

Petrography, geochemistry and tectono-magmatic setting of the dykes of the north and the west of Zahedan (Southeast Iran)

**Habib Biabangard*, Mehrnaz Fatameian, Ali Asghar Moridi Farimani
and Mohammad Reza Bakhshi Mohabi**

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract

The Eocene dykes in the north and the west of Zahedan exposed into the flysch and Zahedan granitoid rocks in the Sistan suture zone. These rocks, including mafic dykes, ultramafic and felsic are mostly alkaline in nature and sometimes are contaminated. The dykes in discussion, display mostly porphyritic and glomeroporphyric textures. Plagioclase, hornblende and biotite are the main phases as well as the matrix of the rocks. The presence of rounded plagioclase and corrosion of quartz, normative changes and variation in minor and trace elements are indicative of contamination with continental crust. Enrichment of LREE relative to HREE and the lack of Eu anomaly are important characteristics of all of the studied rocks. High ratios $(La/Sm)_N$, and $(La/Yb)_N$ and $(Sm/Yb)_N$ and the alkaline nature of most of the samples, indicate a melting process about 1 percent of a mantle with garnet lherzolite composition. Such conditions may be completion of subduction of Sistan oceanic lithosphere beneath the Afghan block ended. Slab sinking to a considerable down, fluid released from the edge caused some chemical and mineralogical changes of mantle wedge, and to facilitate partial melting of the rocks. The fluid migration to higher levels due to the lower parts of the upper crust and mantle wedge are batch melting. As the molten materials increased, they were transferred to higher levels in the Oligo-Miocene period and have been emplaced in the upper parts of the crust. It seems that after the Oligo-Miocene time and as subduction continued, fractures developed and the ascending magma emplaced into these fractures, which finally gave rise to the formation of the study dykes.

Key words: dyke, flysch, granite, Sistan oceanic lithosphere, Zahedan

* h.biabangard@science.usb.ac.ir

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و پهنه زمین‌ساختی ماگمای سازنده دایک‌های شمال و باختر زاهدان (جنوب‌خاوری ایران)

حبیب بیابانگرد*، مهرناز فاطمیان، علی اصغر مریدی فریمانی و محمدرضا بخشی‌محبی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

دایک‌های شمال و باختر زاهدان به سن ائوسن درون مجموعه‌های فلیشی و گرانیته زاهدان در پهنه زمین‌درز سیستان برونزد یافته‌اند. بیشتر این سنگ‌ها سرشت آکالن دارند و عبارتند از: دایک‌های مافیک، اولترامافیک و فلسیک و گاه آرایش‌یافته، بیشتر دارای بافت پورفیری و گلوپورفیری هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها بوده و همین کانی‌ها در زمینه نیز دیده می‌شوند. بلورهای خلیجی کوارتز و پلاژیوکلازهای گردشده، تغییرات نورم نمونه‌ها همراه با تغییرات در فراوانی عنصرهای فرعی و کمیاب و نسبت‌های آنها نشان‌دهنده آرایش آنها با پوسته قاره‌ای است. غنی‌شدگی LREE در برابر HREE و نبود بی‌هنجاری در مقدار Eu از ویژگی‌های مهم همه این سنگ‌ها هستند. بالابودن نسبت‌های $(La/Sm)_N$ ، $(La/Yb)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ و سرشت آکالن بیشتر نمونه‌ها نشان‌دهنده رخداد فرایند ذوبی نزدیک به یک درصدی گوشته گرانیت لرزولیت است. چنین شرایطی چه‌بسا پس از پایان فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان پدید آمده و از این‌رو، پس از آن که این ورقه فرورونده به اندازه چشمگیری پایین رفته است، سیال‌های آزادشده از صفحه فرورو، سرشت شیمیایی و کانی‌شناختی گوه گوشته‌ای را تغییر داده و ذوب‌بخشی آن آسان‌تر شده است. مهاجرت این سیال‌ها به ترازهای بالاتر بخش‌های زیرین پوسته بالایی و به مقدار کمتری سنگ‌های گوه گوشته‌ای را دچار ذوب‌بخشی کرده است. پس از افزایش مواد ذوب‌شده، این مواد در زمان الیگو-میوسن به ترازهای بالاتر رفته و در بخش‌های بالاتر پوسته جایگزین شده‌اند. به نظر می‌رسد پس از الیگو-میوسن، با ادامه فرورانش در منطقه شکستگی‌هایی پدید آمده است و ماگمای بجامانده در شکاف‌های پدیدآمده وارد شود و دایک‌های یادشده را پدید آورد.

واژه‌های کلیدی: دایک، فلیش، گرانیته، سنگ‌کره اقیانوسی سیستان، زاهدان

* h.biabangard@science.usb.ac.ir

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

از دیدگاه ترکیب سنگی، دایک‌ها با بسیاری از سنگ‌های آذرین همپوشانی گسترده‌ای دارند. دایک‌های اولترامافیک و لمپروفیری، سنگ‌های آتشفشانی (گدازه‌های نیمه‌آتشفشانی دایک‌مانند و گاه سیل)، پلاگ و یا استوک‌مانند با بلورهای دانه‌درشت بیوتیت و هورنبلندی هستند که در زمینه‌ای از فلدسپارها و یا فلدسپاتوئیدها جای گرفته‌اند. این سنگ‌ها در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگونی (مانند کمان‌های اقیانوسی، جزایر کمانی، حواشی قاره‌ای فعال، ریفت‌ها و کراتون‌های پایدار) پدید می‌آیند (Rock, 1991; Luhr, 1997; Torabi, 2009; Gill, 2010; Krmíček, 2010). این سنگ‌ها بیشتر از بیوتیت و یا آمفیبول ساخته شده‌اند و پیروکسن کمی دارند (Homam, 2006). از دیدگاه بافتی تفاوت آشکاری با سنگ‌های همراهشان ندارند. بافت آنها معمولاً ناهم‌بند است؛ به‌گونه‌ای که بلورهای درشت کانی‌های فرومنیزین در زمینه دانه‌ریز یا شیشه‌ای جای دارند. نشانه‌هایی از مواد فرار برخاسته از گوشته متاسوماتیسم‌شده در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و نشان می‌دهند فرایندهای دینامیکی پدیدآمده از چنین موادی تکامل پهنه زمین‌ساختی ماگمای آنها را در پی داشته است (Rock, 1991; Best, 2003; 2009; Gill, 2010; Fazlniya and Kouzekoulani, 2012; Torabi, 2009).

بر پایه کانی‌شناسی، ترکیب و جایگاه زمین‌ساختی، Rock (۱۹۹۱) و Gill (۲۰۱۰) لمپروفیرها را در سه گروه دسته‌بندی کرده‌اند:

الف) لمپروفیرهای کالک‌آلکان که با درشت‌بلورهای بیوتیت یا هورنبلند همراه با آلکالی‌فلدسپار یا پلاژیوکلاز (بدون بلورهای

فلدسپاتوئید) در زمینه شناخته می‌شوند. این لمپروفیرها در کمربندهای کوه‌زایی با گرانیتوئیدها همراه می‌شوند؛

ب) لمپروفیرهای آلکان که با درشت‌بلورهای کرسوتیت یا اوژیت با پهنه‌بندی ترکیبی، در زمینه‌ای از فلدسپار و فلدسپاتوئید شناخته می‌شوند. این لمپروفیرها همراه با مجموعه‌های آذرینی سینیت-گابرو و سنگ‌های آلکان - کربناتیت در دره‌های ریفتی قاره‌ای رخ می‌دهند؛

پ) لمپروفیرهای اولترامافیک با درشت‌بلورهای فلوگوپیت، الیون و یا اوژیت در زمینه‌ای دارای پروفوسکیت، کربنات و یا میلیت شناخته می‌شوند. SiO_2 در این لمپروفیرها متغیر و کمتر از ۲۰ (میان ۱۰ و ۲۰) درصد وزنی است و بیشتر سرشت انتقالی تا کربناتیتی نشان می‌دهند. فراوانی آنها از دیگر لمپروفیرها کمتر بوده (Downes *at al.*, 2005) و همراه با سنگ‌های اولترامافیک آلکالی کربناتیت و سینیت‌ها در ریفت‌های قاره‌ای رخ می‌دهند.

Rock (۱۹۹۱) لمپروویت‌ها و کیمبرلیت‌ها را جزو لمپروفیرها می‌داند؛ اما بر پایه رده‌بندی (IUGS) (Le Maitre, 2002) آنها از لمپروفیرها نیستند. ماگماهای بازالتی آلکان معمولاً از ذوب گوشته در ژرفای بیشتری نسبت به بازالت‌های کالک‌آلکان و توله‌ایتی ساخته می‌شوند. آلکان‌های گوناگون هم درون صفحه‌های اقیانوسی و هم درون صفحه‌های قاره‌ای و همچنین، مرزهای مخرب تکامل می‌یابند. ماگماهای بازالتی آلکان در پی دو سازوکار مهم، نرخ کم ذوب سنگ خاستگاه (لرزولیت

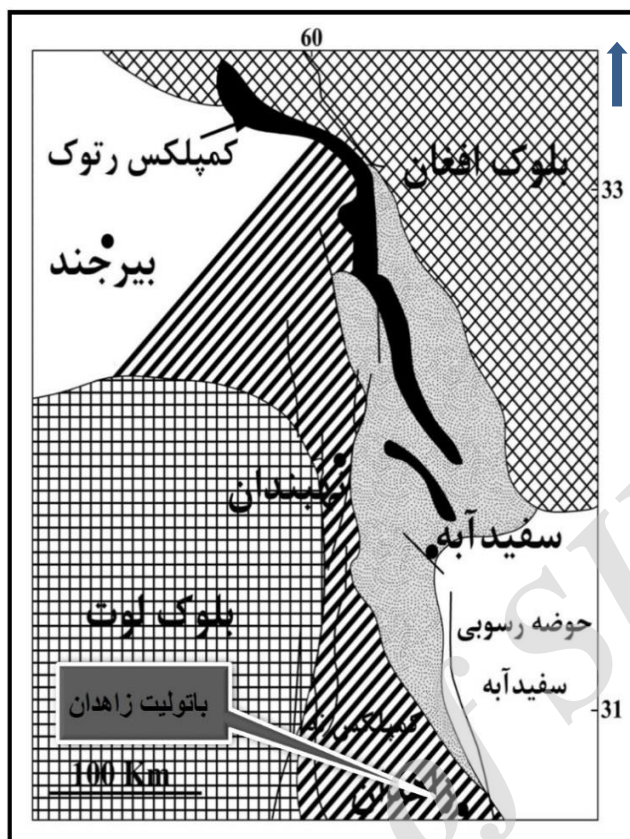
جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه بررسی شده در جنوب‌خاوری ایران، استان سیستان و بلوچستان، شمال و باختر شهر زاهدان و در طول‌ها جغرافیایی $41^{\circ} 60'$ تا $20^{\circ} 60'$ شمالی و عرض‌های جغرافیایی $29^{\circ} 20'$ و $29^{\circ} 50'$ خاوری است (شکل ۱). از دیدگاه پهنه‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران (Stöcklin, 1968)، این ناحیه بخشی از پهنه فلیش خاور ایران و برپایه بررسی‌های Tirrul و همکاران (۱۹۸۳) بخشی از پهنه زمین‌درز سیستان است (شکل ۱). این پهنه با فازهای زمین‌ساختی، مانند فاز زمین‌ساختی پیرنه، در ارتباط است و چه‌بسا فاز زمین‌ساختی پاسادین به‌صورت فازکشی در پیدایش و گسترش دایک‌ها در این مجموعه اثرگذار بوده است (Tyvay, 2003).

گارنت‌دار یا اسپینل‌دار) و یا ذوب‌بخشی گوشته دگرسان‌شده (بخش غنی‌شده خاستگاه) پدید می‌آیند (Moinvaziri and Ahmadi, 1994; Hyndman, 1985; Cabanis and Lecolle, 1989; Raymond, 2007; Gill, 2010). بیشتر دایک‌های شمال و باختر زاهدان آتشفشانی تا نیمه‌آتشفشانی هستند و سرشت آکالن دارند. برخی از آنها به دایک‌های لمپروفیری گرایش دارند

در این پژوهش تلاش شده است تا برپایه شواهد صحرایی و میکروسکوپی و داده‌های عنصرهای اصلی و کمیاب، ویژگی‌های سنگ‌شناختی، زمین‌شیمی، و پهنه زمین‌ساختی ماگمای سازنده دایک‌های ائوسن، در شمال و باختر زاهدان بررسی شوند. همچنین، در این پژوهش به چگونگی ذوب‌بخشی و کانی‌های دخیل در فرایند ذوب پرداخته خواهد شد.

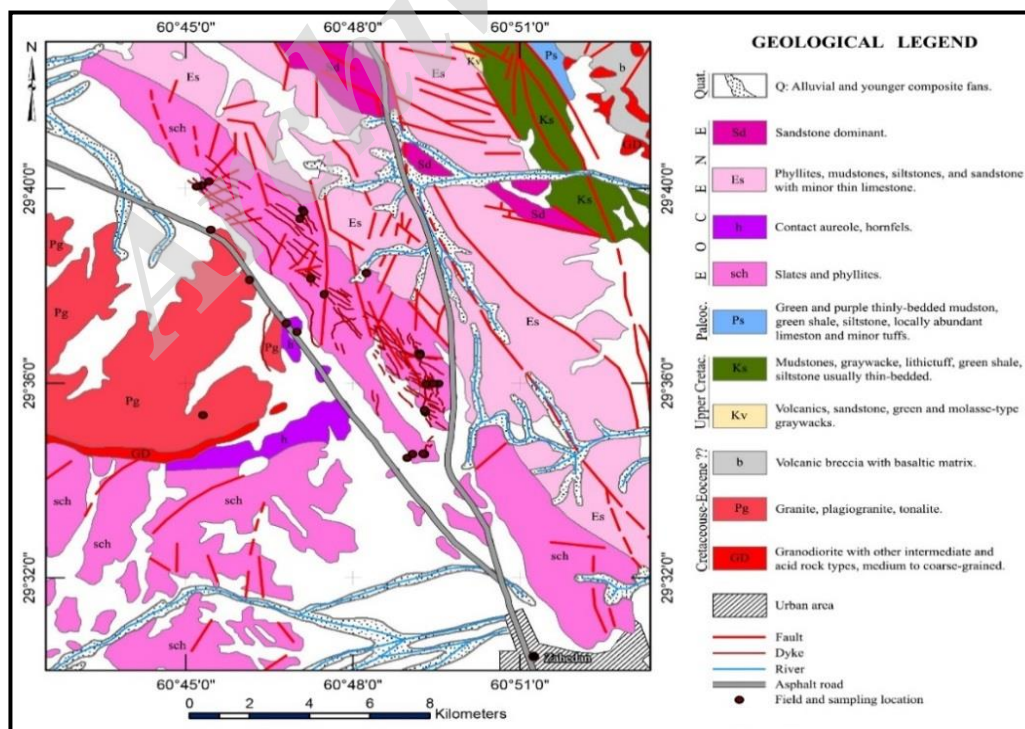
Archive



شکل ۱- ساختار کلی پهنه فلیش خاور ایران (برگرفته از Tirrul و همکاران، ۱۹۸۳، با تغییرات)

است. فراوانی دایک‌های ائوسن در مجموعه‌های فلیشی و گرانیت زاهدان از ویژگی‌های مهم پهنه خاور ایران در این منطقه به‌شمار می‌رود. رسوب‌های سیلیسی کلاستیک (توربیدایت‌ها) و توده گرانیتی زاهدان از مهم‌ترین سنگ‌های این پهنه هستند. توربیدایت‌ها گاه به اندازه فیلیت و شیست دگرگون شده‌اند. برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زاهدان (شکل ۲)، نهشته‌های درون منطقه، از کهن به جدید عبارتند از: واحد رسوب‌های فلیشی به سن ائوسن که از گسترده‌ترین واحدها و پیکره اصلی (سنگ میزبان) به‌شمار می‌رود، واحد دگرگونی اسلیت و فیلیت (Hezareh, 2006)، دایک‌های منطقه به سن الیگو-میوسن که با سنگ‌شناسی گوناگون درون واحدهای فلیشی و توده گرانیتی منطقه تزریق شده‌اند و در پایان بادبزن‌های آبرفتی و نهشته‌های جوان به سن کواترنری هستند.

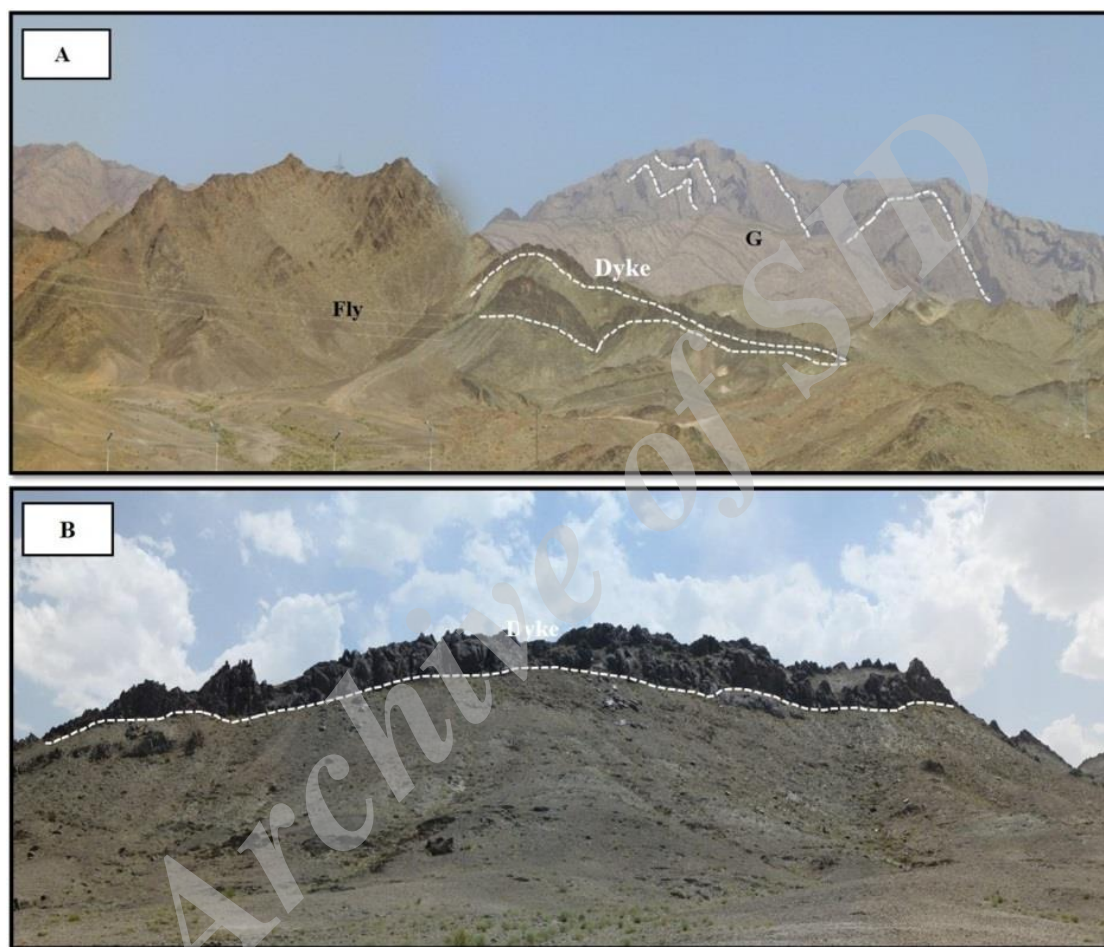
به باور Camp و Griffis (۱۹۸۲)، پهنه فلیش خاور ایران یک سنگ‌کره اقیانوسی باریک بوده که در پی بازشدگی میان بلوک لوت و افغان پدید آمده است. در پایان، این پهنه در زمان ائوسن میانی بسته شده و پس از آن، فعالیت ماگمایی آن بیشتر آکالان بوده است. جای‌گرفتن ایران میان دو پهنه برخوردی عربستان در باختر و هندوستان در خاور ضخیم‌شدگی، چین خوردگی و گسلش در این پوسته را در پی داشته است (Berberian and King, 1981). کمپلکس‌های آذرین این منطقه در پایان ائوسن تا آغاز میوسن (یک بازه زمانی ۳۰ میلیون ساله) پدید آمده‌اند (Camp and Griffis, 1982). Eftekhamejad (1981) پیدایش این ایالت ساختاری در کرتاسه پیشین را نتیجه یک کافت درون قاره‌ای، میان بلوک لوت در باختر و بلوک افغان در خاور و جایگاه خوبی برای جایگیری گوشته اقیانوسی و نهشته‌های انباشتی فلیش‌گونه دانسته



شکل ۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی شمال‌باختری زاهدان بر گرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زاهدان (Behruz, 1993)

سنگ‌شناسی گوناگون درون واحدهای گرانیتی، تزریق شده‌اند. از دیدگاه سنگ‌شناسی بیشتر آنها دیوریتی و برخی فلسیکی هستند. این دایک‌ها با فراوانی نزدیک به ۳۰ درصد به توده گرانیتی رخنمونی لایه‌لایه دارند (شکل ۳- A).

دایک‌های بررسی شده در مجموعه‌های فلیشی (با نماد Fly) و در توده گرانیتی (با نماد G) برونزد دارند (شکل‌های ۳- A و ۳- B). در توده گرانیتی، دایک‌ها دارای روندهای موازی (بیشتر شمالی- جنوبی) و گاه متقاطع با



شکل ۳- A) نمایی از دایک‌های شمال و باختر زاهدان (جنوب‌خاوری ایران) درون توده گرانیتی و فلیش‌های پیرامون آن؛ B) دایک‌های تیره رنگ درون مجموعه‌های فلیش

می‌شود و یک منطقه‌بندی شامل بخش مافیک در کنارها و فلسیک در بخش میانی را پدید می‌آورد (Vigneresse, 2004). دایک‌های درون فلیش‌ها (شکل ۳- B) روندهای گوناگونی نشان می‌دهند و بیشترشان فازهای ترکیب حدواسط تا اسیدی دارند.

این ساختار لایه‌ای پیامد رقابت میان آهنگ‌های جایگزینی و سردشدن ماگما و وجود مناطق تغذیه کننده ماگما در بخش‌های درونی است. اگر بسته ماگمایی به سرعت جایگزین شود، بسته دیگری که در ژرفای جدایشی بوده با کنارزدن بسته پیشین در مرکز انباشته

روش انجام پژوهش

نخست، نقشه‌های زمین‌شناسی و تصویرهای ماهواره‌ای برای شناسایی پراکندگی دایک‌ها بررسی شد. سپس، از دایک‌ها و سنگ میزبان آنها منظم نمونه‌برداری شد. برپایه گوناگونی سنگ‌شناختی، نمونه‌های کاملاً تازه برگزیده شدند و پس از ساخت

مقطع‌های نازک و بررسی آنها، نزدیک به ۱۳ نمونه از سالم‌ترین آنها که بیشترین گوناگونی را داشتند، برای انجام تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب (به روش‌های XRF و ICP-OES) به شرکت فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شدند (جدول‌های ۱ و ۲).

جدول ۱- تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی؛ با روش XRF) و محاسبه نرم ترکیب دایک‌های شمال و باختر زاهدان (Gr: گرانیت؛ Gd: گرانودیوریت؛ Dph: دیوریت پورفیری؛ Lam: لامپروفیر؛ Qmo: کوارتز مونزونیت؛ Mogr: مونزوگرانیت؛ ALam: آلکالی لامپروفیر؛ Rph: ریولیت پورفیری)

Sample No.	SF1-5 Gr	SF1-6 Gd	SF1-10 Dph	SF2-1 Lam	SF2-5 Lam	SF2-6 Dph	SF2-8 Qmo	SF3-1 Mogr	SF3-3 ALam	SF3-6 Rph	SF3-8 Gd	SF3-9 Lam	SF3-11 ALam
SiO ₂	49.75	48.80	51.43	55.00	67.47	62.81	67.51	53.98	61.93	67.22	55.48	49.15	49.98
Al ₂ O ₃	17.44	16.07	15.84	16.65	16.71	17.39	15.20	16.81	16.19	16.63	15.20	17.4	15.63
Fe ₂ O ₃	6.43	9.41	6.29	5.96	1.93	3.61	5.92	7.53	2.43	2.04	5.92	7.04	5.92
MgO	7.82	6.41	8.09	4.77	0.05	1.99	6.63	6.17	2.34	0.05	6.63	8.44	6.97
CaO	7.10	7.52	6.94	6.27	2.73	3.50	2.98	8.40	4.34	2.80	5.99	7.29	7.10
Na ₂ O	4.75	7.79	3.35	3.92	5.56	4.52	3.38	0.01	3.96	5.39	3.84	3.31	3.91
K ₂ O	1.92	1.80	2.47	3.73	3.38	3.21	2.13	1.86	3.26	2.50	2.13	1.98	2.41
TiO ₂	0.67	0.69	0.84	0.83	0.38	0.61	0.61	0.88	0.83	0.35	0.93	1.20	0.78
P ₂ O ₅	0.57	0.57	0.66	0.79	0.19	0.36	0.58	0.83	0.49	0.27	0.58	0.67	0.61
MnO	0.05	0.05	0.05	0.15	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
L.O.I	3.22	3.23	3.58	1.71	1.48	1.56	2.96	2.97	2.26	2.26	2.96	2.96	6.63
Total	100.01	100.05	99.63	100.02	98.9	100.06	100.22	99.9	100.1	101.8	100.4	95.07	105.4
CIPW:													
Qtz	0.00	0.00	0.00	1.53	22.19	14.78	17.78	21.88	15.18	19.89	5.61	0.00	0.00
Or	11.35	10.64	14.60	22.04	19.9	18.97	22.75	10.99	12.59	10.64	12.59	11.35	14.24
Ab	33.49	29.82	28.35	33.17	47.05	38.28	43.75	0.08	32.49	40.53	32.49	28.01	33.09
An	18.67	17.08	20.93	16.86	0.40	15.01	11.24	36.47	17.97	2.67	17.79	18.67	18.09
Ne	3.63	1.32	0.00	0.00	0.00	0.00	2.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.704	5.92
Di	7.50	11.03	4.84	4.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.63	7.29	9.16
Hy	0.00	0.00	15.78	9.58	4.09	46.03	0.12	15.73	6.05	23.44	14.83	13.65	2.17
Ol	11.21	12.84	1.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.79	0.00
Mgt	0.00	0.00	0.00	0.00	1.93	5.93	0.00	7.53	0.00	0.00	5.92	4.04	5.92
Ilm	0.02	0.15	0.18	0.05	0.64	0.11	0.17	0.05	0.00	0.21	0.813	0.12	0.11
Ap	1.04	0.00	1.35	1.83	0.46	1.14	0.63	1.97	0.00	1.32	0.00	0.00	1.14
Mg#	0.827	0.845	0.843	0.757	0.205	0.667	0.085	0.762	0.714	0.909	0.823	0.824	10.823

جدول ۲- تجزیه شیمیایی عنصرهای فرعی و کمیاب (برپایه ppm: به روش ICP-OES) در دایک‌های شمال و باختر زاهدان

Sample No.	SF1-5 Gr	SF1-6 Gd	SF1-10 Dph	SF2-1 Lam	SF2-5 Lam	SF2-6 Dph	SF2-8 Qmo	SF3-1 Mogr	SF3-3 ALam	SF3-6 Rph	SF3-8 Gd	SF3-9 Lam	SF3-11 ALam
Ba	1.65	7.9	851	782	1525	600	1625	678	922	560	1023	956	1090
Bi	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Be	1	1	1	1	1	1	10	1	1	1	1	1	1
Co	18	21	18	15	10	10	10	10	93	10	16	21	17
Tb	1.21	0.32	0.4	0.26	0.7	0.3	0.51	0.44	3.37	0.64	0.71	0.83	0.064
Ni	101	119	101	34	10	25	10	50	17	13	84	107	105
Se	10	10	10	10	10	10	10	10	10	16	10	10	10
Cs	3.1	59	46	48	19	35	18	18	19	16	31	42	44
Ag	0.01	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
As	13	17	14	12	13	13	13	14	17	17	23	10	11
Al	6.08	5.90	5.12	4.39	3.25	4.70	2.76	5.46	3.17	2.22	4.17	5.46	5.66
Hf	0.5	0.5	0.5	0.5	1.94	0.5	0.5	0.5	2.24	0.5	2.37	1.13	3.16
Nd	23.6	20	19.5	14	33.2	18.75	9.5	16.07	26.5	20.1	20.8	20.2	39.8
Rb	91	81	114	122	56	123	114	103	60	84	52	92	155
Sn	2.2	8.8	2.5	1.6	1.9	2.06	1.6	1.8	1.6	2.5	1.8	1.6	1.6
Sr	2.2	2.5	565	522	250	234	2.6	566	333	1.99	384	451	522
Ta	1.38	1.21	1.55	1.05	1.24	1.35	1.23	1.24	1.24	1.27	1.6	1.21	1.35
Th	14.31	14.75	9.5	10.8	12.5	10.45	15.03	9.81	7.82	7.5	7.05	13.1	14.35
U	2.13	1.5	0.8	3.5	2.1	1.03	1.2	1.3	1.2	1.6	1.2	2.5	3.2
V	138	154	122	140	35	65	27	131	70	27	94	117	124
W	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.8	0.5	0.9	0.5	0.5
Zr	9	9	5	9	70	0.5	6	5	89	17	95	24	140
Y	21	21	14	13	10	10	10	16	10	10	10	16	16
La	28	27	20	22	10	10	10	24	10	10	12	17	24
Ce	3.1	2.8	6.2	3.2	1.6	3.9	3.2	4.3	4.2	3.1	3.9	4.01	3.9
Pr	0.15	0.20	0.27	0.21	3.2	0.04	0.04	0.21	0.21	0.05	0.26	0.04	0.05
Eu	1.2	0.81	0.91	0.49	1.85	75	22.7	0.75	1.06	0.1	1.55	0.99	1.8
Sm	3.89	3.21	3.6	2.42	6.04	3.50	3.99	21.91	5	3.9	4.95	0.99	6.5
Gd	2.91	2.62	3.2	2.1	5.55	2.6	2.58	0.75	4.87	1.05	4.89	3.44	5.35
Tb	1.21	0.32	0.4	0.26	0.7	0.3	0.44	3.37	0.64	0.51	0.71	0.38	0.064
Dy	2.29	1.62	2.15	1.45	3.85	1.9	2.36	0.32	3.9	2.9	3.46	2.11	3.24
Ho	51	1.8	0.05	0.58	2.56	0.05	1.03	2.92	0.05	1.5	2.3	0.89	1.8
Er	0.13	0.1	0.1	0.49	0.22	0.1	0.1	0.5	0.1	0.21	0.34	0	1.8
Tm	0.1	0.3	0.5	0.3	1.1	0.2	1.5	0.7	1.2	0.99	1.5	0.1	1.13
Yb	0.3	0.2	0.6	0.2	1.10	0.3	0.67	0.81	1.2	0.98	1.69	0.12	1.10
Lu	28	20	22	10	24	10	28	24	12	10	10	17	17
Mo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cu	91	55	69	59	40	38	28	50	44	39	44	60	133
Pb	10	10	10	10	10	14	17	10	16	21	10	10	10
Zn	74	73	77	74	45	88	67	70	62	63	72	78	83
K	4.1	4.06	4.26	4.3	43	4.2	4.34	4034	4.21	4.23	4.21	4.75	4.21
Ti	3.96	3.71	3.74	3.74	3.2	3.61	3.69	3.25	3.44	3	3.67	3.85	3.61
P	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Cr	239	198	270	133	63	57	151	50	79	36	213	250	200
Eu*	1.2	0.81	0.91	0.49	0.85	0.75	0.75	1.14	1.06	1.07	1.55	0.99	1.8
Eu/Eu	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
La/Yb	46.6	6.4	40	23.3	7.69	50	28	14.28	83.3	10.10	28.33	28.33	21.8
La/Sm	7.19	3.60	8.41	0.55	1.65	3.27	2.41	2.50	9.09	2.56	4.91	4.91	3.69
Gd/Yb	5.73	6.4	7	4.05	4.26	13	6.04	6.4	3.26	3.78	4.85	4.85	4.86
Sm/Yb	6.36	6.52	8.06	10.07	4.64	15.25	5.7	5.82	4.16	3.93	5.73	5.73	5.90

سنگ‌شناسی

جریانی هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، هورنبلند و به میزان کمتری پیروکسن (اوژیت)، از مهم‌ترین کانی‌های دایک‌های میکرودیوریتی، دیوریتی، داسیتی و انواع آلیش‌یافته آنها هستند (شکل ۴).

سنگ‌های بررسی‌شده در نمونه دستی رنگ تیره و ساخت توده‌ای و چهره‌ای نهان‌بلور دارند. بافت بیشتر آنها پورفیری و گلوپورفیری است و گاه نیز دارای بافت



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از دایک‌های شمال و باختر زاهدان: (A) درشت‌بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز و بافت اینترگرانولار در دایک‌های میکرودیوریتی؛ (B) بلورهای هورنبلند با بعدهای گوناگون که بافت انباشتی در دایک‌ها را پدید آورده‌اند؛ (C) مقطع طولی و عرضی کانی هورنبلند؛ (D) برش‌های گوناگون از کانی هورنبلند؛ (E) درشت‌بلور انحلالی و زینوکریست کوارتز در دایک‌های فلسیک آلیش‌یافته؛ (F) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی (نماد کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است)

است. این کانی در اندازه‌های گوناگون درشت‌بلور و ریزبلور در زمینه سنگ پراکنده است. در برخی نمونه‌ها، این کانی‌ها ۳۰ تا ۴۰

در این سنگ‌ها، هورنبلندها در مقطع طولی کشیده هستند (شکل ۴- A) تا اندازه‌ای که کانی‌گاه شکل نخستین خود را از دست داده

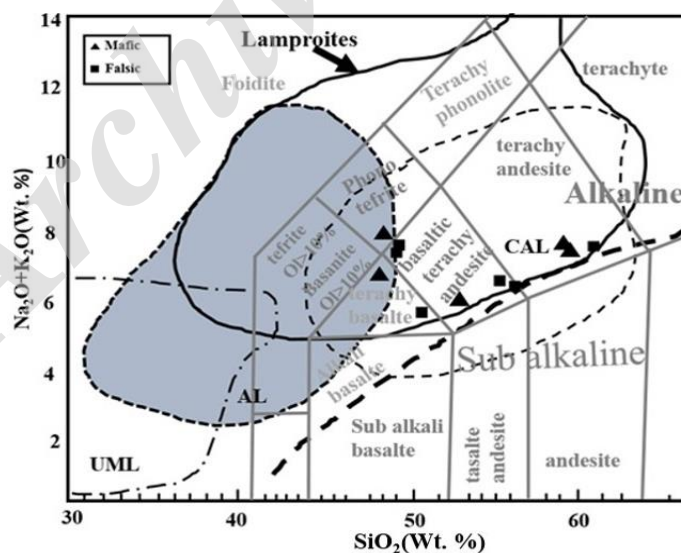
حجمی) و دارای ماکل پلی سینتتیک هستند. این کانی‌ها در اندازه‌های گوناگون و در خمیره بسیار ریز بوده و دارای منطقه‌بندی روشنی هستند (شکل ۴- F).

زمین‌شیمی

بررسی زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگی نشان می‌دهد نمونه‌های سنگی دایک‌ها در محدوده آکالی‌بازالت تا تراکی‌آندزیت جای دارند. از سوی دیگر، بیشتر آنها آکالن هستند. انواع آلیش یافته، در پی دارابودن بیگانه‌بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز آلیشی، در محدوده گسترده‌ای از آکالی‌بازالت تا تراکی‌آندزیت جای می‌گیرند. پس تغییرات مقدار SiO_2 ، Na_2O و K_2O (شاید در پی آلیش با پوسته قاره‌ای) باعث پراکندگی ترکیبی این دایک‌ها شده است (شکل ۵).

درصد حجمی سنگ را می‌سازند. در این نمونه‌ها، دارابودن هم‌زمان کانی‌های هورنبلند با بعدهای گوناگون، بافت انباشتی را پدید آورده است (شکل ۴- B). این کانی در مقطع طولی به صورت کشیده و در مقطع عرضی لوزی‌شکل (شکل ۴- C) یا شش‌گوشه (شکل ۴- D) دیده می‌شود.

بیوتیت از کانی‌های دیگر درون برخی دایک‌هاست که گاه تا ۱۰ درصد کانی‌های سازنده سنگ را دربر می‌گیرد. این کانی معمولاً به صورت نیمه‌شکل دار و گاه با کناره‌های سوخته دیده می‌شود. در برخی دایک‌ها کوارتزها درشت بلور و ریز بلور بوده و در زمینه سنگ، با کناره‌های کاملاً گردشده و خلیجی به‌خوبی دیده می‌شوند. این کناره‌های گردشده نشان‌دهنده آلیش پوسته‌ای آنها دارد (شکل ۴- E). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۵۰ درصد

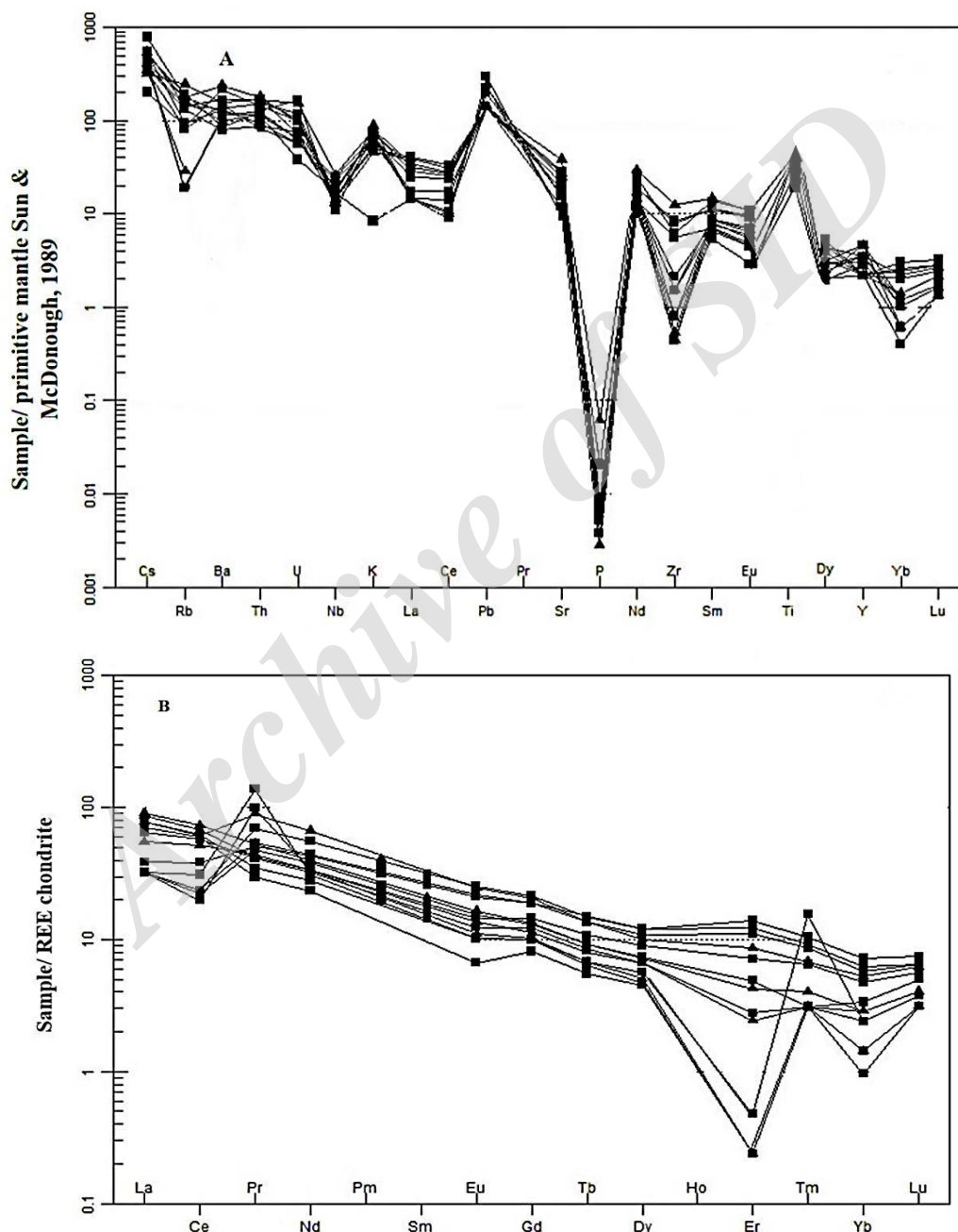


UML= Ultra mafic lamprophyre, AL= Alkali lamprophyre, CAL= Calc alk

شکل ۵- رده‌بندی نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار Le Bas و همکاران (۱۹۸۶) (محدوده‌های لمپروفیر و لمپرویت و خط جداکننده سری‌های ماگمایی از Gill (۲۰۱۰) هستند. ترکیب لمپروفیرهای آکالن (محدوده خاکستری)، لمپروفیرهای اولترامافیک (UML) (محدوده با خط چین بزرگ)، لمپروفیرهای کالک‌آکالن (CAL) (محدوده با خط چین ریز) و لمپرویت‌ها (محدوده با نقطه‌چین) نشان داده شده‌اند)

برای ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه نبوده است و یا اینکه پلاژیوکلاز در هنگام ذوب‌بخشی دخیل نبوده است (Rollinson, 1993). نبود بی‌هنجاری در استرانسیم نیز نشان می‌دهد پلاژیوکلاز نقشی در هنگام ذوب‌بخشی نداشته است (شکل ۶- A).

تغییرات همانند عنصرهای ناسازگار (شکل ۶- A) نشان می‌دهند همه نمونه‌های بررسی شده با هم وابستگی داشته و احتمالاً از سنگ خاستگاهی یکسان پدید آمده‌اند. نبود بی‌هنجاری در مقدار Eu نشان می‌دهد پایداری یا ناپایداری پلاژیوکلاز، عاملی

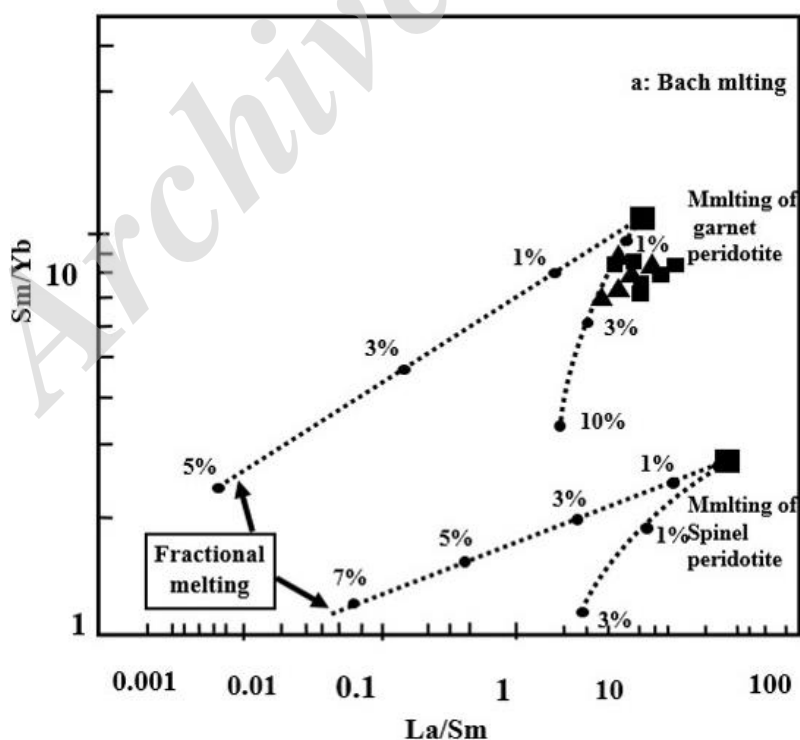


شکل ۶- دایک‌های شمال و باختر زاهدان در: (A) نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودارهای عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)

بالا بودن نسبت‌های $(La/Sm)_N$ ، $(La/Yb)_N$ ، $(Sm/Yb)_N$ در همه نمونه‌ها (جدول ۲) نشان می‌دهد فراوانی LREE بسیار بالاتر از MREE و HREE بوده و سنگ خاستگاه از REE (به ویژه LREE) سرشار بوده است. فراوانی عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LIL) (مانند: K و Ba، Rb) نشان می‌دهد شاید عنصرهای فرورانشی در سرشار یا تهی شدن مذاب از این عنصرها دخالت داشته‌اند (Wilson, 1989). الگوی عنصرهای خاکی نادر در نمونه‌های بررسی شده، روند موازی و کمابیش یکسان داشته و نشان می‌دهند ماگمای سازنده دایک‌ها خاستگاهی یکسان داشته است. در این نمودارها عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) و LILE نسبت به عنصرهای کمیاب خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل ۶-B). در کل، غنی‌شدگی از LREE به پدیده‌هایی مانند درجه کم ذوب‌بخشی (کمتر از ۳٪) خاستگاه گوشته‌ای غنی شده (Hirschmann *at al.*,

1998)، آرایش ماگمایی با مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004)، ژرفای بیشتر پیدایش ماگما و گارنت‌دار بودن سنگ خاستگاه وابسته است (Sajana *at al.*, 1996). هنگامی که ذوب در ژرفای بیشتری روی می‌دهد، چون خاستگاه گارنت‌دار است، این کانی، عنصرهای HREE را در خود جای داده و از ورود آن به مذاب‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی جلوگیری می‌کند؛ از این رو، نسبت LREE/HREE در فاز پسمانده کاهش می‌یابد (Askren *at al.*, 1997). همچنین، تهی‌شدگی شدید از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین نسبت به سبک چه بسا پیامد گارنت‌دار بودن خاستگاه باشد (Rivalenti *at al.*, 1998; Tatsumi *at al.*, 2008).

برای بررسی کانی‌شناسی و به دست آوردن درجه ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه از نسبت‌های عنصری عنصرهای ناسازگار (مانند La/Sm و Sm/Yb) بهره گرفته شد (شکل ۷).

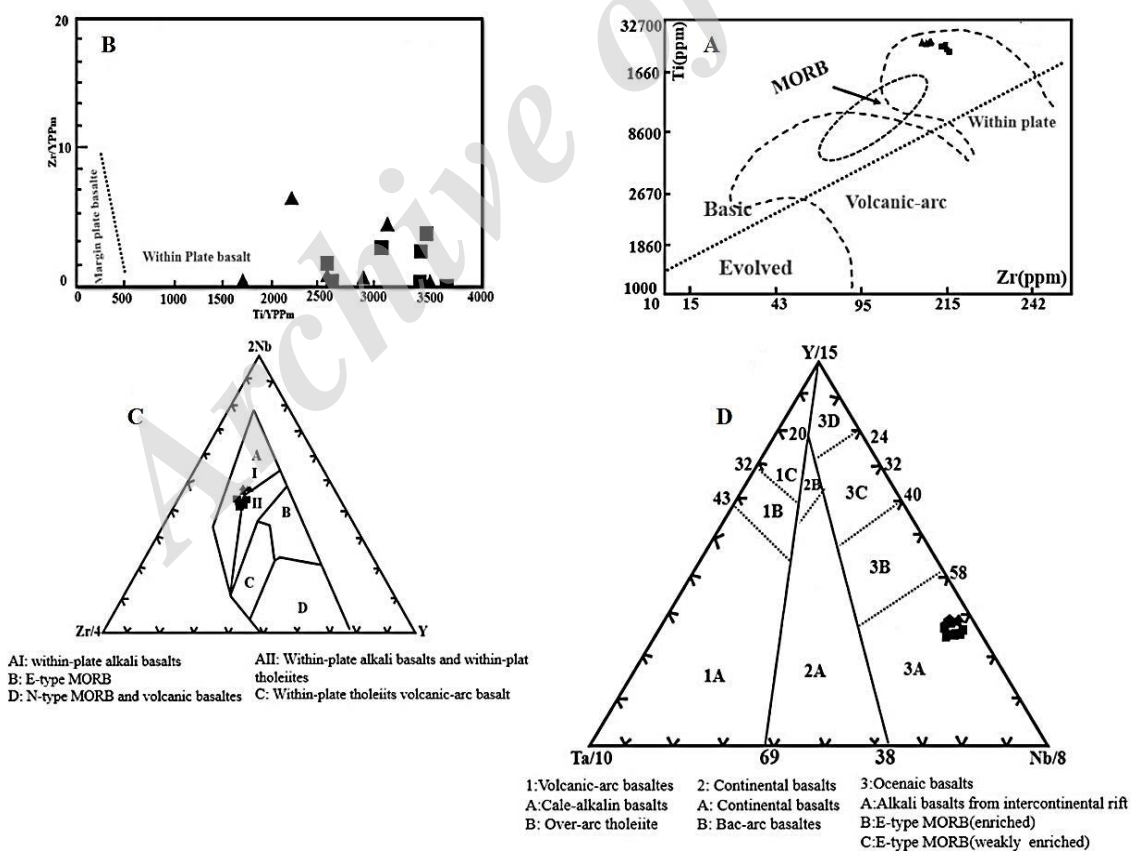


شکل ۷- دایک‌های شمال و باختر زاهدان در نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb برای پیش‌بینی ذوب‌بخشی متعادل و نامتعادل برای سنگ خاستگاه‌های گارنت پریدوتیت و گارنت پریدوتیت (Keskin, 2005) (نمونه‌ها با سنگ خاستگاه گارنت لرزولیت کمابیش سازگارتر هستند)

بحث

بررسی نمودارهای توصیفی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های بررسی‌شده نشان می‌دهد همه آنها وابسته به پهنه‌های درون‌صفحه‌ای هستند (شکل ۸)؛ از این‌رو، رخداد چنین سنگ‌هایی در این بخش از ایران پیامد فعالیت‌های پس از بسته شدن نئوتتیس است (Berberian and King, 1981; Arvin *at al.*, 2007). سنگ‌های بررسی‌شده با سن ائوسن نشان می‌دهند الگوی زمین‌ساختی ماگمای سازنده این سنگ‌ها پس از بسته شدن کامل نئوتتیس در این منطقه روی داده است.

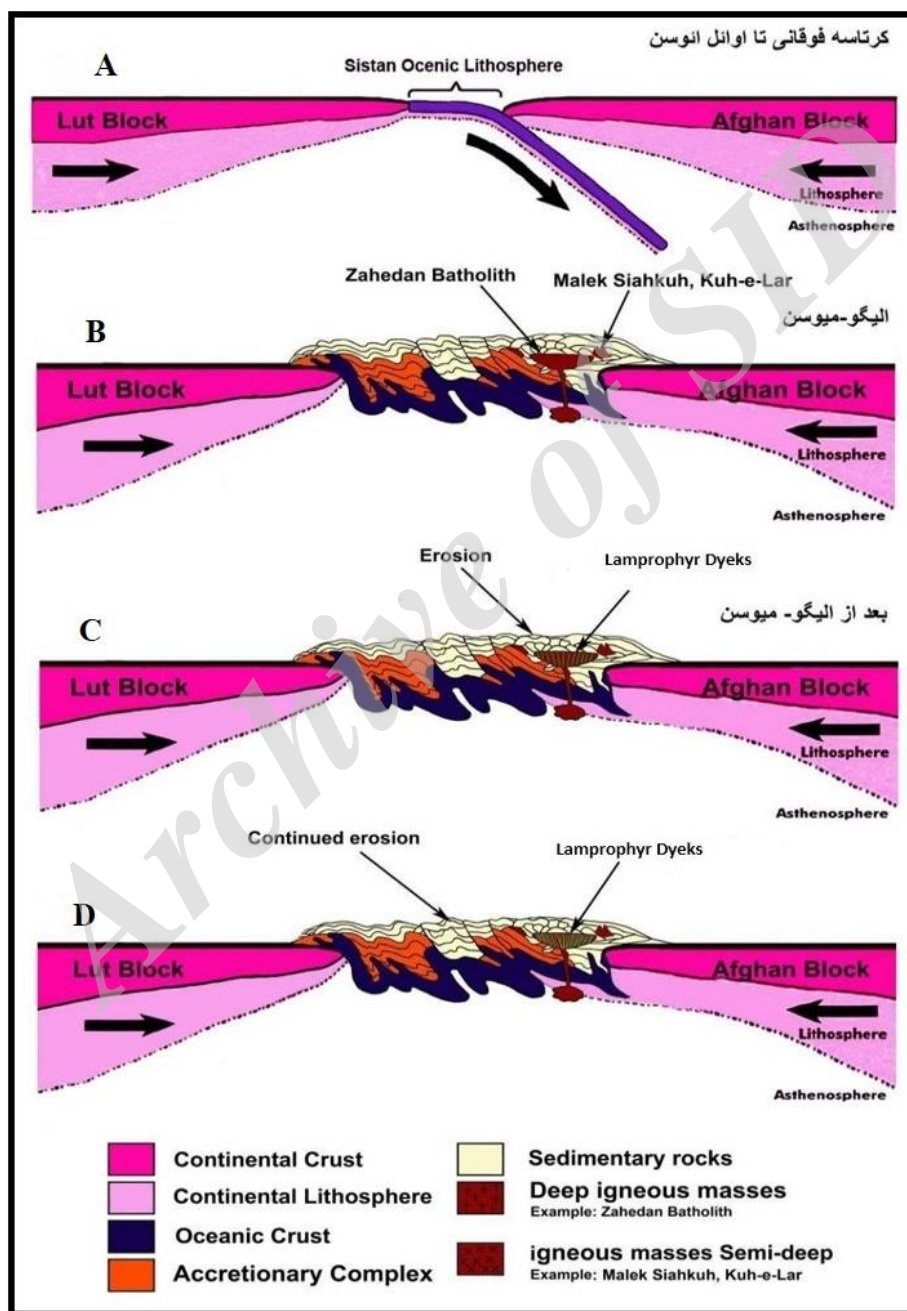
بر پایه این نمودار (شکل ۷)، ذوب‌بخشی متعادل و ذوب‌بخشی نامتعادل سنگ خاستگاه ارزیابی می‌شود. الگوی پیشنهادشده برای هر دو نوع ذوب‌بخشی با معادله‌های Shaw (۱۹۷۰) بررسی شد. ضریب‌های توزیع سنگ کل برای گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت از Wilson (۱۹۸۹) و ترکیب عنصرهای فرعی برای گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت از Rollinson (۱۹۹۳) است. چه‌بسا سنگ خاستگاه نمونه‌های بررسی‌شده با ترکیب گارنت پریدوتیت (گارنت لرزولیت)، دچار درجه ذوب‌بخشی متعادل‌تری برابر ۱٪ (کمتر از ۳ درصد) شده است. سرشت آکالن این سنگ‌ها نشان‌دهنده چنین شرایطی برای پیدایش این سنگ‌ها است (شکل ۷).



شکل ۸- جایگاه دایک‌های شمال و باختر زاهدان در نمودارهای توصیفی زمین‌ساختی: (A) نمودار نسبت عنصری Ti/Y در برابر Zr/Y (Pearce and Gale, 1977; Pearce *at al.*, 1990)؛ (B) نمودار Ti (ppm) در برابر Zr (ppm) (Pearce and Cann, 1973)؛ (C) نمودار سه‌تایی 2Nb-Y-Zr/4 (Meschede, 1986)؛ (D) نمودار سه‌تایی Ta/10 - Y/15 - Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989)

(سنومانین) جدایش میان بلوک هلمند و بلوک لوت (پهنه زمین درز سیستان) روی داده (برپایه سن پتاسیم- آرگون افیولیت‌های جنوب نصرت‌آباد: ۱۰۰ تا ۶۰ میلیون سال پیش) که با جایگیری پوسته‌های اقیانوسی و انباشت رسوب‌های فلیشی همراه بوده است.

برپایه ترکیب کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه این سنگ‌ها در ساختار زمین‌ساختی ایران و سن آنها، الگوی پیدایش آنها را مانند الگوی پیشنهادی Tirrul و همکاران (۱۹۸۳) و Sarhadi (۲۰۱۵) (شکل ۹) درباره پهنه زمین‌درز سیستان دانسته می‌شود. در زمان کرتاسه



شکل ۹- الگوی ساختاری پیشنهادی از تکامل باتولیت زاهدان و دایک‌های آن (برگرفته از الگوی Tirrul و همکاران (۱۹۸۳) و Sarhadi (۲۰۱۵) با تغییرات اندک، توضیحات در متن آورده شده است)

(مانند: مرز مشخص، بافت پورفیری و ریزدانه و همچنین، وجود کانی‌های سیلیسی دما بالا) تری‌دیمیت و کریستوبالیت)، پس از این زمان، در منطقه شکستگی‌هایی پدید آمده و ماگمای بجامانده در شکاف‌های پدید آمده تزریق می‌شود و دایک‌ها را پدید می‌آورد (شکل ۹-C). این ویژگی‌های یادشده در دایک‌های توده گرانیته نیز توسط Sarhadi (۲۰۱۵) گزارش شده‌اند. در این مرحله، با ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی به ژرفای بیشتر رفته و مواد فرار درون گوشته بالایی راه یافته و ذوب‌شدگی در گوشته بالایی روی داده است. مواد مذاب به بخش زیرین پوسته رسیده و چه‌بسا آمیختگی اندکی پیدا کرده‌اند و در پایان ماگما به ترازهای بالاتر پوسته راه یافته و در شکستگی‌های کششی منطقه (که نشان‌دهنده تنش‌های زمین‌ساختی منطقه بوده) نفوذ کرده و سبب پیدایش دایک‌ها شده‌اند (شکل ۹-D).

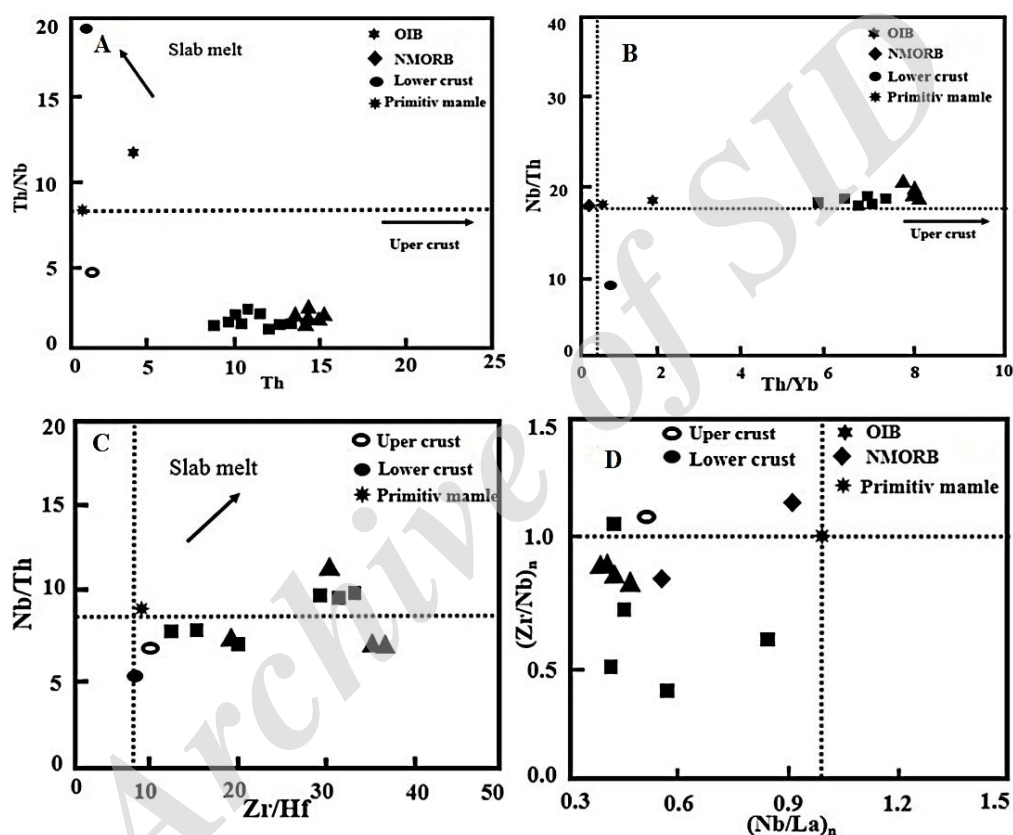
در پی فرورانش به ژرفای بسیار، پوسته اقیانوسی اکلوزیتی می‌شود. هنگامی که فرایند شکست در محل در بقایای پوسته اقیانوسی رخ می‌دهد، گوشته که ترکیب اکلوزیتی پیدا کرده، در پی برخاست دمایی گوشته، دچار ذوب شده و خاستگاهی برای عیار بالای Na (و عنصرهایی که جایگزین این عنصر می‌شوند؛ مانند: Sr, Ba) می‌شود. آب آزادشده نیز خاستگاهی برای پیدایش کانی‌های آبدار (مانند: بیوتیت) می‌شود. افزون‌براین، دو حالت، آرایش ماگمایی با عنصرهای پوسته‌ای (حضور بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز با لبه‌های گردشده) در هنگام بالآمدن مذاب نیز در دایک‌ها، بالابودن عیار عنصرهای یادشده را در پی داشته است. بررسی عنصرهای ناسازگار نامتحرک و نسبت‌های آنها (مانند: Nb/Ta و Th/Yb در برابر Th، Nb/Ta) و (Zr/Hf) و همچنین،

در این پهنه، آغاز فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان سن دگرگونی رسوب‌های سنوماین تا رخساره گلوکوفان شیست و دگرشیمی با سنگ‌های ماستریشتین دانسته شده است. این پدیده در زمان ماستریشتین روی داده و پیامد آن پیدایش سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن پالئوسن-اؤسن و گسترش بیشتر منشورهای برافزایشی در پهنه فلیشی خاور ایران بوده است. در اؤسن میانی، در پی برخورد پایانی دو بلوک، فرورانش پایان گرفته است (شکل ۹). از اؤسن میانی تا پس از آن، تکاپوهای ماگمایی بیشتر از نوع آلکالن بوده‌اند؛ اما همچنان گدازه‌ها و توده‌های نفوذی کالک‌آلکالن نیز پدید آمده‌اند و از آنجایی که فرورانش پایان یافته، ماگما‌های کالک‌آلکالن پس از اؤسن میانی، بیشتر باید نتیجه ذوب گوشته بالایی باشند.

بر پایه شکل ۹ (Sarhadi, 2015)، در کرتاسه بالایی تا آغاز اؤسن صفحه اقیانوسی سیستان (سنگ‌کره اقیانوسی سیستان) به زیر بلوک افغان فرورانده شده (شکل ۹-A)، سیال‌های آزادشده از لبه فرورو سرشت شیمیایی و کانی‌شناختی گوّه گوشته‌ای را تغییر داده‌اند و از این‌رو، دمای سردشدن و انجماد سنگ‌های پریدوتیتی گوّه گوشته کاهش یافته و ذوب‌بخشی در این سنگ‌ها آسان شده است. با مهاجرت این سیال‌ها به ترازهای بالاتر، بخش‌های زیرین پوسته بالایی و به مقدار کمتری سنگ‌های گوّه گوشته‌ای دچار ذوب‌بخشی شده‌اند. پس از افزایش مواد ذوب‌شده، این مواد در زمان الیگو-میوسن به ترازهای بالاتر راه یافته و در بخش‌های بالاتر پوسته جایگزین شده‌اند (Sarhadi, 2015؛ شکل ۹-B). بر پایه ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی دایک‌ها

سنگ خاستگاه گوشته‌ای با ترکیب نخستین گارنت لرزولیت، درجه ذوب‌بخشی متعادلی برابر ۱ درصد (یا ذوب کمتر از ۳ درصدی) را سپری کرده است. سرشت آلكالن، بالابودن نسبت‌های عنصری $(La/Yb)_N$ ، $(La/Sm)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ در این سنگ‌ها نشان‌دهندهٔ چنین شرایطی برای پیدایش سنگ‌های این منطقه است (شکل ۱۰).

$(Zr/Nb)_N$ در برابر $(Nb/La)_N$ نشان می‌دهد پوسته قاره‌ای نیز عاملی در تغییر ترکیب دایک‌ها به‌ویژه دایک‌های آلایش یافته است. بلورهای گردشده پلاژیوکلاز و کوارتز با لبه‌های واکنشی گویای آلایش ماگما و بالارفتن سیلیس در هنگام گذر از پوسته است. از سوی دیگر، بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ کل دایک‌ها نشان می‌دهد چه‌بسا



شکل ۱۰- دایک‌های شمال و باختر زاهدان در نمودارهای عنصرهای ناسازگار نامتحرک و نسبت‌های آنها. (A) نمودار Th در برابر $(Nb/La)_N$ در برابر $(Zr/Nb)_N$ (این نمودارها نشان‌دهندهٔ تأثیر پوسته قاره‌ای در تکامل نمونه‌های بررسی‌شده هستند) (ترکیب OIB، N-MORB، و Primitive Mantle از Sun و McDonough (۱۹۸۹) هستند. ترکیب پوسته بالایی و زیرین از Wedepohl (۱۹۹۵) است)

زمین‌درز سیستان برونزد دارند. این دایک‌ها سرشت آلكالن و تا اندازه‌ای کالک‌آلكالن دارند. بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و به میزان کمتر پیروکسن ساخته شده‌اند. دایک‌های آلایش‌یافته افزون‌بر

نتیجه‌گیری

دایک‌های شمال و باختر زاهدان با سن الیگو-میوسن در مجموعه رسوب‌های فلیشی با سن ائوسن و بخشی نیز در توده گرانیتی کنار مجموعه فلیشی (گرانیت زاهدان) در پهنه

شده‌اند. پس از افزایش مواد ذوب‌شده، این مواد در زمان الیگو-میوسن به ترازهای بالاتر راه یافته و در بخش‌های بالاتر پوسته جایگزین شده‌اند؛ از این رو، دایک‌های یادشده از مذاب‌های جداشده از گوشته غنی‌شده و با درجه ذوب‌بخشی متعادلی برابر با ۱٪ (کمتر از ۳ درصد) گارنت لرزولیت پدید آمده‌اند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از معاونت پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان، داوران گرامی و همه بزرگوارانی که با ما همکاری داشته‌اند، بسیار سپاس‌گزارند.

کانی‌های یادشده دارای پلاژیوکلازها و کوارتزهای گردشده نیز هستند. ویژگی‌های صحرایی، زمین‌شیمی عنصرهای فرعی و کمیاب و نسبت‌های آنها نشان می‌دهند خاستگاه این سنگ‌ها گوشته‌ای غنی‌شده و گارنت لرزولیتی بوده است. شاید در دوره کرتاسه بالایی و تا آغاز ائوسن، پس از فروانش سنگ‌کره اقیانوسی به زیر بلوک افغان و پس از آن (که صفحه فرورو تا اندازه چشمگیری پایین رفته است)، سیال‌های آزادشده با همین صفحه فرورو در سرشت کانی‌شناختی گوّه گوشته‌ای تغییراتی داده و ذوب‌بخشی این سنگ‌ها را آسان کرده باشند؛ از این رو، در پی راه‌یافتن این سیال‌ها به ترازهای بالاتر، بخش‌های زیرین پوسته و به میزان کمتری سنگ‌های گوّه گوشته‌ای دچار ذوب‌بخشی

منابع

- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30(4): 474-489.
- Askren, D. R., Roden, M. F. and Whitney, J. A. (1997) Petrogenesis of Tertiary Andesite Lava Flows Inter layered with Large-volume felsic Ask-flow tuffs of the Western USA. *Journal of Petrology* 38(8): 1021-1046.
- Behruzi, A. (1993) Geological map of Zahedan, scale: 1:250000 No. E6, Geological survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic Petrology*. 2nd Edition, Blackwell, London.
- Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10- Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale: Paris. *Academic des Sciences Comptes Rendus* 309(2): 23-29.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran, *Lithos, Comptes Rendus. De l'Academie des Sciences Serie II* 309 (15): 2023-2029.
- Downes, H., Balaganskayab, E., Bearda, A. R. L. and Demaiffe, D. (2005) Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline province: a review. *Lithos* 85(1): 48-75.
- Eftekharnjad, J. (1981) Separate different sections of Iran based on structural respect to sedimentary basins *Journal of Petroleum* 82: 28-19 (in Persian).

- Fazlniya, A. S. and Kouzekoulani, F. (2012) Petrography, geochemistry and tectonomagmatic setting of the southwestern Salmas lamprophyres and related rocks. *Journal of Petrology, University of Isfahan, Iran* 12 (3): 88-69 (in Persian).
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes: A practical guide*. Wiley-Blackwell, London.
- Hezareh, M. (2006) Geochemical exploration in the range of 1: 100,000 Zahedan geological map. *Geological Survey of Sistan and Baluchestan, Iran* 16:49-66 (in Persian).
- Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S. and Stolper, M. (1998) Calculation of Peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. II. Isobaric variations in melts near the solidus and owing to variable source composition. *Journal of Petrology* 39(6): 1091-1115.
- Homam, M. (2006) *Igneous rocks*. Ferdowsi university of Mashhad publication, Iran (in Persian).
- Hyndman, D. Y. (1985) *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. 2nd Edition, McGraw-Hill Companies, New York.
- Keskin, M. (2005) Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. www.mantleplumes.org.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68 (95): 277-279.
- Krmíček, L. (2010) Pre-Mesozoic lamprophyres and lamproites of the Bohemian Massif (Czech Republic, Poland, Germany, Austria). In: *Lamprophyres and related mafic hypabyssal rocks* (Eds. Awdankiewicz, M. and Awdankiewicz, H.) 37(19): 37-46. Abstracts and field trip guide. *Mineralogia, Special papers*.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Strecheisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous rocks a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks*. 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge.
- Luhr, J. F. (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Canadian Mineralogist* 35(2): 473-500.
- Meschede, M. (1986) A method of discrimination between different types of mid oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56(14): 207-218.
- Moinvaziri, H. and Ahmadi, A. (1994) *Igneous petrology and petrography*. University of Tehran, Tehran, of Iran (in Persian).
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochim Acta* 38: 757- 775.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19(6): 290-300.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society of London, Special Publication* 7(106): 14-24.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., DeLong, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Guner, Y., Şaroğlu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S. and Mitchell, J. J. (1990) Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey. 44(2): 189-229.
- Raymond, L. A. (2007) *The study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. 2th edition, McGraw-Hill Companies, New York.

- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Vicente, A., Girardi, V., Cavazzini, G., Finatti, C., Barbieri, M. A. and Wilson, T. (1998) Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajas region, Amazonian craton. *Lithos* 43(4): 235-265.
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. 1st Edition, Blackie, Glasgow, Canada.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. 1st Edition, Longman Scientific and Technical, London. Publisher, Routledge.
- Sajana, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, G. and Defant, M. (1996) High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island arc basalts Zamboanga Peninsula western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37(3): 693-726.
- Sarhadi, N. (2015) Origin mesocrate and melanocrate dykes in Zahedan batholith (Eastern Iran). M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34(1): 237-243.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asia Earth Sciences* 23(3): 373-389.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American association of petroleum geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) 42(4): 313-345. *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication, London.
- Tatsumi, Y., Takahashi, T., Hirahara, Y., Chang, Q., Miyazaki, T., Kimura, J. I., Ban, M. and Sakayori, A. (2008) New insights into andesite genesis: the role of mantle-derived Calc-alkalic and crust-derived tholeiitic melts in magma differentiation beneath Zao Volcano, NE Japan. *Journal of Petrology* 49(1): 1971-2008.
- Tirrul, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 84 (9): 134-150.
- Torabi, G. (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in North east of Isfahan province, Iran: A mark of rifting in the Gondwana land. *Comptes Rendus Geoscience* 341(1): 85-94.
- Tyvay, M. (2003) *Geochemical and petrological study of abundant dark dykes intrusion in the South west Zahedan*, M.Sc. Thesis, university of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Vigneresse, J. L. (2004) A new paradigm for granite generation transactions of the royal society of Edinburgh. *Earth Sciences* 95(2): 11-22.
- Wedepohl, K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(7): 1217-1232.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.