

پتروگرافی، ژئوشیمی و سن سنجی گرانیتوئید تخت باز شمال غربی بیرجند، خاور ایران

محمدحسین زرین کوب^{۱*}، سید سعید محمدی^۱، سون لین چانگ^۲ و محمدمهدی خطیب^۱
^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۲ گروه زمین شناسی، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان

چکیده

گرانیتوئید تخت باز در شمال غربی بیرجند، در مجاورت مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری مرکب از توف، توف مارنی و برش رخنمون دارد. بر اساس مطالعات پتروگرافی و تجزیه عناصر اصلی، این توده آلکالی‌گرانیته تا گرانیته است. بافت‌های متداول در این سنگ‌ها، گرانولار، گرافیک، میرمکتی، گرانوفیریک و پرتیتی است. کانی‌های سازنده اصلی شامل: فلدسپار پتاسیم (اورتوکلاز و میکروکلین پرتیتی)، کوارتز و پلاژیوکلازهای سدیک هست. بیوتیت تنها کانی مافیک این سنگ‌ها است. زیرکن، اسفن و اکسید آهن کانی‌های فرعی را می‌سازد. بیوتیت به کلریت و فلدسپارها به سرسیت، کربنات کلسیم و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. سن سنجی با روش زیرکن-اورانیوم-سرب، سن توده گرانیتوئیدی را 55.7 ± 0.6 میلیون سال (اوایل ائوسن) تعیین نمود. این مجموعه سنگی از نظر شیمیایی دارای مقادیر بالای مجموع آلکالی‌ها، Fe/Mg، Ga/Al، Hf، REE (به جز Zr و SiO₂)، Eu و مقادیر پایین Ba، CaO، MgO، P₂O₅ و Sr است. این ویژگی‌ها به همراه نمودارهای ژئوشیمیایی بیانگر این است که گرانیتوئید تخت باز از نوع A پس برخوردی (تیپ A2) است. این مجموعه می‌تواند از ذوب پوسته قاره‌ای در یک سیستم کششی پس از برخورد بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان در خاور ایران مشتق شده باشد. واژه‌های کلیدی: سن سنجی، زیرکن-اورانیوم-سرب، آلکالی‌گرانیته، تخت باز، زمین درز سیستان

مقدمه

همراه با گسلش‌های مهم امتداد لغز یافت می‌شود (گرانیتوئیدهای نوع غیر کوهزایی) (Whalen *et al.*, 1987؛ Pitcher, 1997؛ Blatt *et al.*, 2006؛ Bonin, 2007). تشخیص نوع گرانیتوئید و رژیم تکتونیکی تشکیل آن می‌تواند در امر پی‌جویی مواد معدنی ویژه‌ای از جمله: قلع، تنگستن، مولیبدن اهمیت

سنگ‌های گرانیتوئیدی را می‌توان به دو گروه مهم تقسیم نمود که هر گروه در شرایط تکتونیکی خاصی تشکیل می‌گردد. گرانیتوئیدهایی که در کمربندهای چین‌خورده تشکیل می‌شود (گرانیتوئیدهای نوع کوهزایی) و گرانیتوئیدهایی که

ویژگی‌های زمین‌شناسی این ایالت ساختاری تبعیت می‌کند. پهنه ساختاری زمین‌درز سیستان ناشی از برخورد بلوک قاره‌ای لوت با افغان است (Tirrul *et al.*, 1983). باریکه اقیانوسی موجود بین این دو ورق قاره‌ای، قبل از کرتاسه فوقانی بسته شده است (Brocker *et al.*, 2010؛ Zarrinkoub *et al.*, 2010؛ Zarrinkoub *et al.*, 2012). بسته شدن این حوضه دارای آب باعث جایگیری بخش‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی به همراه نهشته‌های تیپ فلش شده و مجموعه افیولیت ملانژ خاور ایران را ایجاد کرده است. بخشی از این مجموعه افیولیت ملانژی به همراه مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، نیمه نفوذی، نفوذی و آذرآواری با سن ترسیری در شمال غرب بیرجند رخنمون دارد. توده نفوذی تخت باز در زیر مجموعه‌ای مرکب از آندزیت، آندزیت بازالتی و آذرآواری به طور عمده توفی قرار گرفته است (شکل ۱).

روش انجام پژوهش

پژوهش حاضر بر مبنای مشاهدات صحرایی، مطالعه مقاطع نازک، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، سن‌سنجی با روش زیرکن-اورانیوم-سرب و تعبیر و تفسیر داده‌ها انجام شده است. در این راستا از گرانیوتئیدهای منطقه بررسی شده به صورت سیستماتیک تعداد ۴۰ نمونه، نمونه‌برداری شد. از آنها مقاطع نازک تهیه و مطالعه شد. تعداد ۸ نمونه از گرانیوتئیدهایی که حداقل دگرسانی را نشان می‌داد انتخاب و برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و جزئی به دانشگاه ملی تایوان ارسال شد. نمونه‌ها پس از آماده‌سازی، برای تعیین مقدار L.O.I به مدت چهار ساعت در دمای ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد قرار گرفت. تجزیه

داشته باشد (Mitchell and Garson, 1981؛ Sawkins, 1984). توده‌های گرانیوتئیدی در بسیاری از نقاط ایران توسط پژوهشگران مختلف برای تشخیص نوع گرانیوتئید و رژیم تکتونیکی آنها مطالعه شده است (Tahmasbi *et al.*, 2010؛ Sadeghian and Ebrahimiyan *et al.*, 2011؛ Tabatabaieanesh *et al.*, Ghaffary, 2011؛ Ahankoub *et al.*, 2012؛ Torkain, 2011؛ 2011؛ Nasr Esfahani and Aliani *et al.*, 2012؛ Shojaei, 2012). در شمال و شمال غرب بیرجند یک مجموعه افیولیت ملانژی منسوب به کرتاسه به همراه مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، نیمه نفوذی، نفوذی و آذرآواری با سن ترسیری همراه مارن و کنگلومرای با سن نئوژن رخنمون دارد (Eftekharneshad, 1986). گستره بررسی شده با وسعت حدود ۳ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی "۵۹°۰'۱۰" تا "۵۹°۰'۵۲" و "۳۲°۵۶'۳۰" تا "۳۲°۵۸'۱۲" عرض شمالی در ۲۸ کیلومتری شمال غربی شهرستان بیرجند و در ۵ کیلومتری غرب روستای اشکفتوک واقع شده است (شکل ۱). سنگ‌های بررسی شده در کارهای قبلی با نام میکرودیوریت و سن نامشخص توسط Eftekharneshad (۱۹۸۶) و گرانیوت با سن ترسیری، معرفی شده‌اند (Eftekharneshad, 1991).

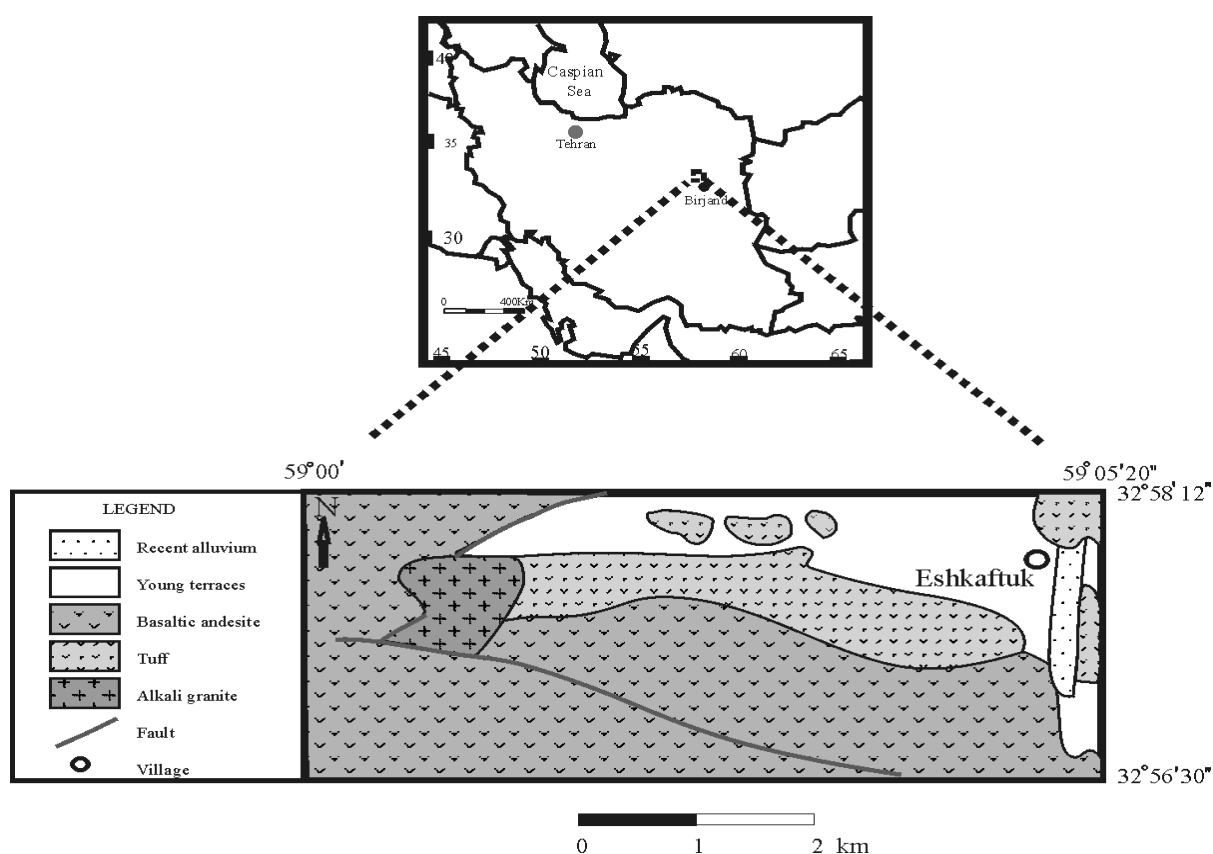
با توجه به این که تاکنون هیچ گونه مطالعه پترولولوژیکی دقیقی بر روی این توده انجام نشده، این پژوهش با هدف پتروگرافی، ژئوشیمی، سن‌سنجی و جایگاه تکتونیکی این مجموعه انجام شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان واقع شده است و بنابراین، از

انسیتوی زمین شناسی و ژئوفیزیک پکن در کشور چین ارسال شد. زیرکن های جدا شده از نمونه های یاد شده به دانشگاه ملی تایوان در شهر تایپه انتقال داده و سنسجی با روش زیرکن- اورانیوم-سرب با دستگاه Agilent 7500 LA- ICP-MS انجام شد.

عناصر اصلی با روش فلئورسانس پرتو مجهول (XRF) پس از تهیه مهره شیشه ای (Glass bead) (به صورت $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7=1:5$)، با دستگاه نوع Rogaku اندازه گیری شد. تجزیه عناصر جزیی با روش ICP انجام شده است. دو نمونه گرانیتوئید برای جداسازی زیرکن به



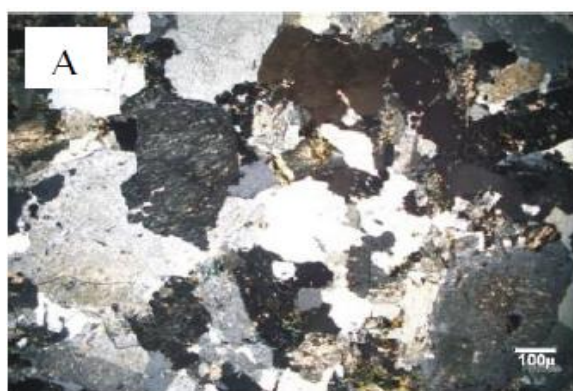
شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه تخت باز در شمال غربی بیرجند

واکنش یک جامد و یک مذاب، یا حالت اختلاط ناپذیری دو جامد باشد (Clarke, 1992). این بافت ها می تواند در شرایط ساب سالییدوس و بدون تأثیر دگرریختی یا در شرایط دگرگونی بروز نمایند (Yuguchi and Nishiyama, Vernon, 2004). چهره های ظاهری این بافت ها می تواند اطلاعاتی را در مورد شرایط تشکیل آنها به دست دهد؛ از جمله: پرتیت های شعله ای در شرایط

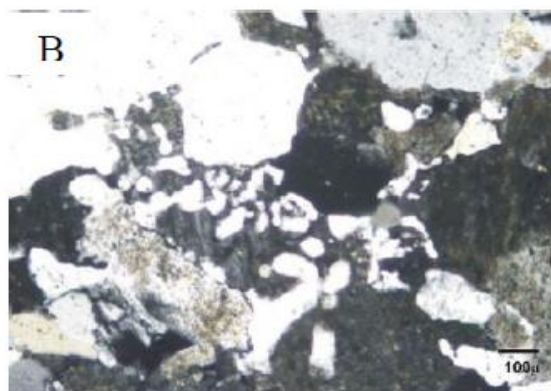
پتروگرافی

مطالعه مقاطع میکروسکوپی توده گرانیتوئیدی تخت باز نشان می دهد که این سنگ ها آلکالی گرانیته تا گرانیته است. بافت های متداول در این سنگ ها، گرانولار (شکل ۲-۱)، گرانوفیرییک، میرمکیتی، گرافیک (شکل ۲-۲) و پرتیتی است. بافت های هم رشدی (گرافیک، گرانوفیری، میرمکیتی و پرتیتی) می تواند معرف رشد همزمان از یک مذاب،

پلاژیوکلازهای سدیک (۲۰ تا ۲۵ درصد) است. بیوتیت تنها کانی مافیک این سنگ‌ها به همراه زیرکن، اسفن و اکسید آهن، کانی‌های فرعی را می‌سازد. Chappell و White (۱۹۹۲) حضور آلکالی‌فلدسپارهای صورتی رنگ را نشانه‌ای از شرایط اکسیدان در مرحله تبلور دانسته‌اند. بیوتیت به کلریت و فلدسپارها به سریسیت، کربنات کلسیم و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند.



دگرگونی شیست سبز حادث می‌شود (Passchier and Trow, 2005) عدم مشاهده نشانه‌هایی از بروز این بافت در نمونه‌های بررسی شده، می‌تواند بیانگر ایجاد آنها در شرایط هیپرسالووس باشد که در گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی متداول است (Blatt *et al.*, 2006) کانی‌های سازنده اصلی شامل: آلکالی‌فلدسپار (اورتوکلاز و میکروکلین پرتیتی) (۴۰ تا ۴۵ درصد)، کوارتز (۳۰ تا ۳۵ درصد) و



شکل ۲- (A) بافت گرانولار؛ (B) بافت میرمیکیتی در گرانیتوئید تخت باز (XPL)

پرالکالن تا پرآلومین تغییر نماید (Blatt *et al.*, 2006; Dall'Agnol and de Bonin, 2007; Oliveira, 2007). گرانیت‌های بررسی شده بر طبق نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) ماهیت پرآلومین (شکل ۵) دارد. میانگین مقدار P_2O_5 در گرانیتوئیدهای نوع A پرآلومین کمتر از ۰/۰۵ درصد است (Bonin, 2007). میانگین P_2O_5 نمونه‌های بررسی شده برابر ۰/۰۴۷ درصد است (جدول ۱).

مقدار بالای Na_2O+K_2O ، $Fe_2O_3^*/MgO$ و SiO_2 (جدول ۱)، عناصر کمیاب ناسازگار LILE از جمله: Zr، Hf و عناصر نادر خاکی به جز Eu، و محتوای پایین Ba، CaO، MgO، P_2O_5 و Sr و عناصر کمیاب سازگار (مثل: Ni و Co) (جدول ۲) از ویژگی‌های این مجموعه گرانیتوئیدی است که

ژئوشیمی

مختصات جغرافیایی هشت نمونه تجزیه شده از گرانیتوئیدهای تخت باز در جدول ۱ و نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی آنها در جدول‌های ۲ و ۳ آمده است. برای نامگذاری این سنگ‌ها از تجزیه شیمیایی بر مبنای مجموع آلکالی‌ها در مقابل سیلیس استفاده شد (Middlemost, 1994). در این دیاگرام نمونه‌ها در محدوده گرانیت تا آلکالی‌گرانیت قرار می‌گیرد (شکل ۳). این نمونه‌ها بر روی نمودار Dall'Agnol و Oliveira (۲۰۰۷) که در آن $CaO/(FeO_T+MgO+TiO_2)wt.\%$ در مقابل $CaO+Al_2O_3wt.\%$ قرار گرفته است، در قلمرو گرانیت‌های تیپ A قرار می‌گیرد (شکل ۴). گرانیت‌های تیپ A از نظر ژئوشیمیایی می‌تواند از

عناصر کمیاب بهنجار شده با (Pearce *et al.*, 1984) (شکل ۸) غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مثل: پتاسیم، روبیدیم، باریم و توریم) نسبت به عناصر کوچک با بار زیاد (HFSEs) (مثل: تانتالیوم، نیوبیوم، هافنیوم، زیرکونیوم، ایتیریم و ایتیربیوم) و غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (مثل سریم) را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها از مشخصه‌های گرانیتوئیدهای نوع A تلقی شده است (Bonin, 2007; Jarrar *et al.*, 2003; Wu *et al.*, 2002). دامنه تغییرات مقدار $10000\text{Ga}/\text{Al}$ برای نمونه‌های بررسی شده برابر $2/66$ است که بر اساس دیاگرام Whalen و همکاران (۱۹۸۷) در محدوده گرانیت‌های نوع A و در نمودار Frost و همکاران (۲۰۰۱) که در آن $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO})$ در مقابل SiO_2 قرار گرفته است، در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A غنی از آهن قرار می‌گیرد (شکل‌های ۹ و ۱۰).

تأییدکننده شباهت گرانیتوئید تخت باز به نوع A است (Wu *et al.*, 2002; Whalen *et al.*, 1987; Bonin, 2007; Yang *et al.*, 2006; Martin, 2006; Dargahi *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2007). نمونه‌های بررسی شده در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) (شکل ۶) تهی‌شدگی از عناصر Sr, P, Ba و Ti را نشان می‌دهد. این نمونه‌ها در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۷) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین را نشان می‌دهد که این غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک، بیشتر محسوس است (نسبت غنی‌شدگی LREEs به HREEs اندک هست. به طوری که $3/350$ تا $6/9$ Ce_N/Yb_N و آنومالی منفی Eu $0/29$ تا $0/55$ $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=0/55)$ مشخص است. در نمودار عنکبوتی

جدول ۱- مختصات جغرافیایی نمونه‌هایی که تجزیه شیمی شده‌اند.

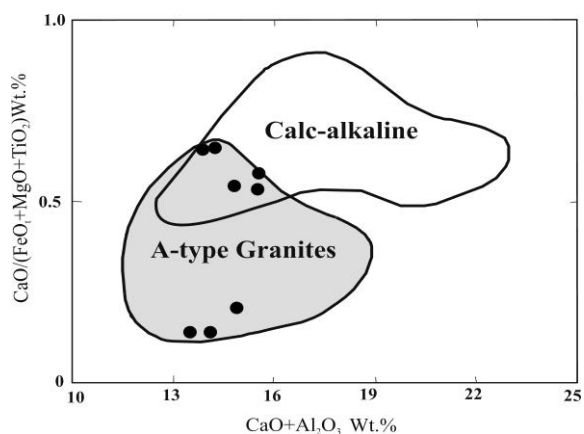
sample	عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی خاوری
007-zs-07	32° 57' 45"	59° 00' 38"
007-zs-08	32° 57' 45"	59° 00' 38"
09-zm-01	32° 58' 05"	59° 00' 41"
09-zm-02	32° 57' 55"	59° 00' 44"
09-zm-03	32° 57' 47"	59° 00' 38"
09-zm-04	32° 57' 47"	59° 00' 38"
09-zm-05	32° 57' 54"	59° 00' 26"
09-zm-07	32° 57' 58"	59° 00' 26"

جدول ۲- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی توسط XRF بر حسب درصد وزنی؛ Fe_2O_3^* = as Fe total; L.O.I. = Loss-on-ignition

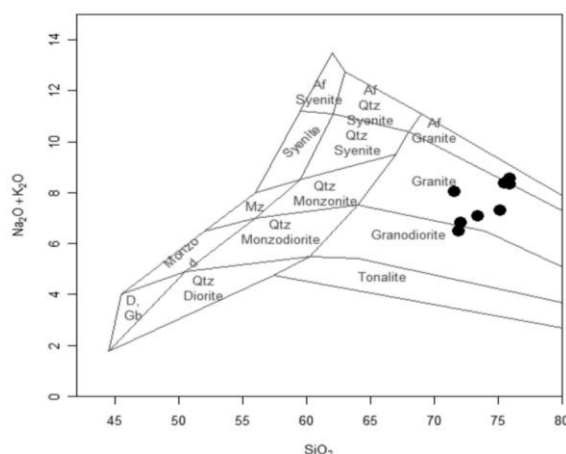
sample	007-zs-	007-zs-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-
SiO_2	73.40	71.96	75.9	75.5	72.1	75.2	71.6	75.9
TiO_2	0.40	0.38	0.17	0.28	0.39	0.38	0.28	0.23
Al_2O_3	14.30	13.93	13.1	13.4	13.6	13.6	13.6	13.1
Fe_2O_3^*	2.17	2.46	1.52	0.56	2.67	2.18	1.90	0.68
MnO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	0.46	0.47	0.03	0.04	0.48	0.23	0.24	0.02
CaO	0.78	1.93	0.33	0.57	1.94	0.53	1.32	0.61
Na_2O	3.34	3.62	4	3.5	4.1	3.7	3.8	3.8
K_2O	3.74	2.86	4.32	4.86	2.71	3.58	4.23	4.74
P_2O_5	0.08	0.08	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02
I.O.I.	1.53	2.65	0.87	0.89	2.30	1.57	1.24	0.68
Total	100.21	100.35	100.4	99.4	100.4	101.1	98.3	99.8

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر جزئی توسط ICP بر حسب گرم بر تن

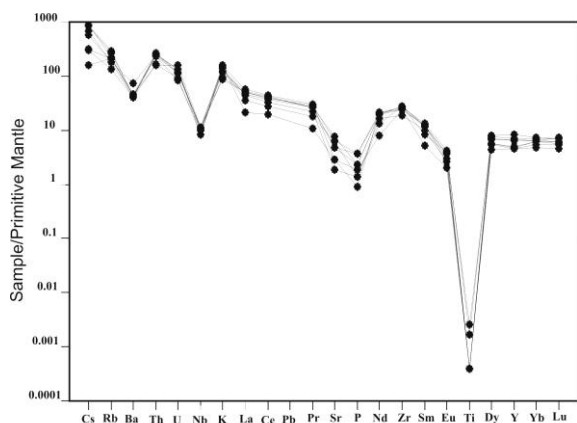
sample	007-zs-	007-zs-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-
V	26.8	15.8	12	14	15	32	15	12
Co	3.86	2.65	1.3	1	4.2	3.5	3.1	0.9
Ni	6.50	4.37	17	10	10	9	9	5
Cu	3.19	3.78	5.5	4.78	3.90	5	12	7
Zn	35.7	31	20	15	17	18	12	6
Ga	16.7	16.4	16	17	17	17	17	17
Rb	172	115	145	188	85.9	116	131	138
Sr	101	134	40	60	160	100	130	60
Y	30.8	38.7	21.3	21.1	32.2	29.6	22.3	22.4
Zr	311	299	210	270	310	270	310	270
Nb	7.87	7.51	6	6	8	7	8	8
Sn	5.23	4.60	8	7	5	5	3	5
Cs	6.87	4.62	7	7	2.4	5.4	2.5	1.3
Ba	315	285	280	300	290	520	330	330
La	32.5	34.8	30.4	15	34.1	36.9	24.2	39
Ce	65.3	70.1	59.5	61.9	71.6	75.4	48.9	57
Pr	7.39	8.01	6.21	2.99	7.36	7.41	4.91	8.32
Nd	26.8	29.2	22.5	11	26.5	26.8	17.9	28.8
Sm	5.41	6.07	4.5	2.3	5.3	5.5	3.7	5.2
Eu	0.612	0.711	0.44	0.34	0.63	0.51	0.64	0.45
Gd	5.47	6.27	4.23	2.36	4.78	5.10	3.50	4.32
Tb	0.821	0.970	0.67	0.46	0.86	0.81	0.62	0.61
Dy	5.00	6.01	4.11	3.30	5.72	5.28	4.16	4.17
Ho	1.07	1.31	0.84	0.78	1.20	1.08	0.83	0.83
Er	2.97	3.57	2.45	2.35	3.42	3.19	2.64	2.61
Tm	0.482	0.566	0.36	0.37	0.55	0.49	0.42	0.43
Yb	3.16	3.59	2.4	2.7	3.5	3.2	3.1	3
Lu	0.461	0.521	0.34	0.41	0.52	0.55	0.46	0.42
Hf	7.63	7.39	5	7	8	7	8	8
Ta	0.837	0.818	0.6	0.6	0.8	0.7	0.7	0.8
W	0.921	1.31	1	2	2	2	1	1
Tl	3.32	2.19	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Th	20.3	20.2	14.2	21.9	23.4	20.9	13.7	22.2
U	2.37	1.79	1.98	2.87	2.56	2.87	3.38	2.43



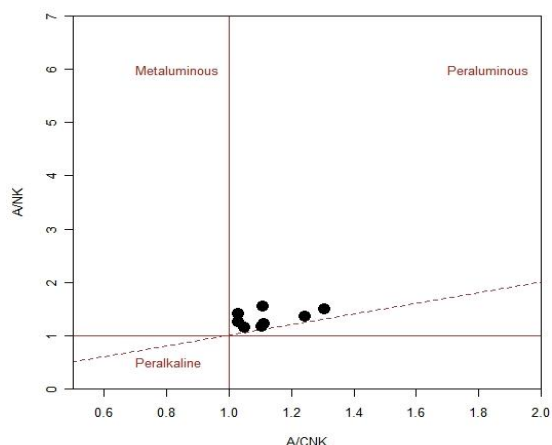
شکل ۴- سنگ‌های بررسی شده بر روی نمودار Dall'Agnol و De Oliveira (۲۰۰۷) در قلمرو گرانیتهای تیپ A قرار می‌گیرد.



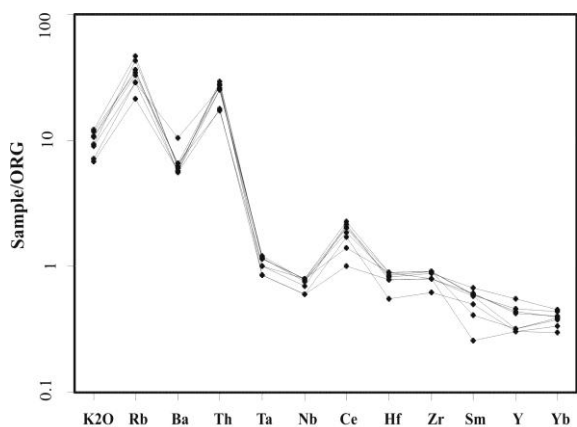
شکل ۳- نامگذاری سنگ‌های منطقه بررسی شده بر اساس (Middlemost, 1994) K_2O+Na_2O در مقابل SiO_2 .



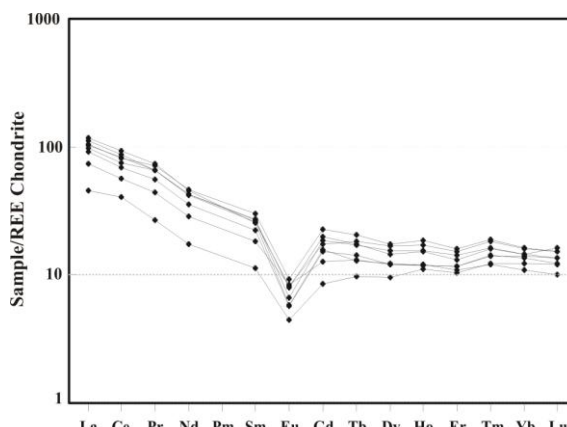
شکل ۶- نمودار عناصر کمیاب در سنگ‌های بررسی شده که نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) بهنجار شده‌اند.



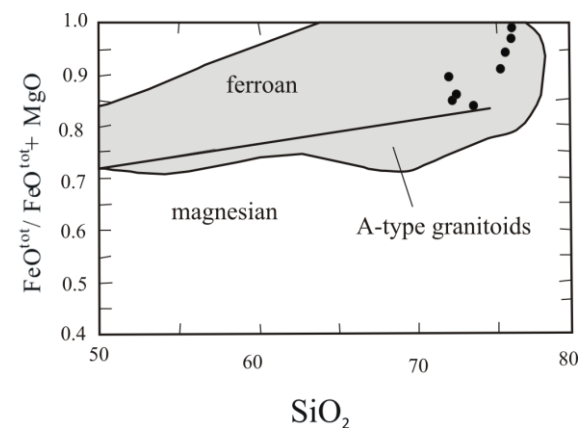
شکل ۵- سنگ‌های بررسی شده بر اساس دیاگرام Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) در قلمرو پرآلومین قرار می‌گیرد.



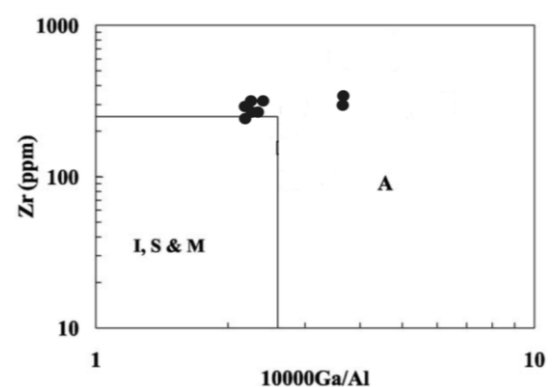
شکل ۸- نمودار عناصر کمیاب در سنگ‌های بررسی شده که نسبت به ORG (Pearce *et al.*, 1984) بهنجار شده‌اند.



شکل ۷- نمودار عناصر خاکی در سنگ‌های بررسی شده که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۰- نمونه‌های بررسی شده در نمودار Frost و همکاران (۲۰۰۱) در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A غنی از آهن قرار می‌گیرد.



شکل ۹- نمونه‌های بررسی شده در نمودار Whalen و همکاران (۱۹۸۷) در محدوده A قرار می‌گیرد.

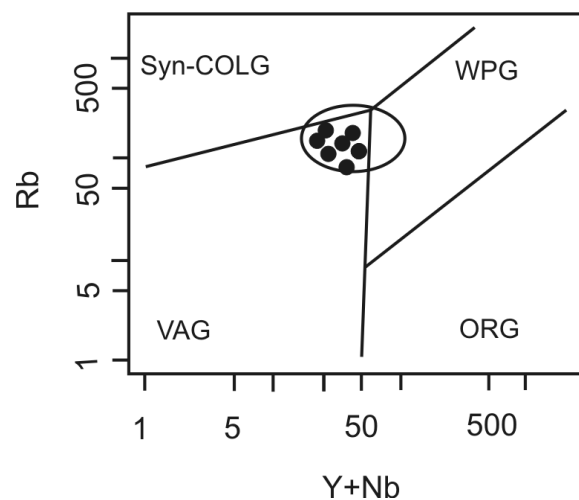
پتروژنز

گرانیت‌های نوع A می‌تواند در رژیم‌های تکتونیکی پس از کوهزایی و غیر کوهزایی تشکیل شود (Sylvester, Whalen *et al.*, 1987, 1996; Nedelec *et al.*; Eby, 1992; Bonin, 1990, 1989; Pitcher, 1997 *et al.*, 1995). گرانیتوئید تخت باز بر اساس نمودار Pearce (۱۹۹۶) با گرانیت‌های تیپ A پس برخوردی مطابقت دارد (شکل ۱۱). گرانیت‌های نوع A به دو گروه A1 و A2 تقسیم شده است که گروه A1 از گوشته مشتق می‌شود و در رژیم‌های غیر کوهزایی مثل ریف‌های قاره‌ای یا دیگر محیط‌های درون ورقه‌ای (Bonin, 2007) جایگیری می‌شود در حالی که گروه A2 از ذوب پوسته قاره‌ای یا پوسته مافیک زیر ورق رانده شده مشتق می‌شود و در محیط‌های تکتونیکی متنوع جایگیری می‌نماید (Eby, 1992).

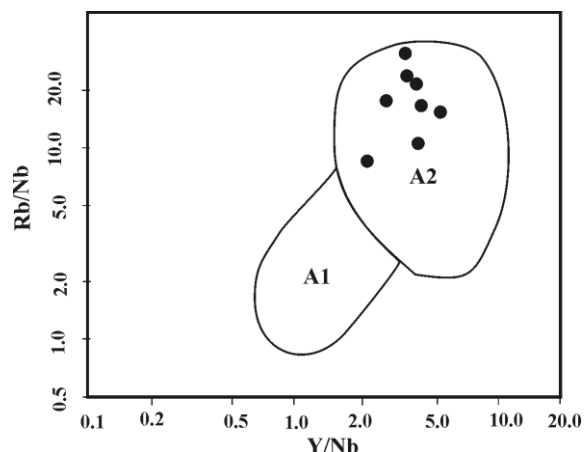
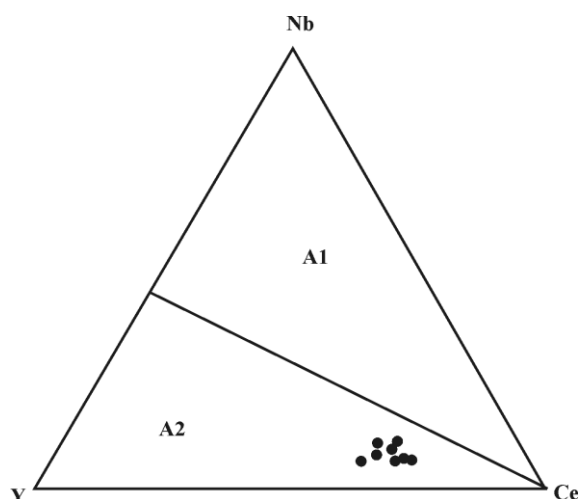
King و همکاران (۱۹۹۷) گرانیت‌های نوع A را به نوع آلومینوس و پراآلکالین تقسیم نموده‌اند و معتقدند که گرانیت‌های A نوع آلومینوس از ذوب بخشی یک منشأ پوسته‌ای حاصل شده‌اند و گرانیت‌های A نوع پراآلکالین از تفریق یک ماگمای

مافیک به دست می‌آید. Frost و Frost (۲۰۱۱) برای گرانیت‌های A سه منشأ شامل ذوب بخشی سنگ‌های کوارتزفلدسپاری پوسته‌ای، تفریق یک ماگمای بازالتی، و تلفیقی از هر دو منشأ ذکر شده را پیشنهاد نموده‌اند.

گرانیتوئید تخت باز بر اساس نمودارهای Eby و Rb/Nb-Y/Nb و Nb-Y-Ce که توسط Eby (۱۹۹۲) ارائه شده است در محدوده A2 (شکل ۱۲) قرار می‌گیرد. گرانیت‌های نوع A2 می‌تواند دارای ترکیبات متنوعی از مت‌آلومین، پراآلومین تا پراآلکالین و دارای طبیعت آکالین تا کالک‌آلکالین باشد (Frost and Frost 2011). گرانیت‌های نوع A پراآلومین در شرایط پس برخوردی رخ می‌دهد (Bonin, 2007). گرانیتوئیدهای غنی از آهن پراآلومین ناشی از ذوب بخشی پوسته کوارتزفلدسپاری تحت شرایط به نسبت اکسیدان رخ می‌دهد (Frost and Frost 2011). ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده بررسی شده (غنی از آهن پراآلومین) می‌تواند تأیید کننده فرآیند ذوب بخشی پوسته قاره‌ای کوارتزفلدسپاری تحت شرایط به نسبت اکسیدان، پس از برخورد دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان در خاور ایران باشد.



شکل ۱۱- نمونه‌های گرانیتوئید تخت باز در نمودار Rb-Y+Nb ارائه شده توسط Pearce (۱۹۹۶) در محدوده پس برخوردی قرار می‌گیرد.



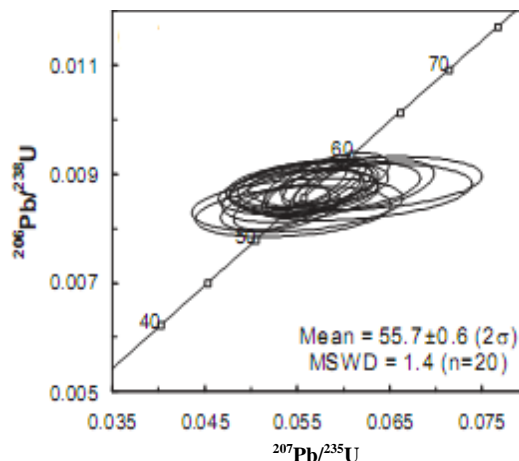
شکل ۱۲- نمونه‌های گرانیتوئید تخت باز در نمودارهای Nb-Y-Ce و Rb/Nb-Y/Nb که توسط Eby (۱۹۹۲) ارائه شده در محدوده A2 قرار می‌گیرد.

مربوطه در شکل ۱۳ نمایش داده شده است. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، سن تبلور $۵۵/۷ \pm ۰/۶$ میلیون سال (اوایل ائوسن) تعیین شد. با توجه به باورهای موجود در مورد بسته شدن باریکه اقیانوسی سیستان و برخورد دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان، قبل از کرتاسه فوقانی، حاکم شدن یک رژیم کششی پس برخوردی، شرایط مناسبی را برای ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و ایجاد گرانیتوئیدهای نوع آکالن در پهنه سیستان را فراهم نموده است. ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و سن گرانیتوئید تخت باز این ایده را تقویت می‌نماید.

سن سنجی

برای سن سنجی با روش زیرکن-اورانیوم-سرب باید مقدار کافی از سنگ بررسی شده برداشت شود (مقدار لازم بسته به ترکیب سنگ تغییر می‌نماید). دانه‌های زیرکن با استفاده از مایعات سنگین جدا و سپس فرآیندهای لازم برای سن سنجی را طی می‌نماید (Hoskin and Parrish and Noble, 2003; Schaltegger, 2003). یک نمونه از توده گرانیتوئیدی بررسی شده با روش زیرکن-اورانیوم-سرب سن سنجی شده است. نتایج حاصل از سن سنجی بیست دانه از نمونه یاد شده در جدول ۴ و نمودار کنکوردیای

شکل ۱۳- نمودار کنکوردیای برای بیست دانه زیرکن که با روش زیرکن-اورانیوم-سرب از یک نمونه مربوط به توده گرانیتوئیدی تخت باز سن سنجی شده است.



جدول ۴- نتایج حاصل از سن سنجی بیست نقطه از یک نمونه مربوط به توده گرانیتوئید تخت باز

نقطه تجزیه شده	Th/U	207Pb/206Pb $\pm 1\sigma$	206Pb/238U $\pm 1\sigma$	207Pb/235U $\pm 1\sigma$	error corr.	206Pb/238U age (Ma $\pm 1\sigma$)
01	0.543	0.04732 0.00320	0.00843 0.00020	0.05501 0.00466	0.280	54.0 1.0
02	1.020	0.04810 0.00060	0.00884 0.00018	0.05861 0.00161	0.741	57.0 1.0
03	0.840	0.04630 0.00227	0.00879 0.00018	0.05609 0.00358	0.321	56.0 1.0
04	0.621	0.04762 0.00292	0.00831 0.00019	0.05456 0.00433	0.288	53.0 1.0
05	1.010	0.04757 0.00109	0.00864 0.00018	0.05668 0.00225	0.525	55.0 1.0
06	0.523	0.04608 0.00234	0.00867 0.00017	0.05508 0.00352	0.307	56.0 1.0
07	0.935	0.04874 0.00047	0.00872 0.00018	0.05859 0.0018	0.668	56.0 1.0
08	0.847	0.04608 0.00116	0.00839 0.00017	0.05330 0.00213	0.507	54.0 1.0
09	0.787	0.04608 0.00163	0.00837 0.00017	0.05315 0.00263	0.410	54.0 1.0
10	1.042	0.04607 0.00084	0.00880 0.00018	0.05588 0.00183	0.625	56.0 1.0
11	0.980	0.04665 0.00217	0.00860 0.00020	0.05534 0.00346	0.372	55.0 1.0
12	0.885	0.04751 0.00096	0.00866 0.00018	0.05675 0.00208	0.567	56.0 1.0
13	0.833	0.04610 0.00193	0.00880 0.00017	0.05595 0.00304	0.356	57.0 1.0
14	0.526	0.05122 0.00326	0.00883 0.00020	0.06236 0.00517	0.273	57.0 1.0
15	0.926	0.04716 0.00067	0.00885 0.00018	0.05754 0.00169	0.693	57.0 1.0
16	0.694	0.05129 0.00333	0.00867 0.00021	0.06130 0.00515	0.288	56.0 1.0
17	0.952	0.04799 0.00258	0.00877 0.00020	0.05800 0.00421	0.314	56.0 1.0
18	0.714	0.04611 0.00191	0.00877 0.00020	0.05575 0.00329	0.386	56.0 1.0
19	0.887	0.04802 0.00112	0.00892 0.00019	0.05907 0.00240	0.524	57.0 1.0
20	0.719	0.05183 0.00145	0.00879 0.00019	0.06277 0.00288	0.471	56.0 1.0

نتیجه گیری

نسبت اکسیدان رخ داده باشد. با توجه به بسته شدن باریکه اقیانوسی سیستان و برخورد دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان، قبل از کرتاسه فوقانی، حاکم شدن یک رژیم کششی پس برخوردی، شرایط مناسبی را برای ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و ایجاد گرانیتوئیدهای پرآلومین تیپ A در اوایل ائوسن فراهم نموده است.

سپاسگزاری

این نوشتار بخشی از طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان به شماره ۱۰/۱/۱۸۶۲ مورخ ۸۶/۹/۲۰ است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان انجام شده است. بدین وسیله از همکاری مسئولین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان به علت همکاری و قبول هزینه‌های طرح سپاسگزاری می‌شود.

گرانیتوئید تخت باز دارای کانی‌شناسی ساده شامل: آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت است. این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهد که غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک بیشتر است. Eu آنومالی منفی مشخصی نشان می‌دهد. پایین بودن مقدار P_2O_5 ، بالا بودن نسبت FeO/MgO ، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مثل: پتاسیم، روبیدیم، باریم و توریم) نسبت به عناصر کوچک با بار زیاد (مثل: تانتالیوم، نیوبیوم، هافنیوم، زیرکونیوم، ایتریم و ایتربیوم)، از دیگر ویژگی‌های گرانیتوئید تخت باز است که این سنگ‌ها را در گروه گرانیتوئیدهای غنی از آهن (Ferroan)، تیپ A، پرآلومین و در زیر گروه A2 قرار می‌دهد. این گرانیتوئید می‌تواند ناشی از ذوب بخشی پوسته کوارتزفلدسپاری تحت شرایط به

منابع

- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M. (2012) The study of tetrad effect in the REE pattern from the Misho A-type granitoid complex, NW of Iran. *Petrology* 3(10): 65-78 (in Persian).
- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M. (2012) Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids. *Petrology* 3(9): 1-16 (in Persian).
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E. (2006) *Petrology*. Freeman and Company, New York.
- Bonin, B. (1990) From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* 25: 261-270.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1-29.
- Brocker, M., Fotoohi Rad, G. M. and Theunissen, S. (2010) New time constraints for HP metamorphism and exhumation of mélangé rocks from the Sistan suture zone, eastern Iran, tectonic crossroads: evolving of Eurasia- Africa-Arabia, Ankara, Turkey.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, transactions of Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences* 83: 1-26.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London.
- Dall'Agnol, R. and De Oliveira, D. C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93: 215-233.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Uromieh-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190-204.
- Ebrahimiyan, Z., Torabi, G., Ahmadian, A. and Baharzadeh, H. (2011) Petrology of Mesr granitoid complex (NE of Isfahan province). *Petrology* 2(6): 1-16 (in Persian).
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Eftekharneshad, J. (1986) Geological map of Birjand 1/100000. Sheet 7855, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Eftekharneshad, J. (1991) Geological map of Birjand, Geological quadrangle map of Iran, No. K8. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Frost C. D. and Frost B. R. (2011) On ferroan (A-type) Granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52(1): 39-53.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 47(42): 2033-2048.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: *Zircon* (Eds. Hunchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) 53: 27-62. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*.
- Jarrar, G., Stern, R. J., Saffarini, G. and Al-Zubi, H. (2003) Late- and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the east African orogen. *Precambrian Research* 123: 295-319.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M. (1997) Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38: 371-391.

- Maniar, P. D. and Piccolli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America (GSA) Bulletin Today 101: 635-643.
- Martin, R. F. (2006) A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. Lithos 91: 125-136.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Review 37: 215-224.
- Mitchell, A. H. G. and Garson, M. S. (1981) Mineral deposits and global tectonic settings. Academic Press, London.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochemica Cosmochemica Acta 38: 757-775
- Nasr Esfahani, A. and Shojaei, B. (2012) Petrology and genesis of Vash granitoid NW Natanz (Isfahan). Petrology 2(8): 99-114 (in Persian).
- Nedelec, A., Stephens, W. E. and Fallick, A. E. (1995) The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a postcollisional extensional setting. Journal of Petrology 36: 1367-1391.
- Parrish, R. R. and Noble, S. R. (2003) Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). In: Zircon (Eds. Hunchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) 53: 183-213. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) Microtectonics. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin.
- Pearce, J. (1996) Sources and settings of granitic rocks. Episode 19: 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-983.
- Pitcher, W. S. (1997) The nature and origin of granite. Chapman and Hall, London.
- Sadeghian, M. and Ghaffary, M. (2011) The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan). Petrology 2(6): 47-70 (in Persian).
- Sawkins, F. J. (1984) Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer, Verlag, Heidelberg, New York.
- Sun, S. S. and Mc Donough, 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 42: 313-345. Geological Society, London.
- Sylvester, P. J. (1989) Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology 97: 261-280.
- Tabatabaieyanesh, S. M., Mirlohi, A. S. and Movahedi, M. (2011) Petrology and mineral chemistry of Ochestan granitoids (south of Mahallat, Markazi province). Petrology 2(7): 51-76 (in Persian).
- Tahmasbi, Z., Khalili, M., Ahmadi khalaji, A. and Mackizadeh, M. A. (2010) Petrogenesis of the granitoid body in the south of Shazand (south western Arak). Petrology 2(1): 87-102 (in Persian).
- Tirrul, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America (GSA) Bulletin Today 84: 134-150.
- Torkain, A. (2011) Typology and tectonic setting of the Qorveh granitoid (Kurdistan province, western Iran). Petrology 2(5): 49-66 (in Persian).
- Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contribution to Mineralogy and Petrology 95: 407-409.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F. and Garipey, C. (1996) Geochemical and

- isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology* 37(6): 1463-1489.
- Wu, F., Sun, D., Li, H., Jahn, B. S. and Wilde, S. (2002) A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology* 187: 143-173.
- Yang, J-H., Yuan Wu, F-Y., Chung, S-L., Wilde, S. A. and Chu, M-F. (2006) A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos* 89: 89-106.
- Yuguchi, H. and Nishiyama, T. (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos* 106: 237-260.
- Zarrinkoub, M. H., Chung, Sun-Lin., Chiu, H. Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Lin, I-J. (2010) Zircon U-Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran, tectonic crossroads: evolving of Eurasia- Africa-Arabia, Ankara, Turkey.
- Zarrinkoub, M. H., Kwan-Nang Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y. (2012) Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 154: 392-405.
- Zhang, H. F., Parrish, R., Zhang, L., Xu, W. C., Yuan, H. L., Gao, S. and Crowley, Q. G. (2007) A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan plateau: implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97: 323-335.

Petrography, geochemistry and dating for the Takht-e baz granitoid north-western of Birjand, east of Iran

**Mohammad Hossein Zarrinkoub^{1*}, Seyyed Saeid Mohammadi¹, Sun-Lin Chung²
and Mohammad Mahdi Khatib¹**

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

² Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Abstract

The Takht- e baz granitoid in the northwest of Birjand is cropped out in the vicinity of pyroclastic units composing of tuff, marly tuff and breccia. Petrography and major elements analysis show that this intrusion is alkali granite to granite in nature. Common textures in these rocks are granular, graphic, myrmekite, granophyric and perthitic. Potassium feldspars (perthitic orthoclase and microcline), quartz and sodic plagioclases are essential minerals. Biotite as the only mafic mineral and zircon, titanite and Fe-oxide are the accessory minerals of these rocks. Biotite is altered to chlorite, and feldspars to sericite, calcite and clay minerals. Age dating with zircon uranium-lead method indicated that the alkali granite is 55.7 ± 0.6 Ma (early Eocene) old. Chemically, the rock suite is characterized by high total alkali, Fe/Mg, Ga/Al, Hf, REE (except for Eu), SiO₂ and Zr and low contents of Ba, CaO, MgO, P₂O₅ and Sr. These features along with various geochemical discrimination diagrams suggest that the Takht-e baz granitoid is post-collisional A-type (A2-type). This suite may be derived from melting of continental crust in an extensional setting after collision of the Lut and the Afgan continental blocks in the east of Iran.

Key words: Dating, Zr-U-Pb, Alkali granite, Takht-e baz, Sistan suture zone