

پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونو ماگماتیسیم سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار، ایران

حمید رحمانی^(۱*)، سید محمد پورمعافی^۲، منصور قربانی^۳، فریبرز مسعودی^۴
ابوالفضل سلطانی^۴

۱. کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۴. استادیار گروه عمران، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تربیت دبیر شهید رجایی

تاریخ دریافت: ۸۹/۹/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۱/۳/۱۷

چکیده

کمپلکس تکنار واقع در پهنه ساختاری تکنار، بخشی از شمال خرد قاره ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد و در ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان بردسکن واقع است. کمپلکس تکنار با سن حدودی اواخر ژوراسیک پایانی - کرتاسه آغازین، نتیجه ماگماتیسیم وسیع شمال خرد قاره ایران مرکزی و حاصل پدیده کوهزایی سیمین میانی و پسین است. این کمپلکس از سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل لوکوگرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و گرانوفیر تشکیل شده است. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار است و بافت‌های ترکیبی پورفیروئید، پرتیتیک و گرانوفیریک نیز در آن‌ها به صورت پراکنده دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این مجموعه سنگی شامل ارتوکلاز و میکروکلین با رشد توأم تارتن به همراه کوارتز بی‌شکل است. گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌های این مجموعه به دلیل فراوانی کانی بیوتیت، رنگ تیره دارند و کانی پلاژیوکلاز در آن‌ها عمدتاً به صورت زونینگ نرمال دیده می‌شود. در بعضی از نمونه‌های گرانودیوریتی علاوه بر بیوتیت کانی هورنبلند نیز قابل مشاهده است. گرانوفیرهای این مجموعه، عموماً به صورت آپوفیزهای کوچک در داخل سنگ‌های قدیمی تر نفوذ کرده‌اند.

ماگماتیسیم این سنگ‌ها از نوع کالک آلکالن با میزان پتاسیم متوسط تا بالا بوده و از نوع گرانیت‌های تیپ I با ماهیت متآلومین تا اندکی پرآلومین هستند. سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی از عناصر ناسازگار دارای پتانسیل یونی پایین و متحرک (LILE) نظیر (Ba, K, Rb) به همراه Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این در حالی است که عناصر با پتانسیل یونی بالا و غیر متحرک (Nb تا Yb)، فراوانی نسبتاً پایینی در این سنگ‌ها دارند. غنی‌شدگی عناصر LILE از قبیل La, Ta, Ti, Nb, U, Th به همراه Pb و تهی‌شدگی عناصری چون Ta, Ti, Nb می‌تواند نشان دهنده یک مذاب با منشأ پوسته‌ای باشند. محیط تشکیل سنگ‌های این کمپلکس، یک محیط کمان آتشفشانی (VAG) در حاشیه قاره است و با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی مرتبط است.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید، تیپ I، عناصر ناسازگار، کمان آتشفشانی، نئوتتیس.

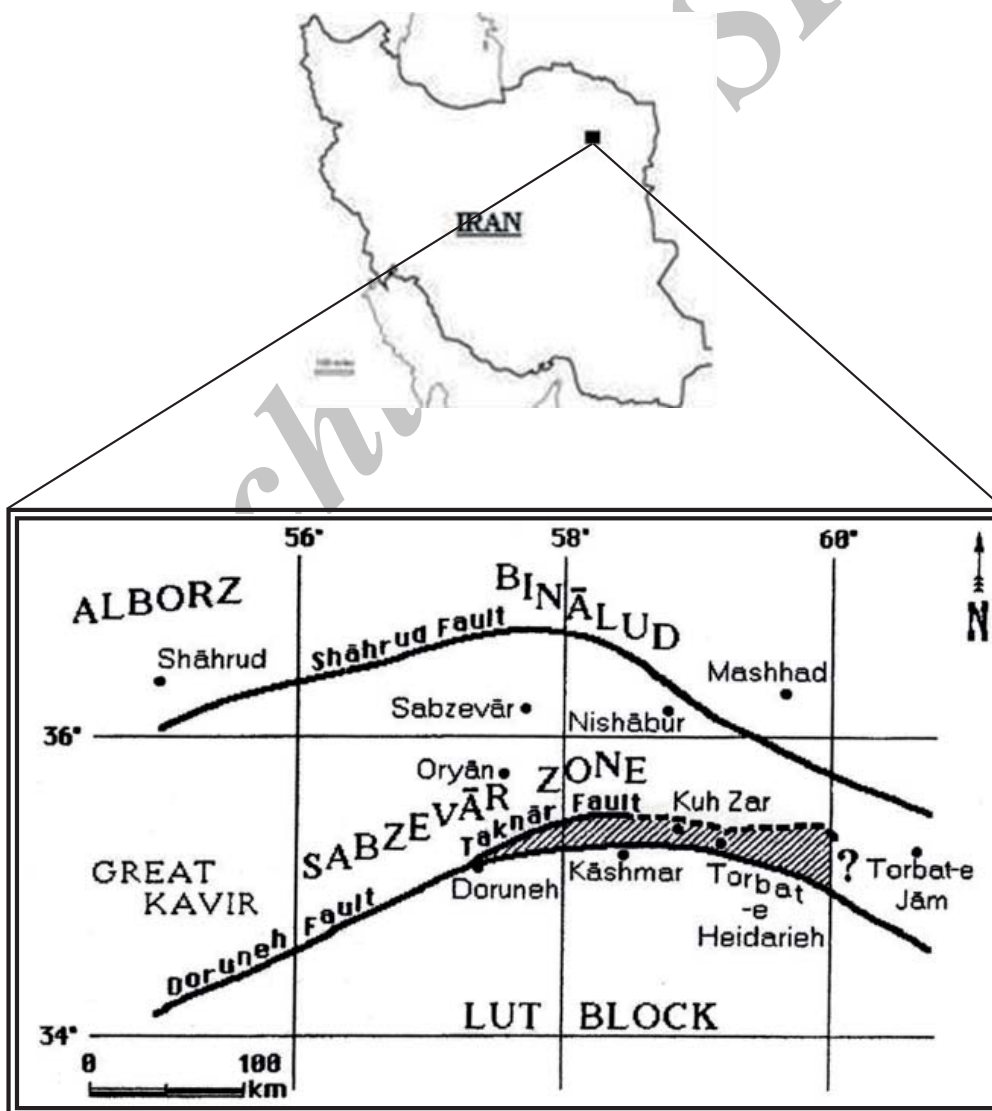
مقدمه

کمپلکس تکنار در ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان بردسکن و در زون تکنار قرار دارد که به پنجره فرسایشی معروف است و توسط گسل درونه در جنوب، از بلوک لوت و بواسطه گسل تکنار (ریوش) در شمال از زون سبزوار جدا می‌شود (Muller and Walter, 1983). پنجره فرسایشی تکنار (شکل ۱)، در واقع یک محیط ژئوتکتونیکی بین بلوک لوت و پهنه سبزوار است (Lindenberg and Jacobshagen, 1982). در این منطقه سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی اندک دگرگون شده به همراه یکسری واحدهای رسوبی، با سنی معادل دونین-کربونifer، مجموعه‌ای تحت عنوان سازند تکنار را به ضخامت حدود ۱۶۵۰ تا ۱۸۵۰ متر تشکیل می‌دهند (همام، ۱۳۷۱ و Muller and Walter, 1983). سازند تکنار توسط یک سری توده‌های نفوذی تحت تاثیر قرار گرفته است، این توده‌ها متعلق به اواخر ژوراسیک و اوایل کرتاسه‌اند و گرانیتهای برنورد عمده‌ترین آنهاست که ماگماتیسم

ژوراسیک-کرتاسه را در شرق ایران نشان می‌دهد (Laws and Wilson, 1997).

قدیمی‌ترین فعالیت ولکانیکی این منطقه به صورت سنگ‌های ریولیتی تا داسیتی، معروف به مجموعه ریولیتی تکنار است. سن این مجموعه بر پایه مطالعات ایزوتوپی، ۱۹۰ میلیون سال (ژوراسیک پیشین - میانی) تعیین شده است (Lightfoot et al., 1987). این مجموعه همانند سازند تکنار توسط گرانیتهای برنورد مورد نفوذ قرار گرفته است که موجب دگرگونی مجاورتی همراه با آلتراسیون پتاسیک گسترده در ریولیت تکنار شده است (Soltani, 2000).

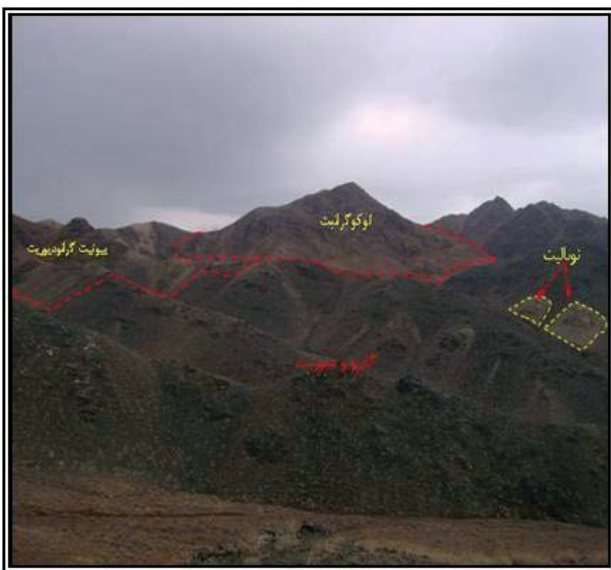
گرانیتهای برنورد شامل دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای است که بخش مرکزی آن بر اساس مطالعات پتروگرافی و اندک شواهد مقایسه‌ای توسط افتخارنژاد و همکاران (۱۹۷۶)؛ Raz-zaghmanesh (1968) و Forster (1968) سن ترشیاری و بخش حاشیه‌ای آن که تحت عنوان گرانیتهای برنورد شناخته می‌شود



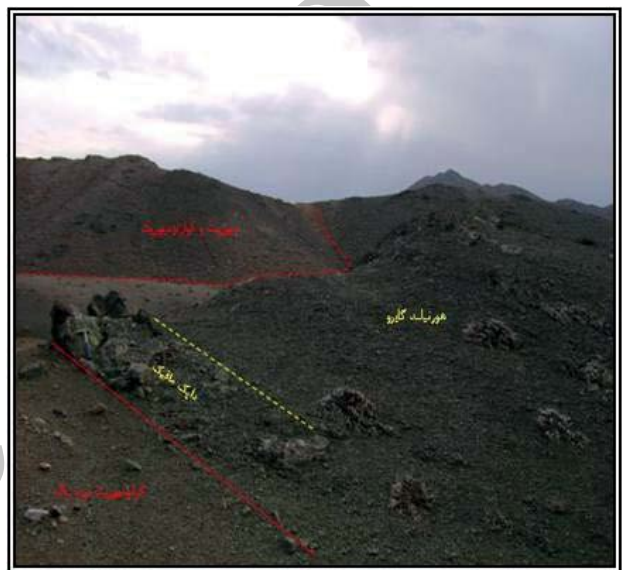
شکل ۱. موقعیت زون تکنار نسبت به بلوک لوت و زون سبزوار (Lindenberg and Jacobshagen, 1982).

مختلف اسیدی و حدواسط با سن نسبی دونین تا ژوراسیک میانی است. گرانیت برنورد از نوع آلکالی گرانیت و دیوریت‌های کمپلکس تکنار از نوع هورنبلند دیوریت است. سنگ‌های نفوذی زون تکنار توسط تعدادی از دایک‌های لامپروفیری حدواسط تا بازیک قطع شده‌اند (Razzaghamanesh, 1968; Muller and Walter, 1983). اما بر اساس جدیدترین مطالعات ایزوتوپی به روش Rb/Sr بر روی کانی بیوتیت-کل سنگ، سن سنگ‌های این مجموعه، اواخر ژوراسیک تا اوایل کرتاسه بدست آمده است. روند تغییر سن در این سنگ‌ها از مرکز به سمت حاشیه جوان‌تر می‌شود، به طوریکه گرانیت لوکوکراتیک برنورد، جوانترین بخش این مجموعه است (Soltani, 2000).

به سنی معادل پرکامبرین نسبت داده شده است. اما مطالعات جدید ایزوتوپی نشان می‌دهد که سن ترشیاری یا پرکامبرین برای گرانیتوئید برنورد بسیار بعید به نظر می‌رسد (Soltani, 2000). براساس مطالعه Esmaeili et al. (1998)، گرانیت برنورد در یک محیط تکتونیکی از نوع بالاآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG) تشکیل شده و در رده گرانیت‌های غیرکوهزایی نوع A قرار می‌گیرد. از نظر سپاهی گرو (۱۳۷۱)، با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، شواهد صحرایی، پتروگرافی و نتایج تجزیه شیمیایی، گرانیت برنورد با یک محیط کششی بعد از کوهزایی (Post-CLOG)، سازگاری بیشتری دارد. براساس مطالعه سپاهی آنچه که به عنوان گرانیت برنورد معرفی می‌شود، در واقع مجموعه‌ای از سنگ‌های



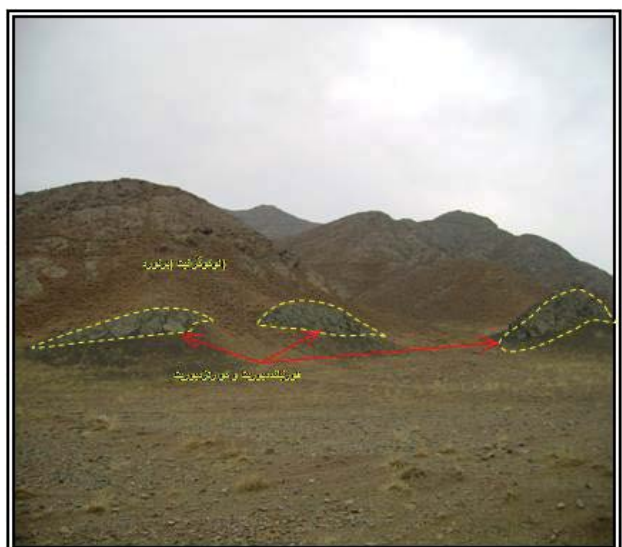
شکل ۳. تفکیک واحدهای مختلف کمپلکس نفوذی تکنار (دید به سمت E).



شکل ۴. نمایی از دایک مافیک در بخش مرکزی کمپلکس تکنار (دیده به سمت SE).



شکل ۵. فولیاسیون و تشکیل میلونیت در واحد گرانودیوریتی در اثر نفوذ سنگ‌های حدواسط.



شکل ۶. نمایی از کنتاکت توده‌های دیوریتی با گرانیت برنورد (دید به سمت S).

زمین‌شناسی

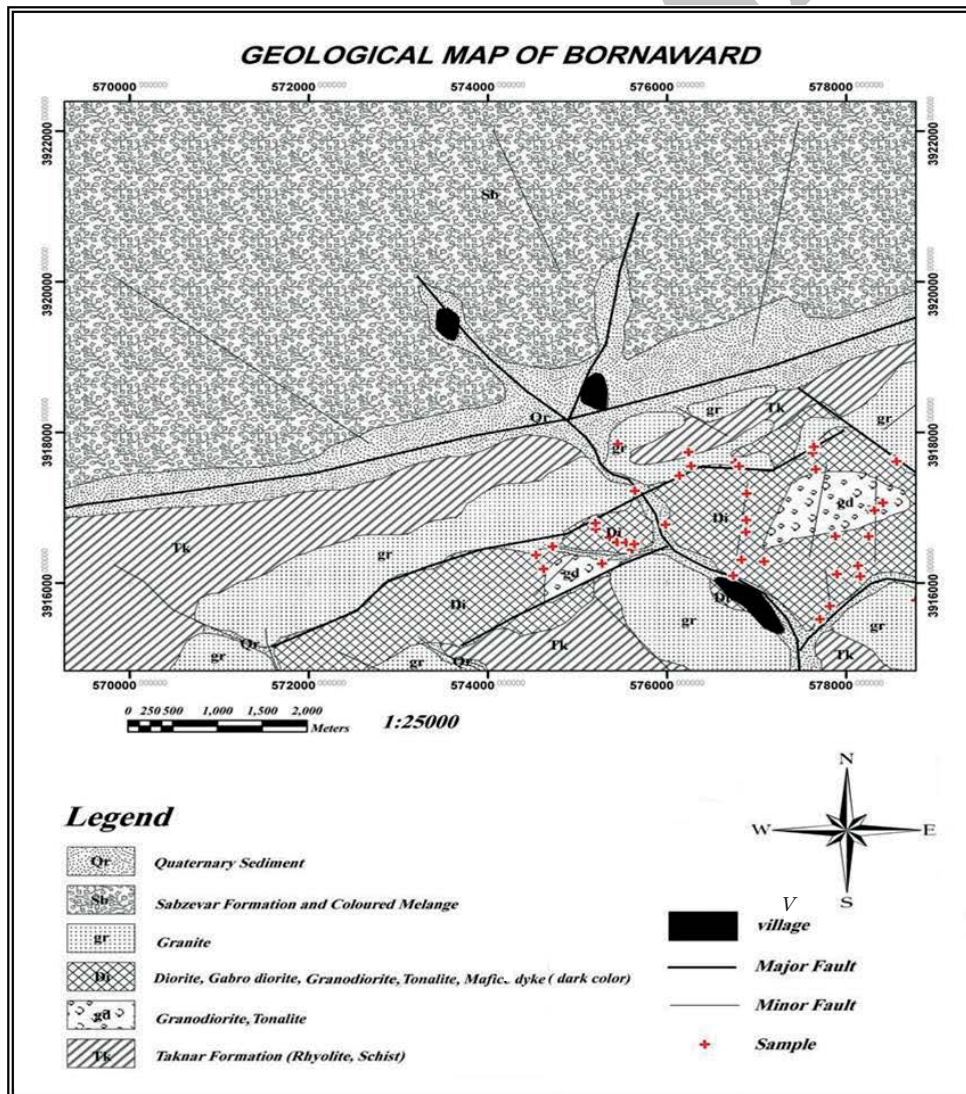
توسط مجموعه‌ای از دایک‌های تأخیری دلریتی با ترکیب مشابه سنگ‌های گابرویی و دایک‌های میکرودیوریتی با ترکیب مشابه سنگ‌های کوارتز دیوریتی منطقه نیز مورد نفوذ قرار گرفته است (شکل‌های ۲ تا ۵).

ترکیب سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای کمپلکس تکنار شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های بیوتیت گرانودیوریت و تونالیت تیره رنگ در مرکزی‌ترین بخش کمپلکس و گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، گرانوفیر به همراه گرانیت لوکوکراتیک برنورد در خارجی‌ترین بخش است (شکل ۶).

سنگ‌نگاری گرانیت‌ها

این سنگ‌ها اغلب دارای بافت گرانولار دانه متوسط تا دانه ریز و به طور وسیع، دارای بافت‌هایی از رشد توأم مانند تارتن در میکروکلین و همچنین بافت گرافیکی هستند. اندازه بلورها از چند ده میلی‌متر تا چند میلی‌متر و گاه سانتی‌متر در تغییر است.

کمپلکس تکنار مساحتی در حدود ۵۵ کیلومتر مربع را می‌پوشاند، در اطراف روستای برونورد، از توابع شهرستان بردسکن واقع شده است و از لحاظ زمین‌شناسی ایران، قسمت بزرگی از زون تکنار را تشکیل می‌دهد، از شمال به آبرفت‌های کواترنری اطراف گسل ریوش و سازندهای مربوط به زون سیزوار می‌رسد. نفوذ گرانیت برونورد در زون تکنار و همچنین ایجاد دگرگونی مجاورتی در مجموعه ریولیت تکنار حاکی از سن جوان‌تر برای این گرانیت است. از لحاظ سنگ‌شناسی بیشترین حجم این مجموعه شامل سنگ‌های گرانیتوئیدی است که در بخش مرکزی، توده‌هایی از سنگ‌های گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت نیز دیده می‌شود. اما همین واحدهای مافیک و حدواسط به سمت حاشیه توسط گرانیت روشن رنگ حاشیه‌ای که به گرانیت برونورد مشهور است، مورد نفوذ قرار گرفته و دچار دگرسانی و اپیدوتی شدن گردیده و رگه‌هایی از جنس کوارتز، حاوی کانی تورمالین در آن‌ها نفوذ کرده است. این کمپلکس به ویژه در بخش مرکزی



شکل ۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵,۰۰۰ منطقه با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره ETM⁺

کانی فرومنیزین، بیوتیت است که بیشتر به صورت نیمه شکل دار دیده می شود و در بعضی قسمت ها به کلریت تبدیل شده است.

گرانو فیرها

ترکیب کانی شناسی این سنگ ها همانند سنگ های گرانیتی منطقه بوده و تنها در نوع بافت و اندازه دانه های تشکیل دهنده با سنگ های گرانیتی متفاوتند. بافت های میکروپرتیتیک و میکروگرافیکی بافت های اصلی این سنگ ها محسوب شده و درصد کانی فرومنیزین در آن ها بسیار پائین است.

ژئوشیمی

بعد از مطالعات صحرایی و بررسی های سنگ نگاری تعداد ۱۲ عدد نمونه سنگی فاقد آثار هواز دگی از سنگ های گرانیتوئیدی این مجموعه، جهت آنالیز اکسیدهای اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP و همچنین تعداد ۱۰ نمونه سنگی نیز جهت اندازه گیری عناصر نادر خاکی به روش ICP در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران ارسال و مورد آنالیز قرار گرفته است. نتایج این آنالیزها در جدول های ۱ و ۲ آمده است. اطلاعات و نتایج آنالیزهای ژئوشیمی نمونه های سنگی مجموعه مورد نظر و نامگذاری آن ها با استفاده از شیمی اکسیدهای اصلی با مطالعات پتروگرافی هماهنگی کاملی نشان می دهند. بر اساس ترکیب شیمیایی سنگ های گرانیتوئیدی مورد نظر در نمودار چند کاتیونی (Debon and LeFort, 1983)، این سنگ ها در محدوده گرانیت (آداملیت)، گرانودیوریت و تونالیت قرار می گیرند (شکل ۷).

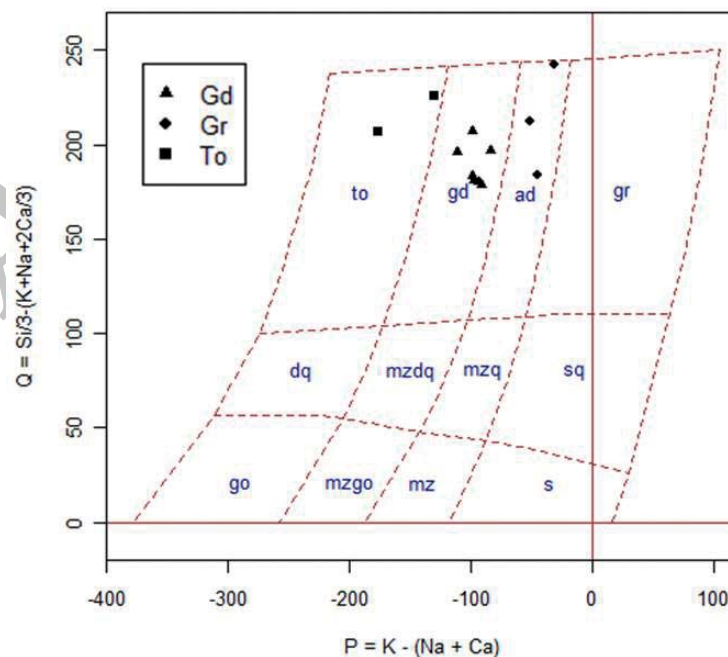
کانی های کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در این سنگ ها دیده می شود و بیوتیت کانی فرومنیزین اصلی این سنگ ها است. آپاتیت، اسفن، سریسیت، کلینوزوئیزیت و کلریت کانی های فرعی و دگرسانی هستند که در این سنگ ها یافت می شوند. در کمپلکس تکنار، این سنگ ها دارای طیف سنگ شناسی گرانیت تا لوکوگرانیت هستند.

گرانودیوریت ها

در تقسیم بندی های صحرایی، این سنگ ها به دو دسته گرانودیوریت های دارای بافت هیپایدیومورفیک گرانولار دانه متوسط تا درشت و گرانودیوریت های دارای بافت پورفیروئید که عمدتاً دچار دگرشکلی کاتاکلاستیک به همراه تشکیل فابریک فلیزر شده اند تقسیم می شوند، به همین دلیل می توان آن ها را میلوئیت های گرانودیوریتی در نظر گرفت. پلاژیوکلاز و کوارتز اصلی ترین کانی های گرانودیوریت ها هستند. پلاژیوکلاز به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در ابعاد مختلف دیده می شود. بعضی از آن ها حالت زونینگ نرمال دارند. با اندازه گیری زاویه خاموشی، نوع پلاژیوکلازها الیگوکلاز تا آندزین تعیین شده است. کانی بیوتیت اصلی ترین کانی فرومنیزین این سنگ ها است ولی در بعضی نمونه ها کانی هورنبلند نیز حضور دارد.

تونالیت ها

این سنگ ها دارای بافت گرانولار بوده و آلکالی فلدسپار در آن ها کاملاً به صورت رشد توأم یا میکروپرتیتیک دیده می شود و پلاژیوکلازها گاهاً حالت زونینگ نرمال نشان می دهند. اصلی ترین



شکل ۷. رده بندی شیمیایی (Debon and LeFort, 1983) و موقعیت سنگ های مورد نظر بر روی آن؛ (ad=آداملیت)، (gd=گرانودیوریت)، (to=تونالیت).

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه بر حسب ppm
(Gr=گرانیت، Gd=گرانودیوریت، To=تونالیت).

Sample.No	BKCH-4	BKCH-5	BKCH-7	BKCH-9	BKCH-10	BKCH-11	BKCH-13	BKCH-14	BKCH-15	BKCH-17	BKCH-24	BKCH-25
Petrology	Gr	Gd	Gr	Gd	Gr	Gd	Gd	Gd	Gr	To	Gd	To
SiO ₂ %	77.6	67.7	73.6	66.4	77.7	68.6	67.7	68.2	78.1	66.7	67.3	66.7
TiO ₂	0.12	0.67	0.31	0.69	0.28	0.57	0.69	0.64	0.19	0.66	0.83	0.73
Al ₂ O ₃	11	12.2	9.8	12.2	9.7	11	13.3	11.6	9.2	14.4	13.3	14.5
Fe ₂ O ₃	2.8	5.9	2.3	6.1	1.9	4.8	6.1	4.3	1.7	5.6	6.2	6.3
MnO	0.01	0.08	0.02	0.09	0.03	0.05	0.06	0.06	0.02	0.08	0.1	0.06
MgO	0.1	1.6	0.2	1.7	0.3	0.7	2.4	1.5	0.1	1.9	2	1.8
CaO	0.4	3.5	0.6	2.3	1.1	2.1	1.8	2	0.3	3.1	2.7	3.1
Na ₂ O	5	2.9	3.5	2.9	5.7	3.6	3.3	2.8	3.3	3	3.3	2.9
K ₂ O	1.8	2.1	3.4	2.4	1.3	2.8	1.9	3.8	3.8	2.5	2.7	2.8
P ₂ O ₅	0.03	0.1	0.03	0.16	0.04	0.15	0.17	0.16	0.04	0.17	0.2	0.19
Total	98.86	96.83	93.76	95.1	98.05	95.37	97.42	95.4	96.76	98.11	98.68	99.1
Ba (ppm)	361.2	688.4	640.5	691.7	265.8	629.5	511.0	904.9	652.2	728.0	768.3	845.2
Co	0.4	12.3	4.4	11.2	6.8	5.3	12.8	9.1	6.7	11.6	14.8	20.6
Cr	63.9	66.9	95.7	92.8	43.1	95.1	68.9	57.5	25.1	58.8	100.7	89.6
Cs	5.1	5.3	5.3	5.2	5.1	5.2	5.2	5.1	5.1	5.0	5.8	5.5
Ga	4.3	17.6	6.6	18.2	7.6	13.3	18.3	16.5	6.5	17.2	22.7	17.3
Ge	0.9	2.2	0.7	1.9	0.6	1.1	1.8	1.3	0.5	1.9	1.5	1.3
Hf	<0.6	7.4	<0.6	8.1	6.0	10.0	8.4	6.2	2.0	8.9	9.7	5.3
Nb	6.0	6.9	10.7	8.0	7.1	11.3	8.5	9.5	9.9	7.7	18.1	14.9
Ni	3.0	9.7	5.0	9.0	2.0	4.2	15.3	11.3	3.3	10.1	8.9	1.7
Pb	3.8	14.1	10.0	15.1	14.4	16.9	6.7	18.4	10.7	12.7	17.6	8.4
Rb	58.1	113.7	39.8	130.1	35.5	85.4	113.6	91.4	32.8	108.4	39.7	44.1
B	3.9	9.2	8.1	7.7	7.2	9.1	3.2	5.5	11.0	4.4	12.1	8.9
Sn	1.4	3.0	1.2	3.1	1.0	1.9	3.1	2.2	0.9	2.9	5.0	<0.3
Zr	30.7	13.3	23.5	15.8	19.2	26.5	13.4	8.7	30.3	12.5	137.9	115.9
Zn	4.9	69.6	28.5	47.9	28.1	39.1	47.4	42.7	12.8	68.2	51.1	39.3
Be	2.6	1.7	2.9	1.9	2.7	2.2	1.9	1.2	2.0	1.8	2.3	1.9
Li	0.9	15.6	6.1	12.5	3.4	7.1	16.2	8.7	6.9	23.5	15.9	13.0
Sb	0.8	5.2	2.5	0.3	3.2	2.1	3.9	3.1	3.2	0.9	0.7	0.7
Sc	7.8	13.8	8.5	14.3	8.4	12.7	15.0	11.5	7.7	15.6	18.1	15.6
Se	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	6.49	5.74
Sr	62.1	190.7	43.0	128.9	69.3	82.8	109.2	100.1	35.6	175.8	153.4	171.2
Ta	1.2	2.8	0.8	2.5	0.7	1.6	2.9	2.1	0.7	2.7	3.0	2.7

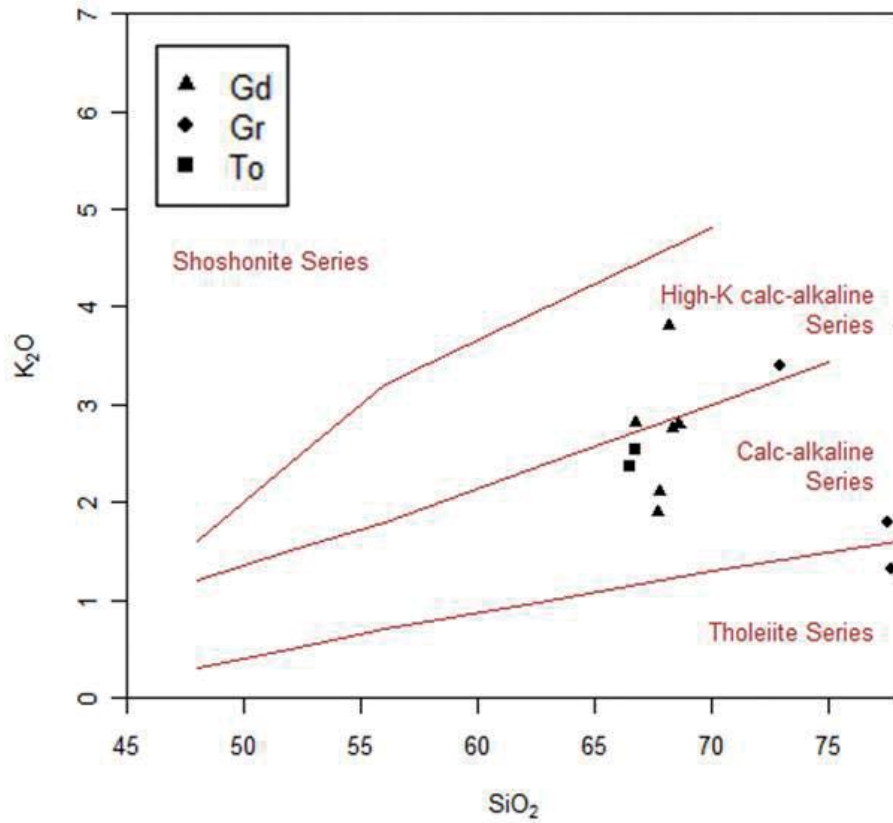
جدول ۲. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر نادر خاکی ۱۰ نمونه سنگی منطقه مورد مطالعه بر حسب ppm
(Gr=گرانیت، Gd=گرانودیوریت، To=تونالیت).

Sample	BKCH-5	BKCH-9	BKCH-10	BKCH-11	BKCH-13	BKCH-14	BKCH-15	BKCH-17	BKCH-24	BKCH-25
Petrology	Gd	Gd	Gr	Gd	Gd	Gd	Gr	To	Gd	To
Ho	0.57	0.71	0.69	0.63	0.81	0.66	0.49	1.08	1.30	1.20
Lu	0.3	0.4	0.4	0.5	0.3	0.5	0.7	0.6	0.8	0.6
Pr	9.3	8.9	6.0	6.1	9.4	6.7	12.4	10.6	15.5	8.8
Er	2.5	2.3	3.0	2.7	1.9	2.3	1.8	3.0	3.5	2.2
Yb	2.4	2.8	3.3	4.7	2.5	2.3	4.7	2.5	4.1	2.8
Sm	5.9	6.9	6.0	7.9	6.3	4.9	7.4	6.1	9.7	6.1
Nd	23.8	23.5	21.8	26.3	23.4	18.1	25.9	23.3	42.4	30.5
La	29.2	28.5	30.3	32.7	32.0	23.4	22.1	31.9	48.6	32.4
Dy	3.8	4.8	4.7	8.0	4.3	3.4	6.5	4.2	6.0	4.2
Eu	1.4	1.2	1.2	1.2	1.4	1.0	1.5	1.4	1.8	1.1
Ce	56.1	56.4	56.5	59.9	58.3	46.0	49.5	55.1	88.7	60.5
Gd	5.4	5.2	4.5	4.5	5.4	4.5	5.4	5.2	5.6	5.2

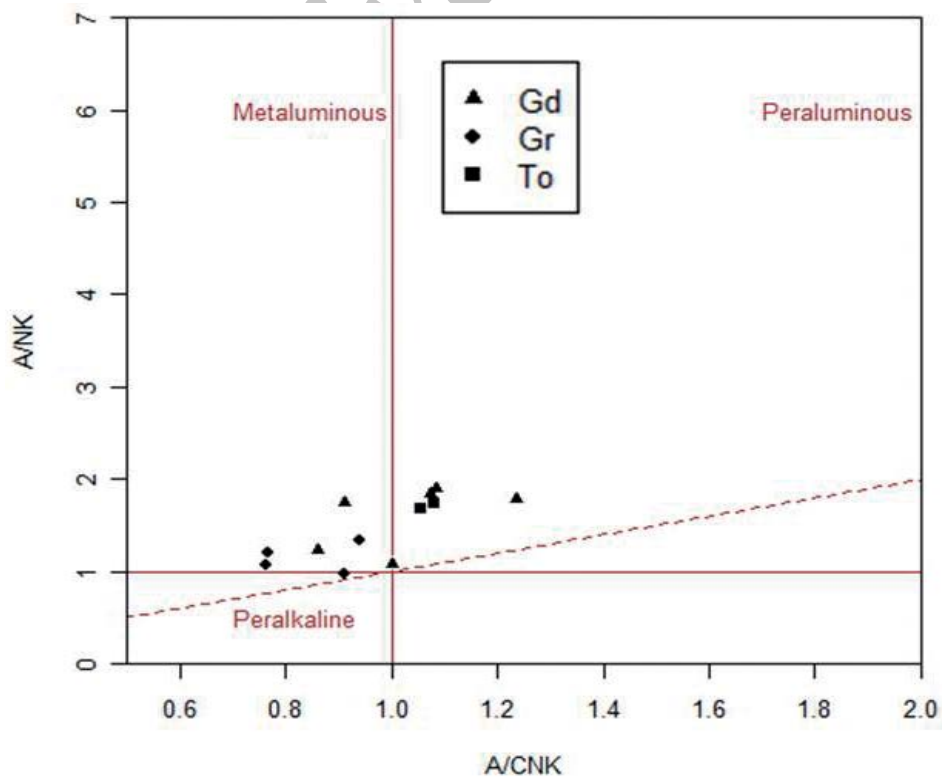
تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

دیباگرام‌های هارکر در سنگ‌های گرانیتوئیدی روند نزولی عناصر TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 , FeO^+ , Ni , Sc , Cr , V , در مقابل SiO_2 را نشان می‌دهند. این در حالی است که عناصر ناسازگار همچون مجموع عناصر آلکالن (Na_2O+K_2O) و Yb در مقابل SiO_2 روندی صعودی دارند. این تغییرات در عناصر اصلی

بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor 1976)، ماگماهای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد نظر به ترتیب در محدوده سری کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا قرار دارند (شکل ۸). از لحاظ شاخص اشباع آلومین (Shand 1943) و بر اساس نمودار این سنگ‌ها متاآلومین تا اندکی پراآلومین هستند (شکل ۹).



شکل ۸. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976).



شکل ۹. تعیین شاخص اشباع آلومین (Shand, 1943).

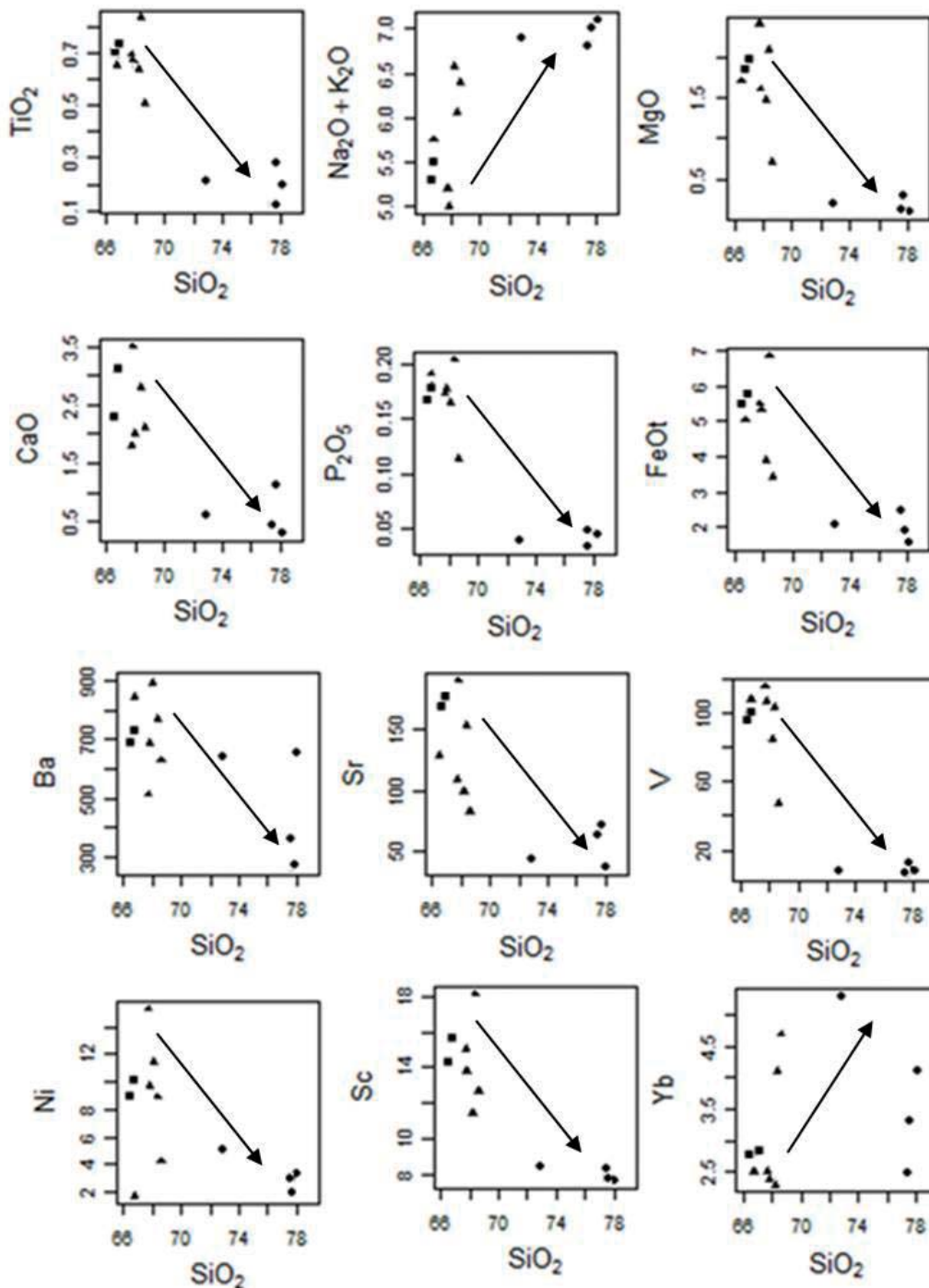
گرانیتوئیدی منطقه در دیاگرام‌های عنکبوتی نرمالیز شده بر پایه گوشته اولیه Sun and McDonough (1989) و نرمالیز شده به کندریت Thompson (1982) مشابه بوده و تفاوت موجود، در میزان تمرکز این عناصر است (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). این امر نشان دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آن‌ها است (Chen et al., 2002).

در دیاگرام‌های عنکبوتی، عناصر ناسازگار دارای پتانسیل یونی

و کمیاب سنگ‌های مذکور نشان دهنده روند عادی تبلور بخشی کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز، تیتانومگنتیت و تراکم عناصر ناسازگار در باقیمانده ماگمای سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل ۱۰).

دیاگرام‌های عنکبوتی عناصر کمیاب

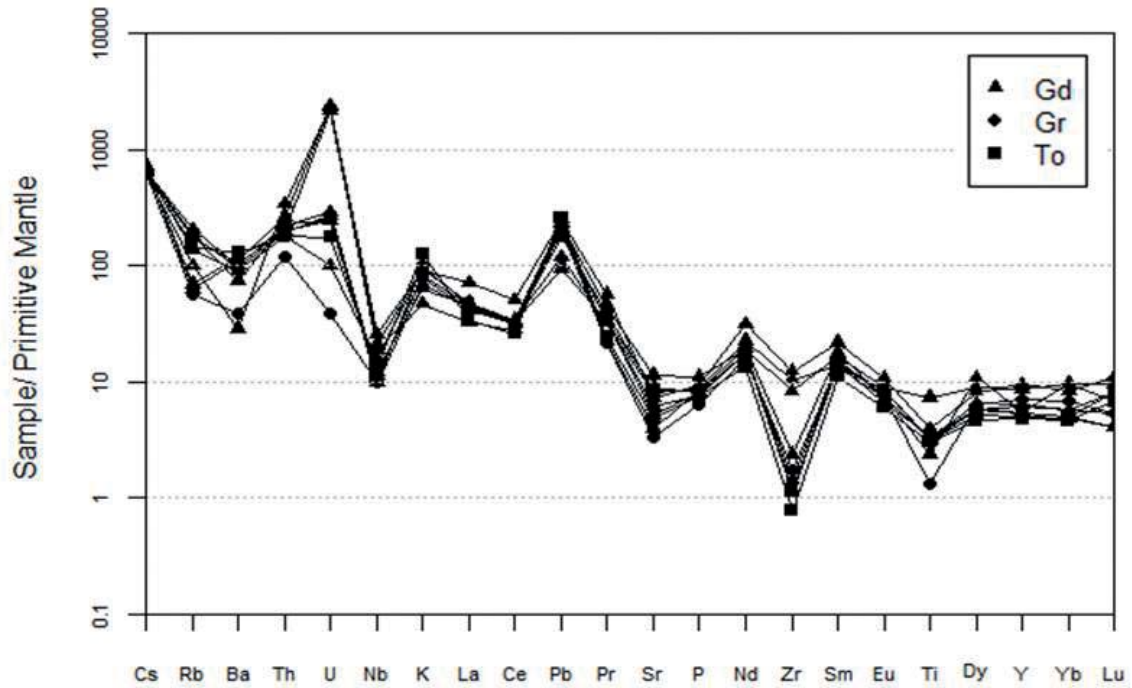
به طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب واحدهای



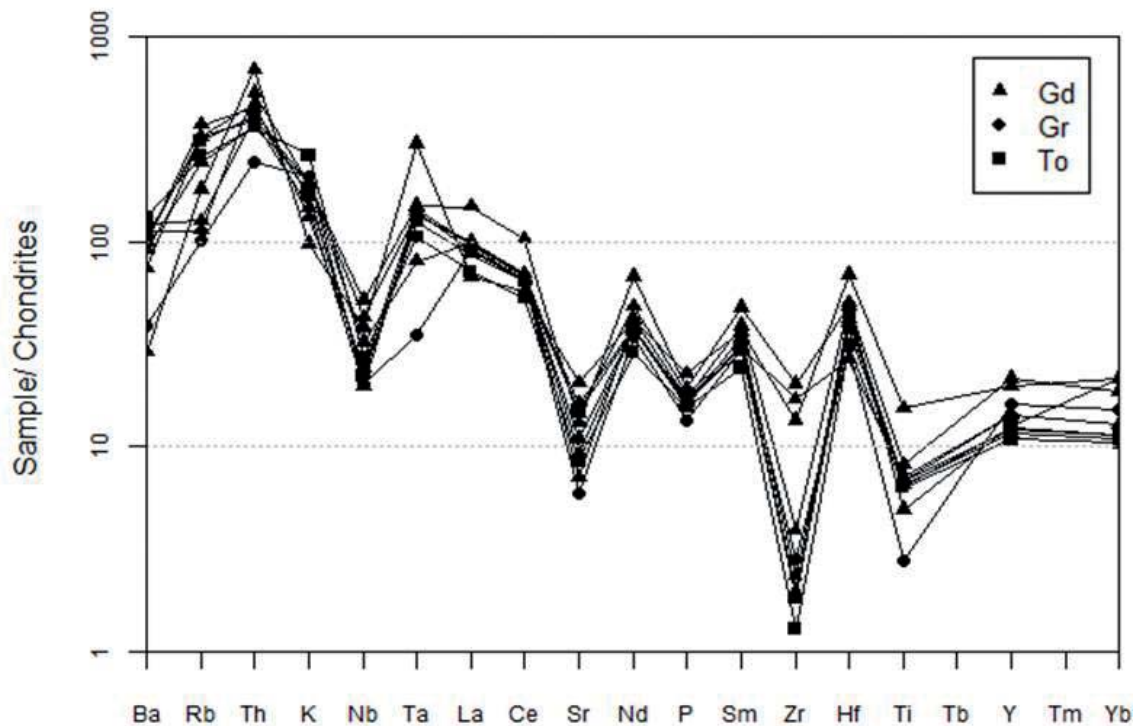
شکل ۱۰. نمودارهای ژئوشیمیایی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های گرانیتوئیدی تکنار؛ اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی (%Wt) و عناصر کمیاب برحسب ppm می‌باشند.

تحول یافته بر اساس مکانیسم تبلور بخشی نرمال در محیط‌های تکتونیکی وابسته به فرورانش است (Wilson, 1990). کمبود عناصری با میدان پایداری قوی (HFSE) همچون Ti, Nb و Ta که به طور مؤثر در افزایش شدت میدان شرکت می‌کنند در صفحه فرورونده در حال دگرگونی و در گوه‌های آستونسفری،

پایین و متحرک (LILE)، نظیر Rb, K, Ba به همراه Th به طور کلی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این در حالی است که عناصر با پتانسیل یونی بالا و غیر متحرک (Nb تا Yb)، از نظر فراوانی نسبت پائینی دارند. غنی‌شدگی Rb, Ba, Th و افت عناصر Ti و Nb در الگوی عناصر کمیاب از ویژگی‌های ماگماهای



شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب گرانیتیوئیدهای تکنار؛ نرمالیز شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۱۲. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های گرانیتیوئیدی مورد مطالعه؛ نرمالیز شده به کندریت (Thompson, 1982).

مطالعه مرتبط با خواص گرانیتهای تیپ I است. آنومالی منفی Eu در گرانیتهای عمده در اثر تفریق پلاژیوکلاز در حین تبلور ماگما صورت می‌گیرد که اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی که همراه با آنومالی منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد شده است (Tepper et al., 1993; Wu et al., 2003).

بر این اساس در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، تفریق پلاژیوکلاز عامل مهمی در تحول ماگمایی سنگ‌های مورد نظر محسوب می‌شود. اما در مورد آنومالی منفی Ba که همراه دیگر عناصر مذکور در دیاگرام‌های عناصر نادر قابل تشخیص است باید گفت که این ناهنجاری نتیجه جاننشینی عنصر Ba به جای عنصر K در کانی بیوتیت است تا کانی پتاسیم فلدسپار که این موضوع با توجه به پیک منفی این عنصر در نمونه‌های گرانودیوریتی حاوی مقادیر بیشتر بیوتیت، به مراتب بهتر قابل تشخیص است.

بحث

بررسی منشأ و نوع گرانیتهای

شواهد صحرایی، وجود کمپلکس گرانیتهای و ویژگی‌های سنگ‌شناختی نظیر وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، حضور بیوتیت با ادخال‌های آپاتیت و وجود هورنبلند در گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها، همچنین عدم وجود سیلیکات‌های آلومین در سنگ‌های گرانیتهای، این سنگ‌ها را با گرانیتهای نوع I قابل مقایسه نموده است.

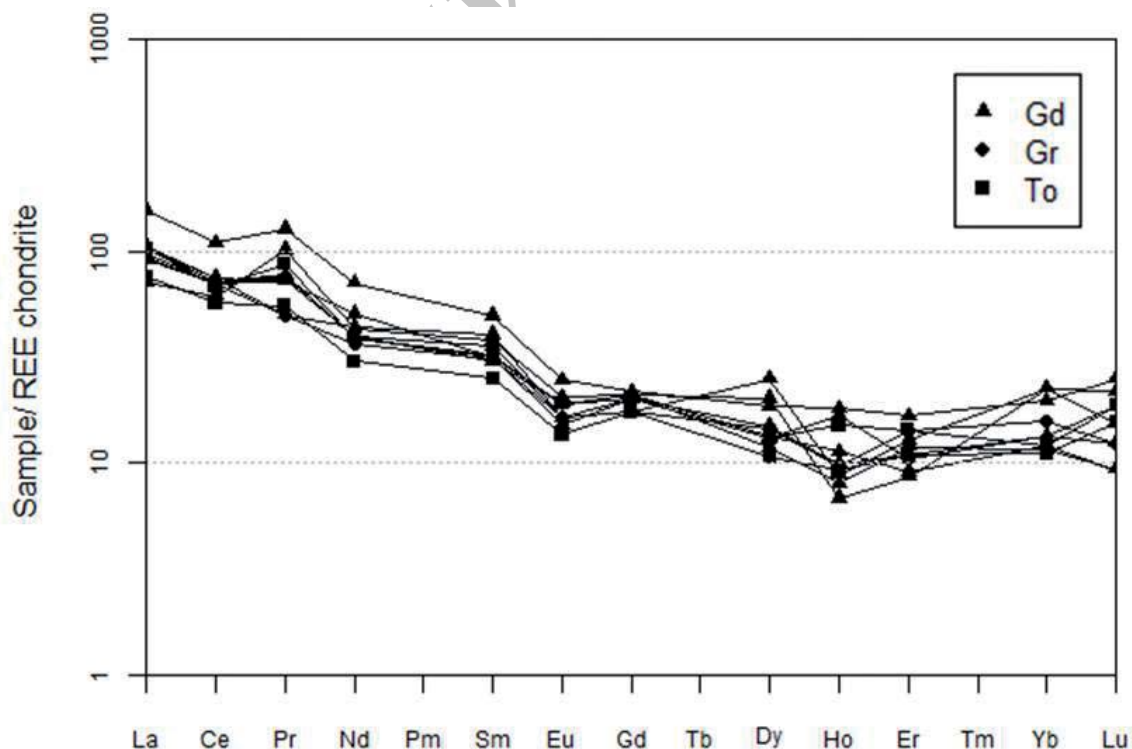
استفاده از نمودارهای سری ماگمایی برای سنگ‌های مورد

احتمالاً به دلیل باقی ماندن این عناصر در کانی‌هایی نظیر رتیل و یا اسفن است (Foley et al., 1987).

غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار La, Rb, K, Th, U به همراه Pb و آنومالی منفی عناصر Sr, Ta, Nb, Ti و بیانگر یک مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است که تهی‌شدگی Sr نسبت به سایر عناصر LILE ناشی از تبلور پلاژیوکلاز در حین تفریق بلورین است، چرا که Sr به جای کلسیم و پتاسیم در شبکه پلاژیوکلاز وارد می‌شود. Ba نیز به خاطر جاننشینی در بیوتیت و ارتوکلاز و عنصر P به علت تشکیل آپاتیت و تفریق این کانی‌ها تا حدودی آنومالی منفی پیدا کرده‌اند (Taylor and McLennan, 1985; Thuy et al., 2004).

دیاگرام عنکبوتی عناصر نادر خاکی

نمودار عناصر نادر خاکی مربوط به سنگ‌های گرانیتهای مورد نظر در شکل ۱۳ آمده است. روندهای موازی در الگوی عناصر نادر خاکی گرانیتهای مورد نظر خاکی از تشابه منشأ و فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل آنها است. طبق این نمودار، به طور کلی مقدار REE سنگ‌های مورد مطالعه بالا است. نتایج بررسی این عناصر در مجموعه نمونه‌ها با نتایج مطالعات پتروگرافی و شیمی عناصر اصلی و کمیاب، سازگاری خوبی نشان می‌دهند. در بررسی‌های پتروگرافی، کانی‌های آپاتیت و اسفن مهمترین کانی‌های فرعی گرانیتهای مورد نظر محسوب می‌شوند و با توجه به این که این کانی‌ها به عنوان حامل‌های عناصر نادر خاکی عمدتاً مقادیر بالای (LREE) را در خود متمرکز می‌نمایند، باید گفت که تمرکز نسبتاً بالای این عناصر در گرانیتهای مورد



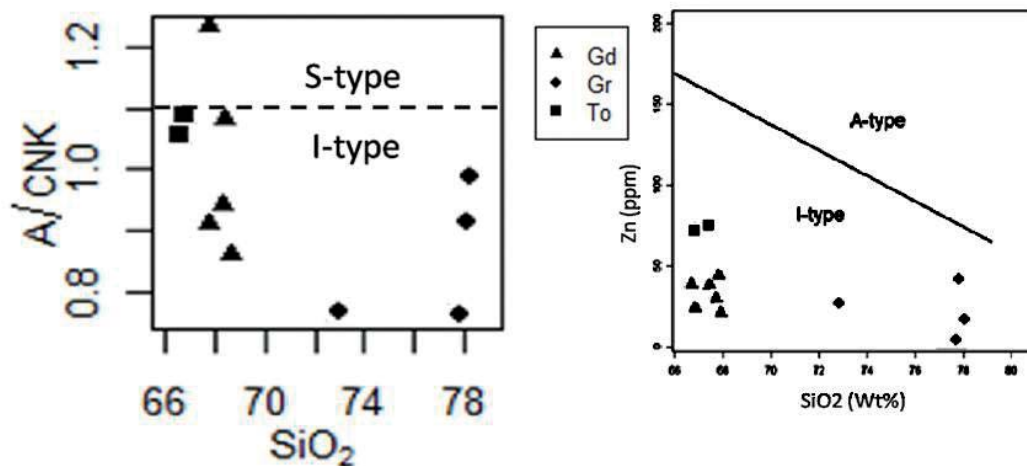
شکل ۱۳. نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیتهای مورد مطالعه؛ نرمالیز شده بر پایه کندریت (Boynnton, 1984).

آن در مذاب باقی مانده کاسته می‌شود، در صورتی که این عنصر در گرانیت‌های نوع S به دلیل عدم تبلور آپاتیت رفتاری متفاوت داشته و با ادامه تفریق بر میزان تمرکز آن در مذاب افزوده می‌شود (Chapell and White, 1992).

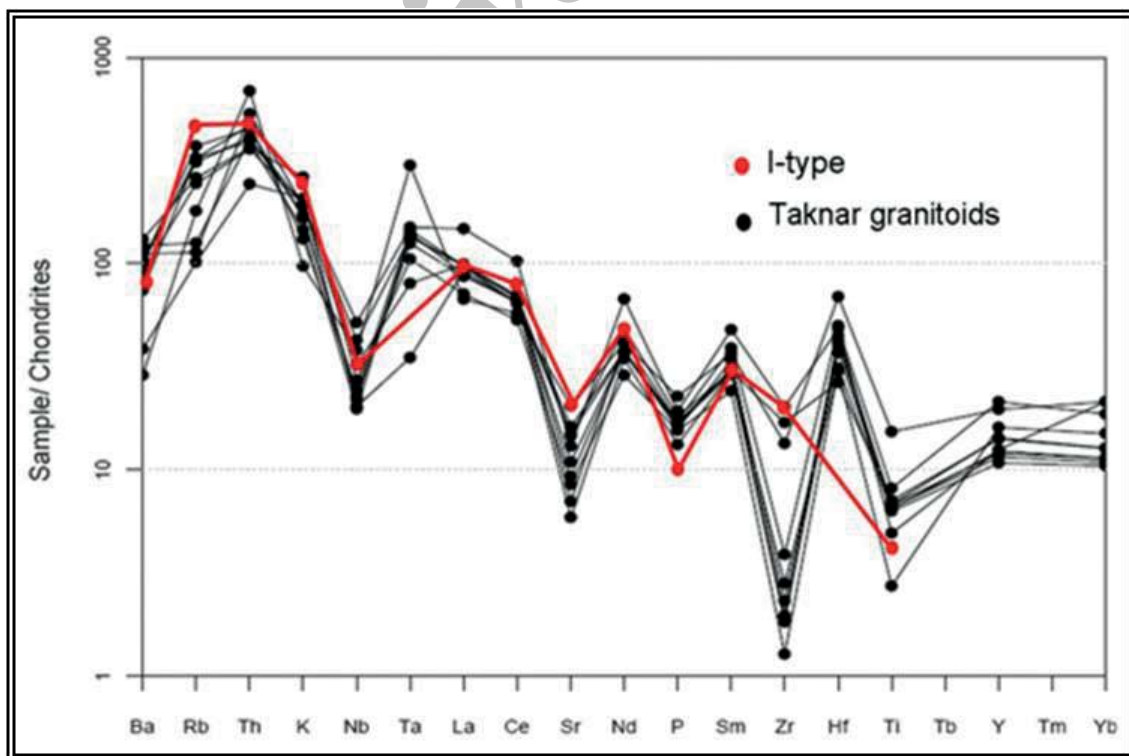
بر اساس شکل ۱۰ روند تغییرات P_2O_5 و CaO در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، با تغییرات این عناصر در گرانیت‌های تیپ I مشابه است.

نظر نیز شواهد ماگماتیسیم تیپ I را به اثبات می‌رساند. چنانچه در نمودارهای Zn و شاخص اشباع از آلومین (ASI) در مقابل SiO_2 (شکل ۱۴) و همچنین با مقایسه نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) سنگ‌های منطقه با الگوی عناصر کمیاب ارائه شده توسط Chapell and White (1992) برای گرانیت‌های تیپ I، این شباهت قابل مشاهده است (شکل ۱۵).

فسفر در گرانیت‌های نوع I به دلیل تبلور بخشی آپاتیت، به عنوان یک عنصر سازگار رفتار نموده و با ادامه تفریق از مقدار



شکل ۱۴. نمودارهای Zn در مقابل SiO_2 (Newberry et al., 1990) و شاخص اشباع از آلومین (A/CNK) در مقابل SiO_2 (Abdel-Rahman, 1994)



شکل ۱۵. نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار نرمالیز شده بر پایه کندریت (Tompson, 1982) و مقایسه آن‌ها با ترکیب میانگین عناصر کمیاب برای گرانیت‌های تیپ I (Chapell and White, 1992).

بررسی و تعیین موقعیت تکتونیکی

کمپلکس نفوذی با ترکیب اصلی گرانودیوریت و گرانیت همراه با نمایش مشخصات گرانیت‌های تیپ I و غنی‌شدگی عناصر Ba, Rb و Th و افت عناصر Nb و Ti در الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه (شکل‌های ۱۱ و ۱۲) که از ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به فرورانش است وجود یک ماگماتیسم کالک آلکالن حاشیه قاره را برای کمپلکس گرانیتوئیدی تکنار تداعی می‌نماید. با این همه جهت تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های منطقه از نمودارهای مختلفی نیز استفاده شده است.

در نمودار Batchelor and Bowden (1985) سنگ‌های مورد نظر در محدوده گرانیتوئیدهای کوهزایی (قبل و همزمان با برخورد) قرار می‌گیرند (شکل ۱۶).

در نمودارهای Pearce et al. (1984) محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، برای سنگ‌های مورد مطالعه مشخص است (شکل ۱۷ a و d). نسبت‌های پائین عناصر Nb/Y از ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند (Pearce, 1983; Temel et al., 1998).

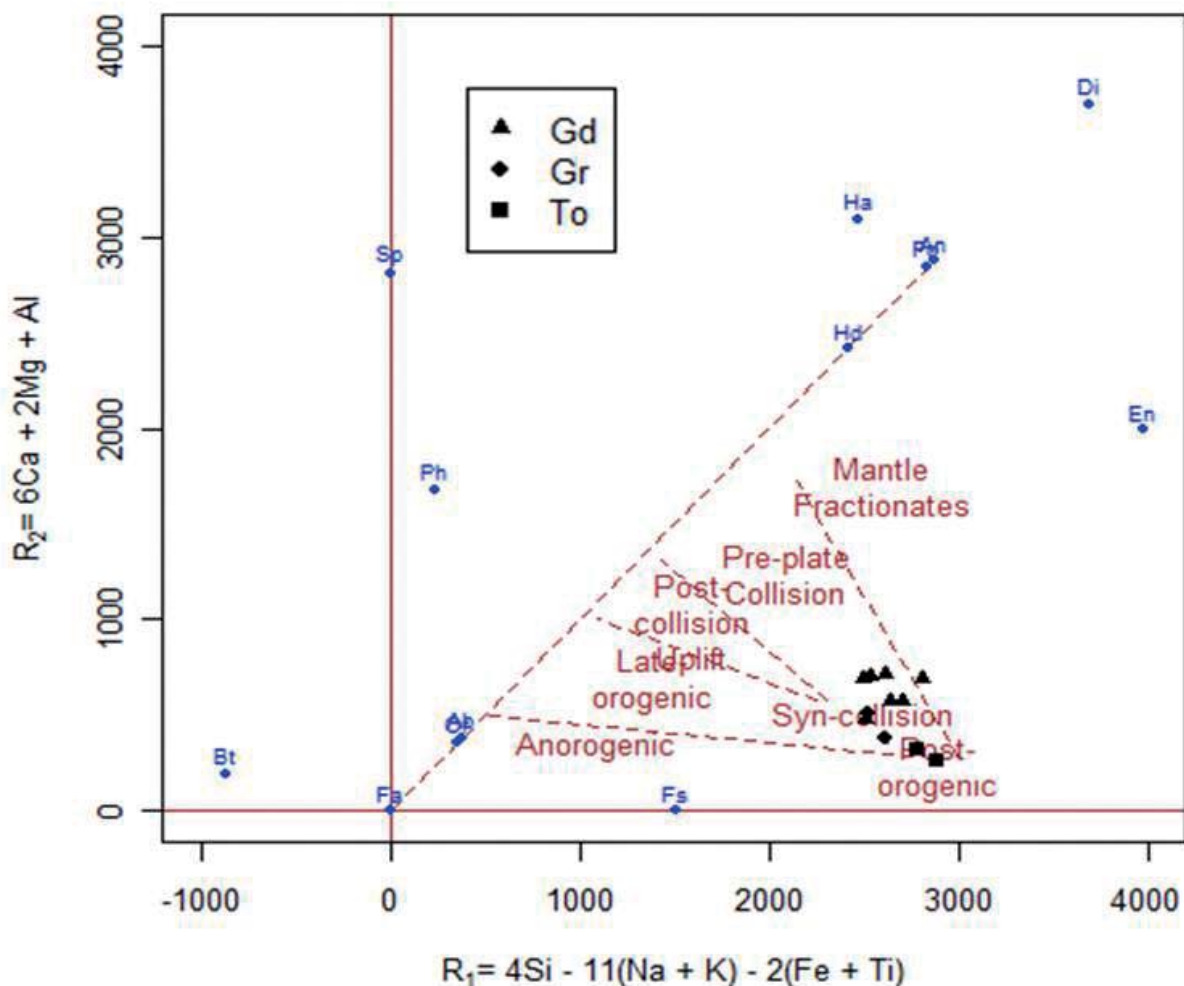
این موضوع در دیاگرام Nb در مقابل Y (Pearce et al. (1984)

برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۱۷ a). اگر چه بخشی از محدودیت‌ها و همپوشانی‌های گرانیتوئیدهای جایگاه‌های تکتونیکی مختلف در نمودارهای پیرس و همکاران بوسیله ویژگی‌های سنگ منشأ ایجاد می‌شود، اما روندهای تفریق یافته در یک مجموعه سنگی و یا دگرسانی‌های بعد از ماگماتیسم، علت اصلی این همپوشانی را به خود اختصاص داده و نمونه‌های VAG ممکن است به محدوده‌های مجاور، معمولاً WPG یا COLG منتقل شوند (Forster et al., 1997).

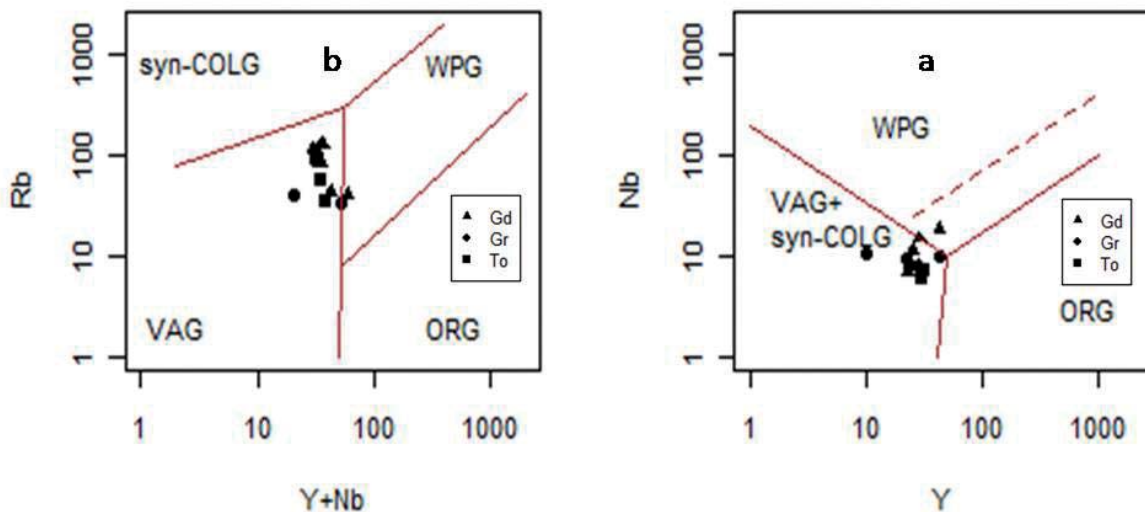
نتیجه گیری

کمپلکس نفوذی تکنار در واقع یک مجموعه حلقوی شامل سنگ‌های گرانیتوئیدی است. ترکیب سنگ‌شناسی گرانیتوئیدها شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های بیوتیت گرانودیوریت و تونالیت تیره رنگ در مرکزی‌ترین بخش کمپلکس و گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، گرانوفیر به همراه گرانیت لوکوکراتیک برنورد در خارجی‌ترین بخش است.

مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های این کمپلکس نشان می‌دهد که ماگمای سازنده از نوع کالک‌آلکالن بوده و از روند تحولی این



شکل ۱۶. نمودار چند کاتیونی R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985).



شکل ۱۷. (a) تغییرات Nb در مقابل Y؛ (b) تغییرات Rb در برابر Y + Nb؛ جهت تفکیک محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها و نمایش سنگ‌های مورد مطالعه بر روی آن‌ها (Pearce et al., 1984).

اقیانوسی نفوختیس در شمال زون ساختاری تکنار و بلوک لوت، در اثر فعالیت گسل‌های بزرگ مقیاس در زمان ژوراسیک و بعد از فعالیت کوهزایی سیمیرین پیشین، سبب ایجاد ریولیت‌های کالک‌آلکالن تکنار شده است. بعد از این فعالیت ولکانیکی و طی فاز کوهزایی سیمیرین میانی و پسین، در ژوراسیک پایانی - کرتاسه آغازی، فعالیت بزرگ ماگمایی حاشیه قاره سبب ایجاد کمپلکس نفوذی تکنار تحت عنوان گرانیت برنورد شده است.

در مورد وضعیت کنونی زون ساختاری و سازند تکنار باید گفت در حال حاضر این زون توسط گسل‌های بزرگ مقیاس منطقه، تحت تأثیر یک سیستم فشارشی و در نتیجه، بالاآمدگی و خردشدن شدید قرار دارد که این موضوع خود بواسطه وجود بافت‌های کاتاکلاستیکی در سنگ‌های کمپلکس نفوذی تکنار قابل اثبات است.

سپاسگزاری

این پژوهش حاصل پایانامه کارشناسی ارشد تحت عنوان "پترولوژی سنگ‌های آذرین ترشیری شمال بردسکن و ارتباط آن‌ها با کانی‌سازی" است که با حمایت مالی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (مدیریت شمال شرق)، انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن سازمان قدردانی می‌گردد.

منابع

- افتخارنژاد، ج. آقانباتی، الف. و حمزه‌پور، ب.، ۱۹۷۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ کاشمر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سپاهی‌گرو، ع.ا.، ۱۳۷۱. پترولوژی گرانیتوئیدهای منطقه تکنار- سربرج (شمال‌غرب کاشمر). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۰۲.
- گزارش ۵۱ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور،

ماگماها پیروی می‌کند. شاخص اشباع از آلومین این سنگ‌ها، مت‌آلومین تا اندکی پرآلومین است و نسبت مولی A/CNK در نمونه‌های گرانیتوئیدی کمتر از ۱/۱ می‌باشد. روند خطی بین تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، به ویژه عناصر سازگار نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه با تغییرات SiO_2 ، بیانگر روند عادی تفریق و نقش آن در تشکیل این سنگ‌ها و وجود یک رابطه زایشی بین سنگ‌های گرانیتوئیدی است.

روند مشابه تغییرات عناصر کمیاب و عناصر نادرخاکی نمونه‌های گرانیتوئیدی این مجموعه، در نمودارهای عنکبوتی نیز مؤید رفتار ژئوشیمیایی مشابه برای سنگ‌های این مجموعه است. همچنین غنی‌شدگی عناصر ناسازگار دارای پتانسیل یونی پایین و متحرک (LILE)، به همراه آنومالی منفی عناصر Sr, Nb, Ti و Ba نشان می‌دهد که این سنگ‌ها احتمالاً از ذوب بخشی سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای حاصل شده‌اند.

شواهد صحرائی و سنگ‌نگاری نظیر وجود انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، حضور بیوتیت با ادخال‌های آپاتیت و هورنبلند در گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها، همچنین عدم وجود سیلیکات‌های آلومین به همراه اختصاصات ژئوشیمیایی همچون شاخص اشباع از آلومین (ASI)، به عنوان مرز گرانیت‌های نوع I و S، سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد نظر را در رده گرانیت‌های نوع I قرار می‌دهند. همچنین بر پایه نمودارهای شیمیایی، این سنگ‌ها اختصاصات گرانیت‌های تیپ I را به طور واضح دارا هستند.

بر پایه شواهد ژئوشیمیایی بدست آمده، این کمپلکس عمدتاً گرانیتوئیدی، با گرانیت‌های مناطق فرورانش حاشیه قاره شباهت بسیار زیادی داشته و در طی یک فاز کوهزایی از ذوب سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای در بالای منطقه فرورانش تشکیل شده است. به طور کلی با توجه به نظریات موجود در مورد تکوین زون ساختاری تکنار و خرد قاره ایران مرکزی و با توجه به نتایج بدست آمده در این تحقیق می‌توان گفت فرورانش پوسته

margin development in the Middle East. *Journal of the Geological Society, London*, 3, 459-464.

- Lindenberg, H.G. and Jacobshagen, V., 1982. Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area, NE Iran, Khorasan. Geological Survey of Iran (GSI). Report, 51, 145-163.

- Lightfoot, P.C., Hawkesworth, C.J. and Sethna, S.F., 1987. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotopes and trace element evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 44-54

- Muller, R. and Walter, R., 1983. Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar inlier north east of Kashmar, Khorasan Province, NE Iran. Geological Survey of Iran (GSI). Report, 51, 165-183.

- Newberry, R.J., Burns, L.E., Swanson, S.E., and Smith, T.E., 1990. Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, Petrogenesis and Mineralising Processes. Geological Society of America, Special Paper, 246. 121-142.

- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. Eds. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich. 230-249.

- 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.

- 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, 63-81.

- Razzaghmanesh, B., 1968. Die Kupfer-Blie-Zinc-Erzlagerstätten von Taknar and Ihr Regologischer Rahmen (NE Iran). Phd Thesis, University of Aachen, Aachen, (unpublished).

- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks*. John Wiley & Sons.

- Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York, 360.

- Soltani, A., 2000. Geochemistry and geochronology of I-Type granitoid rocks in the northeastern Central Iran Plate. Ph.D Thesis, University of Wollongong, Australia (unpubl.), 300.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D,

۱۹۸۳، زمین پیمایش در ایران.

- همام، م.، ۱۳۷۱. پترولوژی سنگ‌های ولکانیک و دگرگونی منطقه تکنار- سر برج (شمال غرب کاشمر). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۶.

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541.

- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic Parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (eds) Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 63-114.

- Chapell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 83, 1-26.

- Chen, B., Jahn, B.M. and Liu, J.B., 2002. Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unit, Su-Lu terrane. *Journal of Geological Society, London*. 159, 457-467.

- Debon, F. and LeFort, P., 1983. A chemical- mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.

- Esmaeili, D., Cananian, A. and Valizadeh M.V., 1998. Tectonic setting of the Bornavard Granite, Taknar area, northwestern Kashmar. *Proceeding of the 2nd Symposium of Geological Society of Iran, Mashhad*, 46-49.

- Foley, S.S., Venurelli, G., Green, D.H., and Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification and constraints for petrogenetic models; *Earth Science Reviews*, 24, 81.

- Forster H., 1968. Associations of volcanic rocks in the mountains South of Sabzevar (NE-Iran). *IGK*. 2, 23, 197-212.

- Foerster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40, 261-293.

- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methneu, London. 344.

- Laws, E.D. and Wilson, M., 1997. Tectonics and magmatism associated with Mesozoic passive continental

Norry M (eds) Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of The Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford, Blackwell Scientific, 312.

- Temel, A., Gundogdu, M.N. and Gourgaud A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 327-354.

- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113,

333-351.

- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary province. Scottish Journal of Geology. 18, 49-107.

- Thuy, N.T.B., Satir, M., Siebel W., Vennemann, T., and Long, T.V., 2004. Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. Journal of Asian Earth Sciences, 23, 467-482.

- Wilson, M., 1990. Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach, Unwin Hyman, Winchester, Massachusetts, USA. 57.

- Wu, F.Y., Jahn B.m., Wilde, S.A., Lo, C-H., Yui, T-F., Lin Q., Ge, W-c. and Sun D-y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE Chine, I: geochronology and petrogenesis. Lithos, 66, 241-273.

Archive of SID