

شرایط نفوذ و محیط تکتونوماگمایی باتولیت گرانیته تخت، سیرجان

عبدالناصر فضل نیا*، سوسن جامعی و امین جعفری
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

باتولیت گرانیته تخت سیرجان با ترکیب گابرویدیوریت تا آلكالی فلدسپارگرانیته با سن الیگومیوسن در عمق بین ۵/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتر و حرارت‌های بین ۷۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد در جنوب پهنه ماگمایی ارومیه-دختر نفوذ نموده است. این شرایط تبلوری سنگ‌ها به وسیله ترکیب شیمیایی کانی‌های مناسب در نمودارهای توصیفی و ترمومترها و بارومترهای ارائه شده توسط پژوهشگران قبلی پیش‌بینی شده است. بلورهای آبدار بیوتیت و آمفیبول توانسته‌اند تحت شرایط ساب‌سالییدوس همراه با بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، کلینوپیروکسن، تیتانیت، آپاتیت و مگنتیت متبلور شود. ماهیت این باتولیت کالک‌آلكالن متآلومینوس و از نوع I کردیلریای است. تبلور تفریقی باعث تنوع سنگ‌شناسی شده است. نفوذ این باتولیت در ارتباط با آخرین مراحل فعالیت فرورانشی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی بوده است. فرورانش به صورت مایل به زیر ایران مرکزی باعث ایجاد فضاهای مناسب در لبه ایران مرکزی شده است و در نتیجه کاهش فشار و ذوب بخشی در گوه گوشته‌ای یا در قاعده پوسته زیرین، مذاب‌های گابرویدیوریتی تا گرانیته به این فضاها تزریق شده است.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، هورنبلند، ترموبارومتري، گرانیته‌ی متآلومینوس، فرورانش مایل، تخت، سیرجان

مقدمه

که در حال حاضر فرآیند فرورانش در آنها انجام می‌شود (نوع کردیلریا) گرانیته‌هایی که وابسته به گوشته‌اند فراوانترند و بر عکس، در انواع حواشی تصادمی (نوع هرسی‌نین)، گرانیته‌هایی با منشأ پوسته‌ای فراوان‌تر است (Chappell and White, 1974; Harris et al., 1995; Castro et al., 1991; Raymond, 2007; Best, 2003; Pitcher, 1997; Tabatabaieianesh et al., 2011). گرانیته‌ها در حواشی قاره‌ای فعال در هر عمقی قابل نفوذ

بیشتر گرانیته‌های ایران در صفحه ایران مرکزی و پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان نفوذ کرده است. در ایران جایگزینی سنگ‌های گرانیته‌ی بیشتر در طول مزوزوئیک (ژوراسیک و کرتاسه) و ترسیری (الیگومیوسن و میوسن) انجام شده است. اما در مقادیر بسیار کمتر در طول پالئوزوئیک و پرکامبرین در این پهنه‌ها تزریق شده‌اند (Berberian and King, 1981). در مناطقی

فشارسنج‌ها و همچنین، نمودارهای توصیفی تعیین شود، در نتیجه، می‌توان بر اساس این تغییرات شرایط تبلوری را تعیین نمود.

زمین‌شناسی منطقه

بیشتر گرانیتهای ایران در صفحه ایران مرکزی در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر جایگزین شده‌اند. شواهدی که نشانگر آن است که گرانیتهای با سن ترسیری درپهنه ارومیه-دختر به قوس حاشیه قاره‌ای تعلق دارد شامل موارد زیر است: وجود آندزیت و داسیت در حجم‌های بالا، سنگ‌های گرانیتهای از دیوریت تا آلکالی‌فلدسپارگرانیت نوع I، باتولیت‌های خطی نامنظم در ارتباط با آتشفشان‌های بالا، مس پورفیری حاوی مولیبدن، وجود استراتولکان‌های بزرگ بیدخوان، مساهیم و قلعه خرگوشی، برتری بیش از پیش سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکان، مجموعه‌های پیروکلاستیک کالدرادار، وجود سنگ‌های شوشونیتی، وجود کمربند دگرگونی سندنجد-سیرجان، گسل‌های راستگردی که رسوب‌گذاری در حوضه‌های حاشیه‌ای جدا شده به وسیله آنها انجام می‌شود و وجود شواهدی از عملکرد نیروهای برشی بزرگ مقیاس که توده‌های نفوذی در راستای عملکرد آنها تزریق شده‌اند (Berberian and King, 1973; Dimitrijevic, 1981; Pitcher, 1983; Pourhosseini, 1997; Arvin et al., 2002; Fazlnia and Moradian, 2007; Dargahi et al., 2010). به تازگی از یافت شدن گرانیتهای نوع A در نزدیکی محدوده بررسی شده و در داخل تشکیلات آتشفشانی آندزیتی-داسیتی ائوسن گزارشی شده است که این نوع گرانیتهای را به نوع کوهزایی بعد از تصادم نسبت داده است (Dargahi et al., 2010).

هستند و بیشتر وابستگی به تکتونیک منطقه دارد. در مناطقی که فرورانش مایل انجام می‌شود، تنش‌ها و واتنش‌های شدیدی در پوسته بالایی رخ می‌دهد و شکستگی‌های عمیقی در محیط تکتونیک فرورانشی فرا پوسته‌ای ایجاد می‌شود. این فرآیند باعث می‌شود تا کاهش فشاری در این بخش‌ها ایجاد شود تا مذاب‌های عمیق‌تر بتواند در این بخش‌ها و فضاها تزریق شود (Delteil et al., 2003; Chen and Elmas and Yilmaz, 2003; Maggi and McClay et al., 2004; Chen, 2004; Niwa, 2005; Priestly, 2005; 2006). فرورانش مایل (اریب) نئوتیس به زیر ایران مرکزی باعث شد تا پهنه‌های برشی بزرگ مقیاس در لبه جنوبی ایران مرکزی ایجاد شود (Jackson, 2002; Maggi and Priestly, 2005; et al., 2005; Omrani et al., 2008; Shahabpour, 2010; Dargahi et al., 2011; Agard et al., 2013). این فرآیند محل‌های مناسبی برای نفوذ توده‌های ماگمایی ایجاد نمود. بنابراین، عملکرد تکتونیک جهانی و در نتیجه آن عملکرد گسل‌های بزرگ مقیاس باعث نفوذ ماگماهای عمیق پوسته‌ای یا گوشته‌ای به این بخش از پوسته قاره‌ای ایران شده است.

در مناطق فرورانشی گرانیتهای بیشتر از نوع I است و ترکیب کالک‌آلکان را نشان می‌دهد. در این سنگ‌ها کانی‌های اصلی شامل: پلاژیوکلاز، ارتسوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و کلینوپیروکسن است. آپاتیت، تیتانیت و مگنتیت و گاه ایلمنیت جزو کانی‌های فرعی محسوب می‌شود. تغییرات در مقدار آلومینیوم، تیتانیوم و سدیم هورنبلندها و بیوتیت‌ها می‌تواند متأثر از تغییرات شرایط تبلوری مانند حرارت و فشار باشد. این تغییرات می‌تواند به وسیله حرارت‌سنج‌ها،

(PW 1480) در دانشگاه کیل آلمان انجام شد. مقدار LOI (Loss Of Ignition) نمونه‌ها با حرارت دادن پودر تهیه شده در ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد طی دو ساعت به دست آمد (جدول ۱). سپس، از همه انواع سنگی، تازه‌ترین نمونه‌ها انتخاب و تجزیه‌های شیمیایی ریزکاو الکترونی (مدل Jeol JXA 8900) بر روی کانی‌های آنها در دانشگاه کیل آلمان انجام شد. سپس بر اساس معادلات و نمودارهای توصیفی، حرارت‌سنجی و فشارسنجی‌ها ارایه شده است. این حرارت‌سنج‌ها و فشارسنج‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز انجام شد. عمق و حرارت توده‌های ماگمایی گرانیته تخت می‌تواند بر اساس حرارت‌سنج‌ها و فشارسنج‌های تجربی آمفیبول-پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در حضور کوارتز، تعیین شود. به این منظور، ابتدا شیمی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز مورد بررسی قرار می‌گیرد و سپس بر اساس آنها شرایط حرارت و فشار جایگزینی و تبلور تعیین می‌شود.

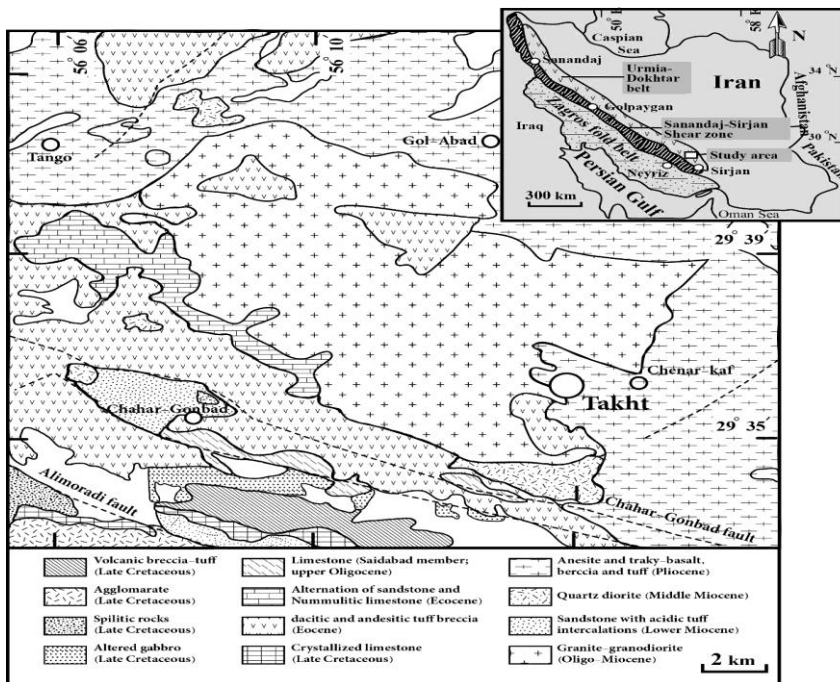
نحوه انتخاب بلورهای مناسب برای حرارت‌سنجی و فشارسنجی بر اساس زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز همزیست ماگمایی است که به صورت بافت گرانولار در کنار هم رخ داده‌اند. بلورهای پیروکسن که اورالیتی شده بود بر اساس شواهد پتروگرافی و ترکیب متفاوت شیمیایی (که بیشتر ترکیب مشابه ترمولیت-اکتینولیت داشت) از بلورهای هورنبلند ماگمایی تفکیک شد. بلورهای پلاژیوکلازی که دگرسان بود مورد بررسی قرار گرفت. علاوه بر این، در نمونه‌هایی که آنکلاوهایی وجود داشت، سعی شد تا محل انتخاب دانه‌های بلوری برای تجزیه در حداکثر فاصله قرار گرفته باشد. بلورهای بیوتیت انتخابی از نمونه‌های کاملاً تازه بدون دگرسانی که بافت گرانولار داشت انتخاب شد.

منطقه‌ای که گرانیته‌های تخت در آن نفوذ کرده است آشفشان‌های با ترکیب آندزیت، داسیت و تا حدودی آندزیت‌بازالت با سن ائوسن است. سن این گرانیته‌های اواخر ترسیری (الیگومیوسن و میوسن) تشخیص داده شده است (Berberian and King, Dimitrijevic, 1973). با توجه به اینکه در 1981؛ Pourhosseini, 1983). بخش‌هایی از حواشی گرانیته‌های بالا سنگ‌های آهکی به سن الیگوسن دگرگون مجاورتی ناشی از تزریق این گرانیته‌های را تحمل نموده‌اند (Dimitrijevic, 1973) بنابراین، چنین سنی محتمل به نظر می‌رسد.

تنوع سنگی توده بررسی شده از حواشی به مرکز توده با مرزی تدریجی از دیوریت گابرویی تا آلکالی‌فلدسپار گرانیته تغییر می‌کند. اما حجم اصلی آن گرانودیوریت و مونوزوگرانیته است (Fazlnia and Moradian, 2002). گرانیته‌های بررسی شده از نوع I است. فراوانی بلورهای هورنبلند همراه با بیوتیت، وجود مگنتیت در نورم سنگ‌ها، تنوع سنگی از دیوریت گابرویی تا آلکالی‌فلدسپار گرانیته، وجود زولیت‌های آندزیتی-داسیتی و فراوانی آنکلاوه‌های میکروگرانولار مافیک و ماهیت کالک‌آلکان نمونه‌های بررسی شده (Fazlnia and Moradian, 2002) که این شواهد علاوه بر شواهد ذکر شده در ابتدای این بخش، دلیل بر نوع I بودن سنگ‌های بالا است. این سنگ‌ها در داخل داسیت‌ها و آندزیت‌ها نفوذ نموده و در حواشی آنها را دگرگونی کرده است.

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری منظم از حاشیه به مرکز و مطالعات پتروگرافی، متنوع‌ترین و تازه‌ترین نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی توسط دستگاه XRF (Philips X-Ray Florescence Instrument) مدل



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی تخت و مناطق اطراف (با تغییرات از Khan (Nazer and Emami, 1997).

جدول ۱- تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و نورم CIPW آنها برای متوسط کلیه نمونه‌ها (داده‌ها از Fazlania و Moradian (۲۰۰۲))

Rock type	Granite	Qtz monzonite	Diorite	Granodiorite	monzonite	Diorite Gabbro
	no. 9	no. 1	no. 3	no. 4	no. 1	no. 2
SiO ₂	73.32	66.09	60.76	64.93	61.50	55.52
TiO ₂	0.28	0.78	0.66	0.52	0.73	0.76
Al ₂ O ₃	14.46	12.80	17.23	16.21	16.82	17.66
FeO	1.57	6.02	5.34	4.67	5.73	7.25
MgO	0.49	0.81	2.78	2.13	2.39	4.12
MnO	0.03	0.07	0.13	0.13	0.25	0.13
CaO	1.87	4.52	6.51	4.81	5.07	7.12
Na ₂ O	4.31	2.92	4.15	3.91	4.63	3.09
K ₂ O	2.86	5.00	1.14	1.37	2.11	1.36
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.12	0.12	0.15	0.16
TOTAL	99.33	99.14	98.83	98.80	99.38	97.17
LOI	0.61	0.55	0.95	1.04	0.71	2.45
CIPW norm						
Qtz	32.96	20.65	14.26	22.55	11.70	9.20
Or	16.90	29.55	6.74	8.10	12.47	8.04
Ab	36.47	24.71	35.12	33.09	39.18	26.15
An	8.36	7.05	25.02	22.63	18.88	30.30
Di	-	12.32	5.26	0.36	4.33	3.25
Hy	1.22	0.01	7.98	8.08	8.08	15.38
Mgt	-	3.31	3.13	2.93	3.23	3.28
Ilm	0.06	1.48	1.25	0.99	1.39	1.44
Ap	0.32	0.30	0.28	0.28	0.35	0.37
Crn	1.21	-	-	-	-	-
Hem	1.74	-	-	-	-	-
Ru	0.31	-	-	-	-	-

شواهد صحرایی و پتروگرافی

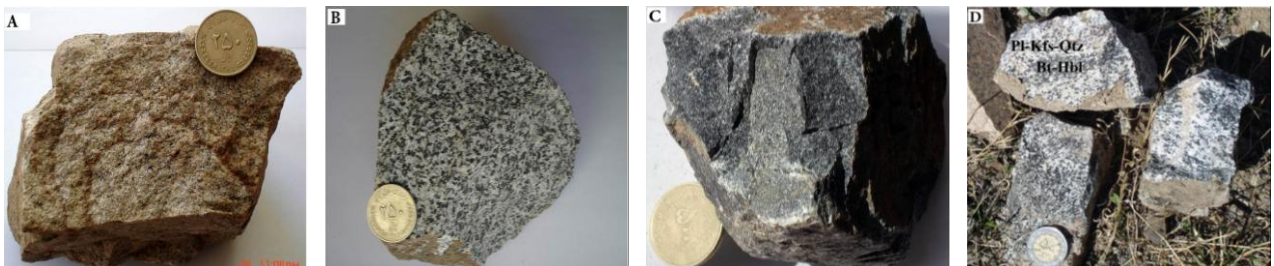
حرارتی به نسبت بالاتر دارد از بخش‌های فلسیک جدا می‌شود. بنابراین، آثار تبلور تفریقی در آشیانه ماگمایی شامل جدایش فازهای کانیاپی مختلف با دماهای گوناگون است. بنابراین، مهم‌ترین واقعه در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه فرآیند تبلور تفریقی برای تولید سنگ‌های گابروی دیوریتی تا آلکالی‌فلدسپارگرانیتی است. تغییرات عناصر اصلی در نمودارهای هارکر (شکل ۴) نشان‌تأییدی بر تبلور تفریقی در توده ماگمایی بالا است (به ژئوشیمی سنگ و شیمی کانی مراجعه شود). بافت دانه‌ای در این سنگ‌ها نشانگر توقف ماگما در یک آشیانه عمیق است که به آرامی سرد شده است.

در همه انواع سنگی، تیتانیت و آپاتیت‌های سوزنی و منشوری در مقادیر متفاوتی مشاهده می‌شود. وجود این دو کانی به همراه بلورهای مگنتیت نشانگر گرانیتوئیدهای نوع I کالک‌آلکان است (شکل ۳).

وجود عدسی‌های فراوانی از تجمعات کانی‌های مافیک و کدر به صورت آنکلاوهای مافیک میکروگرانولار می‌تواند یا نشانگر تبلور زودرس یا بخش‌های دیرگدازتر سنگ مادر یا حاصل اختلاط بخش‌های مافیک و فلسیک باشد. مشابه بودن ترکیب کانی‌شناسی آنها با توده اصلی و گرد بودن این آنکلاوها، همراه با شواهد تبلور تفریقی (شکل‌های ۲-D و ۴) نشانگر این است که این آنکلاوها حاصل تبلور تفریقی و تجمع بلورهای دیرگداز است که شاید در مراحل تزریق بعدی به داخل توده سقوط نموده‌اند.

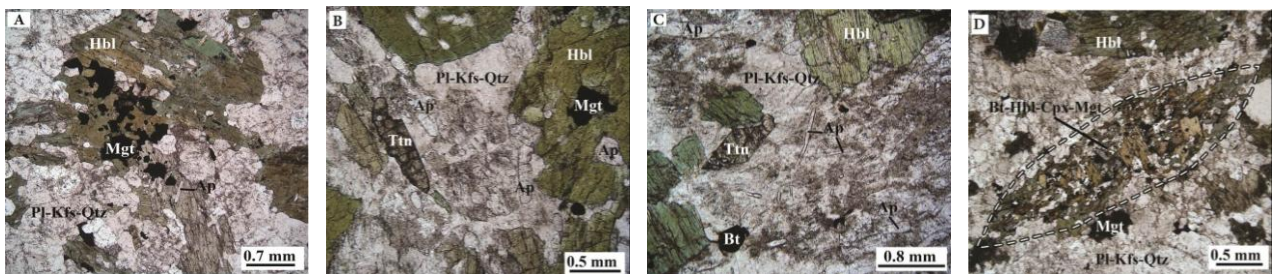
باتولیت تخت دارای تنوع ترکیبی فراوانی بوده و از نظر سنگ‌شناسی از توده‌های گابروی دیوریتی تا آلکالی‌فلدسپارگرانیت تشکیل شده است (شکل ۲). در هر حال، رخنمون‌های اصلی در باتولیت تخت ترکیب گرانودیوریتی و مونوزوگرانیتی دارد. این سنگ‌ها بیشتر بافت دانه‌شکری نشان می‌دهد (شکل ۳). سنگ‌های با ترکیب ساینوگرانیت و آلکالی‌فلدسپارگرانیت (شکل ۲-A) در بخش‌های مرکزی باتولیت قابل مشاهده است و از ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت، تیتانیت و مگنتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳). انواع گرانودیوریتی (شکل ۲-B) دانه درشت‌تر بوده و از نظر کانی‌شناسی مشابه با انواع قبلی است. اما بلورهای پلاژیوکلاز فراوان‌تر و درصد مودال کانی‌های فرومنیزین بیشتر است. سنگ‌های مافیک‌تر شامل: کوارتز، مونوزودیوریت، کوارتز، دیوریت و گابروی دیوریتی (شکل ۲-C) دارای رنگی تیره‌تر و درصد مودال هورنبلند و کلینوپیروکسن بیشتر است. این سنگ‌ها بیشتر از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مقادیر کمی ارتوکلاز و کوارتز تشکیل شده‌اند. بلورهای کدر بیشتر شامل مگنتیت است. بافت دانه‌شکری در آنها به مانند گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شود که این مؤید تبلور یک مرحله در یک آشیانه عمیق است.

آثار تبلور تفریقی در برخی قسمت‌های باتولیت تخت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲-D و ۴). در این سنگ‌های گرانیتی بخش‌های تیره‌تر که

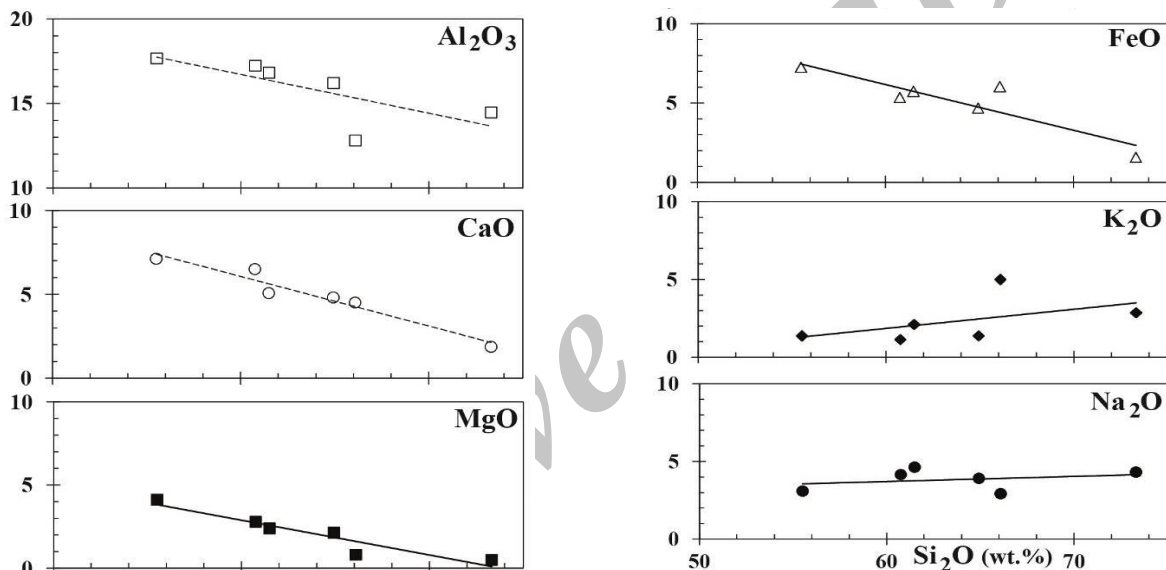


شکل ۲- تصاویری از نمونه‌های دستی انواع سنگ‌های موجود در باتولیت تخت: (A) آلکالی‌فلدسپارگرانیت؛ (B) گرانودیوریت؛ (C) گابروی

دیوریتی؛ (D) تبلور تفریقی و جدایش بلورهای مختلف



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی انتخابی از رخنمون‌های مختلف سنگی: (A) تصویر میکروسکوپی از مونوزوگرانیت؛ (B) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانودیوریت. بلورهای آپاتیت سوزنی و منشوری همراه با تیتانیت و مگنتیت مشاهده می‌شود؛ (C) تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت همراه با بلورهای سوزنی آپاتیت و بلورهای تیتانیت؛ (D) آنکلاو میکروگرانولار مافیک با تجمعی از بلورهای بیوتیت، هورنبلند، کلینوپیکس و مگنتیت. اختصارات کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) است.



شکل ۴- نمودارهای تغییرات اکسید سیلیسیم در مقابل اکسید عناصر اصلی. در این شکل از متوسط داده‌های شیمیایی سنگ کل (جدول ۱) سود برده شده است. چنین روندهایی نشانگر یک تبلور تفریقی محتمل در آشیانه ماگمایی بوده است. محور عمودی درصد وزنی اکسیدها است.

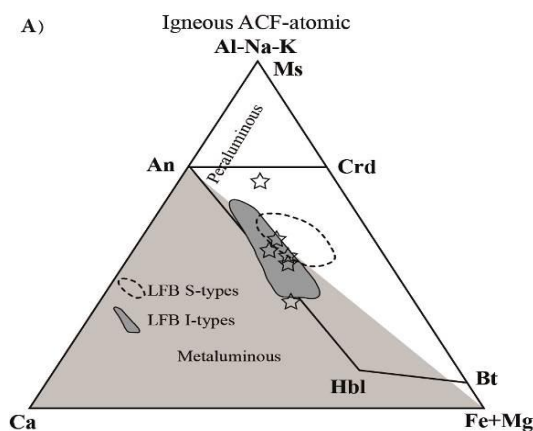
ژئوشیمی سنگ و شیمی کانی

ضعیف دارد (Chappell and White, 1974؛ Healy *et al.*, 2004) به همین علت، برخی نمونه‌ها به ویژه انواع اسیدی‌تر نزدیک به محدوده پرآلومینوس ترسیم می‌شود. روند کاهش اکسیدهای اصلی Al_2O_3 ، CaO ، FeO و MgO در مقابل افزایش SiO_2 و افزایش اکسیدهای اصلی K_2O و Na_2O نشانگر هم‌منشأ بودن سنگ‌های متنوع باتولیت تخت است و بیان می‌دارد که عامل اصلی تنوع ترکیبی، تبلور تفریقی در یک آشیانه ماگمایی است (شکل ۴).

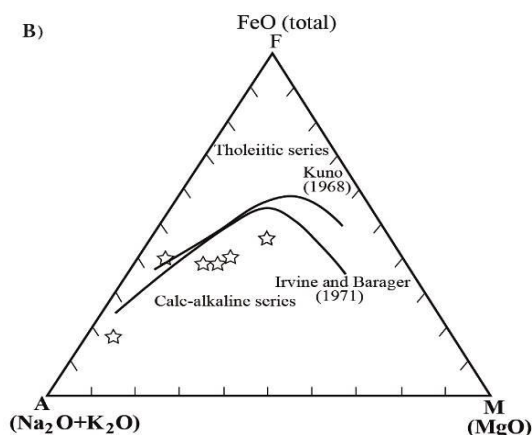
تغییرات این اکسیدها با تغییرات مودال کانی‌های روشن و تیره در این سنگ‌ها در تطابق

بررسی شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که نمونه‌های بررسی شده همگی سنگ‌های گرانیتی I با ماهیت کالک‌آلکان است (جدول ۱ و شکل ۵). بالا بودن نرم هیپرستن و مگنتیت نشانگر بالا بودن فشار بخشی اکسیژن و ماهیت کالک‌آلکان است. همچنین، نمونه‌های بررسی شده متالومینوس تا پرآلومینوس ضعیف بوده (شکل ۵-A) و مشاهده نرم مگنتیت و ایلمنیت چنین استدلال‌هایی را تأیید می‌نماید. بسیاری از مجموعه‌های گرانیتی نوع I کوردیلریایی ویژگی‌های متالومینوس تا پرآلومینوس

نمونه‌هایی با درصد مودال کانی‌های روشن بیشتر در سمت راست نمودار ترسیم می‌شود.



کامل است. به طوری که نمونه‌های با درصد مودال کانی‌های تیره بیشتر در سمت چپ نمودار و



شکل ۵- نمودارهای توصیفی برای نمونه‌های گرانیتوئیدی باتولیت تخت. (A) نمودار ACF برای گرانیتوئیدها (Healy *et al.*, 2004). نمونه‌های بررسی شده مشابه گرانیتوئیدهای نوع I کمرند چین خورده لاکلن استرالیا است؛ (B) نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های بررسی شده (Irvine and Baragar, 1971; Kuno, 1968).

بلورهای فلدسپار پتاسیم از نمونه آلکالی فلدسپار گرانیت تجزیه نقطه‌ای شد. این بلورها به شدت غنی از ارتوکلاز بوده و حدود ۸۰ تا ۸۵ درصد ارتوکلاز دارد. در همین نمونه پلاژیوکلازها به شدت غنی از جزو آلبیت (حدود ۸۳ درصد آلبیت) است که این امر تخلیه شدن ماگمای باقی‌مانده در Ca در طول تبلور تفریقی در آشیانه ماگمایی را نشان می‌دهد.

آمفیبول

کلیه آمفیبول‌های تجزیه شده به غیر از یک نمونه، ویژگی مگنزیم‌هورنبلند دارد (جدول ۳). در نمونه‌های D-10 و D-12 بالا بودن مقدار آهن در نمونه‌ها باعث شده تا آمفیبول‌ها ویژگی فری یا فرو-مگنزیم‌هورنبلند را نشان دهد. در نمونه E-10 آمفیبول‌ها ویژگی اکتینولیتیک‌هورنبلند تا اکتینولیت نشان می‌دهد. ممکن است این آمفیبول‌ها حاصل دگرسانی کلینوپروکسن باشد که اکنون ویژگی یک آمفیبول آبدار (شاید

پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم

بلورهای پلاژیوکلاز در انواع سنگ‌های مختلف دارای محدوده ترکیبی به نسبت وسیعی از Ca و Na است (جدول ۲). پلاژیوکلاز در نمونه‌های اسیدی‌تر مانند C-6 (آلکالی فلدسپار گرانیت) و D-12 و I-9 (گرانودیوریت-تونالیت) غنی از Na (بین ۵۲ و ۸۳ درصد آلبیت) است. مقدار Ca به سمت حاشیه کاهش ملایمی می‌یابد. پلاژیوکلاز در نمونه‌های با کوارتز کمتر مانند B-10 و I-10 (دیوریت) و E-10 (کوارتز دیوریت) غنی از Ca (بین ۴۵ و ۵۸ درصد آنورتیت) است. مقدار Ca به سمت حاشیه کاهش ملایمی می‌یابد. این کاهش ملایم در مقدار کلسیم به سمت حواشی بلورهای پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که تبلور تفریقی در آشیانه ماگمایی بدون اختلاط ماگمایی رخ داده است. بنابراین، نتیجه می‌شود که آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک نتیجه تبلور زود هنگام بخش‌های دیرگداز بوده که در مراحل تزریق بعدی به صورت آنکلاو درون توده اصلی گسترش دارد.

نمونه I-10 و E-10 و Al^{IV} (مانند نمونه I-10 و D-10) را در یک نقطه تجزیه شده دارد، حرارت بالاتری را نشان می‌دهد. نقطه‌های تجزیه شده‌ای از هورنبلند که بالاترین مقدار اکسیدها و ترکیبات $Na_2O(A)$ ، XFe ، TiO_2 و Al^{IV} را دارد در محدوده مگنزیوهورنبلند قرار می‌گیرد.

اورالیت) را نشان می‌دهد. این بلورها ترکیب اکتینولیت-ترمولیت دارد که در این پژوهش مد نظر قرار نگرفته‌اند. بلورهای هورنبلند که بالاترین مقادیر TiO_2 (مانند نمونه I-10)، $Na_2O(A)$ (مقدار Na_2O در موقعیت استیکومتری A: مانند نمونه I-10 و B-10)، $MgO/(MgO+FeO)$ (مانند

جدول ۲- تجزیه نقطه‌ای بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم از سنگ‌های گرانیتی با ترکیب مختلف

Comment	D-12-Pl	D-12-Pl	I-9-Pl	I-9-Pl	I-10-Pl	I-10-Pl	E-10-Pl
SiO ₂	62.74	62.74	57.91	57.76	54.69	54.13	57.05
Al ₂ O ₃	23.24	23.18	25.77	25.69	28.13	28.69	27.28
Fe ₂ O ₃	0.14	0.17	0.68	0.63	0.51	0.51	0.24
CaO	4.47	4.56	7.72	7.65	10.55	11.47	9.39
Na ₂ O	8.33	8.34	6.56	6.58	5.19	4.91	6.02
K ₂ O	0.68	0.66	0.80	0.82	0.28	0.27	0.33
BaO	0.07	0.08	0.03	0.01	0.06	0.09	0.02
Total	99.68	99.73	99.47	99.14	99.41	100.07	100.34
Structural formulae on the basis of 8 oxygens							
Si	2.45	2.54	2.61	2.61	2.48	2.45	2.55
Al	1.55	1.45	1.37	1.37	1.51	1.53	1.44
Fe	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Ca	0.54	0.46	0.37	0.37	0.51	0.56	0.45
Na	0.41	0.52	0.57	0.58	0.46	0.43	0.52
K	0.01	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.98	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	4.99
An	0.56	0.46	0.38	0.37	0.52	0.55	0.45
Ab	0.42	0.52	0.58	0.58	0.46	0.43	0.53
Or	0.01	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02

ادامه جدول ۲- ...

Comment	E-10-Pl	B-10-Pl	B-10-Pl	C-6-Pl	C-6-Pl	C-6-Kfs	C-6-Kfs
SiO ₂	57.33	54.49	56.83	66.10	65.86	64.95	65.15
Al ₂ O ₃	27.35	28.57	27.16	21.67	21.82	18.74	18.66
Fe ₂ O ₃	0.31	0.46	0.37	0.11	0.21	0.12	0.13
CaO	9.20	11.11	9.33	2.57	2.74	0.02	0.04
Na ₂ O	6.22	5.03	6.05	9.72	9.47	1.78	2.12
K ₂ O	0.29	0.21	0.33	0.56	0.59	14.21	13.93
BaO	0.04	0.05	0.07	0.02	0.00	0.43	0.39
Total	100.74	99.93	100.14	100.74	100.69	100.25	100.43
Structural formulae on the basis of 8 oxygens							
Si	2.56	2.46	2.55	2.89	2.88	2.98	2.99
Al	1.44	1.52	1.44	1.12	1.12	1.02	1.01
Fe	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.44	0.54	0.45	0.12	0.13	0.00	0.00
Na	0.54	0.44	0.53	0.82	0.80	0.16	0.19
K	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.83	0.81
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	5.00	4.99	5.00	4.98	4.97	5.00	5.01
An	0.44	0.54	0.45	0.12	0.13	0.00	0.00
Ab	0.54	0.44	0.53	0.84	0.83	0.16	0.19
Or	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.84	0.81

جدول ۳- تجزیه نقطه‌ای بلورهای آمفیبول از سنگ‌های گرانیتی تخت با ترکیب مختلف

Sample	I-10	I-10	I-9	I-9	E-10	E-10
Mineral	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl
Type of rock	Gab. Di	Gab. Di	Gab. Di	Gab. Di	Qtz Di.	Qtz Di.
SiO ₂	44.38	44.55	45.52	45.24	47.50	47.66
TiO ₂	2.36	2.26	1.70	1.20	1.17	1.19
Al ₂ O ₃	10.36	10.26	8.06	10.22	6.59	6.63
FeO*	11.00	11.63	16.55	10.47	16.44	16.64
MnO	0.17	0.15	0.54	0.21	0.65	0.67
MgO	14.35	13.80	11.71	15.04	12.39	12.34
CaO	11.79	11.60	10.63	11.79	10.68	10.70
Na ₂ O	1.88	1.86	1.94	1.99	1.46	1.43
K ₂ O	0.87	0.77	0.44	0.50	0.38	0.36
BaO	0.15	0.13	0.03	0.10	0.01	0.02
Cl	0.01	0.01	-	0.00	-	-
Total	97.32	97.01	97.11	96.75	97.27	97.64
Structural formulae on the basis of 23 oxygens						
Si	6.475	6.525	6.720	6.568	6.944	6.941
Al (IV)	1.525	1.475	1.280	1.432	1.056	1.059
Al (VI)	0.257	0.295	0.122	0.317	0.079	0.079
Ti	0.259	0.249	0.189	0.131	0.129	0.131
Fe (III)	0.353	0.355	0.753	0.522	0.871	0.893
Fe (II)	0.989	1.069	1.290	0.749	1.139	1.133
Mn	0.021	0.018	0.067	0.026	0.080	0.083
Mg	3.121	3.013	2.577	3.255	2.700	2.679
Ca	1.843	1.820	1.681	1.834	1.673	1.670
Na	0.532	0.528	0.555	0.560	0.414	0.404
K	0.162	0.143	0.082	0.092	0.070	0.067
Ba	0.008	0.008	0.001	0.006	0.001	0.001
Cl	0.002	0.002	-	0.000	-	-
Total	15.547	15.501	15.332	15.492	15.166	15.148
OH*	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (B)	0.157	0.180	0.307	0.166	0.319	0.324
(Na+K) (A)	0.537	0.492	0.330	0.486	0.165	0.147
Mg/(Mg+Fe(II))	0.759	0.738	0.666	0.813	0.703	0.703
Fe(III)/(Fe(III)+Al(VI))	0.579	0.546	0.860	0.622	0.916	0.918
Mg/(Mg+Fe*)	2.325	2.115	1.261	2.561	1.343	1.322
Amphibole group	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic
Amphibole names	Mag-Tsch. Hbl	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
P (kbar)						
Hammarstrom & Zen 86	5.0	5.0	2.3	4.9	1.8	1.9
Hollister <i>et al.</i> , 87	5.3	5.2	2.2	5.1	1.7	1.8
Johnson & Rutherford 89	4.1	4.0	1.7	3.9	1.4	1.5
Schmidt 92	5.5	5.4	2.8	5.3	2.4	2.5

ادامه جدول ۳- ...

Sample	B-10	B-10	D-12	D-12	C-6	C-6
Mineral	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Act	Act
Type of rock	Diorite	Diorite	Granodi	Granodi	Granite	Granite
SiO ₂	46.21	46.29	48.23	48.54	50.73	51.26
TiO ₂	2.06	2.01	1.07	0.96	0.71	0.72
Al ₂ O ₃	7.59	7.57	6.46	6.19	4.47	4.00
FeO*	14.13	14.62	15.34	14.89	13.86	13.86
MnO	0.32	0.33	0.53	0.50	0.64	0.63
MgO	13.29	13.31	13.63	13.75	14.48	14.69
CaO	11.01	11.00	10.62	10.50	11.39	11.17
Na ₂ O	1.62	1.64	1.31	1.27	0.85	0.83
K ₂ O	0.66	0.66	0.34	0.32	0.45	0.37
BaO	0.03	0.00	0.01	0.04	0.03	0.02
Cl	-	-	-	-	0.38	0.40
Total	96.92	97.43	97.54	96.96	97.98	97.95
Structural formulae on the basis of 23 oxygen						
Si	6.778	6.754	6.948	7.016	7.307	7.360
Al (IV)	1.222	1.246	1.052	0.984	0.693	0.640
Al (VI)	0.090	0.056	0.044	0.070	0.066	0.037
Ti	0.227	0.221	0.116	0.104	0.077	0.078
Fe (III)	0.617	0.712	1.053	1.018	0.636	0.711
Fe (II)	1.117	1.072	0.795	0.782	1.033	0.954
Mn	0.040	0.040	0.065	0.062	0.078	0.077
Mg	2.906	2.895	2.927	2.963	3.109	3.144
Ca	1.730	1.720	1.639	1.626	1.758	1.718
Na	0.461	0.464	0.366	0.356	0.236	0.230
K	0.124	0.123	0.062	0.059	0.082	0.068
Ba	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001
Cl						
Total	15.321	15.310	15.076	15.051	15.170	15.114
OH*	2.00	2.00	2.00	2.00	1.91	1.90
(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	1.990	1.994	1.948
Na (B)	0.265	0.277	0.354	0.356	0.236	0.230
(Na+K) (A)	0.320	0.310	0.075	0.059	0.082	0.068
Mg/(Mg+Fe(II))	0.722	0.730	0.787	0.791	0.751	0.767
Fe(III)/(Fe(III)+Al(VI))	0.872	0.927	0.960	0.935	0.906	0.951
Mg/(Mg+Fe*)	1.677	1.623	1.584	1.646	1.862	1.889
Amphibole group	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic		
Amphibole names	magnesian-hornblende	magnesian-hornblende	magnesian-hornblende	magnesian-hornblende	actinolitic hornblende	actinolitic hornblende
P (kbar)						
Hammarstrom & Zen 86	2.6	3.2	1.4	2.1		
Hollister <i>et al.</i> , 87	2.6	3.2	1.2	2.0		
Johnson & Rutherford 89	2.0	2.5	1.0	1.6		
Schmidt 92	3.2	3.7	2.0	2.7		

جایگزینی باتولیت تخت استفاده شد و برای تعیین عمق جایگزینی از مقدار Al در بلورهای آمفیبول در حضور بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز و چندین نمودار توصیفی بلورهای آمفیبول سود برده شد. جدول ۳ فشارسنجی‌های انجام شده بر روی بلورهای آمفیبول را به نمایش می‌گذارد و جدول ۵ دماهای تعیین شده به وسیله حرارت‌سنج‌ها را نشان می‌دهد.

بررسی نمودارهای توصیفی بیوتیت به منظور تعیین دمای تبلور بلورهای بیوتیت و در نتیجه دمای تشکیل سنگ (شکل ۷-۸) نشان می‌دهد که بیوتیت‌های سنگ‌های گابروی دیوریتی و دیوریتی در دماهای بیش از ۸۰۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. در مقابل، دمای تبلور بیوتیت‌های سنگ‌های گرانودیوریتی-مونوزوگرانیته و سینیوگرانیته-آلکالی فلدسپار گرانیتی به ترتیب در دماهای بین ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد و ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد است. همچنین، نمودارها توصیفی حرارت‌سنجی آمفیبول‌ها (شکل‌های ۷-۸، C و D) نشان می‌دهد که بیوتیت انواع گابروی دیوریتی و دیوریتی در دماهای بالاتر از انواع سنگی حدواسط (گرانودیوریت) و فلسیک (آلکالی فلدسپار گرانیت) متبلور شده است.

بررسی نمودارهای توصیفی آمفیبول برای تعیین فشار حاکم در زمان تبلور بلورهای آمفیبول و در نتیجه سنگ (شکل ۷-۸) نشان می‌دهد که فشارهایی بین ۲ تا ۴ کیلوبار بر آشیانه ماگمایی حاکم بوده است. نتیجه کلی بر اساس حرارت‌سنج‌ها و فشارسنج‌ها نشان می‌دهد که شرایط عمق جایگزینی فشارهایی بین ۱/۵ و ۳/۵ کیلوبار (عمیق بین ۵/۵ و ۱۰/۵ کیلومتر) و حرارت‌هایی بین ۶۵۰ و ۹۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. چنین شرایطی گویای نفوذ باتولیت تخت به پوسته بالایی قاره‌ای کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر در زمان الیگومیوسن است.

هورنبلندهای زمینه به لحاظ کانی‌شناسی همگی دارای TiO₂ تقریباً یکنواختی از هسته به سمت حاشیه است. اما مقدار آن از گابروی دیوریتی به سمت آلکالی فلدسپار گرانیت کاهش می‌یابد. این کاهش همراه با کاهش Fe₂O₃، MgO، Na₂O و SiO₂ و افزایش Al_{total}، Al^{VI}، Al^{IV} و FeO است. دلایل این کاهش و افزایش در عناصر به علت تبلور تفریقی و کاهش حرارت در مذاب باقی‌مانده است. به علت کاهش عناصر بالا در طول تبلور، کاتیون‌های غیر متحرک Al^{VI} و Al^{IV} و آلومینیم کل Al_{tot} افزایش می‌یابد. زیرا در هورنبلند Al^{VI} می‌تواند جانشین Fe⁺³ شود، به همین دلیل مقادیر Fe⁺³ در قسمت‌های تفریق یافته (مانند آلکالی فلدسپار گرانیت) به شدت افزایش می‌یابد.

بیوتیت

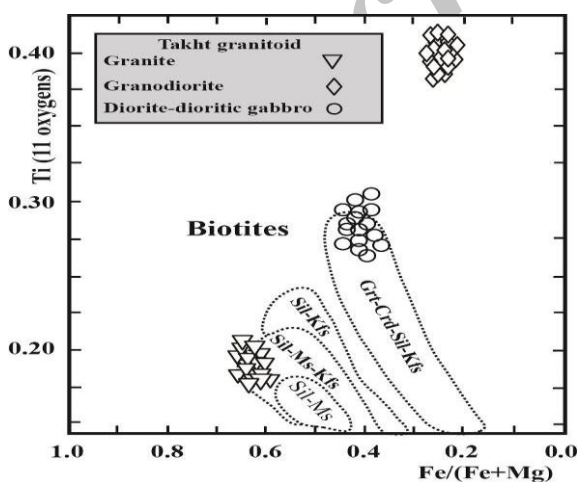
دانه‌های بیوتیت در کلیه انواع سنگی دارای محدوده ترکیبی وسیعی از نظر TiO₂ و FeO/(FeO+MgO) است. گابروهای دیوریتی و دیوریت‌ها دارای بیوتیت‌های غنی از TiO₂ است (جدول ۴ و شکل ۶). چنین سنگ‌هایی دارای بیوتیت‌های دانه‌ریزتر و دارای مقدار Mg بالایی است. در مقابل بیوتیت‌هایی تونالیتی-گرانودیوریتی-مونوزوگرانیته دارای دانه‌های فقیرتر از نظر TiO₂ است. بنابراین، سنگ‌هایی که بیوتیت آنها دارای TiO₂ کم‌تری است، دماهای تبلوری کم‌تری را تحمل کرده‌اند. چنین مطلبی در مورد نمونه‌های گرانیتی پرآلومینوس ضعیف نیز صادق است. در هر حال، ترکیب بیوتیت‌ها در سنگ‌های مختلف تحت تأثیر شرایط حرارتی و ترکیب مذابی است که چنین بلورهایی از آن متبلور می‌شود.

ژئوترموبارومتری

در این مطالعه از دو حرارت‌سنج پلاژیوکلاز-آمفیبول و پلاژیوکلاز-ارتوکلاز و نمودارهای توصیفی آمفیبول و بیوتیت برای تعیین دما در حین

جدول ۴- تجزیه نقطه‌ای بلورهای بیوتیت از سنگ‌های گرانیتی تخت با ترکیب مختلف

Sample	I-9	I-9	I-10	I-10	B-10	B-10	D-12	D-12	E-10	E-10	C-6	C-6
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Type of rock	Gab. Di	Gab. Di	Gab. Di	Gab. Di	Diorite	Diorite	Granodi	Granodi	Qtz Di	Qtz Di	Granite	Granite
SiO ₂	38.64	38.69	37.69	37.87	38.27	38.09	37.90	38.09	38.05	38.05	39.65	39.04
TiO ₂	7.36	7.43	7.43	7.39	4.85	4.93	5.30	5.11	4.69	4.76	3.10	3.05
Al ₂ O ₃	13.21	13.05	13.35	13.47	13.09	12.91	13.20	13.04	13.08	13.31	14.65	14.56
FeO	9.91	9.46	10.71	9.79	15.53	15.54	16.93	17.13	16.58	16.67	21.03	21.78
MgO	15.76	16.40	16.17	16.42	13.95	13.68	12.55	12.90	12.85	13.04	7.46	7.29
MnO	0.17	0.11	0.08	0.12	0.24	0.14	0.24	0.19	0.24	0.22	1.13	1.09
Na ₂ O	0.32	0.33	0.27	0.30	0.21	0.29	0.15	0.09	0.11	0.10	0.14	0.13
K ₂ O	10.20	10.32	9.58	9.70	9.78	9.62	9.99	9.98	9.31	9.13	8.13	7.78
Total	95.58	95.79	95.28	95.06	95.92	95.20	96.25	96.53	94.91	95.28	95.29	94.72
Structural formulae on the basis of 23 oxygens												
Si	5.650	5.638	5.540	5.558	5.712	5.726	5.684	5.697	5.751	5.723	6.021	5.985
Al ^{IV}	2.277	2.241	2.314	2.330	2.288	2.274	2.316	2.303	2.249	2.277	1.979	2.015
Ti ^{IV}	0.073	0.121	0.146	0.112	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	7.927	7.879	7.854	7.888	0.015	0.013	0.017	-0.004	0.082	0.082	0.644	0.616
Ti	0.737	0.693	0.676	0.704	0.545	0.557	0.598	0.575	0.533	0.538	0.354	0.352
Fe ²⁺	1.212	1.153	1.316	1.201	1.938	1.954	2.124	2.143	2.096	2.097	2.671	2.792
Mg	3.434	3.562	3.543	3.592	3.103	3.066	2.807	2.876	2.894	2.924	1.690	1.667
Mn	0.021	0.014	0.010	0.014	0.030	0.018	0.030	0.024	0.031	0.028	0.146	0.141
Na	0.092	0.093	0.077	0.085	0.062	0.085	0.042	0.025	0.033	0.029	0.042	0.039
K	1.902	1.919	1.797	1.815	1.862	1.845	1.912	1.904	1.794	1.753	1.575	1.521
Total	15.39	15.43	15.41	15.41	15.555	15.537	15.530	15.544	15.46	15.45	15.122	15.128
XFe	0.26	0.24	0.27	0.25	0.38	0.39	0.43	0.43	0.42	0.42	0.61	0.63



شکل ۶- نمودارهای توصیفی برای بیوتیت. ترسیم Ti (بر اساس اکسیژن ۱۱) در مقابل XFe (Robinson, 1991) بلورهای بیوتیت

جدول ۵- ترمومتری بر اساس هورنبلند-پلاژیوکلاز سنگ‌های گرانیتی با ترکیب مختلف

Sample	D-12	I-10	B-10	E-10
T (kbar)				
Holland and Blundy, 94	815	850	818	820
Blundy and Holland, 90	725	721	642	602

محیط تکتونیک

به اتمام رسیده باشد. سن توده‌های نفوذی تخت سیرجان نیز همین زمان‌ها را نشان می‌دهد (Dimitrijevic, 1973). در ادامه، گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی فرورو (Molinari *et al.*, 2005؛ Ghasemi and Talbot, 2006؛ Jahangiri, 2007؛ Hafkenscheid *et al.*, 2006؛ Arfania and Shahriari, 2008؛ Omrani *et al.*, 2009؛ Dargahi *et al.*, 2009؛ Kheirkhah *et al.*, 2009؛ Mirnejad *et al.*, 2010؛ Dilek *et al.*, 2010؛ Ghorbani and Agard *et al.*, 2011؛ Rezaei-Kahkhaei *et al.*, 2011؛ Bezenjani, 2011) باعث صعود گنبد گوشته‌ای (mantle plume) و در نتیجه، فرآیند برخاستگی حرارتی در استنوسفر شده است. این فرآیند باعث برخاستگی در گوشته بالایی شد. زیرا این شکست باعث کاهش فشار به صورت آدیاباتیک می‌شده است (شکل ۸-۸). همچنین، کنده شدن و فرو رفتن تیغه در گوشته باعث رها شدن سیستم کشش به گوشته شده است. در نتیجه، لبه باقی‌مانده لیتوسفر فرو رو و پهنه بالای فرورانش به سمت بالا منتقل شده و این انتقال باعث کاهش فشار به صورت آدیاباتیک بوده است. چنین کاهش فشاری خود باعث ذوب جزئی در منتل بالایی و بالا آمدن این بخش‌ها شده است. با کاهش بیشتر عمق بخش‌های برخاسته، فرآیند ذوب شدیدتر انجام شده و مذاب تولیدی توانسته است همراه بخش‌های دیرگدازتر به سمت بالا به صورت پلام‌های کوچک گوشته‌ای حرکت نماید (برخاستگی حرارتی). در نتیجه، امکان جدایش تدریجی مذاب‌ها از این گنبد‌های گوشته‌ای فراهم شده است. توسعه گسل‌های حاصل از این تنش خود باعث کاهش بیشتر فشار و جدایش راحت‌تر مذاب‌های بخشی می‌شده است. البته ممکن است که ورود این مذاب‌ها به قاعده پوسته

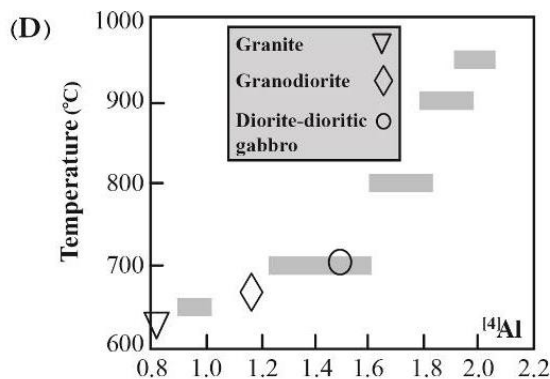
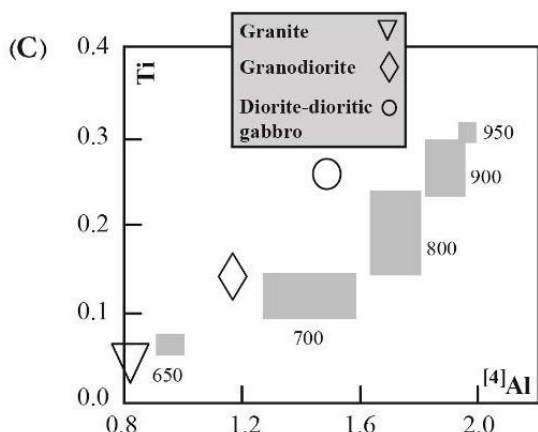
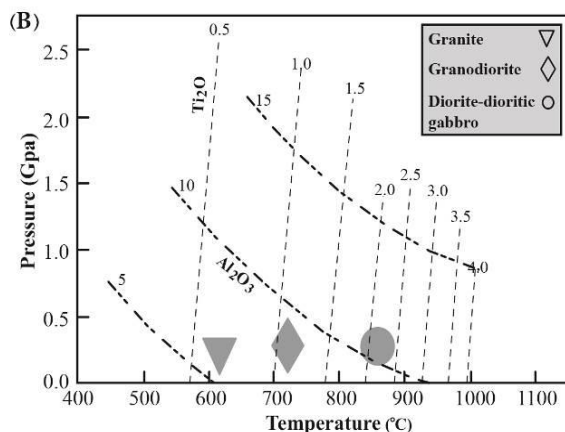
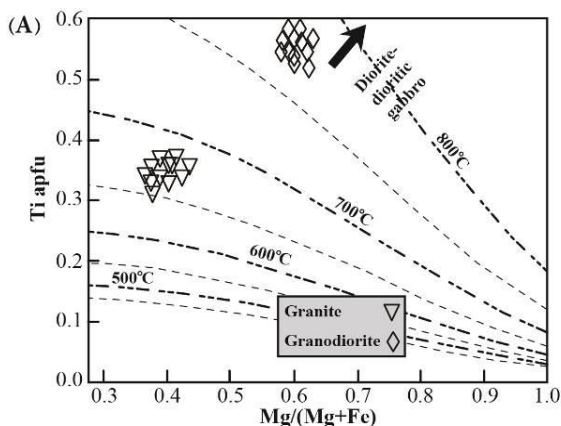
فرورانش مایل (اریب) به زیر ایران مرکزی (Elmas and Berberian and King, 1981؛ Mohajjel *et al.*, 2003؛ Yilmaz, 2003؛ Molinari *et al.*, 2005؛ McClay *et al.*, 2004) باعث شد تا در لبه جنوب‌غربی آن تنش‌هایی از نوع برشی توسعه یابد (McClay *et al.*, 2004) و در نتیجه آن فضاهایی در اثر این نیروهای برشی در قسمت‌های بالایی پوسته حاصل شد. چنین شرایطی دو اثر را در این بخش از سرزمین ایران به جا گذاشت: الف) با ایجاد چنین فضاهایی، فشارهای لیتواستاتیک کاهش یافته، در نتیجه این فرآیند، ذوب کاهش فشاری در قاعده پوسته رو قرار گرفته (supra subduction zone) یا در گوه گوشته‌ای زیر این قسمت صورت گرفته، باعث تولید مذاب‌های نوع I شده است. ب) عملکرد نیروهای برشی باعث فعال شدن سیستم‌های گسلی شده و در نتیجه آن مسیرهای مناسب برای انتقال این مذاب‌ها به بخش‌های بالایی پوسته فراهم شده است.

در نهایت مذاب‌های متحرک در آشیانه‌های پوسته قاره‌ای بالایی لبه کمربند ماگمایی ارومیه-دختر متوقف و با تبلور تفریقی، توده‌های گرانیتوئیدی نوع I را ایجاد نمود. این گرانیتوئیدها ماهیت کالک‌آلکان داشته، همراه با داسیت‌ها-آندزیت‌ها و کانسارهای مس-مولیبدن و شواهد دیگر ذکر شده در ابتدای قسمت بحث، ویژگی پهنه فرورانشی دارد.

فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طول ائوسن (شکل ۸-۸) باعث شد تا سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان حدواسط در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر توسعه یابد. شاید در طول زمان‌های اواخر الیگوسن و در طول میوسن (Berberian and King, 1981) فرآیند فرورانش

همزمان باعث تولید مذاب‌های گرانیتی کالک‌آلکان نوع I کردیلریایی تخت سیرجان شده است.

قاره‌ای پهنه ارومیه-دختر نیز عامل دیگری برای تولید مذاب‌های باتولیت تخت بوده باشد. به هر حال یکی از این دو فرآیند یا هر دو به طور



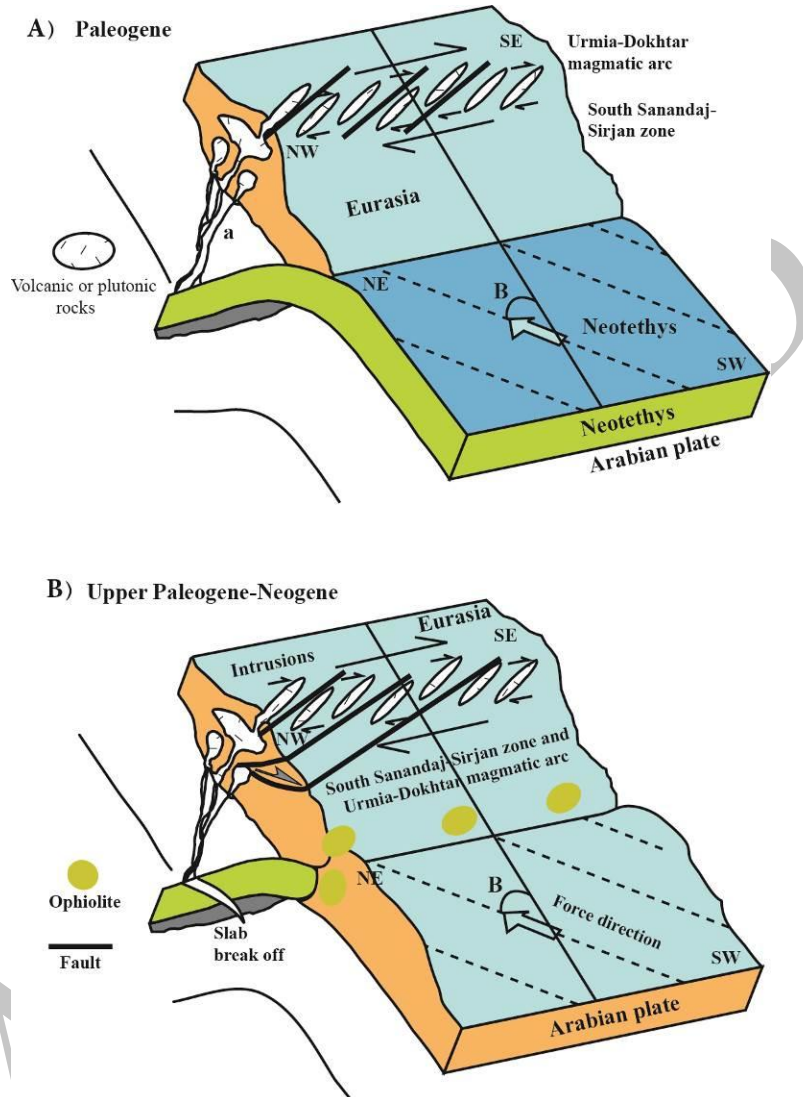
شکل ۷- نمودارهای حرارت-سختج و فشار-سختج توصیفی بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت و آمفیبول: (A) مقدار Ti در فرمول شیمیایی بیوتیت در مقابل مقدار X_{Fe} (Henry and Guidotti, 2002) (B) تعیین مقدار فشار و حرارت بر اساس منحنی‌های هم‌ترکیبی TiO_2 و Al_2O_3 بلورهای آمفیبول (Ernst and Liu, 1998) (C) و (D) تعیین دمای تشکیل آمفیبول‌ها بر اساس مقدار Ti و $[4]Al$ (Ernst and Liu, 1998).

ناشی از فرورانش مایل، ایجاد شده است و سپس در اثر عملکرد گسل‌های عمیق مرتبط با این فرورانش مایل به داخل پوسته قاره‌ای بالایی تزریق شده است. این آشیانه، در دماهای بین ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد، تبلور تفریقی تحت شرایط عمق حدود ۵/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتر را تحمل نموده و مجموعه سنگی از گابروی دیوریتی تا آلکالی‌فلدسپارگرانیت را ایجاد نموده است. بخش‌های تیره‌تر (گابروهای دیوریتی-دیوریت) در

نتیجه‌گیری
باتولیت تخت سیرجان یک توده با ماهیت گرانیتی نوع I کالک‌آلکان کردیلریایی است که در زمان الیگومیوسن در اثر فرورانش مایل (oblique subduction) زیر لبه جنوب‌غرب ایران مرکزی (کمربند ماگمایی ارومیه-دختر) ایجاد شده است. این باتولیت در اثر ذوب کاهش فشاری قاعده پوسته قاره‌ای رو قرار گرفته (supra subduction zone) یا گوه گوشته‌ای زیر این پهنه،

دماهایی بین ۶۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد متبلور شده است.

دماهایی بین ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد و بخش‌های روشن‌تر (گرانودیوریت-گرانیت) در



شکل ۸- مدل تکتونیکی تشکیل باتولیت تخت در بخش جنوبی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر. فرورانش مایل نه تنها باعث ذوب بخشی بلکه باعث ایجاد فضای لازم برای تزریق این باتولیت شده است.

سپاسگزاری

آزمایش الکترون میکروپروب و تهیه مقاطع نازک تشکر می‌شود. همچنین، از جناب آقای دکتر عباس مرادیان شهربابکی از دانشگاه شهید باهنر کرمان به خاطر ارائه پیشنهادات ارزنده در جهت بهبود مطالب و جناب آقای دکتر علیرضا شاکر اردکانی به خاطر مساعدت در نمونه‌برداری صحرائی قدردانی می‌شود. در پایان، از وزارت

نگارندگان از جناب آقای پروفیسور دکتر فولکر شنک و جناب آقای پیتر اپل که شرایط لازم برای انجام آزمایش‌های مختلف را در دانشگاه کیل آلمان فراهم نمودند سپاسگزاری می‌نمایند. از سرکار خانم آستروئید واینکاف و آقای آندریاس فیلر به خاطر آماده‌سازی نمونه‌های سنگی برای

علوم، تحقیقات و فناوری جمهوری اسلامی ایران، دانشگاه‌های ارومیه، شهید باهنر کرمان و کیل
 آلمان به خاطر همکاری در انجام این پژوهش
 سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Mineralogical Magazine* 148: 692-725.
- Alamina, Z., Karimpour, M. H., Homan, S. M. and Finger, F. (2013) Geochemistry and geochronology of Upper Cretaceous, magnetite series granitoids, Arghash-GhasemAbad, NE Iran. *Petrology* 3(12): 103-118 (in Persian).
- Arfania, R. and Shahriari, S. (2009) Role of southeastern Sanandaj–Sirjan zone in the tectonic evolution of Zagros orogenic belt, Iran. *Island Arc* 18: 555-576.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 474-489.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and Tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Sciences* 20: 163-183.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd edition, Blackwell Publication, Oxford.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. and De La Rosa, J. D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granitic-type classification and nomenclature. *Earth Science Review* 31: 237-253.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite type. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chen, W-P. and Chen, C-Y. (2004) Seismogenic structures along continental convergent zones: from oblique subduction to mature collision. *Tectonophysics* 385: 105-120.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190-204.
- Delteil, J., Stéphan, J-F., Mercier de Lépinay, B. and Ruellan, É. (2003) Wrench tectonics flip at oblique subduction. A model from New Zealand. *Comptes Rendus Geosciences* 335: 743-750.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- Dimitrijevic, M. D. (1973) *Geology of Kerman region.. Report no Yu/52. Geological Survey of Iran.*
- Elmas, A. and Yilmaz, Y. (2003) Development of an oblique subduction zone-Tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey. *International Geology Review* 45: 827-840.

- Ernst, W. G. and Liu, J. (1998) Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semi-quantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83: 952-969.
- Fazlnia, A. N. and Moradian, A. (2002) Tectonomagmatic environment of Chahar-Gonbad granitoids in Sirjan. 5th Conference of Geological Society of Iran, Tehran University, Iran (in Persian).
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Ghorbani, M. R. and Bezenjani, R. N. (2011) Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc* 20: 188-202.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R. and Spakman, W. (2006) Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 111: 1-26.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Harris, N., Ayres, M. and Massey, J. (1995) Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite-implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research* 100: 15767-15777.
- Healy, B., Collins, W. J. and Richards, S. W. (2004) A hybrid origin for Lachlan S-type granites; the Murrumbidgee batholith example. *Lithos* 78: 197-216.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (2002) Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *American Mineralogist* 87: 375-382.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Irvine T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M. (2002) Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International* 148: 214-245.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Khan Nazer, N. and Emami, H. (1997) Geological map of Chahar-Gonbad. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7249, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. and Emami, M. (2009) Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182: 1-12.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kuno, H. (1968) Differentiation of basalt magmas. In: *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks*

- of basaltic composition (Eds. Hess, H. H. and Poldervaart, A.) 2: 623-68, Interscience, New York.
- Maggi, A. and Priestly, K. (2005) Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal of International* 168: 1068-1080.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and Richards, M. (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* 21: 857-877.
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B. L. and Taylor, B. E. (2010) Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 288-296.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X. (2005) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros mountains, Iran recent slab break-Mountains, Iran recent slab break-off. *Terra Nova* 17: 1-6.
- Niwa, M. (2006) The structure and kinematics of an imbricate stack of oceanic rocks in the Jurassic accretionary complex of central Japan: an oblique subduction model. *Journal of Structural Geology* 28: 1670-1684.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Pitcher, W. S. (1997) *The nature and origin of granite*. 2nd edition, Chapman and Hall, London.
- Pourhosseini, F. (1983) Petrogenesis of Iranian plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. no. 53, Geological Survey of Iran.
- Raymond, L. A. (2007) *Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. 5th edition, McGraw Hill, Boston, United States of America.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst and R. J., Esmaeily, D. (2011) Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab-Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42: 499-514.
- Robinson, P. (1991) The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *American mineralogist* 76: 1781-1810.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.
- Tabatabaiemanesh, S. M., Mirlohi, A. S. and Movahedi, M. (2011) Petrology and mineral chemistry of Ochestan granitoids. *Petrology* 2(7): 51-74 (in Persian).

Penetrative conditions and tectonomagmatic setting of the Takht granitic batholith, Sirjan

Abdolnaser Fazlnia *, Susan Jamei and Amin Jafari

Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Abstract

The Takht granitic batholith of Sirjan contains gabbro-diorite to alkali-feldspar granite in composition. The batholith was emplaced in the south of the Urmia-Dokhtar magmatic belt in the Oligo-Miocene. The depth and temperature of the emplacement of the batholith is between 5.5 and 10.5 km and 750 to 900°C, respectively. The crystallization conditions of the rocks were examined on the base of chemical composition of minerals using the thermometers and barometers description diagrams provided by previous researchers. Hydrous minerals such as biotite and amphibole crystallized along with plagioclase, quartz, clinopyroxene, titanite, apatite, and magnetite under subsolidus condition. The nature of the batholith is calc-alkaline and cordilleran I- type. Lithological changes in the batholith are due to fractional crystallization. The injection of the Takht batholith is related to the last stages of Neotethys subduction activity under neath the Central Iranian plate. Oblique subduction created appropriate spaces in the edge of the Central Iran. Hence, partial melting occurred due to decompression in the mantle wedge or base of the lower crust. The melts, which were gabbro-diorite to granite in composition, were injected into these spaces.

Key words: Biotite, Hornblende, Thermobarometry, Metaluminous granitoid, Oblique subduction, Takht, Sirjan