

سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و ترکیب ایزوتوپی Sr-Nd متبازیت‌های مجموعه دگرگونی بنه‌شورو، شرق ساغند، ایران مرکزی

لیلا ملکی^۱، نعمت‌الله رشیدنژاد عمران^{۲*} و عبدالرحیم هوشمندزاده^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۸/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۳

چکیده

مجموعه دگرگونی بنه‌شورو در شرق روستای ساغند و در حوزه ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه از گنایس‌های کوارتز-فلدسپاتیک (کانی تیره کمتر از ۵ درصد)، بیوتیت-آمفیبول گنایس، واحدهای متبازیت، انواع شیست با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت و نفوذی‌های مافیک و اسیدی تشکیل شده است که مجموعاً دگرگونی قهقرایی در حد رخساره آمفیبولیت پایینی را متحمل شده‌اند. مطالعه ژئوشیمیایی متبازیت‌های این مجموعه در کوه زمان‌آباد و پشته گل‌منده، بیانگر وجود دو الگوی توزیع غنی شده متفاوت در نمودارهای بهنجار شده عناصر فرعی و کمیاب این سنگ‌ها نسبت به MORB می‌باشد. الگوی اول فاقد و الگوی دوم دارای آنومالی منفی در Ta و Nb است. مطالعه ژئوشیمی سنگ کل به همراه نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd، بیانگر دخالت دو منشأ گوشته‌ای متفاوت در تشکیل ماگمای مادر متبازیت‌ها در یک محیط پشت قوسی می‌باشد. منبع گوشته‌ای غنی از تیتانیوم، مانند دنباله پلوم‌های گوشته‌ای در تشکیل نمونه‌های غنی از Ta و Nb و گوشته غنی شده قدیمی متأثر از فرورانش در تشکیل نمونه‌های تهی شده از Ta و Nb نقش دارد.

کلیدواژه‌ها: ایران مرکزی، ساغند، بنه‌شورو، دگرگونی، متبازیت، محیط پشت قوسی، پلوم گوشته‌ای.

*نویسنده مسئول: نعمت‌الله رشیدنژاد عمران

E-mail: Rashid@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

نسبت‌های ایزوتوپی در سیستم‌های بسته تغییر نمی‌کنند و می‌توانند بازگو کننده ویژگی‌های منشأ باشند. در سیستم‌های باز، نسبت‌های ایزوتوپی گویای وجود و میزان عملکرد مکانیسم‌های مختلفی هستند که بر ترکیب شیمیایی ماگمای بازیک والد تأثیر گذار است (DePaolo, 1981).

در پژوهش حاضر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ‌های متبازیتی کوه زمان‌آباد و پشته گل‌منده (مجموعه دگرگونی بنه‌شورو، شرق ساغند) به سن نوپروتروزوییک-کامبرین آغازی (Maleki et al., 2018; Ramezani, 1997) به منظور پی‌بردن به ماهیت ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی سنگ مادر و در راستای رفع ابهامات مطالعات پیشین، مورد بررسی قرار گرفته‌است. (Gourabjeiri-Pour (2016) ضمن مطالعه آمفیبولیت‌های پشته گل‌منده، سنگ مادر آنها را از نوع ماگمایی و با دو منشأ متفاوت می‌داند: الف) گابرو و بازالت‌هایی با ترکیب کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیک و با منشأ گوشته غنی شده و ب) گابرو دپوریت‌های کالک‌آلکان تا توله‌ایتی که تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته‌اند. وی معتقد است ماگمای مذکور در محیط درون قاره‌ای و تحت تأثیر یک نقطه داغ در زیر پوسته، در دو زمان متفاوت ایجاد شده‌اند. از آنجایی که سری ماگمایی کالک‌آلکان منحصر به محیط‌های فرورانش است (Wilson, 2007)، نتیجه‌گیری اخیر با سری ماگمایی یاد شده در تضاد است. همچنین اشاره به محیط تکتونیکی درون قاره‌ای در حالی است که (Ramezani (1997) ضمن مطالعه ژئوشیمیایی گنایس‌های صورتی رنگ همراه با متبازیت‌های یاد شده، محیط تکتونیکی گرانیت والد آنها را کمان ولکانیکی می‌داند. لازم به ذکر است نتایج حاصل بر اساس آنالیزهای شیمیایی معدود و همچنین توصیف ژئوشیمیایی مختصر گروهی از متبازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها) و گنایس‌ها صورت گرفته است.

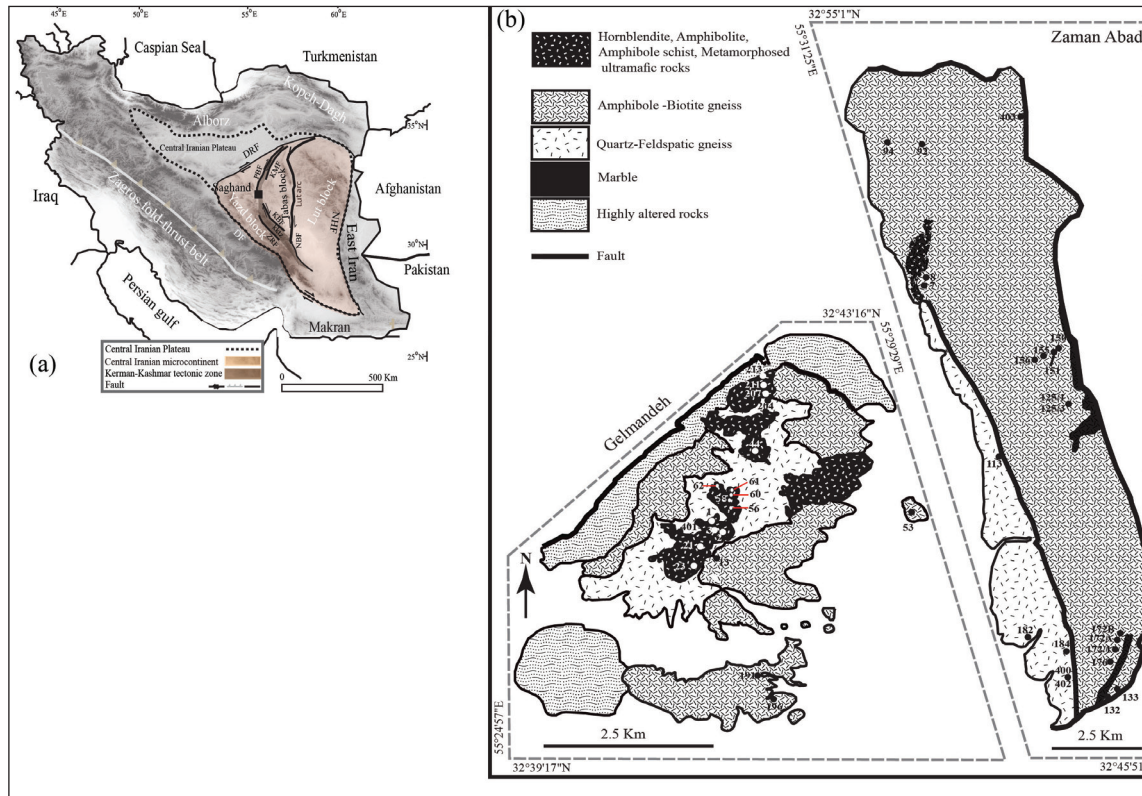
یافته‌های حاصل از پژوهش حاضر می‌تواند در رفع ابهامات موجود در خصوص محیط تکتونیکی ایران مرکزی در زمان نوپروتروزوییک-کامبرین آغازی و همچنین کمک به بازسازی پالئوژئوگرافی حاشیه شمالی گندوانا در زمان یاد شده، مفید واقع شود.

موقعیت قرارگیری منطقه ساغند در محل برخورد گسل‌های شمال غربی-شمال شرقی در کمر بند تکتونیکی کرمان-کاشمر (شکل ۱-ا)، باعث برنزد و وسیع‌ترین رخمون‌های پی سنگ ایران مرکزی در این ناحیه شده است (Ramezani, 1997). این امر توجه محققین داخلی متعددی را به انجام مطالعات پترولوژیکی بر لیتولوژی‌های مختلف این منطقه جلب نموده است. در دهه‌های اخیر اغلب مطالعات بر سنگ‌های گنایسی (نوپروتروزوییک-کامبرین آغازی) متمرکز شده (Ramezani, 1997; Hasanzadeh et al., 2008; Horton et al., 2008; Saki, 2010; Balaghi Einalou et al., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2015; Honarmand et al., 2017) و مطالعه دقیق سنگ‌های متبازیت قدیمی همراه از نظر دور مانده است. این در حالی است که مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی واحدهای متبازیتی و شناخت ویژگی‌های سنگ مادر آنها، همواره می‌تواند نقش مهمی در فهم تاریخچه تکامل تکتونوماگمایی مناطق دگرگونی قدیمی ایفا کند. بدیهی است بدون مطالعه دقیق واحدهای یاد شده، هر گونه تفسیر زمین‌شناسی در خصوص مجموعه دگرگونی در بردارنده آنها فاقد اعتبار علمی لازم خواهد بود. از آنجایی که ترکیب شیمیایی سنگ کل و ترکیب ایزوتوپی Sr-Nd، شاخصه‌هایی حساس به ترکیب شیمیایی منشأ و در نتیجه محیط تکتونیکی هستند، از این ابزار می‌توان در پی بردن به ویژگی‌های سنگ مادر بهره جست. علی‌رغم عملکرد فازهای مختلف دگرشکلی و حوادث متعدد دگرگونی در سنگ‌های دگرگونه قدیمی و در نتیجه تغییر ژئوشیمی سنگ کل، خوشبختانه بسیاری از عناصر دارای پتانسیل یونی متوسط مانند HFSE و REE، در فرایندهای ثانویه‌ای مثل آلتراسیون، دگرشکلی و دگرگونی نسبتاً غیرمتحرک هستند و می‌توانند اطلاعات مفیدی حتی در خصوص سنگ‌های در معرض دگرگونی‌های درجه بالا (رخساره آمفیبولیت بالایی در اختیار بگذارند (Floyd and Winchester, 1975 and 1978; Pearce, 1996; Winchester and Floyd, 1976 and 1977; Wood et al., 1979; Wood, 1980) همچنین سیستم ایزوتوپی Nd در صورت نبود سیالات غنی از CO₂، سیستمی مقاوم در برابر دگرگونی است (DePaolo, 1988; Dickin, 1995; Faure, 2001) و بنابراین

۲- زمین‌شناسی عمومی، روابط صحرایی و پتروگرافی

روستای ساغند واقع شده‌است (شکل‌های ۱- a و b). این منطقه بخش‌هایی از نقشه ۱/۵۰۰۰۰۰ بیابانک- بافق (Haghipour and Pelissier, 1977) و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پشته‌بادام (Haghipour, 1977) را به خود اختصاص می‌دهد.

منطقه مورد مطالعه (کوه‌های زمان آباد و پشته گل‌منده) با مختصات طول جغرافیایی ۵۷° ۲۴' ۵۵" تا ۳۲° ۳۹' ۱۷" شرقی و عرض جغرافیایی ۳۲° ۳۹' ۱۷" تا ۳۲° ۵۵' ۱۷" شمالی، بخشی از مجموعه دگرگونی بنه‌شورو است که در شمال شرق

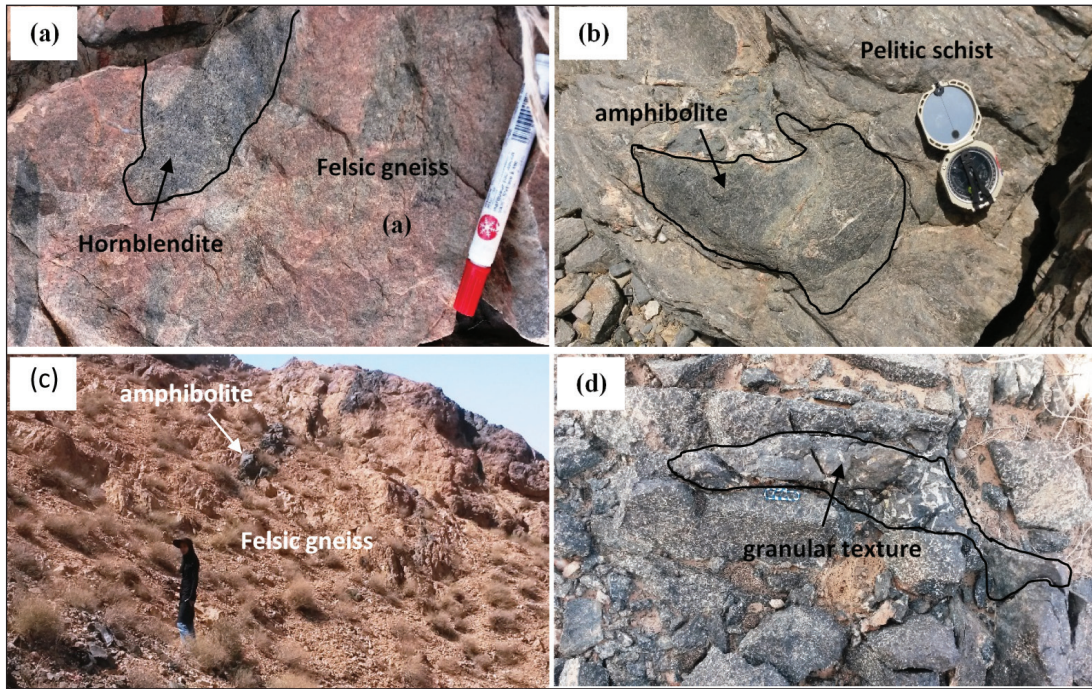


شکل ۱- (a) موقعیت منطقه ساغند در کمربند تکتونیک کرمان- کاشمر و خرده‌قاره ایران مرکزی؛ (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت نمونه‌های آنالیز شده.

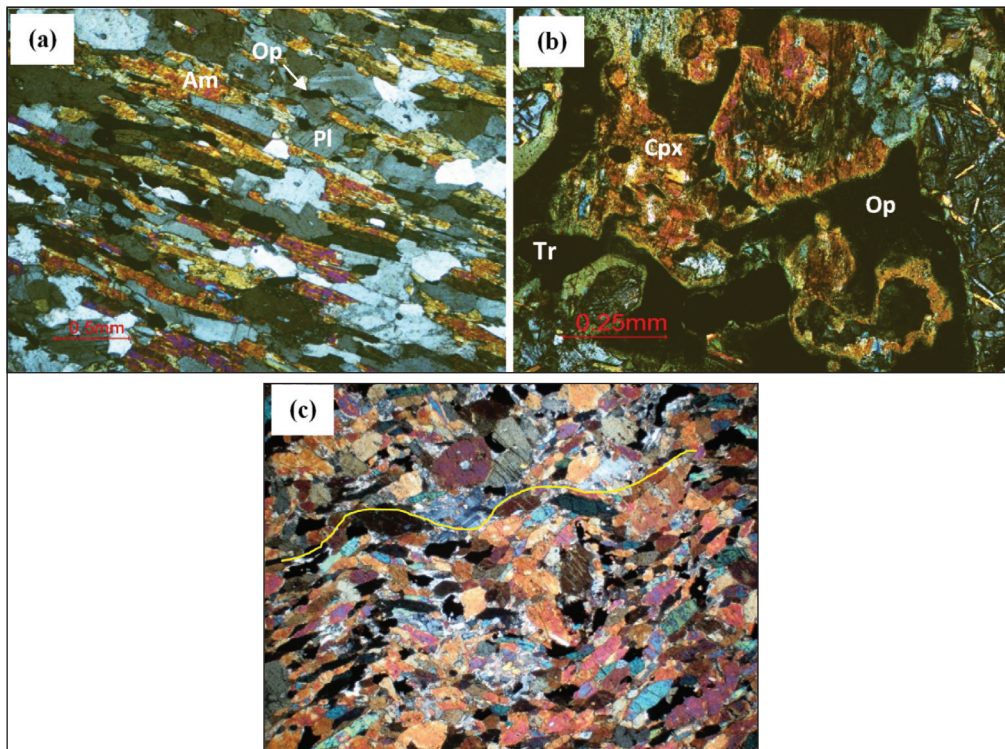
سبز تیره تا سیاه و با بافت متوسط‌دانه تا درشت‌دانه قابل شناسایی هستند و به دلیل شدت متفاوت دگرشکلی و رئولوژی متفاوت سنگ مادر، فابریک توده‌ای تا جهت یافته دارند. جهت‌یافتگی در این سنگ‌ها از جهت‌یافتگی سنگ در بردارنده تبعیت می‌کند. کانی‌شناسی عمومی متابازیت‌های مورد مطالعه شامل آمفیبول + پلاژیوکلاز ± گارنت ± اپیدوت ± کوارتز ± بیوتیت ± روتیل ± اسفن ± ایلمنیت ± بقایای پیروکسن ماگمایی است. تنها تفاوت اصلی بین گروه‌های یاد شده، درصد حجمی کانی‌های تشکیل دهنده می‌باشد. فولیاسیون به واسطه جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌هایی مانند آمفیبول و پلاژیوکلاز (شکل ۳- a) و بافت پورفایرولاستیک با وجود درشت‌بلورهای گارنت در نمونه‌های در بردارنده قابل شناسایی است. از جمله پدیده‌های در خور توجه می‌توان به وجود بقایای پیروکسن‌های آذرین در توده‌های متاگابرویی اشاره کرد (شکل ۳- b). کانی پیروکسن در حاشیه به اکتینولیت و ترمولیت تبدیل شده و جدایش اکسیدهای آهن و تیتانیم در امتداد رخ‌ها قابل مشاهده است. ساختار ریزچین (crenulation) از ساختارهای متداول در نمونه‌های متابازیت است (شکل ۳- c).

بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی به نظر می‌رسد، سنگ‌های اولترامافیک و همچنین سنگ‌های گابرویی، سنگ مادر متابازیت‌های مورد مطالعه هستند.

گنایس‌های کوارتز- فلدسپاتیک (کانی تیره کمتر از ۵ درصد)، بیوتیت- آمفیبول گنایس، واحدهای متابازیت، انواع شیست با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت و نفوذی‌های مافیک و اسیدی، تشکیل دهنده مجموعه فوق هستند که مجموعاً دگرگونی قهقرایی در حد رخساره آمفیبولیت پایینی را متحمل شده‌اند (Maleki et al., 2018). بر اساس آخرین تقسیم‌بندی سیستماتیک سنگ‌های دگرگونی، ارائه شده توسط اتحادیه بین‌المللی علوم زمین (Schmid et al., 2007)، رخنمون‌های متابازیت منطقه مورد مطالعه به شش گروه متاگابرو، توده‌های اولترامافیک دگرگون شده، (± گارنت) هورنبلندیت، (± گارنت) آمفیبولیت و (± گارنت) آمفیبول شیست قابل تقسیم‌بندی هستند. رخنمون‌های مذکور به صورت آنکلاوهای زاویه‌دار تا کشیده موجود در واحدهای گنایسی (شکل ۲- a)، عدسی‌های کوچک در شیست‌های پلیتی (شکل ۲- b)، ساخت‌های لایه‌ای در گنایس‌ها (شکل ۲- c)، واحدهایی نازک‌لایه تا ضخیم‌لایه دارای مرز مشخص با واحدهای گنایس و مرمر و همچنین به صورت توده‌های متاگابرویی قابل مشاهده هستند. در حالت اخیر بافت آذرین اولیه (گرانولار) به صورت محلی و بدون آثار دگرشکلی در توده حفظ شده‌اند (شکل ۲- d). در بخش‌های دگرریخته، پلاژیوکلاز و آمفیبول، به صورت نوارهای مجزا، فولیاسیون غیر منظمی در توده ایجاد کرده‌اند. کلیه واحدهای متابازیتی به رنگ



شکل ۲- (a) و (b) عدسی‌های کوچک متبازیت در گنایس کوارتز-فلدسپاتیک و شیست پلیتی؛ (c) وجود متبازیت به صورت ساخت لایه‌ای و همسو با فولیاسیون اصلی در گنایس کوارتز-فلدسپاتیک؛ (d) بافت دانه‌ای حفظ شده در قسمت‌های میانی توده متاگابروی.



شکل ۳- (a) جهت یافتگی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در آمفیبولیت؛ (b) کلینوپیروکسن آذرین باقیمانده در توده متاگابروی با حاشیه تبدیل شده به ترمولیت و اکتینولیت؛ (c) ساختار ریزچین در هورنبلندیت.

۳- روش پژوهش

اصلی) و ICP/MS (عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی) در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین، جهت پی‌بردن به ویژگی‌های ایزوتوپی متبازیت‌های مورد مطالعه، ۸ نمونه در دانشگاه Aveiro کشور پرتغال، مورد آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd قرار گرفت (جدول ۲).

پس از بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی دقیق، ۲۳ نمونه از واحدهای سنگی مختلف با کمترین میزان دگرسانی، به منظور تجزیه شیمیایی سنگ کل به دانشگاه Stellenbosch در افریقای جنوبی ارسال شده است. نتایج حاصل از آنالیز XRF (عناصر

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی ICP-MS و XRF متابازیت‌های مورد مطالعه در پشته گل‌منده و کوه زمان‌آباد.

Rock type	Amphibolite					Metamorphosed ultramafic rocks				Gabbro		
	Sample name	3	403	44	150	402	23	56	58	60	172/1	172A
Al ₂ O ₃	13.63	13.66	15.94	16.50	15.63	9.35	8.66	8.56	6.94	14.12	19.35	15.97
CaO	11.25	12.10	9.61	7.96	6.18	11.99	14.69	11.12	9.18	10.35	10.55	10.31
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.13	0.02	0.17	0.24	0.00	0.02	0.01
Fe ₂ O ₃	14.51	13.93	15.06	14.17	9.91	14.46	12.39	15.02	14.59	16.95	7.37	9.75
K ₂ O	0.86	0.68	0.83	1.44	1.38	0.40	0.12	0.26	0.10	0.51	0.91	1.39
MgO	6.25	6.19	5.50	6.38	3.28	14.02	12.00	14.06	18.83	6.63	5.83	8.14
MnO	0.25	0.24	0.27	0.26	0.17	0.21	0.52	0.24	0.22	0.21	0.12	0.16
Na ₂ O	2.66	2.45	3.02	3.09	3.76	0.96	0.62	1.26	0.33	2.86	3.63	2.66
P ₂ O ₅	0.54	0.57	0.74	0.32	0.19	0.31	0.30	0.29	0.18	0.12	0.19	0.12
SiO ₂	44.15	44.38	43.03	45.41	57.42	41.89	45.78	44.12	44.17	43.52	48.59	47.90
TiO ₂	4.03	3.86	4.61	2.17	1.02	3.15	2.36	2.26	1.86	2.64	0.82	0.88
total	99.04	99.02	99.43	99.38	100.19	99.18	99.22	99.06	99.98	99.31	99.05	99.02
Sc	30.04	27.66	17.67	21.59	33.55	34.75	29.50	24.87	33.52	36.86	21.80	32.30
V	352.26	337.71	279.47	220.41	192.66	315.67	192.36	260.40	236.87	746.71	135.60	159.25
Cr	286.35	224.21	8.98	69.41	17.75	836.94	1251.49	1156.92	1540.86	29.20	166.20	130.70
Co	68.44	57.36	42.36	57.69	46.79	79.85	68.95	67.88	86.54	79.40	57.65	66.99
Ni	129.85	108.23	13.00	60.16	11.80	315.35	401.99	474.59	467.49	84.17	114.40	121.25
Cu	60.94	19.13	11.88	16.83	52.15	88.00	41.97	179.70	52.84	113.20	72.95	121.90
Zn	66.45	53.72	113.02	119.74	96.49	89.88	351.90	269.41	126.45	113.73	84.85	112.10
Rb	18.43	12.50	15.76	42.42	36.16	4.02	0.62	2.25	1.11	10.00	38.41	54.96
Sr	314.50	309.25	537.08	406.24	342.29	125.38	337.15	168.68	45.84	279.40	546.45	365.55
Y	28.39	27.84	32.43	21.53	24.28	17.99	15.05	16.78	13.11	13.45	9.71	12.27
Zr	283.50	280.63	281.76	159.86	128.66	150.41	138.83	137.41	126.20	51.80	58.89	53.02
Nb	48.74	48.35	54.41	24.89	7.17	25.04	29.69	16.95	19.95	11.65	13.63	12.56
Mo	1.28	1.71	0.72	1.05	0.67	0.67	0.84	1.27	0.44	0.62	0.50	0.41
Cs	0.14	0.08	0.10	0.45	0.35	0.05	0.04	0.09	0.07	0.20	0.56	0.93
Ba	205.78	130.63	191.51	296.21	301.75	41.18	13.78	93.55	14.61	131.52	330.95	405.00
La	41.90	40.64	44.45	23.65	19.39	19.94	24.76	21.99	14.31	10.29	12.91	10.55
Ce	90.08	88.58	97.04	47.78	41.41	44.71	51.45	46.70	31.93	20.89	22.83	20.20
Pr	11.09	11.15	12.58	5.85	5.34	6.03	6.33	5.96	4.30	2.55	2.47	2.35
Nd	47.11	47.08	52.77	23.50	22.04	26.57	27.25	25.40	18.30	11.04	9.90	10.21
Sm	10.28	9.45	11.28	5.53	4.88	6.23	5.48	5.88	4.01	2.75	1.87	2.15
Eu	2.91	3.14	3.74	1.89	1.34	1.84	1.75	2.00	1.35	0.88	0.94	1.00
Gd	8.67	8.88	9.61	5.16	5.02	5.80	4.88	5.12	3.91	2.61	2.21	2.48
Tb	1.25	1.22	1.31	0.80	0.72	0.80	0.67	0.70	0.53	0.45	0.30	0.42
Dy	6.32	6.04	7.10	4.35	4.70	4.23	3.64	3.69	3.10	2.65	1.88	2.38
Ho	1.12	1.09	1.33	0.83	0.97	0.77	0.63	0.66	0.55	0.54	0.36	0.47
Er	2.92	2.82	3.26	2.19	2.80	1.73	1.56	1.66	1.26	1.45	0.92	1.26
Tm	0.34	0.33	0.42	0.29	0.38	0.23	0.20	0.21	0.15	0.17	0.14	0.17
Yb	2.27	2.21	2.58	1.85	2.41	1.27	1.12	1.35	1.13	1.23	0.86	1.04
Lu	0.29	0.27	0.36	0.31	0.37	0.17	0.14	0.16	0.14	0.18	0.11	0.16
Hf	6.95	7.01	6.97	3.84	3.48	4.30	4.08	3.73	3.19	1.54	1.55	1.48
Ta	2.92	2.79	3.32	1.52	0.41	1.63	1.66	1.27	1.20	0.64	0.82	0.71
Pb	4.37	3.39	9.36	5.09	7.17	4.52	15.28	14.49	5.61	6.07	16.17	6.35
Th	4.56	4.26	4.28	2.68	2.65	2.13	2.23	1.87	1.44	1.42	2.15	1.55
U	1.35	1.58	1.51	0.62	0.87	0.57	0.61	0.90	0.50	0.43	0.55	0.41

Rock type	Hornblendite						Amphibole Schist				
	Sample name	61	62	132	1	2	13	20	21	125/1	213
Al ₂ O ₃	10.41	12.42	15.21	16.18	11.65	14.11	15.08	13.37	13.11	16.15	12.33
CaO	10.52	9.9	10.59	10.1	10.98	9.26	8.40	9.40	8.33	10.15	10.41
Cr ₂ O ₃	0.1	0.07	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe ₂ O ₃	14.32	14.81	13.84	17.61	14.28	20.94	16.19	13.39	11.80	9.80	13.92
K ₂ O	0.21	0.29	0.58	0.9	0.4	0.65	0.97	0.39	0.35	1.62	0.83
MgO	12.19	11.74	9.2	7.38	8.5	7.98	6.72	7.21	8.54	7.74	5.87
MnO	0.34	0.32	0.24	0.3	0.25	0.27	0.38	0.18	0.27	0.18	0.18
Na ₂ O	1.82	1.83	1.19	1.72	2.28	1.76	2.87	4.12	3.01	2.02	3.05
P ₂ O ₅	0.49	0.03	0.16	0.67	1.06	0.74	0.59	0.44	0.25	0.16	0.43
SiO ₂	43.92	43.41	45.52	38.17	44.26	37.45	43.58	46.27	50.16	49.46	48.18
TiO ₂	3.43	3.22	1.33	5.02	4.65	5.06	3.41	3.52	2.81	0.76	3.31
total	99.09	99.41	99.45	99.07	99.09	99.04	99.39	99.04	99.58	99.88	99.73
Sc	26.615	26.44	40.52	24.01	25.465	32.345	23.85	28.66	28.22	39.06	21.24
V	275.265	301.3	309.065	400.395	345.14	420.77	246.05	324.04	262.12	208.20	225.74
Cr	661.115	490.62	330.55	27.245	49.79	352.305	99.48	157.09	485.71	232.52	460.95
Co	59.18	73.285	69.305	72.11	66.08	64.695	65.78	53.33	70.86	47.11	60.23
Ni	243.535	203.36	139.35	59.1	59.405	174.94	97.68	83.10	197.89	59.25	224.28
Cu	8.19	7.435	35.02	325.575	319.215	10.97	33.88	75.94	770.61	35.29	25.87
Zn	278.855	249.485	104.445	120.1	99.84	95.635	122.54	117.87	103.42	92.14	99.73
Rb	1.155	2.25	12.655	23.89	4.735	12.165	21.12	1.86	5.30	59.88	11.78
Sr	47.075	85.69	104.35	610.115	208.215	136.785	256.51	338.15	400.72	202.03	377.00
Y	22.855	25.48	26.4	35.67	32.58	32.295	28.47	26.71	22.64	16.11	22.75
Zr	225.15	236.515	63.595	347.57	269.055	336.175	212.76	245.83	212.61	58.19	251.96
Nb	45.615	41.205	2.34	72.97	53.125	68.28	23.16	34.77	31.60	4.97	37.81
Mo	0.705	0.7015	0.5405	0.82	0.81	0.79	0.81	1.14	0.58	1.12	0.99
Cs	0.0429	0.04425	0.2215	0.1585	0.052	0.183	0.54	0.06	0.09	0.84	0.09
Ba	31.47	49.325	73.345	240.74	51.53	200.865	163.57	31.85	92.17	339.71	191.30
La	41.405	31.775	5.675	57.42	41.105	47.55	21.99	30.84	27.83	8.16	27.02
Ce	86.46	67.49	13.305	117.515	89.155	103.69	48.93	68.74	60.17	18.04	63.33
Pr	10.5	8.31	2.135	14.405	11.255	13.04	6.37	8.93	7.68	2.27	8.43
Nd	41.835	35.93	10.635	59.385	48.065	54.45	28.09	38.33	31.35	9.68	36.74
Sm	8.365	7.52	3.315	11.715	9.99	11.44	6.57	8.40	6.46	2.69	8.20
Eu	2.68	2.285	1.2395	3.73	4.095	3.965	2.60	2.73	2.18	0.82	2.51
Gd	7.08	7.035	4.48	10.965	9.815	10.49	6.55	7.92	6.38	2.43	7.14
Tb	0.9475	0.9705	0.716	1.46	1.3455	1.415	0.99	1.05	0.90	0.40	1.03
Dy	5.24	5.61	4.68	7.755	7.435	7.305	5.86	6.20	4.77	2.89	5.39
Ho	0.9325	1.011	0.9765	1.389	1.344	1.3705	1.12	1.07	0.92	0.62	0.90
Er	2.145	2.605	2.85	3.485	3.205	3.125	3.10	2.71	2.36	1.81	2.19
Tm	0.275	0.324	0.3995	0.43	0.402	0.3875	0.39	0.35	0.29	0.27	0.23
Yb	1.715	2.29	2.68	2.795	2.455	2.57	2.65	2.01	2.13	1.84	1.51
Lu	0.226	0.2775	0.3965	0.381	0.311	0.3405	0.36	0.28	0.28	0.28	0.17
Hf	5.695	5.815	1.875	8.625	7.01	8.385	5.08	6.32	5.69	1.56	6.48
Ta	2.405	2.48	0.1385	4.375	3.06	3.595	1.40	2.21	1.91	0.29	2.27
Pb	12.73	6.135	4.41	18.415	6.165	7.185	0.89	4.94	8.33	5.75	2.47
Th	3.655	4.05	0.435	5.835	3.74	5.155	1.38	2.87	4.76	1.44	3.53
U	1.455	1.2605	0.194	1.62	1.69	1.65	0.48	0.82	1.95	0.74	0.68

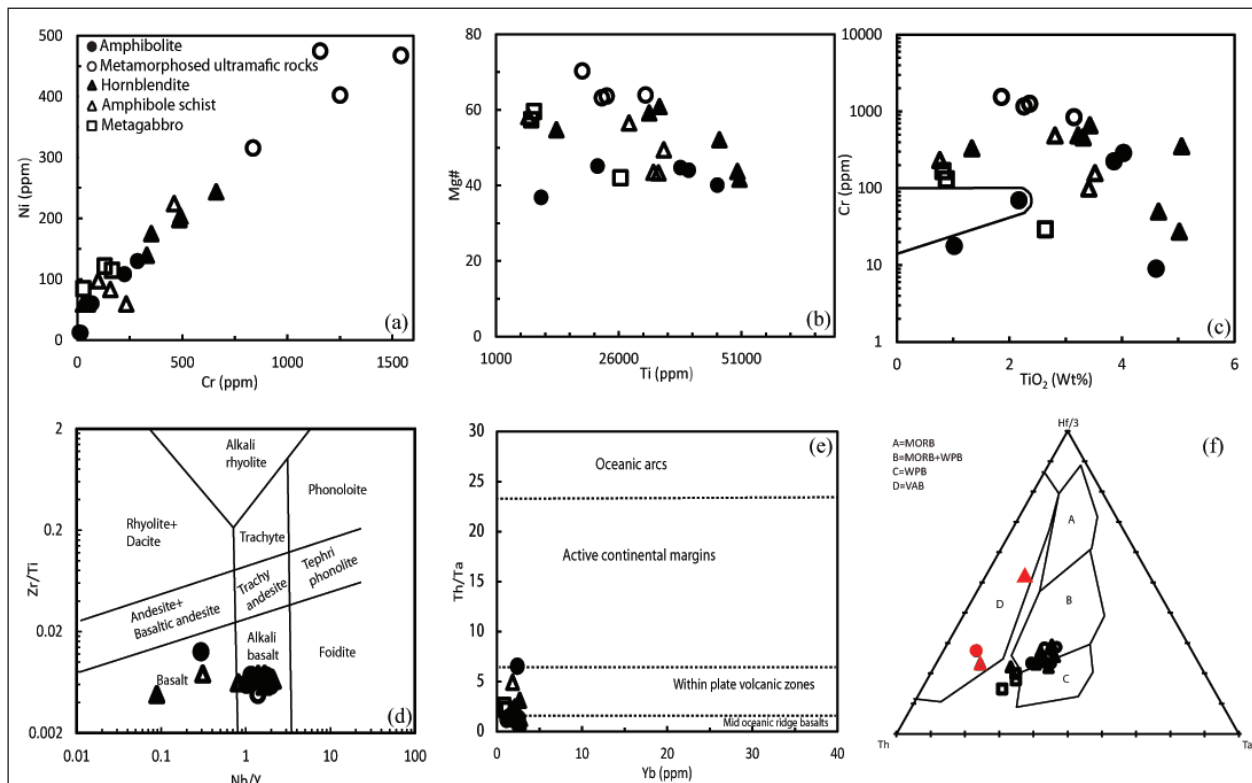
جدول ۲- نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd تعدادی از نمونه‌های متابازیت در پشته گل‌منده و کوه زمان‌آباد.

Ref sample	Sr	Rb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Error (2s)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Error (2s)	Nd	Sm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Error (2s)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Error (2s)	age (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(t)	εNd _(t)
3	314.5	18.43	0.170	0.00479	0.7086	0.00003	47.11	10.28	0.132	0.00373	0.512549	0.000019	540.00	0.709	-1.7
2	208	4.7	0.066	0.00354	0.7078	0.00002	48.07	9.99	0.126	0.00677	0.512563	0.000017	540.00	0.708	-1.5
13	257	21.12	0.238	0.00674	0.7066	0.00002	28.09	6.57	0.141	0.00761	0.512659	0.000019	540.00	0.707	0.4
213	377	11.8	0.090	0.00256	0.7051	0.00003	36.74	8.20	0.135	0.00727	0.512604	0.000023	540.00	0.705	-0.7
402	315	18.4	0.170	0.00479	0.7085	0.00003	47.11	10.28	0.132	0.00373	0.512229	0.000020	540.00	0.708	-8.0
172/1	279.4	9.995	0.103	0.00293	0.7066	0.00002	11.04	2.75	0.150	0.00810	0.512673	0.000030	540.00	0.707	0.7
58	169	2.3	0.039	0.00208	0.7089	0.00003	25.40	5.88	0.140	0.00754	0.512587	0.000015	540.00	0.709	-1.0
61	47	1.2	0.071	0.00382	0.7082	0.00002	41.84	8.37	0.121	0.00651	0.512533	0.000013	540.00	0.708	-2.0

۴- ژئوشیمی سنگ کل

اولین گام در مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرگونی، تشخیص نوع سنگ مادر این سنگ‌هاست. سنگ‌های متابازیتی مورد بررسی دارای مقادیر بالای Cr، Ni و Ti (جدول ۱)، تطابق مثبت Ni و Cr (شکل ۴- a) و تطابق منفی Ti با Mg (شکل ۴- b) هستند. این ویژگی‌ها نشان از منشأ آذرین آنها دارد (Leake, 1964). در تعیین نوع سنگ مادر متابازیت‌های مورد مطالعه از نمودار Cr در برابر TiO₂ (شکل ۴- c) استفاده شده است. بر این اساس نیز اغلب نمونه‌های مورد مطالعه دارای منشأ آذرین هستند. در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (modified by Pearce, 1996) اغلب نمونه‌ها در محدوده آلکالی‌بازالت و سری آلکالن (شکل ۴- d) و در نمودار Th/Ta-Yb (شکل ۴- e) و در نمودار

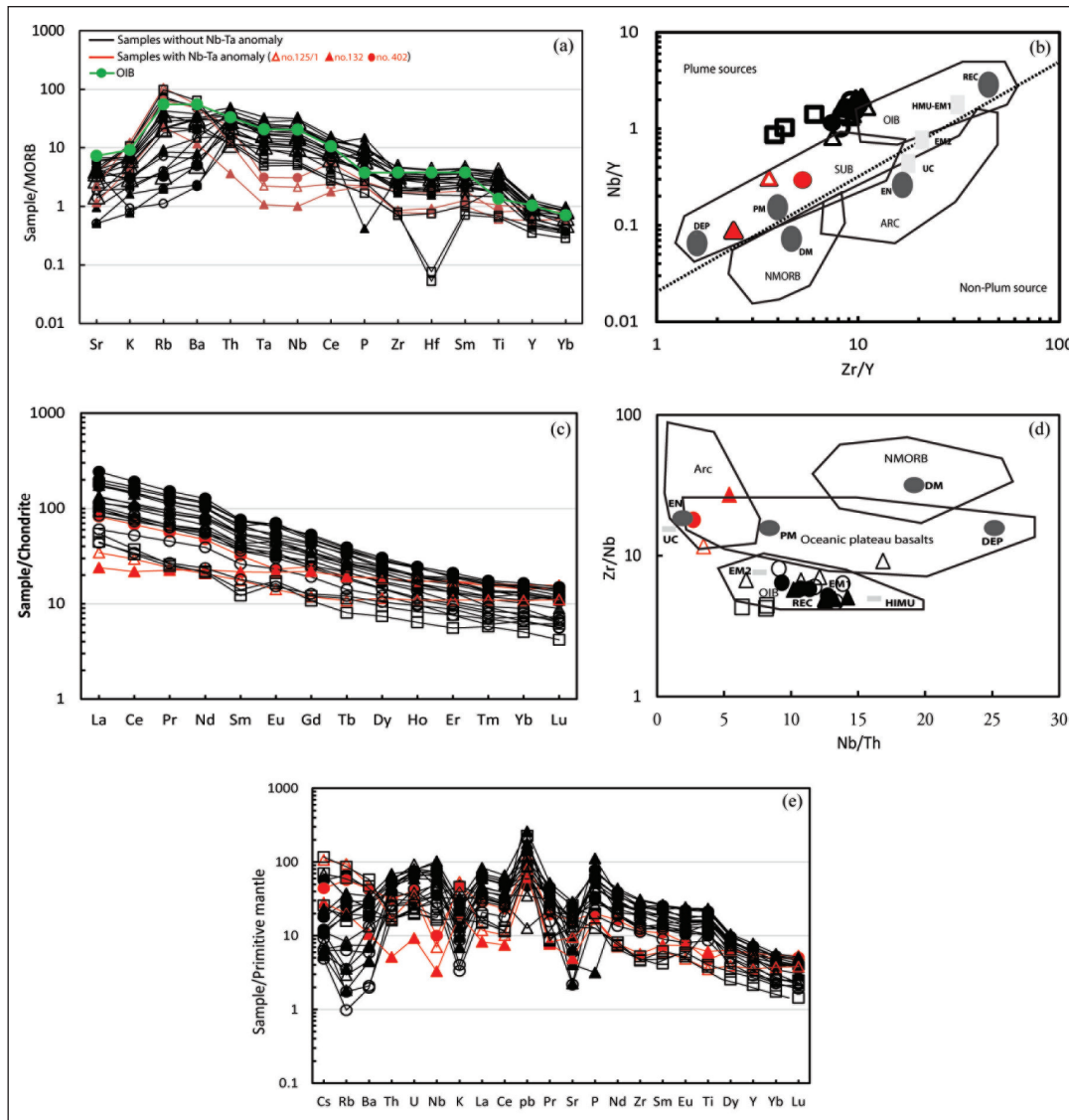
اولین گام در مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرگونی، تشخیص نوع سنگ مادر این سنگ‌هاست. سنگ‌های متابازیتی مورد بررسی دارای مقادیر بالای Cr، Ni و Ti (جدول ۱)، تطابق مثبت Ni و Cr (شکل ۴- a) و تطابق منفی Ti با Mg (شکل ۴- b) هستند. این ویژگی‌ها نشان از منشأ آذرین آنها دارد (Leake, 1964). در تعیین نوع سنگ مادر متابازیت‌های مورد مطالعه از نمودار Cr در برابر TiO₂ (شکل ۴- c) استفاده شده است. بر این اساس نیز اغلب نمونه‌های مورد مطالعه دارای منشأ آذرین هستند. در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (modified by Pearce, 1996) اغلب نمونه‌ها در محدوده آلکالی‌بازالت و سری آلکالن (شکل ۴- d) و در نمودار



شکل ۴- (a) تطابق مثبت Ni و Cr و (b) تطابق منفی Ti و Mg# در نمونه‌های متابازیت؛ (c) موقعیت نمونه‌های متابازیت در نمودار تعیین کننده سنگ مادر Cr-TiO₂ (Leake, 1964)؛ (d) نمودار رده‌بندی شیمیایی و تفکیک سری ماگمایی Nb/Y در برابر Zr/Ti (modified by Pearce, 1996)؛ (e) موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار تفکیک محیط تکتونیکی Th/Ta-Yb (Schandl and Gorton, 2002).

بهنجار شده نمونه ۴۰۲ دارای شیب متوسط و آنومالی منفی کوچک در Eu و الگوی نمونه ۱۳۲ تقریباً مسطح است. در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (Condie, 2003) کلیه نمونه‌ها در بالای خط DNB و در محدوده پلوم‌های گوشته‌ای (شکل ۵- b) و در نمودار Zr/Nb در برابر Nb/Th (Weaver, 1991) اغلب نمونه‌ها در محدوده HIMU واقع می‌شوند. نمونه‌های ۱۲۵/۱، ۴۰۲ و ۱۳۲ در نزدیک محدوده EN و نمونه ۱۳ (آمفیبول‌شیت؛ جدول ۱) در محدوده بازالت‌های فلات قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵- d).

در نمودارهای بهنجار شده نسبت به MORB (شکل ۵- a)، بیشتر نمونه‌های مذکور الگوی گوژمانند دارند و از عناصر ناسازگار غنی هستند. در این میان سه نمونه ۱۲۵/۱، ۴۰۲ و ۱۳۲ آنومالی منفی Nb و Ta دارند. نمودار بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب اغلب نمونه‌ها نسبت به کندریت (شکل ۵- c)، نشان‌دهنده یک الگوی شیب‌دار غنی از عناصر LREE نسبت به HREE و نسبتاً مسطح در بخش HREE و آنومالی‌های کوچک مثبت و منفی قابل اغماض در یوروپیم است. الگوی نمونه ۱۲۵/۱ دارای شیب بسیار کم و غنی‌شدگی جزئی LREE نسبت به HREE، الگوی



شکل ۵- a) الگوی توزیع عناصر فرعی و کمیاب بهنجار شده نسبت به MORB (Pearce and Parkinson, 1993)؛ b) موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (Condie, 2003) تفکیک کننده منشأ پلوم و غیرپلوم؛ c) الگوی توزیع عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995)؛ d) موقعیت قرارگیری نمونه‌های متناظر در نمودار Zr/Nb در برابر Nb/Th (Weaver, 1991)؛ e) الگوی توزیع عناصر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). علائم مشابه شکل ۴.

۵- ژئوشیمی ایزوتوپی

باشد. پراکندگی افقی در محل قرارگیری نمونه‌های سنگی می‌تواند ناشی از تأثیر سیالات هیدروترمال با منشأ پوسته‌ای باشد. در این شرایط عنصر Nd که نسبت به عنصر Sr از حلالیت کمتری در سیالات آنگین برخوردار است، کمتر تحت تأثیر قرار می‌گیرد. بنابراین، آلتراسیون هیدروترمال بدون تأثیر بر میزان $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بر نسبت ایزوتوپی Sr اثر می‌گذارد و باعث پراکندگی موقعیت نمونه‌ها در نمودار $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در جدول ۲ تحت عناوین $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ و $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) و بر اساس سن به دست آمده کانی زیرکن به روش U-Pb محاسبه شده‌اند. به استثنای نمونه ۴۰۲، کلیه نمونه‌های متناظر دارای $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ مثبت و در نتیجه گرایش گوشته‌ای هستند و اندک پراکندگی در امتداد محور افقی نشان می‌دهند (شکل ۶- a). تفاوت بسیار اندک در میزان $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ می‌تواند حکایت از منشأ مشترک نمونه‌ها داشته

نیز تشخیص داد. در ماگماهای بازالتی درون اقیانوسی مشتق شده از دنباله پلوم این میزان < 10 و کمتر از میزان موجود در NMORB (>301) (Manikyamba, 2015) است. این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده $4/22$ تا $9/18$ قرار می‌گیرد. همچنین میزان $(La/Sm)_N < 1$ نشان از دخیل بودن NMORB و $(La/Sm)_N > 1$ نشان از دخالت یک منشأ غنی (PMORB) دارد (Wilson, 2007). این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی در محدوده $2/06$ تا $4/46$ قرار می‌گیرد.

۶- غنی‌شدگی بیشتر از Ti نسبت به Y: از شاخص‌های دیگر بازالت‌های درون صفحه‌ای می‌توان به غنی‌شدگی بیشتر از Ti نسبت به Y اشاره کرد. گارنت باقیمانده در منشأ می‌تواند Y را در خود نگهداری کند و میزان Ti/Y را در مذاب باقیمانده بالا ببرد (Wilson, 2007).

۶- بی‌نظمی در بخش LILE و نظم بیشتر در بخش HFSE: الگوی حاصل می‌تواند نتیجه تأثیر فرایندهای ثانویه، از جمله متاسوماتیسم، و جابه‌جایی بیشتر عناصر LILE در نتیجه تحرک بیشتر آنها نسبت به HFSE باشد. به طور کلی، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در نمودار بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب به کندریت، می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای (Wilson, 2007; Srivastava and Sigh, 2004) باشد. بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wilson, 2007) و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Sigh, 2004) باشد. با در نظر گرفتن معیارهای ذکر شده در بخش (۶-۲)، نقش عامل اخیر در این گروه از متابازیت‌ها قابل چشم‌پوشی است. عدم وجود آنومالی شاخص Eu در تعدادی از نمونه‌ها و وجود آنومالی‌های مثبت Eu در برخی دیگر، از ویژگی‌های قابل مشاهده در این نمودارهاست (شکل ۵-۵). تبلور نسبت‌های مساوی کلینوپیروکسن و فلدسپار یا وجود پلاژیوکلاز به میزان دو برابر بیشتر از هورنبلند مذابی با آنومالی‌های قابل اغماض در یوروپیم می‌سازد (Hanson, 1980). همچنین عدم وجود آنومالی در Eu می‌تواند نشان‌دهنده عدم دخالت پلاژیوکلاز به عنوان فاز مداخله کننده طی فرایند ذوب بخشی سنگ منشأ، عدم تبلور تفریقی پلاژیوکلاز از ماگما و شرایط اکسایشی شدید منشأ باشد (Richards et al., 2012). وجود آنومالی مثبت می‌تواند با حضور کلینوپیروکسن، آمفیبول و گارنت در منشأ و عدم مشارکت آنها در فرایند ذوب (Wilson, 2007)، انباشت پلاژیوکلاز یا هضم مواد غنی از فلدسپار (Ragland, 1989; Rudnick, 1992) در ارتباط باشد. عدم مشارکت گارنت در فرایند ذوب و باقیماندن آن در منشأ به واسطه تهی‌شدگی از عناصر HREE در الگو قابل تأیید است. اما از آنجایی که الگوی یاد شده در دو نمونه متاگابرو دیده می‌شود و در نمونه دیگر وجود ندارد، می‌توان عامل را در دخالت فرایندهای ثانویه نیز بررسی نمود. از آنجایی که پلاژیوکلاز از حمل‌کننده‌های اصلی عنصر Eu است، آنومالی مثبت Eu می‌تواند بیانگر تجزیه این کانی در سنگ تحت تأثیر سیالات و فرایند متاسوماتیسم باشد. مطالعه پتروگرافی نمونه‌های متاگابرویی حکایت از تبدیل پلاژیوکلاز به اسکاپولیت و اپیدوت در نمونه‌های دارای آنومالی مثبت Eu دارد.

۶-۲. الگوهای دارای آنومالی منفی نئوبیم و تانتالیم

در کنار گروه غالب نمونه‌ها که ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط‌های درون قاره‌ای را به نمایش می‌گذارند، تعداد اندکی از نمونه‌ها (۳ نمونه) ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط فرورانش را نشان می‌دهند (آنومالی منفی Ti و Nb). این ویژگی در نمونه‌های یاد شده، علاوه بر به ارث بردن تهی‌شدگی Ti و Nb از منشأ، به دلایل زیر ممکن است:

۶-۲-۱. آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای: اثبات آلودگی در الگوهای گوژمانند در بازالت‌های درون صفحه‌ای مشکل است و باید با احتیاط انجام پذیرد (Wilson, 2007). یکی از شاخص‌های تعیین میزان آلودگی در ماگما استفاده از نسبت La/Nb است. این میزان در CRB بین $0/5$ تا 7 و در $OIB < 1$ می‌باشد (Wilson, 2007; Manikyamba, 2015). این نسبت در سه نمونه مذکور بیش از یک ($1/64-2/70$) است که می‌تواند نشان‌دهنده دخالت آلودگی ماگمایی باشد. Xia (2014) معتقد است از عکس این

می‌شود. این پراکنندگی، به احتمال ضعیف‌تر، می‌تواند حاصل انتخاب سن 540 میلیون سال برای محاسبه مقدار Sr اولیه برای کلیه نمونه‌ها نیز باشد. موقعیت قرارگیری نمونه 402 در دیاگرام مرسوم Sr- Nd، می‌تواند گوشته غنی شده قدیمی را نشان دهد. این امر باعث افزایش تغییر در میزان نسبت عنصر دختر- مادر و در نتیجه تغییر در نسبت‌های ایزوتوپی می‌شود.

۶-۲ پتروژنز ماگمای مادر

آنومالی‌های مثبت و منفی و همچنین شیب و انحناهای الگوها در دیاگرام‌های عنبکوتی، اطلاعات پتروژنری مهمی در اختیار می‌گذارند (Wilson, 2007). به منظور تفسیر ساده‌تر، الگوهای بهنجار شده نسبت به MORB (شکل ۵-۵) در متابازیت‌های مورد مطالعه به دو دسته کلی تقسیم شده‌اند: الف) الگوهای فاقد آنومالی منفی نئوبیم و تانتالیم؛ ب) الگوهای دارای آنومالی منفی نئوبیم و تانتالیم. در ادامه ویژگی‌های گروه‌های یاد شده و همچنین نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت مورد بررسی قرار گرفته است.

۶-۱. الگوهای فاقد آنومالی منفی نئوبیم و تانتالیم

از ویژگی‌های مشترک نمونه‌ها در این گروه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۶-۱-۱. غنی‌شدگی از سایر عناصر ناسازگار و تهی‌شدگی از عناصر Y و Yb: غنی‌شدگی از سایر عناصر ناسازگار به ویژه Ba، Nb، Ta، Th و تهی‌شدگی از عناصر موجود در فاز گارنت مانند Y و Yb منجر به تشکیل الگوی گوژمانند خواهد شد که این الگو، الگوی شاخص بازالت‌های درون صفحه‌ای است (Pearce, 1983; Wilson, 2007). در متاگابروهای مورد مطالعه، علاوه بر Y و Yb، عناصری مانند Sm، Hf، Zr نیز تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی از بازالت‌های ریفت Gregory در آفریقا (Baker et al., 1977) و بازالت‌های درون قاره‌ای ریفت Rio Grande در آمریکا (Wilson, 2007) نیز گزارش شده است و می‌تواند حاصل دخالت گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (Subcontinental lithospheric mantle) و یا بخش‌های همرفتی غنی شده گوشته بالایی (Convection upper mantle) باشد (Pearce, 1983). با توجه به مقدار بالای اکسید تیتانیم در نمونه‌های مورد مطالعه ($0/82$ تا $5/06$)، گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای نمی‌تواند منشأ نمونه‌های مذکور باشد. زیرا مقدار تیتانیم این منشأ نمی‌تواند بیش از $0/21$ درصد باشد (Griffin et al., 1999). مطالعات انجام شده روی پریدوتیت‌های حاوی $0/17$ درصد اکسید تیتانیم نشان داده است که مذاب حاصل حتی در نسبت‌های ذوب کمتر از 1% ، حاوی حداکثر $1/3$ درصد اکسید تیتانیم است (Robinson et al., 1998). بنا بر توضیحات یاد شده به نظر می‌رسد منشأ نمی‌تواند گارنت‌پریدوتیت و یا اسپیلرزلزولیت خالص باشد و برای رسیدن به این میزان TiO_2 منشأ پریدوتیتی حاوی کلینوپیروکسن، آمفیبول یا فلوگوپیت مورد نیاز است (Foley, 1992). کلینوپیروکسنیت، وستریت و آمفیبولیت به دلیل اینکه می‌توانند حاوی کانی‌های یاد شده و همچنین کانی‌های فرعی غنی از تیتانیم مانند روتیل، ایلمنیت و آپاتیت باشند، نسبت به هارزبورژیت و لرزولیت خالص پتانسیل بیشتری برای تولید ماگمای غنی از تیتانیم دارند. با توجه به نیاز به یک منشأ غنی‌تر از MORB و شباهت میان الگوهای بهنجار شده در این گروه سنگی با نمونه‌های OIB بهنجار شده به MORB (شکل ۵-۵)، وجود یک منشأ غنی مانند پلوم‌های گوشته‌ای می‌تواند منبع قابل قبولی برای تولید نمونه‌های فاقد آنومالی منفی Nb- Ta باشد. توضیحات اخیر با موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در شکل ۵-۵ b هماهنگی دارد. اغلب نمونه‌های یاد شده در نمودار Zr/Nb در برابر Nb/Th، نسبت به سه عضو DM، HIMU (EM1, EM2, REC) و PM در نزدیکی محدوده HIMU قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵ d). ویژگی اخیر در منشأ‌های مرتبط با OIB دیده می‌شود که دنباله پلوم‌های گوشته‌ای در تشکیل آنها دخیل است. بر اساس آنچه ذکر شده است دنباله پلوم‌های گوشته‌ای می‌تواند در تشکیل اغلب سنگ‌های یاد شده نقش داشته باشد. غنی بودن منشأ و ردپای پلوم‌ها در تشکیل ماگمای مادر نمونه‌های مورد بررسی را می‌توان از میزان Zr/Nb

۷- محیط تکتونیکی

در حالی که در نمودار Th-Ta-Yb (شکل ۴- e) اغلب نمونه‌ها، محیط تکتونیکی درون صفحه قاره‌ای را نشان می‌دهند؛ در نمودار Th-Ta-Hf (شکل ۴- f) نمونه‌های گروه اول در محدوده MORB و WPB و نمونه‌های گروه دوم در محدوده VAB قرار می‌گیرند. (Pearce 1996) معتقد است برخی نمودارهای ژئوشیمیایی، گاهی نمونه‌های آلوده متعلق به لیتوسفر قاره‌ای نازک شده در محیط VAB واقع می‌شوند. وی معتقد است دلیل این امر می‌تواند عدم تلفیق ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌شناسی در نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی باشد، بنابراین لازم است در تفسیر محیط تکتونیکی از تلفیق هر دو گروه اطلاعات بهره گرفت. همچنین به اعتقاد ایشان جهت رفع این ابهام باید از نمودار (Shervais, 1982) Ti/V (شکل ۶- b) یا نمودارهای معادل آن و نمودار Th-Ta-Hf به‌طور همزمان بهره جست. چنانچه در هر دو نمودار، نمونه‌ها در محدوده VAB واقع شوند، محیط تکتونیکی تشکیل، محیط فرورانش است و چنانچه نمونه‌ها بازالت‌های آلوده مربوط به یک محیط کششی قاره‌ای باشند، در نمودار Th-Ta-Hf در محیط VAB و در نمودار Ti/V در محدوده CFB+MORB ($Ti/V < 50$) قرار می‌گیرند. نمونه‌های گروه دوم، ویژگی اخیر را دارند. بر این اساس، می‌توان دریافت که اگر چه متابازیت‌های متعلق به گروه دوم ویژگی‌های محیط فرورانش را نشان می‌دهند، اما در یک محیط درون صفحه‌ای متولد شده‌اند.

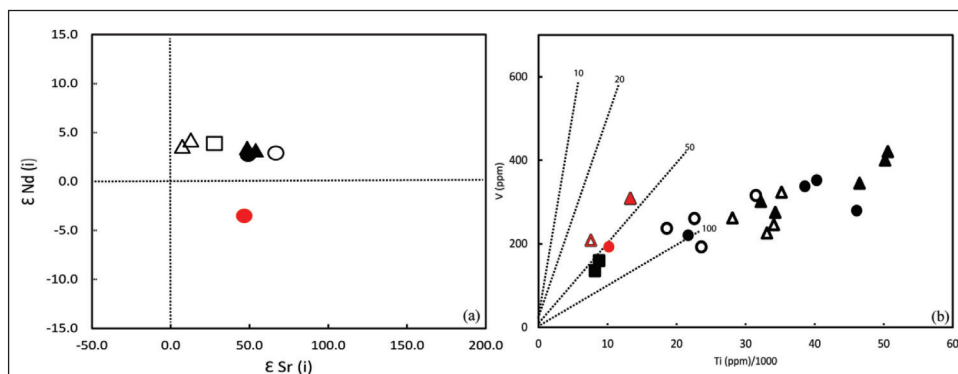
این در حالی است که مطالعات انجام شده بر روی واحدهای نئوپروتروزویک-کامبرین آغازی ایران مرکزی، بیانگر وجود ماگماتیسیم کمان قاره‌ای گسترده در اثر فرورانش اقیانوس پروتوتیس به زیر حاشیه شمالی گندوانا و تشکیل گرانتیت گنایس‌های دارای ماهیت کالک‌آلکان در این ناحیه است. از آنجایی که محیط پشت قوسی، تنها محیطی است که می‌تواند شاخص‌های ژئوشیمیایی ماگماهای درون صفحه‌ای و ماگماهای فرورانشی را به‌صورت همزمان دارا باشد، به نظر می‌رسد ماگمای والد متابازیت‌های کوه زمان‌آباد و پشته گل‌منده در یک محیط پشت قوسی متولد شده‌اند. این محیط می‌تواند الگوی گوزمانند مشاهده شده در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به MORB را شرح دهد، چرا که بازالت‌های تشکیل شده در این محیط می‌توانند ماهیت درون صفحه‌ای نشان دهند و بر خلاف محیط‌های قوسی، فاقد آنومالی Ti و Nb باشند (Wilson, 2007). همچنین در این محیط، ماهیت قوسی گنایس‌های همراه با متابازیت‌های مورد بررسی می‌تواند به‌ذوب پسته قاره‌ای (نه به محیط کمان ولکانیکی) نسبت داده شود. چرا که سنگ‌های پسته قاره‌ای دارای ترکیبی با ماهیت کماتی هستند (Barth et al., 2000).

نسبت (Nb/La) نیز می‌تواند در تعیین نقش آلودگی و یا دخالت سیالات مشتق از لبه فرورونده، کمک گرفت. به این صورت که مقادیر $Nb/La < 1$ اشاره به آلودگی با مواد پوسته‌ای و یا درگیر بودن سیالات مشتق از لبه در تشکیل ماگما و مقادیر $Nb/La > 1$ نشان از عدم آلودگی ماگما دارد (Kozlovsky et al., 2006). این نسبت در نمونه‌های مذکور کمتر از یک (۰/۳۶ تا ۰/۶۰) است. میزان Nb/Th در گوشته اولیه $8 >$ و در پوسته قاره‌ای تقریباً ۱/۱ است (Taylor and McLennan, 1985; Sun and McDonough, 1989; Rollinson, 1993). مقادیر Nb/Th کمتر از ۸ (۲/۷ تا ۵/۳)، می‌تواند بیانگر نقش آلودگی پوسته‌ای در نمونه‌های مورد بررسی (Manikyamba, 2015) و همچنین میزان Nb/Ta می‌تواند معیار مناسبی در تشخیص میزان آلودگی پوسته‌ای باشد، چنانچه این مقدار در حد گوشته باشد (۱۷/۵) نقش آلودگی کم‌رنگ و چنانچه این میزان در حد پوسته (۱۱ تا ۱۲) باشد، آلودگی از عوامل تأثیرگذار بر شیمی سنگ است (Kozlovsky, et al., 2006). در نمونه‌های یاد شده این نسبت در محدوده گوشته قرار می‌گیرد (۱۶/۸۹ تا ۱۷/۶۶) و با نمونه‌های آلوده شده با پوسته همخوانی ندارد.

دخالت گوشته متاسوماتیزه در تشکیل: از آنجایی که آنومالی منفی در Ti و Nb به همراه آنومالی مثبت در Pb و K، در دیاگرام‌های بهنجار شده به گوشته اولیه، از ویژگی‌های شاخص منشأهای مرتبط با فرورانش است، در شکل ۵- e نمونه‌های دارای آنومالی منفی Ti و Nb (به همراه نمونه‌های فاقد آنومالی در این عناصر) نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند. ویژگی یاد شده، در هر سه نمونه قابل مشاهده است. بنابراین، به نظر می‌رسد گوشته متاسوماتیزه نیز می‌تواند در ایجاد ماگمای مربوط نقش داشته باشد.

منشأ گوشته‌ای حاوی هورنبلند: از ویژگی‌های چنین منابعی می‌توان به بالا بودن Rb و K در مقایسه با Ti و Nb و آنومالی منفی K در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه اشاره کرد (Bagci et al., 2011). این ویژگی در نمونه‌های مورد بررسی دیده نمی‌شود (شکل ۵- e). همچنین، حضور آمفیبول باقیمانده در منشأ باعث تشکیل ماگماهایی با میزان پایین Yb می‌شود. وجود میزان بالای Yb در نمونه‌ها (۱/۸۰ تا ۲/۴۰ ppm) با این واقعیت همخوانی ندارد (Sarjoughian et al., 2012).

در نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب گروه سنگی اخیر نسبت به کندریت (شکل ۵- c)، نمونه ۱۳۲ الگوی مسطح و نمونه‌های ۴۰۲ و ۱۲۵/۱ الگوی نسبتاً شیب‌دار دارند. نمونه ۱۲۵/۱ فاقد آنومالی Eu و نمونه ۴۰۲ دارای آنومالی منفی Eu است. الگوی مسطح را می‌توان ناشی از درجات مختلف ذوب منشایی با ترکیب گوشته اولیه یا وجود یک منشأ لیتوسفری کم‌عمق در محدوده پایداری پلازیوکلاز و اسپینل مرتبط دانست (Gee and Pease, 2004). از آنجایی که Eu عنصری سازگار در پلازیوکلاز است، تفریق پلازیوکلاز از مذاب می‌تواند باعث آنومالی منفی در Eu شود (Niu and Ohara, 2009) (نمونه ۴۰۲).



شکل ۶- موقعیت قرارگیری نمونه‌های متابازیت در نمودارهای: (a) $\epsilon Nd(t)$ در برابر $\epsilon Sr(t)$ (b) V در برابر $Ti/1000$ (Shervais, 1982).
 علایم مشابه شکل‌های ۴ و ۵ هستند.

۸- نتیجه‌گیری

نمونه‌های تهیه شده از Ti و Nb نقش دارد. به نظر می‌رسد ماگماتیسیم کالک‌آلکان مولد گنایس‌های گرانیتی به دنبال صعود پلوم‌های گوشته‌ای و تجمع ماگمای بازیک در قاعده پوسته رخ داده باشد. فرایند مذکور ضمن تأمین دمای لازم و کافی، موجب ذوب پوسته و تشکیل ماگمای گرانیتی با ماهیت کالک‌آلکان شده است.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متابازیت‌های کوه زمان‌آباد و پشته گل‌منده بیانگر دخالت یک منشأ گوشته‌ای هتروژن در تشکیل ماگمای مادر آنها در یک محیط پشت قوسی است. منبع گوشته‌ای غنی از تیتانیم مانند دنباله پلوم‌های گوشته‌ای در تشکیل نمونه‌های غنی از Ti و Nb و گوشته غنی شده قدیمی متأثر از فرورانش در تشکیل

References

- Bagci, U., Alpaslan, M., Frei, R., Alikurti, M. and Temel, A., 2011- Different Degrees of Partial Melting of the Enriched Mantle Source for Plio-Quaternary Basic Volcanism, Toprakkale (Osmaniye) Region, Southern Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), 20, 115- 135.
- Baker, B. H., Goles, G. G., Leeman, W. P. and Lindstrom, M. M., 1977- Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya .Contrib. Mineral. Petrol. 64, 303- 332.
- Balaghi Einalou , M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 92 , 92- 124.
- Barth, M. G., McDonough, W. F. and Rudnick, R. L., 2000- Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology, 165, 197- 213.
- Condieh, K. C., 2003- Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time, Gheochem, Geophys, Geosyst, 4, 1, 1- 28.
- DePaolo, D. J., 1981-Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet Sci Lett, 53, 189- 202.
- Depaolo, D. J., 1988- Neodymium Isotope Geochemistry. Springer Verlag, Berlin, 187p.
- Dickin, A. P., 1995- Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, Cambridge, 452p.
- Faure, G., 2001- Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence. Springer Verlag, Berlin, 496p.
- Floyd, P. and Winchester, J., 1975- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet Sci Lett, 27, 211- 218.
- Floyd, P. and Winchester, J., 1978- Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chem Geol, 21, 291- 306.
- Foley, S., 1992- Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas, Lithos, 28, 435- 453.
- Gee, D. G. and Pease, V., 2004- The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica, Geological Society of London, N30, 255p.
- Gourabjeiri-Pour, A., Heuss-Abichler, S., Mobasheri, M. and Mahdavi, P., 2016- Geochemistry, Mineral Chemistry and Thermobarometry of Boneh-Shorou Amphibolites in Gelmandeh Massive (Saghand-Central Iran), Open Journal of Geology, 6, 786- 800.
- Griffin, W. L., Oreilly, S. Y. and Ryan, C. G., 1999- The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle, Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd , The Geochemical Society, Special Publication No.6. in: Bagci, 2011, Different Degrees of Partial Melting of the Enriched Mantle Source for Plio-Quaternary Basic Volcanism, Toprakkale (Osmaniye) Region, Southern Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), 20, 115- 135.
- Haghipour, A., 1977- Geological map of the Posht-e-Badam area, Scale 1/100000, Geological Survey of Iran.
- Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977- Geological map of the Biabanak- Bafq area, Scale 1/500000, Geological Survey of Iran.
- Hanson, G. N., 1980- Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems, Ann. Rev. Earth Planet. Sci, 8, 371- 406.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics, 451, 71- 96.
- Honarmand, M., Xiao, W., Nabatian, G., Blades, M., Santos, M. and Collins, A., 2017- Ao, S., Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from Late Neoproterozoic basement in the Mahnesan area, NW Iran: Implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the Late Oligocene crustal anatexis, Gondwana research.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A. H., Fakhari, M., 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.

- Kozlovsky, A. M., Yarmolyuk, V. V., Savatenkov, V. M. and Kovach, V. P., 2006- Sources of Basaltoid Magmas in Rift Settings of an Active Continental Margin: Example from the Bimodal Association of the Noen and Tost Ranges of the Late Paleozoic Gobi–Tien Shan Rift Zone, Southern Mongolia, *Petrology*, 14, 337- 360.
- Leake, B. E., 1964- The Chemical Distinction Between Ortho- and Para-amphibolites, *Journal of Petrology*, 5, 238- 254.
- Maleki, L., Rashidnejad Omran, N., Hooshmandzadeh, A., Büttner, B. and Cottle, J., 2018- Retrogressed eclogites and eclogitic metagabbros in the Boneh Shuraw Complex, Central Iran, EGU General Assembly, *Geophysical Research Abstracts*, v. 20.
- Manikyamba, C., 2015- Geochemistry and petrogenesis of Rajahmundry trap basalts of Krishna-Godavari Basin, India, *Geoscience Frontiers*, 6, 437- 451.
- Niu, Y. and Ohara, M., 2009- MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust–mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle, *Lithos*, 112, 1- 17.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. Geological Society of London, *Special Publications*, 76(1), 373- 403.
- Pearce, J. A., 1996- A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, in *Trace Element geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geol. Assoc. Can. Short Course Notes*, v.12.
- Pearce, J., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin, in: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths: Shiva Publishing Ltd, Nantwich*, 272p.
- Ragland, P. C., 1989- *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, New York, 369p.
- Ramezani, J., 1997- Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, central Iran: Ph.D. thesis, Washington University, St. Louis, Missouri, 416p.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, *High*
- Robinson, J. A. C., Wood, B. J. and Blundy, J. D., 1998- The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1.5 GPa. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 97- 111.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley, Chichester, 352p.
- Rudnick, R. L., 1992- Restites, Eu anomalies, and the lower continental crust, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, 963- 970.
- Saki, A., 2010- Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17, 704- 714.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Hashke, M. and Ahmadian, J., 2012- Geochemical signature of Eocene Kuh-e Dom shoshonitic dikes in NE Ardestan, Central Iran: implications for melt evolution and tectonic setting, *Journal of Geosciences*, 57, 241- 264.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629- 642.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E. and Desmons, J., 2007- How to name a metamorphic rock, IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR), <https://www.bgs.ac.uk/scmr/Products.html>.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y., 2015- Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 27, 439- 452.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Journal of Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), 101- 118.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373- 389.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42, 313- 345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford. Blackwell Scientific publications, London, 312p.
- Weaver, B. L., 1991- The origin of ocean island basalt end- member composition: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 381- 397.
- Wilson, M., 2007- *Igneous petrogenesis, A global tectonic approach*, Springer, 466p.
- Winchester, J. and Floyd, P., 1976- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 28, 459- 469.
- Winchester, J. and Floyd, P., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol*, 20, 325- 343.

- Wood, D., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Lett*, 50, 11- 30.
- Wood, D., Joron, J. and treuil, M., 1979- A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet Sci Lett*, 45, 326-336.
- Xia, L. Q., 2014- The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones. *Earth-Science Reviews*, 139, 195- 212.

Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopic composition of the metabasic rocks of Boneh shurow metamorphic complex, East of Saghand, Central Iran

L. Maleki¹, N. Rashidnejad Omran^{2*} and A. Hooshmandzadeh³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Ph.D., Geological Survey of Iran (GSI), Tehran, Iran

Received: 2018 November 11

Accepted: 2019 January 23

Abstract

Boneh shurow metamorphic complex is located in the east of Saghand area, Central Iran. This complex consists of quartz-feldspatic gneiss (mafic minerals < 5%), biotite-amphibole gneisses, metabasic rocks, schists, subordinate dolomitic marble and quartzite interlayers and mafic and felsic magmatic intrusions that they have been retrogressed to lower amphibolite facies. In MORB-normalized plots, the metabasic samples can be classified into two groups: first group does not display Nb-Ta anomaly and second group displays negative Nb-Ta anomaly. Whole rock geochemistry and Sr–Nd isotopic composition of metabasic unites suggest derivation from two different mantlic sources in the back arc setting. A source enriched in Ti, such as plume tail, and an old enriched mantle that has been affected by subduction, can be involved in generation of the first and second group, respectively.

Keywords: Central Iran, Saghand, Boneh shurow, Metamorphism, Metabasic, Back arc setting, Mantle plume.

For Persian Version see pages 185 to 196

*Corresponding author: N. Rashidnejad Omran; E-mail: Rashid@modares.ac.ir