Petrographic and geochemical characteristics of olivine basalts from east of Nehbandan and Chahchocho (Sistan suture zone, eastern Iran)

Neda Mokhtari [1], Ali Ahmadi [1]* and Hassan Mirnejad [2, 3]
[1] Department of Geology, Faculty of Science,
University of Sistan and Baluchestan, Zahedan 98167-45845, Iran
[2] Faculty of Earth Science, College of Science, University of Tehran, Tehran 14155-64155, Iran
[3] Department of Geology and Environmental Earth Sciences, Miami University, OH 45056, USA

Abstract
Olivine basalts from east of Nehbandan and Chahchocho regions belong to sodic alkaline and transitional magma series. Compared to alkaline olivine basalts (AOB), the transitional olivine basalts (TOB) have higher MgO, SiO_2, Ni, Cr, Ba, Th, Pb, and U, and lower TiO_2, FeO_t, REE, and HFSE. High MgO, $Mg^{\#}$, Ni, and Cr (13.8 wt%, 77, 531 and 860 ppm, respectively) of the TOBs indicate that their chemical composition is close to a primary magma in equilibrium with mantle peridotites, whereas, the same values of the AOBs (8.3 wt%, 59, 155 and 176 ppm, respectively) are not quite close to a presumed primary magma. Based on petrographic and geochemical criteria, the TOBs have undergone both crystal fractionation and crustal assimilation, but the AOBs just show evidence of fractional crystallization. The enrichment of all rocks in the LREEs compared to the HREEs, LILEs relative to the HFSEs, together with the REE and multi-element patterns close to those of OIB may be indicative of an enriched asthenospheric-lithospheric mantle source. Non-modal batch melting models show that the AOBs are generated by ~7% partial melting of an asthenospheric mantle source at garnet lherzolite stability field. Furthermore, the TOBs are formed either by 7-15% partial melting of a metasomatized lithospheric mantle, or they are products of partial melting of an asthenospheric-lithospheric mantle source at 50% garnet-50% spinel lherzolite stability field.

Key Words: olivine basalt, alkaline magmatism, transitional magmatism, enriched mantle, Nehbandan, Iran

* aahmadi@science.usb.ac.ir

DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.119500.1150

پتـــــرولوژی، سال یازدهم، شماره چهل و یکم، بهار ۱۳۹۹، صفحه ۱۲۹-۱۵۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۹/۱۷ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۸/۱۲/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۱۰

ویژگی‌های سنگ‌نگاشتی و زمین‌شیمیایی الیوین‌بازالت‌های خاور نهبندان و چاه چوچو (پهنهٔ زمین‌درز سیستان، خاور ایران)

ندا مختاری [۱]، علی احمدی [۱]* و حسن میرنژاد [۲،۳]

[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان ۴۵۸۴۵- ۹۸۱۶۷، ایران

[۲] دانشکده علوم زمین، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران ۶۴۱۵۵- ۱۴۱۵۵، ایران

[۳] گروه زمین‌شناسی و علوم زیست محیطی، دانشگاه میامی، اوهایو ۴۵۰۵۶، آمریکا

چکیده

الیوین‌بازالت‌های خاور نهبندان و چاه چوچو به دو سری ماگمایی آلکالن سدیک و تحولی تعلق دارند. الیوین‌بازالت‌های تحولی در مقایسه با الیوین‌بازالت‌های آلکالن از MgO، SiO_2، Ni، Cr، Ba، Th، Pb و U غنی‌تر و از TiO_2، FeO_t، REE و HFSE تهی‌تر هستند. مقدار بالای MgO، Mg#، Ni و Cr در بازالت‌های تحولی (به‌ترتیب ۱۳/۸ درصدوزنی، ۷۷، ۵۳۱ و ۸۶۰ ppm) نشان‌دهندهٔ نزدیکی ترکیب شیمیایی آنها به ماگمای اولیه است که با پریدوتیت گوشته‌ای در تعادل بوده است؛ اما در بازالت‌های آلکالن، این مقدارها (به‌ترتیب ۸/۳ درصدوزنی، ۵۹، ۱۵۵ و ۱۷۶ ppm) از ترکیب یک ماگمای اولیه کمی فاصله دارند. برپایهٔ ویژگی‌های سنگ‌نگاشتی و زمین‌شیمیایی، بازالت‌های تحولی شاید دچار فرایندهای جدایش بلورین و آلایش پوسته‌ای شده‌اند؛ اما بازالت‌های آلکالن شاید تنها دچار فرایند جدایش بلورین شده باشند. غنی‌شدگی سنگ‌ها از LREE نسبت به HREE و نیز LILE نسبت به HFSE و شباهت الگوهای REE و عنکبوتی آنها به OIB نشان‌دهندهٔ جدایش آنها از گوشته‌ای سست‌کره‌ای- سنگ‌کره‌ای و غنی‌شده هستند. برپایهٔ الگوسازی انجام‌شده، پیدایش ماگمای سازندهٔ بازالت‌های آلکالن پیامد نزدیک به ۷ درصد ذوب‌بخشیِ گوشته‌ای سست‌کره‌ای با ترکیب لرزولیت گارنت‌دار بوده است. پیدایش ماگمای سازندهٔ بازالت‌های تحولی نیز پیامد ۷ تا ۱۵ درصد ذوب‌بخشیِ گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دگرنهاد و در مرز سست‌کره و سنگ‌کره، با ترکیب لرزولیت گارنت‌دار و لرزولیت اسپینل‌دار به نسبت نزدیک به ۵۰ -۵۰ درصد بوده است.

واژه‌های کلیدی: الیوین‌بازالت، ماگماتیسم آلکالن، ماگماتیسم تحولی، گوشتهٔ غنی‌شده، نهبندان، ایران

* aahmadi@science.usb.ac.ir

DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.119500.1150

مقدمه

بررسی بازالت‌ها به‌عنوان سنگ‌هایی که ماگماهای سازندهٔ آنها از ذوب گوشته پدید آمده‌اند، رهنمود خوبی برای شناخت سرشت گوشته یک منطقه است؛ به‌ویژه بازالت‌های اولیه که ترکیب آنها با پریدوتیت گوشته‌ای (بازالت‌هایی با Mg#، MgO، Ni و Cr بالا و SiO_2 کمتر از ۵۲ درصدوزنی) در تعادل است، اهمیت و کاربرد بسیاری در زمینهٔ بررسی شیمیایی خاستگاه گوشته دارند. همچنین، پژوهشگران با بررسی آنها اطلاعات ارزشمندی دربارهٔ شرایط حاکم بر گوشته هنگام ذوب به‌دست می‌آورند (Wilson, 1989).

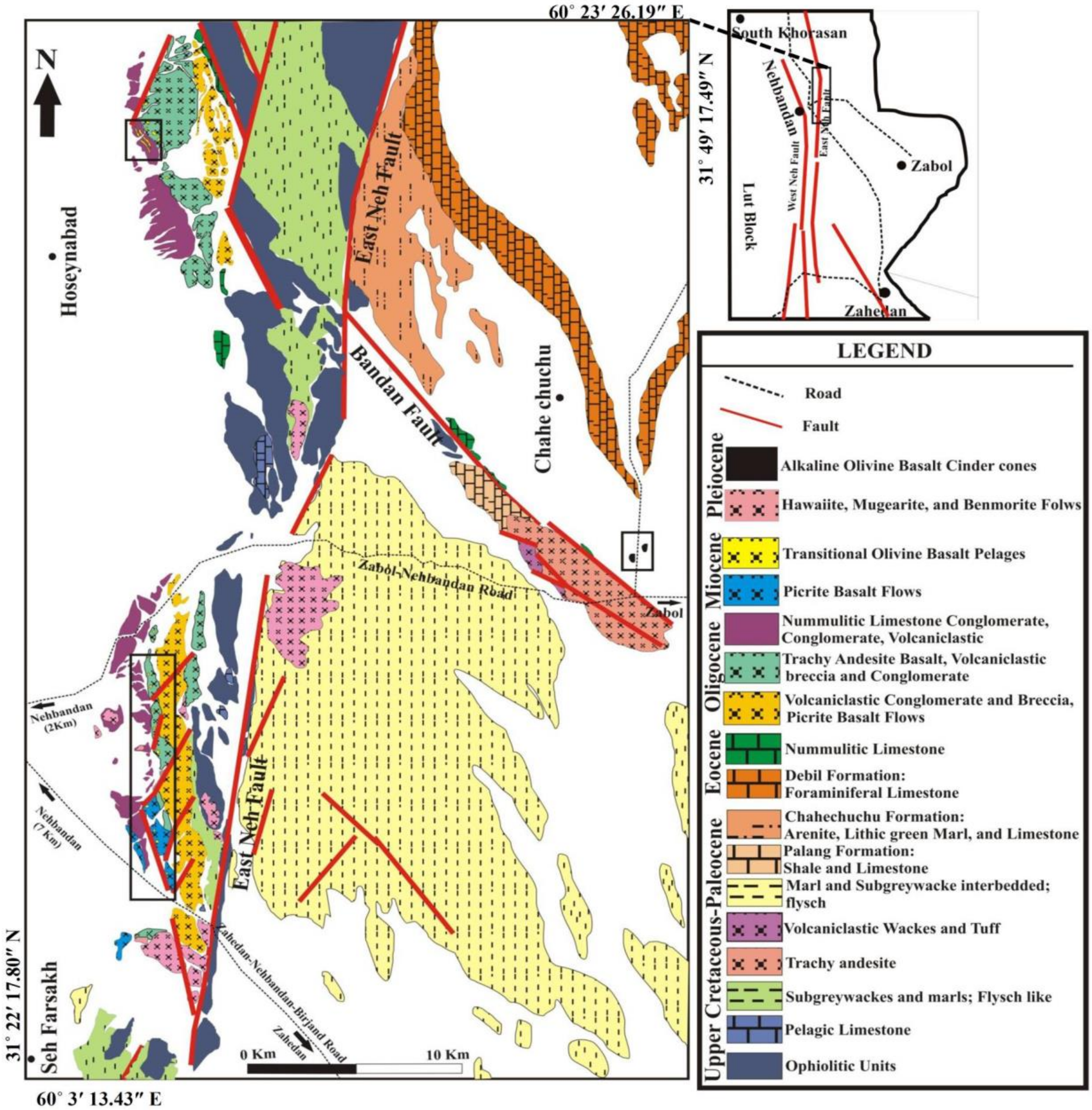
پهنهٔ زمین‌درز سیستان (Tirrul *et al.*, 1983) از زیررده‌بندی‌های زمین‌شناسی خاور ایران به‌شمار می‌رود. این پهنه مجموعه‌ای از بلندی‌ها و فرونشست‌ها است که گسل‌هایی با روند شمالی- جنوبی ساختارهای اصلی آن را می‌سازند (Tirrul *et al.*, 1983; Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). در این پهنه حجم بزرگی از رخنمون سنگ‌های آتشفشانی در بخش‌های شمالی و پهنهٔ گسلی نه (Neh) دیده می‌شود (Walker *et al.*, 2009; Pang *et al.*, 2012, 2013; Kheirkhah *et al.*, 2015) (شکل ۱). برپایهٔ بررسی‌های انجام‌شده، تا کنون از این مجموعه‌های ماگمایی، سنگ‌های مافیک که ترکیب زمین‌شیمیایی نزدیک به ماگمای نخستین (با مقدار SiO_2 کمتر از ۵۲ درصدوزنی و MgO بیشتر از ۸ درصدوزنی) نشان بدهند تنها در چند بررسی گزارش شده است. در بررسی‌های Pang و همکاران (۲۰۱۲) و Kheirkhah و همکاران (۲۰۱۵)، سنگ‌های مافیک با مقدار SiO_2 کمتر از ۵۲ درصدوزنی و MgO برابربا ۵ تا ۸ درصدوزنی گزارش شده‌اند. ایشان این سنگ‌ها را از سری آلکالن و از دیدگاه ترکیب زمین‌شیمیایی، همانند بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) دانسته‌اند. Delavari و همکاران (۲۰۱۴) نیز بازالت‌هایی با مقدار SiO_2 برابربا ۴۷ تا ۵۳ درصدوزنی، MgO برابربا ۶ تا ۱۲ درصدوزنی و Mg# ۶۰ تا ۷۷ را در منطقهٔ نهبندان گزارش کرده و آنها را از دو سری ماگمایی تولهایت و کالک‌آلکالن و مرتبط با ماگماتیسم فرورانش دانسته‌اند.

سنگ‌های مافیک بررسی‌شده در این پژوهش، با SiO_2 کمتر از ۵۲ درصدوزنی و MgO بیشتر از ۸ درصدوزنی، در پهنهٔ گسلی نه، در نهبندان و چاه چوچو و در راستای گسل نهِ خاوری رخنمون یافته‌اند.

تا کنون بررسی روی این رخنمون‌های آتشفشانی مافیک انجام نشده است. با توجه به این موضوع و نزدیکی ترکیب زمین‌شیمیایی این سنگ‌های مافیک به ماگماهای اولیه جداشده از گوشته، بررسی آنها دربارهٔ شناخت بهتر سرشت گوشته در پهنهٔ زمین‌درز سیستان یاری‌دهنده است. ازاین‌رو، در این پژوهش به بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاشتی این سنگ‌ها، تأثیر فرایندهای جدایش بلورین (تفریق بلورین) و آلایش پوسته‌ای روی آنها، الگوسازی ذوب و بررسی سرشت گوشته خاستگاه پرداخته شده است.

جایگاه زمین‌شناختی و پیشینهٔ بررسی‌های انجام‌شده در منطقه

محدودهٔ میان دو گسل نه خاوری و نه باختری «پهنهٔ گسلی نه» دانسته شده است. این پهنه در پی فعالیت این دو گسل پدید آمده است (Khatib, 1998). این گسل‌ها به‌صورت شاخه‌شاخه‌اند و روند شمالی- جنوبی نشان می‌دهند (Walker and Jakson, 2004) (شکل ۱).



شکل ۱- نقشهٔ زمین‌شناسی تهیه‌شده برپایهٔ بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی انجام‌شده در این پژوهش، برپایهٔ تصویرهای ماهواره‌ای گوگل‌ارث و نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خونیک (Alavi Naini and Lotfi, 1990) (مناطق بررسی‌شده در خاور نهبندان و چاه چوچو در کادر نشان داده شده‌اند)

پهنهٔ گسلی نه با درازای نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر و گسترش ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر در مرز میان پهنهٔ لوت در باختر و پهنهٔ زمین‌درز سیستان در خاور جای دارد و خود بخشی از پهنهٔ زمین‌درز سیستان به‌شمار می‌رود (Tirrul *et al.*, 1983; Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). در این پهنه، مرز میان بیشتر واحدهای سنگی گسلی است (Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). واحدهای دگرگونی در حد رخساره اسلیت و فیلیت به سن کرتاسه، واحدهای توربیدایتی به سن احتمالی کرتاسه تا ائوسن و واحدهای آذرین به سن کرتاسه تا کواترنری از واحدهای سنگی پهنهٔ گسلی نه هستند (Tirrul *et* *al.*, 1983; Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990, 1991). واحدهای آذرین بیشتر دربردارندهٔ سنگ‌هـای آتشفشانی و درونیِ مجموعه‌هـای افیـولیتی، بـه سـن کرتاسـه پسـین (Tirrul *et al.*, 1983) و سـنگ‌هـای آتشفشانی به سن ائوسـن تـا کـواترنری (Camp and Griffis, 1982; Walker and Jackson, 2004; Pang *et al.*, 2012, 2013; Kheirkhah *et al.*, 2015) هستند. بیشتر واحدهای سنگی آذرین روند شـمالی- جنوبی تا شمال بـاختری- جنوب‌خـاوریی دارنـد و در راستای گسـل‌هـا رخنمـون نشـان می‌دهنـد (Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990). سنگ‌هـای مافیـک بررسی‌شــده، بــا ۵۲ درصــدوزنی SiO_2، بیشــتر از ۶ درصدوزنی MgO و با سن نسبی جوان‌تـر از میوسـن (Alavi Naini and Lotfi, 1989, 1990) به‌صـورت پلاگ و مخروط‌های سیندر در مناطق نهبندان و چـاه چوچو دیده می‌شوند (شکل ۱). گفتنـی اسـت برپایـهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاشتی و زمین‌شیمیایی، پلاگ‌ها از نوع الیوین‌بازالت تحولی (از این پس به اختصار تحولی یا TOB خوانده خواهند شد) و مخروط‌های سیندر از نوع الیوین‌بازالت آلکالن (از این پس به اختصار آلکالن یا AOB خوانده خواهند شد) هستند.

پـلاگ‌هـا در سـنگ‌هـای توربیـدایتی ائوسـن، سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن- میوسن و کنگلومرای میوسن نفوذ کرده‌انـد. سـتبرای آنهـا نزدیـک بـه ۳۰ سانتیمتر تا ۵۰ متر است و به‌رنگ سـیاه تـا قهـوه‌ای تیره دیده می‌شوند. بیشترین رخنمون این پلاگ‌ها را مـی‌تـوان در مجموعـه‌هـای سـنگی قـرار گرفتـه در جنوب‌خاوری و شمال‌خاوری شهرستان نهبندان دیـد (شکل ۱). در این مناطق واحـدهای سـنگی، بـا مـرز گسلی، در امتداد یک نوار افیولیتی و با فاصله کمتر از ۵ کیلومتر در راستای گسل نه خاوری واقع شده‌اند.

مخروط‌های سـیندر در راسـتای گسـل بنـدان در منطقهٔ چاه چوچو دیده مـی‌شـوند (شـکل ۱). گسـل بندان گسلی ریدل و مربوط به پهنهٔ گسـلی راسـتالغز نــه دانســته شــده اســت (Khatib, 1998). ایــن مخروط‌های سیندر با رنگ سیاه تا خاکستری تیـره و بلندای کمتر از ۵۰ متر روی سـنگ‌هـای کهـن‌تـر از میوسن دیده می‌شوند. بمـب، پـامیس و واریـزه‌هـای آتشفشانی از سازندگان اصلی این مخروط‌های سیندر هستند.

روش انجام پژوهش

پـس از بررسـی‌هـای میکروسـکوپی، شـمار ۱۱ نمونـه، کاملاً سالم و یـا بـا کمتـرین نشـانه‌های دگرسـانی برگزیـده و بـرای انجـام تجزیـهٔ شـیمیایی بـه روش‌هـای XRF و ICP-MS بــه آزمایشــگاه Met-Solve Analytical در کانـادا فرسـتاده شـدند. داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از تجزیـهٔ ایــن نمونــه‌هــا در جــدول ۱ آورده شــده‌انـد. همچنــین، شـمار ۳ نمونـه اسـتاندارد TD-1 (Dunn and Stringer, 1990) نیـز بـرای ارزیـابی دقـت (precision) و صـحت (accuracy) داده‌هـا، بـه‌طور ناشـناس تجزیـه شـده‌انـد. مقـدار انحـراف معیـار 2δ روی متوسـط مقـادیر ۳ نمونـه اسـتاندارد، میـزان دقـت داده‌هـای به‌دسـت‌آمده را نشـان مــی‌دهــد (Jeffrey, 1975). بــراین پایــه، دقــت به‌دســت‌آمده بــرای عنصــرهای اصــلی کمتــر از ۰/۰۸ درصـد، بـرای عنصـرهای بـا پتانسـیل یـونی کـم (LILE) کمتـر از ۷/۵ درصـد، بـرای عنصـرهای بـا شـدت میـدان بــالا (HFSE) کمتــر از ۷ درصــد و بــرای عنصــرهای خـاکی کمیـاب (REE) و فلزهـا ۴ درصـد اسـت. صـحت نیـز بـرای عنصـرهای اصـلی کمتـر از ۶/۵ درصـد، بـرای عنصـرهای LILE کمتـر از ۱۱ درصـد، بـرای عنصـرهای HFSE کمتــر از ۱۵ درصــد، بــرای عنصــرهای REE کمتـر از ۶ درصـد و بـرای فلزهـای پایـه ۱۵ درصـد اسـت. همچنـین، بـرای رسـم نمودارهـا از نرم‌افـزار اکسـل بهـره گرفتـه شـد. نـام اختصـاری کـانی‌هـا برگرفتـه از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

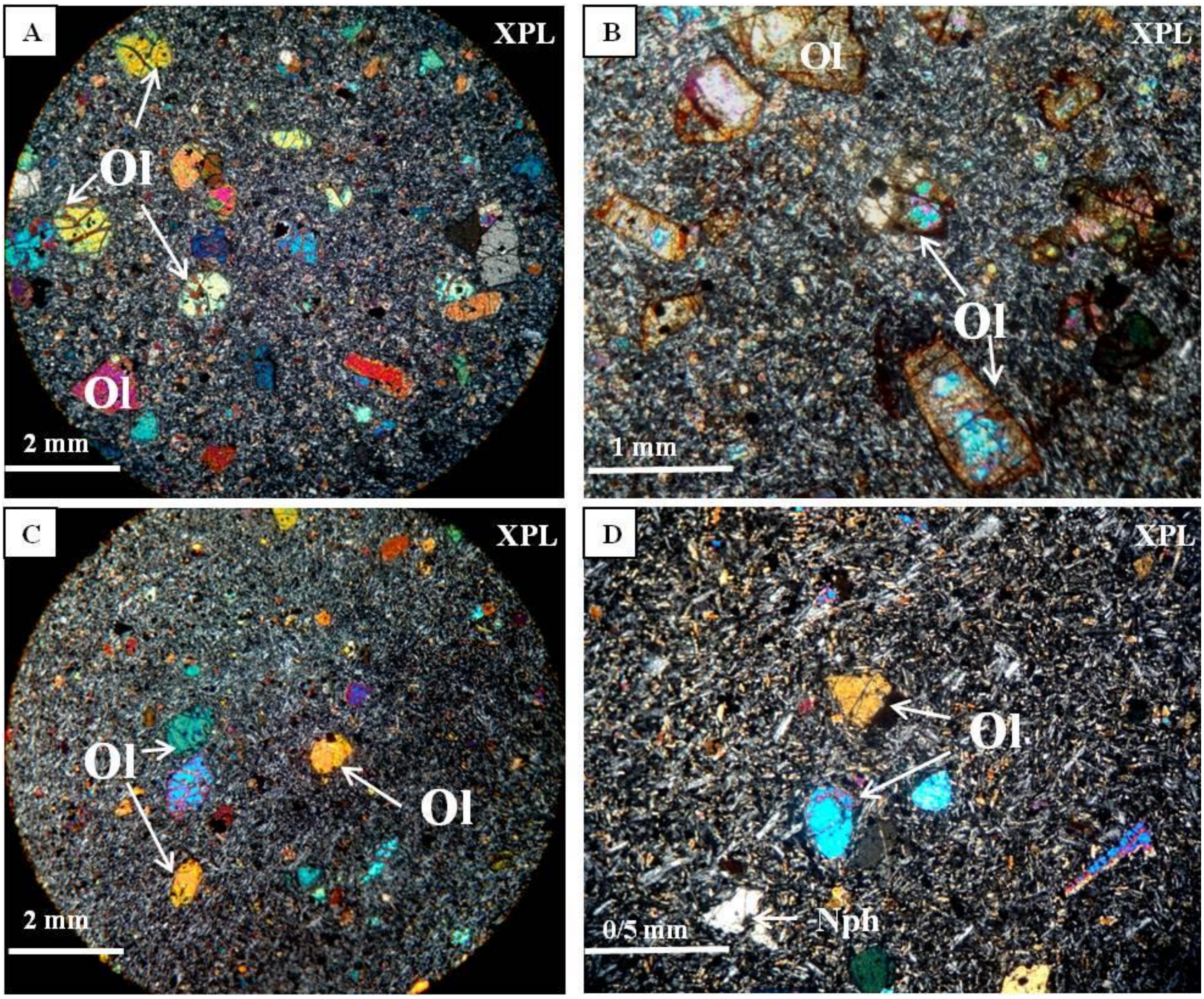
جدول ۱- مقدار عنصرهای اصلی (درصدوزنی)، مقدار عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (ppm یا بخش در میلیون) و درصد نورم CIPW کانی‌هایِ نفلین (Nph)، الیوین (Ol) و کلینوپیروکسن (Cpx) در نمونه‌های الیوین‌بازالت تحولی (TOB) و الیوین‌بازالت آلکالن (AOB) خاور نهبندان و چاه چوچو

Sample No.	E 21 TOB	E 22 TOB	P 10 TOB	P 32 TOB	P 35 TOB	P42 TOB	C 12 AOB	C 13 AOB	A 16 AOB	A 18 AOB	A 19 AOB
SiO_2	48.08	48.15	49.45	48.25	48.66	48.57	45.81	45.57	46.16	46.55	45.72
TiO_2	0.78	0.77	0.72	0.71	0.71	0.72	3.09	3.10	3.08	3.09	3.11
Al_2O_3	13.67	13.78	13.93	13.61	13.82	13.90	14.21	14.12	14.14	14.37	14.10
Fe_2O_3	1.30	1.29	1.24	1.23	1.24	1.22	1.87	1.88	1.78	1.82	1.80
FeO *	7.40	7.37	6.98	7.08	7.10	6.94	10.67	10.71	10.18	10.26	10.32
MnO	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16
MgO	14.59	14.32	13.65	13.72	13.50	13.21	8.14	8.35	8.20	8.45	8.42
CaO	8.61	8.25	7.87	8.19	8.01	8.19	7.78	7.86	7.87	8.09	8.02
Na_2O	3.42	3.40	3.23	3.29	3.32	3.39	5.46	5.42	4.95	4.89	4.74
K_2O	1.15	1.25	1.18	1.16	1.19	1.14	1.48	1.53	1.49	1.53	1.43
P_2O_5	0.24	0.24	0.20	0.20	0.20	0.20	0.61	0.62	0.68	0.69	0.68
LOI	0.33	0.54	1.49	1.93	1.33	1.65	0.06	0.01	0.12	0.23	0.40
Total	99.72	99.52	100.07	99.51	99.22	99.26	99.35	99.34	98.81	100.13	98.90
Mg# **	78	78	78	78	77	77	58	58	59	60	60
La	18.30	18.50	14.70	16.20	15.30	21.10	19.40	20.40	22.30	22.40	22.60
Ce	38.70	38.80	30.70	31.30	32.00	37.90	61.90	61.80	66.40	67.00	67.00
Pr	4.70	4.65	3.82	3.74	4.00	4.09	9.06	9.22	9.76	9.66	9.38
Nd	19.08	19.72	15.90	17.38	17.38	18.02	43.25	43.99	44.52	46.53	44.63
Sm	4.29	3.66	3.52	3.73	3.69	3.47	9.06	8.77	9.74	9.39	9.12
Eu	1.12	1.04	1.10	0.99	1.03	1.12	2.62	2.58	2.34	2.39	2.74
Gd	4.17	3.97	3.62	3.52	4.44	3.12	9.28	8.15	8.83	9.34	8.24
Tb	0.59	0.53	0.51	0.56	0.56	0.52	1.11	1.16	1.06	1.02	1.13
Dy	3.61	3.43	2.87	3.64	3.00	3.14	5.43	6.35	5.96	5.37	6.06
Ho	0.60	0.61	0.52	0.61	0.61	0.49	0.99	0.97	0.98	0.88	0.98
Er	1.63	1.50	1.68	1.48	1.99	1.45	2.21	2.54	2.55	2.05	2.39
Tm	0.26	0.29	0.21	0.22	0.27	0.22	0.28	0.32	0.32	0.34	0.28
Yb	1.81	1.58	1.14	1.54	1.64	1.35	1.89	2.03	2.07	1.90	1.90
Lu	0.27	0.30	0.25	0.22	0.29	0.26	0.30	0.31	0.22	0.36	0.35
Y	15.01	15.39	13.21	13.78	15.96	13.59	23.47	23.47	22.14	22.33	23.37
Rb	33.58	33.58	30.25	30.02	35.88	31.05	42.78	43.36	31.05	29.90	29.67
Sr	478	445	382	378	452	368	726	723	699	739	751
Ba	559	573	505	499	529	483	250	237	254	253	253
Pb	5.20	5.40	8.30	6.10	6.40	6.80	7.40	6.10	3.70	3.70	3.90
Zr	115	119	93	99	91	99	264	293	237	335	350
Hf	2.53	2.76	2.19	2.65	2.76	2.07	6.33	6.33	5.87	6.10	7.82
Nb	7.60	5.70	3.80	7.60	19.00	5.70	26.60	22.80	38.00	66.50	58.90
Ta	0.95	0.95	1.33	0.95	1.33	0.76	1.90	1.90	2.28	2.28	2.28
Th	4.34	4.32	4.02	3.99	4.17	4.17	1.62	1.53	2.13	2.17	2.11
U	0.95	1.07	1.00	0.90	1.04	0.89	0.80	0.79	0.62	0.65	0.50
Ni	597	606	505	541	497	482	159	168	140	141	145
Cr	666	630	930	930	1035	915	189	194	129	133	218
Co	60	64	62	59	62	58	57	58	51	54	53
V	256	258	326	315	341	310	317	332	247	242	322
Nph	5.53	5.40	1.22	3.15	2.84	2.94	15.42	15.56	12.14	11.90	11.55
Cpx	18.43	16.93	14.58	16.50	15.75	16.40	20.43	20.75	19.05	19.12	18.84
Ol	28.11	28.54	27.69	27.51	27.36	26.48	17.25	17.52	17.39	17.77	17.99

* FeO = 0.85∑Fe (McBirney, 2006); **Mg# = [Mg/(Mg+Fe)]×100

سنگ‌نگاری

بافت اصلی در سنگ‌های بررسی‌شده پورفیری (شکل‌های ۲- A و ۲- C) و در برخی از نمونه‌های تحولی میکروگرانولر است. فنوکریست‌ها شامل الیوین و به‌ندرت کلینوپیروکسن هستند. اکسیدهای آهن و تیتانیم نیز ۱ تا ۲ درصدحجمی سنگ را می‌سازند. با وجود این شباهت‌های میکروسکوپی، نمونه‌های تحولی و آلکالن از دیدگاه ویژگی‌های میکروسکوپی، فنوکریست‌های الیوین، فراوانی میکروفنوکریست‌ها، ابعاد و ترکیب کانی‌شناختی زمینه با یکدیگر متفاوت هستند.



شکل ۲- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از: A، B) الیوین‌بازالت‌های تحولی؛ C، D) الیوین‌بازالت‌های آلکالن

در نمونه‌های تحولی، فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های الیوین ۱ تا ۱۵ درصدحجمی سنگ را دربر می‌گیرند (شکل ۲- A). این کانی بیشتر به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار و بی‌شکل دیده می‌شود و بزرگی آنها به ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر می‌رسد. همچنین، بیشتر الیوین‌ها شکستگی‌های فراوان و دگرسانی ایدینگزیتی (شکل ۲- B) نشان می‌دهند و برخی نمونه‌ها تنها در بخش حاشیهٔ خود کمی کلریتی و سرپانتینی شده‌اند. فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به رنگ زرد روشن تا بی‌رنگ (در PPL) دیده می‌شوند. بزرگی آنها نیز برابربا ۰/۱ تا ۱ میلیمتر

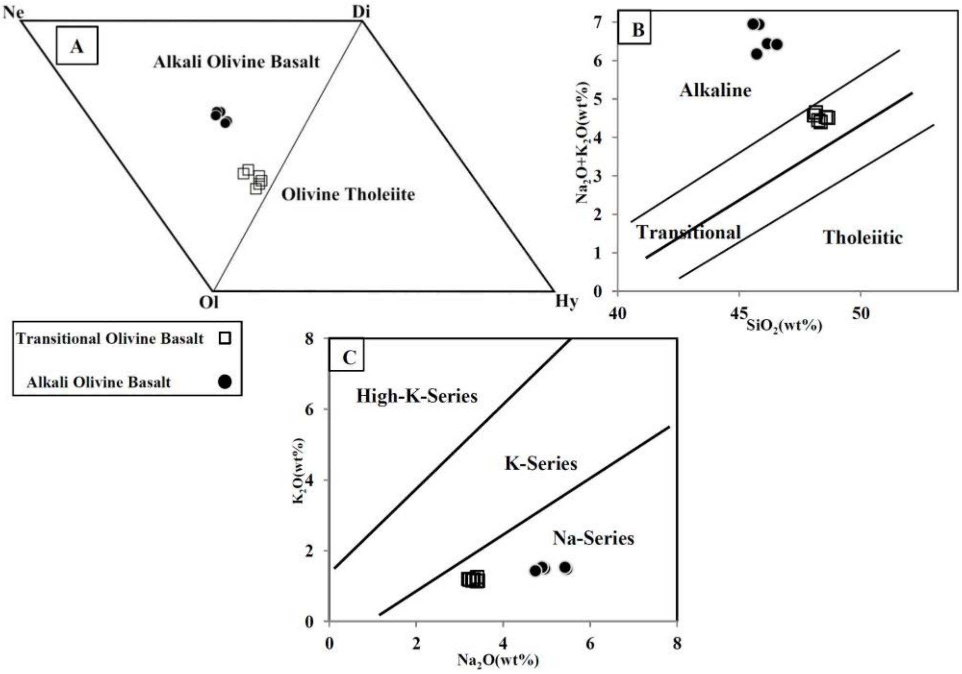
است و شاید دیوپسید باشند. در این سنگ‌ها، زمینه دانه‌درشت‌تر از نمونه‌های آلکالن است. پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار/فلدسپاتویید، الیوین و کلینوپیروکسن از کانی‌های سازندهٔ این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند.

در نمونه‌های آلکالن، ۲ تا ۵ درصدحجمی سنگ را فنوکریست‌های الیوین می‌سازند. این کانی به‌صورت بلورهای شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار، دندریتی و اسکلتی‌شکل، به بزرگی ۰/۷ تا ۱ میلیمتر و اغلب سالم دیده می‌شود (شکل ۲- C). به‌ترتیب فراوانی، الیوین، سانیدین، نفلین (شکل ۲- D) و به ندرت کلینوپیروکسن از میکروفنوکریست‌هایِ این سنگ‌ها هستند. میکروفنوکریست‌های الیوین به بزرگی ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر ۲ تا ۳ درصدحجمی سنگ را دربر می‌گیرند و بیشترشان به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و سالم هستند (شکل ۲- D). بلورهای سانیدین و نفلین نیز به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و بزرگی آنها نیز برابربا ۰/۱ تا ۰/۴ میلیمتر است (شکل ۲- D). در این نمونه‌ها، زمینه دانه‌ریزتر از نمونه‌های تحولی است و به‌ترتیب فراوانی، از سانیدین، نفلین و کلینوپیروکسن ساخته شده است. این کانی‌ها به‌صورت بلورهای ریز، سوزنی و بی‌شکل دیده می‌شوند. همچنین، در این سنگ‌ها هیچ نشانه‌ای از دگرسانی و کانی‌های ثانویه دیده نمی‌شود.

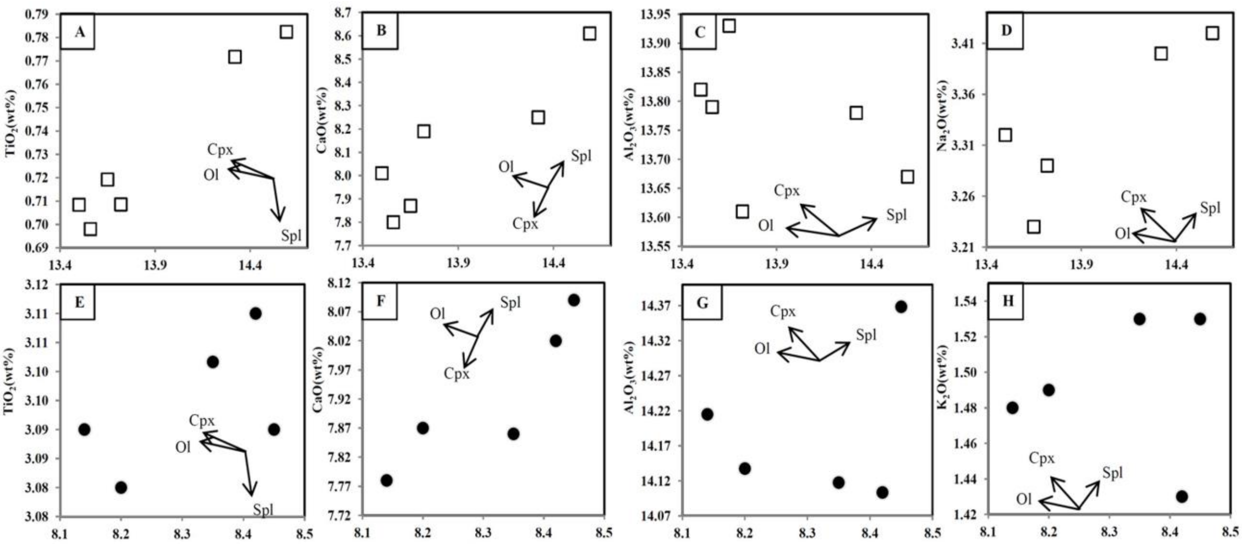
زمین‌شیمی

عنصرهای اصلی: همان‌گونه‌که در جدول ۱ دیده می‌شود، مقدار LOI نمونه‌های بررسی‌شده برابربا ۰/۰۱ تا ۱/۹۳ درصدوزنی (میانگین: ۰/۸۴ درصدوزنی) است. برپایهٔ مقدار LOI و بررسی‌های میکروسکوپی انجام‌شده، نمونه‌های بررسی‌شده سالم هستند و دگرسانی ویژه‌ای ندارند. برپایهٔ نمودار پیشنهادیِ Yoder و Tilley (۱۹۶۲) (شکل ۳- A) و تعاریف و رده‌بندی Williams و همکاران (۱۹۸۲)، همهٔ نمونه‌ها الیوین‌بازالت آلکالن هستند؛ اما برپایهٔ کانی‌های نورماتیو به‌دست‌آمده (جدول ۱)، به روش نورم CIPW و شکل ۳- B این سنگ‌ها از دو سری ماگمایی متفاوت هستند. برپایهٔ مقدار نفلین نورماتیو بالا (۱۱/۵۵ تا ۱۵/۵۶) و شکل ۳- B، پنج نمونه از الیوین‌بازالت‌های برداشت‌شده از مخروط‌های سیندر به سری ماگمایی آلکالن مرتبط هستند. مقدار نفلین نورماتیو کم (۱/۲۲ تا ۵/۵۳)، نداشتن کوارتز و هیپرستن نورماتیو در نورم CIPW و شکل ۳- B نشان می‌دهند شش نمونه برداشت‌شده از پلاگ‌ها به سری ماگمایی تحولی مرتبط هستند. همچنین، مقدار Na_2O/K_2O بیشتر از یک (۳/۲۰ تا ۳/۶۹ در نمونه‌های آلکالن و ۲/۶۷ تا ۲/۹۷ در نمونه‌های تحولی) و شکل ۳- C، وابستگی الیوین‌بازالت‌های بررسی‌شده با سری و یا سری‌های ماگمایی با ترکیب سدیک (Farmer, 2007) را نشان می‌دهند.

نمونه‌های تحولی با مقدار MgO برابربا ۱۳/۲۱ تا ۱۴/۵۹ درصدوزنی و Mg# برابربا ۷۷ تا ۷۸ درصد، ترکیب مافیک‌تری نسبت به نمونه‌های آلکالن (MgO برابربا ۸/۱۴ تا ۸/۴۵ درصدوزنی و Mg# برابربا ۵۸ تا ۶۰ درصد) نشان می‌دهند. هرچند در مقایسه با نمونه‌های آلکالن، مقدار SiO_2 بیشتر و FeO_t و TiO_2 کمتری دارند. ازاین‌رو، گمان نمی‌رود نمونه‌های آلکالن از جدایش بلورینِ ماگمایی با ترکیب همانند نمونه‌های تحولی پدید آمده باشند. در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عنصرهای اصلی دربرابر کاهش مقدار MgO (شکل ۴) نیز ارتباط روشنی میان این بازالت‌ها دیده نمی‌شود.



شکل ۳- نمودارهای شناسایی سری ماگمایی سنگ‌های مافیک. A) نمودار چهاروجهی Yoder و Tilley (۱۹۶۲)؛ B) نمودار SiO_2 دربرابر Na_2O+K_2O (Abou El Maaty *et al*., 2011)؛ C) نمودار Na_2O دربرابر K_2O (Middlemost, 1975) (نماد نمونه‌ها در همهٔ شکل‌ها همانند شکل ۳-A است)

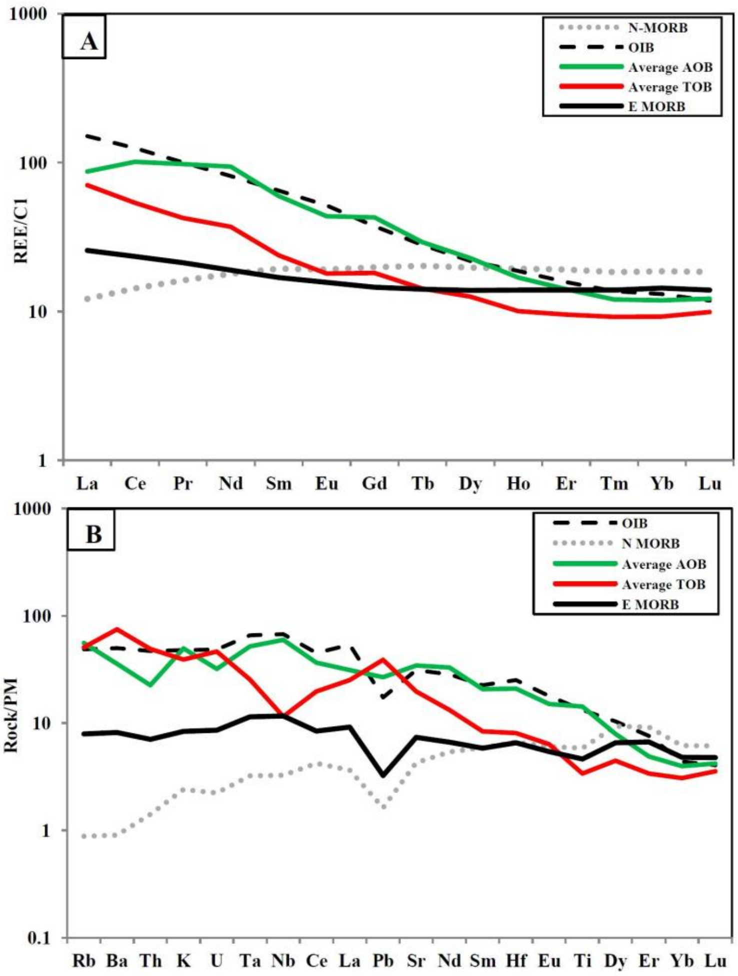


شکل ۴- نمودارهای تغییر ترکیب نمونه‌های الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکالن خاور نهبندان و چاه چوچو (ازآنجایی‌که مقدار عنصرها در نمونه‌های آلکالن و تحولی متفاوت است، برای بررسی بهتر، تغییر در مقدار عنصرها جداگانه رسم شده است؛ نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳-A است)

عنصرهای کم‌مقدار: از دیدگاه فراوانی عنصرهای کم‌مقدار، نمونه‌های تحولی نیز تفاوت‌هایی با نمونه‌های آلکالن نشان می‌دهند (جدول ۱). این سنگ‌ها از عنصرهای سازگار با گوشته (مانند: Ni، Cr) و عنصرهای ناسازگارِ Ba، Th، U و Pb نسبت به نمونه‌های آلکالن سرشارتر

هستند. دربرابر، از عنصرهایی مانند Sr، Y، REE و HFSE تهی‌تر هستند. همچنین، مقایسه ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده با بررسی‌های انجام‌شده روی سنگ‌های آتشفشانی پهنهٔ گسلی نه (Pang *et al.*, 2012; Kheirkhah *et al.*, 2015) نشان می‌دهد نمونه‌های آلکالن از دیدگاه ترکیب شیمیایی کمابیش همانند نمونه‌های الیوین‌بازالت بررسی‌شده در این پژوهش‌ها هستند؛ اما روی نمونه‌های تحولی تا کنون بررسی انجام نشده است.

در نمودار عنصرهای REE بهنجارشده به ترکیب کندریت C1 (Sun and McDonough, 1989)، در همهٔ نمونه‌ها غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب میانه (MREE) و خاکی کمیاب سنگین (HREE) دیده می‌شود (شکل ۵- A)؛ هرچند نمونه‌های تحولی نسبت به نمونه‌های آلکالن از عنصرهای LREE و MREE تهی‌شده‌تر هستند. در نمونه‌های آلکالن و نمونه‌های تحولی، میانگین نسبت $(La/Yb)_N$ به‌ترتیب ۷/۳۷ و ۷/۷۵ و میانگین نسبت $(La/Sm)_N$ به‌ترتیب ۱/۴۶ و ۲/۹۸ است. میانگین نابهنجاری منفی Eu نیز در نمونه‌های آلکالن برابربا ۰/۸۶ و در نمونه‌های تحولی برابربا ۰/۸۵ است (شکل ۵- A). این ویژگی نشان‌دهندهٔ نبود جدایش بلورین و یا جدایش ناچیز پلاژیوکلاز است (Firouzkouhi *et al.*, 2017).



شکل ۵- ترکیب الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکالن خاور نهبندان و چاه چوچو در: A) نمودار REE بهنجارشده به ترکیب کندریت C1 (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989). در این نمودارها الگوهای ترکیب میانگین در نمونه‌های آلکالن و تحولی نشان داده شده است. برای مقایسه، الگوهای بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB)، NMORB و EMORB (Sun and McDonough, 1989) نیز آورده شده‌اند.

در نمـــودار عنکبـــوتی بهنجارشـــده بـــه ترکیـــب گوشـــتهٔ اولیـــه (Sun and McDonough, 1989) (شـــکل ۵- B)، در همـــهٔ نمونـــه‌هـــا، عنصـــرهای LILE و LREE غنـــــی‌تـــــر از HFSE و HREE هســـتند. هرچنـــد بـــا اینکـــه الگـــوی نمونـــه‌هـــای بررسی‌شده شـباهت کلـی دارنـد، نمونـه‌های تحـولی نسـبت بـه آلکـالن‌هـا از LILE غنـی‌تـر و از REE و HFSE تهـی‌تـر هسـتند. همچنـین، در نمونـه‌هـای تحـــــولی، نابهنجـــــاری منفـــــی در Nb و Ti و نابهنجـاری مثبتـی در Ba دیـده می‌شـود؛ امـا در آلکـالن‌هـا تنهـا نابهنجـاری منفـی در Th و Ta دیده می‌شود.

مقایســـه الگوهـــای میـــانگین REE و عنکبـــوتی بهنجارشـده نمونـه‌هـای آلکـالن بـا الگوهـای REE و عنکبـوتی بهنجارشـده بازالـت جزیره‌هـای اقیانوسـی (OIB)، NMORB و EMORB (بـــــا ترکیـــــب پیشـــنهادیِ Sun و McDonough، ۱۹۸۹)، نزدیکـــی آشکار ترکیب زمین‌شیمیایی ایـن سـنگ‌هـا بـه بازالـت جزیره‌هـــای اقیانوســـی (OIB) را نشـــان می‌دهـــد (شـــکل ۵). همچنـــین، همان‌گونه‌کـــه در شـــکل ۵ دیـده مـی‌شـود، الگوهـای REE و عنکبـوتی بـرای نمونـه‌هـای تحـولی نیـز کمـابیش هماننـد الگـوی بازالـت جزیره‌هـای اقیانوسـی (OIB) هسـتند؛ هرچنـد نسـبت بـه بازالـت جزیره‌هـای اقیانوسـی (OIB) کمـی از REE و HFSE تهـی‌تـر و از عنصـر Ba غنـی‌تـر هستند. تفاوت‌های میـان نمونـه‌هـای تحـولی و بازالـت جزیره‌هـای اقیانوسـی (OIB) و همچنـین، نمونـه‌هـای آلکـالن، چه‌بسـا پیامـد تـأثیر فراینـدهای جـدایش بلـورین، آلایـش پوسـته‌ای و یـا تفـاوت‌هـایی در ترکیـب شـیمیایی خاسـتگاه و یـا درصـد ذوب‌بخشـی ماگمـای سـازندهٔ آنهـا بوده‌انـد (Xu *et al.*, 2005; Soltanmohammadi and Rahgoshay, 2015) که در ادامه بررسی می‌شوند.

بحث

بررســـی ویژگی‌هـــای ســـنگ‌نگاشـــتی و زمین‌شـیمیایی نشـان مـی‌دهنـد الیوین‌بازالـت‌هـای بررسی‌شـده از دو سـری ماگمـایی آلکـالن و تحـولی هسـتند. مقایسـه مقـدار میـانگین MgO، Mg#، Ni و Cr در نمونـــه‌هـــای تحـــولی (بـــه‌ترتیب ۱۳/۸ درصـدوزنی، ۷۷، ۵۳۱ و ۸۶۰ ppm) بـا مقـدار آنهـا در مـذاب در تعـادل بـا پریـدوتیتِ گوشـته‌ای (Mg# برابربـا ۶۶ تـا ۷۵، Ni برابربـا ۴۰۰ تـا ۵۰۰ ppm و Cr بیشـــتر از ۱۰۰۰ ppm؛ White، ۲۰۱۳) نشـــان مـی‌دهـد ترکیـب زمین‌شـیمیایی نمونـه‌هـای تحـولی کمـابیش بـا پریـدوتیت گوشـته‌ای در تعـادل اسـت. همچنین، ایـن سـنگ‌هـا بـا توجـه بـه مقـدار Mg# و MgO بـالا و نبـود نشـانه‌های کومـه‌ای‌بـودن (ماننـد: بافـــت گلوموپـــورفیری و داشـــتن بیشـــتر از ۱۵ درصـدحجمی فنوکریسـت)، بـه ترکیـب شـیمیایی ماگمـای اولیـه پیکریتـی (Le Bas, 2000) نزدیـک هسـتند؛ امـا ترکیـب زمین‌شـیمیایی نمونـه‌هـای آلکـالن بـا مقـدار کمتـری از MgO، Mg#، Ni و Cr (بـــــه‌ترتیب ۸/۳ درصـــــدوزنی، ۵۹، ۱۵۵ و ۱۷۶ ppm)، در مقایســه بــا مــذاب اولیــه، از ترکیــب ماگمـای اولیـه کمـی دور اسـت. پیـدایش ایـن مـذاب چه‌بسـا پیامـد رخـداد فراینـد جـدایش بلـورین از ماگمـای اولیـه بـوده اسـت. ازایـن‌رو، در ادامـه بـه بررســی فراینــدهای جــدایش بلــورین و آلایــش پوســته‌ای پرداختــه می‌شــود؛ زیــرا ایــن فراینــدها تــأثیر بســیاری بــر دورشــدن ترکیــب ماگماهــای آلکـالن و تحـولی بررسی‌شـده از ترکیـب ماگمـای اولیه دارند.

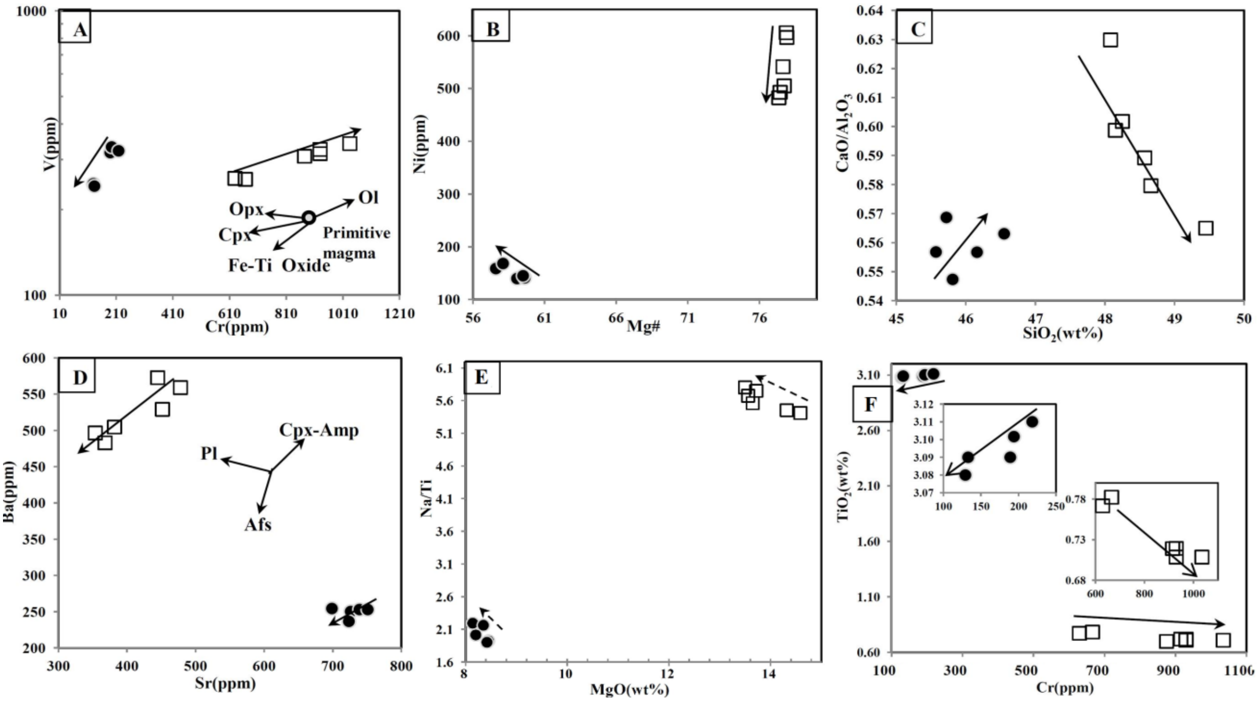
الف- جدایش بلورین

همخوانی در رونـد نمونـه‌هـای تحـولی (شـکل ۶- A) بـا رونـد جـدایش بلـورینِ کـانی الیـوین و رونـد

کاهشیِ مقدار Ni و Mg# (شکل ۶- B) نشان‌دهندهٔ جدایش بلورینِ کانی الیوین هستند (Wilson, 1989). همچنین، وجود فنوکریست‌های الیوین نیز نشانهٔ دیگری برای احتمال جدایش بلورینِ کانی الیوین است. روند کاهشیِ CaO و روند افزایشیِ Al_2O_3 با کاهش مقدار MgO (شکل‌های ۴- B و ۴- C) و روند کاهشیِ نسبت CaO/Al_2O_3 با افزایشِ SiO_2 (شکل ۶- C) در نمونه‌های تحولی نشان‌دهندهٔ جدایش بلورینِ احتمالی کانی کلینوپیروکسن به‌شمار می‌روند (Cox, 1980). در این سنگ‌ها، نابهنجاری منفی ضعیف Eu با توجه به ضریب توزیع کمتر آن در کانی‌های آلکالی‌فلدسپار/ فلدسپاتویید و یا پلاژیوکلاز سدیک نسبت به پلاژیوکلازهای کلسیک نشان‌دهندهٔ جدایش این فازهاست (MacDonald *et al.*, 2008; Khubanov *et al.*, 2015). روند کمابیش کاهشی دیده‌شده در مقدار Na_2O با کاهش مقدار MgO (شکل ۴- D) و همخوانی روند دیده‌شده در نمونه‌های تحولی در شکل ۶- D با روند جدایش بلورین میان کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار نیز نشانه‌هایی بر جدایش احتمالی آلکالی‌فلدسپار/ فلدسپاتویید و یا پلاژیوکلازهای سدیک هستند. در این سنگ‌ها، روند کاهشیِ مقدار TiO_2 (شکل ۴- A) با روند افزایشیِ نسبت Na/Ti (شکل ۶- E) و کاهش مقدار MgO نیز جدایش احتمالی اکسیدهای آهن و تیتانیم (Zhi *et al.*, 1990) را نشان می‌دهند.

در نمونه‌های آلکالن، روند افزایشیِ مقدار Ni با کاهش مقدار Mg# (شکل‌های ۶- B)، نبود جدایش بلورین کانی الیوین را نشان می‌دهد؛ هرچند در این سنگ‌ها، کانی الیوین با فراوانی ۴ تا ۱۳ درصدحجمی و به‌صورت فنوکریست دیده شده است. براین پایه و نیز برپایهٔ مقدار Mg# و MgO کمِ این سنگ‌ها، فنوکریست‌های الیوین چه‌بسا نشانه‌ای از جدایش احتمالی این کانی در ماگمای نخستین سازندهٔ این سنگ‌ها هستند. در نمونه‌های آلکالن، با کاهش مقدار MgO، روندی کاهشی در مقدار CaO دیده می‌شود (شکل ۴- F)؛ اما مقدار نسبت CaO/Al_2O_3 آنها با افزایش مقدار اکسید SiO_2 افزایش نشان می‌دهد (شکل ۶- C). ازاین‌رو، شاید در این سنگ‌ها جدایش بلورین کانی کلینوپیروکسن روی نداده است و یا به مقدار ناچیزی روی داده است. در این سنگ‌ها، وابستگی مستقیم میان فراوانی عنصر Cr و TiO_2 (شکل ۶- F)، افزایش مقدار نسبت Na/Ti با کاهش مقدار MgO (شکل ۶- E) و روند دیده‌شده در شکل ۶- A همگی نشان‌دهندهٔ جدایش احتمالی اکسیدهای آهن و تیتانیم هستند (Zhi *et al.*, 1990). همچنین، در نمونه‌های آلکالن، نابهنجاری منفی ضعیف Eu، روندهای کاهشی در مقدار K_2O و CaO، با کاهش مقدار MgO (شکل‌های ۴- H و ۴- F) و روند دیده‌شده در شکل ۶- D همگی جدایش احتمالی کانی آلکالی‌فلدسپار/ فلدسپاتویید و یا پلاژیوکلاز (Litvinovsky *et al.*, 1996; Yang *et al.*, 2008) را نشان می‌دهند.

ازاین‌رو، گمان می‌رود در نمونه‌های تحولی، جدایش کانی‌های الیوین، اکسیدهای آهن و تیتانیم و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز سدیک و یا آلکالی‌فلدسپار/ فلدسپاتویید و در نمونه‌های آلکالن، جدایش اکسیدهای آهن و تیتانیم و آلکالی‌فلدسپار/ فلدسپاتویید و یا پلاژیوکلاز برخی تغییرات را در ترکیب شیمیایی سنگ‌ها پدید آورده‌اند.

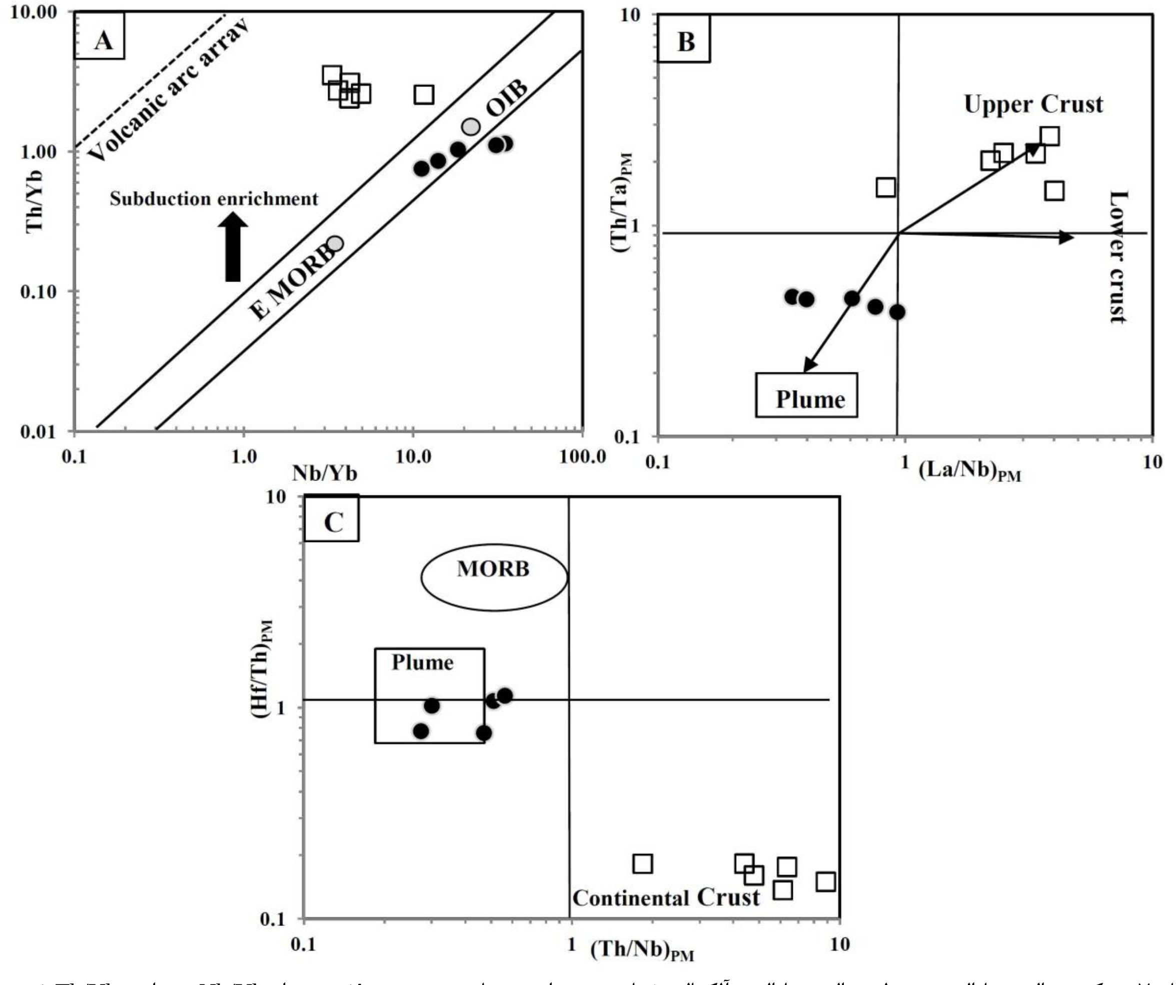


شکل ۶- ترکیب الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکالن خاور نهبندان و چاه چوچو در: A) نمودار Cr دربرابر V (Yang *et al.*, 2012)؛ B) نمـودار Mg# دربرابـر Ni؛ C) نمـودار SiO_2 دربرابـر CaO/Al_2O_3 (Wilson, 1989)؛ D) نمـودار Sr دربرابـر Ba (Yang *et al.*, 2012)؛ E) نمـودار MgO دربرابر Na/Ti (Xu *et al.*, 2005)؛ F) نمودار Cr دربرابر TiO_2 (Wilson, 1989) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳-A است)

ب- آلایش پوسته‌ای

نسبت‌های $(La/Nd)_N<1$ و $(Ba/Nb)_N>2$ در سنگ‌های مافیک نشانهٔ آلایش پوسته‌ای دانسته می‌شوند (Kerr *et al.*, 1995). مقدار این نسبت‌ها در نمونه‌های تحولی و آلکالن، به‌ترتیب برابربا ۲/۷۳ و ۲۵/۳۰ و ۱/۶۲ و ۲/۰۱ است. همچنین، در این نمونه‌ها، نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U (نسبت‌های با تأثیر ناچیز جدایش بلورین (Furman, 2007; Xu *et al.*, 2017)) به‌ترتیب برابربا ۳/۷۰ تا ۷/۴۴ و ۲/۳۲ تا ۱۸/۲۷) نزدیک به مقدار آنها در پوسته قاره‌ای (۳/۹ تا ۶/۲؛ Rudnick و Gao، ۲۰۰۳) است. همچنین، برپایهٔ شکل ۷- A، نمونه‌های تحولی در محدوده‌ای بالاتر از MORB-OIB و با فاصله از محدودهٔ سنگ‌های مرتبط با فرورانش جای گرفته‌اند. به باور Pearce (۲۰۰۸)، جای‌گرفتن سنگ‌های مافیک در این محدوده پیامد تأثیر فرایندهای جدایش بلورین و آلایش پوسته‌ای روی ماگمای سازندهٔ آنها باشد. در نمودارهای $(La/Nb)_{PM}$ دربرابر $(Th/Ta)_{PM}$ (شکل ۷- B) و $(Th/Nb)_{PM}$ دربرابر $(Hf/Th)_{PM}$ (شکل ۷- C) نیز نمونه‌های تحولی در محدوده پوسته قاره‌ای جای گرفته‌اند (بهنجارسازی برپایهٔ ترکیب پیشنهادیِ Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای گوشته اولیه یا PM انجام شد). ازاین‌رو، گمان می‌رود شاید ماگمای سازندهٔ این نمونه‌ها دچار فرایند آلایش پوسته‌ای، به‌همراه جدایش بلورین شده است. در این سنگ‌ها، گسترهٔ تغییرات مقدار عنصر Nb (برابربا ۱/۹۰ تا ۱۹/۰ بخش در میلیون)، نابهنجاری منفی Nb و نابهنجاری مثبت Pb (شکل ۵- B) نیز از نشانه‌های رخداد آلایش پوسته‌ای به شمار می‌روند (Peng *et al.*, 1994; Reichew *et al.*, 2004; Amel and Akbarzadeh Laleh, 2017). اگرچه برپایهٔ بررسی‌های Watson (۱۹۸۲) و Zhang و Wang

(۲۰۰۲)، مقدار کمتر از ۷ و نزدیک به ۱ میانگین نسبت La/Nb (از ۰/۸۱ تا ۸/۸۹؛ میانگین: ۳/۵۸)، مقدار کم SiO_2 و K_2O و مقدار بالای MgO و Mg# در نمونه‌های تحولی نشان میدهند میزان آلایش پوسته‌ای و جدایش بلورین شاید چندان چشمگیر نبوده است. در برابر نمونه‌های تحولی، در نمونه‌های آلکالن، مقدار نسبت‌های $(Ba/Nb)_N<2$ و $(La/Nd)_N<1$ (به‌ترتیب برابربا ۰/۴۱ تا ۱/۱۰ و ۰/۸۱ تا ۰/۹۸)، نبود نابهنجاری منفی Nb و نابهنجاری مثبت Pb نشان‌دهندهٔ نبود تأثیر و یا تأثیر بسیار ناچیز آلایش پوسته‌ای روی ماگمای سازندهٔ این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. همچنین، در شکل ۷- A، این سنگ‌ها در محدودهٔ نزدیک به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) و در نمودارهای $(La/Nb)_{PM}$ دربرابر $(Th/Ta)_{PM}$ (شکل ۷- B) و $(Th/Nb)_{PM}$ دربرابر $(Hf/Th)_{PM}$ (شکل ۷- C) نیز در محدودهٔ نزدیک به پلوم جای گرفته‌اند. مقدار نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U نیز در آنها به‌ترتیب برابربا ۸/۳۶ تا ۱۸/۱۱ و ۲۸/۸۶ تا ۱۱۷/۸۰ است. این مقدارها به مقدار این نسبت‌ها در گوشته‌ای غنی‌شده (به‌ترتیب ۲۹±۹ و ۴۷±۱۰ (Hofmann *et al.*, 1986)) نزدیک هستند.



شکل ۷- ترکیب الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکالن خاور نهبندان و چاه چوچو در: A) نمودار Nb/Yb دربرابر Th/Yb (Pearce, 2008)؛ B) نمودار $(La/Nb)_{PM}$ دربرابر $(Th/Ta)_{PM}$ (Neal *et al.*, 2002)؛ C) نمودار $(Th/Nb)_{PM}$ دربرابر $(Hf/Th)_{PM}$ (Neal *et al.*, 2002) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳-A است)

پ- شرایط حاکم بر ذوب گوشتهٔ خاستگاه

آنچنان‌که پیشتر گفته شد، شاید ماگماهای سازندهٔ الیوین‌بازالت‌های آلکالن دچار فرایند جدایش بلورین و الیوین‌بازالت‌های تحولی دچار فرایندهای جدایش بلورین و آلایش پوسته‌ای شده‌اند؛ اما میزان تأثیر این فرایندها بر تغییر ترکیب شیمیایی ماگماهای سازندهٔ این سنگ‌ها اندک بوده است. ازاین‌رو، این فرایندها مقدار بالاتر SiO_2، CaO و MgO و مقدار کمتر TiO_2، FeO_t، REE و HFSE در الیوین‌بازالت‌های تحولی نسبت به الیوین‌بازالت‌های آلکالن را توضیح نمی‌دهند. پس شاید این تمایزهای دیده‌شده در سنگ‌های مافیک منطقهٔ نهبندان پیامد تفاوت ترکیب زمین‌شیمیایی- کانی‌شناختی خاستگاه و یا تفاوت در شرایط حاکم بر گوشته در هنگام ذوب باشند (Xu *et al.*, 2005).

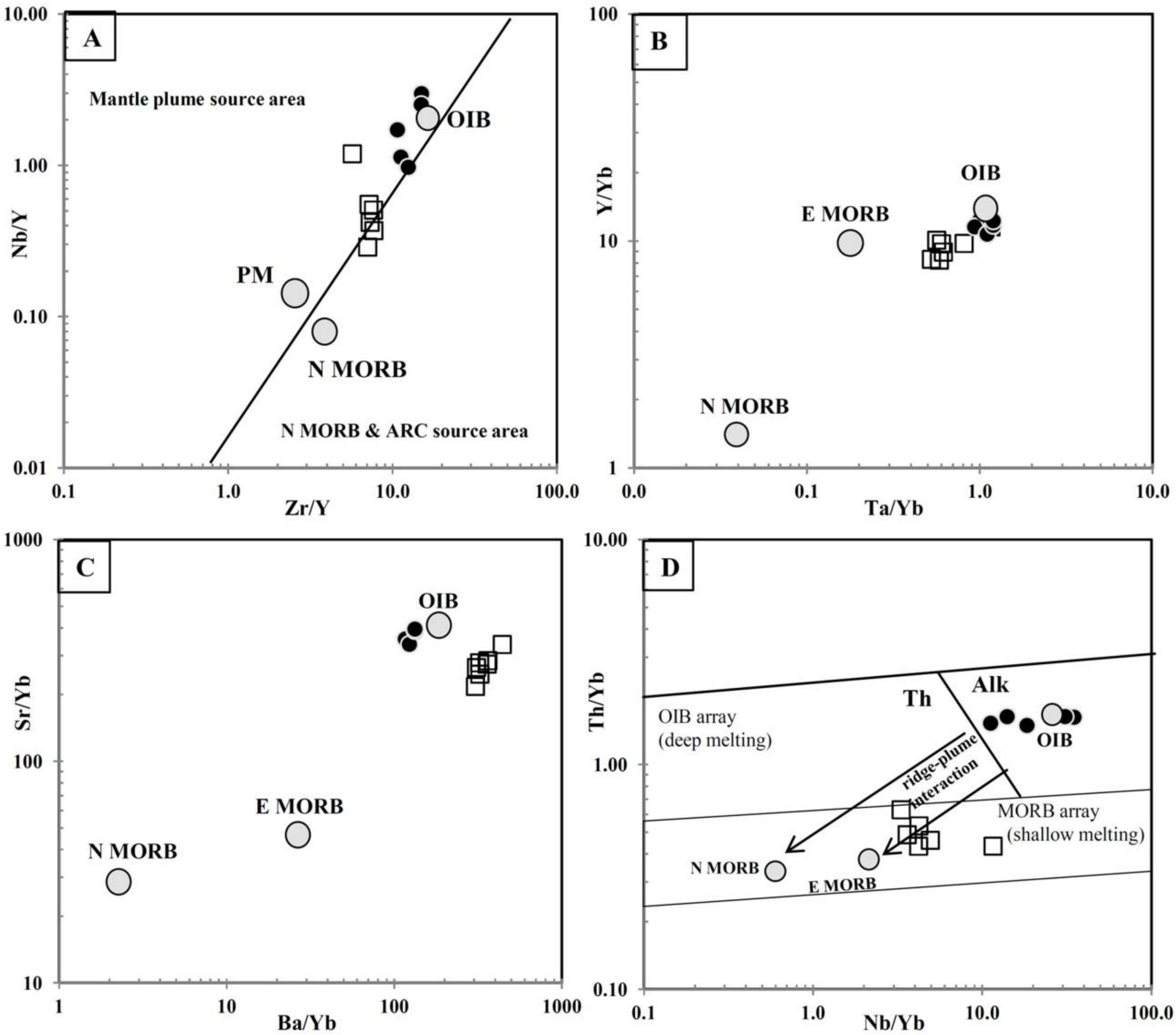
به باور Farmer (۲۰۰۷)، بیشتر بازالت‌های آلکالن سدیک در سراسر دنیا ترکیب شیمیایی نزدیکی دارند. او و پژوهشگرانی مانند Fitton و Dunlop (۱۹۸۵)، پیدایش ماگمای سازندهٔ این بازالت‌ها را پیامد درجهٔ کم ذوب‌بخشیِ گوشتهٔ سست‌کره‌ای فعال بالارو (پلوم) و یا غیرفعال دانسته‌اند. پژوهشگرانی دیگری مانند McKenzie (۱۹۸۹)، Ellam و Cox (۱۹۹۱) و Baker و همکاران (۱۹۹۷) پیدایش این بازالت‌ها را پیامد ذوب گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دگرنهادی (متاسوماتیسم‌شده) دانسته‌اند که با سیال‌ها/مذاب‌های جداشده از گوشتهٔ سست‌کره‌ای و یا گوشتهٔ کم‌ژرفای نوع مورب (DMM) غنی شده است.

برپایهٔ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (مانند: غنی‌تربودن LREE نسبت به HREE و LILE نسبت به HFSE)، پیدایش سنگ‌های بررسی‌شده شاید پیامد ذوب گوشته‌ای غنی‌شده (گوشتهٔ سست‌کره‌ای/گوشتهٔ سنگ‌کره‌ایِ دگرنهاد) بوده است. در نمونه‌های آلکالن، شباهت آشکار الگوی REE و الگوی عنکبوتی آنها (شکل ۵) به الگوی بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB)، نبود نابهنجاری منفی دربارهٔ عنصرهای Nb، Ta و Ti (شکل ۵- B) و جایگیری آنها در شکل‌های ۷- C و ۸ در محدودهٔ بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) از شواهد قاطع برای اشتقاق آنها از ذوب گوشتهٔ سست‌کره‌ای هستند. الگوهای REE و عنکبوتیِ نمونه‌های تحولی (شکل ۵) نیز کمابیش همانند الگوی بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) هستند.

در شکل‌های ۸- A تا ۸- C نیز نمونه‌های تحولی در محدوده‌ای نزدیک به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) جای گرفته‌اند. برپایهٔ این ویژگی‌ها، ماگمای سازندهٔ آنها نیز شاید یا از ذوب‌بخشی گوشتهٔ سست‌کره‌ای (همانند خاستگاه نمونه‌های آلکالن) و یا در پی ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دگرنهاد پدید آمده باشد. گفتنی است از آنجایی‌که برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (شکل‌های ۸- A، ۸- B و ۸- C) این سنگ‌ها به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) نزدیک است، دگرنهادی‌بودن آنها شاید پیامد تأثیر سیال‌ها و یا مذاب‌های به‌دست‌آمده از گوشتهٔ سست‌کره‌ای بوده است.

برپایهٔ آنچه گفته شد گمان می‌رود ماگماهای سازندهٔ بازالت‌های بررسی‌شده شاید پیامد ذوب گوشته‌ای با ترکیب شیمیایی کمابیش مشابه بوده‌اند. جایگیری نمونه‌های بررسی‌شده در مکان‌های جغرافیای نزدیک به یکدیگر و به فاصله کمابیش کم و سن نزدیک آنها نیز گواه دیگری بر

درستی این نکته هستند. ازاین‌رو، تفاوت‌های زمین‌شیمیایی میان آنها شاید پیامد تفاوت در ترکیب کانی‌شناختی، شرایط حاکم در زمان ذوب گوشته و یا درصد ذوب‌بخشی گوشته باشد.

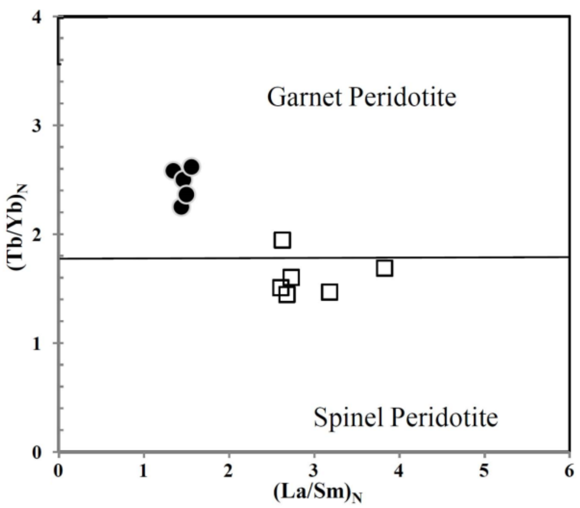


شکل ۸- ترکیب الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکالن خاور نهبندان و چاه چوچو در: A) نمودار Zr/Y دربرابر Nb/Y (Zhu et al., 2008)؛ B) نمودار Ta/Yb دربرابر Y/Tb؛ C) نمودار Ba/Yb دربرابر Sr/Yb؛ D) نمودار Nb/Yb دربرابر Th/Yb (Pearce, 2008) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳-A است)

مقدار فشار در زمان ذوب و درجهٔ ذوب‌بخشی، دو عامل بسیار مؤثر روی درجهٔ اشباع‌شدگی از سیلیس ماگماهای به‌دست‌آمده از ذوب‌بخشی گوشته به‌شمار می‌روند (Klein and Plank, 1992; Kushiro, 2001).

ذوب‌بخشی در فشار بالاتر و درجهٔ ذوب‌بخشیِ کمتر، ماگماهایی با نفلین نورماتیو بیشتر پدید می‌آورد (DePaolo and Daley, 2000; Haghnazar and Malakotian, 2011). ازاین‌رو، تحت‌اشباع‌بودن از سیلیس، مقدار نفلین نورماتیو بالا (۱۱/۵۵ تا ۱۵/۵۶) و جای‌گرفتن نمونه‌ها در محدودهٔ ذوب ژرف در شکل ۸- D نشان می‌دهند

پیدایش ماگمـای سـازندۀ نمونـه‌هـای آلکـالن چه‌بسـا پیامـد درجـۀ کـم ذوب‌بخشـی در بخـش‌هـای ژرف گوشته (شرایط فشـار بـالا) بـوده است. مقـدار نفلـین نورمـــاتیو کمتـــر (۱/۲۲ تـــا ۵/۴۰) در نمونـــه‌هـــای تحـولی و شـکل ۸- D نیـز چه‌بسـا نشـان می‌دهنـد پیدایش ماگمـای سازندۀ ایـن سـنگ‌ها پیامـد درجـۀ بیشـتر ذوب‌بخشـی در ژرفـای کـم گوشـته (شـرایط فشـار کمتـر نسـبت بـه الیوین‌بازالـت‌هـای آلکـالن) بوده است. در شـکل ۶- E، تفـاوت در مقـدار نسـبت Na/Ti بـرای نمونـه‌هـای آلکـالن و تحـولی، اشـتقاق ماگماهای سـازندۀ ایـن سـنگ‌هـا در ژرفـای متفـاوت گوشته را نشان مـی‌دهـد. در ایـن شـکل مقـدار بـالاتر نسـبت Na/Ti در نمونـه‌هـای تحـولی نشـان‌دهندۀ پیـــدایش آنهـــا در فشـــارهای کمتـــری (Putirka, 1999) نســـبت بـــه نمونـــه‌های آلکـــالن اســـت. همچنین، تفـاوت در ژرفـای (بـه گفتـۀ دیگـر، تفـاوت در فشـــار هنگـــام رویـــداد فراینـــد ذوب) اشـــتقاق ماگمـاهـای سـازندۀ بازالـت‌هـای بررسی‌شـده چه‌بسـا مقـدار FeO_t کمتـر و SiO_2 و CaO بیشـتر (Xu *et al.*, 2005) در نمونـه‌های تحـولی نسبت بـه آلکـالن را توضـیح می‌دهـد. گفتنـی اسـت دیگـر تفـاوت‌هـای زمین‌شـیمیایی یادشـده میـان نمونـه‌هـای آلکـالن و تحـولی نیـز شـاید پیامـد تفـاوت‌هـای کانی‌شـناختی گوشـته در ژرفـای متفـاوت (ماننـد: حضـور کـانی گارنـــت در فشـــار بـــالا و کـــانی‌هـــای اســـپینل و پلاژیـوکلاز در فشـارهای کمتـر) باشـند (White, 2013). دربـارۀ نمونـه‌هـای آلکـالن، غنی‌تربـودن از LREE نســـبت بـــه HREE، نســـبت $(Tb/Yb)_N$ بیشـــــتر از ۱/۸۰ (از ۲/۳۰ تـــــا ۲/۵۵)، نســـــبت $(Dy/Yb)_N$ بیشـــتر از ۱/۶۰ (از ۱/۸۰ تـــا ۲/۰) و شـــکل ۹ نشـــان‌دهندۀ گارنـــت‌داربودن خاســـتگاه ایـن سـنگ‌هـا هسـتند (Wang *et al.*, 2002). در نمونـــه‌های تحـــولی، مقـــدار کمتـــر نســـبت‌هـــای $(Tb/Yb)_N$ (از ۱/۲۸ تـــــا ۱/۹۵) و $(Dy/Yb)_N$ (از ۱/۱۰ تـا ۱/۵۰) و شـکل ۹ گویـای اشـتقاق ماگمـای سـازندۀ آنهـا از ژرفـای پایـداری کـانی اسـپینل هسـتند (Wang *et al.*, 2002). هرچنـد در ایـن سـنگ‌هـا، تهی‌تربـودن HREE نسـبت بـه LREE و نیز نسـبت بـه ترکیـب NMORB (شـکل ۵- B) نیـز نشـان‌دهندۀ حضـور احتمـالی کـانی گارنـت در خاستگاه هسـتند. ایـن نکتـه نشـان‌دهندۀ ایـن فـرض است کـه شـاید ماگمـای سـازندۀ نمونـه‌هـای تحـولی از ذوب پریـدوتیتی در زون انتقـالی کـانی گارنـت بـه اسپینل جدا شده باشد.

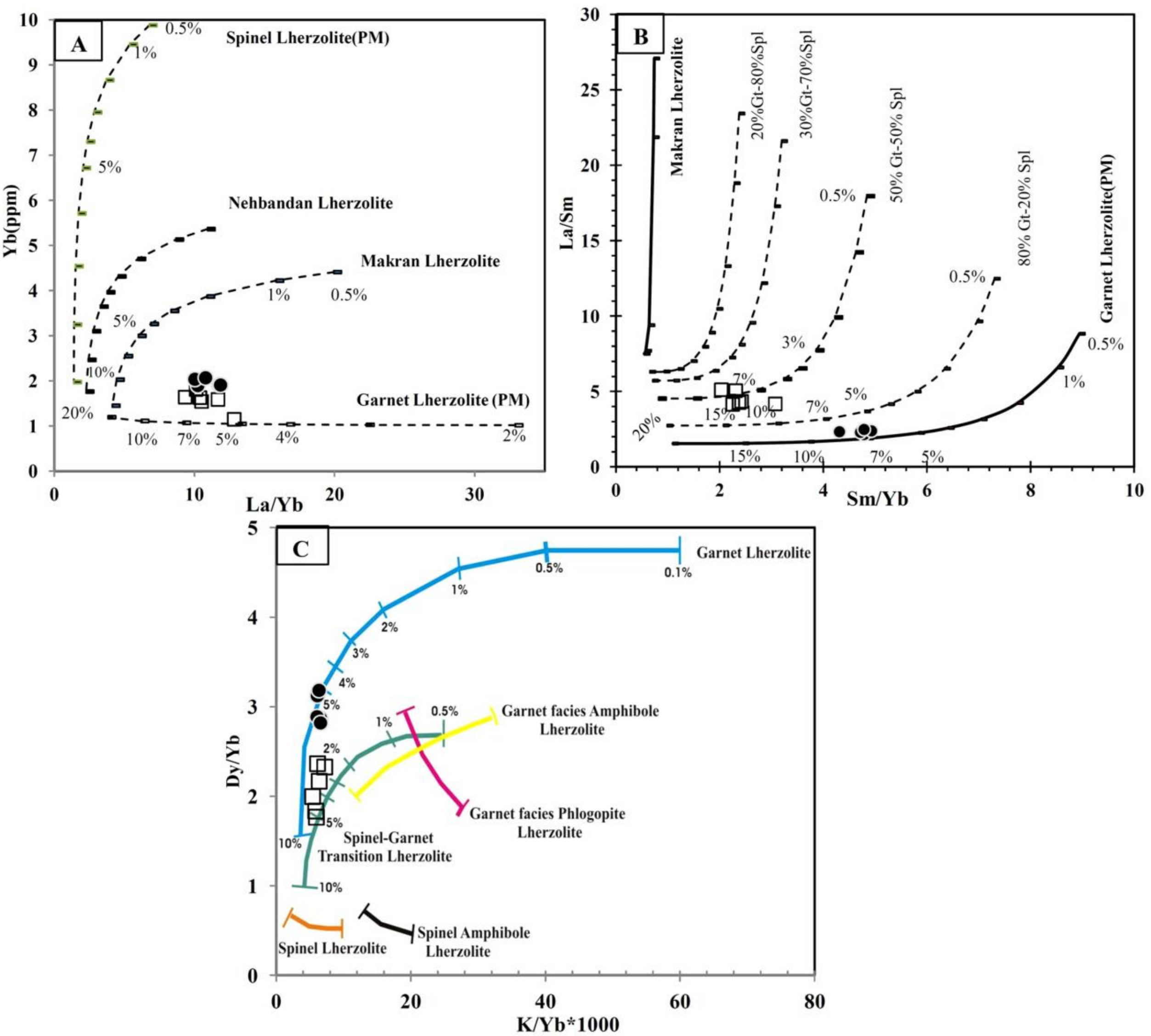


شـــکل ۹- ترکیـــب الیوین‌بازالـــت تحـــولی و الیوین‌بازالـــت آلکـالن خـاور نهبنـدان و چـاه چوچـو در نمـودار $(La/Sm)_N$ دربرابـر $(Tb/Yb)_N$ (Wang *et al.*, 2002) (نمـاد نمونـه‌ها همانند شکل ۳-A است)

همچنین، تهـی‌تربـودن از عنصـر K و غنـی‌تربـودن از عنصـر Ba نسـبت بـه دیگـر LILE (شـکل ۵- B) و ترکیب سـدیک ایـن سـنگ‌هـا نشـانۀ حضـور احتمـالی کـانی آمفیبـول سـدیک، ماننـد پاراگازیـت و یـا هورنبلنـد پاراگـازیتی، در خاسـتگاه هسـتند (Baker *et al.*, 1997; Wilson and Downes, 1991).

براین پایه، بخشی از نابهنجاری منفی Nb و Ti در این نمونه‌ها و تهی‌شده‌تربودن آنها از REE و HFSE نسبت به نمونه‌های آلکالن (شکل ۵- B) شاید پیامد حضور کانی‌های اسپینل، گارنت و آمفیبول (Moine *et al.*, 2001; Wijbrans *et al.*, 2015) در گوشته تهی‌شده باشند. ازاین‌رو، با توجه به ژرفای پایداری این کانی‌ها در گوشته، شاید ماگمای سازندهٔ نمونه‌های تحولی از ذوب گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و دگرنهاد (متاسوماتیسم‌شده با سیال‌ها و یا مذاب‌های پدیدآمده از ذوب گوشتهٔ سست‌کره‌ای) و یا از مرز انتقال گوشتهٔ سست‌کره‌ای به سنگ‌کره‌ای پدید آمده باشد (Wallace and Green, 1991; Pilet *et al.*, 2010).

برای بررسی درصد احتمالی ذوب‌بخشی و ترکیب خاستگاه سنگ‌های بررسی‌شده، الگوی ذوب‌بخشی غیرمودال (Albarede, 1996) به‌کار برده شده است. این الگو روی ترکیب‌های احتمالی گوشته (شکل ۱۰- A) اعمال شده است. همچنین، در این الگو مقدار ضریب‌های توزیع مذاب- کانی (McKenzie and O'Nions, 1991) برای سیستم‌های بازالتی به‌کار برده شده‌اند. همان‌گونه‌که در شکل ۱۰- A دیده می‌شود، نمونه‌های بررسی‌شده نزدیکی بیشتری به لرزولیت گارنت‌دار گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989) و لرزولیت اسپینل‌دار مکران (Moslempour *et al.*, 2015) نشان می‌دهند. همچنین، برپایهٔ الگوسازی ذوب‌بخشی غیرمودال انجام‌شده روی ترکیب گوشته با مقدارهای متغیری از گارنت و اسپینل (شکل ۱۰- B)، پیدایش ماگمای سازندهٔ نمونه‌های آلکالن حاصل نزدیک به ۷ درصد ذوب‌بخشیِ لرزولیتی گارنت‌دار بوده است؛ اما ماگمای سازندهٔ نمونه‌های تحولی شاید پیامد ۷ تا ۱۵ درصد ذوب‌بخشی لروزلیتی با نزدیک به ۵۰ درصدحجمی گارنت و ۵۰ درصدحجمی اسپینل بوده است. این نتایج با نتایج به‌دست‌آمده از بررسی و مقایسه نمونه‌ها در الگوی ذوب‌بخشی پیشنهادیِ Cheng و همکاران (۲۰۱۸) روی ترکیب‌های گوناگون گوشته همخوانی چشمگیری نشان می‌دهند (شکل ۱۰- C). همان‌گونه‌که در شکل ۱۰- C دیده می‌شود، در این الگوسازی نیز نمونه‌های آلکالن روی منحنی ذوب لرزولیت گارنت‌دار و نمونه‌های تحولی روی منحنی ذوب لرزولیت زون انتقالی گارنت- اسپینل جای گرفته‌اند. نتایج به‌دست‌آمده از الگوسازی انجام‌شده با استنتاج به‌دست‌آمده از کانی‌شناختی احتمالی گوشته، برپایهٔ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده، نیز کاملا همخوانی دارد. گفتنی است با توجه به نزدیکی ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌های تحولی به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) و حضور احتمالی کانی آمفیبول در خاستگاه، چه‌بسا گوشتهٔ خاستگاه این سنگ‌ها تحت‌تأثیر سیال‌ها و یا مذاب‌های به‌دست‌آمده از گوشتهٔ سست‌کره‌ایِ کمی متاسوماتیسم‌شده شده باشد. همچنین، فاصله نمونه‌های بررسی‌شده در شکل ۱۰- C از لرزولیت آمفیبول و گارنت‌دار و لرزولیت آمفیبول و اسپینل‌دار (Cheng *et al.*, 2018) نیز چه‌بسا نشان‌دهندهٔ تفاوت ترکیب زمین‌شیمیایی گوشته دگرنهاد خاستگاه نمونه‌های تحولی از گوشته متاسوماتیسم‌شده با سیال‌های به‌دست‌آمده از فرورانش باشند.



شکل ۱۰- ترکیب الیوین‌بازالت تحولی و الیوین‌بازالت آلکالن خـاور نهبنـدان و چـاه چوچـو در: A) نمـودار La/Yb دربرابـر Yb؛ B) نمـودار Sm/Yb دربرابر La/Sm (نمودارهای A و B برپایهٔ داده‌های به‌دست‌آمده از الگوسازی انجام‌شده رسم شده‌انـد)؛ C) نمـودار K/Yb*1000 دربرابـر Dy/Yb (Cheng *et al.*, 2018) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۳-A است)

برداشت

سـنگ‌هـای مافیـک بررسی‌شـده در ایـن پـژوهش الیوین‌بازالــت‌هــایی از دو ســری ماگمــاییِ آلکــالن (ســـدیک) (AOB) و تحـــولی (TOB) هســـتند. در نمودارهـای چندعنصـری و REE، ترکیـب بازالـت‌هـای هـر دو سـری ماگمـایی شـبیه یـا نزدیـک بـه ترکیـب بازالــت جزیره‌هــای اقیانوســی (OIB) اســت؛ امــا از دیــدگاه سنگ‌نگاشــتی، عنصــرهای اصــلی و برخــی عنصــرهای کم‌مقــدار کــاملاً از یکــدیگر متمــایز هســـتند. از دیـــدگاه سنگ‌نگاشـــتی، گـــروه AOB زمینــه دانــه‌ریزتــری دارد؛ امــا گــروه TOB گــاه بافــت میکروگرانــولر نشــان می‌دهــد. در TOB، کــانی‌هــای فنوکریست الیـوین فـراوان‌تـر و دانـه‌درشـت‌تر هسـتند و حاشـــیهٔ ایدینگزیتی‌شـــده نشـــان می‌دهنـــد؛ امـــا در AOB، فنوکریســـت‌هـــا و میکروفنوکریســـت‌هـــای الیـــــوین حاشـــــیهٔ تجزیه‌شـــــده ندارنـــــد.

میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن در نمونه‌های TOB بیشتر هستند. کانی نفلین هم به‌صورت میکروفنوکریست و هم در زمینهٔ نمونه‌های AOB به فراوانی دیده می‌شود؛ اما مقدار این کانی در زمینهٔ نمونه‌های TOB ناچیز است. مقدار Na_2O، TiO_2، FeO و P_2O_5 در نمونه‌های AOB و مقدار SiO_2، MgO، Mg# ،Ni و Cr در نمونه‌های TOB بیشتر است. سنگ‌های هر دو سری تحت‌اشباع از سیلیس هستند. ازاین‌رو، نفلین نورماتیو در هر دو نوع بازالت دیده می‌شود که در نمونه‌های TOB مقدار میانگین نفلین نورماتیو برابربا ۳/۵ درصد و در AOB برابربا ۱۳/۳ درصد است. با اینکه ترکیب نمونه‌های TOB به یک ماگمای اولیه نزدیک‌تر است، اما گمان می‌رود اندکی دچار جدایش بلورین و آلایش پوسته‌ای شده‌اند؛ اما نمونه‌های AOB شاید تنها دچار جدایش بلورین شده‌اند. هر دو نوع بازالت از گوشته‌ای غنی‌شده با ترکیب نزدیک به سنگ خاستگاه نزدیک به بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) خاستگاه گرفته‌اند. الگوسازی ذوب‌بخشی نشان می‌دهد درجات متفاوت ذوب‌بخشی و نیز ژرفای متفاوت سنگ خاستگاه این دو نوع ماگمای مافیک را در منطقه پدید آورده است. براین پایه، گمان می‌رود پیدایش نمونه‌های TOB پیامد ۷ تا ۱۵ درصد ذوب‌بخشیِ پریدوتیتی در مرز رخساره‌های اسپینل‌دار و گارنت‌دار با نسبت نزدیک به ۵۰ درصد اسپینل‌لرزولیت و ۵۰ درصد گارنت‌لرزولیت بوده است. پیدایش نمونه‌های AOB ها نیز پیامد نزدیک به ۷ درصد ذوب‌بخشی یک گارنت‌لرزولیت بوده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از آقای امان‌الله آبچر (براهویی) و خانم سمیه سراوانی برای همراهی و کمک در مراحل نمونه‌برداری و بازدیدهای صحرایی و تلاش‌های خانم دکتر زهرا فیروزکوهی و داوران گرامی مجلهٔ وزین پترولوژی برای بررسی و بهبود کیفیت این نوشتار سپاس‌گزاری می‌کنند.

منابع

Abou El Maaty, M. A., Ali-Bik, M. W. and Sadek, M. F. (2011) Petrogenesis and age dating of continental Mesozoic basalts, Um Bogma area, Sinai, Egypt. Neues Jahrbuch Für Mineralogie-Abhandlungen 188(2): 199-210.

Alavi Naini, M. and Lotfi, M. (1989) Geological Nehbandan Map 1:100000. No. E 8053. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Alavi Naini, M. and Lotfi, M. (1990) Geological Khunik Map 1:100000. No. E 8052. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Alavi Naini, M. and Lotfi, M. (1991) Geological Seyasteragi Map 1:100000. No. E 8051. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Albarede, F. (1996) Introduction to Geochemical Modeling. Cambridge University Press. New York, US.

Amel, N. and Akbarzadeh Laleh, M. (2017) Geochemical study of young basalts in East Azerbaijan (Northwest of Iran). Iranian Journal of Petrology 28: 109-126 (in Persian).

Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F. and MacPherson, C. G. (1997) Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume–lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology 38: 1359-1390.

Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, of Eastern Iran. Lithos 15: 221-239.

Cheng, X., Xu, J., Wei, H., Yang, F., Zhang, H. and Zhang, G. (2018) Petrology, geochronology and geochemistry of Late Triassic alkaline rocks of the Bailinchuan district in Liaodong Peninsula, Northeast China. Minerals 8(11): 528-540.

Cox, K. G. (1980) A model for flood basalt volcanism. Journal of Petrology 21: 629-650.

Delavari, M., Amini, S. A. and Saccani, A. (2014) Geochemistry and tectonomagmatic setting of Tertiary volcanism in East and Northeast of Nehbandan, Eastern Iran**.** Iranian Journal of Geosciences 23:125-134 (in Persian).

DePaolo, D. J. and Daley, E. E. (2000) Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chemical Geology 169: 157–185.

Dunn, T. and Stringer, P. (1990) Petrology and petrogenesis of the Ministers island dike, Southwest New Brunswick, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology 105: 55-65.

Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. Earth and Planetary Science Letters 105: 330–342.

Farmer, G. L. (2007) Continental Basaltic Rocks. University of Colorado, Boulder, USA.

Firouzkouhi, Z., Ahmadi, A., Moinevaziri, H., Moridi Farimani, A. A. and Lentz, D. R. (2017) Geochemical characterization of basalts from West of Khash (SE Iran): An approach to the nature of the mantle source. Iranian Journal of Petrology 30: 99-118 (in Persian).

Fitton, J. G. and Dunlop, H. M. (1985) The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. Earth and Planetary Science Letters 72: 23–38.

Furman, T. (2007) Geochemistry of East African rift basalts: An overview. Journal of African Earth Sciences 48: 147–160.

Haghnazar, S. and Malakotian, S. (2011) Mantle source characteristics of the Quaternary alkali olivine basalts in Qorveh-Takab area. Iranian Journal of Petrology 6: 17-30 (in Persian).

Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters 79: 33-45.

Jeffrey, P .G. (1975) Chemical Methods of Rock Analysis. 2nd edition, Pergamon Press, Oxford, England.

Kerr, A. C., Kempton, P. D. and Thompson, R. N. (1995) Crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA); new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava succession, N. W. Scotland. Contributions to Mineralogy and Petrology 119:142-154.

Khatib, M. (1998) Geometry of strike-slip Fault termination. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).

Kheirkhah, M., Neill, M. I. and Allen, M. B. (2015) Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. Journal of Asian Earth Sciences 106: 19–33.

Khubanov, V. B., Vrublevskaya, T. T., Tsyrenov, B. T. and Tsygankov, A. A. (2015) Formation of the trachybasalt–trachyte bimodal series of the Malo-Khamardaban volcanotectonic complex, Southwestern Transbaikalia: Role of fractional crystallization and magma mixing. Petrology 23: 451–479.

Klein, E. M. and Plank, T. (1992) Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan, J. P. Blackman, D. K. and Sinton, J. M (eds) Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges. AGU (American Geophysic Union) Geophysical Monographs 71: 183-280.

Kushiro, I. (2001) Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 29: 71-107.

Le Bas, M. J. (2000) IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. Journal of Petrology 41: 1467–1470.

Litvinovsky, B. A., Zanvilevich, A. N., Shadaev, M. G. and Lyapunov, S. M. (1996) The role of fractional crystallization in the formation of a bimodal trachybasalt-trachyte series: Malo- Khamardabanskaya volcano-tectonic structure, Transbaikalia. Petrologiya 4: 26–45.

Macdonald, R., Belkin, H. E., Fitton, J. G., Rogers, N. W., Nejbert, K., Tindle, A. G. and Marshall, A. S. (2008) The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile melt interactions in the genesis of a young basalt- peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria volcanic complex, Kenya rift valley. Journal of Petrology 40: 1515-1547.

McBirney, A. R. (2006) Igneous Petrology. 3rd edition, Jones and Bartlett Learning, Burlington, US.

McKenzie, D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. Earth and Planetary Science Letters 95: 53–72.

McKenzie, D. and O' Nions, R. K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology 32: 1021-1091.

Middlemost, E. A. K (1975) The basalt clan. Earth Science Reviews 11: 337-364.

Moine, B. N., Gregoire, M., O'Reilly, S. Y., Suzanne, Y., Sheppard, S. M. F. and Cottin, J. Y. (2001) High field strength element fractionation in the upper mantle: Evidence from amphibole-rich composite mantle xenoliths from the Kerguelen islands (Indian Ocean). Journal of Petrology 42 (11): 2145–2167.

Moslempour, M. E., Khalatbari Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H. and Shahdadi, S. (2015) Petrology, geochemistry and tectonics of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, Southeastern Iran. Journal of the Geological Society of India 85: 604-618.

Neal, C. R., Mahoney, J. J. and Chazey, W. J. (2002) Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kergulen plateau and Broken ridge LIP: results from ODP Leg 183. Journal of Petrology 43: 1177–1205.

Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2013) Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, Eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. Lithos 180-181:234-251.

Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Yang, H. M., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2012) Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, Eastern Iran. Chemical Geology 306-307:35-40.

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.

Peng, Z. X., Mahoney, L. L., Hopper, P., Harris, C. and Beane, J. (1994) A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the Western Deccan traps. Geochimica Cosmochimica Acta 58: 267-288.

Pilet, S., Ulmer, P. and Villiger, S. (2010) Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1.5 GPa: constraints on the formation of metasomatic veins. Contributions to Mineralogy and Petrology 159 (5): 621–643.

Putirka, K. (1999) Melting depth and mantle heterogeneity beneath Hawaii and the East Pacific Rise: constraints from Na/Ti and rare earth element ratios. Journal of Geophysical Research 104: 2817-2829.

Reichew, M. K., Saunders, A. D., White, R. V. and Ukhamedov, A. I. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Sibrian basin: An extention of the Permo-Triassic Sibrian traps, Russia. Lithos 79: 425-452.

Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry 3:1-64.

Soltanmohammadi, A. and Rahgoshay, M. (2015) Mineralogy and geochemistry of analcime bearing alkaline rocks in Salavat range, Azerbaijan magmatic plateau, NW Iran. Iranian Journal of Petrology 22: 91-118 (in Persian).

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in oceanic basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313–345. Geological Society of London, UK.

Tirrul, L., Bell. I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E. (1983) Sistan suture zone of Eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94: 134-150.

Walker, R. T. and Jackson, J. (2004) Active tectonics and Late Cenozoic strain distribution in Central and Eastern Iran. Tectonics 23.

Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M. (2009) Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in Eastern Iran. Geophysical Journal International 177: 783–805.

Wallace, M. and Green, D. (1991) The effect of bulk rock composition on the stability of amphibole in the upper mantle- implications for solidus positions and mantle metasomatism. Mineralogy and Petrology 44(1-2): 1–19.

Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. and Smith, E. I. (2002) A mantle melting profile across the Basin and Range. SW USA. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 107(B1): ECV 5-1-ECV 5-21.

Watson, B. E. (1982) Basalt contamination by continental crust: Some experiments and models. Contributions to Mineralogy and Petrology 80:73-87.

White, W. M. (2013) Geochemistry. 1st edition, Wiley- Blackwell, Chichester, UK.

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185–187.

Wijbrans, C. H., Klemme, S., Berndt, J. and Vollmer, C. (2015) Experimental determination of trace element partition coefficients between spinel and silicate melt: The influence of chemical composition and oxygen fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology 169: 45.

Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M. (1982) Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. W. H. Freeman and Company. New York, US.

Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Chapman and Hall. London, UK.

Wilson, M. and Downes, H. (1991) Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in Western and Central Europe. Journal of Petrology 32(4): 811–849.

Xu, W., Xu, X. and Zeng, G. (2017) Crustal contamination versus an enriched mantle source for intracontinental mafic rocks: Insights from Early Paleozoic mafic rocks of the South China block. Lithos 4355-4375.

Xu, Y. G., Ma, J. L., Frey, F. A., Feigenson, M. D. and Liu, J. F. (2005) Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, Western North China craton. Chemical Geology Including Isotope Geoscience 224: 247– 271.

Yang, J. H., Sun, J. F., Zhang, M., Wu, F. Y. and Wilde, S. A. (2012) Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturated syenites in the Eastern North China craton related to post-collisional and intraplate extension. Chemical Geology 328: 149–167.

Yang, J. H., Wu, F. Y., Wilde, S. A., Chen, F., Liu, X. M. and Xie, L. W. (2008) Petrogenesis of an alkali syenite-granite-rhyolite suite in the Yanshan fold and thrust belt, Eastern North China craton: Geochronological, geochemical and Nd-Sr-Hf isotopic evidence for lithospheric thinning. Journal of Petrology 49: 315-351.

Yoder, H. S. Jr. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology 3: 342-532.

Zhang, Z. and Wang, F. (2002) Geochemistry of two type of basalts in the Emeishan basaltic province: Evidence for mantle plume-lithosphere interaction. Acta Geologica Sinica 76(2): 229-236.

Zhi, X., Song, Y., Frey, F. A., Feng, J. and Zhai, M. (1990) Geochemistry of Hannouba basalts, Eastern China: constraints on the origin of continental alkali and tholeiitic basalt. Chemical Geology 88: 1-33.

Zhu, D. C., Mo, X. X. and Wang, L. Q. (2008) Hotspot-ridge interaction for the evolution of Neo Tethys: insights from the Late Jurassic-Early Cretaceous magmatism in Southern Tibet. Acta Petrological Sinica 24: 225–237.