

پتروولوژی و خاستگاه توده نفوذی گرانیتویدی وش، شمال اصفهان

علیخان نصر اصفهانی* و به آفرین شجاعی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، خوراسگان، ایران

چکیده

توده نفوذی وش، در شمال غرب نطنز واقع شده است و بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر است. این پلوتون با سن احتمالی الیگومیوسن در نتیجه فعالیت‌های شدید ماگمایی در طی و پس از کوهزاد آلهی تشکیل شده است. ترکیب توده نفوذی از گرانودیوریت تا تونالیت تغییر می‌کند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این توده شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار است و کانی‌های فرومنیزین آن بیوتیت و آمفیبول است. این توده حاوی انکلاوهای دیوریتی با ابعاد مختلف است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های این توده در محدوده ساب‌آلکان، کالک‌آلکان و متآلومین قرار گرفته‌اند و از گرانیت‌های منیزیمی نوع I است. توده نفوذی وش با غنی‌شدگی از عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILE) همچون Ba, K, Ce و RB و تهی‌شدگی از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) همچون Y, Nb و Zr مشخص می‌شود. الگوهای REE_S به‌هنگار شده نسبت به کندریت نشانگر غنی‌شدگی متوسط تا زیاد از LREE_S [(La/Yb)_N=۷/۹۳-۱۳/۱۷] و الگوی تفریق‌نیافته در توزیع HREE_S را عرضه می‌کند [(Gd/Yb)_N=۱/۰۹-۱/۸۸]. Eu آنومالی منفی نسبتاً کمی از خود نشان می‌دهد [(Eu/Eu*)=۰/۶۹-۱/۱۶]. گرانودیوریت‌ها با کم‌ترین مقدار تفریق HREE، آنومالی منفی Eu نسبتاً ضعیفی دارد [(Eu/Eu*)=۰/۶۹-۱/۱۶]. این ماگما احتمالاً می‌تواند از ماگمای اولیه در پوسته زیرین حاصل شده باشد که منشأ آن ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای و ماگماهای بازالتی حاصل از ذوب‌بخشی گوه‌های گوشته‌ای است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ترکیبات کانی‌شناسی نفوذی وش نشانگر تعلق آن به گرانیتویدهای نوع کوهزایی قوس آتشفشانی در یک حاشیه فعال قاره‌ای است. محیط تکتونیکی گرانیتوید وش با فعالیت‌های ماگمایی هم‌زمان با فروانش یا فازهای کششی پس از تصادم خردقاره لوت و صفحه‌عربی منطبق است.

واژه‌های کلیدی: وش، نطنز، گرانیت نوع I، الیگومیوسن، کالک‌آلکان

مقدمه

(۱). ناحیه نطنز قسمتی از پهنه ساختاری ارومیه- دختر است. این پهنه به‌صورت کمربند آتشفشانی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق از ناحیه دریاچه ارومیه در

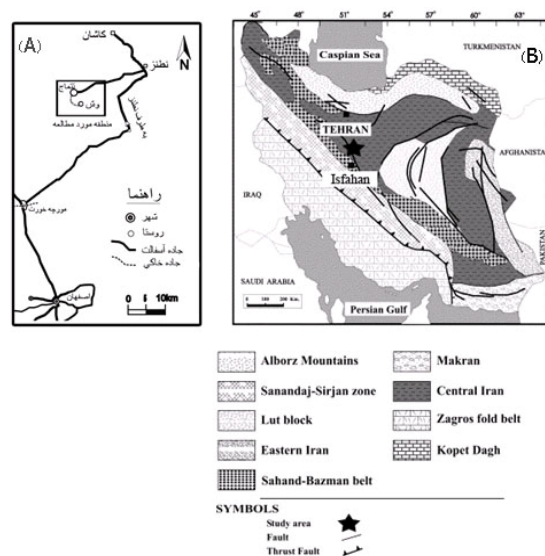
توده نفوذی وش در شمال اصفهان، در فاصله ۶۳ کیلومتری جنوب غرب شهر نطنز واقع شده است (شکل

نزدیکی منطقه مورد مطالعه را کالک آلکالن معرفی کرده است. امین‌الرعیایی و همکاران (۱۳۸۶) و کنعانیان و همکاران (۱۳۸۷) کانی‌شناسی، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی اطراف این توده نفوذی را بررسی کرده‌اند. هنرمند و همکاران (۱۳۹۰) در تحلیل‌های ژئوشیمیایی مجموعه توده‌های نفوذی غرب و شمال غربی نطنز منشأ ماگمای مجموعه‌های گرانیتوئیدی را اختلاط ماگمای مشتق شده از گوشته و ماگمای منتج از پوسته می‌دانند. Haschke و همکاران (۲۰۱۰)، محیط تکتونوماگمایی کمان کوه‌زاد آندی را برای تشکیل این توده‌های نفوذی در اطراف شهر نطنز پیشنهاد می‌کنند. Nasr-Esfahani و Shojaei (۲۰۱۱) بر اساس ترکیب شیمی کانی آمفیبول مقدار میانگین فشار حاکم بر توده نفوذی و ش را در زمان جایگزینی در حدود میانگین ۱/۴ (۱/۹۹-۰/۹۸) کیلوبار تخمین زده‌اند. در نوشتار حاضر بر اساس مطالعات پتروگرافی و شیمی سنگ‌کل، خاستگاه توده نفوذی گرانیتوئیدی و ش، بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

مجموعه‌های نفوذی در منطقه نطنز دارای تغییرات ترکیبی از گابرو تا گرانیت هستند (هنرمند، ۱۳۸۵). گابروها به‌عنوان قدیمی‌ترین واحد در منطقه بوده و گرانیتوئیدها، آن‌ها را قطع کرده‌اند (Haschke et al., 2010). توده نفوذی گرانیتوئیدی و ش با مشخصات هندسی متوسط عرض ۵ و طول ۱۵ کیلومتر بزرگ‌ترین توده نفوذی گرانیتوئیدی در ناحیه نطنز است (شکل ۲). گسل نطنز با امتداد شمال غرب- جنوب شرق، بخش‌های شرقی و شمالی توده را قطع نموده است. این نفوذی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و کربناته کرتاسه جایگزین شده است. در حواشی این توده، رخنمون‌های مافیک‌تر نیز حضور دارند اما حجم بسیار کمی را به خود اختصاص داده و توسط توده گرانیتوئیدی قطع شده است (باباخانی و همکاران، ۱۳۷۲). ترکیب سنگ‌های

آذربایجان غربی تا آتشفشان‌های بزمان در بلوچستان کشیده شده است (معین وزیری، ۱۳۷۵؛ نصراصفهانی و وهابی‌مقدم، ۱۳۸۹) و سن سنگ‌های آتشفشانی در آن از ائوسن و الیگوسن شروع و به آتشفشان‌های عهد حاضر ختم می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۶۳؛ قربانی، ۱۳۸۲).

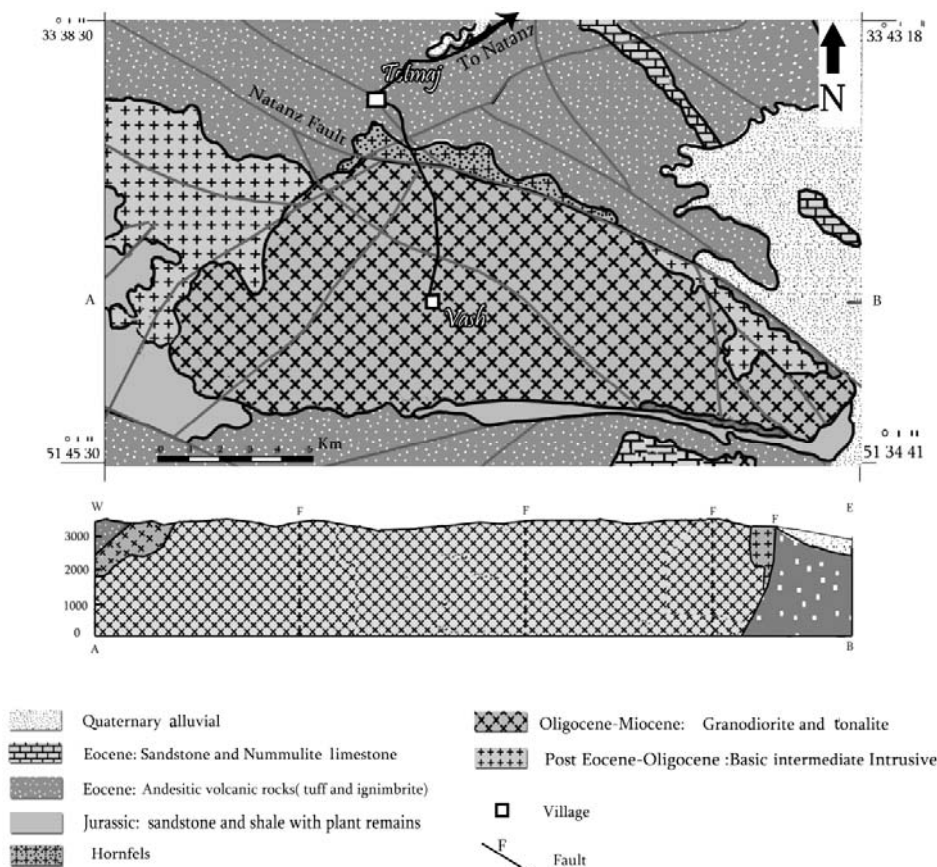


شکل ۱- (A) راه‌های دسترسی به منطقه و (B) موقعیت جغرافیایی منطقه بر روی نقشه ایران، برگرفته از Shahabpour (۲۰۰۵)، با تغییرات

سن توده نفوذی و ش، الیگومیوسن است که مجموعه‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های رسوبی کرتاسه را قطع نموده است (باباخانی و همکاران، ۱۳۷۲). مطالعات بسیاری بر روی ناحیه کاشان- نطنز انجام شده است (نصراصفهانی و احمدی، ۱۳۸۷). از جمله مهم‌ترین تحقیقات انجام شده در منطقه می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی Pourhosseini (۱۹۸۱) اشاره نمود. وی در مطالعات خود بر روی توده‌های نفوذی ناحیه نطنز پیشنهاد می‌کند که ماگمای سازنده سنگ‌های درونی در ناحیه نطنز، حاصل ذوب پوسته و یا گوشته اقیانوسی بوده و حاصل زیرراندگی پوسته اقیانوسی به زیر ورقه ایران مرکزی است. شیریان (۱۳۷۵) گرانیتوئیدهای جنوب روستای تتماج در

نفوذی گرانیتویدی دارای طیف ترکیبی از دیوریت تا کوآرتز مونزونیت است. از مشخصات بارز این توده نفوذی در صحرا، حضور مقادیر زیادی انکلاوهای گرد و بیضوی با منشأ آذرین و ترکیب دیوریت و تا حدی مونزودیوریت است.

آتشفشانی عمدتاً آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالت و توفهای اسیدی است. بین توده گرانیتویدی و سنگهای آتشفشانی در برگیرنده هاله دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس ایجاد شده است (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷). توده



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی وش و نیم‌رخ عرضی از این توده، برگرفته از باباخانی و همکاران (۱۳۷۲)، با تغییرات

روش انجام پژوهش

طی بازدیدهای صحرایی از بخش‌های دگرسان نشده توده نفوذی وش، ۷۴ نمونه سنگی برداشت شد و پس از تهیه ۴۸ مقطع نازک و مطالعه آن‌ها با میکروسکوپ پلاریزان، ۱۶ نمونه (۱۱ نمونه از توده اصلی و ۵ نمونه انکلاو) به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemiex کانادا و ۵ نمونه به روش XRF در شرکت بهین آزمون سپاهان در شهرک علمی تحقیقاتی دانشگاه صنعتی اصفهان

عناصر اصلی و فرعی آنالیز شیمیایی شد (جدول‌های ۱ و ۲). تعدادی از کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار و اوپاک در نمونه‌های انتخابی، با دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب SX100 Cameca فرانسه و در شرایط 20keV و 30nA و 20keV و 10nA و 20nA در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، بررسی شدند (جدول‌های ۳ تا ۶). تفکیک مقادیر آهن ۲ و ۳ در فرمول کانی‌های فرومنیزین به کمک

روش‌های پیشنهادی Droop (۱۹۸۷) و Leake و همکاران (۱۹۹۷) انجام شده است.

پتروگرافی

ترکیب سنگ‌های توده نفوذی وش، با استفاده از آنالیز مودال، گرانودیوریت تا تونالیت است. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز و نیز کانی‌های فرومنیزین از نوع آمفیبول و بیوتیت است. مهم‌ترین بافت‌های آن شامل بافت گرانولار، میکروگرانولار و پوئی کیلیتیک است. در نمونه دستی این سنگ‌ها درشت‌بلور و ضریب‌رنگینی آن‌ها متناسب با فراوانی کانی‌های مافیک متغیر است. کوارتز در حدود ۲۰ درصد مودال ترکیب کانی‌شناسی را تشکیل می‌دهد، این کانی خاموشی مویی دارد.

فلدسپارهای پتاسیک به‌طور معمول دارای بلورهای درشت با طولی حدود ۲ میلی‌متر است (شکل ۳- A و B). تعدادی از فلدسپارها به‌طور جزئی به کانی‌های رسی و سیرسیت تجزیه شده است. پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دارای اندازه بلورهای از ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر است (شکل ۳- A) و در برخی بافت سلولی اسفنجی مشاهده می‌شود (شکل ۳- E) که نشان‌دهنده سرعت بالای رشد و سرعت پائین هسته‌گذاری است (Pe-Piper et al., 2002). ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز از آندزین تا لابرادوریت است و اغلب منطقه‌بندی نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در توده گرانیتوئیدی از مرکز به حاشیه دارای دامنه تغییرات محتوای آنورتیت ۶۴ تا ۶۷ درصد است (شکل ۴).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (wt%) ۱۴ نمونه از منطقه وش به روش ICP-MS (* نمونه‌های تجزیه‌شده به روش XRF)

	V1	V4	V6	Vsx11*	V13	V14	Vs15	Vs17	Vsx17*	Vsx18*	Vs22	Vse3	Vse10	Vsx10*	Vsx11	Vsx12
	Granitoid											Enclave				
SiO ₂	67.75	66.2	65.7	67.75	65.78	64.6	65.64	65.14	64.6	65.78	64.12	52.2	54.39	55.81	55.13	54.29
Al ₂ O ₃	14.61	16.25	16.4	14.02	15.31	16.1	15.85	15.52	16.1	15.31	15.32	16.48	17.11	17.48	17.02	17.79
Fe ₂ O ₃	3.92	4.06	4.27	3.12	4.49	4.32	5.2	4.27	4.32	4.49	5.03	12.36	8.24	8.22	10.31	8.23
CaO	4.9	4.21	4.39	4.9	4.76	4.8	4.41	4.27	5.06	4.76	5.11	6.75	7.18	6.31	7.14	6.96
MgO	1.64	1.62	1.62	1.64	1.8	1.42	1.67	2.84	1.42	2.34	2.29	4.21	4.43	4.67	4.43	4.32
Na ₂ O	4.04	4.05	4.06	4.01	3.7	3.9	4.07	3.82	2.9	2.93	4.03	4.34	4.39	4.47	4.4	4.36
K ₂ O	2.9	1.91	2.06	2.9	2.1	2.7	2.14	3.08	2.7	2.1	2.92	1.47	1.75	1.8	2.9	1.61
Cr ₂ O ₃	0.07	0.03	0.02	0.004	0.07	0.06	0.003	0.003	0.02	0.03	0.004	0.009	0.007	0.1	0.002	0.008
TiO ₂	0.48	0.43	0.43	0.48	0.5	0.72	0.42	0.44	0.72	0.43	0.45	0.69	0.67	0.54	0.63	0.78
MnO	0.06	0.09	0.1	0.06	0.09	0.16	0.09	0.09	0.16	0.09	0.1	0.26	0.26	0.04	0.18	0.26
P ₂ O ₅	0.1	0.12	0.12	0.95	0.12	0.05	0.13	0.18	0.05	0.09	0.16	0.15	0.11	0.11	0.12	0.13
SrO	0.07	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.1	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03
BaO	0.09	0.07	0.08	0.07	0.9	0.05	0.08	0.05	0.06	0.08	0.06	0.05	0.05	0.08	0.02	0.05
LOI	0.1	1.06	0.68	0.1	1.4	1.4	0.3	0.26	0.9	1.4	0.4	1.4	1.4	1.2	0.9	1.2
Total	100	100	99.97	100	100	100	100	99.99	99.06	99.93	100	100	100	100	100	100
Mg#	45.52	44.39	43.14	46.21	44.49	39.69	39.9	57.08	39.63	51.02	46.34	40.51	51.81	53.2	46.41	63.17
ACNK	0.94	0.99	0.97	0.91	0.9	0.89	0.93	0.89	0.95	0.97	0.8	0.78	0.77	0.84	0.73	0.82
(Nb/Zr) _N	0.8	0.82	0.89	1.08	0.86	0.78	0.86	0.9	0.84	0.86	0.89	1.02	1.8	1.36	1.57	1.46
Eu/Eu*	0.75	1.01	0.86	0.92	0.99	0.9	0.99	1.02	0.95	1.05	1.17	0.78	0.52	0.62	0.56	0.59
(La/Yb) _N	9.57	10.49	9.45	9.9	9.59	13.17	9.03	7.94	10.65	9.16	7.93	5.33	2.66	3.62	3.27	3.44
(Gd/Yb) _N	1.84	1.45	1.32	1.37	1.21	1.86	1.09	1.1	1.1	1.24	1.1	1.29	1.07	1.15	1.17	1.161
ζ	22.02	28.37	28.69	20.65	23.22	16.94	28.04	26.59	18.33	28.79	25.08	17.59	18.98	24.09	20.03	17.21
FM	0.58	0.59	0.6	0.57	0.6	0.63	0.64	0.46	0.63	0.52	0.56	0.62	0.51	0.5	0.4	0.57
K ₂ O/Na ₂ O	0.717	0.47	0.507	0.72	0.56	0.69	0.53	0.8	0.93	0.72	0.72	0.34	0.4	0.4	0.37	0.66
δ	0.28	0.25	0.26	0.27	0.25	0.3	0.27	0.31	0.25	0.22	0.32	0.63	0.53	0.48	0.6	0.53

نقطه‌های آمفیبول‌های این توده ماگمایی از نوع کلسیک و ترکیب آن هورنبلند منیزیم‌دار است (۵- A و B). بیوتیت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته در مقاطع دیده می‌شود، اندازه بیوتیت‌ها ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر است.

بر اساس داده‌های آنالیز نقطه‌ای بیوتیت‌های این توده، اولیه (ماگمایی) و از نوع منیزیم‌دار است (شکل ۵- C و D). علاوه بر کانی‌های فرومنیزین، کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و تورمالین بوده و سریسیت، کلسیت، کلریت و اپیدوت به‌عنوان کانی‌های دگرسانی در توده نفوذی و ش نیز حضور دارند. رگچه‌های اپیدوتی بخش‌هایی از توده را قطع کرده است. کانی‌های اپاک در این نفوذی بر اساس داده‌های آنالیز نقطه‌ای مگنتیت بوده و معمولاً همراه کانی‌های بیوتیت و آمفیبول است. حضور مگنتیت در توده نفوذی نشانگر فوگاسیته بالای اکسیژن است (Sack et al., 1980).

حضور مقادیر زیادی انکلاوهای گرد و بیضوی با منشأ آذرین، دارای ترکیب دیوریت و تا حدی مونزودیوریت است که از ویژگی‌های مهم این نفوذی است. انکلاوها بیشتر در فازهای مافیک‌تر، هم در بخش‌های حاشیه‌ای و هم در مرکز توده مشاهده می‌شوند و اندازه آن‌ها بین ۱۰ میلی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است اما ابعاد ۱۰ تا ۲۰ سانتی‌متر فراوانی بیشتری دارند. شکل آن‌ها از حالت تقریباً زاویه‌دار تا کاملاً گردشده تغییر می‌کند، ولی بیشتر به شکل‌های تقریباً بیضوی دیده می‌شوند. اندازه انکلاوهای توده و ش متفاوت است. آن‌ها در نمونه دستی غالباً به‌رنگ خاکستری هستند و به‌صورت مزوکراتیک تا ملانوکراتیک، ریزدانه تا میان‌دانه با بافت پورفیری و ریزدانه دیده می‌شوند (شکل ۳- F).

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها در گرانودیوریت‌ها

Sample	V.plg.1	V.plg.2	V.plg.3	V.plg.4	V.plg.5	V.plg.6
core						Rime
SiO ₂	59.632	58.450	61.053	57.279	62.562	62.914
TiO ₂	0.000	0.031	0.000	0.000	0.016	0.053
Al ₂ O ₃	24.247	25.144	23.427	26.121	23.860	22.276
FeO	0.259	0.219	0.143	0.193	0.133	0.058
MgO	0.000	0.040	0.000	0.076	0.008	0.000
CaO	6.768	8.067	5.731	8.730	4.974	3.955
Na ₂ O	7.636	6.879	8.249	6.460	8.622	9.450
K ₂ O	0.486	0.334	0.337	0.266	0.352	0.193
Total	99.028	99.164	98.94	99.125	100.527	98.899
Si	2.690	2.639	2.744	2.592	2.759	2.814
Al	1.288	1.337	1.240	1.392	1.239	1.173
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002
Fe ⁺²	0.010	0.008	0.005	0.007	0.005	0.002
Mg	0.000	0.003	0.000	0.005	0.001	0.000
Ca	0.327	0.390	0.276	0.423	0.235	0.190
Na	0.668	0.602	0.719	0.567	0.737	0.820
K	0.028	0.019	0.019	0.015	0.020	0.011
Cations	5.011	4.999	5.003	5.001	4.997	5.012
Ab	0.65	0.60	0.71	0.56	0.74	0.80
An	0.32	0.039	0.27	0.42	0.24	0.19
Or	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01

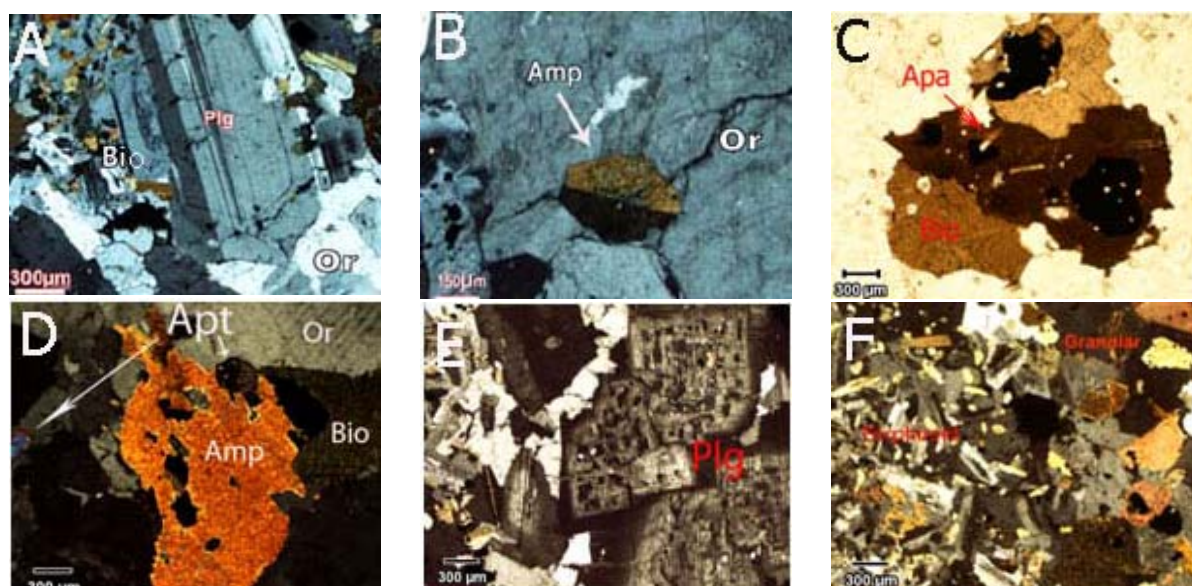
جدول ۵- نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای بیوتیت‌ها در توده و ش

Sample	V.Bio.1	V.Bio.2	V.Bio.3	V.Bio.4	V.Bio.5
SiO ₂	35.719	36.184	36.085	37.476	36.130
TiO ₂	3.846	3.791	3.714	3.688	3.718
Al ₂ O ₃	13.150	13.277	13.302	13.605	13.331
FeO	19.916	19.528	19.675	18.487	19.455
MnO	0.442	0.386	0.403	0.386	0.388
MgO	12.094	12.553	12.457	11.811	12.354
CaO	0.023	0.067	0.026	0.164	0.097
Na ₂ O	0.093	0.118	0.108	0.587	0.083
K ₂ O	10.530	10.580	10.613	10.088	10.227
Total	95.81	96.64	96.53	96.42	95.96
Si	5.269	5.282	5.279	5.423	5.300
Al ^{IV}	2.284	2.283	2.292	2.318	2.303
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.427	0.416	0.409	0.401	0.410
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	2.457	2.384	2.407	2.237	2.387
Mn	0.055	0.048	0.050	0.047	0.048
Mg	2.659	2.732	2.717	2.548	2.702
F	0.000	0.158	0.153	0.126	0.182
Ca	0.004	0.010	0.004	0.025	0.015
Na	0.027	0.033	0.031	0.165	0.024
K	1.982	1.970	1.981	1.862	1.914
Cations	15.164	15.158	15.170	15.026	15.103
O	22	22	22	22	22

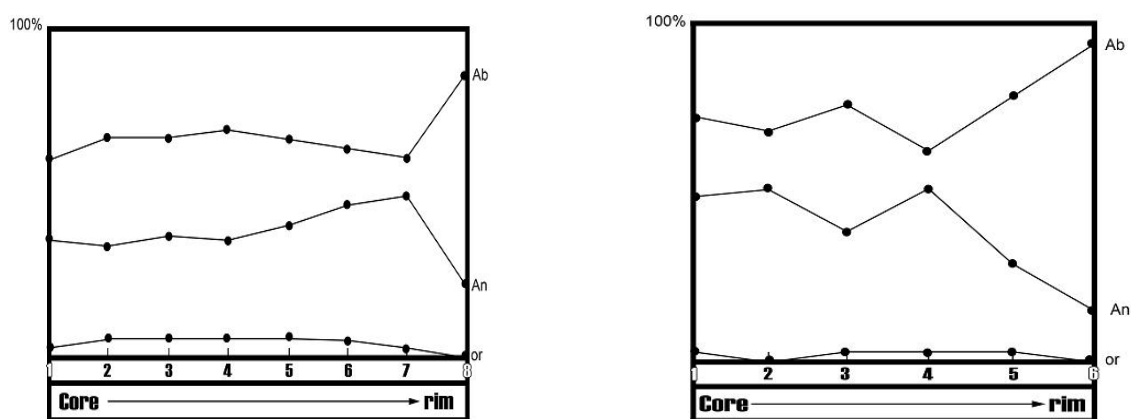
جدول ۶- نتایج آنالیز نقطه‌ای مگنتیت به صورت اکسیدی

Point	1	2	3	4	5
SiO ₂	0.044	0.091	0.053	0.071	0.077
TiO ₂	0.174	0.18	0.238	0.203	0.218
V ₂ O ₅	0.422	0.466	0.598	0.489	0.428
Al ₂ O ₃	0.107	0.164	0.13	0.059	0.043
Cr ₂ O ₃	0.059	0.086	0.056	0.067	0.059
MnO	0.131	0.165	0.168	0.105	0.08
MgO	0.016	0	0.013	0	0
FeO	31.041	31.029	31.05	30.978	31.037
Fe ₂ O ₃	67.132	66.842	66.39	66.614	66.85
Total	99.127	99.023	98.69	98.586	98.792

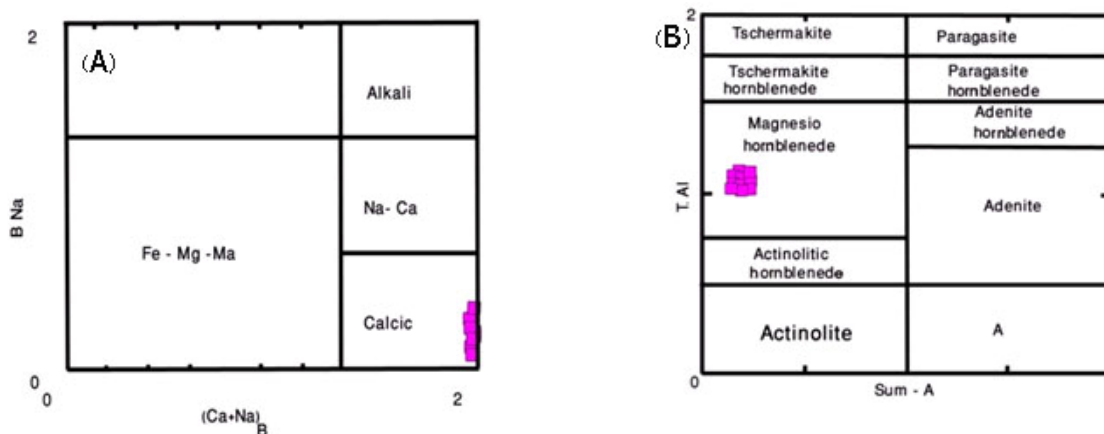
آمفیبول با فراوانی بیشتر از بیوتیت به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با رنگ سبز زیتونی حضور دارد (شکل ۳- D). بر اساس داده‌های آنالیز



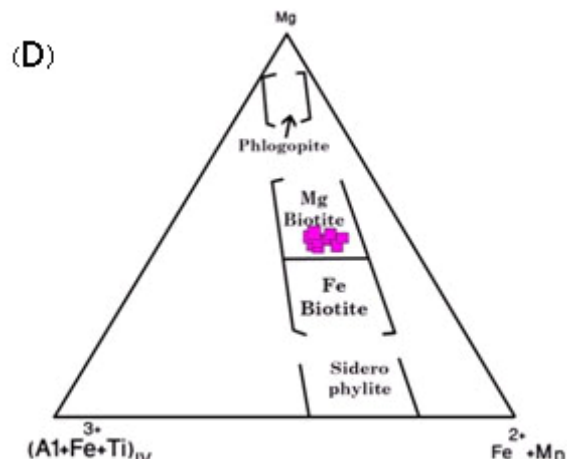
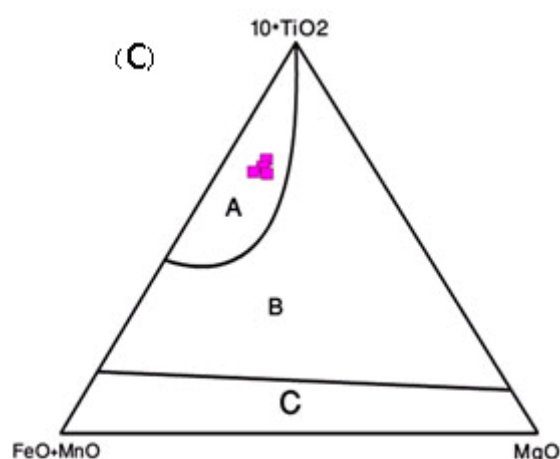
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی (XPL) سنگ‌های توده نفوذی وش؛ (A) ماکل پلی‌سنتیک در پلاژیوکلاز (Plg) که منطقه‌بندی نیز نشان می‌دهد، (B) ماکل دوتایی در آمفیبول، (C) آپاتیت (Apt)، (D) هم‌نشینی کانی‌های آمفیبول (Amp)، بیوتیت (Bio)، آپاتیت (Apt) و ارتوکلاز (Or)، (E) بافت سلولی اسفنجی در پلاژیوکلاز، (F) مرز بین گرانیتیوید (سمت راست تصویر) و انکلاوهای مافیک



شکل ۴- منطقه‌بندی شیمیایی در دو نمونه پلاژیوکلاز بر اساس داده‌های آنالیز نقطه‌ای



شکل ۵- تعیین نوع آمفیبول‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی؛ آمفیبول‌ها در قلمرو کلسیک (A) و از نوع منیزیهورنبلند (B) هستند (Leake et al., 1997)



ادامه شکل ۵- تعیین نوع بیوتیت‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی در نمودارهای رده‌بندی انواع بیوتیت از Nachit و همکاران (۱۹۸۵)، این کانی ماگمایی (C) و از Foster (۱۹۶۰) از نوع منیزیم‌دار (D) است. (علائم مربوط به نمودار C: A- بیوتیت‌های اولیه، B- بیوتیت‌های دگرسان و C- بیوتیت‌های باز تبلور یافته)

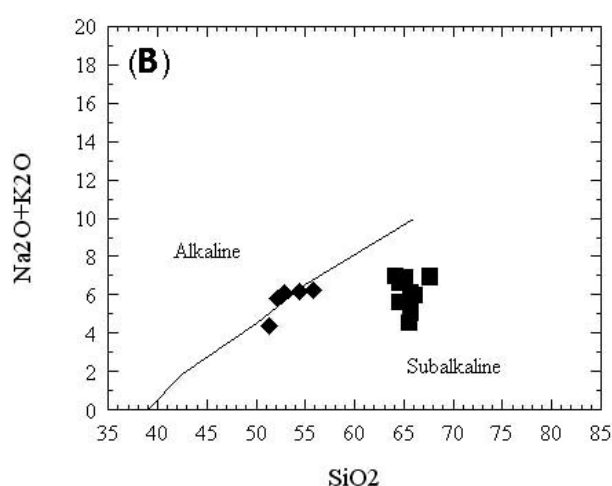
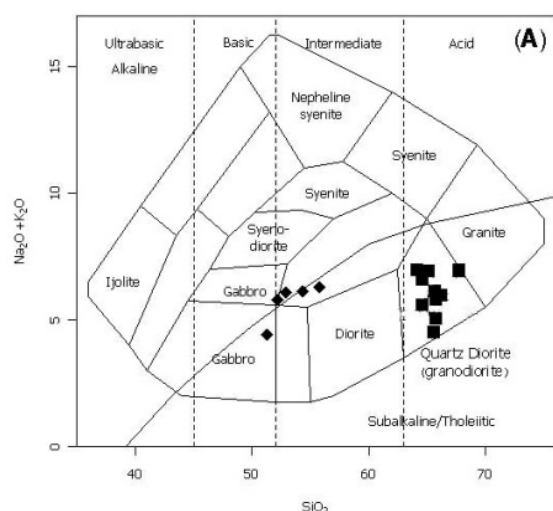
ژئوشیمی

طبقه‌بندی ژئوشیمیایی

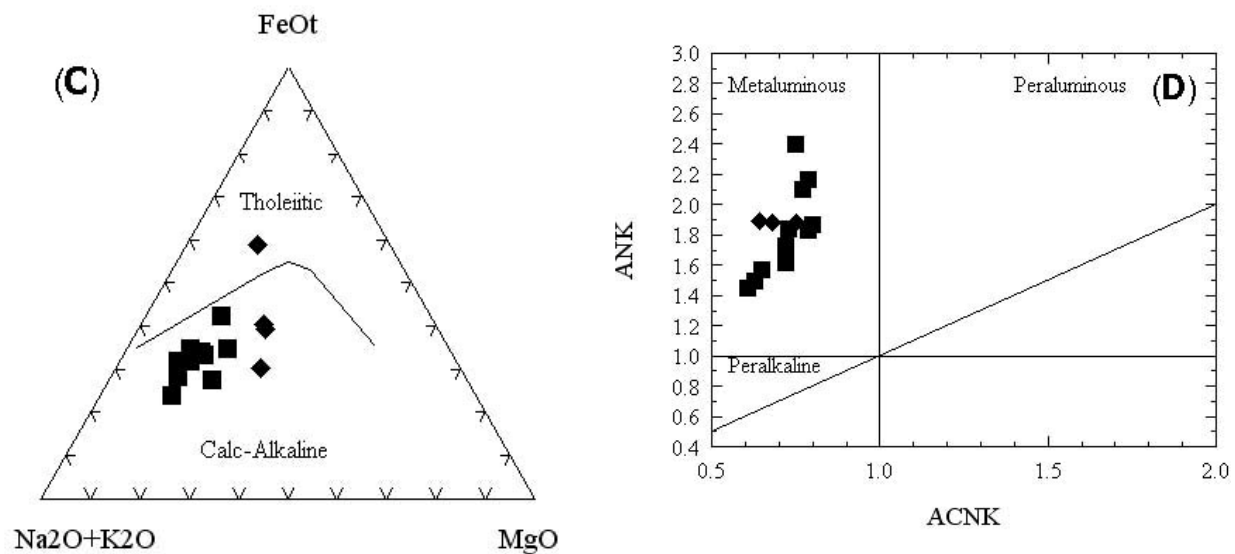
نام‌گذاری مدال، بر اساس نمودار ترکیب شیمیایی نام‌گذاری شده‌اند (Cox et al., 1979) و دارای ترکیب گرانودیوریت هستند (شکل ۶- A)، ولی انکلاوها ترکیب دیوریتی تا گابرویی از خود نشان می‌دهند. توده نفوذی و انکلاوهای همراه از نظر ماهیت ساب‌آلکان، کالک‌آلکان و مت‌آلومین هستند (شکل‌های ۶- B تا D).

مقدار متوسط Na_2O , CaO , K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 ، ACNK , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در توده نفوذی و ش، به ترتیب برابر ۶۳/۲۵، ۱۴/۶۵، ۲/۳۲، ۵/۱۳، ۳/۹۱، ۰/۶۰، ۰/۷۱ و ۴۶/۷۶ است.

سنگ‌های توده نفوذی مطالعه‌شده علاوه بر



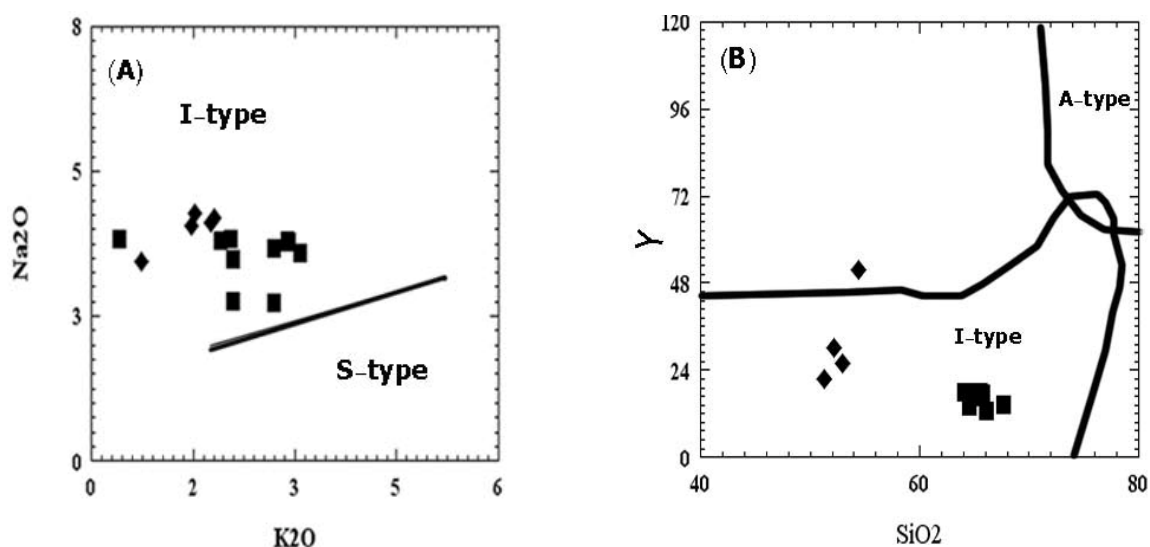
شکل ۶- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نام‌گذاری سنگ‌ها با استفاده از (A) نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979)، (B) نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ؛ نماد مربع توپر: نمونه‌های توده اصلی، لوزی توپر: نمونه‌های انکلاو



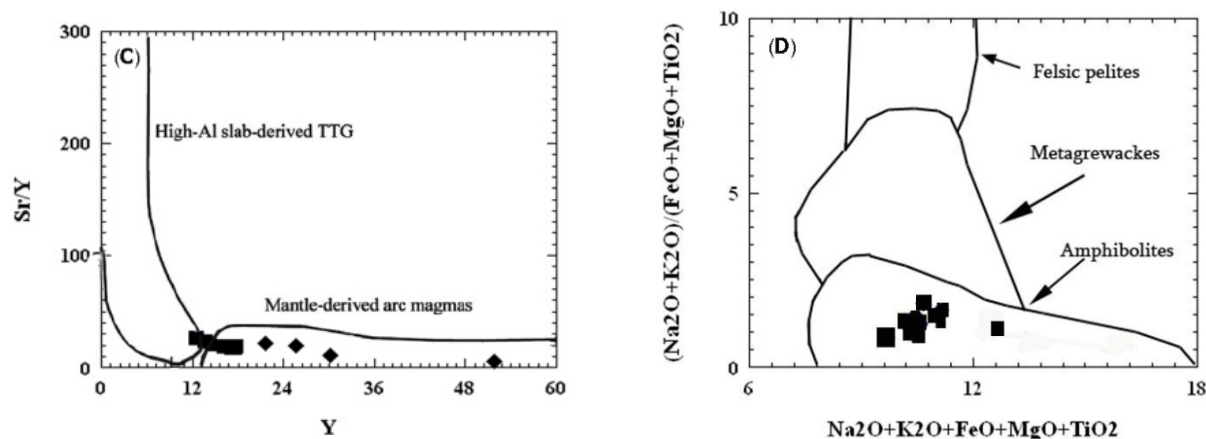
شکل ۶- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نام‌گذاری سنگ‌ها با استفاده از (C) نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) و (D) موقعیت نمونه‌ها در نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Picooli, 1989)؛ نماد مربع توپر: نمونه‌های توده اصلی، لوزی توپر: نمونه‌های انکلاو

گوشته‌ای- پوسته‌ای در تشکیل و تکوین ماگمای تشکیل‌دهنده وش باشد، اما نمونه‌های انکلاو به‌طور کامل در محدوده ماگمای با منشأ گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. نمودار پتروژنز (Patino, 1993)، نشانگر این است که ماگمای مادر توده نفوذی وش از یک منبع متبازالتی تا متاتونالیت یا معادل دگرگونی آن، آمفیولیت منشأ گرفته است (شکل ۷- D).

گرانیتوید وش در نمودارهای پترولوژی (Chappell and White, 1992; Furnes *et al.*, 1996) ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I را نشان می‌دهد (شکل‌های A-۷ و B). در نمودار Sr/Y-Y (Martin, 1993) نمونه‌های منطقه در مرز بین ماگماهای با منشأ گوشته‌ای و پوسته‌ای با تمایل به سمت ماگمایی با منشأ گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. این حالت می‌تواند نشانگر عوامل دوگانه



شکل ۷- نمودارهای پترولوژی (A) Na2O-K2O (Chappell and White, 1992) و (B) Y-SiO2 (Furnes *et al.*, 1996)؛ نمادها مانند شکل ۶



ادامه شکل ۷- نمودارهای پترولوژی (C) نمودار Sr/Y-Y (Martin, 1993) و (D) نمودار پتروژنز (Patino, 1993); نمادها مانند شکل ۶

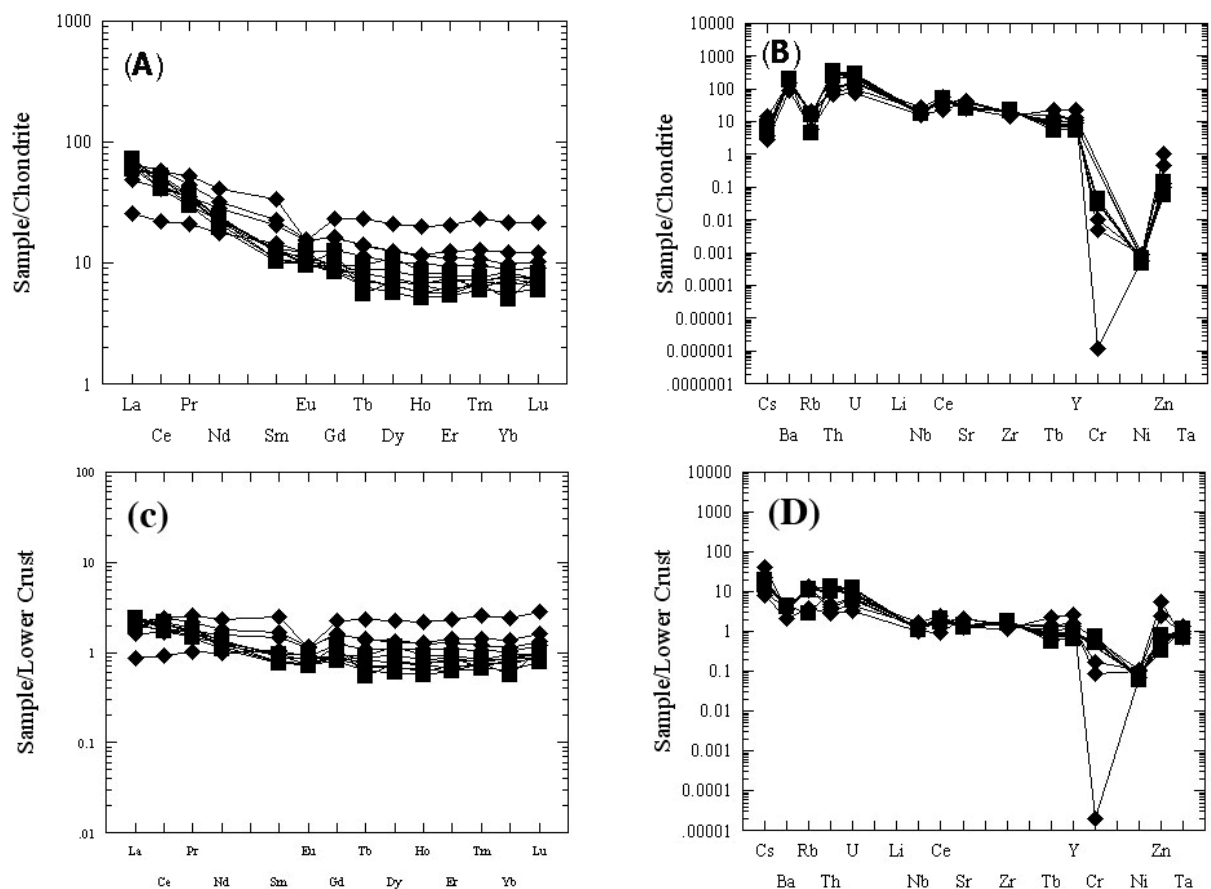
ژئوشیمی عناصر کمیاب

برای بررسی الگوهای REEs معمولاً از نمودار به‌هنگار شده نسبت به کندریت (Sun and Mc Donough, 1989) استفاده می‌شود. این نمودار (شکل ۸- A) نشانگر روندی یکنواخت، مسطح و به‌طور کلی الگوی تفریق نیافته در توزیع HREEs را عرضه می‌کند، در حالی که LREEs غنی‌شدگی و تفریق‌یافتگی نشان می‌دهند $(La/Yb)_N = 7/93 - 13/17$ ولی $(Gd/Yb)_N = 1/0.9$ است. Eu آنومالی منفی نسبتاً ضعیف تا کمی مثبت دارد $(Eu/Eu^* = 0.69 - 1.16)$. جدایش فلدسپار از مذاب فلسیک موجب پیدایش آنومالی منفی Eu می‌شود (Sun and Mc Donough, 1989). اما حضور آمفیبول می‌تواند موجب بی‌هنگاری مثبت در سنگ‌های حدواسط شود (Henderson, 1984). در شکل ۸- B تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت (Thompson, 1982) به‌هنگار شده است و آنومالی منفی و مشخصی از Nb و Sr، همچنین آنومالی مثبتی از La و Th را نشان می‌دهد که خاص گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان قوس است و می‌تواند با مذاب حاصل از پوسته زیرین سازگار باشد (Harris and Inger, 1992). الگوهای REEs و عناصر ناسازگار به‌هنگار شده نسبت به پوسته زیرین (Taylor and McLennan, 1985) تأییدی بر احتمال

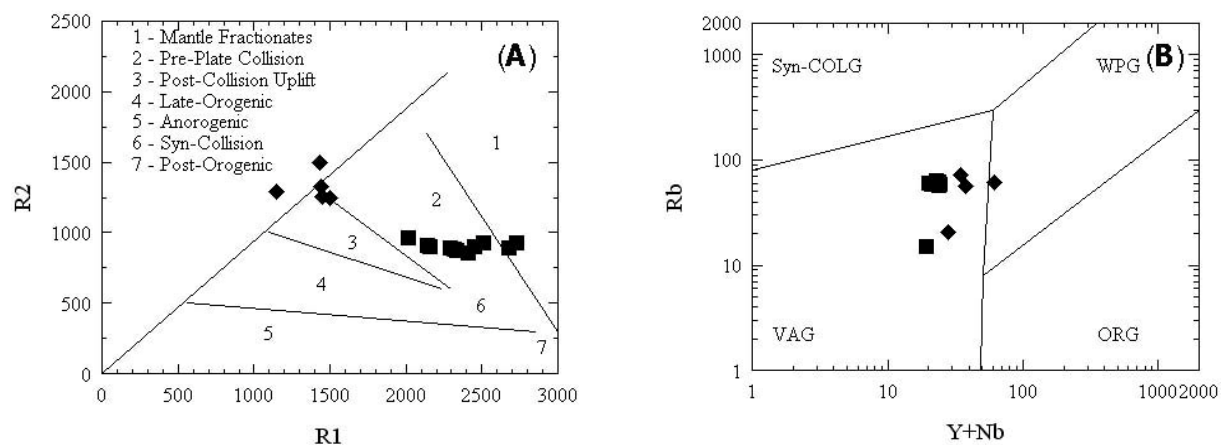
منشأگیری توده نفوذی وش از منبع پوسته زیرین است و روندی خطی به موازات خط یک را برای هر دو گروه از عناصر نشان می‌دهد (شکل ۸- C و D). در نمودار به‌هنگار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از LREEs و تهی‌شدگی از HFSE بیانگر ماگماتیسیم متاآلومین نوع I قوس‌های آتشفشانی است. Parada و همکاران (۱۹۹۹) بیان می‌کنند که غنی‌شدگی و فراوانی LREEs می‌تواند به علت ذوب بخشی کم این سنگ‌ها و یا منشأ نسبتاً غنی از عناصر قلیایی مرتبط با مناطق فرورانش باشد.

تعیین محیط تکتونیکی

Batchelor و Bowden (۱۹۸۵)، بر پایه تغییرات عناصر اصلی نمودار R1-R2 را به‌منظور تفکیک محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها ارائه نمودند. در این نمودار (شکل ۹- A) گرانیتوئیدهای منطقه در گروه گرانیت‌های پیش از برخورد (pre-plate collision) (محدوده ۲) قرار گرفته‌اند. نمونه‌های گرانیتوئید وش در نمودار Y+Nb در مقابل Rb (Pearce et al., 1984) در محدوده قوس آتشفشانی (VAG) قرار گرفته‌اند (شکل ۹- B).

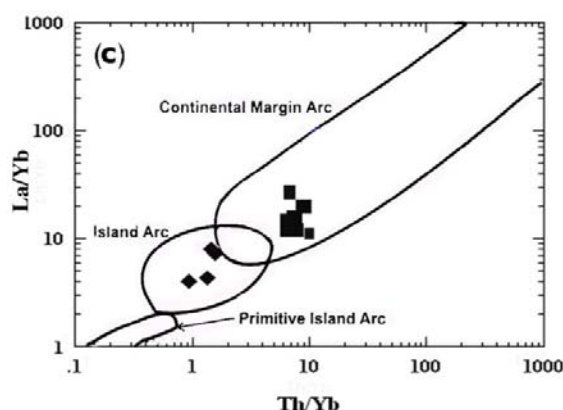


شکل ۸- نمودارهای فراوانی؛ (A) عناصر نادر خاکی به کندریت (Sun and Mc Donough, 1989)، (B) عناصر ناسازگار (Thompson, 1982) به کندریت، (C) عناصر نادر خاکی و (D) عناصر ناسازگار به پوسته زیرین (Taylor and McLennan, 1985) در سنگ‌های گرانیتیوییدی وش؛ نمادها مانند شکل ۶

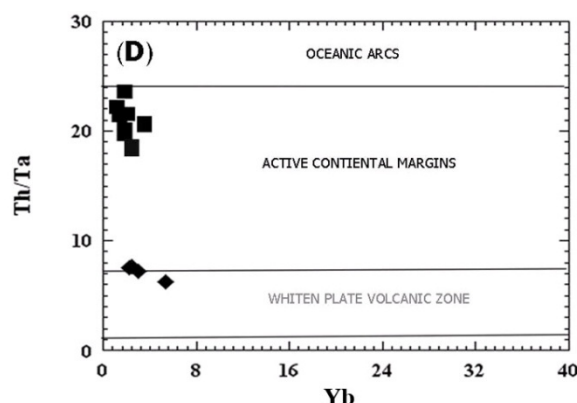


شکل ۹- نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی؛ (A) نمودار R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985)، (B) نمودار Y + Nb در مقابل Rb (Pearce et al., 1984) اختصارات شکل B) WPG: گرانیت‌های مربوط به داخل صفحات قاره، ORG: گرانیت‌های مربوط به پشته‌های میان اقیانوسی و پهنه گسترش کف اقیانوسی، Syn-ColG: گرانیت‌های هم‌زمان با تصادم قاره‌ها، VAG: گرانیت‌های مربوط به قوس آتشفشانی؛ نمادها مانند شکل ۶

داده و در محدوده قوس آتشفشان قرار گرفته‌اند. گرانیتوئیدهای منطقه وش در نمودار $\text{Th}/\text{Ta}-\text{Yb}$ از Black و Liegeois (۲۰۰۰) گویای تشکیل این توده در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای است (شکل ۹-D).



همچنین نسبت‌های بالای $\text{La}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$ (بین ۱۰ تا ۱۰۰) در شکل ۹-C، بیانگر از تعلق این توده به ماگماهای فلسیک قوس قاره‌ایی است (Condie, 2002)، هرچند نمونه‌های انکلاو رفتاری متفاوت از خود نشان



ادامه شکل ۹- نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی: C) نمودار $\text{La}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$ (Condie, 2002) و D) نمودار $\text{Th}/\text{Ta}-\text{Yb}$ (Liegeois and Black, 2000)؛ نمادها مانند شکل ۶

پوسته زیرین شباهت زیادی دارد. همچنین پایین بودن Al_2O_3 (کمتر از ۱۵ درصد وزنی)، عدم بی‌هنجاری شدید از Eu و الگوی تخت عناصر نادر به‌علاوه پایین بودن فشار حاکم در زمان جایگزینی می‌تواند نشانگر نبود گارنت به‌عنوان باقی‌مانده ذوب در منشأ باشد. گرانیتوئید وش بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی می‌تواند حاصل ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته زیرین ایجاد شده و طی بالا آمدن، با پوسته بالایی آلاش پیدا کرده باشد. انکلاوهای مافیک در آن شاهدهی بر حضور ماگمای بازالتی با منشأ عمیق‌تر است که در پوسته زیرین جایگزین شده و به احتمال زیاد، حرارت برای ذوب بخشی پوسته زیرین را فراهم ساخته است. ماگمای فلسیک تولیدی با این ماگمای بازالتی اختلاط و ماگمای حد واسط دیوریتی را به‌وجود آورده است. با توجه به محیط تکتونوماگمایی قوس آتشفشانی قاره‌ای برای این منطقه و تداوم حضور مذاب‌های مافیک پس از فرآیند فرورانش در کرتاسه بالایی، ماگمای

بحث و نتیجه‌گیری

مهم‌ترین مدل‌های منشایی برای تشکیل ماگماهای فلسیک در یک محیط قوس آتشفشانی شامل دو گروه الف) فرآیندهای AFC (Bacon and Druitt, 1988) و ب) ذوب بخشی پوسته زیرین بر اثر گرمای حاصل از ماگمای مافیک با منشأ عمیق‌تر یا گوشته‌ای است (Guffanti et al., 1996). در این منطقه به‌علت حجم بودن توده گرانیتوئیدی وش، بالا بودن مقدار SiO_2 در آن و سن بیشتر نفوذی‌های گابرویی همراه و کمتر بودن حجم آن‌ها در منطقه، همچنین غنی‌شدگی از عناصر ناسازگاری مانند Li، Rb و Th، سازگار با مدل اول یا تشکیل در طی فرآیندهای AFC نیست. با توجه به تشابه بسیار زیاد توزیع REE و عناصر ناسازگار به پوسته زیرین، پذیرش مدل دوم برای این توده‌نفوذی قابل قبول‌تر است. با توجه به یافته‌های این پژوهش، منشأ ماگمای مادر می‌تواند یک متابازالت تا متاتونالیت یا معادل دگرگونی آن (آمفیولیت) باشد که با ترکیب

حاصله طبیعی است که ویژگی‌های مناطق فرورانشی را از خود نشان دهد. در واقع ادامه فرآیندهای ماگمایی پس از زیرراندگی پوسته اقیانوسی عربی به زیر بلوک لوت باعث تشکیل توده‌های نفوذی همچون وش در منطقه مورد مطالعه شده است. این مطالعات منطبق با نتایج Pourhosseini (۱۹۸۱) که معتقد به یک مدل ساده AFC برای کل توده‌های نفوذی در اطراف شهر نطنز است، نبوده اما با مطالعات هنرمند (۱۳۹۰) و Haschke و همکاران (۲۰۱۰) همسو بوده و آن‌ها را تأیید می‌کند و نشانگر تشابه بسیار زیاد نفوذی وش با مجموعه‌های نفوذی فلسیک در اطراف شهر نطنز است. پهنه زاگرس در نتیجه ناپدید شدن اقیانوس نئوتتیس بین اوراسیا و صفحه عربستان ایجاد شده است (Ahmadian *et al.*, 2009) و زمان برخورد بسیار بحث برانگیز است و از کرتاسه بالایی (Berberian and King, 1981) تا میوسن (Berberian and Berberian, 1981) یا از ابتدای پلیوسن (Stocklin, 1968) در منابع مختلف ذکر شده است، با این حال بیش‌ترین حمایت از ائوسن بالایی تا الیگوسن است (برای مثال Agard *et al.*, 2005 و Ballato *et al.*, 2010). به عقیده Agard و همکاران (۲۰۱۱) تکامل کوه‌زاد زاگرس در سه دوره زمانی شامل زمان کرتاسه میانی تا بالایی با به هم ریختگی و آشفستگی مشخص فرآیندهای زیرراندگی و جفت‌شدگی‌های

مکانیکی داخل صفحه‌ای، زمان پالئوسن-ائوسن کندی ماگماتیسیم کمائی و توسعه کشش در پوسته بالایی و از الیگوسن به بعد گسترش برخورد و شکل‌گیری کنونی کمربند ارومیه-دختر است. Clemens و همکاران (۲۰۱۱) در محیط‌های ماگمایی قوس آتشفشانی به نقش حرارتی ماگماهای مافیک در ذوب‌بخشی پوسته زیرین و تشکیل ماگمای گرانیتی اشاره کرده که همراه با اختلاط ماگمایی است و ویژگی ماگماهای I-type را نشان می‌دهد. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، ماگمای مادر توده نفوذی وش از دو منشأ ماگمای مافیک گوشته‌ای و ماگمای منتج از ذوب‌پوسته است. این فرآیند طی فعالیت‌های ماگماتیسیم در حین فرورانش و یا هم‌زمان با اعمال فازهای کششی پس از تصادم قاره‌ای اتفاق افتاده است.

بنابراین، توده نفوذی وش با ترکیب گرانودیوریت تا تونالیت، از نظر ماهیت ساب‌آلکالن، کالک‌آلکالن و مت‌آلومین بوده و از نوع I است. با توجه به نمودارهای تکتونوماگمایی، این نفوذی در یک حاشیه فعال قاره‌ای در شرایط زیرراندگی اقیانوس-قاره‌ای در پهنه ارومیه-دختر تشکیل شده است. این شرایط با مدل زیرراندگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس به‌زیر ایران مرکزی و ادامه فرآیندهای ماگمایی بعدی مرتبط با آن در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر تطابق دارد.

منابع

- امین‌الرعایایی یمینی، م.، کنعانیان، ع. و احمدیان، ج. (۱۳۸۶) بررسی ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی تتماج. مجله علوم پایه دانشگاه تهران ۳۳(۱): ۲۷ - ۳۸.
- باباخانی، ع.، خلعتبری جعفری، م. و علائی مهابادی، س. (۱۳۷۲) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- درویش زاده، ع. (۱۳۶۳) اصول آتشفشان‌شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- شیریان، ف. (۱۳۷۵) پتروژنز گرانیتوئیدها و انکلاوهای کوه هیمند (شمال غرب نطنز). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- قربانی، م. (۱۳۸۲) مبانی آتشفشان‌شناسی با نگرشی بر آتشفشان‌های ایران. انتشارات آراین زمین، تهران.

- کنعانیان، ع.، امین الرعایایی یمینی، م. و احمدیان، ج. (۱۳۸۷) کانی‌شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده جنوب‌خاوری کاشان. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران* ۱۶(۳): ۴۴۳ - ۴۵۸.
- معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۵) دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت‌معلم، تهران.
- نصرافهانی، ع. و احمدی، م. (۱۳۸۷) سنگ‌شناسی گدازه‌های شوشونیتی در جنوب روستای عشین (شرق اصفهان). *مجله علوم‌پایه دانشگاه آزاد اسلامی*، ۸۹: ۶۹ - ۹۸.
- نصرافهانی، ع. و وهابی‌مقدم، ب. (۱۳۸۹) موقعیت تکتونیکی و ماگمایی رخنمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال‌شرق اصفهان). *مجله پترولوژی* ۱(۲): ۹۵ - ۱۰۸.
- هنرمند، م.، مؤید، م.، جهانگیری، ا.، احمدیان، ج. و بهادران، ن. (۱۳۹۰) بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نطنز، شمال اصفهان. *مجله پترولوژی* ۱(۳): ۶۵ - ۸۸.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Moutherau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94: 401-19.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitech, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction dominated process. *Geology Magazine* 1: 1-34.
- Ahmadian, J., Hasckke, M., Mc Donald, I., Regelous, M., Ghorbani, M. R., Hashem Emami, M., Murata, M. (2009) High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America* 121(5): 857-868.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned cal-calkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 224-256.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S. H. (2010) Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 300: 125-38.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H. K. and Delany, F. M. (Eds.): *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington 3: 5-32.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 1764-6.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S-Type granite in the Lachlan Fold-Belt: transition of the royal society of Edinburgh. *Earth sciences* 83:1-26.
- Clemens, J. D., Stevens, G. and Farina, F. (2011) The enigmatic sources of I- type granites: the peritectic connexion. *Lithos* 126:174-181.
- Condie, K. C. (2002) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos* 23:1-18.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation Fe^{+3} concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Foster, M. D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas: U.S. Geological Survey,

- Professional Paper 354 B: 11-49.
- Furnes, H., El-Sayed, M. M., Khalil, S. O. and Hassanen, M. A. (1996) Pan-African magmatism in the Wadi-El-Imra district, Central Desert, Egypt: Geochemistry and tectonic environment. *Journal of the Geological Society* 153: 705-718.
- Guffanti, M., Clyne, M. A. and Muffler, L. J. P. (1996) Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research* 101: 3001-3013.
- Harris, N. B. W. and Inger, S. (1992) Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 46-56.
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. and McDonald, I. (2010) Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine-Himalayan collision in central Iran. *Economic Geology* 105: 855-865.
- Henderson, P. (1984) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Oxford, New York.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Leak, B. E., Gilber, M. Ch., Grice, J. D., Hawthornic, F. C., Kato, A., Kisch, H. j., Kirvichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Marsh, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles oh the International Mineralogical association, commission on new minerals and minerals name. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Liegeois, J. P. and Black, R. (1987) Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas. In: Fitton, J. G. and Upton, B. G. J. (Eds): Alkaline igneous rocks. Geological Society London, Special Publication 30: 381-401.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. (1993) The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K. C. (Ed.): The Achaean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam 205-259.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. and Caron, J. P. (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids. *C. R. Academic Sciences Paris, Ser. 2* 301: 813-818.
- Nasr-Esfahani, A. k. and shoJaei, B. (2011) Petrogenesis of Oligo-Miocene granitoid intrusive in west Natanz, central part of Uroma- Dokhtar magmatic belt, NE Isfahan, Iran. *Mineralogical Magazine*, 3 (75): 1526.
- Parada, M. A., Nystrom J. O. and Levi, B. (1999) Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos* 46: 505-521.
- Patino, D. A. E. (1993) Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries and consequences for biotite stability. *Chemical Geology* 108: 133-162.
- 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.
- Pe-Piper, G., Piper, D. J. and Matarangas, D. (2002) Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite., Delos, Cyclades, Greece. *Lithos* 60: 47-66.
- Pourhosseini, F, (1981) Petrogenesis of Iranian Plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes. Ph. D. Thesis, Cambridge University. Geological Survey of Iran.

- Sack, R. O., Carmichael, L. S. E., Rivers, M. and Chiroso, M. S. (1980) Ferric-Ferrous equilibrium in natural silicates liquids at 1 bar. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 75: 369-376.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society Special Publication 42: 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Thompson, A. B. (1982) Magmatic of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 50-107.

Petrology and genesis of Vash granitoid NW Natanz (Isfahan)

Ali Khan Nasr Esfahani * and Behafarin Shojaei

Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Isfahan, Iran

Abstract

The Vash granitoid is located in NW Natanz and is a part of Uromieh-Dokhtar magmatic belt in Central Iran. This pluton is probably of Oligo-Miocene age and is the result of extensive magmatism which occurred during and post of the Alpine Orogeny. The composition of the pluton ranges from granodiorite to tonalite. The main minerals are quartz, plagioclase, alkali-feldspar and ferromagnesian minerals are biotite and amphibole. It contains a number of dioritic enclaves with different sizes. Based on geochemical studies, the Vash granitoid is similar to those of the subalkaline, calc-alkaline series, metaluminous, and displays typical features of magnesian I-type granites. The pluton is characterized by enrichment in large ion lithophile elements (LILE) such as Rb, Ba, K, Ce and depletion in high field strength elements (HFSE) such as Y, Nb and Zr. The chondrite normalized REE patterns are characterized by moderate to high LREE enrichment $[(La/Yb)_N=7.93-13.17]$ and unfractionated HREE $[(Gd/Yb)_N=1.09 \text{ to } 1.88]$. Granodiorites show least fractionated in HREE and a weak negative Eu anomalies ($Eu/Eu^*=0.69-1.16$). The studied magma was likely derived from primary magma in the lower crust originated by partial melting of crustal protoliths as well as basaltic magmas formed by partial melting of mantle wedges. The Vash granitoid displays mineralogical and geochemical characteristics typical of volcanic arc granites related to an active continental margin. Tectonic setting of Vash granitoid may be syn-subduction magmatism or post-collisional magmatism due to extensional phases after collision of Lut microcontinent and Arabic plate.

Key words: Vash, Natanz, Granitoid, I-type, Oligo-Miocene, Calc-alkaline

* nasr@khuif.ac.ir