

Geochemical study of young basalts in East Azerbaijan (Northwest of Iran)

Nasir Amel * and Mousa Akbarzadeh Laleh

Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The young basalts in East Azerbaijan are placed in West Alborz – Azerbaijan zone. Volcanic activities have extended from the Pliocene to the Quaternary by eruption from fracture systems and faults. Rocks under study are olivine-basalt and trachybasalts. The main minerals are olivine, pyroxene, plagioclase set in glassy or microcrystalline matrix and olivine are present as phenocryst. The textures in the studied rocks are mainly hyaloporphyric, hyalomicroclitic and porphyritic. Trace elements and rare earth elements on spider diagrams have high LREE/HREE ratio. Rare earth elements on diagram display negative slope indicating alkaline nature for the basalts under study. As it may be observed, on tectonic diagrams, the Marand basalts are placed on Island Arc basalt (IAB) field, whereas the Ahar, Heris, Kalaibar and Miyaneh basalts are classified as Ocean Island Basalts (OIB) and finally the basalts of Sohrol area are plotted on continental rift Basalt (CRB) field. The Marand and Sohrol basalts were likely originated from lithospheric - asthenospheric mantle with 2 to 5 % partial melting whereas, the Ahar, Heris and Kalaibar basalts having same source experienced 1-2% partial melting rate and the Miyaneh basalts possibly produced from lithospheric mantle with 10-20% partial melting rate pointing to shallow depth of mantle and the higher rate of melting. Based on tectonic setting diagrams, all the rocks studied are plotted in post collisional environments.

Keywords: Olivine basalt, Post collision arcs, East Azerbaijan, Northwest of Iran

* n.amel@tabrizu.ac.ir

بررسی زمین‌شیمی بازالت‌های جوان آذربایجان شرقی (شمال باختری ایران)

نصیر عامل* و موسی اکبرزاده لاله

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

چکیده

بازالت‌های جوان آذربایجان شرقی در پهنه البرز باختری- آذربایجان جای گرفته‌اند. تکاپوهای آتشفشانی از پلیوسن تا کواترنری با بیرون آمدن گدازه‌ها از سیستم‌های شکستگی و غسل‌ها روی داده است. سنگ‌ها الیون بازالت و تراکی بازالت هستند. کانی‌های اصلی آنها الیون، پیروکسن، پلاژیوکلاز در خمیره‌های شیشه‌ای و یا ریزبلور هستند. بافت این سنگ‌ها هیالوپورفیریتیک و هیالومیکروولیتیک پورفیریتیک با درشت‌بلورهای الیون‌ها است. عناصر کمیاب و خاکی نادر در نمودارهای عنکبوتی، نسبت بالای از LREE/HREE را نشان می‌دهند. شیب منفی در نمودار عناصر خاکی نادر نشان‌دهنده سرشت آلکالن آنهاست. در نمودارهای زمین‌ساختی، بازالت‌های منطقه مرند در گستره IAB، اهر، هریس، کلیبر و میانه در گستره OIB و بازالت‌های سهرل در گستره CRB جای گرفته‌اند. نمونه‌های مرند و سهرل از خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای - سست‌کره‌ای، با نرخ ذوب ۲ تا ۵ درصد، هریس، اهر، کلیبر با همان خاستگاه با نرخ ذوب بخشی ۱ تا ۲ درصد و نمونه منطقه میانه نیز از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصد از گوشته سنگ‌کره‌ای پدیدآمده‌اند و چه‌بسا نشان‌دهنده ژرفای کم گوشته و نرخ ذوب بالای آن است. برپایه نمودارهای پهنه زمین‌ساختی، نمونه‌ها در گستره کمان‌های پس از برخورد جای گرفته‌اند. واژه‌های کلیدی: الیون بازالت، کمان‌های پس از برخورد، آذربایجان شرقی، شمال باختری ایران

مقدمه

بازالت‌ها سنگ‌های آتشفشانی بازیک کمابیش تهی از سیلیس (SiO_2) کمتر از ۵۳ درصد وزنی) و غنی از MgO (بیش از ۵ درصد وزنی) هستند (Juteau and Maury, 1998). ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی، ماگمایی اولیه و یا با تغییرهای اندک است که در پی ذوب سنگ‌های پریدوتیتی در شرایط گوشته ساخته

می‌شود (Spera, 1984). برپایه پژوهش Spera (۱۹۸۴)، بازالت‌های آلکالن پیامد تبلور ماگمایی هستند که بدون جدایش چشمگیر، پرشتاب بالآمده و به سطح زمین رسیده است؛ از این رو، از آنها می‌توان دانسته‌های فراوانی درباره ترکیب گوشته خاستگاه برداشت کرد (Hofmann, 1997). این بازالت‌ها در جزایر اقیانوسی و کافت‌های قاره‌ای گزارش شده‌اند (Turner and

* n.amel@tabrizu.ac.ir

آذربایجان غربی در منطقه ماکو و پهنه‌های پیرامون آن را بررسی کرده‌اند و خاستگاه ماگمای گوشته‌ای تهی‌شده را برای بازالت‌ها به‌دست آورده‌اند. Ahmadzadeh (۲۰۱۰) به بررسی گدازه‌های آلکالین پتاسیک پلیو-کواترنری منطقه مرند پرداخته و برای ماگمای این سنگ‌ها خاستگاه گوشته‌ای در پهنه کمان آتشفشانی را پیشنهاد داده است. در این پژوهش، برپایه ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی همسان برای سنگ‌های بازالتی آلکالین جوان که از پهنه‌های گوناگون آذربایجان شرقی نمونه‌برداری شده‌اند، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌ها برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمای بازالتی آنها بررسی شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه آذربایجان

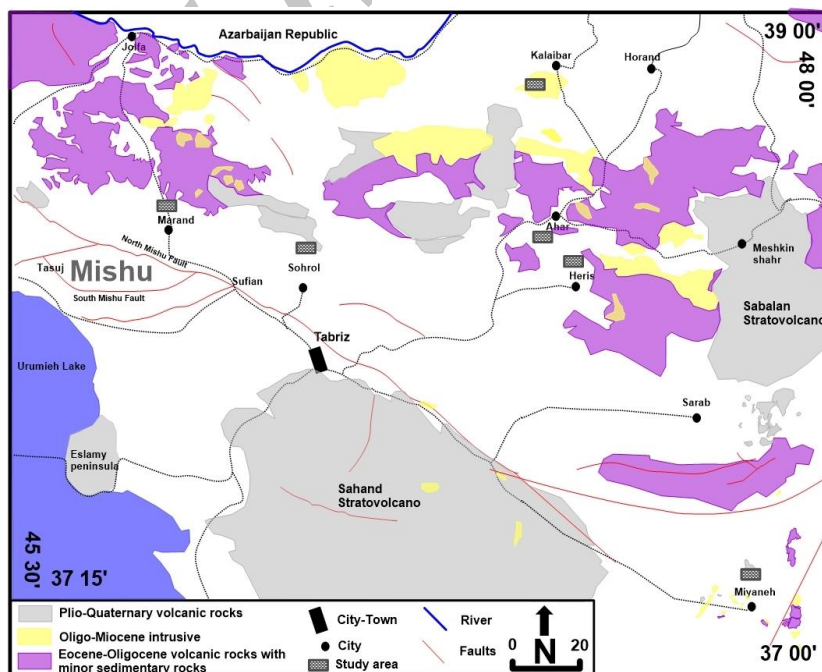
منطقه آذربایجان در رده‌بندی ساختمانی-رسوبی در پهنه‌های البرز-آذربایجان جای دارد (Nabavi, 1976). نخستین نشانه‌های فرایند آتشفشانی به سن کرتاسه پسین هستند؛ اما تکاپوهای آتشفشانی مهم و پیشتر زیردریایی در ائوسن روی داده‌اند. در آغاز الیگوسن، در پی تکاپوهای کوهزایی پیرنه، همانند بسیاری از نقاط البرز مرکزی و ایران مرکزی، توده‌های نفوذی فراوان مانند سینیت بزگوش، کلیبر و اهر درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و رویداد چین‌خوردگی‌هایی در رسوب‌های باختر و جنوب‌باختری آذربایجان را در پی داشته‌اند.

به باور Stöcklin (۱۹۷۴) فازهای اصلی این تکاپوی آتشفشانی در ائوسن-الیگوسن و پلیوسن-کواترنری روی داده و سنگ‌های نفوذی نیز بیشتر در الیگوسن پدید آمده‌اند. در دوره کواترنری، افزون بر سازوکار بیشتر فرسایشی و گاه رسوبی در ایران، تکاپوی آتشفشانی نیز در این دوره در پهنه‌های بسیاری روی داده است. Innocenti و همکاران (۱۹۸۲) بخش شمالی آذربایجان را از قفقاز و کوه‌های پانتوس در ترکیه و بخش جنوبی آن را از سری‌های ایران مرکزی و باختر ایران، تا رشته

(Hawkesworth, 1995). غنی‌شدگی از TiO_2 ، عناصر آلکالی (Na_2O+K_2O) ، LILE و HFSE و همچنین، نسبت بالای LREE/HREE و نبود آنومالی منفی Eu از ویژگی‌های بازالت‌های آلکالین جزایر اقیانوسی است (Yan and Zhao, 2008). بازالت‌های قاره‌ای در مراحل اولیه بازشدگی کافت‌های قاره‌ای به سطح زمین راه می‌یابند. بیشتر این بازالت‌ها متعلق به پهنه کششی هستند و پهنه‌های در حال فرونشست را پر می‌کنند. در پی بالآمدن پرشتاب ماگماهای پدیدآورنده بازالت‌های آلکالین، ماگما تکه‌هایی از سنگ‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای در راه خود را به‌صورت زئولیت و زئوکریست جابجا می‌کند و با خود به سطح زمین می‌رساند (Griffin *et al.*, 1999; McDonough, 1990). آذربایجان شرقی در شمال‌باختر ایران از پهنه‌هایی است که سنگ‌های آتشفشانی گسترده‌ای را با سن ائوسن تا کواترنری در خود جای‌داده‌است (Amel *et al.*, 2008). بر پایه شواهد چینه‌ای، گدازه‌های بازالتی آلکالین به سن پلیوسن تا کواترنری از سنگ‌های جوان آتشفشانی در این منطقه هستند که با ساخت منشوری روی سنگ‌های آتشفشانی یا رسوب‌های آبرفتی و آذراوری جای گرفته‌اند. تکاپوهای آتشفشانی از میانه دوران سوم تا کواترنری به‌گونه متناوب، به‌دنبال تداوم تکاپوهای زمین‌ساختی کششی در منطقه آذربایجان و شمال‌باختر ایران افزایش یافته است. این پدیده پیامد پدیدآمدن بالآمدگی‌ها و ضخیم‌شدگی‌های پوسته‌ای در پی برخورد صفحه عربی و اوراسیا بوده است. ولکانیسم پلیو-کواترنری در شمال‌باختری ایران سنگ‌های گوناگون آتشفشانی، شامل پیروکلاست‌ها، گدازه‌های آندزیتی، داسیتی و بازالتی آلکالین، را پدید آورده است. بیرون‌رفتن گدازه‌های بازالتی در پایانی‌ترین و جوان‌ترین تکاپوهای آتشفشانی کواترنری در پهنه‌های گسترده‌ای از آذربایجان بوده است که در پهنه پس‌از برخوردی صفحه‌ها و منطقه گسترده‌ی بالآمده با سرشت آلکالین روی داده است (Amel, 2007). Kheirkhah و همکاران (۲۰۰۹) خاستگاه تحول ماگمای بازالتی شمال‌باختری

پایانی‌ترین مرحله از فوران‌های جوان آتشفشانی در منطقه آذربایجان و شمال‌باختری ایران که بخشی از پیشانی منطقه برخورد را می‌سازد، فعالیت گسل‌های کهن و پیدایش شکستگی‌ها بیرون‌رفتن مواد آتشفشانی بازالتی را امکان‌پذیر کرده‌اند (Amel *et al.*, 2008). برپایه شواهد صحرایی، گدازه‌های بازالتی فوران‌های آتشفشانی پایانی و جوانی بوده‌اند؛ به‌گونه‌ای که در بیشتر مناطق آذربایجان گدازه‌های یادشده روی رسوب‌های آبرفتی کواترنری ریخته‌اند و پخته‌شدن رسوب‌ها و پیدایش پالتوسویل (Paleosol) با ساختمان منشوری را در پی داشته‌اند. سنگ‌های بازالتی جوان بررسی‌شده در پهنه‌های گوناگونی از ناحیه آذربایجان شرقی، به‌ویژه، مناطق هریس، سه‌رل، اهر، مرند، کلیبر و میانه رخنمون دارند (شکل ۱). از ویژگی‌های رخنمون‌های گدازه‌های منطقه اهر، جریان‌های فراوان گدازه هستند که پیامد ساختارهای بسیار پراکنده‌ای بوده و هر کدام یک یا چند جریان گدازه را بیرون داده‌اند. این گدازه‌ها روی نهشته‌هایی از کنگلومرا، سیلتستون و مارن قرمز با سن پلیوسن جای گرفته‌اند.

کوه‌های تاروس در ترکیه، جدا کرده‌اند. در دوره زمانی ائوسن تا کواترنری، فعالیت‌های آتشفشانی در ایران و به‌ویژه در این پهنه‌ها گسترش بسیاری داشته است. رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بیشتر بازیک در پهنه‌های گوناگون آذربایجان شناخته شده است که برپایه شواهد چینه‌ای، به سن کواترنری به‌شمار می‌روند. آذربایجان، منطقه‌ای است که کمربندهای آتشفشانی ایران مرکزی و البرز در آنجا با کمربندهای آتشفشانی ناحیه دریاچه وان و قفقاز کوچک برخورد کرده و در مجموع گستره فعالیت ماگمایی گسترده‌ای را پدید آورده‌اند (Alberti *et al.*, 1979). پس از بسته‌شدن نئوتتیس در پایان کرتاسه تا آغاز دوران سوم، برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا و ادامه فرایند تکاپوهای زمین‌ساختی فشارشی (به‌دنبال ادامه بازشدگی دریای سرخ در پلیوسن که بالاآمدگی‌ها و ضخیم‌شدگی‌های گسترده پوسته‌ای در بخش شمال‌باختری ایران، ترکیه و قفقاز را در پی داشته است)، در این منطقه فعالیت‌های آتشفشانی بزرگی در پلیو-کواترنر روی داده است. در



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شمال‌باختری ایران و جایگاه مناطق بررسی‌شده در آن، برگرفته از نقشه ۱/۵۰۰۰۰۰ آذربایجان شرقی (Aghanabati, 1996).

ریخته‌اند. در منطقه کلیبر گدازه‌های بازالتی با ساختمان منشوری روی گدازه‌های آتشفشانی آندزیتی با سن پلئوسن جای گرفته‌اند. در منطقه میانه و هریس گدازه‌های بازالتی روی سنگ‌های توف و داسیتی با سن احتمالی ائوسن جای دارند (شکل‌های ۲-A تا ۲-G).

در برخی پهنه‌ها، مانند سهرل، گدازه‌ها با ساختمان منشوری روی سنگ‌های اپی‌کلاستیک و آبرفتی جای گرفته و سبب پخته‌شدن آنها به صورت خاک‌های پالئوسویل شده‌اند. در منطقه مرند گدازه‌ها با ساختمان منشوری روی سنگ‌های شیلی و مارنی الیگومیوسن



شکل ۲- A) بازالت‌های منطقه هریس روی سنگ‌های توف و داسیت (دید به سوی شمال خاور)؛ B) گدازه‌های بازالتی منطقه اهر با ساخت منشوری روی سنگ‌های مارنی، سیلتی و کنگلومرا (دید به سوی شمال باختری)؛ C) گدازه‌های بازالتی منطقه کلیبر با ساخت منشوری روی گدازه‌های آندزیتی با سن پلئوسن؛ D) رخنمون‌های بازالتی منطقه میانه در بلندی‌ها روی سنگ‌های توف و داسیت (دید به سوی خاور)؛ E) گدازه‌های بازالتی منطقه سهرل با ساخت منشوری روی سنگ‌های اپی‌کلاستیک و آبرفتی (دید به سوی شمال)؛ F) گدازه‌های بازالتی منطقه مرند روی سنگ‌های شیلی و مارنی با سن الیگومیوسن (دید به سوی جنوب‌خاور)؛ G) پخته‌شدن رسوب‌ها و پیدایش پالئوسویل توسط گدازه‌های بازالتی در منطقه سهرل (دید به سوی شمال).

روش انجام پژوهش

برای بررسی سنگ‌شناختی، ۵۰ نمونه سنگی از بازالت‌ها در مناطق بررسی‌شده گردآوری شده و مقاطع نازک آنها بررسی شد. پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی،

۱۷ نمونه سنگی نادرگرساں برگزیده شده و برای به‌دست‌آوردن داده‌های تجزیه شیمیایی با روش تحلیل پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP) به شرکت ALS Chemex کانادا فرستاده شدند (جدول ۱).

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی (بر پایه wt%) و عناصر فرعی (بر پایه ppm) در بازالت‌های جوان آذربایجان شرقی.

Sample No.	Ahar 1	Ahar 2	Ahar 3	Heris 1	Heris 2	Kalaibar 1	Kalaibar 2	Marand 1	Marand 2	Marand 3	Marand 4	Marand 5	Marand 6	Marand 7	Marand 8	Miyane h	Sohro 1
Rock Type	basalt	trachy basalt	trachy basalt	tephrite	tephrite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basalt	phonotephrite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	basaltic trachy andesite	trachy basalt	Basaltic andesite	trachy basalt
SiO ₂	48.32	47.86	47.50	42.60	44.11	52.38	52.10	48.93	50.52	52.21	50.62	49.77	52.70	51.71	49.25	55.51	47.26
Al ₂ O ₃	14.61	15.58	15.57	14.30	14.48	16.79	16.61	16.25	13.92	14.36	13.63	13.85	14.12	16.35	17.10	18.33	14.71
Fe ₂ O ₃	9.64	10.32	10.10	12.21	11.37	8.26	8.35	9.42	7.67	7.26	7.62	7.91	7.17	7.40	11.61	7.15	11.17
CaO	9.28	9.60	9.64	10.50	10.36	8.12	8.40	9.36	8.31	7.76	8.12	8.29	8.01	9.42	7.03	8.10	8.62
MgO	5.56	5.50	5.52	7.20	6.60	3.80	4.23	8.56	5.95	5.80	6.30	5.74	5.60	4.40	4.33	3.18	7.31
Na ₂ O	2.31	4.51	4.28	2.89	4.50	4.62	4.80	3.21	2.91	2.81	2.52	3.44	3.99	3.70	4.50	3.68	3.97
K ₂ O	1.95	1.67	1.75	2.25	1.12	1.98	2.17	1.41	5.72	4.52	5.51	3.56	3.06	2.50	1.74	1.37	1.43
TiO ₂	2.26	2.25	2.26	2.70	2.69	1.60	1.61	1.22	1.36	1.21	1.32	1.24	1.18	1.40	2.19	0.82	2.12
MnO	0.12	0.12	0.13	0.16	0.14	0.11	0.12	0.15	0.14	0.14	0.31	0.13	0.12	0.11	0.16	0.17	0.16
P ₂ O ₅	1.41	1.34	1.35	1.50	1.62	0.77	0.95	0.36	1.30	1.10	1.11	1.21	0.93	0.75	0.74	0.33	1.14
L.O.I.	3.73	1.38	1.80	3.10	2.35	1.10	0.96	1.18	1.75	2.42	2.85	4.17	2.66	1.74	1.63	1.46	1.82
Total	99.19	100.13	99.90	99.41	99.34	99.53	100.03	100.05	99.55	99.59	99.91	99.31	99.54	99.48	100.28	100.10	99.71
Ba	762	606	771	769	876	764	788	467	2342	1851	2232	2455	1789	1472	785	813	871
Rb	22.3	12.7	11.6	23.8	11.4	22.2	21.9	24.6	240	118	140	201	83.8	64	53.3	50	23
Sr	2190	1560	2120	1915	2440	1540	1795	568	1045	1180	1115	1170	1135	1220	217	543	1171
Y	16.6	13.6	17.1	21.9	20.6	12.7	13.1	19.7	24.2	24.9	24.2	24.2	23.9	24	7.7	23.2	18.8
Zr	193	131	177	204	191	149	159	128	342	306	363	315	309	225	48	132	171
Nb	37.3	26.1	36.1	41.1	38.8	19.6	23.6	17	47.2	45.5	54.6	48.5	44.8	24.7	6.9	11.4	35.2
Th	6.93	4.76	6.83	5.23	5	5.26	5.9	5.04	29.1	28.6	33.1	30	28	17.75	4.56	6.71	5.12
Pb	9	7	9	8	9	12	10	9	30	32	30	32	31	20	18	44	8
Ga	29	25.2	28.7	20.2	25.1	20.5	20.3	18.1	18.9	19.3	18.5	18.2	18.5	18.9	15.5	18.1	18.3
Zn	159	104	156	170	152	111	126	89	100	106	101	98	99	92	26	288	132
Cu	80	82	111	83	126	51	91	53	100	62	78	100	61	60	<5	19	60
Ni	67	29	31	43	96	<5	<5	98	<5	26	<5	<5	15	15	<5	<5	186
V	226	140	184	277	288	213	207	217	199	174	187	188	165	208	9	161	241
Cr	71	51	72	111	121	52	62	321	122	158	122	120	150	230	10	10	232
Hf	4.9	3.35	4.8	5.3	5.11	4	4.12	3.3	9.2	8.5	9.8	8.8	8.3	5.6	1.9	3.24	4.3
Cs	0.16	0.22	0.25	0.19	0.35	0.24	0.18	0.58	11.9	2.72	12.65	12.1	36.1	1.89	0.27	3.8	3.12
Ta	1.9	1.2	1.7	1.9	1.8	0.9	1.2	0.9	2.4	2.3	2.9	2.3	2.3	1.2	0.5	0.6	1.8
Co	36	25.4	33.9	43	40.1	30.9	27.1	41.2	30.3	28.3	29	30.7	26.2	21.5	0.6	15.5	42
U	1.48	0.89	1.2	1.22	1.07	1.06	1.22	1.62	7.51	7.59	4.49	3.09	3.68	3.31	2.04	2.34	1.21
W	2	2	<1	3	3	<1	5	<1	6	7	8	3	6	3	1	<1	2
La	75.8	53.4	73.8	74.6	79.6	45.2	54.4	24.7	55.9	66.4	61.5	57.9	63.1	67	14.2	28	49.2
Ce	166	116	160	165	179	93	109	47	119.5	133	129.5	121.5	127.5	131.5	27.1	53	105
Pr	21	14.2	19.95	21.1	22.41	10.65	12.5	5.82	14.85	16.05	16.45	14.95	15.15	15.05	3.1	6.2	12.8
Nd	79.2	54.6	75.4	82.9	87.5	40.6	46.5	22.3	59.8	63.7	66.6	60.6	60.3	57.1	10.3	23.3	48.1
Sm	12.2	8.67	12.15	13.6	14.05	6.36	7.27	4.68	11.71	12	12.9	12.05	11.3	10.25	1.87	4.68	8.45
Eu	3.04	2.33	2.91	3.22	3.39	1.83	1.83	1.36	2.58	2.57	2.71	2.56	2.48	2.4	0.43	1.35	2.5
Gd	9.39	7.3	9.54	10.5	10.75	5.45	5.9	4.11	8.92	9.16	9.59	8.9	8.65	7.94	1.66	4.59	6.5
Tb	1.01	0.73	1.06	1.15	1.16	0.63	0.66	0.64	1.14	1.15	1.23	1.15	1.15	1.05	0.23	0.69	0.76
Dy	4.16	3.15	4.26	5.27	4.51	2.91	2.94	3.99	5.41	5.51	5.57	5.38	5.41	5.09	1.26	4.24	4.18
Ho	0.67	0.52	0.7	0.83	0.72	0.51	0.51	0.78	0.9	0.95	0.94	0.93	0.95	0.9	0.26	0.94	0.75
Er	1.88	1.32	1.77	2.33	2.24	1.4	1.37	2.16	2.34	2.47	2.54	2.4	2.23	2.31	0.64	2.68	1.97
Tm	0.22	0.13	0.21	0.27	0.24	0.18	0.18	0.32	0.34	0.34	0.29	0.3	0.31	0.31	0.1	0.42	0.28
Yb	1.29	0.86	1.28	1.6	1.61	1.13	1.03	1.95	1.83	1.97	2	1.93	1.93	2.09	0.8	2.77	1.6
Lu	0.17	0.14	0.17	0.23	0.19	0.17	0.14	0.31	0.29	0.28	0.3	0.29	0.28	0.32	0.12	0.41	0.23

سنگ‌نگاری

نمونه‌های بازالتی بررسی‌شده در مقاطع میکروسکوپی به دو دسته الیوین‌بازالت‌ها و پیروکسن‌بازالت‌ها تقسیم می‌شوند. الیوین‌بازالت‌ها دارای درشت‌بلورهایی از الیوین‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به اندازه $۰/۲ - ۱/۷$ میلیمتر هستند و در زمینه‌ای از کانی‌های ریزبلور (شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کانی‌های تیره) و یا شیشه جای دارند. در برخی نمونه‌ها، الیوین به ایدینگسیت و بولنزیت تجزیه شده‌اند. بلوره‌های درشت پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها دارای بافت غربالی هستند.

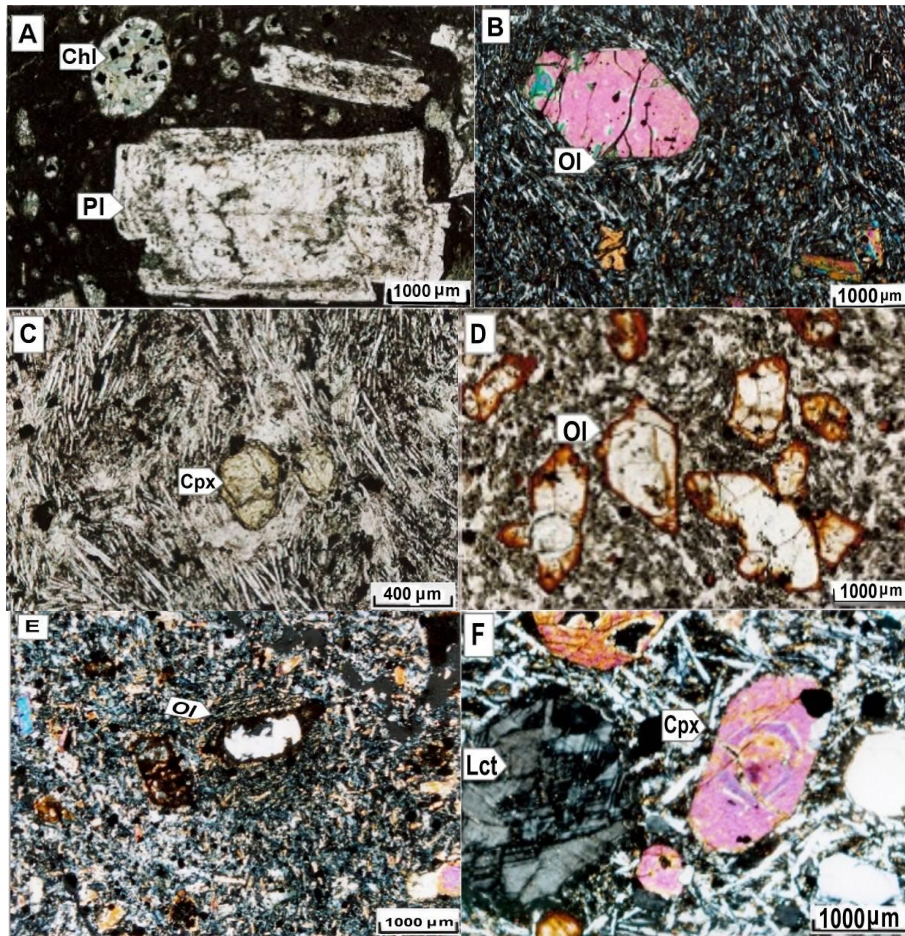
بیشتر سنگ‌ها بافت میکرولیتیک پورفیریتیک و هیالومیکرولیتیک پورفیریتیک دارند. پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها نیز از دیگر درشت‌بلورها هستند. برخی بلورها دارای ساختار منطقه‌ای هستند و در بیشتر مقاطع نازک، پیروکسن‌های اوژیتی فراوان‌تر از پلاژیوکلازها و الیوین‌ها هستند. نمونه‌های پیروکسن‌بازالت‌ها در منطقه کلیبر جای دارند (شکل ۳- A). الیوین‌های درشت در بازالت‌ها بیشتر در مناطق سه‌پرل، میانه و هریس جای دارند (شکل‌های ۳- B، ۳- D و ۳- E). در منطقه اهر، الیوین‌ها ریزبلور هستند (شکل ۳- C). نمونه‌های بازالتی مرند تهی از سیلیس هستند و بلوره‌های درشت شکل‌دار لوسیت در مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۳- F). نام اختصاری کانی‌ها برپایه Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

زمین‌شیمی

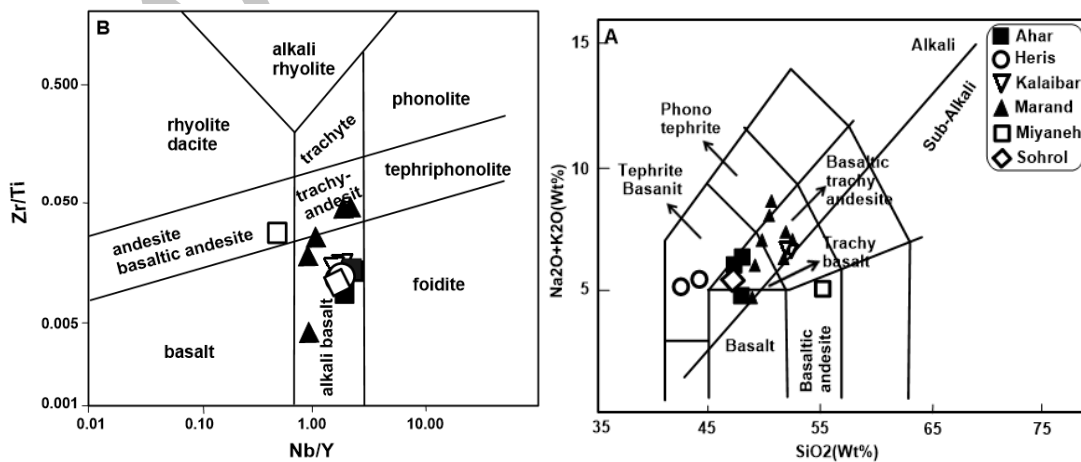
بازالت‌های مناطق بررسی‌شده دارای دست‌کم میانگین سیلیس $۴۲/۶$ درصد وزنی برای منطقه هریس و مقدار بیشینه $۵۵/۵۱$ درصد وزنی برای میانه است. میانگین K_2O و Na_2O در همه نمونه‌ها به ترتیب $۳/۶۸$ و $۲/۵۷$ درصد وزنی است. برپایه نسبت Na_2O در برابر

K_2O ، نمونه‌های بازالتی آلکالن‌سَدیک هستند؛ مگر نمونه‌های منطقه مرند که آلکالن پتاسیک هستند. درصد بالای TiO_2 در این نمونه‌ها از ویژگی‌های دیگر سنگ‌های بازالتی آلکالن است. به‌باور Maury و Juteau (۱۹۹۸) فراوانی MgO در بازالت ممکن است نشانه آن باشد که بازالت یادشده از خاستگاه گوشته‌ای پدیدآمده یا ماگمایی است که در آن درشت‌بلوره‌های الیوین به‌دنبال جدایش مکانیکی از مخزنی ماگمایی یا به هنگام جایگیری، در آن انباشته شده‌اند. این بازالت‌ها با MgO برابر ۵ تا ۸ درصد وزنی از بازالت‌های تهی از MgO یا بازالت‌های تحول یافته هستند و این کاهش پیامد تبلوربخشی الیوین‌هاست.

در نمودار TAS پیشنهادی Le Maitre (۲۰۰۲)، نمونه‌های منطقه مرند در گستره‌های تراکی‌آندزیت بازالتی - تراکی‌بازالت و بازالت جای می‌گیرند (شکل ۴- A). تنها یکی از نمونه‌های مرند نفلین نورماتیو بالای $(۳/۳)$ درصد دارد و در گستره فنوتفریت جای گرفته است. نمونه‌های اهر و سه‌پرل در گستره تراکی‌بازالت و نمونه‌های هریس در محدود تفریت - بازائیت هستند. دیدن نفلین نورماتیو در نمونه‌های هریس نشان‌دهنده کمبود SiO_2 و افزایش عناصر آلکالی است. نمونه‌های منطقه کلیبر در گستره تراکی‌آندزیت بازالتی هستند و نمونه سنگی میانه در گستره آندزیت‌بازالتی جای دارند. همه نمونه‌های بازالتی جوان منطقه آذربایجان شرقی سری آلکالن را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴- B و ۵- A)؛ مگر نمونه منطقه میانه که سری ساب‌آلکالن را نشان می‌دهد. نمونه‌های سه‌پرل، اهر و هریس از نمونه‌های تیتانیم بالا هستند (شکل ۵- B). درصد بالای TiO_2 (بیشتر از ۲ درصد وزنی) در این نمونه‌ها می‌تواند به افزایش ژرفای شکستگی بستگی داشته باشد و از ویژگی‌های پهنه‌های کافتی به‌شمار آید.



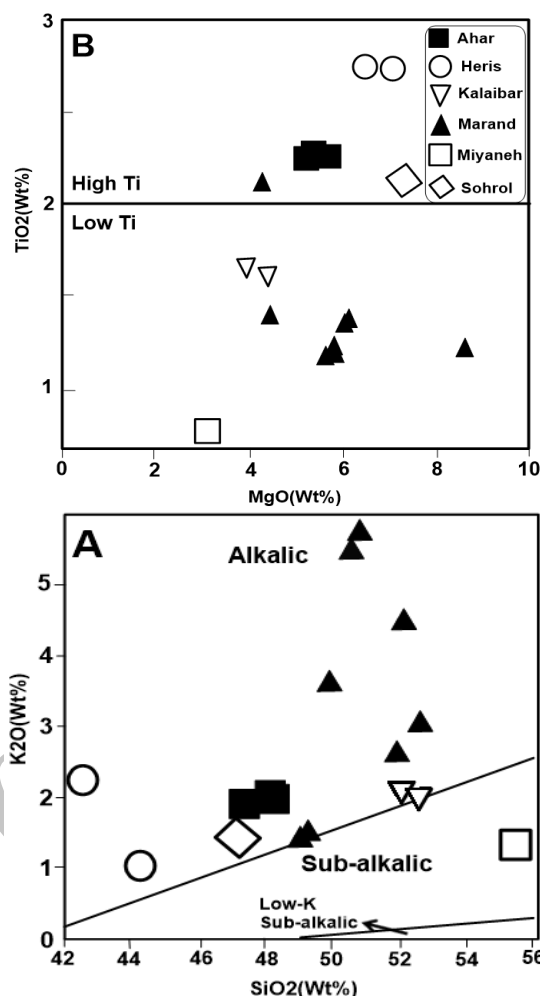
شکل ۳- A) تجزیه کامل درشت‌بلور پیروکسن به کانی‌های تیره و کلریت به همراه پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی‌دار در بازالت کلیبر در نور PPL (Cross)؛ B) فنوکریست‌های شکل‌دار الیون در بازالت منطقه میانه با بافت میکروولیتیک پورفیریک در نور XPL (Plane Polarized Light)؛ C) درشت‌بلورهایی از پیروکسن در بازالت‌های اهر با بافت میکروولیتی پورفیریک در نور PPL؛ D) فنوکریست‌های الیون با کناره‌های ایدینگستی شده در بازالت منطقه سه‌رل در نور PPL؛ E) الیون‌های درشت شکل‌دار ایدینگستی شده در الیون بازالت منطقه هریس در نور PPL؛ F) درشت‌بلور لوسیت در بازالت‌های مرند با بافت اینترگرانولار در نور XPL.



شکل ۴- A) نام‌گذاری سنگ‌های ولکانیک آذربایجان شرقی در نمودار TAS (Le Maitre et al., 2002)؛ B) نام‌گذاری سنگ‌های ولکانیک آذربایجان شرقی (Pearce, 1996) (نمادهای به کاررفته در نمودارها یکسان هستند).

ویژگی‌های خاستگاه ماگمایی آنها بستگی داشته باشد. روندهای عناصر در نمونه‌های اهر، هریس، کلیبر و برخی نمونه‌های مرند دارای روند همسانی هستند که می‌تواند نشان‌دهنده همانندبودن خاستگاه ماگمایی آنها باشد. بالابودن فراوانی عناصر LREE و LILE نشان‌دهنده گوشته‌ای است که پیشتر به‌دنبال متاسوماتیسم و یا آلیش با مواد پوسته‌ای غنی شده است (Menziez and Wass, 1983)؛ از این رو، گوشته متاسوماتیسم شده می‌تواند خاستگاه ماگمایی این نمونه‌های بازالتی به‌شمار آید. بررسی الگوهای عناصر خاکی نادر در نمونه‌های بررسی‌شده در برابر فراوانی این عناصر در ترکیب کندریت (Thompson, 1982) به‌نچار شده‌اند (شکل ۶-۲). در این نمودار شیب منفی چشمگیری دیده می‌شود که نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) برای این سنگ‌هاست. در این نمودار الگوی پراکندگی عناصر، مگر یک نمونه از منطقه مرند و میانه، با هم هم‌راستا و همراه با غنی‌شدگی در LREE است. این غنی‌شدگی چه‌بسا پیامد آلیش، متاسوماتیسم خاستگاه گوشته‌ای و یا فرورانش است.

در نمودار چندعنصری به‌نچار شده به ترکیب OIB (Sun and McDonough, 1989)، روند نمونه‌ها در برابر نمودار به‌نچار شده گوشته اولیه کمی متفاوت است. سرشت آگالن بازالت‌های از گوشته و تیغه گوشته‌ای بالای صفحه فرورو ریشه گرفته و با سیال‌های آزادشده از فرورانش پوسته اقیانوسی و ورود آن به تیغه گوشته‌ای متحول شده‌اند. این ویژگی می‌تواند دارای توجیه منطقی باشد. غنی‌شدگی از عناصر Cs, Rb, Pb, Ba و LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Nb, Zr) نشان‌دهنده ماگمای پهنه‌های کمان فرورانش هستند (Wilson, 1989). نمونه‌ها کمابیش دارای روند همانندی بوده و این موضوع می‌تواند به ویژگی‌های همسان خاستگاه ماگمایی آنها بستگی داشته باشد (شکل ۶-۳)؛ مگر نمونه منطقه میانه

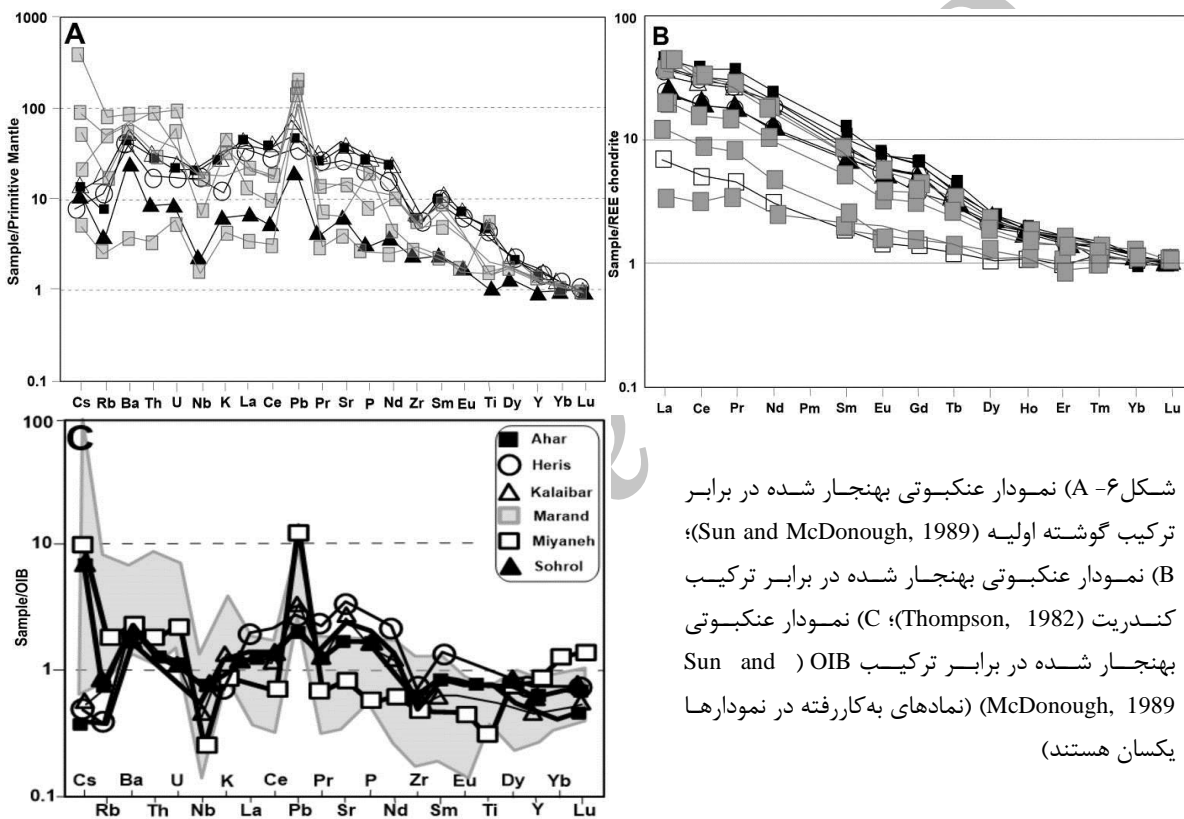


شکل ۵-۲) نمودار K₂O در برابر SiO₂ برای شناسایی سری آگالن از ساب‌آگالن (Middlemost, 1975)؛ (B) نمودار MgO در برابر TiO₂ که دو منطقه Ti بالا و کم را از هم جدا می‌کند (نمادهای به‌کاررفته در نمودارها یکسان هستند).

در نمودار چند عنصری به‌نچار شده به گوشته اولیه، به‌نجاری مثبت و شاخص از عناصر ناسازگار درشت‌یون برای عناصری مانند Rb, Ba, Th, La, Cs و U و ناهنجاری منفی ضعیف از عناصر Lu, Yb و Y برای مناطقی مانند سهرل و هریس دیده می‌شود (شکل ۶-۳). این ویژگی می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه غنی‌شده گوشته‌ای باشد و یا به‌دنبال آلیش با مواد پوسته‌ای قاره‌ای پدیدآمده باشد. تهی‌شدگی عناصر Y و Yb نیز می‌تواند در پی پدیده جدایش یا ذوب‌بخشی در ژرفا و گارنت‌داشتن در فاز به‌جامانده باشد. هم‌راستابودن و پراکندگی برخی روندها در نمودار می‌تواند به تفاوت

منفی Ti, Zr, P و Nb و آنومالی مثبت Pb و غنی‌شدگی از LILE مانند Rb, Ba, K و همچنین، برای بیشتر نمونه‌ها از ویژگی‌های آلودگی‌های پوسته‌ای بازالت‌های جوان منطقه هستند (Wilson, 1989; Hofman, 1997; Ilnicki, 2010). به باور برخی پژوهشگران دیگر، آنومالی منفی Ta, Nb و Ti می‌تواند به مقادیر متفاوت آرایش پوسته‌ای نیز بستگی داشته باشد.

که روند متفاوتی نشان می‌دهد. همچنین، در سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده و برخاسته از سنگ‌کره اقیانوسی فرورو، عناصر Ti, Nb و Ta بسیار کم حل می‌شوند؛ از این‌رو، در پوسته اقیانوسی آگیری‌شده، انباشته می‌شوند (Saunders *et al.*, 1991). در این نمودار از الگوی عناصر کمیاب می‌توان برای شناسایی آلودگی ماگماها با مواد پوسته‌قاره‌ای بهره برد. آنومالی



شکل ۶- A) نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Thompson, 1982)؛ C) نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب OIB (Sun and McDonough, 1989) (نمادهای به کاررفته در نمودارها یکسان هستند)

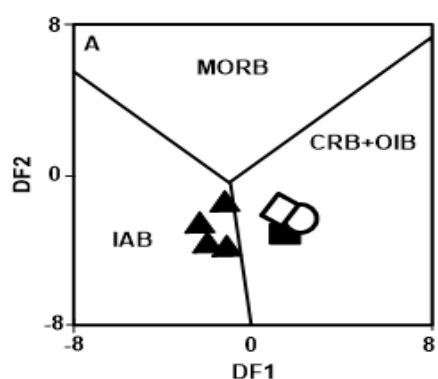
مناطق چه‌بسا آلودگی پوسته‌ای روی داده است. همچنین، در پی درجه کم ذوب‌بخشی، غنی‌شدگی از عناصر LREE نیز در آنها روی داده است.

پهنه زمین‌ساختی

نمودار Agrawal و همکاران (۲۰۰۸) که گستره‌های بازالت پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB)، بازالت‌های جزایر کمانی (IAB)، بازالت‌های درون قاره‌ایی (CRB) و

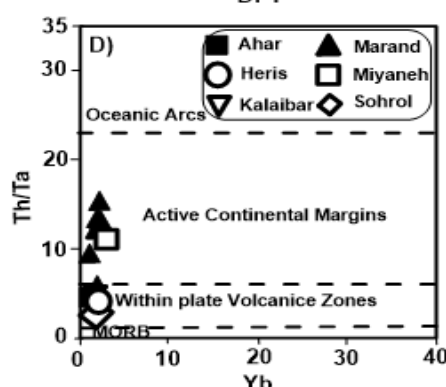
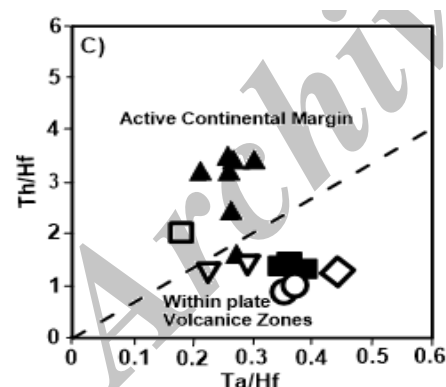
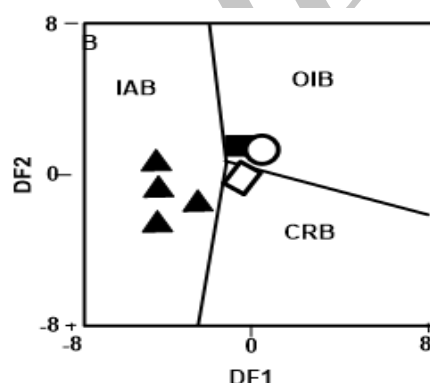
نسبت La/Sm معیار حساس به آلودگی پوسته‌ای است (Lightfoot and Keays, 2005). این نسبت در بازالت‌های این مناطق در جدول ۱ آورده شده است. مقدار این نسبت در بازالت‌های OIB نزدیک به ۳/۷، در E-MORB نزدیک به ۲/۴، در N-MORB نزدیک به ۰/۹۶، در پوسته بالای نزدیک به ۶/۶ و در پوسته زیرین ۲/۸ است. برپایه مقادیر یادشده و مقدار میانگین ۵/۹۸ برای نمونه‌های این مناطق، در بازالت‌های این

کمی غنی شده، این دو عنصر با یکدیگر تغییر می‌کنند؛ اما در ماگماهای کمانی غنی شده مقدار این نسبت نشان‌دهنده نسبت این عناصر در محل خاستگاه، میزان ذوب‌بخشی، مشارکت رسوب‌های روی صفحه فرورو در ساخت گدازه و یا میزان برهمکنش گدازه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای است. میانگین این نسبت که در سنگ‌های مناطق بررسی شده در جدول ۲ آورده شده است، نشان‌دهنده همانندی آنها به یک ماگمای کمانی غنی شده است.



بازالت درون صفحه اقیانوسی غنی شده (OIB) را از هم جدا می‌کند (شکل‌های A-7 و B-7). در این نمودار، نمونه‌های منطقه مرند در گستره بازالت‌های جزایر کمانی و بازالت‌های اهر، سهرل و هریس در CRB هستند.

به‌باور Juteau و Maury (۱۹۹۸) ماگمای کمانی‌های آتشفشانی برپایه نسبت Ce/Yb در دو دسته غنی شده و کمی غنی شده جای دارند. اگر نسبت Ce/Yb بیشتر از ۱۵ باشد ماگمای کمانی از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی شده است. افزون‌بر این، در ماگماهای



شکل ۷- جایگاه نمونه‌ها بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) در: A و B) نمودار Agrawal و همکاران (۲۰۰۸)؛ C و D) نمودار Schandl و Gorton (۲۰۰۲). نمونه‌های مرند در گستره کناره فعال قاره و نمونه‌های دیگر در پهنه آتشفشانی درون‌صفحه‌ای را برای ماگمای اولیه نشان می‌دهد.

غنی‌شدگی می‌تواند پیامد متاسوماتیسم بسیار در خاستگاه گوشته‌ای و نرخ ذوب‌بخشی کم خاستگاه باشد. نمونه‌های مناطق اهر، هریس و کلیبر در گستره بازالت درون‌صفحه اقیانوسی و نمونه سهرل در گستره بازالت درون‌قاره‌ای هستند.

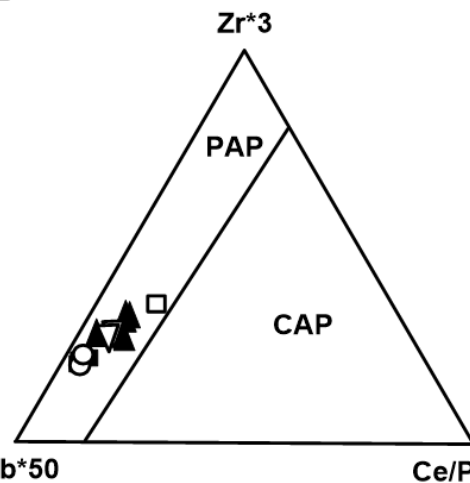
جدول ۲- میانگین نسبت عناصر فرعی در بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران).

Ratio	Ce/Yb	La/Nb	La/Ta	La/Sm
Ahar	287.8	2	42.3	6.1
Heris	107.3	1.9	41.6	5.5
Kalaibar	93	2.3	47.4	7.3
Marand	55.8	1.4	27.7	5.3
Miyaneh	19.1	2.4	46.6	5.9
Sohrol	69	1.3	25.8	5.8

از دیدگاه دارا بودن $K_2O/Na_2O <$ ، گدازه‌های بازالتی ویژه پهنه‌های کوهزایی به‌شمار نمی‌آیند (Wilson and Downes, 2006)؛ اما این نسبت (Ce/Yb) در منطقه میانه ۱۹/۱۳ درصد است که غنی‌شدگی کمتر این منطقه را نشان می‌دهد. گفتنی است که به‌علت متفاوت بودن مقدار متغیرهای DF1 و DF2، نمونه‌های کلیبر و میانه در این نمودارها (شکل‌های A-۷ و B-۷) دیده نمی‌شود. بر پایه نمودار Gorton و Schandl (۲۰۰۲) نمونه‌های مرند در گستره کناره فعال قاره و نمونه‌های دیگر در پهنه آتشفشانی درون صفحه‌ای هستند (شکل‌های C-۷ و D-۷). در نمودار Groves و Muller (۱۹۹۷) که کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخوردی را از هم جدا می‌کند، همه نمونه‌های منطقه در گستره پس از برخورد جای دارند (شکل ۸).

مهم در ارزیابی درجه ذوب‌بخشی است، به‌گونه‌ای که با افزایش فشار، درجه ذوب‌بخشی کم می‌شود (Sun and Hanson, 1975; Frey et al., 1978)؛ از این‌رو، نخست باید دو عامل مهم و تأثیرگذاری که ترکیب ماگماها را کنترل می‌کنند (ترکیب گوشته و درجه ذوب‌بخشی آن) از دیدگاه عناصر اصلی، فرعی، REE و ایزوتوپی بررسی و تفسیر شوند. به باور Weaver (۱۹۹۱) می‌توان از نسبت‌های عناصر ناسازگار در سیستم‌های بازالتی برای شناسایی منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای بهره برد. در نمودار Y/Nb در برابر Zr/Nb که برای بررسی تأثیر پلوم‌های غنی‌شده بر زمین‌شیمی مورب ترسیم شده است (شکل ۹-A)، بازالت‌های جوان منطقه آذربایجان شرقی در گستره نزدیک به خاستگاهی غنی‌شده OIB-گونه جای می‌گیرند و ویژگی خاستگاه OIB آلکالی‌بازالت‌ها را نشان می‌دهد. نمونه‌های منطقه میانه نیز در گستره T-MORB جای می‌گیرند. همچنین، در شکل ۹-B، نمونه منطقه میانه در گستره T-MORB جای دارد و نمونه‌های دیگر در گستره گوشته غنی‌شده جای گرفته‌اند.

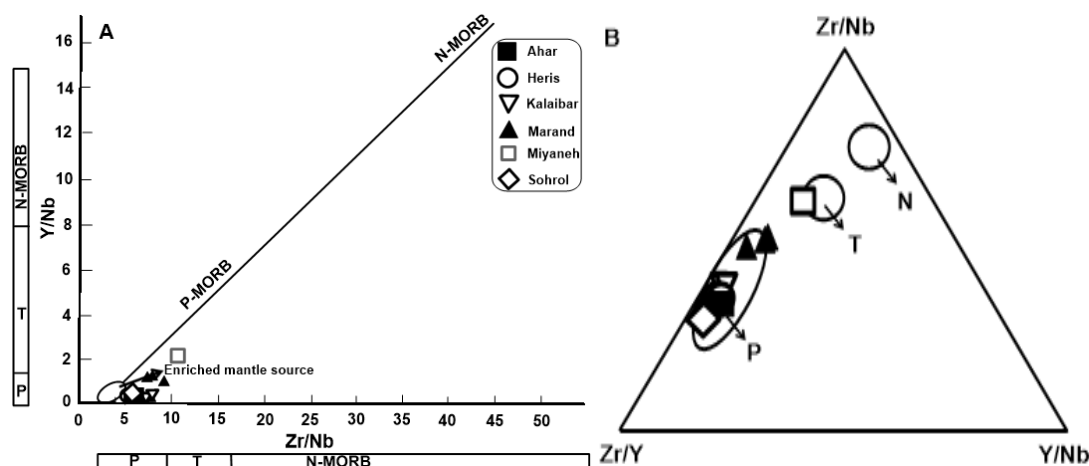
در جدول ۳ عناصر فرعی در بازالت‌های گوناگون با بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) مقایسه شده است (T-MORB: بازالت‌های انتقالی جزیره گالاپاگوس؛ E-MORB: مورب غنی‌شده، پشته خاوری اقیانوس آرام؛ N-MORB: مورب تهی‌شده پشته میان اقیانوس اطلس؛ OIB: بازالت درون صفحه اقیانوسی؛ IAB: بازالت جزایر کمانی (داده‌ها برگرفته از Geist و همکاران (۱۹۹۵) هستند)؛ CRB: بازالت طغیانی قاره‌ای گدازه‌های کویناوان (Melson et al., 1967). در جدول ۳، عناصر LILE منطقه مرند، اهر، سهرل و هریس به انواع IAB، همانندی بیشتری دارد.



شکل ۸- بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) در نمودار شناسایی کمان قاره‌ای از کمان پس برخوردی (Muller and Groves, 1997) (نشانه‌ها همانند شکل ۷ هستند).

سنگ‌زایی

درجه ذوب‌بخشی پیامد شگرفی بر ترکیب اولین گدازه دارد؛ به‌گونه‌ای که هرچه مقدار آن کوچک‌تر باشد، ترکیب ماگما بیشتر آلکالن می‌شود (Jung, 2003). فشار عامل تأثیرگذاری



شکل ۹- جایگاه بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) در: (A) نمودار Zr/Nb در برابر Y/Nb (Wilson, 1989)؛ (B) نمودار مثلثی Zr/Nb و Zr/Y و Y/Nb (Fodor and Vetter, 1984) (P=PMORB; N=NMORB; T=TMORB).

پدیدآورنده بازالت‌های آلکالن منطقه دچار متاسوماتیسم کربناته توسط سیال‌های آزادشده از صفحه اقیانوسی فرورو شده است. بر این پایه می‌توان گفت ولکانیسم جوان منطقه آذربایجان شرقی از خاستگاه گوشته‌ای با ویژگی بینابینی گوشته سنگ‌کره‌ای تا سست‌کره‌ای است که دچار متاسوماتیسم بوده است (شکل‌های ۱۰- A و B). غنی‌شدگی در عناصر LREE و تهی‌شدگی در عناصر خاکی نادر HREE و شیب منفی منحنی‌های عناصر خاکی نادر، نشان‌دهنده نسبت بالای CO_2/H_2O در پهنه و خاستگاه الیون‌بازالت‌هاست.

در نمودار Baker و همکاران (۱۹۹۷) نمونه‌های مناطق مرنند و سهرل از خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌لرزولیتی و اسپینل‌لرزولیتی با نرخ ۲ تا ۵ درصد ذوب‌بخشی پدیدآمده‌اند. همچنین، در این نمودار نمونه‌های مناطق هریس، اهر، کلیر از خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌لرزولیتی و اسپینل‌لرزولیتی با نرخ ۱ تا ۲ درصد ذوب‌بخشی پدیدآمده‌اند. نمونه منطقه میانه از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصد از اسپینل‌لرزولیت پدید آمده است. این نشانه ژرفای کم گوشته خاستگاه و نرخ ذوب بالاست که در پی آن، نمونه منطقه میانه از نوع ساب‌آلکالن شده است (شکل ۵- A).

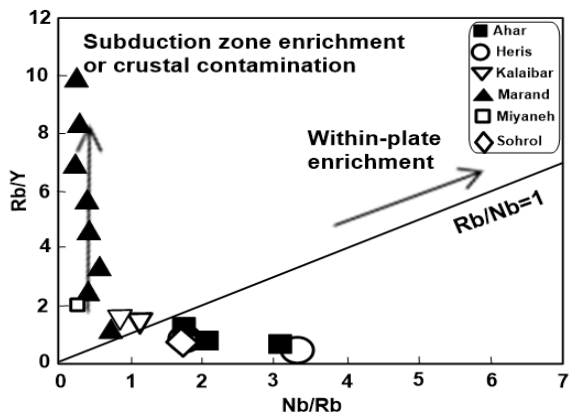
جدول ۳- مقایسه عناصر فرعی بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) با بازالت‌های گوناگون.

Elements	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Eu	La	Yb
Ahar	15.5	712	1956.6	33.5	167	15.76	2.7	67.7	1.1
Heris	17.6	822.5	2177.5	39.5	197.5	21.25	3.3	77.1	1.6
Kalaibar	22	773	1667.5	21.6	153	12.9	1.8	49.8	1.0
Marand	115.5	1672.6	956.25	36.15	254.3	21.5	2.1	51.4	1.8
Miyaneh	50	813	543	11.4	132	23.2	1.3	28	2.7
Sohrol	23	871	1170	35.3	171	18.8	2.5	49.2	1.7
N-MORB	0.8	6.2	94	2.2	85	34	1.2	2.8	3.4
T-MORB	20	86	291	22	190	37	2.1	15.1	2.9
E-MORB	4	40	220	9.3	150	32	1.6	9	3.2
OIB	13	185	440	40	150	22	2	31.5	1.6
IAB	187	2790	980	39	138	16	2.1	68	1.3
CRB	8	-	184	8	150	-	1.48	16.1	3.24

تهی‌شدگی از HREE در برابر LREE در این بازالت‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها پیامد ذوب گوشته بوده است (Frey *et al.*, 1991; McKenzie and O'Nions, 1995).

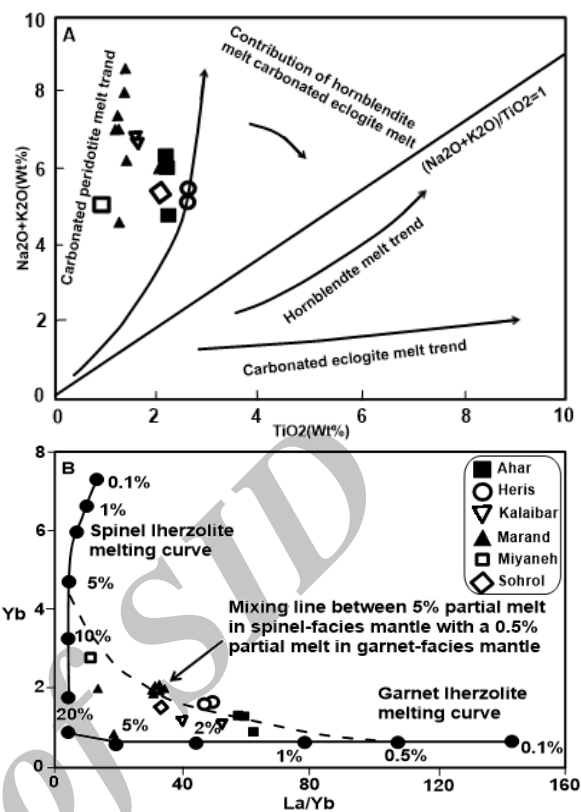
نبودن تهی‌شدگی از HFSE در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تأثیر گوشته سنگ‌کره‌ای بر سنگ خاستگاه پدیدآورنده این بازالت‌هاست (Abdel-Fattah *et al.*, 2004). برپایه Salters و همکاران (۲۰۰۲) و Zeng و همکاران (۲۰۱۰)، مقدار چشمگیر TiO_2 (۱/۷۳) درصد وزنی و نسبت بالای Zr/Hf (۳۷/۵۱) درصد وزنی و نوسان‌های مقدار Cs نشان می‌دهد که سنگ خاستگاه

فرورانش در نمونه منطقه میانه نیز به چشم می‌خورد (شکل‌های ۶- C و ۸)؛ اما مناطق اهر، هریس، کلیبر و سهرل در جایگاه غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای جای می‌گیرند.



شکل ۱۱- بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) در نمودار Rb/Y-Nb/Rb. نمونه‌های منطقه مرنده دارای روند عمودی در این نمودار هستند. این پدیده نشان‌دهنده نقش آلودگی پوسته‌ای در پیدایش بازالت‌های جوان منطقه مرنده است (Temel *et al.*, 1998).

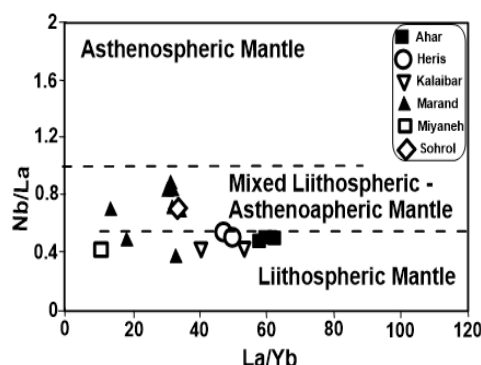
از آنجایی که گوشته سنگ‌کره‌ای از عناصر دارای شدت میدان بالا یا HFSE (مانند: Nb و Ta) در برابر عناصر خاکی نادر سبک (LREE) تهی‌تر است، مقدار بالای Nb/La (~1) نشان‌دهنده ویژگی خاستگاهی سست‌کره‌ای (مانند: بازالت‌های جزایر اقیانوسی یا OIB) است؛ اما نسبت‌های کمتر (~0.5) خاستگاهی است (Bradshaw and Smith, 1994). جایگاه سنگ‌های بازالتی مناطق مرنده و سهرل نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای برای این مناطق است؛ اما برای مناطق اهر، کلیبر، هریس و میانه نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای است (شکل ۱۲). همچنین، نسبت $La/Nb > 1/5$ و $La/Ta > 3.0$ در بازالت‌های جوان منطقه (جدول ۱) نیز از ویژگی‌های ماگماهای پدیدآمده از گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای است (Fitton *et al.*, 1988).



شکل ۱۰- جایگاه بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) در: (A) نمودار TiO_2 در برابر مجموع آلکالی‌ها بر گرفته از Zeng و همکاران (۲۰۱۰)؛ (B) نمودار Yb-La/Yb برگرفته از Baker و همکاران (۱۹۹۷) (نمادهای به کاررفته در نمودارها یکسان هستند).

از نمودار Rb/Y-Nb/Rb برای شناسایی غنی‌شدگی با سیال‌ها در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در جایگاه درون‌صفحه‌ای می‌توان بهره برد (Temel *et al.*, 1998). روندهای عمودی در این نمودار در پی غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و افزایش میزان Rb در نسبت Rb/Y پدید می‌آیند؛ اما در جایگاه غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای، میان Rb و Nb روند مثبت بوده و نسبت Nb/Y برابر با ۱ است (Temel *et al.*, 1998). روی این نمودار، نمونه‌های منطقه مرنده و میانه روند عمودی داده‌ها را نشان می‌دهند (شکل ۱۱)؛ از این‌رو، سنگ‌های منطقه مرنده ویژگی‌های غنی‌شدگی با محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای از خود نشان می‌دهند. همچنین، این غنی‌شدگی با محلول‌های

و همچنین، هنگام بالا آمدن ماگما به سوی سطح زمین است. غنی‌شدگی در Pb، Th و U و الگوی شیب‌دار نمودارهای عناصر خاکی نادر، مقدار بالای Nd/Pb و La/Sm همگی گویای خاستگاهی غنی‌شده برای این بازالت‌هاست. غنی‌شدگی رخ داده در خاستگاه گوشته‌ای می‌تواند پیامد کارکرد سیال‌های برخاسته از پوسته اقیانوسی فرورو نتوتیس باشد. مقدارهای بالای Rb/Y نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای در پدید آمدن بازالت‌های جوان منطقه مرند است (شکل ۱۱). بهترین الگوی زمین‌ساختی ماگمایی برای چگونگی پیدایش سنگ‌های آتشفشانی منطقه مرند الگوی صفحه اقیانوسی فروروی شکسته‌شده (Slab break-off) است. با ذوب مستقیم بازمانده‌های این صفحه در گوشته و بالا آمدن گدازه ساخته‌شده و در پی نفوذ آن، گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده ذوب شده و ماگماتیسیم آکالن در منطقه روی داده است. سپس در پی سازوکار زمین‌ساختی کششی در منطقه و سیستم‌های پیچیده گسلی، ماگمای بازالتی در منطقه مرند بیرون ریخته است (Ahmadzadeh, 2010). رویداد ذوب‌بخشی در گوشته سنگ‌کره‌ای مناطق اهر، هریس، کلیبر، سهرل و میانه نیز می‌تواند پیامد کاهش فشار در پی نیروهای کششی زمین‌ساختی باشد.



شکل ۱۲- جایگاه بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) در نمودار Nb/La در برابر La/Yb (Bradshaw and Smith, 1994).

بحث و نتیجه‌گیری

شواهد زمین‌شیمیایی بازالت‌های آذربایجان شرقی (شمال‌باختری ایران) نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای برای نمونه‌های میانه، هریس، اهر و کلیبر و برای مناطق مرند و سهرل خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای - سست‌کره‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). در نمودارهای عنکبوتی به‌نکارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه، بازالت‌های اقیانوسی بیشتر آنومالی مثبت Ta و Nb و آنومالی منفی Pb نشان می‌دهند؛ اما در این نمودارها، نمونه‌های منطقه آذربایجان شرقی آنومالی منفی Ta و Nb و آنومالی مثبت Pb دارند (شکل ۶). این تفاوت‌ها بی‌شک، نشان‌دهنده رویداد تغییر در خاستگاه

منابع

- 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.
- Aghanabati, A. (1996) Geological map of Eastern Azerbaijan province. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Agrawal, S., Guevara, M. and Verna, S. P. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review* 50(12): 1057-1079.
- 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).
- Alberti, A., Comin-Chiaramonti, P., Battistini, G., Sinigoi, S. and Zerbi, M. (1979) Upper Eocene to early Oligocene shoshonitic volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 134: 248-264.

- Amel, N. (2007) petrology and petrogenesis of Plio-Quaternary magmatic rocks of Azerbaijan- NW Iran. Ph. D. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Amel, N., Moayyed, M., Ameri, A., Vosoghi Abedini, M. and Moazzen, M. (2008) Petrogenesis of Plio-Quaternary basalts in Azerbaijan, NW Iran and comparisons them with similar basalts in the east of Turkey. *Iranian journal of Crystallography and Mineralogy* 2: 327-340 (in Persian).
- Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F. and MacPherson, C. G. (1997) Petrogenesis of Quaternary CFB to MORB, Southern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 307-321.
- Bradshaw, T. K. and Smith, E. L. (1994) Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63(4): 182-193.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and 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*.
- Fodor, R. V. and Vetter, S. K. (1984) Rift zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 307-321.
- Frey, F. A., Garcia, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. and Albarede, F. (1991) The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *Journal of Geophysical Research* 96: 14347-14375.
- Frey, F. A., Green, D. H. and Roy, S. D. (1978) Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology* 19: 463-513.
- Geist, D., Howard, K. A. and Larson, P. (1995) The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt-rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos archipelago. *Journal of Petrology* 34: 965-982.
- Griffin, W. L., O'reilly, S. Y. and Ryan, C. G. (1999) The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In: *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation* (Eds. Fei, Y., Berka, C. and Mysen, B.O.) Stony Brook, N. Y.: 13-45. The Geochemical Society, London.
- Hofmann, A. W. (1997) Mantle geochemistry-the message from oceanic volcanism. *Nature* 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., Manetti, P., Mazzuli, R., Pasquare, G. and Villari, L. (1982) Anatolia and north-western Iran, In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.) 327-349. John Wiley and Sons, New York.
- Jung, C. (2003) Geochemische und isotoopen-geochemische untersuchungen an tertiaeren vulkaniten der Hocheifelein beitrage zur identifizierung der mantelquellen von Rift-bezogenen vulkaniten, Dissertation zur erlangung des doktorgrades Naturwissenschaften fachbereich geowissenschaften der Philipps. Universitaet Marburg, Deutschland (in Germany).
- Juteau, T. and Maury, R. (1998) *Géologie de la croute océanique: Petrologie et Dynamique Endogens*. Masson, Paris.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. and Emami, M. (2009) Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182: 1-12.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A. R. (2002) *A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press.

- Lightfoot, P. C. and Keays, R. R. (2005) Siderophile and chalcophile metal variation in flood basalts from the Siberian Trap Noril'sk region: implications for the origin of the Ni-Cu PGE sulfide ores. *Economic Geology* 100: 439-462.
- McDonough, W. F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101: 1-18.
- Mckenzie, D. and O'Nions, R. K. (1995) The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 36: 133-160.
- Melson, W. G., Jarowitch, E., Bowen, V. T. and Thompson, G. (1967) St. Peter and St. Paul Rocks: A high temperature mantle-derived intrusion. *Science* 155: 1532-1535.
- Menzies, M. A. and 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 Planetary Science Letters* 65: 287-302.
- Middlemost, E. A. K. (1975) The basalt clan. *Earth Science Reviews* 11: 337-364.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Mineral Resource Reviews*, Springer Verlag.
- Nabavi, M. H. (1976) An introduction to geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- 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.
- Salters, V. J. M., Longhi, J. E. and Bizimis, M. (2002) Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3(7): 1-23.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. and 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. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642
- Spera, F. J. (1984) Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 217-232.
- Stocklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: *The geology of continental margins* (Eds. Burk, C. A. and Drake, C. L.) Springer, Berlin.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Special Publication* 42: 313- 345. Magmatism in the Oceans Basins, Geological Society of London.
- Sun, S. S. and Hanson, G. N. (1975) Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 52(2): 77-106.
- Temel, A. and Gondogdu, M. N. and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 327-357.
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.

- Turner, S. and Hawkesworth, C. (1995) The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology* 120: 295-314.
- Weaver, B. L. (1991) Trace element evidence for the origin of ocean island basalts. *Geology* 19: 123-126.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95: 185-187.
- Willson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hymen, London.
- Wilson, M. and 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. and Zhao J-X. (2008) Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere-asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences* 33: 106-121.
- Zeng, G., Chen, L-H., Xu, X-Sh., Jiang, Sh-Y. and Hofmann, A. W. (2010) Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology* 273: 35-45.

Archive of SID

Archive of SID