

ویژگی های زمین شیمی، محیط ژئودینامیکی و فرایندهای پترولوژیکی سنگ های

دیوریت تا گابرویی کمپلکس نطنز

راضیه محمدی

استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد آشتیان، آشتیان، ایران

چکیده

مجموعه نفوذی نطنز (NIC) در باختر شهرستان نطنز و درنوار ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. سنگ های آذرین مافیک این مجموعه را گابرو و دیوریت تشکیل می دهند. سنگ های نفوذی گابرو قدیمی ترین واحد محسوب می شوند، زیرا توسط گرانیتوئیدها قطع شده اند. سنگ های نفوذی منطقه همگی متعلق به یک ماگمای مشترک هستند که این ماگما در آشیانه ماگمایی خود پس از اولین جایگزینی دچار تفریق شده است. پراکندگی و الگوی عناصر کمیاب نادر خاکی در سنگ های مختلف تقریباً با یکدیگر مشابه و از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شده اند. تطابق الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی می تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگ ها باشد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و ژئودینامیکی صورت گرفته بر سنگ های دیوریتی تا گابرویی محدوده مورد مطالعه، توده های مزبور ماهیت ساب آلكالن، کالکوالکالن و متآلومین تا پراآلومین را نشان می دهند. با مقایسه میزان H_2O و فشار تخمین زده شده، فاز لیکوئید برای تبلور کانی ها در سنگ های حدواسط نفوذی نطنز باید بین ۹۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد باشد. درجه حرارت بیش تر برای فاز لیکوئیدی می تواند به علت محتوای بیش تر کلسیم باشد. رفتار عناصر اصلی و فرعی تبلور تفریقی را به عنوان عمده ترین فرایند مسئول در تکامل ماگمایی نفوذی های نطنز پیشنهاد می نماید. وضعیت عناصر ناسازگار با فرورانش هماهنگی بیش تری دارد. مقدار بالای پلاژیوکلاز در گابروها نشان می دهد که تفریق در فشار نسبتاً بالا انجام شده است. شواهد پترولوژیکی حاکی از شکل گیری توده ها در محیط قوس های آتشفشانی است.

واژه گان کلیدی: نطنز، توده های نفوذی، گابرو، دیوریت، محیط ژئودینامیکی، زمین شیمی.

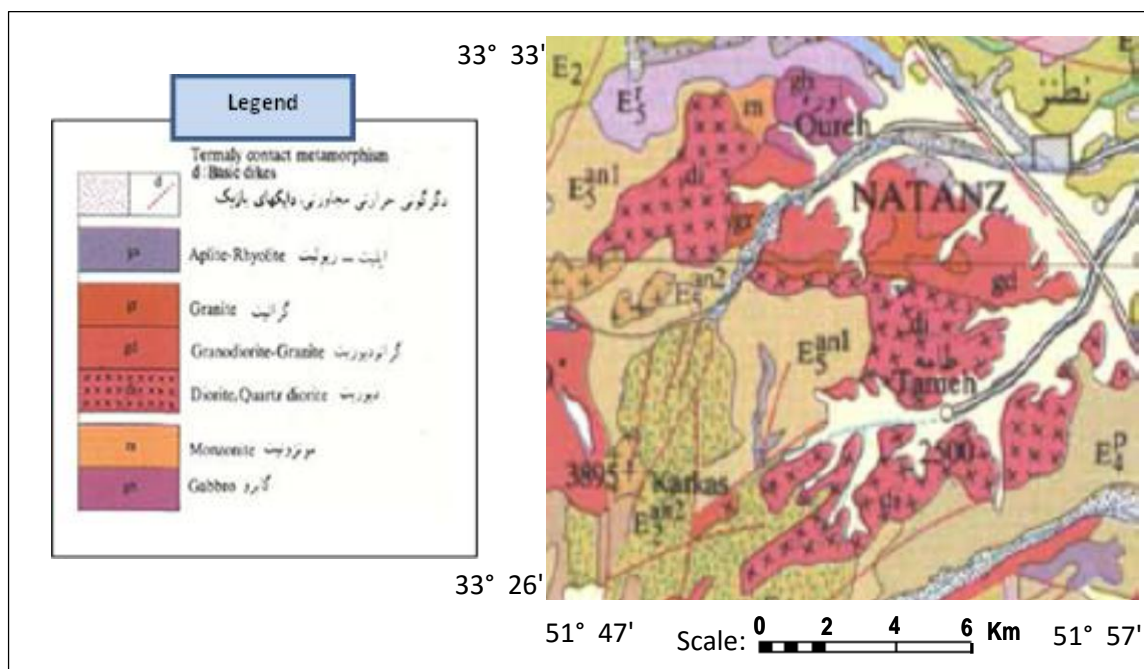
مقدمه

مختصات جغرافیایی $47^{\circ} 51'$ تا $56^{\circ} 51'$ طول شرقی و $32^{\circ} 33'$ تا $33^{\circ} 26'$ عرض شمالی بیرون زدگی دارند. این منطقه بخشی از نقشه زمین شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ کاشان را تشکیل می دهد (شکل ۲). نوار ماگمایی ارومیه - دختر در امتداد پهنه طویلی از سهند تا بزمان با روند شمال باختری - جنوب خاوری به طول ۱۷۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۱۵۰ کیلومتر به موازات پهنه سنندج - سیرجان قرار دارد (جباری

مجموعه نفوذی نطنز (NIC) در باختر شهرستان نطنز و در حدود ۷۰ کیلومتری جنوب شرق اردستان واقع شده است. از نظر تقسیمات زمین شناسی، این منطقه در نوار ماگمایی ارومیه - دختر و یا به اعتقاد پورحسینی (Pourhoseini, 1981) بر روی کمربند سنوزوئیک ایران مرکزی قرار گرفته است. توده های نفوذی باختر نطنز به سن الیگو میوسن و در مجاورت گسل نطنز (بخشی از گسل قم - زفره) و در

ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر ورقه ایران مرکزی در پالئوژن می باشد. مجموعه آذرین نفوذی نظنز که در غرب شهرستان نظنز رخمون یافته اند، طیف ترکیبی از گرانودیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت تا کوارتز مونزونیت، گابرو و گرانیت (شامل گرانیت آپلیتی) را نشان می دهند. توده های مزبور در سه جهت دارای دیاکلاز می باشند که به موازات گسل های اصلی و فرعی منطقه قرار گرفته اند (Amidi, 1977) در این مقاله تلاش بر این است که توده های مافیک که شامل دیوریت و گابرو می گردد از دیدگاه ژئوشیمیایی، محیط های ژئو دینامیکی و پترولوژی مورد بررسی واقع شوند.

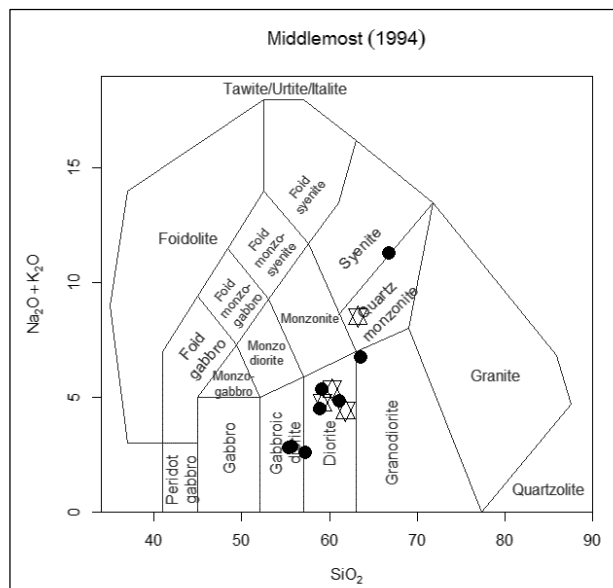
و همکاران (۱۳۸۹). از بررسی های زمین شناختی این نوار می توان به مطالعات عمرانی (Omrani et al., 2008) اشاره نمود. در این تحقیق تشکیل این پهنه ماگمایی به فرورانش پوسته اقیانوسی ثوتتیس از تریاس تا ائوسن به زیر صفحه ایران نسبت داده شده است. در این پهنه ماگمایی سنگ های آذرین آتشفشانی، توده های نفوذی اسیدی و بازی رخمون یافته اند (درویش زاده ۱۳۷۰، امامی و همکاران ۱۳۷۱، قربانی ۱۳۸۲ و Berberian, 1981). پور حسینی (Pourhoseini, 1981) در تحقیقات خود ماگمای سازنده این مجموعه را از ذوب پوسته و یا گوشته اقیانوسی می داند و اعتقاد دارد که تشکیل این مجموعه به هیچ وجه حاصل یک رژیم زمین ساخت کافتی نیست و نشان دهنده



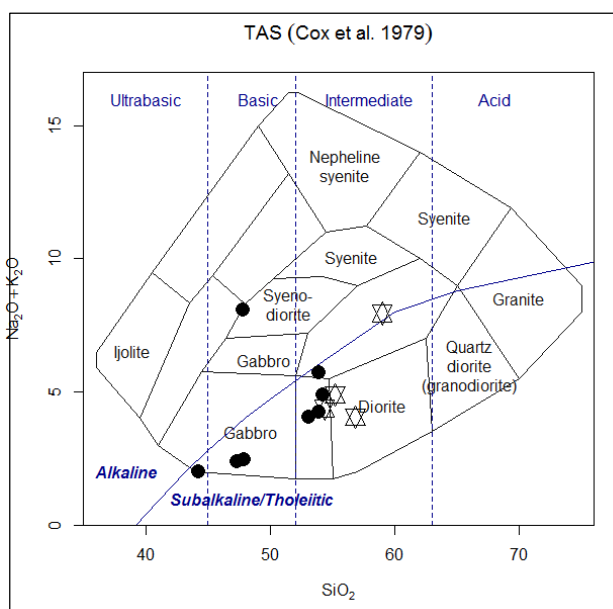
شکل ۱- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه به عنوان بخشی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (عمیدی، زاهدی و امامی ۱۳۷۰)

کلینوپیروکسن) اشاره نمود. با توجه به ترکیب سنگ و شکل، ماهیت و ترکیب کانی شناسی بنظر می رسد پلاژیوکلازها اولین فاز تشکیل شده در ماگما باشند، بنابراین پلاژیوکلاز، در واقع فاز لیکیدوس در سنگ های با کم ترین میزان تفریق

کانی های اصلی تشکیل دهنده گابروها پلاژیوکلاز، اولیون، پیروکسن و به مقدار کم تری آمفیبول است. از دیگر بافت های مشاهده شده در مقاطع نازک گابروها، می توان به بافت های سیمپلکتیت و بافت شلیرن (هم رشدی ارتو پیروکسن و



شکل ۲- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985). برای نامگذاری، نمونه ها در محدوده دیوریت، گابرو و کوارتز مونزونیت واقع می شوند. نشانه های ستاره برای نمونه های با ماهیت دیوریت و نشانه های دایره برای نمونه های با ماهیت گابرو در نظر گرفته شده است.



شکل ۳- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Cox et al; 1979). برای نامگذاری، نمونه ها در محدوده دیوریت، گابرو و سینودیوریت قرار می گیرند. نشانه های ستاره برای نمونه های با ماهیت دیوریت و نشانه های دایره برای نمونه های با ماهیت گابرو در نظر گرفته شده است.

در منطقه محسوب (گابروها) می گردد. توده های دیوریتی در مجاورت توه های گابروی دیده می شوند. این نوع سنگ ها دارای کانی های عمدتاً پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن می باشند که با کانی هایی مانند بیوتیت و کانی های فرعی دیگر و ثانویه ای مانند اکسیدهای آهن همراهی می شوند. دو نوع آمفیبول اولیه (با ترکیب هورنبلند) و آمفیبول ثانویه (حاصل دگرسانی و تجزیه پیروکسن ها با ترکیب آکتینولیت و ترمولیت) قابل مشاهده اند. تجزیه شدگی به آمفیبول گاه از حاشیه پیروکسن صورت گرفته است. پس از مطالعه دقیق پتروگرافی نمونه های برداشت شده از توده های گابرو و دیوریتی، به منظور مطالعه رفتار ژئوشیمیایی از نمونه های با ماهیت گابرو و دیوریت مورد مطالعه، ۱۲ نمونه که بررسی های پتروگرافی مؤید سالم تر بودن (کم تر بودن میزان دگرسانی) آن ها بود انتخاب گردید و با روش های XRF، ICP-MS در آزمایشگاه SGS کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت.

نامگذاری ژئوشیمیایی سنگ های گابرو و دیوریتی مجموعه آذرین نفوذی نطنز (NIC)

به منظور نامگذاری نمونه های مورد مطالعه سنگ های آذرین مجموعه نفوذی نطنز، از نمودارهای مختلفی از جمله (Middlemost, 1985) و (Cox et al; 1979) استفاده شده است. بر اساس نمودار اول که مقادیر Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (TAS) سنجیده شده است، نمونه های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی سنگ های دیوریت، گابرو و کوارتز مونزونیت قرار می گیرند (شکل ۳). نمودار دوم (Cox et al; 1979) که از سری نمودارهای TAS می باشد، نیز حاکی از آن است که نمونه ها دارای ترکیب گابرو، دیوریت و سینودیوریت می باشند. نامگذاری سنگ های مورد مطالعه بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی و به روش مستقیم، مشابهت زیادی با نامگذاری در مطالعات میکروسکوپی نشان می دهد.

تعیین میزان اشباعیت از آلومین

در مقدار CaO در برابر SiO₂ به چشم می خورد که می تواند موجب تبلور پلاژیو کلازها و همچنین تغییر پلاژیوکلازها از آنورتیت به آلبیت شود. این روند، نشان دهنده تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک طی تفریق ماگمایی است. میزان Al₂O₃ تا حدودی روند افزایشی دارد که با ماهیت متا آلمین تا پرآلمین بودن نمونه ها و افزایش نسبی پلاژیوکلازها همخوانی دارد. دامنه تغییرات اکسیدهای Na₂O, K₂O که جزء عناصر ناسازگار به شمار می روند، افزایشی است که بیانگر تبلور فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز سدیک در اواسط تا اواخر مراحل تبلور ماگمایی است. روند افزایشی K₂O/Na₂O در برابر SiO₂ علاوه بر آن که نقش پوسته رادر تعیین سرنوشت تبلور ماگمایی نشان می دهد، حاکی از تبلور کانی های سدیک بیش تر نسبت به کانی های پتاسیک در ضمن تفریق ماگمایی است.

روند تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO₂

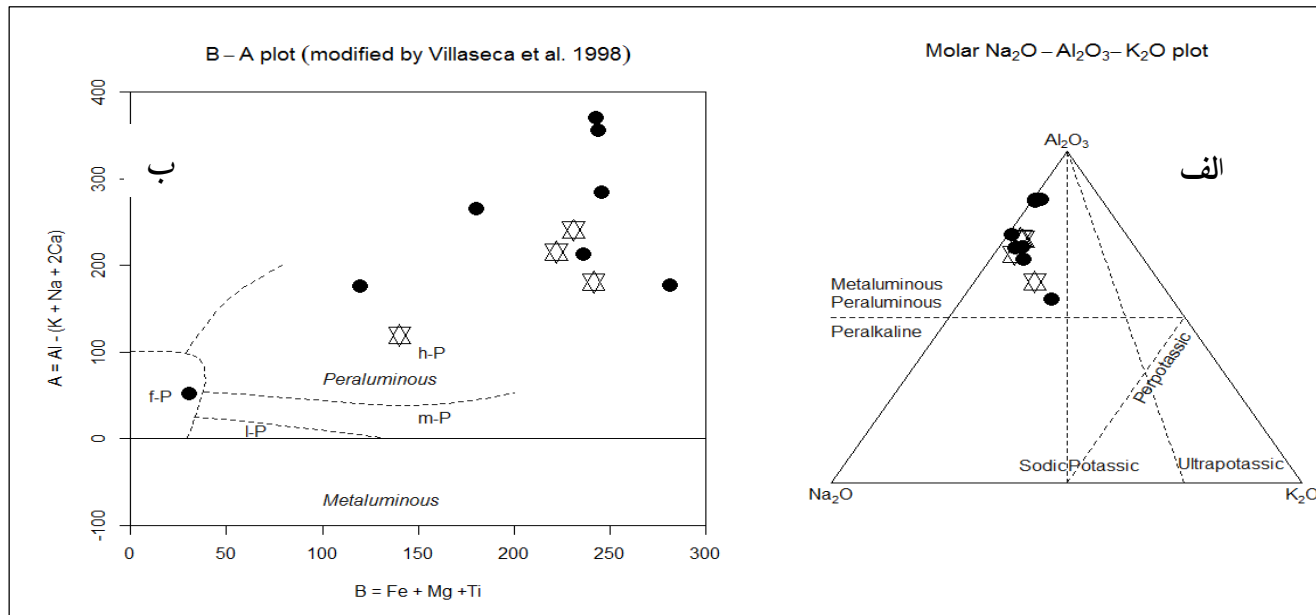
برای درک بهتر تغییرات عناصر در حین تحول ماگمایی، از نمودارهای تغییر عناصر کمیاب در برابر SiO₂ استفاده شده است. با افزایش مقادیر SiO₂، عناصری مانند La, Ce, Ba, Y, Zr, Rb, Sr, Ba و Cs (LILE) کاتیون های بزرگ با بار کم شناخته می شوند و بیش تر ماگماها، با افزایش میزان SiO₂، افزایش می یابند. این عناصر دست کم در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی بسیار ناسازگارند و در ماگمای باقیمانده تمرکز می یابند (رسولی و همکاران ۱۳۹۴). Ba دارای اندازه یونی قابل مقایسه با پتاسیم است و تا حدودی می تواند در هورنبلند نیز تجمع یابد. در پیشرفت تبلور تفریقی، بر مقدار Ba، در ماگما افزوده می شود (Raymond, 2002).

به منظور مشخص کرن ماهیت نمونه ها از دیدگاه میزان آلمین از نمودارهای مختلفی استفاده می شود. در نمودار اشباعیت از آلمین (Shand, 1943)، نمونه های مورد مطالعه در محدوده متاآلمین تا پرآلمین قرار می گیرند. اما در نمودار اصلاح شده توسط ویلاسکا و همکاران (Villaceca et al. 1998)، نمونه ها در محدوده پرآلمین واقع می شوند بررسی روند تغییرات عناصر در نمودارهای نوع هارکر (Harker 1909)

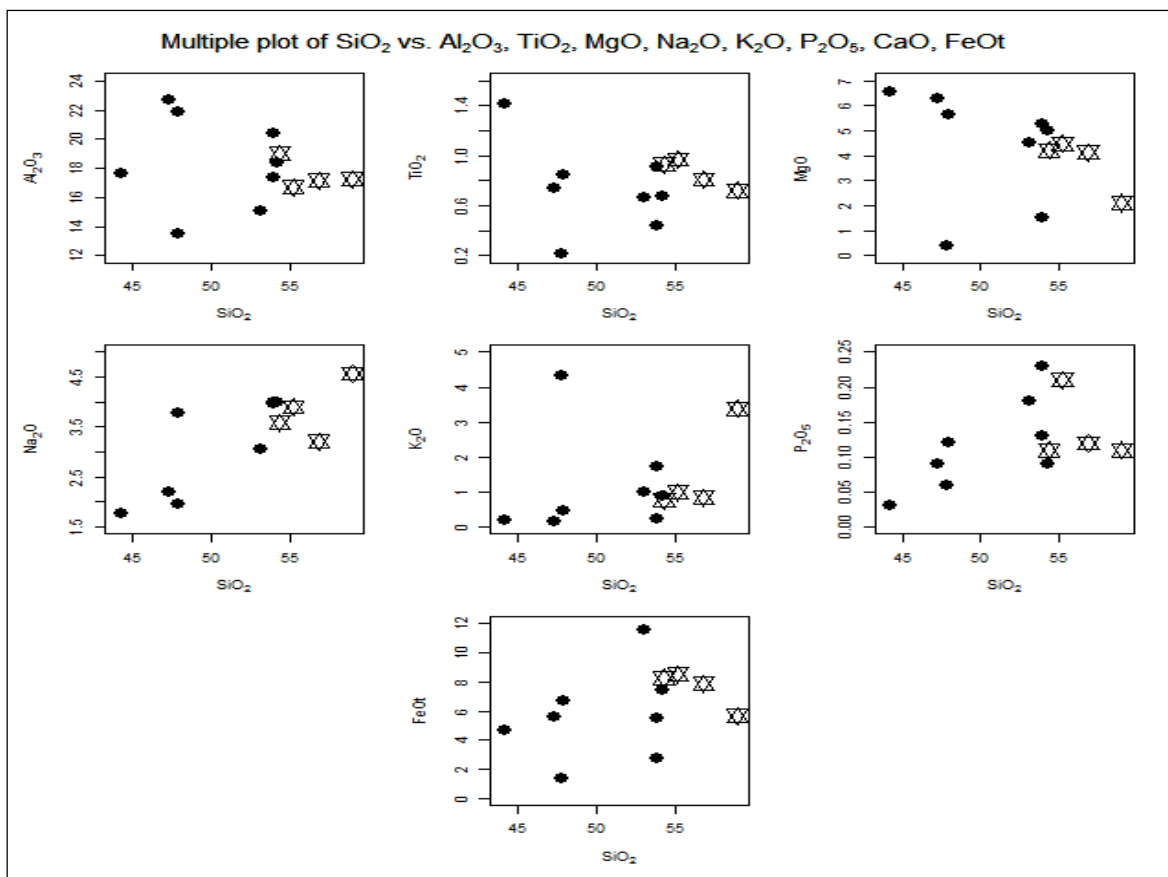
روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی

روابط کمی بین عناصر نشان می دهد که پارامترهای شیمیایی یک سنگ یا در مقیاس وسیع تر یک توده ماگمایی بصورت مستقل از یکدیگر تغییر نمی یابند که این رفتار تطابق ژئوشیمیایی نامیده می شود (Wilson, 1989). به منظور تعیین روابط کمی بین عناصر و اکسیدها از نمودارهای نوع هارکر (Harker 1909) استفاده شده است

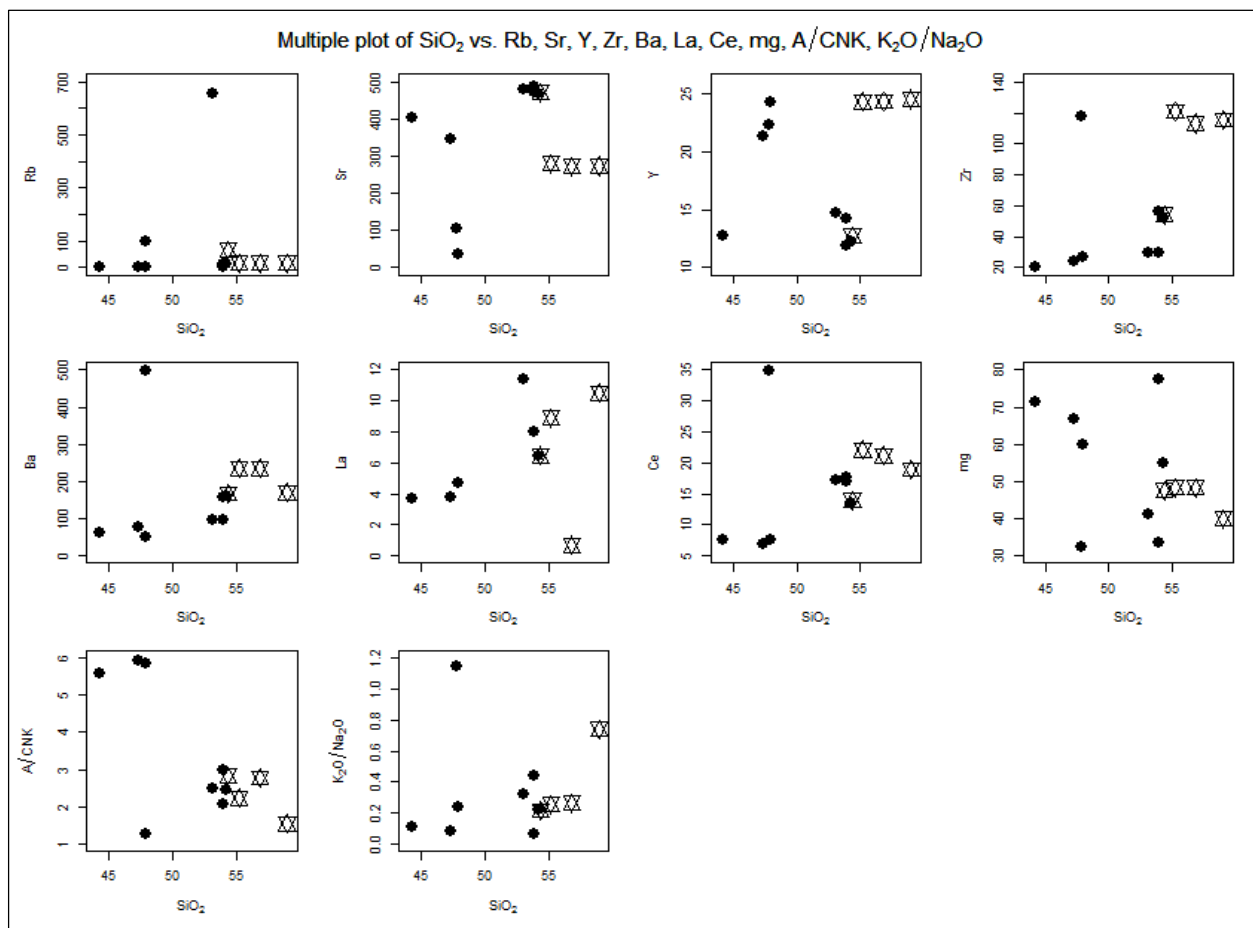
در نمونه های مورد مطالعه، مقدار SiO₂ بین ۴۷/۳ تا ۵۸/۹۸ درصد متغیر بوده است. طبق نمودارهای نوع هارکر (شکل ۶)، اکسیدهای TiO₂, MgO و P₂O₅ با افزایش SiO₂ روند کاهشی نشان می دهند که دلیل آن تفریق بلوری ماگما بوده و حاکی از تبلور پلاژیوکلاز و کانی های فرومنیزین در ابتدا تا اواسط مراحل تبلور ماگمایی است، زیرا با جدا شدن آن ها از ماگما، میزان این اکسیدها کاهش می یابد. روندهای مشاهده شده برای این اکسیدها، با تفریق کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز در دیوریت ها سازگار است (Gao and Zhou, 2013). اکسید TiO₂ نیز در سنگ های مورد مطالعه با افزایش SiO₂، کاهش نشان می دهد (شکل ۶). این فرایند می تواند به سبب تبلور اکسید آهن - تیتان مانند مگنتیت و ایلمنیت (یا کانی های کدر) در طی فرایند تفریق و در مراحل اولیه آن رخ داده باشد. از طرف دیگر کاهشی



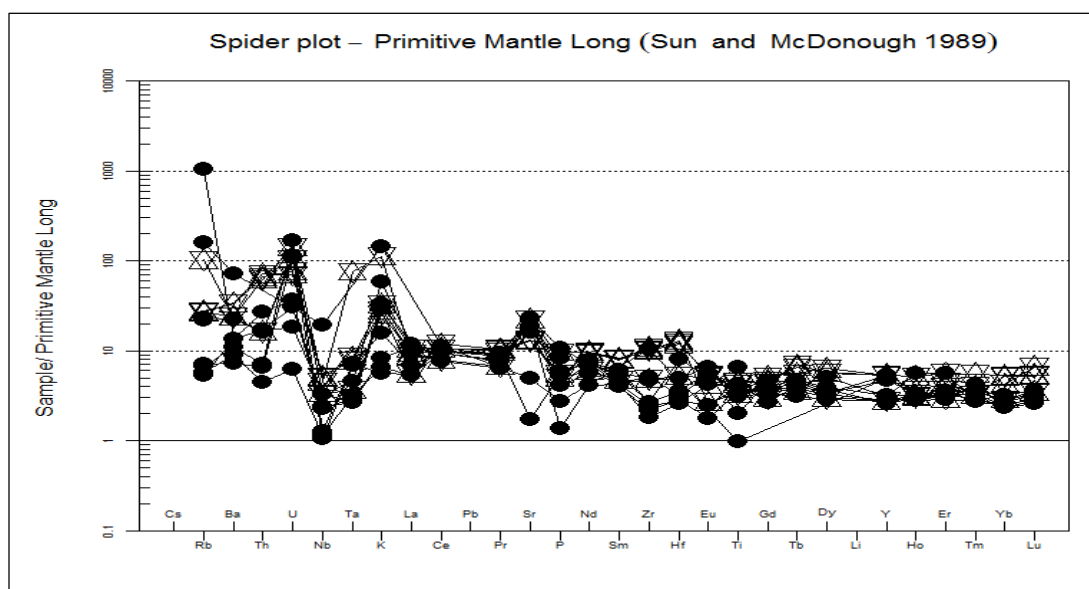
شکل ۴- الف : نمودار اشباعیت از آلومین (Shand, 1943)، نمونه ها در محدوده متآلومین تا پرآلومین واقع می شوند. ب: نمودار اشباعیت از آلومین (Villaseca et al. 1998)، نمونه ها در محدوده متآلومین تا پرآلومین واقع می شوند.



شکل ۵- نمودارهای تعیین روند کمی بین اکسیدهای عناصر اصلی (Harker, 1909)



شکل ۶- نمودارهای تعیین روند کمی بین برخی عناصر کمیاب در برابر SiO_2 (Harker, 1909)



شکل ۷- نمودارهای تعیین روند کمی برخی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده اند

Zr دارای پتانسیل یونی بالا و بار الکتریکی زیاد و عضوی از گروه HFSE است. این عنصر ناسازگار است و به آسانی وارد کانی های رایج سنگ ساز نمی شود. کاهش مقدار زیرکن با افزایش SiO_2 هنگامی رخ می دهد که ماگما از زیرکن اشباع باشد (Yanbo and Jingwen, 2010)، اما همانگونه که در شکل (7) مشخص است، میزان این عنصر در برابر SiO_2 روند افزایشی دارد که نشان می دهد ماگمای اولیه از زیرکن اشباع نبوده است. روند تغییر مقادیر Ce در نمودار، افزایشی است که تا حدودی بیانگر رویداد تفریق در بازه زمانی تحول ماگمایی است. در مجموع، تغییرات مشاهده شده در روند عناصر اصلی و کمیاب حاکی از تفریق ماگمایی است که به صورت تغییرات تدریجی کانی شناختی در سنگ های نفوذی منطقه از گابرو تا گرانیت است.

بررسی روند تغییرات عناصر کمیاب در نمودارهای

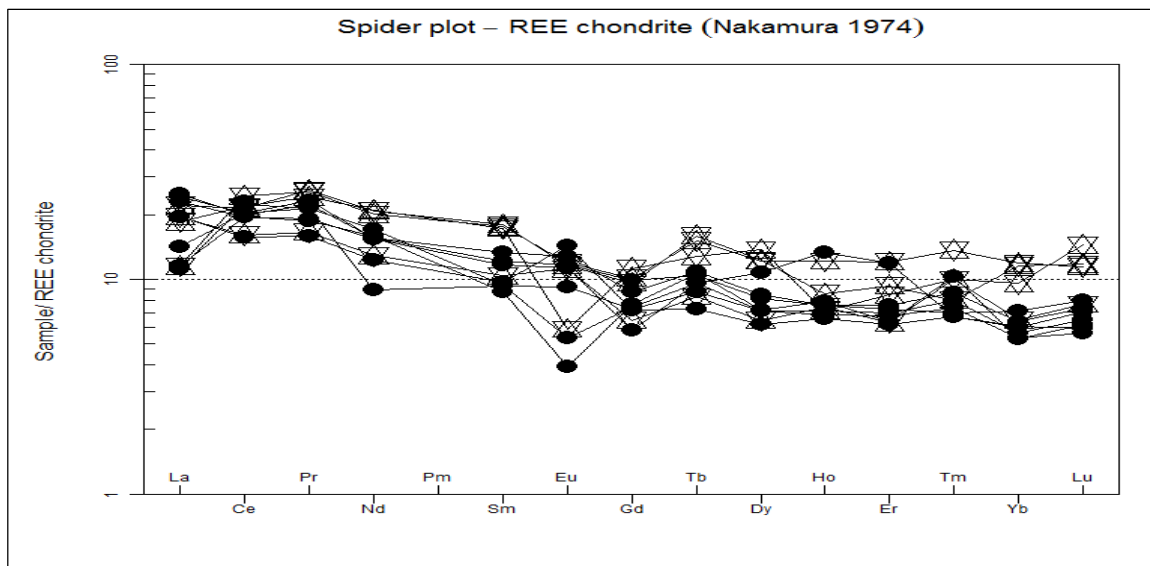
عنکبوتی

برای شناخت و مطالعه فرایندهای پترولوژیکی و تحولات سنگ شناسی می توان از تغییرات گروهی عناصر کمیاب بهره برد. همانگونه که در نمودار شکل (8) مشخص است، عناصر کمیاب رفتارهای متفاوتی را در نمودارهای عنکبوتی نشان می دهند. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب که با فاکتورهای نورمالیزه کنندگی مختلفی مانند مورب (شکل 8) مورد مطالعه قرار گرفت نشان می دهد عناصری مانند Th, Rb, Ce و K غنی شدگی را نسبت به کندریت نشان می دهند. به طور کلی مجموعه LILE در بردارنده Cs, Rb, K, Sr نسبت به مجموعه HFSE، در بردارنده Ta, Nb, Ti, Zr, Hf و Y تحرک بیش تری دارند و رفتارهای متفاوتی از خود نشان می دهند. رفتار عناصر بزرگ یون (LILE)، بیش تر در ارتباط با فاز سیال و در برابر آن غلظت (HFSE)، بیش تر در کنترل شیمی سنگ و فرایند تبلور است. مشخص است که مقدار و

تمرکز عناصر کمیاب توسط کانی های ویژه ای کنترل می شود تحرک عناصر کمیاب به وسیله تغییرات کانی شناسی که در طی دگرسانی صورت می گیرد و ماهیت فاز سیال کنترل می شود (Pearce 1984). همانگونه که در نمودار مشخص است، مجموعه LILE نسبت به HFSE پراکندگی بیش تری را نشان می دهد. که علت آن نیز می تواند تحرک بالای عناصر مجموعه LILE در طول دگرسانی احتمالی ماگما باشد. یکی از مشخصه های بارز نمودار شکل 8، تهی شدگی عنصر Nb است. در بسیاری از نمودارهای عنکبوتی، کاهش Nb ، از ویژگی های شاخص ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن، آرایش هرچه بیش تر پوسته قاره ای را در ماگما آشکار می کند (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989; Winter, 2001; Zhang et al., 2006; Asran et al., 2012; Ma et al., 2014). ناهنجاری منفی Nb در نمونه های گابروی شدیدتر از نمونه های دیوریتی است (شکل 8). آنومالی منفی Nb و Ti و آنومالی مثبت Pb در نمودارهای عنکبوتی و همچنین، نسبت های عناصری مانند Ce/Pb و Nb/U نیز احتمال آرایش ماگمایی را مطرح می نماید. مقادیر پایین مجموعه HFSE به عنوان عناصر با شدت میدان بالا، همچون Nb, Ti و Ta دلالت بر باقی ماندن این عناصر در منشا در طی ذوب دارد و ممکن است حاکی از حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (مانند روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پاراگزیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت) در پوسته اقیانوسی فرو رو و یا گوشته گوه ای ذوب نشده باشد (Tatsumi et al., 1986; Keppler, 1996). برخی تحقیقات نیز مقادیر کم عناصر Nb, Ti و Ta را به فرایندهای تهی شدگی قبلی در سنگ های گوشته ای نیز نسبت داده اند (Gust et al., 1977; Woodhead et al., 1993). آنومالی منفی عنصر فسفر (P)، نشان دهنده رفتار سازگار فسفر هنگام روند جدایش بلورین کانی ها است، این عنصر می تواند وارد

شکل ۹، تغییرات عناصر نادر خاکی (REE) را نشان می دهد. پراکندگی عناصر کمیاب نادر خاکی در سنگهای مختلف تقریباً با یکدیگر مشابه و از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شده اند. تطابق الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی می تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگ ها باشد (Henderson, 1984). تمرکز مجموعه HREE در بخش پوسته ای زمین بسیار کم است و بنابراین مشارکت پوسته ای در تشکیل سنگ های مشتق از منابع گوشته ای، سبب ایجاد بی هنجاری منفی در نمونه ها می شود. همچنین در خلال دگرگونی و آب زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده در مناطق فرورانش کمانی و در پایان ذوب بخشی صفحه فرورونده، این عناصر کم تحرک در فازهای دیرگداز موجود در تفاله دیرگداز دگرگونی مانند تیتانیت، روتیل، اسفن، آپاتیت و زیرکن باقی می ماند. زیرا عناصر اشاره شده در این فازها به شدت سازگارند و بی هنجاری منفی در Ti و Nb بازتاب دهنده انحلال کم تر این عناصر در سیال های انتقال دهنده است (Stern, 2004).

کانی آپاتیت گردد. مقایسه بین نمودارهای عنکبوتی مربوط به نمونه های گابرویی با نمونه های دیوریتی، حاکی از آن است نمونه های دیوریتی نسبت به نمونه های گابرویی، از عناصری مانند Ba, Rb, K, Ce غنی شدگی بیش تری نشان می دهند. با توجه به غنی شدگی نسبی این عناصر، احتمال دخالت پوسته و یا گوشته متاسوماتیزه برای خاستگاه ماگمایی توده ها، قوت می گیرد. با توجه به روند کلی و وجود قله ها (پیک ها) و گودی های موجود در انگاره های اسپایدر دیاگرام ها، بنظر می رسد وضعیت عناصر ناسازگار با فرورانش هماهنگی بیش تری داشته باشند. این شرایط موقعیت توده ها را مشخص می سازد. آنچه عناصر کمیاب نادر خاکی (REE) را در بررسی های سنگ شناسی از اهمیت خاصی برخوردار می کند، نتایجی است که از بررسی گروهی آن ها (به عنوان یک خانواده) حاصل می شود (رسولی و همکاران ۱۳۹۳). همه عناصر موجود در این نمودارها، در طول فرایند های ذوب و تبلور بخشی، به عنوان عناصر ناسازگار رفتار می کنند و میزان آن ها در طی تفریق ماگمایی، در مذاب باقیمانده افزایش می یابد (Stern, 2004). نمودار



شکل ۸- نمودار عنکبوتی تغییرات کمی عناصر کمیاب نادر خاکی (REE) که نسبت به کندریت بهنجار شده اند

بر اساس این نمودار اغلب نمونه های در بخش ساب آکالن قرار گرفته اند (شکل ۳)

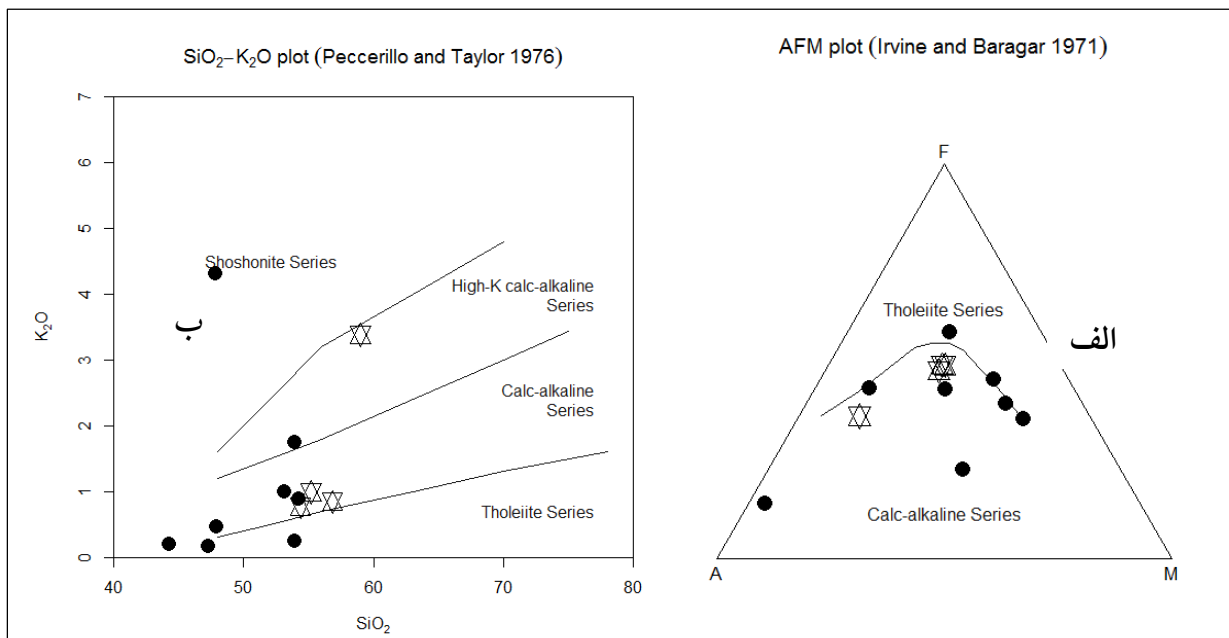
نمودار: (Irvine & Baragar; 1971) در این دیاگرام سه مؤلفه آکالن و فرو منیزین حضور دارند (AFM). طبق این نمودار که به دو بخش تولییتی و کالک آکالن تقسیم شده است تقریباً تمامی نمونه ها (به جز یک مورد) در بخش کالک آکالن قرار می گیرند. طرز پیاده شدن نمونه ها تا حدودی حاکی از تمایل نمونه ها به قطب های آهن و منیزیمی است که به دلیل حضور کانی های فرومنیزین است.

نمودار (Peccerillo and Taylor; 1976) نیز که بر اساس K_2O در برابر SiO_2 ترسیم شده است، نمونه های مورد مطالعه در محدوده سری کالکوآکالن با گرایش به تولییتی واقع می شوند.

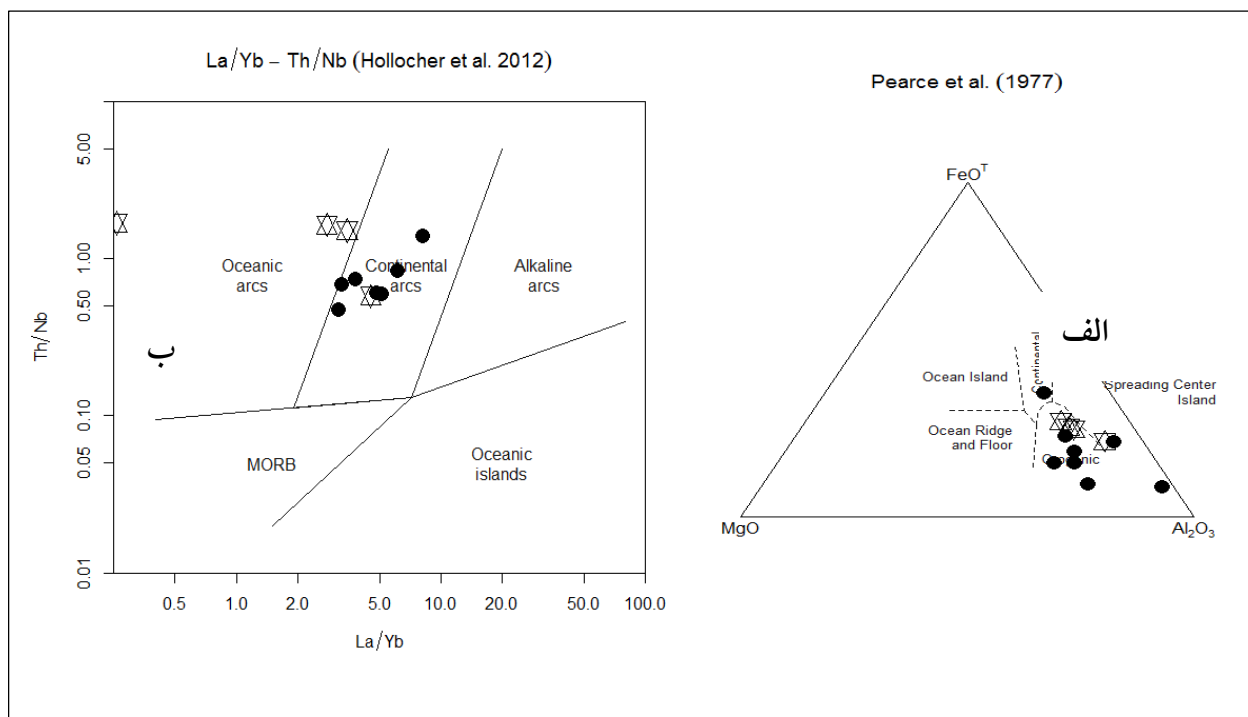
جایگاه تکتونوماگمایی: برای تعیین موقعیت تکتونوماگمایی نمونه های مورد مطالعه می توان از نمودارهای مختلفی استفاده نمود. بر اساس نموداری از پیرس و همکاران (Pearce et al., 1977)، نمونه های مورد مطالعه در محدوده مرتبط با کوهزایی قرار می گیرند. بر طبق نمودار دیگری از (Hollocher et al., 2012)، نمونه ها ویژگی کمان قاره ای را نشان می دهند. همچنین نمودار سه تایی از وود (Wood., 1980)، نمونه های دیوریتی و گابرویی محدوده مورد مطالعه در بازالت کالکوآکالن واقع می شوند (شکل ۱۴). بر اساس نمودار دیگری از پیرس و همکاران (Pearce et al., 1982) که بر پایه Th/Yb در برابر Ta/Yb تدرسیم شده است، نمونه های مورد مطالعه در محدوده سری کالک آکالن مربوط به کمان های آتشفشانی واقع می شوند.

در بسیاری از تحقیقات پیشین، رفتار عناصر نادر خاکی، اغلب به صورت غیر متحرک در نظر گرفته می شد (Michard and Albarede, 1986 and Lewis et al., 1998). مطالعات جدیدتر حاکی از تحرک عناصر نادر خاکی توسط دگرسانی سیالات گرمایی در شرایط خاص می باشد (Arribass, 1995 and Bissing et al., 2002). تفاوت در ظرفیت کاتیونی REE، باعث جدایش آن ها در محیط های متفاوت می شود (parsapoor et al., 2009). طبق نمودار عناصر LREE در سنگ های گابرو تا دیوریتی منطقه نطنز نسبت به HREE غنی شدگی نسبی نشان می دهند. این خصوصیت می تواند از ویژگی کمان های مرتبط با فرورانش باشد. به عقیده برخی از محققین، آنومالی منفی Ti, P, Nb, La, Ce از ویژگی های سنگ های آذرین مرتبط با ماگمای محیط های فرورانشی است (Castillo, 2006). یکی دیگر از شاخص های نمودار عنکبوتی تهی شدگی عنصر Eu است. برای ناهنجاری منفی و تهی شدگی این عنصر، عموماً دو دلیل ذکر می شود: یکی از این دلایل، کم بودن فوگاسیته اکسیژن است. زیرا Eu^{+2} در پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات وارد می شود و دلیل دیگر آن که، جدایش فلدسپات ها چه به موجب پدیده تفریق و چه به سبب ذوب بخشی که در آن این کانی ها در تفاله حاصل از ذوب باقی می ماند (Rollinson, 1993). غنی شدگی نسبتاً ضعیف مجموعه LREE نسبت به مجموعه HREE، نشانی از نبود گارنت در منشا است.

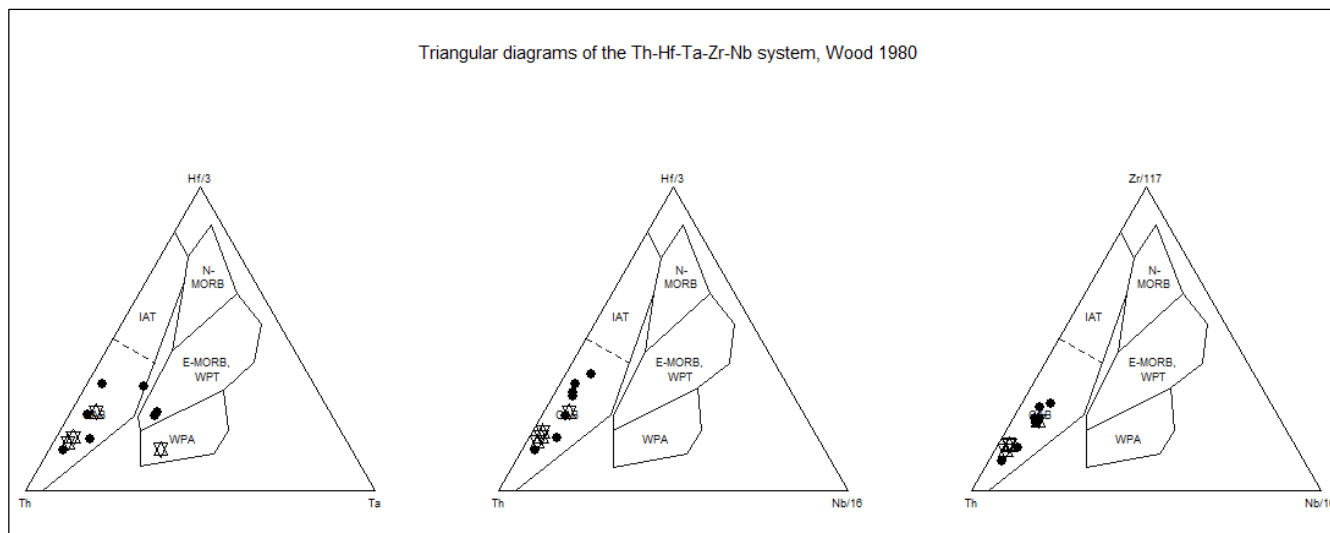
تعیین سری ماگمایی سنگ های مافیک منطقه مورد مطالعه
به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ های مافیک منطقه مورد مطالعه از نمودارهای متفاوتی به شرح زیر استفاده شده است - نمودار: (Cox et al; 1979) $(K_2O+Na_2O-SiO_2)$: در نمودار فوق که بر مبنای مجموع آلکالی ها و سیلیس (TAS) ترسیم گردیده است، قلیایی ها از غیر قلیایی ها جدا شده اند



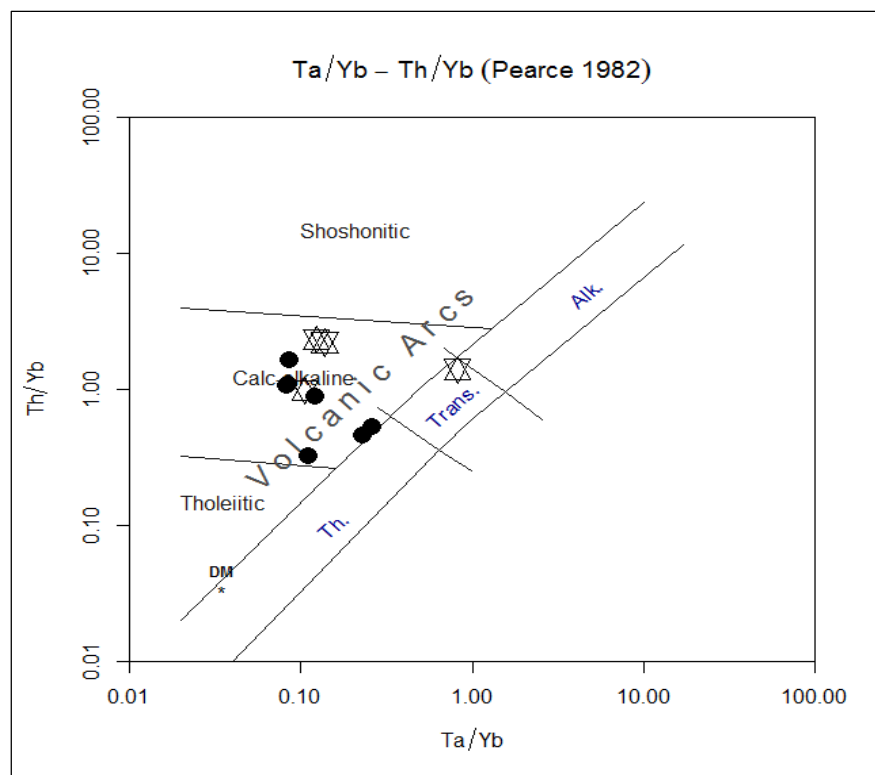
شکل ۹- الف : نمودار AFM از (Irvine & Baragar; 1971) برای تعیین ماهیت کالکوآلکالن نمونه ها از آلکالن. ب: نمودار K₂O در برابر SiO₂ از (Peccerillo and Taylor; 1976)



شکل ۱۰- الف: نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1977)، نمونه های مورد مطالعه در محدوده مرتبط با کوهزایی قرار می گیرند. ب: نموداری از (Hollocher et al., 2012)، نمونه ها ویژگی کمان قاره ای را نشان می دهند



شکل ۱۱- نمودار سه تایی از (Wood., 1980)، نمونه های دیوریتی و گابرویی محدوده مطالعه در محدوده بازالت کالکواآلکانن واقع می شوند



شکل ۱۵- نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1982) ، نمونه های مورد مطالعه در محدوده سری آلکانن مربوط به کمان های آتشفشانی قرار می گیرند

ماگمایی خود پس از اولین جایگزینی دچار تفریق شده است. این مطلب هم به وسیله سرشت ماگمایی مشترک که کالک آلکالن و ساب آلکالن است و هم توسط نمودار های هارکر عناصر اصلی و کمیاب قابل توجیه است. در ماگما های مناطق دارای سرشت کمان های آتشفشانی حاشیه فعال قاره ای، سیال های حاصل از آزدایی صفحه اقیانوسی فرورو با ورود به گوه گوشته ای، آن را متاسوماتیسم، غنی شده از عناصر ناسازگار و دستخوش ذوب بخشی و ایجاد ماگما می کند، ولی در این موارد، غالباً بخشی از پوسته اقیانوسی نیز ذوب می شود و در تشکیل ماگماهای برخاسته از این مناطق مشارکت می کند (رسولی و همکاران ۱۳۹۴). مقدار بالای پلاژیوکلاز در گابروها نشان می دهد که تفریق فازهای مافیک در فشار نسبتاً بالا انجام شده (Yoder and Tilley; 1962) است (جایی که تبلور پلاژیوکلاز انجام نمی شود)، به عبارت دیگر در این فشارهای نسبتاً بالا در نتیجه تبلور فازهای مافیک مقدار Al_2O_3 در مایع همزیست زیاد می شود و در فشار پایین تر پلاژیوکلازها در دمای لیکویدوس از مذاب مافیک متبلور می شوند (Gust and Perfit; 1987) این موضوع با مقدار MgO , Cr و Ni موجود در گابروها که نشان می دهد ماگمای مادر آن ها قبل از جایگزینی اندکی فرآیند تفریق متحمل شده، سازگار است (Gertisser and Keller; 2000). ترکیب کانی شناسی سنگ های حدواسط نطنز کم و بیش قابل مقایسه با تونالیت نوادا (Sierra Nevada tonalite) است. با توجه به مجموعه کانی شناسی سنگ های حدواسط مجموعه نفوذی نطنز (شامل پلاژیوکلاز + کوآرتز + ارتوکلاز + بیوتیت + هورنبلند)، این طیف ترکیبی نمی تواند در بیش از ۱۵ کیلو بار فشار (عمق ۳۰ تا ۵۰ کیلومتری زمین) پایدار باشد (هنرمند و همکاران ۱۳۸۸). بنابراین فشار حاکم بر مجموعه می بایست بین ۷ تا ۱۵ کیلو بار باشد. اما حضور آمفیبول نشان دهنده ماگمایی با درصد آب)

همانگونه که مشاهده شد، بر اساس نمودار (Pearce et al; 1977) که مرزهای تعدادی از جایگاه های تکتونیکی را بر اساس دامنه ترکیبی نشان می دهد، نمونه های مورد مطالعه در بخش جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره ای واقع می شوند (شکل ۱۲). نسبت Nb/Th در سنگ های نفوذی منطقه مورد مطالعه کم تر از ۳ است. بر اساس مطالعات والن و همکاران (Whalen et al, 2006) نسبت $Nb/Th < 3$ به عنوان مشخصه سنگ های کالکوالکالن در قوس و نیز غنی شدگی Th نسبت به Nb می تواند تأییدی بر محیط قوس های آتشفشانی مجموعه نفوذی مورد نظر از جمله نطنز باشد. (Whalen et al; 2006; Whalen et al; 1997; Swinden et al.; 1997).

بحث و نتایج

مجموعه سنگی گابرو تا دیوریت نطنز در پهنه ساختاری ارومیه - دختر شکل گرفته است. الگوهای متفاوتی در ارتباط با محیط ژئودینامیکی فعالیت ماگمایی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر ارائه شده است. عده ای از محققین به الگوی کافت درون قاره ای اعتقاد دارند (و Lescuyer & Riou, 1976; Caillet et al., 1978; Emami, 1981; Sabzehei, 1994). پژوهشگران دیگری نیز بر این باورند که فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی علت فعالیت های ماگمایی این کمر بند معروف ماگمایی ایران است (Nowroozi, 1971; Karig, 1971; Takin, 1972; Moine-Vaziri, 1985; Berberian & Berberian, 1981; Aftabi & Atapour, 2000). نصیری (۱۳۸۵) بر این باور است که فرورانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی، افزون بر تولید مواد مذاب ساب آلکالن، به سبب داشتن فرورانش مایل، به تولید ماگمای آلکالن نیز انجامیده است (رسولی و همکاران ۱۳۹۴). سنگ های نفوذی منطقه همگی متعلق به یک ماگمای مشترک هستند که این ماگما در آشیانه

مهم جزایر قوسی (Island Arc) است. بنظر می رسد ماگمای مادر ترکیبی شبیه حاشیه انجماد سریع دیوریت های نطنز (بافت دولریتی) و یا گابروی نطنز داشته است. ترکیب این سنگ ها نزدیک به بازالت پر آلومین (High alumina) می باشد. چنین ترکیب بازیک پر آلومینی با تبلور تفریقی خود می تواند اعضای حد واسط تا پر سیلیس سری کالکو آلکالن را در اعماق ۳۵ تا ۱۰۰ کیلومتری را با انتقال آمفیبول + کلینوپیروکسن (بعلاوه پلاژیوکلاز یا اورتوپیروکسن) تولید نماید (Condi 1976). فاز بیش تر اسیدی می توانند می توانند از مذاب کم تر آبدار یا تبلور تفریقی آبدار چنین ماگمای بازیکی در نزدیک سقف مخزن ماگمایی مشتق شوند ، جایی که آب و دیگر مواد فرار تمرکز می یابند.

نتیجه گیری

محدوده مورد مطالعه در کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر رخنمون یافته است. نمونه ها در محدوده های گابرو، دیوریت، سینودیوریت و کوارتز مونزونیت واقع می شوند. سنگ های نفوذی منطقه همگی متعلق به یک ماگمای مشترک هستند که این ماگما در آشیانه ماگمایی خود پس از اولین جایگزینی دچار تفریق شده است. پراکندگی عناصر کمیاب نادر خاکی در سنگ های مختلف تقریباً با یکدیگر مشابه و از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شده اند. تطابق الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی می تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگ ها باشد. از دیدگاه سری ماگمایی و اشباعیت از آلومین، توده های مزبور ماهیت ساب آلکالن ، کالکوآلکالن و متاآلومین تا پرآلومین را نشان می دهند. مقدار بالای پلاژیوکلاز در گابروها نشان می دهد که تفریق فازهای مافیک در فشار نسبتاً بالا انجام شده است. نسبت $Nb/Th < 3$ به عنوان مشخصه سنگ های کالکوآلکالن در قوس و نیز غنی شدگی Th نسبت به Nb می تواند تأییدی بر محیط قوس های آتشفشانی مجموعه نفوذی مورد نظر از

(H₂O) قابل توجه است. با مقایسه میزان H₂O و فشار تخمین زده شده ، فاز لیکوئید برای تبلور کانی ها در سنگ های حدواسط نفوذی نطنز باید بین ۹۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد باشد. درجه حرارت بیش تر برای فاز لیکوئیدی می تواند به علت محتوای بیش تر کلسیم باشد. این حرارت تخمینی برای نمونه های نطنز با حرارت تخمین زده شده برای مذاب آندزیتی آبدار (Wet andesitic melt) در فشار پسته ای و همچنین همچنین درجه حرارت مورد نیاز برای ماگمای گرانودیوریت -تونالیت (ترکیب آندزیتی) مطابقت می کند. یک مذاب خشک به درجه حرارتی بیش از آن نیازمند است . شواهد سنگ نگاری زیر حضور فاز بخار برای سنگ های نفوذی نطنز در حین تبلور را اثبات می نماید:

-جانشینی پیروکسن توسط آمفیبول در اغلب سنگ های بازیک تا حدواسط

-هسته کاملاً کلسیکی بلورهای پلاژیوکلاز در اکثر سنگ های نفوذی منطقه

وجود هسته کاملاً کلسیکی بلورهای پلاژیوکلاز در اکثر سنگ های نفوذی منطقه ممکن است نشان دهنده حضور مواد باقیمانده از ماگمای والد باشد. چنین ماگمای اشباع از بلوری می تواند سازنده یک پلوتون دیاپیری باشد که به علت تماس کم بین نفوذی ها و سنگ های دربرگیرنده باشد (Ramberg, 1970). بنابراین بنظر می رسد که مجموعه نفوذی نطنز بصورت یک پلوتون دیاپیری جایگزین شده باشد. توزیع عناصر کمیاب ، فراوانی نسبی آن ها و میزان تطابق آن ها نشان دهنده پلوتونیزم قوسی (Arc plutonism) است. رفتار عناصر اصلی و فرعی بویژه کانی های سیلیکاتی ، تبلور تفریقی را به عنوان عمده ترین فرایند مسئول در تکامل ماگمایی نفوذی های نطنز پیشنهاد می نماید. کاهش تدریجی نسبت منیزیم به آهن و افزایش تدریجی نسبت پتاسیم به سدیم در سنگ های آذرین حدواسط ویژگی

۵-هنرمند، م. مؤید، م.، جهانگیری، ا.، احمدیان، ج.، (۱۳۸۸) ، "کانی شناسی، دما- فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعه آذرین نفوذی نطنز"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هفدهم، شماره ۳، ص ۳۲۵-۳۴۲

6-Aftabi, A. & Atapour, H., (2000), "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", *Episodes*, 23: 119- 124.

7-Amidi, S. M., (1977), "Etude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Central)", Thèse Ph.D. University of Grénoble, France.

8-Asran, M., Asran, A.M. and Rahman, E.M.A., (2012), "The Pan-African calc-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern Desert, Egypt: geology, geochemistry and petrogenesis", *Journal of Biology and Earth Sciences*, pp1-16.

9-Castillo, P.R., (2006), "An overview of adakite petrogenesis", *Chinese Science Bulletin*, 51(3): 257-268.

10-Condie, K. C., (2005), High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources or mantle plumes", *Lithos* 79: 491-504.

11-Cox, K., Bell, J. D. & pankhurst, R. Y., (1979), "The interpretation of igneous rocks", George Allen and Uniwin, London

12-Emami, M. H., (1981), "Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central" Ph.D., Thèse, Univ., Grenoble, France, p. 489

13-Gill, J.B., (1981), "Orogenic andesites and plate tectonic", Springer, Berlin, Heidelberg, 354 pp.

14-Gust, D. A. and Perfit M. R., (1987), "Phase relations of high Mg basalt from the Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high -Al basalts", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 97: 7-18.

15-Green, T.H.,(1994), "Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis", *Sedona* 16 years later. *Chem. Geol.* 117

16-Harker, A., (1909), "The natural history of igneous rocks", Methuen, London, p. 304.

جمله نطنز باشد. با مقایسه میزان H_2O و فشار تخمین زده شده، فاز لیکوئید برای تبلور کانی ها در سنگ های حدواسط نفوذی نطنز باید بین ۹۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد باشد. درجه حرارت بیش تر برای فاز لیکوئیدی می تواند به علت محتوای بیش تر کلسیم باشد. رفتار عناصر اصلی و فرعی بویژه کانی های سیلیکاتی، تبلور تفریقی را به عنوان عمده ترین فرایند مسئول در تکامل ماگمایی نفوذی های نطنز پیشنهاد می نماید. با توجه به روند کلی و وجود قله ها (پیک ها) و گودی های موجود در انگاره های اسپایدر دیاگرام ها و همچنین نمودارهای مختلف ژئودینامیکی، بنظر می رسد وضعیت عناصر ناسازگار با فرورانش هماهنگی بیش تری داشته باشند. عناصر LREE در سنگ های گابرو تا دیوریتی منطقه نطنز نسبت به HREE غنی شدگی نسبی نشان می دهند. این خصوصیت می تواند از ویژگی کمان های مرتبط با فرورانش باشد. نمودارهای ژئودینامیکی حاکی از شکل گیری توده های مزبور در محیط مرتبط با کوهزایی، حاشیه فعال قاره ای و کمان های آتشفشانی است.

منابع

- ۱-امامی، م. ه، خلعتبری، م.، وثوقی عابدینی، م.، (۱۳۷۱)، "پلوتونیزم ترشیری منطقه اردستان"، ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴
- ۲-درویش زاده، ع.، (۱۳۷۰)، زمین شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر (ندا)، تهران، چاپ اول، ۹۰۱ صفحه، ۱۳۷۰
- ۳-رسولی، ج؛ قربانی، م.، احدنژاد، و.، (۱۳۹۴)، "سنگ شناسی توده های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز(خاور و جنوب خاور جیرفت)"، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۴، شماره ۹۶، صفحات ۱۶-۳
- ۴-قربانی، م.، (۱۳۸۲)، "مبانی آتشفشان شناسی با نگرشی بر آتشفشان های ایران"، انتشارات آریین زمین.

- active continental margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths", Nantwich, Cheshire (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publications.
- 29-Raymond, L.A., (2002)**, "The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks", McGraw Hill, p: 720
- 30-Rollinson, H., (1993)**, "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", John Wiley & Sons, New York, United States.
- 31-Sabzehei, M., (1994)**, "Geological Quadrangle Map of Iran, No. 12, Hajiabad, 1:250,000, First compilation by Berberian, M., final compilation and revision by Sabzehei, M., Geological Survey of Iran.
- 32-Shelley, D., (1993)**, "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, London.
- 33-Stern, R. J., (2004)**, Subduction initiation: spontaneous and induced", Earth and Planetary Science Letters, 226, 275- 292.
- 34-Shand, S. J., (1943)**, "The Eruptive rocks", 2nd edn, New York: John Wiley, 444pp.
- 35-Sun, S. S., and Mc Donough, W. F., (1989)**, "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes", In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, U. K. Special Publication 42: 313-345.
- 36-Takin, M., (1972)**, "Iranian geology and continental drift in the Middle East", Nature 235 : 147-150.
- 37-Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. and Nesbitt, R.W., (1986)**, "Chemical Characteristics of fluid plase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29(1-4): 293-310.
- 38-Villasecaa . C Larberob .L. Rogersc.G., (1998)**, "Crustal origin of Hercynian per aluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints", Lithos, Volume 43, Issue 2, June , Pages 55-79
- 39-Whalen, J. B, McNicoll V. J., van Staal., C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe F. J., Jenner**
- 17-Henderson, P., (1984)**, "Rare earth element geochemistry", Elsevier, Amsterdam, 510 pp.
- 18-Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D., (2012)**, "Geochemistry of amphibolite facies volcanics of the Storen Nappe in extensions southwest and west from the Trondheim region, western Gneiss Region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings", American Journal of Science 312: 357-416.
- 19-Irvin, T.N and Bargar, W.R.A., (1971)**, "A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Journal of Earth Sciences 8, 503-548pp
- 20-Karig, D. E., (1971)**, " Origin and development of marginal basins in the western pacific", Journal. Geophys. Res 76: 2542- 2561.
- 21-McBirney, A. R., (1969a)**, "Proceedings of the Andesite Conference", Oreg. Dep. Geol. Mineral. Ind. Bull., 65: 193pp.
- 22-Middlemost, E. A. K., (1985)**, "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", Longman, London.
- 23-Moine-Vaziri, H., (1985)**, "Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran", These d'Etat. Univers. Paris-Sud ,Orsay.
- 24-Nakamura, N., (1974)**, "Determination of REE , Ba , Fe, Mg, Na , and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-775.
- 25-Nowroozi, A., (1971)**, "Seismotectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindu Kush regions", B. Seismol. Soc. Am 61: 317341.
- 26-Omrani, J., Agard, P., White church, 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(3-4): 380-398.
- 27-Parsapoor, A., Khalili, M. and Mackizadeh, M. A., (2009)**, "The behavior of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 34: 123-134.
- 28-Pearce, J. A., (1983)**, "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at

44-Yanbo, Ch., Jingwen, M., (2010), “Age and geochemistry of granites in Gejiu area, Yunnan province, SW China: Constraints on their petrogenesis and tectonic setting”. *Lithos* 120. 258–276.

45-Yoder HS, Jr, Tilley C.E., (1962), “Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems”, *J Petrol* 3 : 342-532

46-Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y., (2006), “U–Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 75–88.

G. A. and van Breeman, O., (2006), “Spatial., temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off”, *Lithos* 89: 377–404.

40-Wilson, M., (1989), “Igneous Petrogenesis”, Springer, Harper Collins Academic, London.

41-Winter, J.D., (2001), “An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology”, Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.

42-Wood, D. A.,(1980), “The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province”, *Earth Planet. Sci. Lett.* 50,p:11–30

43-Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., (1993), “High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge”, *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 491– 503

Geochemistry, Geodynamic Setting and Petrological processes of Diorite to Gabbro Igneous Rocks in the Natanz Intrusive Complex

Razieh Mohammadi

Department of Geology, Ashtian Branch, Islamic Azad University, Ashtian, Iran

Abstract

The Natanz intrusive complex (NIC) is located in the West of Natanz city and in the Orumieh -Dokhtar magmatic belt. Natanz complex is composed of two types of mafic igneous rocks, including gabbro and diorite. The gabbroic unit was cut by granitoid rocks, so gabbro is the oldest igneous rock units in the area. The geological study of the intrusion of diorite to gabbro igneous rocks has been done by petrology and geochemical studies. The intrusive rocks of the area all belong to a common magma, which has been subdivided in its magma chamber after the first replacement. The distribution and pattern of the rare earth elements (REE) are the same and these igneous rocks are enriched in LREE. The similarity of the REE patterns in these rocks, is an evidence that they have common origin. According geochemical and geodynamical studies on diorite to gabbroic rocks in the area, these igneous rocks show sub alkaline, calc alkaline and meta aluminous to per aluminous natures. Because amount of H₂O and evaluated pressure, the crystallization liquid phase had 950 – 1000 °C for intermediate intrusive rocks in Natanz complex. This is because of more calcium content. The behavior of major and trace elements especial in silicate minerals suggested that fractional crystallization of magma was the main role in the magmatic evolution of these rocks. The position of incompatible elements is more in harmony with subduction. The high amount of plagioclase in gabbros show that crystallization of magma happened in high pressure. The petrological evidences indicate that the igneous rocks were formed in volcanic arc environment.

KeyWords: Natanz, Intrusive Complex , Gabbro, Diorite, Geodynamic Setting, Geochemistry.