

سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری کمپلکس حلقوی هشتر

غلامرضا تاج‌بخش^{۱*}، محمدهاشم امامی^۲، حسین معین وزیری^۲ و نعمت ا... رشید نژادعمران^۱

^۱دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران
^۲پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
 دانشکده تربیت معلم تهران، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۵/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۷/۲۸

چکیده

کمپلکس نفوذی اولترامافیک - مافیک هشتر، در ۲۰ کیلومتری خاور شهرستان کلپیر، در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. این کمپلکس حلقوی قلیایی، حاصل نفوذ فازهای مختلف ماگمایی تحت اشباع و اشباع با سن‌های مختلف ائوسن بالایی تا الیگوسن - میوسن است. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که این توده شامل سه فاز اصلی است. فاز اول از ملاتو آلکالی پیروکسنیت غنی از مانیتیت، آلکالی پیروکسنیت پلاژیوکلزدار و ملا آلکالی گابرو به همراه دایک‌های پگماتوئید گابرو تشکیل یافته است. فاز دوم از لوکوگابرو - دیوریت نفلین‌دار تا نفلین مونوزودیوریت و نفلین مونوزونیت تشکیل شده و فاز سوم سی‌نیت به همراه کوآرتز مونوزو سی‌نیت تا گرانیت با طبیعت کالک آلکالن است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که فازهای تحت اشباع از عناصر کمیاب بویژه LILE و LRBE به شدت غنی شده‌اند. این ماگماها از یک ماگمای مادر با ماهیت آلکالن پتاسیک، از یک گوشه متاسوماتیک سرچشمه گرفته‌اند. انواع سنگ‌های مختلف فازهای تحت اشباع بر اثر فرایندهای ناآمیختگی ماگمایی، تبلور بخشی و تجمع بلورین به وجود آمده‌اند. ماگمای کالک آلکالن فاز سوم نیز به طور معمول از ذوب پوسته زیرین به علت نفوذ فازهای اول و دوم ناشی شده است. جایگیری خاص و حلقوی این کمپلکس در نتیجه فوران و تخلیه آشیانه ماگمایی بزرگ و زونه پس از فرونشست کالدرامانندردیف آتشفشانی سازند مجیدآباد در منطقه هشتر به وجود آمده است.

کلیدواژه‌ها: اولترامافیک - مافیک، کمپلکس حلقوی قلیایی، هشتر، آذربایجان شرقی.

* نویسنده مسئول: غلامرضا تاج‌بخش

۱- پیشگفتار

کمپلکس‌های حلقوی، توده‌های نفوذی بیضوی شکل و پهنه‌بندی شده‌ای هستند که به طور معمول در تشکیل آنها عوامل و فرایندهای متنوع و پیچیده‌ای همچون آمیختگی، همرفتی و پرشدن دوباره آشیانه ماگمایی، تفکیک بلورین، هضم و ... نقش دارند. به اعتقاد Lipman (1984) کمپلکس‌های حلقوی به علت ریزش ردیف‌های آتشفشانی بالایی و فرمایش شدید بخش‌های بالایی در نقشه‌ها به صورت‌های مختلف مشاهده می‌شوند. در مقابل برخی نویسندگان مانند Myers (1975) توده‌های نفوذی دارای دایک‌های حلقوی را مرتبط با آشیانه‌های با ژرفای متوسط و بی‌نیاز از تظاهر ولکانیسم دانسته و آنها را حاصل فرو نشینی زیر سطحی می‌دانند. Johnson (1999, 2002) طی بازنگری در کارهای گذشته، کمپلکس‌های حلقوی را به عنوان بخشی از توده‌های نفوذی همراه با آتشفشان‌های هم‌ارزشان در نظر گرفته و آنها را با سامانه‌های فرونشست آتشفشانی - نفوذی (Volcano-Plutonic Subsidence Systems) معرفی می‌کند. کمپلکس نفوذی اولترامافیک - مافیک هشتر با مختصات جغرافیایی $38^{\circ}51'05''$ - $38^{\circ}47'05''$ عرض شمالی و $47^{\circ}17'50''$ - $47^{\circ}13'10''$ طول خاوری در ۲۰ کیلومتری خاور شهرستان کلپیر و ۱۲ کیلومتری جنوب باختر شهرستان هوراند استان آذربایجان شرقی قرار دارد. این مجموعه پیچیده ساختمانی - ماگمایی بخشی از زون ساختمانی آذربایجان در چهار گوش 250000 : ۱هر و نقشه $1:100000$ کلپیر است که در سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی به طور عمده زیر دریایی سازند مجیدآباد به سن پالئوسن - ائوسن زیرین (باباخانی، ۱۳۶۱) با ترکیب سنگ‌شناسی پیروکسن آندزیت، آنالسیم نفریت، تراکیت و معادل‌های آذرآواری آنها نفوذ کرده، ضمن بر جای گذاشتن اثرات گرمایی بر سنگ‌های میزبان، موجب بالا آمدگی و چین خوردن آنها شده است. در حال حاضر، این کمپلکس در مرکز ساختمان طاقتیس مانند این ردیف آتشفشانی - رسوبی

رخنمون پیدا کرده است. سن این کمپلکس با توجه به شواهد موجود، به پس از ائوسن زیرین (به احتمال ائوسن بالایی یا الیگوسن) نسبت داده می‌شود (شکل ۱).

۲- مطالعات پیشین

در نقشه $1:250000$ ۱هر (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۹) این توده نفوذی به دلیل کوچکی مقیاس، تفکیک و برداشت نشده و فقط در شرح نقشه به حاشیه‌های پرمایه از پیروکسن برخی توده‌های گابرو - دیوریتی در مناطق دیگر اشاره شده است. در نقشه $1:100000$ ۱ کلپیر (مهرپر تو و همکاران، ۱۳۷۷) این توده با دقت بسیار کم و به صورت یک مجموعه دیوریت - گرانیتی مشخص و اشاره‌ای به وجود پیروکسنیت در این ناحیه نشده است.

مهم‌ترین مطالعه صورت گرفته در این منطقه توسط شرکت منطقه‌ای معادن آذربایجان با عنوان «اکتشافات مقدماتی و نیمه تفصیلی ورمیکولیت کلپیر» (طلوعی و ضرغامی، ۱۳۷۰) صورت گرفته که کاری در خور توجه، بویژه در تفکیک و معرفی انواع مختلف سنگی در این منطقه است. با وجود این، بدون توجه به ماهیت قلیایی این کمپلکس، سن آن را به پیش از ائوسن (تریاس؟) نسبت داده‌اند.

۳- روش مطالعه

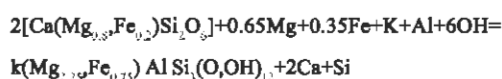
برای انجام این پژوهش ضمن مطالعات صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه با مقیاس $1:20000$ ۱، از انواع مختلف سنگی نمونه برداری و از ۶۰ نمونه آنها مقطع نازک و ۳ مقطع صیقلی تهیه و پس از مطالعات میکروسکوپی، ۹ نمونه سنگی به روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و ۱۴ نمونه سنگی در آزمایشگاه ALS کانادا به روش ICPMS مورد تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی قرار گرفته است (جدول ۱). نسبت آهن دو ظرفیتی به آهن سه ظرفیتی به روش Middlemost (1989) تصحیح شده است.

۴- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه

مانیتیت با تیغه‌های جدایشی ایلمینیت است که اسپینل از نوع هرسنیت به رنگ سبز نیز به صورت محدود و در بین بلورهای مانیتیت مشاهده می‌شود (شکل ۴ - د). به اعتقاد Zhou (2005) اکسیدهای غنی از Fe-Ti-V به عنوان یک مذاب اختلاط ناپذیر (Immiscible) درون آشیانه ماگمایی شکل گرفته و سپس در کف آشیانه رسوب و تجمع می‌کنند. این پدیده بویژه در سنگ‌های آنورتوزیتی و سنگ‌های قلیایی شایع است. تشکیل یک مذاب اختلاط ناپذیر از ماگمای سیلیکاته می‌تواند نتیجه تبلور بخشی، اختلاط ماگمایی، وقفه ناگهانی در فشار بخشی اکسیژن (فواگاسیته اکسیژن) و یا ورود سیالات باشد (Clark & Kontak, 2004; Reynolds, 1985)

۴-۲. آلکالی پیروکسنیت‌های غنی از مانیتیت

بخش اصلی و مرکزی توده هشتم شامل پیروکسنیت‌های سیاه تا سبز تیره‌ای است که گاه تا ۳۰ درصد مدال آنها را کانی مانیتیت تشکیل می‌دهد. این بخش به تدریج به سمت حاشیه، با پدایش پلاژیوکلاز و کاهش میزان مانیتیت به پیروکسنیت‌های پلاژیوکلازدار و ملاگابرو تبدیل می‌شود. بافت پیروکسنیت‌های غنی از مانیتیت انباشتی و از نوع ادکومولا است. کلتیوپیروکسن با چندرنگی (پلئوکرونیسم) ضعیف، کانی اصلی و کانی مانیتیت غیرخود شکل (مدور قطره مانند یا گلوبولی) فاز اینترکومولوس این سنگ است (شکل ۵-الف). این کانی‌ها (کلتیوپیروکسن و مانیتیت) بر اثر نفوذ محلول‌های غنی از پتاسیم فازهای ماگمایی بعدی، به طور بخشی به فلوگویت و بیوتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-ب). در واقع هر جا که دایک‌های نفیلین مونوزویت، پیروکسنیت‌ها را قطع کرده است، در درجه اول بلورهای پیروکسن به فلوگویت و در درجه دوم مانیتیت به مقدار محدودتر به بیوتیت تبدیل شده‌اند. (Borodin & Parlenko (1979) تبدیل پیروکسن به فلوگویت را با واکنش زیر انجام پذیر دانسته‌اند:



کلسیم آزاد شده از فلوگویتی شدن پیروکسن، در ساختمان ایدوت‌های موجود در سنگ به کار گرفته شده است. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها عبارتند از بلورهای نفیلین بسیار کوچک (به صورت سه گوش بین دانه‌ای)، پلاژیوکلاز و آپاتیت که به همراه کانی ثانوی اسفن مشاهده می‌شوند.

۴-۳. آلکالی پیروکسنیت‌های پلاژیوکلازدار

این نوع سنگ دارای ارتباط تنگاتنگ با پیروکسنیت‌های غنی از مانیتیت است که فاز اینترکومولوس آن بیشتر از پلاژیوکلاز تشکیل شده و میزان مدال مانیتیت آن کمتر است. این سنگ‌ها بر اثر تفریق، بیشتر به ملاگابروها تبدیل شده‌اند (شکل ۶-الف).

۴-۴. ملاآلکالی گابرو

در حاشیه توده مرکزی پیروکسنیتی، با افزایش درصد مدال پلاژیوکلاز، به تدریج پیروکسنیت به پیروکسنیت‌های پلاژیوکلازدار و سپس به گابروی ملاتوکرات تبدیل می‌شود و این سنگ‌ها خود توسط رگه‌های لوکوکرات تحت اشباع قطع شده‌اند. بافت این سنگ‌ها کومولایی تا کمی گرانولار است که در آن بلورهای نیمه شکل‌دار کلتیوپیروکسن به فلوگویت تبدیل شده‌اند. نفیلین در این سنگ‌ها کمتر از ۱۰٪ است که در بین بلورهای کلتیوپیروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیک به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شود. مانیتیت، آمفیبول و آپاتیت از کانی‌های فرعی این سنگ به شمار می‌آیند. کانی‌های آمفیبول، ایدوت و اسفن نیز بر اثر واکنش‌های بعدی در این سنگ تشکیل شده‌اند (شکل ۶-ب).

۴-۵. دایک‌های آلکالی گابروی درشت دانه (پگماتویدی)

این دایک‌های بسیار دانه درشت تمام فازهای ملاتوکرات پیشین را قطع کرده و

کمپلکس حلقوی هشتم همزمان با تکاپوی آتشفشانی ترشیری آذربایجان، پس از فعالیت آتشفشانی پالتوسن-اوسن زبرین، در ردیفی آتشفشانی-رسوبی طی چند فاز بیایی ماگمایی جای گرفته است. سنگ میزان این توده مافیک - اولترامافیک سازند مجیدآباد ناپیده شده است (باباخانی، ۱۳۶۱). این سازند از نظر چینه‌شناسی در زیر ردیف آتشفشانی - رسوبی اوسن میانی - بالایی (سازند کرج) که بیشتر منطقه را پوشانده، قرار گرفته و بیشتر شامل برش‌های آتشفشانی لایه‌بندی شده و سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی است (شکل ۲-الف). گدازه‌های این سازند با ترکیب تراکیت نفیلین‌دار و فنولیت تفریتی (برخی نمونه‌دارای بیش از ۱۰ درصد نفیلین نورماتو هستند) دارای بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پیروکسن و هورنبلند قهوه‌ای در زمینه‌ای از میکروولیت‌های فلدسپار و فلدسپاتوید هستند. تحولات دگرگونی پس‌رونده حاصل از نفوذ توده اولترامافیک-مافیک، درشت‌بلورهای پیروکسن و هورنبلند این سنگ‌ها را بیشتر به مجموعه‌ای از کانی‌های ایدوت، ترمولیت - اکتینولیت، آلپیت، کوارتز ثانوی و لوکوکسن (رخساره آلپیت - ایدوت هورنفلس) تبدیل کرده است (شکل ۲-ب و ج). از نظر چینه‌سنگی فازهای اصلی پلوتونیسم این توده را می‌توان به سه فاز ملاتوکرات (اول)، لوکوکرات (دوم) و دایک‌های اسیدی (فاز سوم) تقسیم کرد که هر یک شامل واحدهای مختلف سنگی زیر می‌باشند (شکل ۳):

الف) سنگ‌های ملاتوکرات که اولین فاز پلوتونیسم منطقه بوده و در مرکز کمپلکس قرار دارند. این فاز از پایین به بالا و از مرکز به خارج شامل بخش‌های زیر است:

- رگه‌های مانیتیتی

- آلکالی پیروکسنیت‌های غنی از مانیتیت

- آلکالی پیروکسنیت پلاژیوکلازدار

- ملا آلکالی گابرو

- دایک‌های آلکالی گابروی درشت دانه (پگماتویدی)

ب) سنگ‌های لوکوکرات تحت اشباع که فاز دوم به شمار آمده و بیشتر در حاشیه کمپلکس و در میان سنگ میزان و واحد اولترامافیک تریق شده‌اند. همچنین این فاز به صورت دایک‌هایی کمی تفریق یافته‌تر واحدهای ملاتوکرات را قطع نموده است. این فاز شامل انواع سنگ‌های زیر است:

- لوکوکراپرویدوریت نفیلین‌دار که به صورت نواری با پهنای متغیر (چند متر تا چند صد متر) و شیب زیاد (۷۰-۵۵ درجه) سنگ‌های آتشفشانی به سن پالتوسن-اوسن زیرین و توده اولترامافیک-مافیک داخلی را قطع کرده است.

- دایک‌های لوکومونودوریت نفیلین‌دار و نفیلین مونوزویت که هیچ‌گاه فاز لوکوکرات حاشیه را قطع نکرده‌اند اما به فراوانی در بخش اولترامافیک - مافیک دیده می‌شوند.

ج) دایک‌های اسیدی کوارتز مونوزوسی‌نیت تا گرانیت که آخرین ماگماتیسیم منطقه بوده و تمامی واحدهای پیشین را قطع کرده‌اند. روند صومومی این دایک‌ها بیشتر شمال باختر - جنوب خاور بوده، با شیب نزدیک به قائم در امتداد شکستگی‌های موازی (نردبانی) در فازهای تحت اشباع نفوذ کرده‌اند.

۵- سنگ‌نگاری

۵-۱. رگه‌های مانیتیتی

در بخش‌های مرکزی و زیرین توده نفوذی از تجمع قطرات مذاب مانیتیتی یا اکسید آهن جدا شده از فاز مذاب سیلیکاته، رگه‌ها، رگه‌ها و عدسی‌های مانیتیت به وجود آمده است که به علت مقاومت بیشتر در مقابل عوامل فرسایشی به صورت بخش‌های برجسته‌تر از واحدهای دیگر رخنمون دارند (شکل ۴-الف). کانی اصلی این رگه‌ها

توضیح که سنگ‌های ملاتوکرات در بخش سدیمی - انتقالی و بیشتر سنگ‌های لوکوکرات و دایک‌ها در بخش پتاسیمی جای می‌گیرند. این نمودار افزایش نسبت K_2O/Na_2O در سنگ‌ها را در طی تفریق بیان می‌دارد.

از نظر نامگذاری شیمیایی، نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مجموع آلکانل-سیلیس (Cox et al., 1979) به قرار زیر طبقه‌بندی شده‌اند:

لوکوکابرودیوریت نفلین‌دار حاشیه توده در محدوده گابرو، دایک‌های نفلین مونزودیوریت و نفلین مونزویت در محدوده سی‌ینودیوریت و دایک‌های کوآرتز مونزوسی‌ینیتی و گرانیت در محدوده سی‌ینیت و گرانیت آلکالی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). سنگ‌های ملاتوکرات مرتبط با فاز اول به علت مقدار کم سیلیس و آلکالی‌ها بیرون از محدوده‌های تعیین شده این نمودار و در زیر آلکالی گابروها قرار گرفته‌اند. لازم به یادآوری است که ویژگی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌ها در این نوشتار با توجه به نامگذاری مدال سنگ‌ها تشریح شده است.

۷- ژئوشیمی

۷-۱. نمودارهای هارکر

— **عناصر اصلی:** میزان عناصر Mg، Ni، Cr و نمونه‌های سنگی به ترتیب کمتر از ۲۰۳ ppm، ۱۷۰ ppm (بجز سه نمونه) و ۶۰ می‌باشند، این مسئله بر اساس پیشنهاد Wilson (1989) نشانه اولیه نبودن ماگمای سازنده این سنگ‌ها و یا مشتق شدن از یک گوشه متاسوماتیتی شده است.

در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 از نظر ژئیتیکی، تیپ‌های مختلف سنگی منطقه بجز دایک‌های اشباع و فوق اشباع، یک روند مشابه و پیوسته را نشان می‌دهند که دلیلی بر هم ماگما بودن آنها است (شکل ۱۳). این روند نشان می‌دهد که فرایند تفریق بلورین مهم‌ترین سازوکار مؤثر در تشکیل لیئولوژی‌های مختلف این کمپلکس نفوذی است. روند صعودی و سپس تقریباً ثابت Al_2O_3 با تبلور پلاژیوکلز، روند نزولی FeO ، Fe_2O_3 و MgO ، CaO و TiO_2 با تبلور بخشی کانی‌های مانیئتیت و کلینوپیروکسن و P_2O_5 با تبلور کانی آپاتیت به خوبی توجیه پذیر می‌باشند. در این بین جدایش خاصی که کلینوپیروکسنیت‌های غنی از مانیئتیت نشان می‌دهند به دلیل جدایش مذاب فلزی از فاز سیلیکاته (Liquid Immiscibility) است که با مطالعات

صحرایی و میکروسکوپی (بویژه وجود بافت انباشتی) هماهنگ است و نمی‌توان این نوع سنگ‌ها را که ناشی از تجمع کانی‌های غنی از آهن هستند، به عنوان ماگمای والد در نظر گرفت (Harmer, 1999). روند افزایشی K_2O و Na_2O نیز افزون بر نمایش حاکم بودن روند تبلور بخشی (تبلور فلزهای آلکانل و نفلین) دارای دو بخش مجزا از هم فاز لوکوکرات مافییک از فاز ملاتوکرات اولترامافییک می‌باشد که به دلیل پهنه‌بندی ماگمای اولیه در آشیانه ماگمایی پیش از جایگیری نهایی این توده نفوذی است.

— **عناصر کمیاب:** نسبت جفت عناصر به شدت نامازگار که ضرایب جدایش آنها بسیار شبیه یکدیگر است، در طی تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند. بنابراین شیب خط همبستگی روی یک نمودار دو متغیره که محورهای آن را این عناصر نامازگار تشکیل می‌دهند، نسبت غلظت این عناصر را در منشأ ارائه می‌دهد (Rollinson, 1993). با بررسی میزان تغییرات Y-Tb و Nb-Ta و Nb-Zr، ثابت بودن نسبت این عناصر در همه سنگ‌های تحت اشباع نمایان شده و سنگ‌های اشباع و فوق اشباع خارج از این روند قرار می‌گیرند. در این بین قرار گرفتن نمونه تفریقی ائوسن در راستای روند سنگ‌های نفوذی، هم منشأ بودن آنها را تداعی می‌کند (شکل ۱۴).

۷-۲. نمودارهای عنکبوتی

با مقایسه تغییرات REE سنگ‌ها نسبت به کدریت (Sun and McDonough, 1989) نکات ذیل روشن شده است (شکل ۱۵):

خود مورد تهاجم فازهای لوکوکرات بحی قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها حالت‌های جهت‌یافته جریانی را نشان می‌دهند که در ضمن تزریق، سنگ‌های پیروکسنیتی قدیمی‌تر را درون خود جای داده‌اند. به نظر می‌رسد که آنکلاوهای پیروکسنیت به‌طور کامل جامد نبوده‌اند زیرا قطعات آن در جهت جریان ماگمای پگماتویدی و به موازات سنگ دیواره جهت یافته و کشیده شده‌اند. وجود رشته‌ها و نوارهای بسیار نازک کلینوپیروکسنیت در این دایک‌ها گواه بر این است که اختلاف زمانی زیادی بین جایگزینی پیروکسنیت‌ها و تزریق این دایک‌ها وجود نداشته است (شکل ۷-الف، ب، ج). بافت این سنگ‌ها جریانی بسیار دانه درشت است که پلاژیوکلز تا ۵۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای پیروکسن و آمفیبول خودشکل و سبز رنگ نیز بیشترین درصد کانی‌های مافییک را دارند. نفلین، آپاتیت، فلوگویت، مانیئتیت، زیرکن و اپیدوت سازنده‌های فرصی و عارضه‌ای این سنگ می‌باشند. در محل تماس این دایک‌ها با پیروکسنیت‌های پلاژیوکلزدار و تأثیر سیالات دایک‌ها، پلاژیوکلزهای پیروکسنیت به آنالسیم و زئولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۷-د).

۵-۶. لوکوکابرودیوریت نفلین‌دار

گسترش این واحد به‌طور عمده در حاشیه فاز ملاتوکرات بوده و به‌طور گسترده‌ای فازهای پیشین را مورد تهاجم قرار داده است، به طوری که آنکلاوهای تمامی فازهای پیشین از جمله سنگ‌های آتشفشانی با سن ائوسن زیرین در این فاز لوکوکرات یافت می‌شوند (شکل ۸). تزریق این فاز با فشار و طی پدیده توقف ماگمایی (stopping) در حاشیه توده پیروکسنیتی بوده است. این نوع جایگزینی می‌تواند ناشی از انقباض توده ملاتوکرات باشد که در نتیجه آن شکاف‌هایی در حاشیه توده به‌وجود آمده است.

ترکیب این سنگ‌ها بیشتر گابرودیوریت نفلین‌دار تا نفلین مونزودیوریت بوده و دارای بافت‌های گرانولار یا میکروگرانولار و گاه جریانی هستند (شکل ۹-الف). کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلزهای زونه دارای حاشیه سدیک‌تر و مرکز زئولیتی، پیروکسن‌های شکل‌دار دیوپسید با حاشیه تبدیل شده به آمفیبول و آلکالی فلدسپار. در این سنگ‌ها ۱۰-۵ درصد نفلین به صورت بین دانه‌ای مشاهده می‌شود که گاه ادخال‌های پلاژیوکلز در بلورهای درشت‌تر آنها مشاهده می‌شود. مانیئتیت و آپاتیت کانی‌های فرصی دیگر و آمفیبول ثانوی، اسفن، اپیدوت و آنالسیم از کانی‌های ثانوی و عارضه‌ای این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند.

۵-۷. دایک‌های لوکومونزودیوریت نفلین‌دار - نفلین مونزویت

به نظر می‌رسد که این دایک‌ها با تزریق فاز لوکوکابرودیوریتی در ارتباط باشند، زیرا در هیچ نقطه‌ای آنها را قطع نکرده‌اند. از نظر کانی‌شناسی نیز همانند آنها بوده و فقط میزان نفلین و آلکالی فلدسپار آنها بیشتر است (شکل ۹-ب).

۵-۸. دایک‌های کوآرتز مونزوسی‌ینیت - گرانیت

این دایک‌ها با رنگ صورتی، آخرین فاز ماگمایی منطقه هستند که فازهای پیشین را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها به صورت تقریباً موازی با شیب زیاد (به سمت شمال خاور) و روند NW-SE به داخل کمپلکس قلیایی نفوذ کرده‌اند (شکل ۱۰-الف). بافت آنها گرانولار دانه‌ریز (آپلیتی) تا دانه درشت (پگماتیتی) است. کانی‌های تشکیل دهنده آنها به ترتیب فراوانی عبارتند از ارتوز پرتیتی (کاتولینیتی شده)، پلاژیوکلز سدیک، کلینوپیروکسن، کوآرتز، اسفن، مانیئتیت، آپاتیت و زیرکن (شکل ۱۰-ب).

۶- سری ماگمایی ورده بندی شیمیایی سنگ‌ها

سنگ‌های آذرین منطقه در نمودار آلکانل - سیلیس (Irvine & Baragare 1971) (شکل ۱۱-الف) ماهیتی قلیایی (آلکانل) نشان می‌دهند و فقط یک نمونه از دایک‌های گرانیتی در محدوده کالک آلکانل قرار می‌گیرد. همچنین نمونه‌های مورد مطالعه در دو بخش آلکانل سدیک - انتقالی و پتاسیک پراکنده‌اند (شکل ۱۱-ب)، با این

- تمرکز عدسی‌ها و رگه‌های مانییتی در مرکز توده و جهت‌یافتگی بیشتر این عدسی‌ها در جهت قائم، هم راستا با روند بالا آمدگی کمپلکس.

- جهت‌یافتگی دایک‌های گابرو پگماتوئیدی فاز اول به صورت عمودی و نیز جهت‌یافتگی بیگانه سنگ‌های (زینولیت) نیمه جامد پیروکستیتی در راستای آنها (امداد بالا زدگی).

- وجود دایک‌های فراوان با ترکیب‌های مختلف و آرایش حلقوی (در نقشه حداقل دو حلقه از دایک‌های اشباع و فوق اشباع مشاهده می‌شود که حلقه داخلی کامل‌تر است) که تقریباً از روند و شکل کلی توده پیروی می‌کنند. این دایک‌ها چه در بخش شمالی و چه جنوبی با شیئی نزدیک به عمود دیده می‌شوند.

- وجود یک انقطاع ژئوشیمیایی بین فاز ملانو کرات (پیروکستیت و ملاگابرو) و لوکوکرات (گابرو دیوریت نفیلین دار و نفیلین مونزونیت) که با یک وقفه زمانی همراه بوده است. - شباهت ژئوشیمیایی نمونه‌های آتشفشانی اتوسن با سنگ‌های نفوذی فلسیک.

به دلیل نبود داده‌های سنی، سن دقیق فازهای ماگمایی مختلف منطقه و جایگیری آنها مشخص نیست لیکن با توجه به روابط صحرائی و شباهت‌های زیاد ژئوشیمیایی دو فاز ملانو کرات و لوکوکرات تحت اشباع بویژه سیمای تحول یافته فاز لوکوکرات، ماگمای والد این دو فاز یکسان فرض شده هر چند با اختلاف زمانی به نسبت کمی در پوسته جای گرفته‌اند. فعالیت‌های انجام گرفته در ناحیه قفقاز بویژه جمهوری آذربایجان، سن توده‌های نفوذی آلکالی گابرو- پیروکستیت تا نفیلین مونزونیت این ناحیه را به اتوسن بالایی- الیگوسن و فاز گرانتیت - کوارتزی نیت

را به الیگوسن بالایی- میوسن زیرین نسبت داده‌اند (Kogarko et al., 1995). این داده‌ها با تأیید پیش فرض مطرح شده، مدل جایگیری توده نفوذی هشتر را پیچیده‌تر می‌کند، چرا که اگر در منطقه تغییرات تدریجی فاز ملانو کرات به لوکوکرات تحت

اشباع مشاهده می‌شد (مانند تبدیل اسکیت‌های مرکز توده Mount Johnson به پولاسکیت‌های حاشیه و یا تبدیل تدریجی پیروکستیت‌های حاشیه به ملاسی نیت و لوکوسی نیت‌های مرکز توده (Zippa Mountain)، شاید سازوکارهایی مانند تفریق

جریانی (flowage differentiation) (Bhattacharji & Nehru, 1970)، تریق زوج سلول همرفتی ماگماهای ناآمیخته آشیانه‌های ماگمایی به ترازهای بالاتر (که سبب می‌شود ماگمای بالایی غلاف ماگمای زیرین شود) (Philpotts, 1968, 1970)، و یا

تفکیک بلور- مذاب طی تجمع و ته نشینی بلورهای کلینوپیروکسن و مانییت در کف و حاشیه توده و شناوری بلورهای فلدسپار و فلدسپاتوئید و تمرکز آنها در مرکز و سقف آشیانه ماگمایی (Coulson, 1999) توجیه کننده ساختار هشتر بودند. اما با

توجه به شواهدی که در بالا ذکر شد، بویژه جایگیری فاز لوکوکرات تحت اشباع طی پدیده توقف ماگمایی در حاشیه فاز ملانو کراتی که قبلاً به سطح زمین نزدیک شده، نمی‌توان تحول ماگمایی منطقه هشتر را تنها در قالب یکی از این سازوکارها توجیه

کرد. (Moreau 1995) برای توجیه سازوکار جایگیری کمپلکس‌های حلقوی ناحیه Air نیجر در باختر آفریقا مدلی را ارائه کرده است که می‌توان با کمی تغییر و تلفیق آن با مدل‌های (Bonin 1998, 2007)، (Philpotts 1968, 1970) و (Coulson 1999)،

الگوی سناسی برای جایگیری توده نفوذی هشتر پیشنهاد کرد (شکل ۱۷):

ماگمای مادر منشأ گرفته از گوشته متاسوماتیک در قاعده پوسته نفوذ کرده و باعث بالا آمدگی (Doming) پوسته می‌شود. در این مرحله اگر شبکه‌ای از شکستگی‌ها وجود نداشته باشد ماگمای اولیه در مرز گوشته - پوسته باقی‌مانده و

متحمل تفریق اولیه شده و الیوین از ماگما جدا می‌شود (Bonin & Giret, 1990) (مرحله ۱). با کم شدن چگالی، ماگما به سمت بالا حرکت کرده و در پوسته بالایی تجمع می‌کند (مرحله ۲). باگسترش جانی و عمودی آشیانه ماگمایی در پوسته

بالایی، ماگمای مورد نظر ابتدا بر اثر فرایند ناآمیختگی ماگمایی (جدایش فاز فلزی

- صرف نظر از سنگ‌های اشباع شده منطقه، تمامی سنگ‌های منطقه، الگوهای مشابه دارند و در تمام آنها عناصر کمیاب در مقایسه با کندریت‌ها غنی‌تر شده‌اند، بویژه اینکه میزان غنی شدن LREE نسبت به HREE بسیار بیشتر است. الگوی خاص پیروکستیت‌ها (تحت‌ب به سمت بالا) به دلیل وجود تجمع کلینوپیروکسن در این سنگ‌هاست که میزان خوبی برای MREE هستند (Henderson, 1984).

- افزایش میزان غنی شدن REE طی فرایند تفریق به خوبی نمایان است به گونه‌ای که کمترین میزان غنی شدن در پیروکستیت‌های غنی از مانییت و بیشترین میزان در دایک‌های نفیلین مونزو دیوریت- نفیلین مونزونیتی دیده می‌شود. با دقت در الگوی میانگین انواع سنگ‌ها نسبت به کندریت، تفریق شدید LREE مشاهده می‌شود که مهم‌ترین عامل آن تبلور بخشی آپاتیت و جدایش کانی کلینوپیروکسن است. غنی شدن تقریباً ثابت سه عنصر Lu، Yb و Tm نسبت به کندریت مرتبط با تبلور مانییت به نظر می‌رسد (Henderson, 1984).

- ناهنجاری منفی ناچیز Eu در انواع مختلف سنگ‌های تحت اشباع منطقه را می‌توان به شرایط اکسیدان ماگما (تبلور مانییت و وجود Fe^{2+}) و حضور این عنصر به صورت Eu^{2+} و عدم پذیرفته شدن آن در ساختار فلدسپار نسبت داد (Rollinson, 1993). این مسئله یعنی عدم ناهنجاری شاخص مثبت یا منفی Eu به اعتقاد (Henderson 1984) در سنگ‌های قلیایی مافییک-اولترامافییک به فراوانی مشاهده می‌شود ولی (Rehnstrom 2003) ناهنجاری ضعیف Eu را به مهم بودن تفریق پلاژیو کلاز در فرایند تشکیل سنگ نسبت می‌دهد.

- سنگ‌های اشباع و فوق اشباع منطقه (کوارترت سی نیت و گرانتیت)، آشکارا دارای الگوی متفاوتی از سایر سنگ‌های تحت اشباع می‌باشند.

با مقایسه الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه هشتر که با گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۱۶)، نهی شدن شدید عناصر P، Nb، K پیروکستیت‌ها نسبت به گوشته اولیه نمایان می‌شود. در سنگ‌های تفریق یافته‌تر این عناصر بویژه

K غنی‌تر شده و ضمن حفظ نهی شدن P و Nb، با جدایش مانییت و کانی‌های مافییک، عنصر Ti نیز فروافتادگی پیدا می‌کند. نهی شدن شدید P در بیشتر سنگ‌ها

بجز ملاگابروها (که کانی آپاتیت بیشترین حضور را در این نوع سنگ دارد) می‌تواند ناشی از فقر منشأ اولیه و در نتیجه ماگمای مادر از عنصر P، و یا جدایش آپاتیت به همراه فاز مانییتی به صورت مایع ناآمیخته در مراحل اولیه تبلور باشد، هر چند تاکنون

در این ناحیه رخنمونی از آن مورد مشاهده قرار نگرفته است، اما پدیده‌های فراگیر در بیشتر توده‌های قلیایی ایران از قبیل اسفوردی و قره آخاج می‌باشد. در مجموع جدایش کانی‌های مختلف در حین تحول ماگما، مهم‌ترین تأثیر را بر الگوهای عناصر

کمیاب سنگ‌های منطقه داشته است.

۸- سازوکار جایگیری کمپلکس اولترامافییک - مافییک هشتر

چنانچه گفته شد و در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ منطقه نیز مشاهده می‌شود، شواهد زیر دلالت بر ساختار حلقوی کمپلکس اولترامافییک- مافییک هشتر دارد و ارائه هر مدل احتمالی باید تا حد امکان این شواهد را توجیه کند:

- شکل دایره‌ای و پهنه‌بندی مشخص و مجزای پلوتونیزم ملانو کرات و لوکوکرات تحت اشباع.

- بالا آمدگی و گنبدی شدن سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری میزان بر اثر نفوذ توده آذرین.

- نفوذ حلقه لوکوکرات با شیب زیاد در حاشیه توده ملانو کرات با سازوکار توقف ماگمایی (stopping).

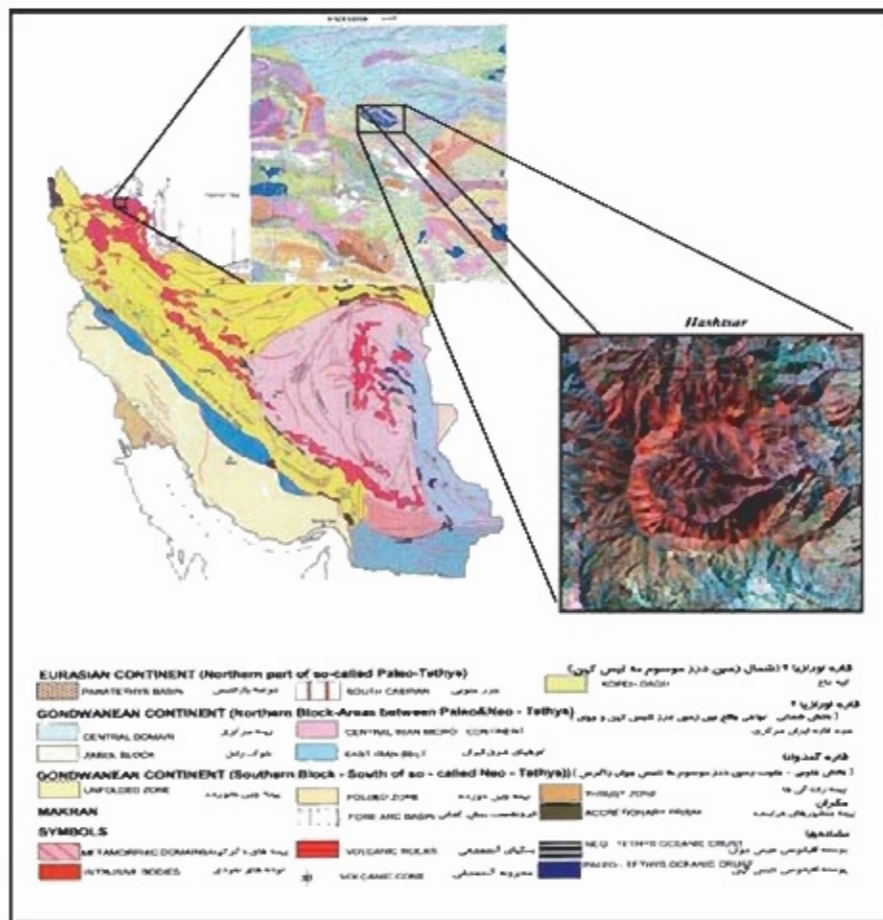
- وجود بافت‌های انباشتی و کومولایی در بخش اولترامافییک.

جای می‌گیرد (باقت دانه‌ریز گابرویریت‌های حاشیه) و یا به بخش‌های مرکزی توده پروکستی تفریق می‌شود (چیده Stopping) و دایک‌های تفریق یافته‌تر از سنگ‌های لوکوکرات حاشیه به‌وجود می‌آیند که اثرات متاسوماتیکی قابل توجهی بر سنگ‌ها و کانی‌های تبخیمی‌تر داشته‌اند (مرحله ۶). در پایان، مذاب‌های اشیاع از سیلیس حاصل از ژلوب احتمالی پوسته زیرین و میانی (Poland, 1993 و Morogan, 2000)، کل توده را که سرد شده است مورد تهاجم قرار داده، در شکستگی‌های توده نفوذی جای می‌گیرند.

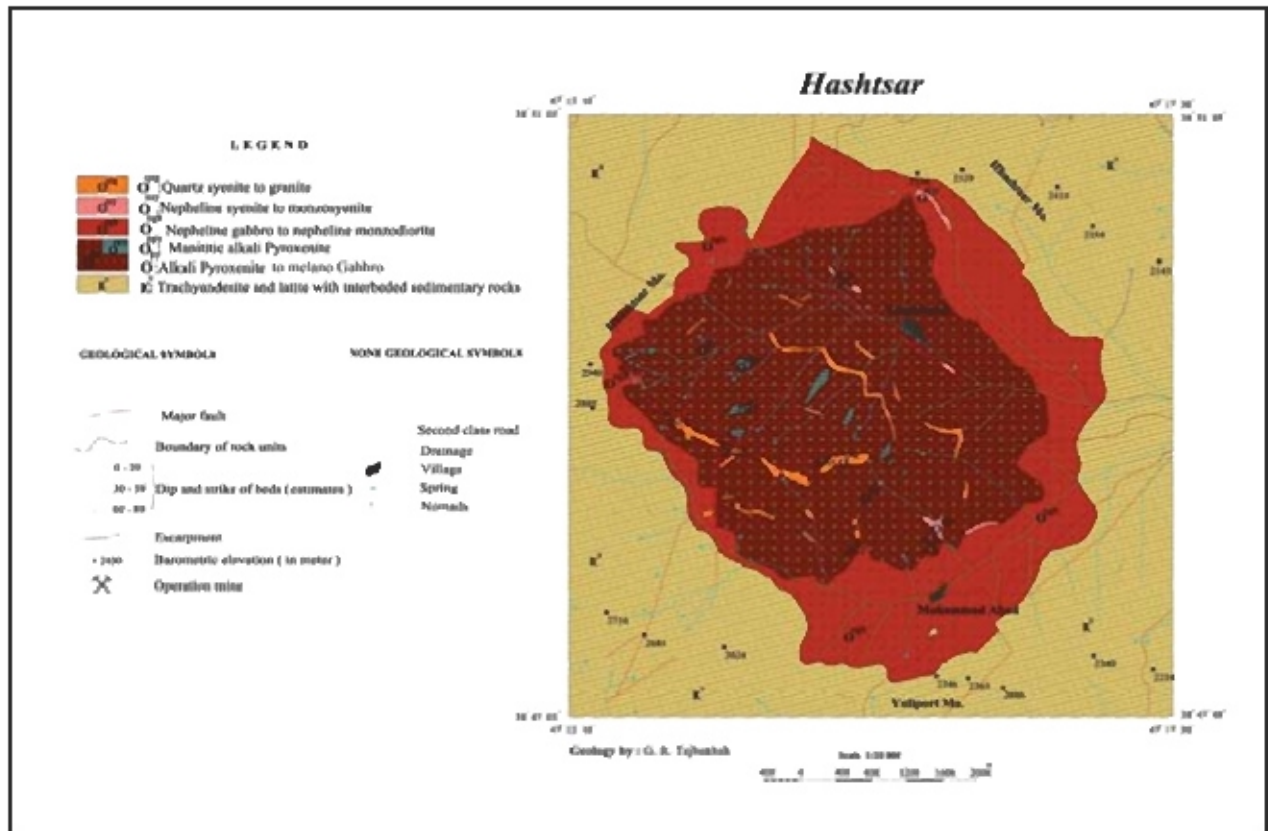
۹- نتیجه گیری

ساختار حلقوی و پهنه‌بندی ماگمایی توده‌های نفوذی قلهایی، پهنه شاپی است که در توده نفوذی هشتم طی سازوکار خاصی به وجود آمده است. لازمه تشکیل این ساختار، تفریق بلورین همزمان با ناآمیختگی اکسید - سیلیکات در ماگمای اولیه و ایجاد لایه‌های مختلف ماگمایی متناسب با چگالی آنها در یک آشیانه ماگمایی است. یا فوران بخش تفریق یافته و سرشار از فاز سیال این آشیانه ماگمایی از یک سحرای فراخ، حجم حظیمی از سنگ‌های آتشفشانی (گاززه پروکلاستیک و لاهار) خارج می‌شوند. فشار منفی ایجاد شده در پی انفجار به همراه فرونشست سلف کالهر، باعث بالا آمدن مذاب‌های بسیار چگال و غلیظ ماتیتی، پروکستی و ملاگابروی می‌شود که پس از سرد شدن مورد تهاجم فازهای ماگمایی یعنی قرار گرفته‌اند.

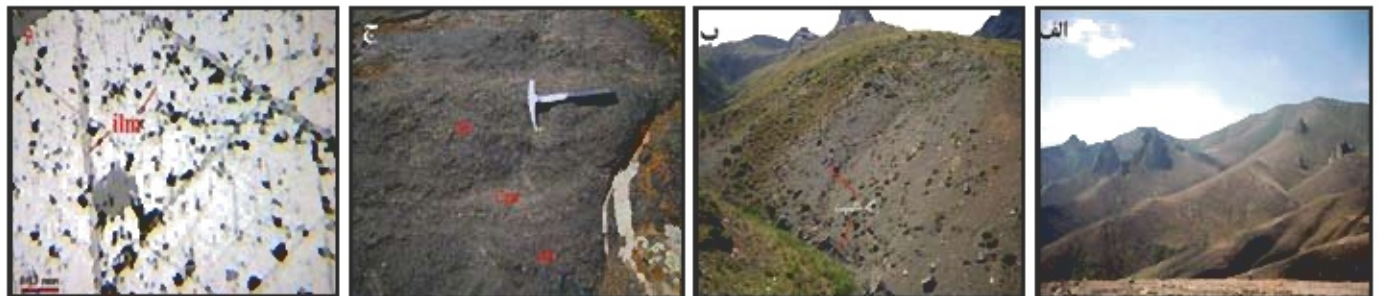
از فاز سیلیکاته و سپس پراثر فرایندهای تبلور پهنشی، تجمع و ته نشینی بلورهای چگال‌تر کلینوپیروکسن از بلورهای با چگالی کمتر لفسپار و لفسپاتوئید، متصل لایه‌بندی و منقطع‌بندی شیمیایی شده و بخش‌های چگال ماتیتی - پروکستی در پایین، ملاگابرو در وسط و مواد سبک‌تر لایت - تفریتی در بالا قرار می‌گیرند (مرحله ۳). با ادامه بالا آمدگی پوسته و ایجاد نقاط ضعف، بخش‌های سبک‌تر بالای آشیانه به سطح رسیده و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه را (با سن پالرسن - اوسن زیرین) که از نظر ژئوشیمیایی دارای شباهت‌هایی با سنگ‌های نفوذی منطقه هستند، می‌سازند (مرحله ۴). در پی صعود و تخلیه به نسبت سریع این ماگمای تفریق یافته، بر اثر افت فشار ایجاد شده در بخش بالایی آشیانه و فرونشستی سنگ سیزبان، بخش چگال پروکستی ماگما که هنوز حالت خمیری دارد بالا کشیده شده و به سطح زمین نزدیک‌تر می‌شود. طی این مرحله حسی‌های ماتیتی در بخش‌های مرکزی آشیانه سطحی‌تر متمرکز شده و بر اثر چیره بودن فرایند تفریق بلورین، انواع گوناگون سنگ‌های ملاتوکرات حاصل می‌شوند. همزمان با این جایگیری، آشیانه ماگمایی پوسته زیرین دوباره از ماگمای جدید پر و خود متصل تبلور پهنشی می‌شود به طوری که بخش لوکوکرات گابرو- دیوریتی (به‌احتمال) پرروی پروکستیت و ملاگابروهای لایه‌های جدید - که در سطح زمین رختمون ندارند - قرار می‌گیرد (مرحله ۵). با جایگیری فاز ملاتوکرات و کاهش حجم آن به دلیل سرد شدن و فرونشست بلوک‌های بالایی، بخش لوکوکرات با ترکیب گابرو- دیوریت در امتداد گسل‌های حلقوی بالا آمده در حاشیه توده ملاتوکرات سرد و متقبض شده،



شکل ۹- موقعیت منطقه هشتم در پهنه‌بندی روسی - ساختری حوضه ایران (آکاتیای، ۱۳۸۳) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ (مهرپوتو و همکاران، ۱۳۷۷) و تصویر ماهواره‌ای منطقه (بدون مقیاس).



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، هشتم (تاج پخش، ۱۳۸۵).

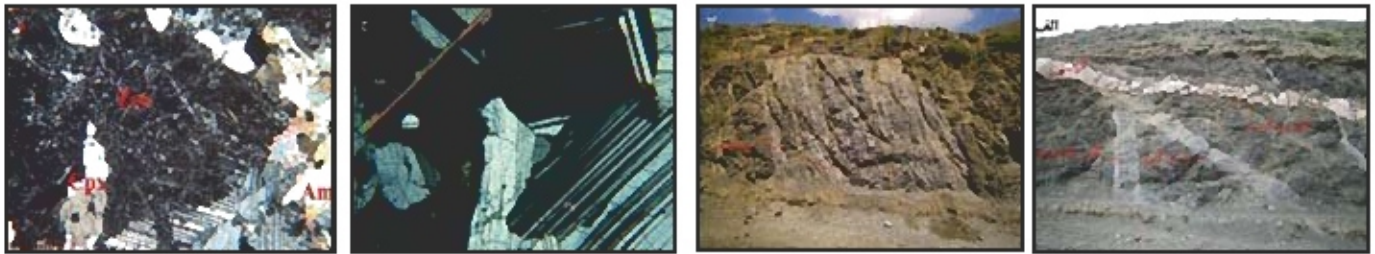


شکل ۴- الف) قله هشنگانه خنی از مائیتت که بر اثر مقاومت بیشتر هر مقابل عوامل فرسایشی نسبت به پروگنیت‌ها نمود برجسته یافته‌اند. ب) تمرکز لایه‌ها و رنگ‌های خنی از مائیتت در بخش‌های لورین و میانی نوده. ج) رنگ‌های مائیتتی جدا شده از فاز سیلیکاته پروگنیتی. د) نمای میکروسکوپی پلور مائیتت به همراه تپه‌های چایشی اپیتیت در نور انعکاسی.

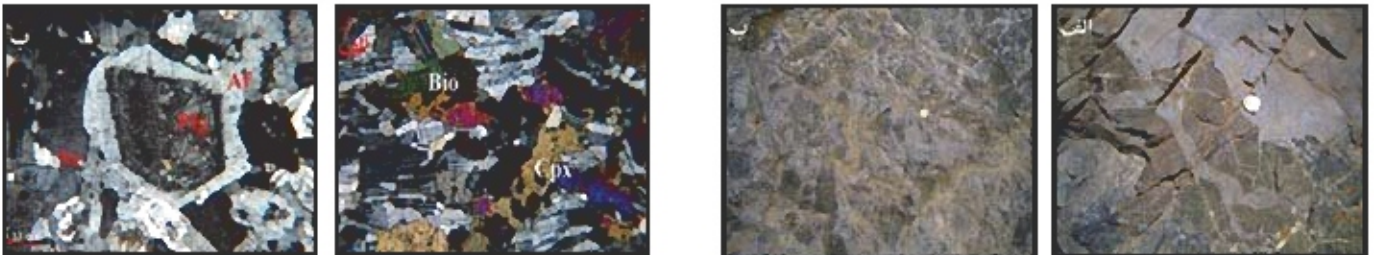


شکل ۵- الف) تصویر میکروسکوپی بلورهای کومولای کلیت پروگنیت در نوده و بلورهای ریزتر کومولوس مائیتت به صورت بی‌شکل (PPL). ب) تجزیه پروگنیت به ورده‌های درشت فلورگویت.

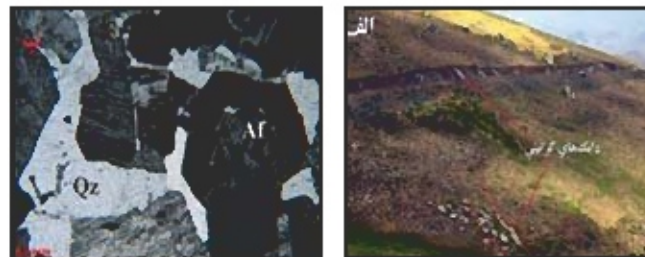
شکل ۶- الف) پروگنیت پلاژیوکلاز دار (PPL). ب) ملاگابرو که در آن پروگنیت به بیوتیت تبدیل شده است (PPL).



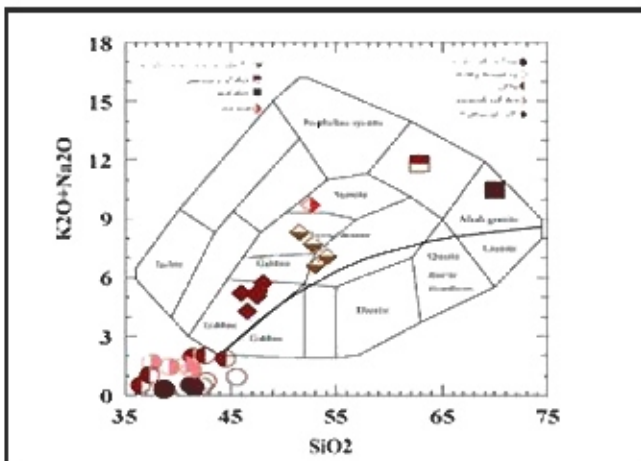
شکل ۷ - الف) روابط و سن نسبی نلزهای معلقه منطقه (خید به سوی جنوب)، ب) قرارگیری آنکلاوهای پروکستیسی به موازات هیوایه هایکه (خید به سوی شمال)، ج) بلورهای درشت پلاژیوکلاز خنی از کلسیم به همراه بلورهای سوزنی آمفیبول (XPL)، د) تجزیه پلاژیوکلاز پروکستیسیها به زئولیت در مجاورت هایکه‌های گابروی پگماتویتی (XPL).



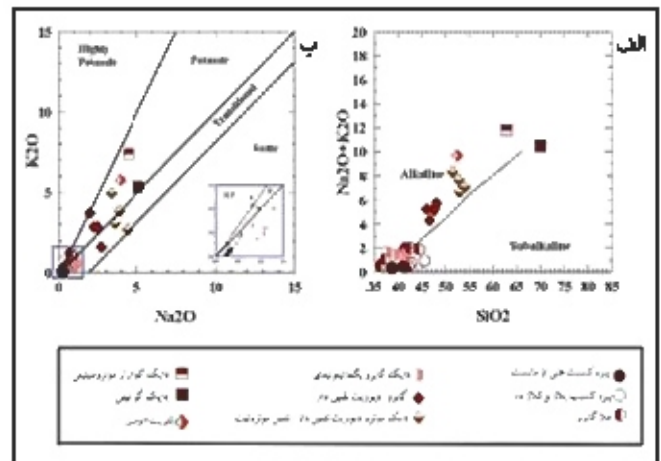
شکل ۸ - نفوذ فاز نوکوکرات تحت اشباع در سنگهای کبیمی تر. الف) دیده استوینگ و حاشیه‌های قابل انطباق آنکلاوهای پروکستیسی. ب) قطعات شاور پروکستیسی و دایکته‌های پگماتویتی در فاز نوکوکرات تحت اشباع. شکل ۹ - نمای میکروسکوپی فاز نوکوکرات تحت اشباع (الف) باله جریانی در گابروپیرویت‌های حاشیه (XPL). ب) رشد فلدسپار قلیایی در حاشیه بلور پلاژیوکلاز دایکته‌های فلزن موترونیث (XPL).



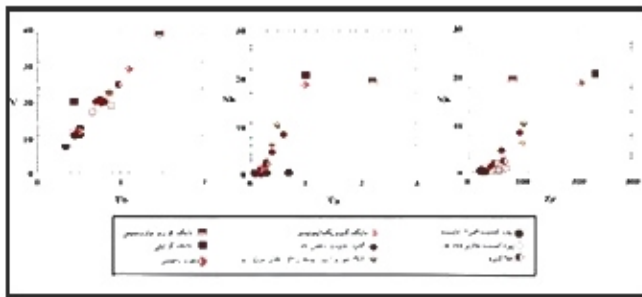
شکل ۱۰ - الف) نفوذ دایکته‌های گراتیت - کوارتز موترونیسی زینتی به موازات هم در جهت NW-SE (خید به سمت شمال خاوری). ب) نمای میکروسکوپی گراتیت هیروسولوروس (XPL).



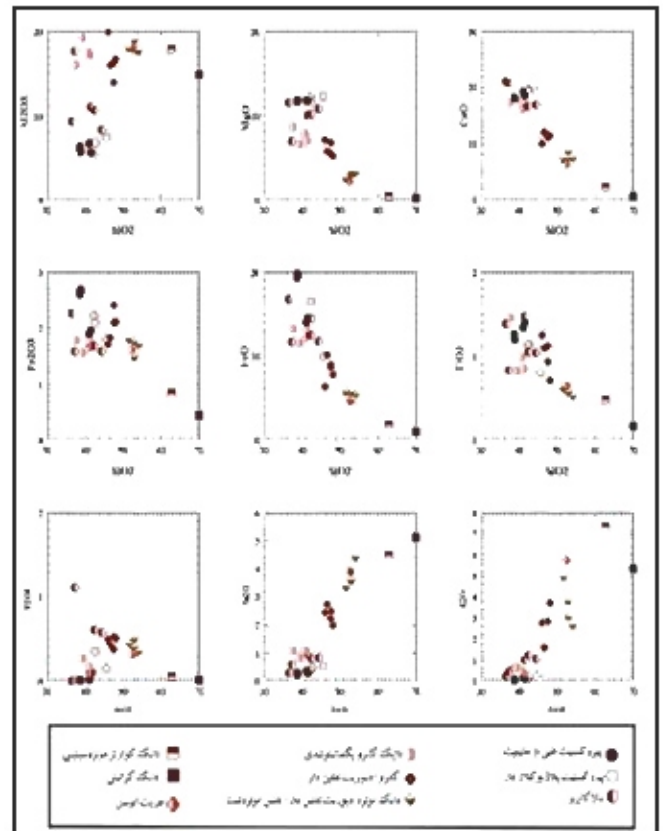
شکل ۱۲ - تقسیم بندی شیمیایی سنگهای منطقه نمودار مجموع آنکالی به سیلیس (Cox et al. 1979).



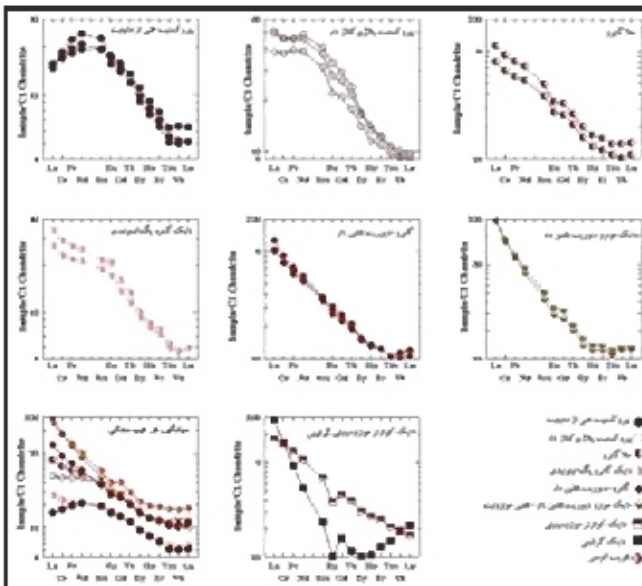
شکل ۱۱ - نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه. الف) نمودار مجموع آنکالی به سیلیس (Irvine & Baragore 1971) ب) نمودار Na₂O-K₂O (Le Maitre 1989).



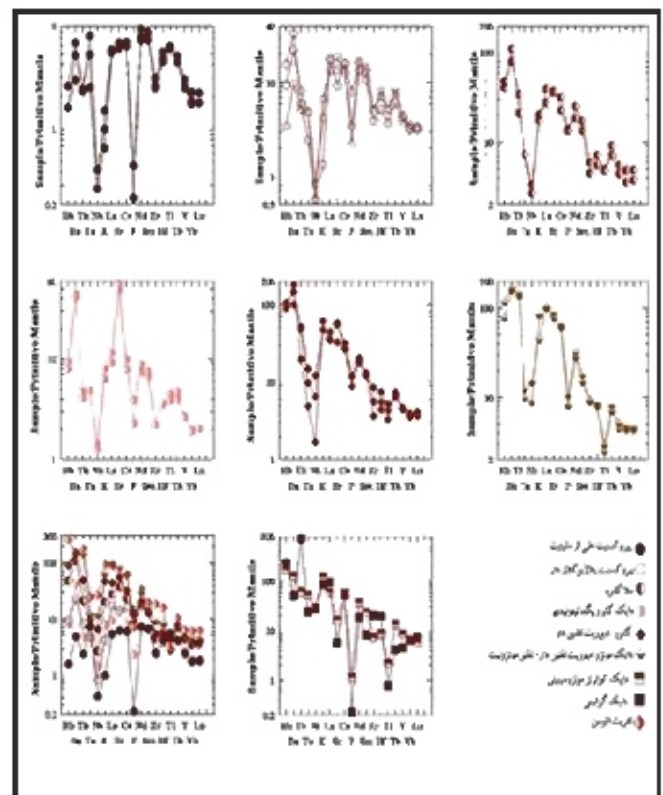
شکل ۱۴- نمودارهای تغییرات عناصر لاسازگار (الف) Y-Tb، (ب) Nb-Zr، (ج) Nb-Ta



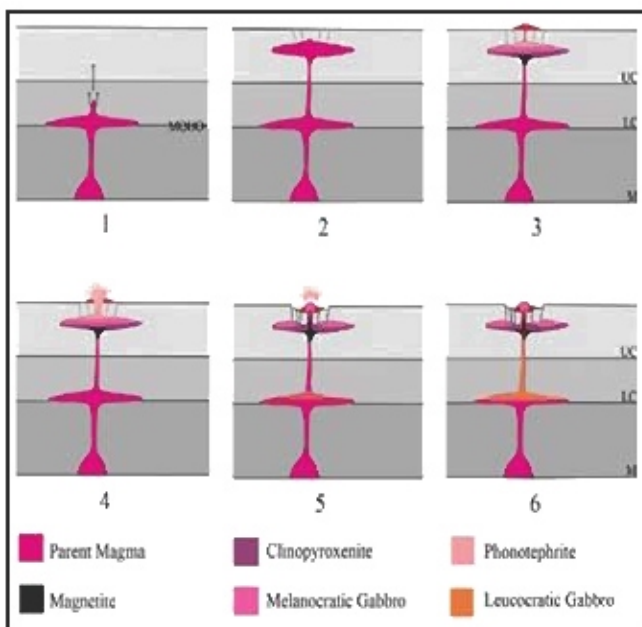
شکل ۱۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی تر یابنده SiO₂



شکل ۱۶- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب عاکی هاسی سازی شده به کثرت (Sun & McDonough, 1989)



شکل ۱۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب عاکی هاسی سازی شده به گوشه اولیه (Sun & McDonough, 1989)



شکل ۱۸- الگوی تکامل و جایگیری کمپلکس نفوذی پواتراندائیک-سایکیکه-هشتقرنیه در فلاتریشیا

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه
- باباخانی، ع.، لسکونیه، ح.، ریو، ر.، ۱۳۶۱- شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش اهر به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۳ صفحه
- تاجبخش، غ.، ر.، ۱۳۸۵- نقشه زمین شناسی منطقه هشتم به مقیاس ۱:۲۰۰۰۰
- طلوعی، ج.، ضرغامی، م.، ۱۳۷۰- اکتشاف مقدماتی و نیمه تفصیلی ورمیکولیت کلیر، شرکت منطقه‌ای معادن آذربایجان، ۱۹۶ صفحه
- مهرپرتو، م.، خان ناظر، ح.، ۱۳۷۷- نقشه زمین شناسی کلیر، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Bhattacharji, S., Nehru, C. E., 1970 - Igneous structures and mechanism of emplacement of Mount Johnson, a Moneregian intrusion. Quebec: Discussion, Can. J. Earth Sci., 7, p191-194.
- Bonin, B., 1998 - Alkaline Rocks and Geodynamics, Tr. J. of Earth Sciences 7 105-118.
- Bonin, B. and Giret, A., 1990- Plutonic alkaline series: Daly gap and intermediate compositions for liquids filling up crustal magma chambers, Schweiz. mineral.-petrograph. Mitt., 70, 175-187.
- Bonin, B., 2007- A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects, Lithos, 97, 1-29.
- Borodin & Parlenko, 1979- The role of metasomatic processes in the formation of alkaline rocks, in: Sorensen (eds.), the Alkaline Rocks, pp 515-534.
- Campbell, I.H., 1996- Fluid dynamic processes in basaltic magma chamber, in Gawthorn (eds.) Layered Intrusions, Elsevier, pp 45-76
- Clark, A.H. & Kontak, D.J., 2004- Fe-Ti-P oxide melts generated through magma mixing in the Antauta Subvolcanic Center, Peru implications for the origin of nelsonite and iron oxide-dominated hydrothermal deposits, Economic Geology, 99, 377-395.
- Coulson, I. M., Russell, J. K. and Dipple, G. M., 1999- Origins of the Zippa Mountain pluton: a Late Triassic, arc-derived, ultrapotassic magma from the Canadian Cordillera, Can. J. Earth Sci. 36: 1415-1434.
- Cox, K.G, Bell, J.D. & Pankhurst, R.J., 1979- The interpretation of igneous rocks, Allen and unwin, London, 450P.
- Foland, K.A. et al., 1993- Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites, geochi. et cosm. acta, V. 57, pp 697-704.
- Harmer, R. E., 1999- The petrogenetic association of carbonatite and alkaline magmatism: constraints from the Spitzkop Complex, South Africa. Journal of Petrology.
- Henderson, P., 1996- The rare earth elements: introduction and review. In Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits. Edited by A.P. Jones, F. Wall, and C.T. Williams. Chapman & Hall, London. pp. 1-19.
- Johnson, S.E., Paterson, S.R., Tate, M.C., 1999a.- Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex: the Zarza Intrusive Complex, Baja California, Mexico, Geol. Soc. Am. Bull. 111, 607-619.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the classification of the common volcanic rocks, Can. Jour. Earth. Sci. 8, P. 523-548.
- Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M.P. and Woolley, A.R., 1995- The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part II: Former USSR. Chapman and Hall, London.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, L., Le Bas, M.J., Sabina, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989- A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications Ltd., Oxford, England.
- Lipman, P.W., 1984- The roots of ash-flow calderas in western North America; windows into the tops of granitic batholiths, Geophys. Res. 89, 8801-8841.
- Middlemost, E.A.K., 1989- Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks., Chemical Geology, 77: 19-26.
- Moreau, C. et al., 1995- Emplacement of Meugeur - Meugeur cone seet (Niger, west Aferica), on the world s largest igneous ring structures, in: Bear & Heimann (eds), Physics and chemistry of dykes, Balkema, Rotterdam, pp 41-49.
- Morogan, V., Upton, B. G. J. and Fitton, J. G., 2000- The petrology of the Ditrau alkaline complex, Eastern Carpathians, Mineralogy and Petrology 69: 227±265
- Myers, J.S., 1975- Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta, Geol. Soc. Am. Bull. 86, 1209-1220.
- Naslund, H.R. & McBirney, A.R., 1996- Mechanisms of formation of igneous layering, in Gawthorn (eds.), Layered Intrusions, Elsevier pp 1-44.
- Nilson, R.H., McBirney, A.R. & Baker, B. H., 1985- Liquid fractionation. Part II: fluid dynamics and quantitative implications for magmatic systems, J. Vol. geotherm. Res., 24, 25-54.
- Nystrom, J. O. & Henriquez, F., 1994- Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry, Economic Geology, 89, 820-839.
- Philpotts, A.R., Hodgson, C.J., 1968- Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis. 23 International Geological Congress, Prague, Czechoslovakia, vol. 2, pp. 175-188.
- Philpotts, A.R., 1970- Igneous structures and mechanism of emplacement of Mount Johnson, a Moneregian intrusion. Quebec: Reply, Can. J. Earth Sci., 7, p.195-197.
- Rehnström, E.F., 2003- Geochronology and petrology of the Tielma Magmatic Complex, northern Swedish Caledonides - results and tectonic implications, Norwegian Journal of Geology, Vol. 83, pp. 243-257.
- Reynolds, I. M., 1985b- Contrasting mineralogy and textural relationships in the uppermost titaniferous magnetite layers of the Bushveld complex in the Bierkraal area north of Rustenburg. Eco Geo, 80, 1027-1048.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical, 352 P.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunder, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, vol. 42. Geological Society Special Publication, pp. 313-345.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis, a global tectonic approach, Unwin Hyman, 466 P.
- Zhou, M.F. et al., 2005- Geochemistry, Petrogenesis and Metallogenesis of the Panzhuhua Gabbroic Layered Intrusion and Associated Fe-Ti-V Oxide Deposits, Sichuan Province, SW China, J. OF Petrology, V. 46 NUMBER 11 P 2253-2280 2005.

was spread out through the Central Iran. This result can indicate the close relation between the Kopeh Dagh and Central Iran in the aforementioned time periods.

Key words: Kopeh Dagh, Tirgan, Sarchshme, Shurijeh, Orbitolin, Amonite

For Persian Version see pages 115 to 122

*Corresponding author: R. Tavakoli; E- mail: neda6290@yahoo.com

Petrography, Geochemistry and Emplacement Mechanism of Hashtsar Ring Complex

Gh. Tajbakhsh ^{1*}, M. H. Emami ², H. Moine Vaziri ³ & N. Rashidnejad Omran ¹

¹ Tarbiat Moddares University, Faculty of Basic Sciences, Department of Geology, Tehran, Iran.

² Reserch Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

³ Tarbbiat Moallem University, Faculty of Basic Sciences, Department of Geology, Tehran, Iran.

Received: 2008 July 25

Accepted: 2008 October 19

Abstract

Hashtsar ultramafic – mafic intrusive complex is located at about 20 km east of the Kaleybar city in the eastern Azerbaijan Province. This alkaline ring complex is formed by the penetrative of undersaturated and oversaturated different magmatic phases with Late Eocene to Oligocene – Miocene ages. Petrographical studies show that this massive consists of three main phases. The first phase is composed of magnetite mela alkali pyroxenite, plagioclase bearing alkali pyroxenite and mela alkali gabbro with coarse grained gabbroic dykes. The second phase consists of the nepheline bearing leuco gabbro - diorite to nepheline monzodiorite and nepheline monzonite, and the third phase is syenite and quartz - monzosyenite to granite with calc-alkaline affinity. Geochemical studies indicate that undersaturated phases are intensively enriched in trace elements, especially in LILE and LREE. These magmas have generated from the parental magma with a potassic alkaline affinity from a metasomatic mantle. The different rocks types of undersaturated phases were produced by the liquid immiscibility, crystal fractionation and accumulation processes. The calc-alkaline magma of the third phase is probably resulted from the lower crust melting due to penetrative of first and secondary phases. Particular and ring emplacement of this complex is concluded by the eruption and discharge of huge and zoned magma chamber, after the caldera subsidence such as, volcanic string of Majid Abad formation in the Hashtsar region.

Keywords: Ultramafic- Mafic, Alkaline ring complex, Hashtsar, Eastern Azerbaijan.

For Persian Version see pages 123 to 132

*Corresponding author: Gh. Tajbakhsh; E-mail: grttajbakhsh@yahoo.com