



ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Nd-Sm و پتروژنز دایک‌های بازیگ کوههای میشو (شمال غرب ایران)

مریم آهنکوب^{۱*} و یوشی‌هیرو آسهارا^۲

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

(۲) گروه علوم زمین و سیارات، دانشکده علوم و تحصیلات تکمیلی مطالعات زیست‌محیطی، دانشگاه ناگویا، ناگویا، ژاپن

دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۰۳، پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۰۸

چکیده

در رشته کوههای میشو، در شمال غرب ایران، مجموعه سنگهای گرانیتی توسط تعدادی دایک‌های بازیگ با طول ۲ تا ۱۰ متر و پهنای ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر قطع شده‌اند. این دایک‌ها دارای کانی‌شناسی اصلی الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت کالک‌آلکان این دایک‌ها همراه با تهی‌شدگی در Nb، Ta، Ti و ویژگی‌های بازالت‌های درون صفحه‌ای هستند که در موقعیت زمین‌ساختی مرتبط با زونهای کششی پس از برخورد تشکیل شده‌اند. نتایج آنالیزهای ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd به جایگزینی این دایک‌ها در ۲۳۲ (میلیون سال) پیش، بیانگر منشأ گوشته تهی‌شده با کمی اختلاط پوسته‌ای است. مقادیر منفی $\epsilon Nd(T) = -1$ تا -4 و نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ ، انحراف ترکیب شیمیایی ماگمای مادر نسبت به ترکیب آرایه گوشته‌ای را نشان می‌دهد که دچار آرایش پوسته‌ای شده است. بر اساس میزان $\epsilon Nd(T)$ ، نسبت ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و نسبت ایزوتوپ $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه سنگ کل نمونه‌ها، به دنبال بسته شدن پالئوتتیس در شمال غرب ایران به واسطه تشکیل زونهای کششی در درون پوسته قاره‌ای، ماگمای دایک‌های میشو از یک منشأ گوشته تهی‌شده با غنی‌شدگی نسبت به عناصر LILE تشکیل شده و به درون سنگهای گرانیتی تزریق شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: داده‌های ایزوتوپی، Nd-Sr، تعیین سن، کالک‌آلکان، زونهای کششی دایک بازیگ، کوههای میشو

مقدمه

ماگماتیسیم پس از برخورد نسبت دادند. ارتفاعات میشو در شمال غرب ایران، در استان آذربایجان شرقی و بین دو گسل تبریز در شمال و گسل میشو در جنوب محصور شده است. سازوکار فشاری-راست‌گرد گسل تبریز (به‌عنوان گسل اصلی) و گسل فشارشی جنوب میشو، به تشکیل ساختار گل‌وار مثبت این ارتفاعات منجر شده است (Moayyed and Hossainzade, 2011). چنین ساختاری در منطقه باعث رخنمون سنگهای قدیمی به سن پرکامبرین (سازند کهر) در بخش مرکزی ارتفاعات، و رخنمون سازندهای جوانتر به سمت دامنه‌های شمالی و جنوبی شده که در آن مرز اغلب سازندها و واحدهای زمین‌شناسی گسله است. مؤید و حسین‌زاده (Moayyed and Hossainzade, 2011) معتقدند، گسله

تئوری سرگذشت اقیانوس پالئوتتیس در طی پالئوزوئیک، توسط زمین‌شناسان متعددی ارائه شده است (Sengor, 1979; Sengor, 1987; Yin and Harrison, 2000; Metcalfe, 2006). شواهد مستند این نظریات را می‌توان در مقالات ارائه شده، مرتبط با حاشیه شمالی گندوانا مشاهده کرد (Vannay and Spring, 1993; Lapierre et al., 2004; Chauvet et al., 2008; Zhu et al., 2010). ایران، اولین بار افتخارزاد (Eftekharnajad, 1981) به کوههای مورو و میشو، در ارتباط با حرکات کوه‌زایی هرسینین اشاره کرد. پس از آن امینی و همکاران (Amini et al., 2008)، حضور توده‌های گرانیتی قره‌گوز و دیوان‌داغی را به

میانگین و خطاهای ۲۵ برای آنالیزهای تکراری استاندارد در طی این پژوهش به شرح زیر است:

$$\text{NBS 987 } ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710264 \pm 0.00001 (1\sigma, n = 9)$$

$$\text{Jndi-1 } ^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} = 0.512097 \pm 0.00001 (1\sigma, n = 9)$$

سرانجام، با تلفیق کلیه داده‌ها و ترسیم ایزوکرون با استفاده از داده‌های ایزوتوپی، سن و محل تشکیل دایک‌ها و فرآیندهای مؤثر بر آنها بررسی شد.

بحث و بررسی

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در شمال غربی استان آذربایجان شرقی در فاصله ۲۰ کیلومتری جنوب غربی مرند ما بین طولهای ۴۰' تا ۴۵' و عرض ۳۸° تا ۳۹° ۱۵' شرقی و غربی قرار دارد. جغرافیایی، در وره ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مرند، در رشته ارتفاعات میشو قرار گرفته است (Asadiyan et al., 1994). ارتفاعات میشو در منتهالیه شمال غرب زون ایران مرکزی و در بین دو گسل شمالی و جنوب میشو واقع شده است. این رشته ارتفاعات بخش کوچکی از زون زمین‌شناسی سلطانیه-میشو به‌شمار می‌رود (Eftekharijad, 1981) که در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختاری اشتوکلین (Stocklin, 1968) جزو ایران مرکزی محسوب می‌شود. راه‌های دسترسی به منطقه مورد نظر از طریق جاده اصلی تبریز- مرند و سپس جاده فرعی پیام است که پس از طی ۱۰ کیلومتر جاده شنی به کوه‌های میشو می‌رسد (شکل ۱). واحدهای سنگی موجود در منطقه شامل تشکیلات رسوبی، دگرگونی و توده‌های آذرین است. شیل، ماسه و آهک‌های (سازن کهر)، نهشته‌های ماسه‌سنگ قرمز دورود، آهک‌های روتنه، آهک‌های مارنی و دولومیتی تریاس، شیل‌های و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک-مارن‌های میوسن و آبرفت‌های جوان در منطقه رخمون دارند که اغلب دارای مرز گسله هستند. به‌دنبال فعالیت‌های ماگماتیسمی که از کربونیفر تا ائوسن در منطقه ادامه دارد، مجموعه سکانسی از سنگ‌های نفوذی با طیف ترکیبی متنوع اسیدی تا الترابازیک تشکیل شده است (Asadiyan et al., 1994) (شکل ۲). مجموعه اسیدی شامل گرانیت، گرانودیوریت و سینیت است (Ahankoub, 2012) که میزان دایک‌های بازیک با پهنای ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر و طولهای

جنوبی میشو با شیب رو به شمال، گزینه‌ای مناسب برای خط‌درز پالئوتتیس اول در شمال غرب ایران به‌شمار می‌رود. آهنکوب (Ahankoub, 2012) با استفاده از داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr بر روی سنگ‌های گرانیتی A₂ و سینیت‌های شرق میشو، این سنگ‌ها را به‌واسطه ماگماتیسم پس از برخورد حاشیه فعال قاره‌ای و نتیجه زونهای کششی می‌داند که به‌دنبال بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در ارتفاعات میشو به‌وجود آمده‌اند. این مجموعه گرانیتی و سینیتی توسط تعدادی دایک بازیک در ابعاد متفاوت قطع شده‌اند. دایک‌های مافیک بیشتر در موقعیت‌های تکتونیک کششی مرتبط با فعالیت پلومهای گوشته‌ای و یا break-up قاره‌ای، جایگزین می‌شوند (Ernst and Buchan, 2001; Ernst et al., 2005; Ferrari et al., 2008; Zhu et al., 2009) با توجه به نبود گزارش در خصوص دایک‌های شرق میشو و ماهیت شیمیایی و کانی‌شناسی متفاوت از سنگ میزبان، در این پژوهش با استفاده از داده‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی Nd-Sr به بررسی پتروژنز، محیط تکتونوماگمایی و سن دایک‌های مافیک پرداخته شده است.

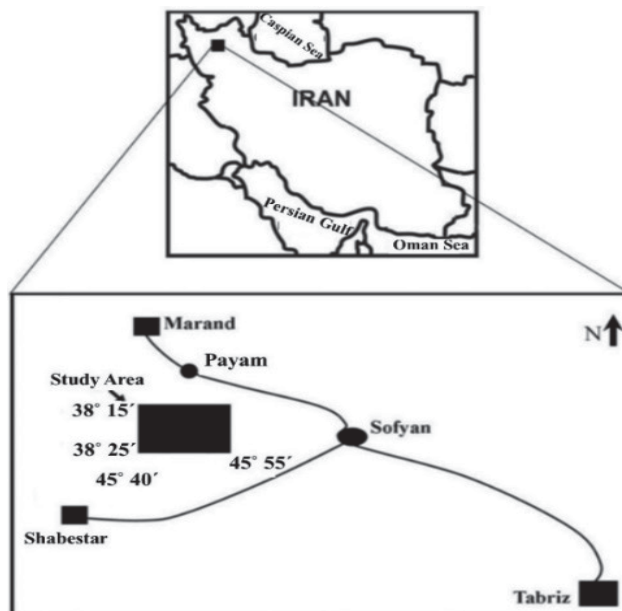
روش مطالعه

این پژوهش طبق برنامه زیر انجام شده است:

- ۱- تهیه نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ از منطقه میشو؛
 - ۲- برداشت و بررسی بیش از ۲۵ نمونه از سنگ‌های منطقه؛
 - ۳- انجام بررسی‌های پتروگرافی دقیق نمونه‌های برداشت شده؛
 - ۴- انتخاب ۸ نمونه با کمترین میزان آلتراسیون یا کاملاً سالم از منطقه مورد بررسی جهت انجام آنالیزهای ICP-MS و ICP AES برای تعیین عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی در آزمایشگاه ACME (کانادا) و
 - ۵- سن‌سنجی به‌روش داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Nd-Sm سنگ کل.
- تعداد ۶ نمونه توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی یونیزاسیون (TIMS)، VG Sector ۵۴-۳۰ و Finnigan ionization در دانشگاه ناگویا MAT Thermoquad THQ thermal ژاپن اندازه‌گیری شد. در روش آنالیزهای ایزوتوپی از نمونه‌های استاندارد NBS 987 و JNdi-1 برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd استفاده شد (Tanaka et al., 2000).

دایک‌ها، رخنمون برجسته‌تری نسبت به گرانیت‌ها نشان می‌دهند.

بیش از ۲ متر هستند. این دایک‌ها با رنگ‌های خاکستری تا سبز تیره اکثراً دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرق با مرز شارپ، توده‌های گرانیتی را قطع کرده‌اند (شکل ۳). غالباً



شکل ۱. راه‌های دسترسی به منطقه میشو

Fig. 1. Access roads to the Misho

شده است. این دایک‌ها دارای طیف ترکیب شیمیایی شامل مقادیر $\text{TiO}_2 = 1/43 - 1/53 \%$ ، $\text{SiO}_2 = 48/3 - 50/94 \%$ ، $\text{MgO} = 5/54 - 6/61 \%$ و $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15/64 - 16/37 \%$ است. نتایج حاصل از تغییرات عناصر آلکالن بر حسب سیلیس در نمودار کوکس و همکاران (Cox et al., 1979) TAS نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو سنگ‌های بازیک قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). در نمودار شاخص آلومینیم شاند (Shand, 1943) که در آن معیار شاخص $\text{ASI} = 1$ است، این سنگ‌ها در محدوده متاآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۵-B). در نمودار AFM ارائه شده توسط ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971)، ترسیم نمونه‌ها نشان می‌دهد سنگ‌های مورد بررسی در محدوده کالک‌آلکالن قرار دارند (شکل ۶-A).

همچنین بررسی تغییرات K_2O در برابر SiO_2 در نمودار اقتباس از پکریو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976) تأیید کننده ماهیت کالک‌آلکالن نمونه دایک‌های بازیک میشو است (شکل ۶-B). روند تغییرات اکسیدهای اصلی و برخی

دایک‌های مورد بررسی میشو با ترکیب کانی‌شناسی شامل کلینوپیروکسن، عمدتاً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و پلاژیوکلازهای شکل‌دار هستند. علاوه بر این برخی درجات متنوعی از سوسوریتی‌شدن و کلریتی‌شدن در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-A، B و C). با وجود ترکیب کانی‌شناسی یکسان در این دایک‌ها تنوع بافتی در این سنگ‌ها دیده می‌شود؛ به‌گونه‌ای که بخش درونی دایک‌ها دارای بافت دانه درشت و بخش بیرونی، دارای بافت دانه ریز است. بخش درونی و حاشیه‌ای دارای ترکیب شیمیایی مشابه هستند و تفاوت ناچیزی از حاشیه به طرف بخش‌های درونی از نظر شیمیایی دیده می‌شود.

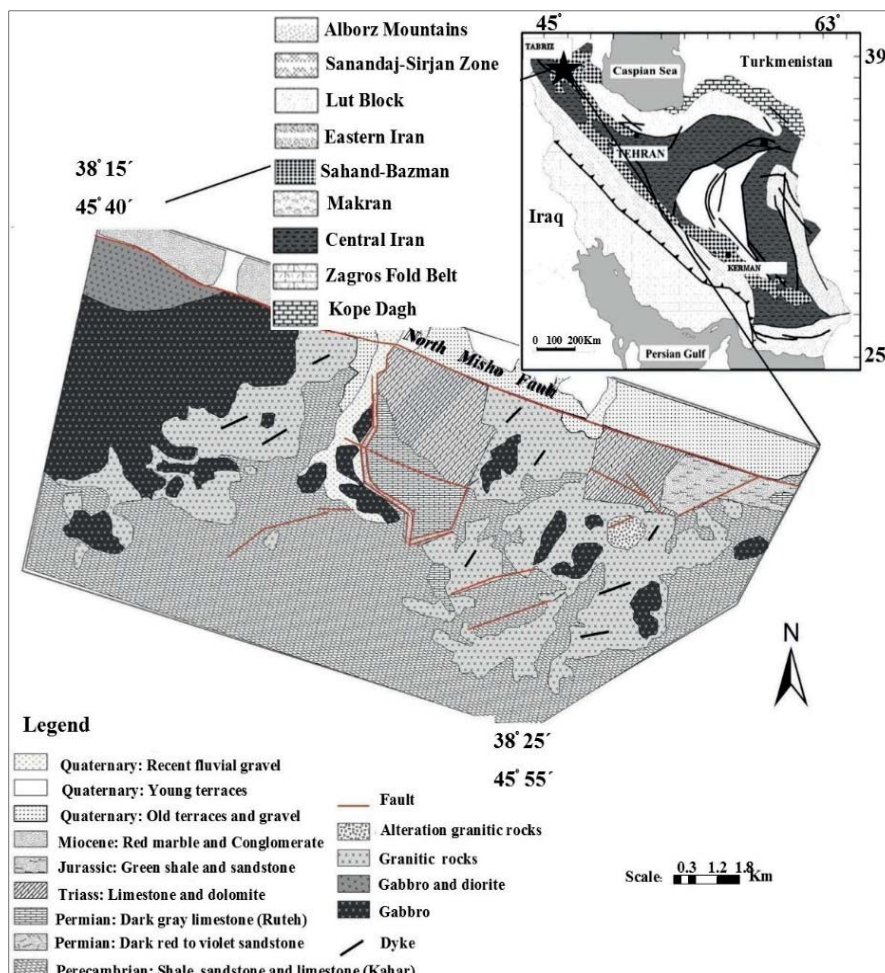
ژئوشیمی

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج آنالیز ICP-AES و ICP-MS عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ کل نمونه‌های بررسی شده، در جدول ۱ ارائه

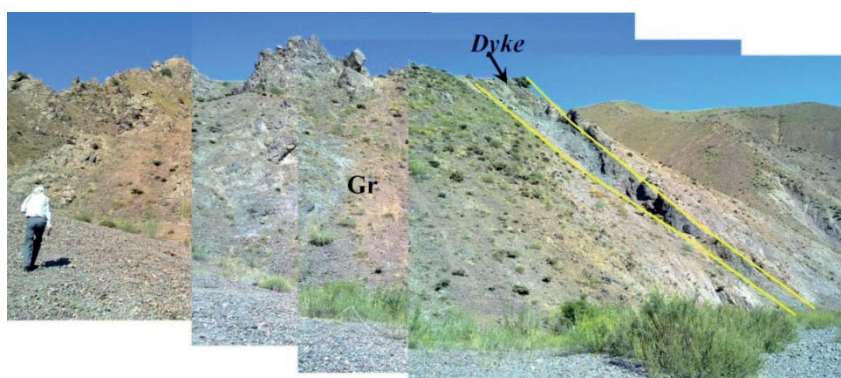
بین $Mg\#$ در مقابل Al_2O_3 ، TiO_2 ، Fe_2O_3 ، Na_2O ،
 P_2O_5 ، Zr و V نشان می‌دهد (شکل ۷).

عناصر فرعی در نمودارهای هارکر (Harker, 1909)، تطابق
 مثبتی بین $Mg\#$ در مقابل CaO ، Cr و Ni و تطابق منفی را



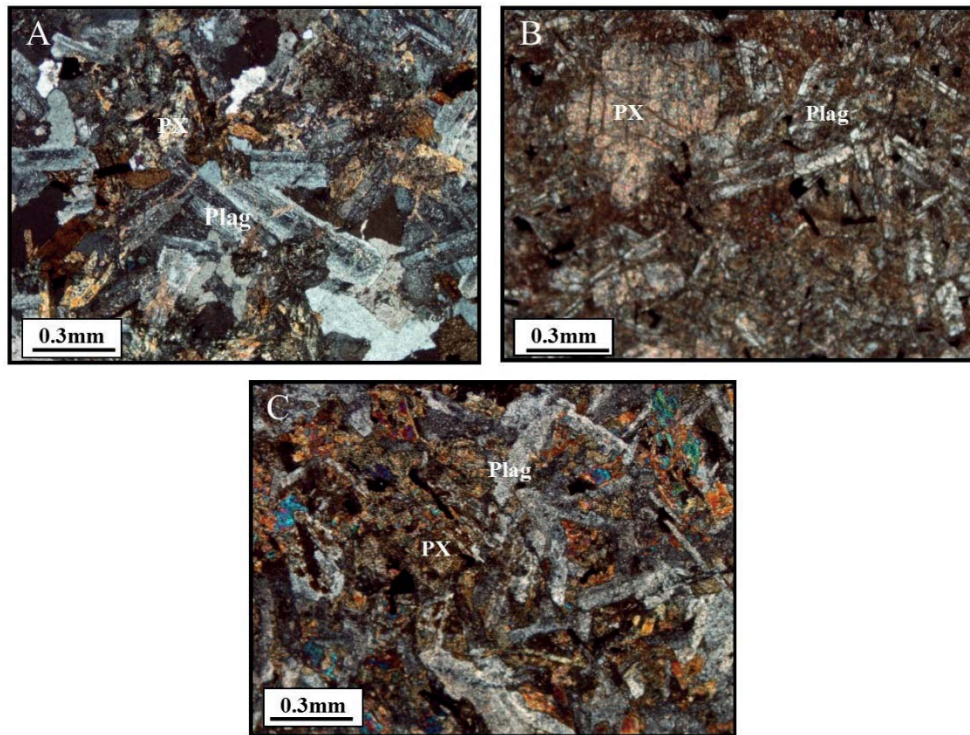
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی میشو، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرند (Asadiyan et al., 1994)

Fig. 2. Geologic map of Misho, according to the geologic map of Marand in scale 1/100000 (Asadiyan et al., 1994)



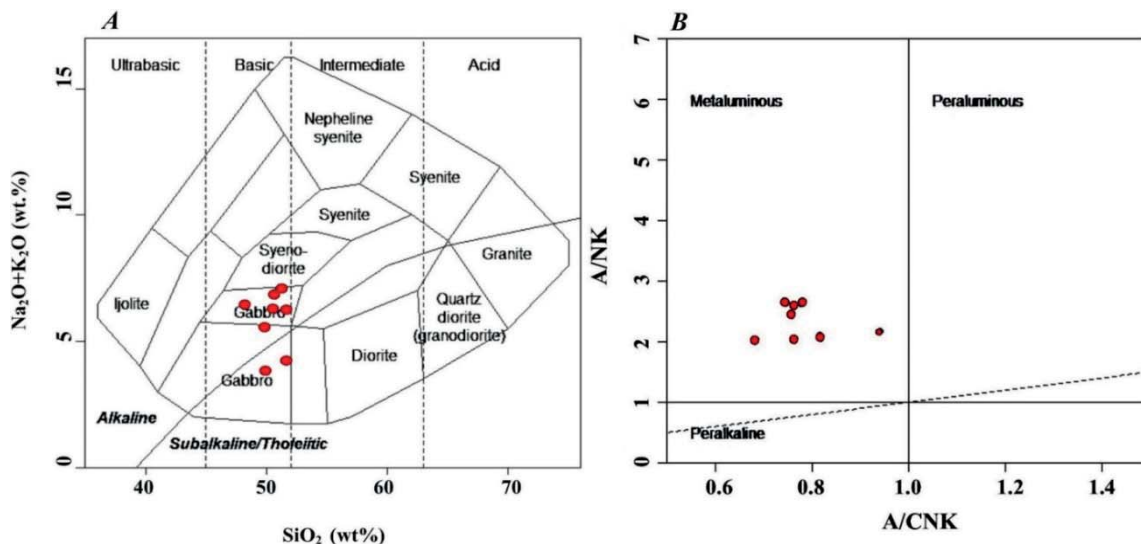
شکل ۳. نمایی از دایک بازیک تیره‌رنگ درون توده‌های گرانیتی (دید به سمت شمال)

Fig. 3. Viwe of the mafic dikes into the granitic rock (Looking N)



شکل ۴. A: بلورهای پیروکسن در بین تیغه‌های پلاژیوکلاز در بافت اینترگرانولار (بخش مرکزی دایک‌ها)، B: بلور درشت پیروکسن در زمینه بلورهای پلاژیوکلاز و C: بافت اینترگرانولار با پلاژیوکلاز و پیروکسن (نور XPL) (پلاژیوکلاز = Plag، پیروکسن = PX) (Kertz, 1983).

Fig. 4. A: Pyroxene crystals between plagioclase lats in the intergranular texture (central part of dikes), B: Coarse pyroxene with groundmass plagioclase and C: Intergranular texture with plagioclase and pyroxene (XPL), (plagioclase = Plag, pyroxene = PX) (Kertz, 1983).



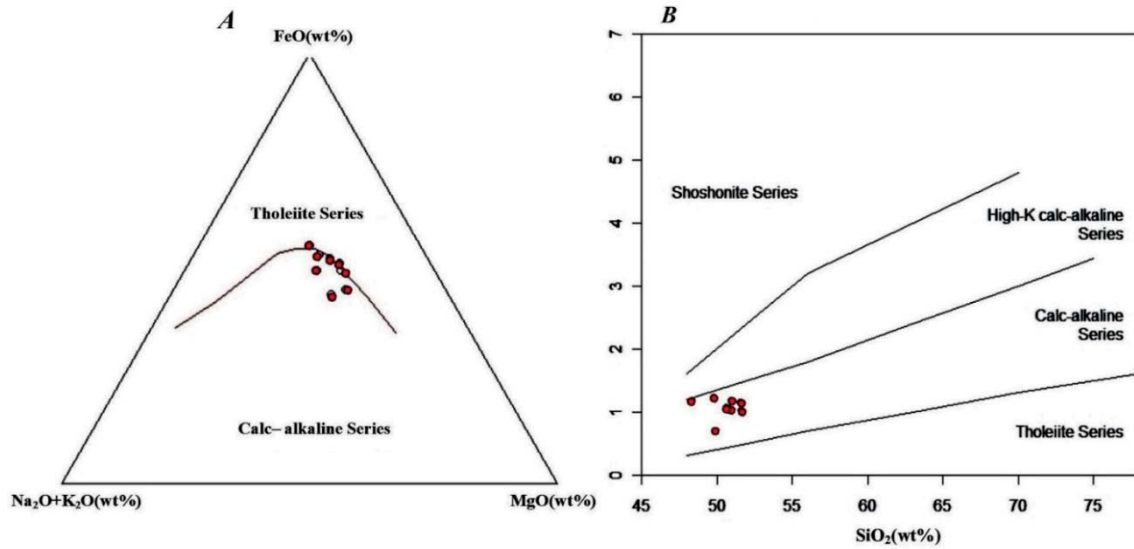
شکل ۵. موقعیت قرارگیری نمونه‌های منطقه میشو در A: نمودار مجموع آلکان در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979) و B: نمودار شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم (Shand, 1943).

Fig. 5. Misho samples in A: Total alkalis (Na_2O+K_2O) versus SiO_2 (Cox et al., 1979) and B: A/NK versus A/CNK (Shand, 1943).

جدول ۱. نتایج آنالیز ICP-AES و ICP-MS نمونه دایک‌های مطالعه شده میشو

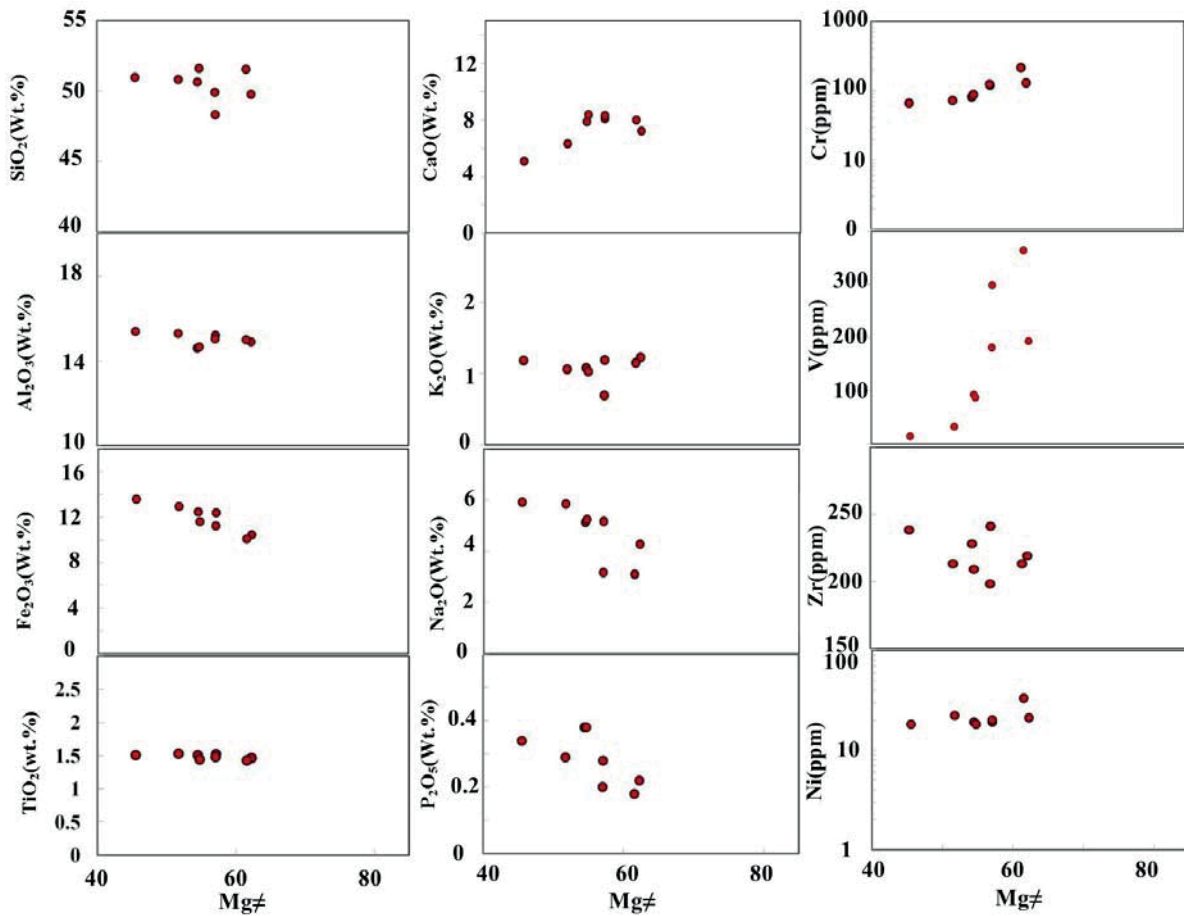
Table 1. Result of analysis ICP-AES and ICP-MS of the Misho studied dyke samples

	D-M1	D-M2	D-M3	D-M4	D-M5	D-M6	D-M7	D-M8
Major Element (Wt %)								
SiO ₂	50.31	49.74	49.90	48.30	50.63	50.23	50.81	50.94
TiO ₂	1.43	1.46	1.48	1.52	1.51	1.44	1.53	1.51
Al ₂ O ₃	15.99	15.89	15.72	15.81	15.58	15.64	15.28	16.37
Fe ₂ O ₃	10.05	10.42	11.22	12.38	12.43	11.60	12.91	12.64
MnO	0.16	0.25	0.28	0.28	0.18	0.12	0.23	0.26
MgO	6.95	6.9	6.44	6.61	5.97	5.63	5.55	5.54
CaO	7.98	7.19	8.28	8.06	7.85	8.35	6.31	5.08
Na ₂ O	3.1	4.17	3.17	3.17	3.12	4.24	3.85	3.91
K ₂ O	0.91	0.82	0.69	0.79	1.08	0.73	0.86	0.62
P ₂ O ₅	0.18	0.22	0.2	0.28	0.38	0.38	0.29	0.34
LOI	2.6	2.3	1.8	0.8	1.7	1.9	1.8	1.9
Total	99.66	99.36	99.18	98	100.43	100.26	99.42	99.11
Minor Element(ppm)								
Ba	406	468	144	142	406	408	381	384
Rb	83.7	75.5	36.2	35.8	80.2	80.7	75.1	75.3
Sr	444	420	501	498	481	486	519	526
Zr	213	219	198	241	228	209	212	238
Nb	8	6	9	10	13	12	13	11
Ni	33	21	20	19	19	18	22	18
Co	24.2	33.4	37.9	36.5	13.1	13.4	15.2	15.7
Zn	65	72	63	61	42	45	48	30
Cr	212	128	122	120	81	87	72	66
La	24.6	26.5	28.3	29.1	34.3	35.7	37.3	38.1
Ce	69.9	70.7	72.3	73.4	75.8	75.2	85.2	87
Pr	6.51	7.21	7.66	7.43	8.71	8.78	9.21	9.77
Nd	27.1	29.7	31	32	33	34.2	38.3	38.8
Sm	5.43	5.98	6.66	6.61	6.98	7.01	7.87	7.89
Eu	2.67	2.73	2.76	2.79	2.83	2.85	2.88	2.89
Gd	6.07	6.13	7.16	7.21	7.44	7.45	7.81	7.94
Tb	1.1	1.15	1.24	1.26	1.28	1.32	1.41	1.46
Dy	6.15	6.38	7.06	7.08	7.21	7.24	7.54	7.68
Ho	1.28	1.34	1.49	1.42	1.58	1.55	1.67	1.73
Er	3.4	3.5	3.9	3.93	4.22	4.27	4.41	4.45
Tm	0.5	0.54	0.56	0.57	0.61	0.65	0.67	0.71
Yb	3.59	3.91	4.13	4.28	4.96	4.52	4.72	4.88
Lu	0.39	0.41	0.45	0.477	0.53	0.5	0.59	0.61
Y	19	20	22	25	28	29	31	35
Cs	3.3	3.5	4.5	4.6	4.6	4.9	5.1	5.2
Ta	0.6	0.7	1.1	1.2	1.7	1.9	2.11	2.13
Hf	4.4	4.7	4.7	5.8	11.3	12.2	12.5	12.8
Sc	26	30	31	30	25	17	24	16
Be	2	1	2	2	3	3	3	3
Ga	19.4	20.9	22.3	21	23	22	20	25
Sn	9	1	5	7	10	6	11	12
Th	7.6	7.3	8.2	9.1	10.1	10.5	12.4	13.5
U	1.6	1	1.5	1.8	2.8	3.3	3.1	3.8
V	363	193	181	298	92	87	32	14
W	1.5	1	1.7	1.9	2.3	2.6	2.2	2.3



شکل ۶. ترسیم نمونه دایک‌های بازیک A: در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) و B: نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976).

Fig. 6. Plot basic dikes sample in A: AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971) and B: K_2O versus SiO_2 diagrams (Peccerillo and Taylor, 1976).



شکل ۷. نمودار هارکر عناصر اصلی و فرعی انتخاب شده در مقابل $Mg\#$ (Harker, 1909).

Fig. 7. Harker diagrams of selected major and trace elements versus $Mg\#$ (Harker, 1909).

نمودار سه‌تایی Th-Nb/16- Hf/3 گرفته شده از وود و همکاران (Wood et al., 1979) و نمودار سه‌تایی Zr- Sr/ 2 (Pearce and Cann, 1973) ارائه شده توسط پیرس و کن (1973) نشان می‌دهد که این نمونه سنگها در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۹- A و B). با توجه به ماهیت دایک‌های مورد بررسی، برای شناسایی موقعیت زمین‌ساختاری این نمونه‌ها از نمودار دوتایی Zr/y - Zr گرفته شده از پیرس و نوری (Pearce and Norry, 1979) استفاده شد که نمونه‌ها در گستره درون صفحه‌ای قرار گرفتند (شکل ۹- C).

ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr و Nd سن کل

آنالیزهای ایزوتوپی سنگ کل با استفاده از ایزوتوپ‌های Sr- Rb طبق روشهای ارائه شده توسط جان و همکاران (Jahn et al., 1999) انجام شد. در این روش، برای انجام محاسبات مرتبط با تعیین سن به روش Rb-Sr، باید میزان Rb، Sr (توسط روش ICP) و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (به کمک اسپکترومتر جرمی) سنگ کل اندازه‌گیری شوند. محاسبه داده‌ها بر اساس معادله $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$ و سپس ترسیم خط هم‌زمانی (ایزوکرون) به‌دست آمده با استفاده از نرم‌افزار ارائه شده توسط لودویگ (Ludwig, 2003) انجام شد. نتیجه نهایی این محاسبات، سن ۲۳۲ میلیون سال را برای دایک‌های بازیک میشو نشان می‌دهد (شکل ۱۰).

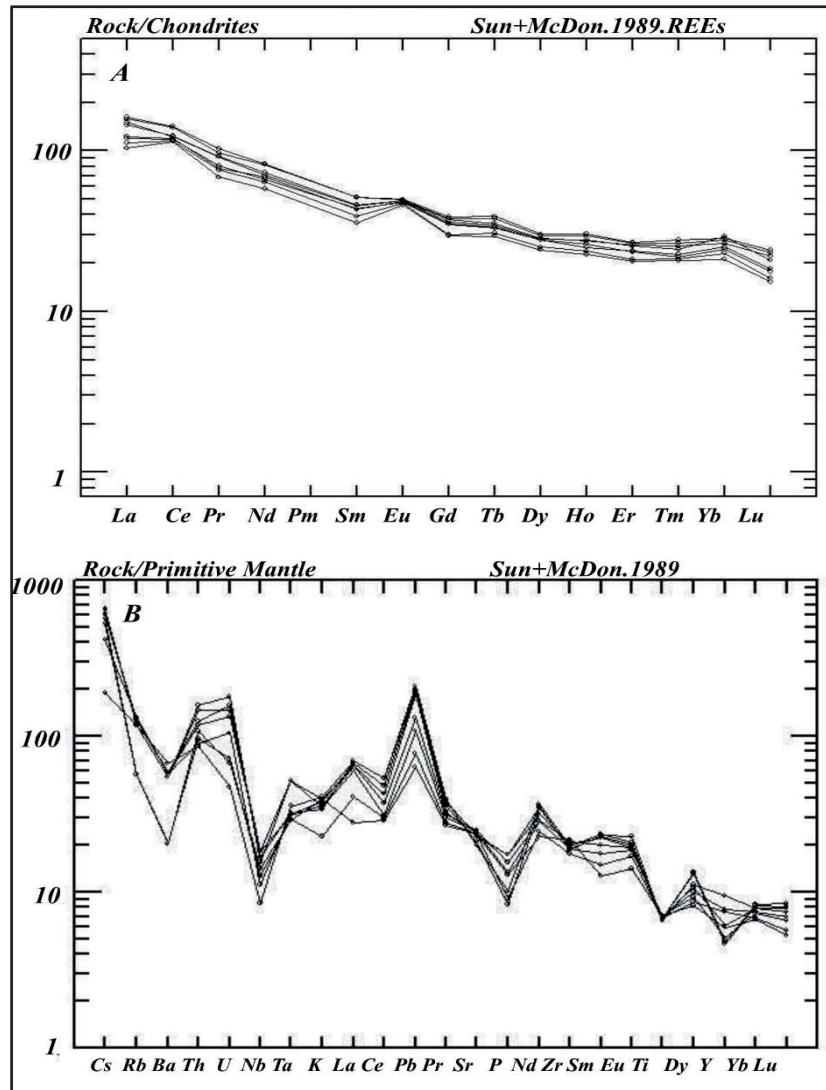
میزان Rb، Sr و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به‌دست آمده و میزان $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ و $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ محاسبه شده با روش بالا در جدول ۲ آورده شده است. نتایج داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی Sr - Rb و Sm-Nd سنگ کل دایک‌ها نشان می‌دهد نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت بالای $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ با میزان ۹/۱۳۲ تا ۱۷/۱۴۰ و میزان اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با نسبتهایی از ۰/۷۳۸۰۵۲ تا ۰/۷۶۴۳۲۵ است. همچنین دارای نسبتهای $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ بین ۰/۱۲۲۴ تا ۰/۱۳۷۹ و میزان بالای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ۰/۵۱۲۴۰۹ تا ۰/۵۱۶۶۰ بوده‌اند. سنهای مدل TDM محاسبه شده بر اساس معادلات و روشهای ارائه شده توسط جان و همکاران (Jahn et al., 1999) سن ۱/۲ تا ۱/۸ میلیارد سال را نشان می‌دهد. با توجه به مقادیر TDM به‌دست آمده، می‌توان اذعان داشت که

الگوی به‌هنجار شده REE نمونه‌ها نسبت به کندریت سان و مکدونانو (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده غنی‌شدگی کم LREE نسبت به HREE است (شکل ۸- A) بیانگر ذوب‌بخشی پایین و یا حضور احتمالی گارنت در خاستگاه است (Martin, 1999). همچنین درجه پایین ذوب‌بخشی گوشته اولیه را می‌توان توسط غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک LREE نسبت به تهی‌شدگی عناصر خاکی سنگین HREE تشخیص داد (Wass and Rogers, 1980). بی‌هنجاری مثبت کوچک Eu مشاهده شده، بیانگر انباشت پلاژیوکلاز است. الگوی فرورفته REE به‌هنجار شده به کندریت، نشان‌دهنده نقش مشخص جدایش آمفیبول و پیروکسن در ایجاد این سنگهاست (Gust et al., 1977). حضور هورنبلند به غنی‌شدگی REE‌ها منجر می‌شود. همان‌طور، غنی‌شدگی کم دیده شده در مقدار Tb در ارتباط با حضور تیتانیت و روتیل است (Thompson et al., 1984; Thirlwall et al., 1994). ترسیم دایک‌ها در نمودار عنکبوتی عناصر فرعی گوشته اولیه سان و مکدونانو (Sun and McDonough, 1989)، نشان‌دهنده غنی‌شدگی U و Th، Rb، Nb و Ti است (شکل ۸- B). آنومالی‌های منفی Nb در این نمونه‌ها یا به سنگ منشأ اولیه (گوشته اسپینل) تهی از Nb و یا به حضور کانیه‌های نگه‌دارنده Nb در سنگ مادر لرزولیت (مانند روتیل، ایلمنیت و اسپینل، به‌عنوان فاز پایدار در هنگام ذوب‌بخشی گوشته) اشاره می‌کند. همچنین آنومالی‌های منفی P نشان‌دهنده حضور سنگ منشأ اولیه گوشته اسپینل تهی از آپاتیت و یا حضور کانیه‌های نگه‌دارنده P در سنگ مادر لرزولیت است. با توجه به آنومالی منفی p در تمامی نمونه‌ها سنگ منشأ دارای تهی‌شدگی است (Woodhead et al., 1993; Gust et al., 1977; Martin, 1999) و بی‌هنجاری منفی Ti و Nb مشابه، با مشخصات ژئوشیمی سنگهای تشکیل‌شده محیطهای حاشیه قاره‌ای در حاشیه صفحات هم‌گرا تطابق دارد (Arth, 1976; Saunders et al., 1991; Hawkesworth et al., 1993).

علاوه بر این می‌توان آنومالی منفی Nb و Ti و آنومالی مثبت Pb موجود در نمونه دایک‌ها را در ارتباط با برهم‌کنشی و شرکت پوسته در فرآیندهای تشکیل منبع ماگمایی در نظر گرفت (Wilson, 2007). تعیین ماهیت ماگما با استفاده از

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌ها با کمی انحراف نسبت به ترکیب ارائه گوشته‌ای قرار می‌گیرند (Zindler and Hart, 1986) (شکل ۱۱).

جدایش منشأ این سنگها از پوسته پروتروزوئیک در حدود ۱/۲ تا ۱/۸ میلیارد سال پیش انجام شده است. میزان $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ برای ۲۳۲ میلیون سال پیش در محدوده منفی ۱- تا ۴- قرار می‌گیرد؛ به طوری که در پلات $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ در مقابل نسبت Sr



شکل ۸. A: نمودار عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989) و B: نمودار عناصر کمیاب به‌هنگار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای دایک‌های میشو

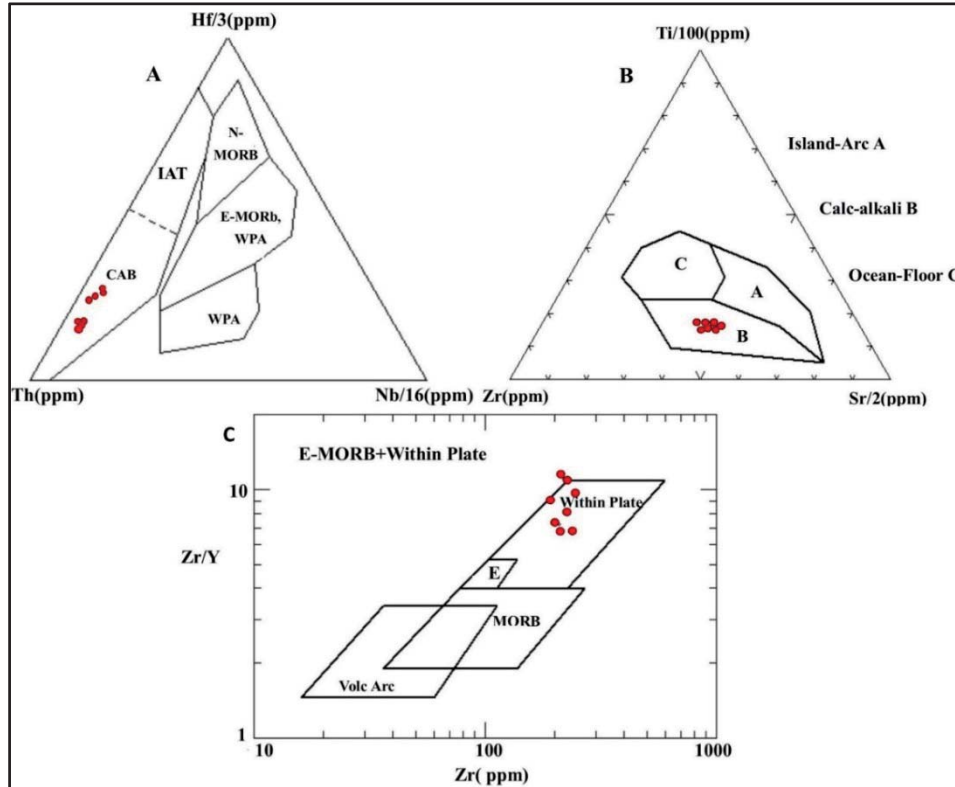
Fig. 8. A: Chondrite-normalized REE diagram (Sun and McDonough, 1989) and B: Primitive mantle normalized trace elements spider diagram ((Sun and McDonough, 1989) for Misho dykes

افزایش $\text{Mg}\#$ ، دلالت بر تبلوربخشی الیوین و Cpx دارد. تطابق منفی بین $\text{Mg}\#$ و TiO_2 ، Fe_2O_3 و V به تفکیک اکسیدهای Fe-Ti در مراحل نهایی تبلور ماگما دلالت می‌کند (شکل ۷). در پلات CaO در مقابل $\text{Mg}\#$ نمونه‌ها، تطابق

تبلوربخشی میزان $\text{Mg}\#$ در دایک‌های بازیک میشو دارای طیفی از ۴۵/۵ تا ۶۲/۳ است که دلالت بر تنوعی از فرآیندهای تبلوربخشی در این سنگها دارد (شکل ۷) و افزایش Ni و Cr هم‌زمان با

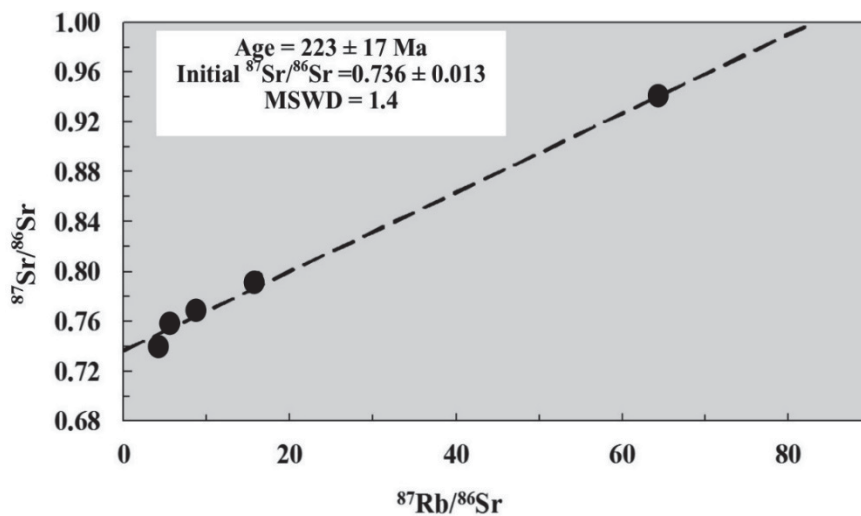
۷. به‌علاوه وضعیت پراکندگی Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$ با تبلوربخشی پلاژیوکلاز هم‌پوشانی دارد (شکل ۷).

نسبتاً مثبتی را نشان می‌دهند که به انتقال فازهای مافیک غنی از کلسیم (مانند کلینو پیروکسن) مرتبط است (شکل



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های دایک بازیک در نمودارهای A: Th-Nb/16- Hf/3 (Woodhead et al., 1993) B: Ti/100- Zr -Sr/2 (Pearce and Cann, 1973) و C: Zr/y - Zr (Pearce and Norry, 1979)

Fig. 9. Mishi basic dykes in A: Th-Nb/16-Hf/3 (Woodhead et al., 1993), B: Ti/100-Zr-Sr/2(Pearce and Cann, 1973) and C: Zr/y versus Zr (Pearce and Norry, 1979)



شکل ۱۰. ترسیم خط ایزوکرون ۲۲۲ میلیون سال برای دایک‌های میشو

Fig. 10. Plote Isochrone line 232Ma age for Mishi dykes

جدول ۲. داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr نمونه‌های بررسی شده میشو

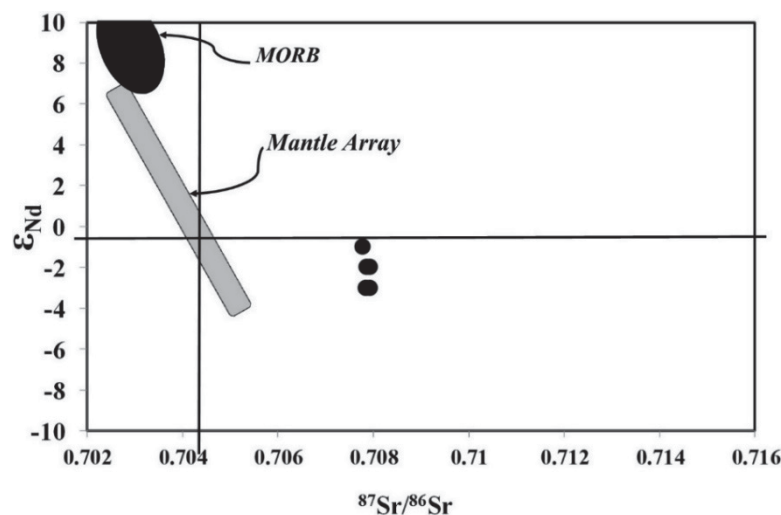
Table 2. Isotopic data Nd-Sr for Misho studied samples

Sample	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (O)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T=232 Ma)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (O)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (T)	$\epsilon\text{Nd t}$	TDM
Dyke								
1D	17.140	0.764325	0.707780	0.13790	0.512660	0.512451	-1	1.2
2D	15.439	0.758791	0.707857	0.1224	0.512544	0.512358	-2	1.3
3D	9.132	0.738052	0.707925	0.1315	0.512409	0.512210	-2	1.8
4D	16.850	0.763513	0.707925	0.1288	0.512434	0.512239	-3	1.6
5D	9.220	0.738261	0.707841	0.1302	0.512426	0.512228	-3	1.2

The average and 1σ standards samples for JNdi-1 = 0.512096 ± 0.000010 (n = 9) and for NBS 987 = 0.710264 ± 0.00001 (n = 9).

JB-1a as reference sample was measured as the follows; JB-1a; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704098 \pm 0.000012$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512786 \pm 0.000010$,

$\epsilon\text{Nd(T)}$ calculation was calculated based on the (DePaolo and Wasserburg, 1976). TDM=calculated according to (Jahn et al.; 1999)



شکل ۱۱. ترسیم ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، موقعیت MORB و Mantle Array (Zindler and Hart, 1986)

Fig. 11. Plot ϵNd versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, MORB and Mantle Arrays are after (Zindler and Hart, 1986)

در طی فرآیندهای تفریق بلوری اشاره می‌کند (Zhai et al., 2013) (شکل ۱۲-A). با توجه به تهی‌شدگی بخش بالایی پوسته قاره‌ای از عنصر Th، بهترین کاندیدا برای آلودگی ماگمای دایک‌های بازیک در منطقه میشو، پوسته بالایی در نظر گرفته می‌شود (Barth et al., 2000). به‌علاوه تطابق مثبت نشان داده شده در شکل (۱۲-B) بین MgO و $\epsilon\text{Nd(T)}$ ، بیانگر دخالت فرآیندهای AFC (هضم و تفریق بلوری) در طی تکامل ماگمای تشکیل‌دهنده دایک‌های بازیک میشو است (Zhai et al., 2013).

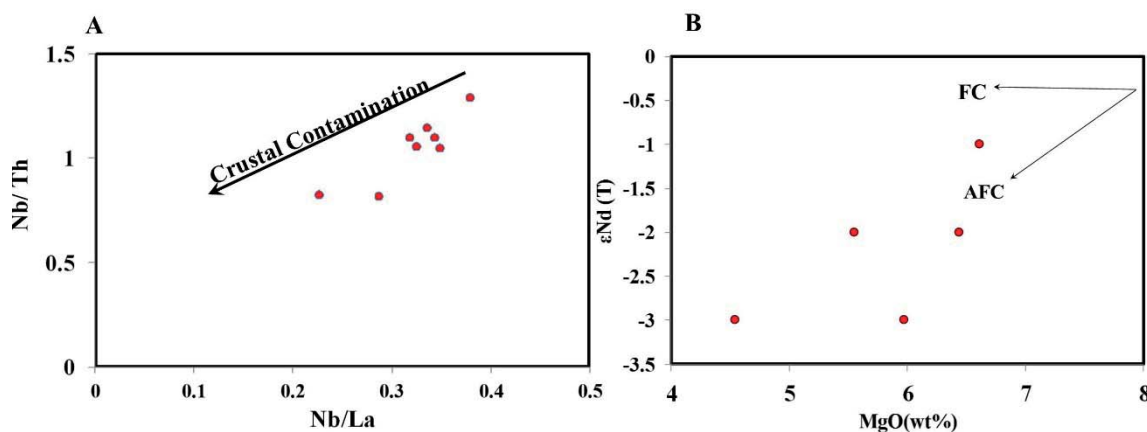
هضم پوسته‌ای

آن‌دسته از دایک‌های بازیک که درون محیط قاره‌ای جایگزین می‌شوند، ممکن است هنگام صعود و یا اقامت در پوسته قاره‌ای، میزان متفاوتی آلايش پوسته‌ای داشته باشند (Mohr, 1987). تهی‌شدگی از Nb و Ta برای دایک‌های میشو (شکل ۸-B) درگیری کمی از ترکیبات پوسته قاره‌ای با ماگماها را پیشنهاد می‌کند که به‌واسطه حضور پوسته قاره‌ای، تهی‌شدگی تیبیکتی در Nb و Ta رخ داده است (Rudnick and Fountain, 1995). به‌علاوه کاهش نسبت میزان Nb/La دایک‌های بازیک، با کاهش میزان Nb/Th به هضم پوسته‌ای

دایک‌های بازیک کالک‌آلکان منطقه امیشن^۱ و نپال دارای تشابه ژئوشیمیایی است (Xu et al., 2001).

منابع گوشته تهی شده و موقعیت زمین‌ساخت

کلیه داده‌ها نشان می‌دهند که دایک‌های بازیک میشو متعلق به گروه بازالت‌های کالک‌آلکان هستند که در مقایسه با نمونه



شکل ۱۲. A: نمودار Nb/Th در مقابل Nb/La و εNd(T):B در مقابل MgO (Zhai et al., 2013) و موقعیت دایک‌های بازیک منطقه میشو (FC: fractional crystallization; AFC: assimilation and fractional crystallization (Zhai et al., 2013))

Fig. 12. A: Nb/Th versus Nb/La diagram (Zhai et al., 2013) and B: εNd versus MgO for Misho basic dykes. (FC: fractional crystallization; AFC: assimilation and fractional crystallization. values are after (Zhai et al., 2013))

اکیانوس پالتوتتیس در طی پرمین بسته شده است و شواهدی مبنی بر حضور پوسته اکیانوسی در ارتفاعات میشو به‌جای گذاشته است. به‌دنبال بسته شدن پالتوتتیس و موقعیت زمین‌ساخت کششی پس از برخورد در حاشیه قاره، مجموعه گرانیت‌های تیپ A₂ و سینیت‌های میشو تشکیل شده‌اند (Ahankoub et al., 2013). سپس به‌واسطه حضور زونهای کششی فعال در منطقه، ماگمای مافیک با منشأ گوشته تهی شده و کمی آرایش پوسته و متفاوت از ترکیب آرایه گوشته‌ای تشکیل شده و به‌درون پوسته تزریق شده است.

موقعیت ژئودینامیکی

تمامی اسناد ارائه شده نشان می‌دهد که یک موقعیت تکتونیک در حاشیه قاره‌ای فعال در طی پالئوزوئیک به‌وجود آمده که به جای‌گیری دایک‌های بازیک به‌درون پوسته قاره‌ای منجر شده است. یکی از عوامل به‌وجود آورنده موقعیت‌های کششی، فرآیندهای Break-up است که بر اساس نظریه آهنکوب (Ahankoub, 2011) به تشکیل زونهای کششی در موقعیت پس از برخورد در حاشیه فعال قاره‌ای منجر شده و در نهایت به تشکیل دایک‌های بازیک منجر شده‌اند. داده‌های

غنی‌شدگی LREE و LILE در نمونه‌های میشو مشابه بازالت‌های جزایر اکیانوسی OIB است. از طرفی آنومالی منفی Nb و Ti در الگوی عناصر کمیاب به آرایش پوسته‌ای ماگمای دایک‌های میشو، بیش از بازالت‌های کمانهای آتشفشانی دلالت می‌کند. مقادیر منفی εNd(T) هر کدام از نمونه‌ها به‌طور جداگانه، با اشتقاق این سنگها از یک منبع گوشته تهی شده اشاره می‌کند که از نظر ترکیب شیمیایی تفاوتی را نسبت به ترکیب آرایه گوشته‌ای داشته و دارای علایم مرتبط با نشانه‌های آرایش پوسته‌ای است. همگی این ویژگیها با سنگهای بازیک درون صفحه‌ای پرمین تیان هیمالیا و بازالت‌های فقیر از Ti منطقه امیشن قابل مقایسه‌اند (Xu et al., 2001; Chauvet et al., 2008; Zhu et al., 2010) مقایسه دایک‌های میشو با دایک‌های پالئوزوئیک مرتبط با زونهای کششی، نشان‌دهنده ویژگیهای تقریباً یکسان نمونه‌های میشو با نمونه‌های ذکر شده است که سرگذشت یکسانی را بیان می‌کنند که همگی به حضور منبع گوشته‌ای دلالت می‌کند (BGMR, 1993; Xiao et al., 2004). در مدارک ارائه شده توسط سکانی و همکاران (Saccani et al., 2013) با استناد به دلایل ایزوتوپی نشان داده شده که

است که در مقایسه با ترکیب آرایه گوشته‌ای انحراف نشان می‌دهد. این ماگما پس از تشکیل در طی فرآیندهای صعود درگیر فرآیندهای AFC نیز شده است و به دلیل چنین مؤلفه‌های دایک‌های مورد نظر، از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی دارای ماهیت کالک‌آلکالن بوده است و آنومالی منفی Nb و Ti در الگوی عناصر کمیاب نشان می‌دهند.

قدردانی

نویسندگان، از پروفیسور یاماموتو مدیر محترم گروه ژئوشیمی جهت همکاری‌های علمی دلسوزانه و سخاوتمندانه در این پژوهش صمیمانه سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین از داوران محترم مجله زمین‌شناسی اقتصادی برای راهنمایی‌های ارزنده قدردانی می‌شود.

Reference

- Ahankoub, M., 2012. Petrogenesis and geochemistry east Misho granitoides (NW of Iran). Ph.D. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 171 pp. (in Persian with English abstract)
- Ahankoub, M., Jahangiri, A., Asahara, Y. and Moayyed, M., 2013. Petrochemical and Sr-Nd isotope investigations of A-type granites in the east of Misho, NW Iran. *Arabian Journal Geoscience*, 6(12): 4833-4849.
- Amini, S., Ravankhah, A. and Moayyed, M., 2008. Petrology and petrogenesis Divan Daghi igneous rocks-Ghare Goaes north Marand (East Azarbayejan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 2(16):249-264. (in Persian with English abstract)
- Arth, J.G., 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes a summary of theoretical models and their applications. *Journal of research of the U.S. Geological Survey*, 4(1): 41-47.
- Asadiyan, A., Mirzaie, R., Mohajel, M. and Hajalilo, B., 1994. Geological map of Marand, scale 1/100,000. Geological Survey of Iran.
- 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(3): 197-213.
- BGMR (Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region), 1993. Regional Geology of Xizang (Tibet) Autonomous Region. Geological Publishing House, Beijing. (in Chinese with English abstract)
- Chauvet, F., Lapiere, H., Bosch, D., Guillot, S., Mascle, G., Vannay, J.C., Cotton, J., Brunet, P. and Keller, F., 2008. Geochemistry of the Panjal Traps basalts (NW Himalaya): records of the Pangea Permian break-up. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(4): 383-395.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5): 249-252.
- Eftekharnjad, J., 1981. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iran Petroleum Society*, 82(3): 19-28. (in Persian with English abstract)
- Ernst, R.E. and Buchan, K.L., 2001. Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads. In: R.E. Ernst and K.L. Buchan, (Editors), *Mantle plumes: their identification through time*. Geological Society of America, pp. 483-575.
- Ernst, R.E., Buchan, K.L. and Campbell, I.H., 2005. *Frontiers in Large Igneous Province research*. *Lithos*, 79: 271-297.
- Ferrari, O.M., Hochard, C. and Stampfli, G.M., 2008. An alternative plate tectonic model for the Palaeozoic-Early Mesozoic Palaeotethyan

ایزوتوپی نشان می‌دهد که سنگ منشأ دایک‌های میشو در ۱/۲ تا ۱/۸ میلیارد سال پیش از پوسته پروتروزوئیک جدا شده است و پس از یک توقف طولانی در گوشته، پس از تشکیل موقعتهای کششی ایجاد شده در ۲۳۲ میلیون سال در منطقه میشو تشکیل شده‌اند. به‌علاوه این دایک‌ها در طی صعود مقداری فرآیندهای AFC را تجربه کرده‌اند.

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر تعیین می‌کند که به‌دنبال بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال غرب ایران و تشکیل زونهای کششی پس از برخورد در درون صفحه قاره‌ای، دایک‌های بازالتی در ۲۳۲ میلیون سال پیش در ارتفاعات میشو تشکیل شده است. داده‌های ایزوتوپی $\epsilon\text{Nd}(T)$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌ها نشان می‌دهد که این ماگما از یک گوشته تهی شده منشأ گرفته

- evolution of Southeast Asia (Northern Thailand–Burma). *Tectonophysics*, 451(4): 346–365.
- Gust, D.A., Arculus, R.A. and Kersting, A.B., 1977. Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist*, 35(2): 347–365.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Macmillan, New York, 384 pp.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21(10): 175–204.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. Guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
- Jahn, B.M., Wu, F., Lo, C.H. and Tsai, C.H., 1999. Crustal-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collision mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, Central China. *Chemistry Geology*, 157(1): 119–1141.
- Kertz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1-2): 277–279.
- Lapierre, H., Samper, A., Bosch, D., Maury, R.C., Bechennec, F., Cotton, J., Demant, A., Brunet, P., Keller, F. and Marcoux, J., 2004. The Tethyan plume: geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin. *Lithos*, 74(3-4): 167–198.
- Ludwig, K.R., 2003. *User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 70 pp.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.
- Metcalf, I., 2006. Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution and palaeogeography of East Asian crustal fragments: the Korean Peninsula in context. *Gondwana Research*, 9(1-2): 24–46.
- Moayyed, M. and Hossainzade, G., 2011. Petrology and petrography of A-type Granitoides of the East-Misho Mountain with theory on its geodynamic importance. *Journal of Mineralogy and Crystallography*, 3(19): 529–544. (in Persian with English abstract)
- Mohr, P.A., 1987. Crustal contamination in mafic sheets: a summary. In: H.C. Halls, And W.C. Fahrig, (Editors), *Mafic dyke swarms*. Special Publication Geological Association of Canada, 34(2):75–80.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planetary Sciences Letters*, 19(2): 290–300.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33–47.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri A., 2013. Geochronology and Petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and Implications for the Melt Evolution of Paleo-Tethyan Rifting in Western Cimmeria. *Lithos*, 162–163(3): 264–278.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. and Tarney, J., 1991. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *The Royal Society, London*, 355(1273): 377–392.
- Sengor A.M.C., 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279(5714): 590–593.
- Sengor, A.M.C., 1987. Tectonics of the Tethysides: Orogenic collage development in a collisional setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15(2): 213–244.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, New York, 444 pp.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(6): 1229–1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: A.D. Saunders and M.J. Norry

- (Editors.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T. and Yuhara, M., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3-4): 279–281.
- Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P. and Arculus, R.J., 1994. High field strength element anomalies in arc lavas; source or process? *Journal of Petrology*, 35(3): 819–838.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *The Royal Society, London*, 310(1514): 549–590.
- Vannay, J.C. and Spring, L., 1993. Geochemistry of the continental basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul–Spiti and SE Zaskar, northwest India. *Geological Society, London*, 74(1): 237–249.
- Wass, S.Y. and Rogers, N.W., 1980. Mantle metasomatism- precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1811- 1823.
- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis*. Springer Verlag, London, 466 pp.
- Wood, D.A., Joron, J.L. 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 and Planetary Science Letters*, 45(2): 326–336.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a deoiled mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 491–504.
- Xiao, L., Xu, Y.G., Mei, H.J., Zheng, Y.F., He, B. and Pirajno, F., 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan Large Igneous Province, SW China: implications for plume–lithosphere interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4): 525–546.
- Xu, Y.G., Chung, S.L., Jahn, B.M. and Wu, G.Y., 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3): 145–168.
- Yin, A. and Harrison, T.M., 2000. Geologic evolution of the Himalayan–Tibetan orogeny. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211–280.
- Zhai, Q.G., Jahn, B.M., Su, L., Ernst, R.E., Wang, K.L., Zhang, R.Y., Wang, J. and Tang, W., 2013. SHRIMP zircon U–Pb geochronology, geochemistry and Sr–Nd–Hf isotopic compositions of a mafic dyke swarm in the Qiangtang terrane, northern Tibet and geodynamic implications. *Lithos*, 174: 28–43.
- Zhu, D.C., Chung, S.L., Mo, X.X., Zhao, Z.D., Niu, Y.L., Song, B. and Yang, Y.H., 2009. The 132 Ma Comei–Bunbury Large Igneous Province: remnants identified in presentday southeastern Tibet and southwestern Australia. *Geology*, 37(7): 583–586.
- Zhu, D.C., Mo, X.X., Zhao, Z.D., Niu, Y.L., Wang, L.Q., Chu, Q.H., Pan, G.T., Xu, J.F. and Zhou, C.Y., 2010. Presence of Permian extension- and arc-type magmatism in southern Tibet: paleogeographic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 122(7-8): 979–993.
- Zindler, A. and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review Earth Planet Science*, 14 (A87-13190 03-46): 493-571.



Rb-Sr and Nd-Sr isotope geochemistry and petrogenesis of the Misho Mountains mafic dikes (NW Iran)

Maryam Ahankoub^{1*} and Yoshihiro Asahara²

1) Department of Geology, Payame Noor University, Iran

2) Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science and Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan

Submitted: Feb. 22, 2014

Accepted: Sept. 30, 2015

Keyword: *Misho Mountain, Basic dyke, isotopic data, Nd-Sr, Calc-alkaline, extensional zone*

Introduction

There are some theories about the Paleotethys event during the Paleozoic that have been proposed by geologists (Metcalf, 2006). Some scientist offered some pieces of evidence about the northern margin of Gondwana (Zhu et al., 2010). The Paleotethys Ocean and Hercynian orogenic report first in Iran, have been Offered from the Morrow and Misho Mountain (Eftekharnejad, 1981). Misho Mountains is located between the north and south Misho faults and cause the formation of a positive flower structure (Moayyed and Hossainzade, 2011). There is theory about Misho southern fault as the best candidate of the Paleotethys suture zone (Moayyed and Hossainzade, 2011). Geochemistry and Sr –Nd isotopic data of the A₂ granitic and Syenite rocks of the East Misho, indicate that the magmatism post collision has occurred in the active continental margin by extensional zones of the following the closure of the Paleotethys (Ahankoub, 2012). Granite and syenite rocks have been cut by mafic dikes. Mafic dikes are often formed in extensional tectonic settings related to mantle plume or continental break –up (Zhu et al., 2009). In this paper, we use the geochemistry and Nd-Sr isotope data to determined petrogenesis, tectono-magmatic setting and age of Misho mafic dikes.

Materials and methods

After petrography study of 30 thin sections of mafic dike rocks, 8 samples were selected for whole-rock chemical analyses using ICP-MS and ICP-AES instruments by ACME Company in Vancouver, Canada. We prepared 6 sample For Sm-Nd and Rb-Sr analysis. Sr and Nd isotope ratios were measured with a thermal ionization

mass spectrometer, VG Sector 54–30 at the Nagoya University. The isotope abundances of Rb, Sr, Nd, and Sm were measured by the ID method with a Finnigan MAT Thermoquad THQ thermal ionization quadrupole mass spectrometer at the Nagoya University. NBS987 and JNdi-1 were measured as natural Sr and Nd isotope ratio standards (Tanaka et al., 2000). Averages and 2σ errors for the repeated analyses of the standards during this study were as follows: NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710264\pm 0.00001$ (1 σ, n=9) and JNdi-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}= 0.512097\pm 0.00001$ (1σ, n=9).

Results

Results of the ICP-AES and ICP-MS analysis present that dikes chemical compounds contain SiO₂ = 50.94 – 48.3%, TiO₂ = 1.53 -1.43%, Al₂O₃= 16.37 -15. 64 and MgO = 6.61 -5. 54. Major and trace elements display the natural of the with in plate Calc-Alkalin basalts of the metaluminous. Amounts of the Mg # indicate the variety of the fractional crystallization processes (ol and Cpx) in these rocks. Also, the low Nb / La refers to crustal assimilation during fractional crystallization processes. Chondrite-normalized REE patterns of the samples (Sun and McDonough, 1989), indicate an enrichment LREE / HREE because of low partial melting of garnet in the source (Martin, 1999). The low degree of partial melting of the mantle caused LREE enriched to HREE (Wass and Rogers, 1980). There are Eu Positive anomalies that are due to the accumulation of plagioclase. REE normalized patterns to Chondrite point out the enrichment REE and Tb samples by separation amphibole, pyroxene, Hornblende, titanite and rutile (Thirlwall et al., 1994).

Spider diagram (Sun and McDonough, 1989) displays enrichment Rb, Th and U elements and depletion in Nb, Ti and p because of source depletion or Nb minerals existence (such as rutile, ilmenite and spinel).

Enrichment Cs, Th, U, Nb and Ti, p negative anomalies of the mafic dike are similar to geochemical characteristics of continental margin rocks. Nb, Ti negative anomalies and Pb positive anomalies demonstrate the interference of the crust in magmatic source (Martin, 1999).

The TDM model ages of mafic dikes are 1.2 -1.8 milliard years that show time of the separation of the source of mafic rocks of the Proterozoic crust. Also Sr-Rb data indicate the formation of Misho mountain mafic dikes at 232 ma years age. The $\epsilon\text{Nd}(T)$ is -1 to -4 that indicates the array mantel component of the mafic dike.

Discussion

Geochemistry data indicate that Misho mafic dikes are similar to calc-alkaline basalts of the oceanic island basalts (OIB) whereas Nb and Ti negative anomalies of the trace elements patterns are similar to crustal contamination. Negative amount of the $\epsilon\text{Nd}(T)$ indicated depleted mantel source (array mantel) with some continental crust contamination during AFC processes .

Base on the results of analysis, the upper crust is the best candidates for magma contamination of the mafic dikes in Misho.

Isotopic data indicated to replace mafic dike 232ma years ago by closing of paleotethys and forming the extension zone (break up) in active continental margin.

Acknowledgement

We thank Professor Yamamoto, head of geochemistry department of the Nagoya University for help .We are grateful to professor Karimpour, Chief Editor of the Journal of Economic Geology, and three anonymous reviewers for their constructive suggestions and comments.

Reference

Ahankoub, M., 2012. Petrogenesis and geochemistry east Misho granitoides (NW of Iran). Ph.D. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 171 pp. (in Persian with English abstract)
Eftekharnejad, J., 1981. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. Journal of

Iran Petroleum Society, 82(3): 19–28. (in Persian with English abstract)

Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.

Metcalfe, I., 2006. Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution and palaeogeography of East Asian crustal fragments: the Korean Peninsula in context. *Gondwana Research*, 9(1-2): 24–46.

Moayyed, M. and Hossainzade, G., 2011. Petrology and petrography of A- type Granitoides of the East-Misho Mountain with theory on its geodynamic importance. *Journal of Mineralogy and Crystallography*, 3(19): 529–544. (in Persian with English abstract)

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345.

Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T. and Yuhara, M., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3-4): 279–281.

Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P. and Arculus, R.J., 1994. High field strength element anomalies in arc lavas; source or process? *Journal of Petrology*, 35(3): 819–838.

Wass, S.Y. and Rogers, N.W., 1980. Mantle metasomatism- precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1811- 1823.

Zhu, D.C., Chung, S.L., Mo, X.X., Zhao, Z.D., Niu, Y.L., Song, B. and Yang, Y.H., 2009. The 132 Ma Comei–Bunbury Large Igneous Province: remnants identified in presentday southeastern Tibet and southwestern Australia. *Geology*, 37(7): 583–586.

Zhu, D.C., Mo, X.X., Zhao, Z.D., Niu, Y.L., Wang, L.Q., Chu, Q.H., Pan, G.T., Xu, J.F. and Zhou, C.Y., 2010. Presence of Permian extension- and arc-type magmatism in southern Tibet: paleogeographic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 122(7-8): 979–993.