

## پتروژنز توده گرانیتویدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان)

محمود صادقیان\* و محبوبه قفاری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

### چکیده

توده گرانیتویدی ظفرقند به سن اوایل تا اواسط میوسن و طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق اردستان رخنمون دارد. این توده نفوذی در درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن زون ساختاری ارومیه‌دختر، جایگزین شده است. دایک‌های قبل، هم‌زمان تا پس از نفوذ و جایگیری دارای ترکیب غالباً آندزیتی بوده، با توده گرانیتویدی ظفرقند همراه هستند. حضور گسترده انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایک‌های سین پلوتونیک گسیخته شده، شواهد بارز اختلاط ماگمایی صورت گرفته در این توده نفوذی هستند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی بین سنگ‌های مافیک - حد واسط و فلسیک وقفه ترکیبی محدودی وجود دارد که از اختلاف در منشأ تشکیل آن‌ها ناشی شده است. غنی‌شدگی از LILE و Pb، شواهدی از آلیش پوسته‌ای هستند. با توجه به آنومالی منفی بارز Ti و Nb، ماگمای سازنده توده مورد نظر در یک محیط قوس آتشفشانی واقع در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. با توجه به نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیک، توده نفوذی ظفرقند در زمره گرانیتویدهای نوع I، قوس آتشفشانی (VAG) و قوس قاره‌ای (CAG) قرار می‌گیرد. ذوب ورقه اقیانوسی نئوتیس، گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن و تا حدودی پوسته تحتانی و همچنین تبلور تفریقی ماگمای تولید شده، به تشکیل این توده نفوذی منجر شده است.

واژه‌های کلیدی: آلیش پوسته‌ای، اختلاط ماگمایی، پتروژنز، دایک‌های سین پلوتونیک، ورقه اقیانوسی نئوتیس

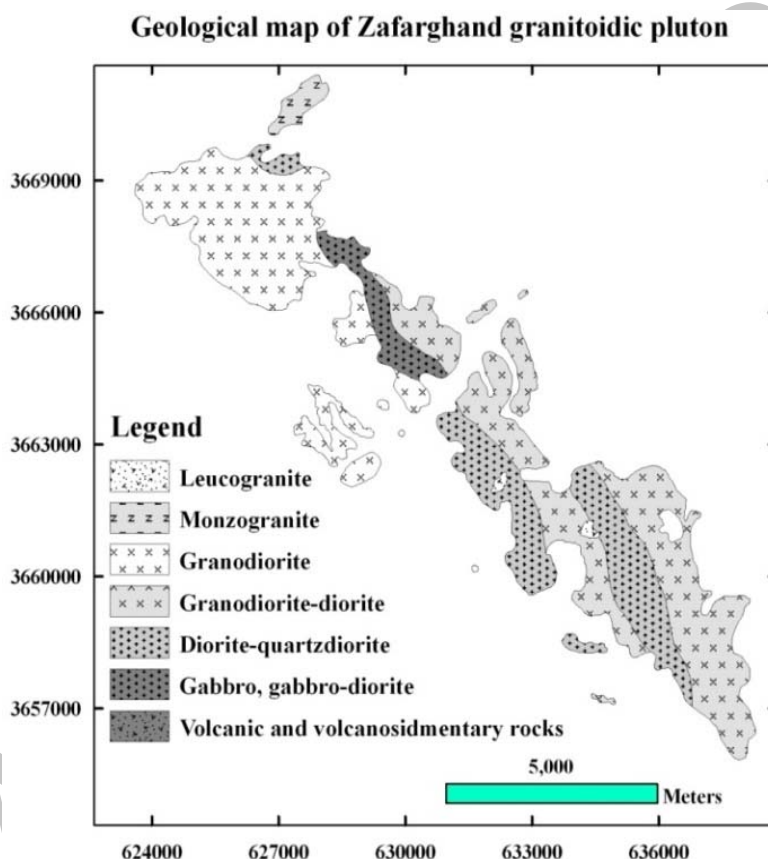
### مقدمه

دارای روند کلی شمال غرب - جنوب شرق است و بخشی از زون ساختاری ارومیه-دختر محسوب می‌شود. از دیدگاه ژئوشیمیایی و پترولوژیک، بر روی سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی میزبان این توده و توده‌های گرانیتویدی همجوار یا مشابه و دایک‌های آندزیتی - بازالتی قطع کننده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، مطالعات

توده گرانیتویدی ظفرقند با وسعت تقریبی ۸۰ کیلومتر مربع در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق اردستان (با در ۱۶۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان) و در محدودهای با مختصات جغرافیایی ۱۸° ۵۲' تا ۳۰' ۵۲° طول شرقی و ۳۲° ۵۹' تا ۱۲° ۳۳' عرض شمالی رخنمون دارد. این توده

زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز (خلعتبری جعفری و علایمی مهابادی، ۱۳۷۷)، کجان (امینی و امینی چهرق، ۱۳۸۲)، اردستان (رادفر، ۱۳۷۶)، کاشان (Radfar et al., 1993) و ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (Zahedi and Amidi, 1975) از انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور نیز اطلاعات ارزشمندی در اختیار ما قرار می‌دهند.

متعددی صورت گرفته است. برخی از آن‌ها عبارتند از: خلعتبری جعفری (۱۳۷۱)؛ امامی و همکاران (۱۳۷۱)، محمدی (۱۳۷۴)؛ لطیفی (۱۳۷۹)؛ بهرامیان (۱۳۸۶)، نصر اصفهانی و وهابی مقدم (۱۳۸۹)، هنرمند و همکاران (۱۳۸۹)، جباری و همکاران (۱۳۸۹)، یگانه‌فر و قربانی (۱۳۸۹) و Amidi (۱۹۷۵). نقشه‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده توده گرانیتوییدی ظفرقند واقع در جنوب شرق اردستان (گوانجی، ۱۳۸۹). مختصات نقشه بر حسب UTM است.

کارشناسی ارشد لطیفی (۱۳۷۹)، تنها مطالعه منتشر شده‌ای است که به‌طور خاص، بر روی این توده نفوذی ظفرقند متمرکز شده است. با وجود این، مطالعه لطیفی (۱۳۷۹) نیز از جامعیت کافی برخوردار نیست و در ضمن نتایج برخی از

یک طرح پژوهشی با عنوان "پترولوژی و کانی‌شناسی توده گرانیتوییدی جنوب ظفرقند (اردستان)" توسط دکتر علیخان نصر اصفهانی از دانشگاه آزاد خوراسگان اصفهان نیز انجام شده که تاکنون نتایج آن منتشر نشده است. پایان نامه

برداشت شده بیش از ۳۰۰ مقطع نازک و ۱۰ عدد مقطع صیقلی تهیه و مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها انجام شد. بر اساس تنوع ترکیب سنگ‌شناسی این توده نفوذی، ۲۳ نمونه از سنگ‌های دارای کمترین دگرسانی برای آنالیز شیمی به آزمایشگاه ACME ونکوور کانادا ارسال شد و عناصر اصلی به روش ICP-ES و عناصر فرعی و خاکی نادر به روش ICP-MS (یا بسته آنالیزی رده 4A و 4B) آنالیز شد. تصحیحات لازم نظیر حذف L.O.I. و تصحیح مقادیر اکسیدهای آهن بر روی داده‌های ژئوشیمیایی خام صورت گرفت و نتایج آن همراه با مقادیر سایر اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و خاکی نادر در جدول ۱ ارائه شده است. پس از انجام تصحیحات لازم، نتایج آنالیزهای شیمیایی به کمک نرم‌افزار GCDkit و سایر نرم‌افزارهای مربوطه، پردازش شد و مبنای تجزیه و تحلیل‌های بعدی قرار گرفت.

شایان ذکر است لطیفی (۱۳۷۹) نیز تعدادی از نمونه‌های سنگی متعلق به توده نفوذی ظفرقند را آنالیز شیمیایی کرده است. ابتدا برای مقایسه، داده‌های وی استفاده شد، ولی مشخص شد که آن‌ها از دقت کافی برخوردار نیستند، در ضمن، تعداد زیادی از عناصر کمیاب و فرعی در فهرست نتایج وی وجود ندارد. از این رو، استفاده از آن‌ها چندان راهگشا نبود، لذا از به کارگیری آن‌ها صرف‌نظر کردیم. در ضمن، نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی مورد نظر بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (Zahedi and Amidi, 1975 و ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (رادفر، ۱۳۷۶)، تصاویر ماهواره‌ای، مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی اصلاح و به کمک نرم‌افزار Arc Map تهیه و ترسیم شد (گوانجی، ۱۳۸۹). نقشه تصحیح شده در شکل ۱ نمایش داده شده است.

آنالیزهای شیمیایی موجود در آن، نشان می‌دهد که با نقایص درخور توجهی، به‌ویژه در بخش عناصر خاکی نادر، همراه است. همچنین، برخی از استنباط‌های صورت گرفته درباره سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه و چگونگی تشکیل آن‌ها نیز اشتباه است، که نقد و بررسی آن‌ها در حوصله و مجال این مقاله نیست. هدف از این مطالعه، بررسی جامع و دقیق شرایط تشکیل و تکوین توده گرانیتویدی ظفرقند است. نتایج ارائه شده در این مقاله، دستاوردهایی است که با توجه به انجام هم‌زمان دو موضوع تحقیقاتی بر روی این توده نفوذی با عنوان "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS" (گوانجی، ۱۳۸۹) و "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتویدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان)" (قفاری، ۱۳۸۹)، حاصل شده و امید است به شناخت و فهم بخشی هر چند اندک از تاریخچه پر رمز و راز زمین‌شناسی ایران و تحولات ماگمایی آن کمک کند.

### روش انجام پژوهش

از آنجایی که هم‌زمان با بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده گرانیتویدی ظفرقند، تحقیق دیگری با عنوان تعیین سازوکار جایگیری توده گرانیتویدی ظفرقند به روش آن‌ایزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (Anisotropy of Magnetic Susceptibility = AMS) در حال انجام بود (گوانجی، ۱۳۸۹)، لذا این توده در بیش از ۲۰۰ ایستگاه مورد بازدید صحرایی قرار گرفت و علاوه بر بررسی ویژگی‌های صحرایی سنگ‌های مورد مطالعه، نمونه‌هایی به صورت مغزه یا نمونه‌های سنگی متداول برای مطالعات سنگ‌شناسی، برداشت شد. از نمونه‌های

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی (wt%) به روش ICP-ES) (پس از تصحیح L.O.I. و محاسبه و تفکیک مقادیر FeO و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)، عناصر فرعی و خاکی نادر (بر حسب قسمت در میلیون (ppm) به روش ICP-MS) نمونه‌های سنگی مختلف توده گرانیتیویدی ظرفرند و نسبت‌های استفاده شده برای محاسبه برخی پارامترها یا ترسیم نمودارها.

Sample No.	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9	G-10	G-11	G-12	G-13	G-14	G-15	G-16
Rock Type	Gb-GbD (گابرو - گابرو دیوریت)								D-QD (دیوریت - کوارتز دیوریت)						Gd (گرانودیوریت)	
(wt%)																
SiO <sub>2</sub>	49.08	49.59	50.28	51.54	53.41	53.42	53.57	54.12	55.73	56.84	58.39	59.91	61.07	61.94	66.71	68.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.51	17.08	19.04	18.11	17.97	18.12	17.92	15.44	17.22	16.97	16.64	16.25	15.76	15.82	14.93	14.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.91	3.86	3.75	4.24	3.90	3.64	3.40	5.20	3.94	3.38	3.88	2.91	3.49	3.47	2.41	2.39
FeO	5.95	5.99	4.82	6.47	5.23	5.32	4.81	6.74	5.04	4.49	4.71	4.46	4.33	3.77	2.45	2.45
FeOt	9.86	9.85	8.57	10.71	9.13	8.96	8.31	11.94	8.98	7.87	8.59	7.37	7.82	7.24	4.86	4.84
MgO	4.33	7.14	6.76	4.83	5.55	5.94	5.88	3.30	4.12	5.17	3.57	3.58	3.00	2.50	1.78	1.23
MnO	0.16	0.20	0.17	0.16	0.15	0.25	0.14	0.12	0.12	0.15	0.13	0.10	0.11	0.04	0.05	0.08
CaO	11.08	10.04	8.90	10.17	8.78	8.92	9.27	8.12	7.75	8.35	7.21	7.26	6.00	6.10	4.44	3.35
Na <sub>2</sub> O	3.38	3.70	4.57	2.75	3.40	3.02	3.08	3.36	3.45	3.55	3.54	3.98	3.42	4.77	3.90	4.07
K <sub>2</sub> O	0.28	1.48	0.60	0.56	0.43	0.58	0.82	1.18	1.31	0.31	0.79	0.42	1.65	0.40	2.50	2.57
TiO <sub>2</sub>	1.23	0.72	0.84	1.04	0.89	0.68	0.81	1.92	1.09	0.65	0.97	0.90	0.96	0.96	0.64	0.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.10	0.28	0.13	0.21	0.07	0.18	0.50	0.27	0.11	0.21	0.23	0.23	0.24	0.15	0.13
(ppm)																
Sc	35.00	41.00	32.00	37.00	25.00	32.00	26.00	35.00	25.00	25.00	26.00	24.00	22.00	21.00	16.00	14.00
Ni	6.80	52.80	54.00	3.40	29.10	10.70	20.40	5.80	14.30	23.10	10.90	8.90	6.60	5.60	3.90	1.80
Cr	41.05	246.31	177.89	47.89	95.79	88.95	116.31	34.21	61.58	143.68	61.59	54.74	54.75	34.21	47.89	41.05
Co	29.00	34.20	26.70	31.10	27.70	29.20	28.30	26.30	24.20	22.00	21.40	17.90	16.90	8.10	10.00	8.00
V	290.00	280.00	262.00	336.00	214.00	142.00	226.00	369.00	228.00	179.00	222.00	218.00	162.00	147.00	91.00	62.00
Cs	1.10	1.40	0.40	1.00	0.10	1.30	2.00	0.40	1.60	0.20	0.60	2.20	1.30	0.80	1.20	3.40
Rb	4.50	43.60	18.00	16.60	8.30	20.20	27.30	24.50	27.60	4.10	21.20	8.40	42.80	7.30	52.30	85.10
Ba	127.00	190.00	148.00	135.00	178.00	113.00	257.00	409.00	472.00	177.00	251.00	213.00	455.00	170.00	679.00	519.00
Th	0.20	0.90	4.80	0.90	1.60	0.90	1.60	4.70	3.50	3.00	4.80	5.00	5.00	5.60	10.30	11.00
U	0.10	0.60	1.40	0.30	0.40	0.30	0.60	1.30	1.00	0.70	1.50	1.30	1.50	1.40	2.70	2.70
Zr	19.30	29.00	53.10	50.30	87.00	54.00	145.20	200.40	148.50	79.70	141.80	165.70	190.60	185.50	247.30	246.40
Hf	0.60	0.80	1.50	1.60	2.30	1.40	3.90	5.30	3.70	2.20	3.80	5.10	5.20	5.00	7.10	6.80
Nb	1.60	1.10	3.20	2.10	4.60	1.70	5.30	10.60	8.10	4.00	6.30	7.00	8.80	9.10	10.30	10.30
Y	10.40	15.90	20.70	17.50	20.40	14.40	23.30	46.60	29.30	24.10	31.20	35.70	38.00	36.90	44.50	40.50
Ta	0.20	0.10	0.20	0.10	0.30	0.10	0.30	0.70	0.50	0.30	0.40	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Ti	7392	4349	5051	6245	5329	4054	4847	6137	6548	3919	5794	5422	5777	5735	3819	3390
K	2346	12308	4977	4612	3558	4842	6786	9774	10834	2540	6579	3455	13708	3291	20705	21350
Sr	373.30	158.50	546.20	325.40	395.00	312.50	336.50	315.30	373.20	303.40	304.80	296.30	245.90	359.50	230.40	188.50
La	3.10	4.30	15.80	5.20	9.10	5.60	10.90	21.60	14.40	8.30	18.80	17.90	19.80	12.00	14.90	23.90
Ce	6.80	10.50	36.90	11.70	21.40	12.90	25.60	52.20	32.70	20.30	39.90	39.60	45.90	30.10	39.60	55.60
Pr	0.96	1.49	4.65	1.58	2.82	1.73	3.32	6.73	4.04	2.78	4.76	5.01	5.59	4.17	5.27	6.39
Nd	4.80	7.30	20.30	7.80	11.80	8.10	15.00	29.50	17.50	13.00	20.70	21.50	24.40	18.20	23.80	26.90
Sm	1.30	1.99	4.21	2.03	3.03	1.87	3.42	7.19	4.19	3.23	4.56	5.12	5.58	4.88	5.82	5.72
Eu	0.97	0.68	1.11	0.80	0.93	0.81	0.98	1.71	1.12	0.73	1.19	1.14	1.18	1.09	0.98	1.04
Gd	1.64	2.45	3.60	2.54	3.28	2.05	3.67	8.11	4.63	3.56	4.71	5.24	6.00	5.79	6.63	6.02
Tb	0.30	0.41	0.59	0.46	0.58	0.39	0.65	1.39	0.82	0.68	0.87	0.96	1.05	1.03	1.21	1.07
Dy	1.77	2.61	3.32	2.93	3.43	2.42	3.96	7.91	4.84	4.20	5.27	5.70	6.31	5.92	6.99	6.50
Ho	0.39	0.55	0.68	0.63	0.71	0.53	0.82	1.66	1.06	0.85	1.07	1.17	1.35	1.29	1.52	1.42
Er	1.11	1.60	1.99	1.76	2.08	1.56	2.32	4.88	3.04	2.60	3.28	3.48	4.02	3.72	4.58	4.00
Tm	0.18	0.27	0.33	0.28	0.31	0.25	0.38	0.71	0.46	0.40	0.53	0.56	0.59	0.57	0.72	0.67
Yb	1.06	1.63	2.23	1.73	2.08	1.58	2.38	4.32	2.91	2.59	3.23	3.44	3.77	3.63	4.40	4.11
Lu	0.17	0.24	0.32	0.27	0.30	0.26	0.36	0.67	0.44	0.38	0.49	0.53	0.58	0.57	0.67	0.65
Mo	0.20	0.10	0.20	0.30	0.20	4.70	0.30	0.80	0.50	0.30	0.50	0.60	0.70	0.60	0.80	0.60
Cu	27.60	72.40	46.90	95.90	82.50	8.40	28.50	25.10	3.90	5.60	10.70	8.70	25.80	2.00	15.40	41.20
Pb	1.30	3.80	2.40	1.70	1.50	3.30	2.00	1.40	1.40	2.60	0.80	1.10	1.00	0.80	1.40	4.50
Zn	8.00	72.00	65.00	17.00	29.00	44.00	21.00	10.00	12.00	40.00	19.00	14.00	17.00	9.00	8.00	27.00
Ga	17.80	12.20	15.50	17.30	17.90	16.00	17.00	18.10	15.90	15.20	17.00	16.20	15.60	16.00	14.30	14.70
As	0.80	1.40	1.90	3.30	2.60	1.00	1.00	2.00	5.70	0.50	2.20	4.60	1.50	5.30	1.70	0.90

جدول ۱- ادامه.

Sample No.	G-17	G-18	G-19	G-20	G-21	G-22	G-23
Rock Type	Gr (گرانیت)				Ton (تونالیت)		
(wt%)							
SiO <sub>2</sub>	67.30	70.43	71.56	75.47	73.05	73.92	74.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.70	14.55	13.59	12.69	14.17	13.82	13.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	1.89	1.79	1.24	1.58	1.18	1.48
FeO	1.74	1.67	1.50	1.03	1.57	1.03	1.34
FeOt	3.93	3.56	3.29	2.27	3.15	2.21	2.82
MgO	1.43	0.86	0.91	0.28	0.72	0.54	0.60
MnO	0.10	0.07	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04
CaO	2.69	3.01	2.37	1.21	2.29	1.68	3.24
Na <sub>2</sub> O	3.36	4.00	3.67	3.85	5.82	7.14	4.74
K <sub>2</sub> O	4.82	2.99	3.95	3.98	0.27	0.18	0.28
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.44	0.49	0.24	0.39	0.37	0.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.10	0.12	0.05	0.09	0.08	0.08
(ppm)							
Sc	11.00	10.00	9.00	6.00	9.00	9.00	8.00
Ni	2.00	1.70	2.30	0.90	1.70	1.50	2.10
Cr	27.38	27.37	34.21	27.37	34.21	34.22	41.05
Co	6.60	5.40	5.40	1.90	4.90	2.80	4.70
V	52.00	44.00	57.00	11.00	36.00	30.00	31.00
Cs	3.70	0.50	1.30	1.20	0.90	0.30	0.30
Rb	160.60	78.60	112.80	115.10	8.80	6.00	5.40
Ba	818.00	723.00	677.00	720.00	141.00	61.00	215.00
Th	11.20	9.60	18.20	14.80	11.90	12.10	10.30
U	2.90	2.00	4.70	3.50	3.00	3.00	2.80
Zr	202.30	232.50	216.90	217.70	214.00	256.50	225.20
Hf	6.00	6.40	6.80	7.30	6.60	8.00	7.70
Nb	12.80	9.60	12.50	12.50	10.30	11.90	9.40
Y	27.70	37.40	34.00	50.20	40.20	50.80	35.50
Ta	0.80	0.70	1.00	0.90	0.90	0.70	0.60
Ti	3053	2661	2969	1459	2313	2249	2189
K	40020	24841	32769	33030	2273	1513	2355
Sr	225.90	203.70	153.70	99.20	310.30	180.70	345.20
La	25.90	25.50	29.80	30.50	26.30	22.50	23.50
Ce	54.50	55.20	56.60	64.80	58.20	50.30	47.80
Pr	6.14	6.48	6.29	7.74	6.76	6.31	5.50
Nd	23.90	25.00	24.40	31.00	27.30	26.90	21.50
Sm	4.82	5.20	4.87	6.80	5.72	6.34	4.58
Eu	1.04	0.96	0.73	0.77	0.90	0.90	0.98
Gd	4.37	5.33	4.86	6.73	5.44	6.63	4.74
Tb	0.81	0.99	0.87	1.31	1.04	1.27	0.88
Dy	4.65	5.92	5.29	7.87	6.11	7.51	5.57
Ho	0.96	1.31	1.06	1.61	1.31	1.59	1.19
Er	2.83	3.74	3.24	4.99	4.00	4.90	3.56
Tm	0.45	0.63	0.58	0.86	0.67	0.82	0.59
Yb	2.85	3.84	3.67	5.45	4.32	5.17	3.64
Lu	0.46	0.58	0.56	0.78	0.66	0.80	0.57
Mo	0.50	0.80	0.80	0.70	0.40	0.20	0.90
Cu	3.00	2.50	15.40	13.20	1.90	3.30	7.40
Pb	11.00	2.50	3.50	3.40	1.40	1.70	0.90
Zn	56.00	17.00	9.00	17.00	30.00	20.00	15.00
Ga	16.30	14.80	13.20	14.00	13.60	14.00	13.30
As	3.60	2.40	3.20	1.70	2.10	3.10	0.60

## بحث و بررسی

## زمین شناسی و سنگ شناسی

توده گرانیتوئیدی ظفرقند واقع در جنوب شرق اردستان، در درون سنگ های آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی و آتشفشانی- تخریبی عمدتاً آندزیتی- داسیتی به سن ائوسن میانی تا بالایی نفوذ کرده است. با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، می توان ترکیب سنگ شناسی این توده را در هفت گروه یا واحد سنگی زیر رده بندی و معرفی کرد: ۱- دایک های آندزیتی نسل اول؛ ۲- گابرو - گابرو دیوریت؛ ۳- دیوریت - کوارتز دیوریت؛ ۴- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک؛ ۵- گرانودیوریت - گرانیت، ۶- تونالیت؛ ۷- دایک های آندزیتی نسل دوم (سین پلوتونیک). علی رغم دسته بندی سنگ های مورد مطالعه در هفت رده ذکر شده، بررسی های صحرایی نشان می دهد که می توان رده بندی کلی تری انجام داد؛ به طوری که در آن ترتیب جایگزینی واحدهای سنگی و ترکیب سنگ شناسی آنها، به طور هم زمان انعکاس پیدا کند. این رده بندی به صورت زیر است:

(۱) دایک های آندزیتی پیش رس یا نسل اول؛

(۲) سنگ های مافیک - حد واسط (گابرو تا کوارتز دیوریت و مشتقات جانبی آنها)؛

(۳) سنگ های فلسیک (گرانودیوریت - گرانیت و مشتقات جانبی آنها)؛

(۴) دایک های آندزیتی سین پلوتونیک یا نسل دوم؛

(۵) تونالیت ها.

جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند با دگرگونی مجاورتی کم وسعتی همراه بوده است که با توجه به ترکیب آندزیتی - داسیتی سنگ های میزبان، آثار دگرگونی مجاورتی در آنها چندان بارز نیست. با این وصف، دوتریفیکاسیون یا شیشه زدایی و تشکیل فلدسپارهای نوظهور (در شمال روستای ماربین،

نفوذی مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند (کمتر از ۵ درصد). گابروها با مرز تدریجی به دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها تبدیل می‌شوند و در ضمن توسط سنگ‌های گرانودیوریتی، گرانیتی و تونالیتی قطع شده‌اند. آن‌ها دارای بافت گرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک هستند. پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند سبز (کانی‌های اصلی) و الیون، بیوتیت، اسفن، کوارتز، آپاتیت و مگنتیت (کانی‌های فرعی یا عارضه‌ای) این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. با ادامه تفریق و افزایش مقدار هورنبلند سبز و کوارتز، ترکیب این سنگ‌ها به سمت دیوریت و کوارتز دیوریت تحول یافته است.

**(ب) دیوریت‌ها - کوارتز دیوریت‌ها:** در مقایسه با گابروها، دیوریت‌ها حجم بیشتری از توده نفوذی ظفرقند را به خود اختصاص می‌دهند. به علت افزایش مواد فرآر، به‌ویژه آب، در طی تشکیل دیوریت‌ها، به‌طور محلی شرایط برای تشکیل پگماتوئید دیوریت‌ها فراهم شده است. در پگماتوئید دیوریت‌ها، اندازه دانه‌ها بلورهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز به چند سانتی‌متر نیز می‌رسد. گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها به شکل استوک، آپوفیز، دایک و رگه و رگچه، دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها را قطع کرده‌اند. در ضمن، قطعاتی از آن‌ها به شکل آنکلاو در گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها به دام افتاده‌اند. پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و به مقدار کمتر اوژیت کانی‌های اصلی دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها هستند. بیوتیت، کوارتز، اسفن، مگنتیت و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند.

بر اساس نتایج تجزیه میکروپروب آمفیبول‌های (هورنبلندهای) موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی سازنده توده گرانیتیوئیدی ظفرقند از نوع هورنبلند معمولی یا ادنیت منیزیم‌دار هستند (لطیفی، ۱۳۷۹). با افزایش تفریق‌یافتگی و افزایش مقدار کوارتز، دیوریت‌ها به کوارتز دیوریت تحول پیدا کرده‌اند.

اپیدوت‌زایی گسترده در سنگ‌های ایگنیمبریتی (با ترکیب کلی داسیتی) (در غرب تقی آباد) و تشکیل رگه‌هایی از گارنت‌های کلسیم‌دار (نوع آندرادیت-گروسولار) در سنگ‌های میزبان (جنوب مزرعه لامحمود) از شواهد بارز این نوع دگرگونی است.

**(۱) دایک‌های آندزیتی - داسیتی پیش‌رس یا نسل اول**  
دایک‌های آندزیتی - داسیتی و به‌ندرت بازالتی زیادی سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی - تخریبی ائوسن را قطع می‌کنند. این دایک‌ها عمدتاً دارای امتداد شرقی - غربی و شمال غربی - جنوب شرقی هستند. از آنجایی که این دایک‌ها توسط توده گرانیتیوئیدی ظفرقند قطع شده‌اند و قطعاتی از آن‌ها به‌صورت آنکلاو توسط گرانودیوریت‌ها به دام افتاده‌اند، بنابراین، قدیمی‌تر از توده نفوذی ظفرقند هستند. از این رو، آن‌ها را به‌عنوان دایک‌های پیش‌رس یا نسل اول معرفی می‌کنیم. عرض آن‌ها از چند سانتی‌متر تا حدود ۲ متر متغیر است و طول آن‌ها از چند متر تا صدها متر متغیر است.

**(۲) سنگ‌های مافیک - حد واسط (گابرو تا کوارتز دیوریت و مشتقات جانبی آنها)**

سنگ‌های مافیک - حد واسط طیف ترکیبی تدریجی از گابروی الیون‌دار تا کوارتز دیوریت را شامل می‌شوند و غالباً در بخش‌های مرکزی توده گرانیتیوئیدی ظفرقند رخنمون دارند. این سنگ‌ها توسط سنگ‌های فلسیک گرانودیوریتی - گرانیتی قطع شده‌اند. در ادامه به شرح تفصیلی آن‌ها خواهیم پرداخت:

**(الف) گابروها - گابرو دیوریت‌ها:** گابروها مافیک‌ترین عضو سازنده توده گرانیتیوئیدی مورد مطالعه هستند که در شمال غرب روستای ماربین و غرب روستای برگهر رخنمون دارند. این سنگ‌ها حجم بسیار کمی از توده

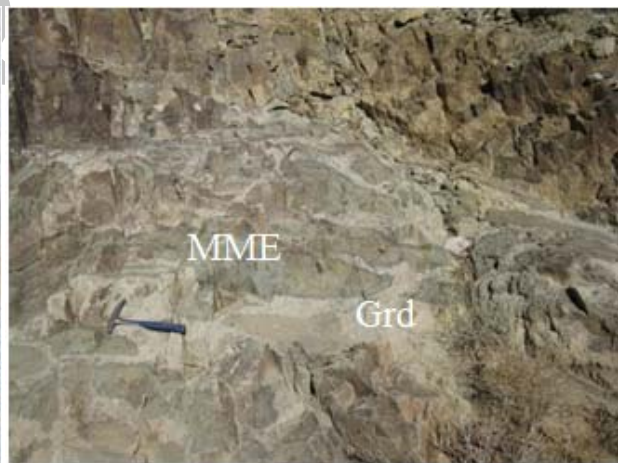
برخی نقاط یافت می‌شوند و حاصل وقوع اختلاط ماگمایی در بخش‌های تفریق یافته ماگماهای گرانودیوریتی است. در طی حضور آنکلاوها در ماگمای فلسیک، برخی از آن‌ها تحت تأثیر سیالات غنی از پتاسیم و آب مشتق شده از ماگمای فلسیک قرار گرفته‌اند و کلریت‌زایی، اپیدوت‌زایی و بیوتیت‌زایی درخور توجهی در آن‌ها صورت گرفته است. کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی در رخنمون صحرایی و نمونه‌دستی آشکارا مشاهده می‌شود. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از لحاظ کانی‌شناسی با دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها مشابه هستند و عمدتاً از پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز و به ندرت کوارتز تشکیل شده‌اند. آپاتیت، مگنتیت، اسفن کانی‌های فرعی بارز آنکلاوها هستند.

(پ) آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک: در درون سنگ‌های گرانودیوریتی توده گرانیتوییدی ظفرقند، به‌ویژه در حوالی روستای برگهر، غرب روستای ماربین، جنوب غرب تقی‌آباد در مجاورت جاده آسفالته ظفرقند - زفره و حاشیه غربی سد خاکی برگهر تعداد زیادی آنکلاو میکروگرانولار با ترکیب دیوریت و کوارتز دیوریت یافت می‌شود. این آنکلاوها غالباً دارای حاشیه‌های گرد شده یا کنگره‌دار هستند و اندازه آن‌ها از چند میلی‌متر تا بیش از یک متر متغیر است (شکل‌های ۲- الف و ۲- ب). حضور گسترده این آنکلاوها، بیانگر وقوع اختلاط ماگمایی است. در حالت‌های بسیار پیشرفته اختلاط ماگمایی، اندازه آنکلاوها از چند میلی‌متر فراتر نمی‌رود (کیلومتر ۳۵ جاده زفره - ظفرقند، غرب جاده). آنکلاوهای میکروگرانولار فلسیک نیز به مقدار کمتر در

(ب)



(الف)



شکل ۲- تصاویری از ویژگی‌های صحرایی بارز آنکلاوها: الف) حضور گسترده آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در درون سنگ‌های گرانودیوریتی غرب سد خاکی برگهر (دید به سمت غرب)، ب) یک آنکلاو میکروگرانولار مافیک با حاشیه‌های کنگره‌ای و انحنادار (غرب روستای برگهر) (دید به سمت غرب) (Grd = گرانودیوریت، MME = آنکلاو میکروگرانولار مافیک).

حاشیه‌های شمال غربی و جنوب شرقی توده گرانیتوییدی ظفرقند رخنمون دارند (شکل ۱). شایان ذکر است که توانالیت‌ها دسته دیگری از سنگ‌های فلسیک هستند که به‌علت جوان‌تر بودن‌شان نسبت به گرانودیوریت‌ها و

(۳) سنگ‌های فلسیک (گرانودیوریت - گرانیت و مشتقات جانبی آن‌ها)

سنگ‌های فلسیک، طیف ترکیبی تدریجی از گرانودیوریت تا گرانیت را شامل می‌شوند و غالباً در

دایک‌های سین‌پلوتونیک (هم‌زمان با نفوذ یا کمی جوان‌تر از توده نفوذی میزبان) قرار می‌گیرند (Pitcher, 1983; Pitcher, 1993). شواهد بارز دایک‌های سین‌پلوتونیک موجود در منطقه مورد مطالعه عبارتند از: وجود حاشیه‌های سینوسی‌شکل، کنگره‌دار و نفوذ مذاب گرانیته - گرانودیوریتی به درون شکستگی‌های این‌گونه دایک‌ها، گسیختگی آن‌ها و پراکنده‌شدن قطعاتشان در میزبان گرانیته و گرانودیوریتی، تغییر مسیر (راستا) و ضخامت دایک‌ها، جابه‌جایی‌های موضعی، متاسوماتیسم پتاسیک موضعی (تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت و تحلیل رفتن پلاژیوکلازها و جایگزین‌شدن آن‌ها توسط ارتوز (فلدسپارزایی)، ایجاد میرمکیت در حاشیه پلاژیوکلازها)، کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی در آن‌ها (گوانجی، ۱۳۸۹؛ قفاری، ۱۳۸۹). شواهد زیبا و بسیار مشابهی از دایک‌های سین‌پلوتونیک، گسیختگی آن‌ها و تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در Asart و همکاران (۲۰۰۳)، Paterson و همکاران (۲۰۰۴)، Barbarin (۲۰۰۵)، Pons و همکاران (۲۰۰۶)، Haapala و همکاران (۲۰۰۷)، Dokukina و همکاران (۲۰۱۰) Price و همکاران (۲۰۱۱) و صادقیان (۱۳۸۳) یافت می‌شود، که مراجعه به آن‌ها توصیه می‌شود. شایان ذکر است که تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت (بیوتیت‌زایی) و تحلیل رفتن پلاژیوکلازها و جایگزین‌شدن آن‌ها توسط ارتوز (فلدسپارزایی) و ایجاد میرمکیت در حاشیه پلاژیوکلازها (میرمکیت‌زایی) حاصل راه‌یابی سیالات غنی از پتاسیم منشأ گرفته از ماگمای گرانودیوریتی - گرانیته به درون دایک‌های سین‌پلوتونیک و یا بخش‌های گسیخته‌شده‌شان و واکنش با کانی‌های سازنده آن‌هاست (قفاری، ۱۳۸۹). این شواهد نشان می‌دهد که اختلاف زمانی بین دایک‌ها و سنگ‌های میزبان بسیار کم است و مبین حاکم شدن

گرانیته‌ها و سدیک‌تر بودن آن‌ها به‌طور مجزا بررسی خواهند شد. در ضمن، به‌علت رخنمون بسیار کم توانیته‌ها، نمایش آن‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱) با مقیاس فعلی امکان‌پذیر نیست. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایک‌های مافیک گسیخته شده در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. این سنگ‌ها توسط دایک‌های سین‌پلوتونیک آندزیتی (نسل دوّم) قطع شده‌اند و خود نیز سنگ‌های مافیک - حد واسط اندکی قدیمی‌تر و دایک‌های آندزیتی نسل اول را قطع کرده‌اند و به‌طور موضعی تحت‌تأثیر اپیدوت‌زایی و کلریت‌زایی قرار گرفته‌اند.

**گرانودیوریت‌ها و گرانیته‌ها: گرانودیوریت‌ها و گرانیته‌ها از دیگر سازندگان مهم توده نفوذی مورد مطالعه هستند و غالباً در جنوب روستای اونج و در مجاورت روستای برگهر و غیره رخنمون دارند. آن‌ها دارای بافت گرانولار و گرافیکی هستند. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند سبز، کانی‌های فرعی از جمله اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. در این سنگ‌ها، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی در اندازه‌های بین چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر یافت می‌شوند که معرف وقوع اختلاط ماگمایی هستند. سنگ‌های گرانیته و گرانودیوریتی از گابروها و دیوریت‌ها اندکی جوان‌تر هستند. این امر با شواهد پتروگرافی و روند متداول تفریق ماگمایی، سازگار است و تأیید می‌شود.**

#### (۴) دایک‌های آندزیتی سین‌پلوتونیک یا نسل دوّم

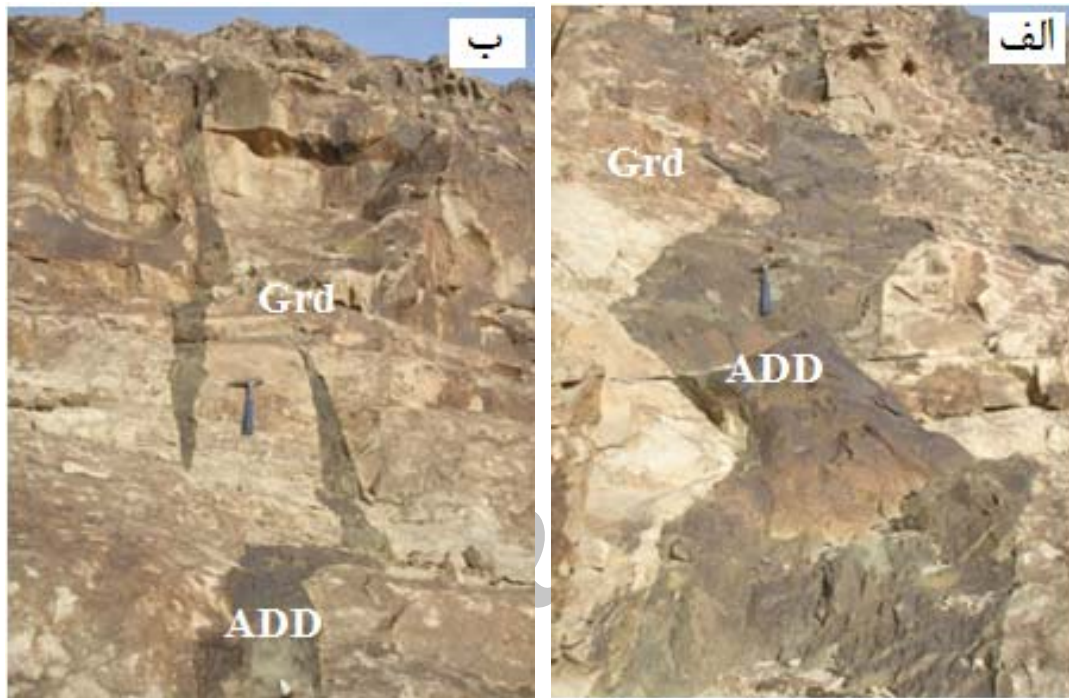
دایک‌های نسل دوّم غالباً آندزیتی و به مقدار کمتر بازالتی هستند و سنگ‌های گرانیته و گرانودیوریتی را قطع کرده‌اند و از لحاظ سنی جوان‌تر یا هم‌سن آن‌ها هستند (شکل ۳- الف). این دسته از دایک‌ها در زمرة



حتی اندکی پس از آن، با اعضای مافیک - حد واسط توده گرانیتوئیدی ظفرقند، به ویژه سنگ‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی، قابل مقایسه هستند و هیچ منافاتی با تکوین و تحول توده نفوذی میزبان خود ندارند.

یک رژیم کششی کوتاه مدت و یا موضعی در مراحل پایانی جایگیری توده گرانیتوئیدی ظفرقند در منطقه مورد مطالعه است.

شایان ذکر است که دایک‌های آندزیتی چه به صورت پیش‌رس یا هم‌زمان با توده نفوذی و



شکل ۳- تصاویری جالبی از دایک‌های سین پلوتونیک: الف) یک دایک سین پلوتونیک دارای حاشیه سینوسی همراه با تغییر راستا و تغییر ضخامت (شمال غرب بیدشک) (دید به سمت شرق)، ب) دایک‌های سین پلوتونیک دارای حاشیه‌های سینوسی شکل، همراه با پایانه‌های زبان‌های شکل (شمال غرب بیدشک) (دید به سمت شرق) (نمادهای اختصاری به کار برده شده عبارتند از: ADD = دایک آندزیتی، Grd = گرانودیوریت).

و سنگ‌های میزبان بسیار کم است و مبین حاکم شدن یک رژیم کششی کوتاه مدت و یا موضعی در مراحل پایانی جایگیری توده گرانیتوئیدی ظفرقند در منطقه مورد مطالعه است. همچنین، دایک‌های آندزیتی چه به صورت پیش‌رس یا هم‌زمان با توده نفوذی و حتی اندکی پس از آن، با اعضای مافیک - حد واسط توده گرانیتوئیدی ظفرقند، به ویژه سنگ‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی، قابل مقایسه هستند و هیچ منافاتی با تکوین و تحول توده نفوذی میزبان خود ندارند.

شایان ذکر است که تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت (بیوتیت‌زایی) و تحلیل رفتن پلاژیوکلازها و جایگزین شدن آنها توسط ارتوز (فلدسپارزایی) و ایجاد میرمکیت در حاشیه پلاژیوکلازها (میرمکیت‌زایی) حاصل راه‌یابی سیالات غنی از پتاسیم منشأ گرفته از ماگمای گرانودیوریتی - گرانیتی به درون دایک‌های سین پلوتونیک و یا بخش‌های گسیخته شده‌شان و واکنش با کانی‌های سازنده آن‌هاست (قفاری، ۱۳۸۹). این شواهد نشان می‌دهد که اختلاف زمانی بین دایک‌ها

**(۵) تونالیت‌ها**

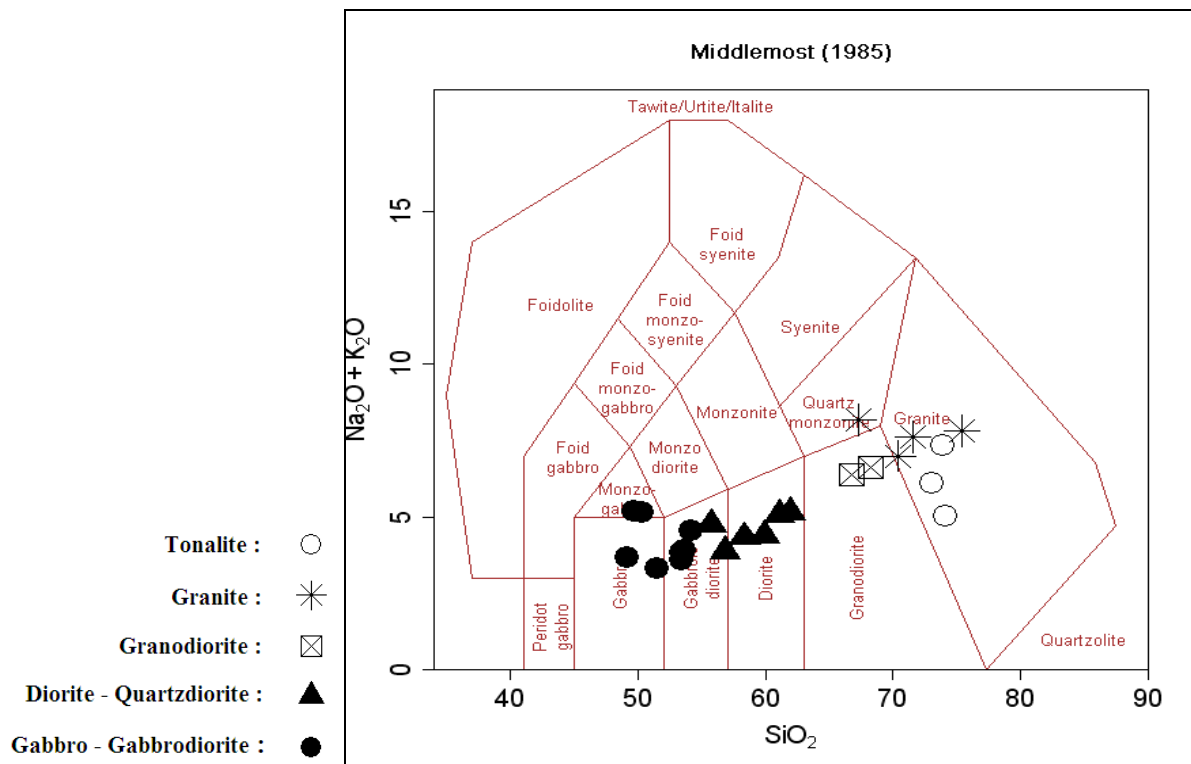
تونالیت‌ها بخش‌های بسیار تفریق یافته توده گرانیتوییدی ظفرقند را شامل می‌شوند و سهم حجمی بسیار کمی را به خود اختصاص می‌دهند. این سنگ‌ها به صورت دایک، رگه و رگچه رخنمون دارند و دارای ساخت و بافت ریز دانه هستند. در برخی موارد بافت گرافیکی زیبایی نشان می‌دهند. تونالیت‌ها با دارا بودن مقدار قابل توجهی  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقایسه با سایر سنگ‌های فلسیک، به طور بارز سدیک‌تر هستند، لذا منطقی به نظر می‌رسد که پلاژیوکلازهای سدیک، مثل آلبیت و الیگوکلاز در آن‌ها حضور داشته باشد. کوازت‌ز دیگر سازنده مهم این سنگ‌هاست. تونالیت‌ها به ندرت دارای کانی مافیک هستند و فقط هورنبلند سبز در آن‌ها یافت می‌شود.

**ژئوشیمی**

نمونه‌های سنگی توده گرانیتوییدی ظفرقند بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین نظیر  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (De R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub>; (Middlemost, 1985, 1994) (Debon and Le P-Q, la Roche *et al.*, 1980) (Fort, 1983)، غالباً در محدوده‌های ترکیبی گابرو، مونزوگابرو، گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت، کوازت‌مونزونیت، گرانیت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۴). مطالعات پتروگرافی نیز این طیف ترکیبی را تأیید می‌کند.

با توجه به این نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین ترکیب سنگ‌شناسی ذکر شده، طیف ترکیبی

تقریباً پیوسته‌های در بین نمونه‌های سنگی مورد نظر مشاهده می‌شود، اما با توجه به شواهد صحرایی و تقدم سنی سنگ‌های مافیک-حد واسط بر سنگ‌های فلسیک، و تونالیت‌ها بر سایر سنگ‌های فلسیک، ماگماهای سازنده توده گرانیتوییدی ظفرقند یک سری تحولاتی را پشت سر گذاشته‌اند که می‌توان آن‌ها را در سه مرحله به شرح زیر خلاصه کرد: (۱) تفریق از گابرو تا دیوریت-کوازت‌دیوریت؛ (۲) تفریق از گرانودیوریت تا گرانیت و نهایتاً (۳) تشکیل تونالیت. به علت برخی مشکلات انجام آنالیز شیمیایی بر روی دایک‌ها امکان‌پذیر نشد. با این وصف، جباری و همکاران (۱۳۸۹) در منطقه برونئی (جنوب‌غرب اردستان) بر روی دایک‌های مشابه و در فاصله بسیار کمی از محدوده مورد مطالعه، بررسی‌های سنگ‌شناسی مفصلی انجام داده و ترکیب سنگ‌شناسی این دایک‌ها را بازالت معرفی کرده‌اند و سن احتمالی میوسن را برای آن‌ها در نظر گرفته‌اند. با این وجود حضور گسترده هورنبلند سبز تا قهوه‌ای، در برخی از این دایک‌ها بیانگر آنست که دامنه ترکیبی آن‌ها از آندزیت تا بازالت متغیر است. شایان ذکر است سنگ‌های مورد مطالعه غالباً در محدوده ماگماهای ساب‌آلکان قرار می‌گیرند و با توجه به نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا هستند. قرارگیری تونالیت‌ها در قلمرو سری تولییتی امری انتزاعی است و فقط از تفریق یافتگی شدید و فقیر بودن آن‌ها از  $\text{K}_2\text{O}$  ناشی می‌شود (قفاری، ۱۳۸۹).



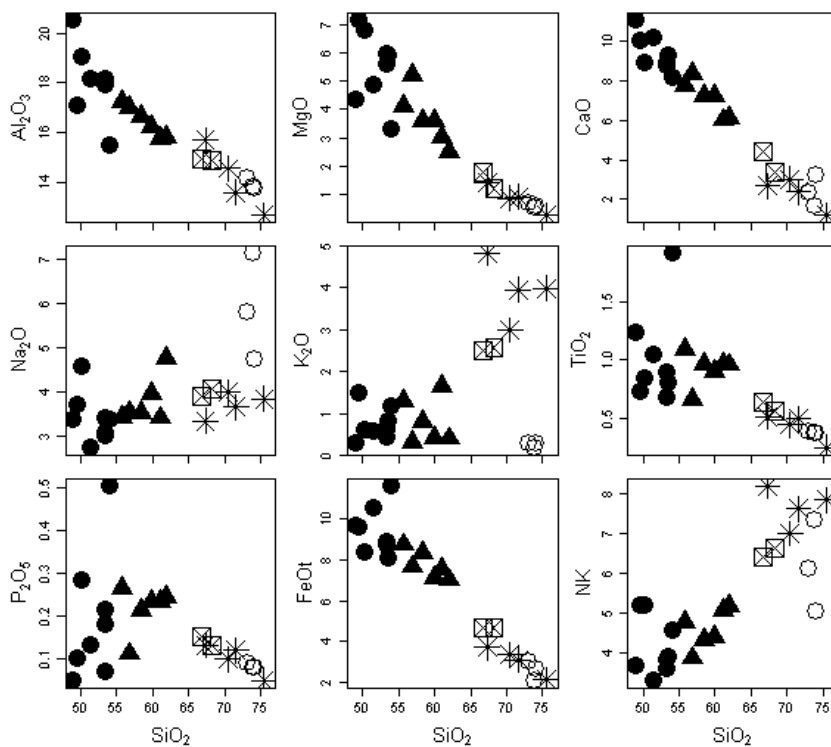
شکل ۴- نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Middlemost, 1985) برای نام گذاری سنگ های آذرین سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند. توجه کنید که نمادهای استفاده شده در همه نمودارهای ارائه شده در این مقاله یکسان هستند.

نمودارها، تحول ماگما را از زمان تشکیل تا زمان جایگیری نشان می دهند.

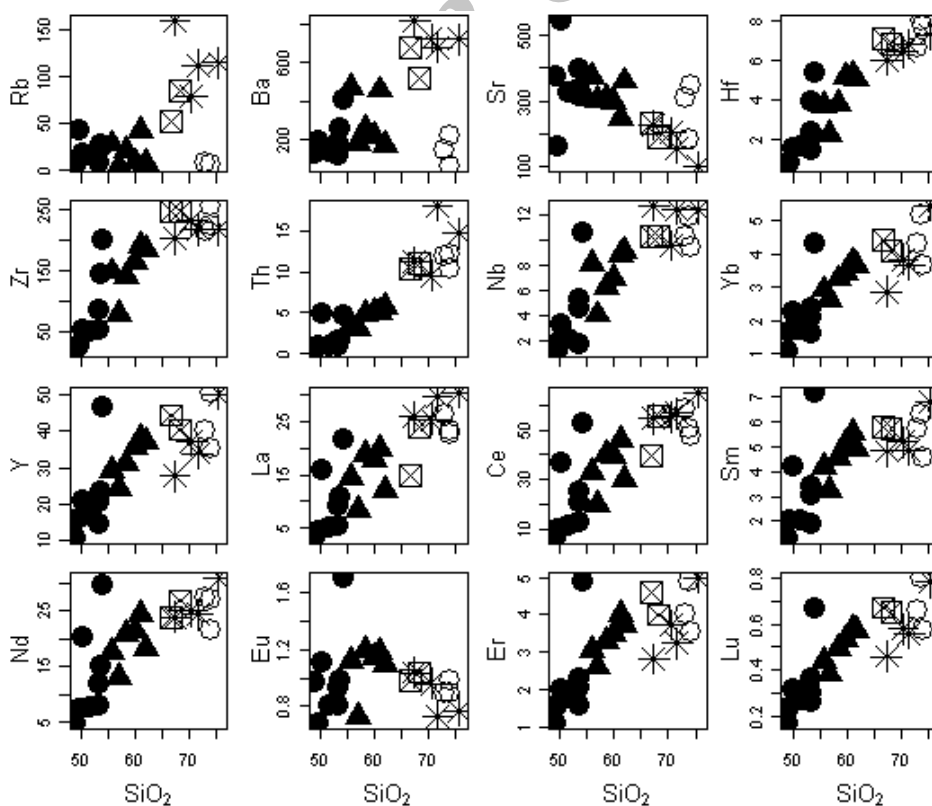
از این رو، با توجه به نمودارهای ارائه شده در شکل ۵- الف، می توان گفت که با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$ ، مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{MnO}$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{CaO}$  کاهش و اکسید-های  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  افزایش یافته است. در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}$  افزایش تونالیت ها به شدت کاهش و در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}$  افزایش یافته است. وجود فلدسپارهای سدیک، به ویژه پلاژیوکلاز آلبیتی در آنها مؤید این موضوع است. ضمناً یک وقفه ترکیبی محدود بین ترکیبات مافیک - حد واسط و فلسیک مشاهده می شود که با شواهد صحرایی و قطع- شدن سنگ های مافیک - حد واسط توسط سنگ های فلسیک تأیید می شود.

با استفاده از نمودارهای تغییرات (variation diagrams) می توان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیک بین سنگ های مورد مطالعه را بررسی کرد. تغییرات مشاهده شده در این نمودارها از فرایندهایی، مانند: تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلیش و هضم پوسته ای ناشی می شوند (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). به منظور بررسی تحولات پترولوژیک در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست ها ارائه شده است که از آن جمله می توان به نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Harker, 1909) و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در مقابل شاخص تفریق و شاخص انجماد اشاره کرد. این

(الف)



(ب)



شکل ۵- نمودارهای تغییرات عناصر در مقابل  $SiO_2$  (Harker, 1909) برای: الف) اکسید عناصر اصلی، ب) عناصر فرعی و کمیاب، برای نمونه‌های سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند (نمادها مانند شکل ۲).

هورنبلند سبز و به مقدار کمتر بیوتیت در سنگ‌های گرانودیوریتی تا تونالیتی، با روند نزولی  $FeO_t$  در این سنگ‌ها سازگار است.

در ضمن، با افزایش  $SiO_2$  و افزایش میزان تفریق‌یافتگی، عناصر  $Ni, Co, V, Sc, Sr$  و  $Eu$  کاهش یافته‌اند، در حالی که عناصر  $Hf, Ba, Rb, Lu, Th, Zr, Nb, Yb, Y, La, Ce, Sm, Nd, Er$  و  $Zr$  افزایش یافته‌اند (شکل ۵-ب). این تغییرات با روند تفریق ماگمایی و کاهش کانی‌های فرومنیزین و افزایش کانی‌های فلسیک در طی روند تبلور تفریقی صورت گرفته در طی تشکیل سنگ‌های سازنده این توده نفوذی سازگار است. شایان ذکر است که در تونالیت‌ها مقدار  $Ba$  و  $Rb$  به‌طور قابل ملاحظه‌ای کاهش یافته است که معرف نبود یا سهم کم کانی‌های پتاسیم‌دار در آن‌هاست. اگرچه تونالیت‌ها از لحاظ  $K_2O$  و  $Na_2O$  با سایر سنگ‌های گرانیتی - گرانودیوریتی رفتار متفاوتی نشان می‌دهند، ولی در سایر نمودارهای Harker (۱۹۰۹) ارتباط تنگاتنگی با سایر سنگ‌های فلسیک نشان می‌دهند (شکل ۵) و در نظر گرفتن منشأ کاملاً متفاوت برای آن‌ها منطقی به‌نظر نمی‌رسد. در هر حال مسلم است که در مراحل پایانی بخش تفریق یافته ماگما از  $Na_2O$  غنی تر و از  $K_2O$  فقیرتر شده است.

جایگزینی تونالیت‌ها در مراحل پایانی صورت گرفته و از این رو سنگ‌های اندکی قدیمی‌تر از خود را قطع کرده‌اند. بر همین اساس، الگوهای تغییرات عناصر اصلی و عناصر فرعی سنگ‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای هارکر، یک روند سه مرحله‌ای معرف تفریق از گابرو تا کوارتزدیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت و در نهایت

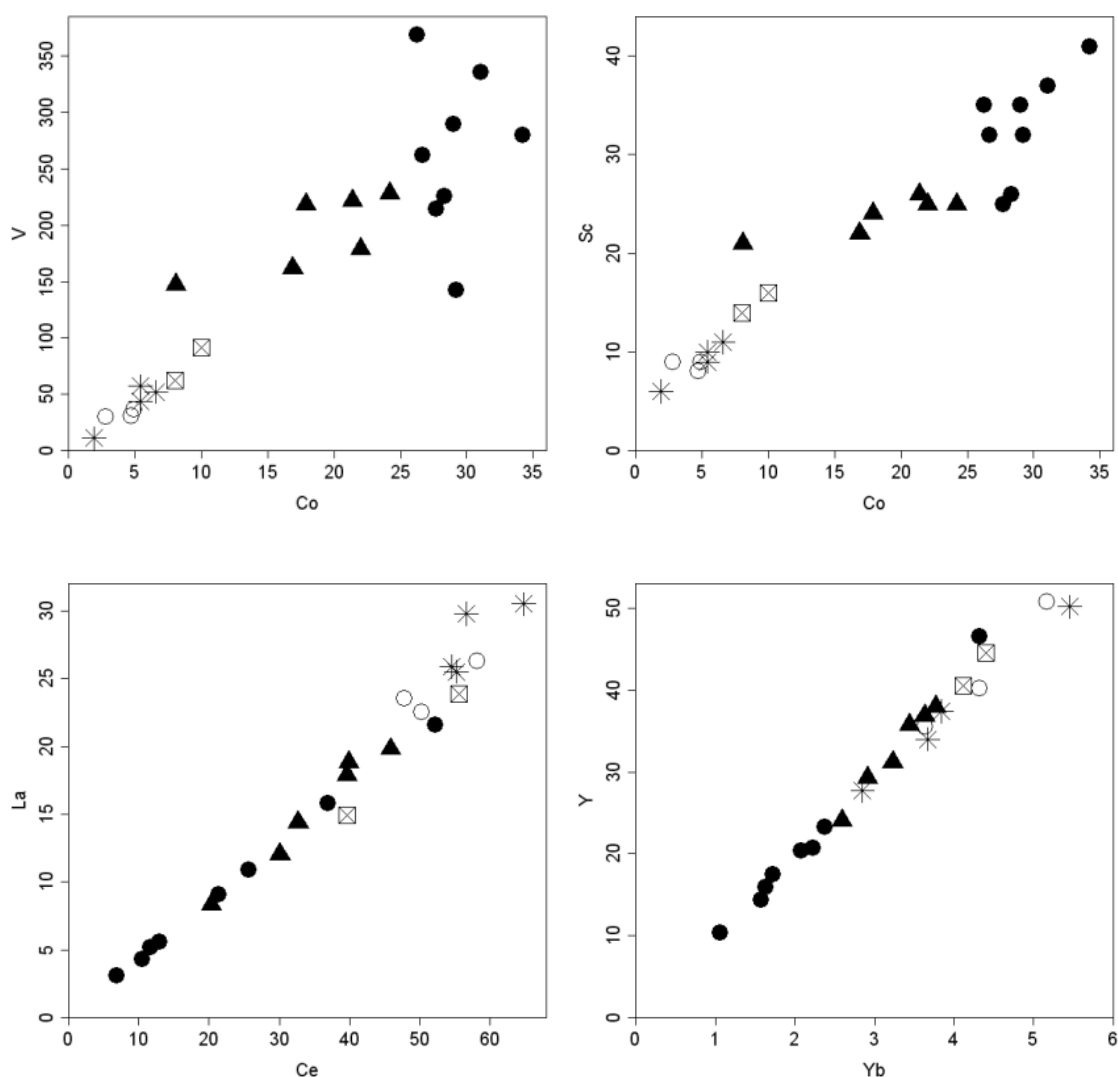
شایان ذکر است که رفتار  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  جالب توجه و تأمل است. ابتدا با افزایش  $SiO_2$  مقدار این اکسید از سنگ‌های گابرویی به سمت سنگ‌های دیوریتی و کوارتزدیوریتی افزایش می‌یابد. این امر با حضور قابل توجه آپاتیت به‌صورت ادخال در پلاژیوکلازهای سنگ‌های تفریق یافته تر طیف ترکیبی بازیگ - حد واسط مثل سنگ‌های دیوریتی و کوارتزدیوریتی تأیید می‌شود. با تبلور آپاتیت از ماگما و کاهش مقدار فسفر، در سنگ‌های گرانودیوریتی تا گرانیتی و در نهایت، در تونالیت مقدار  $P_2O_5$  کاهش می‌یابد و از روند نزولی پیروی می‌کند. این موضوع با کاهش فراوانی آپاتیت در سنگ‌های نامبرده تأیید می‌شود. کاهش مقدار  $P_2O_5$  با افزایش  $SiO_2$  در این گروه سنگی از ویژگی‌های بارز و شاخص سنگ‌های گرانیتویدی نوع I است (Chappell, 1999).

همچنین، با توجه به شکل ۵ در می‌یابیم که با افزایش  $SiO_2$ ، ابتدا مقدار  $FeO_t$  از سنگ‌های گابرویی به سمت سنگ‌های دیوریتی و کوارتزدیوریتی افزایش می‌یابد. این امر با افزایش مقدار مگنتیت در سنگ‌های تفریق یافته تر طیف ترکیبی بازیگ - حد واسط، نظیر سنگ‌های دیوریتی تأیید می‌شود. با تبلور مگنتیت از ماگما، در سنگ‌های گرانودیوریتی تا گرانیتی و در نهایت در تونالیت‌ها، مقدار آهن یا به عبارتی  $FeO_t$  کاهش می‌یابد و روندی نزولی مشاهده می‌شود. شایان ذکر است که تغییر فراوانی کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (فرومنیزین) (مانند الیوین، اوژیت، هورنبلند سبز و بیوتیت) نیز روند تغییرات  $FeO_t$  را کنترل می‌کند. لذا کاهش مقدار مگنتیت و کانی‌های سیلیکاته آهن و منیزیم‌دار مانند اوژیت،

سازگار (V-Co, Sc-Co) و ناسازگار- ناسازگار (از جمله برخی از عناصر دارای قدرت میدانی بالا، مانند: Sm, Ce, La, Th, U, Hf, Zr, Ta, Nb, Yb و Y, Nd (مثل نمودارهای La-Ce و Y-Yb) در مقابل یکدیگر (شکل ۶) و همچنین، نمودارهای در مقابل  $\text{SiO}_2$ -Th/Yb (Pearce *et al.*, 1999) (شکل ۷) و La/Yb در مقابل Ce (Hamer, 2006) (شکل ۸) استفاده شده است.

تا توانایی را نشان می‌دهند که با شواهد صحرایی از جمله قطع شدن گابروها توسط گرانیت‌ها و حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها و قطع شدن همه این سنگ‌ها توسط توانایی‌ها تأیید می‌شود.

برای بررسی نقش روند تبلور تفریقی و هضم یا آلایش ماگمایی ماگماهای سازنده توده نفوذی ظفرقند، از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار -

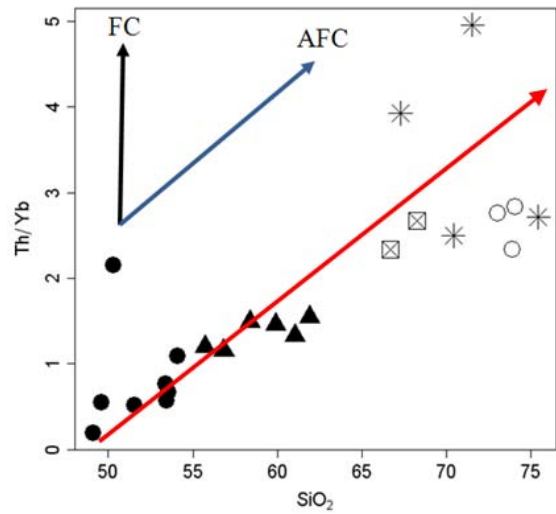


شکل ۶- نمونه‌های منتخبی از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - سازگار و ناسازگار- ناسازگار در مقابل یکدیگر. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید (نمادها مانند شکل ۲).

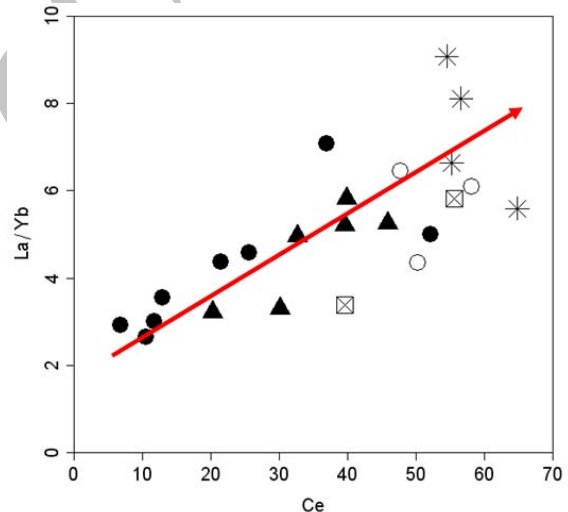
تفریقی، فرایندهای هضم و آلیش پوسته‌ای نیز مشارکت بسزایی داشته‌اند.

با توجه به نمودارهای A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) و نمودار A/CNK در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Chappell and White, 2001)، سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، همگی در محدوده متآلومین و نوع I قرار می‌گیرند. این امر با شواهد پتروگرافی نظیر حضور گسترده هورنبلند سبز، اوژیت، اسفن، آپاتیت، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و همچنین، شواهد صحرایی مثل همراهی توده گرانیتوئیدی مذکور با سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری غالباً آندزیتی - داسیتی و نبود سنگ‌های میزبان دگرگونی پلیتی تأیید می‌شود. نمودارهای نشان‌دهنده الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنكبوتی به‌هنگار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۹ و ۱۰)، بیانگر غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و برخی عناصر ناسازگار دیگر هستند. این امر از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کالک‌آلکانل قوس‌های آتشفشانی زون‌های فرورانش حاشیه قاره‌ای است (Nicholson, 2004).

در ضمن غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب‌بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آلیش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (Almeida *et al.*, 2007). میزان غنی‌شدگی بالای نمونه‌ها از LILE مانند Ba، K و Rb می‌تواند دلیلی بر وجود یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده زیر لیتوسفر قاره‌ای (گوشته متاسوماتیسم شده) به‌عنوان محل منشأ ماگمای مادر سنگ‌های مافیک - حد واسط مورد مطالعه باشد.



شکل ۷- نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  - (Th/Yb) (Pearce, 1999). روندهای مشخص شده در شکل عبارتند از: AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم، و FC: تبلور تفریقی. (نمادها مانند شکل ۲).

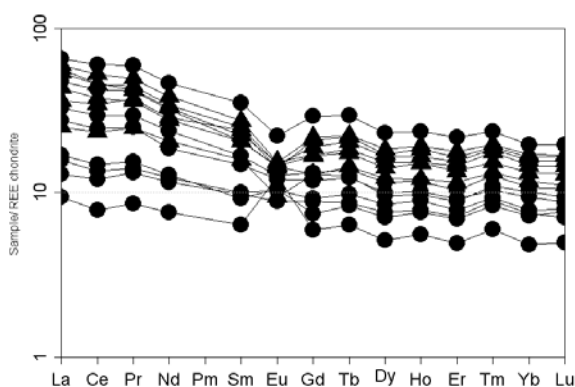


شکل ۸- نمودار La/Yb در مقابل Ce (Hamer, 2006). برای بررسی نقش آلیش ماگمایی و یا تغییر در درجات ذوب‌بخشی در محل منشأ آنها. (نمادها مانند شکل ۲).

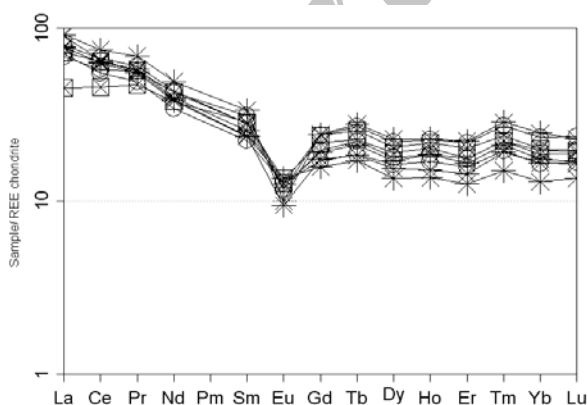
در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه از روندی خطی و صعودی پیروی می‌کنند که بیانگر انجام فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC)، در طی تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). از این رو، در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه، علاوه بر فرایند تبلور

اگرچه ممکن است این مقدار در نگاه اول و در مقایسه با سنگ‌های فلسیک چندان محسوس نباشد. آنومالی منفی Eu در سنگ‌های فلسیک، از تبلور پلاژیوکلازهای کلسیم‌دارتر در مراحل قبل، یعنی تشکیل سنگ‌های گابرویی و دیوریتی ناشی شده است. در ضمن، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک در سنگ‌های فلسیک محسوس‌تر و بارزتر و با روند تفریق یافتگی بیشتر آن‌ها سازگار است.

(الف)



(ب)



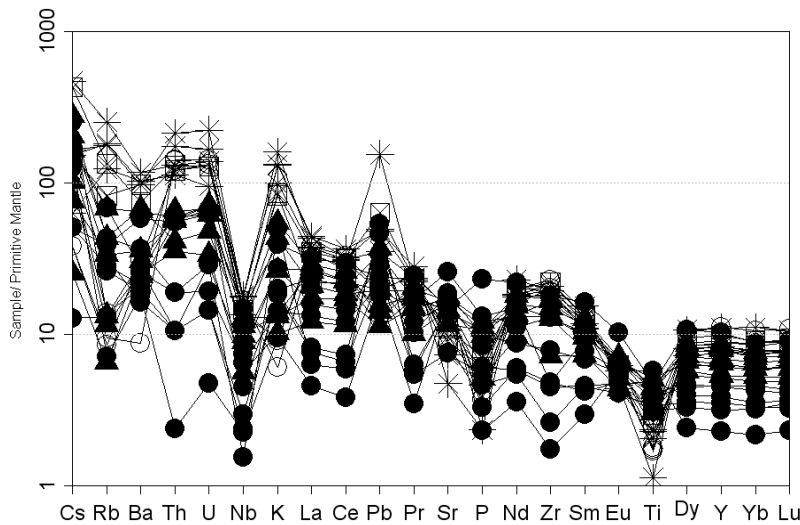
شکل ۹ - نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، برای: الف) نمونه‌های گابرویی و دیوریتی، ب) نمونه‌های گرانودیوریتی - گرانیتی و تونالیتی (نمادها مانند شکل ۲).

ناهنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای این منطقه از عناصر HFS ناشی از مشارکت این عناصر در ساخت کانی‌های دیرگداز نظیر اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبول‌ها (نظیر پارگازیت) در پوسته اقیانوسی فرورونده دگرگون شده است. این فازهای فرعی دیرگداز در پوسته اقیانوسی فرورونده دگرگون شده (اکلوژیت) پایدار بوده، عناصر HFS مثل Ta, Ti, P, Nb را در خود نگه می‌دارند و از حل شدن آن‌ها در سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی و مشارکت آن‌ها در سیالات متاسوماتیسم‌کننده گوه گوشته‌ای روی آن جلوگیری می‌کنند. در نتیجه، ماگماهای حاصل از ذوب این منابع (پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای روی آن)، دارای ناهنجاری منفی از این عناصر خواهند بود.

تهی‌شدگی از عناصر HFS، از جمله ویژگی‌های ماگماهای قوس‌های قاره‌ای است. تهی‌شدگی عناصر HFSE توسط تمرکز فازهای تیتانیوم‌دار در محل منشأ ماگماهای قوس، در اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت در صفحات فرورونده عمیق صورت می‌گیرد (Bernan *et al.*, 1995; Stalder *et al.*, 1998; Foley *et al.*, 2000) با توجه به شکل‌های ۹ و ۱۰ می‌توان گفت که همه سنگ‌های مورد مطالعه از الگوی تقریباً یکنواختی برخوردار هستند. در نتیجه، آن‌ها تقریباً از ماگمای واحدی منشأ گرفته‌اند؛ اگرچه تغییر و تحولاتی نظر آرایش پوسته‌ای نیز در تحول آن‌ها سهمیم بوده است.

غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی نیز صورت گرفته و مبین تحول و تفریق یافتگی آن‌هاست و نسبت غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک به عناصر خاکی نادر سنگین به حدود ۸ برابر می‌رسد؛





شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه. (نمادها مانند شکل ۲).

### شواهد اختلاط و آرایش ماگمایی

حضور مقدار درخور توجهی کوارتز در سنگ‌های گابرویی الیوین‌دار معرف شرایط غیرتعادلی است. همچنین حضور مقدار زیادی بیوتیت در این سنگ‌ها می‌تواند یکی دیگر از شواهد آرایش ماگمایی باشد؛ اگرچه بخشی از بیوتیت‌ها ممکن است بر اثر متاسوماتیسم موضعی حاصل شده باشند (گوانجی، ۱۳۸۹).

در توده نفوذی مورد مطالعه، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی حضور دارند که یکی از شواهد بارز اختلاط ماگمایی بین اعضای مافیک - حد واسط (گابرو - دیوریت) و اعضای فلسیک (گرانودیوریت - گرانیت) محسوب می‌شود. به عقیده Koglin و همکاران (۲۰۰۹) نسبت‌های  $Ce/Y$  و  $Zr/Y$  در طی تبلور تفریقی نسبتاً بدون تغییر و ثابت باقی می‌ماند، در حالی که تغییرات زیاد مقادیر این نسبت‌ها، معرف درجات بالای آرایش پوسته‌ای است.

مقادیر  $Ce/Y$  و  $Zr/Y$  سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب شامل ۰/۷ تا ۲ برای  $Ce/Y$  و ۱/۹ تا ۷/۳ برای  $Zr/Y$  است (قفاری، ۱۳۸۹). بنابراین،

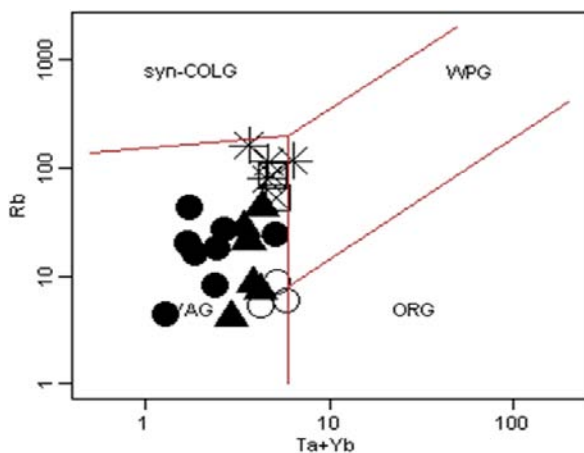
ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد نظر تحت تأثیر آرایش ماگمایی قرار گرفته‌اند.

همچنین به‌منظور تأیید نقش آرایش ماگمایی و تشخیص تغییرات درجه ذوب‌بخشی سنگ منشأ، از نمودار نسبت  $La/Yb$  در برابر  $Ce$  استفاده کرده‌ایم. به عقیده Hamer (۲۰۰۶)، وجود روند خطی بین مقادیر  $La/Yb$  و  $Ce$  می‌تواند نشان‌دهنده تغییر درجه ذوب‌بخشی در یک منشأ گوشته‌ای مشابه و یا بیانگر اختلاط دو ماگمای تولید شده از منشأ غیر مشابه باشد. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، روندی خطی بین نسبت  $La/Yb$  و  $Ce$  وجود دارد. بنابراین، اختلاط ماگمایی و تغییرات درجه ذوب‌بخشی بر اساس این نمودار نقش مهم و مؤثری در ایجاد سنگ‌های مورد مطالعه داشته‌اند.

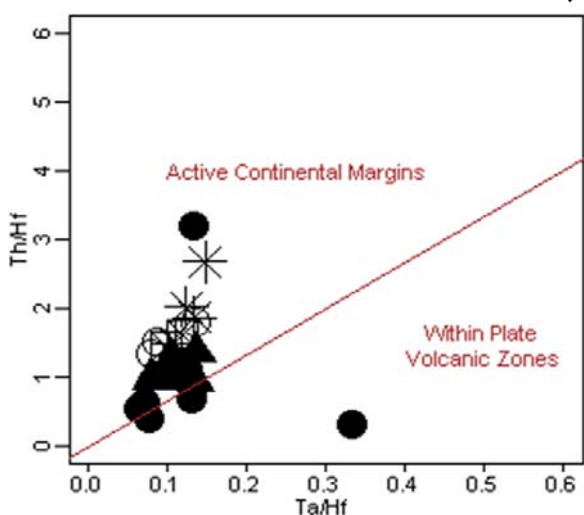
همچنین، شواهد پتروگرافی، نسبت‌های عناصر کمیاب و ویژگی‌های ژئوشیمیایی حاکی از نقش اساسی و مؤثر تبلور تفریقی، آرایش و اختلاط ماگمایی در تکوین ماگماهای سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند هستند. قطعیت بخشیدن به این نتایج، مستلزم دستیابی به داده‌های ایزوتوپی معتبر و دقیق است.

## جایگاه تکتونیکی

(الف)



(ب)



(شکل ۱۱-الف) نمودار Rb در مقابل Ta+Yb (Pearce *et al.*, 1984) برای تعیین جایگاه تکتونیکی توده گرانیتویدی ظفرقند. نمونه‌های سنگی متعلق به توده گرانیتویدی ظفرقند به طور کامل مشخص در محدوده گرانیتویدی کمان آتشفشانی واقع می‌شوند. (ب) نمودار Th/Hf در مقابل Ta/Hf (Gorton and Schandel, 2000) برای تعیین محیط تکتونیکی و خاستگاه گرانیتویدها. نمونه‌های سنگی متعلق به توده گرانیتویدی ظفرقند در قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند (نمادها مانند شکل ۲).

طبق نظر Kocak و همکاران (۲۰۰۵) مقادیر پایین عناصر خاکی نادر سنگین و غنی‌شدگی از Ce و La در نمونه‌های مورد مطالعه، احتمال وجود گارنت در منشأ آن‌ها را تأیید می‌کند. ضریب توزیع این دو عنصر در گارنت بسیار کم است. چنانچه در محل منشأ گارنت

با توجه به نمودار Rb در مقابل Ta+Yb (Pearce *et al.*, 1984) (شکل ۱۱-الف)، نمودار سه‌تایی Hf، Rb/30، Ta\*3 (Harris *et al.*, 1986) رده‌بندی گرانیتویدها از دیدگاه Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) (قفاری، ۱۳۸۶) و نمودار Th/Hf در مقابل Ta/Hf (Gorton and Schandel, 2000) (شکل ۱۱-ب)، توده گرانیتویدی ظفرقند در محدوده VAG یا گرانیتویدهای کمان آتشفشانی، کمان قاره‌ای (CAG) و حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد.

همچنین، با توجه به نمودار A/CNK در مقابل SiO<sub>2</sub> (Chappell and White, 2001) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گرانیتویدهای نوع I قرار می‌گیرند (قفاری، ۱۳۸۸). این ویژگی‌ها بیانگر آن است که این توده گرانیتویدی حاصل ذوب یک ورقه اقیانوسی فرورانده شده به زیر ورقه قاره‌ای است. این فرایند با ذوب یک خاستگاه مافیک با ترکیب آمفیبولیتی (ورقه اقیانوسی دگرگون شده تا حد آمفیبولت)، یا منشأ گرفتن آن‌ها از منشأ آمفیبولیتی، به‌ویژه برای ترکیبات سنگی مافیک و حد واسط سازگار است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳).

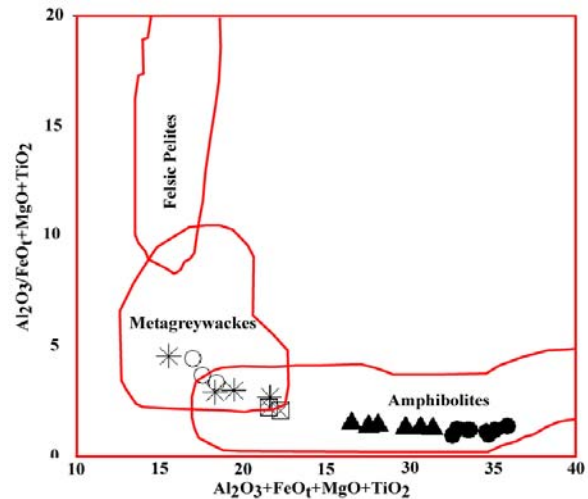
البته، با توجه به گرایش سنگ‌های فلسیک، به قرارگیری در قلمرو منشأی متاگری وک‌ها به نظر می‌رسد مذاب‌های پوسته‌ای (حاصل از ذوب پوسته تحتانی) در تشکیل و تحول آن‌ها نقش درخور توجهی داشته است. غنی‌تر بودن سنگ‌های فلسیک از K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مؤید این امر است. به‌علاوه، ناهنجاری منفی Nb، Ti، Ta و Pb و ناهنجاری مثبت Pb نیز از دیگر ویژگی‌های بارز سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌هاست که در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۱۰).

بنابراین، با توجه به آنچه ذکر شد، سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، حاصل تبلور تفریقی همراه با آرایش پوسته‌ای مذاب‌های ناشی از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده (متابازالت در حد آمفیبولیت) و پوسته قاره‌ای تحتانی (با ترکیب نزدیک به متاگنیوک‌ها یا معادل‌های دما و فشار بالای آن‌ها) هستند، البته، نقش گوه گوشته‌ای واقع بر روی ورقه اقیانوسی فرورونده را که تا حدودی متاسوماتیسم شده، نیز نباید نادیده گرفت. با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، ورقه اقیانوسی نئوتتیس و پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در این تغییر و تحولات درگیر بوده‌اند. بررسی وضعیت گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که گسل قم - زفره و شاخه‌های فرعی آن، مانند: گسل ماریین- رنگان، در فراهم کردن فضای مناسب برای صعود و جایگیری توده نفوذی ظفرقند (گونجی، ۱۳۸۹) و توده‌های نفوذی همجوار، همانند: نطنز، وش و قهرود نقش بارزی ایفا نموده‌اند.

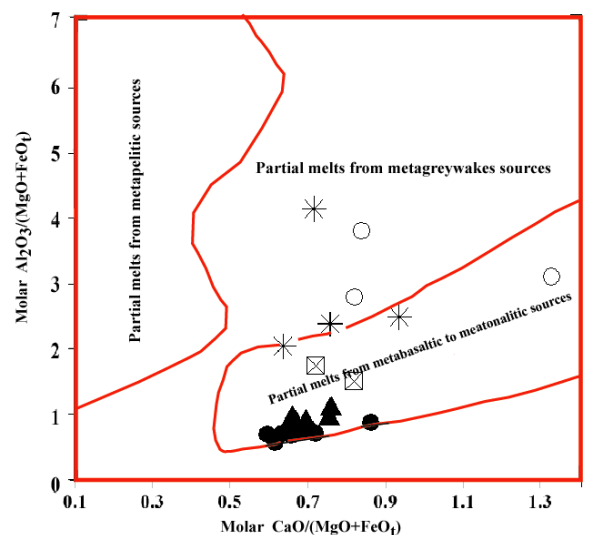
### نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی ظفرقند، واقع در جنوب شرق اردستان، دارای طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت است. علی‌رغم طیف ترکیبی به ظاهر پیوسته سنگ‌های سازنده این توده نفوذی، با توجه به مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و رفتار ژئوشیمیایی سنگ‌های سازنده آن، توده گرانیتوئیدی مورد نظر، یک فرایند جایگیری و تشکیل پنج مرحله‌ای را پشت سر گذاشته است که عبارتند از: (۱) تشکیل و جایگیری دایک‌های نسل اول؛ (۲) تفریق ماگمایی از گابرو تا کوارتز دیوریت؛ (۳) تفریق از گرانودیوریت تا گرانیت؛ (۴) تشکیل و جایگیری دایک‌های سین پلوتونیک یا دایک‌های نسل دوم، و (۵) تشکیل و جایگیری تونالیت‌ها به صورت دایک، رگه و

وجود داشته باشد و ذوب‌بخشی انجام شود، ماگما نسبت به Ce و La غنی خواهد شد. بنابراین، ماگمای سازنده توده نفوذی ظفرقند (به‌ویژه برای ترکیبات مافیک - حد واسط) از عمق زیاد و خارج از محدوده پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است.



شکل ۱۲- تعیین نوع سنگ خاستگاه سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه ظفرقند، با بهره‌گیری از نمودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) (نمادها مانند شکل ۲).



شکل ۱۳- تعیین نوع سنگ منشأ سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند با استفاده از نمودار مولار  $Al_2O_3/MgO+FeO$  در مقابل مولار  $CaO/MgO+FeO$  (Alther *et al.*, 2002) (نمادها مانند شکل ۲).

می‌توان گفت که توده گرانیتوییدی ظفرقند حاصل فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فروانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی است. ماگمای سازنده این توده از ذوب ورقه فروانده شده اقیانوسی نئوتتیس (و رسوبات همراه) که تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، حاصل شده است. جایگزینی توده‌های آذرین مافیک - حد واسط در قاعده پوسته قاره‌ای با ذوب آن و تشکیل مذاب‌های فلسیک و اختلاط ماگمایی همراه بوده است.

رگچه. شواهد صحرایی، ژئوشیمیایی و پتروگرافی حاکی از عملکرد و مشارکت فرایندهای تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای در طی تشکیل و تحول توده گرانیتوییدی ظفرقند هستند. این توده گرانیتوییدی از نوع I است و دارای ماهیت کالک‌آلکالن و متاآلومین است. با توجه به نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی، توده گرانیتوییدی مذکور از نوع VAG و CAG بوده، در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفته است. با توجه به شواهد صحرایی و موقعیت زمین‌شناسی منطقه،

## منابع

- امامی، م. ه.، خلعتبری جعفری، م. و وثوقی عابدینی، م. (۱۳۷۱) پلوتونیزم ترشیری منطقه اردستان (ایران مرکزی). فصل‌نامه علوم زمین ۴: ۲-۱۴.
- امینی، ب. و امینی چهرق، م. ر. (۱۳۸۲) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان، ورقه ۶۵۵۵. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- بهرامیان، ص. (۱۳۸۶) مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی بغم، شمال شرق اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.
- جباری، ع.، قربانی، م.، کوپکه، ی.، ترابی، ق. و شیردشت‌زاده، ن. (۱۳۸۹) پتروگرافی و شیمی کانی‌های دایک‌های غرب برونی (جنوب غرب اردستان، ایران): شواهدی از اختلاط ماگمایی. مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان ۱(۲): ۱۷-۳۰.
- خلعتبری جعفری، م. (۱۳۷۱) پلوتونیزم ترشیری منطقه اردستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- خلعتبری جعفری، م. و علایی‌مه‌بادی، س. (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- رادفر، ج. (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- صادقیان، م. (۱۳۸۳) پترولوژی، ژئوشیمی، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده‌های گرانیتوییدی زاهدان. پایان‌نامه دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- قفاری، م. (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی جنوب ظفرقند (اردستان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
- گوانچی، ن. (۱۳۸۹) بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوییدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.

- لطیفی، ر. (۱۳۷۹) بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی جنوب و شمال غرب ظفرقند. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- محمدی، س. (۱۳۷۴) بررسی ولکانیسم ترشیری منطقه اردستان (ایران مرکزی). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- نصر اصفهانی، ع. و وهابی‌مقدم، ب. (۱۳۸۹) موقعیت تکتونیکی و ماگمایی رخنمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان). مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان ۱(۲): ۹۵-۱۰۸.
- هنرمند، م.، مؤید، م.، جهانگیری، ا. و بهادران، ن. (۱۳۸۹) بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نطنز شمال اصفهان. مجله پترولوژی ۱(۳): ۶۵-۸۸.
- یگانه‌فر، ه.، و قربانی، م. ر. (۱۳۸۹) ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های بازیک جنوب اردستان. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155: 69-97.
- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., Langer Kreuzer, H. (2002) High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.
- Amidi, S. M. (1975) Contribution a l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran Central). These université scientifique et médicale de Grenoble, France.
- Asrat, A., Gleizes, G., Barbey, P. and Ayalew, D. (2003) Magma emplacement and mafic-felsic magma hybridization: structural evidence from the Pan-African Negash pluton, Northern Ethiopia. *Journal of Structural Geology* 25: 1451-1469.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80: 155–177.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Reyerson, F. J. and Phinney, D. L. (1995) Mineral-aqueous Fluid partitioning of trace elements at 900 c and 2 Gpa: Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 3331-3350.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractional haplogranites. *Lithos* 46: 535 - 551.
- Chappell, B. W. and White. A. J. R. (2001) Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationship and current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 73: 135 -149.

- Dokukina, K. A., Konilov, T. V. and, Vladimirov, V.G. (2010) Interaction between mafic and felsic magmas in subvolcanic environment (Tastau igneous complex, eastern Kazakhstan). *Russian Geology and Geophysics* 51: 625–643.
- Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A. (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 64: 933-938.
- Gorton, M. P. and Schanadel, E. S. (2000) From continental to island arc: a geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Haapala, I., Frindt, S. and Kandara, J. (2007) Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks in Namibia: Topaz-bearing A-type granites related to continental rifting and mantle plume. *Lithos* 97: 174-192.
- Hamer, R. E. (2006) The mathematics of geochronometry: Equations for use in regression calculations. National Physical Research Laboratory, Geochronology Division C. S. I. R., South Africa.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen and Co., London.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: M. P., Coward and A. C., Reis (Eds): *Collision tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 19: 67-81.
- Kocak, K., Isik F., Arslan M., Zedef, V. (2005) Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, Central Anatolian crystalline complex. *Turkey* 25: 883-891.
- Koglin, N., Kostopoulos. D. and Reischmann, T. (2009) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints. *Tectonophysics* 473(1-2): 53-68.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology*. Longman Group, U. K.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in The magma/igneous rock System. *Earth-Sciences Reviews* 37: 215–224.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE , Ba , Fe, Mg, Na , and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian - Pacific plate boundary. *Journal of Geothermal and Volcanological Research* 131: 295-306.
- Paterson, S. R., Pignotta, G. S. and Vernon, R. H. (2004) The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations, *Journal of Structural Geology* 26: 1465-1481.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M. and Noble, S. R. (1999) Hf-Nd elements and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems. *Journal of Petrology* 40: 1579-1611.

- Peccerillo R. and Taylor S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pitcher, W. S. (1983) Granite type and tectonic environment. In: K. J. Hsu (Ed.): *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, U. K.
- Pitcher, W. S. (1993) *The nature and origin of granite*. Chapman Hall.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. and Burg., J. P. (2006) Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarcouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* 413: 271–286.
- Price. R., Spandler, C., Arculu, R. and Reay, A. (2011) The Longwood Igneous Complex, Southland, New Zealand: A Permo-Jurassic, intra-oceanic, subduction-related, I-type batholithic complex, *Lithos* 126: 1–21.
- Radfar, J., Alae-Mahabadi, S., Emami, M.H. (1993). Geological map of Kashan, scale 1:100000., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, Copublished in USA with John Wiley and Sons Inc, New York, U. S.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits*. Thomas Murby and Co., London, U. K.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, L. (1998) Mineral – aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 c and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1781-1801.
- Sun, S. S., and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, U. K. Special Publication 42: 313-345.
- Whalen, J. B. and Currie, K. L. B. W. (1987) A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd., London, U. K.
- Zahedi, M. and Amidi, S. M. (1975) 1:250000 geological map of Kashan. Geological Surevy of Iran, Tehran, Iran.

## The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan)

Mahmoud Sadeghian \* and Mahboobeh Ghaffary

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

### Abstract

The Zafarghand granitoid pluton ranging in composition from gabbro to tonalite and age of early-middle Miocene crops out about 35 km of southeast Ardestan. The pluton has intruded into the Eocene volcanic and volcanosedimentary rocks of Orumieh-Dokhtar structural zone. The pre, syn and post-plutonic dikes with mostly andesitic composition are associated with this pluton. The presence of abundant microgranular enclaves and interrupted syn-plutonic dikes are remarkable evidences of magma mixing in Zafarghand granitoid pluton. Based on the geochemical characteristics, there is a limited gap between mafic-intermediate and felsic rocks which may be the result of differences in their source rock regions. Enrichment in both LILE and Pb are indication of crustal contamination. Considering the typical negative anomaly of Ti and Nb, it can be said that this pluton is originated and produced in a volcanic arc of an active continental margin. Based on the discrimination diagrams of tectonic setting, the Zafarghand pluton can be classified as I-type, volcanic arc and continental arc granitoids (VAG and CAG). The melting of subducted Neothytian oceanic slab, its overlay metasomatized mantle wedge and partly continental lower crust as well as fractional crystallization of generated magma, led to the formation of the studied pluton.

**Key words:** Petrogenesis, Syn-plutonic dikes, Magma mixing, Crustal contamination, Neothytian oceanic slab

\* sadeghianm1386@yahoo.com