

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی فوج دایک‌های مافیک گرانیتوئید زیرگان، شمال بافق (ایران مرکزی)

غلامرضا تاج بخش^{۱*}

استادیار، گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۰۹

چکیده

فوج دایک‌های مافیک توده گرانیتوئیدی زیرگان در شمال بافق در ردیف‌های رسوبی-آتشفشانی کامبرین زیرین ایران مرکزی نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها از نظر سنگ‌شناسی در دو دسته گابرو-دیوریت و آلکالی گابرو قرار می‌گیرند. آلکالی گابروها جوان‌تر بوده و در افق‌های بالاتری نفوذ کرده‌اند. از نظر ژئوشیمیایی، گابرو-دیوریت‌ها دارای ماهیتی تولیتی تا انتقالی با غنی‌شدگی LILE و HREE و تهی‌شدگی عناصر Ta و Nb هستند. در مقابل، آلکالی گابروها ماهیتی آلکالن سدیک داشته، غنی‌شدگی Ta و Nb و نسبت بالای LREE به HREE نشان می‌دهند. ماگمای مادر گابرو-دیوریت‌ها از ذوب بخشی گوشته لیتوسفر زیر قاره‌ای متأثر از سازنده‌های فرورانش و در تعادل با اسپینل لرزولیت حاصل شده‌است اما آلکالی گابروها از ژرفای بیشتر و ذوب بخشی درجه کم یک گوشته استوسفری غنی شده در تعادل با گارنت لرزولیت سرچشمه گرفته‌اند. این دایک‌ها در یک محیط کشش درون کمان مرتبط با فرورانش حاشیه قاره شکل گرفته‌اند. هندسه و سازوکار حرکت گسل‌های پی سنگی پشت بادام و کوهبنان سبب چرخش پادساعتگرد بخش میان این دو گسل، شکستگی پوسته، نازک‌شدگی لیتوسفر و برآمدگی استوسفری شده‌است.

کلید واژه‌ها: فوج دایک، لیتوسفر، استوسفر، کشش درون کمان، ایران مرکزی

***نویسنده مسئول:** غلامرضا تاج بخش

E-mail: Tajbakhsh@yazd.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

فوج دایک‌ها (Dyke Swarm) گروهی از دایک‌های موازی، خطی یا شعاعی هستند که در گستره‌ای از چند ده کیلومتر تا چند هزار کیلومتر در محیط‌های زمین‌ساختی متنوعی مشاهده می‌شوند. فوج دایک‌ها بیشتر ناشی از صعود ماگما در شکستگی‌های ایجاد شده توسط تنش‌های کششی منطقه‌ای یا ریف‌های آتشفشانی هستند (Kjoll et al., 2019). (Ernest et al. (1995). فوج دایک‌ها را ابزاری مناسب جهت تعیین محل پلوم‌های گوشته‌ای، جهت و سوی مرزهای زمین‌ساختی، انحراف الگوهای دگرشکلی با گذشت زمان و ... می‌دانند. الگوی هندسی، مسیرهای انتشار و جهت‌گیری آنها، ضخامت و توزیع فضایی فوج دایک‌ها رابطه مستقیمی با گسل‌های از قبل موجود، نوع رژیم تنش حین نفوذ ماگما و مقاومت مکانیکی سنگ‌های میزبان دارد زیرا معمولاً روند دایک‌ها موازی بیشینه تنش فشارشی افقی زمان جایگیری و عمود بر جهت کشش است (Pollard, 1987). فوج دایک‌ها براساس الگوی هندسی در سه دسته کلی موازی، شعاعی کوچک و شعاعی عظیم قرار می‌گیرند (Hou, 2012). هریک از این الگوها نشان دهنده چیرگی نوعی الگوی زمین‌ساختی در ناحیه می‌باشد. به عقیده وی در تنش‌های ناحیه‌ای، دایک‌ها به صورت موازی شکل می‌گیرند اما انواع با الگوی شعاعی کوچک (مدل Hole) اطراف ساختارهای آتشفشانی و نفوذی و انواع شعاعی عظیم بذبزنی (Pre-Existing Hole) در مناطق شکست قاره‌های بزرگ مرتبط با پلوم گوشته‌ای مشاهده می‌شوند.

توده گرانیتی زیرگان در ۶۰ کیلومتری شمال بافق با مختصات جغرافیایی ۵۸° ۳۱' تا ۳۲° ۱۰' شمال و ۲۵' ۵۰° تا ۳۳' ۵۵° در بلوک پشت‌بادام و در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ آریز، چادرملو، بافق و اسفوردی رخنمون دارد. این توده، رسوبات قاره‌ای معادل ریزو با سن کامبرین پیشین را تحت تأثیر قرار داده‌اند و سن آن ۲۷±۵۲۴ میلیون سال به روش اورانیم-سرب محاسبه شده‌است (Ramezani and Tucker, 2003). گل کرم و همکاران (۱۳۹۱) این توده نیمه ژرف را با ماهیتی کالک آلکالن تا آلکالن، از نوع گرانیت‌های I مرتبط با کمان‌های ماگمایی و بیشترین تطابق با انواع مناسب‌ماتیکی یا E-type معرفی می‌کنند.

توده گرانیتی زیرگان محل رخنمون یکی از منحصر به فردترین فوج دایک‌های ایران زمین است. فوج دایک‌ها در ایران در زون ارومیه دختر (Bazoobandi et al., 2015)،

جنوب خاور شاهرود و بیارجمند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷ و رفرنس‌های آن)، شمال باختر زاهدان (سرحدی و همکاران، ۱۳۹۶) و دایک‌های شمال مشهد اردهال (حسینی و همکاران، ۱۳۹۶) معرفی و مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در ناحیه بافق، سیل‌های سری‌های ریزو (نیک تبار و رشیدنژاد، ۱۳۹۵)، دایک‌های گرانیت نارینگان (موسوی ماکویی، ۱۳۷۷) و چاه‌چوله (یزدی و همکاران، ۱۳۹۰) مورد اشاره و بررسی قرار گرفته‌اند، اما تاکنون هیچ مطالعه و بررسی مدونی درباره فوج دایک‌های نفوذ کرده در توده زیرگان انجام نشده‌است. آنچه تاکنون درباره این دایک‌ها منتشر شده، همزمان تا اواخر ماگمایی بودن نفوذ آنها با گرانیت زیرگان (Ramezani and Tucker, 2003) و نفوذ این دایک‌ها در لایه‌بندی اولیه (مجیدی و باباخانی، ۱۳۷۹) است. در این نوشتار سعی بر بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، تعیین ژنز و محیط تکنو ماگمایی این دایک‌هاست.

۲- روش مطالعه

جهت انجام این پژوهش، ضمن بازدیدهای صحرایی، بررسی روابط سنی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، از ۸۲ نمونه انواع مختلف سنگ‌های منطقه، مقطع نازک تهیه و پس از مطالعات میکروسکوپی، از بین آنها تعداد ۱۲ نمونه مناسب انتخاب و در آزمایشگاه MS Analytical Laboratory کانادا به روش ICP-MS از لحاظ عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). نسبت آهن دوظرفیتی به سه‌ظرفیتی نمونه‌ها به روش Middlemost (1989) تصحیح گردید. همچنین در ترسیم و تفسیر نمودارهای ژئوشیمیایی و ... از داده‌های نیک تبار و رشیدنژاد (۱۳۹۵) و نیک تبار (۱۳۸۷)، (Rajabi et al. (2015) و Ramezani and Tucker (2003) استفاده شد.

۳- زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از بلوک پشت‌بادام (آقاناتی، ۱۳۸۳) یا کاشمر-کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) است (شکل ۱-الف). پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان (KKTZ) با روند عمومی شمال-جنوبی یک منطقه کماتی بین بلوک‌های

که در توده گابرو دیوریتی نفوذ کرده و گرانیت زیرگان با سن کمتر از دو واحد پیشین است (مجیدی و باباخانی، ۱۳۷۹). سن سنجی نمونه‌های این توده‌ها، 533 ± 1 میلیون سال برای گرانودیوریت و 524 ± 27 میلیون سال برای گرانیت زیرگان را مشخص کرده‌است (Ramezani and Tucker, 2003)، اما مجیدی و باباخانی (۱۳۷۹) بر اساس جایگاه چینه‌ای، توده‌های دیوریتی و گرانودیوریتی را به ترتیب به تریاس و ژوراسیک منسوب کرده‌اند.

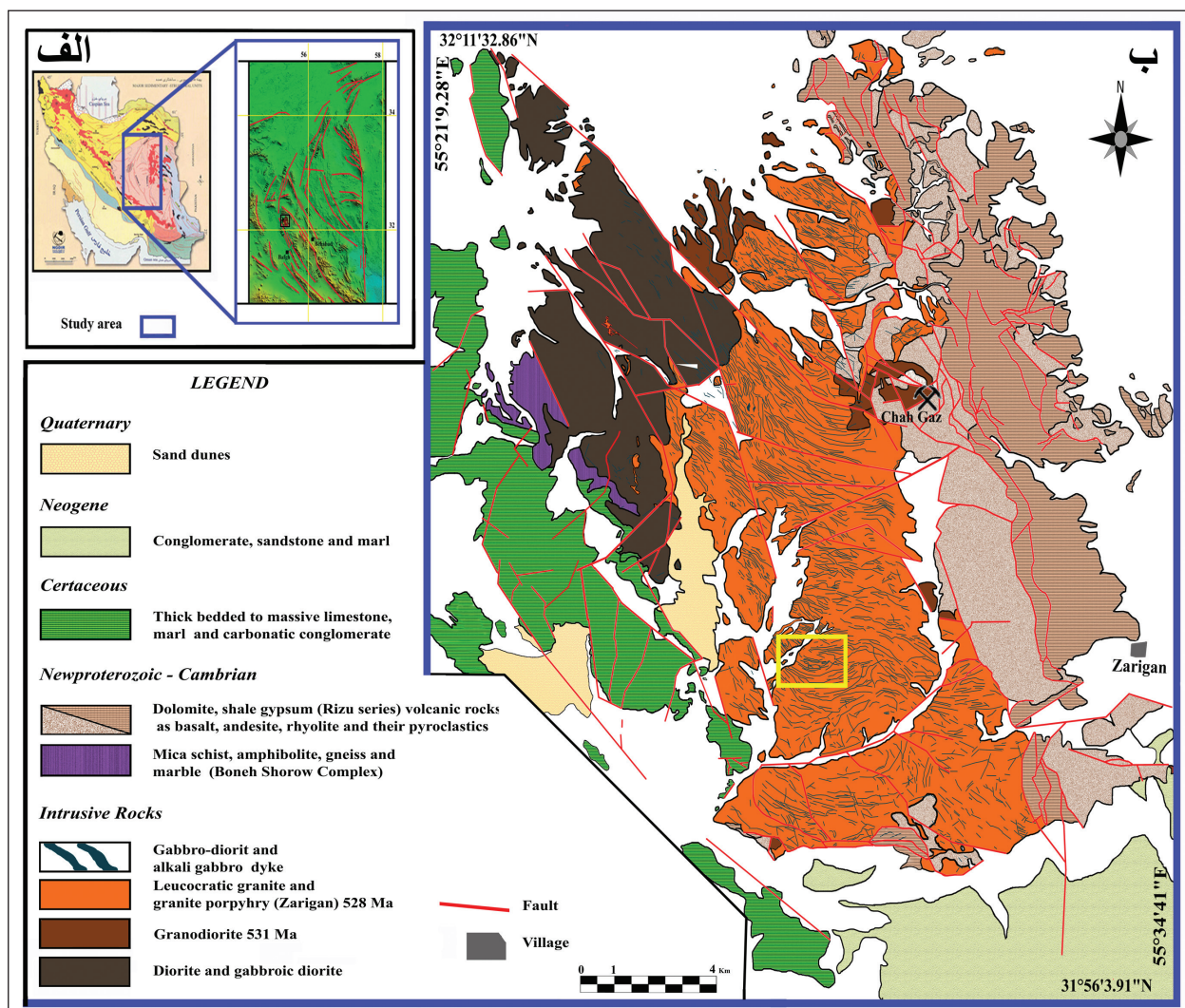
۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. توده گابرو دیوریت

این توده در شمال کوه آریز در واحد دگرگونه بنه شور و نفوذ کرده و رگه‌های آپلیتی نیز آن را قطع کرده‌است. نمونه‌های دستی آن ملانوکرات و دارای رنگ سبز تیره تا سیاه متمایل به خاکستری، متوسط تا درشت بلور است. بافت اینترگرانولار تا افیتیک داشته و در برخی نقاط دارای بافت‌های میلوئیتی و جهت یافته می‌باشند. کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز به شدت سوسوریتی با هسته‌های کلسیک‌تر با ترکیب الیگوکلاز-آندزین، پیروکسن و آمفیبول سبز با حاشیه تیره تر بیوتیتی و اورالیتی شده می‌باشند. کانی‌های آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر غنی از تیتان (گاه از حاشیه به اسفن تبدیل شده‌اند) کانی‌های فرعی و سرسیت، کلریت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و کلسیت کانی‌های تجزیه‌ای این سنگ هستند.

طبع و یزد است که از نظر ساختاری بسیار پیچیده‌تر از بلوک‌های مجاور بوده و دارای رخنمون‌های وسیعی از پوسته دگرگونه و غیردگرگونه زیرین به سن نئوپروتوزویک و پالتوزویک است (Masoodi et al., 2013).

قدیمی‌ترین واحدی را که گرانیت زیرگان قطع کرده مجموعه دگرگونه بنه‌شورو است. این واحد در شمال باختری توده زیرگان، شامل سنگ‌های دگرگونه میکاشیست، آمفیبول‌شیست، آمفیبولیت، گنایس و مرمر است (مجیدی و باباخانی، ۱۳۷۹). بر روی این واحد دگرگونه، سازند ریزو با مرز گسله و یا ناهمساز قرار گرفته که تناوبی از دولومیت‌های چرت‌دار، شیل، ماسه سنگ و عدسی‌هایی از آهن (مگنتیت)، به همراه سنگ‌های آتشفشانی از قبیل آندزیت، بازالت، دلریت، ریولیت و برش‌های ولکانیکی کم و بیش دگرگون شده‌است. آپوفیزهایی از سنگ‌های اسیدی مجموعه سنگ‌های یاد شده را قطع کرده‌اند. پس از کامبرین، واحدهای دیگر پالتوزویک و مزوزویک در منطقه مشاهده نمی‌شوند اما واحدهای کرتاسه با تنوع رخساره سنگی و تغییر ضخامت زیاد عمدتاً در باختر توده زیرگان با مرز گسله بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار دارند. نهشته‌های کرتاسه با کنگلومرا آغاز و سپس با تناوبی از مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا ادامه می‌یابند. واحدهای رسوبی چین خورده نئوژن در جنوب توده از نوع مارن‌های رنگین، شیل، ماسه سنگ و کمتر کنگلومرا، در جنوب توده زیرگان رخنمون دارند. واحدهای نفوذی منطقه زیرگان (شکل ۱-ب) شامل توده گابرو-دیوریت در شمال باختر منطقه، گرانودیوریت شمال کوه آریز و معدن چاه‌گز



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه‌های زمین‌ساختاری و رسوبی ایران (آق‌آبانی، ۱۳۸۳). ب) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ گرانیت زیرگان و فوج دایک‌های آن (کادر زرد رنگ موقعیت شکل ۳-الف).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی نمونه‌های سنگی منطقه زیرگان.

Sample	Tz3	Tz14	Tz 22	Tz41	TZ54	Tz59	AVE.G-D	Tz61	Tz9	Tz73	Tz14	Tz38	AVE. AG	TZ8
Rock type	G-D	G-D	G-D	G-D	G-D	G-D	n=6	AG	AG	AG	AG	AG	n=5	GR
%														
SiO ₂	50.88	51.31	49.37	50.00	53.50	49.83	50.81	44.99	44.24	44.89	44.57	45.53	44.84	73.50
Al ₂ O ₃	13.05	13.18	12.94	12.85	13.67	12.78	13.08	13.78	11.95	12.49	12.86	12.19	12.66	14.70
CaO	7.60	8.66	7.27	5.54	6.50	8.13	7.28	5.99	9.73	9.26	7.12	7.02	7.82	1.40
Fe ₂ O ₃	3.10	2.83	3.41	3.54	2.65	2.46	3.00	2.55	2.13	2.74	3.28	1.71	2.48	0.50
FeO	11.13	10.60	13.42	11.78	8.82	12.31	11.34	12.77	10.63	10.01	12.69	9.82	11.48	1.00
K ₂ O	1.09	1.19	1.22	1.34	1.43	0.83	1.18	1.77	1.99	2.36	2.22	1.64	2.00	0.90
MgO	6.67	5.70	3.69	4.12	4.92	4.88	5.01	6.28	11.79	9.61	8.47	12.22	9.67	0.30
MnO	0.19	0.17	0.22	0.19	0.15	0.14	0.18	0.14	0.17	0.17	0.21	0.18	0.18	0.10
Na ₂ O	3.13	2.89	3.66	5.08	3.47	3.62	3.64	3.95	2.43	2.84	2.87	2.95	3.01	6.30
P ₂ O ₅	0.44	0.24	0.99	0.82	0.31	0.37	0.53	0.58	0.62	0.73	0.90	0.48	0.66	0.10
TiO ₂	2.04	1.84	2.47	3.27	2.10	2.73	2.41	2.71	2.61	2.90	2.95	2.59	2.75	0.50
Total	99.32	98.61	98.64	98.53	97.52	98.08	98.46	95.51	98.28	98.00	98.16	96.33	97.55	99.30
ppm														
Ba	228	310	883	202	318	883	471	628	930	1049	1165	844	923	214
Rb	31.2	41.7	31.1	26.9	43.7	16.3	31.8	33.8	50.6	56.5	69.0	40.3	50.0	27.8
Sr	278.1	231.2	365.3	156.7	213.4	365.4	268.4	389.0	970.5	929.2	1068.4	541.3	779.7	126.0
Nb	14.4	8.7	12.4	12.8	9.1	12.1	11.6	61.9	75.8	84.5	86.1	65.6	74.8	3.0
Ta	0.9	0.6	0.6	0.6	0.8	0.7	0.7	2.5	2.6	4.4	3.9	4.4	3.6	1.7
Co	41.5	28.9	22.7	34.6	26.4	27.3	30.2	40.4	53.7	61.8	51.7	88.6	59.2	2.3
Ni	75.0	65.2	26.2	12.3	32.2	26.2	39.5	98.2	227.4	175.2	207.4	315.3	204.7	*
Cr	46	79.5	51	56	123	51	68	98	334	362	298	450	308	*
Cs	0.67	1.08	1.13	0.45	1.49	1.48	1.05	0.57	1.43	1.48	1.77	1.20	1.30	0.51
V	262	273	354	392	328	354	327	178	232	261	210	226	221	*
Th	2.11	2.08	2.16	1.25	1.47	1.41	1.75	2.36	2.48	6.07	7.14	4.08	4.43	11.30
U	1.00	0.70	0.84	1.69	1.09	1.14	1.08	1.48	1.30	1.57	1.95	0.99	1.46	1.81
Ga	20.0	20.0	22.6	22.6	19.2	21.8	21.0	23.0	17.6	19.4	21.5	18.9	20.1	16.9
Hf	5.5	4.2	6.6	7.2	5.8	9.7	6.5	6.3	6.1	7.6	8.6	5.4	6.8	1.6
Zr	249	176	362	409	304	597	349	333	351	332	400	206	324	51
Y	42.5	39.1	71.2	77.9	38.9	65.5	55.9	19.0	23.5	28.2	28.4	23.4	24.5	3.8
La	20.4	15.9	28.3	28.9	17.0	22.2	22.1	48.0	55.9	65.4	64.5	41.5	55.1	10.0
Ce	47.3	38.0	66.6	68.2	39.9	55.0	52.5	95.2	102.6	128.1	127.7	80.4	106.8	11.0
Pr	6.30	5.34	9.53	9.08	5.52	7.65	7.24	11.10	11.40	14.99	14.67	9.22	12.28	0.94
Nd	27.4	24.7	46.2	41.5	25.1	36.8	33.6	44.2	43.7	57.6	54.9	36.6	47.4	2.7
Sm	7.00	6.35	12.03	10.76	6.48	10.35	8.83	8.64	8.06	10.26	9.67	7.31	8.79	0.73
Eu	2.18	1.88	3.58	3.33	1.86	3.09	2.65	2.60	2.61	3.08	2.79	2.23	2.66	0.64
Gd	7.4	6.4	12.0	12.0	7.0	10.9	9.3	7.7	7.3	8.9	8.3	6.9	7.8	0.5
Tb	1.24	1.20	2.25	2.05	1.17	1.90	1.64	0.97	0.98	1.22	1.23	0.97	1.07	0.07
Dy	8.00	7.16	13.60	14.07	7.52	12.64	10.50	4.73	5.23	5.96	6.10	4.77	5.36	0.55
Ho	1.6	1.4	2.5	2.9	1.5	2.5	2.1	0.7	0.9	1.2	1.1	1.0	1.0	0.2
Er	4.70	4.35	7.74	8.81	4.19	7.17	6.16	1.80	2.42	2.77	2.66	2.39	2.41	0.46
Tm	0.69	0.62	1.13	1.30	0.64	1.08	0.91	0.20	0.32	0.36	0.37	0.28	0.31	0.09
Yb	4.2	3.7	6.3	8.1	4.0	6.7	5.5	1.2	1.8	2.1	2.1	1.7	1.8	0.7
Lu	0.65	0.55	0.93	1.23	0.60	1.08	0.84	0.17	0.28	0.31	0.31	0.23	0.26	0.10
*Eu/Eu	0.86	0.81	0.83	0.8	0.71	0.79	0.8	0.95	1.08	0.98	0.91	0.92	0.96	10.72
Y/Nb	2.95	4.50	5.76	6.09	4.27	5.41	4.83	0.31	0.31	0.33	0.33	0.36	0.32	1.29
Nb/La	0.71	0.55	0.44	0.44	0.54	0.55	0.52	1.29	1.36	1.29	1.33	1.58	1.36	0.30

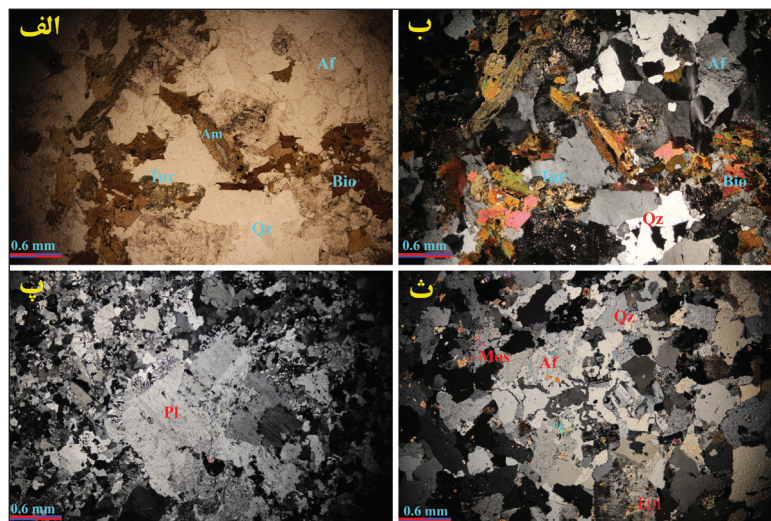
G-D: گابرو-دیوریت، AG: آلکالی گابرو، AVE G-D: میانگین ۶ نمونه گابرو-دیوریت، AVE AG: میانگین ۵ نمونه آلکالی گابرو و GR: گرانیت.

۴-۲. توده گرانودیوریت

رخنمون عمده گرانودیوریت‌ها عمدتاً در شمال توده زیرگان، اطراف معدن چاه گز و شمال کوه آریز است که سنگ‌های دگرگونی مجموعه بنه شور، واحد ریزو و توده گابرو دیوریتی را قطع کرده‌است. این سنگ‌ها مزوکرات و به رنگ خاکستری تا کرم، متوسط تا درشت دانه با بافت گرانولار و گاه کاتاکلاستی می‌باشند. کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول سبز هستند. ترکیب پلاژیوکلازها در حد اولیگوکلاز با هسته کلسیک‌تر، دارای زونینگ شیمیایی و حاشیه آلیتی است. فلدسپات آلکالن از نوع ارتوز و میکروکلین با جدایش‌های پرتیتی می‌باشند. بیوتیت به دو صورت اولیه و تجزیه‌ای در اطراف بلورهای آمفیبول با ادخال‌های آپاتیت و زیرکن مشاهده می‌شود (شکل ۲-الف و ب). کلریت، اپیدوت (گاه خودشکل) و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی و ثانویه دیگر این نوع سنگی است.

۴-۳. توده گرانیت زیرگان

گسترده‌ترین توده نفوذی این منطقه، گرانیتی نیمه ژرف، هولولوکو کرات تا لوکو کرات به رنگ سفید، کرم تا صورتی کم رنگ و فاقد کانی‌های تیره است. از نظر ترکیب سنگ‌شناسی این توده، آلکالی فلدسپار گرانیت تا گرانیت است. بافت این توده متنوع و از نوع گرانولار، پورفیروئیدی، گرافیکی و میرمکتی با شواهدی از اثرات دگرگونی دینامیکی همچون کاتاکلاستی و میلونیتی شدن است (شکل ۲-پ و ت). کانی‌های عمده این توده کوارتز، آلکالی فلدسپار با ترکیب ارتوز و میکروکلین و پلاژیوکلاز خود شکل تا نیمه‌شکل دار از نوع آلیت (اغلب حاصل از متاسوماتیسم) و الیگوکلاز است. کوارتز به صورت میرمکتی نیز در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود که می‌تواند منشأ دگرریختی داشته‌باشد. فلدسپارها به شدت به سرسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. آپاتیت، زیرکن، روتیل، تورمالین و بیوتیت حاصل از کانی‌های کدر، کلریت، کلسیت و ... کانی‌های فرعی و تجزیه‌ای قابل مشاهده در این سنگ هستند.



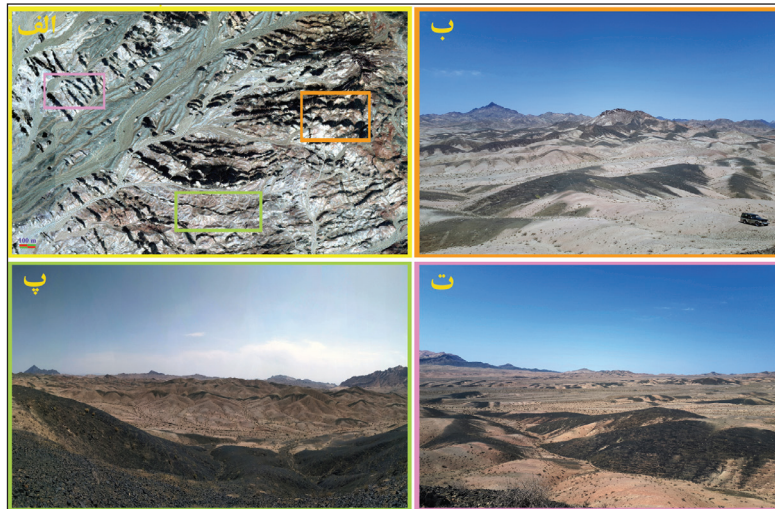
شکل ۲-الف) نمای میکروسکوپی گرانودیوریت و بلورهای آمفیبول و بیوتیت (PPL). همان در XPL. (ب) بافت پورفیروئیدی و هم‌رشدی میرمکتی در گرانیت زیرگان (XPL). (ت) بافت گرافیکی در گرانیت زیرگان (XPL).

۴-۴. دایک‌های دیابازی

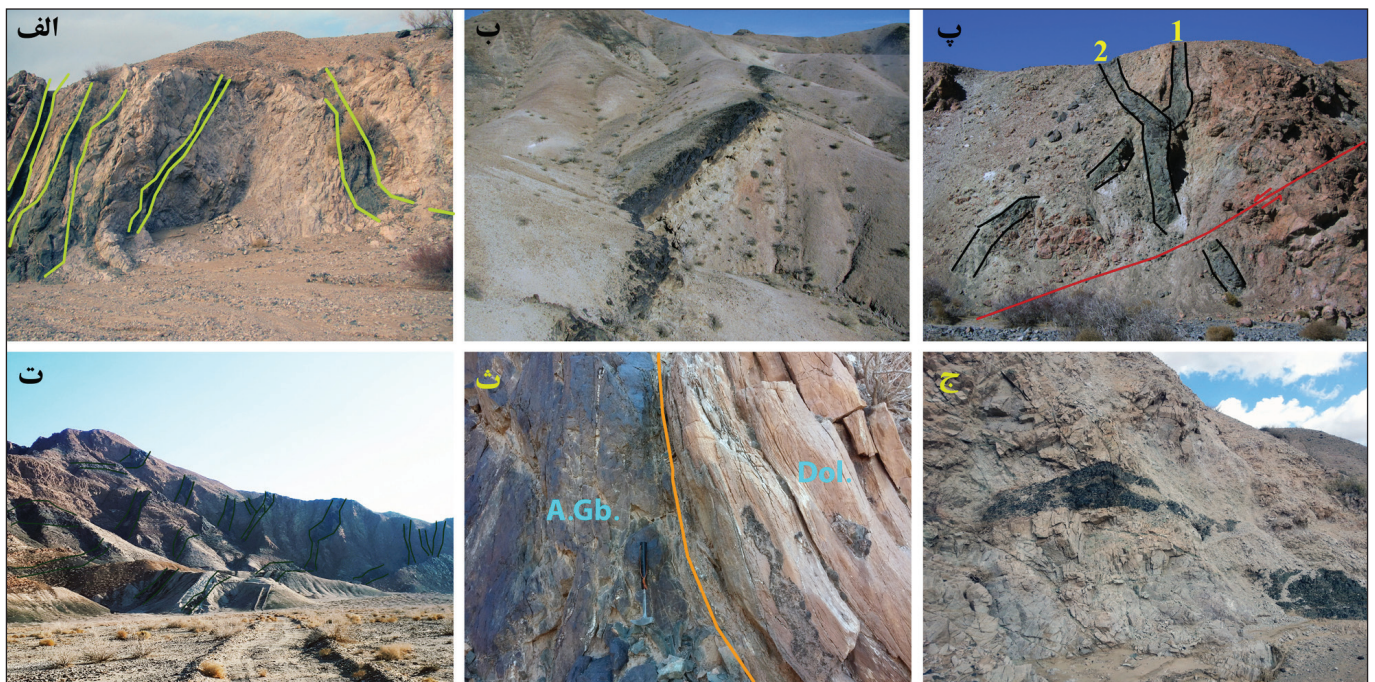
تمام واحدهای سنگی قدیمی‌تر از کرتاسه به وسیله دایک‌های متعددی با ترکیب عمومی گابرو-دیوریت تا کوارتز دیوریت و آلکالی میکروگابرو - مونزوگابرو قطع شده‌اند. این فوج دایک‌ها با تراکم بسیار زیادی در توده گرانیتی به حالت‌های موازی، سیگماوئیدی و چشمی و ... مشاهده می‌شوند (شکل ۳). این دایک‌ها به صورت بادبزی و با تراکم زیاد علاوه بر گرانیت زیرگان، در گابرو دیوریت‌ها و گرانودیوریت شمال توده گرانیتی زیرگان نیز نفوذ کرده‌اند اما به سمت جنوب توده، تراکم آنها کمتر می‌شود. به نظر می‌رسد نفوذ ماگمای سازنده دایک‌ها در شکستگی‌های از قبل موجود یا جایگیری حین تکتونیک بوده‌است.

این دایک‌ها با ضخامت‌های چند ده سانتی‌متری (شکل ۴-الف) تا چند ده متری و درازای چندصد تا چند هزار متری در تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی مشاهده می‌شوند. روند عمومی دایک‌ها، شمال باختر- جنوب خاور تا خاور-باختر است اما قرارگیری در زون‌های برشی و دگرشکلی‌های حاصل از فازهای دگرریختی بعدی مسلماً باعث تغییر الگوها شده‌است. این دایک‌ها از نظر ترکیب سنگ‌شناسی در دو دسته جداگانه قرار می‌گیرند: دسته نخست ترکیب سنگ‌شناسی گابرو-دیوریت تا کوارتز دیوریت دارند که توسط دایک‌هایی

از نوع آلکالی گابرو تا مونزوگابرو دسته دوم قطع شده‌اند (شکل ۴-پ). دسته نخست ضخامت، فراوانی و شیب بیشتری (عموماً ۹۰-۷۰ درجه) نسبت به دسته دوم دارند. این گروه گاه به صورت آپوفیزها و دایک‌های منشعب در گرانیت زیرگان مشاهده می‌شوند. دایک‌های نوع دوم علاوه بر جوان‌تر بودن، فراوانی و شیب کمتری دارند. این گروه از دایک‌ها از نظر ترکیب شیمیایی و سنگ‌شناسی، شباهت بسیاری با سیل‌های لیوین گابرو- گابرو دیوریت‌های سازند ریزو که توسط نیک تبار و رشیدزاد عمران (۱۳۹۵) معرفی شده‌اند، دارند. هر دو دسته دایک‌ها به همراه گرانیت زیرگان، رسوبات کامبرین پایین موسوم به ریزو و واحدهای بالایی موسوم به آهک زیرگان (یا عقدا) را قطع کرده گاه به صورت سیل مشاهده می‌شوند (شکل ۴-ت). معمولاً سیل‌ها با دایک‌های تغذیه‌کننده مشاهده می‌شوند و همراهی آنها لزوماً نمی‌تواند مرتبط با تغییر سوی تنش‌های اصلی باشد. به عبارتی در زمان نفوذ دایک‌های عمودی، تغییرات محلی سوی تنش‌های اصلی (مثل نفوذ ماگما از سنگ میزبان مقاوم به بخش سست‌تر رسوبی)، امکان جایگیری ماگما در سیل‌های افقی را فراهم می‌کند (Parsons et al., 1992). همچنین در جای جای گرانیت زیرگان زینولیت‌هایی از بخش‌های آتشفشانی سازند ریزو و قدیمی‌تر به‌دام افتاده‌اند که نباید با دایک‌ها اشتباه شوند (شکل ۴-ج).



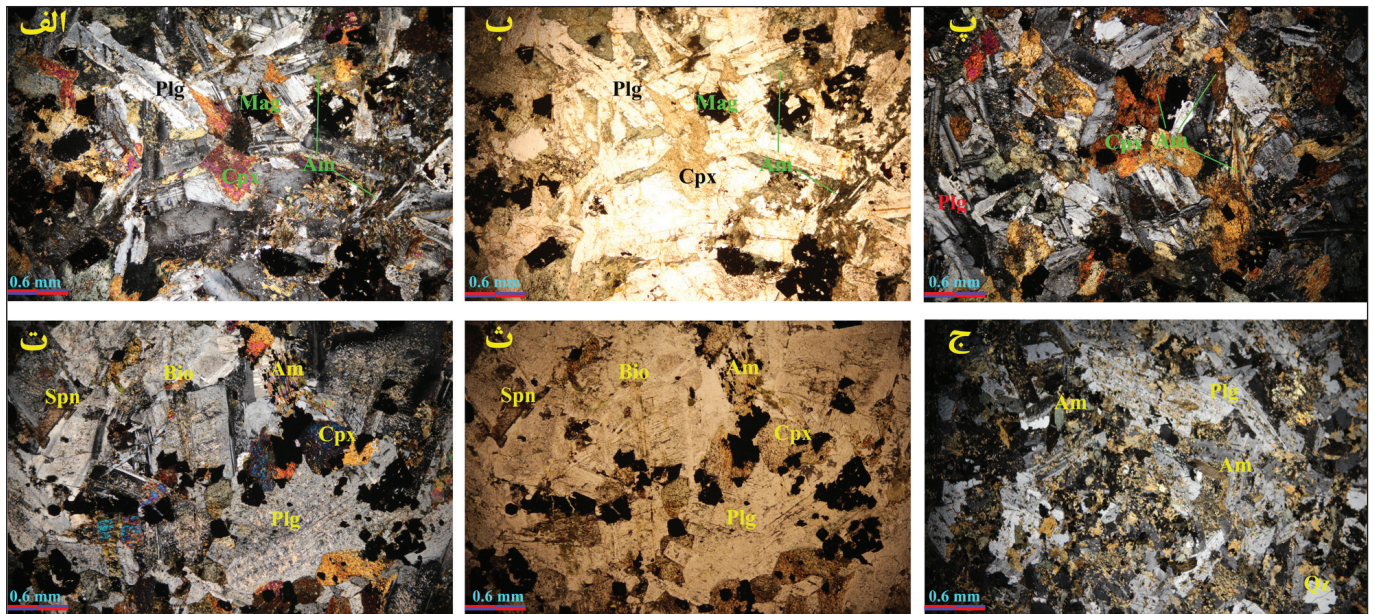
شکل ۳- الف) تصویر ماهواره‌ای از چرخش چپ گرد دایک‌ها و تشکیل ساختار چشمی شکل (طول تصویر ۲۴۶۰ متر). ب، پ و ت) نفوذ دایک‌ها در گرانیت زیریگان.



شکل ۴- الف) نفوذ موازی فوج دایک‌های گابرو-دیوریتی با ضخامت کم (دید به‌سوی شمال‌خاور). ب) اثر حرارتی دایک آلکالی گابرو بر سنگ میزبان گرانیتی (دید به‌سوی خاور). پ) قطع شدن دایک گابرو-دیوریت (۱) با دایک آلکالی گابرو (۲) (دید به‌سوی باختر). ت) نفوذ فوج دایک‌ها و سیل‌های همراه در ردیف رسوبی-آتشفشانی ریزو (دید به‌سوی جنوب). ث) نمای نزدیک مرز سیل آلکالی گابرو (A. Gb.) با سنگ میزبان دولومیتی (Dol) واحد ریزو. ج) زینولیت‌های سنگ‌های میزبان در گرانیت زیریگان (دید به‌سوی شمال‌خاور).

و به ندرت لابرادوریت-بیتونیت با ماکل‌های مشخص و حاشیه‌های آلبیتی به همراه کانی کلینوپیروکسن خودشکل تا نیمه‌شکل دار از نوع اوژیت است. پلاژیوکلازها به شدت سوسوریتی و پیروکسن‌ها به کانی‌های آمفیبول سبز، کلریت، اپیدوت، بیوتیت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی این سنگ، آمفیبول سبز خودشکل تا بی‌شکل در اطراف پیروکسن‌ها، کوارتز بی‌شکل (در انواع تفریق یافته‌تر)، اسفن، کانی‌های کدر با جدایش تیغه‌های تیتان و آهن خودشکل تا اسکلتی شکل، آپاتیت و ... می‌باشند. کلریت، اپیدوت، لوکوکسن و ... هم کانی‌های حاصل از تجزیه این سنگ‌ها هستند.

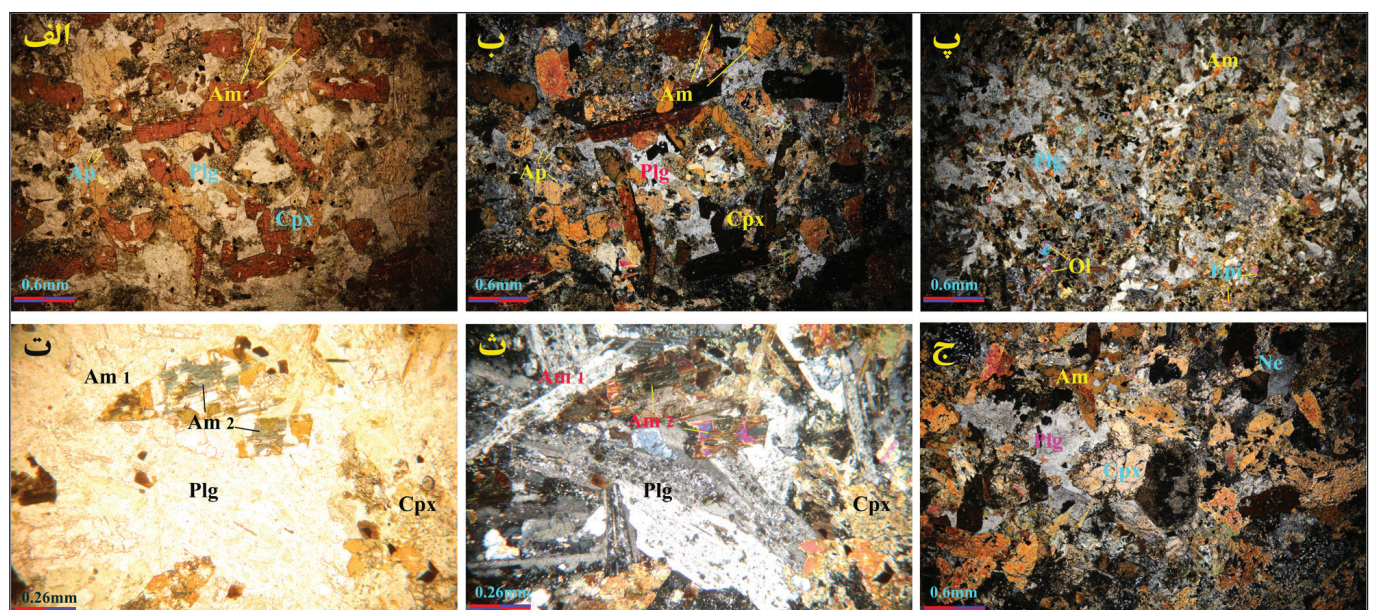
– **دایک‌های گابرو-دیوریتی:** این گروه شامل دایک‌های ملانوکرات به‌رنگ سبز تیره تا روشن و کمتر سیاه، با ترکیب سنگ‌شناسی گابرو-دیوریت تا کوارتز دیوریت هستند. این دایک‌ها تمام بلورین بوده ابعاد دانه‌ها (بسته به عمق جایگزینی ماگما) در حد دانه‌ریز تا دانه‌متوسط هستند (شکل ۵). بافت غالب آنها اینترگرانولار تا ساب‌افیتیک است. در مقایسه با دگرشکلی‌های زیادی که گرانیت‌ها نشان می‌دهند، فاقد بافت‌های میلونیتی بوده و فقط کمی آثار کاتاکلاستی شدن نشان می‌دهند. اغلب نمونه‌ها به شدت دگرسان هستند. کانی‌های اصلی این دایک‌ها، پلاژیوکلاز نیمه شکل دار تا شکل دار آندزین



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی دایک‌های گابرو-دیوریتی: الف) بافت اینترگرانولار در مرکز دایک‌های ضخیم (XPL). ب) همان در PPL. پ) کلینوپیروکسن‌های در حال تبدیل به آمفیبول سبز (XPL). ت) بافت اینترگرانولار تا ساب افیتیک و پلاژیوکلازهای سوسوریتی (XPL). ث) همان در PPL. ج) حضور کانی کوآرتز در انواع تفریق یافته‌تر کوآرتز دیوریتی (XPL).

(Tajbakhsh et. al., 2017). تبلور این کانی به‌نظر بعد از پلاژیوکلاز و پیروکسن بوده و باعث شده کانی‌های مافیک قبلی را در برگیرد یا تجزیه کند. این بلورها با پیشرفت تفریق از سدیم سرشارتر و از تیتانیم فقیر شده و دارای چند رنگی سبز-آبی می‌شوند (شکل ۶). همچنین بر اثر عملکرد سیالات بعدی به آمفیبول‌های سبز (اکتینولیت) و کانی‌های تجزیه‌ای تبدیل شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، پیروکسن و آمفیبول‌ها به شدت بیوتیتی، کلریتی و اپیدوتی شده‌اند. کانی‌های الیوین (گاه ادخال در بلورهای پیروکسن و آمفیبول)، نفلین نیمه‌شکل دار بین دانه‌ای، آلکالی فلدسپار، مانیتیت غنی از تیتان، آپاتیت و زیرکن در این سنگ‌ها به صورت فرعی مشاهده می‌شوند. اسفن، کلریت، بیوتیت، اپیدوت کانی‌های تجزیه‌ای این تیپ سنگی هستند.

– **دایک‌های آلکالی گابرویی:** این دایک‌های ملانوکرات، به‌رنگ سیاه تا قهوه‌ای تیره و کمتر سبز، با ترکیب سنگ‌شناسی آلکالی گابرو تا مونزوگابرو دیده می‌شوند. نمونه‌ها تمام بلورین بوده و ابعاد دانه‌ها در حد دانه‌ریز تا دانه‌متوسط با بافت اینترگرانولار، گرانولار و ندرت افیتیک هستند. نسبت به دایک‌های گروه نخست سالم‌ترند. کانی‌های اصلی این دسته دایک‌ها پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول قهوه‌ای هستند. بلورهای پیروکسن خود شکل از نوع اوژیت با ماکل هستند که از حاشیه به آمفیبول قهوه‌ای و سبز تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار با هسته کلسیک‌تر و ترکیب لابرادوریت تا الیگوکلاز گاه سوسوریتی شده‌اند. آمفیبول‌های قهوه‌ای شاخص‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها بوده و از نوع کرسوتیت هستند



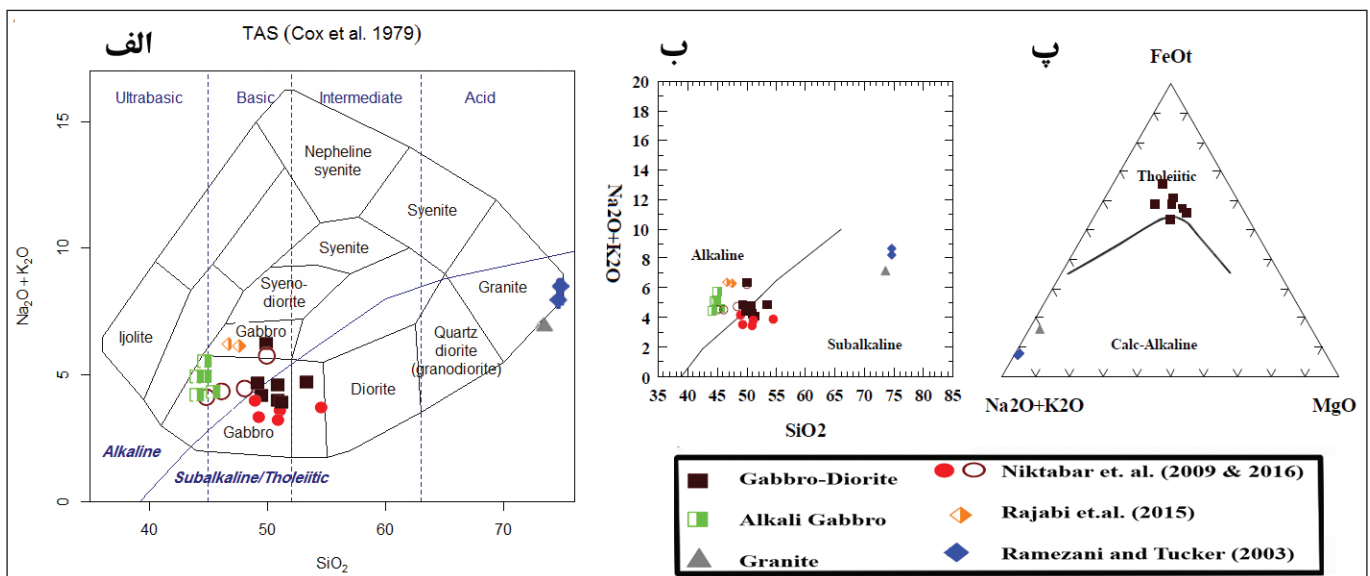
شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی دایک‌های آلکالی گابرو: الف) آمفیبول‌های قهوه‌ای از نوع کرسوتیت و کلینوپیروکسن (PPL). ب) همان در XPL. پ) بافت افیتیک و بلور الیوین (XPL). ت) تبدیل کرسوتیت به آمفیبول‌های سبز در مراحل بعدی (PPL). ث) همان در XPL. ج) بلور نفلین (XPL).

۵- ژئوشیمی

۵-۱. سری ماگمایی و رده بندی شیمیایی

(شکل ۷-ب و پ). این قرارگیری کاملاً با نوع کانی‌های موجود در مود این دو دسته و حضور کانی‌های الیون و نفلین در برخی نمونه‌های دایک‌های دسته دوم همخوانی دارد. نمونه توده زیرگان نیز ماهیتی کالک آلکالن دارد. مقادیر Y/Nb دایک‌های گابرو-دیوریتی بیشتر از واحد (۶/۰۹-۲/۵۹) و در آلکالی گابروها کمتر (۰/۳۶-۰/۳۱) می‌باشد که نشانه تولیتی بودن دایک‌های دسته اول و آلکالن بودن دایک‌های جوان تر است (Pearce & Cann, 1973). از نظر ترکیب نورماتیو نیز، وجود کانی‌های الیون، هپیرستن و کوارتز نشانه اشباع تا فوق اشباع بودن گابرو-دیوریت‌ها و وجود کانی‌های نفلین و الیون در آلکالی گابروها نشانه تحت اشباع بودن آنهاست.

در نمودار Cox et al. (1979) برپایه تغییرات درصد وزنی $SiO_2-K_2O+Na_2O$ دایک‌های قدیمی‌تر عمدتاً در محدوده گابرو-دیوریت تا گابرو و دایک‌های جوان تر در محدوده آلکالی گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). نمونه توده زیرگان هم در محدوده گرانیت جای می‌گیرد. در نمودار Na_2O+K_2O برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971)، نمونه‌ها در دو محدوده ساب آلکالن و آلکالن قرار می‌گیرند. بدین صورت که دایک‌های گابرو-دیوریتی در محدوده ساب آلکالن و عمدتاً تولیتی تا تحولی و آلکالی گابروها در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند



شکل ۷- الف) تقسیم‌بندی شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار $SiO_2-K_2O+Na_2O$ (Cox et al., 1979). ب و پ) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار $SiO_2-K_2O+Na_2O$ و نمودار $SiO_2-K_2O+Na_2O-MgO-FeO_1$ (Irvine and Baragar, 1971).

MgO دو دسته دایک‌ها متفاوت است، به این صورت که در گابرو-دیوریت‌ها همبستگی مثبت و در آلکالی گابروها همبستگی منفی مشاهده می‌شود. این مسئله می‌تواند به دلیل تفریق الیون و پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها و تجمع پلاژیوکلاز و کرسوتیت‌های غنی از آلومینیم در آلکالی گابروها باشد.

تغییرات عناصر کیمیا عمده کم تحرک U و Yb، La، Th و نسبتاً متحرک Sr و Ba در برابر عنصر ناسازگار Zr که خود با روند تحول ماگمایی افزایش می‌یابد، نیز عمدتاً حاکی از دو منشأ و روند تحول ماگمایی متفاوت با چیرگی تفریق بلورین است (شکل ۹).

۵-۳. نمودارهای تغییرات گروهی عناصر کیمیا

الگوی تغییرات گروهی عناصر کیمیا خاکی (REE) نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) حاکی از غنی شدگی هر دو دسته دایک‌ها نسبت به کندریت و غنی شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE است (شکل ۱۰). الگوی متقاطع دو دسته دایک‌ها بیانگر عدم ارتباط ژنتیکی است. نسبت $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ نمونه‌های گابرو-دیوریت برابر ۲/۷۳-۳/۶۴ و آلکالی گابروها برابر ۱۷/۲۳-۲۸/۳۹ است که نشانه غنی شدگی بیشتر HREE گابرو-دیوریت‌ها در برابر غنی شدگی بیشتر LREE آلکالی گابروها است. این تفاوت در شیب الگو، به

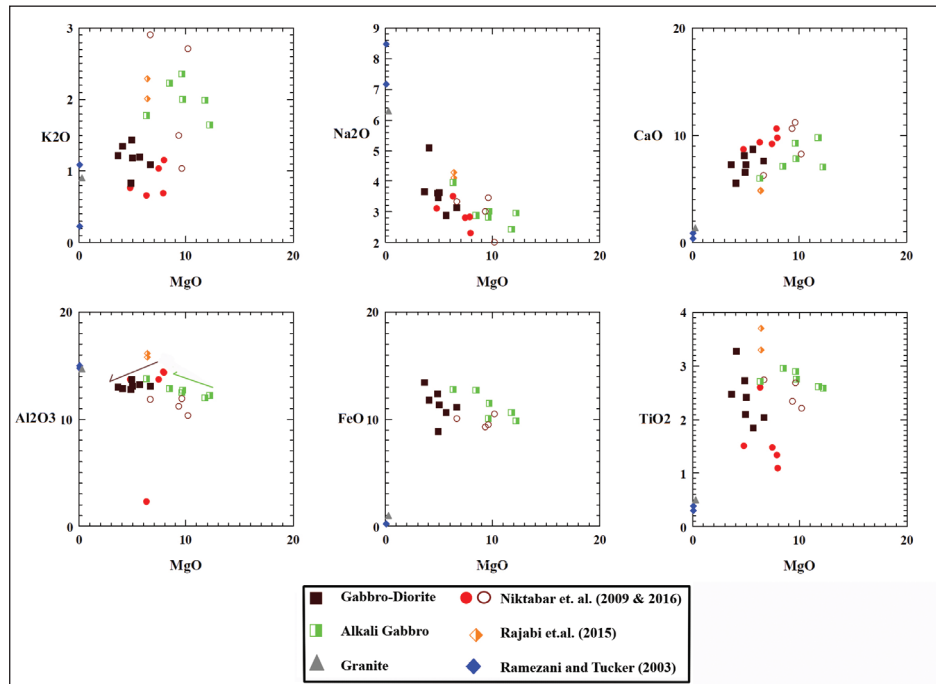
۵-۲. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کیمیا

مطابق جدول ۱، دایک‌های گابرو-دیوریتی دارای میزان SiO_2 و Na_2O بیشتر و K_2O و MgO کمتری نسبت به آلکالی گابروها می‌باشند اما میزان اکسیدهای اصلی دیگر هر دو دسته فراوانی تقریباً برابری را نشان می‌دهند. بیشینه مقدار Ni، MgO و Cr در گابرو-دیوریت‌ها به ترتیب ۶/۷۶ درصد، ۷۵ ppm و ۱۲۳ ppm و در آلکالی گابروها ۱۲/۲۲ درصد، ۳۱۵ ppm و ۴۵۰ ppm است. این مقادیر نشانه تحولات ماگمایی هر دو تیپ سنگی قبل از جایگیری به ویژه در گابرو-دیوریت‌ها است. نسبت Na_2O/K_2O تمام نمونه‌ها بیش از واحد است.

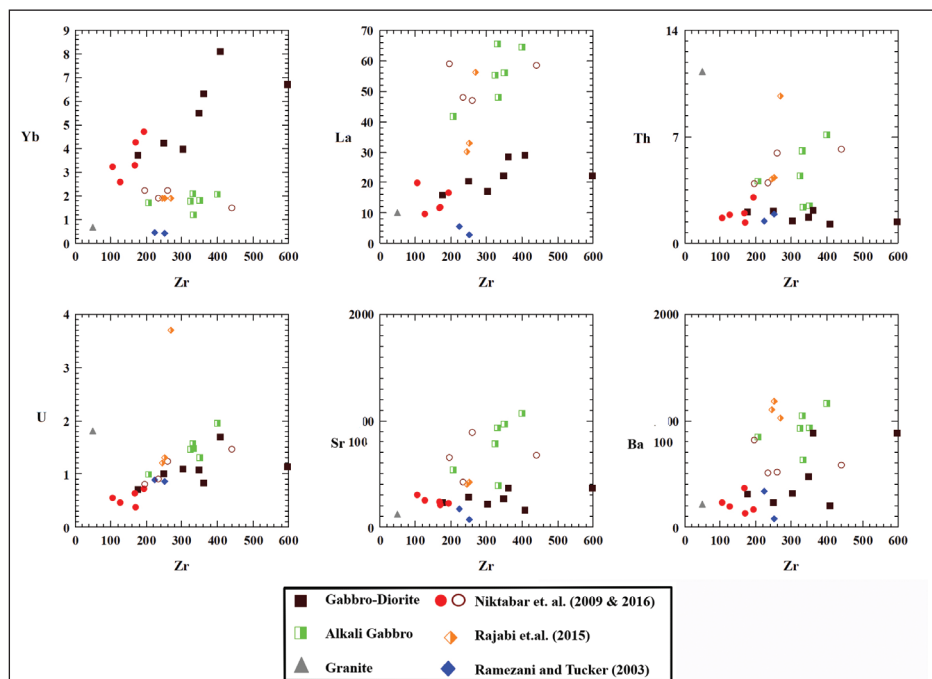
تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر MgO در شکل ۸ نمایش داده شده است. آنچه نمایان است، منشأ جداگانه و روندهای متفاوت تحول ماگمایی این دو تیپ سنگی است. در هر دو دسته Na_2O و K_2O با کاهش MgO افزایش و CaO کاهش نشان می‌دهند. اثرات هوازدگی در پراکندگی پتاسیم بیشتر دیده می‌شود. میزان FeO و TiO_2 با کاهش MgO افزایش نشان می‌دهند که به دلیل تفریق الیون و غنی تر شدن کانی‌های مافیک باقیمانده از آهن و تیتانیم است. صرف نظر از یک نمونه گابرو-دیوریتی، میزان TiO_2 در آلکالی گابروها بیشتر است که می‌تواند به دلیل تمرکز زیاد این عنصر در آمفیبول‌های کرسوتیتی باشد. عملکرد Al_2O_3 در برابر

در مقایسه با میانگین EMORB، NMORB و IAB، الگوی نمونه‌های گابرو-دیوریت با EMORB و آلکالی‌گابروها با OIB بیشترین شباهت را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ت و ث). الگوی نمونه مربوط به گرانیت زیرین، که کاملاً شبیه دو نمونه گزارش شده (Ramezani and Tucker, 2003) از توده‌های چاه‌چوله و زیرین است (شکل ۱۰-ج) حاکی از الگویی با تقعر به سمت بالا و بی‌هنجاری شدیداً مثبت Eu/Eu^* برابر ۶/۹ تا ۳/۷۲ است. این الگو می‌تواند نشانه تفریق آمفیبول در ماگمای اولیه و تمرکز پلاژیوکلاز (فلدسپار) در سنگ باشد.

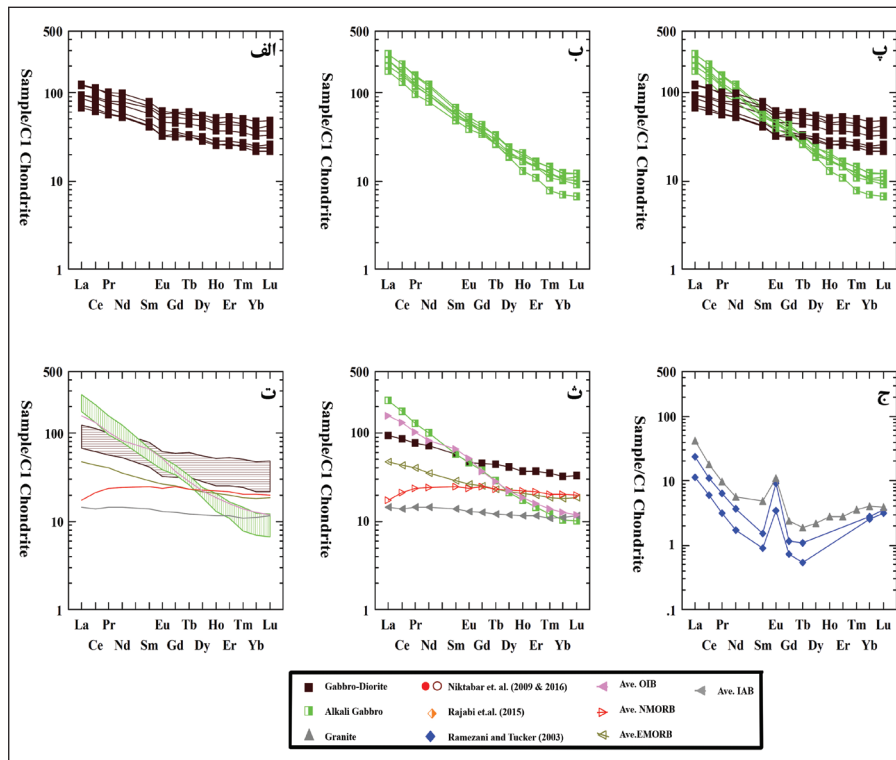
ویژه در بخش HREE، نشانه منشأ و عمق متفاوت ذوب بخشی ماگما‌های ما در این دوتیپ سنگی است. بی‌هنجاری Eu/Eu^* در هر دو نوع دایک‌ها ناچیز و عمدتاً منفی است. میزان این بی‌هنجاری در گابرو-دیوریت‌ها ۰/۸۴-۰/۹۳ و در آلکالی‌گابروها ۰/۹۵-۱/۰۴ می‌باشد. ناهنجاری Eu/Eu^* در آلکالی‌گابروها شبیه به OIB است که معمولاً ناهنجاری قابل توجهی در Eu/Eu^* نشان نمی‌دهد (OIB در Eu/Eu^* در حدود ۰/۹۴ تا ۱/۱۳ تغییر می‌کند) و می‌تواند به دلیل عدم تفریق پلاژیوکلاز، نقش ناچیز آن در تحولات ماگمایی و یا شرایط اکسیدان ماگما باشد (Gao et al., 2018).



شکل ۸ - تغییرات اکسیدهای اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در برابر SiO_2 .



شکل ۹ - تغییرات عناصر کمیاب در برابر Zr.



شکل ۱۰- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) الف) گابرو-دیوریت. ب) آلکالی گابرو. پ) گابرو-دیوریت و آلکالی گابرو. ت) گابرو-دیوریت و آلکالی گابرو در مقایسه با میانگین، NMORB، OIB و EMORB (داده‌ها از Niu & O'Hara, 2003). ث) میانگین گابرو-دیوریت و آلکالی گابرو در مقایسه با میانگین. ج) نمونه گرانیت زیریگان.

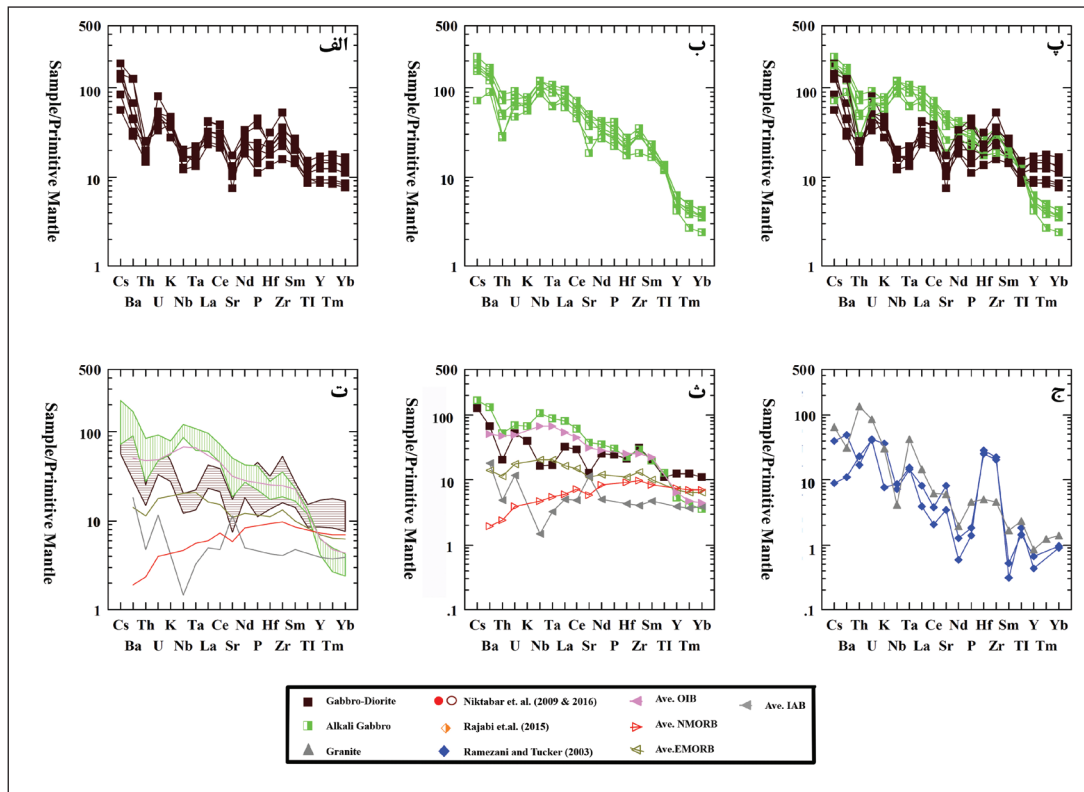
در نمودار Ti-Zr (Pearce, 1982) تمام دایک‌ها در محدوده درون صفحه‌ای، در نمودار Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) دایک‌های گابرو-دیوریتی در محدوده مرتبط با کمان ماگمایی و آلکالی گابروها در منطقه ریف (OIB) قرار می‌گیرند. در نمودار 3Tb-Th-2Ta (Cabanis and Thiéblemont, 1988) اصلاح شده توسط Xia & Li (2019)، گابرو-دیوریت‌ها با ماهیت تولییتی تا تحولی در محدوده پشت کمان و تولییت‌های درون قاره‌ای و دایک‌های آلکالی گابرو در محدوده بازالت‌های قاره‌ای با تمایل آلکالن قرار می‌گیرند.

نحوه توزیع عناصر کمیاب به‌ویژه نسبت و میزان غنی شدگی LREE به HREE همراه ماهیت دوگانه تولییت-آلکالن دایک‌ها که صرف نظر از زمان زایش و جایگیری، هم مکان هستند، می‌تواند ریشه در منشأ سنگ مادر، میزان ذوب بخشی و نحوه زایش و تحولات ماگمایی آنها داشته‌باشد. شیب الگوی غنی شدگی عناصر نادر خاکی و نسبت متفاوت Lan/Ybn دایک‌ها، نشانه تفاوت در عمق ذوب بخشی و کانی‌های در تعادل با ماگمای اولیه است. حضور و عدم مشارکت گارنت در ذوب بخشی سنگ منشأ، اثر مستقیمی در الگوی عناصر نادر خاکی سنگین ماگما داشته و سبب تهی شدگی شدید این عناصر می‌شود. این ماگماها در مقایسه با ماگماهای حاصل از اثرات متقابل گوشته و پوسته، از گوشته با ژرفای بیشتری سرچشمه گرفته‌اند که در آن مکان گارنت پایدار بوده اما روتیل می‌تواند ناپایدار باشد (Gao et al., 2018). در نمودار تغییرات La/Yb در برابر La که توسط Liu et al. (2018) جهت محاسبه میزان ذوب بخشی منابع مختلف گوشته مدل سازی شده، دایک‌های گابرو-دیوریتی در تعادل با اسپینل لرزولیت تا گارنت آمفیبول لرزولیت با ژرفای کم و ۲ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی و آلکالی گابروها در تعادل با گارنت لرزولیت اعماق بیشتر و ذوب بخشی ۵/۰ تا ۲۰ درصد هستند (شکل ۱۳-الف).

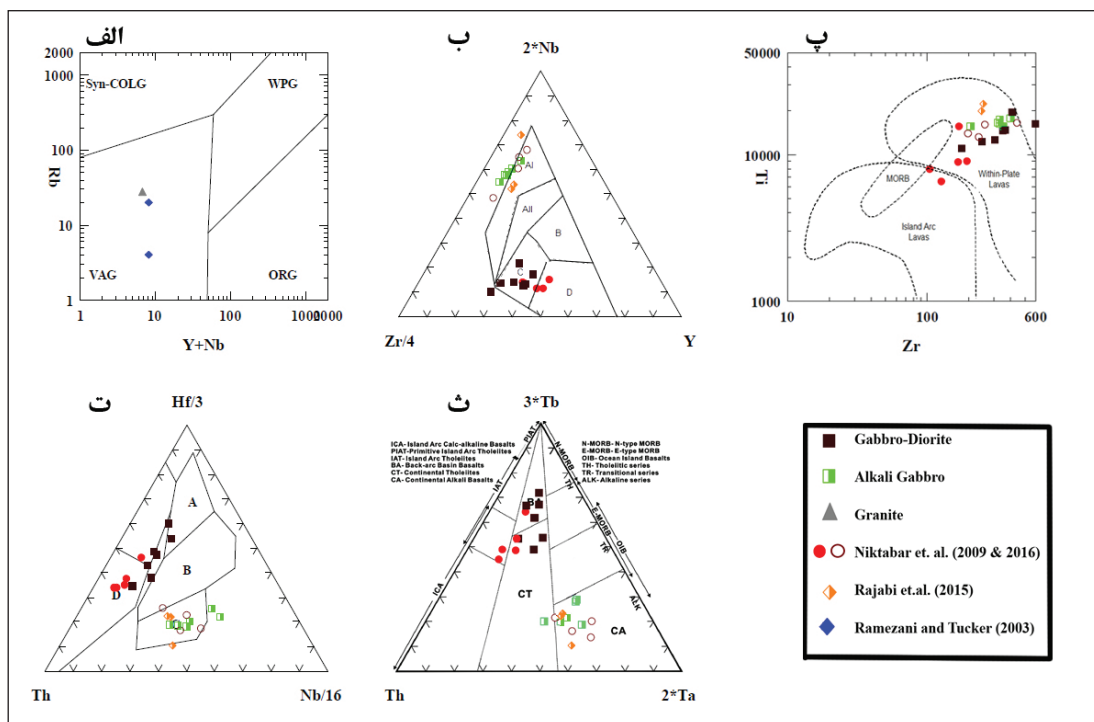
در همین راستا الگوی نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) سنگ‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) در شکل ۱۱ نشان داده شده‌است. غنی شدگی عناصر LILE به صورت زیگزاگی در دایک‌های گابرو-دیوریتی بیشتر از آلکالی گابروها مشاهده شده، عناصر Ba و Cs غنی شدگی و Sr و Th تهی شدگی نشان می‌دهند. این مسئله بیانگر آلودگی ماگما با پوسته یا اثرات سیالات فرورانش است. همچنین تهی شدگی Sr و Th می‌تواند نتیجه فقر ذاتی ماگماهای حاصل منابع MORB یا OIB از این عناصر باشد (Koglin et al., 2009). تفاوت اصلی الگوهای عنکبوتی گابرو-دیوریت‌ها نسبت به آلکالی گابروها، در تهی شدگی Nb و Ta آنها در برابر غنی شدگی آلکالی گابروها از این دو عنصر است. در مجموع بیشترین شباهت الگوهای چندعنصری گابرو-دیوریت‌ها با EMORB و آلکالی گابروها با OIB است که کم و بیش با مولفه‌های پوسته‌ای تغییر کرده‌اند. نمودار عنکبوتی نمونه‌های گرانیت زیریگان حاکی از غنی شدگی LILE و تهی شدگی Nb و Ta به دلیل تشکیل این گرانیت‌ها در محیطی مرتبط با فرورانش است.

۶- جایگاه نکتونوماگمایی و بتروژنز

نمونه گرانیت زیریگان به همراه دو نمونه Ramezani & Tucker (2003) در نمودار Rb-Y+Nb (Pearce et al., 1984) در محدوده کمان ماگمایی تا همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). Ramezani & Tucker (2003) توده گرانیتی زیریگان را مرتبط با کوهزایی اواخر نئوپرووتوزوئیک-کامبرین پیشین می‌دانند که در یک کمان ماگمایی بزرگ مقیاس در حاشیه ابرقاره گندوانا در امتداد پروتوتیس شکل گرفته‌است. در نمودار 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986) گابرو-دیوریت‌ها در محدوده قوس‌های آتشفشانی و آلکالی گابروها در ریف‌های درون صفحه‌ای،



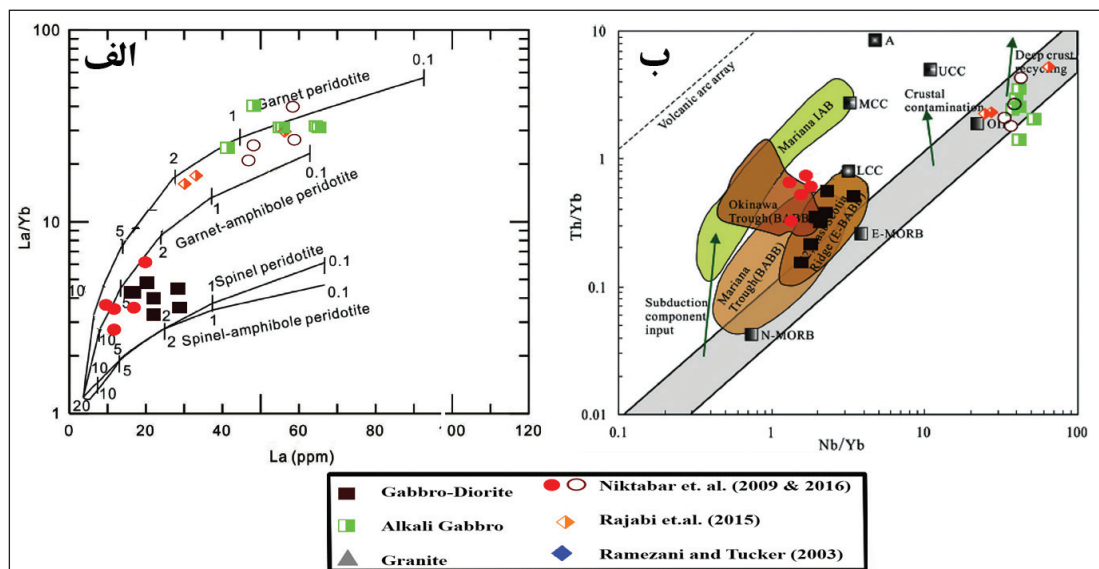
شکل ۱۱ - الگوی تغییرات گروهی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989): الف) گابرو-دیوریت، ب) آلکالی گابرو، پ) گابرو-دیوریت و آلکالی گابرو، ت) گابرو-دیوریت و آلکالی گابرو در مقایسه با میانگین OIB، EMORB، NMORB و IAB (داده‌ها از Niu & O'Hara, 2003)، ث) میانگین گابرو-دیوریت و آلکالی گابرو در مقایسه با میانگین OIB، EMORB، NMORB و IAB، ج) نمونه گرانیت زیرگان.



شکل ۱۲ - نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ماگمایی زیرگان: الف) نمونه‌های گرانیت زیرگان در نمودار Y+Nb-Rb (Pearce et al., 1984)، ب) نمودار 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986)، ج) نمودار Ti-Zr (Pearce, 1982)، د) نمودار Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980). ث) نمودار 3Tb-Th-2Ta (Cabanis and Thiéblemont, 1988) اصلاح شده توسط Xia & Li (2019).

گوشته‌ای، گابرو دیوریت‌ها در محدوده EMORB و آلکالی گابروها در OIB قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). دایک‌های گابرو-دیوریتی با افزایش نسبت Th/Yb به سمت آرایش کمان آتشفشانی و بازالت‌های پشت کمانی متمایل و احتمالاً متحمل آرایش با پوسته زیرین قاره‌ای شده‌اند. در مقابل، آلکالی گابروها در نزدیکی ماگماهای با منشأ OIB و گوشته متحمل بازیافت عمیق مواد پوسته‌ای، مشاهده می‌شوند. (Liao et al., 2014). نسبت Nb/La را یک فاکتور مهم در تشخیص آرایش یافتگی پوسته‌ای ماگما می‌دانند. فراوانی عناصر با دامنه پایداری زیاد مثل Ta و Nb نسبت به عناصر نادر خاکی سبک در گوشته لیتوسفری کم بوده، لذا نسبت‌های بیش از واحد Nb/La نشانه یک منبع گوشته استوسفری مانند OIB و کمتر از ۰/۵ نشانه منبع گوشته لیتوسفری است. این نسبت در گابرو دیوریت‌ها در حدود ۰/۷۱-۰/۴۴ و آلکالی گابروها ۱/۵۸-۱/۲۹ تغییر می‌کند که نشانی از نقش آلودگی پوسته‌ای در ژنر گابرو-دیوریت‌هاست.

علاوه بر ژرفای متفاوت ذوب بخشی منشأ، با توجه به نوع تهی و غنی‌شدگی متفاوت دایک‌ها، باید منابع و سهم متفاوتی از استوسفر و لیتوسفر (اعم از گوشته زیر لیتوسفری و یا پوسته) در ژنر ماگماهای اولیه نقش داشته باشند. غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE، شاخص ماگماهای سرچشمه گرفته از گوشته لیتوسفری غنی شده‌است (Zhang et al., 2009). (Pearce (1982). مفیدترین نمودار جهت بررسی نقش گوشته استوسفری یا لیتوسفری در ژنر ماگمای را نمودار Th/Yb-Nb/Yb می‌داند. عنصر ناسازگار Yb (که در فرورانش غیر متحرک است) فقط طی فرایند ذوب بخشی در حضور گارنت باقیمانده تغییر می‌کند اما عنصر Th شاخص حساس به دخالت سازنده فرورانشی و عنصر Nb مرتبط با سازنده گوشته استوسفری هستند. بنابراین غنی‌شدگی Th نسبت Nb ابزار مناسبی جهت تشخیص دخالت پوسته اقیانوسی طی فرورانش یا نقش آرایش پوسته‌ای است. در نمودار (Pearce, 1982) Th/Yb-Nb/Yb اصلاح شده توسط (Jiang et al., 2017) ضمن قرارگیری نمونه‌ها در آرایش



شکل ۱۳ - موقعیت نمونه‌های منطقه زریگان در: الف) مدل سازی ذوب بخشی منابع مختلف گوشته در نمودار La/Yb در مقابل La (به نقل از Jiang et al., 2017). ب) نمودار Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 1982) اصلاح شده توسط (Liu et al., 2018).

(Wang & Shu, 2012). به عنوان یک نمونه کلاسیک، بازالت‌های پالتوزویک پیشین در شمال باختر چین در جایگاه پشت کمانی تشکیل شده‌اند. این بازالت‌ها در دو دسته شبیه کمان ماگمایی (با غنی‌شدگی LILE و بی‌هنجاری منفی Nb و Ta) و شبیه OIB (با فراوانی LILE و بی‌هنجاری مثبت Nb و Ta) معرفی شده‌اند. نوع اول حاصل ذوب بخشی گوشته تهی شده در عمق کم و مربوط به مراحل اول کشش پشت کمان است. نوع دوم که ۳۰ میلیون سال جوان‌تر است، بر اثر کشش بیشتر حوضه پشت کمان به دلیل برگشت اسلب فرورونده تشکیل شده‌است (Gao et al., 2018; Tao et al., 2018). اصولاً بازالت‌های مراحل اول کشش پشت کمان، ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه قوس را نشان می‌دهند، در حالی که بازالت‌های مراحل بعدی، الگوهای شبیه به NMORB در کمان‌های اقیانوسی (Pearce and Stern, 2006) و یا EMORB در کمان‌های حاشیه قاره‌ای دارند. همچنین ماگماهای دورتر از محل فرورانش (با توسعه بیشتر حوضه) به OIB شبیه‌تر می‌شوند (Gao et al., 2018).

۷- بحث

داده‌های کنونی نتایج ژئوشیمیایی از قبیل تهی‌شدگی Nb و Ta به همراه غنی‌شدگی نسبت La/Nb، افزوده شدن عناصر LILE و دیگر عناصر متحرک طی ورود مؤلفه‌های اسلب فرورونده و آرایش با مواد پوسته‌ای، حاکی از وابستگی ماگمای دایک‌های دسته اول با مؤلفه‌های زون‌های فرورانشی بر خلاف دایک‌های دسته دوم است. به عقیده Alici et al. (1998) مذاب با منشأ استوسفری از عناصر HFSE غنی شده و بی‌هنجاری Ta-Nb-Ti نشان نمی‌دهد اما در هنگامی که سیال یا مذاب حاصل از پوسته اقیانوسی فرورونده عامل متاسوماتیسم گوشته لیتوسفری باشد، بی‌هنجاری منفی Ta-Nb-Ti مشاهده می‌شود. این تهی‌شدگی می‌تواند به دلیل ذوب بخشی یک زون فرورانشی فسیل که گوشته لیتوسفری را متأثر کرده است و یا ذوب گوشته نیمه قاره‌ای متاسوماتیسم شده باشد. از نظر جایگاه زمین‌ساختی، حضور دوگانه ماگمای لیتوسفری-استوسفری، اغلب به حوضه‌های پشت کمانی و مناطق کششی حاشیه‌های همگرا متأثر از فرورانش، نسبت داده می‌شود. کشش‌های مرتبط با فرورانش می‌تواند با تغییر تنش‌های فشارشی به کششی در مقیاس‌های متفاوت مشاهده شوند

دره‌های موازی به‌همراه نیمه گرانیت‌های پرشده از رسوبات بعدی و مجموعه‌های با هسته دگرگونه است (Wang & Shu, 2012). تمرکز دایک‌های منطقه زیرین درون توده نفوذی گرانیتی مرتبط با کمان ماگمایی است بنابراین کشش مورد انتظار درون کمان روی داده‌است. گسل‌های کوهبنان و پشت‌بادام از گسل‌های پی سنگی هستند که حداقل از مزوزوییک دارای حرکت راست گرد بوده‌اند (Masoodi et al., 2013). به‌نظر Berberian & King (1981)، بخش محدود به دو گسل پشت‌بادام و کوهبنان در واقع پوسته کالک آلکان جزایر قوسی پرکامبرین بوده و شکل هلالی نوارهای کوهستانی و گسل‌ها به علت طرح اولیه نوارهای قوسی است. این بلوک حداقل متأثر از دو فرورانش پروتوتیتس و نئوتیتس بوده بنابراین دارای لیٹوسفری متأثر از سازنده‌های حاصل از لبه فرورونده است. حرکت راست‌گرد در کوهبنان و پشت‌بادام، به‌طور متناوب می‌تواند سبب چرخش پادساعتگرد در بخش‌های میان گسلی و ایجاد فضاهای کششی مناسب صعود ماگما به‌ویژه در خمیدگی گسل پشت‌بادام شده‌باشد. (Bursik (2009) کشش‌های ایجاد شده در خمیدگی گسل‌های امتداد لغز را در نوع فعالیت‌های درون قاره‌ای از نوع Basin and Range Province مؤثر می‌داند. به‌نظر می‌آید چرخش چپ‌گرد بلوک میان دو گسل راست‌گرد کوهبنان و پشت‌بادام ابتدا موجب ایجاد کشش‌های منطقه‌ای درون کمان حاشیه قاره‌ای شده و تداوم آن، سبب نازک‌شدگی لیٹوسفری، برآمدگی استنوسفر و تشکیل ماگماهای این منطقه شده‌باشد.

۸- نتیجه‌گیری

فوج دایک‌های گرانیت زیرین در بازه زمانی بعد از کامبرین پیشین تا کرتاسه در یک محیط کششی مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای از نوع حوضه‌های Basin and Range Province شکل گرفته‌اند. کشش ایجاد شده باعث ذوب بخشی گوشته لیٹوسفری متأثر از متاسوماتیسم لبه فرورونده و تشکیل دایک‌های گابرو-دیوریتی با ویژگی‌های شبیه کمان شده‌است. با افزایش نرخ کشش و تکامل بیشتر حوضه کششی، ذوب بخشی به گوشته استنوسفری منتقل شده و ماگمای سازنده گابروهای آلکان دایک‌های دسته دوم شکل گرفته‌است. نفوذ بیشینه این دایک‌ها در گرانیت زیرین با ویژگی‌های کمان ماگمایی، نوع دگرشکلی حین تکنونیک دایک‌ها، عملکرد راست‌گرد گسل‌های پی سنگی پشت‌بادام و کوهبنان به همراه خمیدگی آنها و چرخش پادساعتگرد بخش‌های میانی بلوک پشت‌بادام از شواهد و عوامل مهم شکل‌گیری کشش مورد نظر می‌باشند.

سن مطلق دایک‌های مورد مطالعه فعلاً نامشخص است. در خارج از منطقه مورد مطالعه، در توده گرانیتی زیرین به سن ژوراسیک و رسوبات تریاس-ژوراسیک معادل سازنده‌های شتری و شمشک، دایک‌هایی با روند تقریباً شمال-باختر-جنوب خاور نفوذ کرده‌اند که به نظر در امتداد دایک‌های گرانیت زیرین هستند، هرچند دگرشکلی‌های منطقه زیرین را نشان نمی‌دهند. افزون بر این، دایک‌های منطقه زیرین از نظر ژئوشیمیایی و ماهیت ماگمایی شباهت فوق‌العاده‌ای با فوج دایک‌های به سن ۱۵۲ میلیون سال منطقه شاهرود-دامغان دارند که در رسوبات ژوراسیک میانی نفوذ کرده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷ و رفرنس‌های آن). به‌نظر قاسمی و همکاران (۱۳۹۷) این دایک‌ها در موقعیت زمین‌ساختی پشت‌کمان بین لبه شمالی ایران مرکزی و البرز خاوری از دو منشأ با عمق مختلف سرچشمه گرفته‌اند و فرورانش لیٹوسفر اقیانوسی نئوتیتس سبب تشکیل یک حوضه کششی پشت‌کمان نابالغ در ژوراسیک زیرین شده‌است. (Rajabi et al. (2015) با توجه به ماهیت آلکان دایک‌های منطقه زیرین، چامیر، کوشک و نارینگان و حضور ماگماتیسیم بامدال، محیط تشکیل دایک‌ها را به ریف‌پشت کمان حاصل از فرورانش اقیانوس پروتوتیتس به زیر خردقاره ایران مرکزی در کامبرین پیشین نسبت داده‌است. البته اگر کمان مورد نظر به سن کامبرین پیشین باشد (Ramezani and Tucker, 2003)، کشش پشت‌کمان و نفوذ ماگمای آلکان باید پدیده‌ای پس از کامبرین پیشین باشد زیرا این دایک‌ها در رسوبات و گرانیتی با سن کامبرین پیشین نفوذ کرده‌اند. از سوی دیگر، اختلاف مکانی نسبتاً زیادی که در ماگمای انواع پشت‌کمانی مشاهده می‌شود، در دایک‌های زیرین وجود ندارد.

(Bhat et al. (1994) در نفوذ یک ماگمای آلکان پس از ماگمای تولیتی، یک فاز دوباره فعال کننده یک ریف‌ت کوتاه مدت از نوع غیرفعال (Passive) را به همراه نفوذ مذاب استنوسفری، مؤثر می‌داند که ماگماهای تولیتی در عمق کم و آلکالی‌ها در عمق بیشتر شکل گرفته‌اند. (Wang et al. (2002) نیز ذوب در استنوسفر و توقف در قاعده لیٹوسفر در حال نازک‌شدگی بر اثر یک برش ساده را سبب تولید ماگمای تولیتی و آلکاندر Basin and Range Province می‌داند. در باختر امریکای شمالی، ولکانیسم آندزیتی ترشیری میانی با ویژگی‌های کمان قاره‌ای، طی تغییر رژیم فشارشی به کششی به فعالیت بازالتی مشابه محیط ریف تبدیل شده‌است. مناطق مشابه Basin and Range Province، معمولاً در حاشیه فعال قاره‌ای قدیمی شکل می‌گیرند که پوسته نازک تحت تنش کششی، با مناطق فشارشی احاطه و ماگمای استنوسفری جانشین ماگمای لیٹوسفری می‌شود. از نشانه‌های دیگر این مناطق رشته‌کوه‌ها و

کتابنگاری

- آقباتابی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ صفحه.
- حسینی، ب.، احمدی، ا. و قنبری دولت‌آبادی، م.، ۱۳۹۶- منشأ و جایگاه تکنوماگمایی دایک‌های شمال مشهد اردغال، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۲۶، ۱۰۴، صفحه ۱۹۸ - ۱۸۷.
- سرحدی ن.، احمدی ع.، فیروزکوهی ز. و جامی م.، ۱۳۹۶- سنگ‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ۲۶، ۱۰۴، صفحه ۱۶۲-۱۴۹.
- قاسمی، ح.، رستمی‌حصوری، م. و صادقیان، م.، ۱۳۹۷- ماگماتیسیم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی جنوب البرزشرقی، شاهرود- دامغان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، صفحه ۱۳۶-۱۲۳.
- گل‌گرم، ش.، رشیدنژادعمران، ن.، مسعودی، ف. و وهاب‌زاده، ق.، ۱۳۹۱- گرانیت زیرین- ماگمایی یا متاسوماتیک؟ نشریه علوم دانشگاه خوارزمی، صفحه ۸۲۵-۸۴۰.
- مجیدی، ج. و باباخانی، ع. ر.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ / ۱ آریز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- موسوی ماکویی، ع.، ۱۳۷۷- بررسی پترولوژی گرانیت نارینگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- نیک‌تبار س. م. و رشیدنژادعمران، ن.، ۱۳۹۵- ژئوشیمی و سنگ‌نگاری سیل‌های مافیک در سری ریزو، شمال بافق (ایران مرکزی)، دوره ۵، شماره ۳، صفحه ۲۶۱-۲۶۷.
- نیک‌تبار س. م.، ۱۳۸۷- مطالعه سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های دیوریتی و سیلهای گابروئی در شمال بافق (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تربیت مدرس، ۱۳۹ صفحه.
- یزدی، م. و سادات‌نوروزیان، ز.، کتابداری، م. و بسکابادی، ا.، ۱۳۹۰- آلیت زایی در سنگ‌های آذرین منطقه چاه جوله، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، نسخه ۲۱، صفحه ۱۲۵-۱۴۱.

References

- Alici P., Temel A., Gourgaud A., Kieffer G. and Gundogdu M.N., 1998- Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area Isparta, SW Turkey/: genesis of enriched alkaline magmas *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85,423-446. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(98\)00065-1](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(98)00065-1).
- Bazoobandi, M.H., Arian, M.A., Emami, M.H., Tajbakhsh, G. and Yazdi, A., 2015- Geodynamics of Dikes in North of Saveh , *Open Journal of Ecology*, 5(09), 452. <https://doi.org/10.4236/oje.2015.59037>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Bhat, M.I., Le Fort, p. and Ahmad, T., 1994- Bafliaz volcanics, NW Himalaya: Origin of a bimodal, tholeiite and alkalibasalt suite, *Chem. Geol.*, 114(3-4). 217-234, doi: 10.1016/0009-2541(94)90054-X. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90054-x](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90054-x).
- Bursik, M., 2009- A general model for tectonic control of magmatism: Examples from Long Valley Caldera (USA) and El Chichón (México). *Geofisica internacional*, 48(1), 171-183.
- Cabanis, B. and Thieblemont, D., 1988- La discrimination des tholeiites continentales et des basaltes arriere-arc; proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(6), 927-935, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.iv.6.927>.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*, Allen and unwin, London, 450 P.
- Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E. and Wilson, L., 1995- Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus, *Earth-Science Reviews*, 39. 1-58. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00017-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00017-5).
- Gao, Z., Zhang, H., Yang, H., Pan, F., Luo, B., Guo, L., Xu, W., Tao, L., Zhang, L. and Wu, J., 2018- Back-arc basin development: constraints on geochronology and geochemistry of arc like and OIB-like basalts in the Central Qilian block (Northwest China), *Lithos*, 310- 311, 255–268. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.002> .
- Hou, G., 2012- Mechanism for three types of mafic dyke swarms. *Geoscience Frontiers*, 3(2), 217-223. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.10.003>.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian journal of earth science*, V., 8, P., 523-276. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Jiang, H., Han, J., Chen, H., Zheng, Y., Lu, W., Deng, G. and Tan, Z., 2017- Intra-continental back-arc basin inversion and Late Carboniferous magmatism in Eastern Tianshan, NW China: constraints from the Shaquanzi magmatic suite, *Geosci. Front.*, 8. 1447–1467. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.01.008>.
- Kjøll, H. J., Galland, O., Labrousse, L. and Andersen, T. B., 2019- Deep section of a Neoproterozoic fossil magma rich rifted margin exposed, *EGU General Assembly 2019*, V., 19: Vienna.
- Koglin, N., Kostopoulous, D. and Reischmann, T., 2009- Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, Trace-element, isotopic and zircon age constraints, *Tectonophysics*, NE Greece, 473. 53-68. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.028>.
- Liao, F.X., Zhang, L., Chen, N.S., Sun, M., Santosh, M., Wang, Q.Y. and Mustafa, H.A., 2014- Geochronology and geochemistry of meta-mafic dykes in the Quanji Massif, Paleoproterozoic evolution of the Tarim Craton and implications for the assembly of the Columbia supercontinent, *Precamb. Res.*, NW China, 249.33-56. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.04.015>.
- Liu, H.C., Xia, X.P., Lai, C.K., Gan, C.S., Zhou, Y.Z. and Huangfu, P.P., 2018- Break-away of South China from Gondwana, Insights from the Silurian high-Nb basalts and associated magmatic rocks in the Diancangshan-Ailaoshan fold belt, SW China, *Lithos*, 318-319, 194-208. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.014>.
- Masoodi, M., Yassaghi, A., Nogole Sadat, M.A.A., Neubauer, F., Bernroider, M., Friedl, G., Genser, J. and Houshmandzadeh, A., 2013- Cimmerian evolution of the Central Iranianbasement, evidence from metamorphic units of the Kashmar–Kerman Tectonic Zone, *Tectonophysics*, 588, 189-208. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.012>.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chemical Geology*, 56, 207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5).
- Middlemost, E.A.K., 1989- Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chemical Geology*, 77, 19-26. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9).
- Niu, Y.L. and O'Hara, M.J., 2003- Origin of ocean island basalts, a new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations, *Journal of Geophysical Research*, 108. B4 (2209), doi:10.1029/2002JB002048 . <https://doi.org/10.1029/2002jb002048>.
- Parsons, T., Sleep, N.H., Thompson, G.A., 1992- Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions, Implications for underplating of extending crust, *Tectonics*, 11. 1348-1356 . <https://doi.org/10.1029/92tc01105>.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90129-5).
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006- Origin of back-arc basin magmas, trace element and isotope perspectives. In: Christie, D.M., Fisher, C.R., Lee, S.M., Givens, S. (Eds.), *Geophysical Monograph Book Series*, pp. 63–86. <https://doi.org/10.1029/166gm06>. www.SID.ir

- Pearce, J.A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, 252-548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Pollard, D.D., 1987- Elementary fractures mechanics applied to the structural interpretation of dykes. In: Halls, H.C., Fahrig, W.H. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms*, vol. 34. Geological Association of Canada Special Paper, pp. 524.
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2015- Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn. Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan. *Chahmir Basi Central Iran, Ore Geology Reviews*, 64, 328-353. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.013>.
- Ramezani, J. and Tucker, R., 2003- The Saghand region, Central Iran: U/Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303, 622-665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, Implications for mantle composition and processes, In: Saunders AD, Norry MJ, eds. *Magmatism in the ocean basins*. Boston, Blackwell Scientific: 313-345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.
- Tajbakhsh, G., Moosavizadeh, M. and Eslami Farsani, S. 2017, - Mineralogy and Geothermobarometry of Micro Gabbro-Diorite Dykes in Zarigan Acidic Pluton, The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress of Iran.
- Tao, L., Zhang, H., Yang, H., Gao, Z., Pan, F. and Luo, B., 2018- Initial back-arc extension, Evidence from petrogenesis of early Paleozoic MORB-like gabbro at the southern Central Qilian block, NW China, *Lithos*, 322, 166-178. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.015>.
- Wang, D.Z. and Shu, L.S., 2012- Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China, *Geoscience Frontiers*, 3, 109-124. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.007>.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002- A mantle melting profile across the Basin and Range, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, SW USA*, 107(B1), ECV, 55-1. <https://doi.org/10.1029/2001jb000209>.
- Wood, D.A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province, *Earth & Planetary Science Letters*, 50, 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90116-8).
- Xia, L. and Li, X., 2019- Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting, *Gondwana Res*, 65, 43-67. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.08.006>.
- Zhang, J. J., Zheng, Y. F., and Zhao, Z. F., 2009- Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 110(1-4), 305-326. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.029>.

Petrography, geochemistry and tectonic setting of mafic dyke swarms of Zarigan granitoid, North of Bafq (Central Iran)

Gh. Tajbakhsh^{1*}

¹Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Yazd University, Yazd, Iran

Received: 2020 March 09

Accepted: 2020 April 28

Abstract

Mafic dyke swarms of the Zarigan granitoid in the north of Bafq have intruded the Lower Cambrian volcanic-sedimentary sequence of central Iran. These dykes are lithologically classified as gabbro-diorite and alkali gabbro. The alkaline gabbros are younger and penetrate higher horizons. Geochemically, gabbro-diorites have a tholeiitic to transitional nature with enrichment of LILE, HREE and depletion of Nb and Ta elements. By contrast, alkali gabbros have the sodic alkaline nature, exhibiting Nb-Ta enrichment and high LREE/HREE ratio. Gabbro-diorite magmas are derived from partial melting of sub-continental lithospheric mantle affected by subduction components in equilibrium with spinel lherzolite. On the other hand, the alkali gabbros originate from greater depth and lower partial melting of enriched asthenospheric mantle in equilibrium with garnet lherzolite. These dykes are formed in an intra-arc extension setting associated with subduction of the continental margin. Geometry and mechanism of motion of Posht-e-Badam and Kuh Banan basement faults caused an anticlockwise rotation, crustal fracturing, lithospheric thinning, and asthenosphere upwelling of these two faults bounded block.

Keywords: dyke swarms, lithosphere, asthenosphere, intra-arc extension, Central Iran

For Persian Version see pages 175 to 188

*Corresponding author: Gh. Tajbakhsh; E-mail: Tajbakhsh@yazd.ac.ir