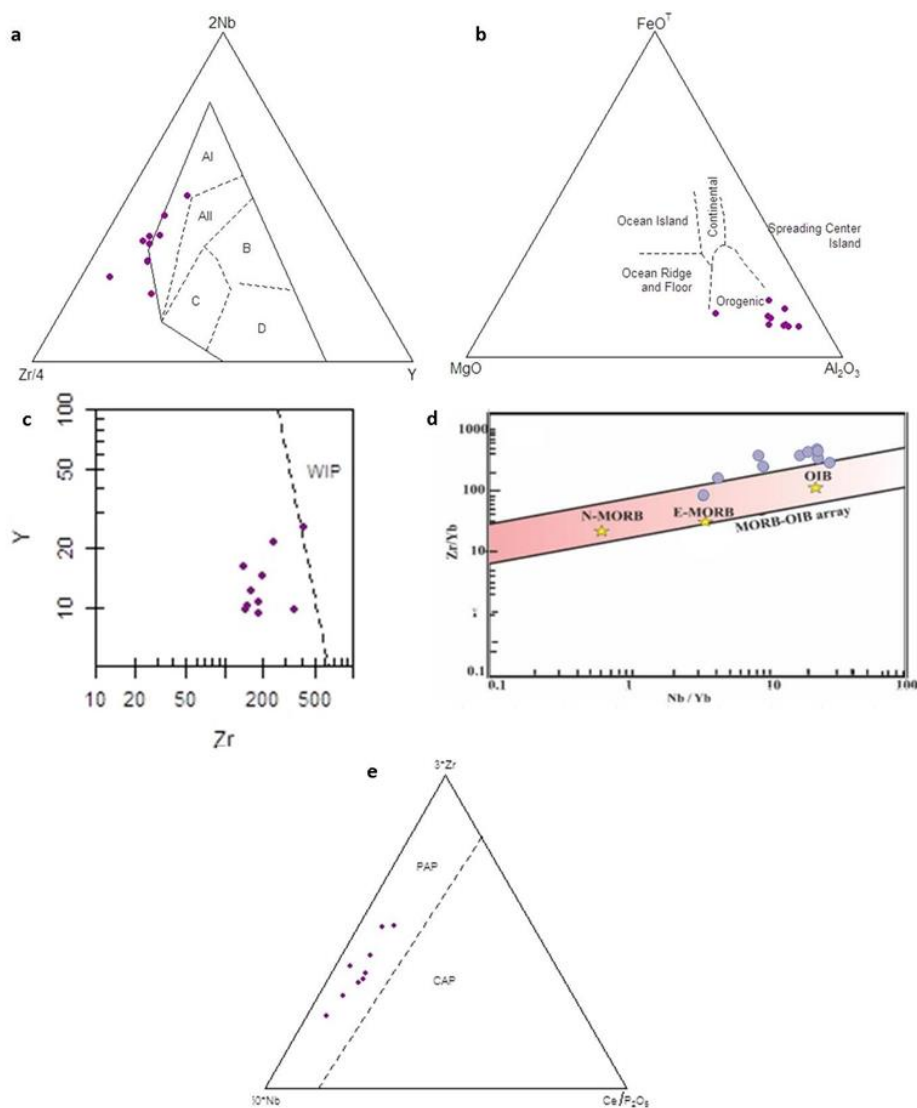
در نمودار Lu/Yb در مقابل Nb/La و Nb/La vs. Pb/Nb نمونه‌های آتشفشانی مورد مطالعه در محدوده ترکیب پوسته فوقانی پراکندگی دارند (Rudnick and Gao, 2003). (شکل ۹a, b) که به دخالت فرای‌ندهای آلاشی پوسته‌ای اشاره دارد. همچنین می‌تواند دال بر دخالت مواد پوسته‌ای در طی سابداکشن یک گوشته غنی شده باشد (Zor, 2008).



شکل ۹: در نمودارهای a: Lu/Yb vs. Nb/La - b: Lu/Yb vs. Pb/Nb نمونه‌ها در بخش فوقانی پوسته قرار می‌گیرند (Rudnick and Gao, 2003).

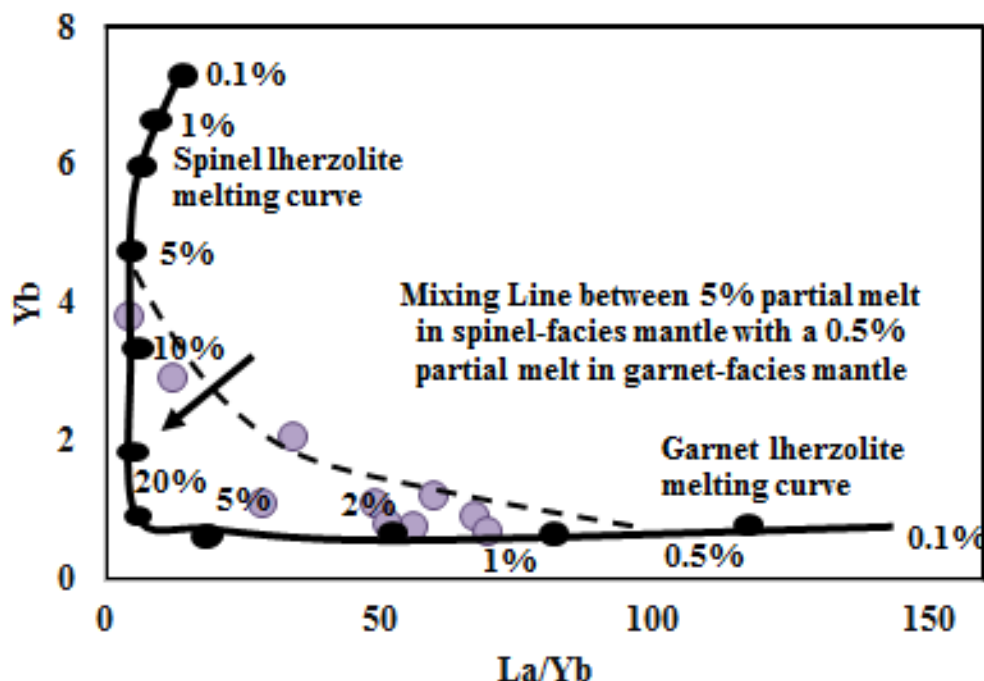
چنین شرایطی می‌تواند تاثیر استنوسفر بالا رونده گرم بر روی پوسته، و ذوب گسترده پوسته تحتانی را بی‌ان کند (Allmendinger et al., 1997; Best et al., 2009). این احتمال وجود دارد که یک زون سوپراسابداکشن آبدار گوشته استنوسفری در خاستگاه سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه وجود داشته باشد. مقادیر $\text{Sc} < 25\text{ppm}$ به باقی‌مانده کلینوپیروکسن و یا درجات پایین ذوب بخشی اشاره دارد. علاوه بر این تفریق گسترده پیروکسن قبل از فوران نیز چنین شرایطی را ایجاد می‌کند (Furman & Graham, 1999). همچنین غنی‌شدگی LREE و تهی‌شدگی HREE این نمونه‌ها علاوه بر حضور گارنت در خاستگاه ماگمایی می‌تواند به دخالت فرایندها و تبلور تفریق الیومین، پیروکسن و پلاژیوکلاز اشاره نماید. علاوه بر این متاسوماتیسم و یا آلیش با مواد پوسته‌ای غنی‌شده (Menzies & Wass, 1983) منجر به فراوانی عناصر LREE می‌شود. بنابراین گوشته متاسوماتیسم شده می‌تواند خاستگاه مناسبی برای ماگمای مجموعه سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه باشد. غنی‌شدگی از عناصر Cs, Rb, Pb, Ba, LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Nb, Zr) نشان دهنده ماگمای پهنه‌های کمان فرورانشی هستند (Wilson, 1989). آنومالی منفی Nb, P, Ti, Zr و آنومالی مثبت Pb از ویژگی‌های آلیش پوسته‌ای بازالت های کواترنری می‌باشد (Wilson, 1989; Hofman, 1997). با توجه به آنومالی مثبت U, La, Th و Ba و آنومالی منفی Nb و Ta به نظر می‌رسد فرایند آلیش ماگمای بازیک با مواد پوسته‌ای با نسبت‌های مختلف رخ داده است (Hofman, 1997). به عبارتی آنومالی منفی Nb مشخصه سنگ‌های قاره‌ای و دخالت پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی می‌باشد (Hofman, 1997).

همچنین آنومالی منفی Ti و Nb در الگوی بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه می‌تواند دال بر ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانشی باشد (Pearce, 1983; Wilson, 1989). علاوه بر این جدایش کانی‌های تیتان‌دار منجر به رخداد این آنومالی می‌شود (Wilson, 1989). این در حالی است که تغییرات هم شیب نمونه‌ها در نمودار عناصر کمیاب و عنکبوتی دال بر منشاء با ترکیب مشابه می‌باشد. در نمودار موقعیت تکتونیکی، تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای (شکل ۱۰a) (Mesched, 1986)، و موقعیت کوهزایی را نشان می‌دهند (Pearce et al., 1977) (شکل ۱۰b). نسبت بالای LREE/HREE و عدم مشاهده آنومالی منفی Eu از ویژگی‌های بارز بازالت‌های جزایر اقیانوسی می‌باشد (Yan & Zhao, 2008). بازالت‌های قاره‌ای در طی مراحل اولیه کافت قاره‌ای به سطح زمین راه می‌یابند. نسبت La/Sm معیار حساس به آلودگی پوسته‌ای است (Lightfoot & Keays, 2005). این نسبت در بازالت‌های مورد مطالعه عبارت است از ۲/۸۶ تا ۹/۸۶ که با بازالت‌های OIB و E-MORB همراه با آلیش پوسته‌ای تطابق بالایی دارد (شکل ۱۰d). علاوه بر این غنی‌شدگی از LREE دال بر درجات کم ذوب‌بخشی نیز می‌باشد. نمونه‌های آتشفشانی مورد مطالعه در گستره قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (Muller et al., 1992) (شکل ۱۰c) که متعلق به کمان قاره‌ای پس از برخورد می‌باشد (شکل ۱۰e) (Muller & Groves, 1997).



شکل ۱۰: ترسیم نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار، a: $2\text{Nb}-\text{Zr}/4-\text{Y}$ گستره بازالت‌های درون صفحه‌ای را نشان می‌دهد (Mesched, 1986)، b: در نمودار $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ در محدوده کوهزایی قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1977)، c: در نمودار Y vs. Zr در گستره درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (Muller et al., 1992)، d: نمودار Zr/Yb در مقابل Nb/Yb در نمودار Y vs. Zr در گستره درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (Muller et al., 1992)، e: در دیاگرام $3^*\text{Zr}-\text{Nb}^*50-\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ را نشان می‌دهند، موقعیت کمان قاره‌ای پس از برخورد را نشان می‌دهند (Muller and Groves, 1997).

تهی‌شدگی از HREE در مقایسه با LREE در نمونه‌های مورد مطالعه دال بر حضور ماگمای سازنده ناشی از ذوب گوشته‌ای می‌باشد (Frey et al., 1991; McKenzie & O Nions, 1995). عدم تهی‌شدگی از HFSE به دخالت گوشته لیتوسفری بر منشاء این نمونه‌ها دلالت دارد (Abdel-Fattah & Nasser, 2004). مقادیر بالای Zr/Hf (بیشتر از ۴۵ ppm) دخالت فرایندهای متاسوماتیسم را تایید می‌کند (Salter et al., 2002). در نمودار Barker و همکاران (۱۹۹۷) نمونه‌های مورد مطالعه خاستگاه گوشته‌ی گارنت لرزولیتی و اسپینل لرزولیتی با نرخ ۲ تا ۵ درصد ذوب بخشی را نشان می‌دهد (شکل ۱۱). از طرفی سیالهای متاسوماتیسم کننده لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش، دارای مقادیر کمی از عناصر Ti و Nb و Ta می‌باشد، بنابراین، این عناصر در پوسته آگیری شده متمرکز می‌شوند (Saunders et al., 1991). از آنجاییکه بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده خاستگاه مشابه غنی شده OIB قرار می‌گیرند و از نظر مشخصات ژئوشیمیای مشابهاً IAB هستند، به نظر می‌رسد سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده منجر به متاسوماتیسم گوشته‌ای با ماهیت گارنت لرزولیت تا اسپینل لرزولیت شده‌اند. این گوشته با نرخ ۱ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی ماگمای بازالتی منطقه مورد مطالعه را پدید آورده‌است. غنی‌شدگی LREE و تهی‌شدگی HREE و شیب منفی عناصر نادر خاکی را منجر شده‌است. نسبت بالاتر از $1a/Nb > 1/5$ خاستگاه گوشته لیتوسفریک زیر قاره‌ای را تایید می‌کند (Fitton et al., 1988). چنین شرایطی با ذوب در اعماق ۴۵ تا ۷۰ کیلومتری از پوسته تطابق دارد.



شکل ۱۱: در نمودار Yb Vs. La/Yb نمونه‌های مورد مطالعه، خاستگاه گوشته‌ای گارنت لروزولیتی و اسپینل لروزولیتی با نرخ ۲ تا ۵ درصد ذوب بخشی را نشان می‌دهند (Barker et al, 1997).

این محیط همان موقعیت‌های کششی حواشی فعال قاره‌ای است که به واسطه کاهش فشار و گسیختگی لیتوسفر زیر قاره‌ای، ذوب بخشی رخ داده‌است. نیروی فشارش حاصل از برخورد پوسته و کوتاه‌شدگی، ضخیم‌شدگی و بالا-آمدگی پوسته‌ای منجر به آشفستگی‌های ترازهای گرمایی لیتوسفر زیر قاره‌ای در این مناطق می‌شود. بدنبال چنین فرایندی، نازک‌شدگی پوسته‌ای و کشش منطقه منجر به تشکیل سیستم گسلی در امتداد لغزش و فعالیت نقاط داغ می‌شود (Pearce et al., 1990; Innocenti et al., 1982). به نظر می‌رسد با توجه به موقعیت تکتونیکی صفحه عربی و اوراسیا پس از برخورد و قطعه‌قطعه شدن پوسته فلات ایران و شرق آناتولی، بدنبال گسیختگی ناشی از کاهش فشار و نازک‌شدگی پوسته‌ای، این رخداد در منطقه مورد مطالعه اتفاق افتاده‌است. به عبارتی ماگماتیسم بازالتی منطقه اهر، بواسطه دخالت نیروهای کششی ناشی از حرکت خرده صفحات حاشیه جنوبی اوراسیا شکل گرفته‌اند. علاوه بر این چنین حرکات تکتونیکی منجر به کوتاه‌شدگی، ضخیم‌شدگی و بالاآمدگی پوسته‌ای در شمال غرب ایران از ۱۲ میلیون سال قبل منجر به تشکیل گسل‌های امتداد لغز شده‌است (عامل و اکبرزاده، ۱۳۹۵).

محل انحنای این گسلهای امتداد لغز که در نتیجه نیروهای کششی حوضه تشکیل شده‌اند محل مناسبی برای خروج ماگمای بازیگ کواترنری بوده‌است. حضور بلورهای درشت الیوین و پیروکسن در متنی از ریز بلورها دال بر حرکت و صعود سریع ماگما از طریق سیستمهای شکستگی و گسلهای عمیق منطقه می‌باشد. در نهایت در یک مدل ژئودینامیکی می‌توان پیشنهاد کرد که بدنبال فرورانش نتوتیس در طول سوچر زون زاگرس - بیلتیس در طی کواترنری، یک موقعیت کششی حاشیه قاره‌ای فعال به واسطه سیستم شکستگی و گسلی قبلی و فعال شکل گرفته است (حسین‌زاده و شیخ بگلو، ۱۳۹۵). (Keskin, 2003) ماگماتیسیم کواترنری را به شکسته شدن اسلب نتوتیس عربستان به زیر اوراسیا مربوط می‌داند. اثرات متقابل پوسته - گوشته در یک محیط کششی به همراه بالآمدگی سست کره و بدنبال آن نازک‌شدگی سنگ کره و بالا آمدگی سست کره به همراه سازوکار پوسته پوسته شدن سنگ کره می‌تواند عامل ذوب بخشی گوشته سنگ کره‌ای جوان در رژیم کششی پس از برخورد باشد (Aydin et al., 2008; Ying et al., 2007). نزدیکی و شباهت منشأ توده‌های نفوذی الیگو- میوسن آذربایجان با سنگهای آتشفشانی ائوسن تأییدکننده نظریه "منشأ مخازن نیمه جامد" است (معین وزیری، ۱۳۸۲). بنابراین به نظر می‌رسد از زمان ائوسن، رژیم پس از برخورد (Omran et al., ۲۰۰۸) و از می‌وسن (حسن‌پور، ۱۳۸۹) در ارسباران حاکم بوده است. این مسئله با توجه به هندسه صفحات برخوردکننده که در شمال باختر ایران زمین زودتر انجام شده است، همخوانی دارد. چنانچه (Omran et al., ۲۰۰۸) زمان برخورد قاره‌ای در شمال باختر ایران را قدیمتر از بخشهای جنوب خاوری در ایران مرکزی و باختری در ترکیه می‌دانند (Hafkenscheid et al., 2006) بر این باورند که لبه فرورونده زیر آذربایجان از ۳۰ تا ۴۰ میلیون سال پیش جدا شده و امروزه در ژرفای ۵۰۰ کیلومتری قرار دارد. وجود گوشته کم سرعت همراه با فعالیت آتشفشانی عهد حاضر، نشانه پوسته شدگی گوشته سنگ کره‌ای در شمال باختر ایران زمین می‌باشد (Priestley & Maggi, 2005). با این داده‌ها می‌توان چنین تصور کرد که چون شمال باختر ایران پیش از مناطق دیگر واقعه برخورد قاره‌ای را متحمل شده و یک مرحله از مناطق جنوبی‌تر جلوتر بوده‌اند، سست کره زیر آن به دلیل شکست لبه فرورونده (Hafkenscheid et al., 2006) و در پی آن پوسته شدگی، به ترازهای بالاتر انتقال یافته است. مجموع این دو سازوکار می‌توانسته باعث ذوب بخشی گوشته سنگ کره‌ای و پوسته زیرین و در نهایت تولید و جایگیری توده‌هایی با جایگاه پس از برخورد در آذربایجان شده باشد. تکاپوهای آتشفشانی دوران

سوم تا کواترنری در آذربایجان دال بر زمین ساخت کششی شمال باختر ایران و پیامد بالآآمدگی، ضخیم شدگی پوسته بدنبال برخورد صفحات عربی و اوراسیا می‌باشد (عامل و اکبرزاده، ۱۳۹۵).

نتیجه گیری

سنگهای آتشفشانی کواترنری محدوده شرق اهر، شامل مجموعه‌ای از سنگهای بازالتی - تراکی بازالتی - تراکی بازالت آندزیت و تراکی آندزیت با ماهیت کالکوالکالن می‌باشند. این سنگها به واسطه تهی‌شدگی و غنی‌شدگی‌های ویژه عناصر نادر خاکی دارای شباهت زیادی به ماگماهای گوشته غنی شده و OIB دارند که در محیط قوس آتشفشانی پس از برخورد در حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند. برای این نمونه‌ها، خاستگاه گوشته گارنت لرزولیتی تا اسپینل لرزولیتی با ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصد که سپس تحت متاسوماتیسم سیالات لیتوسفر اقیانوسی فرورونده قرار گرفته‌اند، پیشنهاد می‌شود. علایم ژئوشیمیایی نمونه‌ها درجاتی از آلایش پوسته‌ای در طی صعود ماگمایی را نشان می‌دهد. این ماگماتیسم در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و سیستم گسلها و شکستگی‌های منطقه و موقعیت تکتونیکی کششی پدید آمده است. این سیستم کششی در حاشیه قاره‌ای فعال پس از برخورد، منجر به کاهش فشار و نهایتاً بیرون ریختن ماگمای بازالتی شده است.

تقدیر و تشکر

نویسندگان از هیات داوران مجله کواترنری به واسطه پی‌شنهادات بسی‌ار ارزنده، تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

- تاج بخش، غ، امامی، م، معین وزیری، ح، رشید نژاد، ن، (۱۳۹۱)، بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی کلیبر (آذربایجان شرقی). مجله علوم زمین، شماره ۸۵، صص ۲۰۵ تا ۲.
- حسن‌پور، ش، ۱۳۸۹، متالوژنی مس و طلا در زون ارسباران، شمال غرب ایران، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران منتشر نشده.
- جوادی تازه کند، ح، موی‌د، محسن، جهانگیری، احمد، حسین زاده، محمد، رضا، رحمانی، ا، و روان خواه، ع.ر.، (۱۴۰۰). ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده های نفوذی کلاسور (غرب کلیبر- شمال غرب ایران). پژوهش‌های دانش زمین، صص ۱۲۴-۱۳۹.
- چراغی، آ، اهنگری، معصومخ، اسدپور، م، (۱۳۹۹)، شیمی کانی کلینو پیروکسن های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی، شمال غرب ایران: تعیین محیط زمین‌ساختی و شرایط تشکیل سنگ های بازالتی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دوره ۲۸، (۲)، صص ۴۰۱-۴۱۴.
- حسین زاده، ز، شیخ بگلو، ص (۱۳۹۵)، تحلیل رژیم های تنش در پهنه آذربایجان، شمال باختر ایران ف یافته های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۱۰، شماره ۲۰.
- درویش زاده، علی، (۱۳۷۲)، زمین‌شناسی ایران انتشارات نشر دانش امروز ۴۴۰.
- رحمانی، ا، حسین‌زاده، م.ح، جهانگیری، ا، مؤید، م، جوادی تازه کند، ح، روان خواه، ا، (۱۴۰۰)، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی کلاسور (غرب کلیبر- شمال‌غرب ایران)، پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۴۶، صص ۱۲۴-۱.
- سی‌اهکالی مرادی، ع، تاتار، م، هاتسفلد، د. و پل، آ، (1387)، مطالعه ساختار سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در زون گسلی امتداد لغز تبریز: علوم زمین، دوره 70، صص 140-153.
- قاسمی برقی، ا، (۱۳۸۴)، پترولوژی و ژئوشیمی ولکانی‌کهای ائوسن شمال باختری مشگین‌شهر، تز دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- عامل، نصی‌ر، موی‌د، محسن، عامری، علی، وثوقی عابدی‌نی، م، مؤذن، محسن، (۱۳۸۷)، سنگ زایی بازالت‌های پلی‌و-کواترنری آذربایجان و مقایسه آنها با بازالت‌های مشابه در شرق ترکیه، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، صص ۳۲۷-۳۴۰.
- مؤید، محسن، (۱۳۸۰)، بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو - پلوتونیکی ترشی‌اری البرز غربی - آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین، تز دکترا. گرایش پترولوژی، دانشکده علوم دانشگاه شهید بهشتی.

معین وزیری، حسینی، (۱۳۸۲)، چند نقطه عطف در تاریخیچه تکتونوماگمایی ایران، نشریه علوم زمین، دوره ۱۱، صص ۳۲-۳۹.

عامل، نصیری، اکبرزاده، لاله (۱۳۹۵) بررسی زمین‌شناسی می‌بازالت‌های جوان آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران). دوره ۷، شماره ۲۸، ۱۰۹-۱۲۶.

Abdel -Fattah, M., Abdel -Rahman, A. M. and Nassar, P. E. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon. *Geological Magazine* 141: 545-63.

Abdel-Rahman, A. F. M., & Nassar, P. E. (2004). Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological magazine*, 141(5), 545-563.

Ahmadzadeh, G. R. (2010) Petrological studies of volcanic rocks from Northwest of Marand with spatial focus on alkaline rocks. Ph. D. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1), 139-174.

Ambraseys N.N. (1997). The Krasnovodsk (Turkmenistan) earthquake of 8 July 1895. *J. Earthquake Eng.* 1, 293-317.

Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rolland, Y., Melkonhyan, R., Davtyan. Y., (2010), Recent stress field evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions, In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R., Bergerat, F., Starostenko, V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* Geol. Soc. London, Spec. Publ., 340 (2010), pp. 393-409.

Axen G.J., Lam P.S., Grove M. & Stockli D.F. (2001), Exhumation of the west-central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence and collision-related tectonics. *Geology*, 29, 559-562.

Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B. (2008) Petrogenesis of the Neogene Alkaline Volcanics with Implications for Post-Collisional Lithospheric Thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 104, 249-266. Baker C. (1993). The active seismicity and tectonics of Iran. PhD thesis, University of Cambridge, UK.

Barker, A. J., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F. & Macpherson, C. G., (1997) Petrogenesis of Quaternary intrplate volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. *Journal of petrology* 38: 1359-1390.

Berberian, M., (1976). Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II. *Geol. Surv. Iran*, 39, 518p (in English) with five color maps.

- Berberian, M., & R. S. Yeats (1999), Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89(1), 120–139.
- Best, M. G., Barr, D. L., Christiansen, E. H., Gromme, S., Deino, A. L., & Tingey, D. G. (2009). The Great Basin Altiplano during the middle Cenozoic ignimbrite flareup: Insights from volcanic rocks. *International Geology Review*, 51(7-8), 589-633.
- Boynton, W.V. (1984) *Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies*. In: Henderson, P., Ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, New York, 63-114.
- Cooply, A & Jackson, J., (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics*, v, 25, TC6006.
- Cox, K.G., et al. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S., & Leeman, W. P. (1988). The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology*, (1), 331-349.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. & Leeman, W. P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States, In: *Oceanic continental lithosphere: Similarities and differences* (Eds. Cox, K. G. and Menzies, M. A.) *Special Lithosphere issue* 223 -352. *Journal of Petrology*.
- Frey, F.A., Jones, W.B., Davies, H., & Weis, D., (1991). Geochemical and petrologic data for basalts from Site 756, 757, and 758: implications for the origin and evolution of Ninetyeast Ridge. *Proc. ODP Sci. Results* 121, 611–659.
- Furman, T., & Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 24, pp. 237-262). Elsevier.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23-49.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R., Spakman, and W.Harker A (1909) *The natural history of igneous rocks*. Macmillan, New York.
- Hessami, D., Pantosti, H., Tabassi, E., & K, Feghhi., Shabaniyan, M., Abbassi, R., Feghhi, K., and Solaymani, S. 2003. Paleoearthquakes and slip rates of the North, Tabriz Fault, NW Iran: Preliminary result. *Annals of Geophysics*, 46.5.
- Hofmann, A. W. 1997, *Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism*, *Nature* volume 385, 219–229.

- Ilnicki, S. (2010) Petrogenesis of continental mafic dykes from the Izere complex Krakonosze -Izra Block (West Sudetes, SW Poland). *International Journal of Earth Sciences* 99: 745 -773.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F., & Villari, L. (1982). Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13(3), 223-240.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Jackson,,J. A., (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and aucasus. *Journal of Geophysics*. 97. 12471-12479.
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Koçyiğit, A & Erol, O., (2001), A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey, 14.
- Lightfoot, P. C., & Keays, R. R. (2005). Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian trap, Noril'sk region: Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores. *Economic Geology*, 100(3), 439-462.
- Maggi, A. & Priestley, K. (2005) Surface Waveform Tomography of Turkish-Iranian Plateau. *Geophysical Journal International*, 160, 1068-1080.
- Masson †F. †Martinod †J. †Hatzfeld †D. †Vernant †P. †Tavakoli †F., & Ashtiani †A. †(2005) SeismicVersus aseismic deformation in Iran inferred from GPS and Seismicity data. *Geophyse. J. Int.* 160 †217-226.
- McClusky, S., Bassalanian, C., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O.,Hamburger, M., Hurst, K., Hans-Gert, H.-G., Karstens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Relinger, R., Sanli, I. Seeger, H., Tealeb, A., Toksaz, M. N. & Veis, G., (2000), Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: *J. Geophys. Res.*, 105 (B3), 5695-5719.
- McKenzie, D. A. N., & O'NIONS, R. K. (1995). The source regions of ocean island basalts. *Journal of petrology*, 36(1), 133-159.

- Menzies, M. A., & Wass, S. Y. (1983). CO₂-and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(2), 287-302.
- Meschede, M. (1986) A Method of Discrimination between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Muller, D. & Groves, D.I., (1997), Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization: *Lecture Notes in Earth Sciences*, No.56, 238pp.
- Nabavi, M.H. (1976) A Preface to Iran's Geology. *Geology Survey & Mineral Exploration of Iran*, 109.
- Omrani, J, Agard, Ph., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., & Jolivet, L., (2008), Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences, *Lithos*, 3: 380-398.
- Pearce, D., & Turner, R. K. (1990). *Economics of natural resources and the environment*. Baltimore: Johns Hopkins University Press.
- Pearce, J. A. (1996) A users guide to basalt discrimination diagrams. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79 -113.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., ... & Mitchell, J. G. (1990). Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1-2), 189-229.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Pearce, J.A. (2008) *Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust*. *Lithos*, 100, 14-48.
- Rudnick, R. L., Gao, S., Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2003). Composition of the continental crust. *The crust*, 3, 1-64.
- Salters, V., Longhi, J.E. & Bizimis, M. (2002) Near mantle solidus trace element partitioning at 1664 pressures up to 3.4 GPa. *Geochem. Geophys. Geosys.* 3, 1-23.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. & Tarney, J. (1991) Fluid influence on the element composition of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 35: 371 -392.

- Schandl, E. S. & Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629 -642.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H., & Bellier, O. (2012). Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31(3).
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y., & Liu, X.,(2018), U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research* 306, 41-60
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989) Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J., Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., & Deng, W., (1996), Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts: *Journal of Petrology*, v. 37, p. 45–71, doi:10.1093/ petrology/37.1.45.
- Willson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hymen, London .
- Wilson, M. & Downes, H. (2006) Tertiary – Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society of London* 32(3): 147 -166.
- Yan, J., & Zhao, J. X. (2008). Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: the role of lithosphere–asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(1-2), 106-121.
- Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y., Zhou, X., & Liu, X., (2007) Elsevier. *Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources ... Lithos*.45-66.
- Zor, E. (2008). Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus. *Geophysical Journal International*, 175(3), 1273-1282.