

ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی بخش مرکزی رشته کوه بزقوش، شمال غرب ایران

عیسی آزادی^{۱*}، محمد رهگشای^۱، سعید علیرضایی^۱ و محمدهاشم امامی^۲
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
^۲ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری سنوزوئیک گسترش چشمگیری در رشته کوه بزقوش در جنوب سراب (شمال غرب ایران) دارند. این سنگ‌های آتشفشانی شامل: تراکی بازالت، تراکی آندزیت و آندزیت‌های مگاپورفیری با سن احتمالی ائوسن میانی هستند. بافت عمده این سنگ‌ها پورفیری است. کانی‌های تشکیل دهنده اصلی آنها پلاژیوکلاز، سانیدین و کلینوپیروکسن است. الگوی پراکنش عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در تمام سنگ‌های آتشفشانی رشته کوه بزقوش مشابه هستند و با فرورفتگی در Nb و Zr، غنی‌شدگی شدید در Ba، La، Rb و Th و تهی‌شدگی در Y، Ti و Yb نسبت به N-MORB مشخص می‌شوند. نتایج پژوهش‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گوشته لیتوسفری منشأ سنگ‌های بزقوش، تحت تأثیر فرورانش، دچار متاسوماتیسم شده است. نقش رسوبات و محلول‌های آزاد شده از صفحه فرورانده شده، در زایش این سنگ‌ها توسط مقادیر Sm/La نسبت به Th/La و نسبت‌های Ba/Nb (>49) و Ba/Ta (>900)، آشکار می‌شود. به نظر می‌رسد که گوشته لیتوسفری منشأ سنگ‌های آتشفشانی منطقه بزقوش به وسیله محلول‌های ناشی از فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس دچار متاسوماتیسم شده باشد. سپس در اثر بالآمدگی صفحه اقیانوسی نئوتتیس، شکست صفحه فرورونده، جدایش لایه‌ای لیتوسفر و تکتونیک کششی ایجاد شده است و باعث ذوب‌بخشی لیتوسفر گوشته‌ای متاسوماتیسم شده به وسیله فرورانش می‌شود. در نهایت، ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی بزقوش به وجود آمده است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت مگاپورفیری، شوشونیت، پهنه فرورانش، بزقوش، البرز غربی-آذربایجان

مقدمه

است که مهم‌ترین ساختارهای تکتونوماگمایی آن طی بسته شدن شاخه‌هایی از اقیانوس نئوتتیس در دوران مزوزوئیک-سنوزوئیک شکل گرفته‌اند

ایران به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-همالیای، دارای تاریخچه تکتونیک پیچیده‌ای

* i_azadi@sbu.ac.ir

در روستای قواق عمولر واقع در جنوب شرق میانه و قلعه دختر و روستای قره زیارت در جنوب شرق و جنوب غرب میانه پژوهش‌هایی در زمینه توان اقتصادی سنگ‌های منطقه و همچنین، پتروولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی انجام شده است (Kamali *et al.*, 2010؛ Kamali, 2010). این پژوهش‌ها داده‌هایی در مورد ژئوشیمی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های منطقه ارائه می‌دهند. پژوهش حاضر بر اساس مشاهدات صحرائی، پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی به مطالعه واحدهای گوناگون در قسمت مرکزی رشته کوه بزقوش می‌پردازد.

زمین‌شناسی منطقه

رشته کوه بزقوش در جنوب سراب، استان آذربایجان شرقی، با مختصات طول جغرافیایی $47^{\circ}10'$ تا $47^{\circ}55'$ و عرض جغرافیایی $37^{\circ}40'$ تا $37^{\circ}53'$ واقع شده است. این منطقه در بخش مرکزی رشته کوه بزقوش دارای یک روند شرقی-غربی به طول تقریبی ۷۰ کیلومتر است و بخش غربی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب و بخش شرقی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن را شامل می‌شود. رشته کوه بزقوش بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران در پهنه‌های زمین‌شناسی مختلفی قرار می‌گیرد. Nabavi (۱۹۷۷) این محدوده را در پهنه البرز-آذربایجان و Alavi و همکاران (۱۹۹۷) در پهنه ماگمایی البرز در نظر می‌گیرند. در پژوهش‌های اخیر، از منطقه آذربایجان تحت عنوان پهنه ایران-ترکیه (شامل: آناتولی شرق-مرکزی و شمال غرب ایران (Dilek *et al.*, 2010؛ Guest *et al.*, 2007)؛ Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2010, 2013) نام برده شده است. در پهنه البرز-آذربایجان، فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن شامل: سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های زیر آبی

(Şengör *et al.*, 2003؛ Alavi, 1994, 2004) حرکت رو به شمال صفحه آفریقایی-عربی باعث فرورانش آن به زیر بلوک ایران در کرتاسه پایانی تا میوسن شده و در نهایت، منجر به برخورد صفحات آناتولی-ایران و صفحه عربی در میوسن میانی و پایانی شده است (Berberian and King, 1981)؛ Alici Sen *et al.*, 2004؛ Chiu *et al.*, 2013). سنگ‌های ماگمایی سنوزوئیک گسترش زیادی در پهنه ایران-ترکیه (Turkish-Iranian High Plateau) در شمال شرق زمین‌درز بیتلیس-زاگرس (Bitlis-Zagros) دارند (Dilek *et al.*, 2010) (شکل ۱). ماگماتیسم در این منطقه مربوط به زمان‌های ائوسن بالایی، میوسن بالایی و پلیوکواترن است (Dilek *et al.*, 2010؛ Eyuboglu *et al.*, 2010, 2011a,b,c,d,e, 2012, 2013a,b). رشته کوه بزقوش بین پهنه Bitlis-Zagros و پهنه ماگمایی پونتید شرقی (eastern Pontides)-قفقاز کوچک (Lesser Caucasus)-البرز قرار گرفته است (شکل ۱). در شمال غرب ایران، پژوهش‌های ارزشمندی در مورد ماگماتیسم سنوزوئیک انجام شده است (Lescuyer and Stöckline, 1974a)؛ Alberti *et al.*, 1980؛ Riou, 1976؛ Babakhani *et al.*, 1990؛ Moinevaziri, 1985؛ Aghazadeh *et al.*, 2010, 2011؛ Alavi, 1996؛ Pang *et al.*, 2013؛ Castro *et al.*, 2013؛ Shafaii Moghadam *et al.*, 2013) که نشان‌دهنده اهمیت مطالعه این دسته از سنگ‌ها به عنوان بخشی از ماگماتیسم سنوزوئیک در پهنه ماگمایی ایران-ترکیه است. پژوهش‌های پتروولوژی انجام شده در محدوده مرکزی رشته کوه بزقوش توسط Lotfi (۱۹۷۶) و Lescuyer (۱۹۷۸) بوده است. در این پژوهش‌ها، فقط از تجزیه‌های XRF استفاده شده و داده‌های دقیق ژئوشیمیایی ارائه نشده است.

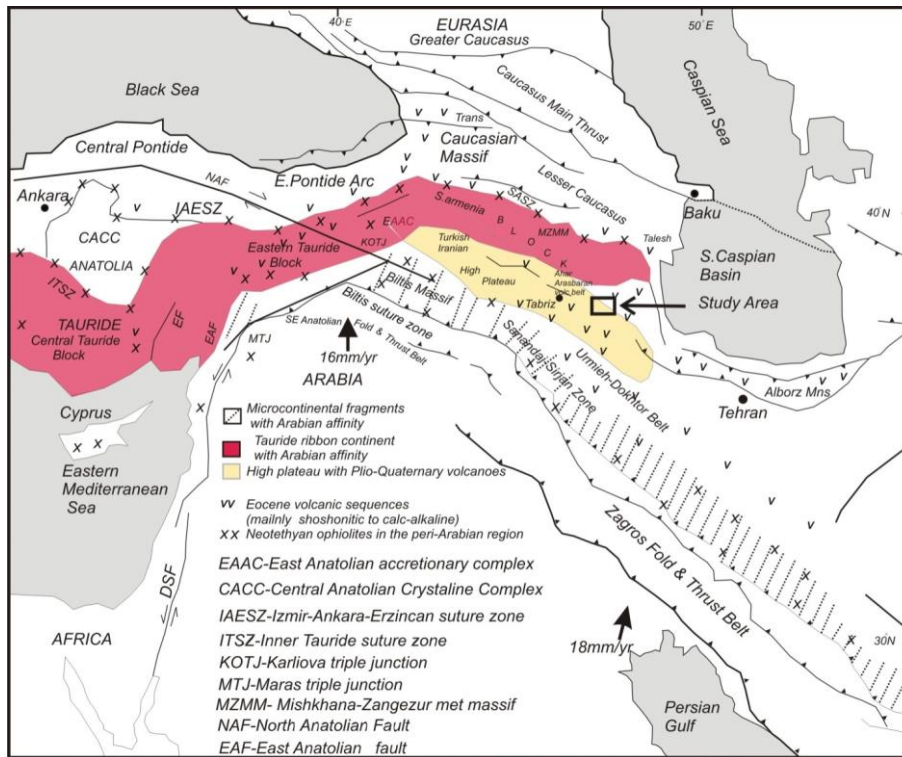
واحدها روی ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای ائوسن زیرین و گدازه‌های مگاپورفیر آندزیتی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز که در حدود دو سوم رشته کوه بزقوش را پوشانده‌اند قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۱). سن واحدهای بیان شده با توجه به قرار گرفتن روی سری‌های نومولیت‌دار، ائوسن میانی در نظر گرفته شده است (Emami, 1992). واحدهای الیگوسن رشته کوه بزقوش، شامل: یک سری دایک‌های اسیدی تا حد واسط با روند شمال شرقی جنوب غربی و طول متغیر از ۵۰۰ تا ۸۰۰۰ متر است که آندزیت‌های مگاپورفیری را قطع نموده‌اند (شکل ۳-۲).

روش انجام پژوهش

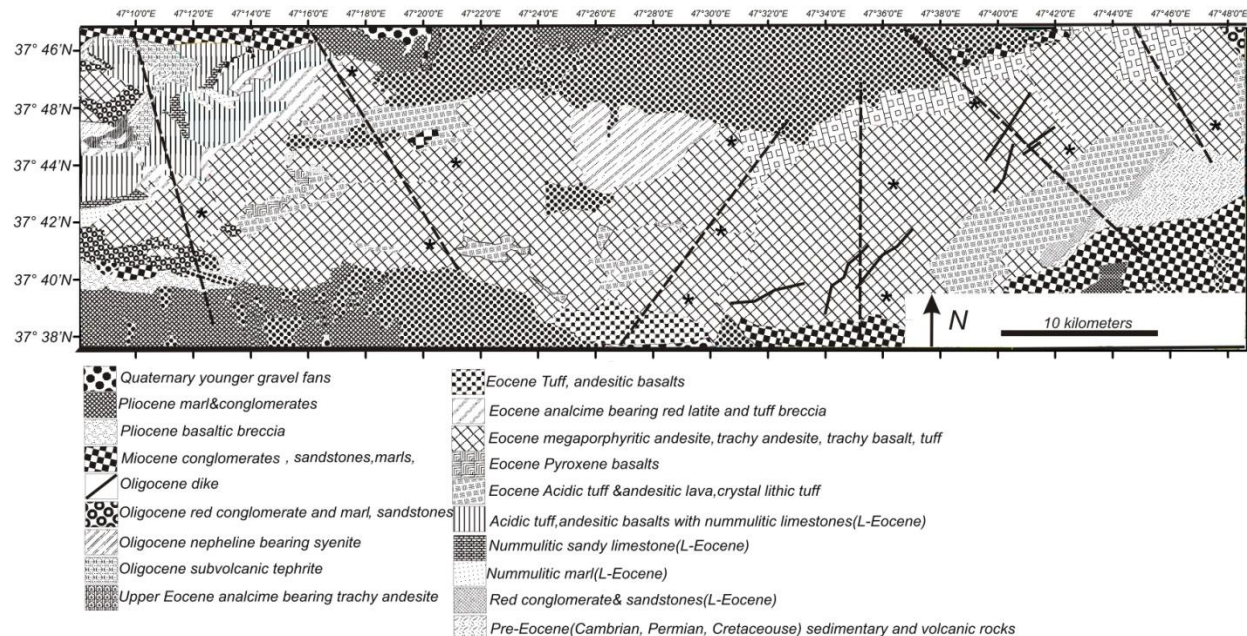
به منظور پوشش مناسب محدوده رشته کوه بزقوش ۶ برش مناسب انتخاب و در امتداد این مقاطع، پیمایش انجام شد. تمام واحدهای سنگی و تغییرات کانی‌شناسی و بافتی آنها بررسی و از هر واحد، نمونه‌های مناسب برای بررسی‌های آزمایشگاهی (پتروگرافی و تجزیه سنگ کل) برداشت شد. تا حد ممکن تلاش شده است که نمونه‌ها بدون دگرسانی و معرف مناسبی برای واحد سنگی مربوطه باشند. سپس تعداد ۳۰ نمونه برای بررسی‌های میکروسکوپی انتخاب و پس از مطالعه پتروگرافی دقیق، تعداد ۱۲ نمونه با کمترین دگرسانی برای تجزیه سنگ کل انتخاب شد. نمونه‌های مناسب برای تجزیه ژئوشیمیایی با هاون آگاتی و دستگاه مورتار در دانشکده علوم دانشگاه شهید بهشتی تا حد زیر ۲۰۰ مش پودر گردید. اکسیدهای اصلی توسط دستگاه XRF و عناصر کمیاب و نادر خاکی توسط دستگاه LA-ICP-MS در دانشکده علوم دانشگاه استکهلم سوئد تجزیه شد. شرایط آزمایشگاهی Laser ablation در جدول ۱ آورده شده است. نتایج تجزیه‌ها در جدول ۲ ارائه شده است.

(subaqueous) است که به طور عمده سن ائوسن میانی دارند و به نام سازند کرج شناخته می‌شوند (Aghanabati, 2004).

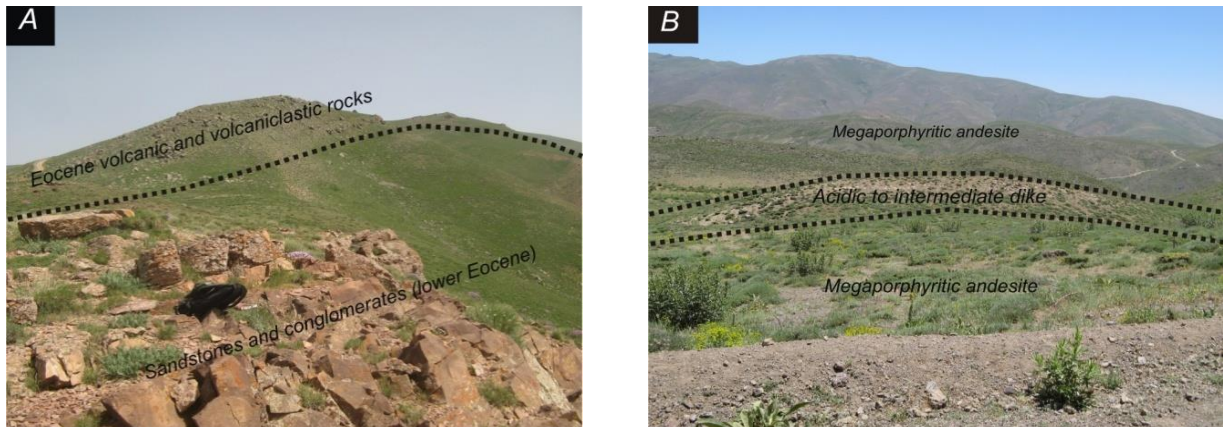
در رشته کوه بزقوش واحدهای کامبرین تا کرتاسه، سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن هستند که در بخش شرقی منطقه دیده می‌شوند و محدود به ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب هستند. این واحدها از سنگ‌های مورد مطالعه نیستند. در غرب محدوده رشته کوه بزقوش، واحدهای سنگی، مربوط به پس از ائوسن است (ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن، سازمان زمین‌شناسی ایران) و واحدهای سنوزوئیک (ائوسن زیرین) با کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های قرمز شروع می‌شود که به صورت دگرشیب رسوبات کرتاسه پسین را پوشانده است (شکل ۲). در این واحد فسیلی یافت نشده است اما در قسمت غربی محدوده مورد نظر واقع در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن، واحدهای سنوزوئیک با طبقات مارنی و شیلی همراه با ماسه‌سنگ و کنگلومرا شروع می‌شوند و حاوی ریزفسیل‌هایی با سن ائوسن پیشین هستند (Emami, 1992). در رشته کوه بزقوش، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن-الیگوسن شامل: ریولیت، داسیت، آندزیت، تراکی آندزیت، لاتیت، بازالت، تراکی آندزیت آنالسیم‌دار و تراکی بازالت آنالسیم‌دار هستند. در پایان کرتاسه در شمال غرب ایران، مرحله لارامید، باعث بالا آمدن البرز و ارتفاعات سلطانیه شده است. پس از مرحله فشاری لارامید، یک مرحله کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی بوده (مرحله پیرنه)، در البرز باعث فعالیت مجدد گسل‌ها شده است. این مرحله تکتونیکی در میانه، باعث بالا آمدن زمین‌ها و شکسته شدن و تشکیل حوضه‌های فروکششی الیگوسن و میوسن شده است (Aghanabati, 2004). واحدهای مورد بررسی شامل: گدازه‌های آندزیتی و آندزی‌بازالتی غنی از پیروکسن هستند و به صورت متناوب با توف‌های خرد شده همراه هستند. این



شکل ۱- نقشه تکتونیک منطقه مدیترانه شرقی خلیج فارس با تغییرات از Dilek و همکاران (۲۰۱۰) که نشانگر مرز صفحات اصلی، پهنه‌های برخوردی، افیولیت‌های نئوتتیسسی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است. پهنه‌های ماگمایی ارومیه-دختر، اهر-ارسباران و پهنه ماگمایی ایران-ترکیه نیز نمایش داده شده است. منطقه رشته کوه بزقوش با علامت مستطیل روی نقشه مشخص است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مرکزی بزقوش با تغییرات از برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب و ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن (Emami, 1992). مسیرهای پیموده شده برای نمونه‌برداری با خط‌چین و محل‌های نمونه‌برداری با علامت ستاره روی نقشه مشخص شده است.



شکل ۳- A) سنگ‌های آتشفشانی (واحدهای مربوط به رشته کوه بزقوش) و آذرآواری که روی ماسه‌سنگ‌های ائوسن زیرین قرار گرفته‌اند؛ B) آندزیت‌های مگاپورفیری به سن ائوسن میانی به همراه دایک‌های الیگوسن.

جدول ۱- شرایط آزمایشگاهی Laser ablation

Laser ablation analytical conditions			
laser type	ESI New Wave ArF 193 nm excimer	laser energy density	7.3 J cm ⁻²
laser frequency	10 Hz	beam diameter	150 μm
ICP-MS			
ICP-MS instrument	Thermo XSeries2	plasma power [W]	1400
sample gas [l/min]	500	auxiliary gas [l/min]	0.72
auxiliary gas [l/min]	0.72	cooling gas [l/min]	13
nebulizer gas [l/min]	0.94	additional N2 [ml/min]	1.2
acquisition mode	pulse counting		

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مرکزی بزقوش. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی به صورت ppm است.

	Group I					Group II				Group III		
Sample No.	B0011-149	B0011-203	B0011-24	B0011-63	B0011-100	B0011-109	B0011-130	B0011-134	B0011-136	B0011-1-67	B0011-106	B0011-107
Lithology	trachy basalt	trachy basalt	trachy basalt	trachy basalt	trachy basalt	trachy andesite	trachy andesite	trachy andesite	trachy andesite	andesite	andesite	andesite
SiO ₂	55.67	56.56	51.37	55.63	54.37	55.67	55.32	55.30	56.73	57.31	55.45	55.93
Al ₂ O ₃	19.23	18.46	16.88	19.29	18.00	21.78	20.36	19.95	18.53	19.83	18.90	20.43
CaO	4.21	4.66	9.96	4.35	7.94	6.99	5.44	5.70	3.29	3.97	5.70	6.92
MgO	2.70	1.69	7.38	2.66	2.80	1.44	2.53	2.36	1.80	1.21	1.83	1.51
MnO	0.14	0.13	0.15	0.13	0.13	0.10	0.12	0.12	0.13	0.09	0.11	0.07
P ₂ O ₅	0.57	0.60	0.18	0.56	0.46	0.37	0.42	0.41	0.48	0.48	0.58	0.45
Fe ₂ O ₃	6.69	6.94	8.69	6.61	7.46	5.21	5.81	6.02	6.21	5.60	6.48	5.86
Na ₂ O	3.81	3.68	2.39	3.81	3.38	3.91	4.67	4.09	4.64	5.34	2.98	3.49
K ₂ O	5.74	6.06	2.17	5.72	4.29	3.64	4.26	5.00	6.99	5.10	6.78	4.33

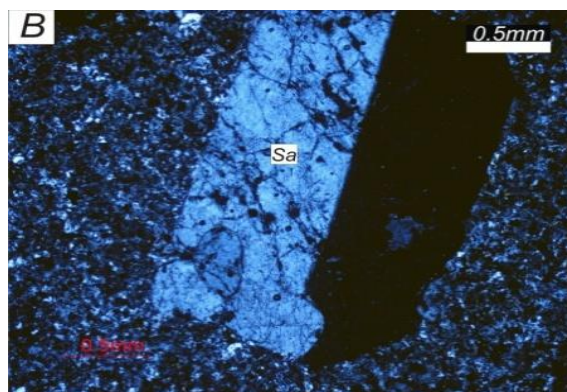
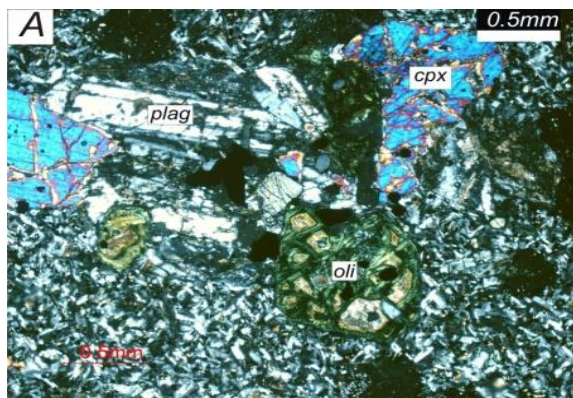
Sample No.	Group I					Group II				Group III		
	B0011-149	B0011-203	B0011-24	B0011-63	B0011-100	B0011-109	B0011-130	B0011-134	B0011-136	B0011-167	B0011-106	B0011-107
Lithology	trachy basalt	trachy basalt	trachy basalt	trachy basalt	trachy basalt	trachy andesite	trachy andesite	trachy andesite	trachy andesite	andesite	andesite	andesite
ادامه جدول ۲-۱...												
TiO ₂	0.90	0.89	0.65	0.90	0.91	0.63	0.78	0.77	0.94	0.78	0.91	0.73
Total(LOI free)	99.67	99.67	99.82	99.67	99.75	99.74	99.72	99.72	99.73	99.71	99.71	99.73
LOI	2.24	1.72	1.70	2.34	1.98	1.25	2.16	2.84	2.89	2.36	1.57	1.71
V	150.78	144.58	168.60	147.46	189.66	93.80	128.88	128.96	134.82	118.54	153.00	113.74
Cr	18.24	20.47	202.38	16.39	92.48	18.06	24.09	16.88	13.71	17.02	29.11	28.95
Ni	13.47	12.90	70.10	12.29	19.50	9.97	15.08	12.71	20.97	12.78	15.34	16.47
Cu	158.42	222.58	27.90	135.74	119.92	112.78	132.02	126.28	158.94	131.58	183.18	146.30
Rb	117.32	120.74	49.77	109.40	97.10	89.72	52.72	114.28	97.78	164.08	159.04	95.74
Sr	755.60	649.40	491.90	854.40	587.86	824.40	791.80	787.40	349.74	891.60	594.82	750.00
Y	14.21	19.96	12.17	18.31	17.54	13.56	15.41	15.21	15.72	14.68	20.01	15.06
Zr	109.68	152.36	68.16	135.74	114.18	123.80	119.08	118.28	135.88	116.28	160.96	121.54
Nb	14.90	16.35	9.47	14.96	12.52	14.55	13.72	13.87	17.39	13.76	17.90	13.73
Ba	1055.20	1377.60	453.26	1089.20	854.80	720.00	948.80	885.60	1004.80	706.60	998.00	909.80
La	25.63	33.23	18.30	29.31	26.51	26.20	26.43	26.39	27.17	25.39	34.21	27.02
Ce	55.88	61.40	33.25	56.45	49.87	51.50	50.59	51.24	58.32	50.50	63.80	50.53
Pr	5.86	7.05	3.80	6.40	5.83	5.69	5.64	5.80	6.12	5.57	7.32	5.67
Nd	21.67	27.49	14.20	24.64	22.41	20.78	21.58	21.74	23.04	20.84	28.13	21.86
Sm	4.31	5.53	2.97	4.89	4.69	4.01	4.30	4.35	4.56	4.03	5.62	4.20
Eu	1.27	1.45	0.96	1.39	1.39	1.29	1.30	1.29	1.20	1.23	1.49	1.31
Gd	3.25	4.33	2.58	3.90	3.64	2.96	3.35	3.33	3.39	3.12	4.38	3.33
Tb	0.48	0.62	0.39	0.55	0.56	0.43	0.47	0.49	0.52	0.44	0.63	0.49
Dy	2.73	3.74	2.30	3.38	3.26	2.56	2.89	2.85	2.95	2.72	3.82	2.80
Ho	0.53	0.73	0.47	0.66	0.65	0.49	0.58	0.57	0.59	0.54	0.76	0.55
Er	1.53	2.15	1.31	1.91	1.86	1.41	1.65	1.64	1.77	1.53	2.11	1.60
Tm	0.22	0.31	0.19	0.28	0.26	0.20	0.25	0.23	0.27	0.22	0.30	0.23
Yb	1.63	2.21	1.31	1.99	1.86	1.54	1.74	1.74	1.86	1.56	2.22	1.63
Lu	0.24	0.30	0.18	0.28	0.26	0.22	0.24	0.24	0.26	0.24	0.32	0.24
Hf	2.61	3.59	1.66	3.25	2.70	2.80	2.77	2.80	3.07	2.63	3.79	2.73
Ta	0.69	0.83	0.47	0.75	0.61	0.70	0.67	0.69	0.80	0.64	0.89	0.67
Pb	19.61	12.52	4.75	16.80	12.40	13.05	14.84	14.08	19.24	13.11	18.29	11.64
Th	6.69	8.79	3.22	7.39	6.40	7.28	6.38	6.62	7.69	6.13	9.23	6.88
U	2.32	3.46	0.96	2.22	2.17	2.59	2.21	2.71	2.95	2.52	3.20	2.21

پتروگرافی

تراکی‌بازالت: حجم در خور توجهی از گدازه‌ها، مربوط به گدازه‌های تراکی‌بازالتی است که به صورت پراکنده همراه با آندزیت‌های مگاپورفیری رخنمون پیدا کرده‌اند. بافت عمده این سنگ‌ها به صورت میکروولیتی پورفیری و اینترگرانولار است. کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده تراکی‌بازالت‌ها است که به صورت درشت‌بلورهای یک تا ۳ میلی‌متری و اجزای ریز در زمینه سنگ دیده می‌شوند. بیشتر کلینوپیروکسن‌ها سالم (fresh) و بدون آثار دگرسانی هستند. پلاژیوکلاز در اندازه‌های یک میلی‌متر تا یک سانتی‌متر، از دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده تراکی‌بازالت‌ها است. اولیوین‌ها نیز به عنوان یک کانی فرعی در سنگ حضور دارند و بیشتر به کلریت و سرپانتین تبدیل شده‌اند. بافت زمینه سنگ اینترگرانولار بوده و متشکل از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اندکی اولیوین و سانیدین است (شکل ۴-۱A).

تراکی‌آندزیت: در زیر میکروسکوپ، بافت پورفیری این گدازه‌ها به خوبی نمایان است. پلاژیوکلاز (در اندازه‌های ۲ تا ۱۵ میلی‌متری) کانی اصلی است و کم‌وبیش به کانی‌های رسی تجزیه شده است. کلینوپیروکسن‌ها سالم هستند اما خورده شده و ماکل‌دار هستند. بلورهای درشت سانیدین در اندازه‌های ۱۰ میلی‌متری به همراه اندکی اولیوین، کلریت و کربنات نیز در سنگ دیده می‌شود. میکروولیت‌های کوچک فلدسپار و آپاتیت نیز به مقدار در خور توجهی در زمینه سنگ حضور دارد (شکل ۴-۱B).

آندزیت مگاپورفیری: پلاژیوکلاز کانی اصلی است که به صورت درشت‌بلورهای بزرگ (بین ۱ تا ۱۰ میلی‌متر) و دانه‌ریز در زمینه دیده می‌شود. این کانی به طور محلی دستخوش دگرسانی رسی و سرپسیتی شده است. زمینه سنگ متشکل از تیغ‌های کوچک پلاژیوکلاز است. کانی‌های فلزی به مقدار ناچیز در سنگ دیده می‌شود (شکل ۴-۱C).



شکل ۴-۱A درشت‌بلورهای اولیوین (Oli) کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (Plag) در زمینه متشکل از بلورهای ریز پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در تراکی‌بازالت‌های منطقه مرکزی بزقوش؛ (B) بلورهای سانیدین (Sa) در زمینه دانه ریز متشکل از پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک در تراکی‌آندزیت؛ (C) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در یک زمینه متشکل از میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز در آندزیت مگاپورفیری، تصاویر در حالت XPL گرفته شده است.

ژئوشیمی

طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی: در نمونه‌های

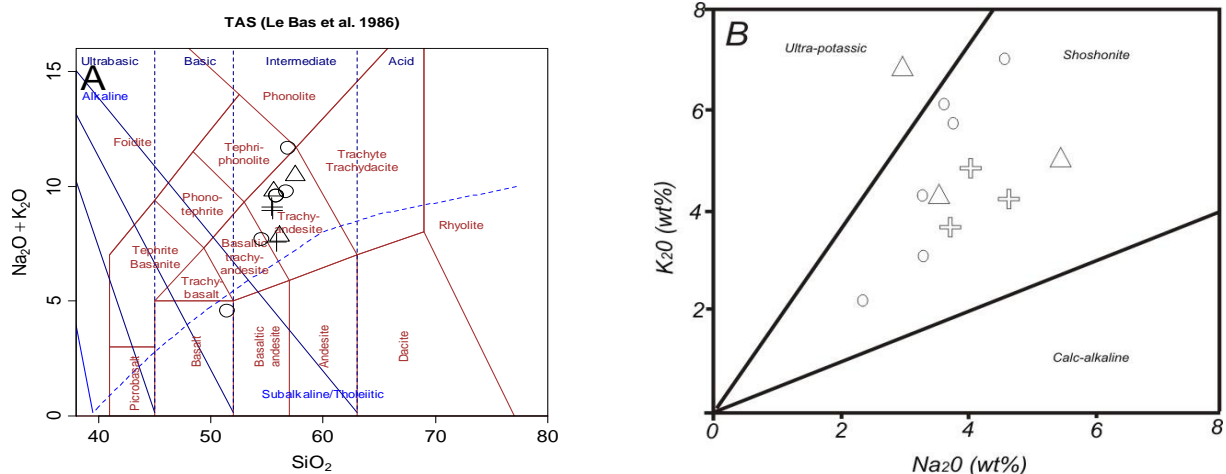
رشته کوه بزقوش، میزان SiO_2 بین ۵۱ تا ۶۰ درصد وزنی، Al_2O_3 بین ۱۶ تا ۲۰ درصد وزنی، CaO بین ۳ تا ۹ درصد وزنی، MgO بین ۱ تا ۷ درصد وزنی و میزان اکسید آهن در این نمونه‌ها بین ۴ تا ۱۰ درصد وزنی در تغییر است. مقادیر اکسید سدیم و پتاسیم در این نمونه‌ها بالا است. به طوری که میزان Na_2O بین ۲ تا ۵ درصد وزنی و مقادیر K_2O بین ۲ تا ۷ درصد وزنی است. به منظور طبقه‌بندی نمونه‌های مطالعه شده از نمودار $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ نسبت به اکسید سیلیسیم (Le Bas *et al.*, 1986) استفاده شده است (شکل ۵-۸). بر اساس این نمودار، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در محدوده تراکی‌آندزیت و تراکی‌آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند.

برای تعیین ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های رشته کوه بزقوش از نمودار Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶) استفاده شده است (شکل ۵-۸). این نمودار بر اساس درصد وزنی اکسید سدیم در برابر اکسید پتاسیم پایه‌ریزی شده است. این نمودار دارای سه محدوده کالک‌آلکان، شوشونیتی و اولتراپتاسیک است. تمام نمونه‌های آتشفشانی رشته کوه بزقوش (به غیر از یک نمونه که در محدوده اولتراپتاسیک قرار گرفته است) در قسمت شوشونیتی قرار می‌گیرند.

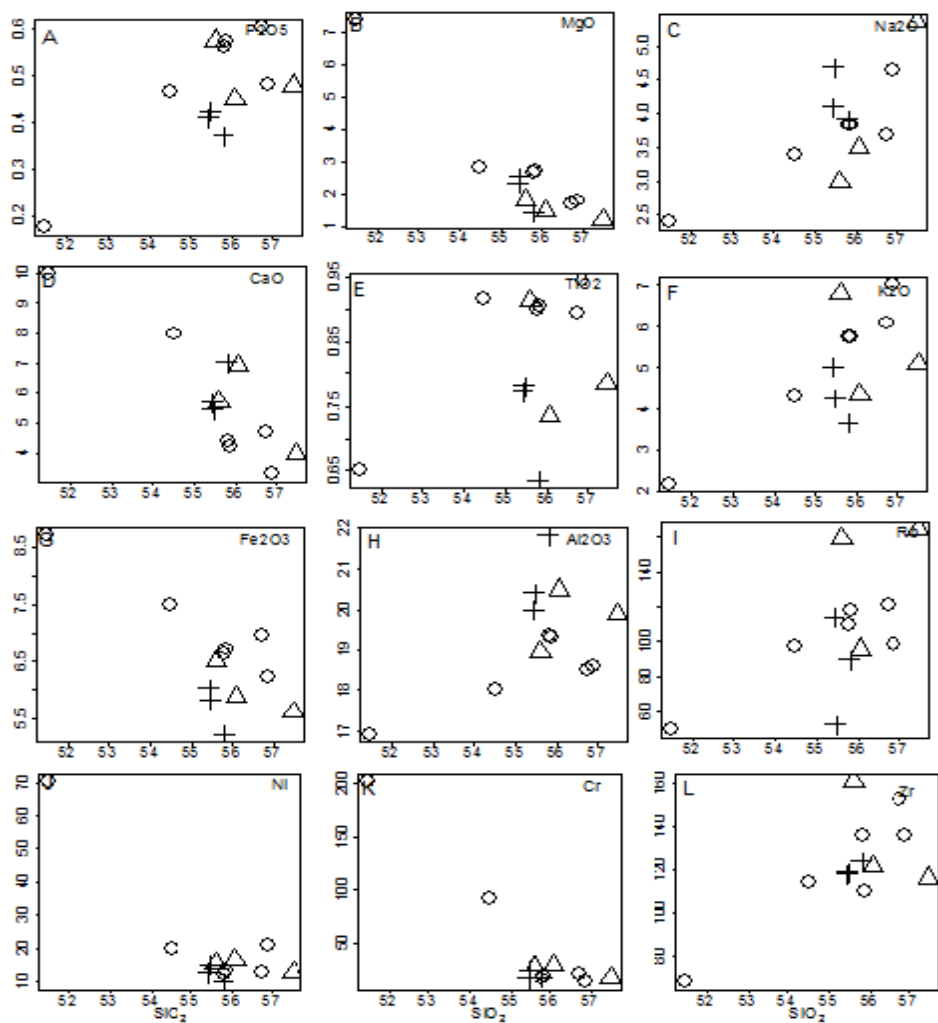
برای بررسی روند تبلور تفریقی، از تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل ۶-۸ تا ۸-۸). با افزایش میزان SiO_2 (افزایش روند تفریق)، از مقادیر اکسیدهای منیزیم، کلسیم، آهن و همچنین، میزان کروم و نیکل کاسته می‌شود و بر میزان اکسیدهای سدیم، پتاسیم و عنصر روبیدیوم و زیرکن افزوده می‌شود. روندهای مشاهده شده می‌تواند بیانگر

تبلور تفریقی باشد. TiO_2 و P_2O_5 ، Al_2O_3 چندانی با افزایش میزان SiO_2 نشان نمی‌دهند. همبستگی منفی بین SiO_2 و اکسید منیزیم، اکسید کلسیم و اکسید آهن می‌تواند شاخصی از تفریق و تبلور ماگما باشد. این امر می‌تواند نشانه تبلور بخشی کانی کلینوپیروکسن طی تبلور ماگما باشد (Gouragaud and Vincent, 2003). همخوانی منفی عناصر سازگار Cr و Ni نیز نشانه تمرکز و ورود این عناصر در کانی‌های اولیوین و پیروکسن در روند تفریق ماگما است.

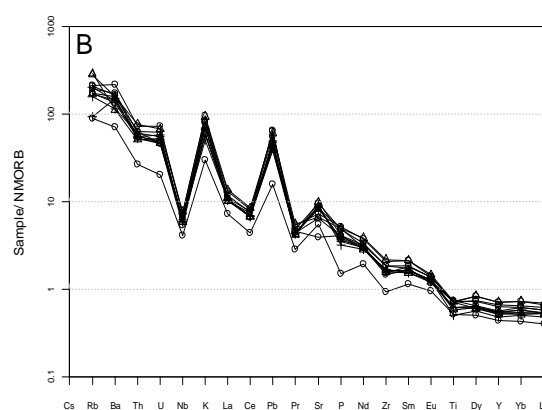
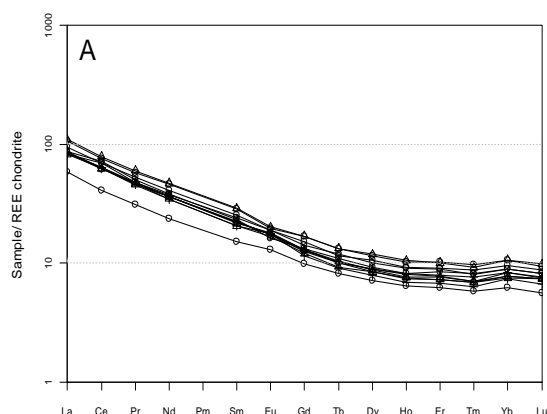
الگوی پراکنش عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynnton, 1984) و پشته‌های میان اقیانوسی (N-MORB) (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های آتشفشانی رشته کوه بزقوش در شکل ۷ آورده شده است. با توجه به این شکل، غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک نسبت به کندریت نمایان است. این غنی‌شدگی در LREE حتی تا ۱۰۰ برابر کندریت نیز می‌رسد. به طوری که یک روند شیب‌دار در عناصر نادر خاکی سبک مشاهده می‌شود اما از عنصر Ho تا Lu روند شیب‌دار به یک الگوی مسطح تبدیل می‌شود. این روند برای تمام نمونه‌های آتشفشانی رشته کوه بزقوش یکسان است. بر اساس نمودار بهنجار شده به پشته‌های میان اقیانوسی (N-MORB) (شکل ۷) نمونه‌های مورد نظر غنی‌شدگی در عناصر Rb, Pb, La, K, Ce, Ba, Sr و Th و تهی‌شدگی در Nb و Zr نشان می‌دهند. نسبت بالای LILE/HFSE و LREE/HREE (Zanetti *et al.*, 1999) غنی‌شدگی در Ba, Pb و Th و تهی‌شدگی در Nb و Ti نیز از دیگر ویژگی‌های ماگماهای در ارتباط با محیط‌های فرورانشی است (Fitton *et al.*, Saunders and Tarney, 1984). (Green, 2006; Saunders *et al.*, 1991; 1991).



شکل ۵- A) جانمایی نمونه‌های منطقه مرکزی بزقوش در نمودار TAS (Le Bas *et al.*, 1986)؛ B) تعیین گرایش ژئوشیمیایی ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی بزقوش (Peccerillo and Taylor, 1976). \circ = تراکی بازالت، $+$ = تراکی آندزیت، Δ = آندزیت مگاپورفیری



شکل ۶- تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (6A-6H) و برخی عناصر کمیاب (6I-6L) در برابر تغییرات SiO_2 برای نمونه‌های معرف سنگ‌های آتشفشانی بزقوش. علامت‌های معرف هر گروه از سنگ‌ها همانند شکل ۵ است.



شکل ۷- A) نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به کندریت؛ B) نمودار عناصر کمیاب نرمالیز شده نسبت به N-MORB برای سری‌های آتشفشانی در منطقه مرکزی بزقوش. علامت‌های معرف هر گروه از سنگ‌ها همانند شکل ۵ است.

(شکل ۸- A). 1983)

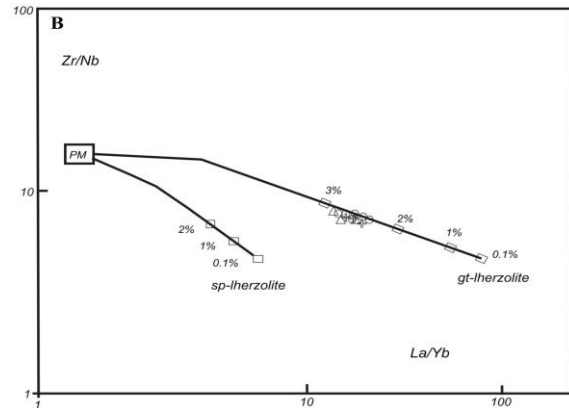
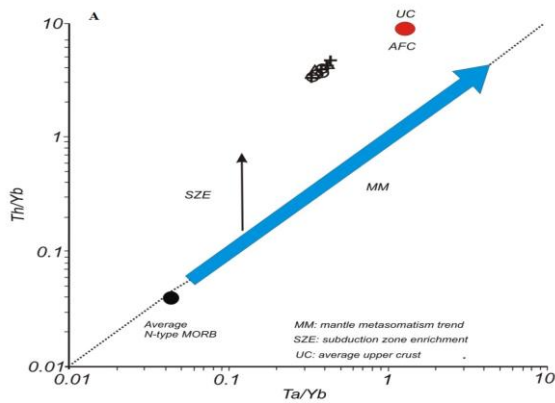
تغییرات در سبک و درجه ذوب بخشی: نمودار Zr/Nb در برابر La/Yb از Aldanmaz و همکاران (۲۰۰۶) برای تعیین کانی‌شناسی منشأ تشکیل سنگ‌ها و برآورد میزان درجه ذوب بخشی ترسیم شده است (شکل ۸- B). در این نمودار از معادله Shaw (۱۹۷۰) و همچنین، الگوی تلفیقی McKenzie و O'Nions (۱۹۹۱ و ۱۹۹۵) استفاده شده است. PM در این نمودار بیانگر گوشته اولیه (Primitive mantle) است. منحنی‌های ذوب برای اسپینل‌رزولیت و گارنت‌لرزولیت با درجات ذوب ۰/۱ تا ۳ درصد در شکل یاد شده ترسیم شده است. نمونه‌های رشته کوه بزقوش در این نمودار بین محدوده گارنت‌لرزولیت قرار گرفته و ۲ تا ۳ درصد ذوب بخشی را تحمل کرده‌اند (شکل ۸- B).

تأثیر رسوبات فرورانده شده در ناحیه منشأ نمونه‌های مورد بحث: رسوبات اقیانوسی دارای منشأ پلاژیک یا تخریبی، همراه با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی وارد گوه گوشته‌ای شده و باعث تغییرات در خور توجهی در مذاب‌های حاصل از ذوب گوه گوشته‌ای یا لیتوسفر فرورانده شده می‌شوند. برای بررسی این تغییرات از نمودار نسبت‌های Sm/La در برابر Th/La (Plank et al.,

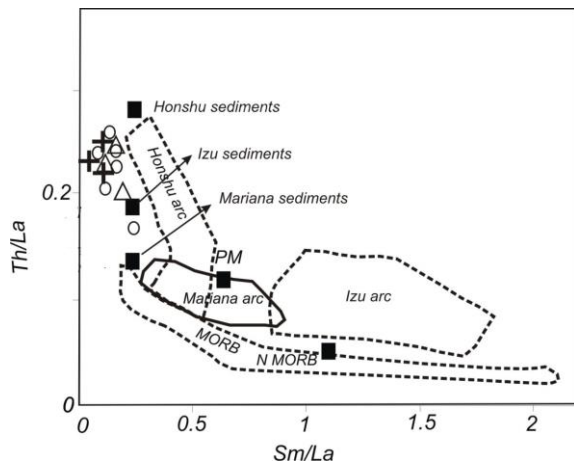
منشأ و محیط زمین‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بزقوش: غنی‌شدگی در منشأ تشکیل سنگ‌های آتشفشانی رشته کوه بزقوش توسط فرورانش را می‌توان از طریق نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb مشخص کرد (شکل ۸- A). در این نمودار دو روند اصلی نمایش داده شده است که عبارتند از: روند گوشته‌ای و روند در ارتباط با تأثیر اجزای فرورانشی. غنی‌شدگی ماگما تحت تأثیر مذاب‌های حاصل از گوشته باعث افزایش همزمان نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb خواهد شد و در نتیجه، نمونه‌ها در روند منطبق بر روند گوشته‌ای قرار خواهند گرفت (Pearce, 1983). از سوی دیگر، غنی‌شدگی ماگما تحت تأثیر فرورانش فقط باعث افزایش نسبت Th/Yb خواهد شد و در نتیجه، نمونه‌ها در روند غنی‌شدگی منطبق بر محیط‌های فرورانشی قرار خواهند گرفت. با توجه به شکل ۸- A نمونه‌های مورد بررسی در بخش مرکزی بزقوش روندی کم‌وبیش موازی با آرایه گوشته‌ای نشان می‌دهند و به دلیل نسبت زیاد Th/Yb از روند گوشته‌ای فاصله گرفته‌اند. این روند بیانگر این مسأله است که منشأ گوشته لیتوسفری نمونه‌های رشته کوه بزقوش، تحت تأثیر اجزای فرورانشی دچار غنی‌شدگی شده است (Pearce,

رسوبات فرورانش کرده همراه با پوسته اقیانوسی قرار گرفته‌اند.

(2070 استفاده شده است (شکل ۹). با توجه به این شکل، نمونه‌های رشته کوه بزقوش تحت تأثیر



شکل ۸- A) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه مرکزی بزقوش؛ B) محاسبه میزان درصد ذوب بخشی (Aldanmaz *et al.*, 2006) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه مرکزی بزقوش. PM بیانگر گوشته اولیه و خطوط ضخیم نشان‌دهنده منحنی‌های ذوب بخشی برای منشأ گوشته‌ای اسپینل‌لرزولیت و گارنت‌لرزولیت است. اعداد روی منحنی‌ها درجات ذوب بخشی را نشان می‌دهد. علامت‌های معرف هر گروه از سنگ‌ها همانند شکل ۵ است.



شکل ۹- نمودار Sm/La در برابر Th/La برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه مرکزی بزقوش (Plank *et al.*, 2007). ترکیب رسوبی هر یک از قوس‌های آتشفشانی با علامت‌های مربع در سمت چپ نمایش داده شده است. علامت‌های معرف هر گروه از سنگ‌های آتشفشانی در منطقه بزقوش همانند شکل ۵ است.

پاراگاسیت ایجاد شود (Conceic and Green, 2004). عناصر Rb و Ba سازگار در فلوگوپیت هستند. ذوب گوشته در شرایط حضور فلوگوپیت باعث بالا رفتن نسبت Rb/Sr می‌شود (LaTourette *et al.*, 1995). ماهیت پتاسیک نمونه‌های رشته کوه بزقوش و نسبت بالای Rb/Sr (۰/۱ تا ۰/۲۷) نشانگر حضور کانی غنی از پتاسیم مثل فلوگوپیت در منشأ تشکیل سنگ است.

کانی‌شناسی منشأ تشکیل سنگ‌های آتشفشانی رشته کوه بزقوش: مقادیر بالای K_2O و Na_2O بیانگر حضور مرحله‌های پتاسیک در منشأ تشکیل سنگ‌ها است (Edgar *et al.*, 1976). Mengel and (Green, 1989) آزمایش‌های تجربی نشان می‌دهد که ماگما‌های شوشونیتی می‌توانند در اثر ذوب و افشاری (decompression melting) از خاستگاه گوشته دارای لرزولیت، فلوگوپیت و

می‌شود. در پهنه‌های فرورانشی، عناصر K، La، Rb و Th به مذاب بالای گوه گوشته‌ای منتقل می‌شوند. در صورتی که عناصر Nb و Ta به علت نامحلول بودن منتقل نمی‌شوند (Condie, 2001).

مدل‌های تکتونیکی مختلفی برای شکل‌گیری ماگماتیسم سنوزوئیک ایران به ویژه پهنه ماگمایی ارومیه-دختر ارایه شده است که بیشتر بیانگر نقش فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در پی نزدیک شدن دو صفحه عربی و اوراسیا است (Dewey *et al.*, 1973; Forster *et al.*, 1972; Sengor *et al.*, 1993; Berberian *et al.*, 1982). با این وجود، Amidi و همکاران (۱۹۸۴) و Michel و (۱۹۸۵) بر این باور هستند که پهنه ماگمایی ارومیه-دختر یک حوضه ریفتی خطی است که ارتباطی با فرورانش نئوتتیس ندارد.

حرکت رو به شمال صفحه عربی در مزوزوئیک و سنوزوئیک باعث فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا شده است (Berberian *et al.*, 1981; Berberian and King, 1981; Frizon de Lamotte; Agard *et al.*, 2011; 1982). در اثر این فرورانش، ماگماتیسم‌های کمانی و پشت کمانی (arc and back-arc magmatism) در محدوده وسیعی از جنوب غرب آسیا ایجاد شده‌اند که نقطه اوج آن در ائوسن بوده و موجب تشکیل کمان ماگمایی ارومیه-دختر در محیط‌های کششی پشت کمان (back-arc extension) شده است (Kazmin *et al.*, 1986; McQuarrie *et al.*, 2003; Vincent; Omrani *et al.*, 2008; *et al.*, 2005; Verdell *et al.*, 2011). توده‌های نفوذی به سن تریاس میانی تا بالایی در پهنه سندنجان-سیرجان نشان می‌دهد که فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران از تریاس

نسبت بالای Ba/Nb (>۲۸) و Ba/Ta (>۴۵۰) ویژگی ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانشی است (Gill, 1981; Fitton *et al.*, 1991). نسبت Ba/Nb و Ba/Ta در نمونه‌های رشته کوه بزقوش به ترتیب بین (۴۹ تا ۷۲) و (۹۰۰ تا ۱۴۰۰) است که بیانگر مشارکت اجزای فرورانشی (subduction component) در خاستگاه این سنگ‌ها است.

آنومالی منفی زیرکن در سنگ‌های رشته کوه بزقوش ممکن است بیانگر عدم حضور کانی‌های زیرکنیوم‌دار در منشأ تشکیل سنگ‌ها باشد. نسبت Ce/Pb در سنگ‌های رشته کوه بزقوش پایین (۲ تا ۶) است. میزان Pb در رسوبات اقیانوسی بین ۵ تا ۱۰۰ ppm و در گوشته ۵ ppm است و اضافه شدن مقدار اندکی رسوبات به گوشته، باعث کاهش نسبت Ce/Pb گوشته می‌شود (Keppler, 1996; Brenan *et al.*, 1995a,b; Ayers, 1998). بنابراین نسبت پایین Ce/Pb در سنگ‌های مورد نظر ممکن است در ارتباط با اضافه شدن سرب در اثر آگیری صفحه اقیانوسی فرورانده شده باشد.

نمونه‌های رشته کوه بزقوش الگوی پراکنش مشابهی در عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها با غنی‌شدگی شدید در Ba، Rb و Th و تهی‌شدگی در عناصر Y، Ti و Yb نسبت به N-MORB مشخص می‌شوند (شکل ۶). غنی‌شدگی در عناصر ناسازگار بیانگر این مطلب است که منشأ مذابی که سنگ‌های رشته کوه بزقوش از آن منشأ گرفته است، یک لیتوسفر گوشته‌ای متاسوماتیسم شده به وسیله فرورانش است که در عناصر ناسازگار و پتاسیم غنی شده است. تهی‌شدگی در نئوبیوم به عنوان ویژگی ماگماتیسم‌های مرتبط با فرورانش در نظر گرفته

تشکیل آداکیت‌های میوسن بالایی در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر نیز به شکست صفحه فرورونده نسبت داده شده است (Jahangiri, 2007; Omrani *et al.*, 2008; Hassanzadeh *et al.*, 2009). مطالب بیان شده گویای نقش فرورانش نئوتتیس در شکل‌گیری ماگماتیسم سنوزوئیک ایران و به ویژه پهنه ماگمایی ایران-ترکیه است.

علاوه بر مکانیسم‌هایی مانند: شکست صفحه فرورونده و جدایش لایه‌ای لیتوسفر که نقش مهمی در تشکیل ماگماتیسم سنوزوئیک داشته‌اند، پس‌رانش (rollback) صفحه اقیانوسی نئوتتیس نیز به عنوان یک شاخص مهم در تشکیل ولکانیسم ائوسن ایران عنوان شده است (Verdel *et al.*, 2011). بر اساس مدل Verdel و همکاران (۲۰۱۱) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در ایران در ارتباط با محیط کششی است. به این صورت که پس‌رانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس در ائوسن موجب ایجاد یک محیط کششی شده است و در اثر کاهش فشار ناشی از کشش، ذوب گوشته لیتوسفری که در قبل تحت تأثیر محلول‌های حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی دچار هیدراسیون شده بود، انجام شده است. شواهد مربوط به وجود محیط کششی در زمان ائوسن به این قرار است: وجود گسل‌های نرمال ائوسن در کوه‌های البرز و فرونشست ائوسن در البرز و ایران مرکزی به وجود محیط کششی در زمان ائوسن نسبت داده شده است (Brunet *et al.*, 2003; Vincent *et al.*, 2004; Hassanzadeh *et al.*, 2005; Morley *et al.*, 2007; Guest *et al.*, 2009; Verdel *et al.*, 2011). علاوه بر این، حضور رسوبات دریایی کم عمق که به صورت بین لایه‌ای

میانی تا بالایی شروع شده است (Berberian and Berberian, 1981; Berberian *et al.*, 1982; Kazmin *et al.*, 1986; Arvin *et al.*, 2007). بعضی از پژوهشگران زمان برخورد صفحه عربی به صفحه ایران را به کرتاسه (Berberian and King, 1981) ائوسن (Ghasemi and Talbot, 2006) و ائوسن-الیگوسن (Horton *et al.*, 2008) نسبت می‌دهند. با این وجود، پژوهش‌های انجام شده نشان داده است که فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران تا الیگو-میوسن (McQuarrie *et al.*, 2003; Fakhari *et al.*, 2008) میوسن زیرین (Gavillot *et al.*, 2010) میوسن بالایی (Axen *et al.*, 2001; Guest *et al.*, 2006b) و پلیوسن (Philip *et al.*, 1989) نیز ادامه داشته است.

شکست صفحه فرورونده (slab breakoff) یا جدایش لایه‌ای لیتوسفر (delaminated lithosphere) به عنوان شاخصی مهم در ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای قاره‌ای متاسوماتیسم شده توسط فرورانش (subduction-metasomatized continental lithospheric mantle) در کمربندهای آتشفشانی مغربین، شمال غرب آفریقا (Coulon *et al.*, 2002) منطقه Carpathian-Pannonian (Seghedi *et al.*, 2004) فلات تبت (Zhao *et al.*, 2009) و آناتولی غربی (Dilek and Altunkaynak, 2007, 2009) در نظر گرفته شده است. پژوهش‌های اخیر در پهنه ماگمایی ایران-ترکیه نیز نشان می‌دهد که شکست صفحه فرورونده یا جدایش لایه‌ای لیتوسفر، نقش مهمی در تشکیل ماگماتیسم این مناطق با ویژگی‌های فرورانشی دارد (Şengör *et al.*, 2003; Keskin *et al.*, 2003; Castro *et al.*, 2010; Dilek *et al.*, 2013).

2012). علاوه بر موارد بیان شده، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه اهر-ارسباران، ایران مرکزی، قفقاز کوچک، پونتید شرقی و قسمت جنوب‌شرقی کمربند کوهزایی آناتولی در شرق ترکیه نیز از ذوب درجه پایین یک لیتوسفر گوشته‌ای که تحت تأثیر فرورانش دچار متاسوماتیسم شده، ایجاد شده‌اند (Pearce et al., 1990؛ Keskin et al., 1998؛ Yilmaz et al., 1998؛ Dilek et al., 2010).

نتیجه‌گیری

نمونه‌های رشته کوه بزقوش در منطقه مرکزی بزقوش شامل: تراکی‌بازالت‌ها، تراکی‌آندزیت‌ها و آندزیت‌های مگاپورفیری به سن ائوسن میانی است. بافت عمده این سنگ‌ها پورفیری است. کانی‌های تشکیل‌دهنده اصلی این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، پیروکسن، سانیدین به همراه اندکی اولیوین است. ماهیت ماگمایی نمونه‌های رشته کوه بزقوش شوشونیتی است. ماهیت پتاسیک نمونه‌های رشته کوه بزقوش نشان‌دهنده تشکیل این گروه از سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ای فلوگوپیت‌دار است. این سنگ‌ها با غنی‌شدگی در LILE، LREE و تهی‌شدگی در HFSEها مشخص می‌شود. ویژگی‌های پتروگرافی به همراه ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب نشان‌دهنده گرایش شوشونیتی آنها و اشتقاق آنها از یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده به وسیله اجزای فرورانشی (subduction component) است. با وجود این، وجود گسل‌های عادی ائوسن در کوه‌های البرز و فرونشست ائوسن در البرز و ایران مرکزی، حضور رسوبات دریایی کم عمق که به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن قرار گرفته‌اند و شواهد مربوط به ولکانیسم

با سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن قرار گرفته‌اند (Berberian and King, 1981؛ Stöcklin, 1968)؛ Emami, 1991) و شواهد مربوط به ولکانیسم زیردریایی (Forster et al., 1972؛ Amidi et al., 1984؛ Spies et al., 1984؛ Hassanzadeh, 1993) بیانگر این موضوع است که در تمام ائوسن یا بخشی از آن، محیط کششی در قسمت زیادی از ایران وجود داشته است (Verdel et al., 2011).

با توجه به نتایج ژئوشیمیایی اشاره شده به نظر می‌رسد که بخش لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای (subcontinental lithospheric mantle) آذربایجان تحت تأثیر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس دچار متاسوماتیسم شده است. پژوهش‌های انجام شده روی ماگماتیسم سنوزوئیک در پهنه ماگمایی ایران-ترکیه، نشان‌دهنده متاسوماتیسم و غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای این سنگ‌ها در اثر فرورانش است (Castro et al., 2013؛ Aghazadeh et al., 2011)؛ Prelevic et al., 2013). در مرحله بعدی شکست صفحه اقیانوسی فرورونده، جدایش لایه‌ای لیتوسفر گوشته‌ای و تکتونیک کششی ایجاد شده در اثر پس‌رانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس موجب ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای متاسوماتیسم شده به وسیله فرورانش شده و ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی در بخش مرکزی بزقوش به وجود آمده است. تشکیل ماگماتیسم سنوزوئیک بالایی در منطقه ایران-مدیترانه نیز به ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای که تحت تأثیر فرورانش دچار متاسوماتیسم شده‌اند، نسبت داده شده است (Aldanmaz et al., 2000؛ Alici Sen et al., 2004؛ Altunkaynak and Genç, 2008؛ Ersoy and Helvacı, 2010؛ Altunkaynak et al., 2012a,b؛ Ersoy et al., 2012).

گوشته‌های متاسوماتیسم شده به وسیله فرورانش شده است و ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی بزقوش به وجود آمده است.

سپاسگزاری

نگارندگان از آقای رسول نصیری بزنجانی به خاطر آماده‌سازی نمونه‌ها در دانشگاه استکهلم سوئد و از خانم پروفیسور Victoria Peace به خاطر در اختیار قرار دادن تجهیزات آزمایشگاهی دانشگاه استکهلم تشکر و قدردانی می‌نمایند.

زیر دریایی بیانگر این موضوع است که در تمام ائوسن یا بخشی از آن، محیط کشتی در قسمت زیادی از ایران وجود داشته است. به نظر می‌رسد که منشأ تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه بزقوش به وسیله محلول‌های منشأ گرفته از فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس دچار متاسوماتیسم شده و در ادامه شکست صفحه فرورونده، جدایش لایه‌های لیتوسفر و تکتونیک کشتی ایجاد شده در اثر پس‌رانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس باعث ذوب بخشی لیتوسفر

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148: 692-725.
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N. R., Emami, M. H., Moinevaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38: 199-219.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. the Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148: 980-1008.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1-33.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y. (1997) Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in Central and northeastern Iran as remnant of the southern Turanian active continental margin. *Geological Society of America Bulletin* 109: 1563-1575.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Alberti, A. A., Comin-Chiaramonti, P., Sinigoj, S., Trieste, M., Nicoletti, B. and Petrucciani, C. (1980) Neogene and Quaternary volcanism in eastern Azerbaijan (Iran): some K-Ar age determinations and geodynamic implications. *Geologische Rundschau* 69: 216-225.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O. F., Kaymakci, N. and Gournaud, A. (2006) Geochemical

- constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos* 86: 50-76.
- Alici Sen, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G. and Gundogdu, M. N. (2004) Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Golcuk area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 423-446.
- Altunkaynak, Ş. and Genç, C. (2008) Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos* 102: 316-340.
- Altunkaynak, S., Diley, Y., Genc, C. S., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., Foland, K. A., Yang, J. (2012) Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research* 21: 961-986.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. and Michel, R. (1984) Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *International Journal of Earth Science* 73: 917-932.
- Amidi, S. M. and Michel, R. (1985) Cenozoic magmatism of the Surk area (central Iran) stratigraphy, petrography, geochemistry and their geodynamic implications. *Géologie Alpine* 61: 1-16.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Science* 30: 474-489.
- Axen, G. J., Lam, P. S. Grove, Stockli, M. D. F. and Hassanzadeh, J. (2001) Exhumation of the west-Central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology* 29: 559-562.
- Ayers, J. (1998) Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 132: 390-404.
- Babakhani, A. R., Lesquyer, J. L. and Rico, R. (1990) Geological Map of Ahar Quadrangle 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Geodynamic evolution. In: *Tectono-plutonic episodes in Iran, Zagros, Hindu Kush, Himalaya* (Eds. Gupta, H. K. and Delany, F. M.) 5-32. American Geophysical Union, Washington.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Berberian, F., Muir I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of Geological Society* 139: 605-614.
- Boynton, W. V. (1984) Development in geochemistry. In: *Rare-earth elements geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F. and Ryerson, F. J. (1995a) Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature* 378: 54-56.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, F. J. and Phinney, D. L. (1995b) Mineral-aqueous fluid partitioning trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 3331-3350.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. and Nikishin, A. M. (2003) The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Geology* 156: 119-148.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. an example of monzonite

- magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180-181: 109-127.
- Chiu, H., Chung, S., Zarrinkoub, M., Mohammadi, S., Khatib, M. and Iizuka, Y. (2013) Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163: 70-87.
- Conceic, R. V. and Green, D. H. (2004) Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos* 72: 209-229.
- Condie, K. C. (2001) Mantle plume and their record in earth history. Cambridge University Press, Cambridge.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maur, R. C., Bellon, H., Hacini, A. L., Cotten, J., Coutelle, A., and Hermitte, D. (2002) Post collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62: 87-110.
- Dewey, J. F., Pitman III, W. C. W., Ryan, B. F. and Bonnin, J. (1973) Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin* 84: 3137-3180.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, S. (2007) Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of postcollisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review* 49: 431-453.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, S. (2009) Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab breakoff, and lithospheric tearing in an orogenic belt. In: *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone* (Eds. Van Hinsbergen, D. J. J., Edwards, M. A. and Govers, R.) Special Publication 311: 213-233. Geological Society, London.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- Edgar, A. D., Green, D. H. and Hibberson, W. O. (1976) Experimental petrology of a highly potassic magma. *Journal of Petrology* 17: 339-356.
- Emami, M. H. (1991) Explanatory text of the Qom Quadrangle Map, 1:250000, No. E6, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Emami, M. H. (1992) Explanatory text of Ghare Chaman, Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5564, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Emami, M. H. (1992) Explanatory text of Sarab, Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5565, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Ersoy, E. Y. and Helvacı, C. (2010) FC-AFC-FCA and mixing modeler: a microsoft excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers and Geosciences* 36: 383-390.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C., Uysal, I., Karaoğlu, O., Palmer, M. R. and Dindi, F. (2012a) Petrogenesis of the Miocene volcanism along the İzmir-Balıkesir transfer zone in western Anatolia, Turkey: implications for origin and evolution of potassic volcanism in postcollisional areas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 241(242): 21-38.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. and Palmer, M. R. (2012b). Petrogenesis of the Neogene volcanic units in the NE-SW-trending basins in western Anatolia, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163: 379-401.
- Eyuboglu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. and Şen, C. (2010) Geochemistry and geochronology of a reversely-zoned, Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NE Turkey. In: *A Tribute to Akiho Miyashiro* (Eds. Santosh, M. and Maruyama, S.) 18: 230-252.

Gondwana Research.

- Eyuboglu, Y., Chung, S. L., Santosh, M., Dudas, F. O and Akaryali, E. (2011a) Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting. *Gondwana Research* 19: 413-429.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Dudas, F. O., Chung, S. L and Akaryali, E. (2011b) Migrating magmatism in a continental arc: geodynamics of the eastern Mediterranean revisited. *Journal of Geodynamics* 52: 2-15.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Chung, S. L. (2011c) Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 121: 151-166.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Bektaş, O. and Ayhan, S. (2011d) Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: example from the eastern Pontides belt, NE Turkey. *Geoscience Frontiers* 2: 49-56.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Chung, S. L. (2011e) Petrochemistry and U-Pb ages of adakitic intrusions from the Pulusur massif (eastern Pontides, NE Turkey): implications for slab roll-back and ridge subduction associated with Cenozoic convergent tectonics in eastern Mediterranean. *Journal of Geology* 119: 394-417.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. and Kwon, S. (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the eastern Pontides belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of eastern Mediterranean region. *Lithos* 146: 218-232.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Dudas, F. O., Akaryali, E., Chung, S. L., Akdag, K. and Bektaş, O. (2013a) The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab-window setting: a synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey. *Geoscience Frontiers* 4: 353-375.
- Eyuboglu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Yi, K., Kwon, S. and Akaryali, E. (2013b) Petrogenesis and U-Pb zircon chronology of adakitic porphyries within the Kop ultramafic massif (eastern Pontides Orogenic belt, NE Turkey). *Gondwana Research* 24: 742-766.
- Fakhari, M. D., Axen, G. J., Horton, B. K., Hassanzadeh, J. and Amini, A. (2008) Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the high Zagros. *Tectonophysics* 451: 170-185.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96(8): 13693-13711.
- Forster, H., Fesefeldt, K. and Kürsten, M. (1972) Magmatic and orogenic evolution of the Central Iranian volcanic belt. 24th International Geologic Congress, Montreal, Canada.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J. C., Blanpied, C. and Ringenbach, J. C. (2011) The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30.
- Gavillot, Y., Axen, G. J., Stockli, D. F., Horton, B. K. and Fakhari, M. D. (2010) Timing of thrust activity in the high Zagros fold-thrust belt, Iran, from (U-Th)/He thermochronometry. *Tectonics* 29.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Verlag, Berlin.
- Gouragaud, A. and Vincent P. M. (2003) Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 261-290.

- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J. (2006a) Late Cenozoic shortening in the west Alborz mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin skinned deformation. *Geosphere* 2: 35-52.
- Guest, B., Stockli, D. F., Grove, M., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J. (2006b) Thermal histories from the Central Alborz mountains, northern Iran: implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 118: 1507-1521.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C. (2007) Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics* 26: 1-26.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23-49.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Hassanzadeh, J. (1993) Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahr e Babak area, Kerman province). PhD thesis, University of California, Los Angeles, United State of America.
- Hassanzadeh, J., Axen, G. J., Guest, B., Stockli, D. F. and Ghazi, A. M. (2004) The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. *Geological Society of America* 36(5): 184-185.
- Hassanzadeh, J., Axen, G. J., Guest, B., Stockli, D. F. and Ghazi, A. M. (2004) The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. *Geological Society of America* 36(5): 184-185.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B. and Ghazi, A. M. (2009) Timing of Arabia-Eurasia collision in Iran constrained by post-collisional magmatism. *Geological Society of America Bulletin* 41(7): 407-408.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M. (2008) Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics* 451: 97-122.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Kamali, A. A. (2010) Petrology and petrography of volcanic rocks at Gavagh Amolar village, southeast of Miyane, NW of Iran. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Kamali, A. A., Ameri, A., Moayyed, M., Pirooj, H., Mehri, M. and Nickhah, T. (2010) Asymmetrical effect of fluid on the mineralogical, geochemical and fabric changing of perlites and bedded rocks of NW of Iran (SE of Mianeh Area). 1th International Applied Geological Congress, Mashhad, Iran.
- Kazmin, V. G., Sborshchikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshain, L. P., Boulin, J. and Knipper, A. L. (1986) Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics* 123: 123-152.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the compositions of subduction-zone fluids. *Nature* 380: 237-240.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G. (1998) Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 355-404.
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion

- complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30 (24): 1-9.
- LaTourette, T., Hervig, R. L. and Holloway, J. R. (1995) Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135: 13-30.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lescuyer, J. and Riou, R. (1976) Géologie de la région de Mianeh (Azarbayjan). contribution de la volcanisme tertiaire de l' Iran. Thèse 3 cycle, Grenoble University, Grenoble, France.
- Lescuyer, J. (1978) Petrology and petrography of Cenozoic volcanism in east Azerbaijan. PhD.Thesis, University of Paris, Paris, France.
- Lotfi, M. (1976) Geological and petrological studies of north-northeast of Miyane. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Mengel, K. and Green, D. H. (1989) Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions. In: *Kimberlites and related rocks* (Ed. Ross, J.) 14: 571-581. Geological Society, Australia.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1991.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1995) The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 36: 133-159.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30: 1-6.
- Moinevaziri, H. (1985) Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. PhD Thesis, Université Paris-Sud, Orsay, France.
- Morley, C. K., Kongwung, B., ulapour, A. A. J., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazeni, H. (2009) Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in Central Iran: the Central basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5: 325-362.
- Nabavi, M. (1977) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Lin, Y. C., Lee, H. Y., Lo, C. H. and Khatib, M. M. (2013) Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of post-collisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone. *Terra Nova* 25: 405-413.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Cheshire.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., DeLong, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Gu'ner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S. and Mitchell, J. J. (1990) Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 189-229.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonon area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. and Gorshkov, A. (1989) The Caucasus: an actual example of the

- initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161: 1-2.
- Plank, T., Kelley, K. A., Murray, R. W. and Stern, L. Q. (2007) Chemical composition of sediments subducting at the Izu-Bonin trench. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8(4): 1-16.
- Prelević, D., Akal, C., Foley, S., Romer, R., Stracke, A. and Van Den Bogaard, P. (2012) Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology* 53: 1019-1055.
- Prelevic, D., Jacob, D. E. and Foley, S. F. (2013) Recycling plus: a new recipe for the formation of Alpine-Himalayan orogenic mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 362: 187-197.
- Saunders, A. D. and Tarney, J. (1984) Geochemical characteristics of basaltic volcanism in back-arc basins. In: *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins* (Eds. Kokelaar, B. P. and Howells, M. F.) Special Publication 16: 59-76. Geological Society, London.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. and Tarney, J. (1991) Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 335: 377-392.
- Seghedi, I., Downes, H., Szaka'cs, A., Mason, P. R. D., Thirwall, M. F., Rosu, E., Pe'cskay, Z., Ma'rton, E. and Panaiotu, C. (2004) Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72: 117-146.
- Sengor, A. M. C., Cin, A., Rowley, D. B. and Nie, S. Y. (1993) Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: a preliminary study. *Journal of Geology* 101: 51-84.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Zor, E. and Genç, T. (2003) East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30 (24): 80451-80454.
- Shafaii Moghadam, H., Ghorbani, G., Zakikhedr, G., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A. and Arai, S. (2013) Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian high plateau. *Gondwana Research* 26: 1028-1050.
- Shafaii Moghadam, H. and Shahbazi Shiran, H. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Journal Petrology*. 4: 15-34 (in persian).
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.
- Spies, O., Lensh, G. and Miha, A. (1984) Petrology and geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan /NE Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abh* 168 (51): 247-265.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American association of petroleum geologists. Geological Society of America Bulletin* 52: 1229-1258.
- Stöcklin, J. (1974a) Northern Iran: Alborz mountains. *Geological Society of London, Special Publication* 4: 213-234.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 313-345. Geological Society, London.
- Verdel, C., B. P. Wernicke, J. Hassanzadeh and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonic* 30: 1-20.
- Vincent, S. J., Allen, M. B., Ismail-Zadeh, A. D., Flecker, R., Foland, K. A. and Simmons, M. D. (2005)

- Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the south Caspian region. Geological Society of America Bulletin 117: 1513-1533.
- Yilmaz, Y., Gu'ner, Y. and Saroglu, F. (1998) Geology of the Quaternary volcanic centres of the east Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85: 173-210.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R. (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 107-122.
- Zhao, Z., Mo, X., Dilek, Y., Niu, Y., DePaolo, D. J., Robinson, P. T., Zhu, D., Sun, C., Dong, G., Zhou, S., Luo, Z. and Hou, Z. (2009) Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the postcollisional ultra-potassic magmatism in SW Tibet: petrogenesis and implications for intrcontinental subduction of India beneath southern Tibet. Lithos 113: 190-212.

Geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the central part of Bozghush ranges, northwest of Iran

Eisa Azadi ^{1*}, Mohammad Rahgoshay ¹, Saeid Alirezaei ¹ and Mohammad Hashem Emami ²

¹ Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Abstract

Volcanic and volcanoclastic rocks with Cenozoic age are widespread at Bozghush Mountain, south of Sarab, northwest of Iran. The composition of the studied rocks is trachybasalts, trachyandesites and megaporphyritic andesites with probable middle Eocene age(?). The main texture of these rocks is porphyritic. Plagioclase, clinopyroxene and sanidine are the main minerals in these volcanic rocks. All volcanic sequences show similar trace element and REE patterns, with troughs in Nb, Zr, strong enrichments in Rb, Ba, Th, La and depletions in Ti, Yb, Y, relative to N-MORB, indicating a subduction-metasomatized lithospheric mantle as their melt source. On the basis of Sm/La versus Th/La diagram and Ba/Nb (>49) and Ba/Ta (>900) ratios, the influence of slab-derived sediments and fluids on the genesis of these rocks is obvious. It seems that the lithospheric mantle source beneath the Bozghush Mountain was metasomatized by subducted NeoTethys oceanic lithosphere derived fluids and subsequent slab break, delamination of the mantle lithosphere and tectonic extension due to the roll-back of the subducting Tethyan lithosphere which gave rise to decompression melting of the subduction-metasomatized lithospheric mantle and the generation of the studied rocks at Bozghush Mountain.

Key words: Megaporphyritic andesite, Shoshonite, Subduction zone, Bozghush, Western Alborz-Azarbaijan

* i_azadi@sbu.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.